成都理工大学

硕士学位论文

贵州水银洞金矿床地质特征及成因研究

姓名：宋发治

申请学位级别：硕士

专业：矿物学岩石学矿床学

指导教师：温春齐

20090501

贵州水银洞金矿床地质特征及成因研究

作者简介: 宋发治，男，1975 年 12 月生，师从成都理工大学温春齐教授,2009 年 6 月毕业于成都理工大学 矿物学岩石学矿床学 专业，获得 理 学硕士学位。

摘 要

贵州水银洞金矿床是一个比较典型的大型卡林型隐伏金矿床。行政区划属于贵州省黔西南地区贞丰县小屯乡。大地构造位置处于扬子准地台西南缘与华南褶皱系两个Ⅰ级构造单元的交汇部位，属于华南褶皱系右江褶皱带。区域上地处北东向弥勒～师宗深断裂、北西向紫云～垭都深断裂和近东西向开远～平塘深断裂围成的“三角形”夹块，即滇黔桂“金三角”地带。构造受前期深大断裂的影响和制约，构造线主要呈东西向展布。不同期次、不同方向的构造形迹叠加复合，构造变形的组合和发育特点受岩相、岩性制约，在空间上有明显的差异。矿体产出主要受灰家堡背斜及附近断裂控制。矿区内岩浆岩不发育，为少量的偏碱性超基性岩和峨嵋山玄武岩。矿区内出露及钻探地层有：二叠系中统茅口组，二叠系上统龙潭组、长兴组、大隆组，三叠系下统夜郎组、永宁镇组第一段。

水银洞金矿床的赋矿层位有长兴组、龙潭组和构造蚀变体（位于茅口组和龙潭组之间的不整合界面）。矿体以受岩性控制的层状矿体为主、断裂型矿体为辅，以及少量的似层状矿体。矿石的岩石类型有：生物灰岩、粉砂岩、断层角砾岩、泥岩等。矿石中矿石矿物有：黄铁矿、毒砂、赤铁矿、辉锑矿（偶见）、辰砂（偶见）、雄黄（偶见）。脉石矿物有： 石英、白云石、方解石、水云母、绢云母、高岭石、萤石、海绿石、沸石、有机炭、变质沥青。黄铁矿是金的主要载体，含金黄铁矿粒度主要在 0.0005mm～0.05mm 即 0.5μm～50μm 之间，肉眼难以见及，显微镜下呈莓状、球状、皮壳状、环带状等。Au 主要呈超显微状态存在。毒砂含量不高，不超过 1%，但往往与高品位矿石关系密切。粘土矿物也有一定含金性。矿石中金的品位变化较大，为 $1.06\sim48.40\times10^{-6}$， 平均 11.72×10^{-6}，变化系数 102.03%。Au 与 As、Sb 的相关性较好。碳酸盐岩型矿石品位较高，平均值为 21.82×10^{-6}，含量也较稳定，变化系数为 59.27%。泥岩型矿石品位较低，平均值为 6.73×10^{-6}，变化也较大，变化系数为 113.28%。矿石的有用组分 Ag、Sb、Cu、Zn、Pb 等有益元素不具综合利用价值。有毒有害元素如 Tl、Hg 等含量很低，不会造成环境问题。As 平均含量 0.40%，需采用高温预氧化工艺选矿。常

量元素分析，矿石中具有较高的硅、镁、三价铁、硫等元素含量。砂岩化学成分的构造背景分析表明，水银洞金矿床砂岩的构造环境可能为活动大陆边缘。矿石中具有较高的 Ag、Mn、In 等元素，而元素 Li、Be、Sc、V、Cr、Co、Ni、Cu、Zn、Ga、Rb、Sr、Y、Cd、Cs、Ba 则含量较低。Au 与主要成矿元素 Cu、Zn、As、Sb、Tl、Bi、Sn 均呈负相关，线性相关度均不高，相对而言，与 As、Sb、Tl 关系较为密切。矿石中的稀土总量、轻稀土含量、重稀土含量和轻重稀土比值均较低，灰岩矿石比砂岩矿石低；Eu 负异常较弱，Ce 负异常较明显。根据矿床构造、围岩蚀变、矿石结构构造和矿物共生组合及其相互关系等，可将水银洞金矿成矿作用划分为两个成矿期：沉积成岩期和构造-热液期。构造热液期划分为三个阶段：石英-白云石-黄铁矿阶段、自然金-黄铁矿-毒砂-石英阶段、雄黄-辰砂-石英-方解石阶段。

二叠纪中晚期的海相盆地边缘淡化区沉积，为水银洞金矿床准备了岩性条件，即容矿岩层（生物屑灰岩或粉砂岩）和有利的封闭岩层（粘土岩）。印支晚期～燕山早期的构造运动，伴随着深大断裂和岩浆活动，为深部成矿物质提供了来源和通道。古地温的高异常，为成矿热液提供了热力和热动力条件。矿石黄铁矿 Pb 同位素组成分析，成矿物质可能主要来源于造山带，以幔源为主，并有上地壳物质混入。成矿流体显示中低温热液特点；包裹体氢氧同位素显示，流体可能主要源于大气降水成因的地下热水。热液相对富集轻稀土元素，由于与深部作用和富含长石的岩区有关，而具有正 Eu 异常。成矿热液沿深大断裂向上运移，并向两侧有利成矿的岩层渗透，次级断裂和褶皱滑脱面，提供了导矿、容矿构造，让成矿物质得以达到有利的容矿场所富集成矿，形成了沿岩层或断裂或褶皱滑脱面产出的矿体。

关键词：金矿床　地质特征　成因　水银洞　贵州

Geological Characteristics and Genesis of the Shuiyindong Gold Deposit, Guizhou, China

Introduction of the author: SONG Fazhi, male, was born in December, 1975 whose tutor was Professor WEN Chunqi. He graduated from Chengdu University of Technology in mineralogy, petrology,deposit geology major and was granted the Master Degree in June, 2009.

Abstract

The Shuiyindong gold deposit is a typical large Carlin-type gold deposits concealed. Administrative division belongs to Xiaotun town, Zhenfeng county, Guizhou Province. Tectonic position is in site of the intersection between the south-west margin of Yangtze platform and the two tectonic units of grade Ⅰ of the South China fold line, which belongs to Youjiang fold line of South China fold belt. It locates in a "triangle" block, that is, Dianqiangui "Golden Triangle" area, which are surrounded by the north-east Mile-Shizong deep fault, the north-west Ziyun-Yadu deep fault and the near east-west Kaiyuan-Pingtang deep fault. By the impact and constraints of deep fault, construction lines are mainly east-west distribution, and the principal stress is of the north-south level extrusion. Structural features of different periods and different directions compositely superimposed. The characteristics of tectonic deformation of development and combination, affected by lithofacies and lithology, are obviously different in space. The output of orebody is controlled by huijiabao anticline and the near fault. Magmatic rocks in the mining area is not developed, being a small amount of alkaline ultrabasic rocks and Emeishan basalt.The strata drilled and exposed in Mining area are as follows: in the Permian Maokou EC, the EC Permian Longtan Formation, Changxing Group and Dalong Group, Lower Triassic Yelang EC group, the first paragraph of Yongning Town Group.

Ore-bearing strata of Shuiyindong gold deposit are of Changxing Group, Longtan Group and the constructure-altered body(located in the unconformity interface between Maokou and Lungtan Group).Ore bodis are mainly lamellar bodies controlled by lithology, fault-type ore bodies as a supplement, as well as a small amount of layered like ore bodies. Ore-bearing rocks are mainly biogenic limestone,

siltstone, and fault breccia. Ore minerals are: pyrite, arsenopyrite, hematite, stibnite (occasionally), cinnabar (occasionally), realgar (occasionally).Gangue minerals are: quartz, dolomite, calcite, water, mica, sericite, kaolinite, fluorite, glauconite, zeolite, organic carbon, asphalt deterioration. Pyrite is the main vehicle for gold. Gold-bearing pyrite, mainly in the size of 0.0005mm-0.05mm (0.5μm-50μm), the naked eye difficult to see, under the microscope was strawberry-like, spherical, Shell-like，ring band and so on. Ultrastructure showed mainly a state of disseminated non-uniform distribution in the belt loop of the hydrothermal arsenic pyrite. Arsenopyrite content is not high, not more than 1%, but are often closely linked with the high-grade ore. Clay minerals are also of a certain gold-bearing.Gold grade in ore changes from 1.06×10^{-6} to 48.40×10^{-6}. Au has better correlation with As, Sb. Carbonate-type high-grade ore, with a mean of 21.82×10^{-6}, the content is also relatively stable, changes in coefficient of 59.27%. Mudstone-type low-grade ore, with a mean of 6.73×10^{-6}, the larger changes, changes in coefficient of 113.28%.The useful components of ore， Ag, Sb, Cu, Zn, Pb，and other useful elements，are of the value of non-utilization. Toxic and harmful elements such as Tl, Hg content is very low and so will not cause environmental problems. The average level of As is 0.40 percent, ore must to be dressed by high-temperature pre-oxidation process. Analysis of constant element shows that ore is with high silicon, magnesium, ferric iron, sulfur. Chemical composition analysis about sandstone shows that the tectonic setting of sandstone of Shuiyindong gold deposits may be active continental margin. Ore with a higher Ag, Mn, In, and elements of Li, Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Cd, Cs, Ba content is over low. The main ore-forming elements， Au between Cu, Zn, As, Sb, Tl, Bi, Sn， show a negative correlation，and linear correlation is not high. Relatively speaking, Au has closer relationship with As, Sb, Tl. The ΣREE, LREE, HREE and LREE/HREE of ore are lower than that of rock, that of limestone ore lower than sandstone ore. Eu negative anomaly of ore is weak, and Ce negative anomaly of it more pronounced. Under the structure of deposit, wall-rock alteration, the fabric of ore, the symbiotic composition and relationship of minerals, and so on, mineralization can be divided into two periods: period of sediment diagenesis and construction-hydrothermal period. construction-hydrothermal period can be divided into three phases: calcite-pyrite stage, quartz-dolomite-pyrite stage and realgar-cinnabar-quartz-calcite stage.

In the late Permian, marine sedimentary basin margin prepared the lithology conditions for the gold deposits, that are ore-hosting rock (limestone or biological siltstone) and the favorable closure of rock (clay rocks). The tectonic movement from

late Indosinian to early Yanshanian, accompanied by a deep fault and magmatic activity, provided channels for the ore-forming minerals from the deep.High paleotemperature anomaly provided the heat and thermal power conditions for the ore-forming hydrothermal. Ore-forming materials mainly come from the deep , shallow source material mixed. Ore-forming fluids show the epithermal characteristics; inclusion hydrogen and oxygen isotopes show that fluid may mainly derive from underground hot water coming from precipitation.Hydrothermal has LREE enrichment, and has a positive Eu anomaly relating to the deep feldspar-rich rock. Hydrothermal migrates upward along the deep fault, and penetrate the both sides of rock benefiting ore-forming. Secondary faults and the detachment surface of folds provided the mine-leading and ore-hosting structures for ore-forming minerals to reach favorable sites, forming orebodies along rock, fracture or the detachment surface of folds.

Keywords: Gold deposit Geological characteristics Genesis Shuiyindong Guizhou

独创性声明

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。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得 成都理工大学 或其他教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者签名：

年　　月　　日

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解 成都理工大学 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复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人授权 成都理工大学 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。

（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：

学位论文作者导师签名：

年　　月　　日

第 1 章　引言

1.1　研究区交通位置概况

贵州水银洞金矿区位于贞丰县城北西直线距离约 20km 处，行政隶属贞丰县小屯乡，矿区西端小部份属兴仁县回龙镇所辖（图 1-1）。贵阳至兴义主干公路（关兴高等级公路）龙场出口至矿区公路已经开通，运距 13km。贵阳至矿区公路运距 253km。龙场至贞丰（沥青路面）公路运距 20km。龙场至最近铁路货站——南昆铁路兴义站公路运距 80km。交通方便。

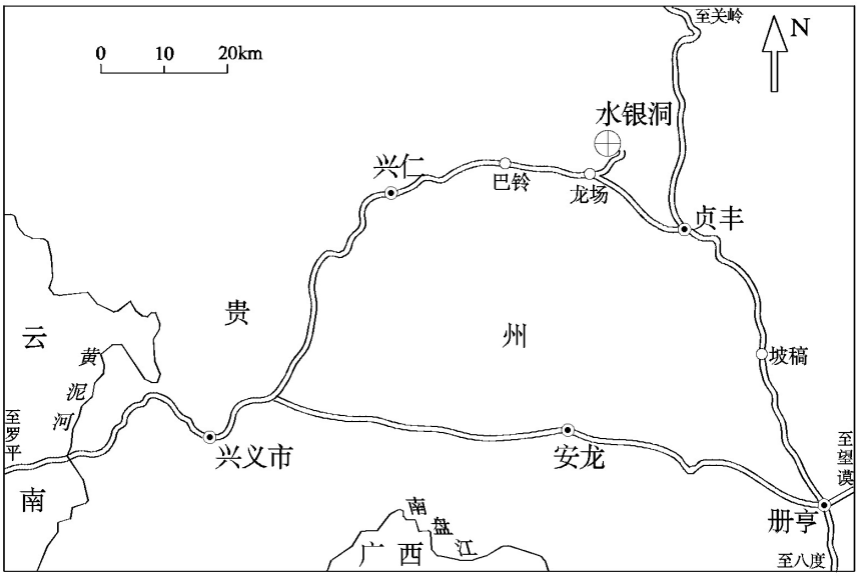


图 1-1 水银洞金矿交通位置简图（据黄建国，2007 修改）

1.2　研究区前人工作情况

1981 年，贵州省地质矿产局一〇五地质大队发现雄黄岩金矿点。

1982～1983 年，对雄黄岩、背阴坡、普子垅、毛家坡、赵家坪施工地表工程揭露矿体，初步认定具有进一步勘查价值。

1984～1993 年，开展区内普查找矿工作，初步查明了矿区主体构造格局，初步查明了矿区 F_{105} 和 F_{101} 断裂带的含矿特征。

1984～1991 年，一〇五地质大队完成大山、者相、贞丰幅 1∶50000 区域地质调查，提高了区内地层学研究水平，丰富了台缘碳酸盐沉积学

研究内容，在构造地质学方面取得新认识，为金矿床地质研究提供了重要的背景资料。

1994 年，一〇五地质大队完成了《贵州省西南部灰家堡-贞丰背斜金（铊）成矿预测报告》，根据紫木凼矿段的勘探成果和区域的地质、物探、化探、遥感资料综合分析，推测区内龙潭组地层存在隐伏金矿体，将贞丰县岩上（水银洞）确定为成矿预测的 A1 靶区。

1995 年，在 A1 靶区-贞丰县岩上（水银洞）施工钻探寻找隐伏金矿，5 个钻孔均见矿，其中 II 、III、Ⅳ号矿体具有工业价值，从而发现了水银洞金矿床。

1996～1998 年，一〇五地质大队根据与贵州丹斯通矿业有限公司（属加拿大丹斯通国际有限公司）合作，在水银洞金矿区施工了 I 、 II 、III期工程，编制了相应的 I 期和 II 期阶段性勘查地质报告。

2001 年 7 月，一〇五地质大队受贵州紫金矿业股份有限公司筹备委员会的委托，在中加合作期间编制的两期勘查地质报告的基础上，按“2、4、6”的工业指标重新编制了《贵州省贞丰县水银洞金矿勘查地质报告》（刘建中， 2001）。

2001 年 9 月，一〇五地质大队受贵州紫金矿业股份有限公司委托，开展水银洞金矿的详查地质工作，于 2002 年 1 提交了《贵州省贞丰县水银洞金矿详查地质报告》（刘建中，2001）。

在科研方面，夏勇（2005）在水银洞金矿床做了题为《贵州贞丰县水银洞金矿床成矿特征和金的超常富集机制研究》的博士论文，黄建国（2007）在硕士论文《黔西南二叠系龙潭组含金建造的初步研究》、郝家栩（2007）在硕士论文《黔西南微细浸染型金矿构造控矿与成矿规律研究》中，均有对水银洞金矿床较详细的研究。

1.3 选题依据及意义

卡林型金矿自 1960 年代发现以来，在世界范围内不断有勘探实践和理论的突破，已成为最重要的金矿床类型之一（拉德克·S.，1974）。中国 1970 年代首先在黔西南地区发现卡林型金矿，之后在滇黔桂金三角和川陕甘金三角屡次实现找矿重大突破。卡林型金矿已成为中国重要的金矿类型，研究卡林型金矿对中国的金矿勘探实践和理论均有极其重要的意义。贵州水银洞金矿床，具有典型卡林型金矿床特征，已达到特大型规模，目前已经进入开采阶段。

水银洞金矿为深部盲矿体，其发现过程对盲矿找矿有巨大的指导意义。1980 年代初，贵州省地质矿产局一〇五地质大队发现雄黄岩金矿点，并对雄

黄岩、背阴坡、普子垅、毛家坡、赵家坪施工地表工程，初步认定具有进一步勘查价值。1994 年，根据紫木凼金矿“两层楼”模式，并结合区域地质、物探、化探、遥感等资料，预测水银洞（岩上）为找金 A 级靶区，明确提出 50t 资源量(334？)的概念。1995 年，对靶区施工 5 个钻孔寻找盲矿，全部见工业矿体，发现了水银洞金矿床，实现找金盲矿零的突破。

前人已对其做了大量地质勘探及理论研究工作，在其地质特征及成因研究方面主要成果、观点如下：

容矿岩石有碳酸盐岩、硅质角砾岩、钙质砂岩，以碳酸盐岩为主。控矿构造为短轴背斜及轴部邻近的断裂。黄铁矿是主要载金矿物，金主要以纳米级大小赋存于微细黄铁矿中。矿化期次可分为阶段：即石英-白云石-黄铁矿、毒砂-黄铁矿-石英-黏土矿物、石英-方解石-雄（雌）黄阶段。成矿物质主要为深部来源，也有认为是沉积地层来源。成矿温度 220℃左右，压力 1.6± 0.4Kbars。成矿流体盐度较低，为 6±Wt%NaCl，富含气相成分，具有强还原性。Au 在成矿流体中主要以 Au-S 配合物形式存在；也有观点认为主要以有机络合物形式存在。成矿模式：峨眉山玄武岩地幔热柱提供热动力源，深大断裂带来深部成矿物质及热液流体的大规模上涌，并与地壳相互作用，形成富含 Au 的超压流体，由于后期区域挤压和拉张作用，在背斜和背斜轴附近的断裂部位沉淀成矿（夏勇，2005）。

1.4　研究现状及进展

卡林型金矿， 1960 年代在美国内华达州尤里卡县卡林镇首先发现， 1990 年代在卡林金矿带（Carlin Trend ）发现了很多深部矿床，而这些深部矿床的规模往往很大，如派普莱恩和特阔伊斯里奇矿床的储量分别为 251 吨和 155 吨，因而引起了普遍的关注。深部勘探的发现过程和理论研究强化了成矿物质来源于深部、构造控矿的观点（Seedorf E.，1991）。新的流体研究认为，流体并非由岩浆结晶分异而成的“岩浆期后热液”，而更可能是从地幔柱中直接分离出来的，或者是被地幔柱加热的各种地下水，也可能是两种或多种流体的混合，因而与出露的岩浆不一定有直接关系，即它们更可能是“兄弟关系”而不是“母子关系”；另外，金是以羟基对硫配合物的形式搬运的（王登红，2000）。

中国 1970 年代末期首先在黔西南发现此类型金矿，后来相继在桂西北、甘南、滇东南和川西北等地发现，主要集中在滇黔桂、川甘陕两个“金三角”区（刘东升，1994）。目前，滇黔桂发现的有：贵州的板其、丫他、烂泥沟、水银洞、紫木凼、戈塘、苗龙等，云南的革档、那能、达木、上芒岗等，广西的金牙、高龙等。川甘陕发现的有：四川的喀拉、马脑壳、东北寨、桥桥上，甘肃的李坝、拉日玛、阳山、联合村等，陕西的八卦庙、双王、二台子、丘岭、金龙山等。我

国过去有不少文献把卡林型金矿当成层控矿床，在找矿实践中也确实起了作用（王登红，2000） 。随着更多同类型矿床的发现，以及深部找矿取得的突破，大多认为是“构造（背斜、断裂）＋有利岩性（或破碎带）”的模式，即构造（应力集中、释放部位）导矿，孔隙度、渗透性良好的岩层或破碎带提供矿化的富集场所。而两者之中，构造是更为根本的因素。目前而言，需要研究卡林型金矿与构造的关系，查明各种流体的活动规律，尤其是流体对于容矿地层的作用，在被早期流体扩容、改造、增强渗透性的层位与有利构造耦合的部位去找矿，也不失为一种新思路。

