成都理工大学

硕士学位论文

云南老寨湾金矿床成矿物质来源分析及矿床成因探讨

姓名：姚娟

申请学位级别：硕士

专业：地球化学

指导教师：罗梅

20080501

云南老寨湾金矿床成矿物质来源分析及矿床成因探讨

姚娟，女，1983 年 9 月生，师从成都理工大学罗梅教授，2008 年 7 月毕业于成都理工大学地球化学专业，获得理学硕士学位。

摘 要

我国微细浸染型金矿的勘查研究虽起步较晚，但已取得较大突破。中国南部，尤其是西南部已展示出滇黔桂、川甘陕和湘中等三个集中区，数百处矿床(点)，且有多处可能为超大型矿床，累计资源远景超千吨，使我国成为世界微细浸染型金矿的主要分布区。

云南老寨湾金矿床是滇黔桂三角成矿区中一个低品位大储量微细粒金矿床，通过详细的野外调查和室内研究认为，金矿体严格受地层、构造因素控制，主要分布于近南北向 F_1 与 F_8 断裂之间，少量分布于 F_8 断层以东；南北受 F_6 与 F_2 及 F_4 断裂所围限。赋矿地层为加里东古隆起面上泥盆系下统细碎屑岩。

根据矿石组构和矿物间的穿切关系，可以将金矿床金成矿作用划分为 3 个成矿阶段：第一阶段，石英-黄铁矿阶段；第二阶段，细脉状石英-黄铁矿-绢云母阶段，第三阶段，辉锑矿-方解石阶段。

通过对老寨湾金矿床热液成矿流体包裹体成分、流体密度、成矿压力、成矿深度诸方面初步研究表明，成矿流体属中低温（110~253℃）、低盐度（23.86~11.2 Wt% NaCl）、低密度（0.97~1.08 g/cm3）的流体，主要属于（SO_4^{2-}）Cl^--(Ca^{2+})Na^+ 水化学类型，成矿环境为浅成（深 0.21~1.14km）环境。成矿流体主要来自地幔分异流体与大气降水、地表水交换的产物。老寨湾金矿床属浅成中低温低盐度热液型矿床。

流体包裹体成分分析结果显示，气相成分以 H_2O、CO_2 为主，含 CH_4、CO_2 和 N_2 等还原性气体。说明该金矿床成矿流体来源于地幔分异，仅仅在其上升运移经过地壳时受到一定的地层循环流体的补给混染。流体包裹体水的 H、O 同位素组成 $\delta^{18}O_{H2O}$ 为-1.11‰～5.27‰，δD_{H2O} 为-109‰～-90‰。在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解上，7 件样品投落在岩浆水及变质水的同位素组成范围以外，该矿床的成矿流体主要是地幔分异流体 H、O 同位素与地层水、大气降水和地表水交换的产物。

老寨湾金矿床矿石硫同位素（$\delta^{34}S$‰）分布范围为平均为 5.35‰（地幔硫的 $\delta^{34}S$ 的平均值约为 1~2‰）。说明老寨湾金矿床金属硫化物（特别是辉绿岩中的

黄铁矿和辉锑矿）最初来源于深部流体，但在上升经过地壳时，混染了海相硫酸盐硫（本区赋矿层之下的寒武系和奥陶系都有海相地层），使混合硫同位素值便向正方向发展。

从辉绿岩脉中的黄铁矿化蚀变辉绿岩的 $\delta^{18}O$ 富集来看，可能是由于深源流体在上升过程中被混染，而同时此黄铁矿化蚀变辉绿岩中 Au 含量最高的黄铁矿化蚀变辉绿岩（10.15g/t、12.82g/t），说明 Au 的来源可能是深源流体沿老寨湾金矿的断裂破碎带运移，沿途大量淬取地层中成矿元素及矿化剂，形成富含成矿元素及矿化剂的成矿流体，为本区金成矿提供金等成矿物质的来源。

运用元素地球化学并结合硅、铅同位素地球化学的系统研究，证明了金成矿作用的硅质不是由围岩提供，它们可能直接来自上地幔分异的成矿流体。

综上所述，本文认为老寨湾金矿床是在形成泥盆系下统细碎屑岩矿源层后，经后期岩浆热液活动形成局部地热场，使初始矿源层中的金再次活化，形成构造–岩浆–热液循环体系，沿途大量淬取成矿物质，产生富金（Au）、砷（As）、锑（Sb）、硫（S）的含矿热液，并沿老寨湾金矿的断裂破碎带运移，伴随物理化学环境条件的改变，在断裂破碎带、特别是与不整合面复合的地段，蚀变交代容矿地层形成与硅化、黄铁矿化等硫化物有关的微细粒浸染型矿床。

关键词：云南老寨湾　微细粒型金矿床　成矿流体　矿床地球化学

Studies on ore-forming material source and ore genesis of Laozhaiwan fine-disseminated gold deposit, in Yunnan

Yao Juan, female, was born in September, 1983 whose tutor was Professor Luo Mei. She graduated from Chengdu University of Technology in Geochemistry major and was granted the Master Degree in June, 2008.

ABSTRACT

The Laozhaiwan gold deposit in YUN NAN is a low-grade and large-reserves fine-disseminated gold deposit located at the Dian-Qian-Gui triangular space. Base on field work and laboratory study, we think the ore-body are strictly controlled by stratum and fracture fault, and gold ore-body is mostly distributing between F_1 and F_8 fracture, a few distributing by the east of F_8 faultage; the gold ore-body's North-South direction is besieged by F_6, F_2 and F_4 fractures. The host strata are clastic rocks of lower series of upper Devonian in Caledonian paleo-uplift zone.

According to detailedly discussing mineralogy, rock structure and texture, finding out the Laozhaiwan gold mine includes three metallogenic stages in Hydrothermal period, which is the early ore-forming stage characterized by quartz-pyrite, thesecend ore-forming stage characterized fine vein quartz-pyrite-sericite stage, and the late ore-forming stage characterized by Stibnite-carbonate.

Study of the compositions, densities, pressures, depth and sulfur, plumbum ,hydrogen and oxygen isotopes of fluid inclusions in quartz of the hydrothermal ore-forming processes of the Laozhaiwan gold deposit indicates that the ore fluids belong to low-and medium-temperature(110~253 ℃), low-salinity (23.86~11.2 Wt% NaCl), low-density (0.97~1.08g/cm^3) ones and the (SO_4^{2-}) Cl^--(Ca^{2+})Na^+ hydrochemical type and formed in a shallow (0.21~1.14km) emvironment.The ore fluids mostly derived from the mixture which been exchanged from mantle differentiation fluids and meteoric water, surface water. Laozhaiwan gold deposit may be a meso-and epithermal gold deposit.

The analysis of fluid inclusion composition indicates that gaseous composition are mainly H_2O, CO_2, including CH_4, CO_2 and N_2, which shows ore-forming fluid comes from mantle, and is mixed by strata circulating fluid. The composition of $\delta^{18}O_{H2O}$ of fluid inclusion composition is -1.11‰~5.27‰, and $\delta D_{H2O}$is -109‰~-90‰.

On the δD-$\delta^{18}O$ illustration, 7 samples is outside magmatic water and metamorphic water isotopic region. Based on the above analysis, the thesis thinks ore-forming fluid comes from mantle differentiated fluid H and O isotope and formation water, meteoric water and surface water.

The average distribution of sulfur isotope ($\delta^{34}S‰$) in Laozhaiwan is 5.35‰ (The average distribution of sulfur isotope from mantle is 1~2‰.). The above indicates the first source of massive sulfide, especially pyrite and stibnite in diabase, is differentiated fluid from mantle, which is mixed by sulfur of marine sulfates (The cambrian and ordovician, located at the lower of host strata, have marine strata.) and make the value of mixed sulfur isotope positive.

Based on enrichment of $\delta^{18}O$ in pyritized epidiabase of diabase dikes, this paper indicates deep fluid is mixed when going up; Meanwhile, the part of high Au content (10.15g/t~12.82g/t) in pyritized epidiabase of diabase dikes indicates deep fluid move along faulted and shattered zone, extracting ore-forming elements and mineralizer, and comes into being ore-forming fluid, which provides this region with ore-forming material source.

Combining with the silicon isotope geochemistry and silica cathode luminescence research method to track the silica source have proved that mineralization silica is not provided by surrounding rocks, that is, the origin of gold deposit mineralization of Laozhaiwan is the same to silica, all come from the differential upper-mantle ore-forming fluid.

In summary, this thesis thinks the metallogenic mechanism of Laozhaiwan gold ore deposit is as follow: First, fine grained clastic source bed of low Devonian is formed; Second, form parcel geothermal field during late magma hydrothermal activity, which made Au of first source bed activated again and formed a structure-magma-hydrothermal circulation system; third, the system extracts ore-forming elements and mineralizer along the passage, and, further more, form ore-bearing hydrothermal solution including Au, As, Sb, S; the last, ore-bearing hydrothermal solution moves along fracture crushing belt of Laozhaiwan, going with transformation of physical chemistry condition, in faulted and shattered zone and the section of unconformity surface compound, gets across altered and metasomatic host strata and then come into being silicification and pyritized veinlet impregnation type gold deposits.

Key words: Yunnan Laozhaiwan; fine-disseminated gold deposit; ore-forming fluid; ore deposit geochemistry

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：姚娟

2008年 5月 29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：姚娟

学位论文作者导师签名：

2008 年 5 月 30 日

第1章 引 言

微细浸染型金矿床，亦常称为“卡林型”金矿床，主要基于金的产出特点而得名，它本身不具成因意义。王可勇等认为，微细浸染型金矿床其定义除强调金的微细粒产出方式外，还应包含该类金矿床共有的一些基本特征，即它应泛指产于沉积岩或浅变质沉积岩地层之中，金主要呈显微—次显微"不可见"形式浸染状分布，并发育黄铁矿、毒砂、辉锑矿、雄（雌）黄及辰砂等典型中低温矿物组合的一类热液金矿床，这里的热液可包括岩浆流体，因为国内一些矿床不仅与中酸性脉岩或岩浆岩体有密切关系，而且同位素资料也已证实有岩浆热液参与了成矿作用。

1.1 选题依据及研究意义

毗邻黔桂的滇东南地区是云南重要的金矿成矿远景区，找矿工作近几年来有一定进展，发现了一批小型—中型金矿床及金矿化产地，如广南堂上(中型)、老寨湾(中型)和富宁那能(中型)金矿等。成矿条件相似的滇东南地区的卡林型(微细粒浸染型)金矿的找矿工作一直都受到云南地质界的广泛重视。在本区，各勘查单位均进行过不同层次不同程度的针对卡林型(包括红土型)金矿的找矿工作，取得了一些进展，但并无重大突破。

为了扩大资源，维持矿山正常生产，延长矿山服务年限，云南地矿资源股份有限公司和矿山非常重视老寨湾金矿的找矿增储预测研究，特设立了"云南老寨湾金矿床成矿分布规律与找矿方向研究"科研项目，老寨湾金矿床及其外围金矿的找矿方向问题是本项目研究的核心问题。本论文“云南老寨湾金矿床成矿物质来源分析及矿床成因探讨”依托此项目企图通过对老寨湾区成矿物质来源的研究来弄清楚前人在滇黔桂地区存在较大争议的成矿作用中的三源 (矿源，热源，水源)问题具体在老寨湾矿区结果是怎样的，并由此进一步探讨矿床成因，对该区外围继续找矿方向提供依据，为矿山增储做出贡献。

1.2 研究区交通位置及自然地理概况

云南老寨湾金矿床位于云南省广南县城南旧莫乡珠街镇和那洒镇交界处的老寨湾—袁家坪一带，地理坐标：东经 104°51′30″~104°55′00″，北纬 23°48′00″~23°51′00″，面积 33Km^2。矿区南侧 12Km 为国道 323 线，西侧有西（畴）-西（林）公路通过。矿区至广南县城 40Km，至文山县城 130Km，交通方便（图 1-1）。

位于广南县的老寨湾矿区，地处滇东南岩溶高原的东北部， 属中亚热带高原季风气候，年平均气温 16.6℃。广南县人口 69 万多人，有壮、汉、苗等民族。主要粮食作物有稻谷、玉米等；经济作物有花生、茶叶、油菜、烤烟等。

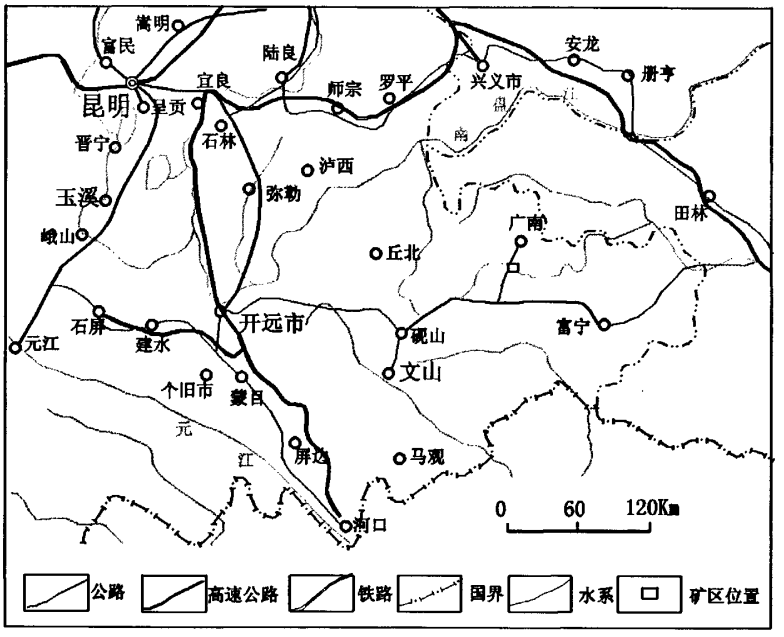


图 1-1 云南老寨湾金矿床交通位置图

1.3 微细浸染型金矿国内外研究现状及进展

微细浸染型金矿（美国学者称为卡林型金矿）是目前国内外重要的金矿床类型之一，在世界范围内主要集中分布在美国中西部(内华达州北部和尤他洲西北部)和中国西南部(涂光炽，1990)，是首先于 1962 年在美国西部内华达州卡林镇发现的一类新类型金矿((Radtke A S，1985； Sillitoe R H 和 Bonham H F，1990)。现在，我国卡林型金矿累计资源量已超过 1000 t，该类型矿床也已经成为中美两国最重要的黄金资源（Dobra J L，1997)。

1.3.1 国外微细浸染型金矿勘查进展及研究现状

1、国外微细浸染型金矿勘查进展

自发现微细浸染型金矿随后的 10 多年里，在美国西部内华达州勘查进尺 1000 余千米、包含 20 多例大型-超大型金矿床的卡林金矿带，金的储量超过 2×10^6 kg。几乎所有金矿床都是用 Au、As、Hg、Sb、Ba 等化探方法发现的，即在有利的构造、岩性条件下，使用化探方法，利用 Au、As、Hg、Sb、Ba 等微量元素的异常是发现这类金矿行之有效的方法。

上世纪70年代中后期卡林金矿理论传入中国，借鉴美国卡林金矿找矿经验，很快在秦岭(二台子、双王)和贵州(板其)发现该类金矿线索。80年代末期，在我国扬子地台西北、西南缘发现一批卡林型金矿床，“陕甘川、滇黔桂金三角”初具雏形。90年代找矿勘探又上一新台阶，除继续发现一批矿床外，对矿床成因、成矿机理、矿床类型与成矿动力学进行综合性研究；跨入新世纪仍有金矿床的不断发现，显示出中国西北、西南地区寻找卡林型—类卡林型金矿床的巨大潜力和良好前景。

除此之外，在北美东部阿巴拉契亚山脉南卡罗来纳州、南美秘鲁、亚洲东南亚地区等地有零星类似金矿床的发现与研究报导。

随着我国勘查的不断深入，终于在2007年9月，在地处“陕甘川金三角”的甘肃省文县阳山探获一座亚洲最大类卡林型金矿，累计探获黄金资源量308t。这让阳山金矿在世界排名第六，改写了我国没有200吨以上超大型独立金矿床的历史。也刷新了在此之前我国已知资源储量最大的微细浸染型型金矿——贵州烂泥沟金矿（已探明黄金资源储量为124t）的记录，烂泥沟金矿的开发已于2006年10月正式建成投产。

2、国外微细浸染型金矿勘查进展研究现状

Teal和Jackon (1997)指出，卡林型金矿的控矿因素主要是四个方面，包括：①古大陆边缘地壳薄弱部位长期活动带，主断层发育；②地壳减薄的区域性构造背景，多次侵入和高热流；③多期次的热液活动；④活化的高渗透性的碳酸盐岩围岩。

虽然国内外发现矿床的数量不断增多而且矿床形式各异，但人们已经意识到此类矿床特征与控矿因素是大部分微细浸染型金矿共同具备的，在研究各矿床时应加考虑：

⑴ 以沉积岩为容矿的卡林型金矿床，大多产于洋—陆及陆—陆俯冲—碰撞带两侧的局部拉张裂陷盆地中；主要分布在北美大盆地地区科迪勒拉造山带、科罗拉多地台和我国扬子地块西南缘的板内古生代-中生代沉降带和西北缘古生代-中生代冒地槽，即沿狭义的扬子地块周边的地槽褶皱带分布，主要产在板块边缘的克拉通坳陷盆地和断陷带盆地中，从构造演化史来看，它们一般都经历了大洋地槽、弧后盆地、克拉通、准地台、裂谷带及陆内断陷盆地等发展阶段。

⑵ 矿床成群成带出现，空间分布受陆内造山活动引发的区域性逆冲推覆断裂控制；具有分布局限、成矿集中的特点，形成许多超大型矿床。

⑶ 成矿元素以Au-As-Sb-Hg-Ba-Tl组合为特征，矿床显示中低温热液矿化特征；具有以黄铁矿、雄黄、雌黄、辉锑矿、辰砂、毒砂、重晶石和石英等与成矿有关的中低温矿物组合。

⑷ 原生矿石中金呈次显微—显微状，次显微金与含砷矿物密切共生；

⑸ 矿床围岩蚀变较弱，矿石与容矿围岩界限模糊过渡； 围岩蚀变为去碳酸盐化、硅化、泥化、硫化物化和重晶石化等。

围岩蚀变大致可分为三个阶段：①早期硅化阶段(酸性热液蚀变)，酸性热液交代碳酸盐类围岩，导致原岩碳酸盐矿物迁移或被硅质替代；②中期硫化物矿化阶段(弱酸性热液蚀变)，以辉锑矿、黄铁矿为主，为金矿的重要成矿时期；③晚期碳酸盐化阶段（中-弱碱性热液蚀变)，方解石大量出现，呈脉状、网脉状分布。

⑹ 原生矿石难选冶，广泛采用堆浸喷淋选矿方法或全泥氰化。

1.3.2 国内研究现状及进展

滇黔桂接壤地区是近 10 多年来发现的一大金矿成矿集中区，其金矿类型皆为微细粒浸染型(卡林型，微粒型，超微粒型等)，综观近几年来的研究资料，对成矿作用中的三源 (矿源，热源，水源)争议较大：①认为矿源来源于地层围岩(主要为中三叠统浊积岩系)，或认为金主要来自深部；②水源的认识一为大气降水，二为多水源(即大气降水为主，并有岩浆水， 岩浆接触热变质水的参与)；③热源认为有二，一为深成热源，二是与区域中深成岩浆活动有关。此外，前人在对成矿作用、成矿机制及成矿模式的研究上也有不同看法，分歧主要体现在矿质来源谁占主导的问题上。有的人认为 Au 主要来源与围岩，同时，也有相当一部分人人为 Au 主要来源与上地幔或深部地壳。归纳起来，对滇黔桂微细浸染型金矿主要有以下几种认识：

1、一种观点认为：成矿物质主要来自赋矿层金被流体活化、迁移，最后在有利的构造一岩性部位沉淀下来形成矿体(矿床)。如：

朱赖民等(1997)讨论了深源流体参与金矿成矿的可能性，认为金矿床是上升热流体改造地层岩石的产物，其可能的成因模式为：燕山期伴随幔源岩脉贯入，携带有矿质及矿化剂的深源流体沿深大断裂上升进入地壳环境。由于深源流体所特有的强大热力场、化学场和动力场，可促使沉积地层中的成矿元素及矿化剂活化转入其中形成富含成矿元素及矿化剂的成矿流体(谭运金，1994)。当成矿流体继续向上运移至与深大断裂沟通的次级容矿构造时成矿热液系统温度、压力降低、pH 下降，Eh 升高。f_{S2} 降低，还原硫活度下降，成矿热液中以 $Au(HS)_2^-$（热液主成矿阶段)、AuS^-（热液晚成矿阶段主要形式）等形式迁移的金与围岩中的活性铁等发生硫化作用导致金大量沉淀聚集。

聂爱国等(2006)通过黔西南金矿床的特殊性研究认为：黔西南金矿是在特殊的大地构造环境下，峨眉地幔热柱活动喷发玄武岩浆提供的成矿物质来源在特殊的沉积环境下形成含金建造，受燕山期峨眉地幔热柱再次活动产生的热动力条件改造形成的。

与此观点稍有不同的另外一种看法，则更加强调成矿过程中热流体和矿化剂的作用。贾大成和胡瑞忠（2001）分析滇黔桂地区金矿成矿地质特征和成矿流体的基础上，提出微细浸染型金矿的两期三阶段成矿模式：①矿源层形成期受到沉积盆地物源区金的原始丰度和供给量、沉积盆地的岩相和岩性、以及所含生物有机质的多少等3个主要因素控制。金等金属的选择性沉积形成了滇黔桂地区金、锑、汞、砷、铊等元素高含量背景场和矿源层，使金等金属在沉积盆地的局部沉积相带得到预富集；②叠加改造成矿期，该期可分为两个成矿阶段，即矿质淋滤、迁移富集阶段和矿质沉淀富集阶段。前者受矿化剂控制，后者受沉淀富集剂控制。在淋滤、迁移富集阶段，矿化剂选择性萃取金等金属形成络合物，组成浓集的含矿流体向构造脆弱带和泥质隔挡层下部富集。随着盆地内 H_2S 流体的分异和幔源基性脉岩沿构造脆弱带的侵入以及有机质热液成熟作用的加强而进入沉淀富集阶段，构造脆弱带中 S、H_2S、CH_4、Cl^-、SO_4^{2-}、CO_2 等沉淀富集剂增多和有机质的受热分解改变迁移状态下的富金流体的物理化学条件而破坏了含金络合物的稳定性，促使 Au^{3+} 还原为自然金被捕获(吸附)或与沉淀富集剂结合成硫化物和硫砷化物而沉淀。

尹福光等(2000)从黔西南地区沉积相和构造条件出发，提出黔西南金矿的油气成藏模式：黔西南赋存于沉积岩中的金(汞、锑、砷)矿床的含矿热液是金矿建造中封存的同生水或富含成矿元素的生油层系中的石油和油田水，这些流体在封存、迁移形成后又遭受到破坏而导致成矿物质沉淀而成矿。这一成矿过程可分为四个阶段：①沉积作用阶段，为初矿源岩形成期；②成岩作用阶段，像汞、锑、砷、金等活泼或较活泼的元素在压实作用和温度升高条件下，随岩石的水体一起排出而形成流体；③构造成矿作用阶段，形成容矿空间，改变了压力平衡条件，促使成流体运移成矿；④表生风化剥蚀作用阶段，圈闭构造受到风化剥蚀而导致含矿流体发生物理、化学变化，或其逸出地表过程中形成矿床。

2、另一种观点则认为：来自上地幔及壳幔界面的深源流体提供了矿源及热源，经后期构造作用改造在有利的构造部位富集成矿，只是在后期构造改造过程中才有少部分围岩中的矿质参与成矿。如：

王砚耕等人(1994a、1995)在研究黔西南构造与卡林型金矿的基础上，从南盘江地区的浅层地壳结构、盆地性质和变形图象出发，研究了黔西南地区金矿的分布模式，总结了黔西南金矿的形成过程；在沉积成岩和岩层尚未发生构造变化和地温梯度尚未增高之前，地下水和较浅部(浅层)的孔隙水趋于水文地质系统和地球化学环境的平衡状态，渗透率和孔隙度均随深度增大而减小，具体取决于含水层的性质与厚度，在这种情况下，较深部的孔隙水会比较长时间地停留在下面，特别是停积在那些不透水的主隔水层之下。在这种状态下，其上较浅部位的地下水可得到补给，其补给量的大小当然取决于地层和岩性。但是，从浅部补给系统向较深部静比状态的转变是逐渐的，而且需要时间过程才能实现。因此，上述两

者间会有一个过渡性的混合带存在。这样，较深部的水及其储水层处于近似平衡状态，但随着补给量的增加，浅部变为充氧地下水体，深部则成为静态的还原水体。特别是在原始正常沉积岩、玄武岩和火山碎屑岩等储水岩石中，硫化物或有机碳含量高(如该区龙潭组含炭粘土岩等)时，还原性更大，可从储水岩石中淋滤出上述组份(包括 Au 元素)，并溶解于水体之中。

当地温梯度升高而打破上述平衡时，两带之间的界面会向上凸起；热量若继续升高，就会出现还原性孔隙水或羽状水。它可沿裂隙向上扩张，若遇到隔水层或相对隔水层时，上述凸起就会变窄。在此期间，随着地温的升高，还原水体受热，CO_2、H_2S 等向上迁移，进入上层充氧水体，局部可成为酸性溶液，形成含金热水系统。若地温再度升高，特别是构造驱动(主要是断层)的热效应，流体沿断层或裂隙向上流动，并与周围的源岩进行组分交换，包括 Au 在内的有关元素以络合物形式溶于流体中，成为含金低温热液。这种热液沿空隙(断层、裂隙、节理等)上升到近地表地带，又与其他水体混合，加上流体上升过程中热量的耗散而逐渐冷却，便可向适宜的构造部位的岩性层中扩散，并形成热水溶液循环系统。特别是遇到不渗透障(粘土岩、炭质页岩等)时，溶液可产生高孔隙流体压力，出现水动力张性破裂，或者挤压(或剪切)构造体制下产生的裂隙或断层(膝折带、逆冲断层等)这样的开放系统，随着含金热液流体温度降低而向上述空间流动，在适当的物理化学条件下便可交代围岩并沉积石英、硫化物及金等，并在有利的构造部位和岩性中富集形成金矿体。

韩至钧和盛学庸(1996)通过区域地质背景的分析和总结黔西南两种类型(卡林型和红土型)金矿的地质特征，建立了如下成矿模式：地幔的局部上来导致右江盆地的形成，为成矿热液的孕育创造了条件：地幔热流上涌和盆地内的岩浆活动、沉积物的脱水(包括封存水和热脱水)，以及沉积物中原有的分散矿质，分别为成矿热液的形成提供了热、水、矿“三源”。盆缘断裂的存在为矿液的排放和运移提供了通道。燕山运动时，盖层发生褶皱断裂，使成矿流体沿盖层断裂向背斜和弯窿核部负压区运移。当矿液运移至富含同生黄铁矿和有机质的细碎屑岩附近，即断裂与该类岩石的复合部位时，矿液中络合物内的金受其吸附和还原发生沉淀，形成微细浸染型金矿。

刘显凡等 (1999)，通过成矿热液矿物流体包裹体的成分、热力学和同位素地球化学研究，初步认为滇黔桂地区金矿原生成矿流体主要沿深大断裂通道直接来自上地幔；提出深源成矿流体中 Au 主要以纳米微粒自然金形式迁移，但随着流体运移至地壳成矿过程中，其物理化学条件随着地层水、大气降水和地层物质的局部混染和覆盖发生改变，导致流体中的部分 Au 呈 Au—Si 配合物和 Au—S 配合物形式在一定范围内迁移，进而三种迁移形式又在一定条件下发生分解、沉淀和金的聚集；由此进一步认识到，可能正是这种深源与浅源的混染并交代岩石，为形成大型和超大型矿床创造了有利条件。此后，刘显凡（2003）探讨了黔西南

