中南大学

硕士学位论文

湖南省桃江泗里河锑（金）矿床地质特征与控矿因素研究

姓名：夏天

申请学位级别：硕士

专业：矿物学、岩石学、矿床学

指导教师：胡斌

20090523

摘 要

泗里河锑（金）矿区地处湖南省益阳市桃江县，该矿为一已开采近百年的老矿山。矿区内出露的地层主要为上元古界板溪群五强溪组，锑金矿化主要产于其中段底部一、二亚段中。

本论文从泗里河锑（金）矿区的区域成矿地质背景分析入手，应用岩石学、构造地质学、矿床学、微量元素地球化学、矿床地球化学等多学科知识，对于泗里河锑（金）矿区成矿地质条件、矿床地质特征、矿床地球化学特征、矿床成因、控矿因素与成矿规律等内容进行了深入系统的研究，取得了如下主要认识：

1、通过对区域和矿区构造演化进行系统分析，认为区域上至少经历了三次大的构造运动，即武陵、雪峰、加里东三次大的壳体运动，使构造展布以近东西向、北东向和北北东向最发育，为成矿创造了有利条件。

2、成矿主要受元古界板溪群五强溪组中段含矿层位及断裂（褶皱）构造双重因素控制，同时岩浆活动与矿化的关系也较为密切。矿脉主要受构造（东西向容矿断裂、缓倾斜层间破碎带）控制。

3、各样品之间微量元素含量具有明显的相似性，认为本区 Sb、Au 的成矿物质来源可能直接从地层或花岗斑岩岩脉中萃取。

4、根据包裹体气、液相成份分析，结合包体测温资料，认为本区成矿流体的类型主要为深源中低温低盐度的 $Ca^{2+}-Na^{+}-K^{+}-F^{-}-Cl^{-}-SO_4^{2-}$型岩浆热水混合溶液。

5、建立了新的成矿模式，并提出泗里河锑（金）矿床的成因类型为具有多因素控制、多矿质来源、多矿化阶段、以岩浆热液成矿作用为主导的多因复成锑（金）矿床。

关键词： 包裹体 地球化学特征 控矿因素 成矿模式 泗里河锑（金）矿

ABSTRACT

Silihe stibium(gold) mining area has been extract for one hundred years, which is located at Taojiang county of Yiyang city in Hunan province. The strata exposed in the mining site are the Wuqiangxi Formation of Upper Proterozoic Banxi Group. The Sb-Au ores mainly distributes between the first and second sub-strata at the bottom of the middle formation.

On the basis of analyzing the ore-forming geological backgrounds of Silihe mining area, in combination with the key-knowledges on petrology, tectonics, ore mineralogy , trace elements, deposits geochemistry, and so on, the author has done deeply researches on the ore-forming conditions, geological and geochemical features, causes of the Sb-Au deposits, ore-controlling factors and laws of mineralization. The main achievements are as follows:

1. According to the systematic analyses on the tectonic evolutions in this region, the author believes that there exsited three big tectonic movements, including Wuling, Xuefeng and Caledonian ones, which made the structures spreading along EW, NE and NNE trending, and which resulted in the advantages for mineralizing in this area.

2. Mineralization is mainly controlled by two factors-mesomere ledge horizons and ruptures of the Wuqiangxi Formation of Upper Proterozoic Banxi Group, and Magmation is highly related with ore-forming as well. The ore-veins in this area are mainly controlled by structures (ore-containing fault along EW trending、gently inclined interlayer fracture zone).

3. From the obvious similarities of trace element contents among samples, which means resources of mineralization can be extracted directly from stratums and dikes of granite porphyry.

4. By means of studies on the vapor-liquid contents of the inclusions, together with temperatures of the inclusions, which shows that the type of the mineralizing liquids is a mixed solution of lava and hot water of deep sources which belongs to the medium-low temperature and low salinity

$Ca^{2+}-Na^{+}-K^{+}-F^{-}-Cl^{-}-SO_4^{2-}$.

5. According to the aboves, the author has established a new metallogenic model, and pointed out that the genetic types of Silihe Sb-Au deposits are polygenetic compound ones, which are multi-factors controlled, multi-resources and multi-stages mineralized.

Key words: inclusion; geochemistry features; ore-controlling factors; metallogenic model; Silihe stibium(gold) deposits.

原创性声明

本人声明，所呈交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。尽我所知，除了论文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得中南大学或其他单位的学位或证书而使用过的材料。与我共同工作的同志对本研究所作的贡献均已在论文中作了明确的说明。

作者签名：夏天　日期：2009年5月23日

学位论文版权使用授权书

本人了解中南大学有关保留、使用学位论文的规定，即：学校有权保留学位论文并根据国家或湖南省有关部门规定送交学位论文，允许学位论文被查阅和借阅；学校可以公布学位论文的全部或部分内容，可以采用复印、缩印或其它手段保存学位论文。同时授权中国科学技术信息研究所将本学位论文收录到《中国学位论文全文数据库》，并通过网络向社会公众提供信息服务。

作者签名：夏天　导师签名：　日期：2009年5月23日

第一章 前 言

1.1 课题来源、研究目的及意义

1.1.1 课题来源

泗里河锑（金）矿为一已开采近百年的老矿山，至今为止矿山内-30m 以上的资源已基本采完，为扩大矿山远景，西部矿业桃江久通锑业有限责任公司出资对桃江县泗里河矿区锑（金）矿开展深部地质找矿工作，要求在现场地质调查和综合分析现有地质资料的基础上，查明矿区地层、构造、岩浆岩与成矿的关系，分析控矿因素，总结成矿规律，为生产区深部找矿预测提供地质依据和作出远景评价。

课题来源于导师胡斌副教授受西部矿业桃江久通锑业有限责任公司委托到矿山进行地质找矿科研，承担了“湖南省桃江县泗里河锑（金）矿成矿规律及深部找矿预测研究”项目。本论文是在此项目研究的基础上完成的，主要数据均来自于该课题研究。

1.1.2 研究目的及意义

矿区自 1896 年首次发现锑矿床以来,已经历了近百年的开采历史,矿区内几大矿脉的矿体已经开采完毕。矿区内大型锑矿脉自从 1965 年板溪锑矿成立以来,经历了近 40 年的正规化工业开采,其分支脉已基本开采完毕,更有分支脉已开采到深部-330 m 水平,再往下又见尖灭的趋势。如何缓解矿山严峻的资源紧张状况,寻找新的矿体和接替资源,延长矿山服务年限已成为矿山以后发展的当务之急。

此次研究工作，也是计划在本矿区探获一个以锑矿为主，伴生有金的小至中型的锑金矿床。

1.2 国内外研究现状

锑矿的发现，约于公元前 18 世纪在匈牙利曾发现的小锑块，但在很长时间，人们并未真正地认识这种金属。1556 年德国冶金学者阿格里科拉(G.Agricola)在其著作中叙述了用矿石熔析生产硫化锑的方法，但将硫化锑误认为锑。1604 年德国人瓦伦廷(B.Valentine)记述了锑与硫化锑的提取方法。18 世纪已用焙烧还原法炼锑，1896 年制出电解锑。1930 年以后，锑矿鼓风炉熔炼法成为生产金属锑的重要方法。60～70 年代发展了多种挥发熔炼和挥发焙烧方法。

中国是世界上发现、利用锑矿较早的国家之一。明朝末年(1541 年)发现了世界最大的锑矿产地——湖南锡矿山，但当时把锑误认为锡，故锡矿山以此得名，至清·光绪 16 年(1890)经化验始知是锑。光绪 23 年(1897)，创办“积善”厂，为锡矿山最早的锑炼厂，使我国的“连锡”转入锑生产的时代。1908 年湖南华昌公司从法国引进挥发焙烧法，开始用此法炼锑。随着机械制造业的兴起，锑的用途和需求量扩大，继开发锡矿山之后又先后开发了湖南桃江板溪、新邵龙山、桃源沃溪等地锑矿，使湖南锑业居全国之首。接着，黔、滇、桂等省区也相继开采一些锑矿。从 1908 年以后数十年间，中国产锑量常占世界总产量 50%以上，仅就锡矿山自 1912～1935 年间的锑品产量占世界产量的 36.6%，占全国的 60.9%。

锑在自然界中约有 120 多种锑矿物和含锑矿物，主要以 4 种形式存在，即①自然化合物与金属互化物，如自然锑、砷锑矿；②硫化物及硫盐类，如辉锑矿、硫铜锑矿、硫锑铁矿、辉锑铁矿、黝铜矿、车轮矿、硫锑铅矿、脆硫锑铅矿、斜硫锑铅矿、硫锑银矿、辉锑银矿、辉锑铅银矿、硫汞锑矿、硫氧锑矿等；③卤化物或含卤化物，如氯氧锑铅矿等；④氧化物，如锑华、黄锑华、锑赭石、锑钙石、水锑钙石、方锑矿等。

1.2.1 锑矿矿床类型

锑矿床类型多、规模大，在我国，锑矿床大致有 3 种分类：

一是根据矿体形态，成矿作用方式、控矿条件和矿石建造等，将锑矿床分为 3 个类型[1]，即①层状、似层状锑矿床，②热液脉状锑矿床，③红土层中的残积锑矿床。

二是以成矿作用为主，结合成矿物质来源及主要成矿地质条件等因素，乌家达等(1996) [2]将中国锑矿床划分为 6 个类型，即①沉积改造型，②喷流沉积改造型，③火山沉积改造型，④沉积变质再造型，⑤岩浆热液充填型，⑥表生堆积型。

三是以含矿岩系为主导，兼顾矿床产出地质背景、成矿环境、物质组成、成矿物理化学条件等因素，乌家达等将我国锑矿床划分为 7 个类型，即①碳酸盐岩型，②碎屑岩型，③浅变质岩型，④海相火山岩型，⑤陆相火山岩型，⑥岩浆期后型，⑦外生堆积型。这种分类的优点，是简明实用，有利于找矿、勘探、开采。该分类已编入在《中国矿床》专著上、下册[3]。7 个类型主要地质特征如下：

（1）碳酸盐岩型锑矿床 这类矿床赋存于碳酸盐岩系地层内，成矿物质主

要来自矿源层，经热卤水改造而形成的矿床。含矿岩系为一套多陆源碎屑的碳酸盐岩，大多数矿床以灰岩、白云岩、白云质灰岩、生物碎屑灰岩为主；个别矿床以燧石岩为主。矿床明显地受沉积因素制约。矿体常限于一定层位沿层间构造充填，主要呈层状、似层状、扁豆状，与地层整合，仅局部地段有小角度斜交，具多层性；也有的以脉状为主。矿床规模多为大型，个别的为超大型。典型矿床为湖南锡矿山、云南木利等锑矿床。

（2）碎屑岩型锑矿床 这类矿床含矿岩系为海相(滨海局部洼地、陆地边缘)碎屑岩，即泥岩、粉砂岩、细砂岩，也常夹较多的不纯碳酸盐岩。其中常见有机质及黄铁矿。成矿物质来自矿源层，主要经成岩期后深循环热卤水改造而形成的矿床。矿体多为脉状，产于细碎屑岩向碳酸盐岩过渡部位，或者不整合面上的层间破碎带中。矿床规模为大中型，典型矿床为贵州半坡锑矿床。

（3）浅变质岩型锑矿床 这类矿床含矿岩系为细碎屑岩夹火山沉积岩，形成 Au、Fe、Mn、Cu、Pb、Zn、W、Sb、Hg 的火山沉积物矿源层，经各种改造作用，使这些元素发生空间分离，分别形成钨锑、金锑、金锑钨石英脉型综合矿床。矿体形态以脉状和脉带为主。次为扁豆状、透镜状等。矿床规模中小型居多，个别的为大型。典型矿床有湖南沃溪、龙山，陕西公馆，甘肃崖湾等锑矿床。

（4）海相火山岩型锑矿床 该类型含矿岩系中火山岩及火山沉积岩均很发育。矿化层上盘常是火山熔岩，矿体赋存于变余玄武岩及粘土岩(含凝灰质、玄武岩屑、玄武砾石)的蚀变岩石中，下盘为灰色巨厚层状生物灰岩。矿床规模为大中型，典型矿床有贵州晴隆锑矿床。

（5）陆相火山岩型锑矿床 该类型为我国锑矿新类型。矿床产于活化地台火山断陷盆地边缘。成矿与燕山晚期-喜马拉雅期的陆相裂谷式火山活动有关。安山玄武岩、安山岩、闪斜煌斑岩的气液提供成矿物质。含矿石英脉沿喷发熔岩(或超浅成侵入岩脉)内的断裂带充填，有的产于岩脉内、外接触带部位。矿床规模为中小型，典型矿床有江西宝山锑金矿床。

（6）岩浆期后锑钨矿床 这类矿床的成矿母岩为岩浆岩，多与燕山中、晚期浅成或超浅成小岩体、岩脉关系更密切。含矿陡倾斜石英脉常产于这类岩株、岩脉的接触带上；有的锑矿床还产在加里东期花岗闪长岩体内接触带上，或者印支期花岗岩的内接触带上；还有的矿床产在与岩体有一定距离的围岩中。锑矿床与钨、锡、铜、铅、锌等矿床构成以岩体为中心的水平分带，反映了成矿温度递降的特征。这类矿床按成矿方式及成矿温度的差别，分为高-中温热液交代充填矿床和中-低温热液充填矿床两个亚类。矿床规模为中小型，典型矿床有湖南高挂山钨锑矿床。

（7）外生堆积型锑矿床 这类矿床是原生锑矿物地表氧化生成的锑赭石、黄锑华等，经风化剥蚀，与自然金或锡石一起，成为砂矿，易采易选，但多属小型矿床，个别的为中型，主要分布在广西上林、田阳、德保一带。

1.2.2 锑（金）矿床研究现状

中国长江以南出露一长条状的晚前寒武系,称之为“江南古陆”,其西南段为“雪峰古陆”,位于扬子地块西南缘与华南板块的交接部位(Chen et al. 1998; Peng et al. 1999) [4~5],在平面上呈NW向突出的弧形,故又称雪峰弧形构造隆起带(顾雪祥等, 2003) [6]。西安钨金矿区位于雪峰弧形构造隆起带中段的湘西矿化集中区中部的西安金锑钨矿带内。

（1）在矿床成因方面，湖南沃溪矿床是扬子地台南缘江南元古代造山带内产出的为数众多的 W、Sb、Au 建造矿床的典型代表。长期以来,该矿床以其独特的白钨矿、辉锑矿、自然金密切共生的矿物组合,产于浅变质沉积岩系中完美的整合层状矿化以及显著的层控性,吸引了众多中外学者浓厚的研究兴趣。但迄今为止,有关该矿床的成因仍众说纷纭,莫衷一是,概括起来有岩浆热液成因(徐克勤,1965;张振儒,1980;1989;毛景文等,1997) [7~10]、变质热液成因(罗献林等,1984;1996) [11~12]、变质水和大气降水混合热液成因(杨燮,1992;牛贺才等,1992;刘英俊等,1993) [13~15]、沉积—变质(改造)成因(朱炎龄等,1981;梁金城等,1981;肖启明等,1984;涂光炽等,1984;1987;梁博益等,1986) [16~21]、同生沉积成因(孟宪民等,1965) [22]或海底喷气(热泉)沉积成因(张理刚,1985;1995) [23~24]、层控_构造动力再造成因(刘亚军,1992a;1992b;1993) [25~27]等观点。

（2）在地质条件方面， Yang et al. (1999) [28]指出西安锑金矿床所处区域内出露的地层为下元古界冷家溪群及上元古界板溪群。(Chen et al. 1998; Peng et al. 1999) [29~30]认为雪峰运动奠定了该区的主要构造骨架,使其隆起为江南古陆的组成部分,历经了EW向构造及晚期的NNE向构造的叠加与改造,形成了雪峰弧形构造隆起带。关于岩浆活动,在湘、赣两省交界处,由雪峰运动期的碰撞造山作用(Yan et al. 2003) [31]形成了长三背花岗闪长岩体(838 Ma)及板背花岗闪长岩体,也发育由中新生代陆内碰撞造山作用(Yan et al. 2003) [31]形成的印支期-燕山期花岗岩,其总体侵位时代为200Ma(湖南省区域地质调查所,1995) [32]。(申萍, 2008) [33]通过矿区地质研究和地球物理测量,结合区域地质演化和对前人资料的分析,发现该矿区还存在重要的褶皱构造。对该矿床的形成和分布提出了新的认识,该矿床的形成除受地层和断裂构造控制之外,还受到褶皱构造的明显控制,提出了:有利地层和缓倾斜EW向层间滑动断裂带叠加控制了矿化带的形成和分布,

高角度NE向断裂是重要的导矿构造,褶皱构造的叠加控制了矿床的形成和分布,次级褶皱尤其是背斜构造的叠加则控制了矿体的形成和分布,该矿床的成矿有利地段是地层和层间滑动断裂带之上叠加了褶皱构造的地段。(朱景文，2003)[34]通过对涟源盆地区域地球物理、地质和矿产资料的综合研究,系统地总结了湘中地区重要的区域性基底断裂-城步-桃江断裂两侧深部地球物理特征的差异及其对涟源盆地沉积作用、盖层形变、岩浆活动和成矿作用的控制特征,探讨了锡矿山 F_{75} 断层的属性,在此基础上,重新厘定了该断裂在涟源盆地的位置,认为 $F7_5$ 断层属盖层断层。

(3) 在地球化学方面:(张国林，1999)[35]讨论了中国主要类型锑矿床矿物包裹体形态、大小、气液比值、包裹体爆裂温度、均一化温度和盐度。认为锑矿床中辉锑矿最佳形成温度为 180℃~220℃,盐度变化范围为(5~10)wt%NaCl。矿物包裹体成分变化较大,均以 H2O 为主,气相成分主要为 CO_2,液相成分中以 Na^+,Ca^{2+}为主,K^+、Mg^{2+}次之,K^+/Na^+比值一般小于 1,Ca^{2+}/Mg^{2+}比值一般大于 1,说明锑矿床的成矿流体液相组分以 H_2O、Na^+、Ca^{2+}、F^-、Cl^-为主,气相组分以 CO_2 为主。根据矿物包裹体中某些成分的相关性,可判别矿床之间的关系,指导找矿勘查工作。(彭渤，2000)[36]认为锑金成矿与印支燕山期的岩浆活动具明显的时空藕合关系和成因联系。基于这些事实和锑的地球化学性质分析,提出了湖南锑金矿成矿大爆发的机理模式。认为锑金成矿是富集成矿物质的板缘岩浆源或岩浆库于中生代发生成。

(4) 在成矿预测方面（于湘勇，2008）[37]指出板溪锑矿区位于雪峰隆起带的北东段的南侧,南西锡矿山锑矿田主体构造控制带向北东延伸与东西构造带的复合部位,上元古界板溪群五强溪组上段为主要含矿层位。板溪锑矿床由东西向、北东向两组脉组成,矿体多呈脉状或透镜状,沿走向及倾向具有膨大狭缩、尖灭、再现特点,深度大,陡倾斜,品位富之大型热液裂隙充填石英脉型锑矿床。在矿区的深边部找矿潜力巨大。(陈强壮，2004)[38]对桃江县板溪矿区区域构造概况、矿区地质特征、控矿因素、控矿构造分布规律及形成力学机制进行了较深入探讨,分析了矿床成因,并结合自己在矿区井下及地表地质调查工作的经验,总结出板溪矿区锑矿床的成矿富集规律和找矿标志。针对目前板溪锑矿井下资源紧张的形势,对矿区范围内若干具有一定找矿潜力的远景区段作出了科学预测。(于春胜，2006)[39]板溪锑矿矿体主要产于北东向断裂中,分支复合部位沿走向拐弯处及沿倾向由陡变缓处往往形成富矿体。矿体围岩为凝灰质板岩,变质凝灰岩,且有板岩夹层时,一般矿化好,厚度大,品位富。主干断裂旁侧次级断裂与背斜构造复合部位是找矿的构造标志;出现硅化破碎带并伴有硫化矿物的生成为直接找矿标志。

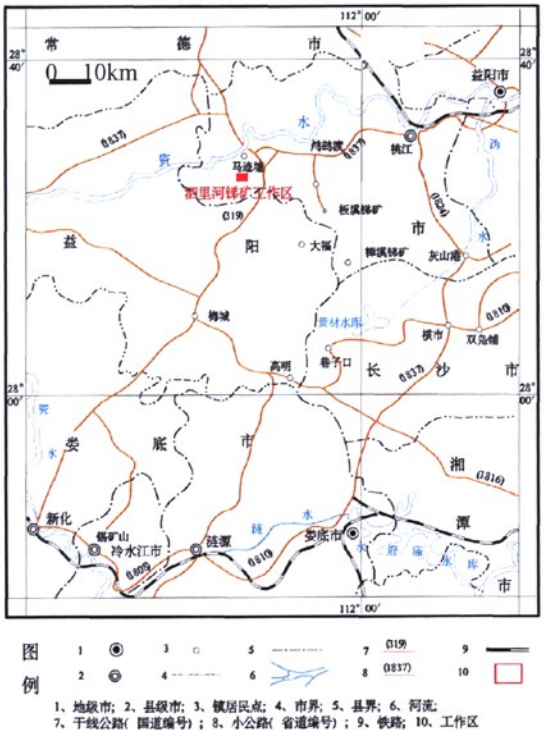
1.3 矿区的交通位置和自然条件

1.3.1 矿区的交通位置

泗里河锑（金）矿区地处湖南省益阳市桃江县马迹塘镇黄土塘村，原名桃江县泗里河联营锑矿。矿区位于桃江县城西南 235° 方向，直线距离约 36km，地理坐标为：东经 111° 46′ 00″ ～111° 47′ 15″；北纬 28° 24′ 15″ ～28° 25′ 00″。矿区面积为 2.83km²。

矿区属泗里河乡管辖，207 国道在矿区外围通过，相距约 2.7km，有乡村公路直达矿区。往东可经桃江、益阳达长沙，往南经梅城、娄底与湘黔铁路相连，往西可达安化、怀化，往北可至常德，北有资水流经马迹塘，距矿区仅10km，常年可通 20 吨级以上客货轮，上抵安化、平口，下经桃江、益阳直达洞庭湖，交通尚属方便（见图 1-1《桃江县泗里河锑矿区交通位置图》）。