关于卡林型金矿赋矿岩性，过去认为以碳酸盐岩为主，近来国内外研究认为多以碎屑岩为主。如美国过去多描述为灰黑色粉砂质-泥质白云岩或灰岩，近年，对卡林金矿东部矿体钻孔中志留系-泥盆系罗伯茨山组新鲜未风化岩心研究表明，矿石原岩为纹层状细粒钙质或含白云质、泥质粉砂岩。我国的也多以粘土岩、粉砂岩和细砂岩为主，其次才是不纯碳酸盐岩（普传杰，2003）。

1.5 研究思路及技术路线

1.5.1 研究思路与方法

1）结合收集的资料，进行详细的区域金矿地质调查和矿床地质调查，观察描述宏观的地质特征，如地层、含矿岩系的岩性，控矿构造，岩矿石结构、构造、矿化蚀变，并对特殊地质现象进行照相，对矿床系统取样。

2）对光薄片详细地观察，进行岩矿鉴定，了解岩矿石镜下结构构造，岩矿石的矿物组分。

3）对岩矿石作测试分析，研究岩矿石元素组分特征、矿化特征、成岩成矿环境与过程。

1.5.2 技术路线

为了解决论文涉及的问题，在收集国内外相关文献资料的基础上，开展了系统的野外调查，收集了翔实的第一手资料。后期室内工作与野外工作相结合，系统进行光薄片观察、鉴定，岩矿石化学全分析，岩矿石稀土元素分析，扫描电镜测试，等。具体如下：

野外工作：1）成矿地质背景，包括大地构造位置、区域地层、构造、岩浆岩等。2）矿体特征，即矿体的形态、产状、规模，空间变化规律，矿化与各次级断裂和背斜的关系等。3）矿石特征，即矿石类型，矿石组构与组分等。4）围岩蚀变，包括蚀变类型、强度、分布规律等。

室内工作：1）光薄片鉴定，研究矿石的结构构造、矿物成分、特征矿物等，对典型现象照相。 2）扫描电镜测试，根据光薄片鉴定和前人资料，对主要载金矿物进行测试，了解金的赋存状态。3）化学全分析测试，了解岩矿石化学成分，研究成岩成矿环境。4）岩矿石稀土元素测试，了解岩矿石稀土元素特征，研究成岩成矿环境与成矿过程。

1.6　本次研究工作简况

2007 年 9～11 月，对黔西南地区各金矿收集资料、实地调查、取样，包括水银洞、烂泥沟、丫他、戈塘、紫木凼等金矿。2008 年 3～5 月对水银洞金矿详细调查、系统取样。水银洞系统取样 94 件，包括：坑道样 53 件（矿石 26 件，围岩 19 件，石英 6 件，方解石 2 件）；钻孔全孔取样 38 件（典型见矿钻孔 ZK810 取样 19 件，对应无矿钻孔 ZK002 取样 19 件）；尾矿 3 件。

表 1-1 主要工作内容一览表

序号	工作内容			数量	单位	备注
1	区域调查样	水银洞金矿		6	件	
		烂泥沟金矿		2	件	
		丫他金矿		4	件	
		戈塘金矿		2	件	
		紫木凼金矿		4	件	
2	水银洞系统取样	坑道样	矿石	26	件	
			围岩	19	件	
			石英脉	6	件	
			方解石脉	2	件	
		钻孔	ZK002（无矿）	19	件	
			ZK810（有矿）	19	件	
		尾矿		3	件	
3	样品加工	光片		39	件	
		薄片		12	件	
		光薄片		12	件	
		包裹体片		9	件	
4	镜下观察	光片		29	片	
		薄片		9	片	
		光薄片		10	片	
		包裹体片		9	片	
5	分析测试	岩矿石全分析		8	件	
		微量元素分析		8	件	
		稀土分析		8	件	
		扫描电镜		4	件	每件样品 5 个点，1 个面扫描

第 2 章　成矿地质背景

2.1　大地构造位置

贵州水银洞金矿区位于扬子准地台西南缘与华南褶皱系两个Ⅰ级构造单元的交汇部位，属于华南褶皱系右江褶皱带（图 2-1）。

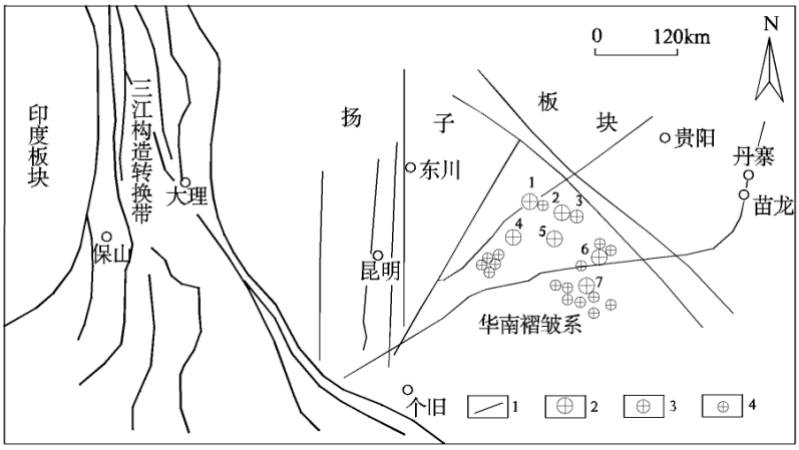


图 2-1　水银洞金矿床大地构造位置略图（据高振敏，2002；冯琳，2003 修改）

1-深断裂及构造单元界线；2-特大型-大型-中型金矿床；3-小型金矿床；4-金矿点（1-泥堡金矿床；2-老万场金矿床；4-水银洞金矿床；5-戈塘金矿床；6-烂泥沟金矿床；7-丫他金矿床）

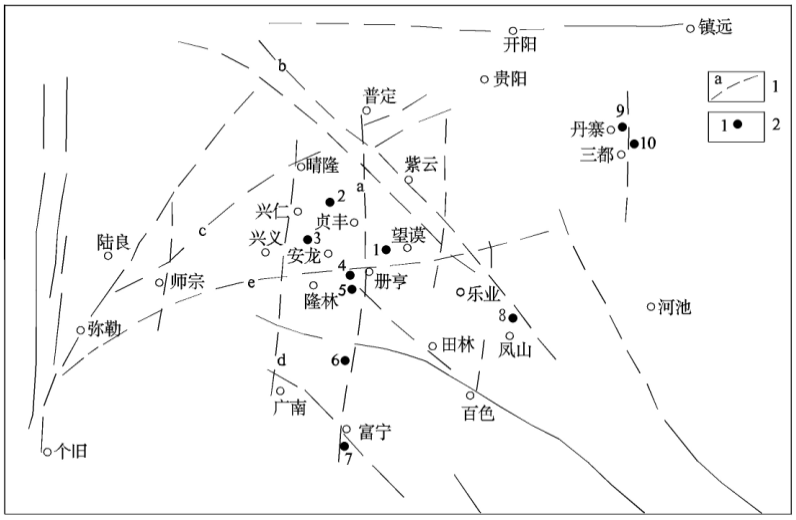


图 2-2　滇黔桂地区卡林型金矿分布图（据赵会庆，1999）

1-断裂及代号；2-金矿床及编号.（断裂名称:a.普定-册亨断裂；b.垭都-紫云断裂；c.普定-师宗断裂；d.晴隆-广南断裂；e.册亨-荔波断裂. 金矿床名称:1-烂泥沟；2-水银洞；3-戈塘；4-丫他；5-板其；6-高龙；7-革档；8-金牙；9-丹寨；10-苗龙）

区域上地处北东向弥勒-师宗深断裂、北西向紫云-垭都深断裂和近东西向开远-平塘深断裂围限的“三角形”夹块，即滇黔桂金三角地带（图 2-2）。

2.2　地层

研究区区域地层从泥盆系～三叠系均有出露，三叠系分布极广，二叠系次之，泥盆系、石炭系仅在少数背斜核部有见。地层出露总厚度达 10000m。矿区内出露（图 2-3）及钻探地层有：二叠系中统茅口组，二叠系上统构造蚀变体龙潭组、长兴组、大隆组，三叠系下统夜郎组、永宁镇组。其中，茅口组、龙潭组和长兴组与成矿关系密切相关。

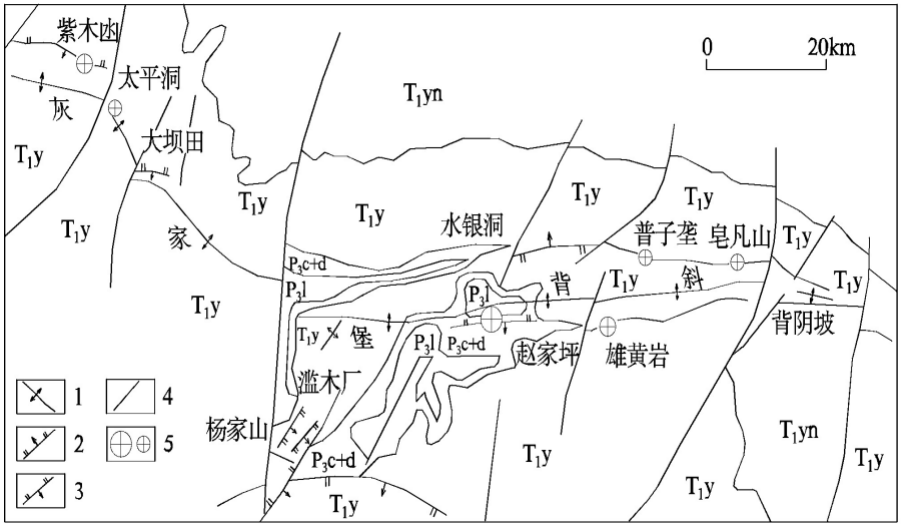


图 2-3 水银洞金矿区地质简图（据郭振春，2002）

1-背斜；2-正断层；3-逆断层；4-性质不明断层；5-金矿床〔点〕

2.2.1　二叠系中统

茅口组（P_2m）：灰色中厚层至块状生物灰岩，局部夹浅灰色中层白云质灰岩，具缝合线构造，产纺缍虫、珊瑚等化石。为钻孔揭露的最老地层，厚度＞400m。

2.2.2　二叠系上统

二叠系上统的地层包括：构造蚀变体（Sbt）、龙潭组（P_3l）、长兴组（P_3c）、大隆组（P_3d）。分述如下：

1） 构造蚀变体（ Sbt ）

构造蚀变体（ Sbt ）：位于茅口组（P_2m）和龙潭组（P_3l）之间不整合面，与下伏地层和上覆地层均为构造不整合接触，由区域性构造作用和热液蚀变作用形成。厚 5.08～41.51m ， 平均 16.23m。由一套深灰色中层强硅化灰岩、角砾状强硅化灰岩、硅质岩及角砾状粘土岩组成。具有黄铁矿化、硅化、方解石化、萤石化等特征，见少量的雄（雌）黄、辉锑矿等。常见团块状、细脉状白色方解石、石英，偶见片状石膏。硅化灰岩中晶洞较发育，晶洞内见少量石英晶族。水银洞金矿Ⅰa矿体和戈塘金矿矿体即产于其中。

2） 龙潭组 (P_3l)

龙潭组 (P_3l)：地表出露其顶部，结合钻孔资料，该组分为三段，总厚 217.80～360.09m，现分述如下。

（1）龙潭组第一段 (P_3l^1)：上部为灰色、灰白色中层条带状细砂岩夹深灰色薄层粘土质粉砂岩及数层厚 1m 左右的生物屑砂屑灰岩；下部为深灰色薄层粉砂岩与条带状粘土质粉砂岩，呈不等厚互层，见雄黄，偶见星点状辰砂。厚度 54.30～129.97m。平均厚度 90.42m。

（2）龙潭组第二段 (P_3l^2)：深灰、灰黑色薄至中层粉砂质粘土岩、粘土质粉砂岩夹灰色中层粉砂岩、灰黑色薄层炭质粘土岩及二至三层煤线（层）以及三层 2～2.5m 厚深灰色中层硅化含生物屑灰岩，底部有一层煤线作为一段和二段之间的分层标志。厚度 91.69～126.14m 。平均厚度 103.71m。所夹的生物屑灰岩或生物屑砂屑灰岩即为水银洞金矿床最主要的容矿岩石。

（3）龙潭组第三段 (P_3l^3)：顶部为灰黑色薄层粘土质粉砂岩夹 0.3～1.2m 无烟煤层；上部为灰、深灰色中层粉砂质或炭质粘土岩，粉砂岩与浅灰色中层灰岩不等厚互层，最上一层灰岩含燧石条带或团块；下部为深灰色中层细砂岩、粘土质粉砂岩夹炭质粘土岩、薄煤一至二层及泥灰岩；底部为 2～3m 灰色中层生物碎屑灰岩。

3） 长兴组 (P_3c)

长兴组 (P_3c)：中上部为灰色、灰黑色中层含钙质粘土岩及薄层层纹状粘土岩与深灰色中厚层生物灰岩及条带状砂屑灰岩呈不等厚互层；下部为 18～20m 深灰色厚层含燧石条带或团块细晶生物灰岩，岩石普遍含硅质、炭质或石英。生物以腕足类、单体珊瑚、菊石、纺缍虫、双壳类组合为特征。厚度 47.00～52.63m，平均厚度 50.46m。与下伏地层整合接触。

4） 大隆组 (P_3d)

大隆组 (P_3d)：灰、深灰色中厚层含钙质粘土岩。顶部为 0.3m 灰色生物灰岩。以顶底 15～20cm 及中部夹二至四层 2～5cm 浅黄绿色蒙脱石粘土岩为特征。岩层厚度由东向西增厚，产菊石、腕足及双壳类生物化石。厚度 1.15～9.29m。平均厚度 5.06m。与下伏地层呈整合接触。

2.2.3　三叠系下统

三叠系下统的地层包括：夜郎组 (T_1y)、永宁镇组 (T_1yn)。分述如下：

1）夜郎组 (T_1y)

夜郎组 (T_1y)：分三段，岩性主要为灰岩、泥灰岩、粘土岩、粉砂岩，其中第一段分三个亚段，第二段分二个亚段，总厚 536.50m 。

（1）夜郎组第一段 (T_1y^1)：分三个亚段，总厚 275.20m。

第一亚段 (T_1y^{1-1})：上部为灰色、深灰色中层条带状泥灰岩夹灰色薄层粉砂质粘土岩，具水平纹层；中部为灰、灰绿色中厚层层纹状，条带状泥灰岩夹灰黑色泥灰岩；下部为灰、深灰色中层泥灰岩，紫色泥灰岩夹灰白色粉砂岩，具微细交错层理，沙纹水平微层理，底部为灰黑色薄层粘土岩，具水平微层理。产双壳类、菊石化石。厚度 84.30m，与下伏地层呈整合接触。

第二亚段 (T_1y^{1-2})：上部为紫灰、深灰色中层条带状泥灰岩夹生物泥灰岩，以双壳类、小腕足、菊石、海扇组合为特征。具水平纹层；中部为灰、蓝灰色中厚层状泥灰岩夹灰色粉晶灰岩，水平纹层发育；下部为紫灰、紫色薄至中层条带状泥灰岩，具水平纹层，灰岩条带细且密集。产双壳类：海扇，腕足类化石。厚度 69.80m。

第三亚段 (T_1y^{1-3})：上部为紫红色中层粘土岩夹粉砂质粘土岩及少量灰绿色粘土岩，粉砂质粘土岩中见沙纹层理；中部为灰色、紫红色、灰绿色中厚层灰岩，条带状泥质灰岩，条带状砂质泥灰岩，粉砂质粘土岩；下部为灰色、深灰色中层至块状砾屑泥灰岩，条带状灰岩夹紫红色、灰绿色中层条带状泥灰岩，粘土岩及粉砂质粘土岩，具水平及微斜交错层理；底部为深灰色厚层条带状含生物灰岩。勘查区南部粉砂质粘土岩增多，北部由东向西粉砂质粘土岩有增多趋势。产双壳类生物化石。厚度 121.10m。

（2）夜郎组第二段 (T_1y^2)：分两个亚段，厚度 154.50m。

第一亚段 (T_1y^{2-1})：上部为灰、浅肉红色厚层灰岩夹灰色厚层鲕粒灰岩及紫红色薄层泥灰岩，泥灰岩具条带状构造，局部泥质条纹呈卷曲状分布；中下部为灰、肉红色厚层灰岩夹紫红色中层泥质灰岩及灰白色白云质灰岩，局部夹同沉积灰岩团块，具多层同心圈层结构；底部为 1.5m

灰色厚层砂质灰岩。具波纹层理，楔状交错层理，缝合线构造发育。厚度 77.20m。

第二亚段(T_1y^{2-2})：中上部为灰色中厚层鲕粒灰岩与紫灰、紫红色中层泥质条纹灰岩、泥灰岩呈不等厚互层，偶夹灰色、灰绿色中层粘土质粉砂岩，泥质条纹呈卷曲状沿层分布；下部为灰色厚层鲕粒灰岩，由东往西，鲕粒增多，紫红色泥灰岩减少，粘土质粉砂岩夹层增多。产双壳类生物化石及腕足类生物化石碎片。厚度 77.30m。

（3）夜郎组第三段(T_1y^3)：上部为灰绿色薄层粉砂质粘土岩、粘土岩夹灰色薄至中层泥灰岩及灰岩；中部为紫红色、灰绿色薄至中层粉砂质粘土岩与粘土质粉砂岩不等厚互层，具水平微层理，交错层理；下部为紫红色、灰绿色中层粉砂质粘土岩，粘土质粉砂岩夹灰色、紫灰色中层泥灰岩。产双壳类、腕足类化石。厚度 106.80m 。

2）永宁镇组(T_1yn)

永宁镇组(T_1yn)：仅出露第一段中下部。为灰色中厚层状灰岩，含鲕粒灰岩夹薄层粉砂岩、粘土质粉砂岩。缝合线构造发育，具水平纹层及斜交层理。底部为灰色中层蠕虫状灰岩夹薄层泥灰岩。厚度＞100m ，与下伏地层为整合接触。

2.3 构造

区内构造较发育，地表构造轮廓定型于印支-燕山期，构造变型的组合形式复杂多样，主要有东西向、南北向和北东向三组褶皱、断裂构造（图 2-2，图 2-3）。

1）构造线展布明显受前期深大断裂的影响和制约。在前印支-燕山期北东向弥勒-师宗深断裂边缘主要呈北东向；北西向紫云-垭都深断裂边缘主要呈北西向；东西向开远-平塘深断裂边缘主要呈东西向展布。深大断裂围限的“三角形”夹块的中心地带内的构造线主要呈东西向展布，表明区内地层构造线形成的主应力场为南北向水平挤压。

2）不同期次、不同方向的构造形迹叠加复合现象明显。区域上较早形成的东西向构造往往被后期形成的北东向和南北向构造叠加改造而复杂化，矿区所在的灰家堡背斜因后期北东向和南北向构造叠加而使得轴线局部转为北西向和北北西向，烂泥沟金矿区所在的赖子山背斜因后期北东向和北西向构造叠加而呈“S”形。

3）构造变形的组合和发育特点受岩相、岩性制约，在空间上有明显的差异。南东盆地相区下部为灰岩，上部以碎屑岩为主，往往形成应变

较大的强应变域，构造变形特点表现为形成下部宽缓上部紧密的不协调褶皱，并发育变形程度很高的断裂挤压构造带；西北部台地相区，上下部皆以碳酸盐岩为主，往往形成应变较小的弱应变域，构造变形特点表现为断裂发育，褶皱开阔平缓，台地相区某些夹较多细碎屑岩地段，则形成弱应变中变形强度相对较高的强应变带，如灰家堡背斜。

2.3.1　褶皱

1）东西向褶皱

（1）灰家堡背斜：为一区域性构造,东起者相,西止于老王箐附近，全长约 20km，宽约 6km，岩层倾角较缓，一般 5°～20°，两翼基本对称。为一近东西向之宽缓短轴背斜，局部因后期改造而转为北西或北北西向。紫木凼大型金矿床、太平洞大型金矿床、大坝田中型汞矿床、滥木厂大型汞（铊）矿床、水银洞大型金矿床及一系列金矿(化)点、汞矿(化)点一同构成了灰家堡 Au、Hg、Tl 成矿带。区内背斜长约 5.3km，核部地层近于水平，两翼岩层倾角 10°～20°，轴面近于直立。水银洞金矿位于灰家堡背斜东段中部，背斜核部向两翼 300m 范围内控制了金矿体之产出。

