# 序

流体在地球演化和矿床形成过程中扮演着十分重要的角色，因此，地学研究者一直十分重视流体地质作用。但是，在以往的研究中，人们更多地注意或观察到的是岩浆作用、岩浆期后热液或地壳中的热液和大气降水下渗后被加热形成的热液参与成矿的过程，它们分别对应典型的岩浆矿床、岩浆期后热液矿床或地壳热液改造矿床。随着科学技术的发展和对矿床成因研究的不断深入，人们逐渐注意到许多新近发现的大型和超大型矿床既不具有典型的岩浆矿床特征，也非单纯地壳热液改造成因所能解释。因此，近年来，国内外地学研究者开始重视地幔流体在形成大型和超大型矿床方面所起的重要作用，尤其对深源成矿流体与浅源流体混染并交代地壳岩石成矿的机理研究已成为当前地球流体成矿作用研究的前缘课题。然而，由于这类矿床往往具有较强的地壳流体及物质的混染和覆盖，从实践和理论上取证的难度较大，因而研究工作进展缓慢。为此，很有必要开拓性地加大探索的力度，以求取得这方面研究的突破。

《滇黔桂三角区微细粒浸染型金矿成矿流体地球化学》一书的作者们，在前人研究的基础上，通过几年的艰辛探索，对我国重要的滇黔桂地区微细浸染型金矿进行了系列成矿流体地球化学物源示踪研究，初步揭示了矿质和流体的深部来源特征，论证了成矿流体的运移和演化，探讨了原生矿石向氧化矿石转化的机理，提出了该区金矿属上地幔分异含矿流体对地壳岩石混染交代作用产物的新认识。论著资料丰富翔实，分析深入，论据充分，尤其在硅同位素地球化学结合硅质阴极发光的应用研究上具有特色，论证和结论具有一定的说服力。专著不仅在从低温浅源混染覆盖的表观现象中揭示深源交代成矿实质的研究方法上探索了一条新路，而且在深源成矿流体地球化学前缘研究方面迈出了可喜的一步。这在目前国内外文献中还难见到对微细浸染型金矿进行这种较为系统的研究并取得有关结论的情况下，该专著成果为此增添了可贵的一页。无疑，该专著不仅对于大型和超大型矿床的成因理论研究具有重要的参考价值，而且对于丰富低温地球化学理论有一定的现实意义。同时，也对于指导微细浸染型金矿的深部找矿勘探将发挥积极的作用。为此，特欣然提笔，祝贺作者们所取得的成绩和专著的出版。

政洞自遠

一九九七年八月廿五日

# 前　言

自60年代美国首次探明并开采卡林型(微细浸染型)金矿后,我国自80年代以来至今,也已陆续发现并开采了一些该类型金矿。其中滇黔桂地区,即云南、贵州、广西三省接壤的"三角区"是我国最重要的微细浸染型(简称微浸型)金矿的产地之一。有关滇黔桂三角区微细粒浸染型金矿研究,近年来有不少专著和论文讨论其成因,学术观点各有侧重、研究思路各有所长,其中围绕成矿物质来源问题还存在分歧和争议,表现为:成矿物质是原地还是异地提供?是来自赋矿地层还是隐伏岩浆岩体?是来自地壳还是地幔?是来自某一特定的矿源层还是根本不存在矿源层?前人的多数分析结论倾向于成矿物质来源于赋矿地层中的碎屑岩类,赋矿层一般就是矿源层,即多矿源层论。然而,有相当一部分持矿源层观点的人从客观数据的分析上也承认有部分深部物源的加入。此外,也有少数研究者提出了深部物质来源为主的论证(吴江等,1993;李忠等,1995;余大龙等,1996),但研究的范围较小,手段和方法较少,更没有真正涉及到深部物源的形成机制。

在选题过程中,作者通过进一步的野外实地调查和室内鉴定测试发现:

(1)根据已积累的大量地层含金统计资料表明,金矿与容矿围岩和相关岩系的金丰度值之间不存在必然联系。分析数据越多、精度越高、调查研究范围越大,这种现象越明显(蔡新平等,1994);

(2)赋矿地层具多时代、多层位特征,但同一层位,既可赋矿,也可不赋矿。例如下三叠统夜郎组($T_{1y}$),在紫木凼金矿是赋矿地层,而在戈塘金矿却不赋矿;

(3)在空间上矿床的分布明显受深大断裂控制,矿体的产出又明显受次级断裂的制约,因而多数矿床不具有典型的层控特征;

(4)矿源层和赋矿层具有完全不同的特征和含意。毫无疑问,前者的形成相对于后者具有更多的限制条件,如含金品位高,易于活化转移,沉积厚度大等,而已发现的许多赋矿地层不完全具备这些条件。例如隆或金矿中下三叠统地层产出炭质原生矿石,这种矿石含Au特高,但极难以提取。试想,如何解释从极易活化的矿源层中生成极难活化的矿石?

(5)由矿源层提供矿质应当是异常致矿、就地改造,但岩相学和矿相学研究表明,本区金矿具有明显矿致异常、异地迭加的特征。

(6)从已初步富集成矿元素的矿源层中再活化迁移并进一步富集金,从正常的物理化学机制上应有利于金粒合并增大,并使浸取难度减弱;而事实却正好相反,显然,这与该类型金矿曾经历过活化的可能结果不符。

不言而喻,解决上述矛盾的关键在于有必要重新认识成矿物质来源和矿床成因,这直接关系到能否建立反映野外客观实际的成因模式,并用以指导找矿勘探。

本文研究内容为中国科学院"八五"重大地质科技攻关项目所属二级课题"滇黔桂三角区微细粒浸染型金矿成矿模式与找矿方向研究"下属三级专题,并得到中国科学院矿床地球化学开放研究实验室和四川省地学核技术应用开发重点实验室资助。为了选准本次研究的突破口,笔者通过详细分析前人研究思路和研究成果,结合野外实地调查进行综合分析发现,所有研究者都注意到了矿床中硅化与金矿化具有密切的时空关系,但多数是一带而过,仅有少数研究者对其进行了不同程度的深入研究(樊文苓、王声远等,1993~1995;丁悌平、蒋少涌、李延河等,

1992～1994；孟良义等，1994～1996）。

随着地质科学的不断发展和矿床成因研究的不断深入，人们已开始注意到地球流体，尤其是深部成矿流体对形成大型和超大型矿床所发挥的重要作用.因此，运用现代技术和方法研究地球含矿流体的形成/运移和演化及其成矿机制已成为当前地质科学研究的前缘课题之一，而且，这对于开展新一轮找矿勘探工作具有重要的指导意义和广泛的应用前景。本专著即结合这一前缘课题的研究思路，首次重点将硅同位素结合硅质阴极发光做了全面详细的综合分析，再配合常量、微量和稀土元素以及其它稳定同位素资料，对该区微浸型金矿进行了系统的成矿流体地球化学物源示踪研究；同时，对矿物流体包裹体测温、盐度和成分分析数据作了系列物理化学参数计算，讨论了成矿流体中 Au 可能的迁移形式和成矿机理，探讨了原生矿石向氧化矿石的转化机理，取得了一系列新的认识和研究成果，最终建立了深部物源形成和运移的新的成矿模式并转化为找矿模式，为扩大该类型金矿的深部找矿前景，寻找超大型金矿提供了新的思路。

本专题在研究过程中，自始至终得到了中国科学院地球化学研究所杨科佑研究员和胡瑞忠研究员的大力支持和帮助；李朝阳研究员和高振敏研究员也给予了关心和支持；在野外研究过程中，张兴春博士、朱赖民博士和苏文超助理研究员给予大力协助并提供部分重要原始数据；广西地勘局副总工黄方方博士、贵州地矿局 117 地质大队杨科伍总工、罗孝恒副总工、区调研究院王雪华总工、广西地勘局地质二大队李甫安总工等以及广西物探队驻隆或矿区工作组和贵州、广西各有关矿区负责同志给予了热情支持和帮助，在此一并向上述专家及同行表示衷心感谢！

作　者

1997 年 8 月于成都理工学院

# 目　录

## 上篇　金矿成矿流体活动的地质背景


**第一章　区域地质背景** ……（1）
第一节　大地构造部位 ……（1）
第二节　区域地层概况 ……（1）
第三节　滇黔桂裂谷的形成、演化与沉积序列和岩浆火山活动 ……（3）
第四节　区域地球物理场与地壳结构和深大断裂体系 ……（5）
第五节　隐伏岩浆岩与古地热场 ……（9）
第六节　裂谷中微细浸染型金矿的分布特征及其与沉积岩的关系 ……（13）
**第二章　矿床地质特征及控矿地质条件** ……（16）
第一节　金矿赋矿地层与建造 ……（16）
第二节　赋矿围岩和围岩蚀变 ……（17）
第三节　构造对矿体(脉)的控制 ……（20）
一、成矿构造环境与区域主干断裂控矿特征 ……（20）
二、次级构造控矿特征与规律 ……（20）
第四节　矿石的类型和特征 ……（22）
一、矿石类型 ……（22）
二、原生矿石 ……（22）
三、氧化矿石 ……（24）
第五节　矿化期次与矿物生成顺序 ……（25）
第六节　成矿时代、赋矿层位和岩性之间的关系 ……（26）
**第三章　原生矿石与氧化矿石的元素地球化学** ……（29）
第一节　常量元素 ……（29）
第二节　微量元素 ……（30）
第三节　稀土元素 ……（32）
第四节　几点认识 ……（35）


## 中篇　金矿成矿流体地球化学特征


**第四章　成矿流体地球化学热力学参数** ……（36）
第一节　成矿流体成分 ……（36）
第二节　成矿流体的温度、盐度和密度 ……（38）
第三节　成矿流体的压力 ……（38）

第四节　成矿流体的逸度、pH 值和 Eh 值 …… ( 40 )
**第五章　成矿流体中金的迁移和沉淀富集** …… ( 43 )
第一节　成矿流体中金的迁移 …… ( 43 )
第二节　研究区金矿成矿流体中金的可能迁移形式讨论 …… ( 46 )
第三节　金的沉淀富集机理 …… ( 47 )
**第六章　矿后流体地球化学特征** …… ( 51 )
第一节　矿后流体的温度和盐度 …… ( 51 )
第二节　矿后流体的物理化学参数 …… ( 52 )
第三节　矿后流体的压力与成矿深度 …… ( 54 )
第四节　几点认识 …… ( 55 )

# 下篇　金矿成矿流体的来源和成矿模式

**第七章　成矿流体中的物质来源** …… ( 56 )
第一节　常量元素地球化学 …… ( 56 )
第二节　微量元素地球化学 …… ( 63 )
第三节　稀土元素地球化学 …… ( 66 )
第四节　硫、铅、锶钕、氩和氢氧同位素地球化学 …… ( 75 )
第五节　硅质阴极发光 …… ( 88 )
一、样品选择 …… ( 88 )
二、硅质阴极发光 …… ( 88 )
三、硅同位素组成特征与演变规律 …… ( 91 )
四、地球化学示踪分析与讨论 …… ( 94 )
五、小结 …… ( 96 )
**第八章　微细浸染型金矿中原生矿石向氧化矿石转化的机理探讨** …… ( 98 )
第一节　两类矿石中金的赋存状态差异 …… ( 98 )
第二节　粘土矿物的信息 …… ( 99 )
一、粘土矿物的表生淋滤转化 …… ( 99 )
二、粘土矿物转化的地球化学模式 …… ( 100 )
**第九章　矿床成因模式** …… ( 103 )
第一节　本区微细粒浸染型金矿深源成矿流体的演化 …… ( 103 )
第二节　建模依据 …… ( 105 )
第三节　金的成矿过程及成因模式框图 …… ( 105 )
**第十章　结　论** …… ( 108 )
**参考文献** …… ( 109 )
**图版说明** …… ( 113 )
**图版** …… ( 117 )

# 上篇　金矿成矿流体活动的地质背景

## 第一章　区域地质背景

### 第一节　大地构造部位

如图 1-1 所示，研究区位于扬子地台西南缘与华南加里东褶皱带的接合部位。夏邦栋等(1992)认为，该区应属于滇黔桂裂谷。裂谷区横跨近 EW 向的南盘江。从地形单元划分看，南盘江以南为典型盆地，且右江流域切穿而过，因而有的文献又将该区称为右江盆地。值得注意的是，该区北临扬子地台，南靠云开造山带，东接加里东褶皱带。显然，该区在构造环境上曾属典型的过渡地带，地质构造活动强烈。正是由于多期、多次强烈的构造活动，造就了本区盆地裂谷体系的发育以及独特的地层建造、岩浆活动和深大断裂构造体系，为燕山晚期至喜山早期的成矿作用提供了条件。

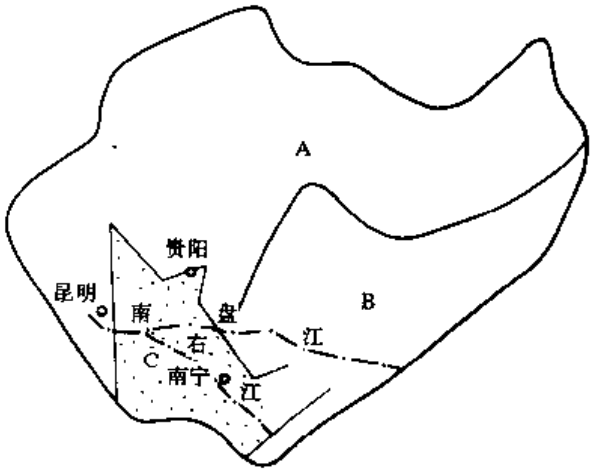



图 1-1　扬子地台(A)华南加里东褶皱带(B)与滇黔桂三角区(C)的空间关系示意图

(据夏邦栋等，1992)

### 第二节　区域地层概况

研究区地层以元古界为基底，但区内未见出露，仅见于工作区外围。下古生界地层大多被深埋地下，零星出露于地表者仅见中、上寒武统，且主要分布在研究区西南部文山、广南、富宁一带和广西隆林、那坡等地的宽缓背斜核部。

上古生界和三叠系地层是研究区主要沉积地层和赋金层位。自晚古生代开始，盆地地史发展出现不平衡性，表现为在不同地区和不同时代，其沉积类型不尽相同，特别是在中、后期阶段表现尤为明显。它们大致以南盘江为界，总的趋势是：北部相对稳定，南部活动较频繁，形成了两个具有明显差别的沉积相区。前者通常称为台地相区，后者称台盆相区，介于两者之间为过渡带，以生物礁相或水下隆起的形式出现。下面就主要沉积建造分述如下：

(1) 泥盆系以中统和上统为主，岩性主要为台盆深水沉积物，即含竹节石、菊石等浮游生物的硅质岩、灰岩、黑色泥岩等，此套地层以其特有的深色岩石组合、生物组合等而被习称为“南丹型”，局部亦见有台地浅水环境即以细碎屑岩和碳酸盐岩为主的“象州型”。在本次研究中，仅在隆或金矿见到上统相当于过渡型沉积的榴江组($D_{3l}$)，岩性主要为灰岩间夹硅质岩和页岩。

(2)石炭系在本区出露较为完整，大致可以罗甸、册亨、隆林一线为界，以北除晴隆、贞丰、紫云等地区外，均为浅海台地相的浅色碳酸盐岩和砂页岩组合；以南为台盆相的深色灰岩及硅质岩组合。本次研究中，在隆或和世加金矿见到石炭系地层，即下统岩关组($C_{1y}$)的燧石结核或条带灰岩夹含炭质泥岩、凝灰岩和粉砂岩；大塘组($C_{1d}$)的灰岩、泥灰岩、白云岩和白云质灰岩且间夹砂泥岩；中统黄龙群($C_{2hn}$)的含燧石结核或团块的深色灰岩夹浅色硅质岩薄层。上统马平组($C_{3m}$)为含燧石结核块状灰岩。

(3) 二叠系在全区分布广泛，厚度较大，亦是金矿较重要的容矿地层之一，可大体分为两部分：一是西部地区，岩性较单一，下统主要为栖霞组($P_{1q}$)和茅口组($P_{1m}$)，全为一套碳酸盐岩；上统主要发育滨海沼泽相的龙潭组($P_{2l}$)及广海碳酸盐岩相的吴家坪组($P_{2w}$)、长兴组($P_{2c}$)。二是东部地区，出现了南北分野的格局：南面的广西境内下统仍为栖霞、茅口灰岩；上统在隆林、百色、巴马一带全为一套深水环境的碎屑岩，在其下部夹有一套玄武质碎屑砂岩；北面的贵州境内下统主要由粘土岩和重力流形成的各种钙质碎屑岩及燧石条带灰岩组成；上统岩性与桂西北上统大体相当，亦有玄武岩屑及层凝灰岩、凝灰质粘土岩等。

由早二叠世晚期延续至晚二叠世的火山沉积在本区广泛出露，主要为玄武岩和凝灰岩，与此有关联且有重要意义的是在茅口灰岩顶部、玄武岩之下发育一套由硅质岩，硅化灰岩、硅化粘土岩夹玄武岩砾和粘土化火山碎屑岩组成的似层状和透镜状角砾岩层，由于该岩层岩性特殊，标志明显，矿化发育，前人将它特别定名为“大厂层”。该层沿贵州的晴隆、戈塘、雄武至云南鲁布格等矿区发育显著，而在不同矿区，伴随地质-地球化学条件的差异产生不同的矿化。

(4)三叠系广布全区，地层发育和出露良好，是本区金矿最主要的容矿层位。按其沉积特征可分为二个相区：

台地相区：属扬子地层区，大致位于南盘江以北。该区下统以杂色页岩为主，夹石灰岩、白云质灰岩；中统主要为薄层至厚层白云岩、白云质灰岩夹溶塌角砾状白云岩，底部常见 1m 左右的玻屑凝灰岩(绿豆岩)；上统出露不全，以粉砂质、钙质粘土岩、泥灰岩及石英砂岩为主，并逐渐往上变为海陆交互相的含煤碎屑岩系。

盆地相区：属右江地层区，大致位于南盘江及其以南。该区下统以罗楼组($T_{1l}$)为主体，为一套含双壳类和菊石的灰-深灰色泥晶灰岩、泥灰岩及页岩，水平层理发育，为广海陆棚沉积，局部隆起处有孤立的碳酸盐台丘；中统为大量陆源碎屑浊流和钙屑重力流形成的巨厚砂、泥岩及少量泥晶灰岩、砾屑灰岩，属广海盆地复理石建造。二叠系中的赋金层位主要集中在中统的板纳组($T_{2bn}$)、新苑组($T_{2x}$)、百逢组($T_{2b}$)、许满组($T_{2xm}$)和边阳组($T_{2by}$)。在这些层段中，累见粒级递变层及鲍玛序列，岩性横向变化大，重荷模、槽模和冲刷面等底部构造十分发育，有的甚至发育包卷层理和滑塌堆积。苟汉成(1989)、刘金中(1991)等研究认为，中统的巨厚浊流沉积物来源于同期生长的云开隆起区、江南隆起区和越北隆起区组成的构造山系，但浊积岩中金含量的平均值仅在克拉克值及其以下；上统受印支运动影响，该区绝大多数地方隆起为陆，仅个别地方的灰岩夹页岩向上过渡到白云岩、角砾白云岩和砾屑、藻屑灰岩。

侏罗、白垩、第三系和第四系缺失较多，在研究区仅零星分布，而且与金的成矿无关，在此不再赘述。

## 第三节　滇黔桂裂谷的形成、演化与沉积序列和岩浆火山活动

滇黔桂裂谷位于扬子地台西南缘，裂谷作用自泥盆纪开始到三叠纪结束，其沉积作用和岩浆作用的实体叠覆在扬子地台与华南加里东褶皱带两种不同性质的基底之上。

滇黔桂裂谷位于滇黔桂三角区内，其主要边界断裂是西侧的小江断裂和东侧的紫云-都安断裂，再配以主要的谷内断裂，围限呈主体为NNW向伸长并向南开口的三角形裂谷区，如图1-2所示。

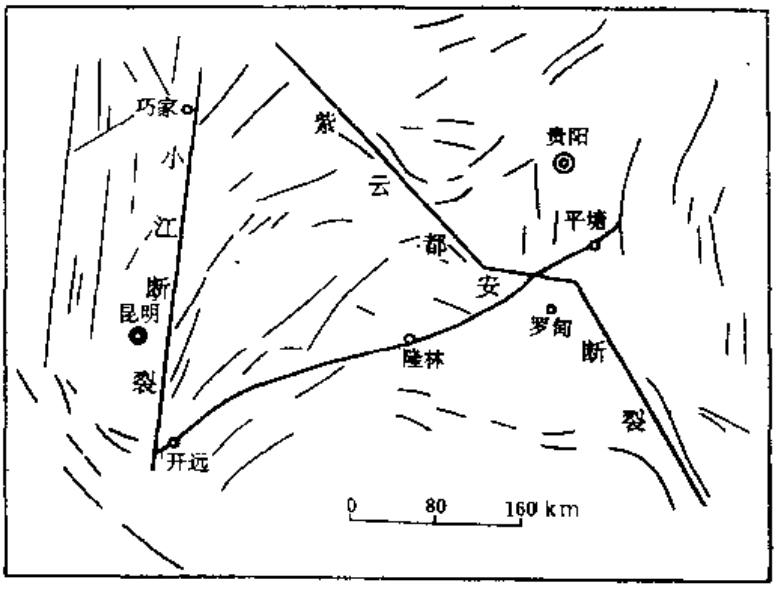



图1-2　滇黔桂裂谷构造变形概略图

（据夏邦栋等，1992）

边界断裂决定着裂谷位置与基本轮廓，它们的活动始于晋宁期，并在其后的各次构造运动中持续活动，长期继承发展，因而又在很大程度上控制裂谷的沉积作用、岩浆活动、成矿作用以及构造变形。此外，主要的纵向和横向谷内断裂相互交叉，将裂谷切割成若干块段，相邻块段沿断裂伸张，其伸张部位发展成为狭长形的深水槽地，而块段本身则成为面状展布的浅水台地，由此造成裂谷内“槽地”与“台地”相间的古构造格局，而且两者的沉积特征截然不同。在此基础上，谷内断裂及其交汇处不仅是岩浆活动的重要通道，而且是控制谷内地块作差异性升降运动的枢纽，其中的开远-平塘断裂在这方面表现尤为突出，其北盘缓慢而持续地上升，南盘缓慢而持续地下降，由此造成裂谷内南北差异性发展的大趋势，即总体上北部为相对稳定的台地相区，南部为相对活动的台盆相区。

夏邦栋等(1992)认为，裂谷的演化具有三个阶段：

(1)早期裂陷阶段：以早泥盆世至中泥盆世早期的裂谷型磨拉石建造为标志，它们堆积在下伏奥陶纪地层的剥蚀面上，为砾岩、砂岩、粉砂岩等碎屑岩组合，其下部常为特征性的紫红色，最大厚度可达1800m(以南丹地区为代表)，沉积速率约为64m/Ma；与此同时，谷内断裂开始活动，显示谷内台地与槽盆的分野。

(2)中期沉陷阶段：从中泥盆世开始到中三叠世初，以沉积大量的碳酸盐岩和泥质岩为特征，最大累积厚度约为5000m，沉积速率约为35m/Ma；在这一阶段裂谷内台地与槽盆的分野发展成熟出现相应的两种沉积序列，如表1-1所列：

表 1-1　滇黔桂裂谷上古生界两种沉积序列

（据夏邦栋等，1992）

| 沉积序列 | 台　地 | 槽　盆 |
|---|---|---|
| 厚度 | 大 | 或小、或大 |
| 颜色 | 灰白、浅灰 | 深灰、暗色 |
| 特征沉积 | 石灰岩、白云岩、石膏，局部有砂屑岩及砾岩 | 泥质岩、硅质岩、泥灰岩 |
| 特征性结构与构造 | 交错纹层、波痕、泥裂、鸟眼、砂屑、砾屑结构 | 平行纹层、块状、泥晶构造；泥质结构、粒序层理 |
| 层序稳定性 | 不稳定 | 稳定 |
| 生物组合 | 腕足、珊瑚、藻、蛭、苔藓、介形虫等 | 菊石、竹节石、鳍鲵类、放射虫、海绵骨针等 |

与此同时，谷内地壳的脉动性升降运动使谷内地块发生多次大面积上升，因而多次出现区域性假整合接触关系以及短暂的较粗粒碎屑沉积。几次主要的谷内地块上升期和沉积间断期为：泥盆世与石炭纪之间的紫云运动；石炭纪与二叠纪之间的黔桂运动；早、晚二叠世之间的东吴运动；二叠纪与三叠纪之间的苏皖运动；早、中三叠世之间的册亨运动。

(3)晚期封闭阶段，即裂谷消亡阶段：以中、晚三叠世巨厚复理石及其随后的晚三叠世磨拉石沉积为标志，复理石厚度达 3000m 以上，沉积速率达 240m/Ma；磨拉石最大厚度超过 1000m，沉积速率约 60m/Ma，据苟汉成等(1985)认为，这一阶段的复理石和磨拉石碎屑沉积物来源于裂谷东南部同期生长的新生构造山系，且该新生高地同时处于不断发展和强化并向 NW 方向推进和扩大之中，这是裂陷槽消亡阶段最特征的现象，同时也说明该磨拉石具有前陆盆地型磨拉石的基本特点。

在裂谷的沉积演化过程中，伴随着各次构造运动，具有广泛的岩浆火山活动，其火山岩的发育过程表现为：

从中泥盆世开始出现于裂谷南端，主要产出基性火山岩并伴生有辉绿岩墙；早石炭世地层中也普遍产出碱性及过碱性系列的玄武岩与粗面岩；而裂谷北段，即开远-平塘断裂以北，在泥盆-石炭纪时期缺乏火山岩，但从早二叠晚期开始，该段出现大规模玄武岩浆喷发，陆相为主兼有海相，它们属于钾质系列的弱碱性拉斑玄武岩与高碱玄武岩，构造环境为板内玄武岩区及大陆裂谷玄武岩区。二叠纪玄武岩在裂谷南段仅有少量产出。

到早、中三叠世，火山岩及相应的浅成侵入岩集中发育于裂谷中部的南盘江流域及其以南地区，其中除基性岩以外还出现了酸性熔岩，构成双峰式火山岩，其最大厚度达 2022m。

由此可见，裂谷期内主要发育火山岩，仅少量产出相应基性岩脉，裂谷的拉开是由南往北逐渐发展的，到封闭期则在裂谷中部发育双峰式火山岩，这种火山岩的时空分布特征符合裂谷演化的一般规律。此外，火山岩的产出部位明显受 NW 向和 NE 向谷内断裂控制，表现为沿断裂或在断裂交切带出现。

## 第四节　区域地球物理场与地壳结构和深大断裂体系

据王砚耕等(1995)综合研究该区域地质地球物理背景后认为，该区地壳结构可分为上地壳、中地壳和下地壳，前者相当于盖层部分，后二者总和相当于基底部分，并进一步探讨了地壳结构的时空分布与演化，这为深入研究该区的一些重大基础地质和矿床地质问题提供了不少有益信息，现概述如下：

### 一、上地壳(盖层部分)

总厚度大约为15km，如图1-3和图1-4所示，上地壳部分在平面和剖面上的结构样式具有相当典型的层、块、带的有序排列和规律组合的特征。所谓层，是指上地壳垂向强应变的滑脱面或拆离带与弱应变的席状岩层体的相间排列或堆垛；块是指平面上的弱应变域(地段)；带是指在平面上呈线状延伸的强应变域(带)。这一结构样式在碳酸盐岩区表现尤为明显。

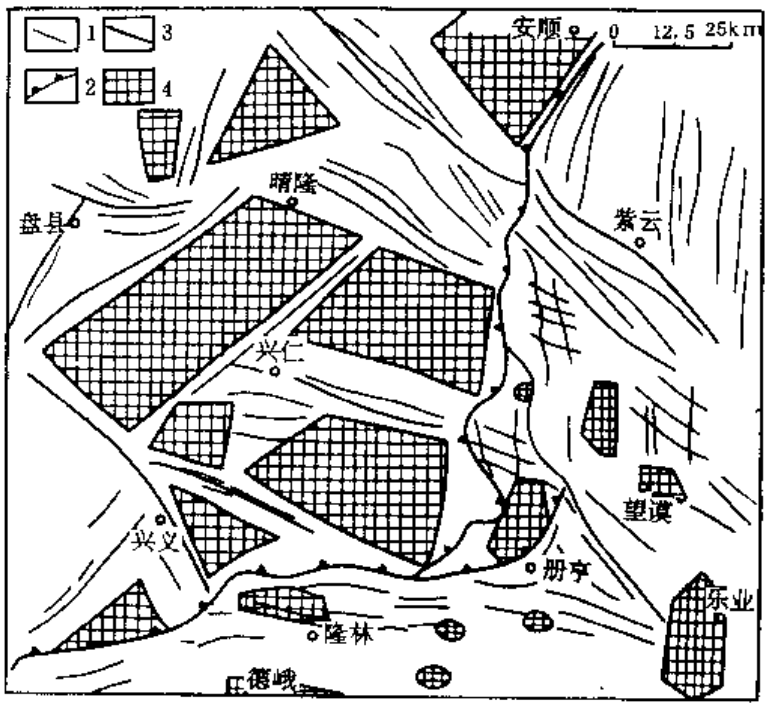



图1-3　黔桂地区上地壳结构平面图

(据王砚耕等，1995)

1. 褶皱轴迹方位；2. 逆冲-推覆构造锋带；3. 断层；4. 弱应变域块体

上述浅层地壳的垂向分层，往往是以几个区域性的大的滑脱面为界，自下而上主要是：泥盆系与下古生界的志留系之间(D/S或$P_{z_1}$)；上、下统之间($P_2/P_1$)；海相中三叠统或上三叠统与陆相上三叠统上部之间($T_3^3/T_2^2$或$T_2^2$)；以及右江造山带下三叠统奥伦尼克阶与碳相二叠系的界面($T_2^1/P$)。这些不同岩性岩层特定的叠置关系，是影响变形特征和垂向流变分层的物质基础，也是成矿物质聚集的有利部位，如上、下二叠统之间滑脱面保存较好，构成了重要的"大厂层"。

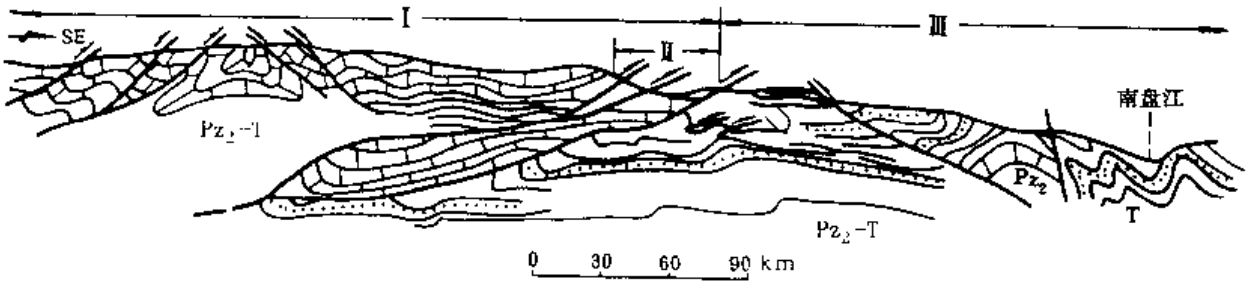



图1-4　黔桂地区上地壳浅部剖面结构

(据王砚耕等，1995)

Ⅰ. 前陆褶皱冲断带；Ⅱ. 锋带或叠瓦扇；Ⅲ. 造山型褶皱带；$Pz_2$：上古生界；T：二叠系

## 二、中地壳及下地壳

多种地球物理资料表明，该区地壳结构具明显分层性(表 1-2)。

表 1-2　滇黔桂地区地壳物性分层及其物质组成

| 垂向分层 \ 物化分层 | 速度分层 km/s | 密度分层 $\times10^3$ kg/m$^3$ | 电阻率分层 Ω·m | 磁性分层 $10^{-5}$SI | 地质组成 | 推断厚度 (km) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 上地壳 | 5.8～6.3 | 2.67 | 100～600 | 0～50 | 新生界　沉积岩系(主) | <12 | 10～22 |
| | | | | 100～1000 | 古生界 | | |
| | | | 16～50 | 0～50 | 上元古界(下江群浅变质沉积岩系) | 8～12 | |
| 中地壳 | 6.3～6.6 | 2.75 | 104～105 | | 中元古界(梵净山群浅变质火山－沉积岩系) | 8～12 | 39～15 |
| | | | | | 下元古界<br>上太古界　中－深变质岩系 | | |
| | 5.6～6.0 | | <50 | | 壳内相变层 | 0～2 | |
| 下地壳 | 6.6～7.8 | 2.85 | n×$10^3$～n×$10^4$ | | 下太古界<br>麻粒岩相岩石 | 10～12 | |
| 上地幔 | 8.0～8.2 | 3.20 | <50 | | 上地幔　固相岩石 | 80～115 | |
| | | | | | 上地幔软流圈 | | |

注：转引自王砚耕等，1995

中地壳大致位于 15 km 深，厚约 10 km，主要由角闪石相变质岩系组成；下地壳位于 26～27km 以下，厚 20 km 左右，主要由麻粒岩相构成。在平面上，中、下地壳的组成、厚度和结构等有明显差别，横向上是分块、分带的，其平面矩阵呈“币”字型(图 1-5)；莫霍面的深度和起伏以及上地幔的基本组成状态如图 1-6 所示，显然，研究区位于致密上地幔分布区，这与中、下地壳的“币”字型平面结构有关。

“币”字的“冂”为通过弥勒-师宗-罗平-兴义-望谟-罗甸一线，先为 NW 向转为近 EW 向再变为 NW 向。该线以北的中、下地壳之间不存在低速层，以南则有，这种结构差异在构造单元上表现为：以北为扬子陆块，以南则是右江造山带(属华南加里东褶皱带)。因此，该线应是上述两构造单元在本区的主要分界线，而且还应当是一条切穿中、下地壳的断裂构造带；“币”字的“丿”则是规模宏大的师宗-盘县断裂带，呈 NE—NNE 向延伸，长达 400km 以上，正位于我国第二巨型区域重力梯度带上。该线两侧不仅地层发育和构造线方向不同，而且二叠系大陆溢流拉斑玄武岩的差别也大，可能是地幔热喷流柱启动的热边界，因而也应当切至上地幔；“币”字的“丨”则是一条极为明显的 SN 向区域重力和航磁异常带(图 1-7 和图 1-8)。

图 1-7 表明，布格重力异常的走向在西部为 NNE 向，东部为 NE 向，并且重力梯度变化有所不同，表现为西部的等值线较密，变化较快；东部较稀，变化较慢，这种明显分区现象的分界线大致通过贞丰－册亨一线，往南至广西隆林－云南－富宁，长达 400～500km，呈 SN 向，西部可能属幔拗的边缘，东部则可能进入幔隆的边缘。图 1-8 表明，弱磁异常呈 NNW—SN 向展

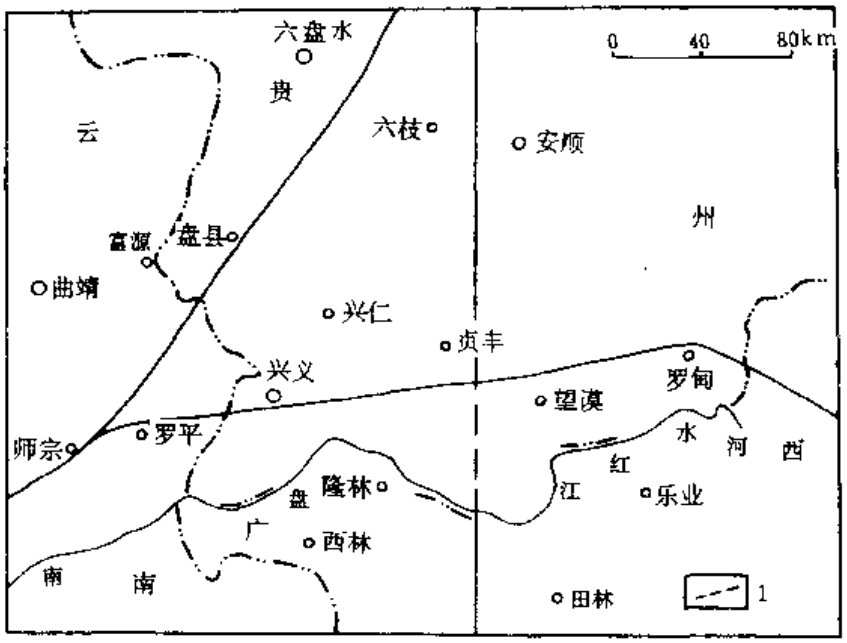



图 1-5　滇黔桂地区中、下地壳平面结构

（据王砚耕等，1995）

1—推测隐伏断裂带

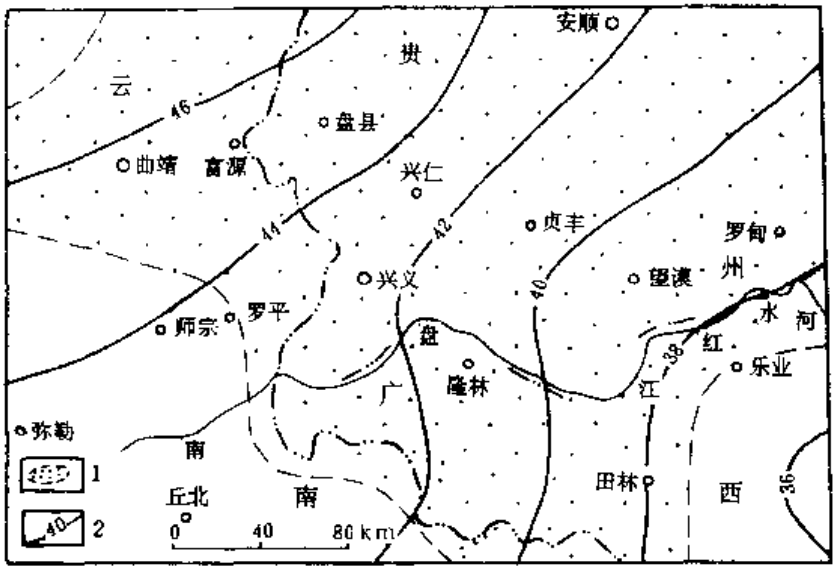



图 1-6　滇黔桂地区莫霍面等深线及上地幔密度分布

（据王砚耕等，1995）

1—致密上地幔分布线；2—莫霍面等深线

布，在望谟—关岭一带有宽大的正异常纵贯全区，两侧为负异常，其长度超过 100km，往北有逐渐减弱之势；该弱磁正异常的西界与图 1-7 中的分区界线十分吻合，因而推测沿该界线存在深部隐伏的 SN 向断裂构造，即“币”字型的“丨”；而且，该弱磁正异常正好与偏碱性超基性小岩体的集中出露部位吻合，因而推测这些大面积的弱磁正异常可能是隐伏的幔源基性-超基性岩带，而此处隐伏的 SN 向深大断裂正是这些岩浆岩上侵的通道。

“币”字型的“丨丨”在图 1-9 中也有相应表现。即：在贵州境内绵延 100 km 多的正异常到广西境内百地一带陡转为 EW 向，两者构成倒“T”型；在该区近 EW 向的弱磁异常中，大致以旧

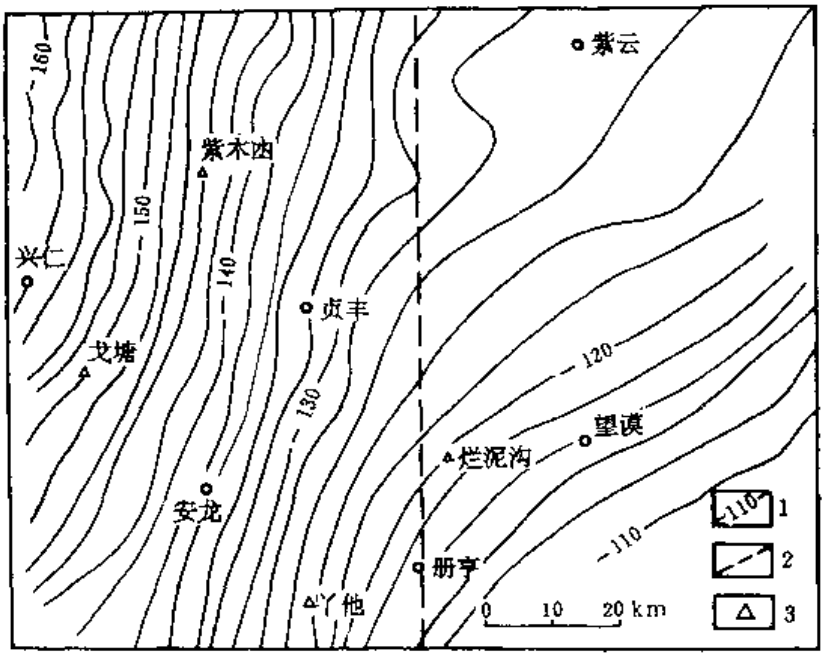



**图 1-7　黔西南区域重力异常图**

（转引自王砚耕等，1995）

1—重力异常等值线；2—区域重力场的分区界线；3—金矿床

州—百乐—乐业为界，以北为正异常，以南则由零值线过渡为负异常。此外，以乐业—凤山—巴马为界，以西的负异常经 NW 向过渡为 EW 向延伸，以东则出现等轴状的正异常区和呈 NW 向延伸的条带状正异常区，然后再经零值线过渡到负异常。根据磁异常的分布与地表构造的对应，正负异常过渡的界线或明显负异常的地段往往是断裂构造存在的部位，因此，图区南端的 EW 向延伸的弱磁负异常可能是隆林-田林-百色和西林-百色断裂带的反映；乐业—凤山（金牙）—巴马一线以东的弱磁正异常区正好与花岗斑岩和石英斑岩的集中出露部位吻合，麦广田（1990）根据该区燕山期花岗岩体多具中等磁性，其外接触带常形成蚀变磁性壳，再结合滇东南 --桂西北出现西林-百色局部重力正异常，个旧-富宁局部重力负异常

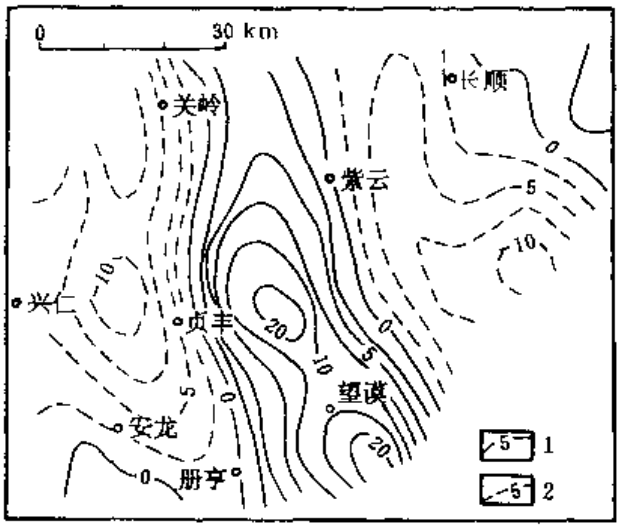



**图 1-8　黔西南区域航磁异常图**

（转引自王砚耕等，1995）

1—正异常等值线；2—负异常等值线

和对图 1-8 的分析，认为广西境内 NW 向和近 EW 向延伸的弱磁正异常区可能是较浅部隐伏、半隐伏花岗岩体的反映。广西大厂锡矿的深部钻孔岩芯证实了隐伏花岗岩体的存在。滇东南在弱磁异常背景上叠加有 NE 向和 EW 向局部异常，强度由西往东减弱，以开远—广南为界，北区异常呈近东西向，大致与西林（隆林）-百色断裂带对应；南区呈向北凸出的弧形，异常强度较大，局部异常范围小而数量多，与文山-富宁弧形构造带相对应。值得注意的是，在安振昌（1991）绘出的地磁场区域模型和全球模型差值等值线图上，滇黔桂地区位于总强度、垂直强

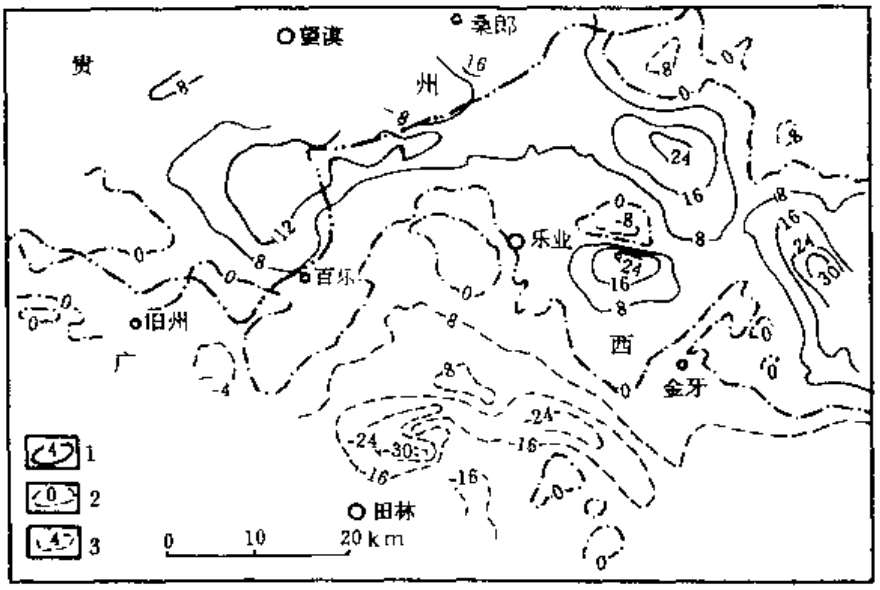



**图 1-9　桂西北区域航磁异常图**

（转引自王砚耕等，1995）

1—正异常等值线；2—航磁异常零值线；3—负异常等值线

度和水平强度三种等值线图的闭合圈内或其边缘，这表明成矿作用与隐伏的深部岩浆活动和构造断裂以及地幔上隆有密切联系。

在前述研究的基础上，该区的构造及深大断裂体系可综合于图 1-10。

## 第五节　隐伏岩浆岩与古地热场

研究区及其毗邻地区，其元古界基底岩石中融入大量岩浆岩成分，大多遭受程度不同的变质作用。它们虽深埋地下未见出露，但在漫长的地史演化过程中，必然参与了各种地质变动并起到不可忽视的作用。正如涂光炽教授（1995）在一次学术报告中指出的：华南加里东褶皱区以太古界为基底、发育一系列高温热液矿床；而扬子地台区，包括滇黔桂地区，以元古界为基底，则发育一系列低温热液矿床。显然，基底及其差异与矿床及其类型的差异存在着某种必然制约和联系。

### 一、岩浆活动与隐伏岩浆岩

前已述及，古生代以来，伴随裂谷的发育，大规模的岩浆活动主要表现为峨眉山玄武岩的大面积陆相喷发和地层建造中相应的火山碎屑岩和凝灰岩的发育，以及为数不多的相应浅成侵入基性岩，如世加金矿发育与赋矿有关的印支期辉绿岩；进入中生代，伴随裂谷在三叠纪时封闭而发育双峰式火山岩。显然，在裂谷期中，岩浆活动主要表现为火山活动而很少侵入活动。裂谷封闭后，进入燕山运动期，虽未见大规模的侵入岩基，但岩浆活动仍很发育，主要表现为：

与成矿期有关的侵入岩出露主要有两个部位（杨科佑等，1992）：

--是位于黔西南贞丰、镇宁、望谟三县交界处呈岩脉、岩墙状侵入于下二叠统至中三叠统

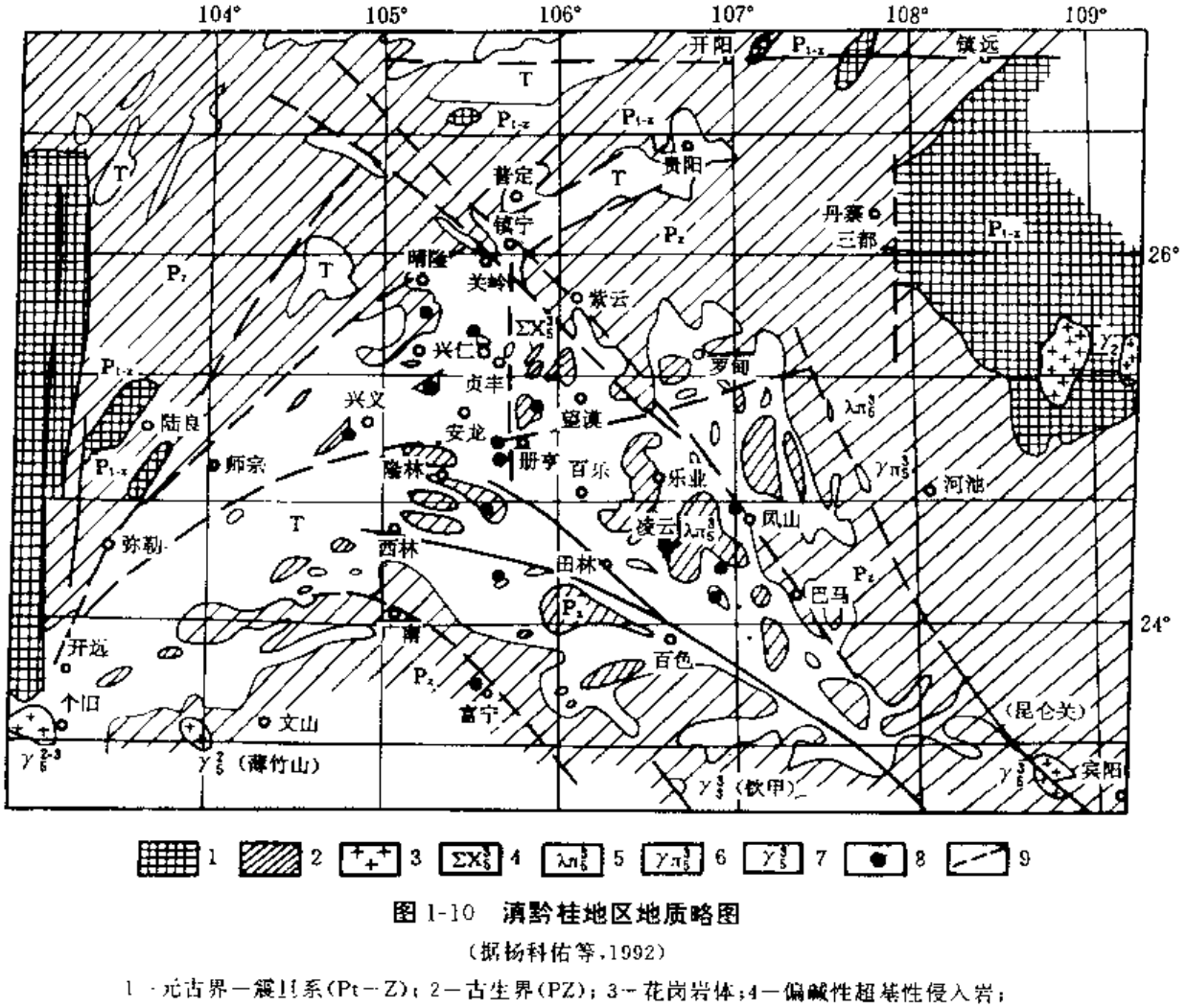



**图 1-10　滇黔桂地区地质略图**

(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

地层中的偏碱性超基性岩,其单个岩体甚小,长数 10m 至千余米,厚度 10cm 至 8m,个别岩体呈陡立筒状,断面椭圆形(80×50m²)。这些岩体可区分为辉石岩类的斑状橄云辉岩、斑状云橄辉岩和黑云母岩类的斑状辉橄云岩、斑状橄辉云岩;岩石普遍具角砾状构造,以透辉石、普通辉石、黑云母和橄榄石为主,含少量尖晶石、磷灰石、金红石等,有的岩体偶见霓辉石、霓石及含铬镁铝榴石;原岩多具强烈碳酸盐化、钾长石化、蛇纹石化、滑石化、次闪石化、沸石化;据岩石化学成分、微量元素分析可知,这些岩体与正常超基性岩相比,$SiO_2$、MgO、Ni、Co、Cr 偏低,CaO、$Al_2O_3$、Nb、Sr、Ba 明显增高,$K_2O$、NaO、$P_2O_5$、La、Y 亦略高,故与正常超基性岩及碱性岩的霓霞岩类均有明显差别。它们的同位素地质年龄数据为 77.5±2.4～97Ma(杨科佑等,1992),应为燕山期产物。笔者认为,这些偏碱性超基性岩是伴随深大断裂发育而直接起源于上地幔的岩浆活动的证据,这些超基性岩浆在上侵过程中与地壳物质发生了一定程度的混染。

二是位于桂西北巴马、凌云、凤山一带,见有小规模、零星的石英斑岩、花岗岩出露,多呈岩脉、岩墙侵入古生界灰岩和三叠系碎屑岩内;这些岩体多沿断裂或其附近裂隙侵入,脉体宽数米至 50 余米,个别达百余米;长可达数百米至 10 余公里;采用白云母 K-Ar 法测定年龄数据为 89Ma(杨科佑等,1992),属燕山期产物。

另在桂西北田阳县西南约 30km 的王村附近见有几处花岗岩类小岩株侵入下泥盆统,出

露面积均不足 1km²，目前尚无年龄数据，其它研究也不详；但根据桂西北出露较多的海西期基性岩和燕山期花岗岩的环境推测，该花岗岩类小岩株仍为燕山期产物的可能性较大。

基于前述，研究区断裂及岩浆岩分布可概略综合于图 1-11，由图可以看出：

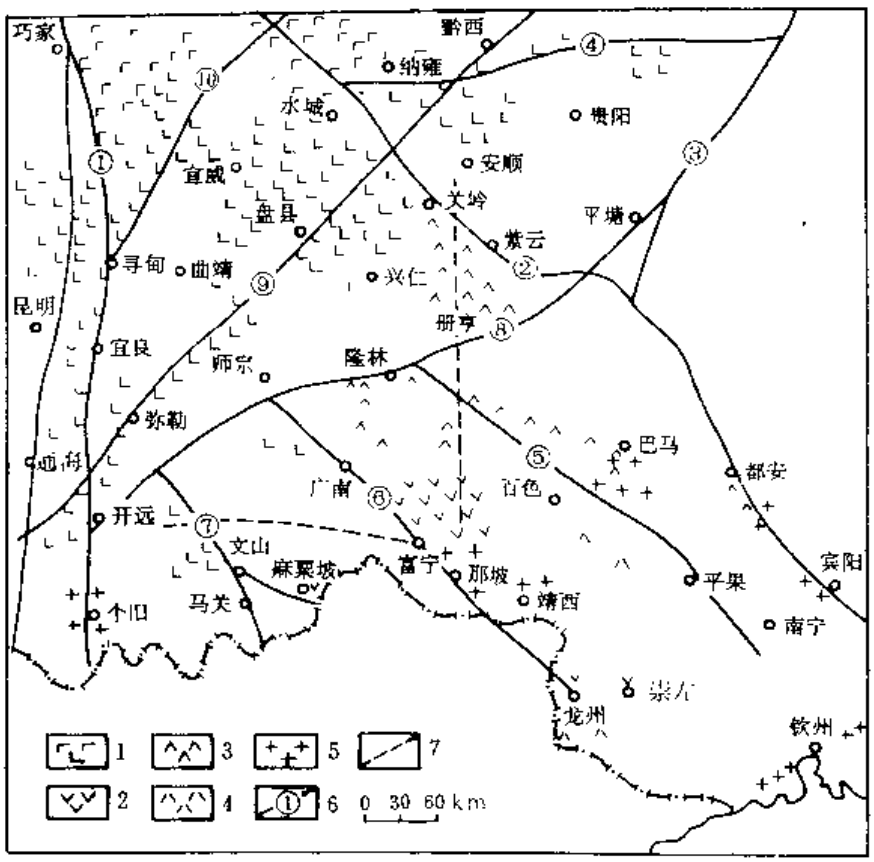



**图 1-11　滇黔桂地区断裂及岩浆岩分布略图**

（引自夏邦栋等，1992，本文略作综合修改）

1. 峨眉山玄武岩；2. 基性及超基性火山岩；3. 基性及超基性侵入岩；4. 酸性及中酸性火山岩；5. 酸性及中酸性侵入岩；6. 裂谷断裂及其编号（略）；7. 隐伏深断裂

以弥勒-盘县大断裂为界（相当于"币"字型的"丿"），NW 侧主要发育峨眉山玄武岩，SE 侧主要发育基性-超基性侵入岩、双峰式火山岩和中酸性侵入岩；以开远-平塘 都安大断裂为界（相当于"币"字型的"冂"），以北主要发育基性-超基性侵入岩，以南主要发育双峰式火山岩和中酸性侵入岩；沿关岭-册亨-富宁隐伏深断裂带（相当于"币"字型的"丨"）则主要发育基性-超基性侵入岩和双峰式火山岩。由此表明了断裂带对岩浆活动的制约关系和断裂的超壳性，也相应明显揭示了隐伏基性—超基性侵入岩与隐伏中酸性侵入岩的北与南的分布规律。

## 二、古地热场

岩浆活动不仅是深部断裂构造及其运动的表现形式，也是成矿作用中成矿流体运移的热动力来源。热作用包括温度、热持续时间、热源类型。矿床学所采用的矿物流体包体测温方法可以确定矿石的成矿温度，但不能反映某一区域的地温场特点和热的持续时间。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)通过研究右江盆地域内的上二叠统煤层的镜质反射率(R°m)和下三叠统牙形石色变指数(CAI)，圈定了该区与成矿有关的古地热场，如图 1-12，图 1-13，图 1-14 所示。

**表 1-3　滇黔桂地区牙形石色变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 |

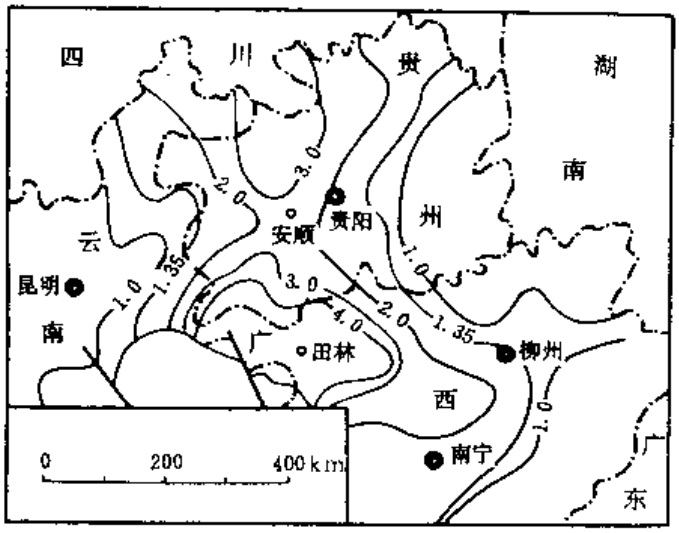



**图 1-12　滇黔桂地区上二叠统镜煤反射率(R°m)等值线图**

(据庄新国，1995)

庄新国(1995)依据前人建立的利用镜煤反射率和牙形石色变指数推算古地温的方法和关系图，结合裂谷盆地充填特征和构造活动推算上二叠统达到最高温度持续的时间大致为 27Ma；上二叠统和下三叠统具有强的还原性；下三叠统之上巨厚的盖层作用致使上二叠统和下三叠统处于封闭的高压环境等因素，建立了表 1-3 的对应关系，进而再根据地层剖面中镜煤反射率梯度的变化，推算出上二叠统上部古地温梯度为 23℃/100m；下三叠统到中三叠统下部为 18.5℃/100m；中三叠统下部以上为 4.8℃/100m。此外，云、贵石油勘探处在贵州安龙县戈塘金(锑)矿附近的钻孔测温资料表明，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。显然，上述资料表明，研究区地壳的地温梯度高于一般大陆上地温梯度的平均值(3℃/100m)，仍保留高地热特征，不属于正常的深成地热场，正是这种叠加在正常深成热之上的变地热场发生了上二叠统煤的变质作用，并一直持续到喜马拉雅运动。

由图 1-12 和图 1-13 对比看出，两者等值线均表现由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，结合前述高地热异常的持续时间综合推断，本区造成上二叠统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，古地温分布大致如图 1-14 所示。

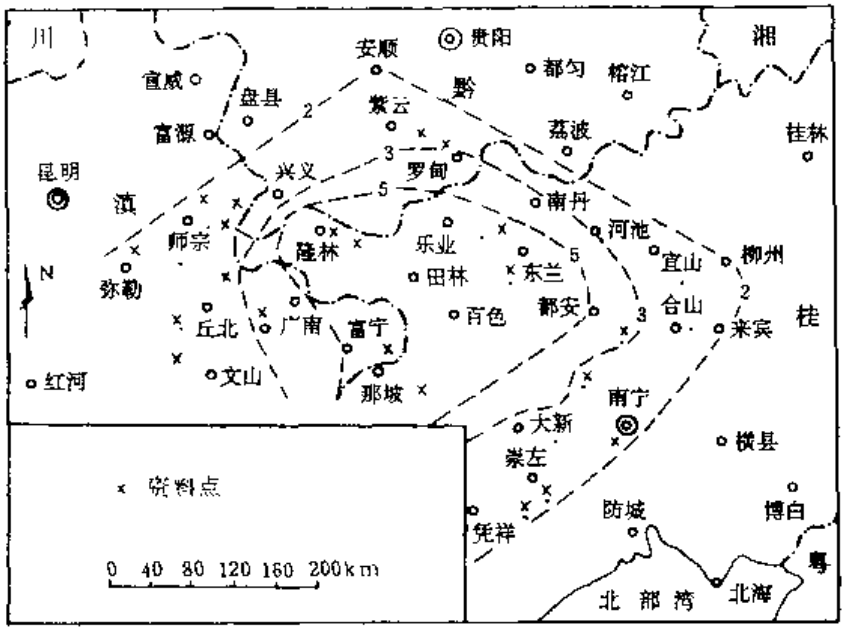



**图 1-13　滇黔桂地区下三叠统牙形石色变指数(CAI)趋势等值线图**

(引自吴江等,1993)