图1-1 桃江县泗里河锑矿区交通位置图



1.3.2 所处的自然地理与经济

桃江县境地层分布齐全，构造发育较完整，岩浆岩分布面积较大。从 9 亿年前的元古界到第四系全新统的地层均有分布。大地构造处于扬子陆块和华夏陆块的俯冲碰撞闭合带。北为扬子陆块的雪峰弧形隆起带，南为华夏陆块的湘中凹陷区，呈“一横二纵”构架。境内系雪峰山余脉向洞庭湖过渡交接地带，故为雪峰山余脉盘踞。自西南向东北倾斜。山地、丘陵、平原、岗地，犬牙交错。其大致轮廓是：四周山丘环绕，东北有一开口，中部低平呈西南高，东北低的弧形展布。境内水系发达，资江横贯 102 公里，81 条支流，呈树枝状分布。

因属亚热带大陆性季风湿润气候。寒短暑长、热足雨多、四季分明、光照丰富。故暴雨洪涝灾害亦烈。

土壤母岩矿物质含量充足，土地肥沃，适宜作物生长。植被发育古老繁茂，系中亚热带常绿阔叶林北部亚地带植被和栽培植物区，构造较复杂，全境植被复盖率达54%，有木本乔灌木89种，垂直分布。

自然资源丰富，野生动物有19目40科77种，野生植物仅树种就有89科467种。另有广泛利用价值的中药材400多种。可利用水资源22.58亿立方米，有金银铜铁锰煤等矿藏25种，潜在经济价值可观。

矿区地貌类型为构造～剥蚀～侵蚀低山丘陵地貌，地貌景观为绵延起伏的低山丘陵地形，地势南西高、北东低，尖角山为矿区内的最高点，标高为380.5m，最低侵蚀基准面标高 71.4m，矿区地形对地下水径流、排泄较为有利，浅层地下水基本顺地形径流排泄。区内地表水系较发育，较大的地表水体有王家村溪、黄土塘溪和泥溪河，为区内地下水排泄的主要渠道。矿区内有大小泉点90多个，为当地居民主要饮用水。距矿山0.5～1km处有泥溪河及其支流，可基本满足矿山生产、生活用水。

本区属亚热带温暖潮湿气候区，四季分明，降雨量充沛。最大年降雨量1827.7mm，最小年降雨量1245.8mm，多年平均年降雨量1415.3mm，平均蒸发量1161.3mm。雨水多集中在4～8月，最大月降雨量433.8mm，区内地下水动态受大气降雨控制。年平均气温16.4℃，最高气温可达39.3℃，最低气温-8.2℃。

区内经济以农业为主，粮食作物主要为稻谷，次为玉米、红薯，人多田少，劳动力有剩余。林业盛产竹、松木材。竹木资源是一笔丰富的财富：有活立木蓄积140万立方米。特别是楠竹储量最丰，有竹林4万8千多公顷，其中99.95%为楠竹。竹子的培育、加工、利用，已成为县境最大的一项产业，农民收入三分之一源于竹业。县境山川秀美，人文荟萃，风景名胜甚多，著名的有桃花江、浮邱山、凤凰山、修山等12景。

矿区附近村民多在联营锑矿当工人，也有一些人自筹资金开采锑矿，收入比较可观。锑矿的开发，将会大大提高当地人民的经济收入和生活水平。

1.4 研究区以往地质工作评述

泗里河锑（金）矿区从发现到勘探经历了一个颇为漫长的过程，前人多年的研究工作积累了许多宝贵的地质资料，对泗里河锑（金）矿床的成因、矿区构造的演化、控矿因素、成矿规律以及找矿预测研究等方面提出了一系列的认

识与看法，归纳起来主要有以下几方面：

（1）1938 年，王晓青先生曾来该地区进行地质调查，将矿区内矿脉分为两类，一类为沿层生成之层间脉，另一类为沿断裂面充填的斜交脉，并估算储量 0.6 万吨。

（2）1948 年靳枫桐教授亦到矿区调查，写有《湖南益阳王家村锑矿》一文，其结论是“该矿脉含青砂情形不佳，储量不多，不能大量生产”。

（3）1964 年 10 月至 12 月湖南省冶金 237 队作矿点检查，其结论为“该矿为小矿，宜地方边探边采”。

（4）1982 年至 1986 年间地矿局 418 队在该区进行了地质普查，完成了一定的工作量，求得 D 级储量锑 7617 吨，金 267.64 千克，并对矿区的基本地质条件（地层、构造、岩脉等）有所查明，但对矿体的产状尚未查定清楚。

（5）1989 年至 1991 年再次上山开展工作，提交了《湖南省桃江县王家冲锑矿详查地质报告》[41]并经评审通过，共探明 C+D 级储量锑金属量 17777 吨，伴生金 381kg、砷 2426 吨。基本查明了矿区地层、构造情况，小型花岗斑岩的分布情况及地区地球化学特征，确定了地层构造对锑矿成矿富集规律在时空，成因上的联系；基本查明了矿体 I 号矿脉的形态、产状、规模及品位；查明了矿物质组份、结构、构造等；查明了有益有害组份的赋存状态，利用或分离途径；查明了矿区水文地质、工程地质及环境地质条件。

就上述资料中显示：矿区内主体构造性状，尤其是成矿构造不够明朗；根据区域地质划分标志，矿区内地层也尚须订正；1 号矿脉 F3 断裂以东部分及矿区内除 1 号矿脉以外的其它地段，地质工作比较欠缺，仍需进一步工作以加深对矿体，尤其是深部矿体的产出形态的全面认识和了解，有待进一步开展工作进行查明。

（6）2007 年 10 月至今，久通资源投资有限责任公司出资委托湖南省有色地质勘查局二总队对泗里河矿区锑矿进行进一步普查，依据已知的矿床地质特征和成矿富集规律，确定以“探深找边”作为总的找矿思路进行普查项目设计。特别是通过钻孔编录，取得了一些有意义的阶段性认识。这对了解矿体与矿化带在空间的分布范围，圈定矿体的自然形态，为深部找矿提供了较可靠的依据。

前人的认识与看法都是对矿床地质规律的总结，但由于当时工程揭露面小，测试技术手段有限，对矿床和矿体地质特征没有条件作全面的分析，因而存在一些不足点。在早期的资料中出现图文局部不一致，需要进一步查明验证；且根据区域地质划分标志，矿区内地层尚须订正；特别是矿区内主体构造性状，尤其是成矿构造更不明朗；1 号矿脉 F3 断裂以东部分及矿区内除 1 号矿脉以外的其它地段，地质工作比较欠缺，仍需进一步工作以加深对矿体，尤其是深部

矿体的产出形态的全面认识和了解，有待进一步开展工作进行查明。

1.5 研究的主要内容

本次的研究工作涉及到探矿权的整个勘查区域，在充分利用现有揭露地质资料的基础上，结合矿区现场地质调查和采样分析，查明矿区地层、构造、岩浆岩对成矿的控制作用，研究成矿物质来源及矿床成因，分析控矿因素，全面总结成矿规律，预测矿区深部找矿远景区（或靶区）。具体完成以下几项研究内容：

1、遵循从已知到未知的原则，广泛收集前人研究资料和生产现场资料，特别是对生产现场资料进行总结，如矿体中段采样平面图、矿体纵投影图等，对这些资料加以二次开发，总结矿体的成矿规律。

2、深入现场进行地质调查，采集相关的岩矿石标本和样品，从中找出矿体厚度、矿化强度以及微量元素在空间上的变化规律，从宏观和微观两方面来总结矿体的矿化富集规律。

3、分析矿区构造－岩浆活动的演化，研究构造－岩浆对成矿的控制作用；对矿区地层的含矿性进行全面分析，查明原岩沉积环境与岩石特征，研究地层与成矿的关系。

4、通过研究已知矿床矿体地质特征和矿液运移方向，探讨成矿物质来源及矿床成因，建立成矿模式。

5、通过编图分析，从中找出矿体厚度、矿体品位在空间上的变化规律及二者之间的关系。

6、根据研究成果，提出找矿预测靶区，撰写编制成矿预测研究报告，对下一步找矿工作提出建议。

1.6 完成的主要工作量

本项目是一次综合性研究，研究工作包括收集资料、现场地质调查、室内测试分析以及综合研究分析等。完成的工作主要有：

1、采集岩矿石样品 77 个（见表 1-1）；

2、完成井下 2 条穿脉实测剖面共计 100m；

3、硅酸盐全分析 7 件，

4、微量元素及稀土元素分析 38 件（由于仪器灵敏度不够，稀土元素基本无数据）；

5、磨制、鉴定光、薄片共计 23 片。其中光片 5 片，薄片 12 片包裹体测温薄片 6 片；

6、典型宏观、微观现象进行拍照，照片 130 张；其中宏观照片 48 张，薄片 34 张，光片 27 张；包裹体特征 11 张；

7、包裹体气、液相成分测定各 4 件；

8、包裹体均一法测温、盐度等 6 件；

表 1-1 研究区取样表

样号	岩性	描述
D-1	砂质板岩	地表天然露头，五强溪组中段 Pt_3bnw^{2-4}，薄片显微照片 7
D-2	变质砂岩	地表天然露头，五强溪组中段 Pt_3bnw^{2-5}
D-3	硅质板岩	地表天然露头，五强溪组中段 Pt_3bnw^{2-6}，薄片显微照片 6
D-4	砂质板岩	地表人工露头，Pt_3bnw^{2-4}，薄片显微照片 10
D-5	砂质板岩	钻孔 ZK0006 岩芯，五强溪组中段 Pt_3bnw^{2-3}
D-6	灰黑色砂质板岩	地表人工露头，Pt_3bnw^{2-3}
D-7	花岗斑岩	地表天然露头，γπ-1 岩脉
D-8	青灰色板岩	地表人工露头，五强溪组中段 Pt_3bnw^{2-2}
D-9	石英	老窿，揭露变质细砂岩中宽约 10cm 硅化破碎带，发育有透镜体状的石英细脉，未见矿化。破碎带底盘界面产状 155°∠42°
D-10	变质细砂岩	老窿，Pt_3bnw^{2-3}层间发育硅化破碎带，厚 40cm，未见矿化，产状 169°∠34°
D-11	花岗斑岩	钻孔 ZK0501 岩芯，花岗斑岩岩芯段位于孔深 157.16－158.18m，可见蚀变，绢云母化、绿泥石化，上下为青灰色板岩
D-12	花岗斑岩	钻孔 ZK0501 岩芯，该段位于孔深 337.68－345.11m。石英细脉发育，破碎较强，可见蚀变，绿泥石化，碳化，薄片显微照片 3
D-13	花岗斑岩	钻孔 ZK0501 岩芯，孔深 460.58m 处，硅化破碎带，零星可见黄铁矿化、毒砂化
D-14	花岗斑岩	钻孔 ZK0501 岩芯，该段孔深 400.84－402.25m
D-15	花岗斑岩	钻孔 ZK0501 岩芯，该段孔深 393.99－398.06m
D-16-1	硅质岩	钻孔 ZK0305 岩芯，孔深 419.71－435m，硅化破碎带，可见细脉黄铁矿化，零星毒砂化，薄片显微照片 5
D-16-2	花岗斑岩	钻孔 ZK0305 岩芯，该段孔深 423.53－426.33m，以及 429.04～434.66m
D-16-3	板岩	钻孔 ZK0305 岩芯，孔深 427.74m 处，可见零星黄铁矿化
D-17	板岩	钻孔 ZK0305 岩芯，孔深 435.2m 处，可见零星黄铁矿化。

续表 1

样号	岩性	描述
D-18	紫红色砂质板岩	钻孔 ZK0305 岩芯，孔深 448.01－448.61m。
D-19-1	板岩	钻孔 ZK0305 岩芯，孔深 449－455m，硅化破碎带，其顶部，黄铁矿化较强，局部黄铁矿化强烈
D-19-2	板岩	钻孔 ZK0305 岩芯，孔深 449－455m，硅化破碎带，其上部，黄铁矿化较强
D-19-3	板岩	钻孔 ZK0305 岩芯，孔深 449－455m，硅化破碎带，其下部，黄铁矿化较少
D-20	石英	钻孔 ZK0305 岩芯，孔深 463.86－488.75m，硅化石英脉发育可见零星黄铁矿化、毒砂化、孔雀石化
D-21	硅质板岩	钻孔 ZK0305 岩芯，孔深 500m
D-22	条带状板岩	钻孔 ZK0305 岩芯，孔深 380.6m 处可见较强的呈细脉、透镜体状黄铁矿化及毒砂化，薄片显微照片 1
D-23	花岗斑岩	钻孔 ZK0305 岩芯，孔深 362.11－370.59m，夹有青灰色板岩，可见零星黄铁矿化，石英细脉发育，薄片显微照片 9
D-24	板岩	钻孔 ZK0305 岩芯，孔深 361.4m 处可见较强黄铁矿化及毒砂化
D-25-1	花岗斑岩	钻孔 ZK0101 岩芯，孔深 482.5m
D-25-2	花岗斑岩	钻孔 ZK0101 岩芯，孔深 483.3m
D-26	花岗斑岩	钻孔 ZK0101 岩芯，孔深 402.21－407.08m，可见零星黄铁矿化，薄片显微照片 4
K-1-1	砂质板岩	钻孔 ZK0004 岩芯， 孔深 404.1m 强烈毒砂化、硅化
K-1-2	砂质板岩	钻孔 ZK0004 岩芯， 孔深 405m 强烈毒砂化、硅化
K-2	砂质板岩	钻孔 ZK0004 岩芯， 孔深 328.18m 强烈毒砂化、黄铁矿化
K-3-1	辉锑矿石	斜井 XJ 二平处，光片显微照片 15
K-3-2	辉锑矿石	斜井 XJ 二平处，光片显微照片 16～18
K-4-1	辉锑矿石	斜井 XJ 三平处，光片显微照片 12
K-4-2	辉锑矿石	斜井 XJ 三平处，光片显微照片 13
K-4-3	辉锑矿石	斜井 XJ 三平处，光片显微照片 14
K-5-1	硅化矿化板岩	斜井 XJ 三平半处，硅化破碎带，可见 2cm 厚黄铁矿化石英细脉，产状 45° ∠29° ，毒砂化较强
K-5-2	硅化矿化板岩	同 K-5-1
K-5-3	硅化板岩	斜井 XJ 三平半处，硅化破碎带围岩上部，薄片显微照片 11
K-5-4	硅化板岩	斜井 XJ 三平半处，硅化破碎带围岩下部
K-6-4	辉锑矿石	斜井 XJ 三平处

续表 1

样号	岩性	描述
C1-2	花岗斑岩	零星可见黄铁矿化、毒砂化
C1-3	石英	30cm 厚石英脉发育，176 °∠30°，未见矿化
C1-4	板岩	零星矿化
C1-5	硅化板岩	褪色化
C1-6	硅化板岩	褪色化
C1-7	硅化板岩	蚀变
C1-8	硅化板岩	未见矿化
C1-9	硅化板岩	未见矿化
C1-10	蚀变板岩	黄铁矿化，颗粒较大
C1-11	板岩	石英脉顶部围岩底板处
C1-12	辉锑矿石	辉锑矿化
C1-13	板岩	破碎带中发育矿化、蚀变板岩
C1-14	板岩	破碎带左侧矿化蚀变板岩
C1-15	板岩	破碎带右侧矿化蚀变板岩
C1-16	石英	石英脉
C1-17	板岩	石英脉上盘蚀变板岩
C3-1	硅化板岩	三平穿脉坑道剖面起点
C3-2	板岩	毒砂化
C3-3	板岩	石英脉及其围岩的捕虏体，硅化、黄铁矿化，薄片显微照片 8
C3-4	板岩	硅化板岩，褪色化
C3-5	板岩	褪色化板岩
C3-6	板岩	条带状板岩，硅化
C3-7	板岩	未蚀变
C3-8	板岩	石英脉及其围岩，薄片显微照片 2
C3-9	板岩	未蚀变
C3-10	砂质板岩	未蚀变
C3-11	条带状板岩	未蚀变
WF3-1	板岩	围岩捕虏体
WF3-2	板岩	围岩捕虏体
CD3-1	板岩	围岩顶部，褪色化
CD3-2	板岩	穿脉底部，褪色化

1.7 研究的思路和方法

在以往工作基础上，通过对以往资料的综合分析和研究，进一步查明矿区的地层、岩性及其与成矿关系、成矿富集规律；大致查明矿区构造的分布、产出形态 、产状、性质，尤其是成矿构造的特定地质条件、充填物等特性，岩浆岩与成矿的关系，尤其开展对脉带的深层研究，了解矿与矿化带在空间的分布范围，圈定矿体的自然形态，为进行深部找矿提供依据。是以对深部矿化进行初步查明。

同时以结合以前坑道+钻探+槽探的工作资料，对矿脉深部进行全方位的控制了解，为扩大矿区远景资源提供地质依据。

并分析岩心编录，运用钻探工程对圈定的矿化体的形态、产出状态及品位进行初步的查明，以求扩大矿山资源量，为矿山延续开采提供可靠的储量，扩大矿区远景。

设计通过上述工作能探获一个以锑矿为主，伴生有金的小至中型的锑金矿床。

在现场地质调查的基础上，结合室内样品测试分析，应用岩石学、构造地质学、矿床学、微量元素地球化学、矿床地球化学等多学科知识，对泗里河锑（金）矿成矿地质条件、控矿因素、成矿规律、矿床成因、成矿预测等方面作了较深入的研究，提出了许多新的观点和认识，根据矿化富集规律，结合钻探工程验证，对生产区深部找矿进行了预测。

1.8 取得的主要成果与认识

通过上述工作，对泗里河锑（金）矿区成矿地质条件、矿床地质特征、矿床成因、控矿因素、成矿规律和成矿预测等方面有了较全面的认识，这些认识对指导泗里河锑（金）矿深部找矿具有实际意义。

1、存在有利的大地构造位置，矿区位于江南古陆的雪峰隆起北东段南部边缘的加里东褶皱带，褶皱隆起带主要由元古界冷家溪群和板溪群地层组成，是本区域金、锑、钨矿床(点)的矿源层。

2、对区域和矿区构造演化进行系统分析，认为区域上至少经历了三次大的构造运动，即武陵、雪峰至加里东三次大的壳体运动，使构造展布以近东西向、北东向和北北东向最发育，为成矿创造了有利条件。

3、成矿主要受元古界板溪群五强溪组中段含矿层位及断裂（褶皱）构造双重因素控制，同时岩浆活动与矿化的关系也较为密切。地层提供了矿源层，构

造提供了矿化进一步富集的动力条件，使矿质得以活化、迁移并在有利成矿空间定位形成矿体。矿脉主要受构造（东西向容矿断裂、缓倾斜层间破碎带）控制。

4、样品之间微量元素含量具有明显的相似性，本区 Sb、Au 成矿的成矿物质部分来源可直接从地层或花岗斑岩岩脉中萃取。

5、根据包体气液相成分分析，成矿流体应是岩浆热液和层间流体或天然水的混合流体。本区成矿流体的类型为：深源中低温低盐度的 $Ca^{2+}-Na^{+}-K^{+}-F^{-}-Cl^{-}-SO_4^{2-}$ 型岩浆热水混合溶液。

6、建立了新的成矿模式，并提出泗里河锑（金）矿床的成因类型为具有多因素控制、多成矿物质来源、多矿化阶段、以岩浆热液成矿作用为主导的多因复成改锑（金）矿床。

7、在综合研究的基础上得出：要想在本区找矿取得突破，必须改变找矿思路——找金为主，找锑为辅。

第二章 成矿地质背景

2.1 大地构造特征

研究区位于江南古陆的雪峰隆起北东段南部边缘的加里东褶皱带。隆起带主要由元古界冷家溪群和板溪群地层组成[42]，为一套巨厚的浅变质海相泥砂质碎屑岩，并夹海底中基性火山喷发的细碧角斑岩和火山凝灰岩，是本区域金、锑、钨矿床(点)的矿源层（图 2-1）。

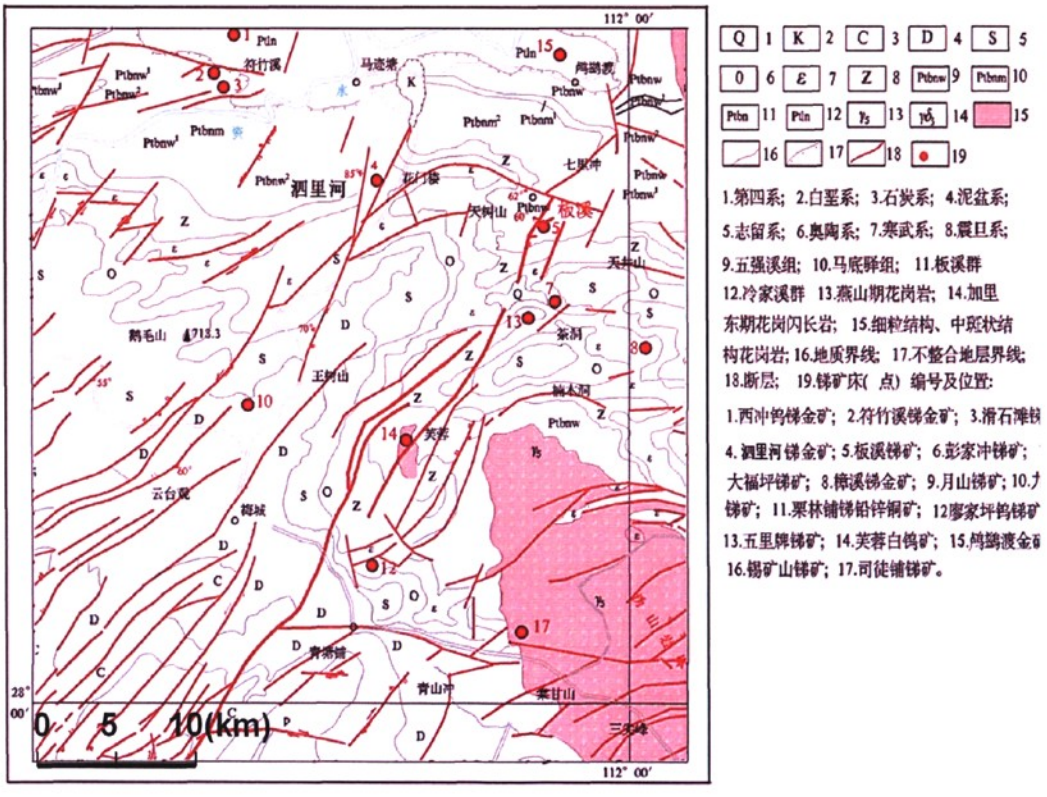


图 2-1 泗里河锑（金）矿区域地质图（比例尺：1：50 万）

成矿是在雪峰山隆起形成与发展过程中即武陵、雪峰、加里东三次大的壳体运动造成的沟弧盆系统大地构造环境中进行的。武陵期，该区处于弧间盆地环境，同沉积断裂伴随的火山活动，将地壳深部的成矿物质大量带出并初步富集，形成了最早的矿源层—冷家溪群；雪峰期，该区处于弧后盆地，靠岛弧一