（2）赵家坪背斜：走向东西，区内长约 1.5km，东部延伸出图，宽仅数十米。为走向东西之 F_{105} 逆冲断层之上盘牵引褶曲，局部地层发生倒转。背斜核部长兴组形成的虚脱空间控制了水银洞金矿床“楼上矿”之产出。

（3）河坝头背斜：为灰家堡背斜南翼叠加之次级褶曲，地表长约 1.1km。核部地层为 P_3l^3，两翼为 P_3c 和 P_3d，岩层倾角 15°～25°，轴面近于直立，褶皱枢纽向东倾伏。

（4）茶林堡向斜：为灰家堡背斜南翼叠加的次级褶曲，地表长约 1.2km，核部最新地层为 T_1y^{1-1}，两翼地层为 P_3d、P_3c 和 P_3l^3，褶曲轴面向北倾斜。

2）北东向褶皱：展布于矿区西南部，规模较小。共发育四个背斜和三个向斜，地表轴迹近于平行展布，长一般 0.60～0.90km。比较著名的有滥木厂背斜，该背斜控制了著名的滥木厂汞铊矿床的产出。

2.3.2　出露断裂

1）东西向断裂

（1）F_{101} 断层：　位于灰家堡背斜北翼近轴部，贯穿全区，东部延伸

出图，区内长约 5.4km，倾角 50°～55°，为一倾向北的逆断层。垂直断距 30～100m，破碎带宽 2～6m。上盘表现为单斜构造，下盘在杨家田水库、谢家桥一带发育有呈雁行排列的牵引向斜构造。主要蚀变有褐铁矿化、黄铁矿化、方解石化，局部有强硅化。该断层向东控制了普子垅、皂凡山金矿点的产出。

（2）F_{105} 断层：发育于灰家堡背斜南翼近轴部，区内长约 2.7km，东部延伸出图，倾角 45°～55°，为一条倾向南的逆断层。垂直断距 10～50m，破碎带宽 2～25m。由东向西，断层强度逐渐变弱，破碎带逐渐变窄。下盘地层较完整，上盘地层牵引成背斜(赵家坪背斜)。断层切错长兴组和大隆组地层，向下进入龙潭组后表现为近于顺层滑动并逐渐趋于尖灭。主要蚀变有黄铁矿化、雄黄化、方解石化、毒砂化、硅化、褐铁矿化等。该断层为水银洞金矿床“楼上矿”之控矿断层，向东控制了雄黄岩金矿点的产出。断层具多期活动之特点，局部地段（赵家坪～高简）因后期活动而表现为正断层特征。

2）南北向断裂

为一系列总体向西倾斜的陡倾角正断层,倾角一般＞70°。

（1） F_{107} 断层：即回龙断层，为矿区之西部地质边界断层。区内长约 5.6km，两端延伸出图。断层破碎带宽 2～10m，在回龙附近可见三期活动特征，具明显的断层角砾岩，角砾大小悬殊，呈棱角状或次棱角状，胶结物为铁质及泥质，主要蚀变有褐铁矿化，赤铁矿化和方解石化。

（2）F_{203} 断层：为矿区之东部地质边界断层。长约 2.4km，地表浮土掩盖强烈，断层破碎带不清。主要蚀变有褐铁矿化和方解石化。

（3）F_{11} 断层：发育于矿区中部。走向近南北，倾向西，倾角约 80°，走向长约 1.1km，断层切错灰家堡背斜轴和 F_{105} 断层，水平断距约 60m、垂直断距 2～10m，为一条高角度右行平移正断层。根据井下揭露情况，F_{11} 断层破碎带宽度仅 2m。主要蚀变有硅化、方解石化和滑石化。

（4）F_{207} 断层：即水银洞断层，长约 1.3km,断距约 10m,倾角 80°左右，断层具多期活动之特点，为正断层。主要蚀变有强硅化、辰砂矿化、黄铁矿化、方解石化。该断层控制了水银洞汞矿点之产出。

3）北东向断裂

发育于矿区西南部，为一系列大致平行展布的倾向北西的高角度张扭性断层（刘建中，2004）。

2.3.3 隐伏断裂

1）F_{162} 断层：产出于灰家堡背斜轴部的走向 NE63°、倾向 SE、倾角

28°～45°的隐伏逆断层，坑道控制长度 320m，断距 5～12m，断层破碎带宽 0.5～1.5m，具断层角砾岩，角砾成分为粉砂岩、粉砂质粘土岩及少量灰岩，砾径 1～20cm，上下盘出现小牵引褶曲，使矿体出现重复。向北东方向，断层规模变小。主要蚀变有黄铁矿化、雄（雌）黄化、方解石化、毒砂化、硅化、辉锑矿化等。该断层控制了水银洞金矿断裂型矿体的产出。

2）F_{163} 断层：产出于灰家堡背斜近轴部南翼，走向 NE45°,倾向 SE,倾角 40°左右，由钻孔揭露的隐伏逆断层，控制长度 150m，断距 15m 左右，断层破碎带宽 1.0～6.5m，具断层角砾岩。主要蚀变有黄铁矿化、方解石化、硅化等。该断层控制了水银洞金矿断裂型矿体的产出（刘建中，2004）。

2.4　岩浆岩

矿区内未见岩浆岩，仅在矿区外西北部有少量发育，按成因可分为两类：偏碱性超基性岩和峨嵋山玄武岩。

1）偏碱性超基性岩：侵位于二叠系～中三叠统地层中，岩体规模一般较小，产状复杂，分异明显，仅分布在贞丰县阴河、姜家营一带，岩体呈脉状沿断裂带侵入安顺组藻灰岩、青岩组、边阳组中。岩石呈块状构造，煌斑结构，斑晶主要是金云母、透辉石、橄榄石、角闪石，粒径一般 1～3cm。基质为半自形-自形粒状矿物，粒径＜1mm，如辉石、长石等。岩体普遍受绿泥石化、帘石化，局部受后期构造作用形成角砾状构造。

2）峨嵋山玄武岩：为中晚二叠世之间喷溢的拉斑玄武岩，主要分布于兴仁～关岭一线西北部，西北向东南呈舌状突起，且变薄、尖灭，其边缘相具偏碱、高钛铁、低镁、二氧化硅饱和，及富含挥发性组份的特点。

第 3 章　矿床特征

3.1　含矿岩系

水银洞金矿区的赋矿层位主要为构造蚀变体、龙潭组和长兴组。

构造蚀变体为茅口组和龙潭组不整合界面间的区域性构造活动的产物，主要为硅化角砾状粘土岩和强硅化角砾状灰岩组合，为含矿热液远距离运移的通道，同时也是Ⅰa矿体的就位场所。

上二叠统龙潭组为海陆交互相沉积，主要为粉砂岩、砂岩、粘土岩、灰岩及煤线组合，特别是顶底板皆为炭质粘土岩或粉砂质粘土岩的生物碎屑灰岩成为主矿体的容矿岩石，控制了层状似层状矿体的产出，顶底板炭质粘土岩或粉砂质粘土岩则无含矿显示。薄层碳酸盐岩与其顶底板的炭质粘土岩或粉砂质粘土岩构成特殊的岩石组合，顶底板形成良好的遮档屏蔽层，构造作用过程中，迫使含矿热液沿孔隙度大的碳酸盐岩层侧向运移并最终富集而成层状矿体。

长兴组则主要为含燧石条带或团块细晶生物灰岩，其牵引背斜核部虚脱空间及断裂破碎带控制了区内“楼上矿”的产出。发育于背斜轴部附近龙潭组内的隐伏缓倾角逆断层（F_{162} 、F_{163} 等），则控制了断裂型矿体的产出。矿床具层控为主、断层控矿为辅的复合型矿床特点。

3.2　矿体特征

水银洞金矿床为赋存于二叠系龙潭组地层中，是以层状矿体为主、断裂型矿体为辅的复合型隐伏矿床（图 3-1、图 3-2）。层状矿体：按容矿岩石类型可分为碳酸盐岩型和强硅化角砾状粘土岩型。碳酸盐岩型矿体受灰家堡背斜核部生物碎屑灰岩控制，矿体产出于灰家堡背斜轴两侧近 300m 范围内，呈层状、似层状产出，产状与岩层产状一致，具厚度薄、品位富，走向上具波状起伏向东倾没、空间上多个矿体上下重叠的特点；强硅化角砾状粘土岩型矿体产出于构造蚀变体（Sbt）中，矿体形态与不整合面一致。断裂型：矿体产出于背斜近轴部的断距很小的缓倾斜逆断层中，严格受断层破碎带控制。

目前控制的共计 23 个矿体，Ⅲc、Ⅲb、Ⅲa、Ⅱf、Ⅰa为最主要矿体（其中Ⅲc：金属量 12123.06kg，Ⅲb：金属量 8431.63kg，Ⅲa：金属量 12328.37kg，Ⅱf：金属量 5629.16kg，Ⅰa：金属量 7058.96kg）。单

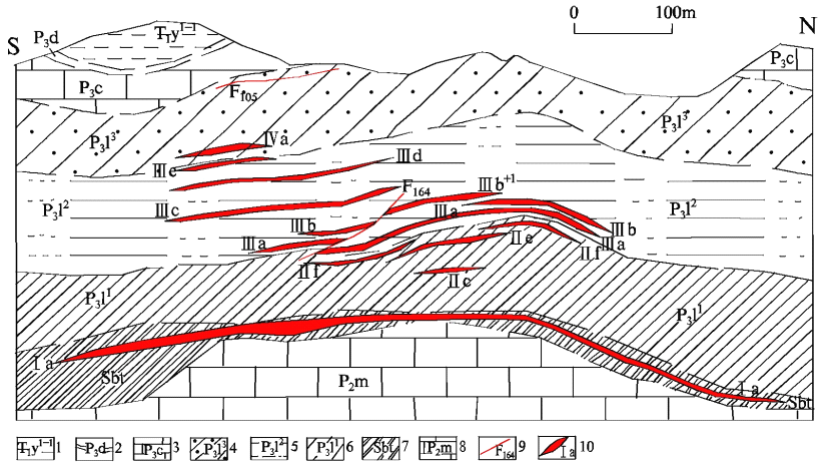


图 3-1 水银洞金矿床 7-7′ 剖面图（据刘建中，2004）

1-夜郎组一段第一亚段；2-大隆组；3-长兴组；4-龙潭组第三段；5-龙潭组第二段；6-龙潭组第一段；7-构造蚀变体；8-茅口组；9-断层及编号；10-矿体及编号

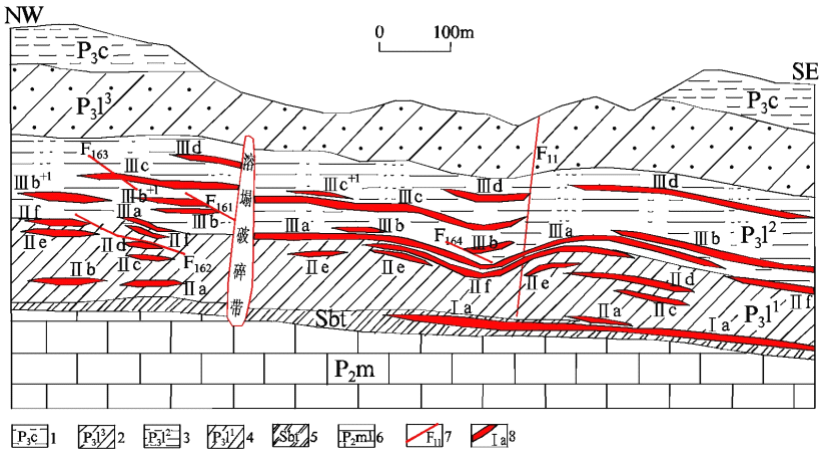


图 3-2　水银洞金矿床纵剖面图（据刘建中，2004）

1-长兴组；2-龙潭组第三段；3-龙潭组第二段；4-龙潭组第一段；5-构造蚀变体；6-茅口组；7-断层及编号；8-矿体及编号

个矿体资源/储量大，分别达中型矿床规模。五个矿体资源/储量高达 45571.18kg，占查明资源/储量的 83.95%（刘建中，2004）。

3.2.1　层状矿体

主要为产于碳酸盐岩中的Ⅲc、Ⅲb、Ⅲa、Ⅱf 矿体和产于 Sbt 中的Ⅰa 矿体，Ⅲc 与Ⅲb 间相距 25～35m、Ⅲb 与Ⅲa 间相距 8～15m、Ⅲa 与Ⅱf 间相距 5～11m。此外，Ⅲc 上部 7～10m（TJ105：7.41m；TJ103：7.32m）存在Ⅲc+1 小矿体，Ⅲb 上部 5～10m（TJ601：5.66m；TJ603：6.14m）存在Ⅲb+1 小矿体。主矿体集中产出于龙潭组中部上下 60m 范围内（刘建中，

2004）。

Ⅲc 矿体：呈层状-似层状产于灰家堡背斜近轴部南翼，赋存于龙潭组第二段中部的层状生物碎屑灰岩中，距龙潭组顶界约 160m。倾向南或北，倾角 5～10°,分布于 16 线～F11 之间。东西走向长约 700m，南北宽 80～280m，平均宽约 220m，于 8 线附近形成向北延伸 280m、宽约 70m 的条带状矿体。由 ZK1618、ZK924 等 30 个钻孔及大量天井、平巷控制。局部地段（如 C-C、TJ105）因矿化的不均一性而出现无矿天窗（1 号天窗走向长 75m、宽 25m;2 号天窗走向长 60m、宽 43m）。平均品位 16.19×10^{-6}、平均厚度 1.91m，品位变化系数 68.37%，厚度变化系数 25.89%。

Ⅲb 矿体：呈层状态-似层状产于灰家堡背斜近轴部，赋存于龙潭组第二段中下部的层状生物碎屑灰岩中，倾向南或倾向北，倾角 5～10°。走向长约 1100m，倾向延伸 50-350m 不等。平面上呈两端向南延伸大而中间则呈条带状的“ㄇ”形态。距Ⅲc 矿体底板 25～35m，由 ZK10’02、ZK2322 等 22 个钻孔及大量天井、平巷控制。西部受 F162 逆断层影响，造成矿体产生重复（重叠宽度仅 10m）。矿段止于 31 线，以东矿体尚未封闭。局部地段（ZK2314+1）因矿化不均一而出现无矿天窗（长 140m、宽 140m）。平均品位 13.95×10^{-6}，平均厚度 1.68m。品位变化系数 81.33%，厚度变化系数 29.17%。

Ⅲa 矿体：呈层状-似层状产于灰家堡背斜轴部，赋存于龙潭组第二段底部的层状含泥质砂质生物碎屑灰岩中，距Ⅲb 矿体底板 8～15m，倾向南或北，倾角 5～10°。东西走向长约 800m、倾向延伸 50～330m，平均宽约 220m。西部由于 F162 逆断层影响造成矿体重复（重叠宽度仅 10m）。由 ZK1003、ZK1916 等 32 个钻孔及大量天井、平巷控制。平均品位 17.56×10^{-6}，平均厚度 1.78m。品位变化系数 91.09%，厚度变化系数 42.96%。

Ⅱf 矿体：呈层状-似层状产于灰家堡背斜轴部，赋存于龙潭组第一段顶部的含泥质生物屑砂屑灰岩中，平面上呈透镜状、条带状产出。距Ⅲa 矿体底板 5～11m，倾向南或倾向北，倾角 5～10°。因矿化不均一而分散成三个矿体，其中最大的一个矿体走向长 600m、倾向延伸宽 50～220m，平面上呈条带状展布。另两个矿体则形态复杂。Ⅱf 矿体由 ZK1404、ZK2330 等 20 个钻孔控制。平均品位 14.65×10^{-6}，平均厚度 1.76m。品位变化系数 112.95%，厚度变化系数 58.19%。

Ⅰa 矿体：呈似层状产于灰家堡背斜轴部，赋存于构造蚀变体 Sbt（P_2m与P_3l不整合界面附近）中。东西走向长 500m、南北倾向延伸 630m。矿体形态与 Sbt 形态一致，倾向南或北。由 ZK716+1、ZK2322 等 15 个钻孔控制。平均品位 6.87×10^{-6}，平均厚度 3.11m。品位变化系数 78.64%，

厚度变化系数 122.17%。

3.2.2　断裂型矿体

由 F_{105} 控制的“楼上矿”和龙潭组中由 F_{162}、F_{163}、 F_{164}、 F_{165} 等隐伏的盲断层控制的矿体两部分组成。

“楼上矿”产出于 F_{105} 破碎带及其上盘牵引背斜核部虚脱空间，倾向南，矿体呈透镜状、似层状，因断层遭受强烈剥蚀，矿体分散零星，仅获得部分资源量。

F_{164}、 F_{165}、F_{162}、F_{163} 控制的矿体呈透镜状产出于断层破碎带中，倾南东、倾角 20～45°，矿体具膨大收缩现象，断层切错碳酸盐岩地段，其破碎带变宽，矿体厚大，而切错粘土岩地段，则破碎带变窄，矿体薄甚至局部不可采。F_{162} 由坑道和钻孔控制，F_{163}、 F_{164}、 F_{165} 等由钻孔控制。

3.2.3　小矿体

小矿体位于主要矿体上或下的似层状矿体，单个矿体规模小、品位低、分散，多由单工程控制。容矿岩石有：碳酸盐岩、钙质砂岩。平均品位为 6.29×10^{-6}，总资源/储量为 5895.98Kg，占矿床总资源/储量的 10.78%（表 3-1）。

表 3-1 小矿体特征一览表（据刘建中， 2004）

矿体编号	位　置	岩石类型	形态	规模			品位(g/t)
				长(m)	宽(m)	资源量(kg)	
Ⅲd	距 P_3l^2 顶界 20-26m，距Ⅲc 顶板 24-33m	生物碎屑灰岩	层状	100-550	50-200	1418.42	8.62
Ⅱd	距 P_3l^1 顶界 30m，距Ⅱf 底板 25-30m	钙质砂岩	层状	50-700	50-150	1783.69	5.68
$Ⅲc^{+1}$	距 P_3l^2 顶界 47-50m，距Ⅲc 顶板 6-8m	生物碎屑灰岩	层状	50-70	50-100	341.32	11.47
$Ⅲb^{+1}$	距 P_3l^2 顶界 73-78m，距Ⅲb 顶板 5-8m	生物碎屑灰岩	层状	50-200	50-100	398.82	5.26
Ⅱe	距 P_3l^1 顶界 10-15m，距Ⅱf 顶板 7-10m	生物碎屑灰岩	层状	50-200	50-100	146.70	3.67
Ⅱb	距 P_3l^1 顶界 15-28m，距Ⅱf 顶板 65-78m	钙质砂岩	层状	50-150	50-100	474.58	4.45
Ⅱa	距 Sbt 顶界 4-19m	钙质砂岩	层状	50-200	50-100	799.17	5.35
Ⅲe	距 P_3l^2 顶界 6-10m	生物碎屑灰岩	层状	50	50	7.88	5.21
Ⅳa	距 P_3l^3 底界 6-10m	生物碎屑灰岩	层状	50	50	386.78	12.00
Ⅳb	距 P_3l^3 底界 27m，	生物碎屑灰岩	层状	50	50	33.15	4.45
Ⅳc	距 P_3l^3 底界 37-40m，	生物碎屑灰岩	层状	50	50	56.41	6.46
Ⅴa	距 P_3l^3 底界 1-1.5m	生物碎屑灰岩	层状	50	50	13.95	5.40
Ⅱc	距 P_3l^3 底界 30m	钙质砂岩	层状	50	50	35.11	8.35

3.3 矿石类型

1）矿石自然类型

水银洞金矿的矿石，根据容矿岩性划分， 有：碳酸盐岩型(不纯灰岩)、角砾岩型、钙质砂岩型(钙质砂岩、钙质粉砂岩)、泥岩型等类型。其中，以碳酸盐岩型为主，产于生物碎屑灰岩或生物屑砂屑灰岩矿体中；角砾岩型次之，产于矿床底部 Sbt 中和 F_{162} 和 F_{163} 等断层破碎带中；钙质砂岩型则产于 P_3l^{1} 的小矿体中；泥岩型不是主要类型。