低温成矿域中不同层位不同类型金矿的内在统一成矿机制。在裂谷发育期，该区元古界基底在晚古生代—三叠纪产生裂陷，发育泥盆系的磨拉石建造和石炭—二叠系的碳酸盐建造；到二叠纪末，谷内地块发生短暂大面积上升出现沉积间断，并与紧接此后的峨眉山玄武岩构成平行不整合接触；进入中生代，伴随裂谷的封闭和消亡阶段，发育巨厚的三叠系复理石浊积岩系和晚三叠统的磨拉石建造，同时发育双峰式火山岩裂谷封闭后，进入燕山期，基底断裂再度复活，并与成矿期断裂一起切穿地壳，再次引起地幔上隆、岩浆侵入和异常高地温，并使二叠纪以后的岩石发生强烈褶皱和断裂，形成切穿地壳的统一的深部成矿流体运移的通道；在挤压褶皱的同时，下二叠统茅口灰岩与上二叠统玄武质凝灰岩之间由于岩石的能干性差异较大，因而沿其界面发生拆离、滑脱形成构造角砾岩层，即"大厂层"；与此同时，早已聚集并处于一触即发状态的上地幔分异成矿流体沿深大断裂通道进入地壳，并沿途萃取地层中的物质，同时地层建造水和大气降水加入，必然不同程度改变深源成矿流体的物理化学性质，进而沿途选择适宜的次级构造和岩性空间富集形成不同层位的微细浸染型金矿。有利于金富集成矿的构造—岩性部位主要是二叠系地层中的层间剥离构造和三叠系地层中的次级断裂容矿空间。

1.4 研究思路方法及完成工作量

本论文以微细浸染型金矿成矿模式理论为指导，借鉴滇黔桂地区基础地质资料，学习微细浸染型金矿的最新研究成果，抓住金矿成矿的多期多阶段叠加成矿特点，在系统了解矿床地质特征的基础上，通过矿床微量元素地球化学、矿物流体包裹体地球化学、稳定同位素地球化学等的研究，总结成矿流体性质和特征，分析成矿物理化学条件，探讨矿床成矿物质和成矿流体的来源、矿床成因等问题。本次研究工作完成的工作量统计如下表(表 1-1)。

表 1-1 项目完成的实物工作量

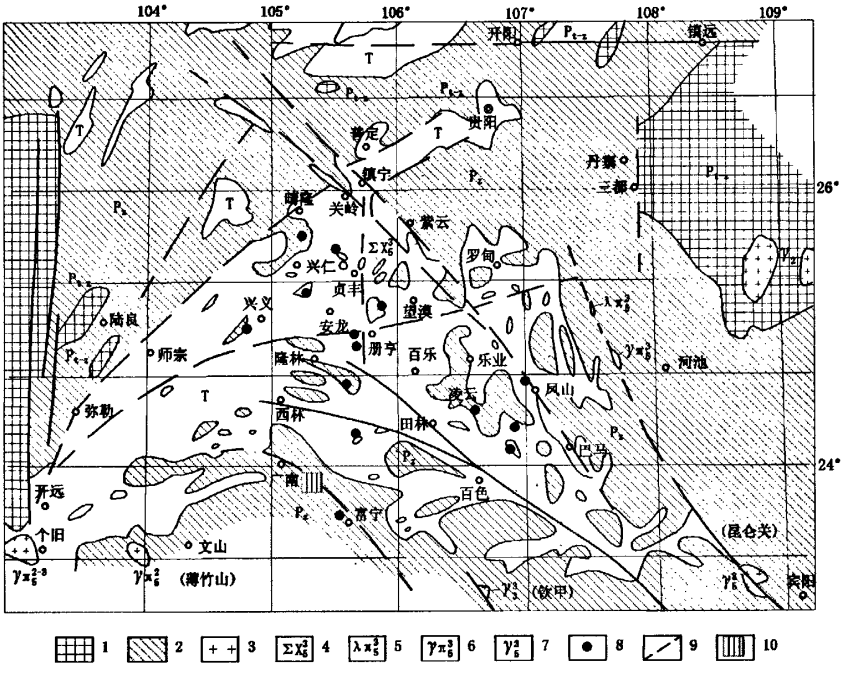
序号	完成项目	数量	完成单位	备注
1	野外实地勘查、调研和取样（3 次）	共 24 天	项目组成员（成都理工大教师 4 人）	学生 5 人
2	编录取样钻孔	6 个	项目组双方合作成员	489.16m
3	钻孔岩（矿）石化学分析 Au 样	162 件	广南金矿地质组提供	Au 副样
4	钻孔、剥土与矿体露头取样	共 144 件	项目组双方合作成员	
5	岩（矿）石薄片磨制与鉴定	99 片	四川省地矿局华阳地矿检测中心与成都理工大学地球科学院	镜下照相 46 张
6	矿石光片磨制与鉴定	9 片	四川省地矿局华阳地矿检测中心与成都理工大学地科院	镜下照相 16 张
7	岩（矿）石硅酸盐全分析样	24 件	成都理工大学材化学院	
8	中子活化微量-稀土元素多项分析样	60 件	成都理工大学地学核技术四川省重点实验室	

9	岩（矿）石 Au 单项化学分析样	17 件	四川省地矿局华阳地矿检测中心与成都理工大学材化学院实验中心
10	矿石人工重砂挑黄铁矿、辉锑矿	11 件	四川省地矿局华阳地矿检测中心
11	扫描电镜照相与能谱分析 26 件	146 照片	成都理工大学与成都地矿研究所
12	X 射线粉晶衍射分析样	3 件	成都理工大学材化院实验中心
13	黄铁矿-辉锑矿稳定硫同位素样	11 件	中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室
14	石英流体包裹体气、液成分分析样	8 件	中国地质科学院矿产资源研究所
15	石英流体包裹体均一法测温样	5 件	成都理工大学地球科学院
16	石英单矿物氢、氧、硅同位素分析样	8 件	中国地质科学院矿产资源研究所
17	矿（岩）石全岩氧、硅同位素分析样	10 件	中国地质科学院矿产资源研究所
18	石英 ESR 测年样	1 件	成都理工大学地学核技术四川省重点实验室
19	矿（岩）石全岩铅同位素分析样	5 件	成都理工大学地学核技术四川省重点实验室
20	矿（岩）石电子探针分析样	42 点	中国地科院成都地质矿产研究所
21	阴极发光分析	15 件	成都理工大学地球科学院

第 2 章　成矿区域地质背景

老寨湾金矿床位于云南省东南部广南县旧莫乡老寨湾-袁家坪一带（广南县城南东 40km），地理位置属滇黔桂三省接壤地区，大地构造位于扬子地台西南缘与华南加里东褶皱系接合部位。夏邦栋等（1992）根据板块理论研究认为，该区应属于滇黔桂裂谷。

裂谷中微细浸染型金矿的分布特征由下图 2-1 看出，金矿床（点）均分布在 NE 向的弥勒—师宗断裂，NW 向的水城—紫云—巴马断裂和富宁弧形断裂三组主干断裂为边界所围限的三角形地域内，并紧靠断裂构造线，尤其是三角形地域内呈 SN 向和 EW 向的隐伏构造附近的金矿较为密集。滇东南的金矿产出区域上受弥勒—师宗断裂、南盘江断裂、广南—富宁断裂等深断裂的控制。



1　2　3　4　5　6　7　8　9　10

图 2-1　滇黔桂地区地质略图（据杨科佑等，1992）

1.元古界-震旦系(Pt-Z)；　2.古生界(Pz)；　3.花岗岩体；　4.偏碱性超基性侵入岩；5.石英斑岩；
6.花岗斑岩；　7.花岗岩体代号；　8.金矿区(床)；　9.隐伏深断裂)；　10.研究区位置

2.1 区域地层

老寨湾金矿床区域地质构造位于华南褶皱系滇东南褶皱带文山-富宁断褶束，文山-那洒弧形构造东段。区域地壳演化经历了由地槽（加里东期）到地台（华力西期），再到裂谷（印支期）的复杂过程。

本区出露地层有寒武系上统、奥陶系下统、泥盆系、石炭-二叠系、三叠系和第四系，缺失奥陶系中-上统、志留系及侏罗、白垩、第三系等地层。寒武系上统至奥陶系下统，为一套海相的碳酸盐建造、砂泥质建造，代表准地槽沉积；泥盆系为一套砂泥质、碳酸盐建造；石炭-二叠系为一套厚度不大的碳酸盐建造，表现出稳定的地台型沉积特征；三叠系为一套碳酸盐建造、砂泥质建造，代表裂谷沉积。区域地层分布及其岩性特征见图 2-2、图 2-3。

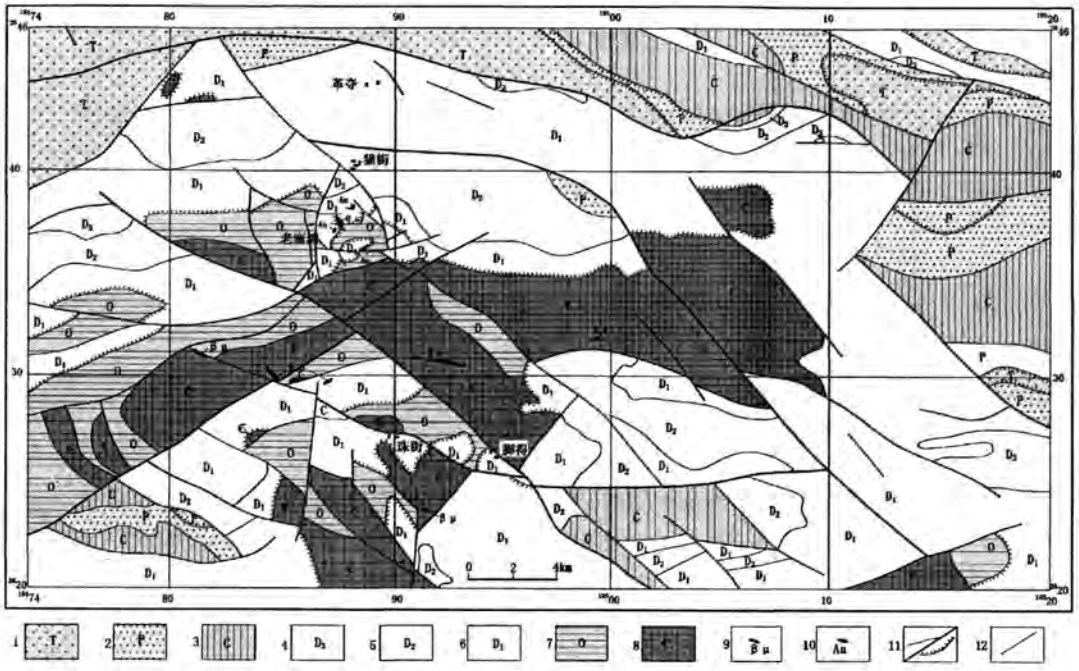


图 2-2　老寨湾金矿床区域地质构造图

1.新生界；　2.中生界；　3.石炭系；　4.泥盆系上统；　5 泥盆系中统；　6.泥盆系下统（赋矿层位）；
7.奥陶系；　8.寒武系；　9.辉绿岩体；　10.金矿体；　11.地质界线 / 不整合地质界线；　12 断层线

2.1.1 寒武系上统

寒武系上统（$\in_3$）为本区最低层位，包括唐家坝组（$\in_3$t）和博菜田组（$\in_3$b），分布于区域中部及南西部地区，构成区域背斜的核部。岩性主要为灰岩、泥质条带灰岩夹白云岩和泥质粉砂岩等。

2.1.2 奥陶系下统

奥陶系下统（O_1）包括独树柯组（O_1d）、闪片山组（O_1s）和老寨组（O_1l），分布于区域南西部地区。该套地层与其下伏寒武系上统呈连续沉积，整合接触，区域分布上构成区域背斜的两翼部。

奥陶系下统各组岩性有一定差异：独树柯组（O_1d）岩性主要为厚层细粒石砂岩；闪片山组（O_1s）岩性主要为灰岩、灰生碎物屑灰岩、藻鲕粒灰岩，局部

夹钙质粉砂岩；老寨组（O_1l）岩性主要为中厚层中层细粒石英砂岩夹少量薄层粉砂质泥岩。

系	统	组	段	代号	柱状图	厚度(m)	岩性描述
第四系				Q			坡积、冲积、残积砂砾(泥)层
泥盆系	中统	古木组	上段	Dg^2		335	台地相带为灰色厚层块状层孔虫粉晶白云岩、白云质灰岩，台地相边缘相带为生物碎屑滩灰岩为主，生物骨骼异地堆积 区内出露上部为灰色厚层—块状粉晶层孔虫白云质灰岩、灰质白云岩，下部灰色薄—中厚层状泥粉晶生物碎屑灰岩
			下段	Dg^1		128	灰色薄至中层状生物屑泥粉晶灰岩，中部夹厚层粉晶白云岩
	下统	坡脚组		D_1p		366	上部灰色、深灰色薄层状泥岩，含钙质泥岩夹灰岩透镜体，下部厚层状泥岩 在矿区范围内，仅见灰、绿灰、灰黑色薄层状泥岩，局部夹灰色、褐黄色薄层粉砂质泥岩。厚度＞134m
		坡松组	上段	D_1ps^2		＞190	灰色、浅黄色、浅褐黄色中—薄层石英砂岩，偶夹薄层粉砂质泥岩。为矿区内次要赋矿层位
			下段	D_1ps^1		＞129	褐黄色厚层块状硅化石英砂岩，灰白色、褐黄色厚层块状石英岩，硅化石英细砂岩、石英细砂岩。为矿区内主要赋矿层位
奥陶系	下统	老寨组		O_1l		471	浅灰色中至厚层状细粒石英砂岩夹薄至中层状粉砂岩
		闪片山组	上段	O_1s^2		226	上部灰色中至厚层状粉晶生物屑灰岩，细晶砂砾屑灰岩，下部灰色薄至中层状粉晶砾砂屑灰岩，局部夹钙质粉砂岩，在矿区范围内仅露出上段(O_1s^2)
			下段	O_1s^1		295	上部及下部灰色厚层状细晶藻鲕粒灰岩，中部灰色中厚层状生物屑粉晶砾砂屑灰岩 矿区内该段地层(O_1s^1)未见出露
		独树柯组		O_1d		163	灰色、褐黄色中厚层状细粒石英砂岩夹薄至中层状泥质粉砂岩、泥岩。矿区内未见出露
寒武系	上统	博莱田组	二段	ϵ_3b^2		152	灰色中厚层状粉细晶白云岩，局部夹泥晶生物屑灰岩，顶部为鸟眼灰岩
			一段	ϵ_3b^1		219	灰色厚层状细晶砾砂屑灰岩，藻鲕粒灰岩夹粉晶白云岩，底部为鸟眼灰岩
		唐家坝组	三段	ϵ_3t^3		404	上部灰色中厚层泥质条带灰岩，细晶藻鲕砂屑灰岩，局部灰泥质粉砂岩，下部灰色中厚层白云质灰岩，白云岩夹泥质条带灰岩
			二段	ϵ_3t^2		456	上部灰色薄至中层泥质条带灰岩，局部夹泥质粉砂岩，下部灰色中厚层状白云岩，白云质灰岩夹泥质条带灰岩
			一段	ϵ_3t^1		375	上部灰色中厚层泥质条带灰岩、细晶砂屑灰岩，中部薄层泥质条带粉晶白云岩夹厚层细晶白云岩，下部中厚层泥质条带灰岩

图 2-3　老寨湾金矿床区域地层柱状图

2.1.3 泥盆系

泥盆系下中上三统发育齐全，在区内分布非常广泛，主要在中部，基本构成区域背斜的翼部并围绕寒武系上统-奥陶系下统分布。泥盆系与下伏奥陶系下统（有的地方为寒武系上统）之间呈不整合接触，之间缺失了奥陶系中-上统、志留系。

泥盆系岩性主要为一套砂泥质、碳酸盐建造。泥盆系下统坡松冲组（D_1p）岩性主要为中薄层细粒石英砂岩，偶夹薄层粉砂质泥岩，岩石普遍硅化，为本区主要赋矿层位。

2.1.4 石炭系和二叠系

石炭系和二叠系（C-P）在区内分布不广泛，主要在南部和东北部，与下伏泥盆系之间呈平行不整合接触，多处与其它地层之间为断层接触。石炭系和二叠系岩性主要为一套厚度不大的碳酸盐建造，在老寨湾金矿区没有出露。

2.1.5 三叠系

三叠系（T）在区内分布不广泛，主要在北部（图幅外三叠系构成中生代盆地），与下伏诸地层之间呈角度不整合接触。岩性主要为一套碳酸盐建造、砂泥质建造。

2.2 区域构造特征

本区构造发育，主要为褶曲与断裂构造。构造的发育受区域大地构造影响，实际为环绕越北古陆呈同心环状展布的弧形构造的一部分，其间主要受NW向断裂（次为NE向断裂）穿插，构成了本区构造基本格架。弧形构造由一系列弧形弯曲的断裂和线状褶皱组成，弧顶向北突出，呈半环状展布。构造变形主要为晚印支运动产物。

⑴ 褶曲构造　区发育的褶曲主要为那洒短轴破背斜构造，该背斜轴线总体呈NWW向，由于受NW和NE向断裂的相互切割，形成破背斜构造。

⑵ 断裂构造　区发育的断裂构造主要为NW向，其次为NE向和近EW向。后两组构造为晚期断裂构造，切割NW向断裂构造，形成一些菱形块体和较复杂的分布格局。

2.3 区域岩浆活动

本区岩浆活动不太发育，但仍可见少量基性岩脉，在区域中部沿NW和近EW向断裂带断续分布。如发育于老寨湾金矿区的辉绿岩脉，沿NW向断裂带分布，为本区重要的热液活动通道，在金矿的成矿中起了重要的作用。

2.4 古地热场特征及对金成矿的影响

矿质的活化、迁移、沉淀成矿及热液活动均需一定的热源作动力，其可能的来源有 3 个方面，即岩浆活动、古地温梯度及构造热效应。

(1) 岩浆活动　尽管岩浆活动不被视为该类金矿床形成的一个必要条件，但在一些金矿床中，它们直接产于控矿构造带内，与金矿体有密切的时空联系，因此不可避免地为矿床形成提供一定的热源，甚至一部分矿质来源。

(2) 古地温梯度　古地热场是指某一地史时期的地热场，它包括区域地热场和局部地热场，前者称为深成地热场，即由地球内部热体向地球表面热扩散形成的地热场，属于正常深成热；后者称为变地热场，即由岩浆活动、断裂活动和深部构造演化叠加在正常深成热之上的地热场，它对于成矿作用极为有利。吴江等（1993）和庄新国（1995）通过研究区域内晚二叠世煤层的镜煤反射率（R°m）和下三叠统牙形石色变指数（CAI）（表 2-1），圈定了该区与成矿有关的古地热场，如图 2-4、图 2-5 所示。

表 2-1　滇黔桂地区牙形石变色指数镜煤反射率古地温对应关系（据庄新国，1995）

牙形石色变指数（CAI）	镜煤反射率（R°m）	最高古地温
1	1.0	100
2	1.5	130
3	2.0	160
4	3.0	200
5	4.0	250
	5.0	300

由图 2-4 和 2-5 对比看出，两方法所得等值线均表现出裂谷盆地中心向外逐步降低的趋势。这表明，中三叠统的存在与拗陷差异导致的上覆岩层的厚度差异，使盆地内部比盆地边缘下陷同套煤系地层于更深部位，从而造成盆地中央较盆缘的煤变质程度更高。由此可推断，本区上二叠统煤的高变质必发生在中三叠统形成之后。刘显凡等据此结合高地热异常的持续时间综合推断，本区造成上二叠统

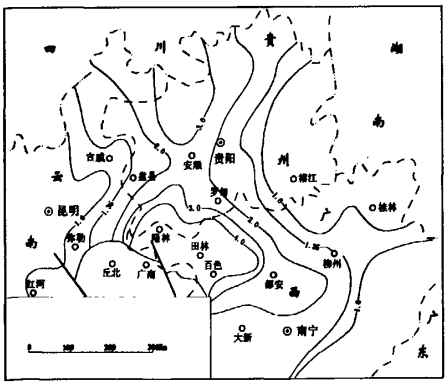


图 2-4 滇黔桂地区上二叠统镜煤反射率（R°m）等值线图（据庄新国, 1995）

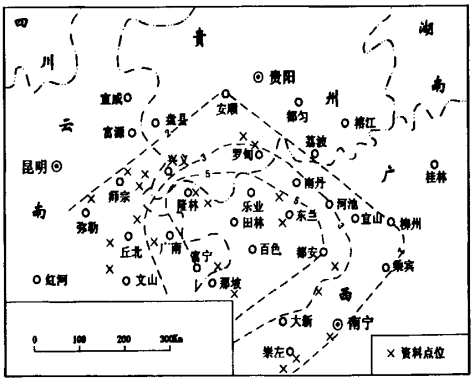


图 2-5 滇黔桂下三叠统牙形石色变指数（CAI）趋势等值线图（据吴江等, 1993）

煤高变质的古地热场，自中三叠世末一直持续到晚白垩世，即 230～65Ma。前人对本区成矿时代的研究，微细粒浸染型金矿的成矿期基本限定在燕山运动发生的时间，即 220～70Ma 之间。因此，古地热场的持续期正是本区金矿的成矿期。

(3) 构造热效应 我国的微细浸染型金矿床多集中产出于发生过强烈挤压造山作用的地槽褶皱带内，而且成因上也与挤压造山事件有关。

区内深大断裂体系中，EW 向和 SN 向构造带属早期形成的基底断裂构造，它持续活动，对晚期构造的形成、发展与成矿都具有控制作用。NE 向和 NW 向及弧型构造是继老构造于印支-燕山期发展壮大起来的区域主干断裂构造，如 NE 向弥勒-师宗断裂、开远-隆林-望谟断裂，NW 向的右江断裂、镇宁-紫云断裂及广南-富宁弧型断裂等，它们都经历了压扭-剪-张的构造演化，产生的构造破碎带为矿液运移和岩脉贯入与金成矿作用提供了良好的通道。

侯宗林等（1989）研究表明， 在滇-黔-桂地区，沿区域性大断裂或主干断裂带往往发育等温线密集地温梯度带，并有明显的高温异常区，不少地区至今仍有热泉活动显示。 因此，断裂和褶皱等构造作用是古地温增高的又一重要因素。

2.5 区域地球化学背景特征

矿床的共生分异是指地球化学性质相近的一系列元素，在成矿过程中既相互依存，共同迁移、共同沉淀，同时，在成矿的时、空上又存在一定差异的双重地

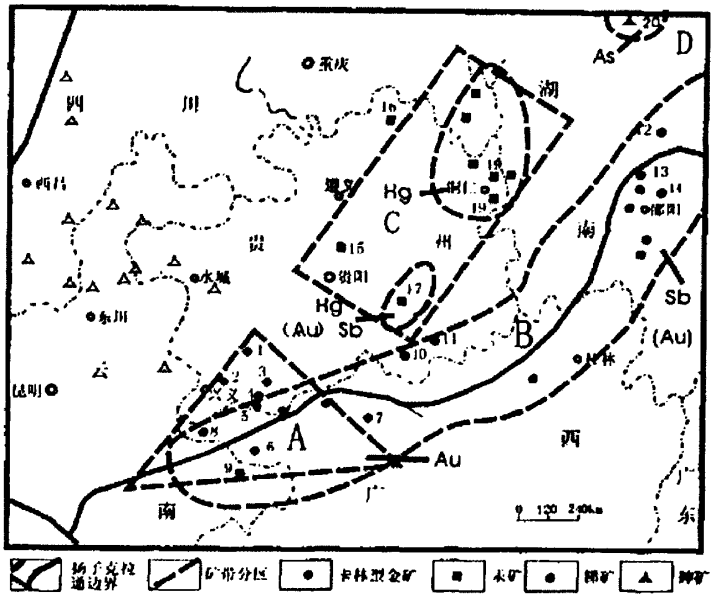


图 2-6 扬子地块西南缘 Au、Sb、Hg、As 矿床、矿带分布图(据孙国胜等，2003)

A. 滇黔桂卡林型金矿区：1. 紫木档；2. 戈塘；3. 烂泥沟；4. 丫他；5. 板其；6. 高龙；7. 金牙；B. 华南锑矿带：8. 马雄；9. 木利；10. 半坡；11 √檬；12. 板溪；13. 锡矿山；14. 龙江；C. 湘黔汞矿带：15. 白马洞；16. 务川；17. 丹寨；18. 铜仁；19. 万山；D. 湘西北砷矿矿集区；20. 石门雄黄矿

球化学行为。化学性质相近的一系列元素在成矿过程中的共生分异，在许多矿床，尤其在大型、超大型矿床中是较普遍的现象。

扬子地块西南缘的滇、川、黔、桂、湘等地区的大面积低温成矿域的 Au、Sb、Hg、As 矿床，常出现共生分异的现象，按矿床组合、矿床空间展布特点，可以划分为：A—滇黔桂三角区卡林型金矿矿集区、B—湘黔汞矿带、C—华南锑矿带、D—湘西北的砷矿矿集区(图 2-6)。这些矿带、矿集区共同构成了扬子地块西南缘大面积低温热液矿床 Au、As、Sb、共生的成矿域（孙国胜等，2003）。

据已有的研究表明，赋矿地层中赋矿地层中 Au、Sb、Hg、As 等成矿元素含量较高。据不完全统计，在滇-黔-桂地区， 泥盆系- 三叠系地层平均含金量变化范围为 11×10^{-9}～54.33×10^{-9}（郑明华等，1994）. 它们均有为金成矿作用提供物质来源的能力。

且根据中国地调局发展中心 1：100 万比例尺的水系沉积物地球化学网格化原始数据和部分 1：20 万的化探数据，相对全国而言，扬子地台西南缘地区具有明显富集趋势的元素主要有 Cu、Cr、Ni、Ti、V、Co、Cd、Sb、Fe、Hg、Au、Mn、Zn、Nb、P、Mg、B、U、Pb、Mo，而相对亏损的元素主要是碱金属(K、Na)、碱土金属(Ca、Sr、Ba)和亲酸性岩浆岩(Si、W)等元素。其中，Au 元素在整个扬子地台西南缘地区水系沉积物中具有较高的区域地球化学背景，其几何平均值达 1.997×10^{-9}，衬值（研究区范围内几何平均值/全国范围内几何平均值)达 1.46。这说明，在地球化学条件方面，Au 元素在区域尺度上也是有一定成矿优势的。

第 3 章　老寨湾金矿床地质特征

3.1 矿区地层

老寨湾金矿床矿区内出露的地层（见图 3-1），从老到新主要有：寒武系上统唐家坝组（$\in_3t$）和博菜田组（$\in_3b$），奥陶系下统闪片山组（O_1s）和老寨组（O_11），泥盆系下统坡松冲组（D_1ps）和坡脚组（D_1p）。