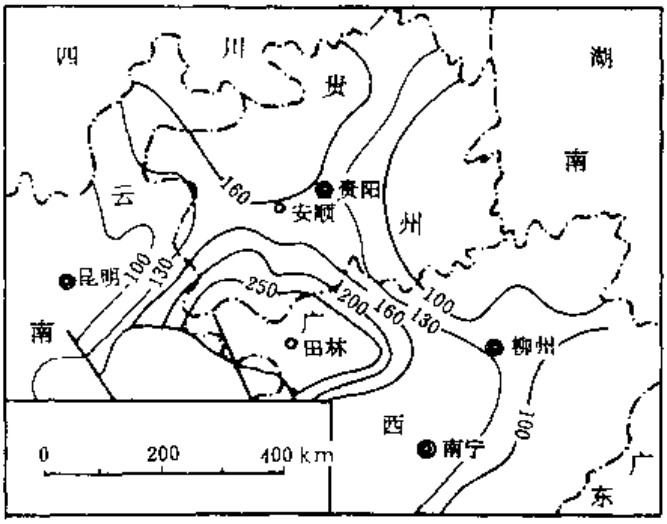



**图 1-14　滇黔桂地区上二叠统古地温(℃)分布图**

(引自庄新国,1995)

综合前人对本区成矿时代的研究,微细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。

## 第六节　裂谷中微细浸染型金矿的分布特征及其与浊积岩的关系

裂谷中微细浸染型金矿的分布特征可概略综合于图 1-15。

由图 1-15 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,并且紧靠断裂构造线,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;从褶皱构造看,金矿床(点)主要分布在由 D--P 系地层组成的穹窿构造内或其边缘,尤以边缘较多;从地层角度看,除少数分布在穹窿构造内部的金矿床,如晴隆(大厂)、戈塘和世加等金矿的赋矿地层为古生界外,大多数分布在穹窿构造边缘的金矿床赋矿地层均为三叠系的浊积岩系。很显然,目前研究区已知的该类型金矿,绝大部分产于浊积岩系中,从而引发不少研究者推测浊积岩系可能为矿源岩,在矿源层基础上通过后期活化迁移再富集成矿的认识。

吴江等(1993)、李忠等(1995)通过研究中三叠统含金浊积岩系沉积学后认为:

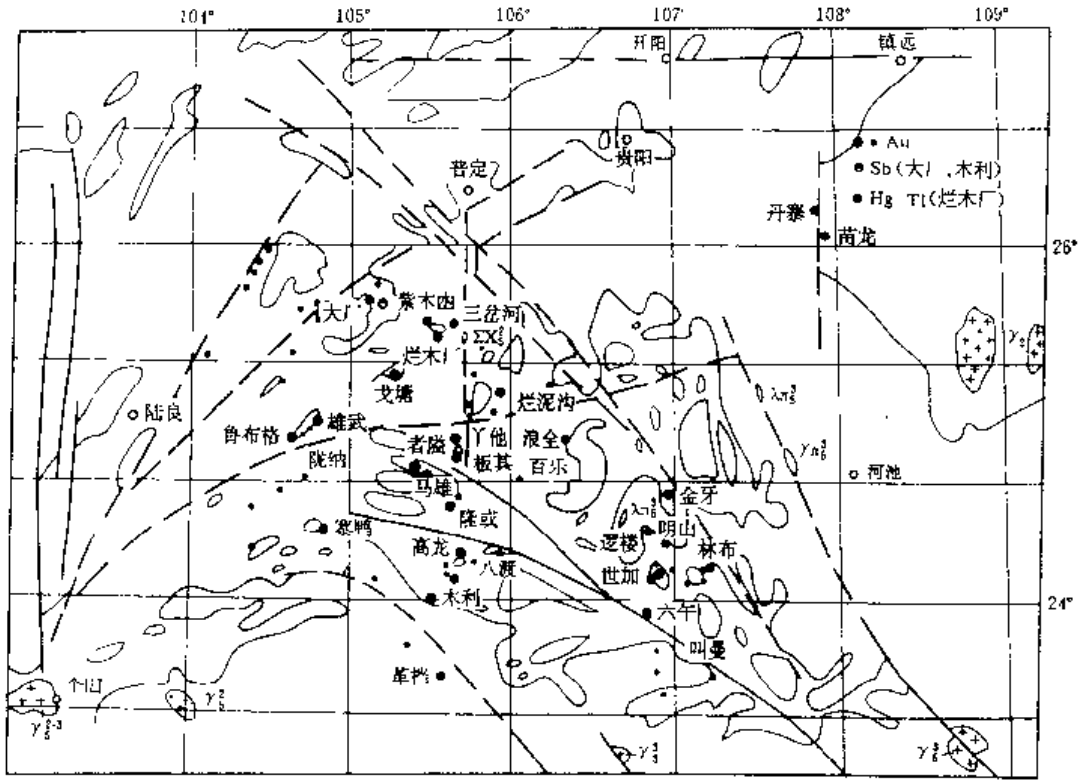



**图 1-15　滇黔桂地区矿点分布略图**

（据杨科佑等，1992）

（图中界线及图例同图 1-10）

(1)中三叠统中金及其伴生元素含量值中的异常值，通过柯氏正态检验法的筛选，只存在异常高值，反映只存在矿液的带入；

(2)中三叠统中孔渗性好的砂岩，有效孔隙度低于 15%的占 69.15%，渗透率小于 1 毫达西的达 89.71%，这表明再生成岩作用导致中三叠统浊积岩强烈压实和胶结，加之较稳定泥质夹层的发育，其孔渗条件在没有断裂裂隙发育前，孔隙水很难在含量极微(ppb 级)的地层中进行金的萃取、循环和上千倍的富集；

(3)在成矿时，中三叠统处于 150～250 C这一金质析出的温度区间，因此这段地层发生的主要是矿液中金质的析出而非萃取；

(4)测定的载金矿物中铅同位素模式年龄，一部分大于围岩形成年龄，一部分小于围岩形成年龄，这可能与铅的壳幔混合有关(后面详论)。

可见，中三叠统浊积岩系并非主要矿源岩，而只为容矿岩系。笔者基本赞同上述分析和认识，在此基础上，笔者还注意到产于浊积岩系中的金矿床一般都分布在由古生界地层组成的穹隆构造的边缘或其附近，这表明浊积盆地为成矿作用提供了其它方面的有利条件。

综合本章概述的前人研究成果，可得出如下基本认识：

(1)古地热场的形成和持续期与成矿期相一致，在裂谷封闭之后，裂谷的发育和演化并不能直接造就金矿；

(2)裂谷的发育和演化，使元古界基底在晚古生代—三叠纪产生裂陷，对应着基底的破碎性及相伴的多期次火山喷发和浊积盆地的形成，为矿质的运移和沉淀奠定了空间和岩性基础；

(3)裂谷封闭后，主要伴随燕山运动，基底早已有的断裂再度复活，并与成矿期断裂一起切穿地壳，引起地幔上隆、岩浆侵入和异常高地温，为深部含金热液向上运移提供了通道和热驱动力；

(4)伴随裂谷演化发育的盆地浊积岩系，一方面为局部地热场的形成提供储热空间，也为来自深部的含金热液提供矿质析出的容矿空间；

(5)在深部含金热液运移和富集过程中，也不排出有部分矿质在一定的条件和范围内，通过热流体活动与围岩的相互作用，促进浊积岩系中的微量金的活化与集中；

(6)伴随裂谷演化形成的碳酸盐岩、沉积碎屑岩、火山碎屑岩和浊积岩系之间的物性差异造成的软硬相间的"三明治"式的浅成地壳的垂向分层，及发育在斜坡带上的滑塌层段(如金牙)，容易在挤压过程中形成有利于容矿的层间剥理破碎带(如戈塘)。

# 第二章　矿床地质特征及控矿地质条件

## 第一节　金矿赋矿地层与建造

研究区金矿的赋矿地层主要有：下泥盆统坡脚组（郁江组）、下石炭统岩关组底部、上二叠统龙潭组（包括大厂层），上二叠统长兴组－下三叠统夜郎组和中三叠下部新苑组（许满组、百逢组、板纳组）、上部边阳组。

本次研究直接涉及的赋矿地层为岩关组底部、龙潭组（包括“大厂层”）、夜郎组、新苑组、百逢组、板纳组和边阳组。

岩关组底部的岩石组合以含炭质玻屑凝灰岩为主，部分向晶屑凝灰岩、凝灰质粉砂岩－泥岩过渡，也见少量含钙质的凝灰质角砾岩、炭质页岩和沉凝灰岩等。

龙潭组（包括“大厂层”）的岩石建造由粘土岩、粉砂岩、煤层、玄武质熔岩、火山角砾岩、凝灰岩组成。“大厂层”实质上是产于下二叠统茅口灰岩和峨眉山玄武岩之间（如晴隆锑金矿）或龙潭组底部之间（如戈塘金矿）的一套特殊层位，其厚度变化较大，岩石成分复杂，岩性组成大致分三部分：下部以次生石英岩或硅化蚀变岩为主，中、下部过渡为硅化角砾岩、粘土岩为主并有萤石脉穿插，中、上部大致以硅化、高岭石化粘土岩为主并有贵翠石英脉穿插；横向上岩性变化也较大，可见硅化蚀变的玄武质砾岩、粘土化蚀变玄武岩角砾、凝灰质粘土岩角砾和玄武质岩屑砂岩，局部夹有炭质泥岩、灰岩和玄武岩透镜体。其中次生石英岩，经鉴定多为茅口灰岩顶部受蚀变的强硅化灰岩；硅化角砾岩是由泥晶、砂屑、生物屑灰岩、海绵骨针硅质岩、白云岩、高岭石粘土岩及火山凝灰岩等多种砾石成分组成，角砾大小悬殊而分选性极差，磨圆度也极不均一。“大厂层”与茅口灰岩顶部接触的底界多呈陡变状的高低起伏，并具明显的错扭变形和揉皱。因此，笔者认为，这是由于构造作用造成的层间强烈错动（滑脱）而引起，而不是某些研究者认为的“大厂层”是茅口灰岩顶部的古风化侵蚀面（曹鸿水，1991）。由此可见，“大厂层”并不是一套沉积地层，而是代表一套有利于赋矿的层间错动（滑脱）破碎层，其岩性来自上、下岩层接触面的碎裂块体。在晴隆锑（金）矿多见玄武岩角砾，在戈塘金矿主要见火山凝灰岩角砾。

夜郎组的岩石建造是在裂谷发展的扩张断陷阶段，于局限－半局限台地浅海形成的碳酸盐岩-细碎屑岩建造。岩性主要是粘土岩、粉砂岩和不纯的碳酸盐岩。

中三叠统是区内最主要的赋矿地层，其岩石建造是在裂谷发展的强烈断陷阶段，于广海盆地边缘斜坡相带形成的浊流沉积建造。其岩性组合的横向变化很大，表现为：下部安尼阶中，新苑组主要分布于黔南，岩性以泥页岩及钙质页岩为主夹粉砂岩、泥晶灰岩、泥灰岩、火山晶屑凝灰岩或硅岩等；在桂西和桂西南地区的同期异相沉积称百逢组，由细砂岩、粉砂岩、粘土岩韵律性互层组成；在滇东南和桂中－桂东，相当的层位称板纳组；在黔南的望谟－册亨一带称为许满组；上部在黔南称边阳组，为砂岩、粘土岩及少量石灰岩的复理石韵律互层。

## 第二节　赋矿围岩和热液蚀变

### 一、赋矿围岩

综合前述，赋矿围岩的主要岩石类型是粉砂岩、粘土岩、火山碎屑岩和不纯的碳酸盐岩，个别矿区的矿化围岩为玄武岩和辉绿岩。

粉砂岩一般呈灰一深灰，具水平层理，泥质粉砂结构，碎屑以棱角状石英为主，岩屑和长石含量甚少，粒径0.05mm左右，含量一般为50%～70%。杂基主要为隐晶状粘土质、钙质，有的可见硅质和炭质，一般具基底式胶结，部分为接触式或空隙式胶结。根据矿物组成，可划分出钙质石英粉砂岩(照片Ⅲ-1)、凝灰质岩屑石英粉砂岩(照片Ⅲ-3)、泥质粉砂岩(照片Ⅲ-13)等。这些粉砂岩类在不同矿区遭受不同的热液蚀变改造而形成不同品位的矿石。该类岩石为烂泥沟金矿和明山金矿的主要赋矿岩。

粘土岩一般呈深灰一灰黑色，层理发育，以水平层理为主。单层厚1～3mm，具纤维鳞片结构、泥状结构、显微晶质结构、块状构造、薄层状构造。经X光衍射分析确定，粘土矿物主要是伊利石、水云母、蒙脱石、高岭石，它们的相对含量高低随热液蚀变的种类和期次不同而变化。粘土矿物含量占70%～90%，有少量石英呈粉砂状碎屑产出，含量<10%。岩石常含有炭质、钙质和凝灰质，因而可划分出炭质粘土岩、钙质粘土岩和凝灰质粘土岩等。该类岩石为戈塘和隆或金矿主要赋矿岩。

火山碎屑岩类在各金矿床围岩中都有不同程度的分布。岩石一般具凝灰结构、块状构造，多孔疏松，颜色杂，以浅色为主，可见角砾构造，少数发育熔结凝灰结构，因而主要为凝灰岩，其中又可根据所含晶屑和玻屑的含量高低划分出晶屑凝灰岩和玻屑凝灰岩，在烂泥沟金矿附近出现的碳酸盐化硅化凝灰岩，其层位相当于晴隆和戈塘矿区的"大厂层"，只是该层位的强烈层间错动和滑脱在此地段萎缩，其原岩凝灰岩为二叠纪玄武岩喷发的火山灰沉积，该类岩石也是戈塘和隆或金矿和主要赋矿岩。

不纯碳酸盐岩主要是泥质灰岩和硅化灰岩。泥质灰岩一般呈灰一灰黄色，粉屑状结构和水平微层状构造。粉屑由方解石组成，含量为30%～40%，粒度为0.02～0.1mm，呈次圆一次棱角状。岩石具基底式泥质胶结。硅化灰岩主要表现为石灰岩局部被硅化石英脉穿切(照片Ⅱ-1)。

在晴隆锑(金)矿和世加金矿的赋矿岩石分别是玄武岩和辉绿岩，一般为硅化或粘土化玄武质碎岩和蚀变辉绿岩等。

粘土化玄武岩具显微晶质结构、间粒结构和变余结构，粒径为0.005～0.01mm，板条状长石杂乱排列，所构成的骨架空隙多为玻璃质充填，玻璃质大部脱玻化转变为微晶石英，基质由伊利石及隐晶质粘土组成，经差热分析，隐晶质粘土也是伊利石，岩石中常见石英细脉穿切而过渡为硅化、粘土化玄武岩。

蚀变辉绿岩具假像嵌晶含长结构(照片Ⅲ-15)和变余辉绿结构。主要矿物辉石多被纤闪石化或硅化，粒径在0.1～0.04mm，长石呈板条状，粒径在0.01～0.005mm，常见聚片双晶，未蚀变，多呈嵌晶状与辉石交生或搭成三角形骨架，其间为蚀变辉石充填。部分辉绿岩被强烈硅化和粘土化而构成高品位矿石。世加金矿辉绿岩的形成年代，据王国田(1992)提供的Rb-Sr

等时线年龄和胡瑞忠(1995)提供的K-Ar年龄，结合地质产状综合分析，可确定为印支期。

## 二、近矿热液蚀变特征及其与金矿化的关系

近矿热液蚀变是成矿作用的重要表现形式之一，也是有效的找矿标志。本区的近矿热液蚀变以中、低温热液组合为特征，明显沿构造带发育。成矿期的热液蚀变主要是硅化、黄铁矿化、毒砂化、炭质化、粘土化(水云母化、伊利石化)和碳酸盐化，部分矿床发育辰砂化、雄黄化、辉锑矿化；矿后和表生期的热液蚀变主要是高岭石化、石膏化、萤石化和重晶石化等。

### (一)硅化

硅化是发育最广泛的蚀变之一，与金矿化关系最为密切。据本次研究，与成矿期有关的硅化有三期：早期一般呈细粒状(<0.01mm)；主期粒度较粗，集合体呈细脉状(照片Ⅲ-5)；晚期一般呈粗大脉状。宏观上和微观上均表现为硅化石英交代穿切赋矿围岩。与金矿化关系密切的硅化作用主要有以下特点：

(1)硅化石英脉沿围岩的裂隙或节理充填，与其紧邻的围岩中的沉积碎屑石英无交代溶蚀现象，表明硅化石英为异地迁移而来(照片Ⅲ-7)；

(2)硅化石英透明度好，具油脂光泽；

(3)硅化石英多与黄铁矿、毒砂、黄铜矿和闪锌矿等共生，而且黄铜矿呈乳滴状包裹于闪锌矿中(照片Ⅱ-2)，这是一种典型的中低温热液共溶体系中的共结产物，且矿物组合也是典型的中低温热液组合。因此这种硅化作用为典型的外来热液加入并沉淀结晶所致；

(4)成矿期的硅化石英在阴极发光下不发光；

(5)硅化石英本身不含金(仅为背景值或稍高一点)。

### (二)黄铁矿化

该区金矿中普遍发育黄铁矿化，也与金矿化关系密切。主要表现为：

(1)黄铁矿呈细粒状和网状浸染于围岩中(照片Ⅱ-3)；

(2)与硅化蚀变紧密伴随，沿围岩裂隙和微节理充填(照片Ⅱ—4)，或呈草莓状、球状团粒和不规则团粒不均匀地附生于硅化石英晶体(照片Ⅱ-5)；

(3)在较大的裂隙中，黄铁矿结晶程度较好，可见五角十二面体、八面体、立方体及其聚形，少数为它形粒状，具环带状生长结构(照片Ⅱ-6)；

(4)根据对不同环带的成分测定，环带黄铁矿核心为早期黄铁矿，镶边为含砷黄铁矿，也可见到数粒早期黄铁矿被后期含砷黄铁矿连结成大的聚集体；

(5)大量测试表明，黄铁矿为主要载金矿物之一，金主要赋存在含砷高的部位；

(6)在炭质泥页岩中，黄铁矿沿炭质颗粒的粒间分布，即包绕炭质构成窗棱结构(照片Ⅱ-8)，显然为热液作用形成，但这种黄铁矿含金极低(8.4ppb)，为早期热液黄铁矿；

(7)早期热液黄铁矿在低温条件下的局部聚集可结晶成低温变体——白铁矿，宏观上呈团块状、似层状、透镜状产出于炭质泥页岩中，状似沉积作用形成(照片Ⅱ-7)，但镜下鉴定发现(照片Ⅱ-9)，晶体发育充分，结晶方位各异，应为热液产物，但含金很低，仅34.4ppb。而且白铁矿至今能保存，这表明成矿作用的温度始终低于350℃。

### (三)毒砂化

毒砂化往往与黄铁矿化和硅化相伴产出(照片Ⅱ-2)，晶体呈柱状、针状、茅头状，大量测试

表明，毒砂也是载金矿物之一。毒砂的出现是热液中砷含量增高的表现。值得注意的是，在含砷的硫化物晶体中，经电子探针成分测定证实，发现了与闪锌矿交生的辉砷钴矿(CoAsS)晶体(照片Ⅱ-10)。该矿物是典型的热液作用的产物，它的出现标志热液中不仅富含铁，而且还含有相当浓度的Co和Ni，由此从矿物成分上揭示了成矿热液的深源特点。此外，辉砷钴矿晶体在正交偏光下全消光，具等轴晶系对称，表明结构中各元素呈无序分布，结晶时的温度不是很低，这揭示了成矿热液上升充填时温度至少应在200～300℃之间。

(四)粘土化

粘土化贯穿于成矿期至矿后和表生期，在此过程中形成的粘土矿物呈团块状、斑点状、条带状和微脉状产于蚀变岩石中。当粘土化蚀变较强时，岩石呈现退色化和土状。经本次研究发现，不同热液期的粘土化产生不同的粘土矿物，如成矿期主要形成水云母和伊利石，矿后和表生期主要形成伊-蒙混层、蒙脱石和高岭石。此外，粘土矿物以其特有的层状结构和吸附性而成为主要的载金矿物，而且，在成矿期发展到矿后和表生期的粘土矿物转化过程中，即原生矿石向氧化矿石的转化过程中所形成的不同粘土矿物，其金的赋存状态不同(关于这个问题将另文讨论)。

(五)炭化

除前述较为普遍的蚀变类型外，还有一种不易引起人们注意的、与金矿化关系十分密切的炭化热液蚀变，它的产出在多数矿床中不明显，仅在隆或金矿表现较为突出。如照片Ⅱ-16所示，炭化呈团块状分布于矿体中，而且炭质团块中含大量细粒黄铁矿晶体，中子活化分析得出：炭质含金7.7ppm，黄铁矿含金12.9ppm，这种炭化蚀变也见于以脉状充填形式穿切于碳酸盐岩的围岩中。

(六)成矿晚期热液蚀变

这类蚀变主要包括碳酸盐化、雄黄化、辰砂化和辉锑矿化等。碳酸盐化是普遍发育的晚期蚀变，表现为低温形成的方解石、白云石等碳酸盐类呈脉状、细脉状或团块状交代侵蚀早期形成的热液矿物或围岩碎屑矿物，如照片Ⅱ-9为方解石和白云石交代、侵蚀、穿切硅化石英；照片Ⅱ-10为与之配套的显微阴极发光片，可以看出被碳酸盐矿物交代侵蚀的硅化石英颗粒的原形，即原石英的隐形结构。碳酸盐化形成的方解石和白云石基本不含金。

辰砂化出现较少，主要见于烂泥沟金矿，在那里甚至可见自然汞。在其他金矿仅可时而偶见。辰砂化多伴随碳酸盐化；雄黄化为典型的成矿晚期热液蚀变，主要见于烂泥沟金矿和明山金矿，表现为呈脉状交代、切穿或包绕硅化石英或围岩中的碎屑矿物(照片Ⅱ-11)；辉锑矿化主要出现于晴隆锑(金)矿和戈塘金(锑)矿，在其他金矿仅居极次要地位。

综上所述，蚀变作用与金矿化的关系主要表现在：

(1)蚀变作用，尤其是成矿主期的硅化、黄铁矿化、毒砂化和粘土化与金矿化在空间上紧密伴生产出，金矿化严格地局限在蚀变带内，蚀变带的范围大于金矿化的范围，因此，在矿区内，有金矿化产出的部位必定存在成矿主期的硅化、黄铁矿化等，而蚀变作用展布的部位不一定都存在金矿化。

(2)金矿化较强的地段往往是多种蚀变作用叠加的地段，尤其是成矿主期硅化、黄铁矿化、毒砂化发育的地段；单一类型蚀变发育地段的金矿化较弱，尤其是单一强硅化蚀变的地段(硅化岩和粗大石英脉)金矿化微弱，这是因为金与硅在固态下趋于分离所致。

(3)黄铁矿化、毒砂化和粘土化蚀变产生的黄铁矿、毒砂、水云母、伊利石等矿物均是含金较高的载金矿物，而硅化尽管与金矿化关系密切，但其蚀变所形成的石英本身不含 Au。这些蚀变矿物的含 Au 差异可能与其矿物的结构和晶体化学性质有关(后面详述)。

(4)硅化与黄铁矿化和毒砂化紧密伴生，出自同一热液溶体，但从产出部位看，三者又不一定处处同时存在，这是因为硅质和铁硫质在热液中的混溶是极不均匀的。照片Ⅱ-12→照片Ⅱ-13→照片Ⅱ-14 显示了热液溶体中伴随 $SiO_2$ 的结晶，黄铁矿和毒砂从中溶离结晶的过程以及硫化物在 $SiO_2$ 溶体中混溶的极不均匀性。

(5)在成矿主期的热液蚀变产物中，石英最多，其次是硫化物；而硫化物中又以黄铁矿为主，次为毒砂、闪锌矿，极少可见黄铜矿、方铅矿和磁黄铁矿；从这些蚀变矿物生成的关系看，石英溶离黄铁矿和毒砂，闪锌矿出溶黄铜矿(照片Ⅱ-2)；由此可见，成矿期的蚀变热液是由高温下富含偏硅酸并不均匀混溶硫化物的熔融流体演化而来；而且，围岩的沉积碎屑石英没有被溶蚀的痕迹。因此，这种组成的溶液不可能靠大气降水或地下水渗滤溶解围岩形成。

(6)热液黄铁矿有两期，早期不含金，并可局部大量聚集于炭质泥页岩中(照片Ⅱ-7)。晚期(即成矿主期)黄铁矿富含金，主要与硅化石英呈不均匀伴生，其次与少量产出的炭质化蚀变伴生。

(7)成矿晚期热液蚀变的强度比成矿主期弱得多，而且蚀变产物本身不含金，其蚀变作用对成矿主期形成的矿体既无明显破坏作用，也无明显富集作用。从蚀变矿物的组合看，成矿主期的热液温度高于成矿晚期。这表明了成矿的脉动性和阶段性，而成矿物质的迁移和脉动与温度有直接关系。

## 第三节　构造对矿体(脉)的控制

### 一、成矿构造环境与区域主干断裂控矿特征

从裂谷的发育和演化来看，研究区基本处于拉张状态，表现为泥盆纪和下、中三叠世以塑性变形为主，使本区两次形成半封闭海盆沉积环境。晚二叠世以脆性断裂变形为主，造成大范围的玄武岩喷溢。中、下三叠世时期，南盘江一右江流域为陆壳背景上的大型断拗，其后形成的褶皱也主要是穹隆构造、短轴背斜和长条状平缓褶皱共存。自晚三叠世到白垩纪，本区转化为挤压状态，形成一定规模的断裂重溶壳源成因的隐伏花岗岩体，其中仅少数出露地表，如个旧、薄竹山、老君山、昆仑关花岗岩体。在这段挤压期内，也同样存在局部暂时的拉张，如贞丰、望谟、镇宁三县交界处出露晚于中三叠世的偏碱性超基性岩的侵入。

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构造，它持续活动，对晚期构造的形成、发展及成岩成矿都具有控制作用。NE 向和 NW 向及弧型构造是继老的构造于印支一燕山期发展壮大起来的区域主干断裂构造，如 NE 向的弥勒-师宗断裂、南盘江断裂，NW 向的右江断裂、垭都-紫云断裂及南部明显发育的文山-富宁弧形断裂，它们都经历了压扭一剪一张的构造演化，为矿液运移和岩脉贯入提供了良好通道，因而它们严格控制了 Au、As、Sb、Hg 等浅成低温热液矿床的分布，自西向东构成了相应的成矿带。

### 二、次级构造控矿特征与规律

(1)环形构造控矿：环形构造是通过遥感影像解译出来的重要控矿构造之一，其含义是具

有对称中心的地质体以圆形、椭圆形轮廓出现于卫星影像之上，其大小不等，一般直径几公里至几十公里，其成因有三类：岩浆活动成因、构造作用成因、地貌地质综合成因。另外尚有成因不明的环形构造。

根据 MSS、TM 卫星影像特征，研究区内共解译出环形构造 70 余个，经地表验证与金矿化关系密切的有 20 多个，即金矿化出现在这些环形构造中或其边缘上，其中由穹窿构造和短轴背斜构成的环形构造占 50%以上，其余则主要是直接由岩浆岩或蚀变带形成的环形构造。据研究认为，由岩浆岩或蚀变成因的环形构造往往反映地幔或地壳深部物质上涌的地区，蚀变晕、中心式地热、气流扩散及磁电异常均可形成这种环形构造。该部位一般含金丰度值较高，Sb、Hg、As 等相关元素组合较好，较易富集成矿，金矿化主要分布在这种环形构造的边缘，若再附加线性构造，则成矿前景更好。实际上，岩浆岩或蚀变成因的环形构造与短轴背斜或穹窿成因的环形构造密不可分，因为穹隆的成因一般认为与地幔上隆有关，两者环形构造只是岩浆活动深浅差别而已。

由此可见，本区金矿的形成与地壳深部断裂和岩浆活动有直接联系。

(2)构造分级控矿及褶皱构造与断裂联合控矿：显然，研究区金矿化具有被构造分级控制特点，即区域主干断裂控制了成矿带的分布，而深大断裂旁侧的次级断裂及区内广泛分布的短轴背斜、穹隆构造作为二级构造，主要控制矿田(或矿床)的产出，即矿床(田)多分布在次级断裂、宽缓背斜及环形构造复合部位，其边部或外围常有岩浆岩分布，如革档、烂泥沟、世加、金牙、明山等金矿床。这种次级构造联合控矿的矿体定位空间是裂隙，其裂隙的形成有两个途径，具体特征表现为：

一是与褶皱有关的派生裂隙，是由多层纵弯褶皱的层间滑动作用而形成，包括翼部的层间张裂、层间小错动面、层间岩石破碎裂隙、轴部的鞍状虚脱构造及各类节理和破劈理，这是区内重要的容矿构造，所控制的矿体与层理平行或呈不同角度相交，但均限制在一定单层或较小组合内；

二是与压扭性断层有关的派生裂隙，主要有剪节理、羽状节理和破劈理(有时为片理)带、破碎带以及拖拉褶皱内的各种裂隙，所控制的脉体一般倾角较陡，切割层理，常切穿许多单层。

(3)控矿构造与容矿岩石组合控矿：在有利的构造条件控制下，不同矿床虽矿化层位不一致，但被矿化的岩石却极为相似，几乎所有的容矿岩石都不外乎与粘土质、粉砂质、炭质和凝灰质的细碎屑岩有关，并往往与不同级别序次的构造破碎带构成控矿体系。

广西隆或金矿地质特征即综合反映了次级构造控矿的基本特征与规律。该矿床位于隆林县东南约 35 km，构造上处于右江裂谷南部 NWW 延伸的次级隆林古构造隆起带的东端，矿体出露于穹隆的 SW－W 侧，产于下列三个不同地层岩性接触部位的构造破碎带中：①上泥盆统灰岩与下石炭统灰岩所夹的沉积碎屑岩中，其中压扭性断层、揉皱和破劈理发育(照片Ⅱ-22，Ⅱ-23)。赋矿岩性为不同程度硅化的泥岩、粘土岩、泥灰岩及部分炭质泥岩和构造角砾岩，矿化达小型矿床，具有中型矿床远景；②下二叠统茅口灰岩与上二叠统龙潭组火山碎屑岩之间，其中层间破碎的节理发育。赋矿岩性主要为晶屑凝灰岩和凝灰质粘土岩、粉砂岩、硅化蚀变很弱，仅局部有金矿化；③上二叠统吴家坪组灰岩与下三叠统含炭火山碎屑岩之间，其中层间破碎的节理和破劈理发育，赋矿岩性主要为炭质泥岩和含炭玻屑—晶屑凝灰岩以及粉砂质泥岩，有较强硅化，矿化规模具有达到小型矿床的远景。富金炭质泥岩在破碎带中呈团块状分布(照片Ⅱ－16)，为炭化蚀变形成。这些不同层位接触带的矿(化)体(点)严格受断裂和层间破碎带控制，

控矿断裂在走向上和剖面上均与地层产状斜切。图 2-1 为该矿区穹窿构造地质略图，由图可以看出如下几点：①矿区内三个接触带的矿(化)体(点)均为同一压扭性断裂控制；②矿(化)体(点)的容矿空间均为不同地层和岩性接触带的层间破碎带；③矿(化)体(点)在层间破碎带的展布仅限于压扭性断裂的两侧；④由深部往上，即由老地层接触带到新地层接触带，层间破碎带的发育程度由强至弱，相应矿化程度也由强至弱；⑤在同一穹窿构造和压扭性断裂控制下，并非每一个不同层位的接触面都发育层间破碎带，而是有选择性地在碳酸盐岩与细碎屑岩和粘土质岩的接触面发育。

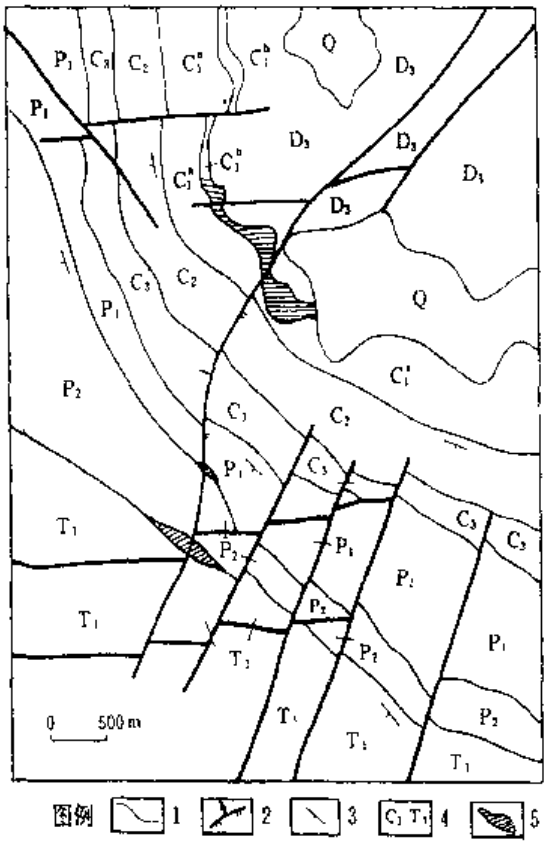



**图 2-1 广西隆或金矿地质略图**

(据广西地矿局物探队，1994，本文略作修改)

1— 地层界线；2— 压扭性断层；3— 地层产状；4— 地层代号；5— 矿(化)体(点)

## 第四节 矿石类型和特征

### 一、矿石类型和特征

滇黔桂三角区的微细粒浸染型金矿的矿石，按其形成阶段和方式可以分为原生矿石和氧化矿石两种，前者形成于成矿期，后者形成于矿后和表生期。

原生矿石是指仅由成矿期热液作用而形成的矿化达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不同程度矿后热液酸滤蚀变并为后期下渗表生溶液再改造的矿石，以及那些局限于酸滤带以下只受过后期下渗表生溶液影响的赋矿岩石和矿石。

### 二、原生矿石

主要见于烂泥沟、明山和隆或金矿等地。根据结构特征和矿物组合，参照 A. S. 拉德克(1985)的划分，可将原生矿石分为正常矿石、硅质矿石、黄铁矿质矿石、砷质矿石和炭质矿石。它们与氧化矿石的外貌迥然不同。

正常矿石呈灰一深灰、块状、薄层和纹层状，外观上基本保持原岩沉积碎屑岩特征，多具浸染状、脉状、条带状、角砾状构造，矿石结构主要为热液蚀变造成的溶蚀交代结构，它形一半自形晶粒结构和固溶体分离结构，热液蚀变以硅化和硫化(黄铁矿化和毒砂化)为主，两者同时进行，在此之后，有的还可发育晚阶段的碳酸盐化、雄黄化和辰砂化蚀变等。

当正常矿石中的硅化蚀变占据 60%以上则过渡为硅质矿石。相应地，黄铁矿化形成的黄铁矿占 3%～10%则过渡为黄铁矿质矿石。毒砂化或雄黄化形成的含砷矿物达 3%以上则过渡为砷质矿石。砷质矿石主要产于烂泥沟金矿和明山金矿。

炭质矿石呈深灰一黑色，具薄层状、纹层状一黑色致密块状，常以非晶质碳的形式呈团块

状或被膜状，上状出现在断裂带或裂隙中，它是由炭化蚀变作用形成的。

炭质矿石中有机含量通常较高，其炭质的赋存状态有三种：

(1)无定性活性炭；

(2)高分子碳氢化合物的混合物；

(3)与腐殖酸相似的有机酸；此外，炭质矿石中集中分布细粒黄铁矿晶体，经中子活化分析表明，金同时赋存于炭质和黄铁矿中，但目前对其分离提金成本较高，无法投入生产。

如表 2-1 所示，原生矿石中的粘土矿物主要是水云母或伊利石，其次为高岭石，少量可有蒙脱石，它们都是在成矿期热液蚀变过程中形成的。蚀变过程中，最初的绢云母极易水化向水云母或伊利石过渡，绢云母基本不存在。由于粘土矿物颗粒细小，比表面能大，以及粘土矿物的层状结构，对 Au 具有很强的吸附性和容纳性，因而前人研究和本次研究均证明粘土矿物同黄铁矿、毒砂一样，均为主要载金矿物。

表 2-1　矿石粘土矿物 X 光衍射物相和量比鉴定

| 序号 | 样号 | 矿区 | 矿石类别 | 粘土矿物 | | | 石英 | 其它非粘土矿物 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | 伊利石 | 高岭石 | 蒙脱石 | | |
| 1 | XGL-1 | 隆或 | 炭质泥岩源生矿石 | 91 | | | 8 | 锐钛矿 |
| 2 | XGL4-10 | | 氧化矿石 | 80 | | | 19 | 长石 |
| 3 | XGL-5 | | 蚀变凝灰岩 | 57 | 3 | 1 | 38 | 针铁矿 |
| 4 | XQG-24 | 戈底 | 含石膏氧化矿石 | 3 | 66 | | 30 | 锐钛矿 |
| 5 | XQG-17 | | 氧化矿石 | 8 | 70 | | 22 | 锐钛矿 |
| 6 | XQG-23 | | 含黄铁矿粘土岩 | 32 | 63 | | 4 | 三水铝石、锐钛矿 |
| 7 | XGS-6 | 世加 | 含黄钾铁矾氧化矿 | 11 | 53 | 28 | 8 | 菱磷铝锶矿 |
| 8 | XGS-11 | | 淋滤氧化矿石 | 23 | 58 | 1 | 18 | 菱磷铝锶矿<br>硬石膏 |
| 9 | XQL-20 | 烂泥沟 | 原生矿石 | 74 | 3 | | 22 | |
| 10 | XQL-23 | | 氧化矿石 | 90 | 5 | | 5 | 针铁矿 |
| 11 | XQD-20 | 晴隆 | 弱蚀变玄武岩 | | 23 | 11 | 9 | 长石 57% |

备注：① 样品由成都理工学院测试中心 X 光室分析鉴定，1995，本文；②单位为相对百分比。

矿石结构主要有：

(1)它形—半自形晶粒结构：热液蚀变的石英晶体，细粒者为它形，粗粒者为半自形，少数达自形，黄铁矿多为它形—半自形晶，毒砂多为半自形—自形晶，这种结晶自形程度的差异并不一定反映它们之间的结晶顺序，而可能是一种结晶数量间的差别，即是在同一有限的空间内，结晶数量大的晶体自然比结晶数量小的晶体自形程度差；

(2)交代结构：在矿石中普遍发育，主要表现在以下方面：①硅化石英脉直接交代穿切方解石等碳酸盐矿物(照片Ⅱ-1)；②雄黄脉交代碎屑石英和碳酸盐胶结物(照片Ⅱ-11)，也见切穿硅化石英；③硅化石英交代侵蚀闪锌矿并伴随黄铁矿化(照片Ⅱ-18)；④黄铁矿交代侵蚀黄铜矿(照片Ⅱ-20)；⑤晚期硅化石英交代侵蚀早期硅化石英(照片Ⅱ-19)。

(3)固溶体分离结构：主要是闪锌矿分离出黄铜矿(照片Ⅱ-2)和硅化石英分离出黄铁矿

和毒砂(照片Ⅱ-12、Ⅱ-13、Ⅱ-14)。

矿石构造主要有:

(1)脉状、网脉状构造:如照片Ⅱ-3所示,石英、黄铁矿、毒砂、方解石等热液蚀变矿物呈脉状和网脉状交代切穿赋矿围岩,交代强烈部位可呈斑杂状不规则网脉;

(2)浸染状构造:如照片Ⅱ-2和照片Ⅱ-4所示,黄铁矿、毒砂和闪锌矿在矿石或围岩中呈微细脉浸染状;

(3)角砾状构造与碎裂状构造:如照片Ⅱ-15所示,由于围岩或矿石的碎裂,热液蚀变脉体沿裂隙充填而形成角砾状构造,角砾之间没有明显位移;又如围岩或矿石受力破碎并垮塌堆积后再被热液蚀变脉体矿物胶结而形成角砾状构造。显然,两者角砾构造均受张力所致;

(4)条带状构造:热液蚀变充填交代脉体沿裂隙呈近于平行地断续分布,有时也可沿赋矿围岩的微层理面断续展布;

(5)团块状构造:如照片Ⅱ-16所示,为炭化蚀变原生矿石的特征构造,团块中细粒黄铁矿呈密集浸染状分布。

### 三、氧化矿石

主要产于戈塘、世加和隆或金矿,它是由原生矿石经矿后热液和表生溶液作用转化而成,表现分为两部分:

一是硫化物向铁的氢氧化物和氧化物以及硫酸盐转化。氧化矿石普遍可见黄铁矿的假象结构和含有较多黄钾铁矾即是这种转化的直观产物;二是粘土矿物之间的转化以及伴随这种转化出现的进一步硅化叠加。在强酸滤的氧化矿石薄片中常见到粘土矿物和细粒热液石英紧密交生即是这种转化的证据。一般规律是:遭受酸滤作用愈强的氧化矿石,其土状构造愈显著,即粘土矿物含量愈多。其它还常见蜂窝状、多孔状和变余构造,也见微晶洞构造,最典型的变余构造和微晶洞构造出自同一标本,蚀变辉绿岩中氧化矿石残留原生矿化辉绿岩包体(核),半氧化矿石中可见黄铁矿被部分氧化为赤铁矿或褐铁矿(照片Ⅱ-21),此外,还见沿硅化石英中的微晶洞壁依次充填闪锌矿(外圈)和方铅矿(内圈)(照片Ⅱ-17),这种微晶洞构造(结构)属于半氧化矿石中残留下来的原生矿石结构构造,闪锌矿和方铅矿是充填的早期硅化石英的微晶洞,这不仅表明了热液的脉动性和阶段性,也揭示了热液蚀变矿物的生成顺序。

氧化矿石中的主要载金矿物是褐铁矿、针铁矿和粘土矿物,其粘土矿物以高岭石为主,次为蒙脱石,少量伊利石,与原生矿石中的粘土矿物种类,址比基本相反(如表2-1所列)。

伴随矿后热液和表生溶液的淋滤作用也发育硅化蚀变,其特征表现为:

(1)呈晶洞状充填或形成梳状石英脉;

(2)改造和叠加于成矿期硅化蚀变(后面论证);

(3)矿后热液和表生溶液硅化蚀变形成的石英,在阴极发光下呈棕色(照片Ⅲ-19),导致发光的原因是表生期溶液含有较多的杂质,尤其是含有某些致色激活剂。这一性质的发现,既明显区分了成矿期和表生期的硅化石英(前者硅化石英不发光),更重要的是揭示了两期硅化蚀变的硅质来源不同(后面详述)。

综合上述,原生矿石和氧化矿石结构构造与矿物共生组合如表2-2所列。

表 2-2　原生矿石和氧化矿石结构构造与矿物共生组合一览表

| 项目 \ 矿类 | 原生矿石 | 氧化矿石 |
|---|---|---|
| 结构 | 溶蚀交代结构；自形-半自形-它形晶粒结构；环带结构；乳滴结构 | 溶蚀交代结构；假象结构；肠状结构；隐晶质、泥质结构 |
| 构造 | 浸染状、脉状、条带状、角砾状 | 条带状、多孔状、土状、肠状 |
| 硫化物 | 黄铁矿、毒砂、白铁矿、辉锑矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、辰砂、雄黄、雌黄、磁黄铁矿、辉砷钴矿 | 辉铜矿（少见）<br>铜蓝（少见） |
| 石英及粘土矿物 | 石英、绢云母、水云母、伊利石、高岭石、蒙脱石 | 石英、高岭石、蒙脱石、伊利石、玉髓 |
| 氧化物和硫酸盐 | 磁铁矿<br>重晶石 | 褐铁矿、针铁矿、赤铁矿、黄钾铁矾、石膏、烧石膏、硬石膏、锑华 |
| 碳酸盐 | 方解石、白云石、菱铁矿 | 方解石、白云石、孔雀石 |
| 金和其它 | 自然金、自然汞、炭质、锐钛矿、自然砷 | 自然金、锐钛矿、三水铝石 |

## 第五节　矿化期次与矿物生成顺序

成矿阶段与矿物生成顺序，现综合列于表 2-3 中。

根据各矿床的热液蚀变特征和脉体的相互交代穿插关系与矿石组构和矿物共生组合关系，结合包裹体测温等资料综合分析，笔者认为本区金矿总体上经历了热液期和表生期矿化作用，尤以热液期矿化最为重要。表生期矿化是在热液期矿化的基础上发展的，不同矿床发育程度不一样。热液期又可进一步细分为以黄铁矿-石英为典型组合的早阶段，以石英-黄铁矿-毒砂-水云母-伊利石为典型组合的中阶段，以方解石-辉锑矿-雄黄-辰砂为典型组合的晚阶段，金矿化主要发生在中阶段；表生期又可进一步分为矿后热液阶段和表生溶液阶段，前者典型矿物组合为萤石-重晶石，后者典型矿物组合为褐铁矿-高岭石-黄钾铁矾-石膏，金矿的次生富集主要发生在表生溶液阶段。

表 2-3　成矿期成矿阶段与矿物生成顺序一览表

| 矿物成分 \ 期阶段 | 热液期 | | | 表生期 | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 早 | 中(成矿主期) | 晚 | 矿后热液 | 表生溶液 |
| 典型组合 | 石英—黄铁矿 | 石英-黄铁矿—毒砂—水云母—伊利石 | 方解石—辉锑矿—雄黄—辰砂 | 萤石—重晶石 | 褐铁矿—高岭石—黄钾铁矾—石膏 |
| 石英 | | | | | |
| 黄铁矿 | | | | | |
| 白铁矿 | | | | | |
| 毒砂 | | | | | |
| 水云母 | | | | | |
| 伊利石 | | | | | |
| 炭质 | | | | | |
| 黄铜矿 | | | | | |
| 闪锌矿 | | | | | |
| 方铅矿 | | | | | |
| 磁黄铁矿 | | | | | |
| 磁铁矿 | | | | | |
| 辉砷钴矿 | | | | | |
| 方解石 | | | | | |
| 白云石 | | | | | |
| 辉锑矿 | | | | | |
| 雄黄 | | | | | |
| 辰砂 | | | | | |
| 萤石 | | | | | |
| 重晶石 | | | | | |
| 褐铁矿 | | | | | |
| 黄钾铁矾 | | | | | |
| 雌黄 | | | | | |
| 锑华 | | | | | |
| 石膏 | | | | | |
| 高岭石 | | | | | |
| 孔雀石 | | | | | |
| 辉铜矿 | | | | | |
| 铜蓝 | | | | | |
| 锐钛矿 | | | | | |
| 自然汞 | | | | | |
| 自然砷 | | | | | |
| 自然金 | | | | | |

## 第六节　成矿时代、赋矿层位和岩性之间的关系

从表 2-4 可以看出，研究区出露的各时代地层几乎均有金矿产出，但最重要的是三叠系地层。在三角区以外附近的三都、丹寨还有产出于寒武系地层中与汞矿共生的微浸型金矿。可见微浸型金矿的赋矿地层具多时代、多层位特征。然而，值得注意的是，同一时代层位的地层，既可赋矿，也可不赋矿。例如，下三叠统夜郎组，在紫木凼金矿是赋矿地层，但在戈塘金矿却不赋矿；中三叠统百逢组，在高龙金矿为赋矿地层，但在世加金矿却不赋矿，这种现象在研究区还很多，这就给人们提出了两个必须回答的问题：一是该类型金矿的成矿时代问题；二是成矿物质来源和成矿机制问题。

关于成矿时代问题，到目前为止，研究结论已趋于统一，并得到多数研究者的承认，代表性的研究成果主要有：

(1)裂变径迹法定年结果：张峰和杨科佑(1992)对黔西南百地和烂泥沟两个金矿进行了裂

变径迹法定年研究，样品为与成矿直接相关的黄铁矿-石英脉中的石英，两矿床主期石英的裂变径迹年龄基本一致，约为 95～75Ma。

表 2-4　滇黔桂三角区微细浸染型金矿床赋矿层位

| 地区 \ 地层时代 | 泥盆系 | 石炭系 | 二叠系 | 三叠系 |
|---|---|---|---|---|
| 黔西南 | 烂泥沟组、丙妹组、紫云组、戈塘组 | | —— | 杨柳井组、关岭组、新苑组、永宁镇组、夹关组、坡脚组、安顺组 |
| 桂西北 | 高峰组、金城江组、明山组、八渡组 | —— | —— | 板纳组、百逢组、龙马组、加会组、边江组、百岗组 |
| 滇东南 | 革老坡组 | —— | —— | 板纳组、百逢组、个旧组、格卡组、鸭塘组 |

（据胡瑞忠等，1995）

（2）K-Ar 法定年结果：胡瑞忠等（1995）研究了世加金矿内基本未见蚀变现象的第一期辉长岩和第二期辉绿岩的 K-Ar 法成岩年龄，其结果分别约为 176Ma 和 140Ma。由于世加金矿床的金矿体均产于辉绿岩与石炭系地层接触带和辉绿岩内的断裂破碎带中。因此，辉绿岩的成岩年龄可作为该金矿床成矿年龄的上限，即世加金矿床的成矿年龄应小于 140Ma。

（3）铅同位素法定年结果：王国田等（1994）研究了金牙金矿床与金共生的黄铁矿和雄黄的铅同位素组成，属单阶段铅，即正常铅。因此可用 RFC 单阶段模式年龄计算法定年，其结果为 130～82Ma。

李文亢等（1989）研究了黔西南区若干金矿床与金共生的黄铁矿、辉锑矿、雌黄和方铅矿的铅同位素组成，认为属异常铅，因此采用两阶段异常铅演化模式，并以样品所在的最老赋矿地层二叠系岩石形成时间 $t_1$=250Ma 为条件，计算样品的 $\mu$=9.486，使生长线与铅线有第二个交点，此交点的年龄值为 100Ma 左右，为成矿年龄。

可见，虽采用不同的定年法，但得出了基本一致的结果，且这种年龄结果与赋矿围岩的时代无关。再考虑到：①该区的微浸型金矿床具有相似的矿化特征；②它们受相同区域构造条件的制约；③同一矿床内同时形成的矿体可产在不同时代的围岩中。因此，我们有理由认为，产在该区不同层位中的微浸型金矿床的成矿时代是大致相同的，成矿主期基本介于 140～75Ma，相当于燕山晚期。成矿早期可能属于印支晚期或燕山早期，而成矿晚期可能延至喜山早期。

据粗略统计，研究区的赋金层位有 20 多个，但事实上，涉及金矿化或金矿体的层位不可能精确进行统计。前已述及，赋矿地层中的赋金岩性主要是细碎屑岩类、炭质和粘土质岩类，尤其是与浊积岩关系密切。由此，矿源层论者认为本区微浸型金矿具有典型的层控特征，这些赋金地层和岩性本身就是矿源层。我们经过本次研究，对此有不同看法。

首先，已有的研究成果表明，在多数情况下，矿体不一定赋存在一个固定地层层位内，而是产出于两种不同岩层或不同时代地层界面上，且不少金矿体也穿切几个地层层位；此外，赋矿层不仅有金的丰度值高的层位，也有不少金的丰度值低的层位，这显然表明本区微浸型金矿并不具有典型的层控特征。

其次，据杨科佑等（1992）提供的主要赋矿地层中剔除了矿化蚀变的赋金岩石的含金统计资料表明，平均值均在 3.5ppb 左右，且低于 3.5ppb 的居多，如果将其与矿区外的同层位岩石平均，其金含量一般在 2ppb 以下。又据李存登（1990）对早、中三叠世各沉积相岩层的 3308 件

剔除了构造破碎、矿化、热液蚀变异常的样品，其含金平均值仅 1.34ppb，显然达不到矿源层标准。李存登(1994)曾持矿源层观点，后经详细研究发现，背景值高是由于样品统计过程中包含了异常样品(李存登，1994)。我们认为，无论从何种观点分析问题，都不能将异常样品的金含量统计到背景值中，这可能是某些研究者忽略的严重问题。

由此可见，本区微浸型金矿既非典型层控，矿质来源也非由矿源层提供。那么，赋矿岩性与成矿和层位究竟是怎样的关系呢？综合研究实际资料，我们认为：

矿区内主干压扭断裂和层间破碎带是伴随穹窿构造的发育而产生的。主干压扭性断裂切割较深并与区域主干深大断裂连通，为成矿溶液由深部向上运移的良好通道，即导矿构造。而层间破碎带为成矿溶液定位的容矿构造。不同层位的矿体展布表现为下部层位(泥盆系一二叠系)以层状和似层状产出为主，即以层间错动(剥理)构造和破碎带控矿和容矿为特征；上部层位(三叠系)则以斜切地层的次级断裂控矿和容矿为特征。成矿溶液定位选择的是次级构造破碎带而不是岩性，但次级构造破碎带的形成则依赖于不同岩石的接触面，而容易破碎的岩性通常是硬度不大的韧性和脆性兼而有之的细碎屑岩及炭质和粘土质岩类。同时，这些碎屑岩类，尤其是中三叠统浊积岩系既为局部地热场的形成提供储热空间，也为来自深部的含金热液提供矿质析出的容矿空间。

# 第三章　原生矿石与氧化矿石的元素地球化学

目前，我国微细浸染型金矿的开采和选冶对象主要限于氧化矿石，这就极大地限制了该类型金矿的储量开发。因此，在探索矿床成因和物质来源的基础上，研究和查明原生矿石和氧化矿石的地球化学特征和变化规律，对于探讨原生矿石向氧化矿石的转化机理，对开发利用原生矿石具有重要意义。

## 第一节　常量元素

表 3-1 列出四个典型矿床中两类矿石的主要化学成分对比，由此看出：

氧化矿石相对于原生矿石，$SiO_2$ 明显带入，而 $Al_2O_3$、TFe、CaO、$Na_2O$、$K_2O$ 和 MgO 则明显带出，而且 TFe 量的带出主要体现在 $Fe^{2+}$ 的减少。这种成分变化特征与硫化物的氧化和粘土矿物的转化有关。

**表 3-1　微细浸染型金矿原生矿石与氧化矿石的主要化学成分(%)**

| 序号 | 矿区 | 矿石 | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | MgO | Au (ppm) | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 戈塘 | 原生 | 66.07 | 1.19 | 10.49 | 7.55 | | 3.45 | 0.50 | 1.32 | 0.29 | | 朱恺军(1994) |
| 2 | | 氧化 | 89.59 | 0.50 | 7.34 | 2.53 | | 0.15 | 0.20 | 0.53 | 0.09 | | |
| 3 | 烂泥沟 | 原生 | 68.80 | 0.24 | 6.4 | 2.46 | 5.24 | 2.78 | 0.38 | 1.70 | 1.46 | 7.47 | 谭运金(1994) |
| 4 | | 氧化 | 86.08 | 0.27 | 5.69 | 2.01 | 1.28 | 0.25 | 0.02 | 1.07 | 0.49 | 29.00 | |
| 5 | 高龙 | 原生 | 67.82 | 0.75 | 16.92 | 4.09 | 1.00 | 0.17 | 0.31 | 4.18 | 0.42 | 6.31 | 李存有(1994) |
| 6 | | 氧化 | 75.71 | 0.42 | 11.33 | 4.19 | 0.87 | 0.24 | 0.12 | 2.72 | 0.69 | 18.29 | |
| 7 | 金牙 | 原生 | 56.94 | 0.80 | 16.42 | 4.46 | 1.48 | 2.81 | 1.05 | 2.99 | 1.43 | 5.75 | 李证海(1994) |
| 8 | | 氧化 | 78.48 | 0.59 | 9.50 | 3.68 | 0.48 | 0.04 | 0.25 | 0.85 | 0.14 | 6.81 | |

将表 3 1 数据中的 $SiO_2$、TFe 和 $Al_2O_3$ 含量归一化为 100%后进行 F(TFe)－A($Al_2O_3$)－S($SiO_2$)三角成分图投点如图 3 1；此外，根据中子活化分析直接得到的 Ca、Na、K 原子百分含量(本文数据)归一化为 100%后进行 C(Ca)－N(Na)－K(K)三角成分投点如图 3-2。由两图看出，两类矿石在常量活性成分上具明显分区，表现为原生矿石偏重于 TFe 和 Ca，氧化矿石偏重于 $SiO_2$ 和 K；图 3 2 还表明，两类矿石在 Na 原子含量上的比例基本一致，但在 Ca 和 K 原子含量比例上明显分异：原生矿石 Ca 原子比例高，而氧化矿石 K 原子比例高。这就表明，在原生矿石向氧化矿石的转化过程中，伴随硅化作用的进一步叠加，Ca 的淋失强度比 K 强。

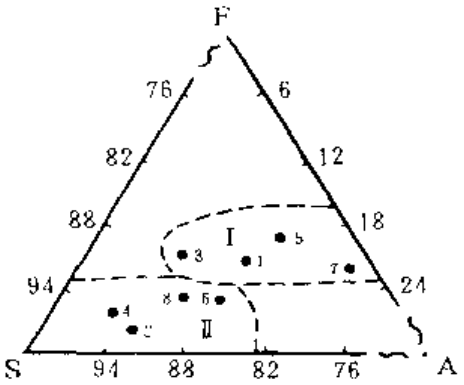



图 3-1　原生矿石和氧化矿石活性成分 FSA 三角形图解

Ⅰ区—原生矿石

Ⅱ区—氧化矿石

（点号对应于表 3-1 序号）

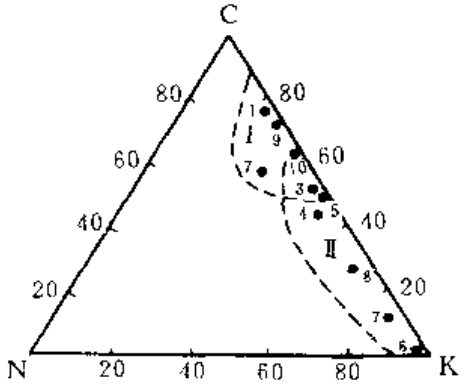



图 3-2　原生矿石和氧化矿石活性成分 CNK 三角形图解

Ⅰ区—原生矿石（单数点号）

Ⅱ区—氧化矿石（双数点号）

（点号对应于表 3-1 序号）

## 第二节　微量元素

表 3-2 列出两类矿石微量元素中子活化分析数据对比，根据各元素在表生作用中的地球化学性质（刘英俊等，1984）可以看出如下几点：

（1）从总体看，除烂泥沟砷质矿石中 As 的含量在表生作用中没有明显变化外，其它矿区矿石中的 As 和 Sb 均表现明显淋失，而且，Sb 与 Au 呈明显负相关，这在戈塘金矿尤其显著。显然，Au 在表生作用中可以明显富集，而 Sb 则趋向于分散，表生氧化淋滤作用越发育，这种分离趋势越强。

（2）在世加金矿（序号 1，2），其含矿原岩为辉绿岩，可能导致 Ni、Sc、Sr、Ba、Mo、W 的背景值增高（刘英俊等，1984），经表生作用后，这些元素虽有所淋失，但相对而言仍是富集的。

（3）在明山金矿（序号 3，4）和烂泥沟金矿（序号 9，10），其含矿原岩为砂泥岩，各元素含量在表生作用中的变化主要受含矿原岩具有的背景值控制，未显示明显的富集与分散规律。

（4）隆或金矿（序号 5，6）的含矿原岩主要与火山碎屑岩和不纯碳酸盐岩有关，各元素含量普遍比含矿原岩所具有的背景值低。

从（2）、（3）、（4）特征我们可以认识到：矿石中微量元素含量及其在表生作用中的变化可能与含矿原岩的性质有关，各元素的分散与富集是相对而言的。

黄铁矿是原生矿石中的主要载金矿物；伊利石既可以是原生矿石，也可以是氧化矿石中的载金矿物；石英既可以是成矿热液，也可以是矿后热液和表生溶液作用的产物；石膏则是典型的矿后热液或表生溶液的产物。因此，对比和研究这些矿物的微量元素（表 3-3）可进一步揭示氧化过程中微量元素变化规律。

从表 3-3 可看出如下几点：

（1）戈塘金矿炭质岩石中的白铁矿为成岩作用产物，而粘土岩中的黄铁矿为成矿热液作用产物，两者所含的微量元素中，后者的深源元素 Cr、Co、Ni 明显富集，而地壳元素 Cs、Ba、Zr、