碳酸盐岩型：为矿床最主要的矿石类型，容矿岩石为硅化白云石化生物（碎屑）灰岩或硅化白云石化生物屑砂屑灰岩。该类型矿石厚 1.68m，平均品位 14.74×10^{-6}，金属量 41297.13kg，占矿床总资源/储量的 76.08%，矿石量 2801276t，占矿床总矿石量的 57.51%。

角砾岩型：容矿岩石为角砾状粘土岩、角砾状粉砂岩及角砾状灰岩，该类型矿石产于矿床底部 Sbt 中和 F_{162} 和 F_{163} 等断层破碎带中。该类型矿石厚 3.05m，平均品位 6.62×10^{-6}，金属量 9893.22kg，占矿床总资源/储量的 18.23%，矿石量 1494665t，占矿床总矿石量 30.69%。

钙质砂岩型：容矿岩石为钙质砂岩及钙质粉砂岩，主要为产于 P_3l^{1} 的小矿体。该类型矿石厚 2.14m，平均品位 5.38×10^{-6}，金属量 3092.55kg，占矿床总资源/储量的 5.70%，矿石量 574760t，占矿床总矿石量的 11.80%。

泥岩型：容矿岩石为泥岩、粉砂质泥岩，常产于断裂带附近，大多厚度薄，品位低，为 1.16～35.10×10^{-6}，平均值为 6.73×10^{-6}，变化系数为 113.28%。不是主要矿石类型。

2）矿石工业类型

根据矿石是否被氧化，可分为氧化矿石和原生矿石。主矿体埋藏于地面 150m 以下，全部为原生矿石类型。原生矿石中，金以包裹金形式存在，赋存于微细～超微细粒黄铁矿外缘的含砷黄铁矿环带中，根据矿石加工技术性能研究，属于难选冶硫化物型矿石，需经过高温预氧化后，再氰化堆浸选矿。

3.4 矿石结构构造

1）矿石的结构主要有：自形晶结构、半自形结构、草莓状结构、球状结构、胶状结构、交代结构、假象结构、碎裂结构、骸晶结构、环带结构。

自形晶结构（图版：照片 1，2）：黄铁矿形成立方体、五角十二面体；

毒砂形成菱形、矛形晶，白云石形成自形菱形晶体。

半自形结构（图版：照片 3）：黄铁矿与毒砂呈半自形共生。

草莓状结构（图版：照片 4）：由众多≤0.004mm 的黄铁矿规则或不规则排列堆集而形成的大多≤0.05mm 的草莓状黄铁矿。一般形成一粒莓状黄铁矿需要≥9000 粒更小的五角十二面体或球形黄铁矿。

球状结构（图版：照片 5）：胶状黄铁矿形成黄铁矿球形胶粒，球粒大小 0.004～0.06mm，多以 0.02～0.04mm 为主。常可见部分球状黄铁矿为 2 个阶段或多阶段形成，可见不十分清晰的环带结构。

胶状结构（图版：照片 6）：胶状黄铁矿与有机质胶粒形成多种组合形态。一种是有机质胶粒为内核，外面形成一层西瓜皮状胶状黄铁矿；一种为先形成内核，紧接着形成有机质环带，其外又形成胶状黄铁矿环带。

交代结构（图版：照片 7）：黄铁矿交代砂砾、生物碎屑等。毒砂交代生物碎屑，白云石、石英交代方解石等。

环带结构（图版：照片 8）：黄铁矿的自形晶常常具有明显的环带结构，具有 1～3 条环线。

2）矿石构造主要有：星散浸染状构造、密集浸染状构造、缝合线构造、脉（网脉）状构造、似晶洞状构造、生物遗迹构造、条纹状构造、显微环带构造等。

星散浸染状构造（图版：照片 9）：黄铁矿、毒砂在矿石中呈星散浸染状分布，颗粒极细，一般肉眼不可见。

密集浸染状构造（图版：照片 10）：黄铁矿呈密集浸染状局部大量集中分布。

脉（网脉）状构造（图版：照片 11，12）：方解石、黄铁矿、石英、高岭石、雄（雌）黄、等呈脉状、网脉状充填于岩石的节理裂隙中。

似晶洞状构造（图版：照片 13）：黄铁矿沿砾状矿物表面生长，将矿物包裹，形成类似晶洞的构造。方解石被白云石交代形成的空洞或方解石溶蚀而形成的空洞，空洞内形成石英、萤石、雄黄（极少）、辰砂（偶见）。

生物遗迹构造（图版：照片 14）：黄铁矿、石英、方解石、白云石交代并充填某些生物遗迹。

条纹状构造（图版：照片 15）：黄铁矿密集呈条纹状分布。

环带状构造（图版：照片 16）：热液期黄铁矿往往形成含砷黄铁矿环带而具显微环带状构造，而金则赋存于含砷黄铁矿环带中，其内核则无含金显示。

3）矿物嵌布特征及其嵌镶类型

根据矿物的粒度及其分布情况可知，矿石属细-微粒极不等粒嵌布。根据矿物之间的相对粒度的大小、空间关系和接触面形态特征，矿石可分为三种嵌镶类型：（1）包裹嵌镶型（金呈超显微单质金形式包裹于黄铁矿中）；（2）皮膜嵌镶型（黄铁矿呈薄膜状分布于硅化白云石化生物化石表面）；（3）不规则毗邻嵌镶型（白云石交代方解石、黄铁矿局部受毒砂交代、石英和白云石交代生物碎屑等）。

黄铁矿：局部与毒砂形成简单连晶，并受毒砂部分交代，可单独交代生物碎屑，也可与毒砂或与石英共同交代生物碎屑。

毒砂：在矿石中局部分布，自形晶菱形、针状晶发育，可单独分布在脉石中，比较多地与黄铁矿紧密共生，易与黄铁矿形成简单的（主要）、复杂的（次要）连晶，毒砂也被晚期形成的方解石包含。

自然金：呈超显微单质金赋存于含砷黄铁矿环带中。

白云石：多以自形菱面体形态出现，自身广泛交代泥晶方解石或生物碎屑。

3.5 矿石物质组分

3.5.1 矿石的矿物成分

矿石中的矿石矿物有：黄铁矿、毒砂、辉锑矿（偶见）、辰砂（偶见）、雄黄（偶见）。脉石矿物：以方解石、白云石、石英、萤石较常见，高岭石、水云母、绢云母、海绿石、有机炭、变质沥青含量较少。对其中的与成矿关系密切的矿物，描述如下：

黄铁矿：占矿石矿物 90%以上，形态多样，有它形晶、莓状晶、球形晶、立方体晶、十二面体晶形等。颗粒细小，一般 0.001～0.05mm，少数立方体黄铁矿粒径可达 0.2mm，黄铁矿集合体最大可达 0.4mm。莓状体黄铁矿莓粒与组成莓粒的单体十二面体黄铁矿体积之比大约 125～550 倍，而球体黄铁矿球体与组成球体的单个黄铁矿胶体的体积比达 1000 倍。黄铁矿主要呈浸染状分布，次呈细脉状、条带状、透镜状分布。沉积期黄铁矿多呈自形立方体或五角十二面体晶，粒度较大，多呈条带（纹）状产出；热液期黄铁矿颗粒细小，肉眼难以见及，以它形粒状为主，呈浸染状产出。矿石中不同粒级黄铁矿的粒度比和重量比，见表 3-3。

毒砂：呈自形菱面体、枣核形、矛状、针状等形态，多与黄铁矿形成连晶或在草莓状黄铁矿上生长，含量较少，不超过 1%，颗粒细小，粒

径全部在 0.02mm 以下，肉眼难以见及。据电子探针波谱扫描，金与毒砂

表 3-2 矿石中黄铁矿粒度比和重量比（据刘建中等，2004）

粒级（mm）	粒度比	重量比
0.2～0.1	0.65%	27.13%
0.1～0.074	1.30%	35.28%
0.074～0.043	11.36%	11.80%
＜0.043	86.69%	28.49%

的关系较明显，显示了较好的含金性。呈自形菱面体、枣核形、矛状、针状等形态，常与黄铁矿共生。

辉锑矿：呈自形半自形针状、脉状、网脉状、浸染状产于断裂破碎带及构造蚀变体（Sbt）中，含量很少，少于 1%。

雄（雌）黄：呈半自形粒状或呈浸染状产于断裂破碎带中，含量很少，少于 1%。

辰砂：呈自形半自形粒状充填于岩石节理裂隙中，或呈微细浸染状交代岩石，含量很少，少于 1%。

白云石：经微化学分析证实为（含）铁白云石，在岩石中呈填隙（胶结）物和碎屑（玄武岩岩屑）次生蚀变矿物产出。颗粒细小，呈自形菱面体产出。自形白云石亮晶交代泥晶方解石。白云石粒度在 0.01～0.05mm 之间。矿石中不同粒级白云石的粒度比和重量比，见表 3-3。

表 3-3 矿石中白云石粒度比和重量比（据刘建中等，2004）

粒级（mm）	粒度比（%）	重量比（%）
0.074～0.043	9.65	72.83
＜0.043	90.35	27.17

方解石：主要呈脉状充填于岩石的节理裂隙中，局部出现方解石呈团块状。多呈细小的半自形他形粒状，少数呈细小自形晶产出。

石英：颗粒细小，呈斑块状、细脉状充填于溶蚀孔洞，或呈半自形他形粒状分布于溶蚀孔洞中及生物化石表面或交代生物碎屑呈交代矿物存在。

萤石：见于 Sbt 中，呈自形半自形粒状交代岩石，常呈晶簇状产于断层或裂隙。

根据野外观察及镜下观察，矿物生成顺序为：粉砂屑（石英为主、次为黄铁矿）-碳酸盐化（方解石、白云石）-硅化（新生石英、玉髓）-弱白云石化-硫化矿化（黄铁矿、毒砂）-粘土化（高岭石、水云母）。

3.5.2 岩矿石的化学成分

1）岩矿石的常量元素

（1）本文采取灰岩矿石、砂岩矿石、灰岩、砂岩各 2 件，共 8 件，做全分析（表 3-4）。

表 3-4 水银洞金矿床岩矿石全分析结果表（单位：%）

编号	名称	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	Fe_2O_3	FeO	TiO2	K_2O	Na_2O	P_2O_5	MnO	S	CO_2	loss
SYD002	灰岩矿石	12.82	0.28	25.61	14.75	2.90	4.23	0.025	0.046	0.070	0.044	0.33	1.84	36.28	38.21
SYD004	灰岩	13.53	0.19	27.53	15.50	0.21	3.03	0.022	0.031	0.090	0.039	0.15	0.23	38.69	39.11
SYD014	灰岩矿石	12.58	0.21	29.33	13.97	1.05	2.30	0.021	0.037	0.020	0.048	0.21	0.65	38.30	39.19
SYD029	砂岩矿石	65.86	0.66	9.36	4.78	1.64	1.68	0.093	0.12	0.13	0.17	0.24	1.16	13.29	14.62
SYD054	砂岩矿石	34.72	5.39	16.15	6.69	2.67	6.40	0.99	1.04	0.20	0.21	0.21	1.84	22.10	24.08
SYD055	砂岩	24.15	6.84	26.95	2.81	0.83	6.63	1.17	1.26	0.30	0.18	0.099	0.20	25.87	28.00
SYD057	灰岩	32.53	7.88	16.88	3.30	1.40	8.38	1.57	0.42	0.33	0.19	0.25	0.54	22.45	25.46
SYD058	砂岩	39.08	11.03	7.58	4.11	1.24	11.12	2.65	0.76	0.82	0.34	0.18	0.46	13.34	19.80

水银洞金矿床矿石中 SiO_2 含量 12.58～65.86%，平均 31.50%；MgO 含量 4.78～14.75%，平均 10.05%；Fe_2O_3 含量 1.05～2.90%，平均 2.07%；FeO 含量 1.68～6.40%，平均 3.65%；S 含量 0.65～1.84%，平均 1.37%。

岩石中 SiO_2 含量 13.53～39.08%，平均 27.32%；MgO 含量 2.81～15.50%，平均 6.43 %；Fe_2O_3 含量 0.21～1.40%，平均 0.92%；FeO 含量 3.03～11.12%，平均 7.29；S 含量 0.20～0.54%，平均 0.36%。

总体来看，矿石与岩石相对比，具有较高的硅、镁、三价铁、硫等元素含量，而一价铁含量较低。硅含量高反应了硅化与金矿化的密切关系；较高的镁反映了玄武质火山碎屑遇水淋滤白云石化这一过程；硫含量明显增高，表明金矿化与黄铁矿化关系极为密切；三价铁明显较高而一价铁相对较低，表明滨海、浅海沉积层有利于富集成矿，而深海还原环境不利于富集成矿。

灰岩矿石与砂岩矿石相比，灰岩矿石中 CaO、MgO、CO_2 、MnO 等含量较高，而 SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、TiO_2、K_2O、Na_2O、P_2O_5、S 等含量较低，这主要是由于原岩岩性的差异的原因。同时，砂岩矿石具有较高的 SiO_2、Fe_2O_3、FeO、S，也反映出砂岩矿石的硅化、黄铁矿化较强。

岩矿石 Na_2O 含量偏低，K_2O 偏高，与一般海相沉积相比，该特征可能反映了矿床沉积时接受了大量的陆源碎屑沉淀（赵澄林， 2001）。与正常灰岩相比较，水银洞金矿矿石中铝钾含量高，可能表明其中含有一定量的粘土矿物；硅含量高可能与硅化及粘土矿物有关；镁含量高可能与矿石具白云石化有关；铁含量高可能与黄铁矿化有关。所以，矿石的化学成分反映出灰岩与成矿热液相互作用，导

致硅化、白云石化、黄铁矿化和粘土化并使金富集其中，由此使灰岩完成了由岩石成为金矿石的转变（夏勇，2005 ）。

2）*岩矿石的微量元素*

（1）岩、矿石微量元素对比研究

本文采取灰岩矿石、砂岩矿石、灰岩、砂岩各 2 件，共 8 件，做微量元素分析（表 3-5），并根据测试数据作相关参数计算（表 3-6），分析项目为 Li、Be、Sc、V、Cr、Mn-55、Co-59、Ni、Cu、Zn、Ga、Rb、Sr、Y、Ag、Cd、In、Cs、Ba。

矿石中 Ag 含量 0.35～2.70×10^{-6}，平均 1.29×10^{-6}；Mn 含量 926.48～1986.23×10^{-6}，平均 1420.19×10^{-6}；In 含量 0.04～0.15×10^{-6}，平均 0.07×10^{-6}。岩石中 Ag 含量 0.48～0.78×10^{-6}，平均 0.65×10^{-6}；Mn 含量 592.82～1558.91×10^{-6}，平均 1007.75×10^{-6}；In 含量 0.05～0.08×10^{-6}，平均 0.06×10^{-6}。

总体来看，矿石与岩石相对比，具有较高的 Ag、Mn、In 元素含量，而元素 Li、Be、Sc、V、Cr、Co、Ni、Cu、Zn、Ga、Rb、Sr、Y、Cd、Cs、Ba 则含量较低（图 3-3）。

表 3-5 水银洞金矿床岩矿石微量元素分析结果表（单位：10^{-6}）

编号	岩石	Li	Be	Sc	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Ag	Cd	In	Cs	Ba
SYD002	灰岩矿石	1.41	0.35	1.34	12.53	25.81	1986.23	1.27	4.86	23.89	261.10	1.33	1.73	464.15	9.09	2.70	4.81	0.15	0.17	21.03
SYD014	灰岩矿石	1.62	0.24	0.11	5.75	15.02	926.48	0.49	2.73	12.95	57.35	1.14	0.65	407.21	2.48	0.35	0.56	0.05	0.18	27.40
SYD029	砂岩矿石	3.83	0.09	3.16	26.34	32.01	1483.37	2.68	11.40	42.83	113.99	2.04	2.96	66.71	9.13	1.01	1.81	0.04	0.26	16.96
SYD054	砂岩矿石	1.75	0.71	9.44	134.75	121.13	1284.68	14.59	63.47	36.14	110.14	11.91	25.77	381.30	19.02	1.09	3.33	0.04	2.47	89.49
SYD055	硅质灰岩	6.32	1.24	8.38	136.21	106.32	592.82	16.70	72.69	55.87	160.55	14.67	32.29	800.84	16.05	0.48	4.01	0.05	4.44	219.91
SYD004	灰岩	1.23	0.26	0.30	5.03	15.13	743.23	0.46	4.43	9.73	150.86	0.74	1.18	593.13	2.24	0.78	2.70	0.07	0.14	16.61
SYD057	钙质砂岩	23.88	1.28	8.60	124.67	81.10	1558.91	18.38	76.97	78.59	200.80	15.90	11.04	653.12	12.24	0.57	2.59	0.05	2.26	246.18
SYD058	砂岩	180.30	2.02	17.19	246.12	258.17	1136.06	22.79	144.95	84.13	301.10	22.85	19.27	421.32	24.54	0.76	7.19	0.08	4.31	274.70

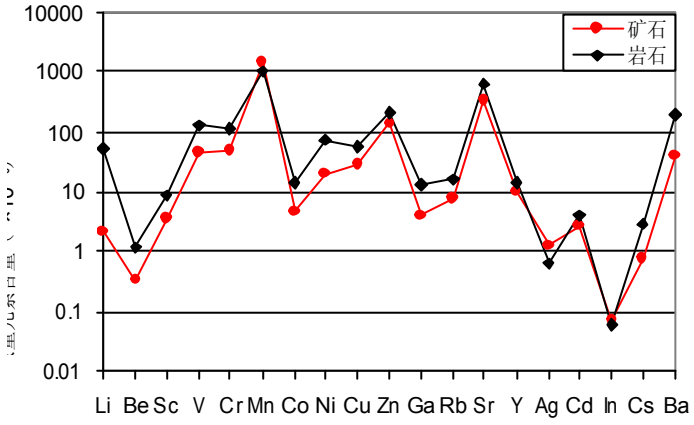


图 3-3 水银洞金矿床岩、矿石微量元素平均值对数图

（2）矿石中 Au 与 Cu、Zn、As、Sb、Tl、Bi、Sn 相关性分析

①各种类型矿石样品共 63 件，从钻孔（ZK002、ZK720）和部分坑道中选取。

对 Au 与 Cu、Zn、As、Sb、Tl、Bi、Sn 元素含量做统计分析（表 3-6）、Au 与其余元素分别作线性相关性分析（表 3-7）和回归效果检验（表 3-8）。

表 3-6 水银洞金矿床部分矿石成矿元素统计分析表

项目	Au	Cu	Zn	As	Sb	Tl	Bi	Sn
平均	11.72	115.63	118.78	3925.41	114.43	30.75	0.057	3.89
标准差	11.96	202.48	137.70	5404.04	195.98	90.72	0.039	7.47
最小值	1.06	2.52	8.27	98.86	4.77	0.47	0.001	0.26
最大值	48.40	1346.67	838.80	23562.86	1163.99	565.79	0.160	38.44
变化系数	102.03	175.11	115.93	137.67	171.27	295.03	68.11	191.93

注：原始测试数据据夏勇（2005），含量单位为 10^{-6}，变化系数单位为%。

从表 3-6 可见，矿石中 Au 的含量变化较大，为 1.06～48.40×10^{-6}，平均值为 11.72×10^{-6}，变化系数为 102.03%。从表 3-11 可见，Au 与 As、Sb 的相关性较好。As 的含量范围为 98.86～23562.86×10^{-6}，平均值为 3925.41×10^{-6}，变化系数为 137.67%。Sb 的含量范围为 4.77～1163.99×10^{-6}，平均值为 114.43×10^{-6}，变化系数为 171.27%。

表 3-7 水银洞金矿床部分矿石成矿元素相关系数(R) 表

R	Au	Cu	Zn	As	Sb	Tl	Bi
Cu	-0.2365	1					
Zn	-0.2089	0.7865	1				
As	-0.2908	0.5089	0.2985	1			
Sb	-0.2520	-0.0231	-0.0116	0.4313	1		
Tl	-0.1626	-0.0380	0.0028	0.5404	0.8227	1	
Bi	-0.1251	-0.1311	0.0310	0.1585	0.4259	0.3482	1
Sn	-0.1544	-0.0256	0.0433	0.3825	0.6907	0.7802	0.2681

表 3-8 水银洞金矿床部分矿石成矿元素回归效果（u）检验表

u	Au	Cu	Zn	As	Sb	Tl	Bi
Cu	3.61						
Zn	2.78	98.92					
As	5.63	21.31	5.97				
Sb	4.14	0.03	0.01	13.94			
Tl	1.66	0.09	0.00	25.16	127.72		
Bi	0.97	1.07	0.06	1.57	13.52	8.41	
Sn	1.49	0.04	0.11	10.46	55.65	94.88	4.73

