# 贵州东部金矿

Gold Deposits in Eastern Guizhou Province of China

王砚耕 等著

地质出版社

# 序

贵州省金矿主要分布于黔西南和黔东两个地区。黔西南的微细浸染型金矿是我国最早发现的该类型金矿，研究和勘探程度较高，发现了烂泥沟、水银洞和老万场等大型金矿，有多部专著出版。黔东地区的金矿在1000多年前的蜀汉时期就有开采，但其研究和勘探程度比较低。《贵州东部金矿》这本专著，以贵州东部的元古宙地层中变质碎屑岩为主要容矿岩石的变碎屑岩型金矿为主要研究对象，对研究区地质背景、金矿的遥感地质信息提取、区域重要矿产、金矿的类型和特征、金矿的成矿作用和成矿模式等作了研究，提出了认识，大大提高了该区金矿的综合研究程度，对相同和类似金矿的研究有很好的借鉴意义，对进一步找矿和勘探有重要的指导作用。

《贵州东部金矿》汇集了大量的实际资料，应用了先进的技术方法，提出了许多新的认识，突出的有几个方面。

（1）遥感新技术在植被覆盖严重、交通条件差、地质条件复杂地区指导找金矿的应用效果比较好，有重要借鉴意义。项目经过多种方法实验，选用MPH方法提取矿化弱信息，发现了3条金矿弱信息矿化带。

（2）以大量矿床(点)实例为基础,介绍描述了研究区重要矿产、不同类型金矿的赋矿地层、控矿构造、矿体特征、矿石特征、围岩蚀变和找矿标志等特征，并将研究区的变碎屑岩型金矿床和微细浸染型金矿床与中国类似类型金矿作了对比,有重要的参考价值。

（3）总结了构造对金矿的控制作用表现。主要证据有：区内的主要金矿床，明显受加里东运动时形成的近东西向和北东向展布的褶皱和断裂控制；东西向构造带控制了较多金矿田的分布；背斜轴部、层间剥离带、剪切带和小断裂等控制了金矿体的分布、形态和产状，是主要的容矿构造；不同力学性质构造形迹控制不同类型的金矿化，含金构造形变类型决定或控制金矿化类型；在规模较大的滑脱构造组合中主滑脱构造带控矿和主滑脱构造带上盘

的次级滑脱构造带控矿。

（4）提出贵州东部变碎屑岩型金矿成矿物质多来源、成矿温度多区段、成矿多阶段的认识。金有来源于围岩的，也有来源于深部岩浆的，流体有来源于地层和深部的，也有大气降水的混入；成矿温度主要集中在100～350℃，主要有100～150℃和200～300℃两个区段；金矿形成的多阶段主要表现在多期多元提供原始物质，加里东期和燕山期是重要的金矿形成时期。

本书的出版为我国金矿研究增添了新的光彩，特作序表示祝贺。

2006年6月

# 前　言

贵州省金矿以分布于黔西南的微细浸染型（卡林型）金矿为主，分布于东部黎平、锦屏、天柱和梵净山的变碎屑岩型（工业类型主要为石英脉型和蚀变岩型）金矿次之。黔西南氧化型金矿资源几乎枯竭，原生金矿的开采冶炼难度大。贵州东部已探明的金矿规模较小，以民采为主。

贵州东部采金历史久远。在1000多年前的蜀汉时期，就有金矿开采。宋代已见于文献记载，当时不仅采砂金，而且采石英脉型金矿。明代采金更加盛行，永乐年间铜仁设有机构专门负责金矿开采。清代以后，开采范围更大，在黔东地区“金厂林立”。民国时期，金矿开采主要集中在梵净山、都柳江和清水江三个区域。

贵州东部金矿的调查研究开始于20世纪30年代，主要经历了以下几个阶段。

1935～1942年，调查研究初期阶段。1935年，王曰伦、熊永光和吴希首次对梵净山地区金矿进行了地质调查。1938～1941年，程士范、陈廷维、罗绳武、乐森璕等先后又对梵净山地区金矿进行了调查和探采工作。1941年，乐森璕、罗绳武编写了《贵州梵净山老金厂金矿地质》，推算金储量约10万两。1939～1942年，王晓青、靳凤桐、喻德渊、罗绳武、蒋溶等，先后对黔东地区金矿进行了地质调查和探采工作，编写了《湘西黔东金矿概论》、《湘西黔东金矿地质》和《贵州雷公山调查报告》等。这些开创性的工作，为新中国成立后的贵州东部金矿地质调查、勘探、开采奠定了基础。

1956～1966年，贵州地勘队伍对黔东地区金矿进行普查。西南地质局555队提交了《天柱、锦屏、黎平普查报告》（1957）。贵州地质局黔东南队、铜仁专区地质队、区调队也开展了金矿普查工作（1958～1966），提交了八处金矿产地，但表内储量不足1吨。

1976年，新成立的金矿地质专业队（贵州省地矿局117队）再次在黔东南地区开展金矿普查勘探工作。地矿局的103队、106队、物化探队和区调队也在黔东地区开展普查工作。经过两年多努力，完成了10多处金矿产地评价。

1987年，贵州地矿局和成都地质矿产研究所联合组成了对黔东金矿的研究小组，何立贤研究员为项目负责人。1990年完成成果报告编写。1993年由地质出版社出版了专著《贵州金矿地质》。

此外，贵州工业大学余大龙、吴攀、陈佑德、张杰等，中国科学院地球化学研究所卢焕章、李红阳、高振敏等，贵州地矿局何立贤、田文、黄培、王世杭、王尚彦、陶平和戴传固等对黔东地区的金矿特征、控矿条件、形成时代和温度、成因和成矿模式等进行了研究。

贵州东部矿产除金矿外，还有汞、锰、铅锌、锑、钨锡、重晶石等。由于交通不便，地理环境差，覆盖严重，地质条件复杂，造成地质研究程度较低，矿产资源调查和勘查程度也很低。目前的矿产资源的勘查和开采，主要集中在500 m以上的地表浅部。因此，贵州东部的矿产资源还有很大的勘查开发潜力，需要进一步深入调查、研究和勘探。

贵州省地矿局近几年加大了对贵州东部地质矿产调查研究力度，期望在基础地质研究和找矿工作上有所突破。2003年，开始与加拿大Amingo（亚美）公司合作研究、勘查和开发锦屏地区八克金矿。2005年，贵州省地矿局矿产公司，投入资金开始对贵州东部黎平—天柱一带金矿进行调查、研究、勘探和开发。2003～2005年，贵州省地矿局先后设立两个局管项目“贵州东部金矿地质调查研究”和“贵州东部矿产地质背景研究”，为进一步勘探和开发贵州东部金矿资源提供资料。本书就是在这两个项目成果基础上编写而成，是集体劳动成果。第一章由戴传固执笔，第二章由况顺达执笔，第三、四、五章由陶平执笔，前言、结语和第六章由王尚彦执笔。全书由王尚彦统编修改完成。

# 目　录

**序**
**前　言**
**1　区域地质背景** …… (1)
1.1　地层 …… (1)
1.2　岩浆岩 …… (15)
1.3　变质岩 …… (20)
1.4　构造 …… (24)
1.5　构造演化史 …… (34)
**2　区域遥感地质背景** …… (39)
2.1　遥感矿化弱信息提取 …… (39)
2.2　遥感地质解译特征 …… (43)
2.3　遥感解译构造与矿产的关系 …… (47)
**3　区域矿产特征** …… (49)
3.1　概述 …… (49)
3.2　区域矿产地质特征 …… (54)
**4　金矿地质特征** …… (77)
4.1　矿床类型划分 …… (77)
4.2　天柱—锦屏—黎平地区变碎屑岩中热液型金矿床 …… (78)
4.3　梵净山地区变碎屑岩及辉绿岩中热液型金矿床 …… (108)
4.4　从江地区变碎屑岩中热液型金矿床 …… (118)
4.5　三都—丹寨地区细碎屑岩-碳酸盐岩中微细浸染型（卡林型）金矿床 …… (127)
4.6　黔东地区砂金矿床 …… (139)
**5　黔东金矿与中国其他金矿床的比较研究** …… (143)
5.1　黔东金矿类型在中国分布概况 …… (143)
5.2　变碎屑岩中热液型金矿床 …… (148)
5.3　微细浸染型金矿床 …… (154)
**6　变碎屑岩型金矿成矿作用分析** …… (161)
6.1　构造与金矿的关系 …… (161)
6.2　金和流体来源 …… (164)
6.3　成矿温度 …… (166)
6.4　成矿时代和阶段 …… (167)
6.5　成矿模式 …… (169)
**结　语** …… (171)
**参考文献** …… (173)
**英文摘要** …… (177)