侧滨外陆棚沉积环境，冷家溪群隆起、剥蚀，为盆地提供丰富的陆源成矿物质，同时强烈的火山活动，同样提供了大量的成矿物质，加之沉积物以泥质为主，其对微量元素 Au，Cu 具有更强的吸附能力，有利于成矿物质的富集，于是形成第二矿源层－板溪群；随之而来的加里东运动，使地层发生区域变质和构造的产生、复活。一方面使地层褶皱、倒转并发生层间滑动剥离而形成层间破碎带；另一方面构造运动形成的构造与区域变质热液，在热力和构造动力驱动下，地层中初始富集成矿元素随之发生活化转移。在高温高压作用下导致广泛区域变质作用并发生脱水反应，成矿物质随着这一部分水从岩石中析出，向压力、温度梯度降低的方向汇集转移。处在同一构造作用下，在两种不同岩石性质接触面附近，易于产生层间破碎带和层间断裂，利于矿液的迁移与聚集，从而形成产状与地层基本一致的整合层状、似层状矿体(带)。

同时，因热液作用、变质热水溶液渗滤作用，金以分泌方式从含矿围岩向容矿部位运移，从而产生近矿围岩中的 SiO_2、Al_2O_3、FeO 增高，CaO、Fe_2O_3 含量降低。近矿围岩蚀变种类增多和强度增大。成矿元素包括黄铁矿等硫化物多阶段的充填、交代于近矿蚀变岩与石英脉及其裂隙中，后经变质改造作用，导致再生成矿作用而富集成矿。

2.2 区域地质背景

矿区位于扬子准地台江南台隆雪峰台拱边缘，其南为华南褶皱系雪峰山边缘加里东褶皱带。地台区地层主要为中元古界冷家溪群、上元古界板溪群浅变质岩系[43]，在加里东期形成了一系列较为宽缓的东西向复式褶皱以及与之配套的断裂构造，尤其是东西～北东东向压扭性断裂较发育，雪峰山边缘褶皱带由震旦系、寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系等沉积岩系组成。

加里东褶皱方向自西向东由东西向逐渐偏转为北东东向。燕山期晚期以断裂为主，呈北北东向切穿早期东西向构造。例如长塘断裂延长数十公里，通过两个不同的构造单元。

北北东向与东西向构造的交汇复合，控制了本区锑金矿化及岩脉的展布(图1)。区内岩浆岩北东有桃江岩体，南部有芙蓉岩体及沩山岩体，呈岩基、岩株产出。岩脉较发育者为石英斑岩、花岗斑岩和煌斑岩脉，少量石英闪长岩脉、辉绿岩脉。往往顺东西向或北东向断裂带成群断续分布，常与锑金矿化伴生[44]。

2.2.1 区域地层

区域出露地层，前震旦系为一套浅变质岩系所组成。古生代地层广泛分布在区域的中南部，中生代红层仅在局部出现。由老到新简述如下：

冷家溪群：为灰绿色板岩夹变质细砂岩及变质凝灰质石英砂岩。厚度大于8000米。

马底驿组：以紫红色条带状板岩为主，夹灰绿色板岩，下部出现灰岩，底部有变质砂砾岩，不整合与冷家溪群之上。厚度1260米。

板溪群：武强溪组：上段为纹带状板岩夹变质粉砂岩。下段为长石石英砂岩及条带状板岩。厚度1700米。

震旦系：上统为硅质或炭质板岩、白云岩及泥质灰岩，下统为冰渍砾泥岩、长石石英砂岩及纹带板岩。假整合于板溪群之上。厚度600米。

寒武系：上统为泥质灰岩和结晶灰岩组成。中统为炭泥质灰岩、岩质页岩。下统黑色碳质页岩。与震旦系呈整合接触。厚度570米。

奥陶系：以笔石相页岩沉积为主，夹少量碳酸盐类沉积物，上、中、下三统发育齐全，岩性、岩相变化不大，与寒武系地层呈整合接触。厚度700米。

志留系：上段为板岩页岩、细砂岩及条带状、板状页岩，下段为中厚层浅变质页岩，底部出现碳质页岩。整合于上奥陶统之上，厚度2500米。

泥盆系：上部以浅海相碳酸盐沉积为主，下部为浅海相、滨海相的砂岩，相变较大，与下伏地层呈不整合接触。厚度1600米。

白垩系：在竹金坝有小面积出露，为陆相碎屑沉积，上部中厚层砂岩夹粉砂质泥岩，下部砂砾岩或含砾砂岩，与下伏地层呈角度不整合接触。厚度小于800米。

第四系：区内不甚发育，仅在资水及支流河谷地带或山间盆地有所堆积。上部为粘土或亚砂土。下部砂砾层或砾石层。厚3～15米。

而区内出露地层主要为雪峰隆起带中元古界冷家溪群、上元古界板溪群浅变质岩系，其次为雪峰山边缘褶皱带由震旦系、寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系等沉积岩系（图2-1）。

2.2.2 区域构造

本区位于江南古陆的雪峰隆起北东段，南侧紧邻湘中凹陷。地处冷家溪—九岭山东西向构造带内。区域骨架构造呈东西向展布，经过新华夏系北北东向构造的叠加复合和改造，因而区域构造比较复杂。矿区正位于区域东西向和北

北东向构造的复合部位。

东西向构造：以褶皱为主，断裂次之，自北而南由古佛山——三堂街复背斜、分水向斜、烟竹山背斜、水家坪向斜、玉油山背斜、天罩山背斜、大江口向斜、牛崙山向斜等组成。断裂多为走向断层，规模较大的有潭家园逆断层、龙潭桥断层。

北北东向构造：构造形迹多以断裂形式出现，属新华夏系构造成分，以逆断层为主，是区域的主要控矿构造，规模较大的有长塘斜冲断层、天罩山断层、大福坪斜冲断层、芦富田断层、梅山断层。北北东向构造的褶皱，仅见鹿角溪向斜。

区内构造自西向东由东西向宽缓复式褶皱逐渐偏转为北东东向褶皱以及与之配套的断裂构造主，尤其是东西－北东东向压扭性断裂较发育，北北东向与东西向构造的交汇复合，控制了本区锑金矿化及岩脉的展布（图 2-1）。

2.3 区域岩浆岩

区域岩浆活动，表现为酸性岩体的侵入和各类岩脉的活动。

（1）加里东期桃江岩体：其岩性为黑云母花岗闪长岩。

（2）燕山期沩山岩体：为两次侵入活动产物，第一次侵入以二长花岗岩为主，黑云母花岗岩次之。第二次侵入为二云母花岗岩和二云母二长花岗岩。燕山期芙蓉岩体：有黑云母二长花岗岩、黑云母斜长花岗岩及黑云母花岗闪长岩组成。

（3）岩脉：区内岩脉从酸性到基性均有出现，已知有大江口、楠木洞的辉绿岩脉及煌斑岩脉，高枧、龙潭桥的花岗斑岩脉以及矿区小港出现的石英斑岩脉。它们大多呈群成带出现，均属燕山期产物。

燕山期岩浆活动与锑的成矿有密切关系，为成矿提供矿质来源，由空间分布上常与脉群相伴生。

区内岩浆活动频繁且较强烈，岩脉亦较发育。岩性以中酸性为主，主要为石英斑岩、花岗斑岩和煌斑岩脉，少量为石英闪长岩脉、辉绿岩脉，它们往往顺东西向或北东向断裂带成群断续分布，常与锑金矿化伴生。

区内主要岩体包括分布于北东部的桃江岩体及南部芙蓉岩体、沩山岩体，呈岩基、岩株产出（图 2-1）。

2.4 区域矿产

区内矿产种类较多，有锑、金、钨、铅、锌、铜、锰、钒、铀、煤、石煤、重晶石等，尤以锑、金著称于世。

锑矿均为中低温热液脉状矿床，区内矿床(点)已知达 17 处之多 (图 2-1)，大多产于冷家溪群、板溪群地层中，在寒武系、泥盆系地层中亦有产出。矿床规模一般为小至中型，板溪锑矿可达大型。钨矿则产于沩山岩体、芙蓉岩体内外接触带中，其中安化司徒铺和芙蓉寨白钨矿，具中－小型规模。锰矿以产于奥陶系中统下部的碳酸锰矿较有前景。如桃江响涛园中型规模锰矿。钒、铀、煤共生，赋存于寒武系下统小烟溪组黑色页岩中，桃江花岗岩体之花岗石色泽优美，为优质建材石料。

锡矿山北北东向锑成矿带通过本区。矿带受新华夏系断裂构造所控制。带上已知有王家村锑金矿点，五里牌、吴家牌、刘家湾、白牛潭、樟溪等锑矿点，矿床类型多属脉状含锑破碎带型，其脉幅、品味变化较大。王家村产于板溪群地层中，其他点均产出于下古生代地层。

第三章 矿床地质特征

3.1 矿区地质特征

3.1.1 矿区地层及岩性

矿区内出露的地层主要为上元古界板溪群五强溪组。锑金矿化主要产于其中段底部一、二亚段中。上元古界震旦系及古生界寒武系、奥陶系分布在矿区东南，出露面积较小，新生界第四系零星分布在溪流两侧。现将矿区地层及岩性由老至新分述如下：

（1）板溪群五强溪组(Pt_3bnw)

①下段(Pt_3bnw^1)：又可分为三个亚段：

一亚段(Pt_3bnw^{1-1})：灰绿色，风化后呈灰白色块状变质中粗粒石英砂岩夹砂质板岩，厚度大于50m(未见底)。

二亚段(Pt_3bnw^{1-2})：灰一深灰色板岩、砂质板岩、变质长石石英砂岩互层，厚度144m。

三亚段(Pt_3bnw^{1-3})：青灰色，风化后为灰白色块状变质砂岩、变质细砂岩夹板岩，厚度99m。

②中段(Pt_3bnw^2)： 又可分为六个亚段：

一亚段(Pt_3bnw^{2-1})：青灰色板岩、砂质板岩，是本区锑金矿赋存层位之一，厚148.7m。

二亚段(Pt_3bnw^{2-2})：上部为青灰色砂质板岩、凝灰质板岩、凝灰岩；下部为青灰色凝灰岩。该亚段为矿区锑金矿的赋存层位之一，底部凝灰岩可作为一、二段的分层标志层，厚133.5m。

三亚段(Pt_3bnw^{2-3})：灰白色变质细粒长石石英砂岩，中上部夹青灰色板岩、变质粉砂岩、变质凝灰岩， 厚83.5m。

四亚段(Pt_3bnw^{2-4})：上部灰色板岩、条带状砂质板岩；下部灰色粉砂质板岩、变质凝灰岩、凝灰质板岩，厚186.1m。

五亚段(Pt_3bnw^{2-5})：上部为灰一灰白色变质长石石英砂岩；中部砂质板岩夹变质细粒长石石英砂岩；下部为灰白色中粗粒长石石英砂岩；底部灰白色变质砂岩为标志层。厚85.4m。

六亚段(Pt_3bnw^{2-6})：灰白至青灰色变质凝灰岩，凝灰质板岩，下部夹砂质板岩，厚62.7m。

③上段(Pt_3bnw^3)：灰白色凝灰质板岩、条带状板岩，夹变质粉砂岩，底部为“紫色层”，紫色、灰绿色硅质板岩及紫色、灰白色浅变质长石细砂岩，厚十余米，可作为标志层之一。厚度大于713.2m。

（2）震旦系(Z)

主要出露在矿区东南隅。分为上、下统。

①下统(Z_1)：

江口组(Z_1j)：上部为灰白色巨厚层状变质长石石英砂岩，中部为灰绿色板状页岩，下部为冰渍含砾砂岩，厚100m。

湘锰组(Z_1x)：上部为灰绿色板状页岩，下部为黑色炭质板状页岩夹含锰灰岩、含锰白云岩及碳酸锰矿层。厚度10－15m。

洪江组(Z_1h)：灰绿色、深灰色冰渍泥岩，冰渍含砾粉砂岩，厚度约200m。

②上统(Z_2)：

金家洞组(Z_2j)：主要为黑色炭质板状页岩夹白云岩，白云质灰岩、硅质岩，厚度18－20m。

留茶坡组(Z_2l)：下部为厚层硅质岩，上部为薄－中厚层硅质板状页岩，顶部夹少量炭质板状页岩，厚度34m。

（3）奥陶系(O)

分布于区内东南隅，长塘大断裂下盘(东南盘)按岩性特征可分为下统与中上统。

①下统(O_1)：

为浅灰色板状页岩夹少量变质粉砂质页岩，厚度大于200m。

②中上统(O_2+O_3)：

上部黑色炭质板状页岩、粉砂质板状页岩，下部为黑色炭质板状页岩，中部夹含锰灰岩或碳酸锰矿层，厚度68m。

（4）寒武系下统小烟溪组（$\in_1x$）

仅在图区东南部出露，为黑色炭质板状页岩，底部夹黑色硅质岩。厚度＞20m。

（5）第四系(Q)

沿溪流两侧分布，呈树枝状，为洪积层、冲积层、砾石及泥砂质沉积物，厚度0～10m。

3.1.2 矿区构造

矿区地质构造以东西向褶皱为主，并以其与北北东向长塘大断裂交汇复合

控矿为特点。后期构造表现为较发育的压扭性横断层切穿东西向构造，使地层、岩脉、矿脉产生位移。

（1）褶皱构造

矿区地质构造较为简单，根据空间展布形态可分为东西向褶皱和北西向褶皱。

东西向褶皱：

东西向褶皱以狮子坳背斜为主体。矿区西部形态单一，往东其南翼派生出花门楼向斜，丰家冲背斜而构成复式褶皱。在平面上呈平行排列。狮子坳背斜西起狮子坳以西，往东经月形山、赔粮冲至松木坳，长 5.4km，其西段 3km 轴向东西，核部地层为板溪群五强溪组下段，两翼地层渐新，倾角较大，北翼一般 45°～62°，南翼一般为60°～80°。东段赔粮冲一带受断裂影响，轴向偏移呈北东向，且北东倾伏，核部地层依次为五强溪组下、中、上段，倾角 30° 左右。向北东延伸至图外。

丰家冲背斜为狮子坳背斜次级褶皱。在平面展布上，两者呈右行斜列，西自岩屋村一大竹山，至大冲里，被 F_7 错断至湴田冲，湴田冲向东经丰家冲，至 F_2，长 3.1 公里。西段岩屋村、大竹山 1.4 公里轴向呈东西向，南翼倾角 20°～40°，北翼倾角 15°～35°。湴田冲往东至 F_3，背斜轴呈 80° 方向，且向北东偏转。南翼地层较缓约30° 左右，北翼较陡 40°～50°，形态较为宽阔。轴部有 $\gamma_{\Pi-1}$ 充填。东段受 F_3、F_2 影响轴向偏北，呈北东向，向北东倾伏，倾伏角 10°～20°。核部地层自西向东渐为 Pt_3bnw^2～Pt_3bnw^3。该背斜较宽缓，形成较好的封闭环境，有利于矿液的富集、沉淀，是重要的控矿构造。

北西向褶皱：

北西向褶皱仅在长塘断裂下盘见其，为次要褶皱构造，主要为长冲里向斜，轴向 310°，核部地层为奥陶系中上统(O_{2+3})，两翼地层为奥陶系下统(O_1)，翼部地层倾角较陡，一般为 45°～70°，由于长塘断裂的影响，次级断裂构造十分发育，褶皱构造也遭到破坏，使其形态十分复杂。

（2）断裂构造

按照成矿的关系，分为成矿前、成矿期、成矿后三种断裂。

成矿前断裂：

区内花岗斑岩充填的断裂为成矿前断裂，近乎东西向，多分布于背斜轴部，两者走向一致。初始阶段实际为纵张裂隙，由于长期活动的结果而转为压扭性逆断层，已知有 6～7 条。其中以充填 $\gamma_{\Pi-1}$ 之规模最大，已知长度大于 2000m，宽 3～8.5m，位于丰家冲背斜轴部。充填 $\gamma_{\Pi-2}$～$r_{\Pi6}$ 的规模较小，断距一般未超过 10m。花岗斑岩成岩后沿其上、下盘可产生滑动而形成破碎带。据区调资料

分析，本区与褶皱轴一致的纵向断层主要为燕山运动产物。

成矿期断裂：

有北北东向和北东向导矿构造、东西向容矿断裂。

①北北东向导矿构造

F_1长塘深大断裂为区域性导矿断裂构造，在图区东部通过。走向 22°，倾向北西，倾角 70° 左右，根据区调资料，该断层为斜冲断层，长达 32km。断层附近岩石挤压破碎，角砾岩和糜棱岩常见，内部岩石片理化明显，左行扭动错距达 2－3km。北东端控制了马迹塘附近的白垩纪红层。该断层属原燕山期构造，从切割关系看，当晚于雪峰弧形构造。本矿区位于上盘，南面九龙锑矿位于其下盘。

②北东向导矿构造

区内有F_{14}断裂，该断裂构造为导矿构造和容矿构造。F_{14}出露长度 1200m，破碎带宽度 2～2.8m，走向 30° ～45°，倾向北西或南东，倾角 75° ～88°，断面舒缓波状，有擦痕和摩擦镜面。破碎带由破碎板岩、断层泥、团块状石英和构造角砾岩组成。多为右行扭动，断距 20m，扭转部位是较好的容矿空间。

③东西向容矿断裂

1 号脉破碎带（图 3-1）：区内陡倾斜矿体所赋存的破碎带(即 1 号脉)为主要容矿构造。规模较大，已知长度为 1060m，斜深大于 220m，破碎带宽 0.2～5m 不等，最宽处可达 18m，走向 80°，由西至东逐渐向北东偏移，倾向南南东，倾角 68° ～87°，一般为 70° ～ 80°。应力作用为压性，部分可见断层泥。性质为逆断层，断距 2～8m，破碎带内主要地段表现为围岩碎裂化和节理裂隙带。矿区的主要锑金矿体赋存其中。

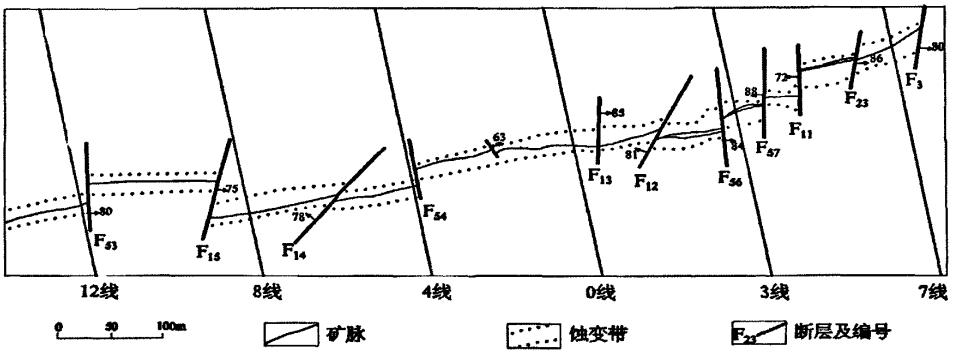


图 3-1 泗里河矿区 1 号脉构造平面分布图

F_{51}断层：位于东部獐牙冲一带，在 1 号容矿断裂下盘，亦为东西向陡倾斜的容矿构造。长约 440m，破碎带宽 0.5～2m，最宽可达 7m，走向 80°，倾向南

西，倾角 75° ～80° 。断裂面平整光滑，属逆断层，断距小于 17m，岩石极破碎，矿化较差，但局部有块状辉锑矿富矿产出。

4 号脉破碎带：出露于西部夏凉坪地段，长约 700m，宽 0.6～1.2m，走向 70° ～80° ，倾向时南时北，倾角 80° ～84° ，断层面平直见擦痕。破碎带内岩石遭受强烈挤压呈叶片状，片理较发育且与断层平行，具辉锑矿化。

缓倾斜层间破碎带：矿区内相当发育，一般位于陡倾斜容矿构造上下盘，多分布于 100m 标高以上的浅部，由层间滑动形成，产状与地层一致，厚度在 0.5～1m 内，沿走向和倾向延伸不稳定，一般不超过 30m，局部见辉锑矿化。

成矿后断裂：

主要为南北向(即横断层)，次为北东向斜断层及一条层间破碎带(图 2-1)。

①南北向横断层：区内很发育，已知有数十条，规模大者长度可达 4km 以上(如 F_7)，一般长度 400～1300m，破碎带宽度 0.5～1.2m，最宽的可达 7m，多为平移断层，具压扭性特征，多为左行扭动，错距 40～250m。

②北东向断层：区内不发育，仅有 F_{12}、F_{14} 2 条。F_{12} 出露长度 210m，破碎带宽度 0.3～2m，倾向 293° ～300° ，倾角 70° ～85° ，破碎带由破碎板岩、断层泥、构造角砾组成，多为右行扭动，断距 5～10.5m；F_{14} 出露长度 1200m，破碎带宽度 2～2.8m，走向 30° ～45° ，倾向北西或南东，倾角 75° ～88° ，破碎带由破碎板岩、断层泥、构造角砾、团块状石英组成，多为右行扭动，断距 20m。