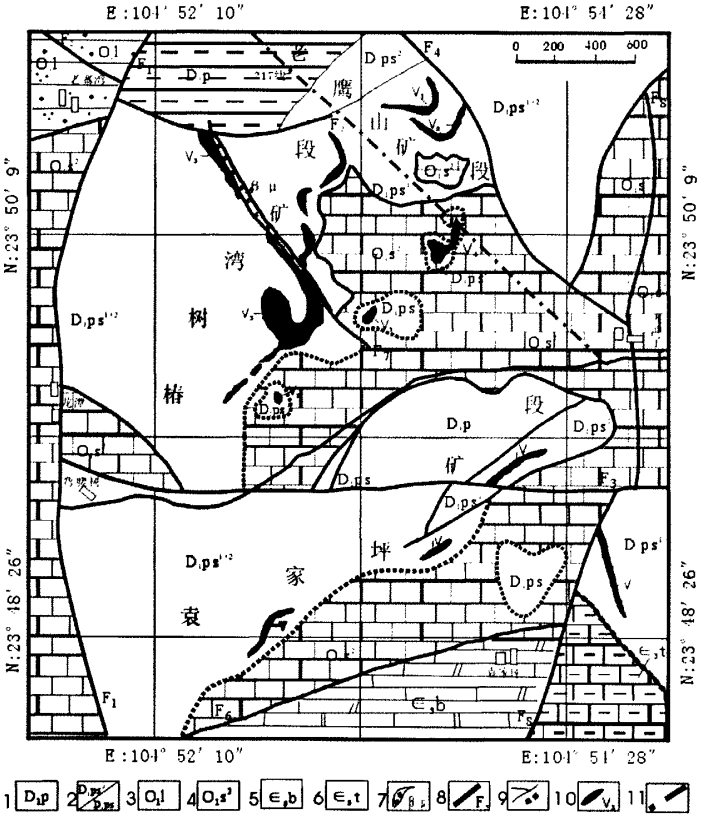


图 3-1 老寨湾金矿床地质构造略图

1.坡脚组；　2.坡松冲组上段/坡松冲组下段；　3.老寨组；　4.闪片山组；　5.博采田组；　6.唐家坝组；
7.辉绿岩脉；　8.断层及编号；　9.地质界线/不整合地质界线；　10.金矿体及编号；　11.矿段分界线

泥盆系下统坡松冲组（D1ps）是本区赋矿层位。现将各时代地层由新到老叙述如下：

1、泥盆系下统（D_1）

①坡脚组（D_1p）　分布于矿区北部，岩性主要为灰色、绿灰色及灰黑色薄层状泥岩，局部夹灰色、褐黄色薄层粉砂质泥岩。薄层泥岩中含有双壳类化石，粉砂质泥岩中含有灰黑色植物碎片。厚度＞134m。

②坡松冲组（D_1ps）　主要分布于矿区中部和北东部，岩性描述如下：

上段（D_1ps^2）　灰色、浅黄色及浅褐黄色薄-中层状细粒石英砂岩，上部偶夹薄层粉砂岩、粉砂质泥岩。厚度＞190m。

下段（D_1ps^1）　主要为灰色、灰白色及褐黄色中薄层状细粒石英砂岩，局部夹有中粒-中粗粒石英杂砂岩。

2、奥陶系下统（O1）

①老寨组（O_11）主要分布于矿区北西部（F_1 断层以西），岩性主要为灰色、褐黄色细-中粒中厚层状石英砂岩，夹少量灰绿色薄层粉砂质泥岩，厚度 471m。

②闪片山组（O_1s）仅出露上段（O_1s^2），主要分布于矿区中部，其次分布于矿区北东部（F_8 断层以东）和西部（F_1 断层以西）。岩性主要为一套碳酸盐岩。

3、寒武系上统（$\in_3$）

⑴ 博菜田组（$\in_3b$）主要分布于袁家坪矿段之南部（F_6 断层以南），分二段，岩性主要为：

上段（$\in_3b^2$）：灰色薄-中厚层状粉晶灰岩夹灰色中厚层状白云岩，厚度＞240m。下段（$\in_3b^1$）：灰色厚层状、块状粉晶白云岩，厚度＞10m。

⑵ 唐家坝组（$\in_3t$）主要分布于袁家坪矿段之南东部（F_8 断层以东），岩性主要为一套碳酸盐岩，如灰色中厚层泥质条带灰岩、细晶砂屑灰岩、白云岩、藻鲕砂屑灰岩等，局部间夹有泥质粉砂岩。

3.2 老寨湾矿区赋矿层及其分布特征

老寨湾金矿床矿区内出露的赋矿层为坡松冲组（D_1ps），该组虽分二段，但金矿化主要产在下段（D_1ps^1）。该地层主要分布于矿区中部和中南部，呈角度不整合覆于奥陶系下统闪片山组（O_1s）之上；少量分布于南东部（F_8 断层以东），呈角度不整合覆于寒武系上统唐家坝组（$\in_3t$）之上。

坡松冲组下段（D_1ps^1）岩性主要为灰色、灰白色及褐黄色厚层块状细粒石英砂岩。岩石普遍发育硅化（图版 I_1）、褐铁矿化（图版 I_2）、粘土化等，是本区金矿（化）体主要赋存部位。

在袁家坪矿段，坡松冲组下段（D_1ps^1）金矿化岩性主要为中-厚层状硅化、褐铁矿化石英砂岩，分布形态呈 NE 向；在椿树湾矿段，坡松冲组金矿化岩性主要是厚层状硅化、褐铁矿化石英细砂岩、粉砂岩和泥质粉砂岩，分布形态呈近 SN 向，受 F_7 断层（断层内发育辉绿岩脉）影响，石英砂岩与辉绿岩广泛发育黄铁矿化与辉锑矿化等近矿围岩蚀变，金矿化强烈，金品位更高。

3.3 矿区构造特征

老寨湾金矿床矿区范围内，主要发育褶皱（单斜地层）与断层（裂）构造。

3.3.1 褶皱构造

老寨湾金矿区处于那洒背斜东翼，因此，区内褶皱表现为单斜构造，主要有：

1、椿树湾单斜

老寨湾金矿床椿树湾矿段区内主要单斜，位于F_3断层以北，由奥陶系下统闪片山组（O_1s^2）、泥盆系下统地层组成。单斜倾向北西，倾角20°～35°。该单斜地层东西两端被断层F_1和F_8夹持，其底部为加里东构造古窿起，椿树湾、老鹰山两矿段金矿体即产于该单斜的古窿起构造面上的坡松冲组下部（D_1ps^1）地层中。

2、袁家坪单斜

老寨湾金矿床袁家坪矿段区内主要单斜，位于F_3断层以南及F_6断层以北，由奥陶系下统（O_1s^2）、泥盆系下统（D_1ps^1、D_1ps^2、D_1p）地层组成。单斜倾向北西，倾角25°~40°。该单斜地层东西两端被断层F_1和F_8夹持，底部为加里东构造古窿起，袁家坪矿段金矿体即产于该单斜的古窿起构造面之上的坡松冲组下部（D_1ps^1）地层中。

3.3.2 断层构造

矿区主要发育南北-北西向、东西-北东东向两组断层，其表现特征分述如下：

1、南北（SN）–北西（NW）向断层

该组断层从时间上看，呈现出先、后两个期次：早期应力由东西向压扭逐步过渡到北部的北东–南西向压扭，形成以F_8断层为主，F_4、F_2断层次之的"扫帚"状断层组合；后期为南北向压应力引起的东西向张力，形成的南北向F_1张性断层。各断层特征如下：

F_8断层　逆断层，区域总体走向北西，倾向南西，倾角较陡，长约14km，被后期断层F_3切断。测区内该断层呈南北向，倾向西，断层两侧出露地层为寒武系上统（$\in_3b$、$\in_3t$）、奥陶系下统（O_1s^2）、泥盆系下统（D_1ps、D_1p）等地层。

F_4断层　压扭性断层，走向北西-南东向，倾向南西，倾角较陡，长约2km。断层两侧出露奥陶系下统(O_1s^2)、泥盆系下统(D_1ps)地层，具压扭性应力特征。

F_2断层　压扭性断层，走向近东西，倾向南，倾角陡，长近2km。断层两侧出露奥陶系下统(O_1s^2)、泥盆系下统(D_1ps、D_1p)等地层，呈现压扭性应力特征。

F_1 断层　正断层，区域总体走向近南北，倾向东，倾角较陡，走向延伸大于 5km。断层两侧出露地层有奥陶系下统（O_1l、O_1s）、泥盆系下统(D_1ps、D_1p)等地层。该断层在北部将断层 F_2 切断，从断层两侧出露地层看，该断层断距较大。

F_7 断层　逆断层，走向北西-南东，倾向南西，倾角较陡，沿断裂有一辉绿岩脉侵入。该断裂早期形成时，对前期形成的金矿（化）体起破矿作用，后期基性岩脉侵入时又起了通道作用，使后期含矿热液与前期形成的金矿（化）体再叠加富集，故 V_3 矿体北段金品位相对较高。

2、东西（EW）-北东东（NEE）向断层

F_3 断层　逆断层，区域总体走向近东西向，倾向南，倾角陡，长约 4km。该断层地表呈舒缓波状，两侧出露地层有奥陶系下统（O_1s）、泥盆系下统（D_1ps 、D_1p）等地层，在袁家坪矿段错断 V_2 矿体，并形成次级三角断块。该断层与不整合面结合的部位金矿化强，在形成时间上该断层晚于南北向 F_8 断层。

F_6 断层　正断层，走向南西西-北东东，倾向北北西，属区域上法门坝-袁家坪断层的北东段，延伸大于 10km。区内断层两侧出露寒武系上统($\in_3b$)、奥陶系下统(O_1s)、泥盆系下统(D_1ps) 等地层。

3.4 矿区岩浆活动

老寨湾金矿床矿区内岩浆活动不强，仅在椿树湾矿段出露一条辉绿岩脉，侵入于泥盆系下统坡松冲组（D_1ps^1）硅化石英砂岩中。辉绿岩沿 F_7 断裂带侵入，走向 WN330°左右，倾向南西，倾角较陡。倾向南西，倾角较陡，该侵入体在地表出露长度大于 540m，宽 4~32m，（见照片 3-1）。



照片 3-1 老寨湾金矿区的辉绿岩脉

辉绿岩脉遭受较强的硅化、黄铁矿化等围岩蚀变，原生辉绿结构已无法辩认，辉石、长石等主要矿物都被硅化。蚀变辉绿岩中黄铁矿化等近矿围岩蚀变发育时

（图版 I $_3$），Au 品位明显增高。蚀变辉绿岩含 Au 一般为 0.1～0.5g/t，最高达 13.5g/t。椿树湾矿段主矿体（V3）的部分金矿化即产于该岩脉内外接触带中。

辉绿岩脉的形成时代，据其地质产状和与区域资料对比（王国田，1992 和胡瑞忠, 1995），可定为印支期。从成矿作用看，该基性岩脉的侵入为后期成矿热液活动提供了通道。蚀变辉绿岩中石英脉发育，多呈细脉状和网脉状，少数脉体较宽，最宽的可达到 8～10cm（图版 I $_8$，图版 II$_1$）。从蚀变辉绿岩中采集石英脉样品，采用 ESR 测年方法测得石英脉形成年龄为 64.8±6.5Ma（成都理工大学应用核技术四川省重点实验室梁兴中测定），表明本区含矿热液主活动时代为燕山晚期，与前人对该区域成矿时代的研究成果相同（朱赖民, 1998）。由于蚀变辉绿岩中有大量主期含矿热液带来的成矿物质与前期矿化体叠加，使该地段金普遍更高。

3.5 老寨湾金矿床各矿段及金矿体分布特征

3.5.1 金矿床矿段划分及各矿段特征

老寨湾金矿床金矿体受地层、构造和围岩蚀变等多种因素控制，按其产出特征金矿床划分为袁家坪矿段、椿树湾矿段和老鹰山矿段三个矿段（见图 3-1）。

由图 3-1 可知，老寨湾金矿床金矿体主要分布于近南北向 F_1 与 F_8 断裂之间，只是袁家坪矿段有少量矿体分布于 F_8 断层以东；南北受 F_6 与 F_2 及 F_4 断裂所围限。

1、袁家坪矿段

袁家坪矿段分布于矿区南部（F_3 断层南），赋矿层泥盆系下统坡松冲组（D_1ps）在该地段组成单斜构造（倾向北西，倾角 30°左右），金矿体即产于该单斜的古窿起构造面之上的坡松冲组下部（D_1ps^1）地层中。受 F_8 断层影响，袁家坪矿段的矿体被分为东西两个亚段：东亚段矿体呈 NE 向延伸，其北段被 F_3 断层切断；西亚段矿体呈 NW 向延伸，其北段被 F_8 断层切断。

2、椿树湾矿段与老鹰山矿段

椿树湾矿段和老鹰山矿段分布于矿区中北部，两矿段的划分以 217 勘探线为界（见图 3-1）这是勘探初期提出的。经过近期勘探证实，金矿体在地下深处是连续的，储量计算时已作为一个整体看待，但目前的开发生产中仍将其作两个矿段看待。

椿树湾和老鹰山矿段赋矿层泥盆系下统坡松冲组（D_1ps）组成单斜构造，金矿体即产于该单斜的古窿起构造面上的坡松冲组下部（D_1ps^1）地层中。椿树湾

矿段为主矿化段，该地段发育一条 NW 向辉绿岩脉，金矿化即产于此辉绿岩脉及其两侧地层中。经后期硅化热液蚀变和黄铁矿化，金矿品位较高。

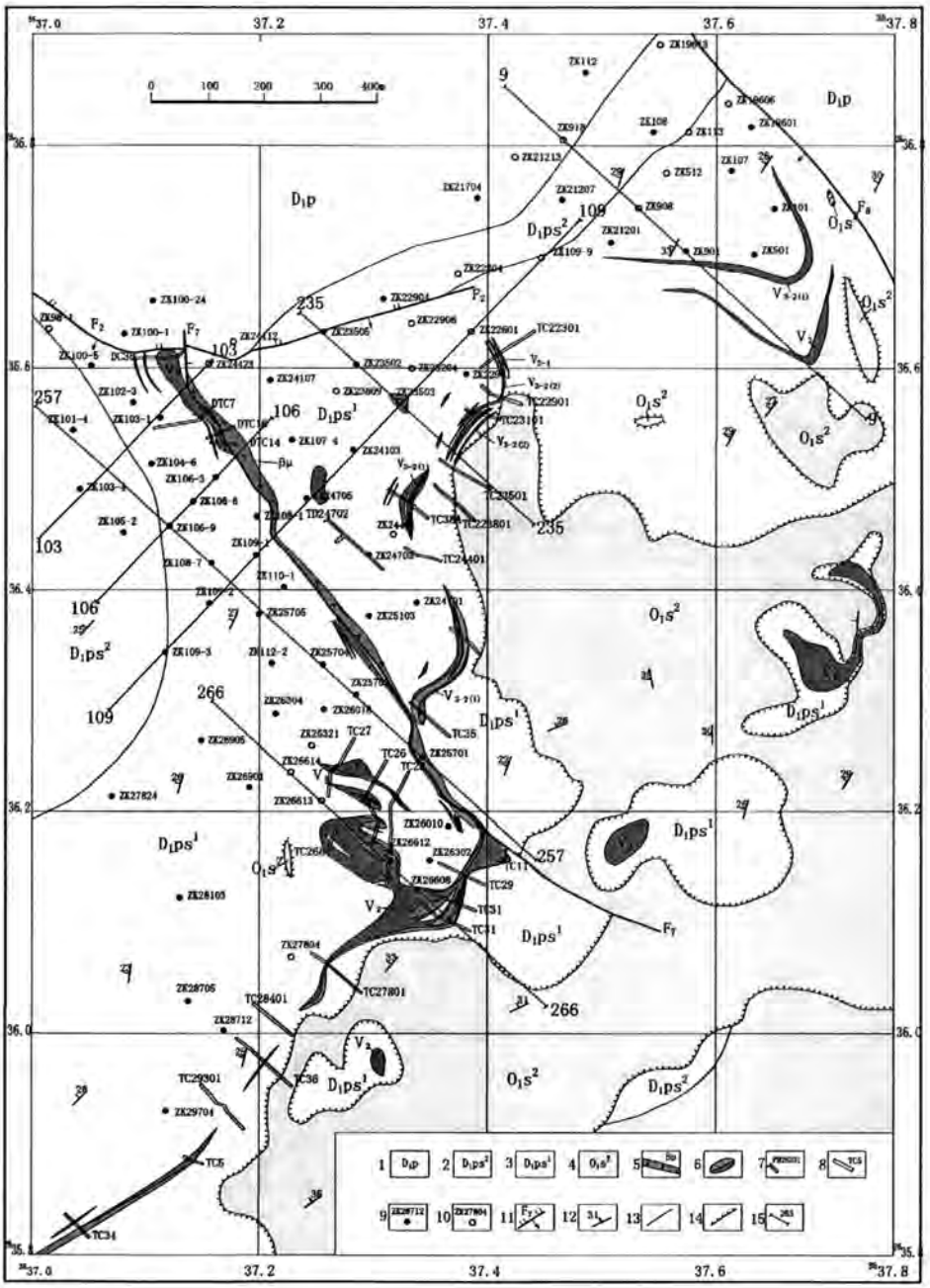


图 3-2　老寨湾金矿床椿树湾-老鹰山矿段地质图

1.坡脚组泥岩；2.坡松冲组上段；3.坡松冲组下段；4.闪片山组；5.辉绿岩脉；6.贫矿体(Au 0.4～1g/t)与富矿体(Au＞1g/t)；7.坑道及编号；8.探槽及编号；9.见矿钻孔及编号；10.无矿钻孔及编号；11.断层及编号；12.地层产状；13.地质界线；14.不整合界线；15.勘探剖面线及编号

V_3 矿体厚度沿走向有厚薄相间的特点，厚大矿体出现在首采区（257～266 线）及北部的 103 线（参见图 3-2），沿倾斜方向显示出由厚变薄。金品位变化规律不明显，除个别地段（主要是辉绿岩体附近）出现品位相对较高外，沿走向或

倾斜方向均显示出均匀的特征。矿体呈似层状产出，局部出现膨大、分枝复合现象。

3.5.2 金矿体分布特征

1、老寨湾金矿床椿树湾矿段

老寨湾金矿床椿树湾矿段主矿体编号为三号金矿体(V_3)，走向北东-南西向，倾向北西，倾角一般20°～30°。该矿体产于加里东不整合面之上的泥盆系下统坡松冲组（D_1ps）硅化、褐铁矿化石英砂岩中，北段部分矿体产于辉绿岩内外接触带内。

总的来看椿树湾矿段北部，主矿体（V_3）的分布具有东西差异：产于F_7断层上盘的矿体（西侧矿体），均紧靠断层（辉绿岩）分布，矿体厚度大且金品位较高，远离断层金矿体很快变薄且金品位变低；产于F_7断层下盘的矿体（东侧矿体），一般都离开断层（辉绿岩）分布，金矿体多层产出，金品位通常较低，但很稳定。

在椿树湾矿段南部，主矿体（V_3）主要分布于F_7断层（辉绿岩脉）上盘。其特点是，紧靠断层（辉绿岩）分布的矿体金品位较高，特别是金矿化直接产于F_7断裂硅化破碎带中或黄铁矿化、辉锑矿化蚀变辉绿岩中的矿体，金品位最高，Au品位多在5～6g/t以上，有的达12～13g/t以上。在F_7断层以西（上盘），离开断层（辉绿岩）金矿体多层产出，金品位虽较低，但厚度大且很稳定。

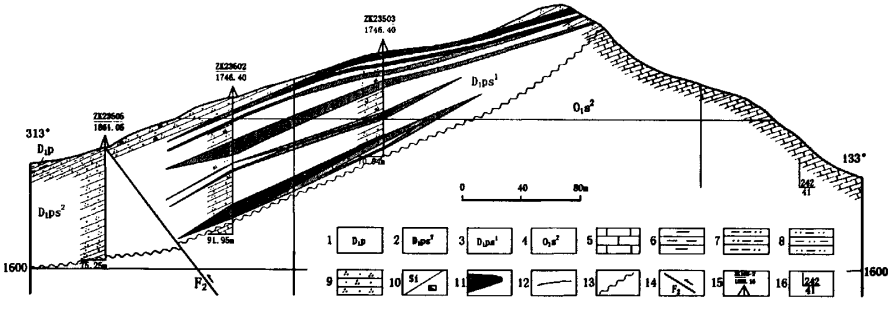


图3-3 老寨湾矿床椿树湾矿段235勘探线剖面图

1. 坡脚组泥岩 2.坡松冲组上段；3.坡松冲组下段；4.闪片山组；5.灰岩；6.泥岩；7.粉砂质泥岩；8.泥质粉砂岩；9.石英砂岩； 10.硅化/黄（褐）铁矿化； 11.贫金矿体(Au0.3～1g/t)与富金矿体(Au＞1g/t)；12.地质界线；13.不整合界线；14.断层；15.钻孔及编号；16.地层产状

2、老鹰山矿段

老鹰山矿段金矿体分布受不整合面控制，产于加里东不整合面之上的泥盆系下统坡松冲组（D_1ps）中，金矿体呈多层产出，矿体向北的深部延伸较远。

3.6 矿石特征

3.6.1 矿石类型

老寨湾金矿床金矿石属微细浸染型金矿石，按其形成阶段和方式划分为原生矿石与氧化矿石两类，前者形成于成矿期，后者形成于矿后及表生期。

原生矿石是指由成矿热液作用形成的金矿化达到工业品位的赋矿岩石；氧化矿石是指在原生矿石基础上遭受氧化及不同程度的矿后热液酸滤蚀变，或为后期下渗表生溶液改造的矿石和赋矿岩石，其金矿化均达到工业品位要求。

3.6.2 原生矿石结构、构造特征

根据矿石选冶性能，原生金矿石通常可划分为：正常矿石、硅质矿石、黄铁矿质矿石、砷质矿石和炭质矿石几种类型，老寨湾金矿床原生金矿石主要是前三种，只有椿树湾矿段中北部蚀变辉绿岩中有极少部分原生金矿石含砷较高(As1～2%）可划为砷质矿石，老鹰山矿段金矿体中有极少部分原生金矿石含炭较高可划为炭质矿石。

1、原生矿石的结构特征

老寨湾金矿床原生矿石的主要结构有：

(1) 它形-半自形晶粒状结构　矿石中黄铁矿常为它形-半自形粒状结构，特别是分散浸染状黄铁矿；辉锑矿有的为半自形晶粒状结构，但通常为半自形晶柱状结构；热液蚀变石英晶粒多数为它形，颗粒稍大者可见半自形晶粒状结构。

(2) 交代结构　交代结构是矿石（特别是热液蚀变岩矿石）中常见的一种结构，如晚期石英切割交代侵蚀早期石英（图版 I_4）辉锑矿侵蚀交代石英，使石英呈交代残余结构（图版 I_5）等。

(3) 纤维状结构　纤维状结构不多见，主要是某些结晶习性呈纤维状的矿物具有，如黄铁矿的变种—白铁矿就出现这种结构。镜下见纤维状白铁矿的长轴方向平行于岩石的裂隙方向分布，短纤维在岩石中方向多变，有的垂直裂隙分布(图版 I_6)。

(4) 包含结构　包含结构实际上反映两种矿物的共生关系，如黄铁矿和它的变种—白铁矿之间就出现这种结构：在黄铁矿脉中见有（包含）长柱状、菱面状白铁矿（图版 I_7)。

2、原生矿石的构造特征

正常矿石一般呈灰-深灰色，外观上基本保持原岩沉积碎屑岩特征，根据金属矿物的分布特点可以有浸染状、条带状、脉状、角砾状等多种构造。老寨湾金

矿床原生矿石的主要构造有：脉状构造、网脉状构造、胶状构造、条带状构造、角砾状构造。

⑴ 脉状、网脉状构造　脉状、网脉状构造是本区最常见的原生矿石构造，黄铁矿、辉锑矿、石英等热液成因的矿物切割交代赋矿围岩呈脉状产出或网脉状产出（图版Ⅰ$_8$）。

⑵ 胶状构造　常见原生矿石中热液成因黄铁矿呈以下胶状产出：有的切割交代赋矿围岩呈脉状；有的充填、交代石英砂岩的胶结物或石英颗粒（图版Ⅱ$_1$）；有的切割交代赋矿围岩呈环状分布，胶状黄铁矿中常发育不规则的圆形气孔。

⑶ 浸染状构造　黄铁矿等热液成因金属硫化物呈细粒不均匀颗粒状或细脉状分布于矿石或赋矿围岩中，形成浸染状构造。

⑷ 角砾状构造　赋矿岩石或矿石受力破碎成角砾，黄铁矿、石英等热液成因矿物沿岩石破碎成角砾充填、交代形成角砾状构造（图版Ⅱ$_3$）。

⑸ 条带状构造　黄铁矿、石英等热液成因矿脉沿赋矿围岩裂隙呈近于平行地断续分布，有的沿赋矿围岩的层理面断续分布。

3.6.3 氧化矿石结构、构造特征

老寨湾金矿床氧化矿石非常发育，几乎占全部矿石的90%以上（深部矿石氧化稍低），本区氧化矿石主要是在原生矿石基础上遭受氧化及不同程度后期下渗表生溶液改造的矿石和赋矿岩石，少量氧化矿石可能是经矿后热液改造形成的。

相对原生矿石来讲，氧化矿石常具有经淋滤后形成的蜂窝状、多孔状、土状构造，镜下见变余构造和微晶洞构造。氧化矿石中最主要的载金矿物是褐铁矿（针铁矿）和粘土矿物，粘土矿物主要是高岭石，其次是伊利石。

伴随矿后热液及表生溶液的淋滤作用也会发生硅化作用，该作用形成的石英常呈细脉状产出，形成梳状和晶洞状充填，切割早期石英脉等晚期热液活动特征。由于该期石英属表生溶液，难免混入一定的杂质，特别是某些致色激活剂，使这些石英细脉在阴极发光下呈棕黄色（早期和成矿期石英在阴极发光下不发光）。

1、氧化矿石的结构特征

老寨湾金矿床氧化矿石的主要结构有：假象结构、填隙结构、隐晶质结构、泥质结构。

⑴ 假象结构　矿石中黄铁矿已氧化变成褐铁矿（特别是分散状结晶完好的黄铁矿），但仍然保留原黄铁矿的自形晶状结构（图版Ⅱ$_2$）；锑硫化物向锑的氧化物和氢氧化物转化，形成锑华和黄锑华，多数还保留原辉锑矿的假象（图版Ⅱ$_4$）。

⑵ 填隙结构　遭受酸性溶液淋滤改造的氧化矿石，褐铁矿呈斑块状、细脉状或网脉状分布于矿石中，镜下见粒状、脉状隐晶质褐铁矿沿矿石裂隙分布或胶结破碎角砾，有的则充填在细小的硅化石英晶洞中（图版Ⅱ$_5$）等。

(3) 隐晶质结构　遭受酸性溶液淋滤改造的氧化矿石，某些矿物分解形成氧化条件下的稳定矿物，如形成粘土矿物高岭石、伊利石，其主要呈隐晶质结构。

(4) 泥质结构　原生矿石遭受酸性溶液淋滤改造后，某些易溶组份溶解流失，留下不溶的在氧化条件下稳定的矿物（多为隐晶硅质和铁泥质），呈泥质充填物分布于氧化矿石的矿物颗粒之间、破碎角砾之间，或沿矿石裂隙分布。

2、氧化矿石的构造特征

老寨湾金矿床氧化矿石的主要构造有以下四种：

(1) 多孔状、蜂窝状构造　遭受酸性溶液淋滤改造的氧化矿石，某些易溶组份溶解流失，留下不溶的在氧化条件下稳定的矿物，形成多孔状、蜂窝状构造（图版 II_6）。

(2) 土状构造　原生矿石遭受酸性溶液淋滤，某些易溶组份溶解流失后，留下不溶的硅质和铁泥质物等形成的土状构造。

(3) 晶洞状构造　表生溶液的酸性淋滤作用也会发生硅化作用，该作用形成的石英常呈细脉状产出，形成梳状和晶洞状充填，切割早期石英脉。

(4) 角砾状构造　氧化矿石破碎成角砾，褐铁矿、表生期石英及泥质物等沿矿石破碎角砾充填、胶结形成角砾状构造。

3.6.4 原生矿石与氧化矿石矿物共生组合特征

老寨湾金矿床原生矿石的矿石矿物为：黄铁矿、辉锑矿、白铁矿、砷黄铁矿、磁铁矿等；经氧化作用形成氧化矿石后，矿石矿物为：褐铁矿、针铁矿、锑华、臭葱石、磷铝石等。可见两种矿石类型的矿物及其共生组合特征变化很大。