# Contents

**Introduction**

**1 Regional geology background** …… (1)

1.1 Stratum …… (1)

1.2 Magmatic rock …… (15)

1.3 Metamorphic rock …… (20)

1.4 Structure …… (24)

1.5 The history of structural evolution …… (34)

**2 Regional remote sensing geology background** …… (39)

2.1 Extract remote sensing mineralization faint information …… (39)

2.2 The signature of remote sensing geological interpretation …… (43)

2.3 The relation of remote sensing and minerals …… (47)

**3 The characteristic of regional minerals** …… (49)

3.1 Overview …… (49)

3.2 The characteristic of regional gold deposit's geology …… (54)

**4 The characteristic of gold geology** …… (77)

4.1 Classifying the types of gold deposits …… (77)

4.2 Hydrothermal gold deposits related to metaclastics in Tianzhu-Jinping-Liping area …… (78)

4.3 Hydrothermal gold deposits related to metaclastics and diabase in Fanjinshan mountains …… (108)

4.4 Hydrothermal gold deposits related to metaclastics in Congjiang area …… (118)

4.5 Micro-dissemination pattern (Carlin-type) of gold deposits related to fine clasolite & carbonate rock in Sandu-Danzhai area …… (127)

4.6 Gold-bearing placer in east guizhou …… (139)

**5 Compare Qiandong gold deposits with other gold deposits in China** …… (143)

5.1 Distributing general situation of Qiandong gold deposits type in China …… (143)

5.2 Hydrothermal gold deposit related to metaclastics …… (148)

5.3 Micro-dissemination pattern of gold deposits …… (154)

**6 Analyze ore deposition of gold deposits related to metaclastics analysis** …… (161)

6.1 The relation of structure and gold deposits ····· (161)
6.2 Gold and source of fluid ····· (164)
6.3 Formational temperature ····· (166)
6.4 Metallogenetic epoch and metallogenetic phase ····· (167)
6.5 Metallogenetic mode ····· (169)
**Conclusion** ····· (171)
**References** ····· (173)
**English Abstract** ····· (177)

# 1　区域地质背景

黔东及其邻区位于扬子陆块与南华活动带的过渡区，在大地构造位置上跨越上扬子地块和江南地块（程裕淇，1994）。

对于华南大地构造的划分有多种方案，我们在借鉴已有划分方案的基础上，结合新近1:25万区域地质调查资料，提出了一套划分方案：北以师宗—松桃—慈利—九江为界，其北侧为扬子陆块；南以北海—萍乡—绍兴为界，其南东为南华活动带（华夏陆块）；其间则为江南造山带（图1.1）。

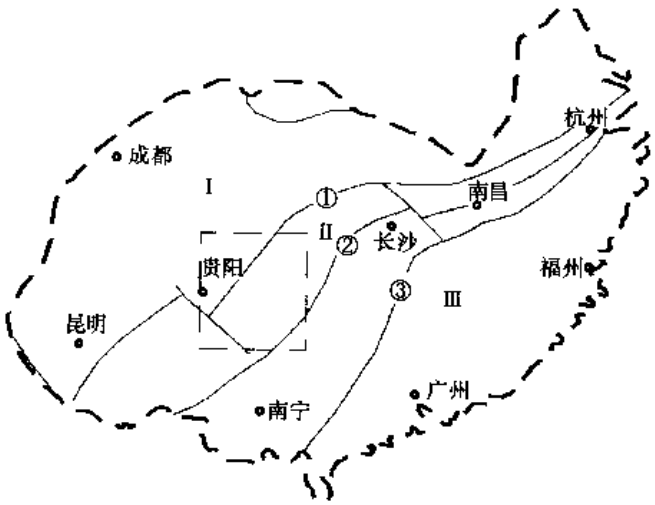



图1.1　黔东及其邻区大地构造图

Ⅰ—扬子陆块；Ⅱ—江南造山带；Ⅲ—华夏陆块；

①师宗—松桃—慈利—九江断裂带；②罗城—龙胜—桃江—景德镇断裂带；③北海—萍乡—绍兴断裂带

黔东及其邻区位于江南造山带西南段的北亚带、中亚带和扬子陆块的东南缘。发育中、新元古代至新生代地层，它们形成于不同的沉积环境，具有不同的沉积组合，产出于不同类型的盆地；发育多种类型的岩浆岩、变质岩，具有不同的岩浆岩组合和不同的变质相带，产出于不同的大地构造背景；存在多期次构造运动，有洋陆转换阶段的造山运动，也有陆内活动阶段的造山运动；构造复杂，发育有不同组合类型的构造形迹，构造线方向主要为北北东向，产出有各类褶皱、断裂和过渡性剪切带。燕山运动奠定了该地区现今主要的地质构造格局和地貌发育的基础。

## 1.1　地层

该地区发育中、新元古代至新生代地层（表1.1），它们形成于不同的沉积环境，具

**表 1.1　黔东地区区域地层表**

| 界 | 系（统） | | 群（组） | | 界 | 系（统） | | 群（组） | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 新生界 | 第四系 | | 冲、洪积和残、坡积堆积 | | 下古生界 | 奥陶系 | 中统 | 丨字铺组 | 烂木滩组 |
| | 新近系 | | 翁哨组 | | | | 下统 | 湄潭组 | 同高组 |
| 中生界 | 白垩系 | 上统 | 茅台组 | | | | | 红花园组 | |
| | 侏罗系 | 中统 | 沙溪庙组 | | | | | 桐梓组 | 锅塘组 |
| | | 下统 | 自流井组 | | | 寒武系 | 上统 | 娄山关组 | 三都组 |
| | 三叠系 | 上统 | 二桥组 | | | | | | 杨家湾组 |
| | | | 三桥组 | | | | 中统 | 石冷水组 | 都柳江组 |
| | | | 改茶组 | | | | | 高台组 | |
| | | 中统 | 杨柳井组 | 边阳组 | | | 下统 | 清虚洞组 | 清拉沟组 |
| | | | 关岭组 | 新苑组 | | | | 金顶山组 | |
| | | 下统 | 嘉陵江组 | 罗楼组 | | | | 明心寺组 | |
| | | | 夜郎组 | | | | | 牛蹄塘组 | |
| 上古代界 | 二叠系 | 上统 | 龙潭组 | 领薅组 | 新元古界 | 震旦系 | 上统 | 灯影组 | 老堡组 |
| | | | 峨眉山玄武岩 | | | | 下统 | 陡山沱组 | |
| | | 中统 | 茅口组 | 四大寨组 | | 南华系 | 上统 | 南沱组 | 黎家坡组 |
| | | | 栖霞组 | | | | | 澄江组 | 大塘坡组 |
| | | | 梁山组 | | | | 下统 | | 富禄组 |
| | | 下统 | 缺失 | | | | | （缺失） | 长安组 |
| | 石炭系 | 上统 | 马平组 | 南丹组 | | 青白口系 | | 板溪群 | 红子溪组 / 芙蓉坝组 / 下江群 / 隆里组 / 平略组 / 清水江组 / 番召组 / 乌叶组 / 甲路组 / 丹洲群 / 拱洞组 / 合桐组 / 白竹组 |
| | | 下统 | 黄龙组 | | | | | | |
| | | | 大埔组 | | | | | | |
| | | | 上司组 | | | | | | |
| | | | 旧司组 | | | | | | |
| | | | 祥摆组 | 打屋坝组 | | | | | |
| | | | 汤耙沟组 | 睦化组 | | | | | |
| | 泥盆系 | 上统 | 革老河组 | 五指山组 | 中元古界 | 蓟县系—长城系 | | 梵净山群 | 独岩塘组 / 洼溪组 / 铜厂组 / 回香坪组 / 肖家河组 / 余家沟组 / 淘金河组 / 四堡群 / 文通组 / 鱼西组 / 塘柳岩组 |
| | | | 尧梭组 | | | | | | |
| | | | 望城坡组 | 榴江组 | | | | | |
| | | 中统 | 独山组 | 火烘组 | | | | | |
| | | | 邦寨组 | | | | | | |
| | | | 龙洞水组 | | | | | | |
| | | 下统 | 舒家坪组 | | | | | | |
| | | | 丹林组 | （未出露） | | | | | |
| 下古生界 | 志留系 | 中上统 | （缺失） | | | | | | |
| | | | 回星哨组 | | | | | | |
| | | 下统 | 韩家店组 | | | | | | |
| | | | 石牛栏组 | | | | | | |
| | | | 松坎组 | | | | | | |
| | | | 新滩组 | | | | | | |
| | 奥陶系 | 上统 | 龙马溪组 | 缺失 | | | | | |
| | | | 宝塔组 | 赖壳山组 | | | | | |