注：$u=R^2/(1-R^2)*(n-m-1)$，n=63,m=1；$u_{0.05}$=4.00，$u_{0.01}$=7.08（四川矿业学院数学教研组，1978）

从表 3-7、表 3-8 可见，Au 与其它元素均成负相关，其中与 As、Sb 回归效

果较好，置信度在 95%～99%之间，Au 与 Cu、Zn、Tl、Bi、Sn 回归效果置信度均小于 95%，回归效果不显著。Au 与 As 的相关系数 R_{Au-As}=-0.2908，回归效果检验值 u_{Au-As}=5.63，查 F 分布表得 $u_{0.05}$=4.00，$u_{0.01}$=7.08，$u_{0.05}<u_{Au-As}<u_{0.01}$，由此可知，Au 与 As 回归效果较好，置信度在 95%～99%之间（图 3-4）。Au 与 Sb 的相关系数 R_{Au-Sb}=-0.2520，回归效果检验值 u_{Au-Sb}=4.14，$u_{0.05}<u_{Au-Sb}<u_{0.01}$，可知 Au 与 Sb 回归效果较好，置信度在 95%～99%之间（图 3-5）。

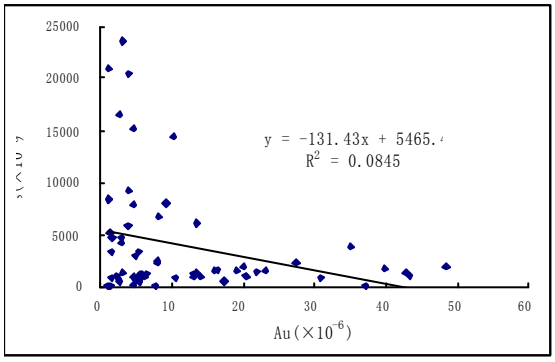


图 3-4 矿石 Au-As 元素散点图

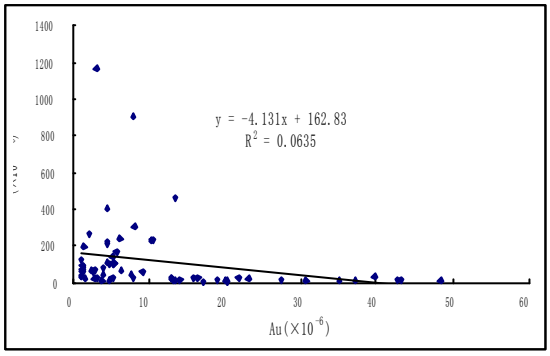


图 3-5 矿石 Au-Sb 元素散点图

②碳酸盐岩型矿石样品，共 20 件。

在碳酸盐岩型矿石中（表 3-9），Au 的含量变化较大，为 4.82～48.40×10^{-6}，平均值为 21.82×10^{-6}，变化系数较小，为 59.27%。从表 3-10 可见，Au 与 As、Sn 的相关性较好。As 的含量范围为 554.62～3346.55×10^{-6}，平均值为 1516.27×10^{-6}，变化系数为 48.95%。Sn 的含量范围为 0.26～5.10×10^{-6}，平均值为 1.34×10^{-6}，变化系数为 98.80%。

表 3-9 水银洞金矿床碳酸盐岩型矿石成矿元素统计分析表

项目	Au	Cu	Zn	As	Sb	Tl	Bi	Sn
平均	21.82	42.73	83.58	1516.27	18.41	1.96	0.042	1.34
标准差	12.93	62.41	102.71	742.22	8.17	0.98	0.033	1.32
最小值	4.82	2.52	8.27	554.62	4.77	0.47	0.001	0.26
最大值	48.40	293.42	410.62	3346.55	35.38	4.38	0.126	5.10
变化系数	59.27	146.08	122.89	48.95	44.41	50.02	76.93	98.80

注：原始测试数据据夏勇（2005）含量单位为 10^{-6}，变化系数单位为%。

表 3-10 水银洞金矿床碳酸盐岩型矿石成矿元素相关系数(*R*) 表

R	Au	Cu	Zn	As	Sb	Tl	Bi
Cu	-0.1500	1					
Zn	-0.2287	0.1651	1				
As	-0.2531	0.1244	0.0618	1			
Sb	-0.1192	0.4028	0.4073	0.3555	1		
Tl	0.2186	0.0015	0.2623	0.3131	0.7359	1	
Bi	0.0802	0.0152	0.7004	0.2459	0.7627	0.7329	1
Sn	-0.3921	0.1002	0.5952	0.2389	0.6239	0.5215	0.6598

表 3-11 水银洞金矿床 碳酸盐岩型矿石成矿元素回归效果（u）检验表

u	Au	Cu	Zn	As	Sb	Tl	Bi
Cu	0.41						
Zn	0.99	0.50					
As	1.23	0.28	0.07				
Sb	0.26	3.49	3.58	2.60			
Tl	0.90	0.00	1.33	1.96	21.27		
Bi	0.12	0.00	17.33	1.16	25.04	20.89	
Sn	3.27	0.18	9.88	1.09	11.47	6.72	13.88

注：$u=R^2/(1-R^2)*(n-m-1)$，n=20,m=1；$u_{0.05}$=4.41，$u_{0.01}$=8.28（四川矿业学院数学教研组，1978）

从表 3-10、表 3-11 可见，在碳酸盐岩型矿石中，Au 与 Cu、Zn、As、Sb 负相关，与 Tl、Bi 正相关，但相关程度均很低，回归效果均不显著，置信度在 95%以下。

③泥岩型矿石样品（砂岩、角砾岩、硅质岩等样品数较少，统计意义不大），共 24 件。

在泥岩型矿石中（表 3-12）， Au 的含量变化较大，为 1.16～35.10×10^{-6}，平均值为 6.73×10^{-6}，变化系数为 113.28%。从表 3-16 可见，Au 与 Zn、Cu 的相关性较好。Zn 的含量范围为 39.89～838.80×10^{-6}，平均值为 183.40×10^{-6}，变化系数为 98.10%。Cu 的含量范围为 15.94～1346.67×10^{-6}，平均值为 219.78×10^{-6}，变化系数为 133.88%。

表 3-12 水银洞金矿床泥岩型矿石成矿元素统计分析表

项目	Au	Cu	Zn	As	Sb	Tl	Bi	Sn
平均	6.73	219.78	183.40	7458.62	204.59	62.83	0.07	5.94
标准差	7.63	294.25	179.91	7225.20	284.02	135.68	0.04	9.11
最小值	1.16	15.94	39.89	98.86	11.16	0.66	0.01	0.43
最大值	35.10	1346.67	838.80	23562.86	1163.99	565.79	0.16	38.01
变化系数	113.28	133.88	98.10	96.87	138.82	215.95	58.29	153.32

注：注：原始测试数据据夏勇（2005）含量单位为 10^{-6}，变化系数单位为%。

表 3-13 水银洞金矿床泥岩型矿石成矿元素相关系数(R) 表

R	Au	Cu	Zn	As	Sb	Tl	Bi
Au	1						
Cu	-0.2480	1					
Zn	-0.2614	0.8428	1				
As	-0.2261	0.3924	0.1402	1			
Sb	-0.0933	-0.2130	-0.1726	0.3257	1		
Tl	-0.0864	-0.1824	-0.1180	0.4908	0.8189	1	
Bi	-0.0439	-0.4916	-0.4675	-0.0336	0.4376	0.4020	1
Sn	-0.0185	-0.1806	-0.0934	0.3131	0.7684	0.7908	0.3626

表 3-14 水银洞金矿床泥岩型矿石成矿元素回归效果（u）检验表

u	Au	Cu	Zn	As	Sb	Tl	Bi
Cu	1.44						
Zn	1.61	53.96					
As	1.19	4.00	0.44				
Sb	0.19	1.05	0.68	2.61			
Tl	0.17	0.76	0.31	6.98	44.79		
Bi	0.04	7.01	6.15	0.02	5.21	4.24	
Sn	0.01	0.74	0.19	2.39	31.72	36.73	3.33

注：$u=R^2/(1-R^2)*(n-m-1)$，n=24,m=1；$u_{0.05}$=4.30，$u_{0.01}$=7.94（四川矿业学院数学教研组，1978）

从表 3-13、表 3-14 可见，在泥岩型矿石中，Au 与其它元素均呈负相关，但相关程度均很低，回归效果均不显著，置信度在 95%以下。

综上①、②、③所述，矿石中金的品位变化较大，为 1.06～48.40×10^{-6}， Au 与 As、Sb 的相关性较好。碳酸盐岩型矿石品位较高，平均值为 21.82×10^{-6}，含量也较稳定，变化系数为 59.27%。泥岩型矿石品位较低，平均值为 6.73×10^{-6}，变化也较大，变化系数为 113.28%。Au 与主要成矿元素均呈负相关，线性相关度均不高，相对而言，与 As、Sb、Tl 关系较为密切。

3）*岩矿石的稀土元素*

稀土元素在矿床研究中的应用仍处于开拓、积累阶段。国外从 20 世纪 60 年代开始研究稀土元素的丰度和分配，由于稀土元素是一个特殊的“元素族”，不同地质环境形成的稀土总量及各个元素含量均不尽相同，其运动规律和组合规律是一定地质与物理化学条件的反映。稀土元素由于具有相似的原子结构及地球化学性质，在地质作用中，往往以“整体”运移。同时，也可由于外界条件的变化，元素间细微差异而发生一定程度的“分馏”。因此，可以把稀土元素作为成岩成矿地球化学作用的“指示剂”或“示踪剂”，用以探讨矿床成因、判断赋矿岩石形成的构造背景及物质来源，确定成岩成矿地质时代和分析地壳演化的历史及矿产形成过程（温春齐，2008）。

本次研究分析了区内灰岩型矿石、砂岩型矿石、灰岩、砂岩各 2 件，共 8 件样品的稀土元素组成，分析结果及相关参数见表 3-15，表 3-16。稀土元素数据标准化，采用 Anders E. 和 Grevese N.（1989）提出的 C1 球粒陨石值作标准，各种岩、矿石类型的稀土元素标准化配分型式，见图 3-6～图 3-11。稀土总量、轻重稀土比值，La/Yb 及其标准化比值，Ce、Eu 异常等参数见表 3-19。分析研究表明，全部岩矿石样品稀土分配型式均为右倾，轻稀土相对富集； Eu、Ce 异常以负异常为主；不同岩、矿石类型的稀土参数及组成上又各有其不同的特征，下面按岩、矿石类型加以说明。

表 3-15 水银洞金矿床岩矿石稀土元素分析结果表（单位：10^{-6}）

编号	名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
SYD002	灰岩型矿石	6.497	8.673	1.421	5.921	1.205	0.414	1.553	0.221	1.312	0.268	0.592	0.092	0.550	0.077	9.092
SYD014	灰岩型矿石	1.370	1.771	0.334	1.298	0.307	0.125	0.457	0.068	0.389	0.076	0.172	0.026	0.161	0.022	2.478
SYD029	砂岩型矿石	4.799	5.446	0.903	3.721	0.998	0.378	1.797	0.285	1.652	0.328	0.841	0.131	0.805	0.116	9.129
SYD054	砂岩型矿石	26.230	47.524	6.885	27.732	5.472	1.420	5.847	0.772	3.960	0.728	1.675	0.262	1.617	0.227	19.016
SYD055	硅质灰岩	25.730	51.320	6.955	27.947	5.155	1.369	5.386	0.712	3.612	0.662	1.490	0.233	1.473	0.206	16.051
SYD004	灰岩	1.531	2.111	0.358	1.407	0.303	0.098	0.390	0.059	0.314	0.066	0.166	0.025	0.137	0.022	2.244
SYD057	钙质砂岩	24.715	56.004	7.112	29.806	5.578	1.734	5.609	0.671	3.089	0.525	1.096	0.171	1.081	0.142	12.239
SYD058	砂岩	36.713	89.481	10.554	44.093	8.659	2.445	9.188	1.162	5.851	1.067	2.490	0.390	2.519	0.359	24.541

表 3-16 水银洞金矿床岩矿石稀土元素参数特征表

编号	岩石	ΣREE	LREE/HREE	La/Yb	(La/Yb)cn	δEu	δCe	Eu/Sm
SYD002	灰岩矿石	28.796	5.172	11.813	8.179	0.919	0.659	0.344
SYD014	灰岩矿石	6.576	3.797	8.509	5.892	1.012	0.613	0.407
SYD029	砂岩矿石	22.200	2.728	5.961	4.128	0.848	0.590	0.379
SYD054	砂岩矿石	130.351	7.639	16.221	11.231	0.758	0.834	0.260
SYD055	硅质灰岩	132.250	8.601	17.468	12.094	0.783	0.907	0.266
SYD004	灰岩	6.987	4.928	11.175	7.737	0.866	0.664	0.323
SYD057	钙质砂岩	137.333	10.090	22.863	15.830	0.932	1.003	0.311
SYD058	砂岩	214.971	8.336	14.574	10.091	0.827	1.079	0.282

（1）矿石与岩石相对比（图 3-6，3-7；表 3-16）：

①矿石的稀土总量、轻稀土含量、重稀土含量和轻重稀土比值均较低；Eu 负异常较弱，Ce 负异常较明显。

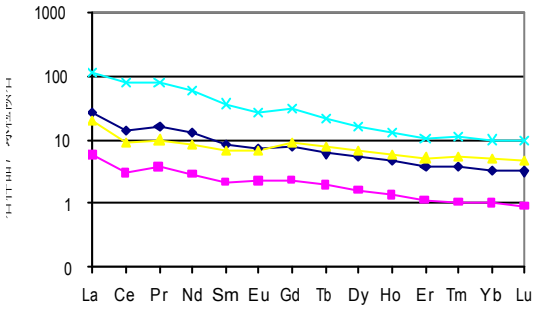


图 3-6 矿石稀土分布型式图

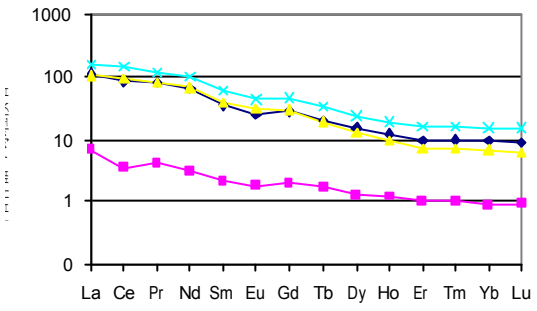


图 3-7 岩石稀土分布型式图

矿石：稀土总量 6.576～130.351×10^{-6}，平均 46.981×10^{-6}；轻稀土含量 5.205～115.263×10^{-6}，平均 40.211×10^{-6}；重稀土含量 1.371～15.088×10^{-6}，平均 6.770×10^{-6}；轻重稀土比值 2.728～7.639，平均 4.834；δEu 值 0.758～1.012，平均 0.884；δCe 值 0.590～0.834，平均 0.674。

岩石：稀土总量 6.987～214.971×10^{-6}，平均 122.885×10^{-6}；轻稀土含量

5.808～191.945×10^{-6}，平均 110.295×10^{-6}；重稀土含量 1.179～23.026×10^{-6}，平均 12.591×10^{-6}；轻重稀土比值 4.928～10.090，平均 7.989；δEu 值 0.783～0.932，平均 0.852；δCe 值 0.664～1.079，平均 0.913。

②灰岩矿石与灰岩相比（图 3-8，3-9；表 3-16）：

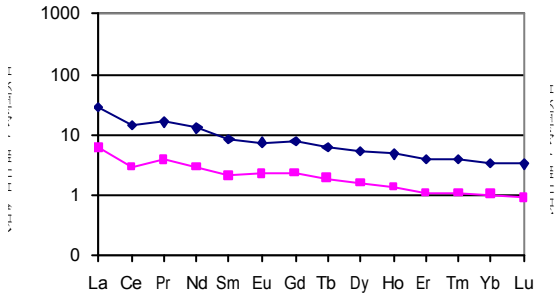


图 3-8 灰岩矿石稀土分布型式图

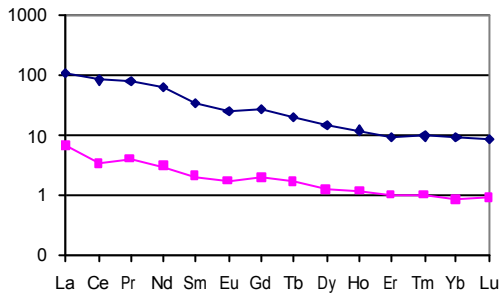


图 3-9 灰岩稀土分布型式图

灰岩矿石的稀土总量、轻稀土含量、重稀土含量和轻重稀土比值均较低；Eu 负异常较弱，Ce 负异常较明显。

灰岩矿石：稀土总量 6.576～28.796×10^{-6}，平均 17.686×10^{-6}；轻稀土含量 5.205～24.131×10^{-6}，平均 14.668×10^{-6}；重稀土含量 1.371～4.665×10^{-6}，平均 3.018×10^{-6}；轻重稀土比值 3.797～5.172，平均 4.484；δEu 值 0.919～1.012，平均 0.965；δCe 值 0.613～0.659，平均 0.636。

灰岩：稀土总量 6.987～132.250×10^{-6}，平均 69.619×10^{-6}；轻稀土含量 5.808～118.476×10^{-6}，平均 62.142×10^{-6}；重稀土含量 1.179～13.774×10^{-6}，平均 7.477×10^{-6}；轻重稀土比值 4.928～8.601，平均 6.765；δEu 值 0.783～0.866，平均 0.824；δCe 值 0.664～0.907，平均 0.785。

③砂岩矿石和砂岩相比（图 3-10，图 3-11，表 3-16）：

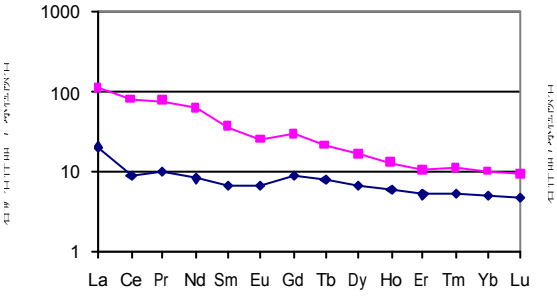


图 3-10 砂岩矿石稀土分布型式图

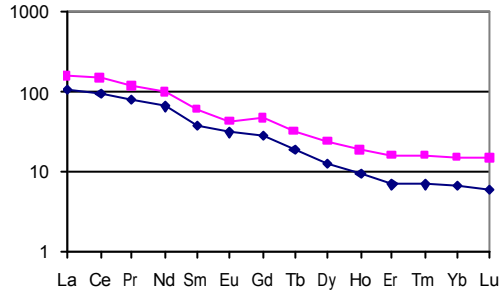


图 3-11 砂岩稀土分布型式图

砂岩矿石的稀土总量、轻稀土含量、重稀土含量和轻重稀土比值均较低；Eu 负异常较明显，Ce 负异常较明显。

砂岩矿石：稀土总量 22.200～130.351×10^{-6}，平均 76.275×10^{-6}；轻稀土含

量 16.245～115.263×10^{-6}，平均 65.754×10^{-6}；重稀土含量 5.955～15.088×10^{-6}，平均 10.521×10^{-6}；轻重稀土比值 2.728～7.639，平均 5.184；δEu 值 0.758～0.848，平均 0.803；δCe 值 0.590～0.834，平均 0.712。

砂岩：稀土总量 137.333～214.971×10^{-6}，平均 176.152×10^{-6}；轻稀土含量 124.949～191.945×10^{-6}，平均 158.447×10^{-6}；重稀土含量 12.384～23.026×10^{-6}，平均 17.705×10^{-6}；轻重稀土比值 8.336～10.090，平均 9.213；δEu 值 0.827～0.932，平均 0.879；δCe 值 1.003～1.079，平均 1.041。

（2）灰岩矿石与砂岩矿石相比（图 3-8，3-10；表 3-16）：

灰岩矿石的稀土总量、轻稀土含量、重稀土含量和轻重稀土比值均较低；Eu 负异常较弱，Ce 负异常较明显。

灰岩矿石：稀土总量 6.576～28.796×10^{-6}，平均 17.686×10^{-6}；轻稀土含量 5.205～24.131×10^{-6}，平均 14.668；重稀土含量 1.371～4.665×10^{-6}，平均 3.018×10^{-6}；轻重稀土比值 3.797～5.172，平均 4.484；δEu 值 0.919～1.012，平均 0.965；δCe 值 0.613～0.659，平均 0.636。