经过重砂分析、矿石薄（光）片镜下鉴定、扫描电镜分析都未发现自然金，据中子活化分析单矿物黄铁矿中有金的存在（附表 A），黄铁矿与辉锑矿（光片）电子探针分析随机点测约 40%的测点含有金，虽然电子探针定量分析不太准确，但据此也可定性说明黄铁矿、辉锑矿中自然金的确存在，黄铁矿、辉锑矿中是重要的载金矿物，只是自然金颗粒太细，不能在显微镜下被发现，是呈微细粒浸染状分布于金矿石中。

本区最富的金矿石样品（黄铁矿–辉锑矿化蚀变辉绿岩）Au 含量为 12.82g/t，但该矿石样品经人工重砂分选出的黄铁矿（单矿物）Au 含量为 1.92g/t（附表 A 中样品号 1ZS–3Fe），说明金在矿石中赋存于多种载金矿物中，不仅仅是黄铁矿与辉锑矿。此外，粘土矿物以其特有的层状结构和具有吸附性而成为载金矿物，特别在表生作用阶段，伴随原生矿石的氧化，金被释放出来后常被同时形成的表生褐铁矿与粘土矿物吸附。

与金矿化关系密切的主要矿物有：载金硫矿物（黄铁矿、辉锑矿、毒砂等硫化物及其氧化物）；载金粘土矿物（高岭石和伊利石），主要矿物特征如下：

1、黄铁矿

黄铁矿为主要载金矿物，根据试金分析及溶金试验可知，载金黄铁矿中的金，主要赋存在黄铁矿颗粒外缘的次生增长富砷黄铁矿环边中，其中的金、砷基本上呈正相关关系（左仲书，1993）。由附表 A 可看出其出本区黄铁矿的微量元素成分主要是砷（As）、锑（Sb），且金与之基本呈正相关关系。

研究表明，黄铁矿晶形以五角十二面体含量最高，次为八面体及不规则状，立方体含金相对较贫（左仲书，1993）。对本区而言，黄铁矿形成于多期次，不同期次和不同成因黄铁矿含金量不同。成岩期黄铁矿晶粒细小、分散、一般不含砷（附表 A 中样品号 1ZS-6），含金也少；热液成矿期黄铁矿晶粒较大，晶形完整，呈胶状、脉状产出，普遍含砷（附表 A 中样品号 1ZS-1、2、3），含金也较高。从附表 A 看，产于沉积岩中黄铁矿 As、Sb、Au 含量都较低（样品号 1ZS-5 Fe、6 Fe）。

矿物中 Co/Ni 比值能反映该矿物的成因。通常岩浆期后热液及其产物相对富集 Co 而使 Co/Ni 比值较大（Co/Ni＞1）（因 Ni 易进入早期硅酸盐矿物），沉积岩相对富集 Ni 而使 Co/Ni 比值较小（Ni 易于被离解进入水溶液中及被粘土吸附）。由附表 A 可知，本区载金矿物黄铁矿 Co/Ni 比值绝大部分都很低，远远＜1，可以认为本区与热液作用密切相关的载金矿物黄铁矿主要是与渗流热水溶液有关，即成矿物质主要来源于沉积地层；但也有 Co/Ni 比值较大的黄铁矿的出现（1ZS-3），也说明存在来源于深部岩浆期后热液的可能性。

2、辉锑矿

辉锑矿是一种低温热液成矿阶段形成的矿物，而黄铁矿是中、低温阶段形成的矿物，经历了比辉锑矿更长的热液成矿作用，辉锑矿与黄铁矿共生，辉锑矿含金也高，实际上是辉锑矿化阶段叠加在前期黄铁矿化阶段之上，使金矿化更富集，金品位更高。同时还说明辉锑矿化阶段也是本区重要的成矿阶段。

3、高岭石和伊利石

高岭石同伊利石一样是粘土矿物，一样是在酸性介质环境里，由云母等矿物经风化作用、低温热液交代作用或表生酸性淋滤作用形成的，因其可吸附金而作为载金矿物。本区高岭石为白色、灰白色隐晶质致密块状集合体；伊利石和高岭石往往与硅化作用相伴产出。

3.7 矿区围岩蚀变类型及其特征

老寨湾金矿床矿区内围岩蚀变强烈，近矿围岩蚀变以中低温热液组合为特征，明显沿构造带发育。成矿期的热液蚀变类型主要有：硅化、黄铁矿化、辉锑

矿化、绢云母化、褐铁矿化和粘土化（高岭石化、伊利石化），此外还见有炭化、碳酸盐化和红土化等。与金矿化关系密切的是前五种近矿围岩蚀变。

1、硅　化

硅化是本区发育最广泛和最主要的围岩蚀变，与金矿化的关系最为密切。区内赋矿地层泥盆系下统坡松冲组（D_1ps^1）石英砂岩普遍硅化，裂隙发育地段硅化强烈，金矿体即产于硅化蚀变带内。

本区硅化有四期：早期石英一般为细粒状（粒径＜0.01mm），由热液作用引起，硅化主要表现为自形-半自形粒状石英呈浸染状交代溶蚀围岩，或沿构造带及两侧地层分布；主期石英粒度较粗，集合体呈细脉状，主要沿构造带分布（图版II_7）；晚期石英一般呈细脉状，分布较局限。晚期硅化石英主要呈脉状充填于裂隙中及早期角砾岩中，或呈细脉状切割、交代早期粗粒石英脉（图版II_8），而且常见有细小空洞，石英在空洞中呈晶簇产出（图版III_1）。硅化砂岩中沉积碎屑石英颗粒次生加大现象十分普遍，同时有细小不规则结晶完好的石英脉穿插其中。

各期硅化石英脉沿围岩裂隙充填为主，与其紧邻的围岩中的沉积碎屑石英一般无交代溶蚀现象，表明硅化石英为异地迁移而来。

硅化与金矿化密切相关，表现为原生矿石中金品位随硅化强度的增强而增高。特别是沿F_7断层破碎带及其两侧的构造裂隙发育地段硅化更为强烈，局部地段使石英砂岩完全硅化成石英岩。

在老鹰山矿段泥盆系下统坡松冲组（D_1ps^1）硅化石英砂岩内，特别靠近F_8断裂一带（如 ZK19601 孔），硅化作用强烈，硅化石英砂岩矿石中常见细小不规则结晶完好的石英脉及水晶空洞；在袁家坪矿段坡松冲组（D_1ps^1）赋矿地层中，硅化石英砂岩矿石内见网状分布的结晶完好的石英脉。

2、黄铁矿化

黄铁矿化主要是由热液作用引起的围岩蚀变，但也有部分黄铁矿是沉积地层中在成岩阶段形成的（图版III_2）。黄铁矿在显微镜下呈稠密浸染状、胶状（图版III_4）、结晶立方体状和五角十二面体状（图版III_5）等。

本区黄铁矿形态复杂，呈自形、半自形、它形的都有，其形成阶段和过程与金矿化呈多期叠加特征相符，特别是胶状黄铁矿化、密集浸染状黄铁矿化、网脉状黄铁矿化等是典型热液蚀变产物，它们常与硅化相伴，是与金矿化同期的矿化蚀变（热液主期）。

老寨湾金矿床广泛发育的黄铁矿化，可分为成岩期和成矿热液期两个不同有时期，其中，成岩期黄铁矿化形成的黄铁矿不含金，多为小于 0.01mm 的草莓状颗粒，呈带状、环带状集合体分布于地层之中。成矿热液期黄铁矿化又可细分为两个阶段：成矿热液早期阶段黄铁矿含金量低，多表现为颗粒细小的立方体黄铁

矿呈浸染状分布于地层内；成矿热液主期黄铁矿含金量高，主要表现为颗粒较粗的自形-半自形黄铁矿，呈疏密不均的星散状、浸染状分布或呈细脉状、网脉状分布（图版III_6）。

早、中期热液黄铁矿在低温条件下可相变成白铁矿，呈纤维状、板状局部聚集，宏观上呈块状、似层状、透镜状产于硅化、黄铁矿化细砂岩中，状似沉积作用形成，但镜下鉴定发现，晶体发育充分，结晶方位各异（图版I_6），应为热液产物。该白铁矿至今能保存，这表明成矿作用的温度始终低于350℃。

黄铁矿化作用与金矿化关系密切，为主要载金矿物。黄铁矿的矿化部位与硅化、褐铁矿化相同，大部分已氧化成褐铁矿，且金品位有所提高。此现象在椿树湾矿段的蚀变辉绿岩脉中常见，在老鹰山矿段、袁家坪矿段赋矿地层（D_1ps^1）硅化石英砂岩内也可见到。黄铁矿化与金矿化呈多期叠加相符，是金矿化同期蚀变。

3、辉锑矿化

辉锑矿化与黄铁矿化一样，是由热液作用引起的围岩蚀变。辉锑矿化与黄铁矿化在蚀变辉绿岩脉中常密切伴生出现（图版III_7），并在金矿（化）体附近甚至其中呈小透镜状、团块状产出，但多呈细粒稀疏浸染状产出。结晶程度好的辉锑矿含锑可大于50%，其表面大多被氧化成浅黄褐色。本区内辉锑矿化主要发育在椿树湾矿段V_3矿体北段蚀变辉绿岩脉中，其次在老鹰山矿段矿化蚀变岩中发育。

辉锑矿化在区内与黄铁矿化可同时产出，也可分别独自产出。研究表明，黄铁矿化形成温度范围大、过程长，为多阶段的综合产物；辉锑矿化形成温度较低，为成矿晚期（阶段）的产物。

4、褐铁矿化

褐铁矿化是表生作用期由氧化作用引起的围岩蚀变，即由黄铁矿氧化形成的，或与矿后热液及表生期酸性淋滤作用有关。褐铁矿化的分布范围与硅化分布范围大体一致（褐铁矿化更接近浅部），主要在赋矿层位泥盆系下统坡松冲组（D_1ps^1）地层中。

褐铁矿化受断裂构造带控制明显，在岩石裂隙发育地段和破碎角砾岩发育地段，褐铁矿化更强。在一般硅化地段，若叠加的褐铁矿化越强金矿化也越强。褐铁矿主要由黄铁矿、砷黄铁矿等含铁的硫化物（常是载金矿物）氧化而成，富含黄铁矿的岩石，若褐铁矿化越强，往往金矿化也越强，说明氧化作用使金从原生矿石中迁出，并被褐铁矿吸附富集起来，褐铁矿成为氧化矿石中的主要载金矿物。

褐铁矿化的形成还与表生酸性氧化淋滤作用有关，表现为褐铁矿在矿化岩石中呈不规则团块状和脉状分布，充填于岩石裂缝中或胶结破碎矿石角砾（图版IV_7）。

上述四种近矿围岩蚀变在本区相互关系密切，常相伴产出，只是硅化作用分布范围更广，这也反映出硅化是本区最基础和最广泛的围岩蚀变；黄铁矿化与辉锑矿化是本区最重要的近矿围岩蚀变，高品位金矿化都与其有关；褐铁矿化部分为热液成因或表生淋滤作用成因外，多为黄铁矿直接氧化的产物，且褐铁矿化越强金品位越高；热液黄铁矿化与金矿化密切相伴是因为其为金的载体；多期次热液活动及多种蚀变作用叠加时金矿品位更高。

5、其它围岩蚀变类型及其特征

⑴ 绢云母化　绢云母化是由热液作用引起的一种常见围岩蚀变，在本区其与金成矿作用的关系虽不很直接，一般为细小鳞片状白云母不均匀杂乱分布于蚀变岩石中，有的也可集中分布于碎屑岩的胶结物中（图版III_3）。绢云母化在赋矿层位的泥盆系下统坡松冲组（D_1ps^1）地层中发育，但其发育强弱程度在不同地段不同，　在岩石裂隙发育地段和破碎角砾岩发育地段，绢云母化蚀变更强。绢云母化蚀变在本区与硅化作用关系密切，常相伴产出，其分布是乎与硅化作用分布范围相当。

⑵ 粘土化　粘土化在热液成矿阶段和表生作用阶段都有发育，只是不同阶段形成的粘土矿物不同。在热液成矿阶段形成的粘土矿物是水云母和伊利石，表生作用阶段形成的是高岭石等粘土。粘土矿物以其特有的层状结构和具有吸附性而成为载金矿物，特别在表生作用阶段，伴随原生矿石的氧化，金被释放出来后常被同时形成的表生褐铁矿与粘土矿物吸附，使氧化作用阶段引起的围岩蚀变使金品位有所提高。

⑶ 碳酸盐化　碳酸盐化是晚期热液蚀变作用阶段的产物，为低温条件下形成的方解石呈脉状分布于岩石中。本区碳酸盐化作用引起的围岩蚀变总体不太发育，但通过硅质阴极发研究证实，碳酸盐化作用是明显存在的（图版III_8）。宏观上明显见到的碳酸盐化作用主要在袁家坪矿段，方解石呈脉状产出，并与硅化石英脉伴生在一起（图版 IV_2）。该方解石的形成晚于硅化石英，镜下见其充填于石英裂缝与破碎块体之间，交代作用不明显。

3.8 矿床成矿期次与成矿阶段

3.8.1 矿床成矿期次划分

据野外及室内研究认为老寨湾金矿床的形成可分为成岩成矿期、热液期、表生期三期，成矿作用主要发生在热液期，表生期也有重要的意义。

1、成岩成矿期

老寨湾金矿床的赋矿地层泥盆系下统坡松冲组（D_1ps），是发育在加里东古隆起不整合面之上的细碎屑岩层（主要是细粒石英砂岩，间夹粉砂岩及少量泥岩、中粒砂岩），该套地层在热液成矿作用之前已初步发育围岩蚀变与成岩期初始金矿化作用，其机理描述为：

泥盆系下统坡松冲组形成以后，随着上覆地层岩石的增厚，本层在深处开始主要发生成岩固结作用、脱水等层内交代蚀变作用。随滇黔桂裂谷的形成、演化和区域深断裂的形成，早期幔源成矿流体以喷流沉积形式沿断裂、不整合面控制的沉积地层形成具有较高金含量的沉积层，本地区也是在这种特定的区域大地构造环境中受此作用形成初始含矿建造。

2、热液期

本区热液期成矿溶液的温度不太高（据矿石中石英脉包裹体测温资料为120～253℃之间），因此，金矿物（自然金）的颗粒少而细，并多混入黄铁矿、辉锑矿等热液矿物中，呈微细粒（次显微）金形式产出和分布。本处所指热液为广义热液，包括深处循环的层间热卤水、变质热液、岩浆期后热液等。由于温度不高，所淬取的成矿物质有限，这是本区无明显多金属矿化阶段出现的主要原因。

3、表生期

表生期的产物以原生矿物的表生氧化物为标志。如黄铁矿转化为褐铁矿（实为针铁矿与其它杂泥质混合物），毒砂转化为臭葱石，辉锑矿转化为锑华等。本区出现多种氧化物和氢氧化物类、磷酸盐类、砷酸盐类次生矿物。此外，表生期的另一种重要作用是酸性溶液淋滤改造作用，甚至矿后热液微细石英充填与粘土化（高岭石等泥质物充填）作用。

3.8.1 热液期成矿阶段划分

本区热液期为最主要的成矿作用期，又进一步划分成三个成矿阶段：

⑴ 石英-黄铁矿阶段　以形成硅化（细粒石英交代作用）、金属硫化物化（主要为细粒黄铁矿呈浸染状分布）为特征，自然金呈微细粒浸染状分布于金属硫化物化中；

⑵ 石英-黄铁矿-绢云母阶段　以发育石英充填与交代作用（石英颗粒相对更粗且呈粗脉状产出）、金属硫化物化（形成 Fe-As-S 系列矿物如黄铁矿和毒砂等）、绢云母化围岩蚀变为特征，自然金呈微细粒浸染状分布于黄铁矿和毒砂等金属硫化物化中；

⑶ 辉锑矿-方解石阶段　以形成 Sb-S 系列矿物（如辉锑矿等）、方解石脉状充填为特征，自然金呈微细粒浸染状分布于辉锑矿等金属硫化物化中。

第 4 章　矿床地球化学特征

本文在对老寨湾金矿床地质特征研究及镜下观察的基础上，通过对微量元素、稀土元素、同位素地球化学以及成矿流体等方面的研究，分析探讨了老寨湾金矿床成矿物质、含矿热液来源、成矿作用等方面，以期深化和丰富对该矿床的理论研究。

4.1 微量元素地球化学

微量元素的研究，可以提供有关成矿物质来源、矿液性质、矿床成因、矿体剥蚀深度等等许多重要的地球化学信息，是地球化学研究中最常用和最有效的方法之一。富金矿石（Au>1g/t）稀土元素及贫金矿石(Au：0.4~1g/t)-围岩(Au<0.4g/t)微量元素分析结果见附表B-1与表B-2。通过对微量元素组成及其相关性分析，讨论别如下。

4.1.1 微量元素组成特征

1、富金矿石微量元素组成特征

(1) 辉绿岩型矿石 Au 品位最高，Au 平均为 9.06g/t，其它几类矿石 Au 品位平均略大与 2g/t，这可能与蚀变辉绿岩型金矿石富载金黄铁矿有关。

(2) 本区金矿石总体都富 As，但差异较大：最富 As 的矿石是辉绿岩型矿石，As 平均为 11964×10^{-6}，其次是含黄铁矿型金矿石和碎屑岩类型金矿石，最低的是富硅质岩型金矿石，As 平均为 280.28×10^{-6}。

(3) 辉绿岩型矿石和含黄铁矿型金矿石都富含 Sb，其均值为 716.2~2309×10^{-6}，其它矿石含锑较低，均值为 30.04~87.13×10^{-6}，这也与矿石是否富黄铁矿有关。

(4) 除 Ag、As、Sb 三种元素较克拉克值显著异常外，其它微量元素只有 Ba、Zr 含量较克拉克值稍高，矿石中 Ba 均值为 114.0~422.5×10^{-6}；矿石中 Zr 平均 123.0~402.7×10^{-6}。其它元素均与克拉克值相近，说明本区金矿床可能为单一金矿床，但它们都未达到工业及综合利用要求。

(5) 黄铁矿中的 Co/Ni 值一般在 0.1~1 之间，落于沉积成因与热液成因区 (冉荣阁等， 1997)。老寨湾金矿石的黄铁矿（单矿物）Co/Ni 值（0.24~1.05），部分比美国卡林金矿的 Co/Ni 值(0.21)要大，有的落于热液成因区(>1)。这种特征表明了本区微细浸染型金矿应当属于沉积期后浅源热液改造成因。

2、贫金矿石-围岩微量元素组成特征

由贫金矿石-围岩微量元素成分分析结果可看出，贫金矿石包括了几种赋金岩石：碎屑岩、角砾岩、含黄铁矿岩、强硅化硅质岩。这几类矿石的微量元素成分之间，除极少数样品外，它们的差异不大，因此和围岩放在一起论述。

(1) 贫金矿石的 As 含量较高，平均为 1551.1×10^{-6}，围岩的 As 含量较低，平均为 461.4×10^{-6}；贫金矿石的 Ba 含量较高，平均为 593.5×10^{-6}，围岩的 Ba 含量较低，为 287.0×10^{-6}；相反，围岩的 Zr 含量较高，均值为 307.0×10^{-6}，贫金矿石的锆含量较低，均值为 237.9×10^{-6}，围岩的锆含量较贫金矿石的高 1 倍多。

(2) 除上述元素外，贫金矿石与围岩的其余微量元素成分相差不大，这充分说明本区金矿石的富金最显著特点就是赋矿岩石的砷含量的变化，而且与热液作用的黄铁矿有较密切的关系。

(3) 全岩 Co/Ni 比值较高，平均为 0.64，围岩的 Co/Ni 比值较低，平均为 0.40，这一现象最主要是样品 Zk26010-7（强硅化石英砂岩）的钴含量很高（Co： 41.4×10^{-6}）而镍含量很低（Ni：15×10^{-6}），Co/Ni 比值为 2.76 造成的。剔除 2.76 后，贫金矿石的 Co/Ni 平均比值将变为 0.43，与围岩的 Co/Ni 比值很接近。

4.1.2 矿石微量元素相关性分析

为探讨老寨湾金矿床矿石微量元素之间的相互关系及其来源特征，用附表 B-1 的数据作了相关性分析。可看出以下主要特征：

对于硅质岩型富矿石（图 4-1）：Hf、Ta、Rb、U、Th 等代表上地壳较典型组分的元素相关性较好；亲铁元素 Cr、Co、Ni、Sc 相关性较好，标明了其整体一致的相关变化趋势；而 Au 与 Ag、As、W 等紧密相关，表明了成矿的相似性与主成矿元素系列。

对角砾岩型富矿石（图 4-2）：Au 与各微量元素的正、负相关性表现均不明显；上地壳较典型组分的元素及深源元素彼此间相关性亦不明显，可能暗含 Au 独立成矿及成岩物质来源的多元性。

图 4-1 富矿-硅质岩微量元素相关性分析

	Sc	Cr	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Cs	Ba	Zr	Hf	Ta	Th	U	As	Sb	W	Se	Ag	Au
Sc	1.000																			
Cr	0.993	1.000																		
Co	0.982	0.952	1.000																	
Ni	0.797	0.722	0.883	1.000																
Zn	-0.839	-0.828	-0.856	-0.692	1.000															
Rb	0.987	0.961	0.998	0.878	-0.830	1.000														
Sr	0.399	0.437	0.367	0.150	-0.782	0.335	1.000													
Cs	0.946	0.973	0.884	0.605	-0.869	0.890	0.610	1.000												
Ba	-0.130	-0.136	-0.151	0.117	0.330	-0.109	-0.336	-0.170	1.000											
Zr	0.587	0.512	0.712	0.748	-0.782	0.667	0.427	0.460	-0.479	1.000										
Hf	0.992	0.974	0.995	0.838	-0.876	0.994	0.424	0.923	-0.182	0.683	1.000									
Ta	0.989	0.966	0.997	0.849	-0.852	0.997	0.372	0.903	-0.188	0.688	0.998	1.000								
Th	0.962	0.937	0.962	0.843	-0.691	0.975	0.139	0.832	-0.057	0.553	0.953	0.966	1.000							
U	0.968	0.938	0.994	0.862	-0.886	0.985	0.416	0.878	-0.251	0.769	0.991	0.993	0.937	1.000						
As	-0.808	-0.810	-0.800	-0.493	0.776	-0.783	-0.447	-0.791	0.685	-0.673	-0.827	-0.831	-0.747	-0.846	1.000					
Sb	-0.878	-0.859	-0.870	-0.856	0.702	-0.888	-0.298	-0.808	-0.336	-0.423	-0.862	-0.852	-0.860	-0.818	0.434	1.000				
W	-0.719	-0.702	-0.712	-0.513	0.368	-0.725	0.167	-0.564	0.383	-0.400	-0.707	-0.742	-0.824	-0.712	0.789	0.429	1.000			
Se	0.364	0.331	0.367	0.367	0.151	0.402	-0.689	0.130	0.074	0.007	0.329	0.381	0.589	0.320	-0.273	-0.280	-0.806	1.000		
Ag	-0.739	-0.738	-0.733	-0.432	0.635	-0.720	-0.266	-0.687	0.715	-0.607	-0.754	-0.770	-0.725	-0.778	0.978	0.334	0.872	-0.420	1.000	
Au	-0.430	-0.401	-0.473	-0.279	0.329	-0.452	0.045	-0.303	0.800	-0.570	-0.469	-0.503	-0.494	-0.532	0.806	0.002	0.824	-0.509	0.897	1.000

表 4-2　富矿-角砾岩微量元素相关性分析

	Sc	Cr	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Cs	Ba	Zr	Hf	Ta	Th	U	As	Sb	W	Se	Ag	Au
Sc	1.000																			
Cr	0.981	1.000																		
Co	0.897	0.801	1.000																	
Ni	-0.879	-0.865	-0.708	1.000																
Zn	-0.437	-0.508	-0.352	0.007	1.000															
Rb	0.924	0.834	0.976	-0.836	-0.205	1.000														
Sr	-0.307	-0.261	-0.511	-0.174	0.792	-0.311	1.000													
Cs	0.832	0.854	0.582	-0.981	-0.029	0.724	0.267	1.000												
Ba	0.942	0.914	0.922	-0.671	-0.652	0.875	-0.607	0.602	1.000											
Zr	0.651	0.498	0.917	-0.480	-0.128	0.870	-0.522	0.304	0.716	1.000										
Hf	0.715	0.569	0.944	-0.564	-0.128	0.914	-0.477	0.396	0.754	0.995	1.000									
Ta	0.675	0.561	0.741	-0.833	0.333	0.853	0.159	0.725	0.498	0.737	0.785	1.000								
Th	0.920	0.838	0.996	-0.709	-0.425	0.966	-0.540	0.594	0.953	0.884	0.914	0.696	1.000							
U	0.633	0.473	0.876	-0.577	0.086	0.880	-0.302	0.406	0.622	0.971	0.977	0.866	0.831	1.000						
As	-0.879	-0.839	-0.763	0.992	-0.035	-0.883	-0.134	-0.947	-0.683	-0.577	-0.654	-0.894	-0.755	-0.676	1.000					
Sb	-0.690	-0.539	-0.901	0.642	-0.063	-0.914	0.280	-0.479	-0.663	-0.963	-0.977	-0.892	-0.859	-0.996	0.734	1.000				
W	0.778	0.751	0.827	-0.387	-0.812	0.710	-0.833	0.310	0.943	0.670	0.680	0.241	0.865	0.509	-0.404	-0.531	1.000			
Se	0.685	0.533	0.922	-0.573	-0.041	0.905	-0.408	0.402	0.704	0.991	0.996	0.822	0.885	0.992	-0.667	-0.991	0.614	1.000		
Ag	-0.804	-0.778	-0.649	0.988	-0.146	-0.797	-0.291	-0.965	-0.566	-0.458	-0.542	-0.877	-0.639	-0.588	0.987	0.648	-0.260	-0.563	1.000	
Au	0.172	0.350	-0.280	-0.301	-0.223	-0.179	0.418	0.481	0.010	-0.634	-0.560	-0.229	0.218	-0.599	-0.175	0.530	-0.115	-0.579	-0.260	1.000

表 4-3　富矿-碎屑岩微量元素相关性分析

	Sc	Cr	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Cs	Ba	Zr	Hf	Ta	Th	U	As	Sb	W	Se	Ag	Au
Sc	1.000																			
Cr	0.848	1.000																		
Co	0.109	-0.372	1.000																	
Ni	-0.204	-0.286	0.416	1.000																
Zn	-0.445	-0.087	-0.296	0.637	1.000															
Rb	0.960	0.848	0.036	-0.337	-0.469	1.000														
Sr	0.670	0.566	0.256	0.448	0.143	0.660	1.000													
Cs	0.388	0.746	-0.665	0.106	0.474	0.337	0.434	1.000												
Ba	0.765	0.770	-0.016	0.220	0.100	0.781	0.951	0.619	1.000											
Zr	0.935	0.938	-0.081	-0.157	-0.196	0.864	0.609	0.605	0.741	1.000										
Hf	0.972	0.905	-0.103	-0.293	-0.418	0.929	0.579	0.522	0.732	0.944	1.000									
Ta	0.788	0.785	-0.150	-0.086	-0.185	0.621	0.377	0.627	0.506	0.893	0.853	1.000								
Th	0.964	0.882	-0.097	-0.243	-0.405	0.934	0.644	0.526	0.787	0.905	0.989	0.801	1.000							
U	0.571	0.529	0.054	0.566	0.253	0.400	0.751	0.668	0.733	0.631	0.579	0.707	0.612	1.000						
As	-0.047	-0.521	0.846	0.302	-0.384	-0.022	0.205	-0.748	-0.040	-0.351	-0.224	-0.445	-0.154	-0.112	1.000					
Sb	-0.278	-0.681	0.874	0.647	-0.017	-0.345	0.132	-0.660	-0.175	-0.457	-0.453	-0.433	-0.406	0.023	0.874	1.000				
W	0.401	0.438	-0.294	0.158	0.022	0.193	0.189	0.646	0.285	0.505	0.531	0.808	0.523	0.754	-0.418	-0.291	1.000			
Se	0.308	0.113	-0.001	0.132	-0.290	0.295	0.411	0.164	0.417	0.092	0.353	0.168	0.468	0.467	0.343	0.136	0.445	1.000		
Ag	0.242	-0.078	0.531	0.025	-0.387	0.395	0.480	-0.442	0.364	-0.065	0.091	-0.376	0.183	-0.100	0.795	0.467	-0.529	0.413	1.000	
Au	-0.916	-0.970	0.246	0.380	0.285	-0.946	-0.587	-0.584	-0.776	-0.924	-0.944	-0.723	-0.932	-0.442	0.341	0.599	-0.326	-0.192	-0.125	1.000