表 3-2　微细浸染型金矿原生矿石与氧化矿石微量元素数据对比

| 序号 | 矿区 | 矿石 | Sc | Cr | Co | Ni | Zn | Rb | Sr | Cs | Ba | Zr | Hf | Ta | Th | U | Mo | W | As | Sb | Ag | Au |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 泄加 | 原生 | 27.8 | 96 | 1.6 | 86 | 31 | 23 | 6427 | 4.8 | 3435 | 278 | 6 | 2.09 | 4.35 | 7.8 | 10.4 | 31.2 | 3.1% | 89.4 | 36.6 | 0.26 |
| 2 | | 氧化 | 12.89 | 190 | 28.5 | 42 | <20 | 47 | 1639 | 7.1 | 1487 | 134 | 4.1 | 1.29 | 3.93 | 5.2 | 8.3 | 7.1 | 3215 | 47.3 | 4.4 | 7.83 |
| 3 | 明山 | 原生 | 8.62 | 612 | 16.3 | 11 | 52 | 78 | 179 | 14.7 | 257 | 81 | 3.1 | 0.28 | 7.23 | 7.2 | <0.7 | 19.8 | 11.4% | 691.7 | 44.3 | 2.29 |
| 4 | | 氧化 | 12.05 | 110 | 12.9 | 28 | <20 | 118 | 194 | 30.5 | 261 | 156 | 4.1 | 0.86 | 8.19 | 3.6 | 14.4 | 5.1 | 7057 | 142.9 | 3.8 | 2.38 |
| 5 | 隆或 | 原生 | 5.92 | 261 | 3 | 42 | 395 | 55 | 52 | 4 | 890 | 159 | 1.6 | 0.48 | 6.52 | 2.7 | 4.9 | 3.9 | 181.3 | 94.5 | 7.9 | 1.07 |
| 6 | | 氧化 | 3.43 | 125.2 | 1.8 | 43 | 113 | 40 | 31 | 3.2 | 362 | 69 | 0.71 | 0.25 | 3.54 | 0.9 | 11.5 | 1.1 | 39.8 | 12.93 | 1.3 | 0.43 |
| 7 | 戈塘 | 原生 | 4.78 | <8 | 5.2 | 7 | 30 | 12 | <40 | 0.8 | 52 | 30 | 2.8 | 1.3 | 3.68 | 10.5 | 30.7 | 15.3 | 272.8 | 3.5% | 0.8 | 0.02 |
| 8 | | 氧化 | 0.11 | 9.3 | 0.7 | 7 | 13 | 5 | <40 | 3.1 | 61 | 17 | 0.27 | 0.08 | 0.2 | 1.3 | 34.8 | 1.5 | 189.8 | 199.5 | 0.8 | 8.78 |
| 9 | 烂泥沟 | 原生 | 10.49 | 243 | 7.4 | 22 | 73 | 97 | 81 | 4.6 | 166 | 268 | 5.3 | 0.57 | 8.34 | 1.9 | 16.5 | 3.5 | 1.43% | 70.9 | 6 | 2.43 |
| 10 | | 氧化 | 9.8 | 30.7 | 0.6 | <6 | <10 | 51 | 149 | 2.8 | 128 | 252 | 10.38 | 0.72 | 14.2 | 2.5 | 1.1 | 3.6 | 2.27% | 19.21 | 0.5 | 2.21 |

注：①除注明者外，含量单位均为 ppm；②数据资料均为本文；③测试单位：成都理工学院二系中子活化分析室；表序号 4 样品为明山金矿人工堆烧氧化矿石

表 3-3　微细浸染型金矿原生矿石和氧化矿石中特征单矿物微量元素对比

| 序号 | 矿区 | 单矿物 | 样号 | 赋存体岩石类型 | Sc | Cr | Co | Ni | Zn | Rb | Sr | Cs | Ba | Zr | Hf | Ta | Th | U | Mo | W | As | Sb | Ag | Au |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 戈塘 | 白铁矿 | XQG—18 | 炭质岩石 | 2.39 | 28.3 | 5.0 | 138 | <10 | 22 | 113 | 4.8 | 42 | 322 | 2.36 | 1.33 | 3.41 | 0.76 | 14.6 | 5.9 | 302.9 | 12.99 | 2.6 | 0.031 |
| 2 | | 黄铁矿 | XQG—23 | 粘土岩 | 2.38 | 75.7 | 79.5 | 382 | <10 | 20 | 120 | 0.8 | 10 | 54 | 3.64 | 0.96 | 3.45 | 0.80 | 1.1 | 7.6 | 319.1 | 21.75 | 1.7 | 1.50 |
| 3 | | 石膏 | XQG—25 | 氧化矿石 | 0.01 | 1.1 | 0.1 | <6 | <10 | 1 | <10 | 0.1 | 6 | 22 | 0.02 | 0.01 | 0.06 | 0.30 | 1.1 | 0.4 | 5.5 | 1.24 | 0.3 | 0.23 |
| 4 | 隆或 | 石英 | L3—5 | 成矿期 | 0.11 | 7.9 | 0.9 | 9 | 31 | 3 | <10 | 0.2 | 19 | 26 | 0.04 | 0.16 | 0.16 | <0.1 | 1.6 | 0.6 | 25.1 | 2.3 | 0.3 | 0.21 |
| 5 | | | XGL4—16 | 矿后 | 0.08 | 6.8 | 0.6 | 15 | 20 | 1 | <40 | 0.1 | 18 | 19 | 0.04 | 0.01 | 0.06 | 0.1 | 2.7 | 0.6 | 6.9 | 0.75 | 0.3 | 0.056 |
| 6 | | 伊利石 | XGL—1—3 | 原生矿石 | 22.13 | 146.5 | 3.3 | 74 | <10 | 129 | 195 | 35.7 | 336 | 588 | 12.3 | 3.30 | 9.92 | 8.9 | 30.2 | 13.9 | 9.89% | 49.76 | 1.6 | 8.01 |
| 7 | | | XGL4—10—1 | 氧化矿石 | 17.15 | 115.9 | 21.8 | 212 | 55 | 205 | 60 | 13.3 | 1790 | 244 | 4.06 | 1.52 | 10.14 | 3.0 | 7.3 | 7.2 | 1.08% | 17.16 | 1.5 | 1.09 |
| 8 | 烂泥沟 | | XGL—20—1 | 原生矿石 | 8.37 | 139.7 | 2.5 | 18 | <10 | 162 | 84 | 9.7 | 258 | 85 | 3.10 | 1.05 | 29.19 | 1.3 | 4.8 | 5.7 | 854.4 | 12.13 | 0.7 | 2.29 |
| 9 | | | XGL 23 2 | 氧化矿石 | 15.34 | 113.6 | 1.4 | 89 | 21 | 198 | 306 | 4.1 | 304 | 212 | 3.24 | 0.44 | 36.56 | 2.8 | 9.9 | 1.5 | 6.55% | 53.93 | 1.1 | 21.5 |

注：①除注明外，含量单位为 ppm；②数据资料均为本文；③测试单位：成都理工学院二系中子活化分析室

Ta、Mo 明显亏损；石膏作为表生溶液作用的产物，其微量元素含量普遍较黄铁矿和白铁矿低得多，这一方面可能与矿物本身对元素吸附或容纳能力的差异有关，也可能与表生氧化淋滤有关。

(2)从成矿期石英与矿后期石英比较看，两者差异不大，且普遍很低，其中矿后石英表现出 As、Sb、Ta、Th、Zr 明显亏损，而成矿期石英呈 Ni、Mo 亏损，这表明表生淋滤作用中，壳源元素易淋失。

(3)根据两类矿石中伊利石的微量元素对比看出，除 Ni、Zr、Rb、Ba 在表生作用中有所富集外，其它元素含量呈一定起伏波动或变化不大，这可能与粘土矿物对微量元素的均衡吸附性有关。

## 第三节　稀土元素

表 3-4 列出两类矿石和有关矿物的稀土总量及有关参数，并相应作出稀土配分模式图(图 3-3、3-4、3-5、3-6)，由表和图可以看出如下几点：

表 3-4　微细浸染型金矿原生矿石和氧化矿石及有关矿物稀土元素总量和有关参数

| 序号 | 样号 | 矿石和矿物 | 矿区 | ΣREE | ΣLREE | ΣHREE | ΣLREE/ΣHREE | δCe | δEu | $(\frac{La}{Sm})_N$ | $(\frac{La}{Yb})_N$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | XQG－26 | 原生矿石 | 戈塘 | 11.86 | 9.33 | 2.53 | 3.68 | 0.43 | 0.81 | 1.55 | 5.39 |
| 2 | XQG－27 | 氧化矿石 | | 8.75 | 7.49 | 1.26 | 5.96 | 1.04 | 0.63 | 2.39 | 4.85 |
| 3 | XQG－18 | 白铁矿 | | 50.48 | 34.94 | 15.54 | 2.25 | 0.85 | 0.44 | 2.39 | 2.85 |
| 4 | XQG－23 | 黄铁矿 | | 108.89 | 89.76 | 19.13 | 4.69 | 0.51 | 0.44 | 4.46 | 9.70 |
| 5 | XQG－25 | 石膏 | | 4.65 | 2.55 | 2.10 | 1.21 | 0.58 | 0.54 | 0.92 | 0.64 |
| 6 | XQL－37 | 原生矿石 | 烂泥沟 | 115.13 | 95.43 | 19.71 | 4.84 | 1.15 | 0.70 | 3.0 | 4.35 |
| 7 | XQL－23－1 | 氧化矿石 | | 182.47 | 161.74 | 20.73 | 7.80 | 1.01 | 0.54 | 3.42 | 8.25 |
| 8 | XQL－20－1 | 原生伊利石 | | 252.36 | 239.80 | 16.56 | 14.48 | 1.10 | 0.48 | 4.65 | 15.13 |
| 9 | XQL－23－2 | 氧化伊利石 | | 416.61 | 380.04 | 36.57 | 10.39 | 0.99 | 0.44 | 3.25 | 17.74 |
| 10 | XGS－2 | 原生矿石 | 世加 | 479.48 | 411.33 | 68.15 | 6.04 | 0.97 | 0.86 | 2.22 | 10.44 |
| 11 | XGS－11 | 氧化矿石 | | 383.74 | 339.72 | 43.97 | 7.73 | 0.77 | 1.26 | 2.84 | 8.04 |
| 12 | MS94－18 | 原生矿石 | 明山 | 71.79 | 58.97 | 12.82 | 4.60 | 0.93 | 0.58 | 2.82 | 5.19 |
| 13 | MS94－19 | 焙烧氧化矿 | | 117.43 | 101.19 | 16.24 | 6.23 | 0.96 | 0.60 | 3.07 | 9.07 |
| 14 | MS94－14 | 淋滤氧化矿 | | 153.63 | 130.30 | 23.33 | 5.58 | 0.86 | 0.74 | 3.15 | 5.56 |
| 15 | XGL－16 | 原生矿石 | 隆或 | 71.70 | 63.80 | 7.90 | 8.08 | 0.73 | 0.44 | 3.40 | 7.80 |
| 16 | XGL4－20 | 氧化矿石 | | 97.69 | 92.45 | 5.24 | 17.65 | 0.64 | 0.62 | 6.00 | 32.58 |
| 17 | L3－5 | 成矿石英 | | 3.32 | 2.64 | 0.68 | 3.88 | 0.62 | 0.41 | 1.55 | 4.31 |
| 18 | XGL4－16 | 矿后石英 | | 3.37 | 2.06 | 1.31 | 1.57 | 0.56 | 0.48 | 0.79 | 1.39 |
| 19 | XGL－1－3 | 原生伊利石 | | 353.63 | 319.60 | 37.00 | 8.65 | 0.94 | 0.57 | 4.43 | 14.29 |
| 20 | XGL4－10－1 | 氧化伊利石 | | 138.15 | 120.10 | 18.05 | 6.66 | 0.92 | 0.42 | 5.26 | 8.05 |

注：含量单位：ppm；数据资料均为本文；测试单位：成都理工学院 三系中子活化分析室

(1)原生矿石和氧化矿石的稀土总量高低随矿石原岩的不同而变化：原岩为辉绿岩者，稀土总量最高，如序号 10、11；原岩为砂泥岩者，稀土总量次之，如序号 6、7、12、13、14；当原岩为火山碎屑岩、不纯碳酸盐岩和硅化强烈者，稀土总量较低，如序号 1、2、15、16。

(2)从单矿物比较看，伊利石稀土总量最高，其次为黄铁矿、石膏和石英显著贫稀土。

(3)从 ΣLREE/ΣHREE 比值看，一般氧化矿石比原生矿石高，稀土配分模式图相对向右

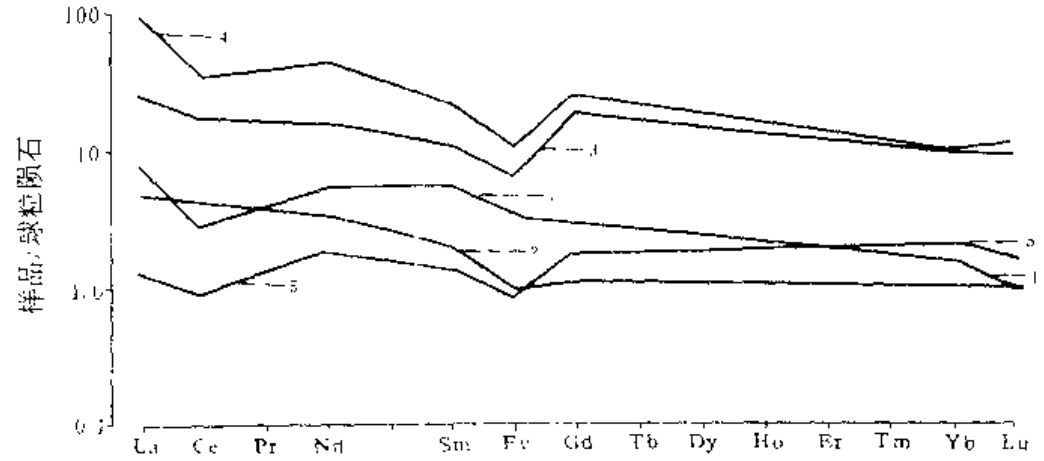



图 3-3 戈塘金矿原生矿石、氧化矿石和有关矿物稀土配分模式图

(图中各曲线编号和代表的样品对应表 3-4 序号和样品)

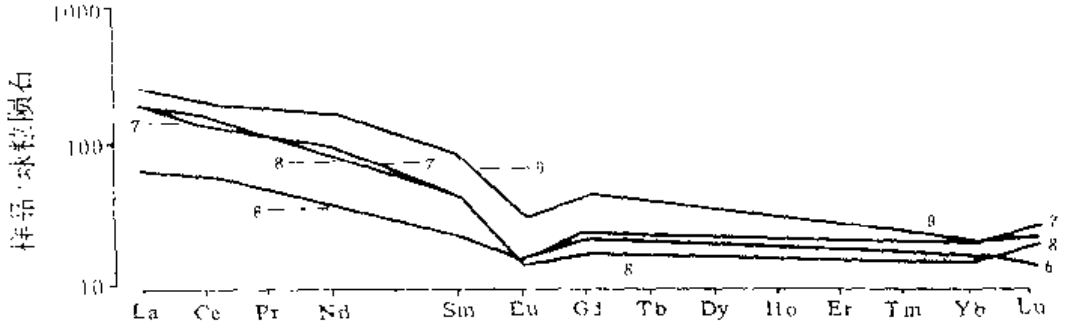



图 3-4 烂泥沟金矿原生矿石、氧化矿石和伊利石稀土配分模式图

(图中各曲线编号和代表的样品对应表 3-4 序号和样品)

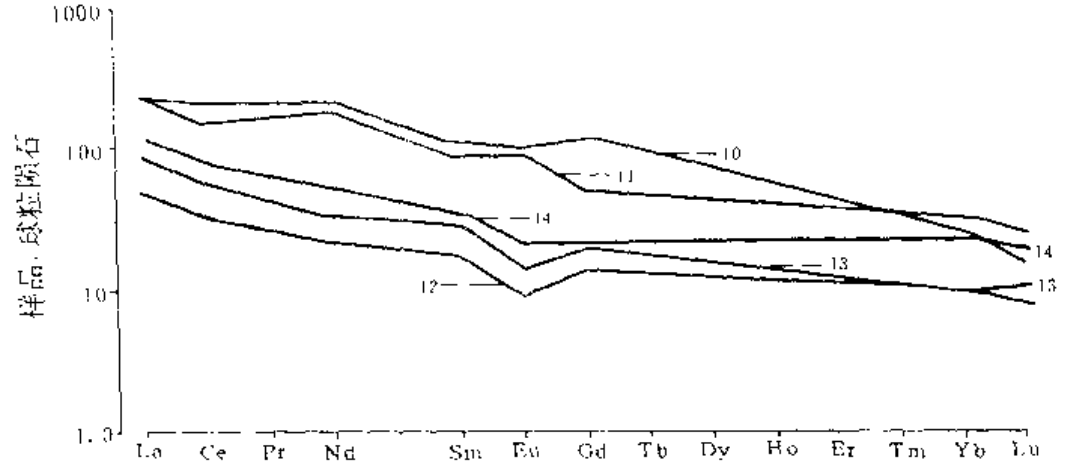



图 3-5 世加金矿和明山金矿原生矿石和氧化矿石稀土配分模式图

(图中各曲线编号和代表的样品对应表 3-4 序号和样品)

倾斜,这表明在表生氧化淋滤过程中,重稀土相对轻稀土淋失更多;但从原生伊利石和氧化伊利石比较看,氧化比原生低,表明在淋滤过程中,伊利石相对选择性吸附重稀土,这从一个方面说明,氧化矿石中的重稀土可能主要赋存于粘土矿物中。

(1)从沉积白铁矿和热液黄铁矿比较,后者的稀土总量和轻重稀土比值都高于前者,而且

重要是轻稀土的增加。一般认为，深源成分较多者轻稀土相对富集(王中刚等，1989)，这与前述微量元素特征中，热液黄铁矿较沉积白铁矿富含 Co、Cr、Ni 呼应。

(5)石膏和石英是显著贫稀土的矿物，且吸附性差，因而矿后石膏和石英的轻重稀土比值最低，这不能看作是相对吸附重稀土所致。

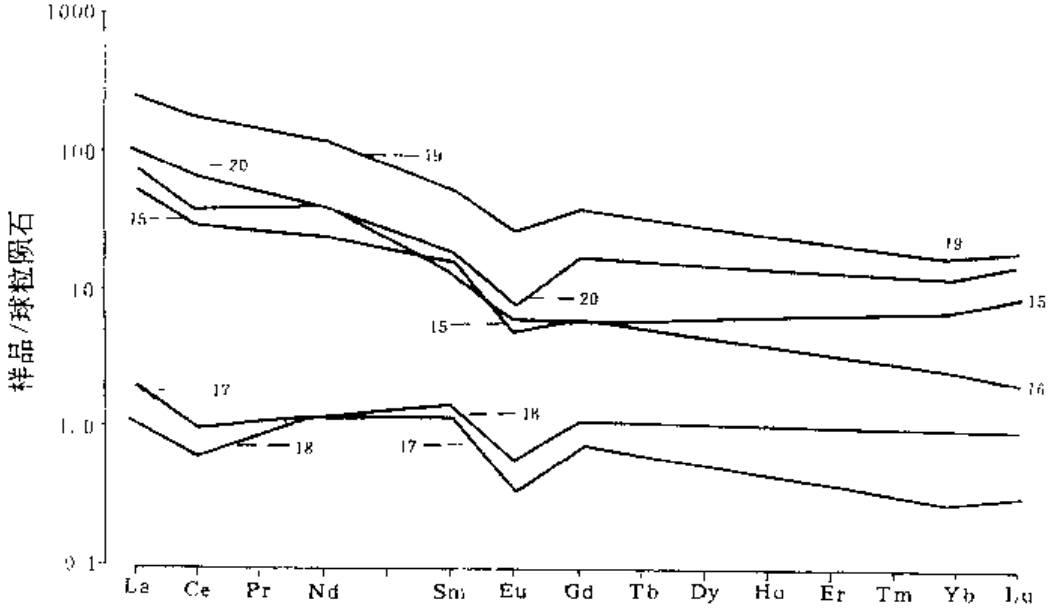



**图 3-6　隆或金矿原生矿石、氧化矿石、石英和伊利石稀土配分模式图**

(图中各曲线编号和代表的样品对应表 3-4 序号和样品)

(6)从铈异常参数(δCe)看，原岩为砂、泥岩的矿石和伊利石较大，在 1 左右，不显异常，其它矿石和矿物则显示一定程度的铈负异常，尤其是热液黄铁矿、成矿石英以及矿后石英和表生石膏的铈负异常均较明显；从铕异常参数(δEu)看，虽无一定的变化规律，但都显示一定程度的铕负异常，且原生矿石小于氧化矿石。因此，铈、铕异常特征显示了由成矿期→矿后和表生期具有一定继承性渐变，同时伴随稀土分异增强。

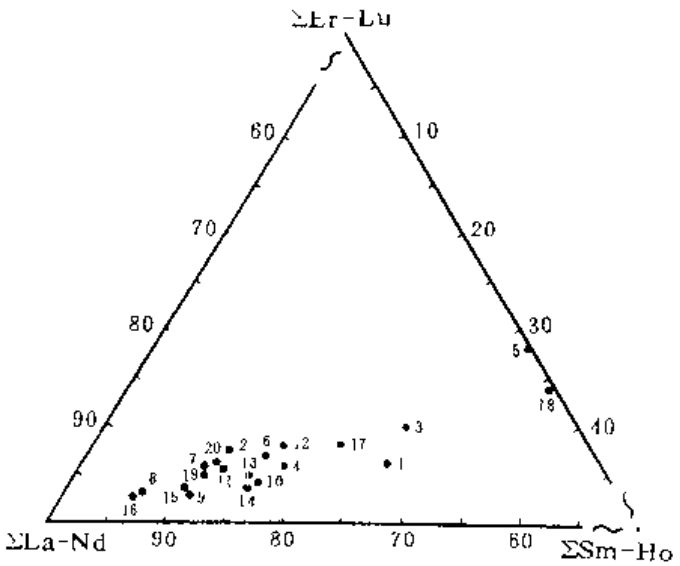



**图 3-7　原生矿石、氧化矿石和有关矿物稀土元素三分法图解**

(图中各点号对应表 3-4 中的序号)

(7)标准化后的 $(La/Sm)_N$ 能反映轻稀土相对中稀土的富集程度；$(La/Yb)_N$ 则反映轻稀土相对重稀土的富集程度；前两者差值的绝对值能综合反映轻稀土在中稀土和重稀土间的相对富集强度(王中刚等，1989)　显然，除石膏和矿后石英的两值最小且差值也最小外(表 3-4 序号 5 和 18)，其它均显示轻稀土相对富集，且这种富集表现为在成矿期主要来源于轻稀土的增加，但进入矿后

和表生期则转为主要来源于重稀土的亏损。

将表 3 4 稀土元素作三分法图解得到图 3 7，由投点分布看出：

(1)所有投点均远离重稀土端，表明重稀土亏损。

(2)从两类矿石的主要投点分布看，原生矿石相对于氧化矿石远离轻稀土端，表明表生作用过程中，由于重稀土的淋失相对轻稀土更大而致轻稀土相对富集，这也是原生矿石向氧化矿石转化过程中稀土元素有一定程度分异(铕负异常)的结果。

(3)当样品的 δCe 和 δEu 值较大，即基本无铈异常和铕异常极小的样品投点比较集中，原生和氧化不分群，这可能与这些样品处于原生与氧化的过渡状态有关。

## 第四节　几点认识

通过前述分析和讨论，得到如下基本认识：

(1)在原生矿石向氧化矿石转化过程中，$SiO_2$ 明显带入，而 $Al_2O_3$、TFe、CaO、$Na_2O$、$K_2O$ 和 MgO 都有明显带出，但 TFe 的带出主要体现在 $Fe^{2+}$ 的减少，而且，Ca 的淋失强度比 K 强。

(2)矿石中微量元素含量高低和在表生作用中的变化主要与含矿原岩的性质和粘土矿物的吸附有关；表生溶液淋滤主要导致除 Au、As、Sb 外的其它微量元素淋失，各元素的分散与富集是相对而言的；但是，Au 在表生作用中可以明显富集，而 Sb 则趋向于分散，且表生作用越强，这种分离趋势越强。

(3)无论是原生矿石还是氧化矿石，无论是成矿热液期矿物还是矿后热液或表生溶液矿物，其稀土元素特征均表现轻稀土相对富集，都显示一定程度的铕负异常，但原生矿石在轻稀土的富集程度和铕负异常强度上均弱于氧化矿石；然而，从地球化学过程分析，轻稀土的富集表现为在成矿期主要来源于轻稀土的增加，但进入矿后和表生期则转为主要来源于重稀土的亏损(淋失)，与此同时，稀土元素的分异逐渐增强。

上述元素地球化学特征和变化规律，对于探讨原生矿石向氧化矿石的转化机理提供了一定的依据。

# 中篇　金矿成矿流体地球化学特征

## 第四章　成矿流体地球化学热力学参数

通过分析和研究成矿热液作用形成的石英和方解石中的流体包裹体，并进行有关热力学参数计算，从而查明热液成矿过程中流体的演化规律及物理化学条件改变对金和二氧化硅的溶解、迁移和沉淀的影响。

### 第一节　成矿流体成分

表 4-1 列出了本次研究送测的以及收集的相关研究者提供的最新热液石英(方解石)中流体包裹体成分分析结果，由此可看出成矿流体具有如下特征：

(1)气相成分中，以 $CO_2$ 含量高为特征，其摩尔浓度一般在 0.14～5.18 范围内，根据前面碳同位素分析，可以认为该范围内的 $CO_2$ 主要为幔源碳；另外，有部分样品的 $CO_2$ 含量显著高于此范围，可能与在测定过程中容体矿物方解石分解产生的 $CO_2$ 加入有关。其它气相成分中，$CH_4$ 含量波动较大，由微量～0.93 变化；$H_2$ 含量一般在 0.01～0.52 范围内变化，少数含量特高，达 2.43～4.78，根据前面氢同位素演化特征分析，可以认为，较高的 $CH_4$ 含量和在主体范围内变化的 $H_2$ 主要来自上地幔，而地壳物质的混染和大气降水的加入则可能导致 $CH_4$ 含量降低和 $H_2$ 含量在一定程度上的升高；CO 含量基本稳定在微量上，这可能与碳的价态居于氧化和还原之间有关，因而也间接揭示了流体为幔源混染壳源的演化特征。

(2)不同矿床，其流体的离子成分特征有所差别，表现为：

①烂泥沟金矿和明山金矿以 $F^-$、$Cl^-$ 含量较高，且 $F^- > Cl^-$，$K^+ > Na^+$ 为特征，而板其金矿则为 $Cl^- > F^-$，$Na^+ > K^+$ 为特征；

②戈塘金矿、世加金矿和隆或金矿均以离子含量低为特点，在世加金矿基本显示 $K^+ > Na^+$ 和 $Cl^- > F^-$；

③革档金矿以 $K^+$、$Na^+$ 含量较高，且 $Na^+ > K^+$，$Cl^- > F^-$ 为特征。此外，$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$ 和 $SO_4^{2-}$ 普遍较低，少数含量较高可能与大气降水混入有关。

由上述离子成分特征差别不难看出，含矿层位由深至浅，或由老至新(D→$T_2$)，其成矿流体由富含 $K^+$、$Na^+$ 且 $Na^+ > K^+$，$Cl^- > F^-$ 演变为富含 $F^-$、$Cl^-$ 且 $K^+ > Na^+$、$F^- > Cl^-$，这间接揭示了成矿流体由深至浅运移的过程。

表 4-1　滇黔桂金矿热液石英(方解石)中包裹体成分分析结果

| 序号 | 矿区 | 流体包裹体成分(mol/kg·$H_2O$) | | | | | | | | | | 气相摩尔分数 | | | | | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $H_2$ | $CH_4$ | $CO_2$ | CO | $K^+$ | $Na^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $F^-$ | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ | $H_2$ | $CH_4$ | $CO_2$ | CO | $H_2O$ | |
| 1 | 烂泥沟 | 0.01 | 0.00 | 7.68 | 0.00 | 0.08 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.52 | 0.31 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.00 | 0.88 | a |
| 2 | | 0.02 | 0.36 | 3.28 | 0.00 | 0.15 | 0.04 | 0.06 | 0.0 | 0.89 | 0.24 | 0.10 | 0.001 | 0.006 | 0.06 | 0.00 | 0.94 | a |
| 3 | | 0.01 | 0.45 | 2.27 | 0.0 | 0.00 | 0.03 | 0.16 | 0.02 | 0.40 | 0.24 | 0.11 | 0.00 | 0.008 | 0.04 | 0.00 | 0.95 | a |
| 4 | | 2.43 | 0.00 | 4.71 | 0.00 | 0.20 | 0.02 | 0.0 | 0.21 | 0.00 | 0.21 | 0.15 | 0.13 | 0.004 | 0.00 | 0.08 | 0.00 | a |
| 5 | | 0.03 | 0.00 | 4.80 | 0.00 | 0.17 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.60 | 0.33 | 0.17 | 0.001 | 0.00 | 0.08 | 0.00 | 0.92 | a |
| 6 | | 0.08 | 0.86 | 0.57 | 0.02 | 0.01 | 0.16 | 0.33 | 0.09 | 0.00 | 0.14 | 0.08 | 0.001 | 0.015 | 0.01 | 0.00 | 0.97 | e |
| 7 | 板其 | 0.20 | 0.00 | 1.09 | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.04 | 0.05 | 0.0 | 0.003 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.98 | b |
| 8 | | 0.03 | 0.03 | 0.17 | 0.01 | 0.14 | 0.54 | 0.24 | 0.07 | 0.07 | 0.56 | 0.06 | 0.001 | 0.00 | 0.003 | 0.00 | 1.0 | c |
| 9 | | 0.45 | 0.00 | 5.18 | 0.00 | 0.04 | 0.06 | 0.05 | 0.06 | 0.05 | 0.21 | 0.69 | 0.007 | 0.00 | 0.09 | 0.00 | 0.91 | b |
| 10 | 明山 | 0.07 | 0.00 | 1.99 | 0.00 | 0.10 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.69 | 0.20 | 0.05 | 0.001 | 0.00 | 0.08 | 0.00 | 0.92 | a |
| 11 | | 0.04 | 0.20 | 7.47 | 0.00 | 0.07 | 0.02 | 0.13 | 0.01 | 0.25 | 0.16 | 0.08 | 0.001 | 0.003 | 0.12 | 0.00 | 0.88 | a |
| 12 | | 0.04 | 0.63 | 3.33 | 0.00 | 0.08 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.30 | 0.14 | 0.06 | 0.001 | 0.01 | 0.06 | 0.00 | 0.93 | a |
| 13 | | 0.03 | 0.93 | 24.29 | 0.00 | 0.12 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.06 | 0.26 | 0.27 | 0.00 | 0.012 | 0.30 | 0.00 | 0.69 | a |
| 14 | 长塘 | 0.51 | 0.37 | 0.88 | 0.62 | 0.01 | 0.05 | 0.02 | 0.01 | 0.05 | 0.10 | 0.00 | 0.01 | 0.006 | 0.015 | 0.011 | 0.96 | d |
| 15 | | 0.05 | 0.11 | 1.08 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.001 | 0.002 | 0.02 | 0.00 | 0.98 | b |
| 16 | | 0.05 | 0.00 | 1.46 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.60 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.001 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.97 | b |
| 17 | 世加 | 0.01 | 0.00 | 23.74 | 0.00 | 0.18 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.08 | 0.16 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.30 | 0.00 | 0.70 | a |
| 18 | | 0.02 | 0.00 | 26.25 | 0.00 | 0.07 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.13 | 0.14 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.32 | 0.00 | 0.68 | a |
| 19 | | 0.03 | 0.00 | 14.19 | 0.00 | 0.09 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.05 | 0.12 | 0.03 | 0.001 | 0.00 | 0.21 | 0.00 | 0.79 | a |
| 20 | | 0.06 | 0.16 | 0.87 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.001 | 0.003 | 0.015 | 0.00 | 0.98 | c |
| 21 | 降戛 | 0.08 | 0.23 | 0.48 | 0.00 | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.001 | 0.001 | 0.01 | 0.00 | 0.99 | c |
| 22 | | 0.26 | 1.50 | 1.97 | 0.00 | 0.03 | 0.05 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.004 | 0.03 | 0.033 | 0.00 | 0.94 | c |
| 23 | 单竹 | 1.78 | 0.01 | 0.28 | 0.00 | 0.14 | 0.26 | 0.09 | 0.08 | 0.02 | 0.08 | 0.01 | 0.08 | 0.00 | 0.001 | 0.00 | 0.92 | c |
| 24 | | 2.91 | 0.01 | 0.30 | 0.00 | 0.03 | 0.19 | 0.16 | 0.36 | 0.08 | 0.13 | 0.02 | 0.05 | 0.001 | 0.005 | 0.00 | 0.94 | c |
| 25 | | 0.30 | 0.00 | 0.11 | 0.00 | 0.27 | 0.22 | 0.06 | 0.00 | 0.02 | 0.26 | 0.00 | 0.005 | 0.00 | 0.003 | 0.00 | 0.99 | c |
| 26 | | 0.52 | 0.01 | 0.12 | 0.00 | 0.08 | 0.27 | 0.07 | 0.03 | 0.07 | 0.10 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.98 | c |

注:a　苏文超,1995;b　朱赖民,1995;c　杨科佑,1992;d　龙汉平,1994;e　本文。

## 第二节　成矿流体的温度、盐度和密度

根据本项研究送测和相关研究者提供的石英和方解石中流体包裹体的均一温度和盐度，按早期、主期和晚期成矿阶段列于表 4-2，流体密度的测定是根据盐度与均一温度的关系图投点求得。由表中数据看出，均一温度主要分布在 250℃以下，少数达 300℃左右，因而成矿流体被捕获时处于中低温至低温条件；含盐度主体分布在 7 以下，少数达 10 左右，因而属典型低盐度流体；流体密度主要分布在 0.8～0.9，属中低密度流体。从演化特征看，由早期至晚期矿化、均一温度和盐度都表现由高至低变化，而密度随温度和盐度的降低略有升高，这表明流体成矿过程中伴随着物理化学条件的不断变化。

## 第三节　成矿流体的压力

由于本区金矿热液矿物中的流体包裹体中极难发现含 $CO_2$ 的三相包裹体，因此，在利用 Г. Г. 列姆列英和 Н. В. 克列弗佐夫(1961)提供的压力、温度与密度的关系图(图略)估算流体压力时，用均一温度近似代替包裹体的捕获温度，未作压力校正。实际上，从表 4-1 的流体成分含量和表 4-2 反映的低盐度看，成矿流体应属稀溶液，因此，未作压力校正不会造成太大误差，而此误差在地质上的定量至半定量估算中是可以忽略不计的。

成矿深度是按岩石静压力 $250\times10^{5}$Pa/km 估算的。成矿流体压力和深度估算值列于表 4-2。由表中数据看出：

从早期到晚期矿化，流体压力由高至低变化，成矿深度相应由深至浅变化。早期成矿压力一般在 50MPa 以上，相应成矿深度大于 2km；主期成矿压力一般在 20～40MPa 范围，相应成矿深度在 1km 左右；晚期成矿压力一般在 10MPa 左右，相应深度基本接近浅地表。在本区金矿的流体包裹体中基本上没有发现沸腾包裹体，由此表明，流体捕获时，其流体所受的静压力应等于或大于流体蒸汽压，因此，根据 J. Haas(1971)提供的不同盐度 $NaCl\text{-}H_2O$ 溶液沸腾曲线的深度－温度图解(图略)可以确定金矿化深度的下限值至少要大于 1000m。从表 4-2 估算的成矿压力和深度与实际观测和图解推测结论基本一致，这表明成矿流体是由深至浅平稳过渡变化，基本未显示物理化学条件上的突变现象。此外，值得注意的是：

从赋矿层位看，由老地层至新地层，成矿压力和深度并未显示由大至小的变化规律，而是基本处于相似的水平。这表明，所估算的成矿深度实际上反映的是剥蚀深度，而非真正的成矿深度。这一点非常重要，它直接或间接地证明真正的成矿深度应当大于根据剥蚀地表或近地表采样所估算的成矿深度。结合成矿物质的深部来源证据，这个结论是具有充分依据的。

表 4-2　滇黔桂金矿成矿热液作用的均一温度、盐度和密度测定以及压力和深度估算

| 序号 | 矿区 | 矿化阶段 | 均一温度(℃) | 盐度(Wt%) | 密度(g/cm³) | 压力(×10⁵Pa) | 成矿深度(km) | 赋矿层位 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 烂泥沟 | 早 | 251 | 10.19* | 0.88 | 640 | 2.56 | 三叠系 |
| 2 | | 主 | 205 | 7.05 | 0.89 | 400 | 1.60 | |
| 3 | | 晚 | 143 | 4.67 | 0.93 | 120 | 0.48 | |
| 4 | 板其 | 早 | 326 | 12.38* | 0.84 | 820 | 3.28 | |
| 5 | | 主 | 260 | 1.79 | 0.83 | 330 | 1.32 | |
| 6 | | 晚 | 188 | 4.50* | 0.91 | 140 | 0.56 | |
| 7 | 明山 | 早 | 250 | | | | | |
| 8 | | 主 | 206 | 4.85 | 0.87 | 190 | 0.76 | |
| 9 | | 晚 | 136 | 4.0 | 0.92 | 100 | 0.40 | |
| 10 | 戈塘 | 早 | 220 | 10.5* | 0.91 | 780 | 3.12 | 二叠系 |
| 11 | | 主 | 190 | 5.43 | 0.90 | 200 | 0.80 | |
| 12 | | 晚 | 155 | 2.78 | 0.92 | 90 | 0.36 | |
| 13* | 坦加 | 早 | 229 | 8.38* | 0.89 | 680 | 2.72 | 石炭系 |
| 14 | | 主 | 177 | 5.59 | 0.91 | 200 | 0.80 | |
| 15 | | 晚 | 153 | 1.87 | 0.92 | 80 | 0.32 | |
| 16 | 隆或 | 主 | 190 | 5.24 | 0.90 | 210 | 0.84 | |
| 17 | | 晚 | 140 | 3.65* | 0.92 | 80 | 0.32 | |
| 18 | 革利 | 早 | 284 | | | | | 泥盆系 |
| 19 | | 主 | 237 | 3.18 | 0.85 | 250 | 1.00 | |
| 20 | | 晚 | 111 | 3.78 | 0.92 | 70 | 0.28 | |

注：①均一温度和盐度为前人数据与本文数据的平均值；

②*者盐度据包裹体成分计算；

③密度据盐度与均一温度的关系图求得；

④压力据 E.J. 列姆列英和 H.B. 克列弗位夫(1961)提供的温度与密度的关系图估算；

⑤成矿深度按岩石静压 250×10⁵Pa/km 估算。

## 第四节　成矿流体的逸度、pH 值和 Eh 值

### 一、成矿流体的逸度

已知在测定研究区金矿流体包裹体均一温度时，其包裹体的捕获相均为液相，因而其中的气相可看作水溶气体，此时在一定温度和平衡状态下，气体的分压与其在溶液中的溶解度成正比，即符合亨利定律。基于这个原理，徐文炘(1991)提出了根据包裹体的水溶气体成分计算流体 $f_{CO_2}$、$f_{O_2}$和 $f_{CO}$的方法，计算结果列于表 4-3。此外，在一般情况下，成矿流体压力介于静岩压力和静水压力之间，并与成矿体系的开放—封闭程度有关，当成岩成矿作用发生在地下深部无裂隙与地表相通的封闭体系中(如封闭在地层中的层状矿体)，其流体压力与静岩压力相等；当来自深部的成矿流体，在沿与地表相通的深大断裂上升运移至一定部位的次级容矿裂隙的相对开放体系中形成切穿地层的脉状矿体，其流体压力则接近于静水压力。显然，本区金矿的成矿地质特征应属于后者。因此，在计算 $fH_2$ 和 $fCH_4$ 时，采用成矿流体在一定温度下的饱和蒸汽压值近似代表流体在该温度下被捕获时所具有的静水压力，从而根据亨利定律计算 $f_{H_2}$和 $f_{CH_4}$。

根据原生矿石的矿物共生组合中有黄铁矿($FeS_2$)和磁黄铁矿(FeS)的情况，则成矿流体的硫逸度($f_{S_2}$)可由下列反应式确定：

$$FeS_{2(S)} = FeS_{(S)} + \frac{1}{2}S_{2(g)}$$

由此可得到计算 $f_{S_2}$公式：$\lg f_{S_2} = 2\lg K$。

该反应式的平衡常数可由有关文献(徐文炘，1991；程伟基等，1983)直接查得。

由表 4-3 所列各水溶气体逸度计算结果看出：

(1)氧逸度值明显较低，$\lg f_{O_2}$值主体变化范围在$-40\sim-55$，并且从早期到晚期矿化，流体氧逸度具有逐步降低的趋势；

(2)硫逸度值也明显较低，$\lg f_{S_2}$值主体变化在$-10\sim-20$范围，且随温度降低，流体硫逸度规则下降。这与硫逸度主要决定于流体捕获时的温度条件有关；

(3)氢逸度值具有明显波动性，这可能与大气降水的局部加入有关，但从主体变化趋势看，从早期矿化到晚期矿化，流体氢逸度仍表现降低趋势；

(4)$f_{CO_2}$、$f_{CH_4}$和 $f_{CO}$值都明显表现出从早期到晚期矿化逐步降低的规律。可见，本区微浸型金矿的成矿流体中的水溶气体都具有伴随成矿流体的演化而逸出的特征，而非加入。如何理解和解释这种现象呢？笔者认为：

由于成矿流体来源于上地幔分异，起源时，流体处于(高温?)、高压和还原的条件，因而流体的氧逸度本身就很低；当成矿流体沿深大断裂通道上升运移时，伴随着温度、压力逐步降低以及流体进入次级容矿裂隙，地壳物质的混染可能主要表现在部分离子成分的加入。而流体中的原有的水溶气体成分则具有较强的逸出趋势，从而导致这些气体逸度随流体被捕获时温度和压力降低而减小。试想，如果成矿流体本身就来源于上地壳，那么，至少氧逸度会明显增高，而且，随流体捕获时温度和压力的降低，其 $f_{O_2}$和 $f_{CO_2}$只可能升高，而不应当降低。

表 4-3　滇黔桂金矿成矿热液物理化学参数计算结果

| 序号 | 矿区 | 矿化阶段 | 均一温度(℃) | 气相摩尔分数 | | | | 离子摩尔浓度 | | 物理化学参数计算结果 | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $H_2$ | $CH_4$ | $CO_2$ | CO | $Na^+$ | $SO_4^{2-}$ | $lgf_{CO_2}$ | $lgf_{O_2}$ | $lgf_{H_2}$ | $lgf_{CH_4}$ | $lgf_{CO}$ | MpH | pH | $lgf_{S_2}$ | Eh(v) |
| 1 | 烂泥沟 | 早 | 251 | 0.001 | 0.001 | 0.06 | 0.0 | 0.10 | 0.07 | -1.18 | 40.77 | 1.44 | 1.44 | -2.92 | 5.52 | 5.45 | 13.96 | 0.54 |
| 2 | | 主 | 205 | 0.014 | 0.005 | 0.06 | 0.0 | 0.03 | 0.11 | 4.28 | 47.10 | 0.65 | 1.10 | -4.62 | 5.62 | 6.74 | 16.62 | 0.66 |
| 3 | | 晚 | 143 | 0.001 | 0.0 | 0.08 | 0.0 | 0.03 | 0.17 | -4.13 | 53.98 | 2.15 | 3.45 | 5.81 | 5.84 | 6.45 | -21.04 | 0.53 |
| 4 | 坝其 | 早 | 326 | 0.003 | 0.0 | 0.02 | 0.0 | 0.03 | 0.0 | -0.99 | 34.37 | 0.52 | 2.0 | 2.92 | 5.52 | 6.17 | 10.12 | 0.69 |
| 5 | | 主 | 260 | 0.004 | 0.0 | 0.003 | 0.0 | 0.74 | 0.06 | 1.31 | 39.90 | 1.37 | 2.37 | 3.91 | 5.52 | 5.73 | -13.48 | -0.58 |
| 6 | | 晚 | 188 | 0.007 | 0.0 | 0.03 | 0.0 | 0.06 | 0.69 | 1.65 | 45.57 | -1.12 | -2.97 | -5.47 | 5.68 | 6.87 | -17.82 | -0.63 |
| 7 | 明山 | 早 | 230 | 0.001 | 0.003 | 0.07 | 0.0 | 0.02 | 0.06 | 0.97 | 40.93 | 1.44 | 0.74 | 2.54 | 5.72 | 5.29 | 13.96 | 0.53 |
| 8 | | 主 | 206 | 0.001 | 0.003 | 0.12 | 0.0 | 0.02 | 0.08 | -2.06 | 45.82 | 1.80 | -1.32 | 3.44 | 5.62 | 5.63 | 16.62 | 0.53 |
| 9 | | 晚 | 136 | 0.0 | 0.012 | 0.30 | 0.0 | 0.03 | 0.27 | -1.72 | 54.71 | 3.56 | 1.48 | 3.79 | 5.56 | 5.23 | 21.5 | 0.61 |
| 10 | 戈塘 | 早 | 220 | 0.01 | 0.006 | 0.015 | 0.011 | 0.05 | 0.0 | -2.24 | 45.11 | 0.68 | 0.90 | 4.43 | 5.59 | 5.80 | 15.72 | 0.57 |
| 11 | | 主 | 190 | 0.001 | 0.002 | 0.02 | 0.0 | 0.01 | 0.01 | 2.17 | 47.86 | 1.94 | 1.64 | 4.25 | 5.67 | 5.80 | 17.62 | 0.53 |
| 12 | | 晚 | 155 | 0.001 | 0.0 | 0.03 | 0.0 | 0.01 | 0.02 | 3.76 | 52.09 | -2.30 | -3.30 | -5.67 | 5.79 | 6.30 | -20.10 | -0.53 |
| 13 | 世加 | 早 | 229 | 0.001 | 0.003 | 0.015 | 0.0 | 0.02 | 0.0 | -1.47 | -43.25 | -1.60 | -1.12 | -3.41 | 5.56 | 5.45 | 15.14 | 0.53 |
| 14 | | 主 | 177 | 0.001 | 0.0 | 0.26 | 0.0 | 0.01 | 0.04 | 3.23 | 49.03 | 2.08 | 3.08 | -4.67 | 5.72 | 6.11 | -18.58 | -0.54 |
| 15 | | 晚 | 153 | 0.0 | 0.0 | 0.32 | 0.0 | 0.02 | 0.05 | 1.83 | 51.24 | 3.33 | 3.33 | 1.21 | 5.81 | 5.33 | 20.32 | 0.43 |
| 16 | 隆或 | 主 | 190 | 0.001 | 0.004 | 0.01 | 0.0 | 0.01 | 0.0 | 2.37 | -18.01 | 1.94 | 1.34 | 4.25 | 5.67 | 5.75 | -17.62 | -0.53 |
| 17 | | 晚 | 140 | 0.004 | 0.03 | 0.035 | 0.0 | 0.05 | 0.0 | 4.01 | 55.80 | 1.89 | 1.01 | 5.45 | 5.84 | 6.68 | -21.18 | 0.57 |
| 18 | 羊拉 | 早 | 284 | 0.005 | 0.0 | 0.003 | 0.0 | 0.22 | 0.0 | 2.30 | 38.36 | 0.52 | 2.92 | 1.21 | 5.62 | 6.46 | 12.28 | 0.70 |
| 19 | | 主 | 237 | 0.05 | 0.0 | 0.01 | 0.0 | 1.27 | 0.01 | 7.97 | 13.83 | 0.10 | 2.54 | 5.76 | 5.55 | 7.46 | -14.72 | -0.77 |
| 20 | | 晚 | 141 | 0.05 | 0.001 | 0.005 | 0.0 | 0.19 | 0.02 | 7.30 | 56.73 | -0.79 | -2.49 | 7.66 | 5.81 | 8.02 | 21.19 | 0.69 |

根据上述对成矿流体水溶气体成分浓度特征变化规律的分析讨论，同时也反证了这些水溶气体主要来源于上地幔。

## 二、成矿流体的 pH 值和 Eh 值

在讨论溶液的 pH 值时，其酸碱度是相对中性水溶液的 pH 值而言的，但水溶液的中性点要随环境温度的升高或水的平衡常数的增大而降低。因此，表 4-3 列出了相应包裹体均一温度条件下中性水的 pH 值(即 MpH)。

根据包裹体成分分析，其水溶液中 $CO_2$、$Na^+$ 和 Cl 相对占了主体含量，因而选用 $CO_2$—NaCl—$H_2O$ 体系确定法(Crerar，1978)计算 pH 值，结果列于表 4-3。

从两种 pH 值的对比看，一般溶液的 pH 值较中性点 pH 值略高，因而被捕获时的成矿流体主要呈中性—弱碱性，但变化具有一定的波动性，这可能与大气降水或其它类型水的局部加入有关。

碳、氢、氧在溶液中是以气相形式存在的，主要有 $CO_2$、$CH_4$ 和 CO，它们的逸度取决于溶液的温度、pH 值和 Eh 值。因此，可以根据已求得的气体逸度和 pH 值，用 $CO_2$—$CH_4$、CO—$CH_4$ 和 $CO_2$—CO 任一氧化电对计算溶液的 Eh 值。考虑到本次研究的包裹体成分中 $CH_4$ 和 CO 含量较低，且不稳定，使用一个电对计算可能导致较大误差，因而同时选用前两对电子得失数较大的电对计算的 Eh 值平均，即由以下反应关系：

$$CH_{4(g)}+H_2O_{(g)}=CO_{(g)}+6H^+_{(aq)}+6e$$

$$CH_{4(g)}+2H_2O_{(g)}=CO_{2(g)}+8H^+_{(aq)}+8e^-$$

可推出计算 Eh 值的相应公式：

$$Eh_1=E^0_{T_1}+3.3\times10^{-5}\times T\times(\lg(f_{CO}/f_{CH_4})-\lg f_{H_2O}-6\times pH)$$

$$Eh_2=E^0_{T_2}+2.48\times10^{-5}\times T\times(\lg(f_{CO_2}/f_{CH_4})-2\lg f_{H_2O}-8\times pH)$$

式中，T 为绝对温度，两反应式在不同温度下的标准氧化还原电位可直接查自有关文献(王真光等，1988)。Eh 值计算结果列于表 4-3，其特征和变化规律表现为：

总体较低，主体变化范围在 −0.41(V)～−0.77(V)，表明成矿流体仍处于比较还原的状态，但从早期至晚期矿化阶段，流体 Eh 值具由低至高的变化趋势，表明在流体上升运移过程中随温度和压力的降低，其还原性具有逐步减弱的趋势。

# 第五章　成矿流体中金的迁移和沉淀富集

## 第一节　成矿流体中金的迁移

硅化与金矿化的密切时空关系早已为人们注意。本文研究认为，滇黔桂微浸型金矿的热液期硅化，可以分出三期（表 2-3），早期呈细粒状，伴随弱金矿化；主期粒度较粗，集合体多呈细脉状，伴随强金矿化；而晚期硅化一般呈粗大脉状，伴随的金矿化进入尾声。然而，所有热液硅化石英中含 Au 甚微，这表明，呈溶解状态的 $SiO_2$ 与矿质共处于热液流体中，而沉淀结晶的石英却与矿质发生分离，这就意味着 Au 可能与 $SiO_2$ 呈某种配合物形式结合而共同迁移。以往，人们普遍接受的 Au 的配合物迁移形式是 $AuCl_2^-$ 和 $Au(HS)_2^-$。那么，Au 是否有可能是金-硅配合物形式迁移？金-硅配合物与金-氯和金-硫配合物比较，哪种迁移能力更强呢？

### 一、金-硅配合物形成的化学模式和实验依据

樊文苓等(1993,1995)通过实验研究，标定了 Au 在碱性富硅溶液中与 $SiO_2$ 之间的配合关系：

$$Au^+ + H_3SiO_4^- \rightleftharpoons AuH_3SiO_4^0 \tag{5-1}$$

在 80～250 C的温度范围内，其平衡常数为：

$$\lg K_1 = -1.9889 + 10085.18/T \qquad (T\text{ 为绝对温度}) \tag{5-2}$$

各温度下的平衡常数值与 Au-HCl-$SiO_2$-$H_2O$ 体系中得到的结果一致，这表明无论是碱性还是酸性溶液，$SiO_2$ 均作为配位体，与 Au 形成 $AuH_3SiO_4^0$ 在热液中溶解、迁移。

$AuH_3SiO_4^0$ 作为 Au 的一种迁移形式，它在热液中的稳定性受体系温度、压力、Eh 和组分等因素变化的影响，其中温度、氧逸度及组分硅含量的变化与其直接有关。金-硅配合物的稳定存在条件可通过以下三个方程表述：

由方程(5-1)结合硅酸的离解反应：

$$H_4SiO_4^0 \rightleftharpoons H^+ + H_3SiO_4^- \tag{5-3}$$

和 Au 的氧化反应式：

$$Au + H^+ + \frac{1}{4}O_2 \rightleftharpoons Au^+ + \frac{1}{2}H_2O \tag{5-4}$$

得到 Au 在含 $SiO_2$ 溶液中的溶解反应：

$$Au + \frac{1}{4}O_2 + H_4SiO_4^0 \rightleftharpoons AuH_3SiO_4^0 + \frac{1}{2}H_2O \tag{5-5}$$

反应(5-5)说明，Au 在含硅溶液中形成的 $AuH_3SiO_4^0$ 配合物的浓度，随溶液中 $H_4SiO_4^0$ 浓度和 $f_{O_2}$ 的增高而增大，即 $AuH_3SiO_4^0$ 在相对氧化的富硅条件下稳定，并且其反应平衡常数 lgK 随温度升高而减小：$\lg K_{(25°C)} = -10.99$，$\lg K_{(150°C)} = -8.16$，$\lg K_{(250°C)} = 6.14$，$\lg K_{(350°C)} = 4.88$，两者间的关系为：

$$\lg K_4 = -7.9247 + 6708.84/T \quad (T\text{ 为绝对温度}) \tag{5-6}$$

表明温度升高不利于 Au 与 $SiO_2$ 形成配合物。

## 二、金-氯、金-硫和金-硅配合物对金活化迁移能力的比较

下面，将温度固定在 200 C 条件讨论金-氯、金-硫和金-硅配合物在不同的组分浓度、pH 和 $f_{O_2}$ 下的相对稳定性以及它们之间的相对活化迁移能力的强弱。

根据 Au 形成 $AuCl_2^-$ 的反应(Huston D L et al.，1989)：

$$4Au + 8Cl^- + 4H^+ + O_2 \leftrightarrows 4AuCl_2^- + 2H_2O \tag{5-7}$$

$\lg K_5(200\,C) = 10$；

溶液中 $AuCl_2^-$ 浓度取决于 Cl 含量、pH 和 $f_{O_2}$。

假定溶液中 Cl 浓度为 1mol/L，$H_4SiO_4^0$ 为 $10^{-2}$mol/L，则 $AuCl_2^-$ 和 $AuH_3SiO_4^0$ 的浓度变化如图 5-1 所示。

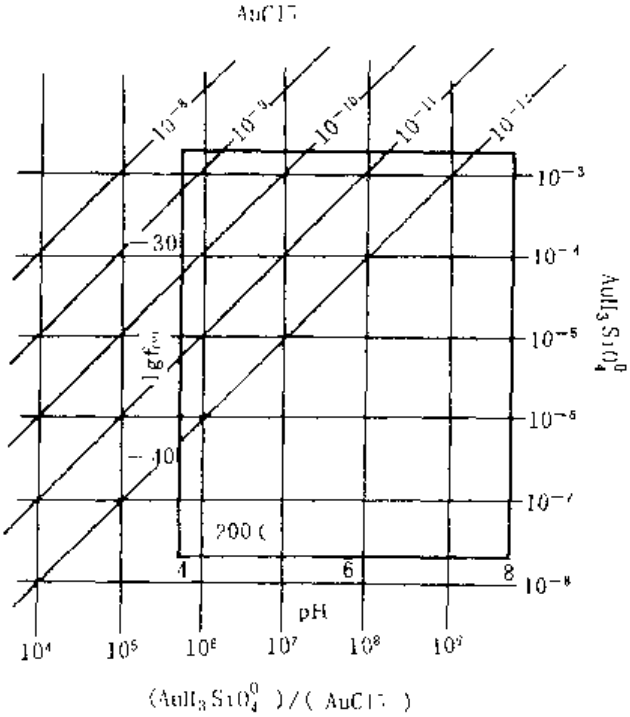



**图 5-1　$AuCl_2^-$ 和 $AuH_3SiO_4^0$ 在 200 C $\lg f_{O_2}$ - pH 图中的浓度变化**

(转引自王声远等，1994)

$AuCl_2^-$ 浓度据方程(5-7)计算(设 $C_{Cl^-}=1$)；$AuH_3SiO_4^0$ 浓度据方程(5-6)计算，(设 $C_{H_4SiO_4^0}=10^{-2}$)；粗方框为一般成矿的 $\lg f_{O_2}$ 和 pH 值范围

连接这两种离子浓度为一定比值的诸等浓度线交点，可以清楚地表明，在一般的成矿条件下($\lg f_{O_2} = -25 \sim -45$，pH = 4～8)，$AuH_3SiO_4^0$ 的浓度将远远超过 $AuCl_2^-$ 的浓度，其比值为 $10^6$(pH≈4)至 $10^8$(pH≈8)。也就是说，在绝大多数地质条件下，$AuH_3SiO_4^0$ 对 Au 的活化迁移的意义要比 $AuCl_2^-$ 重要得多。

Seward TM.(1973)和 Renders P J et al.(1989)认为，$Au(HS)_2^-$ 是在较还原和中性介质中 Au 的主要迁移形式，Huston D L et al.(1989)提出在 Au-S-$SiO_2$-$H_2O$ 体系中，不同硫优势场中的 $Au(HS)_2^-$ 浓度变化由下列方程描述：

$$4Au + 8HSO_4^- + 4H^+ \leftrightarrows 4Au(HS)_2^- + 2H_2O + 15O_2 \tag{5-8}$$

$$\lg K_{8(200\,C)} = -557.32$$

$$4Au + 8SO_4^- + 12H^+ \leftrightarrows 4Au(HS)_2^- + 2H_2O + 15O_2 \tag{5-9}$$

$$\lg K_{7(200\,C)} = -521.48$$

$$4Au + 8H_2S + O_2 \leftrightarrows 4Au(HS)_2^- + 2H_2O + 4H^+ \tag{5-10}$$

$$\lg K_{8(200\,C)} = 13.4$$

$$4Au + 8(HS)^- + 4H^+ + O_2 \leftrightarrows 4Au(HS)_2 + 2H_2O \tag{5-11}$$

$$\lg K_{9(200℃)} = 69.08$$

假定溶液中 $\Sigma Cs = 10^{-2}$，$C_{H_4SiO_4^0} = 10^{-2}$，则 $Au(HS)_2^-$ 和 $AuH_3SiO_4^0$ 的浓度变化如图 5-2 所示。

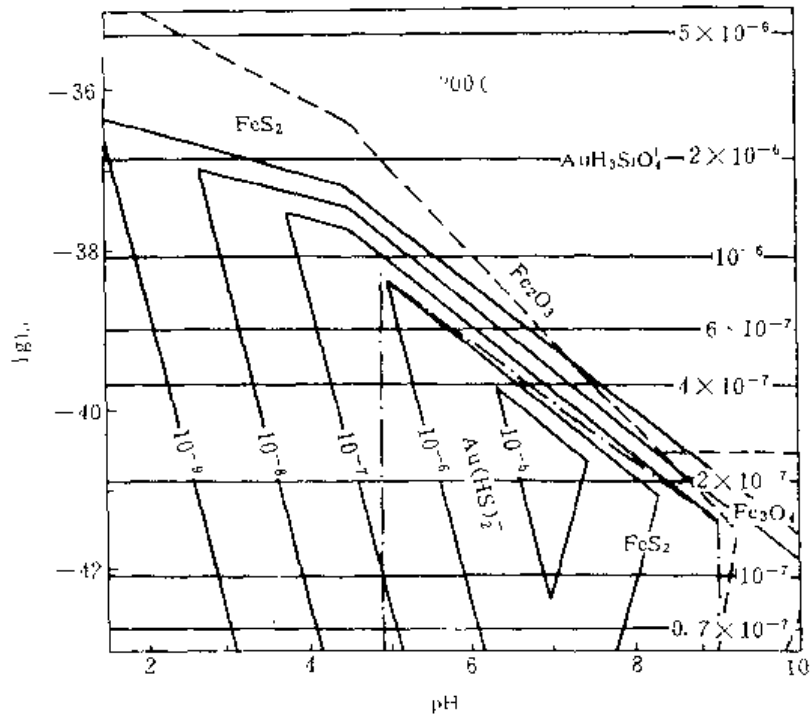



**图 5-2　$Au(HS)_2^-$ 和 $AuH_3SiO_4^0$ 在 200℃ lgf$_{O_2}$—pH 图中的浓度变化**

（转引自王声远等，1994）

$Au(HS)_2^-$ 浓度据方程(5-8,5-9,5-10,5-11)计算(设 $\Sigma Cs = 10^{-2}$)；$AuH_3SiO_4^0$ 浓度据方程(5-3)计算(设 $C_{H_4SiO_4^0} = 10^{-2}$)；锁线围绕的区域为 $Au(HS)_2^-$ 的优势场，以外皆为 $AuH_3SiO_4^0$ 的优势场

图 5-2 中相同浓度线交点的连线(锁线)划分出这两种离子的优势场区域，抽出其中的两种离子优势场变化示于图 5-3。

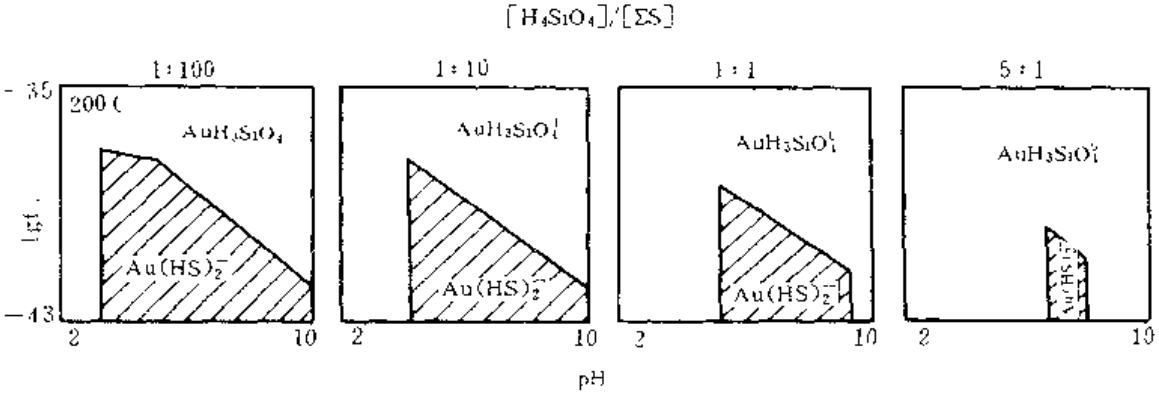



**图 5-3　200℃含 S、含 $SiO_2$ 体系中 $AuH_3SiO_4^0$ 及 $Au(HS)_2^-$ 优势场随 $SiO_2$ 增加而变化**

（转引自王声远等，1994）

阴影部分为 $Au(HS)_2^-$ 的优势场，空白部分为 $AuH_3SiO_4^0$ 的优势场

由图 5-3 表明，随着体系中 $H_4SiO_4^0$ 的增加，$AuH_3SiO_4^0$ 的优势场逐渐扩展，$Au(HS)_2^-$ 的优势场逐渐缩小。由此可见，只有在富硫环境中，$Au(HS)_2^-$ 才比 $AuH_3SiO_4^0$ 重要。当 $\Sigma Cs/C_{H_4SiO_4^0} = 1$ 时，在较氧化和酸性及碱性条件下，$Au(HS)_2^-$ 已无优势。如果考虑到 $SiO_2$ 和硫在自

然界丰度的悬殊，有理由相信，$AuH_3SiO_4^0$ 在 Au 的活化迁移方面起的作用要比 $Au(HS)_2^-$ 更为重要。

综上比较可以得出如下认识：

在可能存在的配合物形式中，应以金-硅配合物为主，次为金 硫配合物，金-氯配合物只在少数特殊条件下出现。

## 第二节 研究区金矿成矿流体中金的可能迁移形式讨论

由前述物理化学条件研究可知，本区金矿成矿流体的 $f_{O_2}$ 极低，一般小于 $10^{-40}$；pH 值显示弱碱性；Eh 值较低，一般小于 -0.40V；$f_{S_2}$ 也较低，一般小于 $10^{-12}$；成矿流体被捕获时的温度，即 $SiO_2$ 发生沉淀时的温度一般小于 300℃；成矿压力一般低于 700bar；成矿深度一般小于 3km。可以相信，成矿流体中 $SiO_2$ 浓度必定比 $\Sigma C_S$ 高得多。因此，在地壳条件下 Au 首选以金-硅配合物形式进行一定距离的迁移，与此同时，结合前述成矿流体在上升运移过程的演化中存在局部地壳或地层硫的加入以及伴随流体温度、压力降低，$SiO_2$ 先于硫化物晶出，导致流体中 $\Sigma C_S$ 升高，进而产生金 硫配合物形式的短距离迁移。然而，从动态演化的角度分析，成矿流体中物理化学条件由早期→主期→晚期成矿阶段，温度、压力和 $f_{S_2}$ 由高至低变化；Eh 值则由低至高变化；$f_{O_2}$ 保持极低状态；pH 值徘徊于近中性—弱碱性。由此推测，成矿前的原始成矿流体应处于(高温?)、高压还原的条件，这符合于上地幔分异起源的基本物理化学条件。按此条件，高温、高压下的 $SiO_2$ 应处于高度溶解状态(Walther J V et al. & Fournier R O et al., 1977)，但 Au 却应处于原子状态，而非与 $SiO_2$ 和 S 的配合物形式(王声远等，1994)。那么，这种条件下的原子状态自然金是否会沉淀而不能迁移呢?