有不同的沉积组合，产出于不同类型的盆地，为更清晰地反映黔东及其邻区地层序列，笔者选择性地描述了该地区典型相位产出的地层系统，而过渡相位的地层系统则没有述及。

### 1.1.1 中元古代地层

以梵净山群、四堡群为代表，属活动型边缘海槽盆沉积，形成了巨厚的陆源碎屑复理石，夹细碧岩-角斑岩和火山碎屑岩组合。其中，梵净山群由下而上分为淘金河组、余家沟组、肖家河组、回香坪组、铜厂组、洼溪组、独岩塘组；四堡群由下而上分为塘柳岩组、鱼西组、文通组。中元古代末由于扬子陆块与华夏陆块的拼接，古南华洋闭合，所发生的武陵运动结束了该阶段的沉积历史。

#### 1.1.1.1 梵净山群

仅分布于研究区北侧梵净山一带，根据岩相建造特征及岩性组合差异，可分为7个组，自下而上为：

淘金河组：主要由浅灰—灰色变余砂岩、变余粉砂岩夹板岩与灰、灰绿色变质辉绿岩（或略有分异的辉长-辉绿岩）组成，构成3～5个变质沉积岩-岩浆岩旋回。未见底，厚1025～1331 m。

余家沟组：由变余砂岩-粉砂岩、板岩及变质辉绿岩组成。根据岩石组合特征，分为两段。第一段以灰色变余砂岩为主，夹千枚岩及千枚状板岩；第二段主要为浅灰色板岩与变质辉绿岩互层。以灰—深灰色变余砂岩的出现与下伏淘金河组浅灰色变余粉砂岩划界，整合接触。

肖家河组：主要由灰、深灰—灰绿色变余砂岩-粉砂岩、板岩与变质辉绿岩-超基性岩（偶见变质细碧岩）组成，有白岗岩侵入，厚868～1393 m。以色深、层面光滑等特征与下伏余家沟组浅色岩石区分，整合接触。

回香坪组：以浅灰绿色厚块状变质辉长岩、辉长-辉绿岩为主，夹浅灰色薄层变余粉-细砂岩、板岩及千枚岩，厚1824～4100 m。以具枕状构造的变质细碧岩的出现与下伏肖家河组绿泥石绢云母板岩划界，整合接触。

铜厂组：为浅灰—深灰色变余砂岩-粉砂岩、变余凝灰质砂岩、绢云母千枚岩、板岩组成的多个不等厚互层。以变余凝灰质杂砂岩的出现与下伏回香坪组变质辉绿岩划界，整合接触，厚1289～1350 m。

洼溪组：为浅灰、灰绿色变余砂岩-粉砂岩、变余凝灰岩及绢云母板岩构成的向上变细的沉积旋回，复理石韵律发育，厚1100～1238 m。以变余凝灰质细砂岩的出现与下伏铜厂组含炭质千枚状板岩划界，整合接触。

独岩塘组：浅灰、灰绿色变余杂砂岩、变余粉砂岩与同色板岩构成旋回式组合，具复理石韵律，厚约785 m。以变余细粒杂砂岩的出现与下伏洼溪组千枚状绢云母板岩划界，整合接触。

#### 1.1.1.2 四堡群

四堡岩群出露于黔东南从江地区，围绕吉羊花岗岩体呈环带状分布，据贵州省地质调查院1:5万宰便幅和高武幅区域地质调查资料，出露地层自下而上可划分为塘柳岩组、鱼西组和文通组。

塘柳岩组：塘柳岩组环绕吉羊花岗岩体分布，位于花岗岩侵入体外接触带，岩石经受了区域变质和接触变质作用叠加的影响，变形变质强烈，$S_0$ 普遍被后期面理置换，失去原岩岩貌，难以恢复地层层序。岩石中石榴子石化、绿泥石化、钠长石化普遍，表明该岩石遭受了岩浆热液变质作用。主要岩性有石英绢云母片岩、含石榴子石石英绢云片岩、绿泥绢云片岩、绢云石英千枚岩、变质石英砂岩及蚀变的基性-超基性岩。岩组中基性岩为全蚀变绿泥石石英千枚岩，超基性岩为蛇纹石化橄榄岩、闪石化辉长岩、闪石化含橄榄辉石辉长岩。厚度 1150 m 左右。

鱼西组：鱼西组岩性为一套灰绿色绢云母石英千枚岩、灰绿色砂质绢云母千枚岩、灰绿色绢云石英片岩夹灰色—浅灰绿色块状变质石英砂岩、变质细砂岩夹蚀变的基性-超基性岩（顺层或切层侵入）。其中基性岩为全蚀变绿泥石石英千枚岩，超基性岩为蛇纹石化橄榄岩、闪石化辉长岩、闪石化含橄榄辉石辉长岩。厚 1559 m。

岩石变形明显减弱，砂岩中仍保留原岩的沉积构造，主要发育有水平层理、斜层理和波状层理以及小型交错层理，极少见到粒序层理，常由 B、C 段或 A、B、C 段构成不完整的鲍马层序，局部变质砂岩底部具重荷模、槽模构造。鱼西组以变质程度相对较低，夹厚层变质石英砂岩，发育水平层理、波状层理、斜层理等特征与下伏塘柳岩组相区别。

文通组：下部主要岩性为灰绿色绿泥石绢云母片岩、含石榴子石绢云片岩、石英绢云千枚岩、粉砂质千枚岩、变质石英细砂岩夹蚀变的基性岩组成，其中基性岩蚀变为含绿帘石绿泥石片岩、次闪石化辉石岩、石英绿泥石片岩、蚀变辉长岩、蚀变闪石岩，呈似层状顺层或切层侵入；上部岩性主要是千枚岩，夹有少量变质粉-细砂岩，变质砂岩中具有浊积岩沉积相特征，发育粒序层理、水平层理、斜层理、交错层理。岩石变形不显著，仅稀疏发育千枚理和劈理。厚度 2262 m 左右。

梵净山群、四堡群主要由一套粉砂质泥岩、泥岩、粉砂岩夹基性-超基性岩浆岩（顺层或切层侵入）组成，变质后为片岩、千枚岩。该岩群复理石韵律发育，见鲍马序列的 TC－D－E、TC－D 段，以水平层理为主，在粉砂岩夹层中发育一些斜层理，岩石颜色为灰、灰绿色，应为弱氧化—弱还原环境，反映出半深海—深海相的沉积环境。为以陆缘碎屑浊积岩为主的边缘海盆地—弧后盆地的复理石沉积组合。

### 1.1.2 新元古代至早古生代地层

沿扬子陆块与华夏陆块拼接地带发生伸展裂陷，逐渐形成陆间窄洋盆。新元古界青白口系的砂泥质及火山碎屑沉积物，从扬子陆块向窄洋盆，色调以紫红色较多至以灰绿色为主，碎屑颗粒由粗到细，厚度逐渐增大，并在接近窄洋盆位区的丹洲群中夹有基性熔岩。分别出现青白口系台地相板溪群，以芙蓉坝组、红子溪组为代表；过渡相下江群，以甲路组、乌叶组、番召组、清水江组、平略组、隆里组为代表；盆地相丹洲群，以白竹组、合桐组、拱洞组为代表。

新元古代南华纪、震旦纪至早古生代的沉积从扬子陆块至窄洋盆，表现为以浅水碳酸盐岩、泥质岩为主的扬子型，变化到以深水砂泥质复理石为主的华南型。

扬子型以南华系澄江组、南沱组，震旦系陡山沱组、灯影组，寒武系牛蹄塘组、明心寺组、金顶山组、清虚洞组、高台组、石冷水组、娄山关组，奥陶系桐梓组、红花园组、湄潭组、十字铺组、宝塔组、龙马溪组，志留系新滩组、松坎组、石牛栏组、韩家店组、