表 4-4　辉绿岩微量元素相关性分析

	Sc	Cr	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Cs	Ba	Zr	Hf	Ta	Th	U	As	Sb	W	Se	Ag	Au
Sc	1.000																			
Cr	0.602	1.000																		
Co	0.913	0.652	1.000																	
Ni	-0.821	-0.045	-0.714	1.000																
Zn	-0.723	-0.010	-0.422	0.852	1.000															
Rb	0.838	0.916	0.901	-0.415	-0.254	1.000														
Sr	0.459	0.347	0.772	-0.409	0.105	0.588	1.000													
Cs	0.992	0.538	0.859	-0.848	-0.800	0.777	0.363	1.000												
Ba	-0.629	-0.200	-0.833	0.711	0.245	-0.545	-0.927	-0.568	1.000											
Zr	-0.946	-0.384	-0.922	0.929	0.708	-0.714	-0.614	-0.934	0.815	1.000										
Hf	-0.308	0.560	-0.233	0.795	0.637	0.189	-0.223	-0.356	0.540	0.550	1.000									
Ta	-0.702	0.140	-0.505	0.961	0.933	-0.205	-0.156	-0.760	0.510	0.800	0.850	1.000								
Th	0.930	0.830	0.948	-0.586	-0.430	0.980	0.582	0.884	-0.614	-0.833	0.004	-0.398	1.000							
U	-0.948	-0.443	-0.952	0.894	0.649	-0.762	-0.664	-0.926	0.837	0.996	0.492	0.745	-0.867	1.000						
As	-0.837	-0.117	-0.801	0.984	0.751	-0.498	-0.566	-0.842	0.824	0.962	0.757	0.898	-0.651	0.941	1.000					
Sb	-0.904	-0.226	-0.834	0.981	0.797	-0.581	-0.517	-0.912	0.773	0.983	0.679	0.896	-0.728	0.963	0.989	1.000				
W	0.869	0.734	0.989	-0.604	-0.304	0.939	0.792	0.803	-0.799	-0.856	-0.099	-0.375	0.957	-0.897	-0.706	-0.746	1.000			
Se	-0.920	-0.318	-0.902	0.946	0.709	-0.665	-0.623	-0.910	0.836	0.997	0.606	0.823	-0.792	0.990	0.979	0.989	-0.829	1.000		
Ag	-0.679	0.147	-0.621	0.971	0.757	-0.253	-0.458	-0.702	0.757	0.857	0.902	0.937	-0.429	0.819	0.965	0.927	-0.505	0.890	1.000	
Au	-0.368	0.495	-0.315	0.830	0.636	0.110	-0.305	-0.408	0.613	0.612	0.996	0.860	-0.073	0.559	0.805	0.728	-0.185	0.666	0.931	1.000

对于碎屑岩型富矿石（图 4-3）：Au 与代表上地壳较典型组分的 Ba、Zr、Hf、Ta、Rb、U、Th 等多呈负相关关系，即认为与金矿化关系不密切；同时，Au 与典型有益元素的 Ag、As、Sb 和 Se 等的相关性亦较差，故认为可能是与角砾岩型富矿石一样，即是 Au 独立成矿的证明。

对于辉绿岩型富矿石（图 4-4）：Au 与代表上地壳较典型组分的 Hf、Ta 等部分元素及成矿有益元素 Ni、Zn、As、Sb 等相关性较好，表明了其可能的幔源-下地壳并混染有上地壳成分的特征，也表明了其主成矿元素系列，这也与探针分析到的辉锑矿含矿现象一致。

然而，实际上 Au 与 Co、Ni、Cr 都是典型的下地壳及幔源组分，金与它们在成矿物质来源上有关；但金在漫长的成矿作用过程中，沿途经过地壳层时不可避免地混染有上地壳成分（Ta、W、Sc 和 Cs）。金与其它微量元素较低的相关性表明金成矿的特殊性，也就是：金由于与它们在成矿物质来源上和成矿作用过程中混染地壳成分上的原因，造成金与各类型矿石中其它相关微量元素的相关性差异化明显，且相关性相对较差；此外是金成矿的特殊性，尽管金成矿受多种因素控制，与其密切伴生的元素不少，但都未能改变金成为单一金矿床的最终现实。

4.2 稀土元素地球化学

利用稀土元素示踪成矿物质来源和成矿流体演化是矿床地球化学研究的重要内容之一(赵振华，1993)，本文研究测试了老寨湾地区金矿石及其围岩的 REE 分析结果见附表 4-1、4-2，用附表 4-1 与附表 4-2 数据作稀土分布模式成果图如图 4-2 和图 4-3。通过稀土元素分析，讨论别如下：

4.2.1 稀土元素组成特征

1、富金矿石稀土元素组成特征

⑴ 各类型矿石的稀土总量差别不大，变化范围在 68×10^{-6}~340×10^{-6} 之间（黄铁矿单矿物除外），均值范围为 109×10^{-6}~204×10^{-6}。各类矿石分别为：碎屑岩矿石∑REE 为 82.96×10^{-6}~228.24×10^{-6}，平均值为 161.19×10^{-6}；辉绿岩矿石∑REE 为 48.86×10^{-6}~161.29×10^{-6}，平均值为 120.9×10^{-6}；角砾岩富金矿石碎屑岩矿石∑REE 为 85.33×10^{-6}~160.04×10^{-6}，平均值为 136.73×10^{-6}；含黄铁矿富金矿石∑REE 为 10.11×10^{-6}~244.9×10^{-6}，平均值为 108.63×10^{-6}；硅质岩型富金矿石∑REE 为 68.98×10^{-6}~387.07×10^{-6}，平均值为 204.43×10^{-6}。

⑵ 各类型矿石的稀土元素都是轻稀土富集型（即∑LREE/∑HREE＞1），其中含黄铁矿型矿石该比值相对更低（∑LREE/∑HREE＝3.6），其它矿石该比值都相对较高（∑LREE/∑HREE 为 6.5~7.5）。

⑶ 各类型矿石的稀土参数 δEu 变化范围为 0.20~0.87，平均为 0.45~0.71，说明本区金矿石稀土元素总体属中等 Eu 负异常型（除辉绿岩型矿石偏低，平均值为 0.45），其它各类型矿石变化不大。

⑷ 各类型矿石的稀土参数δCe变化范围为0.41~0.90，平均为0.76~0.88之，

说明本区金矿石稀土元素总体属中等Ce负异常型，且各类型矿石变化不大。

表4-1　地层岩石及矿石稀土元素分布与地球各圈层资料对比（$\times 10^{-6}$）

岩矿类型	∑REE	∑LREE	∑HREE	∑LREE /∑HREE	∑HREE/∑REE	∑LREE/∑REE	备　注
碎屑岩矿石	161.37	127.44	18.73	6.8	0.12	0.79	本　文
角砾岩矿石	136.73	126.25	18.29	6.90	0.13	0.92	
硅质岩矿石	204.43	125.63	18.53	6.78	0.09	0.61	
贫金矿石	123.25	106.31	17.32	5.8	0.16	0.84	
围　岩	151.63	132.22	19.41	6.81	0.13	0.87	转引自朱赖民(1996)
上地壳	183.07	165.60	17.47	9.497	0.095	0.905	
下地壳	52.71	40.40	12.31	3.282	0.234	0.766	
地　壳	96.60	82.10	13.96	5.881	0.145	0.855	
上地幔	12.70	9.40	3.30	2.849	0.260	0.740	
下地幔	8.83	2.31	1.52	1.520	0.397	0.608	
澳大利亚(中)古生代沉积岩	169.95	153.914	17.036	8.976	0.1002	0.8998	

2、贫金矿石-围岩稀土元素组成特征

(1) 贫金矿石的∑REE 变化范围为 8.37×10^{-6}~304.72×10^{-6} 之间（黄铁矿单矿物最低为 8.37×10^{-6}，强硅化石英砂岩最高为 304.72×10^{-6}），平均值为 123.25×10^{-6}；围岩的稀土总量变化范围在 25.36×10^{-6}~419.35×10^{-6} 之间（硅化中粗粒石英砂岩最低为 25.36×10^{-6}，风化壳褐铁矿岩最高为 419.35×10^{-6}），平均值为 151.54×10^{-6}。

(2) 贫金矿石与围岩的稀土元素都是轻稀土富集型（即∑LREE/∑HREE＞1），其中贫金矿石该比值相对较低（∑LREE/∑HREE＝5.64），围岩的相对较高（∑LREE/∑HREE =6.85）。

(3) 贫矿石、围岩与金矿石（除辉绿岩脉外）∑REE、∑LREE、∑HREE、∑LREE/∑HREE、∑HREE/EREE 及∑LREE/∑REE 的平均值，与上地壳、下地壳、地壳及澳大利亚古生代中生代沉积岩比较接近(见表 4-1)，而与上、下地幔差别较大，说明金矿石物质来源可能相对较浅。

(4) 贫金矿石的稀土参数 δEu 变化范围为 0.56～0.88，平均为 0.69；围岩的稀土参数 δEu 为 0.42~1.15，平均为 0.72。这表明本区贫金矿石与围岩的稀土元素属中等 Eu 负异常型，除个别样品外（如硅化白云石石英岩 δEu 值为 1.15，属特高值），其它各类型变化不大。

(5) 贫金矿石的稀土参数 δCe 变化为 0.55~0.92，平均为 0.81；围岩的稀土参数 δCe 变化范围为 0.51~0.93，平均为 0.83。这表明本区贫金矿石与围岩的稀土元素属中等 Ce 负异常型，且各类型矿、岩石变化不大。

4.2.2 稀土元素组成特征

1、富矿石-贫矿石-围岩稀土元素分布特征

(1) 矿石与围岩稀土配分曲线形状比较接近，与一般沉积岩相似（陈德潜，1990），总体分布均呈右倾型，说明矿石与地层岩石关系密切，地层岩石可能为金矿石提供物质来源。但由于稀土总量的差别，其曲线图清晰地分开而没有重叠。

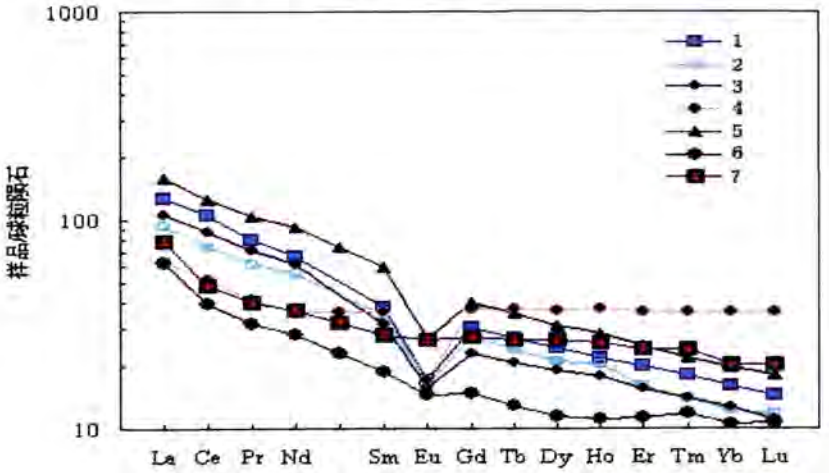


图 4-5 富矿石-贫矿石-围岩稀土元素分布模式图

富金矿石组：1.碎屑岩矿石； 2.辉绿岩矿石； 3.角砾岩矿石； 4.含黄铁矿矿石； 5.硅质岩矿石

贫金矿石组： 6.贫金矿石(平均值)围岩组：7.围 岩(平均值)

(2) 富金矿石组的五种矿石稀土分布模式基本相同，都有 Eu 负异常（下凹型明显），稀土总量硅质岩矿石最高（5 号样），含黄铁矿矿石最低（4 号样）。

(3) 富金矿石中的含黄铁矿矿石（4 号样）的稀土成分比其它矿石更富重稀土，即稀土分布模式基本呈水平形状（只是头两元素 La 和 Ce 相对较高一点），这与稀土元素分析结果（附表 C-1）中 4 号样平均 $\Sigma Ce/\Sigma Y=3.64$ 相一致。

(4) 贫金矿石和围岩稀土分布模式与富金矿石相比区别不是很大，有一定差异的话主要是 Eu 负异常不明显。

2、主要围岩稀土元素分布特征

(1) 正常碎屑岩（1 号样）和粘土岩（4 号样）都为轻稀土富集型（稀土分布曲线为右倾），有较明显的 Eu 负异常（下凹型明显），两条稀土分布曲线的轻稀土部分几乎重叠，但重稀土分布曲线部分发生分离，正常碎屑岩（1 号样）的稀土总量比粘土岩（4 号样）的高，正常碎屑岩的重稀土分布曲线位于粘土岩的上方。

(2) 灰岩（3 号样）和褐铁矿岩（风化壳）（5 号样）两条稀土分布曲线几乎重叠，说明它们的稀土成分基本相同，且岩石成因也可能相近。这与野外地质实

际情况相符，因灰岩是奥陶纪的地层，褐铁矿岩正好就是该地层岩石风化剥蚀的产物（加里东古隆起风化面上分布的产物）。

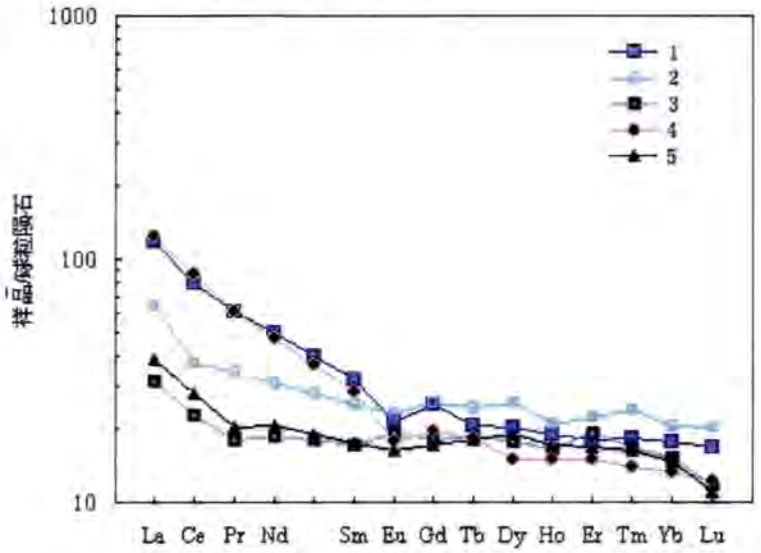


图 4-6　老寨湾金矿床围岩稀土元素分布模式图

1.正常碎屑岩；2.含黄铁矿石英砂岩；3.灰岩；4.粘土岩；5.褐铁矿岩(风化壳)

(3) 灰岩（3 号样）和褐铁矿岩（5 号样）两种类型围岩，稀土成分与其它岩石不同的是稀土总量最低，Eu 负异常不明显，稀土分布曲线右倾斜不很陡（比较平缓），除稀土元素系列的头两个元素（La 和 Ce）外，其它稀土元素含量经球粒陨石均一化以后都接近，稀土分布曲线几乎呈水平。

(4) 最特征的是含黄铁矿石英砂岩（2 号样），该样品稀土分布曲线右倾斜不很陡，Eu 负异常不太明显，稀土分布曲线（轻稀土部分）位于前述两类岩石之间，即轻稀土总量居中，但重稀土比前述两类岩石都高，重稀土分布曲线位于它们的上方。

4.3 流体包裹体地球化学

流体包裹体是矿物结晶生长时被包裹在矿物晶格的缺陷或窝穴内的那部分成矿流体，可以作为原始的成矿流体研究。包裹体保留了成矿流体的成分、性质，通过研究包裹体，可获得成矿时的温度和压力、成矿溶液的盐度和密度、成矿流体的组分和稳定同位素组成等数据（刘斌等），同时探讨和帮助解决(揭示)矿床成因、成矿物质来源、成矿物理化学条件和成矿机理等方面的问题。

被捕获的流体包裹体是一个非常复杂的热力学体系(李善鹏等, 2003；张振亮等, 2003)，但其成分主要是 H_2O、CO_2、NaCl、CH_4 等成分构成的二元或三元(二相或三相)热力学体系。不同成因类型的金矿床，其矿物所含的包裹体类型有差

别，包裹体的成分、稳定同位素特征及包裹体的均一温度、形成时的压力也各不相同。

4.3.1 流体包裹体化学成分特征

老寨湾金矿床矿石中石英脉发育，本文对金矿石中发育的石英脉中包裹体进行了成分分析及其来源研究。流体包裹体成分包括气相和液相，其成分测试结果如表 4-2。

表 4-2 老寨湾金矿床流体（石英）包裹体成分分析结果表（mol/kg·H_2O）

样号	产出岩性	矿化阶段	CH_4	CO_2	CO	N_2	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}
BC5	辉绿岩	主阶段	0.13	3.894	0.006	0.672	0	0.232	4.104	0	0.019	0.06	0.026
BC6	辉绿岩		0.054	2.720	0.007	1.341	0	0.126	4.172	0	0.008	0.052	0.05
BC7	辉绿岩		0.135	2.268	0.006	0.828	0.58	0.164	0	0	0.019	0.055	0.097
BC10	石英砂岩	晚阶段	0.071	1.804	0.001	0.581	0	0.206	6.294	0	0.008	0.11	0.04
BY1	石英砂岩		0.026	2.057	0.001	1.01	0	0.255	9.655	0.077	0.006	0.141	0.063

注：矿化早、主、晚期三个阶段和热液期的(1)、(2)、(3)阶段是对应的。

表中数据由中国地质科学院矿产资源研究所分析。

从表 4-2 可看出，在流体的离子成分中：阴离子以 Cl^-含量较高且稳定为特征（Cl^-平均 0.084mol/kg · H_2O），并且 Cl^->SO_4^{2-}>F^-；阳离子以 Ca^{2+}含量高而 Mg^{2+}含量低为特征，Ca^{2+}变化范围 4.104～9.655mol/kg · H_2O（平均 4.845 mol/kg · H_2O），Na^+含量较高且稳定（Na^+>K^+）。Mg^{2+}和 K^+离子含量不太稳定，有的样品未测出。

包裹体气相成分中，以 CO_2 含量高为特征，其摩尔浓度一般在 1.804～3.894mol/kg · H_2O 范围内，平均为 2.549mol/kg · H_2O。该范围内的 CO_2 主要为幔源碳（刘显凡等，1996）。另外，石英脉中包裹体气体成分富含 CH_4 和 N_2，也与地幔分异流体有较大相似性；CO 含量基本稳定在微量上，这可能与碳的价态居于氧化与还原之间有关，因而也间接揭示了流体为幔源混染壳源的演化特征。

表 4-3 老寨湾金矿床成矿热液（石英）包裹体温度测定结果

顺号	样品号	样品名称	产出岩性	矿化阶段	均一温度（℃）		产出矿段
					变化范围	平均温度	
1	BC6	石英	蚀变辉绿岩 2 号脉	主阶段	150～253	183 (3)*	椿树湾矿段
2	B1-1-1	石英	蚀变辉绿岩 1 号脉	主阶段	153～171	162 (2)	椿树湾矿段
3	B1-1-2	石英	蚀变辉绿岩 1 号脉	晚阶段	120～146	132 (4)	椿树湾矿段
4	By1	石英	硅化石英砂岩	晚阶段	127～182	155 (10)	袁家坪矿段
5	By2	石英	硅化石英砂岩	晚阶段	110～168	132 (10)	袁家坪矿段

表中数据由成都理工大学地球科学院矿床教研室李葆华测试。　　(3)*--测试包裹体个数。

由表 4-3 可看出本区石英包裹体的温度变化范围基本上可明显地分两段：一段为 150～253℃（平均 183℃）；另一段为 110～168℃（平均 132℃）。这种结果为老寨湾金矿床热液成矿阶段的划分奠定了基础。

4.3.2 成矿流体温度、压力、密度以及成矿深度估算

据刘斌（1987）研究认为，自然界盐类溶液包裹体虽然复杂，但它们绝大部分是富含 NaCl 的水溶液，在其它盐类组分含量很少的情况下可把这种水溶液作为 NaCl-H_2O 体系来看待。由老寨湾金矿床石英包裹体成分分析结果（表 4-2）可知，本区成矿流体即是这种 NaCl-H_2O 水溶液，因此，采用刘斌等拟定的 NaCl-H_2O 溶液包裹体的密度式和等容式，对本区石英包裹体成分进行了流体密度、压力计算，并根据压力计算值对本区矿床成矿深度进行了估算（如表 4-4，4-5）。

表 4-4　老寨湾金矿床成矿热液物理化学参数计算结果表

矿化阶段	样品号	均一温度(℃)	气相成分(μg/g)				液相成分(μg/g)			物理化学参数计算结果					
			H_2	CH_4	CO_2	CO	Na^+	K^+	SO_4^{-2}	lgf_{CO2}	lgf_{S2}	lgf_{O2}	pH	Eh (v)	盐度 (Wt%)
主阶段	BC5	200	0.01	1.19	98.002	0.1	3.049	0	1.441	-1.37	-12.26	-51.6	4.5	0.052	14.89
	BC6	183	0	0.426	59.13	0.1	1.435	0	2.381	-1.59	-12.70	-51.7	4.6	0.048	15.04
	BC7	162	0.01	1.237	57.087	0.1	2.153	13.025	5.31	-1.38	-13.24	-51.7	4.5	0.051	3.68
平均值		182	0.007	0.951	71.406	0.1	2.212	4.342	3.044	-1.45	-12.72	-51.7	4.53	0.05	11.2
晚阶段	BC10	132	0	0.627	43.58	0.01	2.594	0	2.085	-2.17	-16.54	-51.7	4.9	0.013	20.94
	BY1	144	0.01	0.191	41.384	0.01	2.684	2.027	2.748	-2.42	-16.15	-51.4	5	0.009	26.78
平均值		138	0.005	0.409	42.482	0.01	2.639	1.014	2.417	-2.3	-16.35	-51.6	4.95	0.011	23.86

注：均一温度由成都理工大学地球科学院矿床教研室李葆华测定，其它数据由中国地质科学院矿产资源研究所分析。

表 4-5 老寨湾金矿床成矿热液的温度、压力和密度测定以及深度计算结果

矿化阶段	均一温度 (℃)	盐度 (Wt%)	密度 (g/cm^3)	压力 ($\times10^5$Pa)	成矿深度 (km)	赋矿层位
早阶段	250(推测)					泥盆系
主阶段	182(平均值)*	11.2(平均值)*	0.97	284.96	1.14	
晚阶段	138(平均值)**	23.86(平均值)**	1.08	51.50	0.21	

注：*--3 件样平均、**--2 件样平均，均引自表 4-3。

密度和压力用刘斌等（1987）拟定的 NaCl-H_2O 溶液包裹体的密度式和等容式计算，成矿深度按岩石静压 250×10^5Pa/km 估算；*--3 件样平均，**--2 件样平均。

从表 4-3 和表 4-5 中可以得知，老寨湾金矿床成矿温度以早期主阶段最高，均一温度变化范围为 150~253℃，平均温度为 172.5℃；而成矿晚期温度集中在 110~168℃，平均温度为 139.7℃。个别温度比较高，达 182℃，这可能跟早期成矿温度的延续有关；但该阶段硅化石英脉非常细小，野外未能采集到包裹体样品

进行均一温度测定和包裹体成分测试，早期阶段的均一温度值是根据成矿的一般原理推测的（因主阶段有个别值实测高达 253℃）；

研究区成矿流体的盐度，晚阶段较早阶段高（高出 1 倍以上），但密度相差不大（仅高出 0.11g/cm^3），根据本区成矿流体温度、盐度和密度计算出的压力，矿化主阶段比晚阶段高得多，推算出成矿深度也大得多，主阶段成矿深度为 1.14 km，晚阶段成矿深度为 0.21km，这与矿床的实际情况基本上是吻合的。老寨湾金矿床成矿热液主阶段至晚阶段成矿的深度在当时地面下约 1.5~0.30km。

4.4 矿区同位素地球化学

矿石成矿物质来源与矿床成因分析研究方法中，硫同位素、氢-氧同位素是常用且最有效的稳定同位素方法之一。

4.4.1 硫同位素地球化学

硫同位素方法是研究矿床成因与成矿物质来源的一种较成熟的传统方法，通常采集各种硫化物或硫酸盐样品测其稳定硫同位素组成，通过其特征及其变化来分析判断矿床成因与成矿物质来源。

老寨湾金矿床金属硫化物主要有黄铁矿和辉锑矿，其次有成岩型黄铁矿沿沉积层理面分布或分散浸染状分布。金矿床矿石成矿物质中，最主要的载金矿物也是黄铁矿和辉锑矿，这两种硫化物多呈脉状分布于蚀变岩石中（特别是蚀变辉绿岩中），是本区成矿热液活动的直接证据，为我们研究金矿床的成因和成矿物质

表 4-6　老寨湾金矿床硫同位素组成测定结果表

顺号	样品号	产出岩性	矿物	$\delta^{34}S$(‰)	σ‰	Au(g/t)	产出矿段
1	ZS-1Fe	含黄铁矿蚀变辉绿岩	黄铁矿	7.684	0.003	0.55	椿树湾矿段
2	ZS-2Fe	含黄铁矿蚀变辉绿岩	黄铁矿	6.397	0.007	1.37	椿树湾矿段
3	ZS-3Fe	含黄铁矿蚀变辉绿岩	黄铁矿	7.344	0.007	1.92	椿树湾矿段
4	ZS-4Fe	含黄铁矿蚀变辉绿岩	黄铁矿	5.644	0.004	0.94	椿树湾矿段
5	ZS-5Fe	含黄铁矿硅化石英砂岩	黄铁矿	6.115	0.007	0.67	椿树湾矿段
6	ZS-6Fe	含黄铁矿细粒石英砂岩	黄铁矿	6.412	0.006	0.18	椿树湾矿段
7	ZS-3Sb	含黄铁矿辉锑矿蚀变辉绿岩	辉锑矿	3.759	0.003	-	椿树湾矿段
8	ZS-4Sb	含黄铁矿辉锑矿蚀变辉绿岩	辉锑矿	3.73	0.003	-	椿树湾矿段
9	BL8	含黄铁矿硅化石英砂岩	辉锑矿	3.001	0.004	-	老鹰山矿段

注：表中数据由中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室稳定同位素室测试。

的来源提供了很好的途径。本文采用的是黄铁矿和辉锑矿测试数据见表 4-6。用表 4-6 数据作硫同位素分布图如图 4-7。

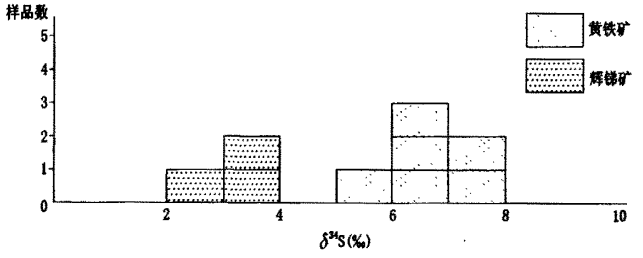


图 4-7　老寨湾金矿床硫同位素（$\delta^{34}S$）分布直方图

根据前人研究资料表明，陨石的硫同位素组成可代表上地幔的硫同位素组成，据此推测地幔硫的 $\delta^{34}S$ 的平均值约为 1～2‰（魏菊英等, 1988）。此后，有人测定了地幔包裹体硫化物的 $\delta^{34}S$ 值，并推测出初始地幔的硫同位素组成 $\delta^{34}S$ 值为 0.05‰（Chaussidon et al., 1989）。幔源流体的 $\delta^{34}S$ 较低。