③东西向层间断层：是区内见到唯一的一条成矿后的断层，走向与地层一致，倾向 168° ，倾角 18° ，长约 90m，破碎带厚度 0.4m，水平断距 4～7m，对矿体的错位影响不大。

总的来说，与矿脉相交的成矿后断层多为破矿断层，对矿床评价及采矿工作带来不利。

本矿区断裂构造在形成时间上，不是截然分开的，活动是长期多次的。花岗斑岩和锑金矿脉充填的东西向断层，实际上在加里东期就伴随褶皱构造开始形成，主要活动和定型期为燕山期，矿区的断裂构造是主要的控矿条件之一。

3.1.3 矿区岩浆岩

区内岩浆岩为花岗斑岩，分布在西部岩屋冲，东部泚田冲至银升坪一带。花岗斑岩主要呈脉状，易于风化，地表往往呈负地形，东部有 $\gamma_{\Pi-1}$、$\gamma_{\Pi-2}$、$\gamma_{\Pi-3}$ 三条，其中 $\gamma_{\Pi-1}$ 规模最大长约 2100m，宽 3～8.5m，走向近乎东西，倾向南，倾角 70° ～80° 。西部有 $\gamma_{\Pi-4}$、$\gamma_{\Pi-5}$、$\gamma_{\Pi-6}$ 三条，规模较小，长 200－280m，宽 1～

2m，走向近乎东西，倾向南，倾角 70°。

花岗斑岩的岩性特征多为黄绿色，风化后呈浅灰白色、紫红色或砖红色，具斑状结构，块状构造。斑晶主要为石英和长石，次为黑云母，基质成分由微粒石英及绢云母组成（图 3-2）。

花岗斑岩的主要化学成分：(按重量%)SiO_2 65.95、Al_2O_3 14.79、Fe_2O_3+FeO 2.86、MgO 1.05、CaO 3.60、K_2O 2.17、Na_2O 2.93。岩性属钙碱性(铝过饱和系列)的酸性岩。

花岗斑岩（C1-2）的微量元素明显富集 Hg、As、Sb、Sn、Pb、B、Be、Se、Ba 等，相反明显亏损 P、Zr、Zn、Ti、Mn、Sc 等元素（表 3-1），其元素变化曲线与围岩相比基本类似（图 3-7），这种富集特点说明石英斑岩与围岩在成矿过程中均可提供含 Sb 的成矿物质，且微量元素富集主要受后期矿化叠加所致。

本区花岗斑岩被矿脉所切割，或矿脉在花岗斑岩与围岩的接触面通过，在后一种情况下，矿化总是在围岩一侧，花岗斑岩为燕山期活动的产物，在空间上，花岗斑岩与矿脉则是相伴而生。说明燕山期的花岗斑岩为本区提供了矿源。

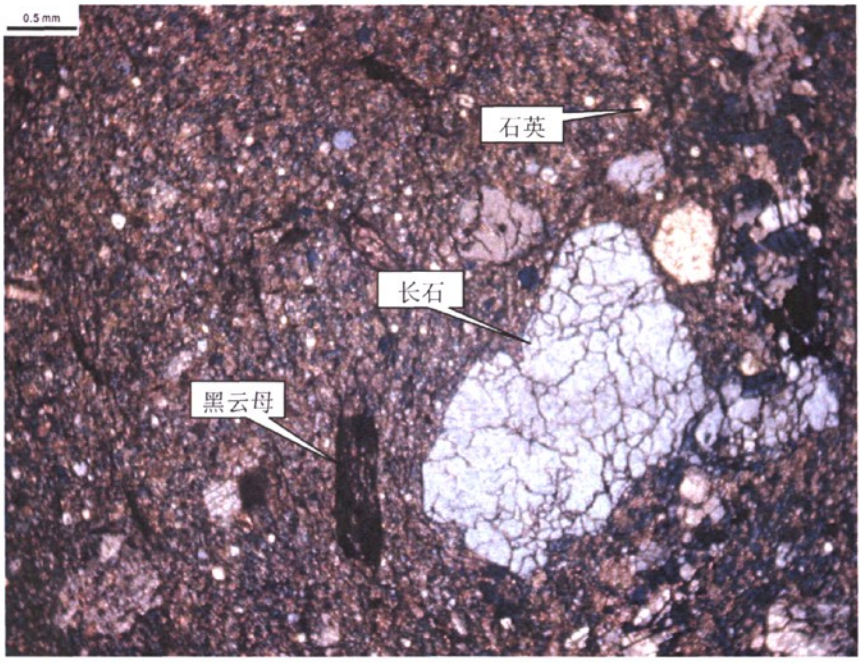


图 3-2 正交偏光（+）花岗斑岩，石英、黑云母及长石斑晶。

表 3-1 矿区各类岩矿样品微量元素含量表（10^{-6}）

样号	Hg	As	P	Zr	Zn	Mn	Be	Sc	Se	Ti	Sn	Sb	Pb	B	Ba
C1-2	54.71	1109.55	477.26	60.98	35.31	425.3	3.04	4.89	134.13	1643.59	58.64	309.64	95.25	23.31	612.07
富集系数	607.9	504.3	0.4	0.5	0.4	0.3	2.3	0.3	1788.4	0.3	34.5	516.1	7.9	1.8	1.6
C1-12	37.12	84.6	335.12	82.07	141.5	603.5	1.98	3.6	64.83	1385.64	42.69	795.42	1317.02	63.47	450.68
K-3-1	60.3	12680.6	367.98	50.71	36.56	514.56	3.93	8.68	145.02	2451.67	73.25	7253.71	104.09	118.89	757.68
K-4-1	26.72	13615.7	550.58	89.38	31.77	287.23	2.54	6.58	33.65	2042.63	33.47	10166.2	0	70.21	506.95
平均	41	8794	418	74	70	468	3	6	81	1960	50	6072	474	84	572
富集系数	459.8	3997.1	0.3	0.6	0.7	0.4	2.2	0.3	1082.2	0.3	29.3	10119.6	39.5	6.5	1.5
k-5-4	0	964.15	332.33	14.86	68.78	1003.23	1.45	0.66	0	368.9	0	2.76	0	79.61	150.85
k-5-3	30.72	5702.08	1750.07	41.19	47.43	1057.46	2.85	10.81	94.53	2771.79	51.68	227.73	39.68	114.28	549.35
D-16-1	16.33	172.4	58.64	55.96	18.97	59.39	1.14	1.56	4.44	552.42	19.99	91.45	0	46.36	157.21
D-26	29.92	293.35	1042.4	20.64	116.42	673.63	2.37	3.87	87.6	1470.36	48.08	169.95	5.57	78.55	359.3
D-1	60.3	211.38	339.46	88.54	64.93	326.44	2.51	14.96	142.05	3534.51	72.57	222.97	183.66	76.6	948.55
D-4	49.11	215.39	477.26	227.91	65.38	212.25	3.93	14.83	132.15	4283.11	81.56	389.51	150.82	65.69	937.22
D-3	19.53	102.81	177.19	57.48	57.24	142.93	1.66	4.31	0	1642.29	21.56	182.53	9.36	58.07	577.31
D-22	76.29	608.88	285.68	169.6	27.43	149.69	4.73	18.13	186.11	5189.37	102.01	344.65	215.24	128.73	1542.58
C1-1	0	113.38	259.18	17.82	70.65	1204.75	1.01	4.62	0	1470.92	6.51	104.02	169.77	78.1	268.78
C1-3	0	2935.39	897.88	12.11	3.12	919.49	1.13	0.12	0	71.19	0	8168.25	5.57	127.13	198.74
C1-4	41.91	4889.17	527.02	130.71	64.31	582.64	2.8	8.39	62.36	2390.35	46.73	195.78	45.99	128.2	673.64
C1-5	31.52	150.18	392.47	124.54	33.63	282.13	2.15	6.85	29.69	2431.93	41.34	179.13	16.94	18.7	577.99
C1-6	52.31	98.08	460.52	182.32	123.11	420.54	4.63	9.58	114.83	3062.93	67.63	255.94	83.88	153.02	1339.01
C1-7	38.72	125.77	491.21	123.17	35.72	548.46	3.36	6.73	70.77	2219.2	41.34	163.84	61.15	98.67	744.62
C1-8	33.12	134.87	431.69	66.31	35.66	960.62	2.47	6.14	52.95	1653.98	40.66	169.27	34.62	81.74	534.13

续表 3-1

样号	Hg	As	P	Zr	Zn	Mn	Be	Sc	Se	Ti	Sn	Sb	Pb	B	Ba
C1-9	50.71	131.96	609.34	122.79	50.39	342.89	2.83	9.39	131.16	3056.79	69.88	202.58	111.67	118.27	805.53
C1-10	65.9	165.48	545.16	85.19	55.41	1159.62	3.13	7.79	145.02	2472.49	78.87	213.11	446.37	107.27	736.01
C1-11	7.53	47.44	280.41	20.34	48.33	708.68	1.6	2.22	0	811.47	8.3	69.7	0	62.59	359.04
C1-13	37.92	284.61	397.59	114.65	25.4	838.83	2.89	5.81	54.93	2058.15	36.84	200.88	112.93	114.72	787.47
C1-14	52.31	154.55	476.8	100.64	46.69	323.18	3.99	8.68	157.89	2657.43	79.32	277.01	102.83	72.43	1616.85
C1-15	39.52	119.57	444.24	96.76	34.63	230.66	2.97	7.14	105.92	2416.34	63.81	200.2	99.04	103.49	841.83
C1-16	23.52	13607	581.12	14.86	30	748.74	1.34	3.68	0	923.74	12.35	1003.53	0.52	185.12	297.51
C1-17	55.51	130.87	707.94	40.58	80.04	704.27	4.31	10.81	127.2	2979.89	65.83	295.02	748.23	105.32	1076.99
C3-1	50.71	123.94	438.04	194.11	21.58	986.02	2.45	8.87	194.02	2611.63	79.99	211.76	133.14	156.48	473.92
C3-2	0	207.74	92.89	34.42	0	90.28	0.59	0	0	509.38	0	0	0	35.01	162.51
C3-3	23.52	6521.38	574.15	80.7	12.31	1043.17	1.96	8.25	42.56	1962.12	38.64	162.14	20.73	69.24	421.71
C3-4	42.71	139.25	1061.01	40.58	17.04	1159.84	2.13	11.79	87.6	2312.56	57.74	157.04	69.99	79.08	283.34
C3-5	78.69	224.86	517.1	290.02	40.42	241.7	6.91	15.06	242.53	4038.67	123.81	404.13	222.82	144.16	1954.63
C3-6	41.11	305.38	348.14	126.98	50	427.3	2.19	7.46	85.13	2708.3	48.3	352.81	740.65	38.12	484.83
C3-7	54.71	154.55	530.12	83.36	134.65	300.88	3.64	10.6	186.11	2996.05	81.56	244.38	138.19	116.76	837.45
C3-8	13.13	148.72	136.99	68.14	227.97	2372.52	2.02	7.1	84.63	1205.79	39.77	105.38	104.09	136.89	2518.73
C3-9	20.33	4012.25	501.29	76.36	83.26	888.52	2.15	7.73	50.48	2270.83	41.56	174.37	0	41.13	542.65
C3-10	59.5	173.86	469.98	156.59	75.51	420.14	3.53	10.1	230.65	2779.67	95.95	263.76	158.4	69.06	612.54
C3-11	45.11	122.12	927.34	157.2	62.55	307.06	4.49	13.67	166.31	3715.46	71.68	268.17	83.88	43.97	1158.51
平均	37	1279	517	95	57	642	3	8	90	2282	51	461	127	92	751
克拉克值	0.09	2.2	1200	130	94	1300	1.3	18	0.075	6400	1.7	0.6	12	13	390
富集系数	406.0	581.5	0.4	0.7	0.6	0.5	2.1	0.4	1203.8	0.4	30.0	768.3	10.6	7.1	1.9

分析者：中南大学现代分析测试中心 ICP－AES 室（克拉克值采用黎彤，1984 数据）

3.2 矿体地质特征

3.2.1 矿体的分布形态、产状

本区锑金矿体主要产于1号矿脉中，由一系列大致平行的细脉一大脉构成脉带，脉带西至涟田冲F_{16}，东至獠牙冲，长约1050m。1号脉近乎东西向，横亘于将军山，总体产状80°左右，倾斜南东，倾角72°～87°，但沿走向倾向均有一定起伏变化而呈波状。总体形态呈陡倾斜脉状，赋存在丰家冲背斜轴部。根据矿化情况可分为东西两个矿体，4～8线有百余米为无矿段。

东矿体：为主矿体，出露于F_3～F_{54}断层之间，长约570m，沿倾斜已控制延深达220m，矿脉出露标高为230m，而工业矿体埋藏在190m标高之下。受后期断层错动，矿体走向自西向东从近乎东西90°逐渐向北东60°偏转。此外，东端被F_3切割错位后，其东盘矿体地表矿化差。

西矿体：矿体规模较小，出露于F_{54}以西至F_{15}之间，长约120m，倾斜延深约130m，地表至40m深度内多为民采区。矿体产状比较稳定，走向80°，倾向南，倾角87°，向南西侧伏，侧伏角50°～55°。

在1号脉的上下盘发育一组与层理基本一致的缓倾斜“层间脉”，层理走向与岩层走向一致，倾向南南东，倾角一般20～30°或更缓。与主矿体呈“入”型相交，为主矿体旁侧的侧羽状脉，其分布在主矿脉上、下盘约30米之内，多发育于上部100m标高以上，一般规模不大，浅部较密集，且规模较大，矿石较富，是民采的主要对象。

沿1号矿脉自西向东主要有12条南北向横断层，使矿脉呈水平移动，横断层及层间断层破坏了矿体的连续性，但主矿体基本完整，其影响不大。

3.2.2 矿体厚度与品位关系

根据统计（表3-2），矿区矿体厚度一般1～3m，平均厚度1.55m，矿体Sb一般平均品位7.71%，Au平均为1.34g/t。三者之间无明显相关关系（图3-2、3-3、3-4、3-5）。

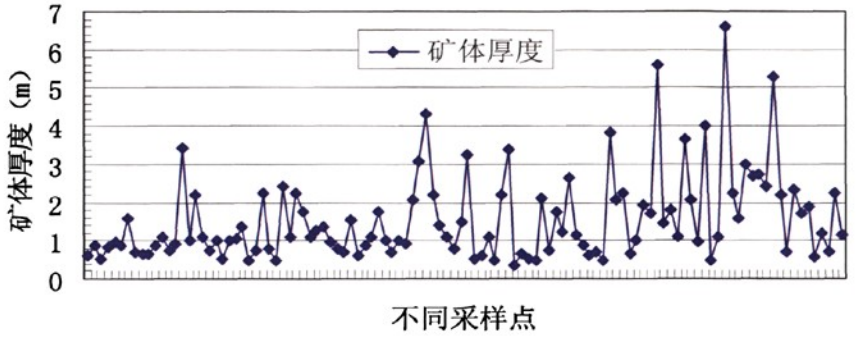


图 3-2 坑道采样矿体厚度变化图

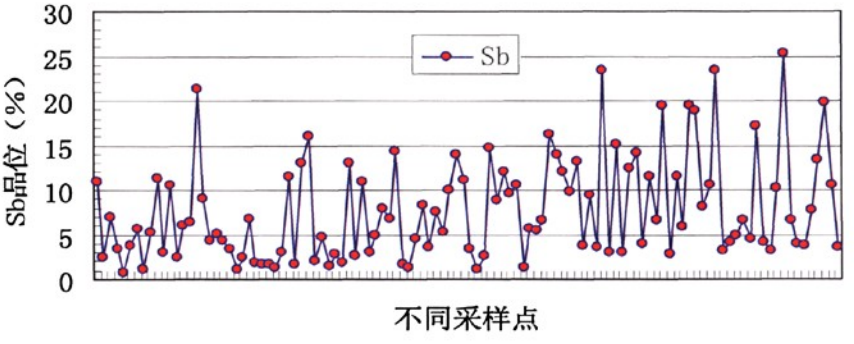


图 3-3 坑道采样锑品位变化图

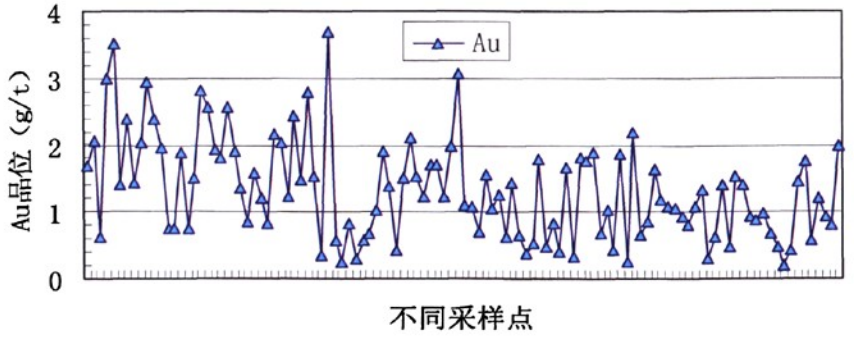


图 3-4 坑道采样金品位变化图

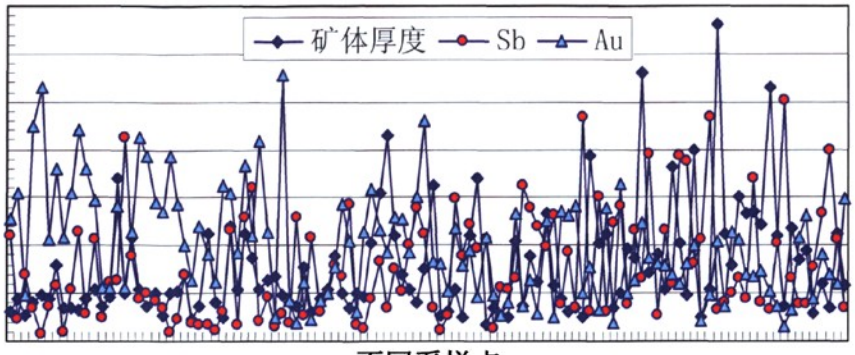


图 3-5 坑道采样矿体厚度与 Sb、Au 品位关系图

3.3 矿石特征

矿石矿物成分较简单，主要金属矿物为辉锑矿和自然金。载金矿物为毒砂、黄铁矿，主要脉石矿物为石英，其次为长石、高岭土、绿泥石、方解石、绢云母等。

矿石的自然类型为原生矿石，工业类型为锑金矿，锑为主要成矿元素，金为伴生元素，按矿物组合类型可分为：石英一辉锑矿，板岩一辉锑矿型。

石英一辉锑矿型：主要由辉锑矿及石英组成，次为少量绢云母、铁白云石、方解石及微量黄铁矿、毒砂及板岩碎屑等，矿石主要具块状、浸染状、脉状、网脉状构造，结构主要为自形、半自形粒状结构、交代残余结构、交代溶蚀结构及碎裂结构（照片 12—18，见图版 I）。是矿区的主要矿石类型。

板岩一辉锑矿型：该类型矿石为强烈矿化的板岩，辉锑矿呈脉状、浸染状、斑状产出，具细粒他形粒状结构、交代残余结构及交代溶蚀结构（照片 12—18，见图版 I）。是矿区次要矿石类型。

表 3-2 坑道中矿体厚度与锑、金品位关系表（据 418 队）

工程编号	点号	矿体厚度 (m)	平均品位 Sb(%)	平均品位 Au(g/t)
XJ3-1	2	0.6	10.95	1.69
XJ3-2	3	0.9	2.38	2.06
	4	0.55	7.03	0.64
MD71	5	0.83	3.44	3
	14	0.95	0.75	3.52
	16	0.9	3.68	1.42
MD23	18	1.6	5.73	2.39
	19	0.7	1.06	1.44
	20	0.68	5.34	2.05
	21	0.65	11.32	2.94
YD93	23	0.9	2.96	2.4
	25	1.1	10.54	1.96
XJ2-1	26	0.75	2.48	0.76
	27	0.91	6.1	0.75
	28	3.42	6.36	1.89
XJ2-2	29	1	21.34	0.75
	30	2.18	8.99	1.52
YD58-6	31	1.1	4.41	2.83
	32	0.75	5.02	2.57
YD58-1	33	1	4.28	1.93
	35	0.55	3.45	1.81
	37	1	1.06	2.57
	38	1.05	2.39	1.9
YD58-2	39	1.38	6.88	1.35
	40	0.47	1.96	0.86
	42	0.75	1.67	1.59
CD58-3	44	2.25	1.73	1.21
YD58-3	46	0.8	1.24	0.83
CD58-6	47	0.5	3.05	2.16
YD58-4	49	2.41	11.52	2.05
	51	1.1	1.65	1.24
	52	2.23	12.93	2.44
YD58-5	53	1.75	15.97	1.48
	54	1.1	2.13	2.79
	55	1.29	4.64	1.53
MD50	56	1.37	1.47	0.34
MD51-1	57	0.96	2.84	3.7
MD51-2	58	0.8	1.97	0.58

续表 3-2

工程编号	点号	矿体厚度 (m)	平均品位 Sb(%)	平均品位 Au(g/t)
MD40-1	59	0.72	12.95	0.26
	60	1.55	2.69	0.83
MD40-2	62	0.6	10.91	0.3
	63	0.9	3.07	0.57
MD40-3	65	1.1	4.84	0.68
	66	1.76	7.88	1.02
MD40-5	67	1	6.8	1.9
	68	0.7	14.39	1.39
MD40-4	133	1	1.78	0.42
MD28	64	0.94	1.26	1.51
YD28-2	70	2.05	4.47	2.12
	71	3.1	8.38	1.54
	72	4.3	3.5	1.23
	73	2.2	7.61	1.72
	74	1.4	5.3	1.7
	75	1.1	10.02	1.24
YD28-3	76	0.8	14.01	2
	77	1.5	11.17	3.07
CD28-4	78	3.25	3.46	1.1
CD28-1	79	0.55	1.09	1.09
YD28-4	80	0.6	2.63	0.7
	81	1.1	14.81	1.56
CD28-11	82	0.5	8.94	1.05
YD28-5	83	2.2	12.12	1.26
CD28-8	84	3.4	9.67	0.63
CD28-9	85	0.34	10.64	1.44
CD28-10	86	0.68	1.26	0.65
CD(-2)-9	87	0.55	5.62	0.37
YD(-2)-5	88	0.5	5.51	0.54
CD(-2)-10	89	2.1	6.55	1.79
YD(-2)-1	90	0.75	16.31	0.48
	91	1.77	13.9	0.84
	92	1.25	12.06	0.39
	93	2.65	9.83	1.67
	94	1.16	13.12	0.33
	95	0.9	3.78	1.81
	96	0.63	9.35	1.76