90 年代初开始出现一门全新科学——纳米学，即研究纳米尺寸($10^{-9}$m)下物质性状的科学；某一物质在呈纳米级状态时，与同一物质的块状体相比，它所发生的一系列物理化学性质变化，称为"纳米效应"。这种纳米效应是反映物质由量变飞跃为质变的一种现象。例如，块状黄金的熔点是 1055℃，而纳米级金微粒的熔点却只有 327℃；此外，由于物质颗粒减小，其表面积急剧增大，导致表面与界面效应，从而极大地增加物质微粒的活性。

为此，章振根(1993)、李景春(1995)根据纳米理论，结合在黔西南金矿中普遍发现有纳米级的微粒自然金，提出了"纳米矿床学"和"纳米成矿论"的概念，认为金不需要以配合物等形式进行迁移，更不需要先溶解变成某种配合物，再将配合物分解，然后沉淀出金这样一种复杂的过程，它就以纳米级的微细粒自然金的状态就可进行迁移和再沉淀。

纳米科技制备纳米材料的一种方法可简称为高压蒸气法，即高压和蒸气两种作用的结果。我们有理由推测，由深大断裂引发的上地幔分异成矿流体喷出的时刻，即是高压和蒸气同时释放的环境，因而流体中的 Au 完全有可能呈纳米级微粒自然金状态。此外，我们还意识到以下三点：

(1)根据 Au 元素的化学性质，Au 很难呈现离子态。因为 Au 元素具有很高的电离势和高的氧化还原电位($Au^0 \rightarrow Au^+$，$E^0 = 1.50V$；$Au^0 \rightarrow Au^{3+}$，$E_0 = 1.68V$)，它对电子有极强的亲合力，自然界中基本没有化学反应的 $E_0$ 超过 1.5V 的，所以 Au 很难被离解成离子态，除非存在有极强的氧化剂，比如在地表氧化带中的酸性淋滤过程有可能具备这个条件；

(2)前人的实验结果表明，金的配合物的稳定性是有限的，随溶液的 pH 值或 $f_{O_2}$ 改变，配合

物的溶解度会发生很大的变化，这表明金的配合物难以随热液发生长距离迁移；

(3)目前所测定的热液矿物包裹体中溶液组分代表了矿物沉淀时的热液组分，而不能代表运移过程中的热液组分，由此计算的物理化学参数可以根据演化规律适当外推，以尽可能接近运移过程中的成矿流体状态。

可见，金在热液流体中应该有多种存在形式，其中纳米粒级自然金可能是一种重要的存在和迁移形式。

综上所述，笔者首次提出如下认识：

滇黔桂微浸型金矿成矿流体中 Au 的迁移形式在最初的(高温?)、高压还原条件下，很可能完全以纳米级自然金形式存在并迁移。随着上升运移至上部地壳的过程中温度、压力降低和环境的还原性逐渐减弱，以及地壳或地层硫的局部和部分加入，流体中的 Au 在一定条件下部分产生金-硅和金-硫配合物迁移形式，3 种迁移形式均可在一定的条件下同时或分别以一定的方式发生沉淀富集。

当然，这一认识还有待进一步研究证实。

## 第三节　金的沉淀富集机理

由前述 Au 迁移形式的讨论可知，滇黔桂微浸型金矿成矿流体中 Au 的主要迁移形式为纳米微粒自然金、金-硅配合物和金-硫配合物。毫无疑问，Au 的沉淀富集必然与成矿流体系统物理化学条件的改变有关。结合前述成矿物理化学条件显示，成矿始终处于相对还原环境中，这说明氧化性对金的沉淀富集影响不大；成矿各阶段的 pH 值变化不大，徘徊于近中性－弱碱性，故 pH 值对 Au 的沉淀贡献也不大；其它气体逸度的变化幅度虽然不大，但对于成矿流体系统中 Au 的配合物形成与分解的平衡反应可产生明显影响；此外，温度、压力和 $f_{S_2}$ 的降幅较大，它们必然对 Au 的沉淀富集产生重大影响。

### 一、纳米微粒自然金沉淀富集机理探讨

关于微浸型金矿 Au 赋存状态研究表明(刁淑琴等，1989)，Au 在原生矿石中主要赋存于黄铁矿、毒砂和粘土矿物中，其赋存状态主要呈微包体金，少量呈游离金和类质同象金，而微包体金实际上就是纳米级微粒自然金包体。据陈卡、杨科佑(1992)研究发现，这种纳米级微粒自然金颗粒呈圆形，因而推测为胶体成因。

前已述及，由于纳米级物质十分微细，因此可产生很强的表面与界面效应。正是这种效应，使成矿流体中的纳米级微粒自然金具有很强的活性，并且与流体中的其它组分，如 $SiO_2$、$(HS)^-$ 等，组成稳定于(高温?)、高压还原条件下的水溶胶，而不是配合物溶液。因此，这些自然金微粒之间不会发生聚合沉淀，只能伴随成矿流体物理化学条件的改变，$SiO_2$、硫化物和粘土矿物从溶液中晶出而随之沉淀富集，这就是为什么该类型金矿中的 Au 多呈显微和超显微状产出，并分散于热液硫化物和粘土矿物中呈胶状的微包体金的原因。然而，为什么纳米微粒金不选择石英，而选择黄铁矿、毒砂和粘土矿物作为寄存体呢？这就需要从晶体化学原理来分析了。

我们知道，石英的晶体结构是硅氧四面体全部角顶共用连接组成的架状结构，为离子晶格向原子晶格过渡的类型，尽管结构不属紧密堆积型，但由于电价平衡，离子电位高，且化学键力

呈四维均等方向平衡，因此，结构中基本不存在(极难发生)$Al^{3+}$代$Si^{4+}$现象，其它杂质更难进入，由此石英晶体一般不出现晶格缺陷，表面也不带电荷。可以说，石英晶体较之其它许多晶体来说，是一个比较严密的自身封闭晶体。或者说，如果$SiO_2$结晶时不能排除其它杂质的加入，其实际结晶的晶体就会发展为其它含硅矿物晶体，否则，必须排除其它杂质，才能晶出石英晶体。此外，自然金的结构类型为典型金属晶格，其物化性质与石英相距甚远。所以，$SiO_2$结晶时，与Au发生明显分离。

黄铁矿和毒砂晶体结构虽然较之石英晶体结构紧密得多，但$[S_2]^{2}$与$[AsS]^{2-}$之间容易发生有限类质同象替代，而两种对阴离子的大小不一样，后者大于前者，由此产生晶格缺陷。按照晶体生长的扩散动力学理论，晶体的缺陷位对质点的吸引力最大，而补缺的质点最容易是本身晶体结构组成以外的杂质。而且，自然金的晶格类型与对硫化物的晶格类型相近。因此，在黄铁矿和毒砂结晶时，纳米微粒自然金则选择晶格缺陷部位而呈微包体金进入硫化物晶体中。表5-1含砷黄铁矿的化学分析数据充分证明黄铁矿中含砷越高，金含量随之越高。此外，电子探针分析证明，具环带结构的黄铁矿，含砷含金的部位在外环，内核黄铁矿则不含砷和金，表明早期黄铁矿晶出时，纳米级微粒金还未随之开始沉淀，这可能与此时的流体中各种离子的浓度比较高有关，只有到成矿主期适宜的温度、压力条件下，大量的石英和硫化物结晶时，纳米级微粒自然金才随之沉淀富集。

表5-1 烂泥沟金矿原生矿石中黄铁矿的Fe、As(%)Au(ppm)化学分析

| 样品 | Fe | As | Au |
|---|---|---|---|
| 1 | 43.86 | 1.22 | 41.30 |
| 2 | 43.85 | 1.30 | 49.38 |
| 3 | 46.40 | 1.51 | 86.58 |
| 4 | 44.37 | 2.18 | 94.74 |
| 5 | 43.66 | 3.78 | 137.84 |

注：5号样据吴秀群(1992)；其余样据杨科佑(1992)

粘土矿物具层状结构，其层间域空隙大，并较之其它矿物具有更大的比表面；而且，不同的粘土矿物，其层间域具有不等量的层电荷，一般由绢云母→水云母→伊利石→蒙脱石→高岭石，其所具有的负价层电荷量由大→小，相应对微包体金(或纳米微粒金胶粒)的吸附强度由大→小；此外，还可能由于晶体结构的不完整性产生的表面双层电性吸附微粒金。所谓表面双层电性，即晶层表面带负电荷，而晶片边缘凹陷带正电荷的现象，它相对于层间域对微粒金的吸附要弱一些。

正是这些硫化物和粘土矿物对纳米微粒金的分散捕获，使金粒之间几乎没有机会直接相聚，因而不可能成为可见自然金。也正因为如此，在目前的提金工艺水平下，原生矿石中的微粒金极难浸出。

## 二、金-硅配合物和金-硫配合物分解机理

众所周知，金原子的质量很大，晶体结构紧密，其电离势、负电性和氧化还原电位很高，从而决定了金的惰性。由此也就决定了微浸型金矿成矿流体中的金主要以纳米级微粒自然金状态存在。然而，由于金具有亲铁和亲硫性，因而在一定的条件下它又表现出相当的活泼性，可以出现离子态，但由其自身具有较高的负电性决定了Au的离子态以$Au^{+}$为主，较少或更特殊的情况下才出现$Au^{3+}$。这就决定了该类型金矿成矿流体中的纳米级微粒自然金在流体演化到一定的条件时，可以转而出现以配合物状态的迁移形式。例如，由前述5.1和5.2的讨论可知，随着流体对地壳(或地层)交代的过程中，温度、压力降低和相对氧化条件的出现，以及地层硫的

局部加入，使流体中的部分微粒金转而出现 $Au^+$ 状态，从而与 $SiO_2$ 和 $(HS)^-$ 等离子结合成配合物进行短距离或局部范围的迁移。那么，这些配合物又在什么条件下发生分解而沉淀富集出自然金呢？

（一）硅化与金矿化的关系

图 5-4 表述了方程(5-5)规定的 200℃溶液中，$AuH_3SiO_4^0$ 浓度与 $f_{O_2}$ 和 $SiO_2$ 含量间的关系。

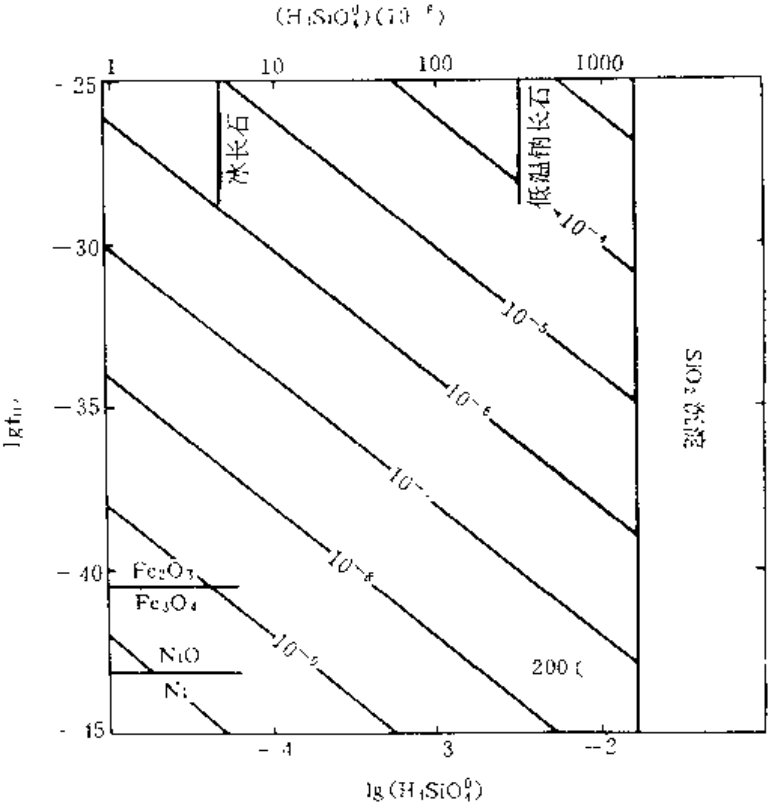



**图 5-4　金在 200℃不同浓度 $SiO_2$ 溶液中的浓度变化**

（转引自卡西远等，1994）

图 5-4 表明，在一定 $f_{O_2}$ 下，Au 的溶解度将随 $SiO_2$ 含量的增大而提高。在 $Fe_3O_4-Fe_2O_3$ 平衡的 $f_{O_2}$ 下，$SiO_2$ 的饱和溶液中将有近 $10^{-4}$ 的 Au 含量。$SiO_2$ 的沉淀（硅化）耗减溶液中的 $SiO_2$，必然导致 $AuH_3SiO_4^0$ 不稳定，促使反应(5-5)向左进行，沉淀出 Au。这是硅化和金矿化密切相伴的本质原因。显然，这也说明了硅化与金矿化间的正相关并非偶然。

鉴于自然界 $SiO_2$ 大量存在，而 Au 却远非取之不尽，因此在许多情况下，溶液中的 $AuH_3SiO_4^0$ 达不到与实际 $H_4SiO_4^0$ 浓度相平衡的含量。所以，只有当溶液中 $SiO_2$ 消耗到一定程度后，硅化才能引起 Au 沉淀，而 Au 沉淀后，又造成 $H_4SiO_4^0$ 浓度过大。这可能就是为什么在早期、主期和晚期硅化中，一般早期和晚期硅化仅伴随极弱的金矿化。

此外，图 5-4 还说明，在一定的 $SiO_2$ 浓度下，由还原到氧化有利于金-硅配合物的形成，反之，由氧化到还原会促使 Au 与 $SiO_2$ 的分离，这种条件下的金-硅配合物的分解不一定产生金的沉淀，而可能是纳米级微粒自然金与其它组分组成的金溶胶流体状态。

（二）黄铁矿化和毒砂化与金矿化的关系

分析发现，温度、压力和 $f_{S_2}$ 的下降，氧化性的增加，pH 值在近中性－弱碱性范围的波动，均能引起金-硫配合物的分解和金的沉淀。

由成矿主阶段矿物组合中，金的含量与矿石中黄铁矿和毒砂的含量呈正比，晚阶段矿物组合中则出现辉锑矿化，所以，硫化物的形成是导致金沉淀的直观表现。随着温度、压力下降，流体中的 $(HS)^-$ 与活性铁发生反应而沉淀出硫化物，引起流体 $\Sigma C_S$ 降低和 $Au(HS)_2^-$ 分解而发生金沉淀(Spycher NF. & Reed MH. 1989；Hofsta AH et al.，1991)，其反应式可表达如下：

$$H_3AsO_3+Fe^{2+}+1.375(HS)^- \leftrightarrows FeAsS+1.5H_2O+1.375^++0.375SO_4^{2-}$$

$$Au(HS)^-+FeO+H^+ \leftrightarrows FeS_2+Au+H_2O+\frac{1}{2}H_2$$

$$2Sb(OH)_3+3(HS)^-+3H^+ \leftrightarrows Sb_2S_3+6H_2O$$

综上所述，促使区内金矿矿质沉淀和聚集的原因，以温度和压力下降以及由石英、硫化物和粘土矿物沉淀所致的硅酸浓度和 $\Sigma C_S$ 的降低为主，而 Au 沉淀的方式以纳米级微粒自然金形式直接吸附或包裹于晶出的硫化物和粘土矿物为主，次为配合物分解的方式吸附或包裹于晶出的矿物。也正是由于这种 Au 的上地幔直接来源和独特的迁移、沉淀和富集机理，导致了微浸型金矿的形成。试想，如果 Au 来源于已预富集的矿源层的活化转移，而后再沉淀聚集，至少沉淀金的粒度会明显增大至显微可见金，而且原生矿石中的 Au 也会相对容易活化和浸出。

# 第六章　矿后流体地球化学特征

原生微细浸染型金矿形成后，矿后热液和表生溶液对原生矿床的进一步改造是原生矿石向氧化矿石转化最直接的动因和媒介。因此，研究和查明矿后热液和表生溶液的性质和所处的物理化学条件，对于探讨原生矿石向氧化矿石的转化机理，进而开发和利用微细浸染型金矿的原生矿石具有重要意义。

笔者在黔西南有关矿区采集了矿后热液和表生溶液形成的冷液矿物，进行了包裹体成分、温度和盐度测定以及有关的系列热力学参数计算。为了更直观地反映矿后热液和表生溶液的性质和地球化学特征，特选用了一件成矿晚期石英的包裹体与之对比。

## 第一节　矿后流体的温度和盐度

根据4件单矿物流体包裹体测定的均一温度和盐度列于表6-1。

**表6-1　微细浸染型金矿成矿热液和矿后热液及表生溶液的温度、盐度和成分特征**

| 序号 | 矿物 | 期次划分 | 均一温度(℃) | 盐度(%) | 离子重量摩尔浓度(mol/L) | | | | | | | 特征微量成分($\times10^{-6}$) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | $K^+$ | $Na^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $F^-$ | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ | Au | Cr | Co | Ni |
| 1* | 石英 | 成矿晚期 | 156 | 2.78 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0002 | 0.007 | 0.014 | 0.021 | 0.002 | 0.085 | 0.002 | 0.012 |
| 2 | 石英 | 矿后期 | 50 | 0.30 | 0.034 | 0.05 | 0.02 | 0.01 | 0.002 | 0.023 | 0.00 | 0.000 | 0.019 | 0.000 | 0.000 |
| 3 | 萤石 | 矿后期 | 100 | 0.44 | 0.03 | 0.05 | 0.67 | 0.01 | 0.58 | 0.00 | 0.00 | 0.000 | 0.003 | 0.001 | 0.000 |
| 4 | 石膏 | 表生期 | 25 | 0.20 | 0.02 | 0.023 | 0.52 | 0.016 | 0.474 | 0.015 | 0.375 | 0.003 | 0.083 | 0.012 | 0.001 |

注：①序号1样品据朱赖民，1995，其余为本文；

②测试单位：地矿部湖北宜昌地矿所包裹体分析室

成矿晚期石英(序号1)一般粒度较大，包裹体也容易观察；萤石(序号3)结晶粗大，且透明度好，但其产状明显切割了成矿晚期石英脉，因而确定为矿后热液产物；两者通过磨制包裹体薄片直接测定其均一温度分别为150℃和100℃，盐度分别为2.78%和0.44%。显然，矿后热液阶段溶液温度和盐度都明显低于成矿晚期热液。序号2石英是梳状石英脉，显然为矿后热液形成，但其集合体极为松散；序号4石膏，据其产状要确定为表生期产物，但包裹体细小且矿物透明度差；两者矿物均无法直接测定其形成时的温度和盐度，但可根据表生产状确定石膏沉淀晶出的温度为25℃，而梳状石英的结晶程度低于萤石但高于石膏，因而推测梳状石英的结晶温度应介于萤石和石膏之间，大约为50℃；关于梳状石英和石膏形成时的溶液盐度，根据包裹体成分粗略计算，的确低于成矿晚期矿物的结晶盐度，再结合两者矿物的结晶程度差异及其与萤石的对比，大致确定梳状石英和石膏的结晶盐度分别为0.30%和0.20%。可见，由成矿期热液→矿后热液→表生溶液，其所处的温度和盐度递减，这与大气降水的逐渐加入有关。

## 第二节　矿后流体的物理化学参数

### 一、成分特征

根据实测包裹体成分分析(表 6-1 和表 6-2)看出，由成矿期热液→矿后和表生溶液，$K^+$、$Na^+$含量明显增加，$F^-$含量由矿后热液到表生溶液增加，而 $CH_4$ 含量减少；从选择性测定的微量元素看，矿后热液中的微量元素含量明显低于表生溶液，尤其是 Au 元素在表生溶液中有所富集；Cr、Co 含量经矿后热液一度亏损后，在表生溶液再度富集，而 Ni 元素则明显亏损。

### 二、气体逸度特征

(一)硫逸度和氧逸度($lgfs_2$ 和 $lgf_{O_2}$)

由于矿后热液和表生溶液的作用环境及矿物共生组合明显不同于成矿期，因此，氧逸度和硫逸度可以根据特征矿物共生组合确定。

矿相研究发现，原生矿石中见闪锌矿含乳滴状黄铜矿的交生结构，即原生矿石含少量黄铜矿；在表生期，黄铜矿易与 $CuSO_4$ 溶液作用生成辉铜矿，反应式如下：

$$CuFeS_2+CuSO_4+4H_2O \rightleftharpoons Cu_2S+FeSO_4+H_2SO_4+6H^++6e^- \quad (6\text{-}1)$$

然而，在表生作用下，辉铜矿在一定的硫蒸气作用下极易转化为铜蓝：

$$2Cu_2S_{(s)}+S_{2(g)} \rightleftharpoons 4CuS_{(s)} \quad (6\text{-}2)$$

在氧化矿石的矿物组合中仅偶见辉铜矿和铜蓝，这是因为原生矿石中黄铜矿的含量本身极少，因而其转化产物自然很少，且铜蓝在表生溶液作用下也不稳定，易被溶解迁移，但黄铜矿在表生作用过程中的这种转化关系是存在的，因而可根据反应式(6-2)确定表生过程中的硫逸度。黄铁矿是原生矿石的主要矿物，且在表生作用过程中极易氧化形成 $Fe_2O_3$，因此，可根据下列反应确定表生作用过程的氧逸度。

$$4FeS_{2(s)}+3O_{2(g)} \rightleftharpoons 2FeO_{3(s)}+4S_{2(g)} \quad (6\text{-}3)$$

反应(6-2)和(6-3)在不同温度的平衡常数据 Helgeson(1969)。

由计算结果(表 6-2)看出，溶液的氧逸度普遍很低，在 $10^{-41.75}\sim10^{-54.67}$，而表生作用过程的硫逸度较成矿期提高，即成矿期硫逸度为 $10^{-20.10}$，表生期硫逸度在 $10^{-12.12}\sim10^{-17.84}$。

(二)二氧化碳逸度($lgf_{CO_2}$)

根据徐文炘(1991)提出的计算溶液 $f_{CO_2}$ 的方法，由反应关系：

$$CH_{4(g)}+2H_2O_{(g)} \rightleftharpoons CO_{2(g)}+4H_{2(g)} \quad (6\text{-}4)$$

$$CH_{4(g)}+3CO_{2(g)} \rightleftharpoons 2H_2O_{(g)}+4HCO_{(g)} \quad (6\text{-}5)$$

可推出如下计算 $f_{CO_2}$ 的公式：

$$lgf_{CO_2}=lgK_4+2lgf_{H_2O}+lgK_{H\text{-}CH_4}-4lgK_{H\ H_2}-4lgX_{H_2}+lgX_{CH_4}$$

$$lgf_{CO_2}=-\left(\frac{1}{3}\right)lgK_5+\left(\frac{2}{3}\right)lgf_{H_2O}-\left(\frac{1}{3}\right)lgK_{H\text{-}CH_4}+\left(\frac{4}{3}\right)lgK_{H\text{-}CO}-\left(\frac{1}{3}\right)lgX_{CH_4}+\left(\frac{4}{3}\right)lgX_{CO}$$

将两式求得的 $lgf_{CO_2}$ 平均即为所求 $lgf_{CO_2}$。

式中：$K_{H\text{-}CH_4}$，$K_{H\text{-}H_2}$，$K_{H\text{-}CO}$ 分别为 $CH_4$、$H_2$ 和 CO 在一定温度和盐度(取 2mol/LNaCl)条

件下的亨利常数；$K_4$ 和 $K_5$ 分别为反应(6-4)和(6-5)在一定温度条件下的平衡常数；$f_{H_2O}$ 为溶液在一定温度和盐度条件下的水蒸汽饱和蒸汽压值。

表 6-2 微细浸染型金矿成矿热液和矿后热液及表生溶液的气体成分和有关物理化学参数

| 序号 | 气体重量摩尔浓度 | | | | 气体摩尔分数 | | | | | $lgf(CO_2)$ | $lgf(H_2)$ | $lgf(CO)$ | pH | | pH |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $H_2$ | $CH_4$ | $CO_2$ | CO | $H_2$ | $CH_4$ | $CO_2$ | CO | $H_2O$ | $lgfS_2$ | $lgfO_2$ | $lgfCH_4$ | MpH | (计) | Eh(V) (测) |
| 1 | 0.014 | 0.00 | 1.46 | 0.00 | 0.001 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.97 | −20.10 | −3.76 | −52.09 | −0.35 | 4.35 | −7.60 5.79 | 6.30 | −0.64 | 6.7 |
| 2 | 0.26 | 1.50 | 1.97 | 0.00 | 0.004 | 0.03 | 0.033 | 0.00 | 0.94 | −15.42 | −7.26 | −49.35 | −11.83 | −33.63 | −22.15 6.50 | 7.77 | −0.32 | 6.6 |
| 3 | 0.15 | 0.00 | 1.75 | 0.14 | 0.003 | 0.00 | 0.03 | 0.002 | 0.97 | −12.12 | −5.66 | −41.75 | −10.64 | −34.26 | −19.78 6.12 | 7.06 | −0.28 | 7.2 |
| 4 | 0.02 | 0.13 | 0.91 | 0.00 | 0.00 | 0.0020 | 0.016 | 0.00 | 0.98 | −17.84 | −5.43 | −54.62 | −9.99 | −26.0 | −18.76 7.0 | 6.77 | −0.27 | 5.8 |

(注：表中序号对应样品同表 6-1)

从计算结果(表 6-2)看，$lgf_{CO_2}$ 值均较低，一般在 −3.76～−7.26。

(三)其它气体逸度

根据求得的 $lgf_{O_2}$ 和 $lgf_{CO_2}$，利用实测得到的有关气体重量摩尔浓度(表 6-2)，依据下列反应：

$$2H_{2(g)} + O_{2(g)} = 2H_2O_{(g)} \quad (6\text{-}6)$$

$$CH_{4(g)} + 2O_{2(g)} = CO_{2(g)} + 2H_2O_{(g)} \quad (6\text{-}7)$$

$$CH_{4(g)} + 3CO_{2(g)} = 2H_2O_{(g)} + 4CO_{(g)} \quad (6\text{-}8)$$

即可分别求得 $lgf_{H_2}$、$lgf_{CH_4}$ 和 $lgf_{CO}$，计算中所用的有关参数据徐文炘(1991)。从计算结果(表 6-2)看，表生过程中的上述 3 种气体逸度均较成矿期明显下降，尤以 $lgf_{CH_4}$ 最显著，即：$lgf_{H_2}$：−0.35→−9.99～−11.83；$lgf_{CO}$：−7.6→−18.76～−22.15；$lgf_{CH_4}$：4.35→−26.0～−34.2。

## 三、溶液的 pH 值和 Eh 值

(一)pH 值

在讨论溶液的 pH 值时，其酸碱度是相对中性水溶液的 pH 值而言的，但水溶液的中性点要随环境温度的升高或水的平衡常数的增大而降低。因此，表 6-2 中列出了相应包裹体均一温度条件下中性水的 pH 值(即 MpH 值)，同时也列出了据流体包裹体直接测定的 pH 值，但这是在常温、常压下测得的，与溶液真实的 pH 值有一定差异。

根据包裹体成分分析，其水溶液中 $CO_2$、$Na^+$、$Cl^-$ 相对占主体，因而选用 $CO_2$-NaCl-$H_2O$ 体系确定法(Crerar，1978)计算 pH 值，结果列于表 6-2。从 3 种 pH 值对比看：

无论是测定 pH 值还是计算 pH 值，都显示成矿晚期和矿后热液为弱碱性，而进入表生溶液则转为弱酸性条件，这种变化可能与多种矿物在表生条件下的转化有关。

(二)Eh 值

Eh 值计算方法参见王真光(1988)论文。

从 Eh 值计算结果(表 6-2)看，总体较低，但从成矿热液→矿后热液→表生溶液，Eh 值有明显升高的趋势，即：由 −0.64→−0.32→−0.28→−0.27。

## 四、溶液中含硫原子团的摩尔分数

Ohmoto(1972)认为，溶液中的含硫原子团之间的平衡由下列反应确定：

$$H_2S = H^+ + HS^- \quad (6\text{-}9)$$

$$HS^- = H^+ + S^{2-} \quad (6\text{-}10)$$

$$HSO_4^- = H^+ + SO_4^{2-} \quad (6\text{-}11)$$

$$KSO_4^- = K^+ + SO_4^{2-} \quad (6\text{-}12)$$

$$NaSO_4^- = Na^+ + SO_4^{2-} \quad (6\text{-}13)$$

$$2H^+ + SO_4^{2-} = H_2S + 2O_2 \quad (6\text{-}14)$$

利用上述反应式，代入相应的 $lgf_{O_2}$、pH 值、有关组分含量、逸度系数和平衡常数即可求得各含硫原子团的相对摩尔分数，如表 6-3 所列。

表 6-3 微细浸染型金矿成矿热液和矿后热液及表生溶液中含硫原子团摩尔分数

| 序号 | 溶液中含硫原子团摩尔分数 | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $XSO_4$ | $XHSO_4^-$ | $XKSO_4^-$ | $XNaSO_4^-$ | $XH_2S$ | $XHS^-$ | $XS^{2-}$ |
| 1 | $1.4\times10^{-14}$ | $4.7\times10^{-17}$ | $3.3\times10^{-18}$ | $3.7\times10$ | 0.74 | 0.26 | $2.5\times10^{-6}$ |
| 2 | 0.58 | $6.2\times10^{-6}$ | 0.16 | 0.26 | $8.4\times10^{-16}$ | $4.9\times10^{-14}$ | $1.3\times10^{-17}$ |
| 3 | 0.52 | $4.4\times10^{-5}$ | 0.16 | 0.31 | $6.1\times10^{-27}$ | $33\times10^{-22}$ | $1.8\times10^{-26}$ |
| 4 | 0.83 | $1.9\times10^{-5}$ | $7.9\times10^{-3}$ | $9.5\times10^{-2}$ | $1.7\times10^{-9}$ | $1.4\times10^{-6}$ | $3.4\times10^{-13}$ |

（注：序号对应样品同表 6-1）

由表 6-3 看出，表生作用过程的溶液性质相对于成矿期热液发生了明显变化，表现为：

成矿期热液主要含 $H_2S$ 和 $HS^-$，而矿后热液和表生溶液主要含 $SO_4^{2-}$、$KSO_4^-$ 和 $NaSO_4^-$，这表明表生作用过程的氧化能力增强，将成矿热液中的 $S^{2-}$ 基本氧化为 $S^{6+}$，这受前述包裹体成分特征以及硫逸度和 Eh 值的变化规律制约。矿后热液和表生溶液的这种性质将直接影响到金在表生作用过程中的迁移形式。

## 第三节 矿后流体的压力与成矿深度

根据邵洁涟(1988)提出的经验公式：

$$To = 374 + 9.2\times N; \quad Po = 219 + 26.2\times N;$$

$$Pt = Po\times Th/To; \quad Ht = Pt/250\times10^5(km).$$

式中，N 为溶液的盐度；Th 为包裹体均一温度；To 为成矿或表生溶液形成时的初始温度，单位为 C；Po 为溶液形成时的初始压力，单位为 $10^5$Pa；Pt 为成矿压力；Ht 为成矿深度，按岩石静压力 $250\times10^5$/km 计算。各参数计算结果列于表 6-4，可以看出：

成矿热液转入矿后热液和表生溶液后确实进入低压和超浅成环境，但并非地表，因而溶液的氧逸度和 Eh 值可以较低。

表 6-4　微细浸染型金矿成矿热液和矿后热液及表生溶液的成矿压力和深度估算

| 序号 | To | Po | Pt | Ht | 备　　注 |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 339.6 | 291.8 | 113.9 | 0.46 | ①To 为溶液形成时的初始温度；Po 为溶液形成时的初始压力；<br>Pt 为成矿压力；Ht 为成矿深度；<br>②温度单位：C；压力单位：$\times 10^5$Pa；深度单位：km；<br>③序号对应样品同表 6-1 |
| 2 | 376.8 | 226.9 | 30.10 | 0.12 | |
| 3 | 370.1 | 230.50 | 60.98 | 0.24 | |
| 4 | 375.8 | 224.20 | 14.90 | 0.06 | |

## 第四节　几点认识

(1)由成矿期热液→矿后热液→表生溶液，其矿物结晶温度和溶液盐度递减，这与大气降水的逐渐加入有关。

(2)由成矿期热液→矿后热液和表生溶液，$K^+$、$Na^+$含量明显增加，$F^-$含量则由矿后热液→表生溶液增加，而 $CH_4$ 含量降低，但 Au 元素在表生溶液中有所富集。

(3)在表生作用过程中，矿后热液和表生溶液的 $lgf_{H_2}$、$lgf_{CH_4}$和 $lgf_{CO}$均较成矿期明显下降，尤以 $lgf_{CH_4}$最显著；相反，$lgf_{S_2}$则有明显提高；从含硫原子团的性质看，成矿期热液主要含 $H_2S$ 和 $HS^-$，而矿后热液和表生溶液主要含 $SO_4^{2-}$、$KSO_4$ 和 $NaSO_4^-$，这表明表生作用过程溶液的氧化性增强。

(4)无论是成矿期热液还是矿后热液和表生溶液，其 $lgf_{SO_2}$的 $lgf_{CO_2}$均很低；尽管 Eh 值总体较低，但在表生作用过程中都有明显升高的趋势，这与成矿热液转入矿后热液和表生溶液后进入低压和超浅成环境而非地表有关。

(5)成矿晚期和矿后热液均显示弱碱性，但进入表生溶液则转为弱酸性条件，这种酸碱性变化可能与多种矿物在表生条件下的转化有关，并进而导致溶液的前述系列变化，且这些变化将直接影响和制约金在表生作用过程中的迁移形式以及原生矿石向氧化矿石的转化。

# 下篇 金矿成矿流体的来源和成矿模式

## 第七章 成矿流体中的物质来源

### 第一节 常量元素地球化学

表 7-1 列出了研究区金矿弱蚀变围岩、矿化岩和矿石以及矿区内或附近或区域内产出的花岗岩、辉绿岩和玄武岩的主要化学成分。由表 7-1 可以看出如下特点：

(1)具不同控矿特征的矿床，其弱蚀变围岩与矿化岩和矿石的常量元素变化规律不一样。例如，由层间错动(剥理)构造破碎带控矿的戈塘金矿，从弱蚀变围岩→矿化岩→矿石，$TiO_2$、CaO、$Al_2O_3$、TFe、$Na_2O+K_2O$ 和 MgO 都明显降低；而由压扭性断裂破碎带控矿的金牙和革档金矿的上述组分中，除 CaO 在金牙、MgO 在革挡表现降低外，其它组分均明显升高；然而 $SiO_2$ 在所有的矿床中都显著升高。

(2)从矿化岩和矿石中 Au 与 $SiO_2$ 含量的关系看，在含有明显围岩成分的矿石中，$SiO_2$ 含量越高，即硅化愈强烈的矿石，其 Au 含量越高；但是，在硅化作用演化到形成硅化岩时，其 Au 含量却很低(<0.5ppm)，这表明 Au 与 Si 存在既相联又分离的特殊地球化学关系；

(3)弱蚀变的碳酸盐岩围岩较弱蚀变的碎屑岩类围岩的 Au 含量总体上明显偏低，尤其是在有硅化的情况下更明显。如硅化灰岩角砾含 Au 最高仅 0.12ppm，而硅化砂泥岩含 Au 可达 0.75ppm。这表明碳酸盐岩不是有利的赋矿岩石。

将表 7-1 数据作 R 型聚类分析，得到如图 7-1 所示的谱系图，由图可看出以下几点：

(1)当取相似水平 $\alpha=-0.18$ 时，化学成分可分为三组：①$SiO_2$ 和 Au 聚为一类，代表来源较为独立的一类主要成分；②CaO 自成一类，可能代表主要来源于碳酸盐岩的成分；③其余组分聚为一类，可能代表一类混合来源的成分；

(2)当提高相似水平，取 $\alpha=0.70$ 时，化学成分发生分离，其中除 Au 与 $SiO_2$ 分别自成一类外，混合来源的成分将分离出 5 类，$TiO_2$、$Na_2O$、FeO、MgO 代表一组以深源为主的成分，而 $Al_2O_3$、$K_2O$ 和 $Fe_2O_3$ 代表一组以浅源为主的成分。

可见，随着成矿流体的演化，不同来源的组分趋于分离，而其中 Au 与 $SiO_2$ 之间以及两者与其它组分之间表现出某种特殊的地球化学关系。

现在我们再来看看以这些化学成分特征为依据的各类样品之间的关系。为进一步提高 Q

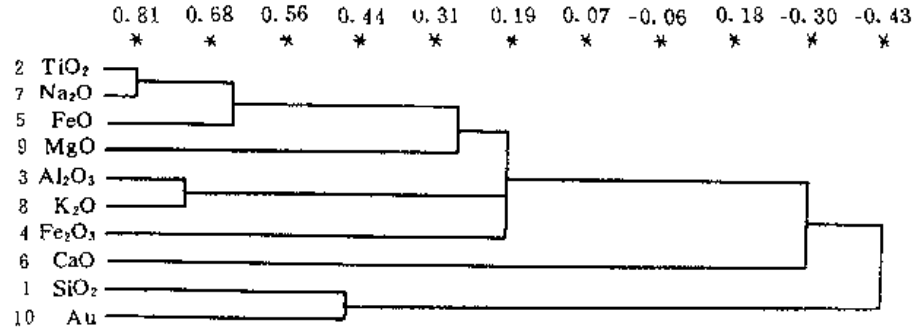



**图 7-1　滇黔桂金矿弱蚀变围岩、矿化岩和矿石主要化学成分 R 型聚类谱系图**

(N=41,M=10)

型聚类的分辨率，先将表 7-1 数据作 R 型因子分析，然后再以由此得到的正交因子解得分阵为数据作 Q 型聚类分析。

若去掉花岗岩类和辉绿岩类，以 41 个样品取其中 6 个有效因子进行分析，得到图 7-2 所示的非常清晰的聚类谱系结果表明：弱硅化岩类相对与黄铁矿质原生矿石聚类；强硅化岩类相对与砷质原生矿石和氧化矿石聚类；而弱蚀变围岩、玄武岩和弱蚀变碳酸盐岩分别自成一类。基本互不相干，它们作为矿体围岩，只是在很远的距离上与矿化岩和矿石有微弱联系。若加上花岗岩类和辉绿岩类，以 50 个样品取其中 5 个有效因子进行分析，得到图 7-3 所示更进一层的聚类谱系，结果表明：在Ⅰ、Ⅳ、Ⅴ、Ⅵ类围岩中，以Ⅰ类，即花岗岩类与矿化岩和矿石的关系最接近，而且，矿化岩和矿石中，又以Ⅱ类，即滇桂弱硅化岩和黄铁矿质矿石与花岗岩更接近。

从地理位置看，花岗岩的产出也主要在滇东南和桂西北。

为了直观表现化学成分与不同类型样品的关系，再利用表 7-1 作对应分析，由于取前 2 个主因子 $F_1$ 和 $F_2$ 的累积方差贡献百分比已达 76%，包含了大部分信息，为简化作图，将 R 型和 Q 型因子载荷结果同时在 $F_1$、$F_2$ 主因子平面投点，得到图 7-4，由该图可以看出：

(1)化学成分比较分散，其中尤以 $SiO_2$、CaO、$Al_2O_3$、MgO 相互远离，分占 4 个象限，表明这 4 种成分的主要来源有明显区别；

(2)$Al_2O_3$ 相对靠近弱蚀变围岩区(Ⅲ区)，尤以 $Fe_2O_3$ 和 $K_2O$ 与Ⅲ区关系密切，表明这 3 种成分可能主要来自围岩地层；

(3)MgO 相对靠近基性岩浆岩区(Ⅳ区)，尤以 FeO 与Ⅳ区关系较为密切，表明这两种成分可能主要来自深部岩浆热液；

(4)$TiO_2$ 和 $Na_2O$ 位于Ⅲ区和Ⅳ区之间，因而它们的来源可能与此两区岩性有关；

(5)CaO 相对靠近弱蚀变碳酸盐岩(Ⅴ区)，显然其来源主要与此区有关；

(6)$SiO_2$ 既相对靠近Ⅰ区和Ⅱ区，但又相当远离，这表明 $SiO_2$ 既与成矿作用有一定的联系，但又处于相对分离的状态；其来源既不可能为花岗岩，更不可能为基性岩浆岩和碎屑岩类围岩，可见 $SiO_2$ 的来源具有特殊性；

(7)花岗岩类与滇东南和桂西北的弱硅化岩和黄铁矿质原生矿石关系密切，表明酸性岩浆热液参与了成矿作用；

(8)20 号样品为晴隆锑(金)矿的弱硅化粘土玄武岩，在 Q 型聚类和对应分析中都明显与

表 7-1　滇黔桂金矿围岩、矿化岩和矿石部分化学成分分析数据表

| 序号 | 类别 | 样　号 | 岩　　性 | 矿　区 | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | MgO | Au(ppm) | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 花岗岩 | GD530 | 斑状花岗岩 | 广西大厂 | 73.87 | 0.16 | 13.28 | 1.98 | 1.64 | 0.64 | 3.03 | 5.64 | 0.14 | | 高永文(1988) |
| 2 | | GD710 | 斑状花岗岩 | 广西大厂 | 71.71 | 0.22 | 14.09 | 2.13 | 1.50 | 0.99 | 2.95 | 5.35 | 0.23 | | 高永文(1988) |
| 3 | | GD735 | 粒状花岗岩 | 广西大厂 | 73.76 | 0.14 | 13.86 | 1.61 | 1.30 | 0.75 | 3.13 | 4.86 | 0.16 | | 高永文(1988) |
| 4 | | GD470 | 粒状花岗岩 | 广西大厂 | 73.50 | 0.12 | 13.85 | 1.59 | 1.30 | 0.84 | 3.10 | 4.93 | 0.16 | | 高永文(1988) |
| 5 | 辉绿岩 | LL—1 | 辉绿岩 | 隆林 | 64.62 | 3.05 | 14.00 | 1.56 | 11.56 | 8.76 | 3.24 | 0.72 | 6.90 | | 区域地质志 |
| 6 | | BM—2 | 辉绿岩 | 巴马 | 46.30 | 3.03 | 14.13 | 1.48 | 11.72 | 9.88 | 2.93 | 0.98 | 5.85 | | 区域地质志 |
| 7 | | DF -3 | 辉绿岩 | 富宁 | 45.20 | 2.72 | 15.03 | 2.15 | 13.02 | 10.16 | 2.64 | 1.12 | 3.99 | | 区域地质志 |
| 8 | | BM—5 | 辉长辉绿岩 | 巴马 | 47.91 | 3.14 | 12.94 | 2.44 | 13.19 | 7.71 | 3.85 | 1.29 | 3.12 | | 区域地质志 |
| 9 | | YU—4 | (辉长)辉绿岩 | 阳坪 | 43.80 | 6.22 | 12.79 | 3.57 | 12.80 | 9.83 | 2.42 | 1.05 | 5.42 | | 区域地质志 |
| 10 | 玄武岩 | XW—1 | 玄武岩 | 盘县 | 48.76 | 4.25 | 13.51 | 4.99 | 9.19 | 9.02 | 2.25 | 1.37 | 4.65 | 0.02 | 杨科佑(1992) |
| 11 | | XW—2 | 玄武岩 | 马雄 | 46.88 | 3.12 | 13.64 | 1.74 | 11.48 | 9.23 | 3.11 | 0.71 | 5.17 | 0.03 | 杨科佑(1992) |
| 12 | | XW—3 | 玄武岩 | 富宁 | 52.74 | 1.73 | 12.22 | 4.27 | 11.99 | 7.36 | 2.84 | 1.63 | 2.26 | 0.04 | 杨科佑(1992) |
| 13 | | XW　4 | 玄武岩 | 水城 | 46.13 | 2.52 | 16.18 | 6.03 | 8.75 | 8.51 | 2.64 | 0.85 | 4.85 | 0.01 | 杨科佑(1992) |
| 14 | | XW—5 | 玄武岩(贵州) | 古斯寨 | 51.57 | 3.83 | 9.92 | 5.39 | 7.39 | 5.90 | 3.71 | 1.27 | 5.50 | 0.06 | 杨科佑(1992) |
| 15 | 碳酸盐岩 | GW01 | 弱蚀变碳酸盐 | 戈塘 | 1.14 | 0.00 | 0.30 | 0.14 | 0.08 | 54.70 | 0.06 | 0.01 | 0.31 | 0.01 | 朱赖民(1995) |
| 16 | | G8　7 | 弱蚀变碳酸盐 | 高龙 | 9.78 | 0.06 | 0.87 | 0.32 | 0.42 | 48.10 | 0.10 | 0.32 | 0.74 | 0.005 | 朱赖民(1995) |
| 17 | | GKK01 | 弱硅化灰岩角砾 | 戈塘 | 21.36 | 0.12 | 1.17 | 0.87 | 0.40 | 10.23 | 0.32 | 0.07 | 2.09 | 0.04 | 朱赖民(1995) |
| 18 | | GK03 | 弱硅化灰岩角砾 | 戈塘 | 11.80 | 0.03 | 1.12 | 1.12 | 0.91 | 41.05 | 0.05 | 0.01 | 0.31 | 0.12 | 朱赖民(1995) |
| 19 | 蚀变和矿化岩石 | GK01 | 弱蚀变角砾岩 | 戈塘 | 30.00 | 3.42 | 25.30 | 20.24 | 0.36 | 0.27 | 1.81 | 1.05 | 0.39 | 0.02 | 朱赖民(1995) |
| 20 | | XW—6 | 弱硅化粘土化玄武岩 | 晴隆 | 54.92 | 2.18 | 6.40 | 17.11 | 0.98 | 1.26 | 1.22 | 1.01 | 0.56 | 0.25 | 杨科佑(1992) |
| 21 | | YD4—1 | 弱蚀变围岩 | 戈塘 | 32.37 | 2.80 | 25.14 | 15.41 | 1.55 | 0.67 | 1.16 | 1.60 | 0.00 | 0.01 | 李文亢(1989) |
| 22 | | YD3 | 弱蚀变围岩 | 戈塘 | 35.98 | 2.50 | 16.97 | 8.35 | 2.68 | 0.86 | 1.23 | 2.1 | 0.00 | 0.004 | 李文亢(1989) |
| 23 | | YD4—2 | 硅化砂泥岩 | 戈塘 | 88.04 | 0.37 | 5.68 | 0.17 | 1.45 | 0.45 | 0.58 | 0.40 | 0.00 | 0.75 | 李文亢(1989) |
| 24 | | GKK01 | 硅化角砾岩 | 戈塘 | 81.72 | 0.28 | 2.91 | 7.33 | 4.84 | 0.16 | 0.06 | 0.20 | 0.19 | 0.01 | 朱赖民(1995) |
| 25 | | G8—2 | 硅化岩 | 高龙 | 91.30 | 0.09 | 4.32 | 0.37 | 0.62 | 0.16 | 0.03 | 1.03 | 0.27 | 0.03 | 杨科佑(1992) |

续表 7-1

| 序号 | 类别 | 样 号 | 岩 性 | 矿 区 | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | MgO | Au(ppm) | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 26 | 蚀变和矿化岩石 | BT1 | 硅化岩 | 戈塘 | 91.93 | 0.35 | 2.23 | 2.73 | 0.41 | 0.29 | 0.36 | 0.32 | 0.21 | 0.50 | 李文亢(1989) |
| 27 | | JY5 | (底板)粉砂岩 | 金牙 | 57.30 | 0.50 | 8.75 | 1.37 | 3.57 | 7.37 | 0.39 | 1.34 | 3.78 | 0.43 | 王国田(1989) |
| 28 | | JY6 | (顶板)粉砂岩 | 金牙 | 62.62 | 0.59 | 10.25 | 3.97 | 2.49 | 4.37 | 0.12 | 1.51 | 1.96 | 0.12 | 王国田(1989) |
| 29 | | LL32-E | 弱蚀变围岩 | 革挡 | 59.08 | 0.95 | 15.67 | 0.29 | 7.08 | 0.06 | 0.22 | 1.60 | 2.08 | 0.02 | 杨科佑(1992) |
| 30 | | GI—9 | 矿化围岩 | 革挡 | 66.34 | 1.04 | 18.15 | 1.19 | 0.90 | 0.38 | 0.31 | 5.34 | 0.99 | 0.19 | 杨科佑(1992) |
| 31 | | LL32—D | 矿化围岩 | 革挡 | 58.42 | 0.95 | 18.68 | 3.87 | 1.89 | 0.19 | 0.14 | 5.60 | 1.27 | 0.19 | 杨科佑(1992) |
| 32 | | GKK02 | 硅化岩 | 戈塘 | 90.92 | 0.33 | 2.70 | 0.21 | 3.65 | 0.16 | 0.07 | 0.26 | 0.19 | 0.05 | 朱赖民(1995) |
| 33 | 原生矿石 | LNG1 | 金—砷—锑型 | 烂泥沟 | 68.80 | 0.24 | 6.40 | 2.46 | 5.24 | 2.78 | 0.38 | 1.70 | 1.46 | 7.47 | 谭运金(1994) |
| 34 | | GL5 | 蚀变砂泥岩 | 高龙 | 67.82 | 0.75 | 16.92 | 4.09 | 1.00 | 0.17 | 0.31 | 1.18 | 0.42 | 6.31 | 李年有(1994) |
| 35 | | GI-13 | 矿石 | 革挡 | 67.74 | 1.35 | 17.64 | 1.21 | 0.56 | 0.32 | 0.16 | 4.49 | 0.99 | 5.23 | 杨科佑(1992) |
| 36 | | JY2 | 黄铁矿型 | 金牙 | 56.22 | 0.78 | 17.02 | 5.77 | 1.74 | 2.81 | 0.62 | 3.08 | 1.36 | 5.36 | 王国田(1991) |
| 37 | | JY3 | 黄铁矿-毒砂型 | 金牙 | 55.94 | 0.80 | 16.12 | 4.16 | 1.18 | 2.81 | 1.05 | 2.99 | 1.13 | 5.75 | 王国田(1991) |
| 38 | | JY4 | 毒砂型 | 金牙 | 57.72 | 0.16 | 9.31 | 5.13 | 2.93 | 6.70 | 0.18 | 1.26 | 3.21 | 8.60 | 王国田(1994) |
| 39 | | ZC-1 | 正常矿石 | 桂西北 | 70.05 | 0.46 | 15.15 | 2.66 | 0.99 | 0.22 | 0.19 | 3.66 | 0.58 | 3.19 | 杨科佑(1992) |
| 40 | | PY—3 | 黄铁矿质矿石 | 桂西北 | 58.33 | 0.56 | 14.31 | 9.15 | 0.69 | 1.29 | 0.08 | 4.16 | 1.30 | 5.60 | 杨科佑(1992) |
| 41 | | AS—4 | 砷质矿石 | 桂西北 | 63.97 | 0.47 | 12.47 | 7.95 | 0.63 | 1.13 | 0.08 | 3.60 | 1.17 | 1.20 | 杨科佑(1992) |
| 42 | | LNG2 | 蚀变砂泥岩 | 烂泥沟 | 47.17 | 0.36 | 7.79 | 1.61 | 1.67 | 2.97 | 0.04 | 1.80 | 1.23 | 8.83 | 何立贤(1993) |
| 43 | | TC24—25 | 矿石 | 革挡 | 73.65 | 0.72 | 12.07 | 4.88 | 0.59 | 0.38 | 0.13 | 3.80 | 0.96 | 1.13 | 杨科佑(1992) |
| 44 | | JY1 | 矿石(砷质) | 金牙 | 78.18 | 0.59 | 9.50 | 3.68 | 0.48 | 0.01 | 0.25 | 0.85 | 0.14 | 6.81 | 王国田(1991) |
| 45 | 矿石 | LNG4 | 蚀变粉砂岩(半氧化) | 烂泥沟 | 82.61 | 0.36 | 7.60 | 2.19 | 0.85 | 0.13 | 0.03 | 1.79 | 0.27 | 6.50 | 何立贤(1993) |
| 46 | | GK06 | 氧化矿石 | 戈塘 | 71.58 | 1.06 | 5.71 | 6.80 | 2.82 | 2.54 | 0.24 | 0.61 | 0.23 | 3.479 | 朱赖民(1995) |
| 47 | | GT1 | 矿石(氧化) | 戈塘 | 86.40 | 0.26 | 1.84 | 5.81 | 1.86 | 0.25 | 0.08 | 0.25 | 0.04 | 15.04 | 程变华(1994) |
| 48 | | GK07 | 碳酸盐化氧化矿石 | 戈塘 | 53.76 | 0.04 | 4.94 | 3.30 | 4.07 | 11.97 | 0.04 | 0.85 | 0.20 | 7.90 | 朱赖民(1995) |
| 49 | | GL5 | 矿石(蚀变砂泥岩) | 高龙 | 92.05 | 0.11 | 2.48 | 1.02 | 0.64 | 0.31 | 0.08 | 0.37 | 0.25 | 11.67 | 李年有(1994) |
| 50 | | GL3 | 紫色角砾岩 | 高龙 | 90.29 | 0.17 | 3.04 | 2.44 | 1.34 | 0.22 | 0.10 | 0.51 | 15.99 | 6.33 | 李年有(1994) |

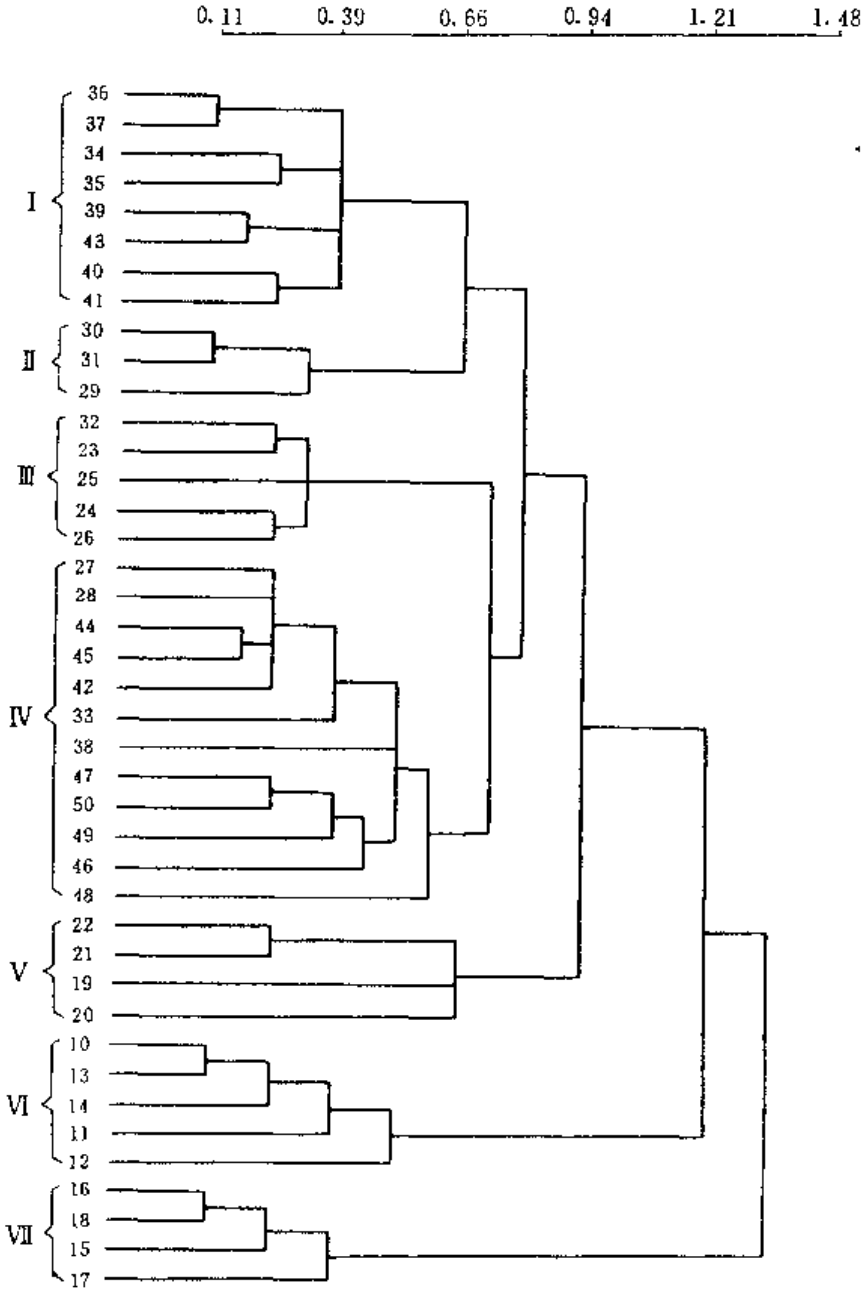



**图 7-2　滇黔桂金矿围岩、矿化岩和矿石主要化学成分以 R 型因子分析为基础的 Q 型聚类谱系图**

(N=41,M=6)

Ⅰ—黄铁矿质原生矿石；Ⅱ—弱硅化岩；Ⅲ—强硅化岩；Ⅳ—含砷质的矿化岩、原生矿石和氧化矿石；

Ⅴ—弱蚀变围岩；Ⅵ—玄武岩类；Ⅶ—弱蚀变碳酸盐岩

(图中数字代表的样品对应表 7-1 序号)

玄武岩区分离，且玄武岩和辉绿岩区也不与矿化岩和矿石聚类，这表明基性岩浆热液没有直接参与成矿作用，而成矿热液却能显著改变基性岩浆岩以及其它围岩的性质，使改造后的岩石与原岩分离，这是一种异地来源热液迭加改造的典型表现之一。