对沉积岩来说，从寒武纪到志留纪，海水硫酸盐 $\delta^{34}S$ 由＋30‰逐渐降至＋16‰，在泥盆纪 $\delta^{34}S$ 又跃升至约＋25‰。

沈渭洲（1987）测出陨石硫同位素组成为 0.1‰±，同时证实了流体中硫同位素值改变的方向和程度与其接触的围岩性质有关。即如果成矿流体混染了海水或海相硫酸盐硫，混合硫同位素值便向正方向发展，以相对富 $\delta^{34}S$ 为特征；相反，如果成矿流体混染了生物成因硫，则混合硫同位素值便向负方向发展，以相对富 $\delta^{32}S$ 为特征。

从表 4-6 和图 4-7 可以看出，老寨湾金矿床矿石硫同位素（$\delta^{34}S$‰）为正值，且黄铁矿硫同位素值高于辉梯矿硫同位素值。其分布范围为 3.001±0.004‰～7.684±0.003‰，平均为 5.35‰。这说明可能与混染了海相硫酸盐硫有关，即老寨湾金矿床金属硫化物（特别是辉绿岩中的黄铁矿和辉锑矿）最初来源于地幔分异流体，但在上升经过地壳时，混染了海相硫酸盐硫（本区赋矿层之下的寒武系和奥陶系都有海相地层）。辉锑矿为晚期低温热液产物，其硫同位素（$\delta^{34}S$）组成（3.001～3.759‰）较黄铁矿的（5.644～7.684‰）低，可能混染的海相硫酸盐硫相对较少。

4.4.2 氢-氧同位素地球化学

1、矿石流体包裹体氢-氧同位素地球化学

研究热液矿床的地质特征和地球化学特征，可为阐明热液矿床的成因及其形成演化提供有力的依据。含矿热液的氢、氧同位素组成是当今论证矿床形成地球化学特征的重要参数。

根据本地区所取得的氢、氧同位素资料可以看出，老寨湾金矿床矿石中，石英的δD‰值为-90～-109‰；$\delta^{18}O_{H2O}$‰值（计算）为-1.11～5.27‰。与 Taylor（1974）的岩浆水 δD‰值域-50～-80‰、$\delta^{18}O_{H2O}$‰值域 7.0～9.5‰比较，老寨湾金矿床石英的 δD‰值、$\delta^{18}O_{H2O}$‰值均偏低。

表 4-7　老寨湾金矿床矿石中石英脉包裹体氢-氧同位素组成测定结果

顺号	样品号	产出岩性	样品名称	$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ ‰	$\delta^{18}O_{H2O}$ ‰(计算)	$\delta D_{V\text{-}SMOW}$ ‰	产出矿段
1	BC5	含黄铁矿蚀变脉辉绿岩	石英	18.1	3.64	-109	椿树湾矿段
2	BC6	含黄铁矿蚀变脉辉绿岩	石英	17.6	4.74	-103	椿树湾矿段
3	BC7	含黄铁矿蚀变脉辉绿岩	石英	18.2	5.27	-108	椿树湾矿段
4	BC10	坡松冲组含矿层(围岩)	石英	16.3	-1.11	-93	矿区外围
5	BL6	灰岩不整合面(围岩)	石英	21.5	4.09	-90	老鹰山矿段
6	BY1	坡松冲组硅化石英岩(矿)	石英	17.2	2.15	-105	袁家坪矿段
7	BY2	坡松冲组硅化石英岩(岩)	石英	17.7	0.49	-96	袁家坪矿段
Taylor（1974）确定的岩浆水范围				-	7.0~9.5	-50~-80	-

注：表中数据由中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室稳定同位素室测试。

对比椿树湾、老鹰山和袁家坪三个矿化段中的石英流体包裹体 $\delta^{18}O$ 和 δD 值投影到 δD-$\delta^{18}O$ 关系图中（图 4-8），可看出投影点位于"正常" 岩浆水及变质水的同位素组成范围以外，显示出该地区成矿热液并非单一来源，具有多来源的混合特征。

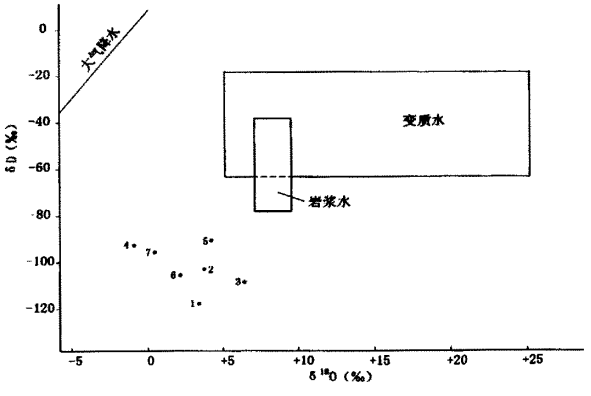


图 4-8　老寨湾金矿床氢-氧同位素 δD-$\delta^{18}O$ 关系图

结合包裹体成分特征，说明该区金矿成矿流体（热液）为深部初始来源的上地幔分异流体，在沿深断裂系统上升过程中混入了地层水，在到达近地表浅处又

混入了部分大气降水和地表水，从而形成地幔分异流体与地层水、大气降水和地表水以及很少部分岩浆水按不同比例组合的混合体。

4.4.3 矿石氧同位素地球化学

老寨湾金矿床金矿（岩）石的氧同位素分析结果列入表 4-8，从中可以看出：

(1) 石英流体包裹体：产于黄铁矿化辉碌岩中的石英（前 3 个）$\delta^{18}O$ 值非常接近；产于硅化石英砂岩与硅质岩中的石英，也非常接近；而产于奥陶纪地层顶部不整合面灰岩（围岩）中的石英包裹体的 $\delta^{18}O$ 值相差却很大，说明产出环境和成矿作用不同，其矿（岩）石的氧同位素特征也就不同：相似条件下的石英流体包裹体和矿（岩）的 $\delta^{18}O$ 值较接近。

表 4-8　老寨湾金矿床石英与金矿石氧同位素组成测定结果

顺号	样品号	产出岩性	样品名称	$\delta^{18}O$ (‰)	Au (g/t)	产出矿段
1	BC5	黄铁矿化蚀变辉绿岩	石英	18.1	-	椿树湾矿段
2	BC6	黄铁矿化蚀变辉绿岩	石英	17.6	-	椿树湾矿段
3	BC7	黄铁矿化蚀变辉绿岩	石英	18.2	-	椿树湾矿段
4	BC10	坡松冲组石英砂岩(围岩)	石英	16.3	-	矿区外围
5	BL6	奥陶纪灰岩(不整合面上)	石英	21.5	-	老鹰山矿段
6	BY1	坡松冲组硅化石英岩	石英	17.2	-	袁家坪矿段
7	BY2	坡松冲组硅化石英砂岩	石英	17.7	-	袁家坪矿段
8	Zk103-1-7	褐铁矿化硅化硅质角砾岩	全岩	15.8	4.56	椿树湾矿段
9	Zk106-3-16	褐铁矿化硅化石英粉砂岩	全岩	17.7	0.36	椿树湾矿段
10	Zk110-1-5	褐铁矿化硅化石英砂岩	全岩	14.7	2.55	椿树湾矿段
11	Zk25703-8-1	蚀变辉绿岩	全岩	19	5.21	椿树湾矿段
12	Zk26010-2	硅化蚀变泥质粉砂岩	全岩	16.7	1.87	椿树湾矿段
13	Zk19601-21	暗红色褐铁矿岩（风化壳）	全岩	13.6	0.006	老鹰山矿段
14	IZS-1	黄铁矿化蚀变辉绿岩	全岩	13	10.15	椿树湾矿段
15	IZS-3	黄铁矿化蚀变辉绿岩	全岩	10.3	12.82	椿树湾矿段
16	BL3	黄铁-辉锑矿化硅化石英砂岩	全岩	15.2	0.64	老鹰山矿段
17	BY3	褐铁矿化硅化石英砂岩	全岩	14.3	0.03	袁家坪矿段

注：表中数据由中国地质科学院矿产资源研究所同位素室测定。

(2) 全岩：全岩中的氧同位素值变化范围为+10.3‰~+19‰，其中以+14‰~+17‰占优势。这与一般沉积岩的氧同位素组成(+5‰~+25‰)比较相似。但其中 Au 的含量波动很大。

据已有研究表明，大部分地幔岩石的 $\delta^{18}O$ 值变化很小，并与月岩、普通球粒陨石的 $\delta^{18}O$ 值相同（+5‰～+6‰），引起地幔氧同位素组成不均一的原因包括俯冲再循环地壳物质对地幔源区的混染作用和地幔交代流体与被交代岩石之

间的不平衡反应。因此，对于地幔氧同位素组成不均一的性的研究，可以有效判明地幔源区物质来源和地幔流体作用（据陈骏, 2004; 王鹤年, 2004）。

由此可见，来自幔源岩浆活动——辉绿岩脉中的黄铁矿化蚀变辉绿岩的 $\delta^{18}O$ 富集可能是由于深源流体在上升过程中被混染了，而同时此黄铁矿化蚀变辉绿岩中 Au 含量最高的黄铁矿化蚀变辉绿岩（10.15g/t、12.82g/t），说明 Au 的来源可能是深源流体沿老寨湾金矿的断裂破碎带运移，沿途大量淬取地层中成矿元素及矿化剂，形成富含成矿元素及矿化剂的成矿流体成矿流体，为本区金成矿提供金等成矿物质的来源。

4.4.4 硅同位素地球化学与硅质阴极发光分析法

1、矿石硅同位素地球化学

硅同位素地球化学示踪分析方法是新发展起来的一项技术方法，应用于地质方面滞后于铅同位素半个世纪（涂光炽, 1994）。由于分析精度的提高，它在追踪成矿物质来源、解决岩石和矿床成因方面愈来愈显示出它的有效性和可靠性（丁悌平等, 1994）。

目前用于硅地球化学研究的是 ^{29}Si 和 ^{30}Si 两种相对丰度低的稳定同位素，用它们与 ^{28}Si（丰度高）的比值，来描述其可以观察到的硅同位素组成的变化。使用较广的标准为美国国家标准局的石英砂标准 NBS-28，经 Molini-Velsco 测定其相对 NBS-28 的 $\delta^{30}Si$ 值为-0.28。

陨石的硅同位素值很低，一般其 $\delta^{30}Si_{NBS-28}$ 值为 0～-0.5‰左右；高岭土和硅华的硅同位素 $\delta^{30}Si_{NBS-28}$ 值多为负值；硅化叠层石的硅同位素 $\delta^{30}Si_{NBS-28}$ 值多为正值；硅化岩和石英脉的硅同位素 $\delta^{30}Si_{NBS-28}$ 值变化较宽，可能与蚀变前的原岩性质及热液来源有关。

表 4-9 老寨湾金矿床石英脉（流体）与相应产出围岩或矿石硅同位素对比表

成矿阶段	石英脉（流体）				岩石与矿石				位置
	样品号	矿物	产出围岩岩性	$\delta^{30}Si$	样品号	岩石	岩石名称	$\delta^{30}Si$	
主阶段	BC5	石英	蚀变辉绿岩	1.1	1ZS-1	全岩	黄铁矿化蚀变辉绿岩	0.0	①
	BC6	石英	蚀变辉绿岩	1.8	1ZS-3	全岩	黄铁矿化蚀变辉绿岩	-0.5	①
	BC7	石英	蚀变辉绿岩	1.4	Zk25703-8-1	全岩	黄铁矿化蚀变辉绿岩	0.4	①
晚阶段	By1	石英	硅化石英砂岩	-0.2	By3	全岩	硅化石英砂岩	0.3	②
	By2	石英	硅化石英砂岩	-0.1	BL3	全岩	辉锑矿化硅化砂岩	0.5	③
表生阶段					Zk103-1-7	全岩	褐铁矿化硅质角砾岩	1.4	①
地层(外围)	BC10	石英	硅化石英砂岩	0.6	Zk26010-2	全岩	硅化石英砂岩	0.2	①
不整合面	BL6	石英	灰质白云岩	0.1	Zk19601-21	全岩	褐铁矿岩(风化壳)	-0.4	③

注：表中数据由中国地质科学院矿产资源研究所同位素室测试。

取样位置：①--椿树湾矿段；②--袁家坪矿段；③--老鹰山矿段。

对本区而言，产于黄铁矿化蚀变辉绿岩中石英脉的硅同位素组成，代表了热液主成矿期物质成分与来源特征（表 4-9），较其产出围岩有高得多的硅同位素（$\delta^{30}Si_{NBS-28}$ 平均值高近 1‰），充分反映了本区成矿流体在由深处向浅部的运移过程中，沿途受围岩影响不大（没有与围岩发生硅同位素交换），仍代表其原始的硅同位素组成。

热液成矿作用晚期阶段石英脉的硅同位素组成为负值，与热液主成矿期形成很大反差，说明成矿晚期热液为近地表受大气降水补给和围岩成分影响很大的硅质流体（与前面石英包裹体成分研究的结果相同）。

2、矿石硅质阴极发光

硅质阴极发光示踪分析法是新发展起来的一项技术方法。国外 20 世纪 60 年代开始应用阴极发光技术于地质科学，主要用于研究方解石、白云石和石英等矿物；其后从矿物学、沉积学拓展到地层学、岩浆岩石学、变质岩石学与矿床学方面。我国应用阴极发光技术是 20 世纪 80 年代才开始（宋志敏, 1993），主要应用于矿物、沉积岩、岩浆岩、地层古生物与矿床等方面研究。

老寨湾金矿床矿金矿化作用最主要的是硅化和黄铁矿化，普遍的硅化围岩蚀变是金矿化的前奏和基础。硅化和黄铁矿化与金矿化关系如此密切，也使我们意识到追踪硅质的来源是查明成矿物质来源的一个直接和有效的途径之一。

⑴ 样品的选择

为了通过阴极发光研究，阐明本区各种矿石、硅化蚀变岩中石英的阴极发光特征与硅质来源，样品的选择应尽可能有代表性，尽可能包括本区各种矿化岩石和围岩类型，选择的围岩和矿石如下：

代表性围岩：

①碎屑岩（细粒、中细粒石英砂岩等）

②含黄铁矿石英砂岩

③硅化石英砂岩

④微晶灰质白云岩

代表性矿石：

①黄铁矿化硅化蚀变辉绿岩

②硅化石英砂岩、硅质岩

③褐铁矿化硅质角砾岩

⑵ 硅质阴极发光研究

阴极发光是一种表面物理现象，是由具有一定能量的电子轰击萤光物质表面，使电能转化为光辐射而产生的发光现象。对于不同成因石英具有不同类型阴极发光，为我们研究石英的成因和来源奠定了基础。

据研究，导致阴极发光的因素是复杂多样的，石英的阴极发光可提供其地质产状、形成温度、激活剂种类及含量、晶格有序度等因素等综合信息，如表所列（表 4-10）。

表 4-10　石英的阴极发光特征及其控制因素

石英发光类型	形成温度	产　　状	激活剂含量	有序度
紫色石英	>573℃快速冷却	火山岩、接触带变质岩	$Ti>Fe^{3+}$	低
(蓝紫~红紫)	>573℃缓慢冷却	高级变质岩、深成侵入岩		低～中
褐色-棕色石英	573~300℃	低级变质岩、硅质岩、接触带变质岩外带、中-高温热液成矿作用中的石英、间火的自生石英和低温热液石英等	$Fe^{3+}>Ti、Al$	中
不发光石英	<300℃	沉积岩中的自生石英、地热系统中的石英、中-低温至低温热液成矿作用中的石英等	含微量焠灭剂 Fe^{2+}、Co、Ni	高

注：此表据 Zinkernagel（1978），本文略作综合修改。

老寨湾金矿床矿石与围岩中，分布最多和最主要的矿物是石英，沉积岩是这样，热液成矿作用形成的矿物更是这样，且与金矿化关系密切。在特征和产状上，热液作用形成的石英与沉积岩的自生石英可明显区分；在发光特征上，热液作用形成的石英也与其它岩类石英明显不同。因此，运用阴极发光技术可以追踪硅质的来源，进而判断成矿流体的来源，为成矿作用分析提供依据。

本次阴极发光研究，由成都理工大学油气藏国家重点实验室阴极发光室测试。实验使用的仪器是英国生产的 CL8200MK5 型阴极发光仪，工作条件是：束电压 10KV，束电流 500μA，配用数码照相机手动完成拍照，曝光时间为 1.7～6.5 s 不等。老寨湾金矿各类硅质和石英的阴极发光特征见表 4-11。

表 4-11　老寨湾金矿各类硅质和石英的阴极发光特征一览表

岩类	岩　性	镜下特征	发光特征
围岩	含黄铁矿细粒石英砂岩（图版Ⅳ$_3$）	细粒不等粒结构，石英和长石次圆状，分选好	沉积碎屑石英发暗紫色光，长石发明亮的蓝色光（图版Ⅳ$_4$）
	中细粒石英砂岩	中细粒不等粒结构，石英和长石次圆状，分选好	石英发暗紫色光，长石发明亮的蓝色光
	硅化细粒石英砂岩	细粒不等粒结构，石英砂岩中有粗晶石英脉穿插	砂岩中石英脉不发光，石英脉边缘及石英颗粒间有晚期钙质脉充填，发橙色光
	硅化微晶灰质白云岩（图版Ⅳ$_1$）	微晶灰质白云岩中含微细石英，穿插有方解石脉	方解石脉发橙红色光，微晶灰质白云石、钙质物发橙色光，硅质不发光（图版Ⅳ$_2$）
矿石	黄铁矿化蚀变辉绿岩	黄铁矿化辉绿岩中发育石英脉	石英脉不发光(包括细晶脉和粗晶脉)，辉绿岩中钙质物发橙红色光
	黄铁矿化蚀变辉绿岩（图版Ⅳ$_5$）	辉绿岩中发育石英脉	石英脉不发光，石英脉中见晚期钙质细脉穿切石英脉，并发橙红色光（图版Ⅳ$_6$）
	褐铁矿化硅质角砾岩（图版Ⅳ$_7$）	强烈硅化石英岩破碎成角砾状，表生期褐铁矿脉充填胶结角砾，呈褐红色	强烈硅化石英岩及石英都不发光，褐铁矿脉也不发光（图版Ⅳ$_8$）

注：表中阴极发光测试照相由成都理工大学油气藏国家重点实验室测试。

(3) 认识与结论

从表 4-11 及图版VI_{1-8}，可获得以下几点主要认识与结论：

① 沉积碎屑石英发暗紫色光，长石发明亮的蓝色光，方解石、白云石及钙质物等碳酸盐发橙红色光，它们在岩石中能很好区分。

② 碎屑石英发暗紫色光，说明其源于高温岩浆岩或高温变质岩（温度 573℃以上）；沉积碎屑岩中自生石英和热液石英脉不发光，说明其形成于 300℃以下。这两类石英通过阴极发光能较好区分其成因与来源。

③ BC7 和 BC8 石英砂岩样品中热液石英脉不发光，而石英脉边缘及石英颗粒间有晚期钙质脉充填（晚期碳酸盐化产物），发橙色光。此现象在一般岩石薄片鉴定中是不能鉴别的，而阴极发光却很好地将它们分辨出来。

4.4.5 铅同位素地球化学

铅同位素演化特征对研究成矿物质来源具有特别重要的意义。因此，近年来矿石铅同位素的研究主要着重于探索成矿物质来源（朱炳泉，1998）。尽管我们已经有了许许多多的铅同位素示踪物源的方法，但单一的铅同位素示踪也常常具有多解性，往往需要同其它同位素体系，如锶钕、碳、氧、硫、氦等配合使用，才能起到良好的示踪效果。

本区铅同位素的研究中，选定了载金矿物黄铁矿、辉锑矿及其它代表性矿石（共 5 件），研究成果列入表 4-12，编制铅同位素组成坐标图如图 4-9。

表 4-12 老寨湾金矿床铅同位素组成及有关参数计算综合表

顺号	样品号	岩性	分析结果			模式年龄	计算参数					矿段
			$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	(Ma)	Φ值	μ值	Δβ	Δγ	异常铅	
1	1ZS-2Fe	黄铁矿单矿物	39.051	15.682	18.755	97	0.575	9.16	22.96	42.19		椿树湾
2	BL3Sb	辉锑矿单矿物	38.884	15.67	18.992	78	0.5594	9.366	22.18	37.74	0.128	老鹰山
3	1ZS-3	蚀变辉绿岩	38.88	15.694	18.901	88	0.5674	9.291	23.74	37.63	0.053	椿树湾
4	Zk106-3-3	石英砂岩	38.834	15.682	18.612	170	0.5841	8.875	22.96	36.4		椿树湾
5	By4	硅化褐铁矿砂岩	38.92	15.7	19.145	73	0.5537	9.536	24.14	38.7	0.298	袁家坪

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室同位素室测定。

正常普通铅 μ 值变化范围：8.686～9.238。

由表 4-12 可以看出：(1) 泥盆纪沉积物（石英砂岩）的铅同位素组成来源与地壳物质受造山运动改造有关，其 170Ma 的铅同位素年龄也说明其受到印支期造山运动改造。

(2) 载金矿物黄铁矿、辉锑矿及与黄铁矿相关的褐铁矿三者的铅同位素年龄较接近（73～97Ma，平均 83 Ma），而且与蚀变辉绿岩铅同位素年龄（88 Ma）也接近，说明其具有成岩成矿的相关性外，本区成矿作用主要受到燕山晚期造山运动改造影响（与石英 ESR 测年 64.8±6.5Ma 相近）。

(3) 本区 5 件样品的铅同位素组成中，只有与金矿化关系最密切的（载金矿物）黄铁矿、辉锑矿及褐铁矿三者的铅同位素组成含有异常铅，超出正常普通铅 μ 值 0.053～0.298（平均超出 μ 值为 0.16）。异常铅为多阶段成矿作用的产物，该测试结果也附符合本区金矿化具有多期多阶段成矿作用的实际。

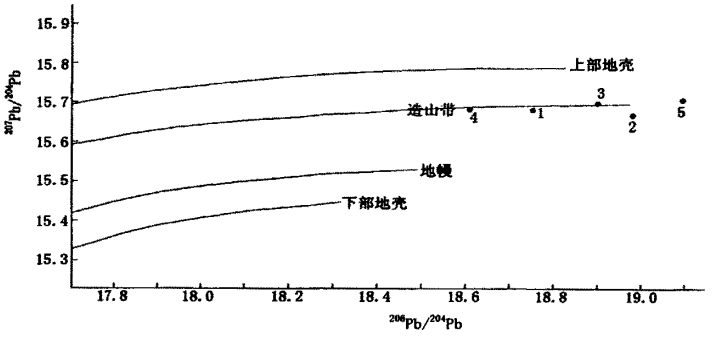


图 4-9　老寨湾金矿床铅同位素组成坐标图

由图 4-9 可看出：本区所有样品的铅同位素组成都投在上部地壳曲线以下的造山带曲线附近，呈一字排开，但黄铁矿、辉锑矿和辉绿岩三者相对靠近，说明它们的成岩成矿物质来源接近。由上地幔分异出来的基性岩浆（辉绿岩），及后来的成矿物质（黄铁矿与辉锑矿）热液，在其上升过程中及区域大地构造运动的影响，使其同位素组成受到地壳物质混染。

第 5 章　老寨湾金矿床成因讨论

5.1 老寨湾金矿床原生矿形成机理分析

5.1.1 热液成矿作用分析

由矿石的氢-氧同位素分析可知，老寨湾金矿床的成矿流体组成主要为地层水，因而推断老寨湾金矿床中金主要来源于老寨湾金矿床的下覆地层。根据石英热活化 ESR 测年结果（年龄 64.8±6.5Ma），老寨湾金矿的成矿时期应属于燕山晚期-喜马拉雅期。这一阶段的岩浆活动促使深部成矿物质进一步上涌，造成局部地热场，形成构造-岩浆-热液循环体系，促使地下水的加热循环和区域分散金的活化，产生富金、砷、锑、硫的含矿热液；含矿热液沿老寨湾金矿的断裂破碎带运移，沿途大量淬取成矿物质，矿质浓度显著提高形成成矿热液。伴随着物理化学环境条件的改变，在断裂破碎带的浅部地段、特别是含辉绿岩的断裂破碎带与不整合面复合的地段，热液蚀变交代容矿地层，初步形成与硅化、黄铁矿和辉锑矿化等硫化物有关的微细粒型金矿床。

5.1.2 老寨湾金矿床热液成矿作用的阶段性

热液成矿作用不是一次完成的，野外观察和室内研究成果表明，热液期可进一步细分为以石英-黄铁矿为典型组合的早阶段，以石英-黄铁矿-绢云母为典型组合的中阶段，以辉锑矿-方解石为典型组合的晚阶段三个阶段。成矿热液的温度，据本次采集的与黄铁矿、辉锑矿紧密伴生的石英（5 件），其包裹体均一法测得温度变化为 120～253℃之间，可分为 250～150℃、180～150℃、150～120℃三个区间，大致可对应前面划分的早、中、晚三个成矿阶段。随着断裂构造的进一步活动，深部含矿热液（主要为富 Au、Si、S、As、Sb 的热液）沿切割较深的基性岩浆岩（辉绿岩脉）断裂带侵入，在椿树湾矿段辉绿岩脉中及其两侧蚀变围岩中进一步叠加富集成矿，造成老寨湾金矿床椿树湾矿段（特别是蚀变辉绿岩脉中及其两侧蚀变围岩中）的金品位普遍高于其它矿段。

在金矿床的形成过程中，部分经降温、降压的残余热液和新补充的部分雨水则下渗，从而与上升的成矿热液构成了一套上升-下渗的流体循环系统。这些下渗的流体从矿床的上覆地层中冷浸出部分矿质加入到了金矿床的成矿作用中去。

5.2 老寨湾金矿床表生作用分析

对老寨湾金矿床矿石的物相分析发现，老寨湾金矿床的原生矿石出现了较强强烈的氧化（表生作用）现象，形成大量褐铁矿化型氧化金矿石。在黄铁-辉锑矿化蚀变辉绿岩型矿石氧化带，浅灰色黄铁矿化蚀变辉绿岩型矿石尽管还存在细脉状新鲜黄铁矿，但在强烈的表生氧化与表生酸性淋滤作用下，大部分已氧化成褐铁矿（特别是细分散状黄铁矿）。硅化细碎屑岩型金矿石，有的褐铁矿化发育，有的则不尽然，这与细碎屑岩原岩是否富黄铁矿及后来黄铁矿化作用强度及表生酸性淋滤作用有关。

5.2.1 表生作用的主要类型

本区表生作用带氧化型矿石大部分均有大小不一的裂隙、孔（晶）洞和铁质浸染，褐铁矿常沿矿石裂纹、裂隙和孔洞（或晶洞）分布。由此可推断在金矿床形成之后，原生矿石在地下浅部及后来的剥蚀并长期暴露地表过程中，经受的表生作用主要有：①风化氧化作用；②表生期热液及酸性淋滤作用；③金次生富集作用。