续表 3-2

工程编号	点号	矿体厚度 (m)	平均品位 Sb(%)	平均品位 Au(g/t)
	97	0.7	3.52	1.88
	98	0.5	23.37	0.68
	99	3.85	3.11	1.03
YD(-2)-2	100	2.05	15.13	0.43
	101	2.25	3.01	1.86
	102	0.68	12.41	0.26
	103	1	14.14	2.18
YD(-2)-3	104	1.95	3.95	0.66
	105	1.73	11.54	0.86
	106	5.61	6.56	1.64
	107	1.45	19.48	1.17
	108	1.8	2.78	1.08
YD(-2)-4	109	1.08	11.52	1.05
	110	3.65	5.92	0.93
	111	2.05	19.37	0.81
	112	0.95	18.8	1.09
	113	4	8.03	1.34
CD(-2)-8	114	0.5	10.62	0.29
CD(-14)-2	115	1.1	23.36	0.64
CD(-14)-3	116	6.62	3.3	1.4
CD(-14)-4	117	2.24	4.09	0.48
YD(-14)-1	119	1.6	5	1.53
	120	3	6.59	1.41
	121	2.67	4.44	0.94
	122	2.72	17.08	0.89
YD(-14)-2	123	2.44	4.08	0.98
	124	5.3	3.22	0.69
	126	2.19	10.22	0.48
	127	0.72	25.2	0.21
CD(-30)-1	128	2.35	6.52	0.43
XJ1	129	1.72	3.95	1.45
CD(-30)-3	130	1.9	3.83	1.76
CD(-30)-4	131	0.57	7.67	0.59
MD32-3	134	1.2	13.35	1.21
MD58	135	0.7	19.88	0.93
MD32-2	136	2.25	10.56	0.8
MD32-1	137	1.15	3.52	1.98
平均		1.55	7.71	1.34

3.4 围岩蚀变特征

矿区近矿围岩主要为渐变质板岩，其次有花岗斑岩，发育的围岩蚀变有：硅化、毒砂化、黄铁矿化及绢云母化等，形成了宽 40～60m 的矿化蚀变带。各类型蚀变特征如下：

毒砂化：是矿化主要蚀变之一，毒砂带常呈柱状自形晶，多呈浸染状或细脉状交代围岩，含量一般在 1%左右，紧贴矿脉。其分布范围自矿脉两侧数米至十多米。

黄铁矿化：亦为主要蚀变之一，常与毒砂紧密伴生。黄铁矿化分为早晚两期，早期早于毒砂生成，常常可包裹在毒砂中。粒度稍粗，呈自形晶，蚀变相对晚期较弱；晚期黄铁矿化颗粒较小，他形多呈浸染状或细脉状产出，它与锑金矿化关系密切，蚀变相对早期强。

硅化：是一种普遍的蚀变现象，呈微一细粒乃至中粒他形石英，呈脉状、斑块状交代围岩。石英细中粒它形结构是热液中硅质交代原岩的产物，使围岩硅质成分增高，围岩出现不同程度的退色现象。硅化与矿化关系密切，蚀变一般发育于矿脉两侧 3～5m 的范围内。

铁白云石化：含铁白云石或白云石呈粗晶或细晶，呈星散状，细脉状交代围岩，含量一般 3～10%左右，紧贴矿脉向西侧蚀变由强变弱，沿铁白云石解理裂纹可见晚期辉锑矿充填交代。

绢云母化：多出现在花岗斑岩中，板岩中不甚明显，近矿花岗斑岩中则甚强，花岗斑岩中长石全部绢云母化，原矿物仅残留部分石英。

3.5 矿体与围岩的关系

由于矿体大多由细－小脉浸染状矿石构成，故矿体与围岩一般无截然界线，0 线以西矿体上盘或下盘有清楚的断层面，矿体与围岩的分界基本以断层面为界，无构造面的一盘边界不清，其它均无天然界面，只能靠样品化验结果来确定矿体边界。

3.6 矿床地球化学特征

3.6.1 主量元素特征

根据样品测试数据（表 3-3，图 3-6），除样品 C1-1 成分异常外，岩（矿）石化学成分主要为 SiO_2、Al_2O_3，其次为 FeO、Fe_2O_3、K_2O，其它含量都较低。造成样品 C1-1 成分异常的原因可能与后期钙化（方解石化或铁白云石化）有关。且具有 Sb 含量随 SiO_2 含量增大而变小的趋势。

表 3-3 岩（矿）石化学分析结果表

样品 / 含量（%）	C1-1 硅化板岩	D-16-1 硅质岩	D-26 花岗斑岩	K-3-1 辉锑矿石	K-4-1 辉锑矿石	K-5-3 硅化板岩	K-5-4 硅化板岩
Sb	1.76	0.14	0.11	1.55	1.52	0.12	0.13
FeO	0.62	0.64	1.99	1.58	1.17	1.85	4.62
Fe_2O_3	0.39	1.44	0.87	4.45	3.6	3.23	1.64
SiO_2	29.53	86.89	65.95	63.82	70.49	71.73	81.59
Al_2O_3	0.9	5.58	14.79	13.61	12.24	10.58	5.9
CaO	37.68	0.26	3.6	0.62	0.44	1.55	1.16
MgO	0.18	0.28	1.05	0.98	0.28	0.72	0.77
MnO	1.46	0.0077	0.073	0.073	0.047	0.13	0.11
TiO_2	0.06	0.18	0.36	0.47	0.54	0.61	0.09
K_2O	0.55	0.6	2.17	3.72	1.6	2.5	0.69
Na_2O	0.11	1.49	2.93	0.5	1.8	0.34	0.18
P_2O_5	0.12	0.025	0.25	0.099	0.092	0.76	0.12
As	0.053	0.0029	0.001	1.76	0.98	0.13	0.073
S	0.64	0.81	0.05	2.35	2.15	2	1.1
烧失量	26.15	1.61	5.21	6.19	4.23	4.76	2.62
合计	100.20	99.96	99.40	101.77	101.18	101.01	100.79

分析单位：长沙矿冶研究院分析室（化学分析法）

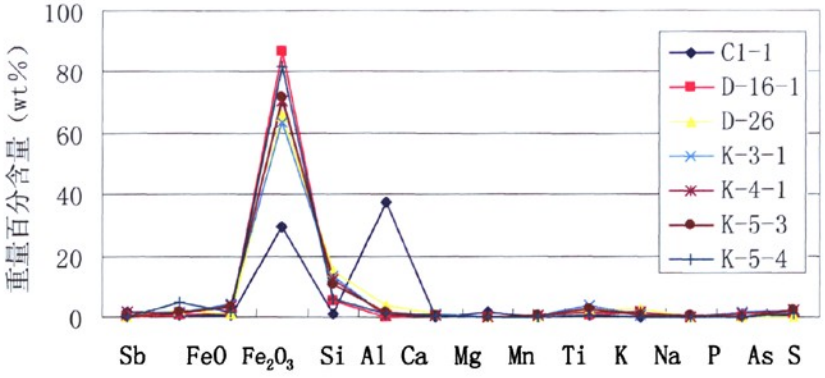


图 3-6 岩矿石化学成分变化图

3.6.2 微量元素特征

根据对 38 个样品的微量元素测试分析结果（图 3-7,），我们不难看出，样品之间微量元素含量具有明显的相似性，围岩（各类板岩）、花岗斑岩以及辉锑矿石的微量元素明显富集 Hg、As、Sb、Sn、Pb、B、Be、Se、Ba，相对富集 As、Sb 等元素，相反明显亏损 P、Zr、Zn、Ti、Mn、Sc 等元素，除辉锑矿石更加富集 As、Sb 外，其它微量元素贫富特征基本一致，图 3-7 中微量元素含量变化曲线也显示了相似程度高的特点。这种类似的特点说明了这样一个事实，本区 Sb、Au 成矿的成矿物质来源可直接从地层或花岗斑岩岩脉中萃取，但萃取的力度不够，也就是说本区成矿的物理化学条件不够理想以及成矿作用不够强烈，从而也就影响了 Sb、Au 等成矿物质的富集及叠加成矿，即成矿规模不会很大。

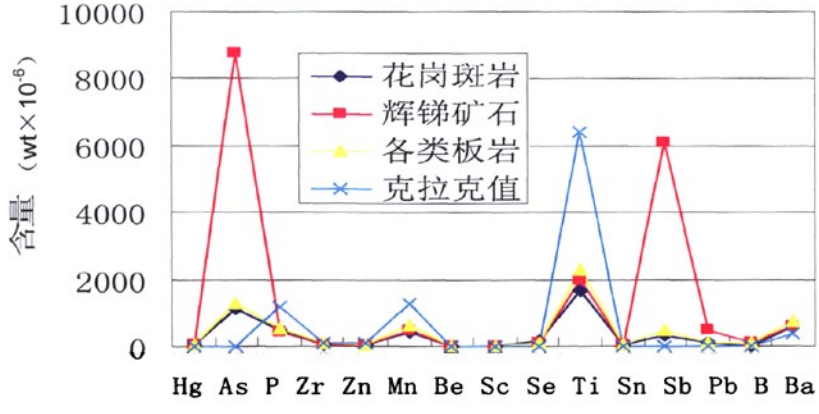


图 3-7 岩矿石微量元素含量与克拉克值对比图

第四章 成矿条件与矿床成因分析

4.1 成矿物理化学条件

矿物包裹体是矿物形成过程中由于晶格缺陷导致流体被包裹于矿物中形成的包裹物。矿物流体包裹体一般包括岩浆包裹体（固态）和气液包裹体两类。流体包裹体保留了流体的原始特征，因此被广泛用于成岩、成矿、油气成因的研究[45~52]。

流体包裹体是成矿流体遗留下来的唯一直接证据，记录了成矿时地质流体的物理化学信息，它能最真实、最直接地提供原始成矿时的信息，反映成矿时的物理化学条件，也是解开成矿流体以及成矿作用的密码。流体包裹体类型，实际上反映了成矿流体的性质。

（1）包裹体形态、大小及形成温度和盐度

①喷流沉积改造型锑矿床矿物包裹体特征

该类锑矿床中石英包裹体形态主要有假六边形、椭圆形、近圆形和不规则形，大小一般5μm～26μm，气液比一般10%～40%，均一化温度变化范围110℃～394℃，一般为 167℃～280℃，盐度为 1.4wt%～40.0wt%NaCl，一般在 7wt%～15wt%NaCl 之间变化，包裹体类型主要有气体包裹体、液体包裹体、含盐类子矿物包裹体和含二氧化碳包裹体4种，辉锑矿中包裹体的爆裂温度变化范围在100℃～360℃之间，一般为 180℃～240℃；与辉锑矿共生的方解石包裹体的爆裂温度为140℃～340℃，一般为200℃～230℃，均一化温度为102℃～364℃，一般为133℃～250℃；锑的硫盐矿物（脆硫锑铅矿、辉锑锡铅矿）的爆裂温度为100℃～341℃。

②沉积改造型锑矿床矿物包裹体特征

该类锑矿床中石英包裹体形态不规则，其分布主要呈稀疏散点状、散点状和点线状，包裹体一般较小（1μm～10μm），气液比低（5%～20%），盐类子晶包裹体熔化晚于气相消失，包裹体类型主要为液相包裹体、少量含盐类子晶包裹体，气相包裹体较少见，爆裂温度为190℃～335℃，均一化温度为162℃～221℃，盐度为（5.9～10.05）wt%NaCl，一般为 8±2wt%NaCl；辉锑矿的爆裂温度为 185℃～270℃，与石英包裹体均一化温度相近；与辉锑矿共生的方解石（早期）包裹体爆裂温度为 235℃～330℃，均一化温度为 180℃～266℃，而较晚期方解石的包裹体均一化温度为90℃～180℃，与晚期晶洞充填和晚期锑矿化有关。

③变质再造型锑矿床矿物包裹体特征

该类锑矿床中石英包裹体主要呈柱状、透镜状、水滴状、不规则状和圆球状，大小一般为＜1 5μm～5μm，包裹体类型为气液包裹体和纯液相包裹体，均一化温度介于 80℃～366℃之间，许多矿区石英的形成明显有 3 期或 3 期以上，盐度范围为(0.3～11.7)wt%NaCl，一般为 5±3wt%NaCl，包裹体的气液比为 5%～30%，一般为 5%～10%；辉锑矿中包裹体爆裂温度为 117℃～290℃，也具多期次特点。如沃溪锑(金钨)矿床中石英至少有三期(早、中、晚)，石英中包裹体一般小于 1μm，少数为 1μm～4μm；包裹体类型为气液包裹体和纯液相包裹体，气液包裹体形态较规则，一般呈柱状、透镜状、水滴状和圆球状；

纯液相包裹体常呈定向排列，一般为长柱状和短柱状；包裹体的气液比一般为 5%～10%，少数为 15%～30%，晚期纯液相包裹体增多；均一化测温，早期石英包裹体温度为 239℃～353℃，中期石英包裹体测温为 160℃～228℃，晚期为 118℃～160℃；各期石英包裹体的盐度分别为(2.5～11.7)wt%NaCl、(2.2～11.6)wt%NaCl、和 10wt%NaCl(1 个样品测值)，这表明从早到晚成矿温度由中偏高温向低温转化，呈递减趋势，盐度也有递减趋势，整个成矿过程中流体的盐度略高于正常海水盐度。

④岩浆热液型锑矿床矿物包裹体特征该类矿床中石英包裹体形态主要为椭圆形、浑圆形、不规则形，大小为 3μm～20μm，个别达 60μm，呈面形发育，包裹体类型为液体包裹体(＞80%)，少量含液体 CO^2 包裹体和含盐类子矿物包裹体；液体包裹体中气液比为 10%～40%，均一化温度为 140℃～330℃，盐度为(2.8～5.0)wt%NaCl，包裹体中流体的密度为 0.80g/cm3～1.10g/cm3，辉锑矿的爆裂温度为 151℃～214℃；萤石中包裹体呈面形分布，多呈不规则形和浑圆形，以液相为主，气液比为 10%～20%，含盐度一般为(2～3) wt%NaCl，包裹体的流体密度为 0.85g/cm3～0.95g/cm3，均一化温度为 90℃～430℃，一般为 150℃～200℃。

⑤火山热液型锑矿床矿物包裹体特征

该类锑矿床中矿物包裹体特征及测温资料很少，据已收集的吉林省驿马三合锑矿床辉锑矿包裹体资料可知，其辉锑矿包裹体的爆裂温度为 160℃～200℃，具浅成低温矿床特征。

(2) 矿物包裹体成分及地球化学特征

①喷流沉积改造型锑矿床包裹体成分及地球化学特征

该类锑矿床中矿物包裹体成分除水以外，液相组分主要为 Ca^{2+}-Cl^--Na^+ 型，$Ca^{2+} > Na^+ > K^+ > Mg^{2+}$；部分为 SO^{2-}_4-Na^+-F^-型和 Ca^{2+}-F^--Na^+。气相部分主要为 CO_2，属 CO_2-N_2-CO 型。K^+/Na^+比值为 0.085～0.929，均小于 1；Ca^{2+}/Mg^{2+}比值为 2.738～231.973，一般大于 10；F^-/Cl^-比值变化较大，从 0.066～39.242，但除晴隆大厂

(F^-/Cl^-=1.291～39.242)、箭猪坡(F^-/Cl^-=2.552)和广西大厂辉锑锡铅矿(F^-/Cl^-=5.254)外,其余矿床中矿物包裹体 F^-/Cl^-值均小于 1;H_2/CH_4比值变化也很大,从 0.006～13.264,规律性不明显。

②沉积改造型锑矿床包裹体成分及地球化学特征

该类矿床中矿物包裹体成分除水以外,气相组分主要为 CO_2-CO-N_2型,同时含 CH_4较高,液相成分主要为 SO_4-Ca^{2+}-Na^+型,$Ca^{2+} > Na^+ > Mg^{2+} > K^+$;阴离子为 $SO_4^{2-} > F^- > Cl^-$。K^+/Na^+比值很低,一般小于 0.1;Ca^{2+}/Mg^{2+}比值较高,一般大于 15;F^-/Cl^-比值 0.732～5.885,具相对富 F^-特征,这可能与矿床中普遍含有萤石矿物有关;H_2/CH_4值介于 0.086～0.297 之间,说明成矿流体中 CH_4含量较高,与沉积作用关系密切。

③变质再造型锑矿床包裹体成分及地球化学特征

该类锑矿床中矿物包裹体成分除水以外,液相组分为 Na^+-Ca^{2+}(K^+)-Cl^-型,$Na^+ > Ca^{2+}(K^+) > Mg^{2+}$,$Cl^- > F^-$;气相组分为 CO_2-N_2-CO 型,CH_4和 H_2含量次之。该类矿床矿物包裹体成分中 K+/Na+比值一般为 0.147～0.277(白钨矿中包裹体成分 $K^+/Na^+ > 1$),Ca/Mg 比值 1.809～11.213,F^-/Cl^-比值一般小于 1(0.046～0.259),个别值可大于 1(如渣滓溪包裹体中 F^-/Cl^-=8.211),H2/CH4 比值一般大于 1。表明成矿流体中富含 Na^+、Ca^{2+}、Cl^-、CO_2组分为主,而 K^+、Mg^{2+}、F^-、N_2、CO、CH_4、H_2等组分含量次之。

④岩浆(火山)热液型锑矿床包裹体成分及地球化学特征

岩浆热液型锑矿床矿物包裹体成分的水约占总量的 84.5%～96.9%,为最重要的组成部分。其它液相成分为 Ca^{2+}-F^--K^+型,即 $Ca^{2+} > K^+ > Na^+ > Mg^{2+}$含量;阴离子中一般 $F^- > Cl^-$或 $F^- > SO_4^{2-} > Cl^-$;气相组分中为 CO_2-CO-H_2型。K^+/Na^+比值明显大于 1,表明成矿流体中碱金属以 K^+离子为主;Ca^{2+}/Mg^{2+}比值为 2.729～34.4218,F^-/Cl^-比值为 0.198～41.780,气相组分中 H2 含量较高,表明该类成矿流体中碱金属离子以 K^+为主,碱土金属离子以 Ca^{2+}为主,阴离子以 F^-为主,气相成分主要为 CO_2。

火山热液型锑矿床矿物包裹体中 H2O 包裹体成分占总量的 81%左右,其余液相组分为 Cl^--Na^+-K^+型,$Na^+ > K^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$,阴离子 $Cl^- > SO_4^{2-} > F$;气相组分由于分析值不完善,而很可能为 CO_2-CO-N_2型。K+/Na+、Ca^{2+}/Mg^{2+}、F^-/Cl^-比值均小于 1,表明成矿流体中相对富含 Na^+、Mg^{2+}、Cl^-离子和 SO_4^{2-}离子,火山成矿作用时,除水气外,CO_2气体含量很高,约占包裹体成分的 18%左右。包裹体成分中的 H_2O+CO_2含量约占总成分的 99%,显然,火山期后热液成矿流体中气相组分含量较高。

通过泗里河锑（金）矿床流体包裹体显微岩相学、均一温度、盐度和成分等方法研究，进一步分析了该矿床的成矿机理。

4.1.1 成矿温度

成矿温度可通过矿物包裹体直接测出。本次研究对比前人爆裂法测温结果，进一步采用均一法对矿石中的石英进行了包裹体测温采样。

1、爆裂温度

爆裂温度是测定矿物内部包体在加热条件下产生爆裂的温度，它一般高于矿物结晶温度，往往能代表矿物结晶温度的上限。

据湖南省地质矿产局 418 队资料，辉锑矿的爆裂温度 171～228℃，平均 197℃；毒砂爆裂温度 206～361.5℃，平均 267℃；石英 272.5～322℃，平均 297℃。说明三者结晶顺序为石英－毒砂－辉锑矿，即矿脉中主要矿物结晶顺序遵循从高温到低温的顺序。这与光薄片镜下岩矿鉴定观察的现象一致。

2、均一温度

从表 4-1 得知，石英包裹体均一温度 97.4～260℃，多数在 150℃以上，平均 179℃，与湖南省地质矿产局 418 队资料相比，高于前人测得的均一温度 125～138℃，平均 133.2℃，这与仪器测试的灵敏度有关，本次研究工作的测试结果更接近实际，相当于中低温范围成矿。

根据测试所得的冰点温度 Tm－ice 在-1～4.7℃之间，通过查表计算得出本区成矿流体的盐度在 1.65%～7.39%之间，平均 4.98%， 说明成矿热液是一种低盐度流体。

4.1.2 包裹体特征

1、包裹体形态特征

经对包裹体的类型研究，矿区石英包裹体成矿类型主要为 $NaCl－H_2O$ 两相包裹体（表 4-1），不是很发育，且包裹体普遍较小，其形态特征如图 5-1～5-11（见图版 II）所示，大小为 3～20μm 不等，平均 7.8μm；气液比为 5～30%，平均 16%。

2、包裹体化学特征

为了研究包裹体气液相成分，选取 4 个测试样品加工至 40～60 目，每个样品选取单矿物重量 10g，由中南大学地质研究所测试室分析，分析结果见表 4-2 和表 4-3。