砂岩矿石：稀土总量 22.200～130.351×10^{-6}，平均 76.275×10^{-6}；轻稀土含量 16.245～115.263×10^{-6}，平均 65.754×10^{-6}；重稀土含量 5.955～15.088×10^{-6}，平均 10.521×10^{-6}；轻重稀土比值 2.728～7.639，平均 5.184；δEu 值 0.758～0.848，平均 0.803；δCe 值 0.590～0.834，平均 0.712。

（3）灰岩与砂岩相比（图 3-9，3-11；表 3-16）：

灰岩矿石的稀土总量、轻稀土含量、重稀土含量和轻重稀土比值均较低；Eu 负异常较明显，Ce 负异常较明显。

灰岩：稀土总量 6.987～132.250×10^{-6}，平均 69.619×10^{-6}；轻稀土含量 5.808～118.476×10^{-6}，平均 62.142×10^{-6}；重稀土含量 1.179～13.774×10^{-6}，平均 7.477×10^{-6}；轻重稀土比值 4.928～8.601，平均 6.765；δEu 值 0.783～0.866，平均 0.824；δCe 值 0.664～0.907，平均 0.785。砂岩：稀土总量 137.333～214.971×10^{-6}，平均 176.152×10^{-6}；轻稀土含量 124.949～191.945×10^{-6}，平均 158.447×10^{-6}；重稀土含量 12.384～23.026×10^{-6}，平均 17.705×10^{-6}；轻重稀土比值 8.336～10.090，平均 9.213；δEu 值 0.827～0.932，平均 0.879；δCe 值 1.003～1.079，平均 1.041。

综上（1）、（2）、（3）所述，稀土总量、轻稀土含量、重稀土含量和轻重稀土比值等参数，矿石比岩石低，灰岩矿石比砂岩矿石低，灰岩比砂岩低。Eu、Ce 为弱负异常或无明显异常。

4）*矿石的有益、有害组分评述*

不同类型的矿石的化学成分有所差异，但其有用组分除 Au 外，其它如 Ag（最高值 46×10^{-6}，最低值 0.28×10^{-6}）、Sb、Cu、Zn、Pb 等有益元

素含量甚微，不具综合利用价值。有害元素如 Tl、Hg 等含量甚微，不会造成对环境的影响，符合国家的环保标准。矿石中 As 平均含量 0.40%，选冶过程中会有一定的影响，需采用高温预氧化选矿工艺。

3.6　载金矿物及金的赋存状态

对主要矿石类型碳酸盐岩型矿石作物相分析（表 3-17）：

表 3-17 水银洞金矿矿石物相分析结果表（单位：$\times 10^{-6}$）

样号	总金量	游离金	碳酸盐	硫化物	硅酸盐
1	20.28	0.80	0.16	17.28	2.06
2	17.54	0.94	0.06	14.38	1.62
3	22.99	0.96	0.10	19.38	2.32
4	30.06	1.69	0.14	25.99	3.00
平均金分配率（%）		4.78	0.50	84.50	9.88

据刘建中（2004）

游离金占 4.78%，包裹金占 95.22%，其中硫化物金的分配率为 84.5%，硅酸盐矿物金的分配率为 9.88%，碳酸盐矿物金的分配率为 0.5%，其他成分金的分配率为 0.34%，说明金主要呈包裹金形式存在，硫化物为金的最主要载体。结合矿石矿物成分特征（黄铁矿占矿石矿物 90%以上，毒砂不超过 1%）可知：黄铁矿是 Au 的主要载体；毒砂含量少，不是金的主要载体，但高品位矿石中往往可见针状毒砂。

黄铁矿有沉积期黄铁矿和热液期黄铁矿两种。沉积期黄铁矿多呈草莓状或自形立方体和五角十二面体晶，粒度较大，多呈条带(纹)状产出；热液期黄铁矿颗粒细小，呈浸染状产出。光片鉴定，主要有四种类型:草莓状黄铁矿、生物碎屑状黄铁矿、粗粒自形黄铁矿和细粒自形黄铁矿。Au 主要赋存于热液期细粒黄铁矿中。

热液期黄铁矿在电镜下表现为沿黄铁矿内核生长成的（含砷）黄铁矿环带，环带可见两期：第一期为沿沉积期的不规则状或草莓状黄铁矿内核生长成的砷黄铁矿环带，第二期为金沉淀后于砷黄铁矿环带外的黄铁矿生长表层。黄铁矿内核不含金，Au 主要赋存于含砷黄铁矿环带中（图 3-12），据电子探针波谱分析，含砷黄铁矿环带含金量高达 600～1800$\times 10^{-6}$（夏勇，2005）。

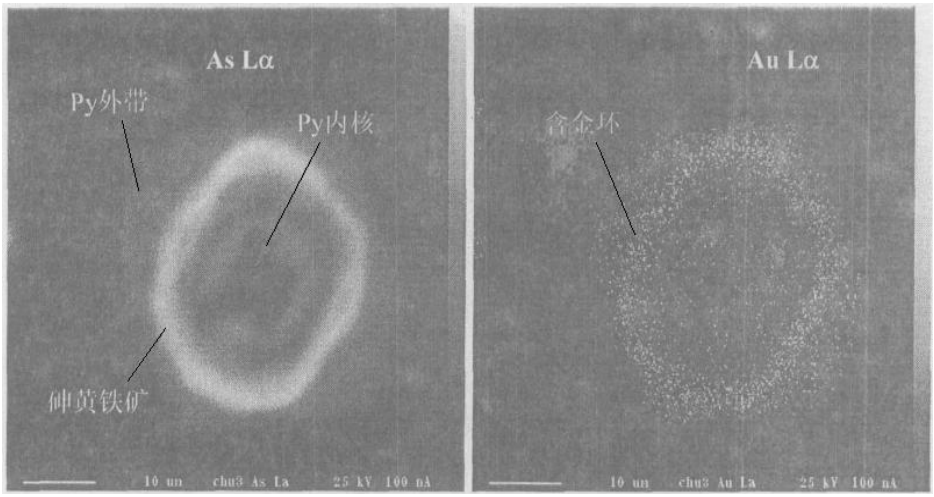


图 3-12 细粒黄铁矿的电子探针 X-ray 波谱

As(La)和 Au(La)成分扫描图像（夏勇， 2005）

镜下观察、电子探针均未见自然金颗粒，说明金主要呈超显微状态存在；有文献记录发现了显微-次显微可见自然金颗粒（苏文超， 2006），但缺乏普遍意义。本文选取典型矿石样品 4 件作电镜扫描，每件样品打点 5 个，面扫描 1 个，显示 Au 与 As 的分布有较好的对应关系（图 3-13），但并非线性正相关，说明 Au 在砷黄铁矿中可能呈不均匀浸染状分布。

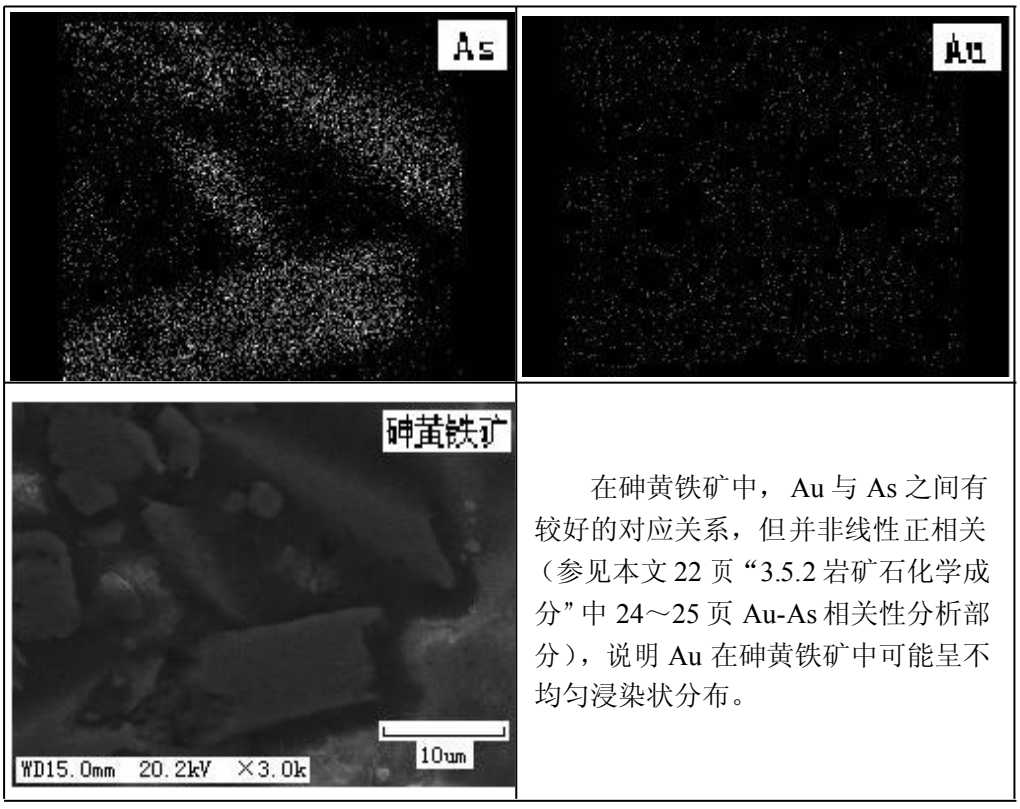


图 3-13 砷黄铁矿 Au、As 电镜扫描图像

3.7　围岩蚀变

矿区内主要的热液蚀变类型有：黄铁矿化、毒砂化、硅化、白云石化、雄（雌）黄化、辉锑矿化、辰砂化、方解石化、萤石化等。其中硅化、白云石化、黄铁矿化(伴有毒砂化)与金矿关系极为密切，凡金矿产出部位皆有这三种蚀变特征。金矿(化)常赋存于蚀变强烈、多种蚀变叠加的部位，没有蚀变或蚀变单一的岩石不含金或含金低（刘建中，2004）。

黄铁矿化：黄铁矿主要呈浸染状分布，次呈细脉状、条带状、透镜状分布，颗粒细小，一般 0.001～0.05mm，少数立方体黄铁矿粒径可达 0.2mm，黄铁矿集合体最大可达 0.4mm。沉积期黄铁矿多呈自形立方体或五角十二面体晶，粒度较大，多呈条带（纹）状产出。热液期黄铁矿颗粒细小，肉眼难以见及。

毒砂化：矿石普遍含毒砂较少，但高品位矿石中往往可见针状毒砂。

硅化：矿石普遍具强烈硅化作用，主要表现为两期。矿化期硅呈隐晶质玉髓交代岩石，矿石含 SiO_2 普遍高达 30～40%。晚期表现为石英颗粒细小，呈斑块状、细脉状充填于溶蚀孔洞或充填于岩石的节理裂隙中，或呈自形、半自形、他形粒状分布于溶蚀孔洞中及断层破碎带中。

白云石化：颗粒细小，呈自形菱面体产出。自形白云石亮晶交代泥晶方解石。白云石粒度在 0.01～0.05mm 之间。矿石普遍具强烈白云石化，绝大部分方解石被白云石交代，表现为岩石钙含量明显减少，镁含量大量增加，MgO/CaO 高达 0.37～0.534，表明绝大部分方解石被白云石交代，即矿石中方解石仅占 10.1～22.4%，而白云石则高达 44.2～64.6%；具极强白云石化特征。

雄（雌）黄化：雄（雌）黄化出现在成矿晚期，主要呈脉状、网脉状、填隙状充填和交代围岩，或成为断层角砾岩的胶结物（见于 F_{162} 断层破碎带及其旁侧和 Sbt 中）。

辉锑矿化：辉锑矿化出现在成矿晚期，主要呈脉状、网脉状、浸染状充填和交代围岩，或成为断层角砾岩的胶结物（见于 F_{162} 断层破碎带及其旁侧和 Sbt 中）。

辰砂化：呈自形半自形粒状充填于岩石节理裂隙中，或呈微细浸染状交代岩石。

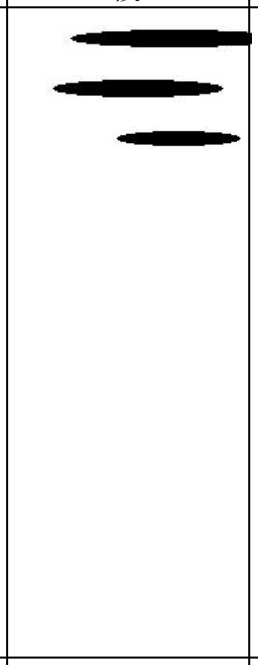
方解石化：矿石特别是节理裂隙发育的矿石，方解石化明显。方解石主要呈脉状充填于岩石的节理裂隙中，局部出现方解石呈团块状。多呈细小的半自形他形粒状，少数呈细小自形晶产出。

萤石化：仅见于 Sbt 中，呈自形半自形粒状交代岩石。

3.8 成矿期次划分

根据矿床构造、围岩蚀变、矿石结构构造和矿物共生组合及其相互关系等，可将水银洞金矿成矿作用划分为两个成矿期：沉积成岩期和构造-热液期。构造热液期划分为三个阶段：石英-白云石-黄铁矿阶段、自然金-黄铁矿-毒砂-石英阶段、雄黄-辰砂-石英-方解石阶段。（表 3-18）。

表 3-18 水银洞金矿床成矿期次划分表

矿物	沉积成岩期	构造-热液期		
	方解石-黄铁矿阶段	石英-白云石-黄铁矿阶段	自然金-黄铁矿-毒砂-石英阶段	雄黄-辰砂-石英-方解石阶段
方解石 黄铁矿 粘土矿物 石英 白云石 毒砂 自然金 白铁矿 雄黄 雌黄 辰砂 辉锑矿 萤石				
矿石组构	自形粒状结构、半自形粒状结构、生物碎屑结构，块状构造	自形-他形粒状结构、交代结构、假象结构、包含结构、空洞状构造、生物遗迹构造	自形-半自形粒状结构、交代、包含结构、假象结构，生物遗迹构造、星散浸染状、环带状构造	自形-半自形粒状结构，空洞状构造、角砾状、脉（网脉）状构造
特征矿物	黄铁矿、方解石	石英（玉髓）、白云石、他形黄铁矿	自然金、细粒黄铁矿、毒砂、、石英、粗粒黄铁矿、白铁矿	雄（雌）黄、（辉锑矿、辰砂）、方解石、石英
围岩蚀变		硅化、白云石化	黄铁矿化、毒砂化	硅化、方解石化

3.9 国内外卡林型金矿床特征对比

将水银洞金矿床与贵州烂泥沟金矿床、甘肃阳山金矿床、美国 Hardie footwall

金矿床等卡林型金矿床进行对比（表 3-19），可见它们既有共同之处，也各有特点。如，矿石岩性均有砂岩，但水银洞以灰岩为主，烂泥沟和 Hardie footwall 以砂岩为主，阳山以千枚岩、花岗斑岩为主。矿石矿物均有黄铁矿、毒砂、雄黄、雌黄等，但水银洞和烂泥沟以黄铁矿、毒砂为主，阳山以毒砂、黄铁矿为主、并有自然金、银金矿，Hardie footwall 以黄铁矿、雄黄、雌黄为主、并有自然金。在矿体形态、产状上，水银洞和 Hardie footwall 为层状、似层状，缓倾为主，受岩性影响更大；烂泥沟和阳山为透镜状、似层状，产状较陡，受构造影响较明显 。

表 3-19 国内外卡林型金矿床特征对比

		水银洞金矿	烂泥沟金矿	阳山金矿	Hardie footwall
含矿岩系	地层	二叠系龙潭组	中三叠边阳组,许满组	泥盆系三河口组	志留~泥盆 Roberts 组、泥盆系 Popovich 组
	岩性	灰岩;砂岩;泥岩;角砾岩	细砂岩;粉砂岩;粘土岩	千枚岩;斜长花岗斑岩;砂岩;灰岩、	粉砂岩;白云岩;灰岩;角砾岩
矿体特征	形态	层状、似层状	透镜状、似层状	透镜状,似层状,岩脉状	层状、似层状
	产状	缓倾为主 0°~35°	陡倾为主 60°~85°，	倾角 45°～70°	缓倾为主
	规模	长 500~1100m,斜深 50~600m;厚 1.68~1.91m	主矿体长约 600m,延深 300m,厚 10~20 m	主矿体长 1800m, 斜深 440m,平均厚为 5. 58m,	矿石量 16 万吨;金储量 24.1 吨
矿石特征	矿石结构	自形、半自形结构,草莓状结构,胶状结构,交代结构,环带结构。	自形、半自形粒状、针状结构 ,包含结构 ,环带、嵌晶结构	自形粒状、针状结构	胶状结构、交代结构
	矿石构造	浸染状构造,网脉状构造,生物遗迹构造,条纹状构造等	浸染状构造,细脉状,条带状构造,角砾状构造	星点浸染状	浸染状,细脉浸染状构造
	矿石矿物	黄铁矿,毒砂,偶见辉锑矿,辰砂,雄黄，雌黄等	黄铁矿、毒砂、雄黄、辰砂、辉锑矿等	自然金,银金矿,毒砂,黄铁矿,辉锑矿,雄黄等	自然金,黄铁矿,雄黄,雌黄,毒砂,辰砂等
	脉石矿物	方解石,白云石,石英,萤石,高岭石,水云母,绢云母等	石英,水云母,地开石,绿泥石,白云母,白云石,雄黄,雌黄等	石英,绢云母,方解石,白云石,长石,绿泥石,重晶石等	萤石,重晶石,辉锑矿,石英,方解石,白云石,粘土矿物等
品位		1.06~48.40×10^{-6}，平均 11.72×10^{-6}	2～9×10^{-6}	平均 7. 06 ×10^{-6}	平均 14.78×10^{-6}
资料来源		本文	徐大富，2000；钱建平，2001	杨贵才，2007	普传杰，2003；王登红，2000

第 4 章　成因研究

4.1　成矿物质来源

由于铅的质量较大，不同的铅同位素分子之间相对质量差小，成矿元素在浸取、搬运和沉淀工程中，其同位素组成通常不发生变化，而且矿质来源不同，矿石的铅同位素组成具有明显的差异，因此，铅同位素组成可用来判断成矿物质来源（温春齐，2008）。Zartman R.E.& Doe B.R. (1981)总结了世界上不同地质环境的铅同位素组成，并绘制了不同源区（上地壳、造山带、下地壳、地幔） 铅的平均增长曲线。

由于水银洞金矿床的 Au 与黄铁矿关系密切，本文采用Ⅱe, Ⅱf、Ⅲa、Ⅲb 四个矿层的矿石样品和Ⅲ b 矿层的近矿底板样品的黄铁矿铅同位素数据（表 4-1），作黄铁矿铅同位素组成图解（图 4-1）。

表 4-1 水银洞金矿床黄铁矿铅同位素组成

序号	样号	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
1	Ⅱe	18.361	15.56	38.452
2	Ⅱf	18.383	15.642	38.729
3	Ⅲa	18.304	15.54	38.501
4	Ⅲb 底板	18.452	15.532	38.332
5	Ⅲb 下矿层	17.942	15.56	38.158
6	Ⅲb 上矿层	18.145	15.551	38.382

（据刘建中，2006）

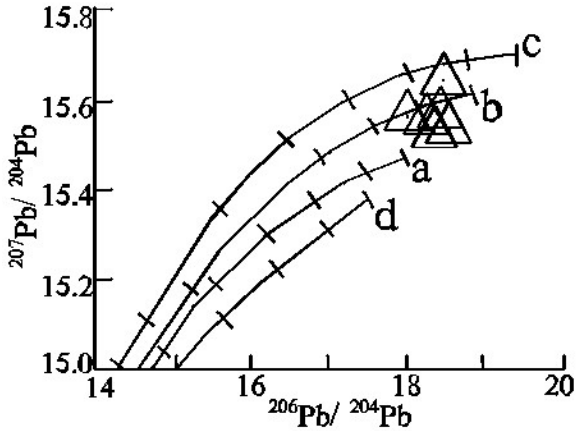


图 4-1 水银洞金矿床黄铁矿铅同位素组成图解（背景图据 Zartman R.E.& Doe B.R.，1981）

a-地幔铅演化曲线；b-造山带铅演化曲线；c-上地壳铅演化曲线；d-下地壳铅演化曲线

黄铁矿 Pb 同位素组成：$^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 17.942～18.452, 平均 18.265；$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.532～15.642, 平均 15.564。 Zartman& Doe 图解反映，6 件样品有 3 件靠近造山带区，2 件靠近幔源区，1 件位于造山带区与上地壳之间。由此，推断水银洞金矿床黄铁矿中 Pb 的来源，可能来源于造山带，以幔源为主，即在造山带运动过程中伴随着幔源成矿物质的上涌，并在成矿过程中混如了少量上地壳的 Pb。