5.2.2 酸性淋滤作用与金次生富集作用机理

由于金矿体受构造破碎带控制明显，地下水、地表水沿构造破碎带渗透活动强烈，加之金矿化与硫化物关系密切（特别是黄铁矿），它是金矿的重要近矿围岩蚀变矿物和载金矿物，其氧化后形成 H_2SO_4，从而更加剧了金矿石的氧化与酸淋滤作用。金元素在氧化与酸淋滤作用中总体保持惰性并可能被吸附在褐铁矿与残余粘土（高岭石等）中，因此，破碎带原生金矿石和含矿岩石经此褐铁矿化、粘土化蚀变后，氧化矿物与残余矿物充填于破碎裂隙中。经过多期碎裂与多期矿化蚀变叠加后，酸性氧化淋滤使金矿石体重变轻，并导致氧化矿石的金的品位进一步提高，最终形成碎裂状及角砾状硅化褐铁矿化型金矿石（图版Ⅶ）。

5.3 老寨湾金矿床的矿床成因探讨

综上所述，老寨湾金矿床属于沉积改造的低温热液微细粒型金矿床。在早泥盆世（D_1ps）沉积时，在早古生代加里东不整合面上，滨浅海相沉积形成的细碎屑岩（石英细砂岩、粉砂岩为主），经过燕山运动发育的深部岩浆活动（包括本区辉绿岩脉的形成），及随着同生断裂构造活动，使深部成矿流体以喷流沉积的形式进入构造带及其附近的沉积地层，导致沿断裂、层间构造带和不整合面控制的沉积地层形成具有较高金含量或初始富集，从而形成初始含金建造及矿源层。

此时含金物质渗滤沉积虽未成矿，却形成了金的初始矿层。以后随着岩浆活动形成局部地热场，形成构造–岩浆–热液循环体系，促使地下水加热循环并使区域分散金活化，产生富金（Au）、砷（As）、锑（Sb）、硫（S）的含矿热液，沿老寨湾金矿的断裂破碎带运移，沿途大量淬取成矿物质形成成矿热液，伴随物理化学环境条件的改变，在断裂破碎带、特别是与不整合面复合的地段，蚀变交代容矿地层形成与硅化、黄铁矿化等硫化物有关的微细粒浸染型矿床。成矿作用不是一次完成的，后期热液使初始矿源层中的金再次活化，同时也可能带来大量的含金物质，使含金物质沿构造薄弱地带（不整合面、碎裂带或孔隙度发育地段）进一步迁移，在适当地段（如遇隔挡层）沉淀、富集，形成相对较富、厚的金矿体。随着矿床被剥蚀出露地表，又经历风化酸性淋滤作用，形成大量的含褐铁矿化的氧化矿石。

结 论

从金矿床成矿条件和成矿的物质来源出发，通过野外详细观察研究与系统取样，在室内采用多种现代先进的方法和手段（包括中子活化、电镜扫描、X 射线衍射、电子探针、流体包裹体测温与成分测试、矿石硫、铅、氢-氧、硅等同位素、硅质阴极发光、以及石英热活化 ESR 测年等）进行系统深入研究。通过上述研究，现对老寨湾金矿床研究工作取得的主要结论与认识归纳总结如下：

(1) 老寨湾金矿床是产于加里东古隆起不整合面之上泥盆系下统蚀变细粒石英砂岩中的大型低品位微细粒浸染型金矿床；按产出特征由南向北划分为袁家坪矿段、椿树湾矿段和老鹰山矿段，三个矿段的金矿化类型基本相似；经详细勘查，椿树湾矿段和老鹰山矿段深部金矿体基本相连。

(2) 通过矿床地质特征与成矿条件和控矿因素研究，发现本区热液脉体为异地来源贯入，而非就地改造；成矿流体及矿质沉淀选择的是次级构造破碎带，而不是岩性或地层层位。表明矿床不具典型层控特征。

(3) 通过详细的野外调查和室内研究，我们认为：

金矿体严格受地层、构造因素（后期热液叠加作用）控制，主要分布于近南北向 F_1 与 F_8 断裂之间，少量分布于 F_8 断层以东；南北受 F_6 与 F_2 及 F_4 断裂所围限。赋矿地层为加里东古隆起面上泥盆系下统细碎屑岩。

热液成矿作用不是一次完成的，可进一步细分为以石英-黄铁矿为典型组合的早阶段，以石英-黄铁矿-绢云母为典型组合的中阶段，以辉锑矿-方解石为典型组合的晚阶段三个阶段。

(4) 老寨湾金矿床流体包裹体完全均一温度变化范围为 150～253℃，样品平均温度为 160.25℃。计算矿床成矿流体主阶段成矿压力为 284.96MPa，晚阶段为 51.50MPa。单包裹体相当成矿深度为 1.14km，样品或阶段相当于成矿深度为 0.21km。流体盐度为主要流体成矿阶段 11.2 Wt% NaCl，成矿晚期为 23.86 Wt% NaCl。流体密度主要成矿阶段为 0.97 g/cm^3，成矿晚期为 1.08 g/cm^3，故老寨湾金矿床属浅成中低温低盐度热液矿床。

(5) 流体包裹体成分分析结果显示，气相成分以 H_2O、CO_2 为主，含 CH_4、CO_2 和 N_2 等还原性气体。说明该金矿床成矿流体来源于地幔分异，仅仅在其上升运移经过地壳时受到一定的地层循环流体的补给混染。流体包裹体水的 H、O 同位素组成 $\delta^{18}O_{H2O}$ 为-1.11‰～5.27‰，δD_{H2O} 为-109‰～-90‰。在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解上，7 件样品投落在岩浆水及变质水的同位素组成范围以外，该矿床的成矿流体主要是地幔分异流体 H、O 同位素与地层水、大气降水和地表水交换的产物。

(6) 老寨湾金矿床矿石硫同位素（$\delta^{34}S$‰）分布范围为 3.001±0.004‰～7.684±0.003‰，平均为 5.35‰（地幔硫的 $\delta^{34}S$ 的平均值约为 1～2‰）。这说明可

能与混染了海相硫酸盐硫有关，即老寨湾金矿床金属硫化物（特别是辉绿岩中的黄铁矿和辉锑矿）最初来源于地幔分异流体，但在上升经过地壳时，混染了海相硫酸盐硫（本区赋矿层之下的寒武系和奥陶系都有海相地层），使混合硫同位素值便向正方向发展。

(7) 结合硅同位素地球化学和硅质阴极发光研究方法追踪硅质来源，证明了成矿作用的硅质不是由围岩提供的；本区强烈广泛的硅化围岩蚀变属同一成矿硅质流体所为，它们主要直接来自上地幔分异的成矿流体。

总之，老寨湾金矿床是在早泥盆世（D_1ps）沉积的滨浅海相沉积形成的细碎屑岩（石英细砂岩、粉砂岩为主）基础上，经过燕山运动发育的深部岩浆活动及随着同生断裂构造活动，使深部成矿流体以喷流沉积的形式进入构造带及其附近的沉积地层，导致沿断裂、层间构造带和不整合面控制的沉积地层形成具有较高金含量或初始富集，形成初始含金建造及矿源层。

成矿作用不是一次完成的，随着后期岩浆热液活动形成局部地热场，使初始矿源层中的金再次活化，形成构造–岩浆–热液循环体系，沿途大量淬取成矿物质，产生富金（Au）、砷（As）、锑（Sb）、硫（S）的含矿热液，并沿老寨湾金矿的断裂破碎带运移，伴随物理化学环境条件的改变，在断裂破碎带、特别是与不整合面复合的地段，蚀变交代容矿地层形成与硅化、黄铁矿化等硫化物有关的微细粒浸染型矿床。随着矿床被剥蚀出露地表，又经历风化酸性淋滤作用，形成大量的含褐铁矿化的氧化矿石。

致 谢

本文是在导师罗梅教授的悉心指导和多方关怀下完成的。导师无论是学习还是生活上都给予了我无微不至的关怀、照顾和鼓励。从最初加强专业基础知识的学习，再到论文选题、野外工作、资料收集、论文编写，都得到了导师不遗余力的精心指导。几年来，他以其在学术方面的深厚造诣、严谨的治学态度、缜密的科学思维以及无私的宽广胸怀给予了我深刻的教导，这不仅使我在理论知识和科研能力上都得到了很大的提高，在对将来的漫长道路中也将是受用不尽的财富。谨此向导师致以崇高的敬意和表示衷心的感谢!

感谢成都理工大学地球化学系3年来授业育人的刘峰教授、张成江教授、李巨初教授、尹观教授、何明友教授等，丰富了我们的知识，开阔了眼界。

感谢在论文的研究和写作过程中刘显凡教授、王永利副教授等的帮助和支持，在此向他们表示真诚的感谢！感谢孙建萍老师在研究生期间对我们的关心和帮助！

论文的顺利完成还得益于核自院 3 楼融洽的学术氛围和团结向上的拼搏精神，在此，特别感谢高琴、于林松、李杰、包凤琴、任光明、王玉婷、王沛东、杨秋梅、王玉娟等同学们的帮助和支持。

感谢核技术与自动化工程学院的有关领导、老师对我们学业和生活上的帮助照顾。

特别感谢我的父母对我寄予的厚望和鼓励，感谢他们含辛茹苦的养育之恩，感谢他们对我所做的任何决定都坚定的支持！

参考文献

[1] 涂光炽.西南秦岭与西南贵州铀金成矿带及其与美国西部卡林型金矿床的类似性[J]. 铀矿地质,1990,6(6):321-325.

[2] Radtke A S. Geology of the Carlin Gold Deposits.Nevada: Geological Survey Professional Paper.1985,1-267.

[3] Sillitoe R H, Bonham H F.Sedimet-hosted gold deposit: Distal products of magmatic-hydrothermal systems. Geology [J], 1990, 18:157-161.

[4] Teal L. and Jackson M., Geologic overview of the Carlin Trend gold deposits and descriptions of recent deep discoveries.STGNewsletter, 1997, (31):1-25.

[5] 朱赖民, 胡瑞忠, 刘显凡, 刘家军, 金景福, 何明友.关于黔西南微细浸染型金矿床成因的一些初步认识[J].矿产与地质，1997(a),11(5).
谭运金.中国卡林型(微细浸染型)金矿:滇黔桂接壤区的卡林型金矿地质[M].南京:南京大学出版社.1994(a).

[6] 谭运金.滇黔桂地区微细浸染型金矿床的地球化学类型[[J].矿床地质，1994(b),11(4):308-321.

[7] 聂爱国，梅世全，黄志勇，李俊海.黔西南卡林型金矿床形成特殊性研究[[A].第四届贵州省地质矿产发展战略研讨会论文集.2006,142-147.

[8] 贾大成, 胡瑞忠.滇黔桂地区卡林型金矿床成因探讨[[J].矿床地质，2001,20(4).

[9] 尹福光，万方，唐文清.黔西南微细粒金矿的油气成藏模式[[J].沉积与特提斯地质，2000,(03).

[10] 王砚耕，索书田，张明发，等.黔西南构造与卡林型金矿[M].北京:地质出版社.1994a.

[11] 王砚耕.试论黔西南卡林型金矿区域成矿模式[[J].贵州地质，1994b,11(1):1-7.

[12] 王砚耕，王立亭，张明发，江隆六.南盘江地区浅层地壳结构与金矿分布模式[J].贵州地质,1995,12(2).

[13] 韩至钧, 盛学庸.黔西南金矿及其成矿模式[J].贵州地质，1996,13(2):146-153.

[14] 刘显凡, 苏文超, 朱赖民. 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,1999,(01).

[15] 刘显凡，吴德超，刘远辉，罗孝桓，陶平，阳正熙，王雪华.黔西南低温成矿域中不同层位不同类型金矿的内在统一成矿机制探讨[J].沉积与特提斯地质，2003,23(3).

[16] 郑明华等. 喷流型与浊流型层控金矿床[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 1994. 1996.12(4):106-111.

[17] 夏邦栋, 刘洪磊, 吴运高, 杨惠民. 滇黔桂裂谷[J]. 石油实验地质 , 1992,(01)

[18] 杨科佑等.滇黔桂地区微细浸染型金矿成矿条件和矿床预测研究.科研报告.贵州: 中科院地化所, 1992.

[19] 倪师军，刘显凡，金景福，卢秋霞.滇黔桂三角区微细粒侵染型金矿成矿流体地球化学.成都：成都科技大学出版社.1997.

[20] 吴江, 李思田, 王灿, 李甫安, 谢家盈, 李正海. 桂西北微细粒浸染型金矿成矿作用分析[J].南方国土资源, 1993,(02).

[21] 吴江, 李思田. 热作用参数在成金作用分析中的应用——以滇黔桂"金三角区"为例[J]. 地球科学-中国地质大学学报,1993,(06).

[22] 庄新国.桂西北地区古地热场特征及其在微细粒浸染型金矿床形成中的作用[J].矿床地质,1995,(01).

[23] 侯宗林,杨庆德.滇黔桂地区微细浸染型金矿成矿条件及成矿模式[J].地质找矿论丛,1989,(03).

[24] 孙国胜, 胡瑞忠, 苏文超, 王国芝, 朱赖民. 扬子地块西南缘低温成矿域Au、Sb、Hg、As矿床区域分布上的共生分异及控制因素[J]. 地质地球化学 ,2003,(04).

[25] 王国田. 桂西北地区三条铷—锶等时线年龄[J]. 南方国土资源 , 1992,(01).

[26] 胡瑞忠, 苏文超, 毕献武, 李泽琴. 滇黔桂三角区微细浸染型金矿床成矿热液一种可能的演化途径:年代学证据[J]. 矿物学报, 1995,(02).

[27] 左仲书.我国微细浸染型金矿的控矿条件、成矿地质特征及找矿标志[J]. 有色金属矿产与勘查, 1993,2(3):144-151.

[28] 郑明华.当前金矿成矿理论进展,当代地质科学进展[M].武汉:中国地质大学出版社.1992.

[29] 赵振华.微量元素地球化学[M].北京: 科学出版社, 1997.

[30] 陈德潜, 吴静淑. 离子吸附型稀土矿床的成矿机制[J]. 中国稀土学报 ,1990,(02).

[31] 刘斌等.流体包裹体热力学[M].地质出版社.1998.5.

[32] 李善鹏, 邱楠生, 尹长河. 利用流体包裹体研究沉积盆地古压力[J]. 矿产与地质, 2003,(02).

[33] 张振亮, 吕新彪, 饶冰, 王年生. 流体包裹体的合成方法及其研究现状[J]. 地学前缘 , 2003,(02).

[34] [34] 刘斌. 利用流体包裹体及其主矿物共生平衡的热力学方程计算形成温度和压力[J]. 中国科学B辑 , 1987,(03).

[35] 沈谓洲 同位素地质学教程。北京：原子能出版社.1998. 1~287.

[36] 陈骏, 王鹤年.地球化学[M]. 北京:科学出版社,2004.

[37] 涂光炽. 超大型矿床的探寻与研究的若干进展[J]. 地学前缘 , 1994,(03)

[38] 李延河, 丁悌平, 万德芳. 硅同位素动力学分馏的实验研究及地质应用[J]. 矿床地质 , 1994,(03).

[39] 李延河. 同位素示踪技术在地质研究中的某些应用[J]. 地学前缘 , 1998,(02).

[40] 刘显凡, 倪师军, 卢秋霞, 金景福, 朱赖民. 微细浸染型金矿成矿物源的硅同位素地球化学示踪—以黔西南和桂西北金矿为例[J]. 黄金科学技术 , 1998,(02).

[41] 常向阳, 朱炳泉, 邹日, 孙大中. 金平龙脖河铜矿区变钠质火山岩系地球化学研究: II.Nd、Sr、Pb同位素特征与年代学[J]. 地球化学, 1998,(04).

[42] 李泽琴、陈尚迪、王奖臻. 桂西金牙微细浸染型金矿床同位素地球化学研究矿物岩石 1995 15(2):66-72.

[43] 王可勇, 姚书振, 吕新彪.国内外微细浸染型金矿床研究现状及发展趋势[J].贵金属地质, 2000, 9(4):223-228.

[44] 庄汗平, 卢家烂, 傅家谟, 等. 黔西南两种成因类型的卡林型金矿床[J]. 科学通报, 1998, 43(9): 977-982.

[45] 国家辉.2002滇东南桂西北微细粒型金矿成矿作用探讨[J].矿床地质,21(增刊):121-124.

[46] Fournier.RO et al. The solubility of amorphous silica in water at high temperatures and high pressures. Amer., Mineral, 1977.62:1052-1056.

[47] Nora KF et al. Lead isotope compositions as guides to early gold mineralization: The north amethyst veinsystem, Greeds District, Colorado. Econ.Geol, 1994.89(8): 1842-1859.

[48] 陈祥 内蒙古额仁陶勒盖银矿床氢、氧、硫(计算温度)、铅同位素(壳-幔作图解)研究. 矿床地质[J]. 1998(17)增刊: 769-772.

[49] 吴烈善. 八卦庙大型金矿深部物源的地球化学证据(硫、硅、氧同位素证明液流体地壳深部来源)[J]. 矿床地质, 1998(17)增刊: 787-790.

[50] 高振敏.李红阳等. 滇黔桂地区主要类型金矿的成矿与找矿[M]. 北京：地质出版社. 2002.10.

[51] 王可勇. 我国微细浸染型金矿床的形成条件及成矿作用特征[J].贵金属地质, 9(3): 160~165.

[52] Romber S.B.Ore deposits,disseminated gold deposits.Geoscience canada,1986, 13(1).

[53] Poul Emsbo,Richard W.Hutchinsion,et al.Syngenetic Au on the Carlin trend: Implicacation for Carlin-tape deposits Geology, 1999, 27(1).

[54] Carlos Fernandez,Antonio Castro.Pluton accomodation at high strain rates in the upper continental cr.The example of the Central Extremmadura batholith,Spain Joural of Structural geology 21(1999): 1143-1149.

[55] Kerrichier, R.H., Local modification of rock chemistry by deformation [J]. contrib. mineral.Petrol. 1997, 65: 183-190.

表A　老寨湾金矿床黄铁矿（单矿物）微量元素分析结果表

样品号	矿(岩)石名称	微量元素含量（μg/g）																		Au (g/t)	Co/Ni
		Sc	Cr	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Cs	Ba	Zr	Hf	Ta	Th	U	As	Sb	W	Se	Ag		
1ZS-1Fe	黄铁矿	0.45	14	19.9	138	264	60	252	3.6	50	10	0.1	0	0.6	3.1	6550	653	16.2	2	39.3	0.55	0.14
1ZS-2Fe	黄铁矿	0.98	14	15.8	112	243	33	295	8.8	50	10	0.3	0	1.34	1.8	3758	1753	2.2	0.1	16.9	1.37	0.14
1ZS-3Fe	黄铁矿	0.9	19	13	59	136	32	128	7.8	23	72	0.5	0.3	0.5	3.9	4245	870.9	0.5	1.5	21.7	1.92	0.22
1ZS-4Fe	黄铁矿	0.74	8	6.3	6	130	16	332	5.3	74	72	0.1	0	0.65	4.3	8642	1787	0.5	0.1	20.8	0.94	1.05
1ZS-5Fe	黄铁矿	0.6	4	19.4	80	191	3	36	13	29	53	0.1	0	0.12	2	3854	522	0.5	0.1	48	0.67	0.24
1ZS-6Fe	黄铁矿	0.47	14	45.5	253	170	30	30	2.6	89	62	0.1	0	0.78	2.2	2034	834	10.1	0.7	20.4	0.18	0.18
平　均　值		0.69	12	20	108	189	29	179	6.8	53	47	0.2	0.1	0.67	2.9	4847	1070	5	0.8	27.9	0.94	0.33

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室中子活化分析室测试

表 B-1 老寨湾金矿床富金矿石（Au>1g/t）微量元素分析结果表

样品号	矿(岩)石名称	微量元素含量（μg/g）																			Au (g/t)	Co/Ni
		Sc	Cr	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Cs	Ba	Zr	Hf	Ta	Th	U	As	Sb	W	Se	Ag		
Zk110-1-1	褐铁矿化细粒石英砂岩	7.43	39	3.3	30	39	117	40	12.7	576	823	16.1	0.81	20.99	4	667.2	29.3	20.9	2.1	6.7	1.46	0.11
Zk110-1-5	褐铁矿化硅化绢云粉砂岩	2.53	21	3.6	60	74	37	40	12.4	498	287	2.3	0.2	7.23	3.2	1102	56.6	5.4	0.7	9.9	2.55	0.06
Zk19601-9	灰色硅化细粒石英砂岩	3.25	2.8	10.9	48	36	47	38	10	297	70	2.3	0.08	7.59	2.5	9274	116.9	2.2	1.7	30.9	3.03	0.23
Zk103-1-1	灰色细粒石英砂岩	7.2	36	7.5	18	37	134	40	11.3	529	778	12.4	0.47	16.17	2.5	2980	44.8	0.5	0.1	22.1	1.43	0.42
Zk25703-3	绢云母化硅化粉砂岩	1.47	12	1.8	5.5	42	21	31	11	53	72	1.2	0.15	4.84	1.3	249.1	27.4	3.4	0.3	1.7	2.81	0.33
Zk106-3-1	细粒岩屑石英砂岩	5.32	30	2.5	12	38	118	40	11.7	582	386	9.8	0.15	15.93	2.3	3840	31.4	1	2.1	34.7	1.65	0.21
碎屑岩矿石平均值		4.53	23.47	4.93	28.92	44.33	79	38.17	11.52	422.5	402.7	7.35	0.31	12.13	2.63	3018.7	51.07	5.57	1.17	17.67	2.16	0.23
1ZS-3	辉锑-黄铁矿化蚀变辉绿岩	17.6	142	35.4	530	52	81	40	42.6	147	331	3.8	1.69	1.93	6	18903	6904	102.4	7.1	88.7	12.82	0.07
1ZS-1	灰色黄铁矿化蚀变辉绿岩	30.62	174	51	72	11	141	47	133.4	118	25	3.4	0.58	3.34	2.5	10200	492.5	222.8	0.8	55.5	10.15	0.71
1ZS-2	灰色黄铁矿化蚀变辉绿岩	27.34	153	53.5	60	33	128	80	104.4	72	10	3	0.75	3.05	2.2	8456	323.5	245.6	0.1	43.9	7.51	0.89
1ZS-4	辉锑-黄铁矿化蚀变辉绿岩	23.16	111	39.8	53	13	68	40	87.2	119	126	2.6	0.33	2.02	3.9	10296	1514	113.6	2.4	42.5	5.74	0.75
辉绿岩矿石平均值		24.68	145	44.93	178.5	27.3	104.5	51.8	91.9	114	123	3.2	0.84	2.59	3.65	11964	2309	171.1	2.6	57.65	9.06	0.60
Zk103-1-7	褐铁矿化硅化硅质角砾岩	4.39	32	2	5.5	35	59	40	14.7	385	68	2.5	0.42	8.4	3	1152	140.2	4.6	0.1	5.5	4.56	0.36
Zk106-3-12	褐铁矿化硅化硅质角砾岩	3.97	27	2.7	5.5	69	81	40	13.9	330	461	6.6	0.65	10.11	3.8	539.1	28.5	2.1	0.6	4.2	1.19	0.49
Zk110-1-3	硅化褐铁矿化硅质角砾岩	6.02	36	3.7	5.5	12	100	20	13.9	736	599	8.1	0.53	14.09	3.8	677.8	25.6	19.4	0.7	6.3	1.64	0.67
Zk19601-13	强硅化硅质角砾岩	1.53	19	1.4	25	39	29	30	10.4	158	130	2.5	0.25	6.07	3	4799	154.2	2.3	0.1	16.5	1.52	0.06
角砾岩矿石平均值		3.98	28.5	2.45	10.38	38.8	67.3	32.5	13.2	402.3	314.5	4.93	0.46	9.67	3.4	1792	87.13	7.1	0.38	8.13	2.23	0.40
1ZS-5	黄铁矿化硅化石英砂岩	29.32	170	49.3	108	20	163	67	134.5	50	106	2.8	0.7	2.55	3.1	5661	186	156.6	0.1	26.8	3.06	0.46
Zk106-3-5	含黄铁矿细粒石英砂岩	4.98	27	2.4	8	33	109	36	17.8	391	667	10	0.21	14.5	2.8	3565	54.8	1.7	0.1	30.5	1.75	0.30
1ZS-2Fe	黄铁矿（单矿物）	0.98	14	15.8	112	243	33	295	8.8	50	10	0.3	0.02	1.34	1.8	3758	1753	2.2	0.1	16.9	1.37	0.14
1ZS-3Fe	黄铁矿（单矿物）	0.9	19	13	59	136	32	128	7.8	23	72	0.5	0.27	0.5	3.9	4245	870.9	0.5	1.5	21.7	1.92	0.22
含黄铁矿矿石平均值		9.05	57.5	20.13	71.75	108	84.25	131.5	42.23	128.5	213.8	3.4	0.3	4.72	2.9	4307.3	716.2	40.25	0.45	23.98	2.03	0.28
Zk26010-4	强硅化褐铁矿化石英岩	25.79	110	37.4	55	47	76	40	14.7	171	100	7.4	3.82	11.37	3.1	15.3	0.4	1.3	0.8	0.2	2.25	0.68
Zk26010-2	强硅化蚀变泥质粉砂岩	24	88	46.1	107	42	84	36	13.4	157	277	8	4.35	11.94	3.5	19.9	0.7	1.1	0.9	0.1	1.87	0.43
Zk25703-6	强硅化硅质岩	1.7	17	2.3	8	60	27	40	11.7	111	141	1.6	0.33	4.11	2	205.9	69.4	6.1	0.1	2.1	2.06	0.29
Zk103-1-9	强硅化褐铁矿化硅质岩	1.85	15	2.6	39	66	30	36	11.5	229	67	1.3	0.08	4.64	1.8	693.5	27.9	10.2	0.1	8.4	3.2	0.07
Zk110-1-6	强硅化褐铁矿化石英砂岩	1.9	14	2.3	27	83	31	21	10.8	185	39	1.1	0.28	6.66	1.8	466.8	51.8	2.6	1.3	3.9	2.18	0.09
硅质岩矿石平均值		11.05	48.8	18.14	47.2	59.6	49.6	34.6	12.42	170.6	124.8	3.88	1.77	7.74	2.44	280.28	30.04	4.26	0.64	2.94	2.31	0.31