可见，对应分析与 R 型和 Q 型聚类分析的结论是一致的和相互呼应的，且揭示的规律性也进一步明朗化。

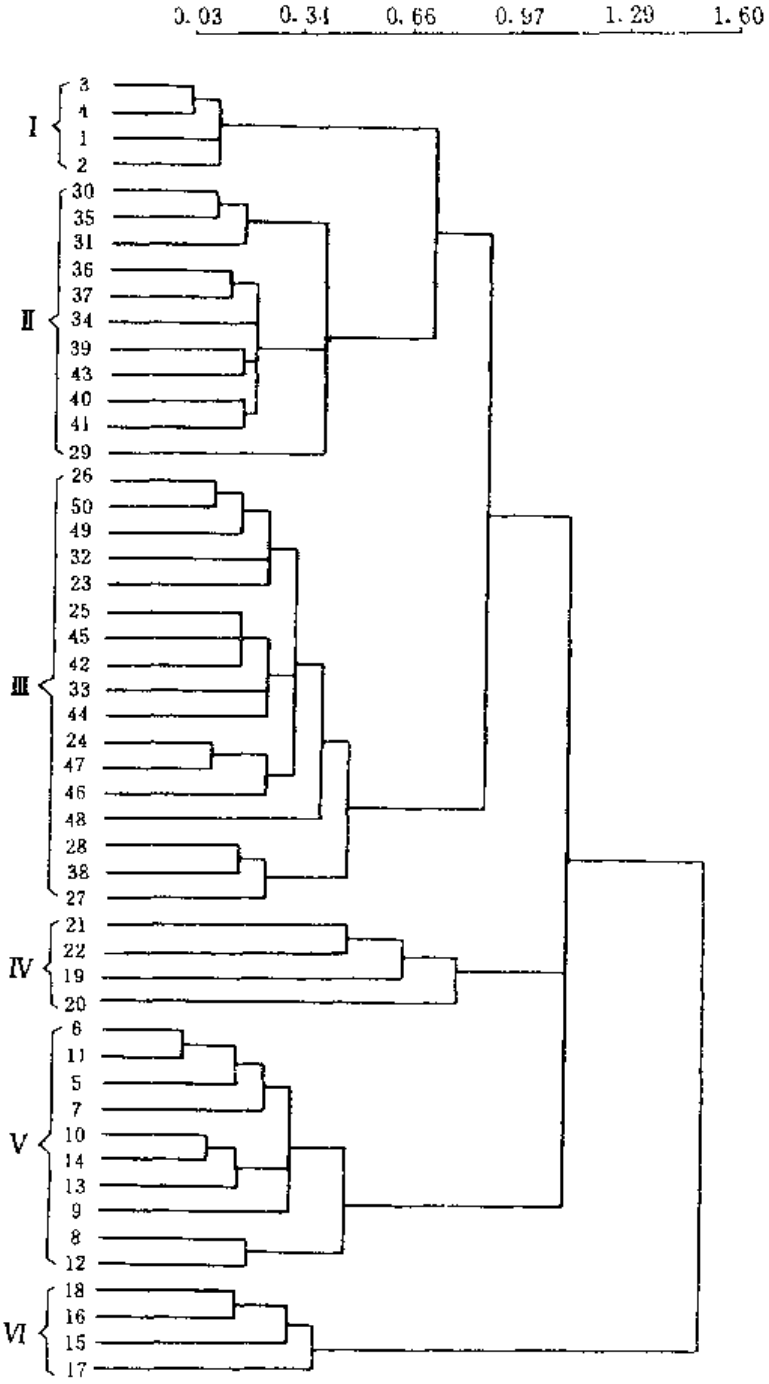



**图 7-3　滇黔桂金矿围岩、矿化岩和矿石主要化学成分以 R 型因子分析为基础的 Q 型聚类谱系图**

（N－50、M－5）

Ⅰ－花岗岩类；Ⅱ－滇桂弱硅化岩和黄铁矿质原生矿石；Ⅲ－黔桂强硅化岩、砷质原生矿石和氧化矿石；Ⅳ－围岩3围岩；Ⅴ－玄武岩和辉绿岩；Ⅵ－弱蚀变碳酸盐岩

（图中数字代表的样品对应表 7-1 序号）

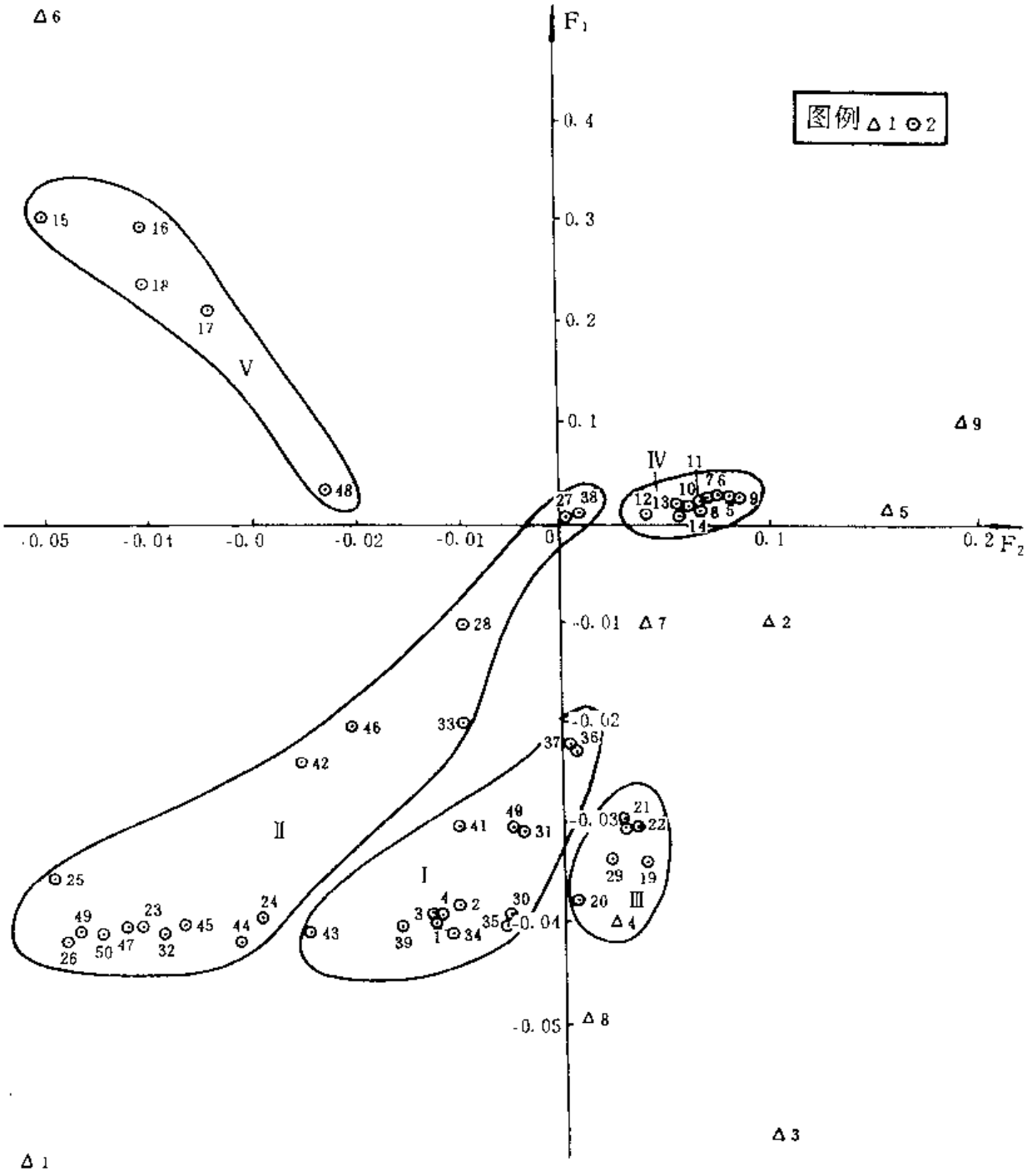



**图 7-4　滇黔桂金矿围岩、矿化岩和矿石主要化学成分对应分析主因子平面图解**

（N=50，M=9）

1—化学成分变量，各点编号对应的成分同图 7-1；2—样品变量，各点编号对应的样品同表 3-1 序号；Ⅰ区—花岗岩类及与之接近的浅钾钠钙碱性岩和黄铁矿质原生矿石；Ⅱ区—黔桂强硅化岩、砷质原生矿石和氧化矿石；Ⅲ区—弱蚀变围岩（碎屑岩类）；Ⅳ区—辉绿岩和玄武岩；Ⅴ区—弱蚀变碳酸盐岩

## 第二节　微量元素地球化学

表 7-2 列出了研究区金矿各类岩石、矿石和矿物的微量元素中子活化分析结果及其与地球结构层的微量元素背景值的对比。由于微量元素变化细微、灵敏，直接从表列数据无法看出元素之间和元素与样品之间的关系及其变化规律，因而只能通过聚类分析等数理统计方法加以有效识别。为此，将表 7-2 数据作 R 型聚类分析得到图 7-5，由图看出各元素具有如下特点：

(1)当取相似水平 $\alpha=0.29$ 时，所列 20 个微量元素可分为 7 类：Cr、Ni、Co、Zn 聚成一类，可能代表一组来源于上地幔的元素；Sr、Ba、Sc 聚成一类，可能代表一组来源于基底层的元素；Au、Cs、As 分别自成一类，它们与前两组元素紧邻，关系相对较接近，并具有较独特的地球化学性质；其余元素分别聚为两类，可能代表主要来源于上地壳不同岩石的混合元素组；

(2)当提高相似水平，取 $\alpha=0.74$ 时，微量元素成分发生分离，其中 Co 和 Zn 从深源元素组分离并分别自成一类；Sc 从基底元素中分离；混合元素组中，除 Mo、Rb、Th 分别自成一类外，Sb 和 Ag、U 和 W、Zr、Hf 和 Ta 以及 Cr 和 Ni 分别具有很高的相似程度；

(3)Au、As、Sb 三者关系比较疏远，这预示 Au、As 和 Sb 的来源不同，Au 可能主要来源于上地幔，而 As、Sb 可能主要来源于上地壳。

可见，随着成矿流体的演化，不同来源的微量元素趋于分离，其中 Au 与其它微量元素比较，具有很明显的独立性，这与它在常量元素中表现的行为相似。那么，这些元素之间的关系究竟是如何确定与各类岩石、矿石和特征单矿物之间的关系呢？

为了有效提高 Q 型聚类的分辨率，先将表 7-2 数据作 R 型因子分析，然后再以由此得到的取 12 个有效因子的正交因子解得分阵为数据作 Q 型聚类分析，结果如图 7-6 所示，样品聚类大致可分为 9 类，总体规律非常明显，表现为：

(1)从 I 类到Ⅸ类，随深源物质的参与由少到多，其中的围岩类由灰岩→粉砂岩、炭质页岩→玄武岩→弱氧化性的蚀变粉砂岩、矿化岩→早期黄铁矿化的玄武岩，弱硅化辉绿岩和粘土角砾岩→凝灰岩类的矿化岩；矿石类由含方解石脉的正常矿石→弱氧化性的正常矿石和锑矿石→炭质、硅质金、锑矿石→辉绿岩蚀变的氧化矿石、黄铁矿质和砷质原生矿石；单矿物类由石膏→萤石→白铁矿→炭质原生矿石中的伊利石→氧化矿石中的伊利石→炭质矿石中的黄铁矿→正常原生矿石中的伊利石；石英脉类由矿后和表生石英脉→成矿晚期石英脉，但它们与钙质类围岩和单矿物关系较近；

(2)从聚类结果看出，围岩和矿石是可以截然分开的，如Ⅰ、Ⅳ类与Ⅷ、Ⅸ类。具过渡性质的围岩和矿石所占的聚类位置则取决于起主导作用的某种因素，如Ⅲ类中等硅化强度的粉砂岩类原生矿石位于典型的灰岩和粉砂岩类围岩之间，显然亲近围岩，这是由于矿石中围岩所占的比例较大所致。用 42 号样与 43 号样比较，前者矿石中的围岩比例比后者矿石大，因而前者聚入Ⅲ类，后者聚入Ⅸ类；无明显矿化的玄武岩(2 号、3 号)与基底层关系密切，聚入Ⅴ类，而且黄铁矿化和弱矿化的玄武岩(4 号、5 号)则相对靠近深源类，聚入Ⅶ类。因此，在判断成矿物质来源，分析矿石与围岩的关系时，应特别注意区分这类具过渡性质的围岩和矿石；

(3)成矿主期的硅化石英(14 号)与成矿晚期的粗大石英脉(8 号、31 号、39 号)比较，两者微量元素特征具有明显差异，前者靠近深源，聚入Ⅶ类，后者与浅源关系密切，聚入Ⅱ类。可见成矿晚期热液与围岩发生了相当程度的成分交换。值得一提的是，20 号样为构造角砾石英岩

表 7-2　滇黔桂金矿围岩、矿化岩、矿石和矿物微量元素中子活化结果对比

| 序号 | 样号 | 矿区 | 岩性和矿物 | Sc | Cr | Co | Ni | Zn | Rb | Sr | Cs | Ba | Zr | Hf | Ta | Th | U | Mo | W | As | Sb | Ag | Au |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | XQD—13 | 晴隆锑（金）矿 | 弱硅化角砾灰岩 | 3.94 | 281 | 9.2 | 5 | 6 | 5 | 72 | 1.9 | 64 | 69 | 0.9 | 0.11 | 0.81 | 0.3 | 0.1 | 0.9 | 2.3 | 60.6 | 0.6 | 0.05 |
| 2 | XQD—20 | | 弱蚀变玄武岩 | 22.1 | 39 | 22.1 | 19 | 36 | 20 | 575 | 5.7 | 771 | 210 | 4.17 | 2.01 | 2.84 | 2.1 | 11.8 | 2.2 | 10.4 | 23.6 | 1.3 | 0.02 |
| 3 | XQD—17 | | 粘土化玄武岩 | 17.87 | 307 | 1.6 | 33 | 19 | 8 | 568 | 0.9 | 123 | 101 | 1.6 | 2.09 | 2.77 | 3.1 | 3 | 1.8 | 70.1 | 69.3 | 21 | 0.05 |
| 4 | XQD—18 | | 早期黄铁矿化玄武岩 | 16.41 | 160 | 15.3 | 33 | 79 | 27 | 166 | 2.9 | 860 | 95 | 3.8 | 1.86 | 2.46 | 9.2 | 6.6 | 17.6 | 1855 | 198.3 | 1.5 | 0.05 |
| 5 | XQD—8 | | 碳酸盐化粘土化玄武岩 | 6 | 456 | 25.7 | 22 | 7 | 14 | 314 | 2.5 | 38 | 271 | 3.1 | 0.54 | 2.05 | 0.2 | 25.9 | 5.9 | 1161 | 1101 | 3.9 | 0.032 |
| 6 | XQD—7 | | 原生锑（金）矿石 | 3.56 | 166 | 29.9 | 87 | 50 | 106 | 39 | 5.5 | 36 | 171 | 19.2 | 1.09 | 4.83 | 2.3 | 15.2 | 20.2 | 3591 | 15100 | 5.1 | 4.953 |
| 7 | XQD—23 | | 炭质页岩中的白铁矿 | 1.39 | 16.8 | 4.8 | 165 | 9 | 21 | 67 | 1.4 | 211 | 228 | 2.87 | 0.68 | 2.25 | 9.1 | 27.9 | 2.9 | 54.1 | 1.37 | 0.6 | 0.009 |
| 8 | XQD—14 | | 成矿晚期贵翠石英脉 | 0.31 | 437 | 1.5 | 5 | 9 | 2 | 17 | 2.5 | 11 | 3 | 0.1 | 0.01 | 0.29 | 0.1 | 3.9 | 1.1 | 32.5 | 249 | 0.3 | 0.003 |
| 9 | XQD—4 | | 萤石脉 | 7.49 | 42 | 0.3 | 18 | 1 | 1 | 73 | 0.2 | 16 | 9 | 0.1 | 0.06 | 0.26 | 0.3 | 4.8 | 0.1 | 20.1 | 16.2 | 0.2 | 0.008 |
| 10 | XQG—12 | 戈塘金（锑）矿 | 矿体底板灰岩 | 0.08 | 11 | 0.4 | 2 | 21 | 2 | 383 | 0.1 | 20 | 10 | 0.1 | 0.01 | 0.09 | 0.2 | 3.1 | 0.5 | 0.2 | 1.3 | 0.8 | 0.007 |
| 11 | XQG—24 | | 弱氧化粘土角砾岩 | 7.07 | 257 | 6.7 | 20 | 16 | 37 | 190 | 0.7 | 175 | 117 | 11.6 | 2.7 | 11.3 | 2.3 | 16.9 | 17 | 1699 | 3015 | 1.6 | 0.205 |
| 12 | XQG—17 | | 弱氧化硅化角砾岩 | 8.23 | 243 | 7.2 | 130 | 19 | 4 | 638 | 1.5 | 102 | 542 | 10.3 | 3.71 | 10.67 | 1.1 | 11.1 | 0.3 | 2 | 120.7 | 0.7 | 0.622 |
| 13 | XQG—2 | | 含黄铁矿炭质页岩 | 7.18 | 296 | 12.8 | 35 | 58 | 11 | 190 | 1.3 | 1168 | 225 | 5.1 | 1.32 | 1.61 | 1.1 | 0.8 | 11.6 | 221 | 34.9 | 1.2 | 0.023 |
| 14 | XQG—27 | | 硅化角砾岩原生矿石 | 0.11 | 9.3 | 0.7 | 7 | 13 | 5 | 13 | 3.1 | 61 | 17 | 0.27 | 0.08 | 0.2 | 1.3 | 31.8 | 1.5 | 190 | 199.5 | 0.8 | 8.778 |
| 15 | XQG—26 | | 碳酸盐化锑矿石 | 4.78 | 2 | 5.2 | 7 | 30 | 12 | 38 | 0.8 | 52 | 30 | 2.8 | 1.3 | 3.65 | 10.5 | 35.7 | 15.3 | 275 | 34755 | 0.8 | 0.018 |
| 16 | XQG—25 | | 氧化矿石中的石膏 | 0.01 | 1.1 | 0.1 | 4 | 4 | 1 | 21 | 0.1 | 5 | 22 | 0.02 | 0.02 | 0.06 | 0.3 | 2.7 | 0.6 | 6.9 | 0.75 | 0.3 | 0.06 |
| 17 | XQL—21 | 烂泥沟金矿 | 弱氧化蚀变粉砂岩（$T_{2b_2}$） | 5.31 | 105 | 0.6 | 24 | 65 | 9 | 105 | 4.7 | 157 | 366 | 10.6 | 0.73 | 16.6 | 1.5 | 23.1 | 2.2 | 1212 | 9.4 | 0.8 | 0.05 |
| 18 | XQL—8 | | 弱蚀变粉砂岩（$T_{2b_1}$） | 8.97 | 145 | 11.1 | 36 | 45 | 75 | 69 | 6.2 | 214 | 117 | 1.6 | 0.7 | 10.3 | 3 | 0.7 | 2.8 | 88.9 | 10.6 | 0.1 | 0.03 |
| 19 | XQL—3 | | 碳酸盐化硅化凝灰岩 | 7.95 | 13 | 2 | 30 | 43 | 45 | 232 | 1 | 60 | 565 | 13.1 | 3.5 | 11.3 | 1.7 | 5.7 | 3.2 | 64.8 | 13.8 | 0.8 | 0.05 |
| 20 | XQL—15 | | 原生矿石（构造硅质角砾） | 1.97 | 16.5 | 0.7 | 19 | 43 | 11 | 148 | 0.9 | 111 | 93 | 3.68 | 0.28 | 6.1 | 0.1 | 5.5 | 3 | 672 | 52.51 | 0.2 | 5.457 |
| 21 | XQL—32 | | 含方解石脉原生矿石 | 5.47 | 110 | 3 | 5 | 55 | 28 | 374 | 1.6 | 62 | 111 | 2.7 | 0.29 | 4.7 | 0.9 | 1.8 | 1.5 | 492 | 8.1 | 1.9 | 1.586 |
| 22 | XQL—23—1 | | 氧化矿石（弱） | 9.8 | 30.7 | 0.6 | 5 | 9 | 57 | 149 | 2.8 | 128 | 252 | 10.1 | 0.72 | 14.2 | 2.5 | 0.1 | 3.6 | 2269 | 19.21 | 0.5 | 2.27 |
| 23 | XQL—20—1 | | 原生矿石中的伊利石 | 8.57 | 140 | 2.5 | 18 | 5 | 162 | 84 | 9.7 | 258 | 85 | 3.1 | 1.05 | 20.5 | 1 | 1.8 | 5.7 | 854 | 12.13 | 0.7 | 2.293 |
| 24 | XQL—23—2 | | 氧化矿石中的伊利石 | 15.34 | 114 | 1.4 | 69 | 21 | 198 | 306 | 14.1 | 304 | 211 | 3.21 | 0.11 | 36.6 | 2.8 | 9.9 | 1.5 | 5545 | 58.43 | 1.4 | 21.5 |

续表 7-2

| 序号 | 样号 | 矿区 | 岩性和矿物 | Si | Cr | Co | Ni | Zn | Rb | Sr | Cs | Ba | Zr | Hf | Ta | Th | U | Mo | W | As | Sb | Ag | Au |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 25 | XGL—25 | 成矿带 | 石炭系灰岩 | 1.13 | 5 | 0.8 | 5 | 15 | 1 | 65 | 0.1 | 21 | 9 | 0.2 | 0.01 | 0.34 | 0.6 | 2.6 | 0.5 | 9.1 | 1.9 | 0.3 | 0.004 |
| 26 | XGL—31 | 隆 | $T_1$ 成层凝灰岩 | 25.9 | 107 | 6.5 | 49 | 8 | 112 | 85 | 7.8 | 815 | 528 | 12.8 | 3.75 | 14.5 | 1.2 | 0.5 | 2.6 | 122 | 14 | 0.8 | 0.015 |
| 27 | XGL—5 | 成 | $T_1$ 弱蚀变凝灰岩(近矿) | 33.23 | 159 | 13.9 | 43 | 392 | 91 | 192 | 6.2 | 635 | 219 | 13 | 4.65 | 11.7 | 0.8 | 3 | 3 | 595 | 20.5 | 0.8 | 0.024 |
| 28 | XGL—30—1 | 成 | $P_2$ 含 Py 晶屑凝灰岩 | 23.29 | 354 | 51.9 | 33 | 310 | 20 | 171 | 1 | 381 | 193 | 6.1 | 3.03 | 8.42 | 1.3 | 1.1 | 1.7 | 958 | 15.7 | 1 | 0.032 |
| 29 | XGL4—10 | 矿 | 矿化岩(氧化、C 系层位) | 15.69 | 175 | 38 | 69 | 268 | 163 | 19 | 9.9 | 1190 | 89 | 3.8 | 1.28 | 16.02 | 2 | 2.3 | 7.6 | 101 | 19.1 | 0.7 | 0.736 |
| 30 | XGL-1-1 | 带 | 炭质原生矿石($T_1$ 层位) | 189.9 | 96.6 | 40.5 | 121 | 20 | 93 | 90 | 16.8 | 250 | 190 | 9.25 | 3.22 | 8.1 | 12.7 | 16.9 | 12.4 | 6615 | 73.03 | 2.7 | 7.696 |
| 31 | L3—5 | 带 | 成矿晚期石英脉 | 0.11 | 7.9 | 0.9 | 9 | 34 | 3 | 4 | 0.2 | 13 | 26 | 0.04 | 0.04 | 0.16 | 0.09 | 1.6 | 6.6 | 20 | 2.3 | 0.3 | 0.21 |
| 32 | XGL4—16 | 带 | 表生硫次石英脉 | 0.08 | 6.8 | 0.6 | 15 | 20 | 1 | 2 | 0.1 | 18 | 19 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.1 | 2.7 | 0.6 | 6.9 | 0.75 | 0.3 | 0.056 |
| 33 | XGL—1—2 | 矿 | 炭质蚀变团块中 Py | 6.09 | 32.3 | 139 | 214 | 10 | 60 | 188 | 1.2 | 115 | 423 | 4.67 | 1.23 | 3.31 | 14.8 | 61.5 | 22.5 | 7232 | 245.4 | 4.6 | 12.99 |
| 34 | XGL—1—3 | 矿 | 炭质原生矿石中的 B | 22.13 | 147 | 3.3 | 74 | 8 | 129 | 195 | 35.7 | 336 | 588 | 12.3 | 3.3 | 16.02 | 8.9 | 30.2 | 13.9 | 9886 | 17.76 | 1.6 | 8.013 |
| 35 | XGL4—10—1 | 矿 | 氧化矿石中的伊利石 | 17.48 | 146 | 21.8 | 212 | 55 | 205 | 60 | 13.3 | 1790 | 244 | 4.06 | 1.52 | 10.11 | 3 | 7.3 | 7.2 | 1670 | 27.16 | 1.5 | 1.1 |
| 36 | XGS—16 | 世加金矿 | 弱硅化辉绿岩(矿区内) | 29.41 | 263 | 47.2 | 71 | 36 | 34 | 527 | 2.2 | 217 | 119 | 1.8 | 1.46 | 3.13 | 8.9 | 7.7 | 2.1 | 1291 | 5.8 | / | 0.032 |
| 37 | XGS—2 | 世加金矿 | 原生矿石(强硅质) | 0.21 | 610 | 4.2 | 99 | 8 | 3 | 75 | 0.4 | 52 | 21 | 0.1 | 0.01 | 0.37 | 1.1 | 0.6 | 1.2 | 1296 | 21.4 | 71.5 | 1.823 |
| 38 | XGS—11 | 世加金矿 | 蚀变辉绿岩氧化矿石 | 12.89 | 190 | 28.5 | 42 | 19 | 47 | 1636 | 7.1 | 1187 | 134 | 4.1 | 1.29 | 5.93 | 5.2 | 8.3 | 7.1 | 5215 | 17.3 | 4.4 | 7.827 |
| 39 | XGS-3-2 | 世加金矿 | 成矿晚期石英脉 | 0.17 | 296 | 1.9 | 23 | 19 | 1 | 36 | 0.2 | 51 | 3 | 0.1 | 0.02 | 0.12 | 0.1 | 3.1 | 0.1 | 292.2 | 10 | 0.09 | 0.023 |
| 40 | MS94—4 | 明山金矿 | 粉砂岩($T_{sb}$) | 9.12 | 443 | 9.5 | 14 | 11 | 74 | 112 | 11.9 | 199 | 86 | 4 | 0.67 | 6.65 | 2.3 | 2.5 | 2.2 | 38.9 | 83.5 | 0.3 | 0.004 |
| 41 | MS94—14 | 明山金矿 | 弱蚀变粉砂岩($T_{sb}$) | 15.56 | 155 | 16.5 | 45 | 35 | 131 | 91 | 16.9 | 329 | 116 | 6.1 | 1.17 | 10.56 | 2.3 | 0.7 | 4 | 201 | 445 | 0.3 | 0.12 |
| 42 | MS94—17 | 明山金矿 | 原生矿石(含 Py 和毒砂) | 4.12 | 180 | 9.1 | 9 | 47 | 89 | 35 | 11.1 | 218 | 128 | 2.8 | 0.46 | 5.86 | 1.8 | 0.3 | 1.3 | 1319 | 23.9 | 1.1 | 6.394 |
| 43 | MS94—15 | 明山金矿 | 原生矿石(含 Py 和毒砂) | 6.35 | 312 | 35.3 | 52 | 1840 | 34 | 441 | 8.8 | 53 | 16 | 1.4 | 0.42 | 4.21 | 0.3 | 7.9 | 0.5 | 12700 | 50.9 | 7.5 | 3.268 |
| 44 | MS94—19 | 明山金矿 | 焙烧氧化矿石 | 12.05 | 110 | 12.9 | 28 | 19 | 118 | 194 | 30.5 | 261 | 156 | 4.1 | 0.86 | 8.19 | 3.6 | 14.1 | 5.1 | 7057 | 142.9 | 3.8 | 2.381 |
| 45 | CJ—1* | 背景值 | 沉积层平均微量元素 | 9 | 63 | 15 | 56 | 72 | 95 | 410 | 3.4 | 460 | 130 | 2.2 | 0.5 | 8.5 | 2.8 | 2.9 | 1.6 | 8.6 | 1 | 0.06 | 0.005 |
| 46 | JD—2* | 背景值 | 基底层平均微量元素 | 18 | 110 | 26 | 90 | 95 | 77 | 480 | 1.3 | 390 | 150 | 1.5 | 1.8 | 5.7 | 1.7 | 1.2 | 1.1 | 1.6 | 0.6 | 0.08 | 0.004 |
| 47 | SDM3* | 背景值 | 上地幔平均微量元素 | 10 | 1600 | 160 | 1500 | 60 | 2.6 | 120 | 0.3 | 76 | 50 | 0.3 | 0.1 | 0.75 | 0.13 | 0.6 | 0.3 | 0.9 | 0.1 | 0.06 | 0.005 |
| 48 | XDM4* | 背景值 | 下地幔平均微量元素 | 5 | 2000 | 200 | 2000 | 30 | 2 | 10 | 0.1 | 1 | 30 | 0.1 | 0.01 | 0.005 | 0.03 | 0.2 | 0.1 | 0.5 | 0.1 | 0.05 | 0.005 |

注：① 地球结构层微量元素背景值引自参考文献[21,22]；② 数据由成都理工学三系中子活化分析室测定，1995，本文；③ 含量单位均为 ppm，Py 黄铁矿；B 伊利石

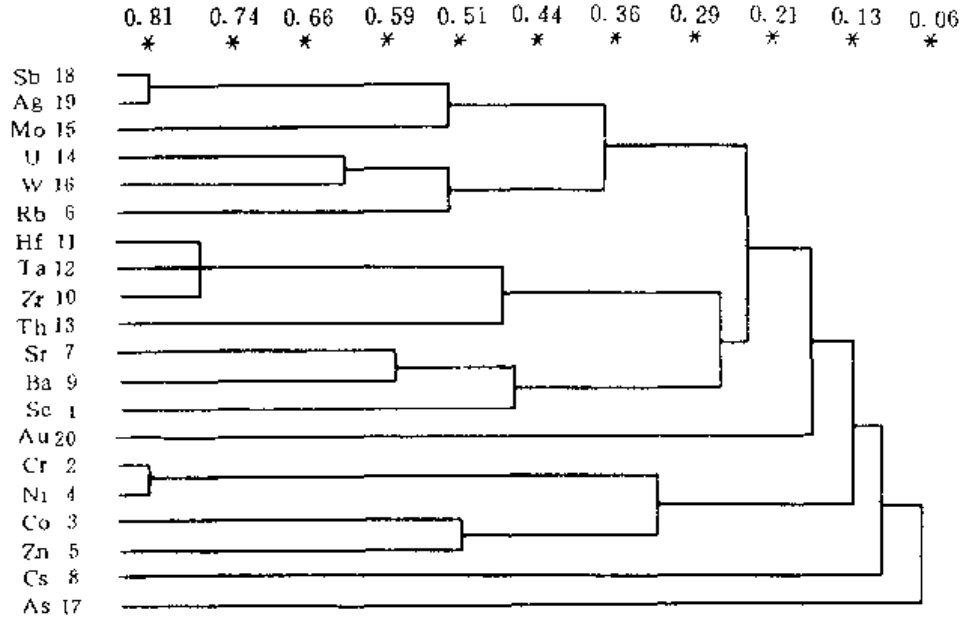



**图 7-5　滇黔桂金矿围岩、矿化岩、矿石和矿物微量元素 R 型聚类谱系图**

(N=48,M=20)

原生矿石，其主体石英为成矿晚期粗石英脉，经构造作用，其裂隙中加入了富 Au 的原生矿石粉屑，因而该样品聚入Ⅲ类；21 号样原生矿石，由于充填了成矿晚期的方解石脉，加之本身所含粉砂岩围岩，因而也聚入Ⅲ类，性质上与围岩靠近；

(4)炭化原生矿石(30 号)与炭质页岩(13 号)比较，两者具明显差别，前者归入Ⅶ类，靠近深源类，与深源热液作用有关；后者归入Ⅳ类，与沉积层微量元素特征相似，显然为沉积作用形成，与成矿热液作用无关；

(5)尽管炭质页岩为沉积作用形成，但炭质页岩中的白铁矿(7 号)归入Ⅶ类，显示为靠近深源热液作用的微量元素特征。因此，白铁矿的形成与热液作用有关。由于白铁矿的聚类显示与锑矿石关系密切，因而推测其热液可能与锑矿化热液同源；

(6)具较强硅化和明显黄铁矿化、毒砂化的原生矿石与锑矿石比较，前者以 43 号样为代表，也包括炭化原生矿石中的黄铁矿(33 号)，其微量元素特征明显与地幔背景值相似，聚入Ⅸ类；后者如 6 号和 15 号样，分别归入Ⅵ类和Ⅶ类，靠近玄武岩类，与基底层微量元素特征相似，由此推测 Si、Fe、Au 可能主要直接来自上地幔，而 As、Sb 可能主要来自玄武岩，S 则可能存在多来源，这与图 7-5 显示的 Au、As、Sb 关系一致，也与实际矿床中金矿化与锑矿化呈显著负相关的现象一致；由于 As 与 Fe 紧密结合形成富 Au 的含 As 黄铁矿和毒砂，因而 Au 与 As 虽来源有所差别，但主要表现为正相关；

(7)原生矿石和氧化矿石中的伊利石(23 号、24 号、34 号、35 号)分别聚入Ⅶ、Ⅷ、Ⅸ类，表明载金矿物伊利石的形成与深源成矿热液有关。

可见，微量元素和常量元素的物源示踪结果是一致的和相互呼应的。

## 第三节　稀土元素地球化学

尽管各稀土元素的性质很相近，但它们在原子结构、晶体化学和化学性质上仍存在某些差

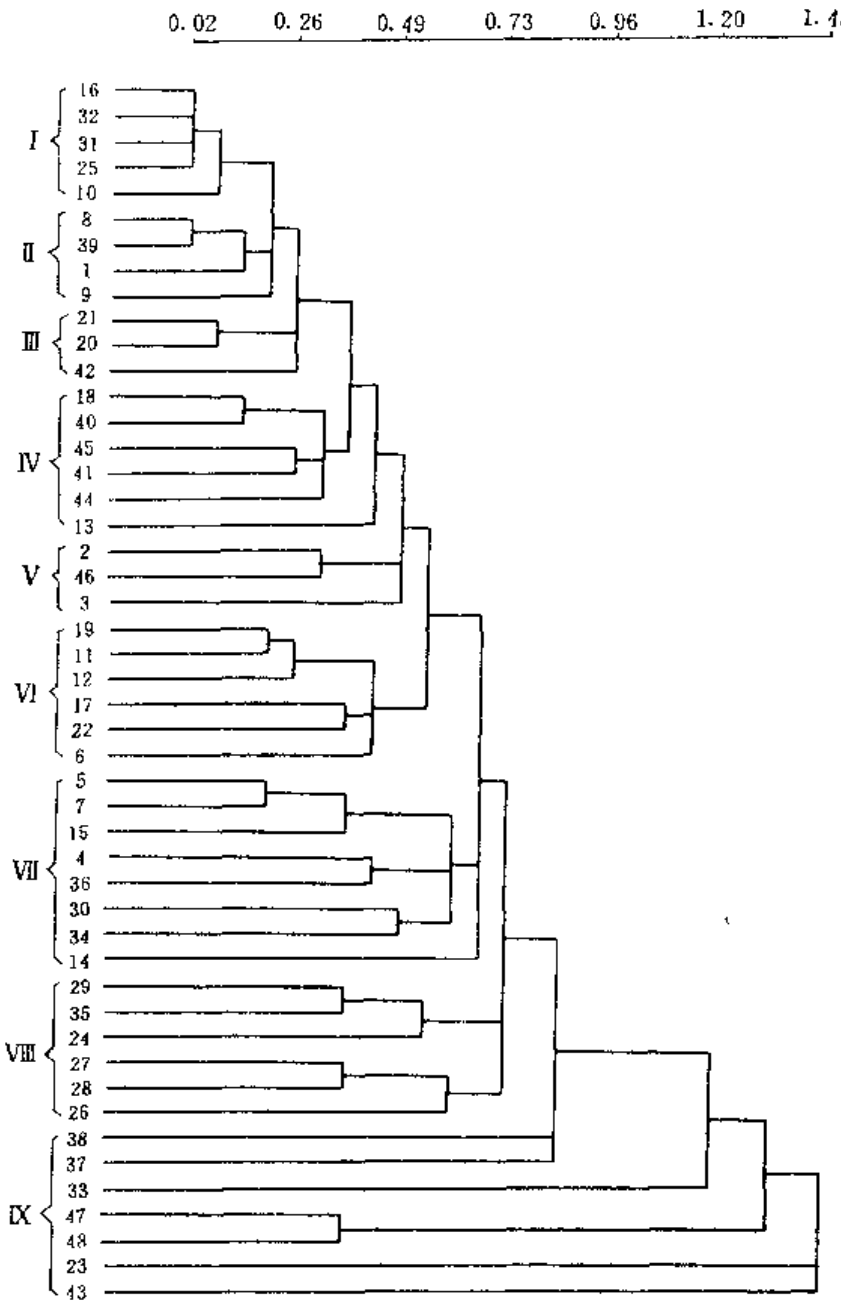



**图 7-6　滇黔桂金矿围岩、矿化岩、矿石和单矿物特征微量元素成分以R型因子分析为基础的Q型聚类谱系图**

(N=48,M=12)

Ⅰ—石膏、灰岩与矿石、成矿晚期和表生石英脉；Ⅱ—萤石、弱硅化灰岩与成矿晚期石英脉；Ⅲ—中等硅化强度的粉砂岩类原生矿石；Ⅳ—弱蚀变围岩类和炭质页岩与焙烧氧化矿石和沉积层；Ⅴ—玄武岩类与基底；Ⅵ—弱氧化性的围岩、矿化岩、矿石和锑矿石；Ⅶ—间接与深源有关的蚀变围岩、原生矿石和单矿物；Ⅷ—与深源有关的凝灰岩类矿化岩和氧化矿石中的伊利石；Ⅸ—直接与深源有关的原生矿石、氧化矿石和单矿物

(图中数字代表的样品对应表7-2序号)

异，从而使它们在一定的地质作用过程中势必发生分馏，不同的条件导致其分馏和配分模式特征不同，其曲线位置的高低(稀土元素总量)、倾斜程度(轻重稀土元素比值)、铈异常(δCe)和

铕异常(δEu)以及曲线总体形态的相互对比是进行矿床成因和物源分析的重要指标。

采用中子活化分析方法较系统测定了研究区各类围岩、矿化岩、矿石和特征单矿物的稀土元素含量，进而计算了相应的特征参数值，并与玄武岩和地球结构层的稀土元素平均值对比列于表 7-3。把稀土元素含量，经维诺格拉多夫(1962)的球粒陨石值标准化后，分别作出了一系列稀土元素配分模式图，如图 7-7 至图 7-16 所示，据此进行特征对比和分析。

由图 7-7 至图 7-11 对比分析看出：

(1)粉砂岩类围岩曲线(图 7-11)总体特征与沉积层曲线(图 7-8 中 45 号)非常相似，均呈略向右倾的浅"V"字型，表明矿区内的弱蚀变粉砂岩类围岩基本代表原始沉积岩石；

(2)原生矿石和硅质原生矿石曲线(图 7-9 和图 7-10 中 12 号、19 号、35 号)以其具铕弱负异常明显区别于粉砂岩类围岩而相对接近上地幔曲线(图 7-8 中 47 号)；但不同原岩和不同硅化强度的原生矿石在铈异常和稀土元素总量特征上具有明显区别：如以辉绿岩为原岩的原生矿石具明显铈负异常(图 7-10 中 35 号)；以玄武岩和凝灰岩为原岩的原生矿石(图 7-9 中 3 号、27 号)具铈弱负异常；以粉砂岩类为原岩的原生矿石(图 7-9 中 18 号、38 号、39 号；图 7-10 中 19 号)基本无铈异常；含蚀变原岩较多的原生矿石(图 7-9 和图 7-10 中 19 号)稀土元素总量较高，而硅质含量较多的原生矿石的稀土元素含量显著降低。这表明原生矿石的物质来源不是粉砂岩类围岩而可能与上地幔有关；

(3)成矿期及矿后和表生期石英脉稀土配分曲线(图 7-10 中 5 号、30 号、31 号、34 号)稀土元素总量，轻重稀土元素比值、铈异常和铕异常均接近或落在上、下地幔平均稀土元素曲线之间，但从轻重稀土元素比值看，其由低至高的顺序为：下地幔(1.32)→上地幔(2.04)→石英脉(1.57～5.54)，反映出石英脉稀土相对地幔物质有一定程度分异；强硅质原生矿石(12 号、19 号、35 号)的稀土元素总量和轻重稀土元素比值较石英脉增高，但铕负异常减弱；而到硅质减弱的典型原生矿石(图 7-9)，其稀土元素总量进一步增高，铕负异常进一步减弱，轻重稀土元素比值相近。可见，由石英脉→强硅质原生矿石→典型原生矿石的演化过程中，由上地幔分异的成矿流体直接参与成矿作用，这是因为弱的铕负异常表明该流体进入地壳后没有发生进一步的分异作用，稀土元素总量增高主要与含蚀变原岩有关。

(4)由炭化蚀变形成的原生矿石(图 7-9 中 27 号、42 号)稀土元素曲线除具铕弱负异常外，以轻重稀土元素比值高(10 号、41 号、11 号、47 号)为突出特点而区别于其它曲线，这是因为含炭的上地幔成矿流体在炭化蚀变过程中由于轻稀土元素明显被炭质吸附而导致稀土元素分馏的结果。

图 7-12 显示弱蚀变玄武岩和凝灰岩围岩的稀土元素曲线与正常玄武岩(7 号、8 号)的稀土元素曲线基本相似，呈向右倾的近于平坦的曲线而明显区别于粉砂岩类围岩(图 7-11)，表明它们的确具大陆碱性玄武岩特征。然而，它们的曲线总体特征也比较相似于典型原生矿石的稀土元素曲线(图 7-9)，这是否能说明成矿物质由玄武岩和凝灰岩提供呢？前已述及，本区微浸型金矿形成于燕山晚期的一次统一成矿作用，而该两类岩石形成于三叠—三叠纪，若由它们提供成矿物质，则应由它们构成矿体围岩，或至少应为紧邻的间接围岩。已知烂泥沟金矿和明山金矿的赋矿地层和紧邻的岩石地层均无玄武岩和凝灰岩产出，显然粉砂岩类原生矿石的成矿物质不是来自这两类岩石，从铕异常特征看，也不是来自粉砂岩类围岩。既然是一次统一成矿，那么，形成于玄武岩和凝灰岩中矿体的成矿物质也不是来自围岩。根据前述(2)和(3)的分析对比，成矿物质应主要直接来自上地幔分异的成矿流体。

表 7-3　滇黔桂金矿围岩、矿化岩石、矿石和矿物稀土元素有关参数及金含量

| 序号 | 矿区 | 样号 | 岩性和矿物及层位 | ΣREE | ΣLREE | ΣHREE | ΣLR/ΣHR | δCe | δEu | $(La/Sm)_N$ | $(La/Yb)_N$ | Au(ppb) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 晴隆锑(金)矿对比 | XQD—20 | 弱蚀变玄武岩($P_2$) | 261.79 | 232.51 | 29.28 | 7.94 | 0.99 | 1.05 | 2.41 | 8.78 | 18.8 |
| 2 | | XQD—8 | 碳酸盐化粘土化玄武角砾 | 124.41 | 111.02 | 13.39 | 8.29 | 0.81 | 0.92 | 3.35 | 14.36 | 332.1 |
| 3 | | XQD—7 | 原生锑(金)矿石 | 177.78 | 144.04 | 33.74 | 4.27 | 0.95 | 0.98 | 2.11 | 4.89 | 953.1 |
| 4 | | XQD—4 | 萤石 | 23.84 | 15.76 | 8.08 | 1.95 | 0.74 | 0.95 | 1.09 | 1.83 | 7.7 |
| 5 | | XQD—14 | 成矿晚期贵翠石英脉 | 5.61 | 4.54 | 1.10 | 4.12 | 0.52 | 0.67 | 2.47 | 7.91 | 3.1 |
| 6 | | XQD—23 | 炭质页岩中的白铁矿 | 176.16 | 139.62 | 36.54 | 3.82 | 0.84 | 0.40 | 1.23 | 4.38 | 8.4 |
| 7 | | X—1 | 峨眉山玄武岩 | 149.8 | 134.37 | 15.46 | 8.69 | 1.01 | 1.12 | 2.96 | 11.88 | |
| 8 | | ER42 | 新鲜玄武岩 | 211.49 | 191.78 | 22.71 | 8.45 | 1.08 | 0.94 | 2.33 | 17.87 | |
| 9 | 戈塘金(锑)矿 | XQG—2 | 含黄铁矿炭质页岩($P_2$) | 138.84 | 117.50 | 21.34 | 5.51 | 0.81 | 0.64 | 3.64 | 8.15 | 22.6 |
| 10 | | XQG—17 | 弱氧化硅化角砾岩 | 301.44 | 276.83 | 29.61 | 9.18 | 0.90 | 0.61 | 3.59 | 14.31 | 622.3 |
| 11 | | XQG—26 | 碳酸岩化锑矿石 | 11.86 | 9.33 | 2.53 | 3.68 | 0.43 | 0.81 | 1.55 | 5.39 | 17.9 |
| 12 | | XQG—27 | 原生矿石(硅化角砾岩) | 8.57 | 7.49 | 1.26 | 5.96 | 1.01 | 0.63 | 2.39 | 4.85 | 8778.3 |
| 13 | | XQG—23 | 粘土角砾岩中的黄铁矿 | 108.89 | 89.76 | 19.13 | 4.69 | 0.51 | 0.44 | 4.46 | 9.70 | 1501.1 |
| 14 | | XQG—18 | 炭质团块中的白铁矿 | 50.18 | 34.94 | 15.54 | 2.25 | 0.85 | 0.44 | 2.39 | 2.84 | 34.4 |
| 15 | | XQG—25 | 氧化矿石中的石膏 | 4.65 | 2.55 | 2.10 | 1.21 | 0.56 | 0.54 | 0.92 | 0.64 | 225.5 |
| 16 | 烂泥沟 | XQL—3 | 碳酸盐化硅化凝灰岩夹层 | 306.26 | 274.74 | 31.52 | 8.72 | 1.28 | 0.91 | 1.94 | 10.05 | 46.2 |
| 17 | | XQL—8 | 弱蚀变粉砂岩($T_{2by}$) | 126.84 | 110.0 | 16.84 | 6.53 | 1.09 | 0.56 | 3.39 | 7.01 | 27.6 |
| 18 | | XQL—32 | 硅化方解石化原生矿石 | 58.59 | 48.33 | 10.26 | 4.71 | 1.11 | 0.87 | 3.02 | 1.36 | 4586.0 |
| 19 | | XQL—15 | 构造角砾石英(原生矿) | 75.26 | 69.06 | 6.20 | 11.15 | 1.16 | 0.43 | 3.68 | 10.44 | 5457.2 |
| 20 | | XQL-23-1 | 氧化矿石(弱) | 182.47 | 161.74 | 20.73 | 7.80 | 1.01 | 0.54 | 3.42 | 8.25 | 2209.2 |
| 21 | | XQL-23-2 | 伊利石(氧化矿石中) | 416.61 | 380.04 | 36.57 | 10.39 | 0.99 | 0.44 | 3.25 | 17.74 | 21.5(ppm) |
| 22 | | XQL-20-1 | 伊利石(原生矿石中) | 256.63 | 239.80 | 16.56 | 14.48 | 1.10 | 0.48 | 4.65 | 15.13 | 2292.9 |
| 23 | 隆或金矿 | XGL—25 | 条带状灰岩(C 系) | 38.60 | 31.43 | 7.17 | 4.38 | 0.19 | 0.61 | 4.41 | 15.43 | 3.4 |
| 24 | | XGL—5 | 含炭玻屑凝灰岩($T_1$) | 407.56 | 357.28 | 50.28 | 7.11 | 0.76 | 1.08 | 2.84 | 9.69 | 23.7 |
| 25 | | XGL 30-1 | 含黄铁矿晶屑凝灰岩($P_2$) | 261.13 | 236.13 | 24.82 | 9.52 | 0.90 | 0.78 | 3.29 | 11.68 | 32.1 |

续表 7-3

| 序号 | 矿区 | 样号 | 岩性和矿物及层位 | ΣREE | ΣLREE | ΣHREE | ΣLR/ΣHR | δCe | δEu | $(La/Sm)_N$ | $(La/Yb)_N$ | Au(ppb) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 26 | 隆或金矿 | XGL4-10 | 褐铁矿化凝灰岩(C系) | 239.42 | 278.05 | 15.37 | 18.09 | 0.87 | 0.52 | 5.59 | 16.71 | 736.2 |
| 27 | | XGL-1-1 | 原生矿石($T_1$矿点中炭质) | 235.45 | 214.81 | 20.64 | 10.41 | 0.82 | 0.85 | 5.27 | 11.61 | 7696.0 |
| 28 | | XGL-1-2 | 炭质中黄铁矿($T_1$) | 98.75 | 79.81 | 18.94 | 4.22 | 0.72 | 0.59 | 3.70 | 6.47 | 12.99(ppm) |
| 29 | | XGL 1-3 | 炭质中伊利石($T_1$) | 356.63 | 319.68 | 37.00 | 8.65 | 0.94 | 0.57 | 4.43 | 14.29 | 8013.2 |
| 30 | | XGL4—16 | 梳状石英脉(C系) | 3.37 | 2.06 | 1.31 | 1.57 | 0.56 | 0.48 | 0.79 | 1.39 | 56.0 |
| 31 | | L3—5 | 成矿晚期石英脉(C系) | 3.32 | 2.64 | 0.68 | 3.88 | 0.62 | 0.41 | 1.35 | 4.31 | 209.2 |
| 32 | | XGL4-10-1 | 氧化矿石中伊利石(C系) | 138.15 | 120.10 | 18.05 | 6.66 | 0.92 | 0.42 | 5.26 | 8.05 | 1094.2 |
| 33 | 世加金矿 | XGS—10 | 弱硅化辉绿岩(矿区内) | 150.93 | 126.92 | 24.01 | 5.29 | 0.96 | 0.82 | 2.61 | 5.94 | 32.1 |
| 34 | | XGS-3-2 | 成矿晚期石英脉 | 4.90 | 4.15 | 0.75 | 5.54 | 0.11 | 0.76 | 7.02 | 26.17 | 22.6 |
| 35 | | XGS—2 | 强硅质原生矿石 | 12.9 | 11.19 | 1.71 | 6.56 | 0.20 | 0.93 | 3.25 | 8.12 | 1823.1 |
| 36 | | XGS—11 | 淋滤蚀变辉绿岩氧化矿石 | 383.74 | 339.72 | 43.97 | 7.73 | 0.77 | 1.26 | 2.84 | 6.04 | 7827.0 |
| 37 | 明山金矿 | Ms94—4 | 钙质石英粉砂岩($T_{2b}$) | 95.66 | 81.98 | 13.67 | 6.0 | 0.88 | 0.56 | 2.93 | 6.59 | 4.2 |
| 38 | | Ms94—15 | 原生矿石(含Py和毒砂) | 57.02 | 44.81 | 12.21 | 3.67 | 0.97 | 1.05 | 1.73 | 3.78 | 3268.0 |
| 39 | | Ms94—17 | 原生矿石(含Py和毒砂) | 80.18 | 68.53 | 11.65 | 5.88 | 0.96 | 0.98 | 3.59 | 5.83 | 6349.0 |
| 40 | | Ms94—19 | 焙烧脱硫氧化矿石 | 117.43 | 101.19 | 16.24 | 6.23 | 0.96 | 0.69 | 3.07 | 9.07 | 2381.0 |
| 41 | 滇东南金矿 | LL32—E | 粉砂岩类围岩(D系) | 236.24 | 205.6 | 30.64 | 6.71 | 1.02 | 0.69 | 3.51 | 4.95 | 20.0 |
| 42 | | L—A | 含碳质原生矿石 | 116.12 | 131.40 | 11.72 | 11.47 | 1.20 | 0.92 | 4.03 | 14.42 | 2100 |
| 43 | | PD17—5 | 热液黄铁矿 | 81.49 | 77.14 | 7.35 | 10.50 | 1.13 | 0.52 | 5.08 | 8.08 | |
| 44 | | PD43—1 | 热液毒砂 | 33.59 | 29.67 | 3.92 | 7.57 | 0.91 | 0.15 | 1.31 | 7.01 | |
| 45 | 地球结构层 | CJ—1 | 沉积层平均稀土含量 | 182.77 | 160.85 | 21.92 | 7.34 | 0.60 | 0.47 | 6.12 | 15.95 | 5.1 |
| 46 | | JD—2 | 基底层平均稀土含量 | 138.95 | 115.45 | 23.48 | 4.92 | 0.67 | 0.54 | 3.30 | 8.73 | 3.6 |
| 47 | | SDM3—2 | 上地幔平均稀土含量(幔岩层) | 13.01 | 8.72 | 4.29 | 2.04 | 0.26 | 0.71 | 0.34 | 0.94 | 5.0 |
| 48 | | XDM4 | 下地幔平均稀土含量 | 4.06 | 2.31 | 1.75 | 1.32 | 0.66 | 0.09 | 0.84 | 0.90 | 5.0 |

注：①稀土含量由成都理工学院三系中子活化分析室测定，1995，本文；②序号7样品据滇东南报告(1992)；序号8样品据龙江平(1994)；③序号41～44样品据东南报告(1992)；

④地球结构层平均稀土据参考文献[21,22]

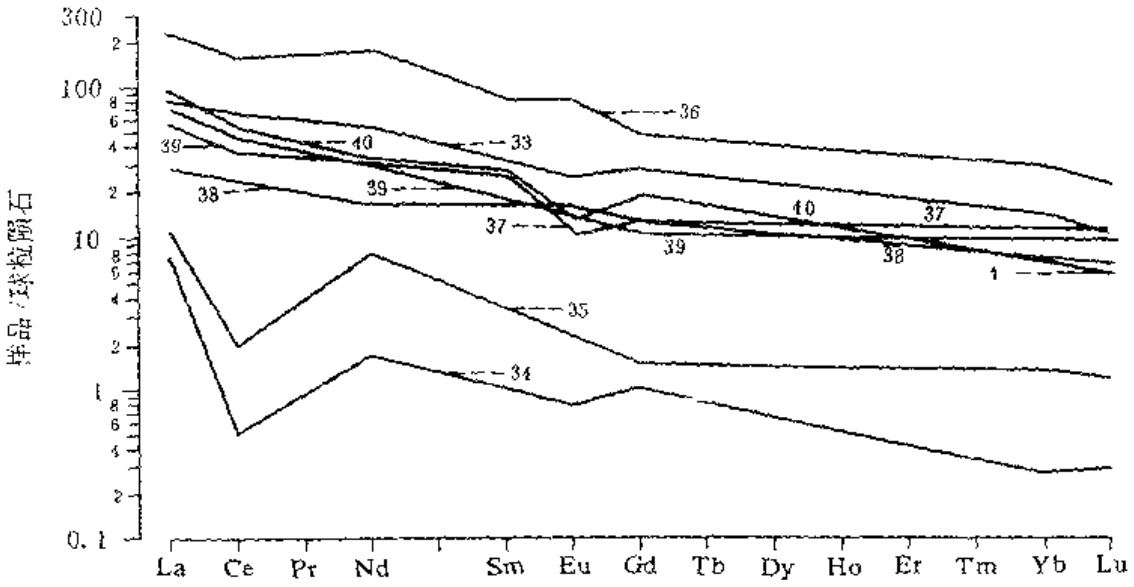



**图 7-7　广西世加金矿和明山金矿围岩、矿石、单矿物稀土元素配分模式图**

33—弱硅化辉绿岩(矿区内)；34—成矿晚期石英脉；35—含辉绿岩原岩的强硅质原生矿石；36—蚀变辉绿岩氧化矿石；37—钙质石英粉砂岩($T_{2b}$)；38、39—含黄铁矿和毒砂原生矿石；40—焙烧脱硫氧化矿石

(曲线号码对应的样品编号同表 7-3 序号)

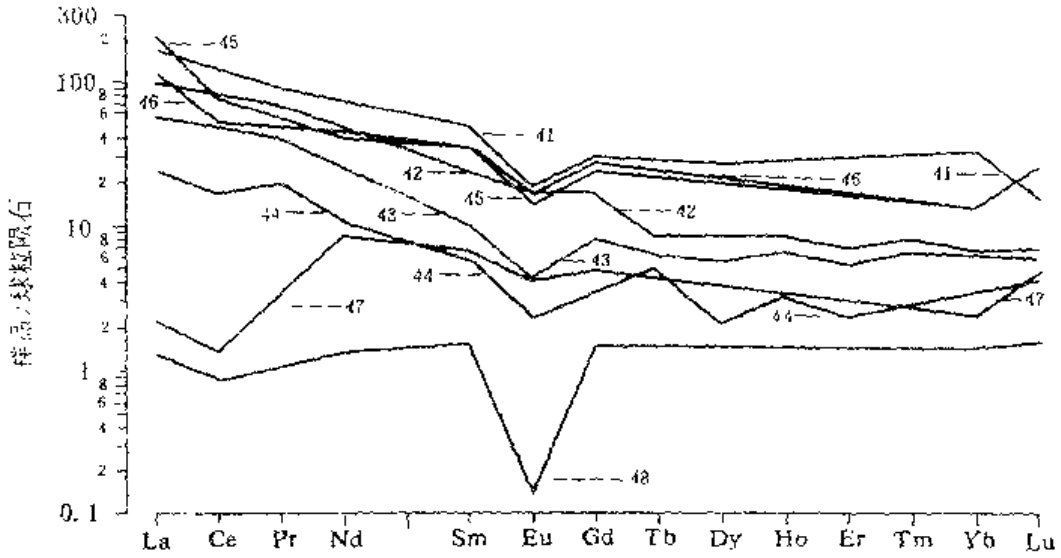



**图 7-8　滇东南金矿围岩、单矿物稀土元素与地球结构层平均稀土元素配分模式图**

41—粉砂岩类围岩；42—矿石；43—热液黄铁矿；44—热液辉砂；45—沉积层平均稀土元素；46—基底层平均稀土元素；47—上地幔平均稀土元素；48—下地幔平均稀土元素

(曲线号码对应的样品编号同表 7-4 序号)

为什么原生矿石的稀土元素曲线相似于玄武岩和凝灰岩而区别于粉砂岩？这是因为玄武岩和凝灰岩的物质来源本身就与上地幔有关，因而自上地幔分异成矿流体直接作用形成的原生矿石自然与它们具有更多的相似特征。

图 7-8 中沉积层和基底层的平均稀土元素曲线(45 号、46 号)非常相似，几乎吻合，而图 7-12 中的玄武岩和凝灰岩曲线则与它们在铕异常特征上具有明显差别；沉积层和基底层平均稀

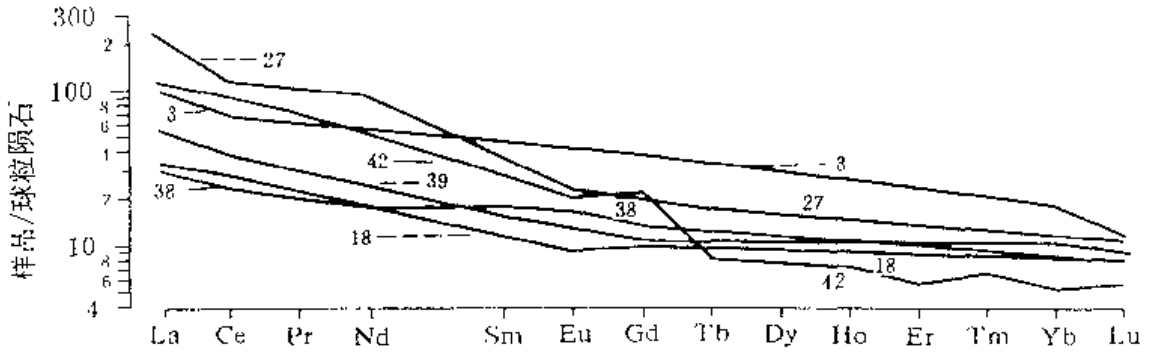



**图 7-9　不同原岩的典型原生矿石稀土元素配分模式图**

3－以玄武岩为原岩的原生矿石；27、42－炭质化蚀变形成的原生矿石；18、38、39－以粉砂岩为原岩的原生矿石

（曲线号码对应的样品编号同表 7-3 序号）

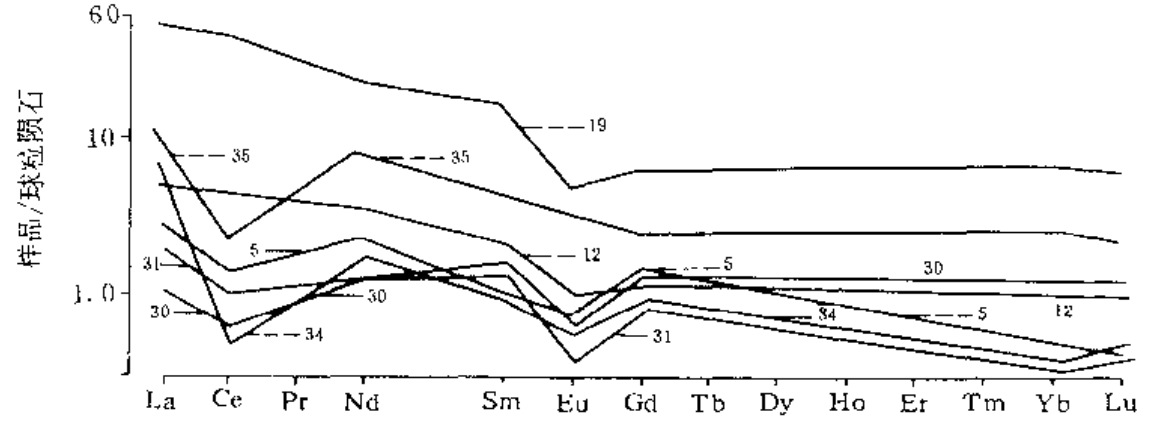



**图 7-10　强硅质原生矿石与成矿期和表生期石英脉稀土元素配分模式图**

12－含凝灰岩原岩的强硅质原生矿石；19－含粉砂岩原岩的强硅质原生矿石；35－含辉绿岩原岩的强硅质原生矿石；5、31、34－成矿晚期石英脉；30－矿后和表生石英脉