根据项目组陈本金（2009，未刊稿）研究，水银洞金矿床石英气液包裹体均一温度为 110.0～317.2℃，平均值为 190.1±49.28℃，显示中低温热液特点；包裹体氢氧同位素显示，成矿流体可能主要源于大气降水成因的地下热水。

4.2　成矿环境分析

本文对岩矿石常量元素、微量元素、稀土元素的相关参数进行了计算，用来分析推断成矿环境。

1)常量元素计算分析，包括：Ti-Al 相关性计算；化学特征参数计算，如碎屑岩成熟指数（MI）、碎屑指数（FI）、碳酸盐模数（CMS）、铁锰系数（Fe/Mn）；砂岩的构造背景分析。

（1）Ti-Al 相关性分析：Al_2O_3 与 TiO_2 正相关，相关系数 R=0.9854，置信度 99%，线性关系明显，线性回归效果显著（图 4-2）。Ti-Al 的这种关系表明，矿床具有正常海水沉积的特征（沈文杰，等， 2005）。

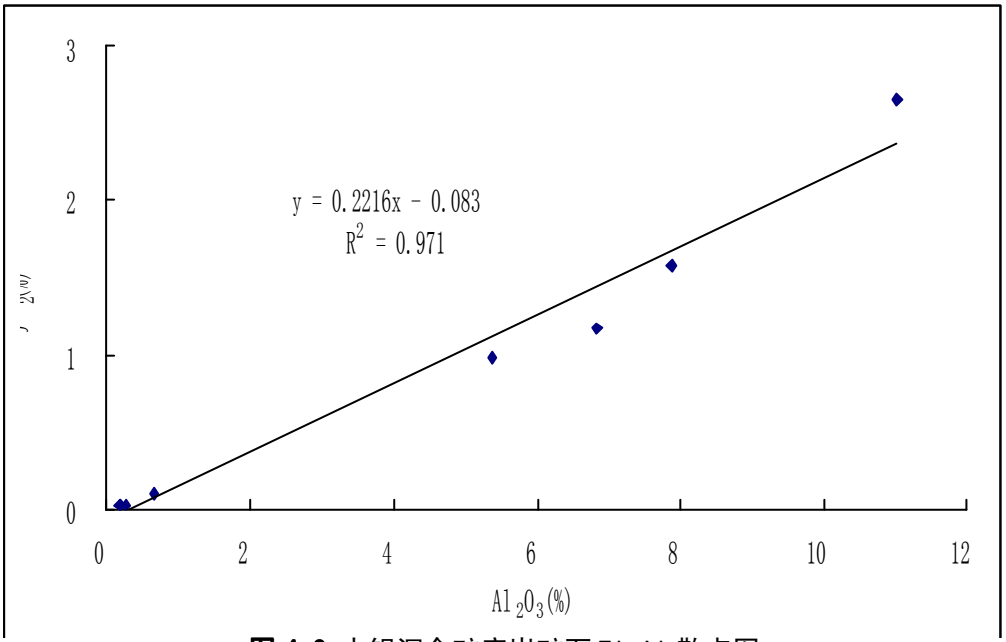


图 4-2 水银洞金矿床岩矿石 Ti-Al 散点图

（2）对岩矿石相关化学参数计算（表 4-2）

碎屑岩成熟指数（MI）：砂岩矿石较低，为 2.68～4.36，平均 3.52；砂岩较高，为 4.37～6.98，平均 5.68。

碎屑指数（FI）：均小于 10，表明岩矿石均为海相沉积环境；砂岩矿石较高，为 1.76～4.70，平均 3.23；砂岩较低，为 1.04～4.29，平均 2.67。表明砂岩矿石中碎屑物含量较高而胶结物含量较少。

碳酸盐模数（CMS）：岩矿石均较高，表明沉积环境为地槽区滨海相沉积。矿石较高，为 0.21～3.44，平均 1.87；岩石较低，为 0.30～3.18，平均 1.33；表明矿石中碳酸盐胶结物含量比岩石高（江晓波，1993）。

表 4-2 水银洞金矿床岩矿石全分析相关参数表

序号	送样编号	名称	碎屑岩成熟指数（MI）	碎屑指数（FI）	碳酸盐模数（CMS）	TiO_2/Al_2O_3	Fe/Mn
1	SYD002	灰岩型矿石	--	--	3.15	0.09	20.68
2	SYD014	灰岩型矿石	--	--	3.44	0.10	15.44
3	SYD004	灰岩	--	--	3.18	0.12	21.47
4	SYD057	灰岩	--	--	0.62	0.20	37.58
5	SYD029	砂岩型矿石	2.68	4.70	0.21	0.14	13.13
6	SYD054	砂岩型矿石	4.36	1.76	0.66	0.18	41.63
7	SYD055	砂岩	4.37	1.04	1.23	0.17	73.59
8	SYD058	砂岩	6.98	4.29	0.30	0.24	66.74

注：计算公式据江晓波（1993）

铁锰系数(Fe/Mn):岩矿石均较高(见表 4-2)，为 13.13～73.59，平均 36.28，表明为滨海～浅海沉积。根据铁锰系数，对岩、矿石作进一步的古盐度和海陆相分析，矿石为 13.13～41.63，平均 22.72；岩石为 21.47～73.59，平均 49.85。正常盐度时，Fe/Mn≈1；随着盐度增加，Fe/Mn 变小，并远远小于 1；淡化时 Fe/Mn 增高，边缘淡化区为 20～30（江晓波，1993）。由此表明，矿石为海水边缘淡化区沉积，而岩石则趋向于盐度更低、离岸更近的区域沉积。

（3）砂岩化学成分的构造背景分析:碎屑岩的化学成分是矿物成分的反映，并与成熟度有关。因此，碎屑岩的主要成分可作为构造环境分析的标志。Bhatia（1983）、Armstrong-Altrin（2005）对砂岩化学成分与构造背景的关系进行了研究，并运用砂岩主要氧化物绘制了构造环境散点图图解。本文采用 Armstrong-Altrin J.S.的图解砂岩矿石、砂岩共 4 件样品的主要氧化物百分含量作散点图。

从图中（图 4-3）分析，水银洞金矿床砂岩的构造环境可能为活动大陆边缘。

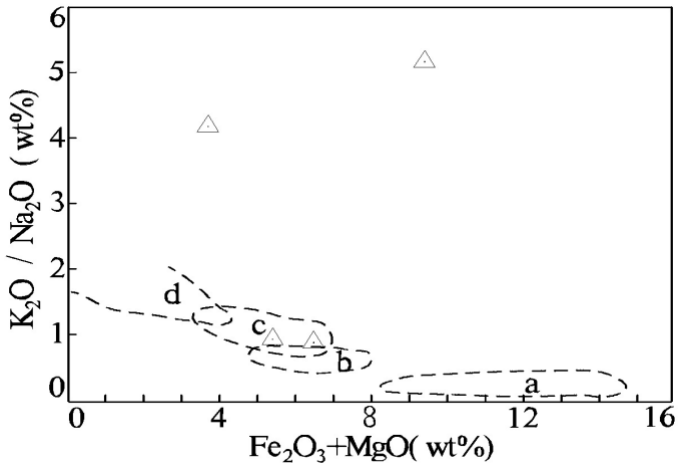


图4-3 水银洞金矿床砂岩构造环境图解（背景图据Armstrong-Altrin, 2005）

a-大洋岛弧；b-大陆岛弧；c-活动大陆边缘；d-被动大陆边缘

2）微量元素计算分析，采用了 Sr/Ba 比值、V/Ni 比值、Co/Ni 比值（表 4-3）。

表 4-3 水银洞金矿床岩矿石微量元素相关参数表

编号	岩石	Sr/Ba	V/Ni	Co/Ni
SYD002	灰岩矿石	22.07	2.58	0.26
SYD014	灰岩矿石	14.86	2.10	0.18
SYD029	砂岩矿石	3.93	2.31	0.24
SYD054	砂岩矿石	4.26	2.12	0.23
SYD055	硅质灰岩	3.64	1.87	0.23
SYD004	灰岩	35.72	1.14	0.10
SYD057	钙质砂岩	2.65	1.62	0.24
SYD058	砂岩	1.53	1.70	0.16

注：参数计算方法据（温春齐，2008）

Sr/Ba 比值：岩矿石均大于 1，表明均为海相沉积。矿石平均值比岩石高，矿石 3.93～22.07，平均 11.28，岩石 1.53～35.72，平均 10.89。灰岩型矿石与灰岩比较，矿石为 22.07、14.86，灰岩为 3.64、35.72，表明 Sr/Ba 比值过高或过低都不利于灰岩成矿。砂岩型矿石与砂岩比较，矿石为 3.93、4.26，岩石为 1.53、2.65，表明 Sr/Ba 比值较高有利于砂岩成矿。

V/Ni 比值：矿石比岩石高，矿石 2.10～2.58，平均 2.28，岩石 1.14～1.87，平均 1.58，表明 V/Ni 比值较高有利于成矿。

Co/Ni 比值：矿石比岩石高，矿石 0.18～0.26，平均 0.23，岩石 0.10～0.24，平均 0.18，表明 Co/Ni 比值较高有利于成矿。

3）稀土元素的指示意义

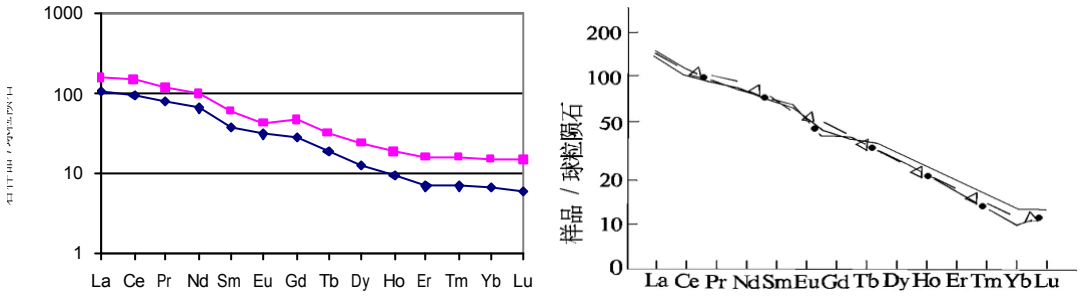
前述分析（见本文第 3 章第 5 节矿石物质组分稀土部分内容）表明，稀土总量、轻稀土含量、重稀土含量和轻重稀土比值等参数，矿石比岩石低，灰岩矿石

比砂岩矿石低，灰岩比砂岩低。从 Eu 异常看，矿石与岩石相比为较弱的负异常或无异常，表明可能有正 Eu 异常的热液蚀变改造作用。矿石、岩石分配型式均为右倾型，为轻稀土富集。Eu、Ce 均具有弱负异常。

（1）沉积环境指示：灰岩具有较强的 Ce 负异常，反映了海相沉积的特征。灰岩和砂岩均为 Eu 负异常，反映了正常沉积的环境。砂岩的稀土分布型式与矿区西北的峨嵋山玄武岩相似性极强（图 4-4），表明砂岩的沉积物源可能为峨嵋山玄武岩。

（2）热液环境指示意义

成矿热液活动对矿石的稀土含量具有改造作用，热液比岩石具有较低的稀土总量、轻稀土含量、重稀土含量，轻稀土相对富集，说明热液改造过程中，轻重稀土均被带出，而重稀土被带出更多。热液流体可能具有正 Eu 异常。



A　　B

图 4-4 砂岩（图 A）与峨眉山玄武岩（织金、峨嵋、昭觉）（图 B）稀土型式图对比

图 B 据黄开年（1988）

一般认为，热液正 Eu 异常，是由于长石蚀变其中的 Eu 从矿物进入热液（Bence，1985），或由于洋中脊热液（200℃以上）与玄武岩中的斜长石作用而显示正 Eu 异常并相对富含轻稀土元素（Klinkhammer，1994）。因此，推断成矿热液涉及深部作用并与富含长石的岩区有关。

另据沈文杰等（2005）研究，水银洞金矿床全孔岩石 ΣREE 与 Zr 有强线性相关关系(相关系数为 0. 995)，而矿石的 ΣREE 与 Zr 线性关系不明显(相关系数仅 0. 635)，说明矿石有稀土元素的活化作用（赵振华， 1997；王中刚， 1989），矿体可能发生了强烈的热液蚀变作用或者强烈的水岩交换反应（McLennan S M.，1979）。

综上所述，水银洞金矿床的沉积环境为滨海～浅海正常海水边缘淡化区沉积，构造环境可能为活动大陆边缘，砂岩的沉积物源可能来自峨嵋山玄武岩；推断成矿热液涉及深部作用并与富含长石的岩区有关，成矿热液与矿石有较强的水岩反应，并伴随有矿石中稀土元素的迁出。

4.3　构造、岩浆岩及热动力条件

滇黔桂“金三角”地区分布于扬子准地台的西南缘与华南加里东褶皱带西缘右江印支裂谷带的接合部位（深部表现为右江幔隆）。成矿作用与右江裂陷带的产生、发展与演化密切相关。成矿构造环境表现为地块边缘裂陷槽地拉张与挤压两种环境的交替发展与演化。裂谷带广泛发育各种不同级别和类型的断裂构造和裂隙，既是深部物质流和能量流集中释放的有利场所，也是成矿物质超常富集的有利空间。

区域峨眉山玄武岩的喷发，带来了大量的深部成矿物质，局部地段经后期构造成矿作用相对富集成为矿化地质体，再经后期地表风氧化淋滤作用而富集成矿（沙锅厂、沙地、老万场、堂上等）。

区域已知的花岗岩数量不多，且分布局限。但综合地球物理资料显示，区内广泛分布的环形影像有可能是岩体上隆表现。这也与区内燕山晚期-喜山期高角度断裂和深部低角度断裂的普遍、强烈活动一致。

区内卡林型金矿分布表现出与古地热场空间分布的高度一致性。庄新国（1995）通过上二叠统煤层的镜质反射率圈定了滇黔桂“金三角”地区上二叠统古地温分布图（图 4-5），古地热场表现出由裂谷盆地中心向外逐渐降低的趋势。据云贵石油勘探处在戈塘附近的钻孔测温资料，由地面至地下 2000m，平均地热增温率为 5℃/100m，在深度 600～2000m 范围内，温度在 30～100℃之间，表明本区地壳的地温梯度高于一般大陆地温梯度的平均值（3℃/100m），仍保留高地热特征。

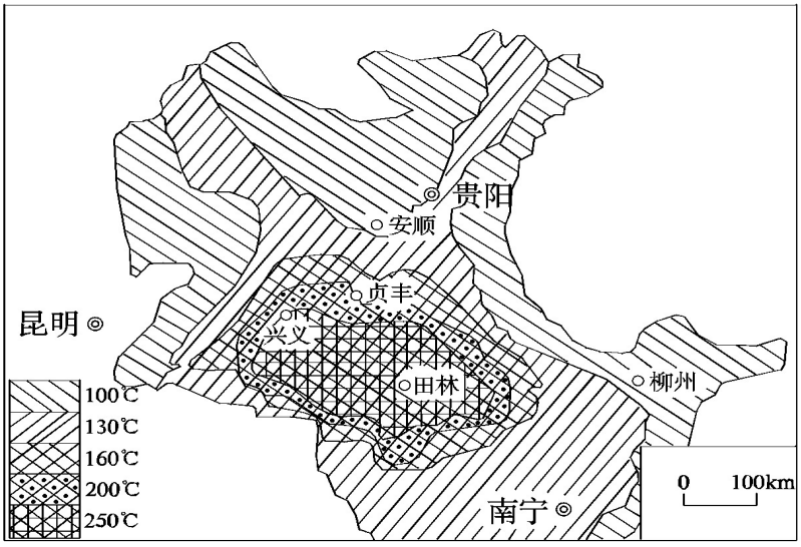


图 4-5 滇黔桂“金三角”上二叠统古地温分布图（据庄新国，1995）

4.4 成矿模式

水银洞金矿床成矿模式可概括为“岩性-构造-热液” 三位一体的模式：首先，二叠纪中晚期的海相盆地边缘沉积为水银洞金矿床准备了岩性条件，即容矿岩层（生物屑灰岩或粉砂岩）和有利的封闭岩层（粘土岩）。印支晚期～燕山早期的构造运动，伴随着深大断裂和岩浆活动，为深部成矿物质提供了来源和通道。古地温的高异常，为成矿热液提供了热力和热动力条件。断裂和褶皱滑脱面，提供了导矿构造，让成矿物质得以达到有利的容矿场所富集成矿。

在紫木凼矿床勘探过程中建立的“两层楼”模式，为发现水银洞金矿提供了理论依据，也在水银洞金矿的勘查中得到证实。“楼上矿”即基本沿浅部断裂破碎带产出的金矿体，以及位于断层上盘的背斜核部滑脱面产出的金矿体。“楼下矿”是指深部龙潭组地层中受岩性控制的，与地层产状一致的层状矿体，以及隐伏断层控制的断裂型矿体。

成矿热液富含 Au、Ag、As、Sb、Hg 等元素及 CH_4-N_2-CO_2、H_2O 等成分，与隐伏花岗岩有密切的关系，在燕山期构造作用下，沿深大断裂向上运移。沿茅口组（P_2m）与龙潭组（P_3l）之间的不整合界面（区域构造滑脱面）侧向运移，与周围岩石发生交作用，形成构造蚀变体（Sbt），局部形成金矿体，如Ⅰa矿体。沿次级断裂再向上运移，并向两侧有利容矿的岩层渗透，形成沿断裂产出或受岩性控制的矿体，如Ⅲa、Ⅲb、F_{164} 等矿体。再向上到近地表，沿断裂或背斜褶皱滑脱面富集成矿（图 4-6）。

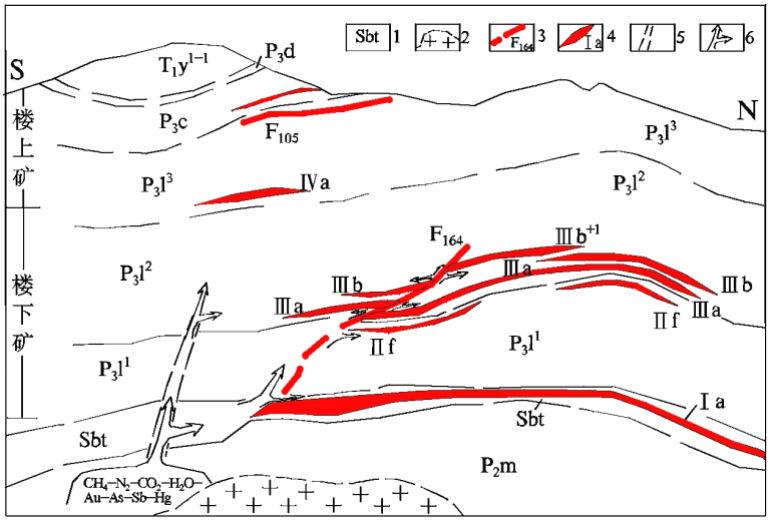


图 4-6 水银洞金矿床成矿模式示意图

1-蚀变体；2-隐伏花岗岩体；3-断层；4-金矿体；5-深大断裂；6-矿液运移方向

结 论

贵州水银洞金矿床是一个比较典型的卡林型金矿床。通过本次论文工作，对矿床地质特征及矿床成因取得一些认识，同时也存在一些问题和建议。

1）主要认识

（1）水银洞金矿床赋矿层位为二叠系长兴组、龙潭组和构造蚀变体。矿石类型按岩性，可分为碳酸盐岩型、粉砂岩型、强硅化角砾状粘土岩型,以碳酸盐岩型为主。矿体受断裂、岩性控制，以层状矿体为主、断裂型矿体为辅。

（2）矿石的结构主要有：草莓状结构、球状结构、胶状结构、自形晶结构、交代结构、假象结构、碎裂结构。构造主要有星散浸染状构造、脉（网脉）状构造、晶洞状构造、生物遗迹构造、条纹状构造等。矿石中碎屑物含量较低而胶结物含量较高。