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室测试

表 B-2 老寨湾金矿床贫金矿石□围岩微量元素分析结果表

矿化	样品号	矿(岩)石名称	微量元素含量(μg/g)																		Au (g/t)	Co/Ni
			Sc	Cr	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Cs	Ba	Zr	Hf	Ta	Th	U	As	Sb	W	Se	Ag		
贫矿石	Zk19601-14	褐铁矿化硅化石英粉砂岩	2.1	19	2	15	55	44	20	21.7	196	47	1.2	0.21	6.31	2	2773	111.8	4.7	0.1	7	0.80	0.13
	Zk19601-3	褐铁矿化强硅化硅质岩	0.91	10	1.4	5.5	36	20	40	5.3	124	11	1.6	0.21	5.04	1.5	197.1	544.9	1	0.1	0.9	0.91	0.25
	Zk26010-7	强硅化石英砂岩	26.14	91	41.4	15	66	76	31	36.2	113	265	8.3	5.12	12.78	5.5	15.4	1	1.6	0.9	0.2	0.68	2.76
	Zk25703-11	强硅化石英岩	1.27	13	3.3	19	56	17	40	8.9	81	41	0.7	0.12	2.5	2	227	42.7	8.6	0.7	2.2	0.99	0.17
	Zk110-1-9	褐铁矿化强硅化石英岩	1.7	16	2.9	5.5	69	27	40	8.2	107	74	1.2	0.12	3.91	2	453.6	59.9	4.4	0.5	3.8	0.85	0.53
	Zk110-1-2	灰色细粒长石石英砂岩	8.18	41	4.5	5.5	30	152	40	11.6	3573	980	16	1.76	21.2	4.5	272.9	18	12.2	0.6	3.7	0.78	0.82
	Zk19601-6	褐铁矿化硅化绢云粉砂岩	1.99	24	2.5	11	43	42	47	8.8	1354	169	4.4	0.43	7.58	4	2089	69.6	3	0.4	5.6	0.56	0.23
	Zk103-1-2	灰色中细粒石英砂岩	4.57	27	5	5.5	40	108	40	13.2	511	664	13.6	0.91	16.54	4.1	851.4	24	0.7	0.2	5.7	0.74	0.91
	1ZS-5Fe	灰色硅化石英细砂岩	3.25	28	10.9	48	36	47	40	10	297	70	2.3	0.08	7.59	2.5	9274	116.9	2.2	1.7	30.9	0.80	0.23
	Zk19601-18	褐铁矿化硅化中石英砂岩	5.58	8	1.7	5.5	32	6	21	1.7	55	29	0.1	0.1	0.62	0.2	648.5	39	1.2	0.1	7.4	0.67	0.31
	Zk25703-1	硅化褐铁矿化硅质角砾岩	3.83	24	3.9	5.5	49	58	20	12.1	117	267	6.8	0.6	9.14	2.4	260.4	32.1	5.4	0.1	1.8	0.57	0.71
贫金矿石(Au 0.4～1g/t)平均值			5.41	27.4	7.23	12.8	46.5	54.3	34.5	12.5	593.5	237.9	5.11	0.88	8.47	2.79	1551.1	96.35	4.09	0.49	6.29	0.76	0.64
围岩	Zk106-3-3	含黄铁矿细粒石英砂岩	5.3	30	6	42	51	121	40	14.8	363	920	15.3	0.64	17.18	3	1075	27.9	1.5	0.5	8.7	0.38	0.14
	1ZS-6	含黄铁矿细粒石英砂岩	5.1	27	10.1	11	66	116	40	15.7	667	251	7.2	0.65	11.57	3.9	2094	31.4	54.3	0.1	5	0.37	0.92
	Zk106-3-16	碎裂硅化石英细砂岩	2.86	30	0.9	41	84	66	24	14.5	266	161	3.2	0.36	10.29	6.2	373.4	59.1	2.3	0.5	2.8	0.36	0.02
	Zk106-3-8	灰色细粒石英砂岩	4.28	25	3.7	13	40	115	21	12	602	1162	17.7	1.14	22.08	4.2	556.6	24.7	1.2	1.1	4.2	0.36	0.28
	Zk103-1-12	灰色微晶灰岩	1.79	8	2.4	38	161	8	125	1.3	70	63	0.4	0.07	1.66	1.4	63.6	9.8	1.9	0.4	0.7	0.16	0.06
	By13-1	土黄色粘土	7.77	66	18.6	23	57	70	42	14.9	141	248	8.6	0.63	13.12	2.8	107.1	59.2	6	0.1	1.1	0.10	0.81
	Zk19601-1	强硅化绢云细粒石英砂岩	1.88	14	2.4	29	51	40	58	3.2	478	45	3.4	0.33	6.51	3.11	275.9	374	3.6	0.1	1.1	0.09	0.08
	Zk19601-20	硅化白云石石英岩	3.64	9	3.2	4	52	12	55	2.4	50	48	0.8	0.07	2.33	2	137.7	19.8	2.1	0.1	1.2	0.07	0.80
	Zk19601-16	硅化中粗粒石英砂岩	0.55	4	1	5.5	49	3	38	4	91	10	0.4	0.01	0.52	0.5	1424	37.3	1	0.1	15.1	0.05	0.18
	By13-2	土黄色粘土	9.74	66	11.6	28	48	83	32	15.9	212	232	10.4	0.87	14.87	2.7	131.5	67.2	9.5	0.2	1	0.04	0.41
	Zk106-3-20	灰色硅化细晶灰岩	5.36	25	4	38	36	90	56	7.6	493	603	10.4	0.6	11.64	2.9	28.1	10.8	1.3	0.1	0.1	0.02	0.11
	Zk110-1-10	含生物碎屑石英粉砂岩	6.01	31	7.1	6	59	97	20	13.2	351	340	6.3	0.96	10.13	3	73.2	32.3	3.4	0.1	0.4	0.008	1.18
	Zk19601-21	暗红色褐铁矿岩(风化壳)	26.67	195	25.7	147	108	74	117	25.5	145	171	4.8	1.01	23.88	3.9	59.4	146.5	10.2	0.1	0.2	0.006	0.17
	Zk19601-22	灰色生物碎屑灰岩	3.09	13	2.5	5.5	49	22	171	3.2	91	52	1.5	0.1	3.19	1.5	59.5	57.9	1.2	0.1	0.6	0.009	0.45
围岩(Au<0.4 g/t)平均值			6.01	39	7.1	31	65	66	60	10.1	287	307	6.5	0.50	9.98	2.9	461.4	68.4	7.1	0.3	3.0	0.15	0.40

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室测试

表 C-1 老寨湾金矿床富金矿石（Au>1g/t）稀土元素分析结果表

样品号	岩（矿）石名称	稀土元素含量（μg/g）														稀土参数				Au (g/t)
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	ΣCe/ΣY	δEu	δCe	
Zk110-1-1	褐铁矿化细粒石英砂岩	49.16	103.9	11.93	46.56	8.81	1.4	9.32	1.55	9.57	2	5.21	0.72	4.4	0.59	255.1	6.65	0.65	0.87	1.46
Zk110-1-5	硅化褐铁矿化绢云粉砂岩	17.09	34.83	4.32	18.27	3.75	0.79	4.73	0.76	4.53	0.91	2.3	0.31	1.82	0.26	94.67	5.06	0.68	0.83	2.55
Zk19601-9	灰色硅化细粒石英砂岩	22.43	49.04	5.59	21.7	3.88	0.73	3.96	0.66	4.08	0.58	2.23	0.31	1.89	0.26	117.34	7.40	0.67	0.41	3.03
Zk103-1-1	灰色细粒石英砂岩	42.6	90.92	10.77	43.35	9.16	1.38	9.19	1.47	8.73	1.75	4.39	0.59	3.43	0.51	228.24	6.59	0.53	0.87	1.43
Zk25703-3	绢云母化硅化粉砂岩	13.86	30.84	4.14	18.89	3.52	0.58	3.57	0.56	3.25	0.64	1.57	0.21	1.18	0.15	82.96	6.45	0.60	0.87	2.81
Zk106-3-1	细粒岩屑石英砂岩	35.61	74.88	9.07	37.29	6.05	1.14	6.99	1.18	7.4	1.57	4.15	0.59	3.62	0.45	188.81	6.62	0.64	0.85	1.65
碎屑岩矿石平均值		30.13	64.07	7.64	31.01	5.86	1	6.29	1.01	6.26	1.24	3.31	0.46	2.72	0.37	161.19	6.46	0.63	0.78	2.16
1ZS-3	黄铁-辉锑矿化蚀变辉绿岩	9.42	21.12	2.59	10.81	1.61	0.08	1.45	0.19	0.92	0.15	0.31	0.03	0.16	0.02	48.86	14.13	0.20	0.90	12.82
1ZS-1	黄铁矿化蚀变辉绿岩	25.04	57.62	7.4	32.29	8.6	1.37	8.78	1.41	8.4	1.7	4.27	0.57	3.36	0.48	161.29	4.57	0.58	0.89	10.15
1ZS-2	黄铁矿化蚀变辉绿岩	23.55	45.43	6.14	28.19	5.73	1.11	7.21	1.17	7.05	1.44	3.65	0.5	2.94	0.42	134.53	4.52	0.63	0.78	7.51
1ZS-4	黄铁-辉锑矿化蚀变辉绿岩	28.07	51.01	6.61	29.11	5.68	0.58	5.1	0.83	5	1.62	2.6	0.35	2.1	0.26	138.92	6.78	0.39	0.74	5.74
辉绿岩矿石平均值		22.3	45.14	5.84	25.76	5.34	0.95	5.67	0.9	5.34	1.16	2.68	0.36	2.1	0.3	120.9	7.50	0.45	0.83	9.06
Zk103-1-7	褐铁矿化硅化硅质角砾岩	29.22	57.46	7.31	31.58	4.15	0.81	3.66	0.62	3.89	0.83	2.19	0.31	1.91	0.25	144.19	9.56	0.75	0.89	4.56
Zk106-3-12	褐铁矿化硅化硅质角砾岩	28.23	62.7	7.7	32.13	6.15	1.1	5.52	0.91	5.56	1.15	2.98	0.41	2.47	0.33	157.34	7.14	0.69	0.88	1.19
Zk110-1-3	硅化褐铁矿化硅质角砾岩	27.57	61.72	7.78	33.33	5.74	1.06	6.58	1.08	6.58	1.36	3.49	0.48	2.87	0.4	160.04	6.01	0.63	0.89	1.64
Zk19601-13	强硅化硅质角砾岩	15.42	33.59	4.15	17.45	3.19	0.61	3.18	0.52	3.15	0.65	1.65	0.23	1.35	0.19	85.33	6.81	0.70	0.87	1.52
角砾岩矿石平均值		25.11	53.87	6.74	28.62	4.81	0.92	4.74	0.78	4.8	1	2.58	0.36	2.15	0.28	136.73	7.38	0.69	0.88	2.23
1ZS-5	黄铁矿化硅化石英砂岩	24.1	52.87	7.26	33.86	14.62	2.56	22.84	4.23	29.15	6.79	19.73	3.05	20.68	3.16	244.9	1.23	0.50	0.86	3.06
Zk106-3-5	含黄铁矿细粒石英砂岩	31.49	66.3	7.59	29.5	6.45	1.13	6.95	1.13	6.82	1.39	3.55	0.48	2.87	0.38	166.03	6.04	0.62	0.87	1.75
1ZS-2Fe	黄铁矿（单矿物）	2.07	3.2	0.43	1.95	0.39	0.11	0.53	0.09	0.56	0.12	0.31	0.04	0.27	0.04	10.11	4.16	0.87	0.65	1.37
1ZS-3Fe	黄铁矿（单矿物）	2.64	4.17	0.51	2.15	0.59	0.15	0.71	0.13	0.88	0.2	0.58	0.09	0.6	0.09	13.49	3.11	0.84	0.67	1.92
含黄铁矿矿石平均值		15.08	31.64	3.95	16.87	5.51	0.99	7.76	1.4	9.35	2.12	6.04	0.92	6.11	0.92	108.63	3.64	0.71	0.76	2.03
Zk26010-4	硅化褐铁矿化石英岩	59.58	128.8	15.95	67.05	16.04	2.71	14.25	2.35	14.4	2.98	7.71	1.06	6.41	0.85	340.09	5.80	0.65	0.87	2.25
Zk26010-2	硅化蚀变泥质粉砂岩	71.28	137.3	18.6	85.5	18.13	3.07	15.4	2.52	15.33	3.15	8.1	1.11	6.63	0.94	387.07	6.28	0.67	0.78	1.87
Zk2570-3-6	强硅化粉砂岩	13.2	27.51	3.3	13.47	2.38	0.55	2.41	0.4	2.46	0.51	1.33	0.18	1.12	0.16	68.98	7.05	0.84	0.85	2.06
Zk103-1-9	强硅化褐铁矿化硅质岩	16.78	27.05	3.56	15.99	2.36	0.38	2.48	0.43	2.76	0.6	1.62	0.23	1.48	0.2	75.92	6.75	0.57	0.68	3.2
Zk110-1-6	强硅化褐铁矿化石英砂岩	27.51	60.04	7.41	31.05	6.33	1.14	6.81	0.94	4.81	0.83	1.8	0.21	1.05	0.14	150.07	8.05	0.63	0.88	2.18
硅质岩矿石平均值		37.67	76.13	9.76	42.61	9.05	1.57	8.27	1.33	7.95	1.61	4.11	0.56	3.34	0.46	204.43	6.78	0.67	0.81	2.31

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室测试

表 C-2 老寨湾金矿床贫金矿石□围岩稀土元素分析结果表

矿化	样品号	矿(岩)石名称	稀土元素含量(μg/g)													稀土参数				Au (g/t)
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	ΣCe/ΣY	δEu	δCe	
贫金矿石	Zk19601-14	褐铁矿化硅化石英粉砂岩	14.72	27.03	3.33	14.01	3	0.68	3.34	0.56	3.47	0.73	1.92	0.27	1.64	0.23	74.93	5.12	0.78	0.76	0.8
	Zk19601-3	褐铁矿化强硅化硅质岩	19.97	42.11	4.58	16.92	2.54	0.55	2.65	0.44	2.7	0.56	1.46	0.2	1.22	0.16	96.06	9.23	0.77	0.87	0.91
	Zk26010-7	强硅化石英砂岩	56.59	120	14.17	56.8	12.76	1.92	12.48	2.03	12.27	2.51	6.4	0.87	5.18	0.75	304.72	6.17	0.56	0.86	0.68
	Zk25703-11	强硅化石英岩	9.91	21.04	2.37	9.11	2.22	0.5	3	0.47	2.73	0.54	1.32	0.17	0.99	0.13	54.5	4.83	0.70	0.85	0.99
	Zk110-1-9	褐铁矿化强硅化石英岩	11.16	21.72	3.3	13.37	2.8	0.55	3.21	0.47	2.55	0.47	1.07	0.13	0.7	0.1	58.8	5.76	0.67	0.77	0.85
	Zk110-1-2	灰色细粒长石石英砂岩	51.05	108	12.6	49.91	9.7	1.66	10.5	1.69	10.1	2.04	5.15	0.69	4.08	0.52	267.66	6.70	0.69	0.86	0.78
	Zk19601-6	褐铁矿化硅化绢云粉砂岩	24.38	50.12	6.28	26.76	5.3	1.05	5.12	0.85	5.23	1.09	2.83	0.39	2.38	0.29	132.07	6.26	0.74	0.83	0.56
	Zk103-1-2	灰色中细粒石英砂岩	39.24	85.15	10.76	46.21	7.98	1.31	9.01	1.47	8.9	1.82	4.66	0.64	3.79	0.5	220.13	6.15	0.56	0.87	0.74
	1ZS-5Fe	产于硅化石英砂岩中黄铁矿	1.44	2.65	0.32	1.32	0.41	0.11	0.5	0.09	0.6	0.13	0.32	0.06	0.37	0.05	8.37	2.95	0.88	0.77	0.67
	Zk19601-18	褐铁矿化硅化中石英砂岩	3.54	4.66	0.77	4.32	0.99	0.18	1.09	0.19	1.23	0.27	0.74	0.11	0.69	0.09	18.87	3.28	0.63	0.55	0.67
	Zk25703-1	硅化褐铁矿化硅质角砾岩	20.49	46.99	5.6	22.73	4.88	0.83	5.13	0.85	5.22	1.09	2.82	0.39	2.36	0.31	119.69	5.59	0.61	0.92	0.57
贫金矿石(Au 0.4～1g/t)平均值			22.95	48.13	5.83	23.77	4.78	0.85	5.09	0.83	5	1.02	2.61	0.36	2.13	0.28	123.25	5.64	0.69	0.81	0.75
围岩	Zk106-3-3	含黄铁矿细粒石英砂岩	39.63	90.99	11.22	46.99	8.8	1.53	9.97	1.54	8.83	1.71	4.15	0.54	1.91	0.25	228.06	6.89	0.42	0.91	0.38
	1ZS-6	含黄铁矿细粒石英砂岩	29.17	63.06	8.11	35.49	6.9	1.32	7.2	1.18	7.18	1.48	3.8	0.52	3.12	0.36	168.89	5.80	0.68	0.89	0.37
	Zk106-3-16	硅化石英粉砂岩	29.96	61.87	7.34	29.58	5.16	1	5.44	0.8	4.36	0.8	1.85	0.35	1.22	0.13	149.86	9.02	0.69	0.85	0.36
	Zk106-3-8	灰色细粒石英砂岩	45.26	95.66	11.23	44.75	7.95	1.23	8.05	1,31	7.91	1.62	4.13	0.56	3.34	0.44	232.13	7.91	0.56	0.86	0.36
	Zk103-1-12	灰色微晶灰岩	8.26	18.22	2.47	11.45	1.86	0.46	2.17	0.38	2.47	0.54	1.49	0.22	1.4	0.16	51.55	4.84	0.83	0.87	0.16
	By13-1	土黄色粘土岩	36.55	81.46	8.14	32.18	5.93	1.05	6.57	0.91	6.13	1.12	3.05	0.47	2.38	0.3	186.24	7.90	0.61	0.93	0.1
	Zk19601-1	强硅化绢云细粒石英砂岩	17.4	32.01	3.61	13.88	1.69	0.29	1.56	0.28	1.85	0.42	1.17	0.17	1.14	0.15	75.62	10.22	0.98	0.78	0.09
	Zk19601-20	硅化白云石石英岩	5.45	9.93	1.2	4.99	1.38	0.47	1.6	0.25	1.45	0.28	0.7	0.09	0.52	0.07	28.38	4.72	1.15	0.76	0.07
	Zk19601-16	硅化中粗粒石英砂岩	5.42	6.42	1.05	5.88	1.38	0.36	1.51	0.24	1.41	0.28	0.7	0.09	0.54	0.08	25.36	4.23	0.91	0.51	0.05
	By13-2	土黄色粘土岩	39.95	81.11	7.48	34.16	6.25	1.06	6.07	0.8	5.1	1.03	2.82	0.43	2.33	0.33	188.92	8.99	0.63	0.87	0.04
	Zk106-3-20	灰色硅化细晶灰岩	28.14	62.87	7.84	33.2	5.56	0.82	5.65	0.94	5.8	1.21	3.17	0.44	2.68	0.37	158.69	6.83	0.53	0.89	0.02
	Zk110-1-10	含生物碎屑石英粉砂岩	28.27	59.15	6.78	26.45	5.32	0.74	4.87	0.8	4.87	1	2.59	0.35	2.13	0.32	143.64	7.48	0.53	0.86	0.008
	Zk19601-21	暗红色褐铁矿岩(风化壳)	87.9	147.1	18.96	82.89	16.89	2.56	17.69	2.93	18.05	3.76	9.76	1.35	8.19	1.28	419.35	5.66	0.54	0.70	0.006
	Zk19601-22	灰色生物碎屑灰岩	11.6	24.57	2.99	12.41	2.33	0.72	2.96	0.48	2.93	0.6	1.56	0.21	1.29	0.18	64.83	5.35	0.99	0.93	0.009
围岩(Au<0.4 g/t)平均值			29.5	59.6	7.03	29.59	5.53	0.97	5.81	0.89	5.6	1.13	2.92	0.41	2.3	0.32	151.54	6.85	0.72	0.83	0.15

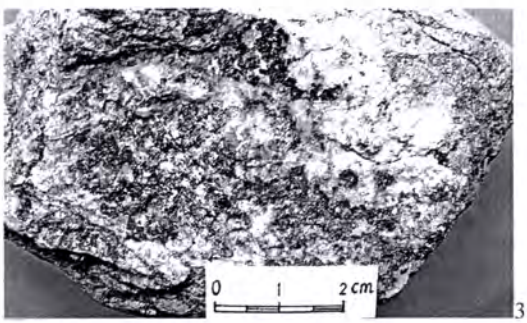
注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室测试



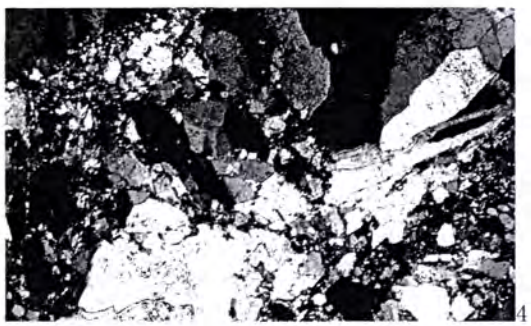
BL2(+)(×50) 硅化石英粉砂(右边)及泥质粉砂岩(左边),岩石中见有黄褐色褐铁矿浸染分布,可能为热液分散黄铁矿氧化形成的. (矿石) Au 0.73 g/ t



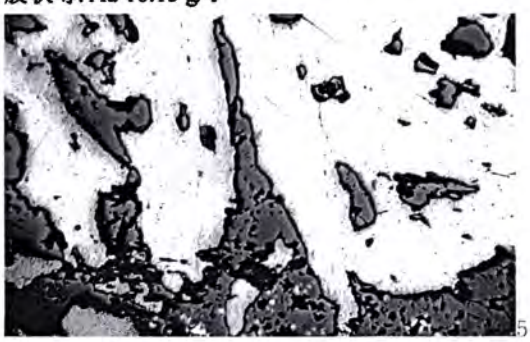
褐红色褐铁矿金矿石(椿树湾矿段): 褐铁矿化蚀变为主,有少量长石和白云母, 粒度大小不均呈棱角状,接触式胶结,石英有硅化次生加大. Au 0.03 g/ t



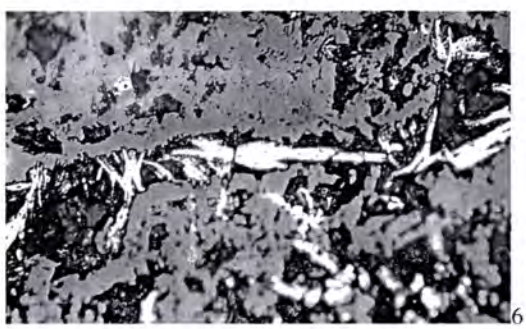
1ZS-1-3(标本) 黄铁矿化蚀变辉绿岩中发育的黄铁矿,黄铁矿主要沿岩石的裂隙面分布,呈薄膜状,胶状等. Au 10.15 g/ t



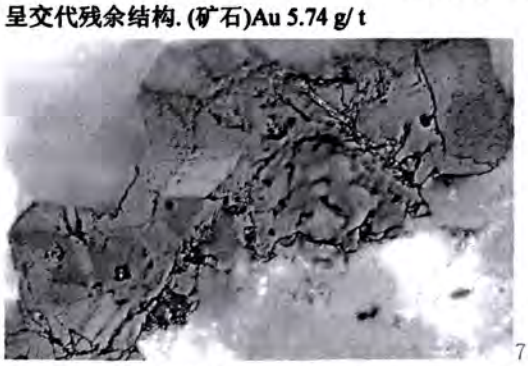
By7(+)(×100)硅化石英砂岩中早期石英脉(粗晶)被晚期细晶石英脉切割、充填. (岩石)Au 0.10 g/ t



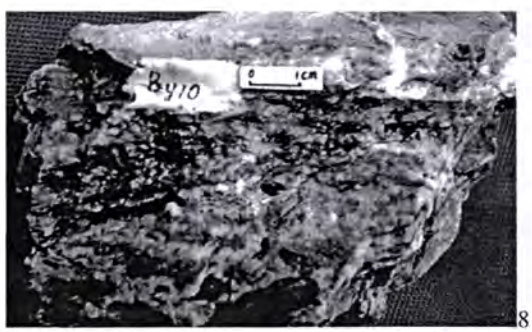
1ZS-4-3 (光片)(×100) 黄铁-辉锑矿化蚀变辉绿岩型矿石, 矿石中辉锑矿(白色)侵蚀交代围岩(灰色),呈交代残余结构. (矿石)Au 5.74 g/ t



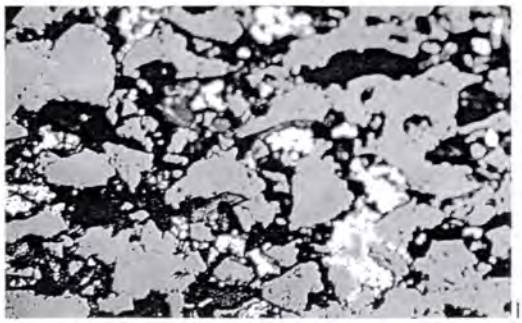
1ZS-1-2(光片)(×50) 黄铁矿化蚀变辉绿岩中针状黄铁矿垂直或平行裂隙分布. (矿石)Au 8.85 g/ t.



1ZS1-1-1 (光片) (×50) 黄铁矿化蚀变辉绿岩型矿石, 图中见黄铁矿(灰色)包含白铁矿(灰白色).黄矿铁具五角十二面体晶形. (矿石)Au 10.15 g/ t.



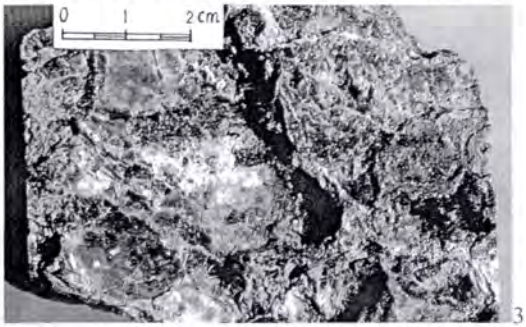
By10 (矿石标本) 褐铁矿化硅质岩中发育网脉状石英脉,石英脉中发育有晶洞. (围岩)Au 0.15 g/ t



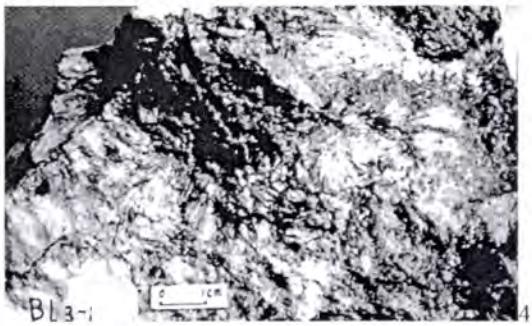
1ZS-6-3(光片) (×50) 黄铁矿化石英砂岩中黄铁矿(亮黄白色)呈它形粒状、胶状分布于岩石胶结物中及其它矿物(褐灰色)裂隙中. (矿石)Au 0.37 g/ t.



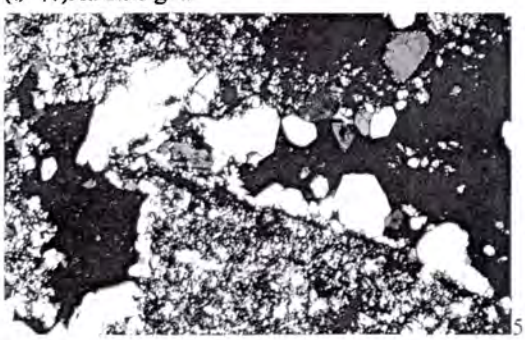
BC4 (矿石标本) 硅化石英砂岩破碎成角砾, 被表生期褐铁矿泥质物等胶结(呈褐红色),矿石中有立方体黄铁矿的假象. (矿石)Au 1.07 g/ t



Zk103-1-9 (矿石标本) 褐铁矿化硅质角砾岩矿石. (矿石)Au 2.90 g/ t.



BL3-1(矿石标本) 辉锑矿化硅化石英砂岩型矿石, 锑华呈放射状(白色)保留辉锑矿假象. Au0.64 g/ t



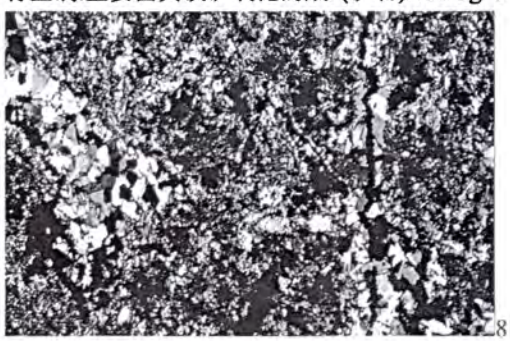
Zk19601-17 (+) (×100) 硅化石英砂岩分布有石英脉,在石英脉的晶洞中充填有红褐色褐铁矿,可为表生期酸性淋滤作用形成. (矿石) Au 2.36 g/ t



By1-3 (标本):褐红色及杂色褐铁矿化型金矿石,岩石遭受强烈褐铁矿化蚀变, 岩石破碎成角砾状,发育空洞.主要由黄铁矿氧化而成. (矿石)Au1-3g/ t



辉绿岩中石英脉: 沿着一定构造方向 (NW) 分布, 粗石英脉旁边有多条细石英脉,硅化石英脉被后期断裂切断成几节,岩石破碎成角砾



BC7-1 (+)(×50) 薄片下硅化蚀变辉绿岩中石英脉分布情形: 晚期石英脉切割早期石英脉与硅化围岩,早期石英脉已破碎