回星哨组为代表。

华南型以南华系长安组、富禄组、大塘坡组、黎家坡组，震旦系老堡组，寒武系渣拉沟组、都柳江组、杨家湾组、三都组，奥陶系锅塘组、同高组、烂木滩组、赖壳山组为代表。

志留纪末陆间窄洋盆基本闭合，扬子陆块与华夏陆块又拼接而发生加里东运动，结束了这个阶段的沉积历史。

#### 1.1.2.1 青白口系

##### 1.1.2.1.1 板溪群

芙蓉坝组：即原甲路组第一段和红子溪组第一段。由灰绿、紫红色块状变质砾岩、砂砾岩及变余岩屑砂岩等组成，多以砾岩为主；局部全为砂岩，含铁较高。砾石成分有板岩、变余砂岩、石英岩、辉绿岩、白云母花岗岩（白岗岩）等，呈棱角状至次浑圆状，砂泥质胶结，变质砾岩与变质含砾砂岩、砂岩横向呈连续过渡关系。厚 1 ~ 69 m。以变质砂砾岩的出现与下伏独岩塘组变余板岩划界，两者为角度不整合接触。

红子溪组：主要出露于梵净山地区，即原红子溪组第二段。为紫红、灰紫、灰绿等杂色（以紫红色为主）绢云母板岩、粉砂质板岩及砂质板岩互层，夹少量变余粉-细砂岩，偶夹变余凝灰岩。下部为灰、深灰或紫灰色含大理岩小透镜体的钙质千枚状板岩、钙质绢云母板岩、千枚状板岩、绢云母板岩及浅灰、灰、乳白、紫红等色块状大理岩组成，块状大理岩中有叠层石，顶面局部被冲蚀起伏。中部紫红色板岩中偶有含铜矿物，近底部灰绿色板岩中有时夹微薄层菱铁矿。厚约 3900 m。以砂质大理岩的出现与下伏芙蓉坝组变质砂砾岩划界，整合接触。

##### 1.1.2.1.2 下江群

甲路组：下部即第一段岩性主要为灰、灰绿色中—厚层变质细砂岩、变质粉砂岩、石英绿泥绢云千枚岩、粉砂质绢云母千枚岩及绢云母片岩。变质砾岩产于底部，颜色为灰、灰绿色，其下部砾石含量较高，达 40 %，往上含量逐渐减少，过渡为含砾绿泥千枚岩。砾石主要为变质砂岩、变质粉砂岩、绿泥石千枚岩、花岗岩等。与下伏四堡群为角度不整合接触。

上部即第二段为灰绿、浅灰、灰色钙质千枚岩、钙质片岩、千枚岩、片岩、千枚状板岩夹块状大理岩，钙质岩石亦常偏集于上、下部，呈条带或小透镜体状产出。在从江地区发育较完整，主要为钙质千枚岩、含钙质变质粉砂岩、绢云母片岩、绿泥绢云千枚岩、含锰质千枚岩夹少许变质细砂岩、变质粉砂岩、板岩、蚀变基性火山岩。厚 135 ~ 320 m。区域上以钙质岩及锰质岩作为与下伏地层分界标志层，整合接触。

乌叶组：出露于梵净山及黔东南地区。主要岩性为绢云母板岩、微含炭质绢云母板岩、含粉砂质绢云母板岩、粉砂质板岩、变余粉砂岩及少量变余石英砂岩、变余沉凝灰岩。厚 450 ~ 725 m，以下伏甲路组大理岩结束而与之划界，整合接触。

番召组：仅见于黔东南地区。下部即第一段为灰色中层状块状变余含砾粉—细砂岩、变余粉砂岩夹薄至中层状绢云母板岩、含粉砂质绢云母板岩及粉砂质板岩；总体上由下向上砂质含量减少，粘土质含量增加。绢云母板岩内发育水平层理及均匀层理；粉砂质板岩内局部具水平层理。上部即第二段岩性为灰色薄层至中层状绢云母板岩、含粉砂质绢云母板岩、粉砂质板岩夹变余粉—细砂岩、变余沉凝灰岩。绢云母板岩、含粉砂质绢云母板岩内发育水平层理及均匀层理，粉砂质板岩内局部见小型交错层理。

厚 1500 ~ 1800 m。

清水江组：广泛分布于研究区。岩性主要为深灰色厚层至块状变余沉凝灰岩、变余凝灰质粉—细砂岩、深灰色中至厚层凝灰质板岩、灰色至浅灰绿色薄至中层状（含粉砂质、凝灰质）绢云母板岩夹变余凝灰岩、变余粉砂岩及粉砂质板岩等，该组厚 2450 ~ 2840 m。以厚块状变余凝灰岩的出现与下伏番召组变余石英砂岩划界，整合接触。

板岩中主要发育水平层理，变余沉凝灰岩中主要发育“马尾丝”状变形层理及水平层理，变余砂岩发育大型双向交错层理、槽状交错层理、递变层理及平行层理等。该段局部也见有滑积岩夹层，滑积岩岩性为变余沉凝灰岩，主要发育同生变形层理。

平略组：主要岩性为绢云母板岩、含粉砂质绢云母板岩，次为粉砂质板岩，与下伏清水江组整合接触。下部由含粉砂质绢云母板岩与绢云母板岩相互叠置构成厚几至几十厘米的韵律式基本层序，普遍发育细密水平层理。上部由滑积岩与正常沉积层互层构成基本层序。厚 770 ~ 825 m。

隆里组：仅见于雷公山一带。主要岩性为变余粉砂岩、变余细砂岩及粉砂质板岩。下部即第一段为灰色厚块状变余细砂岩、变余粉砂岩夹薄至中厚层粉砂质板岩、含粉砂绢云母板岩及少量厚块状变余粘土质粉砂岩。厚 720 ~ 1500 m。上部即第二段为浅灰绿、灰绿色厚块状变余含绿泥石粉砂岩、细砂岩、变余长石石英砂岩夹薄至中厚层含绿泥石粉砂质板岩、含绿泥石含粉砂绢云母板岩，板岩中常含绿泥石斑块。厚 500 ~ 900 m。

#### 1.1.2.1.3 丹洲群

白竹组：本组岩性分布稳定，主要为灰至灰绿色钙质片岩、钙质千枚岩、绢云母千枚岩、钙质滑石片岩夹灰岩、白云岩或大理岩，局部顶部发育赤铁矿条带，底部为灰、灰绿色变质砾岩、含砾粗砂岩、含砾绢云石英千枚岩（片岩），砾石成分复杂，主要有变质砂岩、变粒岩、千枚岩、硅质岩及脉石英，局部见有基性岩、花岗岩和花岗闪长岩砾石。岩层以水平层理为主，偶见透镜状、不规则状层理，上部大理岩中常见泥质与钙质交互的薄层理，局部见包卷层理或揉皱。厚 39 ~ 410 m。区域上可与黔东地区甲路组对比。

合桐组：岩性主要为变质泥质岩夹砂岩，龙胜地区夹基性火山岩，厚 308 ~ 2008 m。区域上可与黔东地区的乌叶组对比。下部为深灰至灰绿色绢云千枚岩、绢云石英千枚岩夹变质砂岩、粉砂岩。上部以深灰至黑色含炭板岩（千枚岩）为主，夹少量绿灰色绢云石英千枚岩及变质砂岩，局部夹白云岩及砂砾岩透镜体，炭质板岩中普遍含黄铁矿。在龙胜地区该层位由黑色千枚岩、大理岩、硅质大理岩、硅质岩组成，同时出现细碧岩-角斑岩组合及透镜状、似层状顺层侵入的基性-超基性岩体，共同构成一套蛇绿岩组合。

拱洞组：下部即第一段岩性为浅灰、灰绿色砂质板岩、粉砂质板岩及凝灰质板岩与变余粉—细砂岩互层，以板岩为主，偶夹变余凝灰岩，具鲍马韵律，厚 1000 ~ 1250 m。上部即第二段岩性为浅灰、灰绿色绢云母板岩、粉砂质板岩、砂质板岩夹少量变余粉—细砂岩，板岩中局部有微弱含磷反应或具绿泥石斑点，水平层理发育。厚 820 ~ 2000 m。

### 1.1.2.2 南华系

#### 1.1.2.2.1 扬子型

澄江组：区内该组分布零散且岩性、岩相、厚度变化均大，为一套紫红、灰绿色，河流相以砂岩为主的地层。厚 100 ~ 312 m。横向上岩性组合变化明显，反映了陆相地层横

向变化急剧的固有特征。

南沱组：主要分布在北部的遵义松林地区。由紫红夹灰绿色冰碛砾岩组成，冰碛砾岩呈块状，层次不清，砾石含量在15%～40%，大小混杂，但总体上略显自下而上砾径变小、含砾量减少之势。砂泥质胶结。砾石成分复杂，随地而异，但主要为下伏地层的岩石，砾石形态以棱角状、次棱角状至次浑圆状为主，或因塑性形变而呈马鞍状、熨斗状和扁枕状。砾石表面常见压坑、擦痕、磨光面等冰川动力结构。