表 4-1　泗里河锑（金）矿区矿石及蚀变板岩中石英包体特征表

样号	类型	序号	大小（μm）	气液比（%）	Tf（℃）	Tm-ice（℃）	Th（℃）	盐度（wt%）	密度（g/cm³）
		1	4.5	20	-31.8	-3.4	129.7	5.472	0.975
		2	3	20	-44.7	-3	257	4.857	0.834
		3	8.5	28	-43.8	-4.2	251.4	6.669	0.861
K-3-2	NaCl-H_2O	4	4	30	-42.8	-3.2	260.1	5.166	0.832
（石英）	两相	5	5.5	20	-38.5	-4.7	225.7	7.393	0.899
		6	8	22	-44.7	-3.6	245.8	5.775	0.859
		7	20	25	-41.5	-2.7	284.1	4.389	0.783
		8	6	21	-40.7	-2.8	253	4.546	0.836
		1	9.5	15	-36.4	-3.5	188.1	5.624	0.922
		2	6	13	-35.7	-3.1	175.2	5.012	0.931
		3	10	20	-44.5	-3	179.8	4.857	0.925
		4	12	8	-43.2	-4	152.8	6.374	0.962
		5	7	10	-41.7	-3.2	168.4	5.166	0.939
K3-1	NaCl-H_2O	6	12	10	-39.2	-2	166.5	3.278	0.928
（石英）	两相	7	10	11	-41.6	-3.7	177.1	5.926	0.935
		8	8	18	-44.7	-2.8	173.9	4.546	0.929
		9	18	15	-44.2	-3.6	161.9	5.775	0.949
		10	6	18	-45.6	-4.1	148.7	6.522	0.966
		11	6	17	-44	-3	150.7	4.857	0.953
		1	4.5	18	-37.9	-1.3	97.4	2.143	0.977
		2	6	10	-38.9	-1.8	152	2.956	0.925
		3	10	5	-44.1	-4.7	127.1	7.393	0.99
C3-3	NaCl-H_2O	4	6.5	12	-40.2	-4.5	160.1	7.015	0.96
（石英）	两相	5	3	10	-39.2	-2.7	123.5	4.389	0.97
		6	6	12	-38.7	-1	146.7	1.651	0.937
		7	4.5	12	-44.1	-1.8	138.2	2.956	0.952
		8	5	20	-45.3	-2.3	138.9	3.757	0.956
平均			7.8	16	-41.4	-3.1	179.0	4.980	0.922
418 队资料			8—14	10—13			133.2		

分析单位：中南大学地学与环境工程学院包体测试室，仪器类型：Linkam THMSG600 型地质用冷热台

据表 4-2、表 4-3 可知，矿物包裹体气液相成分具以下特点：

①包体气相成分主要为 H_2O、CO_2、H_2、C_2H_6和少量 CH_4、C_2H_2。其中以 H_2O 占绝对优势，反映了当时成矿流体中富含有水，成矿以热液充填为主，而不是以气液充填交代占主导，亦说明成矿流体为热水溶液。气相组分中还富含 CO_2，且有较多 H_2和少量 CH_4，无 O_2，说明成矿环境是一种还原环境。

②包裹体液相成分中阴离子以 SO_4^{2-}、Cl^-、F^-为主，NO_3^-微量，SO_4^{2-}离子含量最高，这可能与硫化物含量有关；阳离子以 Ca^{2+}、K^+、Na^+为主，微量 Mg^{2+}，且明显具有 K^+含量大于 Na^+的特征。

③成矿流体的 Na^+/K^+可作为判别成矿流体来源的一个标志，岩浆热液 Na^+/K^+一般小于 1，该区流体来源具岩浆热液的特点。而 Cl^-/F^-大于 1 反映属地层流体（或天然雨水）的特点，表明有地层流体的加入。因此推论，成矿流体是岩浆热液和地层流体（或天然雨水）的混合流体。

④CO_2和 H_2O 的比值是反映成矿构造环境的一个重要参数，CO_2在水中的溶解度随着压力的增加而增加，经计算，CO_2/H_2O 的比值变化范围较小，0.26～0.48，表明成矿的构造环境差异性不大，这与本区矿体均受含矿构造带（破碎蚀变带）控制相一致。

⑤结合矿床矿石矿物组合特征，成矿流体中同时还存在有 H_2S 等气体；从本区矿脉中大量产出的石英可判断成矿流体中应该富含 SiO_2。金在成矿流体中以 $[AuCl_2]^-$形式为主，部分以 $[Au(HS)_2]^-$形式存在。

4.1.3 稳定同位素组成特征

稳定同位素实验研究表明，大多数矿物对体系（矿物-矿物）或矿物-水体系，在有地质意义的温度范围内，$10^3\ln\alpha$ 值与 T^2 成反比，T 为绝对温度。$10^3\ln\alpha$ 值可以近似地用两种物质的 δ 差值表示，即 $\delta-\delta_B=\Delta_{A-B}\approx10^3\ln\alpha_{A-B}$。因此，只要测得样品的 δ 值，就可直接计算出 $10^3\ln\alpha$ 值。它同样表示物质间同位素分馏程度的大小，利用它可绘制同位素分馏曲线，拟合同位素分馏方程式和计算同位素平衡温度[53~60]。

在稳定同位素地球化学研究中，H、C、O、S 等研究较深入。它们在天然物质中分布广泛，可形成多种化合物，由于它们的同位素质量数都比较小，相对质量差别大，因而同位素分馏更明显，这对确定地质体的成因及其物质来源和判明地质作用特征具有重要意义[60~66]。

例如不同成因自然水具有不同的 H、O 同位素组成。海水 δD 与 $\delta^{18}O$ 平均值接近 0‰；大气降水的 H、O 同位素组成变化非常有规律，其关系总体符合大

气降水线直线方程：δD=8δ180+10，并具有明显的纬度和高度效应；岩浆水的 δD=-40～-80‰；δ180 愒 5.5～9.5‰；变质水 δD 愒 0~-70‰，δ180 愒 3~20‰；有机水的 δD 愒-90～-250‰，而 δ180 受储油岩层 δ180 值和交换温度的控制。因而研究水的 H、O 同位素组成及其变异，可以为水的分类与来源提供重要信息[67~73]。

据湖南省地质矿产局 418 队资料，辉锑矿 $\delta^{34}S$ 变化于-2.11‰～-4.16‰之间，平均值－3.05‰，极差 2.05‰，标准差 0.72‰；毒砂 $\delta^{34}S$(‰)变化于-2.11‰～-6.92‰之间，平均值－4.01‰，极差 4.81‰。说明成矿溶液中硫同位素组成具有相当均一性，硫的来源有可能来自于地壳深部或上地幔，具有混合岩浆热液性质。

石英 $\delta^{18}O$ 值变化于-0.41‰～-3.15‰之间，δD -56.3‰～-59.9‰之间，位于岩浆水与雨水溶液之间，说明成矿热液主要是岩浆热液并混有雨水溶液。

综上所述，本区成矿流体的类型为：深源中低温低盐度的 $Ca^{2+}-Na^{+}-K^{+}-F^{-}-Cl^{-}-SO_4^{2-}$型岩浆热水混合溶液。

4.3 矿床成因分析

通过本次对矿床地质和有关成矿基本要素的系统研究，我们对泗里河锑（金）矿床成因有了较清晰的认识，泗里河锑（金）矿应属具有多因素控制、多矿质来源、多矿化阶段、以岩浆热液成矿作用为主导的多因复成型锑（金）矿床。

多因复成成矿论是大地构造成矿学的一个新概念。陈国达于 1979 年在湖南省地质学会学术讨论会上提出了多因复成矿床的初步设想，1982 年在第六届国际矿床成因协会讨论会上正式提出该概念的雏形(陈国达，1982) [74]，并在其后(陈国达，1996;2000) [75~76]作出系统阐述。所谓多因复成矿床，即一个矿床的形成具有五大特点：多个大地构造演化阶段，多种成矿物质来源，多类控矿因素，多种成矿作用和多样成因类型。

这“五多”特点中，“主多”是多个成矿大地构造演化阶段，它是产生其他“四多”而居主导地位的“一多”。为此，基于历史-因果论大地构造学，在多因复成矿床的成矿学研究和找矿勘探中，陈国达特别强调用时空四维兼顾的思维来展开研究工作(陈国达，2000) [76]。

表 4-2 离子色谱测试结果

原样号	含量 (ug/g)										
	F^-	Cl^-	NO_3^-	PO_4^{2-}	SO_4^{2-}	Li^+	Na^+	NH_4^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
C1-3	0.526	2.163	0.915	痕	18.251	痕	4.549	1.294	5.134	痕	9.256
C1-16	0.259	1.839	0.452	痕	14.993	痕	3.844	1.109	4.739	痕	7.942
K-5-1	1.293	3.414	痕	痕	9.547	痕	2.256	痕	3.114	痕	15.516
K-6-4	1.578	2.935	痕	痕	10.251	痕	2.917	0.247	3.527	痕	11.147

分析单位：中南大学地学与环境工程学院实验中心，仪器类型：DX—120 Ion Chromatograph (美国)

表 4-3 气相色谱测试结果

原样号	矿物名称	含量 (ug/g)								
		H_2	O_2	N_2	CH_4	CO	C_2H_2	CO_2	C_2H_6	H_2O
C1-3	石英	12.480	无	痕	18.413	无	1.612	677.010	8.789	1417
C1-16	石英	10.958	无	痕	16.911	无	0.514	592.321	5.289	1529
K-5-1	石英	18.652	无	痕	0.095	无	1.711	441.068	1.904	1428
K-6-4	石英	20.963	无	痕	0.198	无	1.257	412.931	1.324	1571

分析单位：中南大学地学与环境工程学院地质所测试研究室，仪器类型：Varian-3400 型气相色谱仪 (美国

一般说来,多因复成矿床的形成过程可分为孕育、诞生及抚育三个阶段,依次为这类矿床提供了先天、临产及后天条件:即依次提供作为成矿物质基础的先成矿床或矿源层(岩);矿床主要形成期的地质构造-地球化学环境;以及主要形成期之后的构造叠加改造作用(陈国达, 1996)[75]。

4.3.1 成矿基本特征

泗里河锑(金)矿矿床地质特征显示,该矿床有如下特点:

(1)从形成条件来看:具多期多因素成矿。泗里河锑(金)矿至少经历了同生沉积期(阶段)、区域变质期(阶段)、改造迁移期(阶段)、表生期(成矿期末阶段)。各阶段的产物在矿床和矿体中都有表现,如矿源层的存在与原生沉积有关,赋矿地层为Sb、Au矿源层,中酸性岩体(如花岗斑岩)的侵入也为成矿带来了大量的成矿流体,也提供了部分成矿物质。

(2)从成矿物质来源来看:成矿物质多来源。区域地质背景、包体气液相成分、硫同位素、微量元素等分析表明,主成矿物质Sb、Au主要来自于上元古界板溪群五强溪组,地层流体或大气降水、岩浆热液共同参与了成矿作用,也为成矿提供了部分物质来源。

(3)从控矿因素来看:成矿构造多次活动。矿床受断裂控制极为显著,控矿构造经历了一个很长的多期次活动,武陵、雪峰至加里东期为成矿打下了良好的构造、物质条件,岩浆热液的进入,最终在断裂破碎带的有利地段聚集沉淀成矿。

(4)从成矿作用来看:矿石具脉状、浸染状、角砾状构造,成矿方式以充填作用为主,伴有交代作用,具热液活动的特点。

(5)通过对矿物包裹体测温:石英包裹体均一温度97.4～260℃,多数在150℃以上,平均179℃,相当于中低温范围成矿。根据测试所得的冰点温度Tm－ice在-1～4.7℃之间,通过查表计算得出本区成矿流体的盐度在1.65%～7.39%之间,平均4.98%, 说明成矿热液是一种低盐度流体。

(6)通过研究包裹体气液相成分:包体气相成分主要为H_2O、CO_2、H_2、C_2H_6和少量CH_4、C_2H_2。其中以H_2O占绝对优势,反映了当时成矿流体中富含有水,成矿以热液充填为主,而不是以气液充填交代占主导,亦说明成矿流体为热水溶液。气相组分中还富含CO_2,且有较多H_2和少量CH_4,无O_2,说明成矿环境是一种还原环境。成矿流体的Na^+/K^+可作为判别成矿流体来源的一个标志,岩浆热液Na^+/K^+一般小于1,该区流体来源具岩浆热液的特点。而Cl^-/F^-大于1反映属地层

流体（或天然雨水）的特点，表明有地层流体的加入。因此推论，成矿流体是岩浆热液和地层流体（或天然雨水）的混合流体。

4.3.2 金的迁移与沉淀

据研究，金的迁移与沉淀与金的地球化学性质和断裂蚀变带的构造演化特征密切相关[77~82]。泗里河锑(金)矿成矿前期，区内成矿流体中金主要以$[AuCl_2]^-$的形式存在，并随流体迁移，毒砂－黄铁矿－石英阶段与成矿前相比温度降低，以$[AuCl_2]^-$形式迁移的金氯配合物稳定性降低，而$Au(HS)^{2-}$及AuH_3SiO_4稳定性增加，使溶液中出现$Au(HS)^{2-}$、AuH_3SiO_4和$[AuCl_2]^-$共存的现象。石英－毒砂－辉锑矿多金属硫化物阶段是区内锑金矿的主要成矿阶段，以石英－毒砂－辉锑矿脉为代表，由于成矿温度的降低和 pH 值的升高，$AuCl_2$络合物稳定性进一步降低，Au－S 配合物稳定性增加，使得热液中$Au(HS)^{2-}$迁移具有重要意义。

断裂蚀变带中硫化物石英脉的破碎变形还会导致单位体积内石英等矿物的总表面积增加，使得含金流体与岩石之间的热交换加强。因此，强变形部位有利于温度急剧降低，温度降低促使金沉淀下来。由于含矿流体温度下降、流速降低，也必然导致流体压力的降低，而压力降低、氯分子减少可促进金的沉淀，其化学反应式如下：

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

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

$$AuCl_2 \rightarrow Au^0 + Cl_2$$

此外，断裂蚀变带中硫化物石英脉的强烈破碎还会使含金流体中杂质元素增多，从而有利于金的沉淀析出，特别是 Fe^{2+}、Ca^{2+}、Sb^{2+}、pb^{2+}、Zn^{2+}等离子的加入，这些离子与含金流体反应，在形成硫化物的同时引起金的析出（反应式如下），由此也可以解释 Au 矿物常赋存在黄铁矿、方铅矿等硫化物颗粒中的原因：

$$2[AuS_3]^{3-} + 3Fe^{2+} \rightarrow 2Au^0 + 3FeS_2$$

上述分析表明，断裂蚀变带的多期次活动以及硫化物石英脉的强烈破碎，使含矿流体的流速、温度、压力下降，吸附作用加强，杂质元素增多，化学反应几率增加，在这些因素的综合影响下，含矿流体从而在断裂蚀变带破碎强烈的区段金富集成矿。

4.3.3 成矿过程

基于上述成矿特征，可把矿床归纳为如下成矿模式，同生沉积期（形成矿源层）→区域变质期（形成导矿、容矿构造，金等成矿物质开始活化迁移）→改造迁移＋循环聚集期（岩浆岩体侵入，金等成矿物质从围岩向断裂带迁移、沉淀富集）。

矿区内矿源层广布，成矿物质丰富，热动力充足，导容矿构造配套完备，是一个极为有利的锑、金成矿区域。

该区内广布的元古界地层为一套富含Sb、Au、Cu等微量元素，具高离差、高活化能的富钙质－粉砂质泥质和富水的含矿建造，其既提供了成矿所需有用组分Au、Sb，又提供了成矿所需的辅助组分Ca、Fe、Mg。高含量的泥质在沉积分异过程中可以吸附更多的Au、Sb等微量元素，牛贺才等(1992) [83]对板溪群马底绎组的实验表明，80% 的金以吸附形式存在于粘土矿物中，并且Au、Sb很容易活化出来；多次地质作用使岩层中的Au、Sb、Cu等被大量激活，同时释放出大量的建造水将Au、Sb、Cu等淋滤出来，以络合物的形式迁移并与含矿建造中某些层位或岩性段提供的成矿所需的辅助组分反应，而使矿物质沉淀定位。

区内多次地壳运动产生多种构造形迹，相互交织穿插，彼此间有着密切的成生联系和继承关系。构造展布以近东西向、北东向和北北东向最发育。武陵、雪峰构造期所形成的古构造以东西向为主；加里东构造期仍以东西向隆起为特色，同时出现一系列的北东向构造；到了海西-印支构造期，随着南北挤压应力的持续进行和东西向压应力的出现，北东向构造沿袭先期的构造形迹，充分得到发育和加强。自燕山构造期以来，由于区域应力作用方式和方、向的改变，北北东向扭动构造最为发育，其中一部分承袭前期北东向构造，发展成为区域性主干深断裂。

综上所述，三次大的地壳运动使本区形成复杂的构造形迹，既有利于深部热能的释放，又能产生大量的动力能，同时造成广泛的区域变质作用，产生大量的变质水和变质热能。该区内深大断裂为成矿热液的运移、汇集提供了良好的通道。岩层褶皱时产生的层间滑动、剥离和在强大应力场作用下，在褶皱的翼部及轴部形成大量的层间滑动剪切带，与板岩的屏蔽作用形成的封闭空间为矿液的沉淀富集提供了有利场所。区域断裂与层间滑动剪切带构成了配套良好的导容构造体系，造就了该区内金、锑矿类型以层间破碎蚀变带型为主且明显具层位控矿和构造控矿相结合的特征。

第五章 控矿因素与成矿规律

5.1 锑矿床时空分布及成矿规律

中国锑矿成矿规律基本表现在赋矿层位与岩性控矿、成矿时代及区域性分布特点。据多年从事锑矿勘查的湖南有色地质勘查局一些地质工作者发表的研究成果表明：

（1）赋矿层位与岩性控矿

目前，除侏罗系和白垩系尚未发现工业矿床外，从前震旦系至第四系均有分布，但从发现的矿床和探明储量来看，主要集中分布在泥盆系，是其重要特色(国外主要为志留系)[84~88]。泥盆系地层是我国锑矿的最重要的赋矿层位，发现并勘查的矿床多、规模大，探明的锑储量占全国锑总储量的 64%，如分布在华南锑矿带的湖南锡矿山(超大型)、广西大厂(超大型锡铅锌锑多金属矿)、云南木利、广东乐家湾及秦岭汞锑矿带的陕西公馆等地。

锑矿赋存的围岩具有多样性的特点，但以碳酸盐为主，占全国锑矿床总数的 29%，占探明储量的 64%；其次是浅变质岩类，主要为板岩，占中国锑矿床总数的 25%，占探明储量的 20%；还有硅质岩类，主要是砂岩，占锑矿床总数的 13%。

(2)成矿时代

据《中国内生金属成矿图说明书》(1987)统计，我国主要锑矿床的成矿时代，燕山期成矿占 60%，多期成矿占 38%，其他成矿期则很少。

(3)区域成矿带分布

主要有 4 个成矿带，并分别与世界 4 个锑矿带相连：

①华南锑矿带：这是我国最重要的锑矿带，也是环太平洋锑矿带的重要组成部分。已知锑矿床(点)占全国锑矿床(点)总数的 85.5%，占全国锑总储量的 83.1%。

②滇西、西藏锑矿带：西延与地中海锑矿带相连，占全国锑矿床(点)总数的 2.4%，占全国锑总储量的 0.3%。

③秦岭-昆仑山锑矿带：西延与中亚锑矿带相连，已知锑矿(点)占全国锑矿床(点)总数的 9.7%，占全国锑总储量的 16.3%，是近 10 年来查明的重要锑矿带。

④长白山-阴山-天山锑矿带：西延与外贝加尔锑矿带相连，是新发现的区带，占全国锑矿床(点)总数的 3.4%，占全国锑总储量的 0.3%。

5.2 控矿因素

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

总之，矿床的形成受各种地质条件制约，缺一不可，在各种条件共同作用下矿液才得以运移、沉淀乃至富集成矿。

（1）构造条件

矿区位于北北东向长塘大断裂与东西向构造的交汇复合部位。长塘大断裂（F_2）为区域性导矿构造，为典型的“背斜加一刀”的构造控矿模式，矿区直接控矿构造有狮子坳背斜与丰家冲背斜，并伴生有纵向断裂带，由于后者形态宽缓开阔，具备良好的封闭条件，成矿条件较前者有利，而为矿区主要的富矿部位，前者仅见规模较小的金的矿化体。F_{23}、F_{11}、F_{57}、F_{56}、F_{55}等断层，均为后期破矿构造，走向大致为南北向，倾向时东时西，倾角都比较陡直，多在 78° ～ 87° 之间，将 1 号矿脉错断成多段，并发生扭动、错位。

这对下一步找矿有一定的影响。根据矿区构造形态，我们认为 F_{14}是一导矿构造。走向北东向，南段倾向东，北段倾向西，且断面具舒缓波状。

（2）地层条件

矿体主要赋存在板溪群五强溪组中段二亚段凝灰岩、凝灰质板岩中，岩性既有利于矿液运移，也有利于矿液沉淀。尤其是硅化板岩易与矿液产生交代作用，其上部为板岩及条带状板岩，具良好的屏蔽作用，下部砂岩为主，有利矿液运移，地层条件良好。

（3）岩浆岩条件

矿区虽远离大岩体，但有花岗斑岩出露，证明有岩浆活动的存在。花岗斑岩在空间上与矿脉相伴生，已知矿体规模、矿化强度与花岗斑岩的规模呈正比关系，因而证明岩浆活动与矿化的关系是较为密切的。

（4）物理化学条件

成矿流体在运移过程中，如物化条件不发生变化，是难以沉淀成矿的，只有成矿流体从一种物化环境，进入另一物化环境才有可能沉淀结晶成矿。矿区物化条件变化最大的阶段是岩浆热液沿断裂破碎带运移时，温度和压力急剧下降，同时富碱的岩浆热液与围岩发生碱交代作用，溶液显中偏酸性，促使 SiO_2 析出，不断沿断裂带交代带内物质形成石英脉或硅化岩。然后，溶液向中性演化，金及硫化物形成。