（曲线号码对应的样品编号同表 7-3 序号）

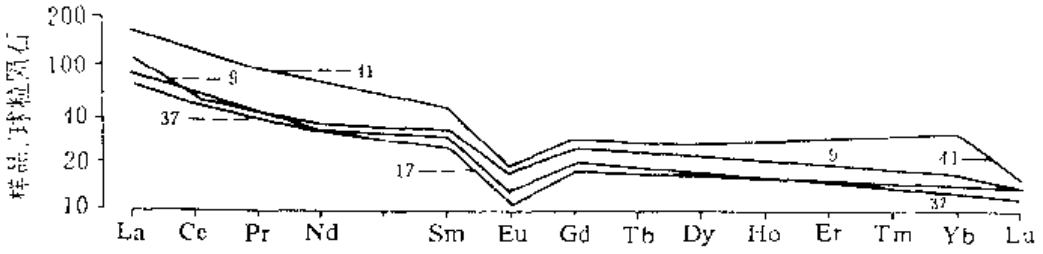



**图 7-11　典型粉砂岩类围岩稀土配分模式图**

（曲线号码对应的样品编号同表 7-3 序号）

土元素具明显铕负异常，而玄武岩和凝灰岩仅有微弱铕负异常。这表明基底岩石与沉积岩石的物质成分发生了明显的均一化，它们的稀土元素演化具有一定程度的分异；相比之下，玄武岩和凝灰岩的稀土元素曲线平坦是与岩石相对富含基性斜长石有关。显然，稀土元素曲线铕负异常的高低，或者是基性强弱反映，或者是分异程度强弱显示，而分异强弱又与不同体系的内部物质成分分馏或相互间的物质交换有关。然而，物质交换越多，不仅分异增强，而且曲线的相似程度提高。因此，在分析曲线的相似性时，不仅要注意物质来源的提供者，更要注意它们之间的物质交换反应过程。

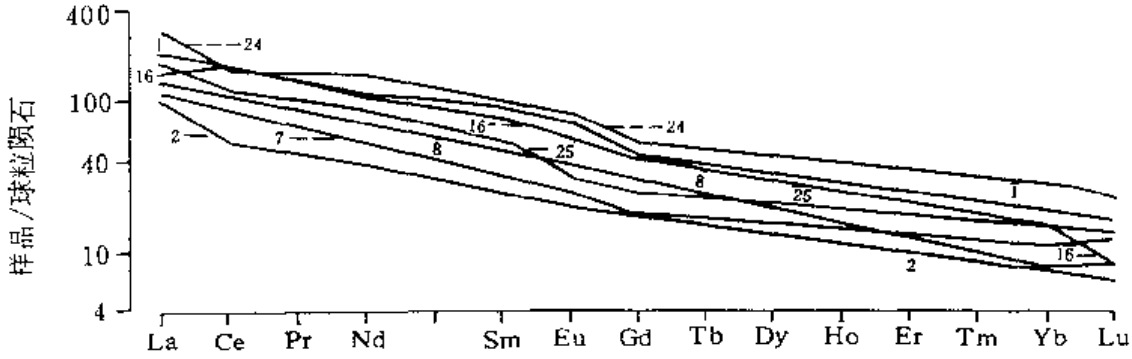



**图 7-12　弱强硅化蚀变玄武岩和凝灰岩围岩与正常玄武岩稀土元素配分模式图**

7、8—正常玄武岩类；1—弱蚀变玄武岩；2—弱矿化玄武岩；16、24、25—弱蚀变凝灰岩

（曲线号码对应的样品编号同表 7-3 序号）

图 7-13 表明，不同原岩的典型氧化矿石的稀土元素曲线变化相对较大，其稀土元素特征明显受原岩成分的制约，基本规律表现为：

(1)以粉砂岩为原岩的氧化矿石(20 号、40 号)较相应的原生矿石(图 7-9 中 18 号、38 号、39 号)铕负异常明显增大和稀土元素总量增高，使曲线总体特征相似于粉砂岩类围岩(图 7-11)；

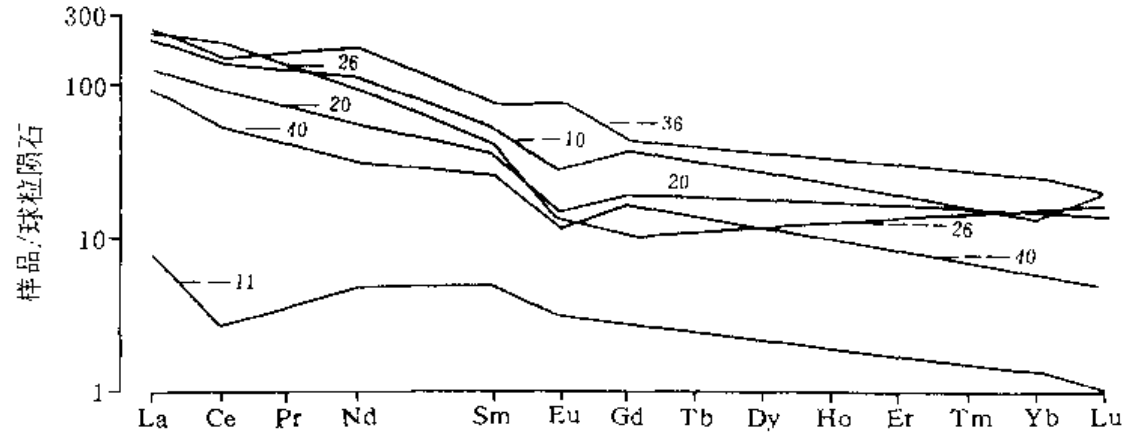



**图 7-13　不同原岩的典型氧化矿石稀土元素配分模式图**

11—原岩为凝灰岩并受碳酸盐化蚀变的锑矿石；10、26　以凝灰岩为原岩的氧化矿石；20、40—以粉砂岩为原岩的氧化矿石；36—以辉绿岩为原岩的氧化矿石

（曲线号码对应的样品编号同表 7-3 序号）

(2)以辉绿岩为原岩的氧化矿石(36 号)较相应原生矿石(图 7-10 中 35 号)稀土元素总量增高，铈负异常减小，使曲线总体特征相似于正常辉绿岩(倪师军，1994)；

(3)以凝灰岩为原岩的氧化矿石(10 号、26 号)较相应原生矿石(图 7-10 中 12 号)轻重稀土元素比值和铕负异常增大，使曲线总体特征相对原岩(图 7-12 中 16 号、24 号、25 号)具有更强的稀土元素分异；

(4)以凝灰岩为原岩的碳酸盐化锑矿石(11 号)，以稀土元素总量较低和铈负异常明显为特征，这与遭受成矿晚期或矿后碳酸盐化蚀变有关。

综上规律表明，矿后和表生期的氧化改造是原生矿石与围岩之间进行物质交换的作用过

程，也是稀土元素和其它物质成分自身分馏的过程。因此，氧化矿石稀土元素曲线与围岩的相似性不是围岩提供矿质的依据。由热液作用形成的白铁矿、黄铁矿、毒砂和粘土矿物伊利石(图7-14、图7-15)的稀土元素总量和铕负异常介于粉砂岩类围岩和上地幔之间，轻重稀土元素比值明显高于上地幔；从铈异常特征看，硫化物具弱—明显的铈负异常，伊利石基本不具铈异常，但伊利石的稀土元素总量总体高于硫化物，甚至略高于粉砂岩类围岩。那么，这些热液矿物，尤其是载金黄铁矿、毒砂和伊利石，它们的稀土元素成分究竟是来自粉砂岩类围岩还是上地幔？我们认为仍然应当来自上地幔。这是因为，上述多数热液矿物产出的围岩均不是粉砂岩，因此它们的曲线特征统一性只能归结于上地幔来源，轻重稀土元素比值的增高是成矿流体从上地幔分异的表现；稀土元素总量增高是它们吸附稀土能力差异的反映，尤其是伊利石的稀土元素总量近于或略高于所在围岩，因而不排除有部分围岩稀土的加入；而铕负异常主要是上、下地幔铕负异常特征的延续，而不是物质交换和分异的显示。

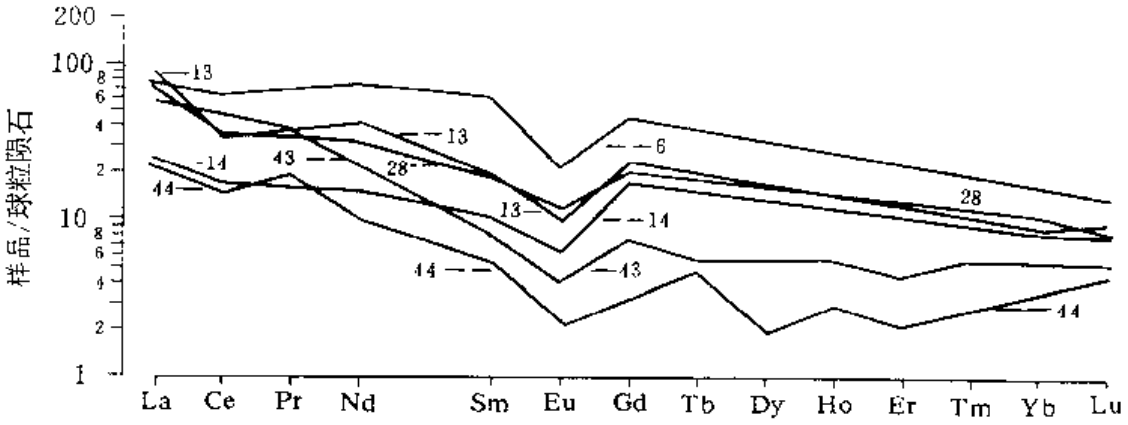



**图7-14　热液黄铁矿和毒砂单矿物稀土元素配分模式图**

6、14—成矿早期热液白铁矿；13、28、43—成矿主期热液含Au黄铁矿；14—成矿主期热液含Au毒砂

(曲线号码对应的样品编号同表7-3序号)

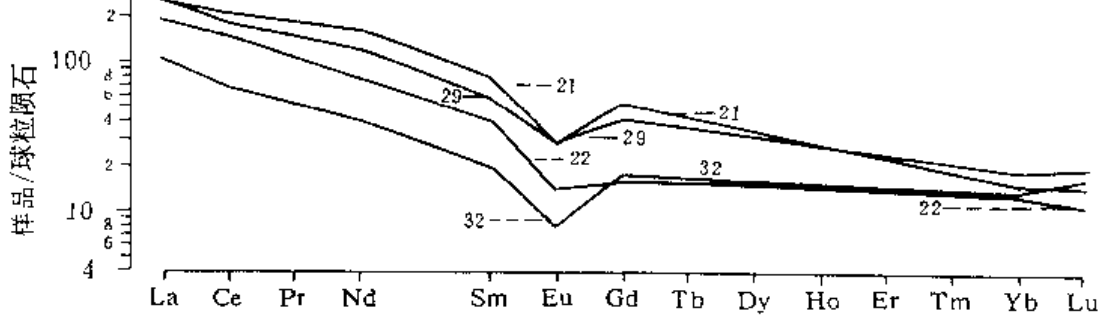



**图7-15　原生矿石和氧化矿石中伊利石单矿物稀土元素配分模式图**

21、32—氧化矿石中的伊利石；22、29—原生矿石中的伊利石

(曲线号码对应的样品编号同表7-3序号)

研究区内富钙围岩和单矿物的稀土元素配分曲线(图7-16)在特征参数和总体形态上与深海碳酸盐岩相似，而与前述矿石和载金矿物差异显著，也与各地球结构层的平均稀土元素明显不同，因而它们与成矿作用无关。萤石和石膏(4号、15号)形成于矿后和表生作用，其Ca和

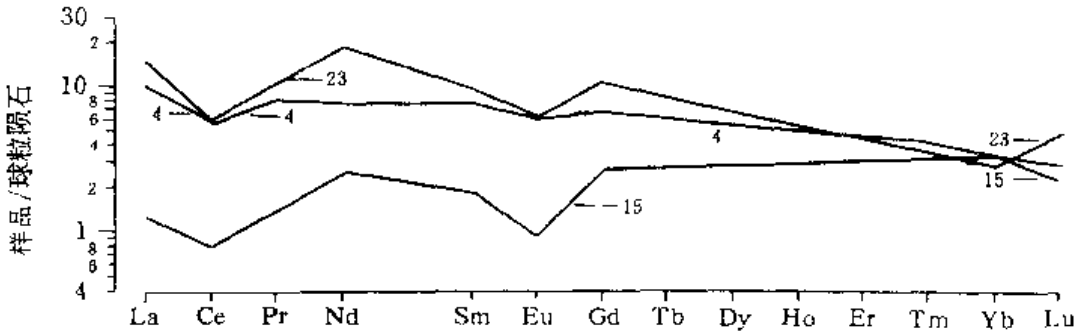



**图 7-16　灰岩、萤石和石膏的稀土元素配分模式图**

4—萤石；15—石膏；23—灰岩

（曲线号码对应的样品编号同表 7-3 序号）

稀土元素成分主要来自碳酸盐岩围岩。

原生矿石和石英脉（图 7-9、图 7-10）以及热液矿物（图 7-14、图 7-15）和氧化矿石（图 7-13）的铈异常具有明显规律，表现为：

（1）以粉砂岩为原岩的原生矿石和氧化矿石以及热液矿物伊利石稀土元素总量较高，铈负异常微弱至无；

（2）以凝灰岩为原岩或炭质化蚀变形成的原生矿石和淋滤作用形成的氧化矿石以及成矿早期热液形成的白铁矿具明显但较弱的铈负异常；

（3）强硅质原生矿石、石英脉以及成矿主期热液黄铁矿和毒砂稀土元素总量降低，铈负异常明显，有的甚至较强。

综上规律表明，矿石中的铈负异常主要是地幔铈亏损的继承，其有无或强弱决定于成矿流体与围岩的相互作用和物质分馏程度或赋存体对稀土元素的吸附性。显然，相互作用和物质分馏的程度越高，赋存体对稀土元素成分的吸附性越强，矿石和热液矿物的铈负异常越弱。

由此可见，稀土元素与常量和微量元素的物源示踪结果是吻合的。

## 第四节　硫、铅、锶钕、氩和氢氧同位素地球化学

### 一、硫同位素

前述研究已表明，黄铁矿为成矿热液作用的矿石矿物中最主要的硫化物，其它硫化物出现的机率和数量较黄铁矿少得多。在这些少量出现的硫化物中，又以毒砂和辉锑矿相对较多，且在矿石、矿物组合中还出现有少量磁黄铁矿，而与此共生的脉石矿物除最常见的石英外，还有方解石。这种以黄铁矿占绝对优势，并且黄铁矿＋磁黄铁矿＋方解石共生组合的硫化物，尤其是黄铁矿的平均 $\delta^{34}S$ 值可大致相当于成矿溶液的总硫同位素值（沈渭洲等，1987）。

一般认为，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，也有人测定了地幔包体硫化物的 $\delta^{34}S$ 值，并推测出初始地幔的 $\delta^{34}S$ 值为 0.5‰（Chaussidon et al.，1989）。表 7-4 列出了研究区金矿热液矿物的硫同位素组成，其组成按不同矿床和成矿期次的分布特征表现于图 7-17。从表、图中可

看出如下特点：

（1）根据共生硫化物中 $\delta^{34}S$ 富集程度的递降系列判断同位素平衡状态法（沈渭洲等，1987）可知，除戈塘金矿中出现辉锑矿 $\delta^{34}S$ 值高于黄铁矿 $\delta^{34}S$ 值外，其它金矿的硫化物 $\delta^{34}S$ 值均符合递降系列，这表明戈塘金矿的硫化物在形成时没有达到同位素平衡。因此，在成矿主期热液的硫同位素分布范围和平均值计算中应当排除戈塘金矿的成矿主期热液黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值；

表 7-4　滇黔桂金矿热液矿物硫同位素数据汇总表

| 序号 | 矿区 | 成矿期次 | 矿物 | $\delta^{34}S‰$ | 资料来源 | 序号 | 矿区 | 成矿期次 | 矿物 | $\delta^{34}S‰$ | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 板其 | 主期 | 黄铁矿 | 9.72 | 何立贤 1993 | 13 | 烂泥沟 | 晚期 | 辉锑矿 | 11.43 | 刘家军 1995 |
| 2 | | 晚期 | 辉锑矿 | -2.64 | | 14 | 戈塘 | 早期 | 黄铁矿 | 1.90 | 程俊华 1994 |
| 3 | | | 辉锑矿 | -0.67 | 刘家军 (1995) | 15 | | 主期 | 黄铁矿 | -20.75 | |
| 4 | 革档 | 早期 | 黄铁矿 | 3.00 | 滇东南报告 | 16 | | | 黄铁矿 | -19.75 | 刘家军 1995 |
| 5 | | 主期 | 黄铁矿 | 15.26 | | 17 | | | 黄铁矿 | -26.77 | 张兴春 1994 |
| 6 | | 晚期 | 辉锑矿 | 12.23 | 1992 | 18 | | 晚期 | 辉锑矿 | -4.50 | |
| 7 | 高龙 | 主期 | 黄铁矿 | 5.70 | 桂西北报告 | 19 | | | 辉锑矿 | -4.12 | 刘家军 1995 |
| 8 | | 晚期 | 辉锑矿 | -9.72 | 1992 | 20 | | | 辉锑矿 | 2.75 | 程俊华 1994 |
| 9 | 烂泥沟 | 主期 | 黄铁矿 | 11.70 | 张兴春 1994 | 21 | | 表生期 | 石膏 | -17.60 | 张兴春 1994 |
| 10 | | 晚期 | 辰砂 | 10.73 | | 22 | | | 石膏 | 3.94 | 朱赖民 1995 |
| 11 | | | 雄黄 | 11.67 | | | | | | | |
| 12 | | | 辉锑矿 | 9.20 | | | | | | | |

（2）在所选 5 个矿床硫化物的硫同位素组分变化中以烂泥沟金矿最稳定。戈塘金矿最分散，其热液矿物的硫同位素交换未达平衡，这表明戈塘金矿的后期地质作用对硫同位素平衡的影响最强烈，其后期地质作用的方式也与其它矿床不同，即表现为强烈层间错动（滑脱），而且这种构造作用是伴随成矿期的构造作用同时发生的，在此过程中，地层硫大量加入成矿溶液中；

（3）除戈塘金矿外，其它矿床硫化物的硫同位素组成相对比较稳定，且主要分布在正值范围，其平均值在 $-2.01‰\sim11.23‰$；若按早期、主期和晚期分别求平均，并排除戈塘金矿的主期黄铁矿，其 $\delta^{34}S‰$ 的平均值依次为 2.45、10.60 和 1.56，这表明成矿流体中存在深源硫，但在由成矿早期至晚期的演化过程中有明显的地层硫加入；

（4）石膏为表生期溶液作用形成的典型矿物，其作用过程必然包括溶液与围岩的硫同位素交换反应，而该矿物产于戈塘金矿的氧化矿体中，其交换反应的结果使 $\delta^{34}S$ 值降低为负值，与该矿床成矿主期黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值一致，由此可得出三点推论：①进一步说明在该矿床范围内，成矿过程中有大量地层硫进入成矿流体中；②该矿床的赋矿围岩主要是火山凝灰岩类，而这类岩石可能本身富含轻硫（$\delta^{32}S$）；即含较多生物成因的硫；③成矿作用和氧化作用可能伴随强烈层间错动（滑脱）构造作用，而且它们几乎同时发生。

由此，我们不难理解，滇黔桂微浸型金矿热液硫化物的硫同位素具深源和浅源硫混合特点，这表明深源成矿流体在沿深大断裂上升运移过程中，不可避免地从围岩中汲取或交换了部分硫，从而一定程度地改变了自身硫同位素组成，其改变的方向（正值或负值）和程度视其汲取或交换围岩的性质和数量而异（沈渭洲等，1987）：如果混染了海水或海相硫酸盐硫，混合硫便向正值方向发展，以相对富 $\delta^{34}S$ 为特征；如果混染生物成因硫，混合硫便向负值方向发展，以相对富 $\delta^{32}S$ 为特征。在图 7-17 所列的 5 个矿床中，戈塘金矿的赋矿围岩中不仅发育生物成因的海绵骨针硅质岩，也见有较多含生物碎屑的凝灰质砂泥岩类；其余 4 个矿床中的赋矿围岩为海相浊积岩系的粉砂岩类。所以，这些矿床中热液硫化物混合硫同位素组成的改变方向是显而易见的了。但是，为什么在戈塘金矿改变显著，甚至破坏了硫同位素平衡？而其它矿床改变较小并保持硫同位素平衡？这就要从混染方式和围岩硫加入数量的关系上作出解释。

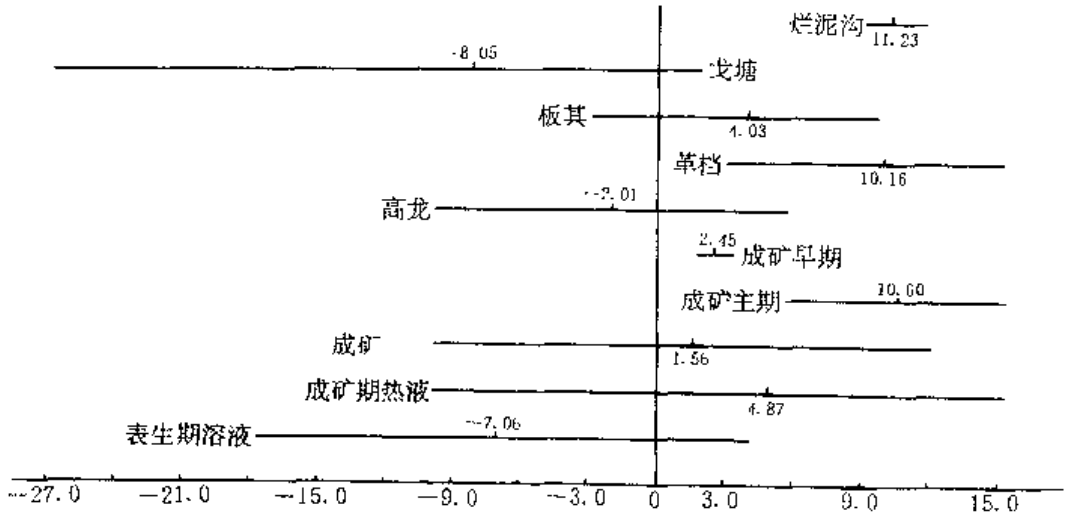



**图 7-17　滇黔桂金矿各期次热液矿物硫同位素组成分布图**

（注：线段中数值为分布范围平均）

戈塘金矿具明显层控特征，但其层控性是由层间断裂并强烈错动（滑脱）造成的，属二级至三级控矿构造，这种构造作用是伴随深部成矿流体贯入并发生蚀变和结晶作用的同时进行的，作用强烈，再加上相对开放的氧化条件，使围岩中生物成因硫的加入量增大且速度较快，因而导致热液矿物中混合硫的负值大，并且硫同位素交换来不及调整平衡便被固定下来；其它 4 个矿床不具典型层控特征，控矿断裂具穿层性，属三级至四级控矿构造，断裂压扭幅度较小，有的甚至具张性，再加之相对封闭的还原条件，使围岩中海相硫酸盐硫的加入量小，且速度较慢，因而热液矿物中混合硫的正值增大幅度小，并保持结晶时的硫同位素平衡。

由此可见，滇黔桂微浸型金矿的硫具多来源，其中深源硫与成矿物质同源，而来自不同围岩的硫只是伴随成矿作用过程中的混入，与成矿物质来源无直接联系。

## 二、铅同位素

前人对研究区金矿的围岩、矿石和热液硫化物已作大量的铅同位素分析。研究表明，既有正常铅，也有异常铅。正常铅包括两类：一类是单一来源的正常铅，一类是多来源的铅混合后再经均一化形成的正常铅。异常铅由热液铅和围岩中的放射成因铅不同程度混合而形成，对混合型铅，按照含放射成因铅的相对高低和其所反映的模式年龄的大小（相对于围岩而言）又细分为以正常铅为主，以低放射成因铅为主和以高放射成因铅为主的混合型铅三个亚类（谭立群，

表 7-5　滇黔桂金矿铅同位素组成及有关参数计算综合表

| 序号 | 样品名称 | 矿区 | 铅同位素比值 | | | Φ值 | 模式年龄 (Ma) | μ值 | Δβ | Δγ | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | | | | | | |
| 1 | 围岩 | 单档金矿 | 18.6196 | 15.5958 | 39.1270 | 0.5693 | 3.4 | 9.09 | 17.34 | 11.22 | a |
| 2 | 围岩 | | 18.5974 | 15.6738 | 38.9417 | 0.5791 | 119 | 9.23 | 22.43 | 39.28 | a |
| 3 | 围岩中的黄铁矿 | | 18.4649 | 15.7171 | 38.9451 | 0.5955 | 303 | 9.37 | 27.23 | 39.37 | a |
| 4 | 黄铁矿 | | 18.2912 | 15.6504 | 38.5740 | 0.5962 | 310 | 9.20 | 20.90 | 29.16 | a |
| 5 | 黄铁矿 | | 18.1149 | 15.5734 | 38.4830 | 0.5991 | 344 | 9.03 | 15.88 | 27.03 | a |
| 6 | 黄铁矿 | | 18.444 | 15.6756 | 38.7923 | 0.5890 | 231 | 9.24 | 22.54 | 35.29 | a |
| 7 | 毒砂 | | 18.2219 | 15.5346 | 38.3638 | 0.5878 | 219 | 9.00 | 13.35 | 23.85 | e |
| 8 | 围岩 | 烂泥沟 | 18.7203 | 15.7937 | 39.2167 | 0.5842 | 178.5 | 9.44 | 30.25 | 46.62 | e |
| 9 | 辉锑矿 | | 17.8523 | 15.4784 | 37.7205 | 0.6067 | 120.7 | 8.92 | 9.68 | 6.69 | e |
| 10 | 围岩中的黄铁矿 | 高龙金矿 | 18.680 | 15.760 | 39.020 | 0.5832 | 166.1 | 9.38 | 28.05 | 41.37 | d |
| 11 | 矿石 | | 18.4146 | 15.6721 | 38.6326 | 0.5905 | 218.3 | 9.23 | 22.32 | 31.03 | e |
| 12 | 石英 | | 18.1498 | 15.5814 | 38.0741 | 0.5979 | 305 | 9.05 | 16.10 | 16.12 | e |
| 13 | 辉锑矿 | | 18.1990 | 15.6878 | 38.6249 | 0.6066 | 419.5 | 9.28 | 23.34 | 30.82 | e |
| 14 | 黄铁矿 | 戈塘 | 18.6000 | 15.690 | 38.63 | 0.5807 | 137.2 | 9.26 | 23.48 | 30.96 | f |
| 15 | 黄铁矿 | | 17.7147 | 15.2815 | 37.3428 | 0.5936 | 281.9 | 8.57 | −2.79 | −3.39 | e |
| 16 | 辉锑矿 | | 18.880 | 15.990 | 39.140 | 0.5950 | 297.9 | 9.79 | 43.05 | 44.57 | f |
| 17 | 石英 | 紫木凼 | 18.3898 | 15.6415 | 38.3604 | 0.5887 | 228.9 | 9.18 | 20.32 | 23.76 | e |
| 18 | 黄铁矿 | 板其 | 18.550 | 15.600 | 38.550 | 0.5741 | 60 | 9.10 | 17.61 | 28.82 | a |

续表 7-5

| 序号 | 样品名称 | 矿区 | 铅同位素比值 | | | Φ值 | 模式年龄 (Ma) | μ值 | Δβ | Δγ | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | | | | | | |
| 19 | 方铅矿 | 丫他金矿 | 18.500 | 15.640 | 38.550 | 0.5815 | 147 | 9.17 | 20.22 | 28.82 | b |
| 20 | 雄黄 | | 18.190 | 15.59 | 38.570 | 0.5811 | 142.1 | 9.15 | 19.57 | 29.36 | f |
| 21 | 雄黄 | | 18.450 | 15.630 | 38.150 | 0.5792 | 121 | 9.08 | 16.96 | 26.15 | f |
| 22 | 辉锑矿 | | 18.730 | 15.760 | 38.960 | 0.5801 | 130.5 | 9.38 | 28.05 | 39.77 | f |
| 23 | 黄铁矿 | | 18.550 | 15.630 | 38.680 | 0.5773 | 98.7 | 9.15 | 19.57 | 32.29 | b |
| 24 | 黄铁矿 | | 18.3317 | 15.5231 | 38.3124 | 0.5795 | 123.5 | 8.97 | 12.62 | 22.18 | e |
| 25 | 矿石 | 金矿 | 18.4792 | 15.5258 | 38.3958 | 0.5704 | 16.3 | 8.97 | 12.77 | 24.71 | e |
| 26 | 石英 | | 18.1114 | 15.5593 | 38.0489 | 0.5980 | 329.9 | 9.05 | 11.96 | 15.45 | e |
| 27 | 雄黄 | | 18.120 | 15.690 | 38.779 | 0.5921 | 226.1 | 9.21 | 25.18 | 34.96 | e |
| 28 | 黄铁矿 | | 18.423 | 15.591 | 38.413 | 0.5811 | 142.9 | 9.08 | 16.96 | 25.89 | e |
| 29 | 黄铁矿 | | 18.311 | 15.616 | 38.446 | 0.5905 | 247.9 | 9.13 | 18.26 | 26.15 | e |
| 30 | 黄铁矿 | | 18.459 | 15.556 | 38.361 | 0.5711 | 60.2 | 9.01 | 15.00 | 23.75 | e |
| 31 | 黄铁矿 | | 18.455 | 15.569 | 38.429 | 0.5771 | 95.7 | 9.05 | 15.66 | 25.62 | e |
| 32 | 黄铁矿 | | 18.561 | 15.616 | 38.610 | 0.5788 | 116.4 | 9.19 | 20.87 | 30.42 | e |

注：① a—滇东南报告，1992；b—李文亢，1989；c—李福春，1992；d—李存有，1994；e—刘家军，1995；f—朱赖民，1995；

② 计算Φ值所用的 $a_0$ 和 $b_0$ 值据 Tatsumoto et. al.，1973；

③ 据Φ值查表计算模式年龄用 Doe1994 提供的单阶段模式铅年龄计算表；

④ 计算μ值所用常数：$\lambda_{238}=1.55125\times10^{-10}$/年；地球年龄 $T=4.55\times10^{9}$ 年；

⑤ $\Delta\beta=\frac{\beta-\beta_M}{\beta_M}\times1000$；$\Delta\gamma=\frac{\gamma-\gamma_M}{\gamma_M}\times1000$；

$\beta$=样品的$^{207}Pb/^{204}Pb$；　$\gamma$=样品的$^{208}Pb/^{204}Pb$；

$\beta_M$=地幔的$^{207}Pb/^{204}Pb=15.33$；$\gamma_M$=地幔的$^{208}Pb/^{204}Pb=37.17$。

1996)。本区金矿的大量铅同位素数据中，典型的异常型铅和以高放射型铅为主的混合型铅都是与矿区地层或区域地层密切相关的样品，其铅主要来自上地壳。为了更好地明确和突出矿床铅同位素的本质来源和演变特征，本文在收集和综合已有的大量分析数据基础上，筛选了其中的正常铅的数据（包括以正常铅为主和以低放射成因铅为主的混合型铅），并作了有关参数计算（表 7-5）。在选用正常铅数据的前提下，既考虑到样品的种类，更注意到同一矿床和不同矿床的样品尽可能是同一个人或同一批次送测的样品，以最大限度地减小测试误差。为什么不选用异常铅样品呢？这是因为：

无论是上地幔还是地层的单一来源的铅一般都是正常铅，而异常铅一般都是混合来源的铅，但经均一化后的混合铅即可转变为正常铅。因此，正常铅样品就包含了不同来源铅的综合信息，而且，用正常铅可以计算源区特征值，尤其是 $\mu$ 值，以直观反映铅的初始来源，由此达到既简化运算，又解决实际分析问题的目的。

由表 7-5 看出，围岩、矿石和热液单矿物的铅同位素组成比较稳定，$^{206}Pb/^{204}Pb=17.7147\sim18.880$；$^{207}Pb/^{204}Pb=15.2845\sim15.990$；$^{208}Pb/^{204}Pb=37.3428\sim39.2167$。但有一定的变化率，分别为：6.17%、4.41%和 4.78%；所占百分率分别为：25.18%～25.48%、21.58%～21.73%和 52.93%～53.09%。若将样品投影在 Cannon 铅同位素演化图中，基本落在正常铅的小三角形范围内，计算出的 Doe 模式年龄均为正值，计算得到的 $\mu$ 值除 16 号样外，均为低于 9.58 的低 $\mu$ 值铅。这些特征表明，铅的最初和主要来源为上地幔，与成矿流体的来源一致；但是，在成矿流体的上升运移过程中，不同程度地加入了一定量的地壳或地层铅，因而导致铅同位素组成表现出一定的变化率，单点的 Doe 模式年龄变化幅度大，多数年龄不能代表围岩和成矿的真实年龄；然而混染又达到较高程度的均一化，因而仍表现出正常铅性质。

为了直观地表示和进一步证实表 7-5 反映的规律和结论，将数据投入图 7-18 中，据投点分布可以看出如下几点：

（1）各矿床的投点分布混杂，不分群，这表明不同矿床的成矿作用是统一的，即它们的最初和主要铅源是相同的；

（2）戈塘金矿的 3 个样品分布位置差异显著，两件黄铁矿分别位于下部地壳和造山带，而辉锑矿的分布明显超越上部地壳线，其 $\mu$ 值特高，达 9.79，表明戈塘金矿的不同来源铅在不同样品中的混合比例差异较大，且混合后的均一化程度较其它矿床低，这可能与该矿床的容矿构造为强烈错动（滑脱）的层间构造作用有关。该矿床的这种铅同位素组成的特殊性与前述硫同位素组成的特殊性形成呼应，总体规律表现出矿石中地壳物质的加入明显增多。

（3）热液矿物辉锑矿的投点较分散，除 16 号辉锑矿（戈塘）超越上部地壳线外，其余不同矿床的 3 件辉锑矿分别靠近地幔（9 号）、造山带与上部地壳之间（13 号）和位于上部地壳线（22 号），表明辉锑矿中不同来源铅的混合比例变化较大，这与辉锑矿主要形成于晚期有关。因为成矿晚期热液较之成矿主期热液与围岩的作用更强，而矿液与围岩的作用程度又与当时的构造和物理化学条件差异有关；

（4）围岩和围岩中的黄铁矿样品投点主要落在造山带和上部地壳线上或附近，而矿石、热液硫化物和石英投点主要落在地幔与造山带之间，这表明成矿流体中的铅来源于上地幔，在成矿流体沿燕山晚期至喜山早期的造山运动形成的深大断裂通道向上运移过程中，不可避免地混染了部分地壳或地层铅，而造山作用和与之伴随的成矿作用象搅拌机一样把不同来源的铅充分混合、使之形成具有均一 U/Pb 和 Th/Pb 的不同程度的混合铅，进而使最终的铅同位素

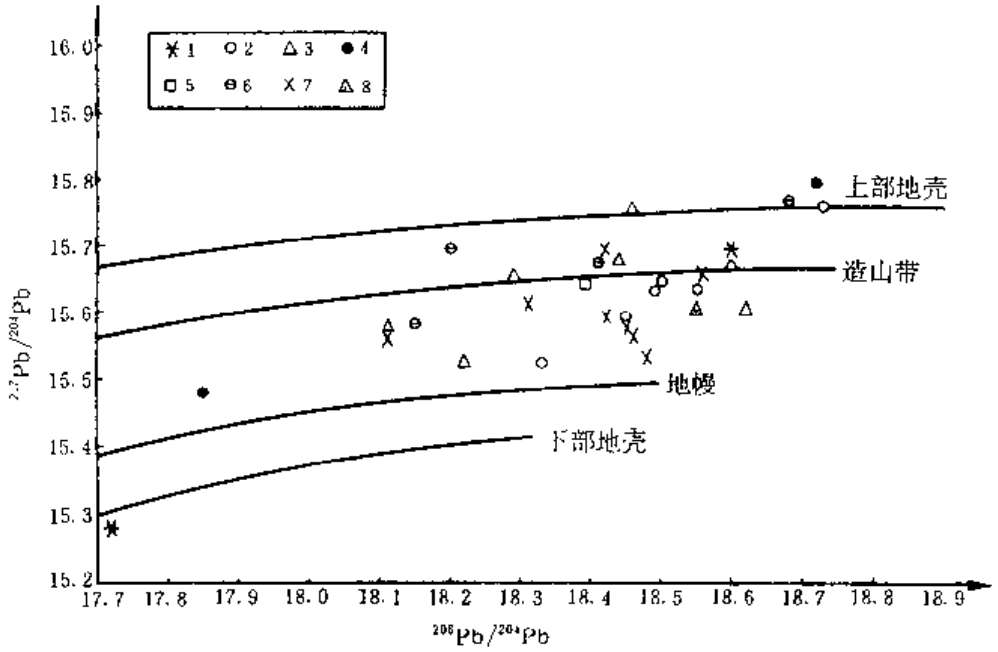



**图 7-18　滇黔桂金矿铅同位素组成坐标图**

（不同地质环境中铅同位素演化曲线，据 B. R. Doe 和 R. E. Zartman，1979）

1—戈塘金矿；2—丫他金矿；3—革档金矿；4—烂泥沟金矿；

5—紫木凼金矿；6—高龙金矿；7—金牙金矿；8—板其金矿

组成由上地幔铅向造山带铅过渡。

由图 7-19 可以看出如下几点：

(1)各矿床的投点分布混杂，不分群，这与图 7-18 一致；

(2)围岩(Ⅰ区)与矿石和热液矿物明显分开；热液硫化物和矿石明显相聚，并且总体分布呈线性关系(Ⅱ区)；石英与图 7-18 中靠近地幔和下部地壳的辉锑矿(9 号)和黄铁矿(15 号)比较靠近且呈近似线性分布(Ⅲ区)，而与矿石和热液硫化物(Ⅱ区)明显分群；

(3)Ⅰ区的投点分布明显不具线性关系，从而与Ⅱ区和Ⅲ区显著区别；Ⅱ区和Ⅲ区投点呈线性分布的斜率近似相等。这表明热液矿物和矿石的铅源具相似性、继承性和渐变性，而围岩的铅源则与热液矿物和矿石的铅源明显不同；

(4)显然，由Ⅲ区→Ⅱ区→Ⅰ区，样品所含混合铅中，来自上地幔的铅源比例由多→少，而来自地壳或地层的铅源比例相应由少→多。

将表 7-5 中所有的围岩、矿石、石英、辉锑矿和毒砂以及革档、烂泥沟和高龙金矿的黄铁矿铅同位素组成换算为百分率投于图 7-20。由该图看出，它们之间的分群和相聚的规律和特点与图 7-19 完全相同。由此可见，铅同位素不仅有效地揭示了成矿热液的深源性，而且明显表示了研究区内成矿作用的统一性，以及成矿过程中地壳(地层)铅的混染特征。

### 三、铷、锶同位素

铷、锶同位素不仅是测定地质年龄的重要方法，而且在年龄测定过程中所获得的 Rb/Sr

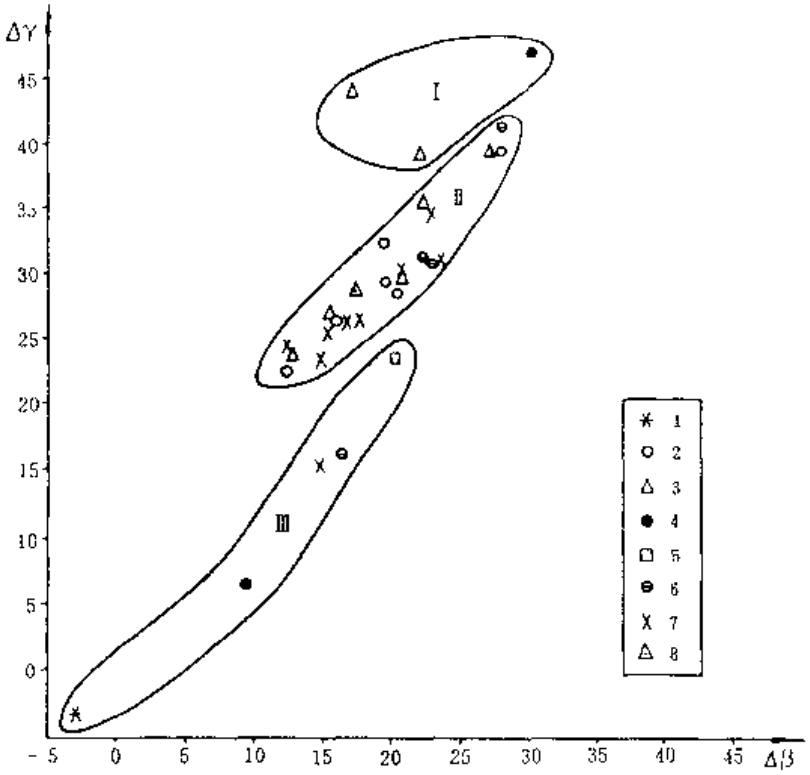



**图 7-19　滇黔桂金矿铅同位素组成的△γ－△β图解**

(图例同图 7-18 图例；△γ、△β 的含义和计算见表 7-5 脚注)

Ⅰ区—赋矿围岩；Ⅱ区—热液硫化物和矿石；Ⅲ区—石英、辉锑矿和黄铁矿

比值和初始$^{87}Sr/^{86}Sr$比值，对于解决成矿物质来源等问题具有十分重要的意义。

Macdonald(1983)认为，通过上地幔部分熔融形成的熔浆具强还原性，在沿深大断裂通道运移的过程中，除自身伴随温压降低而发生结晶分异作用外，也伴随壳幔相互作用与地壳物质发生混染，这不仅使熔浆的还原性逐步减弱，也使熔浆逐步转化为流体或液体；正是这种熔浆→流体的演变过程，使上地幔中的硅和硫化物以及随之携带的其它有用成分从地幔转移到地壳中。因此，由中低温热液作用形成的矿物中的流体包裹体的同位素地球化学演化完全服从岩浆作用的同位素演化规律。

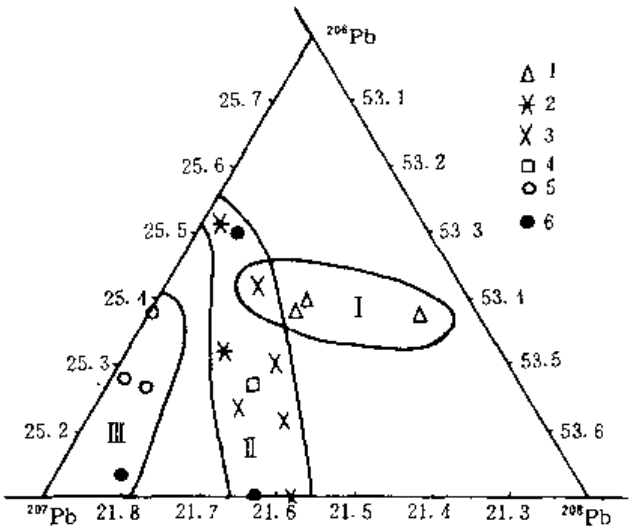



**图 7-20　滇黔桂金矿铅同位素组成三角图解**

1—围岩；2—矿石；3—黄铁矿；4—毒砂；5—石英；6—辉锑矿；Ⅰ区—围岩；Ⅱ区—热液硫化物和矿石；Ⅲ区—石英和辉锑矿

胡瑞忠、苏文超等(1995)和王国田(1992)对烂泥沟和金牙金矿床成矿阶段形成的热液石英、方解石、黄铁矿和毒砂中的流体包裹体进行了 Rb-Sr 同位素分析，数据如表 7-6 所列，测定的样品在$^{87}Rb/^{86}Sr$--$^{87}Sr/^{86}Sr$图解上分别构成很好的等时线(如图 7-21、图 7-22)。可见，在允许误差范围内，两矿区成矿溶

液具有相同的初始锶比值(0.7097 和 0.7090)和流体年龄(259±27Ma 和 257±28Ma)。据此，也进一步证实了研究区微浸型金矿成矿流体的同源性和同期性。

表 7-6　热液矿物中流体包裹体 Rb-Sr 同位素组成及有关参数计算表

| 序号 | 样号 | 矿区 | 寄主矿物 | Rb($10^{-6}$) | Sr($10^{-6}$) | $\frac{Rb}{Sr}$ | $\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}$ | $\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}$ | $\frac{1}{^{86}Sr}$ | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | N9244 | 烂泥沟金牙 | 石英 | 0.0294 | 0.0859 | 0.0332 | 0.0957 | 0.7098 | 0.8055 | 胡苏瑞文忠超 1995 |
| 2 | N9253 | | 石英 | 0.1114 | 1.4113 | 0.0789 | 0.2276 | 0.7107 | 0.9383 | |
| 3 | N9293 | | 石英 | 2.0738 | 7.8961 | 0.2626 | 0.7575 | 0.7124 | 1.4699 | |
| 4 | N9252 | | 方解石 | 70.1280 | 701.71 | 0.0999 | 0.2882 | 0.7108 | 0.999 | |
| 5 | JYD3-1 | | 含金黄铁矿和毒砂 | 2.3067 | 19.143 | 0.1205 | 0.3457 | 0.7105 | 1.0580 | 王国田 1992 |
| 6 | JYD3-2 | | | 2.9745 | 21.366 | 0.1392 | 0.4015 | 0.7107 | 1.1122 | |
| 7 | JYD4-1 | | | 2.3626 | 22.454 | 0.1052 | 0.3034 | 0.7102 | 1.0136 | |
| 8 | JYD4-2 | | | 1.4905 | 18.820 | 0.0792 | 0.2284 | 0.7099 | 0.9382 | |
| 9 | JYD105-1 | | | 1.8618 | 12.590 | 0.1488 | 0.4292 | 0.7107 | 1.1399 | |
| 10 | JYD108-1 | | | 1.3000 | 9.4118 | 0.1383 | 0.3984 | 0.7108 | 1.1092 | |
| 11 | JYD110-1 | | | 1.7547 | 16.148 | 0.1087 | 0.3134 | 0.7103 | 1.0236 | |
| 12 | JYD110-2 | | | 3.9367 | 22.648 | 0.1738 | 0.5013 | 0.7109 | 1.2122 | |

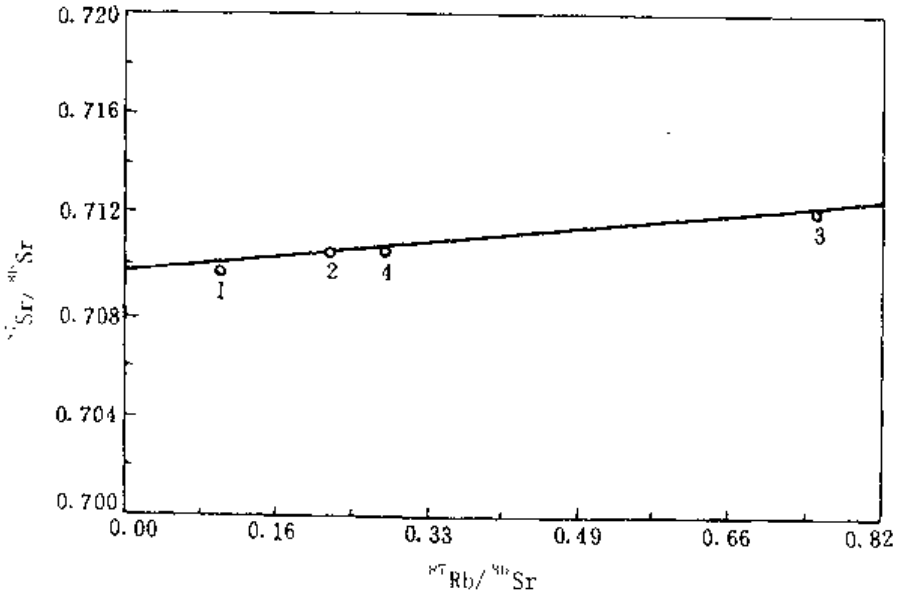



图 7-21　烂泥沟金矿石英、方解石中流体包裹体 Rb-Sr 等时线图解

($t=259\pm27Ma$; $(^{87}Sr/^{87}Sr)_i=0.7097$; $R=0.99$)

然而，前已述及，本区金矿的成矿作用发生于燕山晚期—喜山早期，那么，流体年龄和成矿年龄的不一致以及流体的初始锶比值与流体的演化存在着什么联系呢？

锶在地球形成以来的长期地质演化过程中，其放射性同位素$^{87}Rb$可通过β衰变形成稳定的放射成因$^{87}Sr$。与此同时，其稳定同位素$^{85}Rb$由其本身地球化学性质决定而不断向地壳迁移富集，从而导致地壳的 Rb/Sr（平均值为 0.24）明显高于地幔的 Rb/Sr（平均值为0.025)(沈渭洲等，1987)。

锶有 4 个天然稳定同位素，由于其中的$^{87}Sr$可通过$^{87}Rb$的放射性衰变而形成，因而岩石、矿物和流体中的锶同位素丰度是变化的，其变化幅度取决于它们的年龄及其物质源区的 Rb/Sr

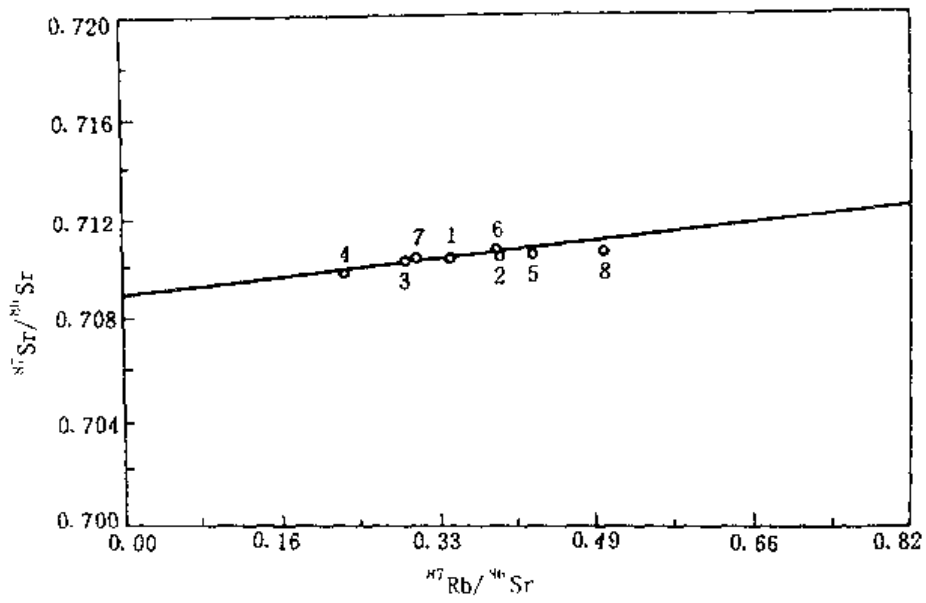



**图 7-22　金牙金矿黄铁矿、毒砂中流体包裹体 Rb-Sr 等时线图解**

($t=267\pm28Ma$；$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.7090$，$r=0.98$)

大小。

一般认为，来自同源区的流体应具有相同的初始$^{87}Sr/^{86}Sr$。如果由低 Rb/Sr 的上地幔形成的分异流体在上升运移过程中没有或极少与地壳中的放射成因锶发生混染，其流体应具有较低的初始锶比值。现已公认，地球形成时最初始的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值为 0.69897(据 G. Faure，1977)。然而，在地球的演化过程中，由于原始化学成分的不均一性和导致圈层结构的分异作用形成的同位素组成的层状不均一性，使地幔的初始锶比值有所增高，在 0.700～0.708(据 Yu. A. Balashov，1979)。据 G. Faure 和 J. L. Powell(1972)研究认为，来源于上地幔的岩石或流体，其初始锶比值随着成岩和流体年龄由老至新而升高，因此，初始锶比值和 Rb/Sr 比值的大小不仅影响岩石或流体的年龄，更重要的是反映 Rb-Sr 同位素体系的演化过程，进而揭示流体的成因和成矿物质来源。

由表 7-6 可知，本区金矿热液矿物的流体包裹体 Rb/Sr 除 3 号样品特高达 0.2626 外，其余均在 0.0332～0.1738 范围内，居于 0.025～0.24 之间；再由图 7-21 和图 7-22 显示的初始锶比值低于 0.7100。这表明成矿流体起源于上地幔，但在上升运移中可能部分混入了地壳或地层中的放射成因锶。为了证实这一点，将测得的$^{87}Rb/^{86}Sr$和$^{87}Sr/^{86}Sr$值相加后求$^{87}Rb$或$^{87}Sr$的相对丰度，进而计算出$1/^{86}Sr$值，从而利用 L. Briqueu 和 J. R. Lancelot (1979) 提供的判断熔浆或流体在运移过程中是否发生放射成因锶混染的图解法，作出图 7-23。由图表明：

数据点的分布呈明显正相关，从而显示由上地幔分异的成矿流体在上升运移过程中已受到地壳或地层中放射成因锶的混染，因而晚阶段形成的石英（3 号样）中包裹体的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值最高可达 0.7124；同时从数据点的排列特征看，两矿区的直线相关性较好，且基本平行，这表明本区金矿成矿流体不仅具有同源性和同期性，而且 Rb-Sr 同位素的演化也具有较明显的相似性，混染作用可能是连续进行的。

由此可见，用热液矿物中流体包裹体 Rb-Sr 同位素计算的流体年龄并不代表流体的形成

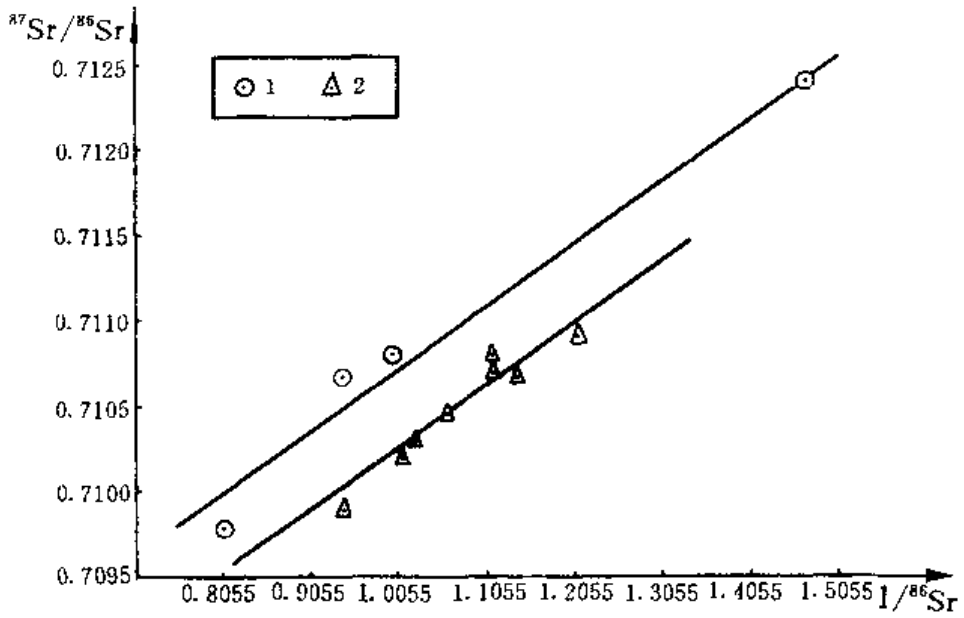



**图 7-23 烂泥沟和金牙金矿热液矿物中流体包裹体的$^{87}Sr/^{86}Sr-1/^{86}Sr$演化图**

(1—烂泥沟；2—金牙)

年龄，而是流体中 Rb-Sr 同位素体系演化过程的动态表现形式。可以设想，如果该成矿流体在上升运移过程中很少或几乎没有混染放射成因锶(实际上很难做到)，则初始锶比值将显著降低，由相应 Rb-Sr 体系求得的流体年龄则将显著增大，反之亦然。所以，流体年龄和成矿年龄显著差异，且前者大于后者，直接表明了成矿流体的异地来源性质，再进一步从 Rb-Sr 同位素体系的演化机理分析，该成矿流体也不是由异地地层或老地层提供，而是源于上地幔分异。

### 四、氩同位素

测定岩石、矿物和流体的初始$^{40}Ar/^{36}Ar$比值和大气氩的百分含量，为研究矿床中氩同位素的演化，进而查明成矿流体的来源提供了条件。休斯(Suess，1949)认为，宇宙中$^{40}Ar/^{36}Ar$比值为 0.005。放射成因$^{40}Ar$从地幔和地壳被排出，使地球大气圈中$^{40}Ar$的含量富集了好几个数量级(Damon & Kulp，1958)，而现代大气氩本身来自大气，因此，现代大气氩的$^{40}Ar/^{36}Ar$比值为 295.5。据此，张理刚等(1992)研究认为，典型大气降水成因热液的大气氩含量几乎为 100%。但是，地幔来源的岩石、矿物或流体中的初始$^{40}Ar/^{36}Ar$比值非常高，Dalrympleand Moore(1968)、Frisher(1971)、Mellor & Mussett(1975)、Alexander & Schwartzman(1976) 等测定了物质直接来源于上地幔的海底玄武岩中的玻璃壳，其初始$^{40}Ar/^{36}Ar$比值大于 295.5。大岛(Ozima，1975)测定了几个年轻的玻璃质海底玄武岩，认为几乎没有大气氩混染的来自地幔的初始$^{40}Ar/^{36}Ar$比值的下限值为 1780。据此，张理刚等(1992)认为，岩浆水成因热液的大气氩含量一般为 10%左右。因此，若所测岩石和流体的初始$^{40}Ar/^{36}$比值在 295.5～1780 之间，代表来自地球内部的氩不同程度混入了大气氩，在这个范围内，比值越高，大气氩的含量越低，则岩石和流体物质中深部来源的比例就越大。表 7-7 列出了研究区金矿和其它典型矿床热液石英中流体包裹体及辉绿岩全岩的氩同位素组成分析结果，再将表中数据变化直观显示于图 7-24，由表和图可得出如下规律和认识：

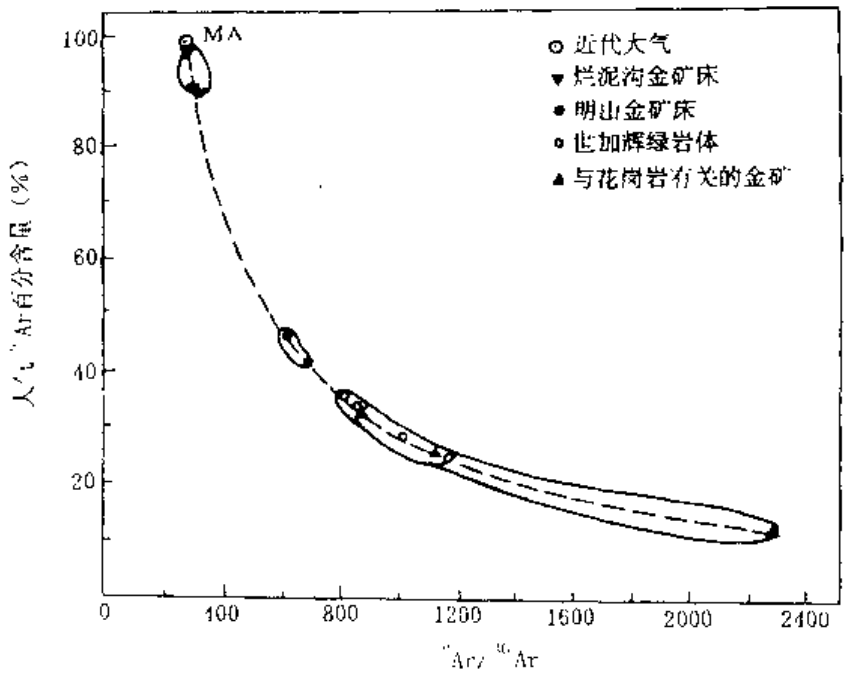



图 7-24　研究区金矿和其它典型矿床热液石英中流体包裹体及辉绿岩氩同位素演化图

表 7-7　石英流体包裹体和全岩中静态$^{36}Ar$分析结果

| 序号 | 样号 | 样品名称 | 矿床或岩石 | $^{40}Ar/^{36}Ar$ | 大气氩含量(%) | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | N9293 | 石英 | 烂泥沟金矿 | 297.9 | 99.2 | 苏文超 1994 |
| 2 | N9253 | 石英 | | 325.4 | 90.8 | |
| 3 | N9244 | 石英 | | 327.9 | 90.2 | |
| 4 | NM02 | 石英 | 明山金矿 | 627.5 | 47.2 | 张朝晖 1993 |
| 5 | M911 | 石英 | | 691.8 | 42.7 | |
| 6 | BM02 | 石英 | 巴马紧邻石英斑岩的热液石英 | 886.9 | 33.3 | 张朝晖 1993 |
| 7 | HL-117 | 全岩 | 世加金矿中的辉绿岩体 | 812.1 | 36.4 | 胡瑞忠 1994 |
| 8 | HL-116 | 全岩 | | 854.3 | 34.6 | |
| 9 | HL-118 | 全岩 | | 1005.4 | 29.4 | |
| 10 | HL-119 | 全岩 | | 1182.4 | 25.0 | |
| 11 | SL10 | 石英 | 上林龙头山次火山热液石英 | 1116.3 | 26.3 | 张朝晖 1993 |
| 12 | SL05 | 石英 | 上林花岗闪长岩边部石英 | 2284.3 | 12.9 | 张朝晖 1993 |