在该区南部冰碛砾岩大幅减少，而代之以冰湖、冰水河流相的粘土岩，含砾粘土岩及砂岩、粉砂岩以及含砾粘土岩，其冰碛泥砾岩、冰碛砂砾岩往往仅以一个或多个厚度3～5 m的透镜体间夹于其中相近的层位上。下部为灰紫、灰紫红、紫红色厚层块状砾质泥岩、砾质砂泥岩；上部为紫红、灰绿色砾质砂岩、含砾泥岩。

该组厚度为38～62 m，与其上覆陡山沱组为假整合接触，与下伏大塘坡组整合接触，或与澄江组、清水江组假整合接触。

**1.1.2.2.2　华南型**

长安组：主要见于黎平、榕江一带。下部为灰、灰绿色块状砾质泥岩，夹粗粒砂岩、粉砂岩、砂岩凸镜体及粘土岩等；中部为灰、灰绿色含砾泥岩夹粘土岩；上部为灰、灰绿色厚层块状砾质岩屑砂岩、砾砂质泥岩、砾质泥岩。厚度由北往南、由西往东有增厚之势，为812～1898 m。底界以砾质岩出现与下伏地层划界，整合接触。

富禄组：主要见于黎平、榕江一带。下部为灰、灰绿色厚层块状岩屑石英杂砂岩、岩屑砂岩、粗粒岩屑石英杂砂岩，含少量钙质，偶见水平纹层或黑色矿物局部偏集呈断续水平纹层；上部由灰色块状含砾泥岩、岩屑石英杂砂岩、粘土岩、粉砂岩、含砾岩屑砂岩、含砾泥岩、含砾砂岩等组成，粘土岩有时具碳酸盐化，与含砾岩屑砂岩、含砾泥岩组成条带或为夹层，含砾砂岩局部含钙质及同生角砾。底部有0.2 m红色含铁砂岩。厚200～800 m。以红色含铁砂岩出现与下伏长安组分界。

大塘坡组：下部为深灰、灰黑色炭质粘土岩、含粉砂质炭质粘土岩，夹多层似层状、凸镜状菱锰矿及凝灰岩或凝灰质岩；上部为灰、深灰色粉砂质粘土岩、粘土岩及泥岩，夹少量粉砂岩，具卷曲层理、水平层理等，含菌、藻、疑源类等化石。厚0～200 m。以含粉砂质炭质粘土岩与下伏地层分界。

黎家坡组：为灰绿、浅紫色砾质砂岩、砾质泥岩组成，中上部夹浅紫色粘土岩。岩石呈块状，无层理。砾质岩中的砾石成分复杂，由石英砂岩、石英岩、脉石英、粉砂岩、板岩、千枚岩等组成，下部见花岗岩砾石、酸性—基性岩岩屑。砾石形状各异，为棱角状—半浑圆状，大小悬殊、排列无序，砂泥质胶结，厚2320 m。以灰绿色砾质砂泥岩与下伏大塘坡组深灰色粘土岩平行不整合接触。

### 1.1.2.3　震旦系

**1.1.2.3.1　扬子型**

陡山沱组：主要为浅灰、灰、深灰等色块状砂屑磷块岩、藻砂砾屑磷块岩、砂屑状凝胶磷块岩，夹鲕粒砂屑磷块岩，细晶白云岩及渗流豆白云岩。底部常有含磷粉至细砂岩或砂质白云岩。在开阳金中以北，顶部变为含硅磷质白云岩夹硅质岩团块，或为含磷白云质硅质岩夹白云岩团块。厚度变化大，10～200 m。在金中地区，本组中上部还发育了大量叠层石。在瓮安白岩一带，大致可划分为三个岩性段，下部（相当于磷矿区a矿层）为

砂屑白云质磷块岩、叠层石磷块岩，凝胶磷块岩组成，呈透镜体断续分布，当磷块岩逐渐尖灭时，可过渡为含磷砂屑粉晶白云岩或泥晶白云岩，夹薄层白云质砂屑磷块小透镜体及条带；中部为白云岩、硅质白云岩、硅质岩组成，有时见磷块岩团块；上部（相当于磷矿区 b 矿层）由磷块岩和白云岩组成。偶见水平层理及交错层理。在该地区的含磷岩系中还发育大量生物化石——瓮安动物群，包括蓝藻细菌类、多细胞藻类、可疑具骨骼动物和海绵化石，具有大量后生动物胚胎和休眠卵、具刺疑源类及其他疑难的不明化石等。该生物群具有明显的多样性特征，包含多种不同门类和类型，是迄今全球保存最好、最早的新元古代磷质化石库。

本组在该区的基本层序是由细粒砂屑磷块岩或泥质砂质磷块岩与砂屑磷块岩组成韵律，并由这种韵律又与含砾砂屑磷块岩组成从浅滩到潮坪的沉积旋回。

灯影组：主要为浅灰色厚层块状藻屑白云岩、粉至细晶白云岩、砂砾屑白云岩及鲕粒白云岩，夹硅质白云岩、凝块状白云岩，局部夹黑色炭质粘土岩及薄层白云岩，砂砾屑白云岩中见交错层性。厚度变化大，100～400 m。在遵义松林一带，下部还夹硅质磷块岩或含磷硅质岩薄层或透镜体。近顶部常为泥质白云岩，夹粘土岩。其顶具 0.5～3 m 厚的黑色含磷结核炭质页岩、磷块岩、硅质岩。白云质硅质岩、粘土岩中具水平层理。在遵义一带，常夹几厘米至 10 余厘米厚的镍、钼、钒等矿（化）体。

本组在该相区普遍具栉壳结构，但发育程度和富集部位各地不一，在遵义松林主要发育于上部，而在金中、翁昭一带则为中下部且更发育。在该区的基本层序是由细晶白云岩与砂砾屑白云岩或鲕粒白云岩、藻屑白云岩及栉壳白云岩组成的不等厚韵律层。

#### 1.1.2.3.2 华南型

老堡组：广泛分布于测区。深灰色至灰黑色薄层板状硅质岩与炭质硅质岩。其中水平纹层明显，普遍含黄铁矿微粒，偶见磷结核或团块。一般厚 120 m。与下伏陡山沱组整合接触。

### 1.1.2.4 下古生界

#### 1.1.2.4.1 扬子型

牛蹄塘组：下部主要为灰黑、黑色高炭质页岩或炭质泥岩，夹少量灰绿色薄层砂岩或黄棕色细砂岩，底为富含黄铁矿和有机质的黑色硅质岩及 0.4～1.4 m 磷块岩；上部为深灰、黄灰色含砂质页岩、页岩，夹薄层砂岩及炭质页岩。岩性单一，区域上分布稳定。产三叶虫化石。厚度变化不大，一般 20～40 m，仅在开阳茅坡一带较厚，可达 53 m。

本组与下伏地层灯影组呈整合接触关系，以硅质岩的消失或炭质页岩（粘土岩）的出现作为本组的底界。在遵义一带，底部常夹几厘米至 10 余厘米厚的镍、钼、钒等矿（化）体。

明心寺组：下段主要由青灰、灰绿、灰色页岩，含砂或粉砂质页岩组成，夹粉砂质粘土岩或粘土质粉砂岩、砂岩及少量薄层泥质灰岩。中段由深灰、灰色厚层泥晶生物灰岩、古杯灰岩、鲕状灰岩及泥质灰岩、含砂质灰岩组成，夹黄灰色粉砂岩或砂岩。上段下部为绿灰、灰黄色薄层粉砂质粘土岩、页岩，夹薄层砂岩；上部为绿灰色中—厚层细—中粒砂岩，泥质砂岩，夹页岩。该组在区内总体表现为下细上粗的剖面结构，反映出为内陆棚到近滨相沉积。本组与下伏地层牛蹄塘组呈整合接触关系，以炭质页岩（粘土岩）的消失作为底界，厚约 300 m。

金顶山组：主要岩性由灰绿、灰、黄绿色薄至厚层含云母粉砂岩、细砂岩、砂质页岩组成，上部夹灰色薄至厚层生物鲕粒泥晶灰岩、生物泥晶灰岩。化石丰富，产三叶虫、腕足类。应属近滨—前滨相沉积。厚度变化不大，为80～140 m。与明心寺组呈整合接触关系，以含砾石英砂岩的消失作为底界。