5.3 矿化富集规律

根据已知的地质条件和矿区实际情况，归纳有如下的富集规律：

1、破碎带具压性特征则矿化差，具张性特征则形成富矿。

2、由于容矿断裂总的呈压性，即上盘上升，所以在矿脉陡立之处，裂隙闭合，矿化差，矿脉较缓处，裂隙张开而形成富矿。

3、1 号脉与层间脉相交处，往往形成富矿包。

4、矿脉接近花岗斑岩界面处矿化较好，常有致密块状辉锑矿。

5、蚀变越强，并有多种蚀变现象出现，则矿化亦较好。

5.4 找矿标志

结合前人的一些工作成果，将矿区找矿标志总结如下：

1、老硐、废石碓

历史上有过数次采锑热，民采范围广泛，因此，老硐、废石堆为找矿标志。

2、黄铁矿化、毒砂化、硅化蚀变带

在地表蚀变带极易辨认，岩石往往是褪色化、褐铁矿化，其中有毒砂、黄铁矿晶体，或风化后留下空洞。锑矿体均赋存于蚀变带内，故蚀变带可指示找矿。

3、花岗斑岩岩脉

花岗斑岩岩脉与矿脉伴生，因此，花岗斑岩可指示找矿。

4、锑、砷化探异常

岩石、土壤化探锑、砷复合异常指示锑矿体存在。

第六章 深部找矿预测及远景分析

通过分析泗里河锑（金）矿区区域成矿地质背景、矿床地质特征、控矿因素和成矿规律，认为矿区内锑（金）矿床的形成主要与含矿地层、断裂破碎带和岩浆活动有关。地层为成矿提供了物质来源，断裂破碎带为成矿提供了空间，岩浆活动为成矿提供了丰富的流体和部分成矿物质，还为成矿流体的循环提供了动力。

泗里河锑（金）矿实际上是由多种因素叠加成矿的产物，重新认识矿床形成机制，分析总结矿化富集规律和矿体空间产出规律，有利于在生产区深部开展地质找矿工作。

6.1 预测的基本思路与方法

找矿必须从实际出发，通过对已知矿床详细的地质调查和对前人资料的分析整理，从中找出应解决的问题，这些问题包括：什么样的断裂破碎带才会赋存工业矿体？其中的根本原因是什么？矿体为什么有侧伏现象？矿体为什么与石英斑岩在空间上密切相伴？床形成经历了哪些成矿作用，受何条件控制？矿体沿走向和倾向延伸变化有没有一定的规律，哪些元素可以起指示作用？只有对这些问题作出合理的解释，才能摸索出矿体赋存的本质规律，有效地指导地质找矿工作。

通过现场收集资料，结合室内测试和编图分析，认为矿体空间产出主要受地层和构造控制。查明地层的含矿性应通过查阅区域地质资料和采取一定数量的样品进行对比；查明构造对成矿的控制，应分析矿区乃至整个区域构造的演化史和所形成的构造形迹，从中找出规律。

一个矿床的形成，往往受多个因素的控制，除分析地层含矿性和构造演化外，探讨岩浆活动与成矿的关系十分重要，这种探讨仅作现场观测还不够，要通过物质组分分析，从微观方面予以论证。

基于上述基本思路，本次深部找矿预测是按如下步骤进行的：

1、从已知矿床地质调查和分析前人地质资料入手，确定解决上述问题手段和方法，将各种方法作出具体实施方案。

2、每一种方案实施后，对其获得的结果作出合理解释，并将各方法的结果进行综合分析。

3、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，开展

了本次矿区的成矿预测工作。

6.2 找矿前景分析

经过现场地质调查、室内测试分析工作，本区地质研究得到了很大的提高，对矿区的地质特征、控矿因素、成矿规律有了深刻的认识。

矿床受断裂控制极为显著，且与花岗斑岩岩脉相伴而生，只有把矿区的断裂构造搞清楚了，找矿就迎刃而解了，但现实是原先矿山开采不正规，滥采滥挖，见矿采矿，以致于矿山坑道千疮百孔，到处都是采空区、塌陷区，根本无法全面地了解坑道中的构造情况。

① 本区现场的实际情况，如主构造蚀变破碎带控矿并不明显、且无法确定其的存在；

② 矿区辉锑矿化很难观察到，即使看到了，也没有规模，相当于零星出现；

③ 大量地表及坑内钻探取样测试结果表明，本区 Sb、Au 品位远达不到工业开采要求，且可说根本就没有品位；

④ 结合室内样品测试分析的结果，如镜下鉴定，本区金属矿化总体微弱，局部强烈，且种类非常少；

⑤ 微量元素含量特征表明，矿体、围岩总体岩性特征差异不大，这说明它们分异不好，很难大规模成矿。

就目前的工作程度来看，认为本区的深部含矿量（特别是辉锑矿）不大。

6.3 后续工作建议

鉴于矿山的现实情况，如果要继续开展工作，建议从以下几方面来展开：

1、加强基础地质工作，加速完成 1:1000 地质修测（地表工作）。

2、加快完成坑道清理编录工作，在原有坑道的基础上，适当采用一些坑探工程（如坑内钻探、坑道掘进）探矿。

3、从金矿研究的角度出发，开展金的赋存状态、金矿体的圈定工作。

第七章 结 论

本论文在现场地质调查的基础上，结合室内样品测试分析，采用综合编图的研究手段；通过分析泗里河锑（金）矿区区域成矿地质背景、矿床地质特征、控矿因素和成矿规律；重新认识矿床形成机制，分析总结矿化富集规律和矿体空间产出规律，展开了有利于在生产区深部地质找矿的工作。

通过上述工作，对泗里河锑（金）矿区成矿地质条件、矿床地质特征、矿床成因、控矿因素、成矿规律和成矿预测等方面有了较全面的认识，这些认识对指导泗里河锑（金）矿深部找矿具有实际意义。

1、存在有利的大地构造位置，矿区位于江南古陆的雪峰隆起北东段南部边缘的加里东褶皱带，褶皱隆起带主要由元古界冷家溪群和板溪群地层组成，是本区域金、锑、钨矿床(点)的矿源层。

2、对区域和矿区构造演化作了较系统的分析，认为区域上至少经历了三次大的构造运动，即武陵、雪峰至加里东三次大的壳体运动，使构造展布以近东西向、北东向和北北东向最发育，为成矿创造了有利条件。

3、成矿主要受元古界板溪群五强溪组中段含矿层及断裂（褶皱）构造双重因素控制，同时岩浆活动与矿化的关系也较为密切。地层提供了矿源层，构造提供了矿化进一步富集的动力条件，使矿质得以活化、迁移并在有利成矿空间定位形成矿体。矿脉主要受构造（东西向容矿断裂、缓倾斜层间破碎带）控制。

4、样品之间微量元素含量具有明显的相似性，本区 Sb、Au 成矿的部分成矿物质来源可直接从地层或花岗斑岩岩脉中萃取。

5、根据包体气液相成分分析，成矿流体应是岩浆热液和层间流体或者天然水的混合流体。本区成矿流体的类型为：深源中低温低盐度的 $Ca^{2+}-Na^{+}-K^{+}-F^{-}-Cl^{-}-SO_4^{2-}$型岩浆热水混合溶液。

6、建立了新的成矿模式：同生沉积期（形成矿源层）→区域变质期（形成导矿、容矿构造，金等成矿物质开始活化迁移）→改造迁移＋循环聚集期（岩浆岩体侵入，金等成矿物质从围岩向断裂带迁移、沉淀富集）。并提出泗里河锑（金）矿床的成因类型为具有多因素控制、多成矿物质来源、多矿化阶段、以岩浆热液成矿作用为主导的多因复成锑（金）矿床。

7、在综合研究的基础上得出：要想在本区找矿取得突破，必须改变找矿思路——找金为主，找锑为辅。

参考文献

[1] 钟汉、姚凤良主编的：金属矿床．地质出版社.1987.3.

[2] 乌家达、张九龄等．中国锑矿床．1996.(5):23~35.

[3] 《中国矿床》编委会编著：中国矿床．北京：地质出版社，1989.上册.1994.下册.

[4] Chen J F and Jahn B. 1998. Crustal evolution of the southeastern China:Nd and Sr isotopic evidence[J]. Tectonphysics, 284: 101-133.

[5] Peng B, Pistrzynski A and Huang R H. 1999. W-Sb-Au mineralizationat Woxi, western Hunan Province, China[J]. Miner. Polonica,30 (1): 33-48.

[6] 顾雪祥，刘建明，郑明华等.江南造山带雪峰隆起区元古宙浊积岩沉积构造背景的地球化学制约.地球化学，2003，32（5）：406-426

[7] 徐克勤.矿床成因论[M].北京:地质出版社. 1965.

[8] 张振儒. 1980.桃源沃溪金锑钨矿床成因及成矿机理研究[J].中南矿冶学院科技情报, 1~10.

[9] 张振儒. 1989.金矿研究[M].长沙:中南工业大学出版社. 1~190.

[10] 毛景文,李红艳. 1997.江南古陆某些金矿床成因讨论[J].地球化学, 26 (5): 71~81.

[11] 罗献林,易诗军,梁金城. 1984.论湘西沃溪金锑钨矿床的成因[J].地质与勘探, 20 (7): 1~10.

[12] 罗献林.钟东球.李高生. 湖南沃溪式层控金矿地质 1996

[13] 杨燮. 1992.湖南沃溪金锑钨矿床成矿物质来源及成矿元素的共生机制[J].成都地质学院学报, 19 (2): 20~28.

[14] 牛贺才,马东升. 1992.湘西层控金矿床成因机制的研究[J].矿床地质, 11 (1): 65~75.

[15] 刘英俊,孙承辕,马东升. 1993.江南金矿及其成矿地球化学背景[M].南京:南京大学出版社. 1~260.

[16] 朱炎龄,李崇偌,林运淮. 1981.华南钨矿地质[M].南昌:江西人民出版社.

[17] 梁金城,石锦,易诗军,等. 1981.湘西沃溪金矿床层状石英脉的显微构造与组构探讨[J].桂林冶金地质学院学报, 1 (3): 41~52.

[18] 肖启明,李典奎. 1984.湖南锑矿成因探讨[J].矿床地质, 3 (3): 13~24.

[19] 涂光炽,等. 1984.中国层控矿床地球化学(第一卷)[M].北京:科学出版社. 189~218.

[20] 涂光炽,等. 1987.中国层控矿床地球化学(第二卷)[M].北京:科学出版社. 1~299.

[21] 梁博益,张振儒. 1986.湘西沃溪金锑钨矿[J].湖南地质, 5 (2): 17~24.

[22] 孟宪民,谢家荣. 1965.矿床分类与成矿作用[M].北京:科学出版社.

[23] 张理刚 湘西雪峰隆起区锑钨金矿床稳定同位素地质学 1985(11)

[24] 张理刚 中国同位素地球化学研究 1995(12)

[25] 刘亚军. 1992a.沃溪金矿床断裂构造控矿的研究[J].矿产与地质,6 (1): 29~34.

[26] 刘亚军. 1992b.湘西沃溪金锑钨矿床褶皱构造及其控矿规律与动力成矿作用[J].矿床地质, 11 (2): 134~141.

[27] 刘亚军. 1993.湖南沃溪金矿断裂构造动力成矿研究[J].成都地质学院学报, 20 (1): 50~55.

[28] Yang S X and Blum N. 1999. A fossil hydrothermal system or a source-bed in the Madiyi Formation near the Xiangxi Au-Sb-W deposit,NW Hunan, P R China[J]? Chemical Geology, 155: 151-169.

[29] Chen J F and Jahn B. 1998. Crustal evolution of the southeastern China:Nd and Sr isotopic evidence[J]. Tectonphysics, 284: 101-133.

[30] Peng B, Pistrzynski A and Huang R H. 1999. W-Sb-Au mineralizationat Woxi, western Hunan Province, China[J]. Miner. Polonica,30 (1): 33-48.

[31] Yan D P, Zhou M F, Song H L, Wang X W and Malpas J. 2003. Ori-gin and tectonic significance of a Mesozoic multi-layer over-thrustsystem within the Yangtze Block (South China) [J]. Tectono-physics, 361: 239-254.

[32] 湖南区域地质调查所. 湖南花岗岩单元-超单元划分及其成矿专属性 1995(ZK).

[33] 申萍、沈远超.湘西桃园县西安钨进矿床褶皱构造发现及控矿意义.矿床地质,2008,27(3):357-367.

[34] 朱景文、戴长华.城步-桃江断裂在涟源盆地的基本特征.华南地质与矿产,2003,2:41-46.

[35] 张国林、姚金炎.中国主要类型锑矿床矿物包裹体地质地球化学.,地质与勘察.1999,35(6):4-9.

[36] 彭渤、陈广浩.华南锑金矿成矿大爆发：现象于机制.大地构造与成矿学,2000，12：358-366.

[37] 于湘勇、武红伟.桃江板溪锑矿地质特征及找矿前景分析西部探矿工程,2008,163-167.

[38] 陈强壮.湖南桃江板溪锑矿成矿区成矿规律分析及找矿预测.中国锰

业,2004,1(22):35-40.
[39] 于春胜,板溪锑矿床地质特征及今后的找矿方向.采矿技术,2006,588-591.
[40] 彭建堂, 胡瑞忠, 苏文超. 扬子地块南缘锑矿床中矿石铅的组成及其地质意义[J]. 地质地球化学, 2000, 28 (4) : 43～47.
[41] 湖南省地质矿产局418队. 1991. 湖南省桃江县王家冲锑矿详查地质报告. 内部资料.
[42] 刘海臣, 朱炳泉.湘西板溪群及冷家溪群的时代研究[J].科学通报, 1994, 39 (2) : 148～150.
[43] 车勤建, 伍光英, 唐晓珊, 彭和求.湘东北中元古代冷家溪群的解体及其地质意义[J]. 华南地质与矿产, 2005, (1) : 47～53; 711.
[44] 罗鸣皋. 湖南主要内生金矿床类型的矿物组合特征能够及其区域分布规律[J]. 湖南地质，1987，6 (3) : 1～13.
[45] 张国林,姚金炎,谷湘平.中国主要类型锑矿床矿物包裹体地质地球化学.地质与勘探.1999.35(6):4～8.
[46] 蔡建明,徐新煌,李保华.五圩多金属矿田包裹体地球化学特征研究.成都理工学院学报,1995,22(1):69～77
刘斌，沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社, 12～90.
[47] 毛景文, 李荫清. 2001. 河北省东坪碲化物金矿床流体包裹体研究：地幔流体与成矿关系[J]. 矿床地质，20(1): 23～36.
[48] 张文淮，陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学[M]. 武汉：中国地质大学出版社，1～120.
[49] 李华芹，刘家齐，魏琳. 1993. 热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用. 北京：地质出版社，126.
[50] 卢焕章，范宏瑞等.流体包裹体. 2004.
[51] 李存有，施立达.包裹体爆裂法测试中石英α－β峰的产生及找矿意义. 贵金属地质，1999，8(1)：35～37.
[52] 李存有，施立达.包裹体爆裂参数在金矿找矿中的应用. 地质科技情报，1998， 17(增刊)：125～130.
[53] 沈渭洲. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 原子能出版社, 1987.
[54] Bouse R M, Ruiz J, Titley S R, Tosdal R M, Wooden J L. Lead isotope compositions of Late Cretaceous and Early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona: imp lications for the sources of plutons and met als in porphyry copper deposits [J]. Econ Geol, 1999, 94(2) : 211～244.
[55] 张乾, 潘家永, 邵树勋. 中国某些多属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释

[J]. 地球化学, 2000, 29 (3) : 231～238.

[56] Zartman R E, Haines SM. The p lumbotectonic model for Pb isotopic systematics amongmajor terrestrial reservoirs A case for bidirectional transport [J]. Geochim Cosm ochim Acta, 1988, 52 (6) : 1327～1339.

[57] 张乾, 邵树勋, 刘家军, 刘志浩. 兰坪盆地大型矿集区多金属矿床的铅同位素组成及铅的来源[J] . 矿物学报, 2002, 22(2) :147～154.

[58] Townley B K, Godwin C I. Isotope characterization of lead in galena from ore deposits of the Aysen Region, southern Chile [J]. M inerDeposita, 2001, 36 (1) : 45～57.

[59] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics The model [J]. Tectonophysics, 1981, 175 (122) : 135～162.

[60] Kamenov G, Macfarlane A W, Riciputi L1 Sources of lead in the San Cristobal, Pulacayo, and Potosimining districts, Bolivia, and a reevaluation of regional ore lead isotope p rovinces [J]. Econ Geol, 2002, 97 (3) : 573～592.

[61] Marcoux E, Grancea L, LupulescuM, Milesi J P. Lead isotope signatures of ep ithermal and porphyry2type ore deposits from the Romanian CarpathianMountains [J]. M inerDeposita, 2002, 37 (2) : 173～184.

[62] 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 54～250.

[63] 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 143～217.

[64] 俞惠隆, 曹微. 湖北徐家山锑矿床特征、稳定同位素组成及其成矿机理的初步探讨[J]. 地质论评, 1986, 32 (3) : 264～275.

[65] 丁悌平. 1997. 中国某些特大型矿床的同位素地球化学研究. 地球学报－中国地质科学院院报,18 (4) :373～381.

[66] Gardner H D , Hutchinson I. 1985. Geochemistry , mineralogy and geology of t he Janson Pb Zn deposit s , Macmillan Pass , Yukon ,Canada. Econ. Geol , 80 : 1257～1276.

[67] Douville E , Bienvenu P , Charlou J L. 1999. Ytt rium and rare eart helement s in fluids f rom various deep2sea hydrot hermal systems.Geochim Cosmochim Acta , 63 : 627～643.

[68] 朱炳泉, 李献华, 戴谟, 陈毓蔚, 范嗣昆, 桂训唐, 王慧芬. 地球科学中同位素体系理论与应用－兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社, 1998: 12～30.

[69] 俞惠隆，曹微．湖北徐家山锑矿床特征、稳定同位素组成及其成矿机理的初步探讨[J]．地质论评, 1986, 32 (3) : 264～275.

[70] 张乾，邵树勋，刘家军，刘志浩．兰坪盆地大型矿集区多金属矿床的铅同位素组成及铅的来源[J]．矿物学报, 2002, 22 (2) :147～154.

[71] 陈毓蔚，朱炳泉．矿石铅同位素组成特征与中国大陆地壳的演化[J]．中国科学(B辑) , 1984, 14 (3) : 269～277.

[72] 张乾，潘家永，邵树勋．中国某些多属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释[J]．地球化学, 2000, 29 (3) : 231～238.

[73] 沈渭洲．稳定同位素地球化学[M]．北京：原子能出版社, 1987.

[74] 陈国达. 1982.多因复成矿床并从地壳演化规律看其形成机理.大地构造与成矿学, 6(1): 1～55.

[75] 陈国达. 1996.地洼学说——活化构造及成矿理论体系概论.长沙:中南工业大学出版社, 193～206.

[76] 陈国达. 2000.关于多因复成矿床的一些问题.大地构造与成矿学, 24(3): 199～201.

[77] 何海洲. 桂北黑刚地区锑矿地质特征及控矿条件.有色金属矿产与勘查,1996,5(1):34～41

[78] 王书凤，魏家秀，张绮铃．贵州八檬锑矿田的地质学和地球化学.北京:地质出版社,1994

[79] 康震野．吉林省石咀、烟筒山地区中生代火山岩成矿作用及找矿方向.吉林地质科技情报，1988,55(5):2～10

[80] 李建忠．西秦岭锑矿化类型及其热水成因．西北金属矿产地质，1989，4(2):8～18.

[81] 王秀璋，程景平，张宝贵．中国改造型金矿床地球化学.北京:科学出版社，1992.

[82] 嵇福元，等．皖南赣北等地微细浸染型金矿成矿条件．南京大学学报(地球科学)，1992，4(3):86～96.

[83] 牛贺才,马东升. 1992.湘西层控金矿床成因机制的研究[J].矿床地质, 11 (1): 65~75.

[84] Cas R A F Submarine volcanism:Eruption styles products and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulfide deposits .1992.11(23):23~29.

[85] Clark S H B.Orris G J Descriptive model of exhalative barite. 1991.6(8):88~92.

[86] Cooke D R.Bull S W.Large R R The importance of oxidized brines for the formation of Australian Proterozoic stratiform sediment-hosted Pb-Zn (sedex) deposits .2000(95):112~117.

[87] Doyle M G.Huston D L The subsea-floor replacement origin of the Ordovician Highway-Reward volcanic-associated massive sulfide deposit Mount Windsor Subprovince Australia .1999(35):64~70.

[88] Dube B.Dunning G.Lauzice K Geology of the Hope Brook Mine Newfoundland Canada:A preserved late Proterozoic high-sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration .1998.