(1)研究区金矿热液石英中流体包裹体和赋矿辉绿岩体的初始$^{40}Ar/^{36}Ar$比值除1号样品接近典型大气氩比值外，其余样品的比值和大气氩含量均在295.5～1780和90.8%～25.0%内，表明微浸型金矿的成矿热液均不同程度混入了大气降水；

(2)由黔西南金矿→桂西北金矿→直接与岩浆作用有关的矿床，其$^{40}Ar/^{36}Ar$比值由低→

高，大气氩含量由高→低，表明微浸型金矿中运载深源成分的流体与岩浆水有关。这种岩浆水和大气降水的混合与前述硫、铅和锶钕同位素显示的混染性质一致；(3)从岩浆岩的露头分布看，黔西南区明显少于桂西北区，而且黔西南区出露和隐伏的主要是基性、超基性岩；桂西北区出露和隐伏的主要是中酸性岩。说明黔西南区相对桂西北区远离岩浆岩，尤其是中酸性岩，并且图 7-24 中的演化线基本是平滑而连续的，表明两区的成矿热液应是同源的，再结合成矿作用的同期性，推测成矿热液中的岩浆水包括上地幔分异流体和直接来自同期中酸性岩浆岩的分异岩浆水。因此，黔西南金矿成矿热液中加入的同期中酸性岩浆分异水显著少于桂西北金矿，再加之构造通道条件的差异，从而相应导致两区金矿大气氩含量的显著差异。

### 五、氢、氧同位素

氢、氧同位素组成分析历来是判断成矿流体性质和来源的有效方法。多年来，前人在研究本区金矿的过程中已积累了大量热液矿物石英和方解石的流体包裹体氢、氧同位素组成分析数据。本文将这些数据作了系统归类整理，并进行综合分析后发现：

在革档、烂泥沟、板其、丫他、金牙和高龙金矿，石英的 $\delta D‰$ 值在 $-50.3\sim-83.4$；$\delta^{18}O_{H_2O}‰$ 在 $-7.5\sim+14.2$；方解石的 $\delta D‰$ 值在 $-30.5\sim-84.0$；$\delta^{18}OH_2O‰$ 在 $-3.74\sim+12.09$。可见，与 Taylor(1974)的岩浆水 δD 值域 $-50‰\sim-80‰$ 比较，石英非常相似，而方解石变化稍大；与 Taylor(1974)的岩浆水 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值域 $7.0‰\sim9.5‰$ 比较，石英的变化范围较大，方解石变化稍小。显然，两者矿物所反映的成矿流体的氢、氧同位素变化范围均与典型岩浆水重合，并以此为中心左右摆动。结合前述硫、铅、锶、钕和氩同位素分析，我们有理由推论，成矿流体的初始来源应为岩浆水或与此相似的上地幔分异流体，但在上升运移过程中不可避免的明显混入了地层水，在到达近地表浅处，又不可避免地混入了部分大气水或地下水。

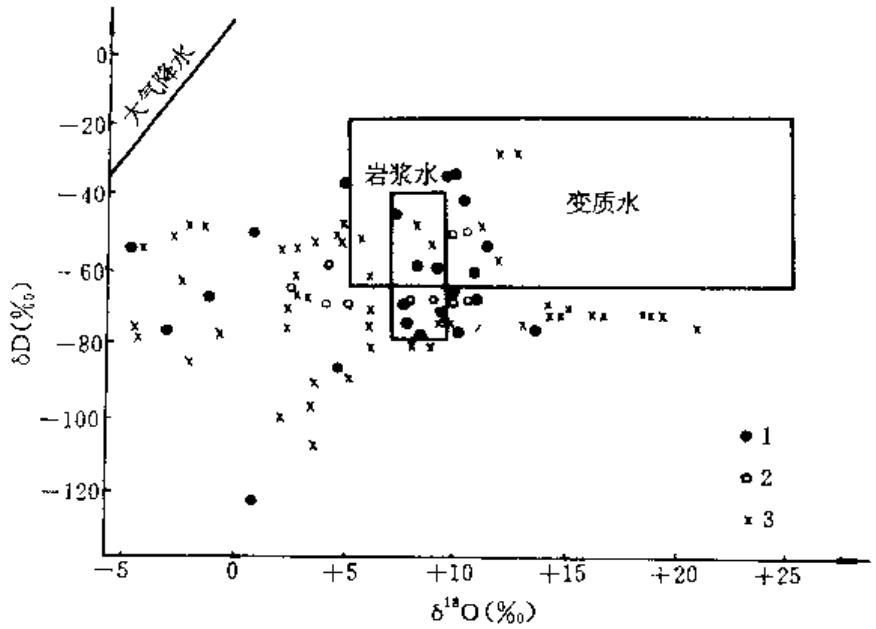



**图 7-25　滇黔桂地区 3 种矿床地球化学类型金矿床的 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解**

(转引自谭运金，1994)

1—金锑黄铁矿型金矿床；2—金汞(钯)型金矿床；3—金砷(锑)型金矿床

谭运金(1994)对滇黔桂微浸型金矿的地质-地球化学特征作了系统总结和归纳，划分出了 3 种矿床地球化学类型，并将三类矿床成矿流体的氢、氧同位素组成特征综合表示于 δD−

$\delta^{18}O$图解上(如图 7-25 所示),由图可得出如下认识:

(1)3 种矿床类型的投点分布基本是均匀混杂,不分群,这表明本区矿床成矿流体的主体来源是一致的;

(2)投点分布以典型岩浆水区域为中心向四周散布,这表明成矿流体的初始来源为岩浆水或上地幔分异流体,但主成矿流体在上升运移过程中明显混入的其它流体则是多来源的。

## 第五节 硅质阴极发光

尽管不同矿区的矿床地质特征各有差异,但也有明显的共同点,即近矿热液蚀变主要有硅化、黄铁矿化、毒砂化、粘土化和碳酸盐化等,其中硅化和黄铁矿化与金成矿关系最为密切,这使我们意识到追踪硅质的来源应当是查明成矿物质来源的一个直接的和有效的突破口,而硅质阴极发光和硅同位素地球化学相结合的方法为此提供了有效的研究手段。

### 一、样品选择

由于研究范围较大,涉及的含矿层和矿床较多,而研究经费有限,因此,为了尽可能全面反映研究区金矿的硅同位素组成和硅质阴极发光的特征及演化规律,本次研究筛选了各矿床典型含矿层位中与硅质和石英有密切关系的代表性围岩、矿石和热液矿物(脉),自上而下(由新至老)构成研究区内主要赋矿地层的取样综合剖面如下:

(1)燕山期石英斑岩;

(2)矿石:石英构造角砾岩、强蚀变构造碎裂岩(与三叠系围岩有关);

(3)$T_{2by}$、$T_{2b}$(边阳组、百蓬组):钙质石英粉砂岩、粉砂质泥岩;

(4)矿石、矿化岩:硅化角砾岩(与上二叠统和"大厂层"围岩有关);

(5)$P_2d$(大隆组):海绵骨针硅质岩;

(6)$P_2\beta$(玄武岩)、$P_1d$("大厂层"):弱蚀变玄武岩角砾;

(7)$P_2$、$P_1d$("大厂层"):含黄铁矿晶屑凝灰岩;

(8)矿石、矿化岩和石英脉:(与下石炭统和辉绿岩围岩有关)强蚀变辉绿岩、强硅化角砾岩、成矿晚期、矿后和表生石英脉;

(9)印支期辉绿岩:弱蚀变辉绿岩;

(10)$C_1y$(岩关组底部赋矿层):弱蚀变玻屑凝灰岩。

微细浸染型金矿中,除成矿热液作用形成原生矿石外,还发育矿后热液和表生溶液作用改造原生矿石而形成的氧化矿石,本次研究选取三个典型矿床中的典型层位,对产于两类矿石中的粘土矿物进行了 $\delta^{30}Si$ 值和硅质阴极发光分析。

### 二、硅质阴极发光

阴极发光是一种表面物理现象,是利用电子束轰击荧光物质表面,将电能转化为光辐射而产生的发光现象。利用矿物的不同发光性质可以分析判断沉积物的来源(宋志敏,1993),根据类似的原理,将其用于矿床学研究则有助于分析判断成矿物质的来源。

导致矿物发光的因素是复杂多样的,因此应根据具体情况作具体分析。不言而喻,石英的阴极发光特征是反映其地质产状、形成温度、激活剂种类及含量、晶格有序度等因素的综合信

息，如表 7-8 所列。

表 7-8　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（蓝紫～红紫） | >573 C，快速冷却 | 火山岩、接触变质岩 | Ti >$Fe^{3+}$ | 低 |
| | >573 C缓慢冷却 | 高级变质岩、深成岩 | | 低～中 |
| 褐一棕色石英 | 573～300 C | 低级变质岩、硅质岩、接触变质岩外带、中一高温热液成矿作用中的石英、同火的自生石英和低温热液石英 | $Fe^{3+}$>Ti Al | 中 |
| 不发光石英 | <300 C | 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石英 | 含微量猝灭剂 $Fe^{2+}$，Co，Ni 等 | 高 |

（据 Zinkernagel，1978，本文略作综合修改）

显然，石英既是沉积岩中，也是矿床中，尤其是成矿热液作用中极常见的矿物，且与矿化作用关系极为密切。在特征和产状上，热液成矿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，热液石英又与其它岩类中的石英明显不同。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。

本次阴极发光测试采用国产 Ⅱ x Ⅰ y-3 型阴极发光仪，配用 Opton 双筒显微镜及配套相机。阴极发光测试样品为光薄片，厚度 0.03～0.04mm，两面抛光，环氧树脂粘结，不加盖玻片。照射条件：束电压 18～20kV，束电流 450～500μA，电子束斑直径不小于 5mm，胶卷采用 ASA1600 富士彩色胶片，曝光时间取 13～15min。

本次研究系统测试了研究区金矿与硅质和石英有关的各种赋矿围岩、矿石和石英脉，它们的阴极发光特征归纳于表 7-9。

由表 7 9 显示，各类围岩的硅质和石英均表现不同的发光特征，而典型的热液硅化石英脉、强硅化石英岩和原生矿石中的硅化石英均不显示发光特征；但是，氧化矿石中的硅化石英和表生梳状石英脉在阴极发光下呈棕色。值得注意的是，由原生硅化石英到氧化和表生石英，其发光性由不发光→暗紫色→棕色，最典型的代表性照片分别为：Ⅲ-22、Ⅲ-24（不发光）；Ⅲ-6、Ⅲ-26（由不发光向暗紫色过渡）；Ⅲ-28（暗紫色石英被棕色石英浸染）；Ⅲ-30（棕色石英残留暗紫色石英）；Ⅲ-19（表生溶液形成的棕色石英）。可见，氧化和表生石英的发光性是由于矿后和表生作用过程中溶解了部分围岩成分，使其含有某种激活剂，如 $Fe^{3-}$、Ti、Mn 等而导致其发光。照片 Ⅲ-2 中呈浅紫色一紫色的沉积碎屑石英所具有的次生加大边具浅棕色发光性质，表明与溶解围岩有关的石英具有发光性，由此也证实了氧化和表生石英发光的原因。

相应地，由照片 Ⅲ-8 显示切穿于碎屑岩中的硅化石英脉发光特性与沉积碎屑石英迥然不同，前者不发光，后者呈浅紫色，而且沉积碎屑石英没有被溶蚀的现象，结合氧化和表生石英发光特性，表明热液硅化的硅来源与沉积碎屑岩围岩无关；那么，硅质来源与岩浆岩类围岩有无联系呢？

赖勇（1995）运用阴极发光技术研究了产于混合片麻岩与二长花岗岩断层接触带中的金

表 7-9　研究区金矿各类硅质和石英的阴极发光特征一览表

| 与矿化关系 | 产　状 | 镜下特征 | 发光特征 | 典型照片 |
|---|---|---|---|---|
| 围岩 | 海绵骨针硅质岩 | 海绵骨针呈圈层结构，已全为隐晶硅质充填 | 外圈硅质呈浅棕红，内圈硅质呈浅紫色 | Ⅱ-11<br>Ⅱ-12 |
| | 钙质石英粉砂岩 | 粉砂状结构、钙质、泥质胶结、碎屑石英呈半自形-它形，无波状消光现象 | 石英呈浅紫色-紫色，其次生加大边呈浅棕色 | Ⅲ-1<br>Ⅲ-2<br>Ⅲ-13<br>Ⅲ-14 |
| | 凝灰质火山碎屑岩 | 凝灰-粉砂结构，凝灰质、泥质胶结，碎屑石英呈半自形-它形，无波状消光现象 | 凝灰质呈蓝紫色，石英呈棕色和浅紫色 | Ⅲ-3<br>Ⅲ-4 |
| | 弱蚀变辉绿岩 | 嵌晶含长结构，辉石已被硅化，长石未变，仍见聚片双晶 | 石英不发光-略发暗紫色光，长石呈亮绿色-白色 | Ⅱ-15<br>Ⅱ-16 |
| | 石英斑岩 | 从中分选出石英单矿物制片 | 石英呈浅棕色 | Ⅲ-20 |
| 矿化岩、矿石、石英脉 | 硅化石英构造角砾 | 硅化石英脉被断层构造破碎挤压成透镜体 | 透镜石英呈暗棕紫色 | Ⅲ-17<br>Ⅲ-18 |
| | 强硅化岩 | 石英呈它形粒状，粗粒石英集合体切穿细粒石英集合体 | 石英不发光略发暗紫色，浅绿色者为闪锌矿 | Ⅲ-5<br>Ⅲ-6 |
| | 强硅化原生矿石 | 硅化石英呈半自形-它形，中-细粒，无波状消光，后期碳酸盐化交代切穿硅化石英 | 石英不发光，少数略向暗紫色光过渡 | Ⅲ-21，<br>Ⅲ-22<br>Ⅲ-23，<br>Ⅲ-24<br>Ⅲ-25，<br>Ⅲ-26 |
| | 硅化石英脉 | 石英脉交代切穿围岩，石英呈半自形-它形，无波状消光 | 围岩中碎屑石英呈浅紫色，脉石英不发光-发暗紫色 | Ⅲ-7，<br>Ⅲ-8<br>Ⅲ-27，<br>Ⅲ-28 |
| | 氧化矿石 | 受矿后热液和表生溶液改造的硅化石英切穿围岩 | 凝灰质呈蓝紫色，石英呈棕色，其中残留不发光-暗紫色石英 | Ⅲ-29<br>Ⅲ-30 |
| | 表生梳状石英 | 用单颗石英制片 | 石英呈棕色 | Ⅲ-19 |

注：阴极发光测试由成都理工学院沉积地质研究所卢秋霞完成，1996，本文

矿，发现成矿主期的热液硅化石英与混合岩中的碎斑石英具有相似的明显发光性，再结合包裹体系统研究，证实了热液硅化石英的硅质和成矿物质均来自混合岩围岩。显然，在本区金矿的围岩中，凝灰岩中的凝灰质、辉绿岩中的长石和石英斑岩中石英等都具有明显的发光性；此外，海绵骨针硅质岩也具有明显发光性；它们与不发光的成矿热液硅化石英相比，主要差别在于前者的形成温度较高(>573 C)，含有某种致色激活剂，而后者形成温度较低(<300 C)，不含致

色激活剂。照片Ⅲ-18中，硅化石英构造角砾呈暗棕紫色发光，其原因是由于构造作用导致"回火"，升高温度到大于300℃，同时，围岩成分沿构造裂隙的机械混入也可能是导致发光的原因。

宋志敏等(1992)认为，导致矿物不发光的因素还可能与微量猝灭剂的存在有关。所谓猝灭剂即指抑制矿物发光的杂质元素，主要如$Fe^{2+}$、Co、Ni等。显然，这些主要猝灭剂元素都是典型的深源元素。对于石英来说，由于其结构的牢固性和自身封闭性，一般很难进入其它杂质。但是，由于冷却或在溶液中的结晶速度较快或结晶温度相对较高，可能导致结晶石英的有序度降低，使结构中的质点排列出现局部紊乱，产生少量空穴而混入微量猝灭剂杂质。根据本次研究所测试成矿期脉石英的微量元素中子活化分析中的确含有上述微量猝灭剂杂质。因此，是否可以设想，由成矿热液作用形成的硅化石英，由于其沿深大断裂通道直接来源于上地幔分异，因而其冷却和结晶速度相对较快，或者硅质流体在进入地壳深部后，结晶速度虽然可能比较缓慢，但结晶温度可能相对较高，这些因素均可导致其结晶有序度降低而混入同源的微量猝灭剂杂质。所以，原生成矿的硅化石英不发光可能正是其成矿硅质热液直接来自深部或上地幔的必然表现。

### 三、硅同位素组成特征与演变规律

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手段。由于分析精度的提高，它在追踪物质来源、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)。

表7-10列出了研究区微浸型金矿不同矿床和层位的22件围岩、矿石和热液矿物(脉)的硅同位素组成测试结果，还同时列出了各样品的含金品位。根据各样品的硅化蚀变程度与含金品位的对照可以看出：

无明显蚀变或只有弱蚀变或硅化很弱的蚀变岩石(序号1、3、5、7、9、10、14和17)含金一般低于30ppb或其左右，其中17号石英样代表石英斑岩；若同时具有硅化和硫化(黄铁矿化和毒砂化)的岩石(序号2、4、6、8、11和15)含金一般在0.2～2.0ppm以上；而脉石英(序号12、13和16)含金很低(<0.2ppm)；其余粘土矿物(序号18～22)以其自身的晶体化学特征而成为金的载体。可见，矿化蚀变中的硅质热液是运载矿质的流体，但硅质在沉淀结晶过程中与成矿物质发生分离，而矿质在沉淀时又选择硫化物和粘土矿物(含于原生和氧化矿石中)为载体。前述四组样品中，第一组代表围岩，第二、三组代表成矿硅质热液，第四组粘土矿物代表成矿硅质热液和表生溶液共同作用的产生。

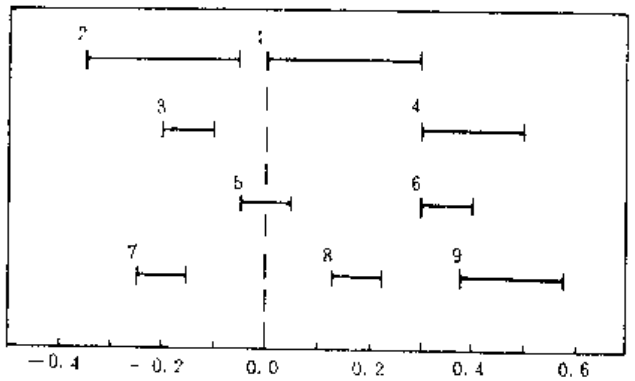



**图7-26 研究区金矿不同围岩、矿化岩、矿石、石英脉和粘土矿物的$\delta^{30}Si$值分布图**

1.戈塘、晴隆、烂泥沟和明山金矿地层围岩($P_2$和$T_2$)；2.戈塘、晴隆、烂泥沟和明山金矿矿化岩；矿石和石英脉；3.隆或金矿地层围岩($C_1$)；4.隆或金矿矿化岩和石英脉；5.石英斑岩中石英；6.世加金矿弱蚀变辉绿岩(印支期)、矿石和石英脉；7.氧化矿石中的高岭石；8.原生矿石中的伊利石；9.氧化矿石中的伊利石

将表7-10中的硅同位素组成分布特征示于图7-26。由表7-10和图7-26

可以看出如下特征与规律：

(1)在戈塘、晴隆、烂泥沟和明山金矿中，围岩(包括玄武岩)与矿化岩石、硅质原生矿石的$\delta^{30}Si$值有明显差别：前者在0.0‰～0.3‰(序号1,3,5,7)；后者在－0.1‰～－0.4‰(序号2,4,6,8)；

(2)隆或金矿上二叠和下石炭统的弱蚀变地层围岩(序号9,10)与该矿区下石炭统的矿化岩石，矿后和表生热液石英脉(序号11,12,13)的$\delta^{30}Si$值有明显差别：前者在－0.1‰～－0.2‰，后者在0.3‰～0.5‰；

(3)在世加金矿，主要赋矿围岩辉绿岩脉(序号14)的$\delta^{30}Si$值与原生矿石和成矿石英脉(序号15,16)的$\delta^{30}Si$值非常一致，在0.3‰～0.4‰；

表7-10　研究区金矿围岩、矿石、石英脉和粘土矿物硅同位素分析结果及与含金品位对照

| 序号 | 样　号 | 岩性和矿物 | $\delta^{30}Si$(‰) | Au(ppb) | 取样矿区和所在层位 |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | XQG－11 | 海绵骨针硅质岩 | 0.0 | 5.9 | 戈塘金矿大厂层矿体顶板 |
| 2 | XQG－27 | 硅质角砾岩(原生矿石) | －0.1 | 8778.3 | 戈塘金矿大厂层矿体中 |
| 3 | XQD－20 | 弱蚀变玄武岩 | 0.1 | 18.8 | 晴隆锑(金)矿大厂层中 |
| 4 | XQD－13 | 硅化角砾岩 | －0.4 | 120.0 | 晴隆锑(金)矿大厂层矿体中 |
| 5 | XQL－8 | 弱蚀变钙质石英粉砂岩 | 0.0 | 27.6 | 烂泥沟金矿$T_{2by}$地层围岩 |
| 6 | XQL－15 | 石英构造角砾岩(原生矿石) | －0.2 | 5457.2 | 烂泥沟金矿$T_{2by}$层位矿体中 |
| 7 | Ms94－4 | 弱蚀变粉砂质泥岩 | -0.3 | 48.6 | 明山金矿$T_{2b}$地层围岩 |
| 8 | Ms94－15 | 强蚀变构造碎裂岩 | －0.2 | 3268.0 | 明山金矿$T_{2b}$层位矿体中 |
| 9 | XGL－30－1 | 含黄铁矿晶屑凝灰岩 | －0.2 | 32.1 | 隆或金矿$P_2$地层围岩 |
| 10 | XGL－31 | 弱蚀变玻屑凝灰岩 | －0.1 | 14.5 | 隆或金矿$C_{1y}$地层围岩 |
| 11 | XGL4－20 | 强硅化角砾岩(矿化) | 0.3 | 431.8 | 隆或金矿$C_{1y}$层位矿体中 |
| 12 | L3－5 | 成矿晚期石英脉 | 0.5 | 209.2 | 隆或金矿$C_{1y}$层位矿体中 |
| 13 | XGL4－16 | 表生梳状石英脉 | 0.4 | 56.0 | 隆或金矿$C_{1y}$层位矿体中 |
| 14 | XGS－10 | 弱硅化辉绿岩 | 0.4 | 32.1 | 世加金矿赋矿岩石.印支期 |
| 15 | XGS－2 | 强蚀变辉绿岩 | 0.4 | 1823.1 | 世加金矿原生矿石 |
| 16 | XGS－3－2 | 成矿晚期石英脉 | 0.3 | 22.6 | 世加金矿矿体中 |
| 17 | XGB－0 | 石英 | 0.0 | 5.9 | 广西巴马石英斑岩脉中 |
| 18 | XQG－24－1 | 高岭石 | －0.2 | 1054＊ | 戈塘金矿大厂层矿体氧化矿石中 |
| 19 | XGL4－10－1 | 伊利石 | 0.4 | 1094.2 | 隆或金矿$C_{1y}$层位矿体氧化矿石中 |
| 20 | XGL－1－3 | 伊利石 | 0.2 | 8013.2 | 隆或金矿$C_{1y}$层位矿体原生矿石中 |
| 21 | XQL－23－2 | 伊利石 | 0.6 | 21.5(ppm) | 烂泥沟金矿$T_{2by}$层位矿体氧化矿石中 |
| 22 | XQL－20－1 | 伊利石 | 0.2 | 2292.9 | 烂泥沟金矿$T_{2by}$层位矿体原生矿石中 |

注：硅同位素由地矿部矿床地质研究所测定，本文，1995

金含量为中子活化分析结果，由成都理工学院三系中子活化分析室完成，本文，1995

＊该高岭石含金品位参考陈丰、杨科佑(1992)提供的测试结果

(4)根据上述三点看出，矿化岩石、原生矿石、成矿和矿后石英脉的 $\delta^{30}Si$ 值可按赋矿地层时代分为两组：①当成矿硅质流体进入早、中三叠统粉砂岩类地层以及戈塘金(锑)矿和晴隆锑(金)矿的晚二叠世火山岩类地层裂隙中结晶时，其 $\delta^{30}Si$ 值为小于零的负值；②当成矿硅质流体进入印支期辉绿岩和下石炭统地层裂隙中结晶时，其 $\delta^{30}Si$ 值为大于零的正值；

(5)距明山金矿不远的广西巴马石英斑岩脉中石英(序号 17)的 $\delta^{30}Si$ 值为 0.0‰，正好介于上述两组成矿硅质流体的 $\delta^{30}Si$ 值之间；

(6)从原生和氧化矿石中提取的粘土矿物主要有伊利石和高岭石，前者的 $\delta^{30}Si$ 值为0.2‰～0.6‰，后者为－0.2‰，差别十分明显；

(7)根据同一矿区氧化和原生矿石中伊利石（序号 19,20 和 21,22）的 $\delta^{30}Si$ 值表明：前者高于后者。

图 7-27 是按赋矿围岩的时代顺序分别将代表围岩和成矿硅质流体的硅同位素组成作成演化曲线，其中粘土矿物单独作出曲线。

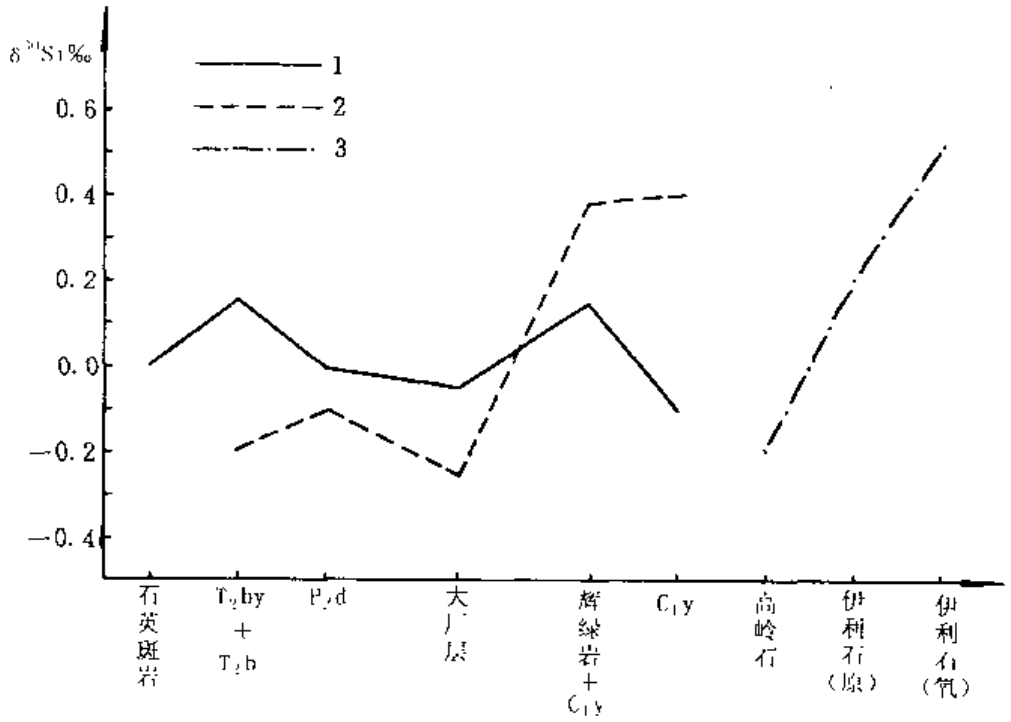



**图 7-27　研究区金矿围岩和成矿硅质流体硅同位素演化示意图**

1—围岩曲线；2—成矿硅质流体曲线；3—粘土矿物曲线

由图 7-27 看出：

(1)不同围岩，其硅同位素组成有所差异，但总体起伏不大；

(2)成矿硅质流体的硅同位素组成以“大厂层”为界出现明显不协调起伏；“大厂层”以新为起伏不大的负值，以老陡变为较高正值；

(3)从演化曲线的起伏变化看，成矿硅质流体对围岩没有明显影响，而围岩对成矿硅质流体的影响，仅表现在“大厂层”处成矿硅质流体 $\delta^{30}Si$ 值在由负值向正值或正值向负值转化时偏低，这可能与“大厂层”的强烈层间错动(滑脱)构造引起 $P_2$ 地层中凝灰岩类的低 $\delta^{30}Si$ 值加入有关；

(4)成矿硅质流体在整个演化过程中，其硅同位素组成与围岩(包括共同围岩的平均值)都

存在明显差别；

(5)粘土矿物中，由"大厂层"中的高岭石→原生矿石中的伊利石→氧化矿石中的伊利石，其硅同位素组成由低→高平稳变化。

## 四、地球化学示踪分析与讨论

据丁悌平等(1994)研究认为：由于硅在自然界中没有化学价态变化，主要以硅氧四面体形式存在，因此，硅同位素的热力学分馏较小，由此引起的硅同位素变化范围不如硫、碳、氧大。但是，溶液中$SiO_2$沉淀过程的硅同位素动力学分馏则是产生硅同位素明显变化的主要原因。他们通过实验研究发现，室温条件下的硅酸热液在沉淀过程中的动力学分馏表现为：首先沉淀的硅，其$\delta^{30}Si$值最低，随着沉淀所占份额的增加，沉淀硅的$\delta^{30}Si$值不断升高，最后沉淀硅的$\delta^{30}Si$值为一大正值；此外，硅的沉淀速度越快，其动力学分馏越小；反之，在温度较低，溶液中硅的沉淀速度非常缓慢的条件下，其分馏可达最大值。这是由化学反应中轻同位素分子$H_4{}^{28}SiO_4$相对重同位素分子$H_4{}^{30}SiO_4$总是优先反应(沉淀)，即溶解硅相对沉淀硅富含$\delta^{30}Si$的机理所决定的；而且，硅从溶液中沉淀出去之后，就不再与溶液中的硅交换同位素。

此外，原始地球的$\delta^{30}Si$值为$-0.5‰$；在岩浆作用过程中，由基性岩到酸性岩，其$\delta^{30}Si$值由低至高，前者接近于原始地球的$\delta^{30}Si$值，后者在$-0.2‰\sim0.0‰$；已有的浅变质岩类的值在$-1.1‰\sim-0.1‰$范围；而且，岩石的$\delta^{30}Si$值还决定于其成岩演化的分异程度：分异差者，值低；反之则高。

根据上述原理，对实测数据所表现的规律作如下分析和解释：

(1)根据岩相古地理研究(苟汉成，1985；刘金钟等，1991)，滇黔桂中三叠统浊积岩系沉积物来源于越北古陆、云开古陆和江南古陆三部分的中酸性火山岩，再旋回沉积岩和浅变质岩等的物理风化和一定程度的化学搬运。在此搬运和沉积过程中，产生了一定的溶解硅，发生同位素分馏而使$\delta^{30}Si$值增高达$0.0‰\sim0.3‰$；在阴极发光条件下，碎屑石英发紫色光和浅棕色光(表7-9，照片Ⅲ-2、Ⅲ-14)，说明确有不同的碎屑石英来源，而该地层中的硅化石英在阴极发光下无任何色光显示(表7-9，照片Ⅲ-8、Ⅲ-24)，表明两者的硅质来源显然不同。因此，中石炭统碎屑岩的$\delta^{30}Si$值代表该地层原始沉积的$\delta^{30}Si$值，与矿化叠加硅质无关。

(2)隆或金矿上二叠统和下石炭统地层中凝灰岩类为中基性火山碎屑岩，其凝灰物质主要来自峨眉山玄武岩的喷发，从喷发到沉降过程无化学搬运、不存在硅同位素分馏，其值在$-0.1‰\sim-0.2‰$范围，基本保存了中基性岩的特征，其碎屑石英和凝灰质明显发光(表7-9，照片Ⅲ-3、Ⅲ-4)；相应，其赋矿地层中硅化矿石中的硅化石英不发光(表7-9，照片Ⅲ-22、Ⅲ-24)，且硅化矿石和石英脉的$\delta^{30}Si$值在$0.3‰\sim0.5‰$范围，由此表明，隆或金矿的上二叠和下石炭统火山碎屑岩类的硅质与矿化叠加硅质无关。

(3)戈塘金矿矿体顶板之上紧邻的海绵骨针硅质岩，是与火山喷气热水成因有关的硅质岩(夏邦栋等，1995)，而与海底火山喷发有关的硅质岩离火山喷发区由近至远，其$\delta^{30}Si$值由小于零的负值到小于1的正值变化(宋天锐，1989；李延河等，1994；丁悌平等，1994)。因此，该岩石$\delta^{30}Si$值为$0.0‰$，表明矿区离火山口有一定距离，其硅质沉积与生物作用有关，其硅质明显发光(表7-9，照片Ⅲ-12)，且发光特征也证明其硅质来自火山作用；相应，与其紧邻的硅质原生矿石中的硅化石英(表7-9，照片Ⅲ-26)不发光，两者硅同位素也有明显区别(表7-10，序号1，2)故上二叠统硅质岩类的硅质也与矿化叠加硅质无关。

(4)晴隆锑(金)矿矿体顶板上紧邻的弱蚀变玄武岩,其弱蚀变表现风化,但并未受到淋滤,弱风化的产生仅占很小比例,不具备硅同位素分馏变化的条件,因此,其 $\delta^{30}Si$ 值应代表其实际值,且其硅同位素组成与紧邻的硅化角砾岩(表 7-10,序号 3,4)有明显差别,故玄武岩围岩与矿化叠加硅质无关。

(5)在世加金矿,主要赋矿围岩~印支期弱蚀变辉绿岩脉的 $\delta^{30}Si$ 值与成矿硅质流体的 $\delta^{30}Si$ 值基本一致,这是否能说明辉绿岩脉为成矿提供硅质呢?

根据弱蚀变辉绿岩脉的薄片(表 7-9,照片Ⅲ-15)鉴定发现,其弱蚀变表现为其中的辉石晶体已被硅化,岩石含 Au 品位是其背景值的数倍。显然,该岩石接受了成矿硅质流体的弱硅化作用,其弱硅化的证据是岩石中的基性斜长石仍然保留。为什么弱硅化优先选择辉石呢?这是因为辉石中的 $SiO_2$ 与其它组分的比例为 1:1。而斜长石中,钠长石端员矿物的 $SiO_2$ 与其它组分的比例为 3:1,钙长石端员矿物中为 1:1,但基性斜长石组成位于钠、钙长石之间,其 $SiO_2$ 与其它组分的比例一般高于 1:1,因而辉石的 $SiO_2$ 一般较之斜长石的 $SiO_2$ 更不足,因此辉石接受硅质的能力(趋势)比斜长石强;已知未受蚀变的基性岩的 $\delta^{30}Si$ 值应为小于零的负值(丁悌平等,1994),因而该辉绿岩的 $\delta^{30}Si$ 值也表明其受到了后期热液蚀变改造,导致 与成矿硅质流体的 $\delta^{30}Si$ 值一致;由此机理也就相应反证辉绿岩脉不能为矿化提供硅质和成矿物质。

(6)在烂泥沟和明山金矿,其中三叠统赋矿地层围岩的弱蚀变表现为极弱的矿化,而未见弱硅化现象,这是因为粉砂岩和泥岩不含基性矿物,因而其抵抗硅化的能力较辉绿岩强,但同样较易接受矿化扩散晕,因此,在这种条件下即可出现硅化的扩散晕范围小于矿化的扩散晕范围;在其它矿区也表现出这种特征,这为在矿区范围内用硅同位素研究围岩与矿体的关系提供了有利条件。

(7)成矿硅质流体由新地层($T_2+T_1$)经 $P_2$ 和"大厂层"到老地层 $C_{1y}$ 和印支期辉绿岩,其 $\delta^{30}Si$ 值由小于零的负值(-0.4‰~-0.1‰)到小于 1 的正值(0.3‰~0.5‰)变化,这种变化决定于何种因素呢?

①前述已提及,成矿硅质流体作用形成的硅化石英在阴极发光下不发光(照片Ⅲ-8、Ⅲ-16、Ⅲ-22、Ⅲ-24、Ⅲ-26),这表明硅化石英形成于小于 300℃的中低温热液作用,并且形成后没有经历过 300℃以上的回火作用,但表 7-10 序号 6 样品的发光特征(对应表 7-9,照片Ⅲ-17,Ⅲ-18)例外(前已述及)。

此外,前述硅质阴极发光示踪分析中已论及,原生成矿热液的硅化石英不发光还可能与处于相对高温或温度较低,但结晶较快的条件下造成有序度降低而混入微量猝灭剂杂质有关,这就是说,与成矿硅质流体来源于深部的运移演化有关,而在运移过程中则必然伴随硅同位素动力学分馏作用,进而造成硅同位素组成的变化。

②既然这些赋存于不同时代地层中的硅化石英属同一成矿硅质流体,那么,其前后硅同位素组成的变化可能与流体在运移过程中的动力学分馏作用有关。

前人的大量研究已证明,硅质热液在喷出时,最先沉淀的硅,其 $\delta^{30}Si$ 值总是小于后沉淀硅的 $\delta^{30}Si$ 值。例如,李延河等(1994)研究测定了我国腾冲温泉石英脉、温泉口泉华和泉水的硅同位素组成,石英脉的 $\delta^{30}Si$ 的平均值为-0.6‰,硅华和蛋白石泉华为-0.1‰,泉水为0.3‰;蒋少涌等(1992)研究测定了我国弓长岭铁矿中形成于太古代和元古代的磁铁石英岩的 $\delta^{30}Si$ 值为-0.9‰~-2.2‰,与现代海底喷气沉积硅质物的 $\delta^{30}Si$ 值(-0.4‰~-3.1‰)非常接近(吴世迎等,1991);Hutchinson(1973,1984)研究认为,绝大多数前寒武纪的条带状硅铁建造的

形成，可能与现代红海热卤水池中的富铁沉积物一样是从海底对流循环的硅质热液中沉淀的；据丁悌平等(1994)提供，形成于太古代混合片麻岩中的我国内蒙赤峰红花沟金矿床中热液脉石英的 $\delta^{30}Si$ 值为 $-0.1‰\sim-0.2‰$；前已述及，滇黔桂微浸型金矿的成矿时代基本限定在燕山晚期，即进入侏罗纪后，在构造和底劈岩浆活动提供的热动力驱动下，直接起源上地幔的含矿硅质流体沿深大断裂向上运移，此运移过程流动较快，时间不长，溶液自身不会发生同位素分馏；当流体沿途进入不同地层的次级构造裂隙(容矿构造)中，由深至浅，即由老地层向新地层变化，其容矿环境的温度和压力由高至低，流体在容矿构造中的停留时间由长至短，硅质沉淀结晶由慢至快，使流体中的硅同位素动力学分馏由强至弱变化，从而导致较新地层中硅化石英的 $\delta^{30}Si$ 值(小于零的负值)低于较老地层中硅化石英的 $\delta^{30}Si$ 值(大于零的正值)。深源含矿硅质流体在次级容矿构造中驻留则必然与地层岩石发生不同程度混染和交代，但不同岩性的赋矿围岩遭受成矿热液蚀变交代的程度有所差异。

(8)石英斑岩脉中石英的 $\delta^{30}Si$ 值正好介于上述两组成矿硅质流体的 $\delta^{30}Si$ 值之间，其值为石英斑岩实际硅同位素组成。根据溶解硅与沉淀硅之间硅同位素分馏机理，若从石英斑岩中溶出硅质组成含矿硅质溶液，则硅质流体最初沉淀硅的 $\delta^{30}Si$ 值至少是正值，此后的沉淀硅更是逐步增大的正值。因此，石英斑岩也不能为成矿提供硅质。根据 K-Ar 法测得石英斑岩中的白云母的年龄数据为 89Ma(杨科佑等，1992)，表明石英斑岩的形成与成矿作用基本同时，这是岩浆活动为成矿作用提供驱使含矿硅质热液沿深大断裂向上运移的热动力条件的直接证据。

(9)高岭石和伊利石是原生矿石和氧化矿石中的主要粘土矿物，两者的硅同位素组成具明显差异，这可能与两者晶体结构差异有关。高岭石晶体结构属 1:1 型，结构单元层之间靠氢键连结，而伊利石晶体结构属 2:1 型，结构单元层之间主要靠充填于层间域中的 $H_3O^+$ 和部分 $K^+$、$Na^+$ 离子提供的离子键连结。因此，无论从结构的封闭性、稳定性和晶体质点间化学键力上，伊利石均强于高岭石，与此相适应，前者较后者对质量较大的元素具有更大的吸引力，由此造成硅同位素组成在两矿物间的分馏，即重同位素相对富集于伊利石，轻同位素则相对富集于高岭石。

(10)在同一矿区，无论是相同层位还是不同层位之间，氧化矿石中伊利石的 $\delta^{30}Si$ 值总是高于原生矿石中伊利石的 $\delta^{30}Si$ 值；更值得注意的是，不仅同一矿区不同层位之间，而且不同矿区的不同层位之间两者矿石中伊利石的硅同位素组成都具有这一特征。这不仅表明原生矿石在遭受表生改造或次生变化形成氧化矿石的过程中硅同位素组成进一步发生分馏，更重要的是进一步证明了不同矿区和不同层位矿体中硅化作用应属同一成矿硅质流体，否则，很难理解和解释这种规律性。

## 五、小结

(1)富含硅质的流体沿裂隙或断裂向上运移过程中，不会与围岩地层发生同位素组分交换，只可能在一定的物理化学条件下流体自身发生不同程度的同位素动力学分馏，分馏程度与流体在容矿构造中停留于围岩的深度大小和时间长短有关：深度浅，停留时间短，沉淀结晶快，导致分馏程度低，则 $\delta^{30}Si$ 值低，反之则高；而且，沉淀硅着床的部位，即是硅化叠加的部位；结合 Au 品位分析，凡是硅化叠加的部位，即是矿化叠加显著的部位。这充分证明硅质流体是运载矿质的成矿流体。关于金溶解于硅质流体并在一定条件下呈某种金-硅配合物形式搬运的事实已为樊文苓等(1993,1995)所做实验证实；但是，在沉淀过程中 Au 与 Si 又发生分离，Au 则

选择性附着于硫化物和粘土矿物。

(2)将硅同位素组成结合阴极发光分析判断,地层围岩、玄武岩、辉绿岩和石英斑岩与矿化围岩、矿石和成矿石英脉的硅质来源不同,因此,围岩地层和岩浆岩均不能为成矿作用提供矿质,至少不是主要来源。

(3)根据硅同位素动力学分馏原理,结合阴极发光分析和成矿年龄判断,不同矿区和不同层位矿体中的硅化作用属同一成矿硅质流体所为,即大区域内金矿具同时性,而且硅质和成矿物质可能主要直接来源于上地幔。

(4)在滇黔桂各金矿区,除基性赋矿围岩外,一般地层与矿体之间的硅化扩散晕范围小于矿化扩散晕范围。因此,硅同位素地球化学示踪法是研究、探讨成矿物质来源的有效手段之一。

# 第八章　微细浸染型金矿中原生矿石向氧化矿石转化机理探讨

目前，我国微细浸染型金矿的开采和选冶对象主要限于氧化矿石。为适应国民经济的发展需要，开展对该类型金矿原生矿石的开发利用研究是我国"九五"期间的重大应用研究项目之一。因此，研究和查明该类型金矿原生矿石和氧化矿石中金的赋存状态差异和赋存原理，对于原生矿石的开发利用研究具有重要的理论和经济意义。

对该类型金矿涉及到原生矿石向氧化矿石的转化研究，前人的工作主要限于硫化物的氧转变研究（王恩德等，1993），对于粘土矿物在表生氧化过程中的转化问题则基本尚未涉及。

## 第一节　两类矿石中金的赋存状态差异

根据已有资料的分析表明，该类型金矿原生矿石中的金主要赋存于硫化物和粘土矿物，而氧化矿石中的金主要赋存于褐铁矿和粘土矿物（吴秀群，1992；朱恺军等，1994）。表 8-1，8-2，8-3 表明，原生矿石转化为氧化矿石，金的赋存状态要发生相应改变，即原生矿石中的金主要以微包裹金形式存在，而氧化矿石中的金主要以游离金形式存在。但是，微包裹金和游离金并不是具体的赋存形式。由于赋存于矿物结构中的金均呈极不均匀的分布状态，因而将这类赋存形式的金统称为微包裹金，仅与表面吸附有关而与结构无关的金的赋存形式统称为游离金。

**表 8-1　原生矿石中金的化学物相分析结果**

（朱恺军等，1994）

| 矿区 | 样号 | 游离金（μg） | 包裹金（μg） | | | | | | 残渣 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 碳酸盐中 | | 硫化物中 | | 粘土矿物中 | | |
| | | | 可溶金（<1μm） | 颗粒金（>1μm） | 可溶金（<1μm） | 颗粒金（>1μm） | 可溶金（<1μm） | 颗粒金（>1μm） | |
| 戈塘 | Y63 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.00 | 0.02 | 1.60 | 0.50 |
| | Y66 | 0.15 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 1.50 | 0.02 | 1.50 | 0.12 |
| | Y71 | 0.12 | 0.00 | 0.01 | 0.29 | 0.71 | 0.06 | 0.48 | 0.72 |
| 紫木冲 | X70 A | 0.18 | 0.00 | 0.03 | 30.00 | 2.50 | 0.19 | 0.58 | 0.13 |
| | X91 | 0.06 | 0.00 | 0.04 | 25.00 | 2.50 | 0.38 | 2.30 | 1.35 |

前人已有的研究资料充分证明，原生矿石中赋存于硫化物和粘土矿物结构中的微包裹金主要是纳米状态的自然金（刘永康等，1991；章振恨等，1993；叶先贤等，1994），即相当于表 8-1 和表 8-2 中的可溶金，少数为大于 1μm 的自然金微粒，即相当于表 8-1 和表 8-2 中的颗粒金。据陈丰和杨科佑等（1992）研究发现，在粒度较大的颗粒金中部分为富含纳米级微粒自然金的黄铁矿微粒；这种颗粒金或富金的黄铁矿微粒主要赋存于粘土矿物中。

表 8-2　氧化矿石中金的化学物相分析结果

（朱恺军等，1994）

| 矿区 | 样号 | 游离金（μg） | 包裹金（μg） | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 褐铁矿 | | 粘土矿物 | | 难溶物质 |
| | | | 可溶金（<1μm） | 颗粒金（>1μm） | 可溶金（<1μm） | 颗粒金（>1μm） | |
| 戈塘 | Y96 | 10.62 | 0.40 | 0.14 | 0.21 | 0.01 | 0.05 |
| | Y117 | 45.00 | 2.50 | 0.40 | 2.31 | 0.12 | 0.01 |
| 紫木凼 | X67 | 20.00 | 1.75 | 0.17 | 0.10 | 0.05 | 0.11 |

表 8-3　氧化矿石和原生矿石中不同形式金的相对含量（%）

| 矿区 | 氧化矿石 | | 原生矿石 | |
|---|---|---|---|---|
| | 游离金 | 包裹金 | 游离金 | 包裹金 |
| 戈塘 | 91.15 | 8.84 | 3.04 | 96.95 |
| 紫木凼 | 90.17 | 9.82 | 0.82 | 99.18 |

原生矿石中普遍存在的纳米级微粒自然金赋存状态的形成与其来源方式和特殊的迁移形式有关。据研究发现，微细浸染型金矿的矿质主要直接来自由上地幔分异形成的含矿硅质流体，并且金在流体中主要呈纳米级微粒自然金形式迁移，这已得到了稀土元素地球化学、稳定同位素地球化学，尤其是硅同位素地球化学和硅质阴极发光以及流体物理化学条件研究的支持。由此可见，微细浸染型金矿原生矿石中金的特殊赋存状态本身就反映了该类型金矿独特的矿床成因，值得进一步深入研究和探讨。

显然，氧化矿石中的游离金主要是摆脱了结构束缚的，仅呈表面吸附状态的金。不难理解，硫化物中的微包裹金可通过载体矿物被氧化分解为氧化物和硫酸盐而从结构中释放出来成为游离金；由氧化矿石与原生矿石中金的赋存状态差异间接表明，原生矿石应为一次直接成矿，不曾经历初步富集后再经活化迁移富集。那么，粘土矿物的转化又是如何释放微包裹金的呢？

## 第二节　粘土矿物的信息

### 一、粘土矿物的表生淋滤转化

从前述表中看出，粘土矿物既是原生矿石，也是氧化矿石中的主要载金矿物之一，但两类矿石中的粘土矿物在种类和量比上存在明显差别。如第二章中表 2-1 反映出，在表生环境下，即使不具有明显表生溶液淋滤蚀变的原生矿石，也受到不同程度矿后热液蚀变作用，表现为其中的原生绢云母已不同程度水化为水云母或伊利石，而原生矿石向氧化矿石转化，其粘土矿物中具有水云母或伊利石向高岭石转化，蒙脱石向伊利石或高岭石转化的关系。表 8-4 是根据 27 件矿石中粘土矿物的电子探针成分分析数据所作晶体化学式计算并进行矿物定名的基础

上，再将同种矿物的电子探针成分数据加权平均后再计算晶体化学式的结果。从表 8-4 看出，实测的水云母和伊利石较标准伊利石 (D-28)，$Al_2O_3$，$K_2O$ 明显偏高，而 $Fe_2O_3$，MgO，CaO 明显亏损；实测蒙脱石与标准蒙脱石(D-29)比较，$K_2O$ 偏高，而 MgO，CaO 亏损；从层电荷的绝对值大小比较看出，由水云母→伊利石→蒙脱石依次减小，表明其受淋滤蚀变的程度增高；而实测水云母和伊利石的层电荷绝对值高于标准伊利石，表明实测者相对靠近绢云母；实测蒙脱石的层电荷绝对值低于标准蒙脱石，表明前者相对后者遭受了一定程度的淋滤蚀变。

**表 8-4　微细浸染型金矿矿石中三种粘土矿物平均化学成分晶体化学式计算**

| 数据 / 类别 / 组分 / 矿物 | 平均成分数据(%) | | | | | | | | 晶体化学占位分派 | | | | | | | | 层电荷 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | 层间域 | | | 八面体片(O) | | | 四面体片(T) | | |
| | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $TiO_2$ | $Ca^{2+}$ | $Na^+$ | $K^+$ | $Al^{3+}$ | $Fe^{3+}$ | $Mg^{2+}$ | $Si^{4+}$ | $Al^{3+}$ | |
| 水云母 | 47.36 | 31.69 | 1.82 | 0.96 | 0.04 | 0.56 | 9.38 | 0.28 | 0.003 | 0.073 | 0.816 | 1.78 | 0.094 | 0.098 | 3.231 | 0.769 | −0.94 |
| | 晶化式：$(K_{0.82}Na_{0.07})_{0.89}(Al_{1.78}Fe^{3+}_{0.09}Mg_{0.10})_{2.97}(Si_{3.23}Al_{0.77})_{4.0}O_{10}(OH)_2$ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 伊利石 | 51.19 | 32.15 | 1.64 | 1.63 | 0.16 | 0.19 | 9.79 | 0.17 | 0.011 | 0.023 | 0.806 | 1.753 | 0.079 | 0.157 | 3.306 | 0.694 | −0.88 |
| | 晶化式：$(K_{0.81}Na_{0.02}Ca_{0.01})_{0.84}(Al_{1.75}Mg_{0.18}Fe^{3+}_{0.08})_{1.99}(Si_{3.31}Al_{0.69})_{4.0}O_{10}(OH)_2$ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 蒙脱石 | 60.97 | 25.25 | 0.84 | 0.80 | 0.12 | 0.14 | 6.41 | 0.10 | 0.008 | 0.017 | 0.519 | 1.762 | 0.040 | 0.076 | 3.872 | 0.128 | −0.57 |
| | 晶化式：$(K_{0.52}Na_{0.02}Ca_{0.01})_{0.55}(Al_{1.76}Mg_{0.08}Fe^{3+}_{0.04})_{1.88}(Si_{3.87}Al_{0.13})_{4.0}O_{10}(OH)_2$ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 伊利石 (D-28) | 50.30 | 25.58 | 4.85 | 2.44 | 0.38 | 0.20 | 7.99 | 0.49 | 0.028 | 0.026 | 0.695 | 1.484 | 0.249 | 0.248 | 3.428 | 0.572 | −0.85 |
| | 晶化式：$(K_{0.70}Na_{0.03}Ca_{0.03})_{0.76}(Al_{1.48}Mg_{0.25}Fe^{3+}_{0.25})_{1.98}(Si_{3.43}Al_{0.57})_{4.0}O_{10}(OH)_2$ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 蒙脱石 (D-29) | 57.69 | 24.68 | 0.85 | 3.52 | 1.93 | 0.17 | 5.26 | 0.12 | 0.133 | 0.021 | 0.432 | 1.583 | 0.041 | 0.338 | 3.711 | 0.289 | −0.74 |
| | 晶化式：$(K_{0.43}Ca_{0.13}Na_{0.02})_{0.58}(Al_{1.58}Mg_{0.34}Fe^{3+}_{0.04})_{1.96}(Si_{3.71}Al_{0.29})_{4.0}O_{10}(OH)_2$ | | | | | | | | | | | | | | | | |

注：① 电子探针成分分析原始数据由张兴春提供，本文作晶体化学式计算并进行矿物定名和平均值计算；

② D−28，D−29 据 C. E. Weaver(1989)平均。

## 二、粘土矿物转化的地球化学模式

将表 8-4 实测计算的平均水云母、伊利石、蒙脱石的晶体化学式近似代表该类型金矿矿石中的相应三种粘土矿物的晶体化学式，综合前述转化关系的论证，建立如下表生水溶液对原生矿石的淋滤蚀变作用中粘土矿物转化的化学模式(有关热力学数据主要引自 Helgeson，1969)：

(1) 绢云母(白云母)淋滤形成水云母：

$$KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2 + 0.12Mg^{2+} + 0.11Fe^{3+} + 0.08Na^+ + 0.5H_2O = 1.18(K_{0.82}Na_{0.07})_{0.89}(Al_{1.78}Fe^{3+}_{0.09}Mg_{0.10})_{2.97}(Si_{3.23}Al_{0.77})_4O_{10}(OH)_2 + 0.04K^- + 0.69H^+ \quad (8\text{-}1)$$

$$\Delta G^0_{反应} = -96.85(kJ/mol)$$

(2) 水云母进一步淋滤形成伊利石：

$$(K_{0.82}Na_{0.07})_{0.89}(Al_{1.78}Fe^{3+}_{0.09}Mg_{0.10})_{2.97}(Si_{3.23}Al_{0.77})_4O_{10}(OH)_2 + 0.23SiO_2 + 0.07Mg^{2-} + 0.01Ca^{2-} + 0.03K^+ + 0.08H_2O = 1.045(K_{0.81}Na_{0.02}Ca_{0.01})_{0.84}(Al_{1.75}Mg_{0.18}Fe^{3+}_{0.08})_{1.99}(Si_{3.31}Al_{0.69})_4O_{10}(OH)_2 + 0.05Na^+ + 0.07H^+ + 0.01Fe^{3+} \quad (8\text{-}2)$$

$$\Delta G^0_{反应} = -7.27(kJ/mol)$$

(3) 蒙脱石在中性至弱酸性介质作用下转化为伊利石：

$$2\{(K_{0.52}Na_{0.02}Ca_{0.01})_{0.55}(Al_{1.76}Mg_{0.08}Fe^{3+}_{0.04})_{1.88}(Si_{3.87}Al_{0.13})_4O_{10}(OH)_2\}+0.21K^++0.09Mg^+0.04FeOOH+4.5H^++5e^-=1.55K_{0.81}(Al_{1.75}Mg_{0.16}Fe^{3+}_{0.08})_{1.99}(Si_{3.31}Al_{0.69})_4O_{10}(OH)_2+2.61SiO_2+2.7H_2O+0.02Na^++0.01Ca^{2+} \quad (8\text{-}3)$$

$\Delta G^0_{反应}=\cdots-673.65(kJ/mol)$

(4) 水云母(或伊利石)在酸性介质中蚀变为高岭石：

$$(K_{0.82}Na_{0.07})_{0.89}(Al_{1.78}Fe^{3+}_{0.09}Mg_{0.10})_{2.97}(Si_{3.23}Al_{0.77})_4O_{10}(OH)_2+1.16H^++1.015H_2O=1.275Al_2Si_2O_5(OH)_4+0.82K^++0.07Na^++0.68SiO_2+0.1Mg^{2+}+0.09FeOOH \quad (8\text{-}4)$$

$\Delta G^0_{反应}=39.56(kJ/mol)$

或：$(K_{0.81}Na_{0.02}Ca_{0.01})_{0.84}(Al_{1.75}Mg_{0.16}Fe^{3+}_{0.08})_{1.99}(Si_{3.31}Al_{0.69})_4O_{10}(OH)_2+1.2H^++0.88H_2O=1.22Al_2Si_2O_5(OH)_4+0.81K^++0.87SiO_2+0.16Mg^{2+}+0.08FeOOH+0.02Na^++0.01Ca^{2-}$ (8-5)

$\Delta G^0_{反应}=52.57(kJ/mol)$

(5) 蒙脱石在酸性介质中蚀变为高岭石：

$$(K_{0.52}Na_{0.02}Ca_{0.01})_{0.55}(Al_{1.76}Mg_{0.08}Fe^{3-}_{0.04})_{1.88}(Si_{3.87}Al_{0.13})_4O_{10}(OH)_2+1.78H^++0.23H_2O+e=0.95Al_2Si_2O_5(OH)_4+0.52K^++1.98SiO_2+0.08Mg^{2+}+0.02Na^++0.01Ca^{2+}+0.04Fe^{3+} \quad (8\backslash|6)$$

$\Delta G^0_{反应}=-79.99(kJ/mol)$

(6) 蒙脱石和伊利石在酸性介质中自身分解：

$$(K_{0.52}Na_{0.02}Ca_{0.01})_{0.55}(Al_{1.76}Mg_{0.08}Fe^{3+}_{0.04})_{1.88}(Si_{3.87}Al_{0.13})_4O_{10}(OH)_2+3.48H_2O+6.5H^++4e^-=0.52K^++0.08Mg^{2+}+0.04Fe^{3+}+1.89Al^{3+}+3.87H_4SiO_4+0.02Na^++0.01Ca^{2+} \quad (8\text{-}7)$$

$\Delta G^0_{反应}-9.68(kJ/mol)$

$$(K_{0.81}Na_{0.02}Ca_{0.01})_{0.84}(Al_{1.75}Mg_{0.16}Fe^{3-}_{0.08})_{1.99}(Si_{3.31}Al_{0.69})_4O_{10}(OH)_2+8.76H^-+1.24H_2O+5e^-=0.81K^++0.16Mg^{2+}+2.44Al^{3+}+0.08Fe^{3+}+3.31H_4SiO_4+0.02Na^++0.01Ca^{2+} \quad (8\text{-}8)$$

$\Delta G^0_{反应}=34.47(kJ/mol)$

根据所列反应的标准反应自由能判断，反应式(8-4)、(8-5)、(8-7)、(8-8)发生的可能性较小，即水云母或伊利石在酸性介质中直接蚀变为高岭石的转化以及伊利石和蒙脱石的自身分解转化很难在表生条件下自发进行，而绢云母→水云母→伊利石的水化蚀变以及蒙脱石向伊利石和高岭石的转化蚀变则比较容易进行。从前述可能的转化关系中看出，在近中性或弱酸性的介质中有利于蒙脱石向伊利石转化[反应(8-3)]，在弱碱性至碱性介质中有利于绢云母和水云母向伊利石转化[反应(8-1)、(8-2)]，在酸性介质中则有利于蒙脱石向高岭石转化[反应(8-6)]。而且，表生氧化作用转化原生矿石中的粘土矿物，主要是通过层间域中 $K^+$、$Na^+$或 $Mg^{2+}$ 的淋失和相互替代以及部分 $OH^-$ 的进一步分解，并同时产出表生硅化实现的。由于这一系列的化学反应过程是水溶液对固体矿物的渐变交代，没有经历矿物被溶化后再结晶的过程，因而这种渐变交代过程直接导致原矿物层间域中的微包裹金被解离释放而成为脱离结构束缚的游离金。