清虚洞组：下部由灰、浅灰色中—厚层具豹皮状、条带状泥质泥晶灰岩，泥—亮晶生物鲕粒灰岩、白云质灰岩组成，偶夹少量泥质粉砂岩及页岩。上部为中厚至块状细晶白云岩、泥质白云岩，夹泥晶灰岩、薄层泥质白云岩，偶夹黑色燧石团块。当泥质或白云质含量较高时，常会形成豹皮状白云岩或豹皮状灰岩。本组产三叶虫，厚度为100～250 m。与下伏地层金顶山组呈整合接触关系，以大量碎屑岩的消失或灰岩的出现为底界。

高台组：主要具有较多的碎屑岩组分，自下而上可分为三个岩性段。下段为黄灰、灰绿色薄至中厚层泥质粉砂岩、石英砂岩，夹页岩、泥质砂岩，厚10～15 m。中段为浅灰、灰色中厚层粉砂质白云岩，鲕状灰岩，夹页岩。未见生物化石，厚1～11 m。上段为青灰、灰黄色薄至中厚层泥质粉砂岩，砂质白云质粘土岩，夹砂质页岩和砂岩。产三叶虫化石。本组厚67～85 m，顶底界线清晰，标志易掌握，以泥质粉砂岩或砂岩的出现为底界，以泥质粉砂岩或粘土岩的消失为顶界，与下伏地层清虚洞组呈整合接触关系。

石冷水组：上部为灰、浅灰色薄层叶片状白云岩及中厚层角砾状白云岩；中部为灰、浅灰色薄层叶片状、蛋壳状白云岩，夹中厚至厚层细粒白云岩及角砾状白云岩；下部为灰至深灰色中厚至厚层微至细粒白云岩，具豹皮状、泥质条带构造。含三叶虫化石，厚185～256 m。与高台组呈整合接触关系。

娄山关组：根据岩石组合特征可划分为两段。

第一段：下部为浅灰、灰色薄层微晶白云岩，夹薄层泥质白云岩，偶夹中厚层鲕状白云岩、角砾状白云岩。底部为0.5～3 m厚的砂岩或泥质粉砂岩、砂质白云岩。厚70～200 m，总体由东向西增厚。上部为灰色、浅灰色厚层夹中厚层及薄层微至细晶白云岩、鲕状白云岩，含团粒细晶白云岩、藻屑团块白云岩、藻砂屑白云岩，夹中晶白云岩，局部地区夹少量薄层含泥质微晶白云岩，产三叶虫等化石。厚470～600 m。

第二段：灰至深灰色厚层微至细晶白云岩，夹薄层含粉砂质粘土质白云岩及页岩，普遍具似层状、结核状硅质岩或燧石。在上部产腕足类、牙形刺及海百合茎等化石。厚0～175 m。

娄山关组常具水平层理、斜层理，以及波状层理。根据大量的鲕粒、砂屑成分和部分枹壳构造的产出，并结合沉积构造分析，应属潮下至潮上的台地沉积。以出现砂岩、粉砂岩或砂质白云岩作为底界，在未出现砂质时，且以中—厚层角砾状白云岩的出现作为底界。与下伏地层石冷水组呈整合接触关系。1:50 000区调中发现有寒武纪晚期及奥陶纪早期的牙形石，故为跨系的岩石地层单位。

桐梓组：下部为灰、深灰色中—厚层碎屑状白云岩、含燧石细粒白云岩，向上渐夹有灰色薄—中厚层泥质白云岩，局部地区相变为灰色中厚层砾状生物碎屑白云质灰岩及含闪锌矿的生物碎屑灰岩夹少量页岩；上部为灰、深灰色中厚层块状生物碎屑白云岩，含燧石微粒白云岩、假鲕状白云岩，夹灰黄色薄层泥质白云岩，局部为具竹叶状构造的生物碎屑白云质灰岩夹钙质页岩。厚0～101 m。与下伏地层娄山关组呈渐变过渡关系。

红花园组：岩性为一套灰、深灰色中厚层至厚层（偶具块状）结晶生物碎屑灰岩

（部分灰岩具竹叶状构造）、假鲕粒灰岩，夹黄灰色粘土岩及硅质岩（燧石条带）。本组岩性和生物群较稳定，富含头足类、三叶虫、腕足类、海绵等生物化石。厚度为20～30 m。以灰岩的出现与下伏桐梓组白云岩划界，整合接触。

湄潭组：主要以灰绿、黄绿色粘土岩、粉砂质粘土岩为主，夹泥质灰岩、瘤状灰岩、生物灰岩及多层细砂岩和少量长石石英砂岩。厚0～301 m，一般厚200～250 m。生物化石有笔石、三叶虫、腕足类、角石，少量双壳类、苔藓虫、海百合，极少量珊瑚和棘皮类。本组与下伏红花园组呈整合接触关系，界线明显，以红花园组生物灰岩结束、黄绿色粘土岩出现为标志，划为本组之底界。

十字铺组：为灰、灰黄色泥灰岩、泥质灰岩及灰色厚层灰岩、含铁鲕状灰岩。一般厚20～30 m。与下伏湄潭组呈整合接触，以灰、深灰色中厚层鲕状灰岩之底为界，与湄潭组粘土岩或含泥质瘤状灰岩、生物灰岩分开，界线清楚，全区稳定。产笔石、三叶虫、腕足类、棘皮类及鹦鹉螺等化石。

宝塔组：浅灰、灰色中厚层—厚层泥质条带灰岩、泥晶灰岩，底部常为一层紫红、灰红色含生物碎屑泥晶灰岩，泥质灰岩中缝合线构造发育。厚0～60 m。生物群以鹦鹉螺最为发育，与下伏十字铺组呈整合接触。

龙马溪组：可分为三段，第一、二段属奥陶系上统，第三段属志留系下统。是一个跨系地层单位。第一段岩性主要为黑色炭质页岩，局部地带下部有暗灰色含钙粉砂质粘土岩，水平细纹层发育；第二段是碳酸盐岩；第三段岩性为黑色炭质页岩或灰、深灰色微至薄层状含炭质粉砂岩及页岩。水平细纹层发育。富含笔石、三叶虫、腕足类、双壳类、珊瑚等化石。厚2～25 m。

新滩组：岩性为灰、灰绿、黄绿色含云母、含钙质粉砂质粘土（页）岩，夹薄层钙质粉—细砂岩。上部多见虫迹，沉积环境为内陆棚相。产笔石、三叶虫、腕足类等化石。厚0～55.3 m。与下伏龙马溪组或宝塔组假整合接触。

松坎组：为灰、深灰或灰绿、黄绿色薄—中层泥灰岩夹钙质粘土（页）岩和少量钙质砂岩、泥质灰岩或生物碎屑灰岩，产笔石、三叶虫、腕足类、珊瑚等化石，沉积环境主要为内陆棚相。厚0～106.7 m。与下伏新滩组整合接触。

石牛栏组：岩性主要为灰色中—厚层泥晶灰岩、泥质灰岩、瘤状泥质灰岩、生物屑灰岩互层，夹薄—中层泥质灰岩、钙质粘土（页）岩及砂质或粉砂质粘土（页）岩，以出现大套薄层泥灰岩或粉—细砂岩与下伏松坎组划界，以出现大套粘土（页）岩与上覆韩家店组划界，均为整合接触。厚150～200 m。化石组合主要为腕足类及珊瑚，尚有三叶虫、腹足类、双壳类、棘皮类、苔藓虫、头足类及笔石等，主要为营底栖生活的物种。从岩性及生物群落分析，沉积环境主要为开阔台地，局部有珊瑚礁及介壳滩。

韩家店组：为灰绿、黄绿、蓝灰、紫红等杂色粘土（页）岩，夹粉—细砂岩及少量灰岩、泥灰岩，保存最大厚度约为500 m。产腕足类、三叶虫、腹足类、双壳类及植物等化石。本组岩性组合及生物群落显示，沉积环境主要为近滨泥质潮坪相及淡化潟湖相，局部产有砂质潮坪相或砂泥与碳酸盐岩的混合潮坪相沉积。

回星哨组：下部为紫红、暗紫红、灰绿色粉砂质泥、页岩及粉—细砂岩；上部为黄绿、黄白色中厚层细—中粒石英砂岩、石英粉砂岩夹砂质页岩。产双壳类等化石，整合覆于韩家店组之上。厚64～107 m。属潮坪—潟湖相沉积。