图 版

图版 I：薄片、光片鉴定系列显微照片说明

照片 1：单偏光（－）硅化泥质板岩，石英颗粒微定向排列，标本 D-22。

照片 2：正交偏光（＋）板岩，后期方解石细脉发育，标本 C3-8。

照片 3:单偏光（－）花岗斑岩，石英细脉发育，破碎较强，可见蚀变，绿泥石化，碳化，标本 D-12。

照片 4：正交偏光（＋）花岗斑岩，石英、黑云母及长石斑晶，标本 D-26。

照片 5：正交偏光（＋）硅质岩，石英具波状消光，标本 D-16-1。

照片 6：正交偏光（＋）硅化板岩，后期铁质细脉发育，标本 D-3。

照片 7：正交偏光（＋）硅质板岩，标本 D-1。

照片 8：正交偏光（＋）板岩，黄铁矿化、硅化石英细脉发育，黄铁矿呈零星状分布，标本 C3-3。

照片 9：正交偏光（＋）泥化花岗斑岩，标本 D-23。

照片 10：正交偏光（＋）铁质板岩，石英颗粒定向排列，标本 D-4。

照片 11：正交偏光（＋）硅质岩，石英具波状消光，标本 K5-3。

照片 12：反光（－）辉锑矿矿石，毒砂自形晶较完整，生成顺序早期黄铁矿、毒砂，晚期辉锑矿，辉锑矿呈交代残余结构，标本 K4-1。

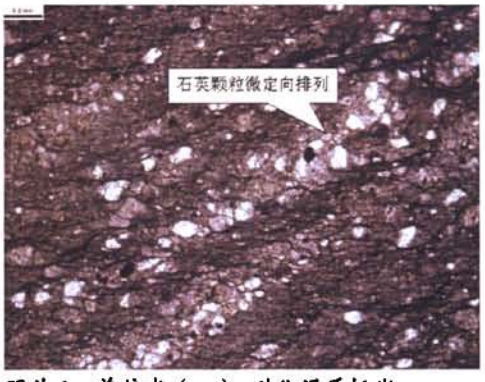
照片 13：反光（－）辉锑矿矿石，毒砂自形晶较完整，晚期辉锑矿呈细脉发育，标本 K4-2。

照片 14：反光（－）辉锑矿矿石，毒砂自形晶较完整，标本 K4-3。

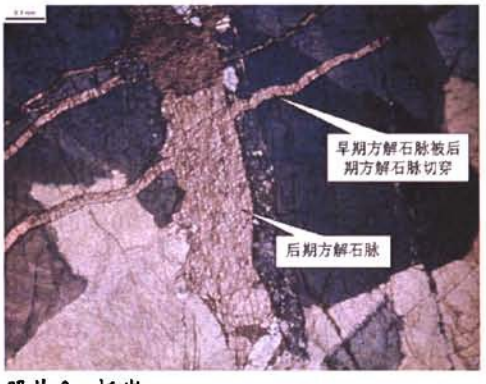
照片 15：反光（－）辉锑矿矿石，毒砂自形晶较完整，辉锑矿呈细脉及交代残余结构，标本 K3-1。

照片 16-18：反光（－）辉锑矿矿石，毒砂自形晶较完整，细粒黄铁矿呈交代残余结构，标本 K3-2。

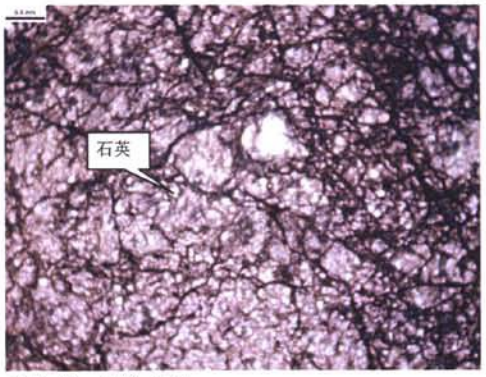
图版 I：照片（1～6）



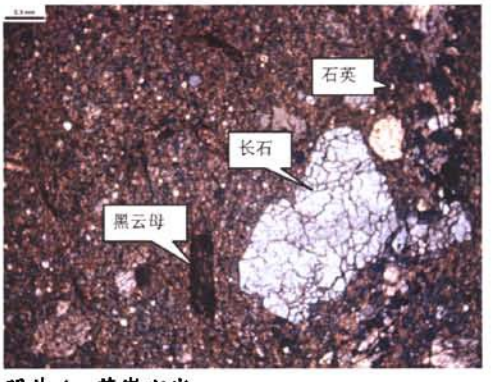
照片 1：单偏光（－），硅化泥质板岩



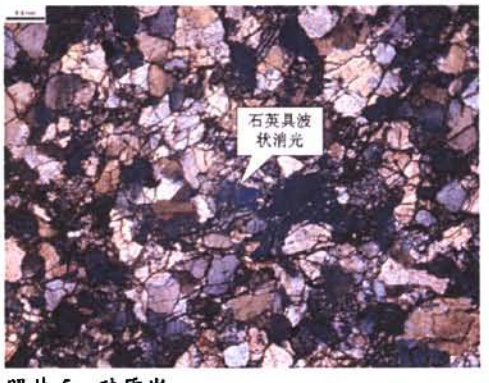
照片 2：板岩



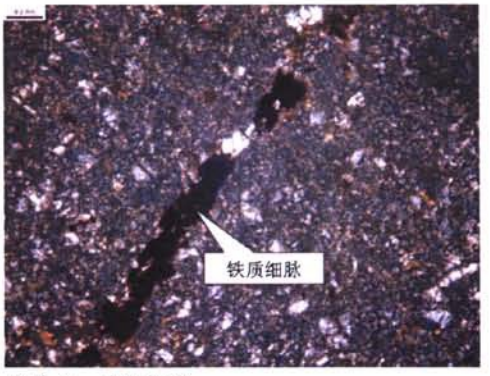
照片 3：花岗斑岩



照片 4：花岗斑岩

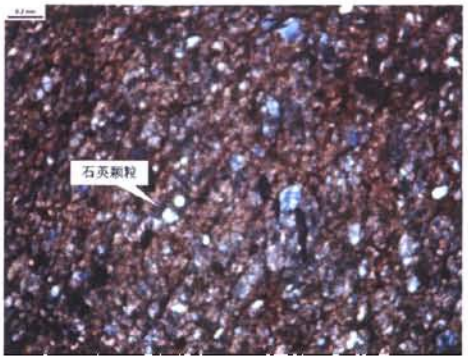


照片 5：硅质岩

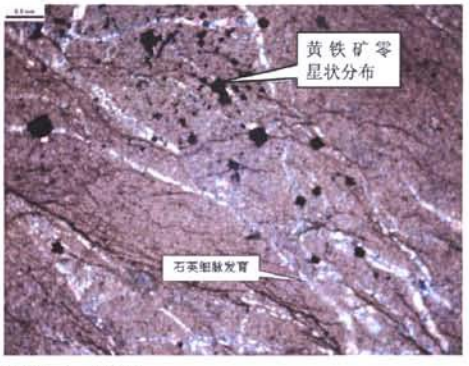


照片 6：硅化板岩

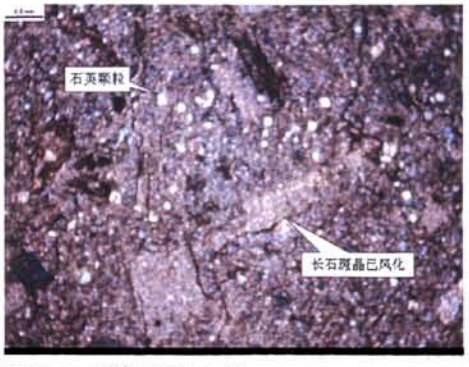
图版 I：照片（7～12）



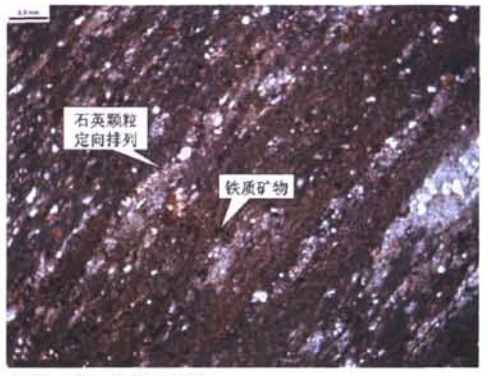
照片 7：硅化板岩



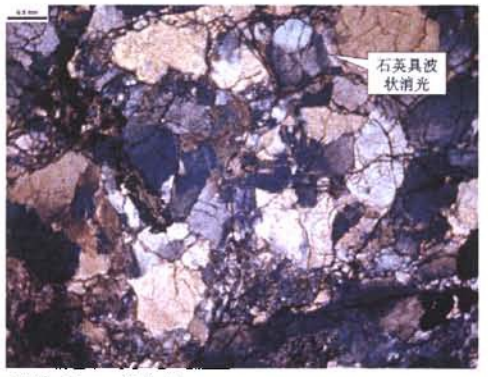
照片 8：板岩



照片 9：泥化花岗斑岩



照片 10：铁质板岩

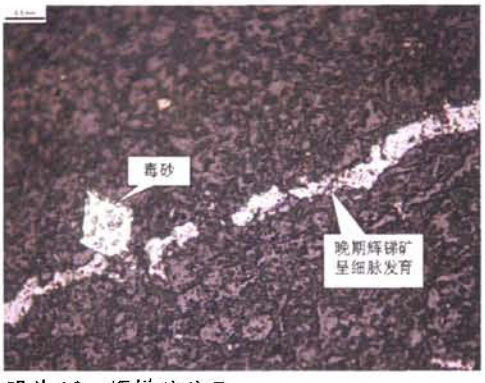


照片 11：硅质岩

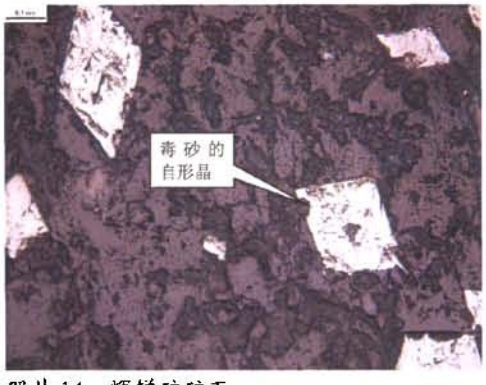


照片 12：辉锑矿矿石

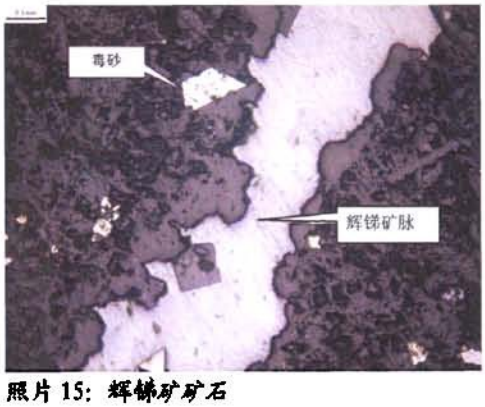
图版 I：照片（13～18）



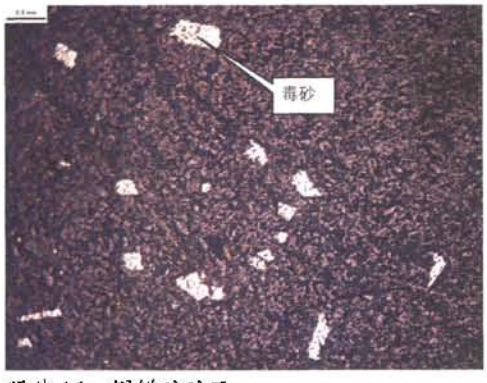
照片 13：辉锑矿矿石



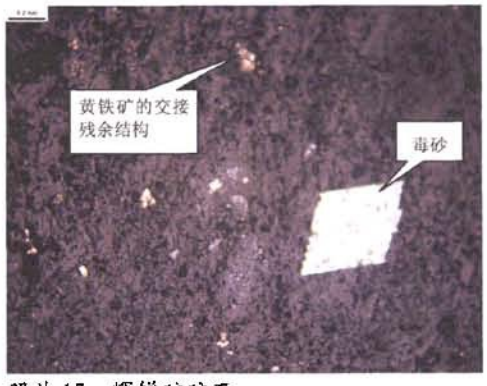
照片 14：辉锑矿矿石



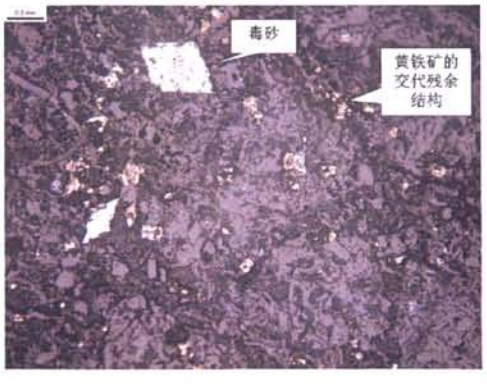
照片 15：辉锑矿矿石



照片 16：辉锑矿矿石

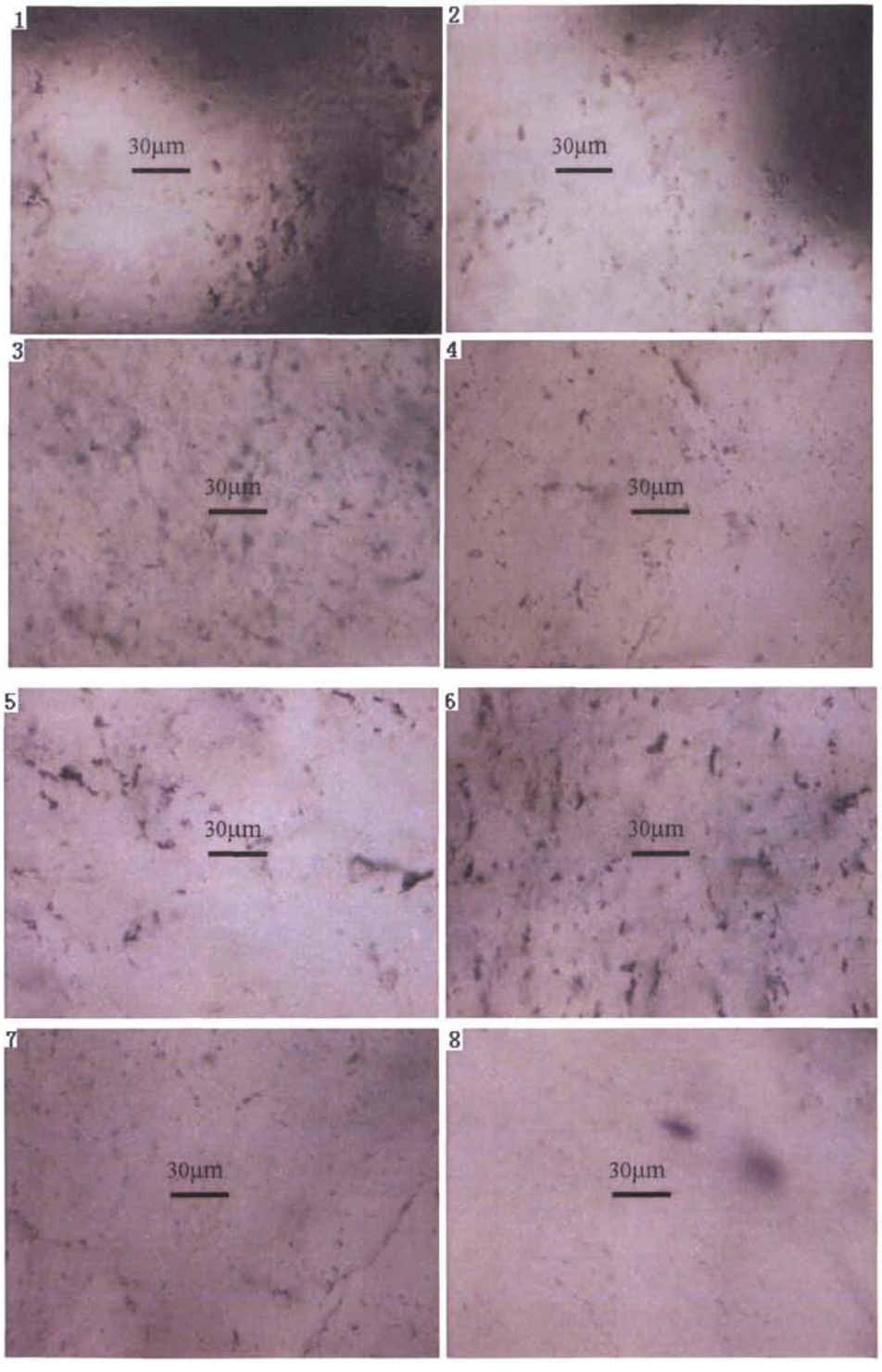


照片 17：辉锑矿矿石



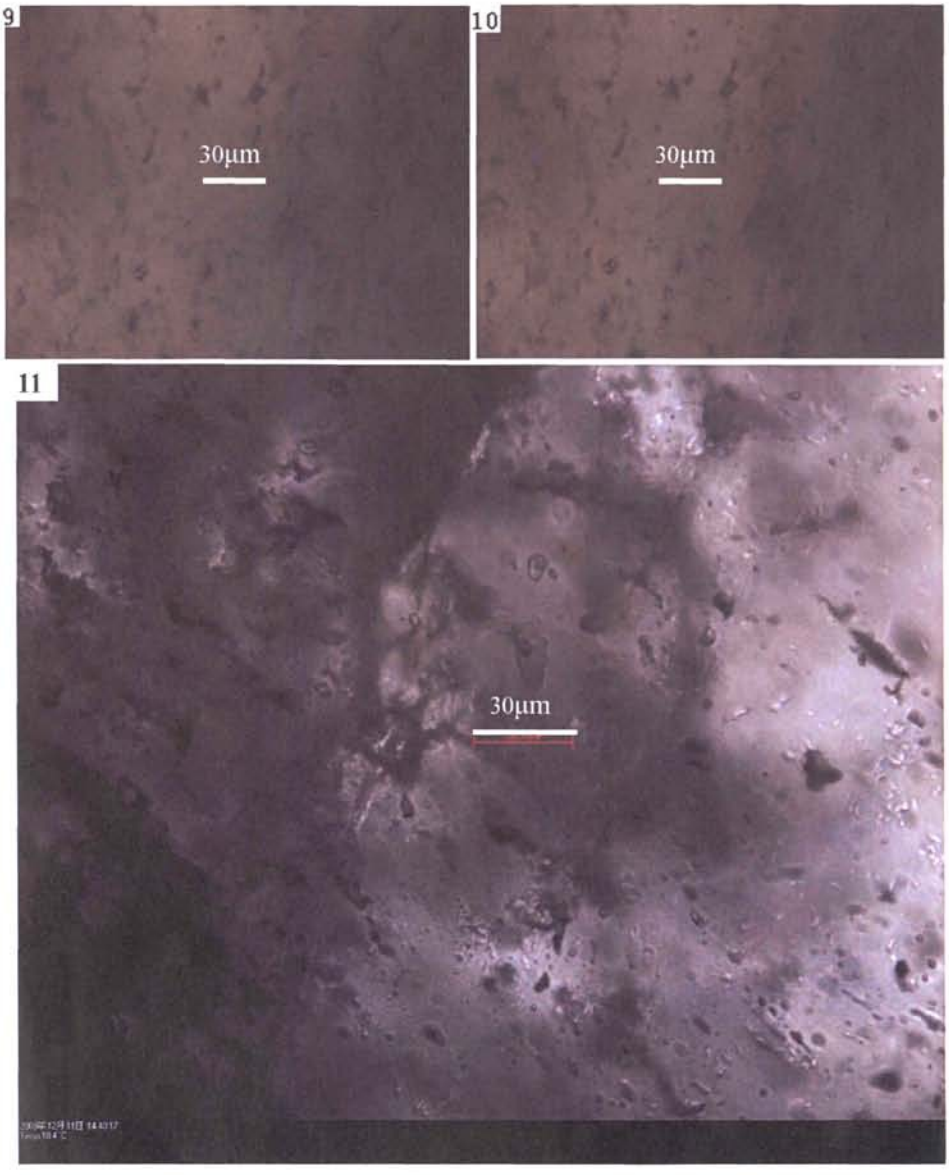
照片 18：辉锑矿矿石

图版 II：研究区主要包体特征图片



（图5-1～5-8）

图版 II：研究区主要包体特征图片



（图 5-9～5-11）

致 谢

本论文从开始选题到最终成稿，自始至终都离不开导师胡斌副教授的悉心指导和亲切关怀。胡老师渊博的学识、严谨的治学态度、开拓创新的思维方式和广阔的心胸视野，都给我树立了强大的精神楷模。导师的认真踏实、孜孜不倦的敬业精神；严以律己、宽以待人的崇高风范；平易近人、处世豁达的魅力品格；周到细心、关爱呵护的师生情怀，令我如沐春风，倍感温馨。在野外学习时，导师更是以身作则、不怕艰苦、事事在先。三年的学习生活，无论是做事还是做人，导师的细心教诲和培育之恩让我顺利完成了学业，受益无穷。谨在此向导师胡斌副教授致以诚挚的敬意和衷心的感谢！

在我2006年9月进入中南大学地质与环境工程学院攻读硕士学位以来，学院的各位老师都在学习和生活上给了我莫大的帮助与鼓励。特此感谢戴塔根教授、吴湘滨教授、胡祥昭教授、赖健清教授、邵拥军教授、邹海洋副教授、刘继顺教授、奚小双教授、吴堑虹教授、朱余德教授、杨斌副教授等各位领导和全体老师的精心授业和热情关怀！你们给了我很多的帮助和指导！

在野外现场工作期间，得到了湖南省桃江县久通锑业有限责任公司领导的关心和支持，以及湖南有色地质勘查局二总队泗里河项目组的大力支持和配合，使得本次研究工作能够顺利进行。在此表示深深的谢意！

此外，室内工作还得到了中南大学地学院地质所赖健清教授耐心细致的指导，再次向赖健清教授致以衷心的感谢！

感谢各位同学、师兄弟的关心、帮助和支持！你们让我的学习生活充满了欢乐和温馨的色彩！相信我们还能在以后的人生路上携手共进！

感谢父母亲人、朋友对我多年无私而厚重的爱与支持！

感谢在中南大学学习的时光，能荣幸地在“大地之子” 陈国达院士的光辉下真正去领悟“坤厚载物，德合无疆”的意境：大地承载万物，深厚弘大、光明辽阔、方直谦诚、温柔和顺、合群贞正、滋养万物、奔腾不息。作为一名地质学者，我必须用心体会大地宽广兼容的性情与胸怀，造就一个“大地之心” ！

由于本人水平有限，论文中不当之处在所难免，恳请诸位师长的批评指正。

攻读学位期间主要的研究成果

参与科研的项目：

1．山西省区域水文地质研究．[2007.7～2007.8]；
2．安徽铜陵的凤凰山地质普查与成矿预测．[2007.10～2008.4]；
3．河南省卢氏县小南沟—洛宁县龙王庙银铅矿普查．[2008.5～2008.6]；
4．湖南省桃江县泗里河锑(金)矿成矿规律及深部找矿预测研究．[2008.7～2008.9]；
5．湖南怀化溆浦的地质普查与成矿预测．[2008.10～2009.4]。

发表学术论文：

1. 胡斌，夏天.《海洋地球化学的研究进展》．湖南矿物岩石地球化学论丛.2007.
2. 胡斌，黄颖洲、夏天、龙露珍.《湖南省沅陵县蜈蚣垭金矿控矿因素分析》 .湖南矿物岩石地球化学论丛.2007.
3. 胡斌，龙露珍、夏天、黄颖洲.《矿物材料的应用及研究前景》，湖南矿物岩石地球化学论丛.2007.
4. 李凤辉 胡斌 夏天 邓国幸.《河北省石湖金矿床控矿因素研究》，湖南矿物岩石地球化学论丛.2008.
5. 李凤辉 胡斌 夏天 邓国幸.《湖南省桃江县泗里河锑矿控矿条件分析》，湖南矿物岩石地球化学论丛.2008.