正是这些原生矿石中的硫化物和粘土矿物在表生水溶液的作用下发生蚀变转化而解离释

放出包裹于矿物结构中的微包裹金成为不可见游离金形式再吸附于转化后的褐铁矿和粘土矿物的粒间和表面；或者被硫代硫酸盐氧化为 $Au^{+}$，形成硫代硫酸金络合物进行迁移后（郑大中，1994），再在适宜的条件和部位分解还原为不可见游离金形式再吸附于褐铁矿和粘土矿物的粒间和表面，从而使氧化矿石中的金不仅得以进一步富集，而且容易浸出。

鉴于上述微包裹金赋存及其向游离金转化的原理分析，笔者认为，要提高该类型金矿原生矿石的浸取率，在选冶工艺流程的研究上，应重点放在研制经济快速氧化原生矿石的化学流程上，这需要地质、结构和化工等多学科的相互渗透。

# 第九章　矿床成因模式

## 第一节　本区微细粒浸染型金矿深源成矿流体的演化

### 一、上地幔分异成矿流体

地幔流体能否穿过上地幔及其莫霍面，渗透到地壳中，并与表壳岩石进行反应，以至成矿呢？这个问题在经典的理论著述中尚未涉及，而且一般持否定意见。例如，以 Harte 和 Wylie (1987)为代表的研究者把地幔流体的活动范围框死在地幔原地(曹荣龙等，1995)。曹荣龙等(1994，1995)通过研究内蒙白云鄂博稀土矿和新疆且旦布拉克蛭石矿，突破前人观点，明确提出地幔流体交代作用的三种基本类型：

(1)原地地幔交代作用：地幔流体在地幔中进行的交代作用，是地幔交代作用的经典类型。如富碱岩浆岩源区亏损地幔所遭受的交代作用。

(2)上升过程中的地幔交代作用：地幔岩包体被寄主岩浆携带上升过程中所遭受的地幔流体交代作用，该过程部分仍属于地幔的压力-温度范围，部分则可能已处于地壳的条件。

(3)地壳中的地幔交代作用：地幔流体穿过莫霍面在相应于岩石圈地壳的物理化学条件下，对地壳物质(变质岩、火成岩、沉积岩等)产生的交代作用和成岩、成矿过程。

地幔流体是由富于地球内部原始的气体元素(如$^{3}He$、$^{36}Ar$ 等)和挥发份(如地幔 $CO_2$、陨石硫、深源水等)组成的气体、稀溶液和挥发份饱和的富碱(K、Na、Li 等)硅酸盐流体(王声远等，1994)。地幔流体具有全球规律性的分布状态和演化特征。稀有气体 He-Ar 同位素体系的研究揭示地幔流体的三个主要源区为(Kaneoka et al.，1985)：

(1)地幔柱型(plume 或 P 型)源区：热点地区深部的富集地幔。源区的$^{3}He/^{4}He$ 比值约为 $6\times10^{-5}$，$^{40}Ar/^{36}Ar$ 为 350。起自约 670km 深的下地幔与上地幔交界处，或核-幔界面。

(2)洋中脊玄武岩型(MORB 或 M 型)源区：洋中脊拉斑玄武岩下面的亏损地幔。源区的$^{3}He/^{4}He$ 比值为 $1.1\times10^{-5}$，$^{40}Ar/^{36}Ar$ 为 $2\times10^{4}$。包括洋区和大陆区的岩石圈地幔，也可能包括软流层以及整个地幔。

(3)岛弧型(arc 或 Ac 型)源区：岛弧深部和贝尼奥夫带以上的地幔。包含俯冲作用带来的再循环物质。$^{3}He/^{4}He$ 和$^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值低于 MORB 型。

此外，曹荣龙等(1995)根据地壳中的地幔交代作用类型，认为地幔流体在地壳中主要受到两个浅部源区组分的混染，即：

(1)大气圈型(atmosphere 或 A 型)源区：$^{3}He/^{4}He$ 比值为 $1.4\times10^{-6}$，$^{40}Ar/^{36}Ar$ 为295.5。

(2)地壳型(crust 或 C 型)源区：$^{3}He/^{4}He$ 比值低于 A 型值，$^{40}Ar/^{36}Ar$ 可变。

在前述第七章第四节第三段中已提及，Macdonald(1983)提出，成矿流体(热液)可由上地幔部分熔融形成的熔浆经结晶分异作用并伴随壳幔相互作用直接演化而成。近年来，不少学者通过研究火山喷气、幔源岩石包体特征、幔源矿物流体包裹体，近代大洋中脊、大陆裂谷及深大

断裂区的喷流活动等，证实了可由地幔直接产生高温硅碱质超临界深源流体。Holloway (1971)指出，流体中溶质含量与压力成正比。深源流体形成时，因处于高温高压和还原状态，不仅富含挥发份，也富含常量(如硅等)元素和各种成矿元素(如金等)，毫无疑问，上地幔分异流体可从地幔运载转移大量成矿物质进入地壳成矿。

地幔流体从深部地幔源区上升，运移到岩石圈地壳，甚至逸入大气圈，推测与地球脱气作用(degassing)有关，具有相应的地球动力条件及全球构造背景。其基本的控制因素包括：

(1)地球的原始化学组分不均一性、核幔间以及下地幔－上地幔间物质与能量的交换，深部地幔对流机制等可能导致地幔以及核幔热界面 P 型源区的产生与原始挥发分和活动元素的高度富集，进而构成地幔喷流柱(Mcdonough W F et al.，1985)。

(2)大陆热点、裂谷系等岩石圈破裂的产生及其持续活动起着抽水系统的作用，使得其四周的上地幔广阔范围变成矿源储存库，聚集挥发分和活动元素，而此时地壳的基底起着屏障的作用，阻挡着深部地幔活动组分的逸出，挥发分处于近似平衡的分布状态(Bailey，DK.，1980)。在这种充满力的平衡的一触即发的条件下，一旦再次发生超壳深大断裂，尤其是发生热点穿刺的部位，便成为地球脱气作用或上地幔成矿流体形成巨流穿越壳-幔界面进入地壳或达到地球表面的通道。

## 二、本区微细粒浸染型金矿深源流体可能的演化方式

根据前述一系列地质-地球化学综合研究表明，本区微浸型金矿的展布明显受深大断裂控制，且金矿床(点)的部位大多在穹隆构造和短轴背斜上或侧翼，结合本区裂谷的发育和演化以及本区地壳深部广泛隐伏的偏碱性基性、超基性侵入岩和燕山晚期－喜山早期深大断裂的再次活动，笔者认为本区微浸型金矿的上地幔分异成矿流体的形成和上升运移机制是上述两点控制因素的综合效应。

由前述研究表明，本区微浸型金矿中发现闪锌矿出溶黄铜矿，石英溶离黄铁矿和毒砂，且出现辉砷钴矿，这表明金矿的成矿流体在由上地幔分异起源时具熔融流体性质，此后在上升运移过程中逐步演变为液相流体，并且成矿物质与硅质同源于该上地幔分异流体。结合 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值在 295.5～1182.4(见第七章第四节第四段)，硫、铅同位素均显示幔源与壳源混染，锶锶和氢氧同位素显示深源水与地壳中多来源水混染等，再结合方解石的碳同位素组成主体在－8.71～－0.13‰范围内变化(据何立贤，1993；李福春，1992；刘家军、朱赖民，1995)，以及元素地球化学物源示踪研究和硅同位素配合阴极发光研究，有理由推测本区微浸型金矿的地幔交代流体起源于地幔柱型源区至岛弧型源区的地幔部分熔融，熔融流体在沿深大断裂通道上升运移过程中，由深至浅，流体的温度、压力和还原性伴随壳幔相互作用而降低，由此产生硅质、硫化物、粘土矿物和矿质的沉淀，并相应伴随混染源的加入由地壳型源区为主过渡为大气圈型源区为主(参见第七章第四节第四段图 7-24)，进而在熔融流体演变为热液的过程中对地壳(地层)进行交代蚀变而成矿。

据此，笔者首次提出，滇黔桂微浸型金矿属于上地幔分异成矿流体对地壳的交代作用产物，成矿物质主要来源于上地幔，但不排除在上地幔成矿流体遭受地壳型源区混染时，部分地层中的碳、硫、铅和成矿物质的加入以及流体在浅部遭受大气圈型源区混染时大气降水的加入。正是这种混染作用，在很大程度上掩盖了成矿物质主要为上地幔来源的实质。

## 第二节　建模依据

综合前述研究成果，笔者以追踪硅质来源为突破口，建立上地幔分异成矿流体交代地壳(或地层)成矿的矿床成因模式。建立本模式的主要依据如下：

(1)区域地质构造背景：研究区裂谷构造的发育和演化伴随深大断裂体系的形成、双峰式火山岩的产生，深部岩浆活动和隐伏岩浆岩的侵位以及地幔隆起和地幔柱的初步形成，为上地幔分异成矿流体的集中和矿源贮存库的形成创造了条件。这已为地球物理航磁和古地热场研究资料所证实。

(2)通过矿床地质特征和控矿地质条件以及岩相学和矿相学的研究表明，围岩异常为矿致异常而非异常致矿；热液脉体为异地来源贯入，而非就地改造；成矿流体定位选择的是次级构造破碎带，而不是岩性或地层层位，因此矿床不具有典型层控特征。

(3)通过元素地球化学和稳定同位素地球化学系列研究表明，成矿物质和流体主要直接来源于上地幔分异，但在上升运移过程中加入了少量地层 S、Pb、C 以及地层水和大气降水等，因而在一定程度上掩盖了成矿物质和流体的实质来源。

(4)通过硅同位素地球化学结合硅质阴极发光的详细研究，证明了成矿作用的硅质不是由围岩地层提供，也不是由岩浆岩提供。结合元素地球化学和其它稳定同位素地球化学的系列研究，认为本区金矿不存在特定的矿源层，成矿作用的硅质与矿质同源，它们主要来自上地幔分异成矿流体。

(5)成矿作用的物理化学条件研究，揭示了成矿流体中的水溶气体成分主要来源于上地幔和成矿流体由深至浅运移的特征，以及流体伴随地壳物质的部分加入而显示的演化规律。

(6)结合实际矿床的物理化学条件进行 Au 的迁移形式的热力学讨论，推测微浸型金矿成矿流体中 Au 主要以纳米级微粒自然金形式迁移；当流体迁移至地壳(地层)中，温度、压力和环境还原性降低以及流体成分发生改变达到一定条件才可能出现金-硅配合物和金-硫配合物迁移形式。

(7)成矿流体中 Au 的 3 种迁移形式，主要在温度、压力下降以及由石英、硫化物和粘土矿物沉淀结晶所致的流体组分变化等因素作用下随之发生分解、沉淀和聚集。

## 第三节　金的成矿过程及成因模式框图

### 一、成因模式

滇黔桂微浸型金矿深部物源成因模式见图 9-1。

研究表明，本区自泥盆纪开始到三叠纪结束，伴随裂谷的发育和演化直至封闭，深大断裂和岩浆活动的发展，尤其是双峰式火山岩的形成和地幔隆起，起到了类似抽水系统的作用，使其四周的上地幔广阔范围变成矿源贮存库，聚集了大量富含挥发份和活动元素的成矿流体；而此时地壳的基底和盖层起着屏障作用，使封闭于上地幔中的成矿流体与岩石圈处于强力平衡状态中；进入侏罗纪后的燕山晚期，再次爆发强烈造山运动，使原有封闭的深大断裂再度复活，形成超壳深断裂，使早已聚集并处于一触即发状态的上地幔分异成矿流体形成巨流穿越壳-幔界面进入地壳；而流体在穿越界面时，由于高压和蒸气的共同作用，使流体中的 Au 呈纳米级

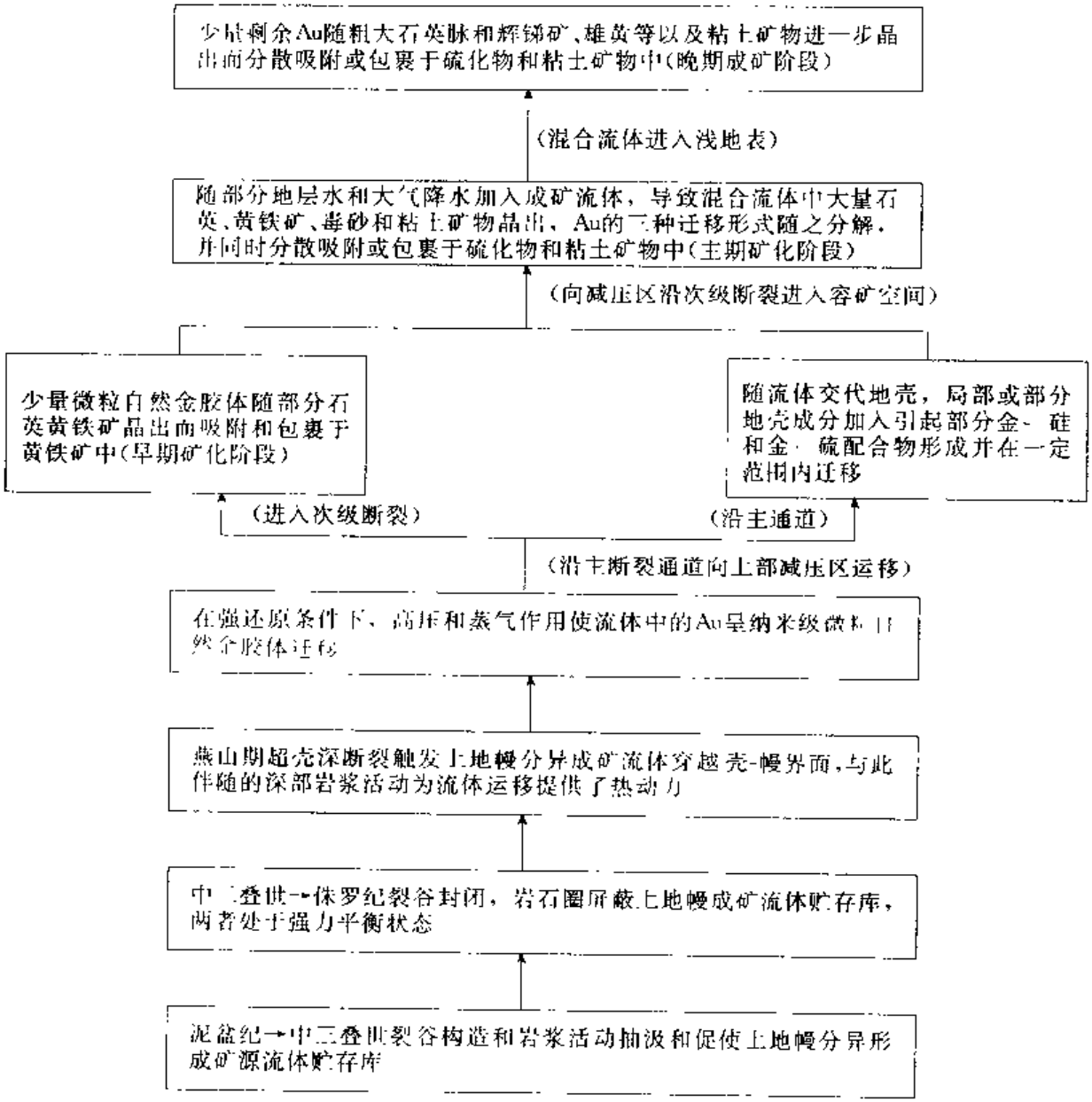



**图7-1　滇黔桂微浸型金矿深部物源成因模式图**

(箭头指向过程进行方向)

微粒自然金胶粒迁移；伴随燕山运动发育的深部岩浆活动为成矿流体运移提供热动力源，而非矿源；随着流体运移过程中温度、压力和还原性降低，以及地壳或地层硫、其它某些组分、地层建造水乃至大气降水的局部和部分加入，一方面可能使部分纳米级微粒自然金胶粒转化为金-硅配合物和金-硫配合物形式在一定范围内迁移，另一方面，这3种迁移形式又可能随流体中石英、硫化物和粘土矿物沉淀结晶所致的流体组分变化等因素作用而分解出纳米级微粒自然金，并同时分散吸附或包裹于晶出的硫化物和粘土矿物中，最终形成微细浸染型金矿床。

## 二、找矿模式

建立成因模式的目的，不仅在于为找矿勘探提供理论依据，更重要的是通过找矿模式转换，力求直接为生产服务。

成因模式具有较强的理论性和概括性，通常不能直接应用于生产，而成因模式能否转化为找矿模式，实际上是对成因模式的实践检验。

所谓找矿模式系指找矿时应遵循的准则，即在进行找矿勘探时，按照这些准则去判别和初步确定待查区域的找矿前景。

找矿模式转换如下(图 9-2)：

(1)地史上有裂谷或断陷盆地发育的地区，在裂谷或断陷盆地封闭之后又有强烈构造 岩浆活动和超壳深大断裂发育，同时在地表见有基性、超基性岩脉和中酸性岩脉，这预示可能有直接来自上地幔的成矿流体贯入地壳，而深部隐伏的岩浆岩则可能是原始地幔上隆的表现，因此该区可作为找矿目标区。

(2)地表穹窿构造加次级压扭性断裂切割部位一般是矿床产出的有利部位，并且这些穹窿构造大致沿深大断裂旁侧分布。这种区段可作为找矿远景区。

(3)在断裂带的膨胀扩容地段，出现明显硅化、黄铁矿化、毒砂化等蚀变以及特有的矿物组合、元素组合及其分带等，即可升级为重点找矿区段。

(4)在重点找矿区段，有利的赋矿部位一般为断裂＋碎屑岩类＋不同力学性质岩石的接触部位＋热液蚀变。

(5)在上述地表工作查明矿床或矿化点的基础上，根据控矿断裂和有利赋矿层位下伏延伸产状可继续追踪、勘探可能存在的深部隐伏矿体。

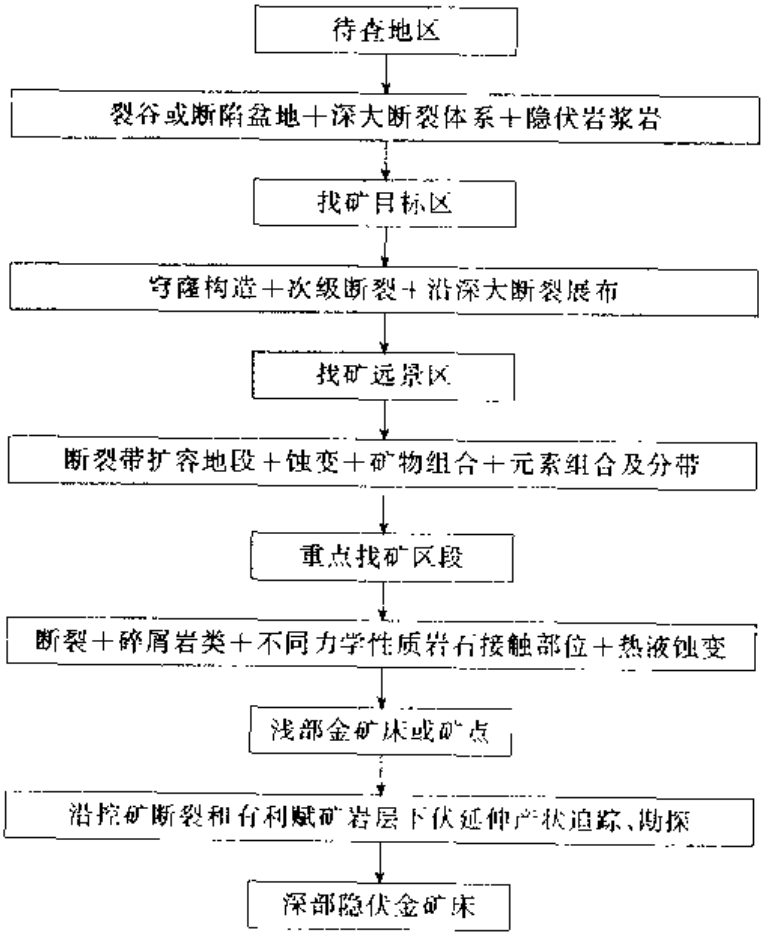



图7－2　滇黔桂微浸型金矿找矿模式

(箭头指向过程进行方向)

# 第十章　结　论

通过详细研究，取得以下基本认识和研究成果：

(1)将滇黔桂地区裂谷和地球物理航磁以及古地热场研究成果应用于该区金矿的成矿地质背景研究，认为本区成矿前的裂谷发育和演化起到了抽汲和促使上地幔分异形成矿源流体贮存库的作用。

(2)通过矿床地质特征、控矿地质条件、岩相学和矿相学研究，认为本区金矿不具有典型层控特征；再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，成功地证明了成矿作用的硅质不是由围岩提供，也不是由岩浆岩提供，明确提出本区金矿不存在特定的矿源层。

(3)根据硅同位素动力学分馏原理，结合阴极发光分析和成矿年龄，成功地证明本区微浸型金矿成矿作用中的硅化属同一成矿硅质流体所为，并揭示了成矿硅质流体由深至浅的演变规律。

(4)将硅质地球化学示踪研究结合元素地球化学和其它稳定同位素地球化学的系列研究，首次提出本区金矿成矿作用的硅质与成矿物质同源，它们主要直接来自上地幔分异成矿流体；并且，该成矿流体为熔融流体演变而来。

(5)通过多种方法的综合论证，首次提出本区微浸型金矿属于上地幔分异成矿流体对地壳的交代作用产物。正是这种交代作用，使成矿流体中混染了部分地壳物质，从而在一定程度上掩盖了成矿流体的实质来源。

(6)联系实际矿床的物理化学条件，引进纳米理论和纳米效应，结合 Au 迁移形式的热力学讨论，首次提出本区金矿成矿流体中 Au 主要以纳米级微粒自然金形式迁移，当流体运移至地壳(地层)中，流体物理化学条件改变达到一定条件才可能部分出现金 硅配合物和金-硫配合物形式在一定范围内迁移。

(7)首次从晶体化学原理分析论证了原生矿石中的 Au 选择硫化物和粘土矿物为载体而与石英分离的原因，进而阐明了该类型金矿中 Au 呈微细浸染产出的机理。

(8)建立了新的矿床成因模式和与之相应的找矿模式，这是运用上地幔分异成矿流体成因理论系统研究，详细论证的最终结果，是对该类型金矿成因理论和找矿方法新的高度总结，为扩大该类型金矿的深部找矿前景，寻找超大型金矿提供了新的思路。

# 主要参考文献


[1]蔡新平等．深大断裂与金的成矿物质来源．黄金科学技术，1994，(6)：4～6

[2]刘正安编译．裂谷构造与深部成矿．国外铀金地质，1993，(1)：7～12

[3]夏邦栋等．滇黔桂裂谷．石油实验地质，1992，(1)：20～29

[4]沈阳地矿所编辑．中国金矿主要类型区域成矿条件文集．第6辑．北京：地质出版社，1989

[5]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．贵阳：中科院地化所，1992

[6]曹鸿水．黔西南"大厂层"形成环境及其成矿作用探讨．贵州地质，1991，(1)：5～13

[7]荀汉成．滇黔桂地区中、上三叠统浊积岩形成的构造背景及物源区的初步探讨．沉积学报，1985，(4)：95～107

[8]刘金钟等．桂西北中三叠统板纳组的沉积地球化学及金的区域分布．沉积学报，1991，增刊，178～186

[9]麦广田．从区域重磁资料试论广西花岗岩的发育展布和定位方式．广西地质，1990，(1)：15～22

[10]安振昌．地磁场区域模型与全球模型的比较和讨论．物探与化探，1991，(4)：248～254

[11]王砚耕等．南盘江地区浅层地壳结构与金矿分布模式．贵州地质，1995，(2)：79～100

[12]吴　江等．桂西北微细粒浸染型金矿成矿作用分析．广西地质，1993，(2)：39～50

[13]吴　江等．热作用参数在成金作用分析中的应用．地球科学——中国地质大学学报，1993，(6)：725～734

[14]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．矿床地质，1995，(1)：82～89

[15]吴　江等．桂西北区中三叠统含金浊积岩系沉积学．现代地质，1993，(2)：127～137

[16]A.S.拉德克著，季文明等译．卡林金矿地质学．全国金矿地质工作领导小组办公室．贵州省地矿局科技情报室编印，1987

[17]胡瑞忠等．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．矿物学报，1995，(2)：144～149

[18]张峰，杨科佑．黔西南微细浸染型金矿裂变径迹成矿时代研究．科学通报，1992，(17)：1593～1595

[19]王国田等．广西金牙金矿床地质特征及成因．刘东升主编：中国卡林型(微细浸染型)金矿(文集)．南京大学出版社，1994

[20]李　忠等．贵州烂泥沟金矿成矿条件——岩石地球化学研究．矿床地质，1995，(1)：51～57

[21]黎彤．化学元素的地球丰度．地球化学，1976，(3)：167～174

[22]黎彤．岩石圈及其结构层的元素丰度．地质学报，1985，(3)：219～227

[23]倪师军．小秦岭中基性岩脉与金矿成因关系新模式．成都：西南交通大学出版社，1994

[24]沈渭洲等．稳定同位素地质．北京：原子能出版社，1987.12

[25]魏菊英，王关玉．稳定同位素地球化学．北京：地质出版社，1988

[26][美]G.福尔著，潘曙兰等译．同位素地质学原理．北京：科学出版社，1983

[27]李俊华等编著．同位素年龄计算手册．北京：原子能出版社，1978.12

[28]王国田．桂西北地区三条铬锶等时线年龄．广西地质，1992，(1)：29～35

[29]谭运金．滇黔桂地区微细粒浸染型金矿床的矿床地球化学类型．矿床地质，1994，(4)：308～321

[30]宋志敏编著．阴极发光地质学基础．武汉：中国地质大学出版社，1993

[31]赖勇．山东文登金矿成矿条件及成矿过程——阴极发光技术在包裹体研究中的应用．矿床地质，1995，(3)：281～289

[32]丁悌平等．硅同位素地球化学．北京：地质出版社，1994

[33]李延河等．硅同位素动力学分馏的实验研究及地质应用．矿床地质，1994.(3)：282～288
[34]蒋少涌等．辽宁弓长岭太古代条带状硅铁建造(BIF)的硅同位素组成特征．中国科学(B辑)，1992，37(6)：626～631
[35]宋天锐等．硅质岩中的硅同位素($\delta^{30}Si$)应用于沉积相分析的新尝试．科学通报，1989，34(18)：1408～1411
[36]樊文苓等．低温热液中金——硅络合作用的实验标定．科学通报，1993，(10)：933～935
[37]樊文苓等．金在碱性富硅热液中溶解和迁移的实验研究．矿物学报，1995，(2)：176～184
[38]曹荣龙等．白云鄂博铁-稀土矿床的物质来源和成因理论问题．中国科学(B辑)，1994，(12)：1298～1307
[39]曹荣龙等．地幔流体与成矿作用．地球科学进展，1995.(4)：323～329
[40]赵海玲．上地幔岩石学和地球化学的新进展．地球科学　　中国地质大学学报，1993，(4)：517～520
[41]吴世迎等．马里亚纳海槽海底热液活动和热液硫化物研究．中国科学(B辑)，1991，(2)：189～204
[42]夏邦栋等．下扬子区早三叠世弧峰组层状硅质岩成因．地质学报，1995，(2)：125～137
[43]王声远等．Au在$SiO_2$-HCl-$H_2O$体系中200℃溶解度测定－硅化对金矿化的义意初探．矿物学报，1994，(1)：46～55
[44]徐文炘．矿物包裹体中水溶气体成分的物理化学参数图解．矿产与地质，1991，(3)：200～206
[45]张振根等．纳米矿床学——门有前途的新科学．矿产与地质，1993，(3)：161～165
[46]李景春．金在热液流体中存在形式的讨论—“纳米效应”在成矿理论中的应用．贵金属地质，1995，(4)：306～310
[47]张理刚编著．成岩成矿理论与找矿．北京工业大学出版社，1989
[48]刘英俊等著．金的地球化学．北京：科学出版社，1991
[49]叶先贤等．黔西南卡林型金矿中超微金的微束分析研究．中国科学(B辑)，1994，24(8)：883～889
[50]程伟基等．热液系统的物理化学性质和硫同位素演化．地质与勘探，1983，(9)：21～29
[51]王真光等．矿物包体成分物理化学参数计算机程序．矿产地质动态，1988，(1)：28～35
[52]王登红．试论热柱-热点体系与成矿系列的关系．矿物岩石地球化学通报，1996.(1)：57～58
[53]李存登．黔西南区微细金矿地质特征及成因探讨．矿床地质，1987，(3)：49～56
[54]李存登．黔西南早、中三叠世岩层中金矿区域控矿条件与成矿机理．黔西南地质及成矿作用学术讨论会交流材料，1994
[55]余大龙，毛健仑，潘年勋等．从纳哥金矿地质地球化学特征探讨黔西南卡林型金矿成因．贵金属地质，1996，(2)：87～95
[56]王恩德，关广岳．硫化物细菌氧化作用机理研究．地质学报，1993.(3)：221～231
[57]杨科佑等．滇黔桂地区卡林型金矿的地球化学特征及找矿远景．中加金矿床对比研究．北京：地震出版社，1994
[58]谭立群．甘肃安家岔金矿床铅同位素地球化学研究．矿床地质，1996，(2)：144～145
[59]吴秀群．烂泥沟金矿床的赋存状态及工艺特性研究．黄金，1992，(6)：11～15
[60]朱恺军，张景荣．湘黔地区“卡林型”金矿中金的赋存形式．岩石矿物学杂志，1994，(2)：160～167
[61]郑大中．表生条件下金的迁移形式和富集机理．陕西地质，1994，(2)：70～75
[62]郑大中．金矿床氧化带中金呈配合物迁移的机理．黄金，1994.(11)：19～22
[63]Allenby R J. Determination of theistopic retios of silicon in rocks. Geoch. et Cosmoch. Acta，1954，5：40～48
[64]Alexander EC et al. Argon istopic evolution of upper mantle. Nature，1976，259：104～106
[65] Bakken B M et al. High-resolution microscopy of gold in unoxidixed ore from the Carlin mine，Nevada. Econ. Geol.，1989，84：171～179

[66]Bailey D K. Volcanism, earth degassing and replenished lithosphere mantle. In: The evidence for chemical heterogeneity in the earth's mantle (The Royal Society of London ed)1980:173～186

[67]Balashov Y A. Evolution of the isotopic inhomogenity of the upper mantle. Geochem. Interna. ,1979,16 (16)

[68]Boyle R W. The geochemistry of gold and its deposits. Toronto,1979

[69]Bin L et al. A noble gas technique for the identification of mantle and crustal materials and its applicationtothe Kuroko Deposits. Geochemical Journal,1994,28(1):47～49

[70]Crerar D A. Solubility of the buller assmblage + pyrite + pyrrhotite + magnetite in NaCl solution from 200℃ to 350℃ . Geoch. et Cosmoch. Acta,1978,42:1427～1437

[71]Chaussidon et al. Sulfur isotope heterogeneity in the mantle from ion microprobe measurements of sulphid inclusions in diamonds. Nature,1987,(330):242～244

[72]Chausidon et al. Sulfur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphid inclusions. Earth and Planetary Science Letters,1989,(92):144～154

[73]Claton R N. High temperature effects in the early solar system. In: Reviews in Mineralogy,1986,16,ed. by Valley et al. :129～139

[74]Douthitt C B. The geochemistry of the stable isotope of silicon. Geoch. et Cosmoch. Acta,1982,(46)(8): 1449

[75]Dalrymple GB et al. Argon-40: Excess in subinarine pillow basalts from Kilauea volcano, Hawaii. science, 1968,161:1132～1135

[76]Damon PE et al. Inert gases and the evolution of the atmosphere. Geoch. et Cosmoch. Acta,1958,13:280～292

[77]Fournier RO et al. The solubility of amorphous silica in water at hightemperatures and high pressures. Amer. Mineral. ,1977,62:1052～1056

[78]Fanale FP et al. A case for catastrophic early degassing of the earth. Chem. geol. ,1971,8:79～105

[79]Helgeson H C. thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures. Am. J. Sci. ,1969,267 (7):729～840

[80]Huston D L et al. A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. Ore Geology Reviews,1989,4:171～200

[81]Hemley J J et al. Equilibria in the system $Al_2O_3$-$SiO_2$-$H_2O$ and some general implication for alteration/mineralization processes. Econ. Geol. ,1980,75:210～228

[82]Hutchinson R W. Volcanogenic sulfide.deposits and their metallogenic significance. Econ. Geol. ,1973, 68:1223～1246

[83]Hutchinson RW et al. Some broad characteristics of greenstone belt gold lodes. Gold,1984,82:339～371

[84]Kaneoka I et al. Noble-gas state in the earth's interior-some constrains on the present state. Chemical Geology,1985,52:75～95

[85]Kuehn CA et al. Carlin gold deposits, Nevada: Origin in a deep zone of mixing between normally pressured and over-pressused fluids. Econ. Geol. ,1995,90:17～36

[86]Marie CB et al. Condition of gold bearing arsenopyrite crystallization in the Villeranges Basin, Marche-Combrailes Shear Zone, france: A mineralogical and fluid inclusion study. Econ. Geol. ,1989,84(5):1340～1362

[87]Mcdonough WF et al. Isotopic and geochemical systematics in Tertiary Recent basalts from south-eastern Australia and implications for the evolution of the sub-continental lithosphere. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1985,49:2051～2067

[88]Macdonald R. Silicon in igneous and metamorphic rocks. In:Silicon Geochemistry and Biogeochemistry. Ed. by Aston S R. Academic Press,1983:1～37

[89]Mellor DW et al. Evidence for initial $^{30}Ar$ in volcanic rocks and some implications. Earth Planet Sci. Letters,1975,26:312～318

[90]Nelson C E. Comparative geochemistry jasperoids from Carlin-type gold deposits of the Western United States. Journal of Geochem. Exploration,1990,36:171～195

[91]Nora KF et al. Lead isotope compositions as guides to early gold mineralization:The north amethyst vein system,Creeds District,Colorado. Econ. Geol. ,1994,89(8):1842～1859

[92]Ohmoto H. Systemetics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposit. Econ. Geol. ,1972,67(5):551～578

[93]Ozima M. Argon isotopes and earth atmosphere evolution models. Geochim. Cosmochim. Acta,1975,39:1127～1134

[94]Radke AS et al. Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit, Nevada. Econ. Geol. ,1980,75:641

[95]Renders PJ et al. The stability of hydrosulphido-and sulphido-complexes of Au(I) and Ag(I) at 25 . Geochim. Cosmochim. Acta,1989,53:245～253

[96]Roger G S et al. Silicification and metal leading in semi-conformable alteration beneath the Chisel Lake massive sulfide deposit, Snow Lake, Manitoba. Econ. Geol. ,1994,89(1):31～55

[97]Robert OR et al. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis:A review. Econ. Geol. ,1974,69(6):826～842

[98]Rosenberg PE et al. Muscovite dissolution at 25 C: Implications for illite/Smectite-Kaolinite stability relation. Clays and clay minerals, 1990,38(4):445～447

[99]Sakai H. Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes. Geochim. Jour. ,1968,2:29～49

[100]Seward T M. The complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. Geochim. Cosmochim. Acta,1973,37:379～399

[101]Spycher NF et al. Evolution of a Broadlandstype epithermal ore fluid along alternative P-T paths: implications for the transport and deposition of base,precious,and volatile metals. Econ. Geol. ,1989,84(2):328～359

[102]Taihe Z et al. Origin and fluid geochmistry of unconformity-related gold at the Black Ridge Gold Deposit,Clermont,Queensland,Econ. Geol. ,1994,89(7):1469～1491

[103]Taylor H P. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneous rocks.Earth Planet Sci. Lett. ,1980,47:243

[104]Terashima S et al. Geochemical behavior of Au in Terrigenous and Pelagic marine sediments. Applied Geochemistry,1995,10(1):35～44

[105]Walther J V et al. Calculation of the thermodynamic properties of aqueous silica and the solubility of quartz and its polymorphs at high ptressures and temperatures. amer. J. Sci. ,1977,277:1215～1351

[106]Well J D et al. Gold-bearing arsenian pyrite determind by microprobe analysis,Cortez and Carlin gold mines. Econ. Geol. ,1973,68(2):187～201

[107]Zartman R E. Lead isotopic provinces in the Cordillera of the western United State and their geological significance. Econ. Geol. ,1974,69:792

[108]Zinkernagel U. Cathodoluminescence of quatz and its application to sedimentology. 1978,(8) Strttgart E. Schweizerbatr'sche Verlagsbuchhandlung

[109]Weaver CE. Clays, Muds, and Shales, Amsterdam, Elsevier, Developments in sedimentology, 1989,(44),41～45,155～273,360～460,539～551

# 照 片 说 明

Ⅰ-1 角砾状硅化灰岩中早期细粒硅化石英交代穿切方解石。

(+) 10×10 明山金矿，MS 94-10（薄片）

Ⅰ-2 强蚀变原生矿石中沿脉状分布的黄铁矿晶体，针状、矛头状毒砂晶体和含乳滴状黄铜矿的长条状闪锌矿晶体。

(-) 10×16 明山金矿，MS 94-15（光片）

Ⅰ-3 黄铁矿化钙质石英粉砂岩中热液黄铁矿呈绕边网状分布。

(-) 10×10 明山金矿，MS 94-5（薄片）

Ⅰ-4 热液蚀变晶屑凝灰岩中微细脉状的闪锌矿晶体与脉状分布的草莓状、胶状黄铁矿。

(-) 10×16 隆或金矿，XGL-30-1（光片）

Ⅰ-5 强蚀变生物碎屑灰岩中的球状团粒、不规则团粒、浸染状黄铁矿与硅化石英。

(-) 10×16 戈塘金矿，XQG-6（光片）

Ⅰ-6 正常原生矿石中呈环带状生长的热液黄铁矿晶体。

(-) 10×16 烂泥沟金矿，XQL-20（光片）

Ⅰ-7 炭质泥页岩中的早期热液细粒黄铁矿透镜体中的重结晶黄铁矿脉。

戈塘金矿（实地拍照）

Ⅰ-8 产于炭质页岩的团块状黄铁矿中，热液黄铁矿包绕炭质构成窗棱结构。

(-) 10×16 晴隆锑(金)矿，XQD-23（光片）

Ⅰ-9 团块状白铁矿中呈针状、板状的白铁矿晶体，可见粘土矿物(绿色)交代白铁矿(白铁矿具偏光性)。

(+) 10×16 戈塘金矿，XQG-18（光片）

Ⅰ-10 热液蚀变晶屑凝灰岩中与闪锌矿交生的辉砷钴矿晶体。

(-) 10×16 隆或金矿，XGL-30-1（光片）

Ⅱ-11 正常原生矿石中雄黄脉交代穿切钙质胶结物和石英。

(+) 10×10 明山金矿，MS 94-18（薄片）

Ⅰ-12 强硅化岩中硅化石英晶体含硫化物固溶体分离的微条纹。

(-) 10×16 戈塘金矿，XQG-3（光片）

Ⅱ-13 热液蚀变凝灰岩中的硅化石英含乳虫状硫化物晶体。

(+) 10×16 隆或金矿，XGL-8（光片）

Ⅰ-14 砷质原生矿石中的硅化石英含微细粒、草莓状、胶状黄铁矿及微细针状、矛头状毒砂晶体。

(-) 10×16 烂泥沟金矿，XGL-33（光片）

Ⅱ-15 炭质页岩中的网状萤石脉。

戈塘金矿（实地拍照）

Ⅱ-16 断层破碎带中呈不均匀团状分布的热液作用形成的黑色炭质团块（其中富含浸染状细粒黄铁矿晶体、载金）

隆或金矿（实地拍照）

Ⅱ-17 蚀变辉绿岩中沿硅化石英的微晶洞壁生长的闪锌矿（外圈）和方铅矿（内圈）。

(-) 10×16 世加金矿，XGS-4（光片）

Ⅰ-18 硅质原生矿石中硅化石英交代闪锌矿脉并伴随黄铁矿化。

(-) 10×16 戈塘金矿，XQG-2（光片）

Ⅰ-19 强蚀变原生矿石中晚期硅化石英包裹早期硅化石英、黄铜矿和黄铁矿晶体。

(-) 10×16 明山金矿，MS 94-15（光片）

Ⅰ-20 强蚀变原生矿石中黄铁矿与黄铁矿交生（黄铁矿突起较高，反光较强）。

(-) 10×16 明山金矿，MS 94-15（光片）

Ⅰ-21 蚀变辉绿岩氧化矿石中黄铁矿被氧化为赤铁矿（红色）。

(-) 10×10 世加金矿，XGS-1（薄片）

Ⅰ-22 矿体中构造破碎带的构造透镜体。

隆或金矿（实地拍照）

Ⅰ-23 矿体中炭质泥页岩组成的揉皱。

隆或金矿（实地拍照）

注：阴极发光片的照射条件和制样：束电压 18～20KV，束电流 450～500μA，电子束斑直径不小于 5mm，胶卷采用 ASA 1600/33°富士胶片，曝光时间 13～15min；测试样品制成光薄片，厚度 0.03～0.04mm，两面抛光，不加盖片，环氧树脂胶结。

Ⅱ-1 钙质石英粉砂岩，粉砂结构，钙质胶结。

( ) 10×8，烂泥沟金矿 $T_{2by}$ 地层，XQL-9

Ⅱ-2 XQL-9 阴极发光片：沉积碎屑石英浅紫色，次生石英加大边呈浅棕色，钙质呈血红。

Ⅱ-3 凝灰质岩屑石英粉砂岩，粉砂状结构，凝灰质胶结。

(-) 10×8 隆或金矿 $P_2$ 地层，XGL-30-2

Ⅱ-4 XGL-30-2 阴极发光片：沉积碎屑石英呈棕色和浅紫色，凝灰质呈蓝色。

Ⅱ-5 层状硅化岩，粗粒硅化穿切细粒硅化，全消光矿物为闪锌矿。

(+) 10×4 戈塘金矿"大厂层"中，XQG-4

Ⅱ-6 XQG-4 阴极发光片：硅化石英不发光-发暗蓝色光；闪锌矿发浅亮绿色光。

Ⅱ-7 含石英脉原生矿石，石英脉切穿钙质石英粉砂岩。

(-) 10×4 烂泥沟金矿，XQL-28

Ⅱ-8 XQL-28 阴极发光片：石英脉不发光，沉积碎屑石英呈浅紫-浅紫玫瑰色，钙质呈桔黄色-桔红色。

Ⅱ-9 含石英脉和方解石脉原生矿石，方解石脉交代切穿硅化石英。

(-) 10×4 烂泥沟金矿，XQL-32

Ⅱ-10 XQL-32 阴极发光片：硅化石英被方解石的强烈发光（鲜黄色）染成暗红色，并见硅化石英被交代后的隐形结构，即原硅化石英的轮廓。将视域去钙后再照阴极发光，硅化石英不发光（照片略）。

Ⅱ-11 海绵骨针硅质岩，被硅质充填的海绵骨针呈圈层状（结构）。

(-) 10×4 戈塘金矿紧邻矿体顶板之上，XQG-11

Ⅱ-12 XQG-11 阴极发光片：外圈硅质呈棕色，内圈硅质呈浅紫色。

Ⅱ-13 泥质石英粉砂岩，粉砂状结构，泥质胶结。

(-) 10×8 明山金矿 $T_{2b}$ 地层，MS 94-4

Ⅱ-14 MS 94-4 阴极发光片：沉积碎屑石英呈紫色和浅棕色，泥质胶结物中含少量钙质而呈浅玫瑰红。

Ⅱ-15 弱硅化辉绿岩，假像嵌晶含长结构，辉石已被硅化，长石基本未变，仍清楚可见聚片双晶。

Ⅱ-16 XGS-10 阴极发光片：被硅化的"辉石"不发光-略显暗蓝色，长石呈亮绿色。

Ⅱ-17 断裂构造石英透镜体（原生矿石），硅化石英脉被构造作用破碎挤压成混染透镜体，含 Au 达矿石品位。

(-) 10×4 烂泥沟金矿，XQL-15

Ⅱ-18 XQL-15 阴极发光片：碎裂挤压石英呈浅棕紫色。

Ⅱ-19 表生硫状石英脉阴极发光片：XGL4-16 直接用单矿物石英颗粒制片，放大倍数：10×4。石英呈棕色，这可能是因含某种致色激活剂所致。

Ⅱ-20 石英斑岩中石英阴极发光片：XGB-0 直接用单矿物石英颗粒制片，放大倍数：10×4。石英呈浅棕色。

Ⅱ-21 强硅化矿化岩，硅化石英晶体呈半自形。

(-) 10×8 隆或金矿 $C_1$ 底部层位矿体，XGL4-20

Ⅱ-22 XGL4-20 阴极发光片：硅化石英不发光。

Ⅱ-23 强蚀变原生矿石，方解石脉交代切穿硅化石英。

(-) 10×8 明山金矿，MS 94-15。

Ⅱ-24 MS 94 15 阴极发光片：硅化石英不发光，方解石呈桔黄-桔红。

Ⅱ-25 硅质原生矿石，硅化石英呈半自形-它形。

(-) 10×8 戈塘金矿，XQG-27

Ⅱ-26 XQG 27 阴极发光片：硅化石英不发光-略显暗蓝色。

Ⅱ-27 半氧化矿石，硅化石英脉切穿凝灰质。

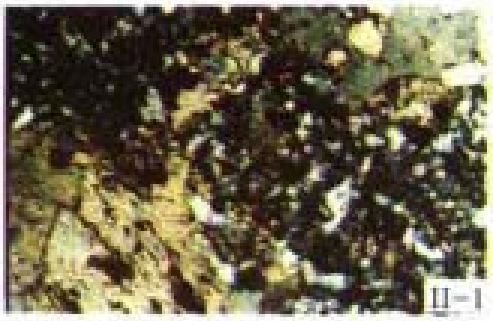
(+) 10×4 世加金矿，XGS-5

Ⅱ-28 XGS-5 阴极发光片：硅化石英不发光-暗蓝色，不均匀浸染棕色石英(表生氧化石英)，可见石英的环带状生长结构。

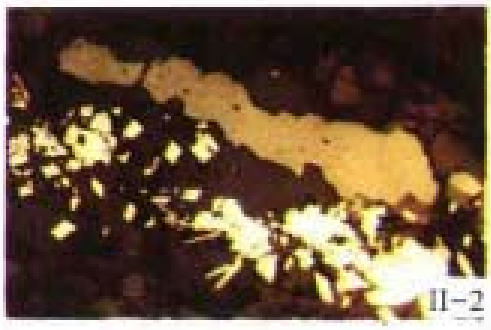
Ⅱ 29 强蚀变半氧化矿石，粗粒硅化与细粒硅化交接，并伴随黄铁矿化。

(+) 10×8 世加金矿，XGS-2

Ⅱ-30 XGS 2 阴极发光片：硅化石英呈棕色，但中部和紧邻黄铁矿化的边缘残留不发光-略显暗蓝色的硅化石英，表明原生硅化向表生氧化期过渡。



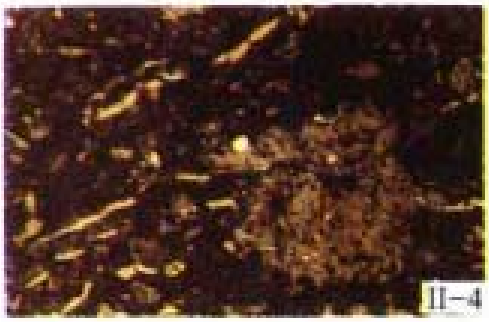
II-1



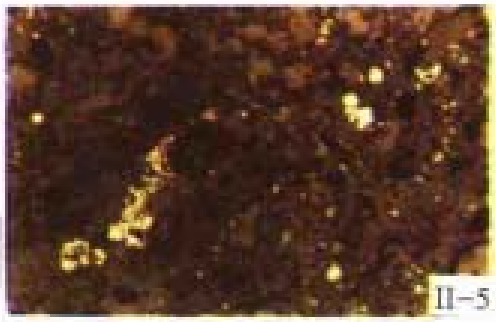
II-2



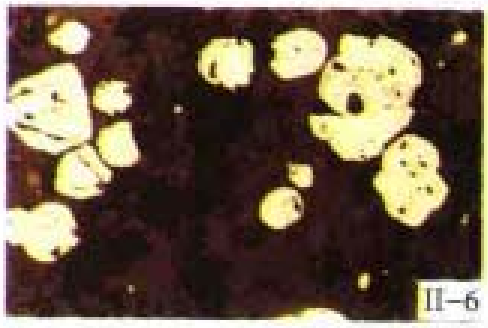
II-3



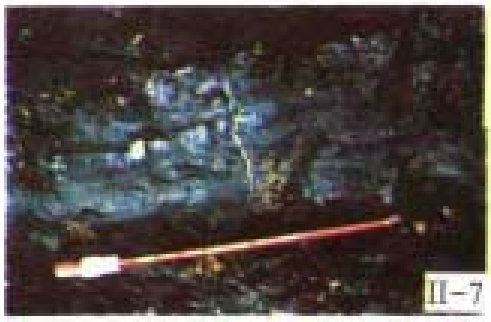
II-4



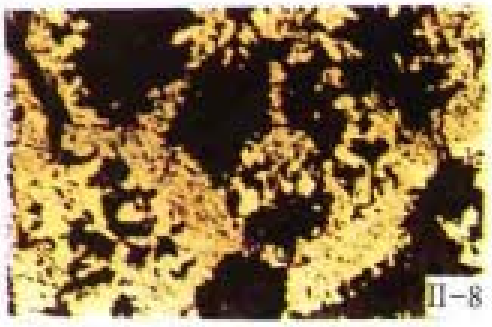
II-5



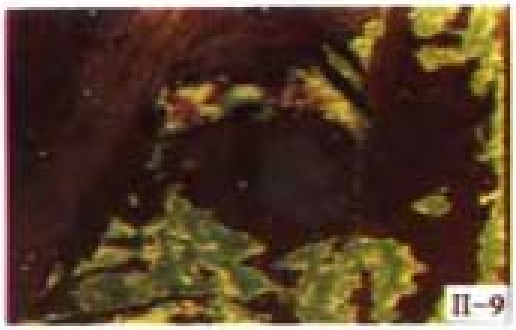
II-6



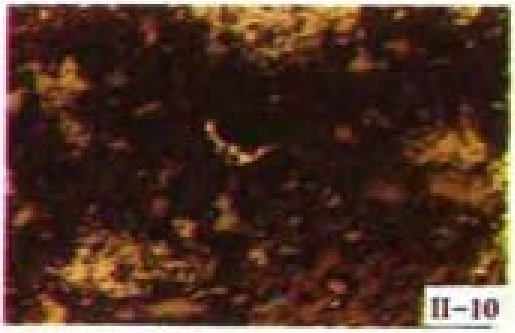
II-7



II-8



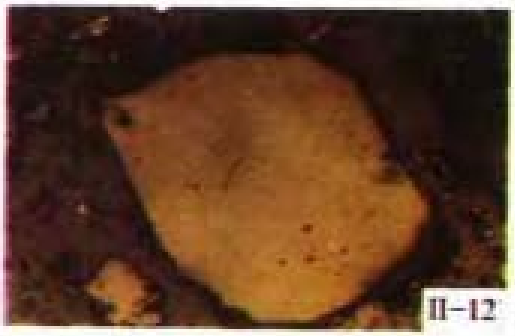
II-9



II-10



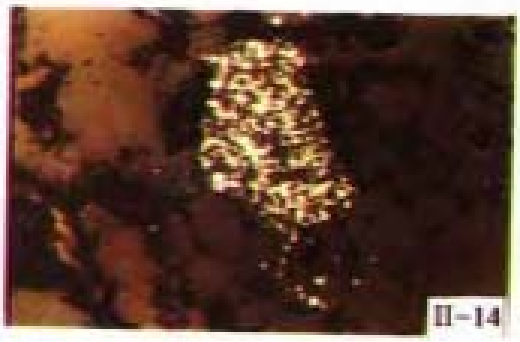
II-11



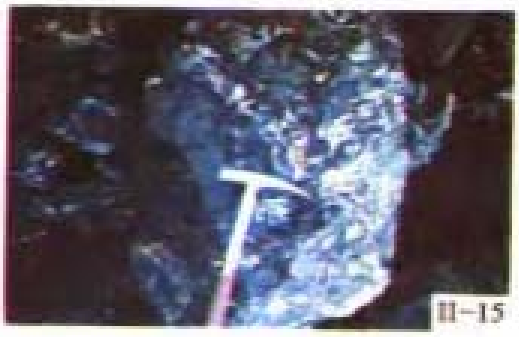
II-12



II-13



II-14



II-15



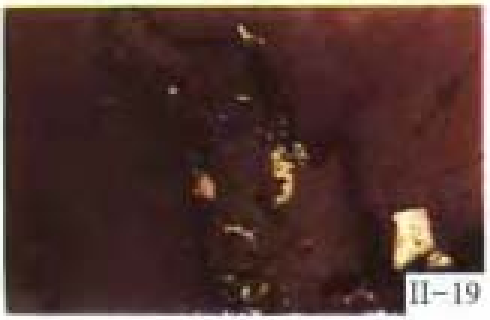
II-16



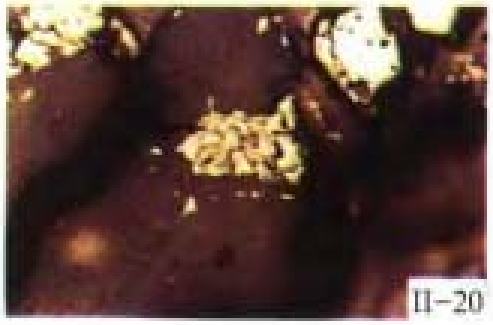
II-17



II-18



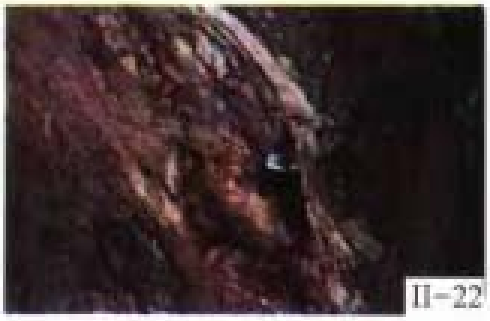
II-19



II-20



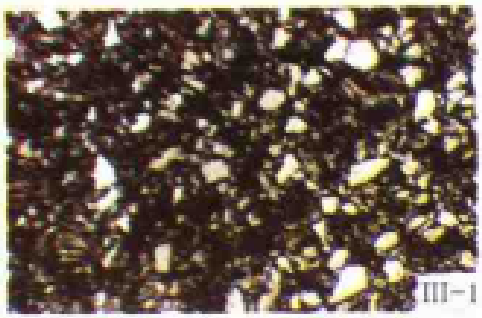
II-21



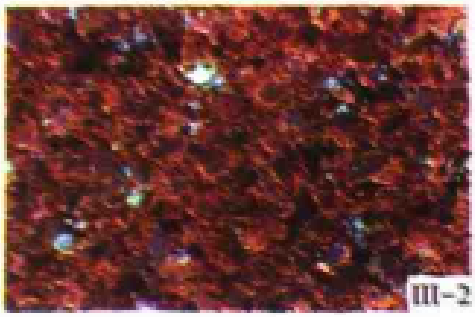
II-22



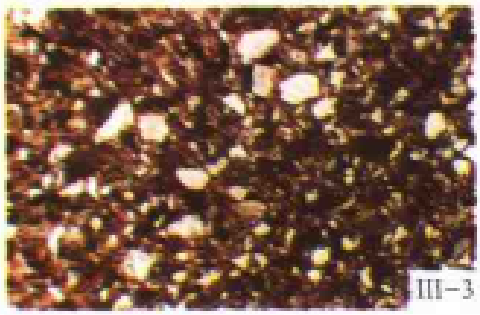
II-23



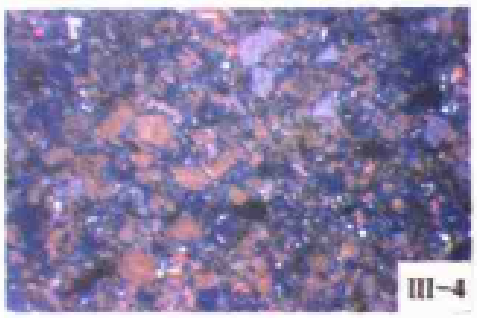
III-1



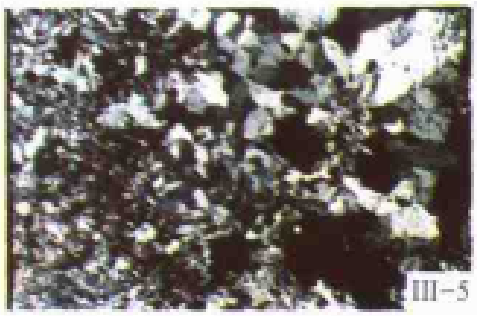
III-2



III-3



III-4



III-5



III-6



III-7



III-8



III-9



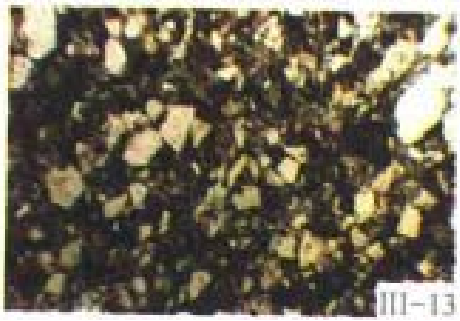
III-10



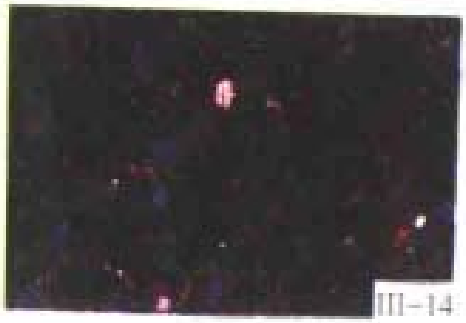
III-11



III-12



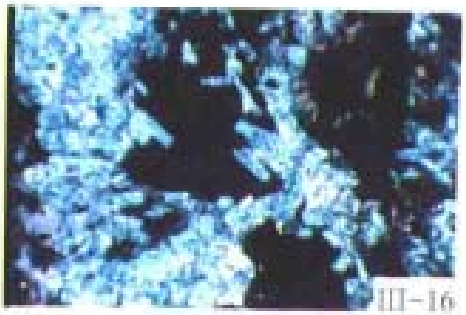
III-13



III-14



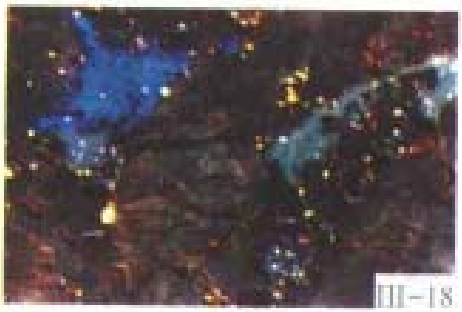
III-15



III-16



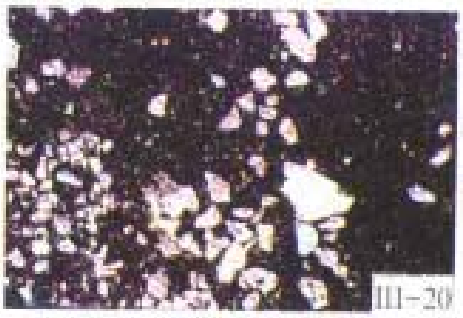
III-17



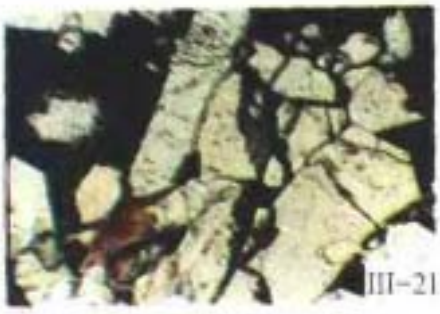
III-18



III-19



III-20



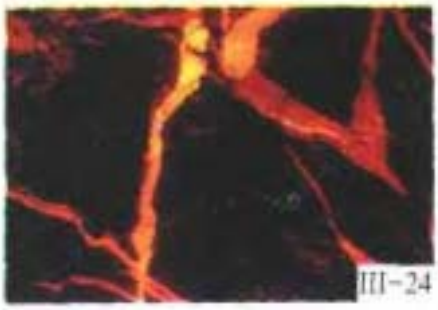
III-21



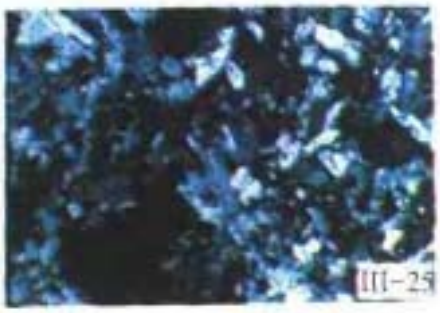
III-22



III-23



III-24



III-25



III-26



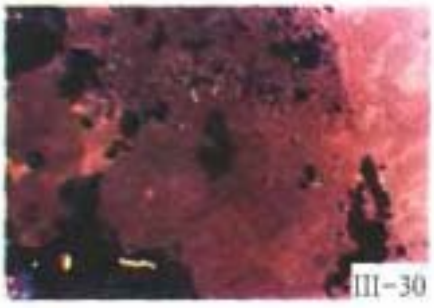
III-27



III-28



III-29



III-30