#### 1.1.2.4.2 华南型

渣拉沟组：为一套黑色炭质页岩夹砂质页岩凸镜体，中、上部夹少许砂质页岩，含海绵骨针，上部炭质减少，渐变为砂质粘土岩，富含黄铁矿结核，风化后呈红褐色。厚约91 m。

都柳江组：下部以黄绿色粘土岩、泥岩为主，夹深灰色泥晶灰岩和炭质页岩，含化石；上部以灰色含粉砂屑泥—细晶灰岩及泥晶白云岩为主，夹黑色炭质页岩。含三叶虫等化石。厚240～450 m。

杨家湾组：下部为灰色厚层块状砾屑灰岩、砾屑白云岩、灰岩和白云岩；上部为灰色薄、中层灰岩和泥灰岩，夹少量页岩，纹层、波状层理发育。底部含三叶虫 Lisania 等，上部含三叶虫等的一套地层。厚200～370 m。底以炭质页岩消失和砾屑灰岩、白云岩出现与都柳江组分界，整合接触。

三都组：主要由深灰、黄灰色泥质、粉砂质灰岩组成，夹少许砾屑、似竹叶状灰岩和钙质页岩及砂质页岩，富含三叶虫。厚450～600 m。

锅塘组：由灰黄、灰色薄层泥质条带泥晶灰岩、泥质灰岩组成，夹多层泥晶砾屑灰岩和少量含生物碎屑泥晶灰岩及钙质页岩，顶部见微—细晶白云岩或白云质砂岩。产三叶虫、笔石等化石。厚300～522 m。为一套台地边缘斜坡—深水相沉积。

同高组：下部为灰绿、黄灰及蓝灰色粘土岩，质纯细腻，含少量泥质团块及结核，顶部常见绿色斑点；上部为黄绿、灰绿色粘土岩与泥岩、钙泥质粉砂岩、粉砂质页岩互层或夹层，富含云母片，具水平纹层。厚300～490 m。产笔石等化石。属深水相沉积。

烂木滩组：下部为紫红色中厚层泥质微—细晶灰岩，富含头足类及少量三叶虫化石；上部为蓝灰色薄层强硅化微—粉晶灰岩，夹粉砂质泥灰岩及硅质岩，化石稀少，产头足类。厚10～69 m。

赖壳山组：由黄绿、灰绿色粉砂质页岩、粉砂质粘土岩及薄层泥质粉砂岩组成，产丰富的笔石及较多的三叶虫化石，厚28.5 m。

### 1.1.3 晚古生代至古近纪始新世地层

晚古生代扬子陆块边缘地带发生裂解，同沉积断块活动持续到中三叠世，是相对稳定的沉积阶段。继承先期或新生的断裂带呈北东、北西向展布，受垄、垒相间的构造格局控制，泥盆纪至中三叠世出现不同时期、不同程度的沉积分异，隆起位区多以碳酸盐岩为主，沉陷位区多以砂泥质和硅质岩为主。

隆起位区以泥盆系丹林组、舒家坪组、龙洞水组、邦寨组、独山组、望城坡组、尧梭组、革老河组，石炭系汤耙沟组、祥摆组、旧司组、上司组、大埔组、黄龙组、马平组，二叠系梁山组、栖霞组、茅口组、峨眉山玄武岩、龙潭组，三叠系夜郎组、嘉陵江组、关岭组、杨柳井组为代表。

沉陷位区以泥盆系火烘组、榴江组、五指山组，石炭系睦化组、打屋坝组、南丹组，二叠系四大寨组、领薅组，三叠系罗楼组、新苑组、边阳组为代表。

中三叠世末结束了该地区的海相沉积历史，产出现了上三叠统改茶组、三桥组、二桥组，侏罗系自流井组、沙溪庙组，白垩系茅台组。

### 1.1.3.1 上古生界

#### 1.1.3.1.1 台地相区

丹林组：主要为灰白色中厚层至厚层石英砂岩，间夹灰黑色薄层钙质粉砂岩，顶部为白夹棕褐色石英砂岩、砾岩夹少量页岩，底部为浅棕色石英砂岩，夹暗灰、蓝灰色砂质页岩，含砾石，产植物化石及鱼类化石等。厚 0～340 m。

舒家坪组：为暗紫、肉红、灰白色中厚层石英砂岩、砂岩，夹灰黑色薄层钙质、炭质粉砂岩，尚夹两层 2 m 厚的肉红色铁质石英砂岩，含腕足类及三叶虫化石碎片。厚 70～313 m。

龙洞水组：由泥质灰岩、生物灰岩、灰岩、白云岩以及粘土岩组成。以含腕足类和珊瑚为特征。下以灰岩与舒家坪组石英砂岩分界，上以含铁石英砂岩或铁矿层与邦寨组分界，均为连续沉积，整合接触。产腕足类、珊瑚等化石。厚 42～144 m。属浅海台地相沉积。

邦寨组：由石英砂岩、粉砂岩和含铁质石英砂岩组成，局部地区夹鲕状赤铁矿，含植物化石碎片和孢子，在都匀平黄山一带顶部灰岩透镜体中产腕足类化石。底以石英砂岩与龙洞水组分界，顶以灰岩出现与独山组分界。厚 6～137 m。属滨海陆源滩相沉积。

独山组：下部（相当于宋家桥段）主要为灰白色厚层细粒石英砂岩及砖红色厚层含铁质石英砂岩，夹多层灰绿色，含云母砂质页岩，下部砂岩中常含灰绿色页岩砾石，交错层理及斜层理较发育。厚 315～370 m。上部（相当于鸡窝寨段）为浅灰色厚层含燧石结核生物碎屑灰岩。含珊瑚及大量层孔虫等化石。厚 14～21 m。

望城坡组：上部为浅灰色厚层块状生物碎屑灰岩，含大量腕足类和珊瑚等化石。厚 10.5～17 m。下部为浅黄色厚层细粒石英砂岩，厚 2.5～4 m。属近岸浅海相沉积。

尧梭组：由白云质灰岩、白云岩及灰岩、硅质灰岩组成，以含介形类化石为主要特征，见珊瑚、层孔虫等化石。厚 152～486 m。属浅海台地相沉积。

革老河组：由灰黑色薄层—中厚层泥质灰岩夹泥灰岩及页岩组成，含珊瑚、腕足类、有孔虫等化石，厚 30～64 m。属浅海台地相沉积，岩性单一，厚度稳定。

汤耙沟组：由灰、深灰色中—厚层泥晶灰岩、泥质条带灰岩、瘤状灰岩、泥质灰岩、砂质灰岩组成，夹石英砂岩、粉砂岩、页岩及砂质、钙质页岩，产珊瑚、腕足类、棘皮类等化石。厚 170～200 m。属潮坪相沉积。

祥摆组：为灰、灰黄、灰白色薄—厚层石英砂岩，夹灰黑、黑、黑褐色砂质页岩、炭质页岩和煤、煤线及少量泥灰岩，含菱铁矿结核。产植物、腕足类、双壳类及海百合茎化石。厚 200 m 左右。属滨海砂泥坪、沼泽相沉积。

旧司组：灰黑色中厚层灰岩夹泥灰岩、页岩，另在下部尚夹硅质岩，上部尚夹浅灰色细砂岩。产珊瑚、腕足类等化石，厚 400～500 m。属开阔—半局限台地相沉积。

上司组：深灰色中厚层—厚层灰岩、生物屑灰岩，偶夹白云质灰岩、泥质灰岩、泥灰岩，下部含燧石结核，并夹少量页岩。产珊瑚、腕足类及有孔虫等化石，厚 200 m 左右。属开阔台地相沉积。

大埔组：以白云岩为主，一般由上、下两套厚层块状中粗晶白云岩为主，中部夹白云质灰岩或灰岩，在上、下两套较稳定的白云岩中也常夹灰岩透镜体或团块。富含珊瑚、腕足类、鲢类等化石，厚 250～500 m。属开阔台地相沉积。

黄龙组：为浅灰、灰白色厚层块状微晶灰岩、生物屑灰岩，底部为粗晶灰岩，含灰质白云岩角砾、团块。产丰富的鏟、珊瑚及腕足类化石，厚 150～383 m。属开阔台地相沉积。

马平组：为灰、浅灰色厚层块状细粒灰岩，常见核形石构造，偶夹白云岩，底部为厚 0.5 m 至数米的紫红、灰绿色瘤状灰岩，或薄层条带状灰岩。含鏟、珊瑚及腕足类化石，一般厚 100 m。属开阔台地相沉积。