（3）矿石中矿石矿物有：黄铁矿、毒砂、辉锑矿（偶见）、辰砂（偶见）、雄黄（偶见）。脉石矿物有：常见石英、白云石、方解石，含有少量的水云母、绢云母、高岭石、萤石、海绿石、沸石、有机炭、变质沥青。黄铁矿是金的主要载体，金主要呈超显微状态，不均匀浸染状分布于热液成因的砷黄铁矿环带中。毒砂是仅次于黄铁矿的第二种金属硫化物，其含量不超过 1%，但高品位矿石中往往可见针状毒砂。粘土矿物也有一定含金性。矿石中金的品位变化较大，为 1.06～48.40×10^{-6}，平均 11.72×10^{-6}，变化系数 102.03%。Au 与 As、Sb 的相关性较好。碳酸盐岩型矿石品位较高，平均值为 21.82×10^{-6}，含量也较稳定，变化系数为 59.27%。泥岩型矿石品位较低，平均值为 6.73×10^{-6}，变化也较大，变化系数为 113.28%。

（4）常量元素分析，矿石中具有较高的硅、镁、三价铁、硫等元素含量。砂岩化学成分的构造背景分析表明，水银洞金矿床砂岩的构造环境可能为活动大陆边缘。微量元素分析表明，矿石中具有较高的 Ag、Mn、In 元素含量，而元素 Li、Be、Sc、V、Cr、Co、Ni、Cu、Zn、Ga、Rb、Sr、Y、Cd、Cs、Ba 则含量较低。Au 与主要成矿元素 Cu、Zn、As、Sb、Tl、Bi、Sn 均呈负相关，线性相关度均不高，相对而言，与 As、Sb、Tl 关系较为密切。稀土元素分析表明，矿石中的稀土总量、轻稀土含量、重稀土含量和轻重稀土比值均较低，灰岩矿石比砂岩矿石低；Eu 负异常较弱，Ce 负异常较明显。

（5）根据矿床构造、围岩蚀变、矿石结构构造和矿物共生组合及其相互关系等，可将水银洞金矿成矿作用划分为两个成矿期：沉积成岩期和构造-热液期。构造热液期划分为三个阶段：石英-白云石-黄铁矿阶段、自然金-黄铁矿-毒砂-石英阶段、雄黄-辰砂-石英-方解石阶段。

（6）矿床成因浅析：二叠纪中晚期的海相盆地边缘淡化区沉积，为水银洞金矿床准备了岩性条件，即容矿岩层（生物屑灰岩或粉砂岩）和有利的封闭岩层（粘土岩）。印支晚期～燕山早期的构造运动，伴随着深大断裂和岩浆活动，为深部成矿物质提供了来源和通道。古地温的高异常，为成矿热液提供了热力和热动力条件。矿石黄铁矿 Pb 同位素组成分析，成矿物质可能主要来源于造山带，以幔源为主，并有上地壳物质混入。成矿流体显示中低温热液特点；包裹体氢氧同位素显示，流体可能主要源于大气降水成因的地下热水。热液相对富集轻稀土元素，由于与深部作用和富含长石的岩区有关，而具有正 Eu 异常。成矿热液沿深大断裂向上运移，并向两侧有利成矿的岩层渗透，形成了沿岩层产出的矿体；次级断裂和褶皱滑脱面，提供了导矿、容矿构造，让成矿物质得以达到有利的容矿场所富集成矿，形成了沿断裂或褶皱滑脱面产出的矿体。由此，水银洞金矿床成矿模式可概括为“岩性-构造-热液” 三位一体的模式，这种模式对找矿实践具有重要的理论指导意义。

2）存在问题与建议

本文对矿石中 Au 与 As、Sb、Tl、Bi、Cu、Zn、Sn 等主要成矿元素，分别作了相关性分析，Au 与 As、Sb 关系密切，但线性相关分析却为负相关（相关度不是很高），这个矛盾可能是由于 Au 与 As、Sb 等元素为复杂相关关系。建议以后工作可考虑矿石与岩石一起、对比，做 Au 与其它元素的多元函数或非线性相关分析。

致　谢

首先感谢导师温春齐教授！自 2006 年考研、入学以来，老师在学习上悉心教育，严格要求，在生活上亦给予无微不至的关心和照顾。本次论文工作，从技术指导到资金支持，从野外实习到样品加工测试、资料整理、论文的成稿与修改，都得到老师无私的帮助。在此，衷心地感谢老师的关心和培养！

感谢贵州省地震局陈本金局长！陈局长为本次论文实习，与贵州紫金公司和贵州一〇五地质队多方联系，并在交通、住宿、样品运输等方面提供了巨大的帮助。感谢贵州紫金公司和贵州一〇五地质队孙斌工程师和熊工程师，在实习期间给予诸多帮助。

感谢丁枫老师、罗来同学在论文写作、排版过程中的帮助和相关软件操作的支持！感谢实验室 钟老师、张老师、何老师在实验方面的帮助 ！特别感谢曹盛远同学在野外实习和室内工作中的诸多帮助，感谢周雄同学在论文排版等方面的帮助。

最后，感谢我的爱人周美琼女士！她在生活上提供了巨大支持，使我能够全心投入论文工作，得以最终完成！

参考文献

包志伟，赵振华．2000.有机质在卡林型金矿成矿过程中的作用[J].地质科技情报，19(2):45-50.

冯琳，张竹如．2005.泥堡金矿与水银洞金矿地质特征初步对比[J].贵州地质，22(1):22-25.

高振敏，李红阳．2002.滇黔地区主要类型金矿的成矿与找矿[M].北京：地质出版社.

郭振春.2002.黔西南灰家堡金矿田“两层楼”模式及找矿意义[J].黄金地质，8(4)：18-23.

韩至钧，王砚耕，冯济舟,等.1999.黔西南金矿地质与勘探[M].贵阳:贵州科技出版社.

郝家栩.2007.黔西南微细浸染型金矿构造控矿与成矿规律研究[D]．贵阳：贵州大学.

黄建国.2007.黔西南二叠系龙潭组含金建造的初步研究[D].贵阳：贵州大学.

黄开年，杨瑞英，王小春，等．1988.峨眉山玄武岩徽最元素地球化学的初步研究[J]．岩石学报，11（4）：49-59.

江晓波，谭光国.1993.岩石化学数据应用手册[M].天津：天津科学技术出版社.293-300.

拉德克·S..1974.卡林金矿地质学[M].李文明译.1987.贵州省地质矿产局科技情报室.

刘东升．1994.中国卡林型(微细浸染型)金矿床[M].南京：南京大学出版社.

刘建中，邓一明，刘川勤,等．2006.水银洞金矿床包裹体和同位素地球化学研究[J].贵州地质，23（1）：51-56.

刘建中，郑兴华，刘川勤，等.2001a.贵州省贞丰县水银洞金矿勘查地质报告.贵阳：贵州省地质矿产勘查开发局一〇五地质大队.

刘建中，郑兴华，刘川勤，等.2001b.贵州省贞丰县水银洞金矿详查地质报告.贵阳：贵州省地质矿产勘查开发局一〇五地质大队.

刘建中，郑兴华，刘川勤，等．2004.贵州省贞丰县水银洞金矿区中矿段勘探地质报告.贵阳：贵州省地质矿产勘查开发局一〇五地质大队.

刘显凡，苏文超，朱赖民．1999.滇黔桂微细浸染型金矿深源流体成矿机理探讨[J].地质与勘探，35 (1)：14-190.

普传杰,高振敏.2003.国内外卡林型金矿对比研究[J].云南地质，22（1）：27-38.

钱建平．2001.黔西南微细浸染型金矿的地质特征和几点认识[J]．桂林工学院学报,21(1)：27-34.

沈文杰,张竹如,周永章,等．2005.贵州贞丰水银洞金矿含矿岩系元素地球化学特征[J]．地球化学，34（1）：89-94.

四川矿业学院数学教研组．1978.数学手册[M].北京：科学出版社.376-481.

苏文超，胡瑞忠，漆亮，等．2001.黔西南卡林型金矿床流体包裹体中微量元素研究[J]．地球化学,30(6):512-516.

苏文超,张弘弢,夏斌,等.2006.贵州水银洞卡林型金矿床首次发现大量次显微-显微可见自然金颗粒[J]．矿物学报，26（3）：257-260.

王登红.2000.卡林型金矿找矿新进展及其意义[J]．地质地球化学，28（1）：92-96.

王砚耕.1994.黔西南构造与卡林型金矿[M].北京：地质出版社.

王中刚，于学元，赵振华.1989.稀上元素地球化学[M].北京:科学出版.210-270.

温春齐.2008.矿床研究方法[M].成都：成都理工大学出版社.56-57

夏勇.2005.贵州贞丰县水银洞金矿床成矿特征和金的超常富集机制研究[D].贵阳：中国科学院地球化学研究所.

徐大富.2000.贵州贞丰烂泥沟金矿床地质特征及找矿条件[J].贵州地质，17(3)：152-159.

杨贵才,齐金忠,董华芳,等.2007.甘肃省文县阳山金矿床地质及同位素特征[J].地质与勘探，43（3）：37-41.

赵澄林，朱筱敏.2001.沉积岩石学（第三版）[M].北京：石油工业出版社.47—181.

赵会庆.1999.中国卡林型金矿成矿构造环境及热液特征[J]. 地质找矿论丛，14（3）：34-41.

赵振华.1997.微量元素地球化学原理[M].北京：科学出版社.66-120.

庄新国.1995.桂西北地区古地热场特征及其在微细浸染型金矿床形成中的作用[J].矿床地质,(1):82-89.

Anders E. and Grevese N.. 1989. Abundances of the elements meteoritic and solar. Geochemica et Cosmochimica Acta, 53(1):197-214.

Armstrong-Altrin J.S., Surendra P. Verma. 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. Sedimentary Geology, (177):115–129.

Bence A. E. and Taylor B. E.. 1985. Rare earth elements systematics of west Shasta metavolcanic rocks:petrogenesis and hydrothermal alteration. Econ. Geol.[J]. 80:2164-2176.

Bhatia M. R.. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones.Journal of Geology, 91(6):611-627.

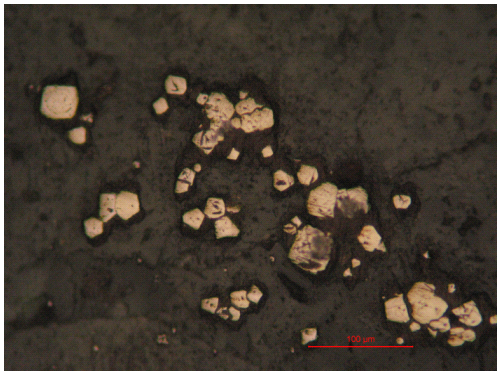
Klinkhammer G. P., Elderfield H., Mitra A.. 1994. Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges[J]. Geochim etCosmochim Acta, 58(23):5105-5113.

McLennan S M,Taylor S R. 1979. Rare Earth Element obility associated with uranium mineralization[J]. Nature, 282: 247-250.

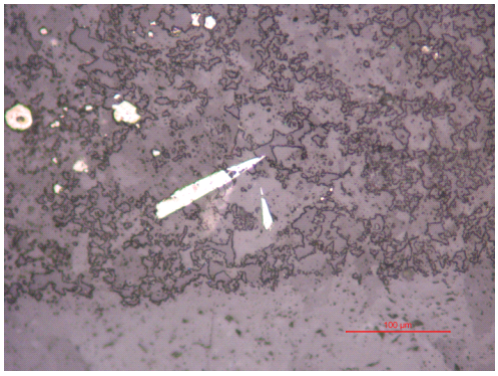
Seedorf E.. 1991. Magmatism, extension and ore deposits of Eocene to Holocene age in the Great Basin-Mutual effects and preliminary proposed genetic relationships, in Rains G.L.and Wilkinson W.H. (eds), Geology and ore deposits of the Great Basin: Reno,Geological Society of Nevada, 133-178.

Zartman R.E.&Doe B.R..1981.The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs;a case for bi～directional transport(in Conference on Isotope tracers in geochemistry and geophisics).Geochimica et Cosmochimica Acta,52(6):1327-1339.

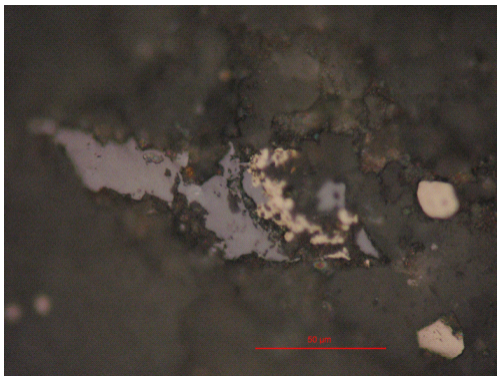
图　版



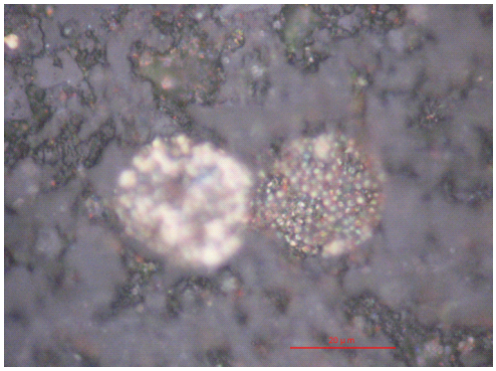
照片 1，黄铁矿自形晶结构



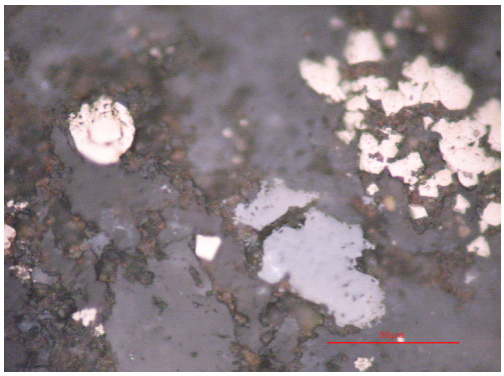
照片 2，毒砂自形晶结构



照片 3，黄铁矿半自形结构



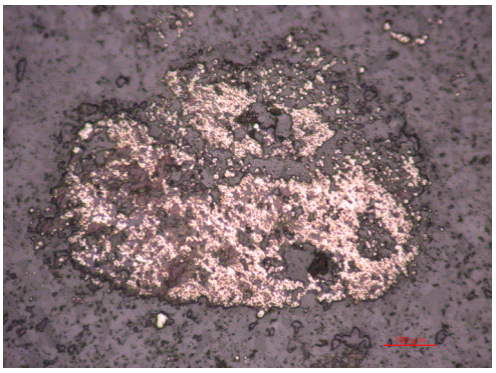
照片 4，黄铁矿草莓状结构



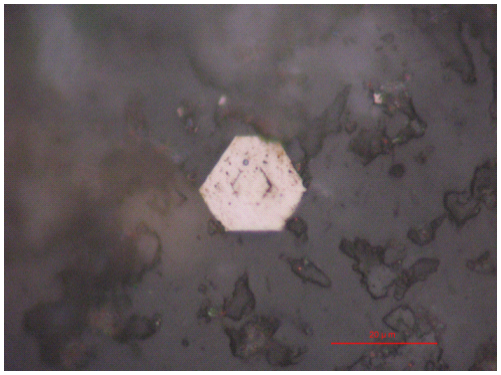
照片 5，黄铁矿球状结构



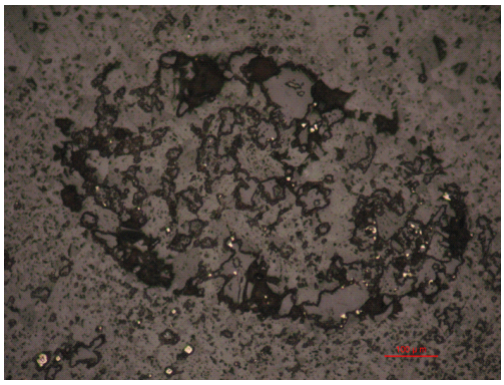
照片 6，黄铁矿胶状结构



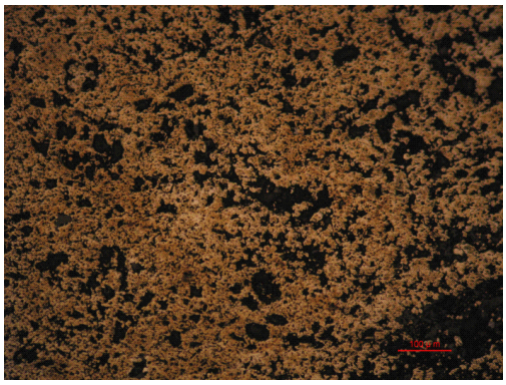
照片 7，黄铁矿交代结构



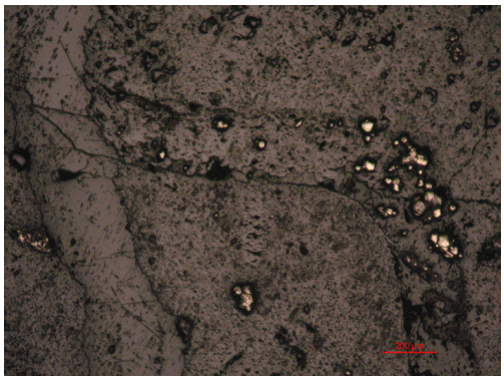
照片 8，黄铁矿环带结构



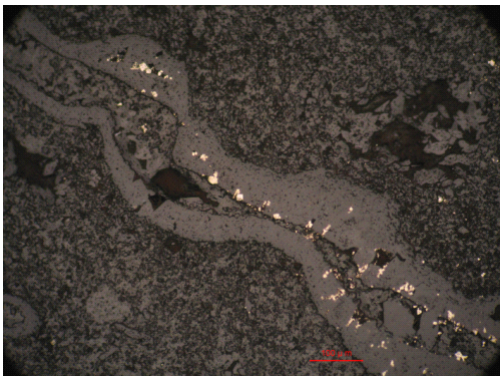
照片 9，黄铁矿星散浸染状构造



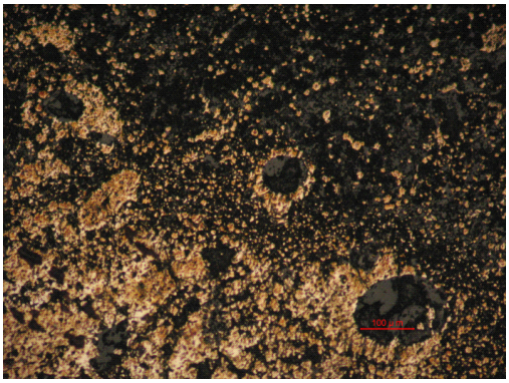
照片 10，黄铁矿密集浸染状构造



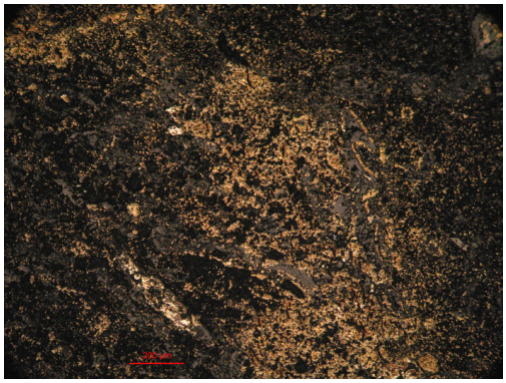
照片 11，黄铁矿脉状构造



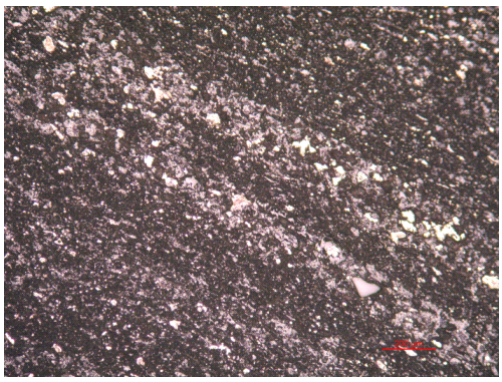
照片 12，黄铁矿脉状构造



照片 13，黄铁矿晶洞构造



照片 14，黄铁矿生物遗迹构造



照片 15，黄铁矿条纹状构造



照片 16，黄铁矿显微环带构造

攻读学位期间取得学术成果

[1]宋发治，贾凤仪，丁枫.新疆青河县 3 号金矿预查区地质特征及土壤地球化学找矿方法运用.四川有色金属[J].2008，（4）：8-14.

贵州水银洞金矿床地质特征及成因研究

作者：宋发治
学位授予单位：成都理工大学

本文链接：http://d.g.wanfangdata.com.cn/Thesis_D066532.aspx