梁山组：以一套砂页岩为主，夹煤层或铝铁岩。含腕足类、珊瑚及鏟化石，厚 1～187 m。属浅海—滨海沼泽相沉积。

栖霞组：由深灰色中厚层含燧石结核、含沥青质灰岩，生物碎屑灰岩夹泥灰岩，透镜状泥质条带灰岩及页岩等组成。含鏟、珊瑚等化石，厚 30～140 m。属开阔台地相沉积。

茅口组：深灰、灰、浅灰色白云质斑块灰岩、灰岩及深灰色含燧石结核灰岩，夹少量白云岩。富含鏟、珊瑚及腕足类化石，厚 70～771 m。属开阔台地相沉积。

峨眉山玄武岩组：以一套大陆溢流拉斑玄武岩与玄武质火山碎屑岩为主，夹少许凝灰质粘土岩、砂岩、凝灰岩、粘土岩、硅质岩及透镜状煤层。厚 0～68 m。

龙潭组：下部为灰黄色、黄绿色粉砂岩、页岩互层；中部为灰黄色、深灰色中厚层中至粗粒长石石英砂岩、粉砂岩、页岩，夹煤层，含植物化石；上部以黑色页岩为主夹薄层灰岩及细砂岩，富含腕足类化石。厚 23～356 m。属滨海—浅海相沉积。

**1.1.3.1.2　台盆相区**

火烘组：为黑色泥岩夹砂岩和少量泥灰岩、灰岩，含竹节石、海百合茎、浮游介形虫、菊石、珊瑚、双壳类和小个体腕足等化石，厚 433～2416 m。属半深海相沉积。

榴江组：为一套灰黑至棕色薄层硅质岩，夹灰岩、泥页岩，含竹节石、菊石及介形虫等化石，厚 18～349 m。属台地间深水盆地相沉积。

五指山组：为浅灰、灰、浅褐色中—厚层扁豆状灰岩、泥质条带状灰岩、薄层泥晶灰岩，偶夹砾屑灰岩及鲕粒灰岩，局部见白云岩透镜体，厚 74～260 m。岩性单一，大化石稀少，以牙形石、介形类为主，属台盆斜坡—台盆相沉积。

睦化组：为一套黑、灰黑色中厚层泥晶灰岩，微细水平层理发育，底部常为含燧石结核泥晶灰岩和硅质灰岩。产腕足类、珊瑚、牙形石、海百合茎、介形类等化石，厚 0～20 m。

打屋坝组：岩性以黑色、黄褐色页岩、粉砂质页岩、钙质页岩为主，夹薄层硅质岩、砂岩、硅质页岩，含铁质结核，上部常夹灰岩、泥质灰岩。产腕足类、三叶虫、海百合茎、孢子等化石，厚 150～250 m。

南丹组：为深灰色中厚层灰岩、燧石条带和燧石结核灰岩，夹浅灰色生物碎屑灰岩、砾屑灰岩、白云质灰岩及少量薄层硅质岩。产鏟、腕足类、珊瑚、台蘚虫及牙形石化石，厚 300～500 m。属台盆—斜坡相沉积。

四大寨组：由硅质岩、粘土岩、砾屑灰岩和燧石条带灰岩组成。含鏟、菊石、腕足类、三叶虫和牙形石等化石，厚 346～648 m。属台盆边缘相沉积。

领薄组：以深色粘土岩为主，夹灰岩、凝灰岩及较多硅质岩。化石以鏟、菊石、腕足类为主，珊瑚、双壳类稀少，厚 400～1619 m。属台盆斜坡—台盆相沉积。

1.1.3.2　中生界

**1.1.3.2.1　台地相区**

夜郎组：主要由黄绿、紫红色粘土岩、页岩及灰岩、泥灰岩组成，含双壳类及腕足类

化石，一般厚 350～400 m。与下伏龙潭组或合山组呈整合接触。

嘉陵江组：由正常浅海相至半局限台地相灰岩、白云岩、溶塌角砾状白云岩组成。厚 400～480 m。含双壳类、头足类、腕足类及腹足类等化石。与下伏夜郎组第三段连续沉积。

关岭组：由下部白云岩夹粘土岩及上部灰岩夹白云岩组成。厚 340～350 m。生物化石以双壳类为主，菊石较少。

杨柳井组：以白云岩为主，夹角砾状白云岩及白云质灰岩，含双壳类化石。厚 53～330 m。与下伏关岭组连续沉积，以大套白云岩始现划界。

**1.1.3.2.2　台盆相区**

罗楼组：下部为黄绿、土黄、紫灰色薄层粘土质页岩。厚 10 m。产双壳类化石。中部为淡黄色薄层泥灰岩与褐黄夹紫灰色粘土质页岩互层。厚 20 m 左右。粘土岩中产双壳及菊石化石碎片。上部为淡黄、褐黄色夹紫灰色粘土质页岩，剥蚀残留厚度 30 m 左右。与下伏地层连续沉积，整合接触。

新苑组：以灰色薄至中厚层钙质砂岩、页岩为主，偶夹砾屑灰岩，水平层理发育，偶夹低密度钙屑浊流沉积。富含双壳类及菊石化石，厚数十米至 340 m。

边阳组：下部由石英粉—细砂岩、岩屑石英粉—细砂岩、杂砂岩、泥质粉砂岩及钙质泥岩、页岩组成复理石岩系。中上部为薄—中厚层岩屑粉砂岩、粉砂质泥岩、钙质泥岩及砂质灰岩、泥质灰岩等。含大量浮游双壳类及菊石、牙形石化石，厚大于 1930 m。为深水陆架—浅槽盆地相沉积。

**1.1.3.2.3　陆相区**

改茶组：主要岩性上部为灰黄、浅灰色中厚层泥晶白云岩夹灰绿、紫红色粘土岩，中部为暗紫红、灰绿、浅黄色中薄层粉砂质粘土岩夹泥晶白云岩，下部为暗紫红、灰绿、浅黄色中薄层粘土岩夹粉砂岩。含双壳类及植物化石。厚 0～48 m。

三桥组：由黄绿、黄灰色薄至中厚层钙质细砂岩、钙质粉砂岩、钙质粘土岩的韵律层与灰、深灰色中厚层灰岩、生物碎屑灰岩、泥质条带状灰岩组成，含植物化石碎片，厚 0～93 m。属滨岸陆源碎屑滩相沉积。

二桥组：岩性为一套河湖相岩屑石英砂岩夹粘土岩及煤线。厚 113～226 m。与下伏改茶组或杨柳井组呈平行不整合接触。化石以古植物及双壳类为主。

自流井组：主要由湖相灰色石英砂岩、红色粘土岩夹泥灰岩及介壳灰岩组成，底部偶见赤铁矿扁豆体，富含淡水双壳类（上部含半咸水相双壳类）化石，总厚 313～432 m。

沙溪庙组：由灰色厚层中—细粒砂岩与紫红、紫褐色含粉砂质、铁质粘土岩，粉砂质粘土岩呈不等厚互层组成。常由砂岩、泥质粉砂岩、粉砂质粘土岩等组成多旋回红色建造。残存厚度大于 666 m。与下伏自流井组呈整合接触。以中下部夹有一层湖相“叶肢介层”为标志。

茅台组：区内出露面积不大，零星分布，残留最大厚度 1050 m。由灰带硅红色砾岩、含砾砂岩、泥岩组成。

## 1.1.4　古近纪渐新世—第四纪地层

该区转化为山间盆地沉积阶段，出现以新近系翁哨组及第四系为代表的沉积组合。

翁哨组：为灰绿色含砾粘土岩间夹灰黄色泥质粉砂岩及数层褐煤，底部为角砾岩夹砾岩。产轮藻、介形虫、腹足类、脊椎动物、昆虫及孢粉等化石。视厚度 99～134.6 m，由盆中心向边缘逐渐变薄。与下伏不同时代地层呈角度不整合接触。

第四系：主要为冲洪积、残坡积、滑塌堆积。也有泥石流、湖沼沉积及洞穴堆积等。

## 1.2 岩浆岩

黔东地区岩浆岩的分布面积不大，但岩石类型较多，超基性、基性、中酸性岩石都有产出。岩浆活动以中元古代、新元古代最为强烈。岩浆岩既有幔源岩浆喷溢的基性熔岩、侵入的基性—超基性岩，又有陆壳改造型花岗岩。侵入岩主要有出露于梵净山地区的白岗岩、基性—超基性岩，出露于从江地区的摩天岭花岗岩、基性—超基性岩和产于镇远、施秉、三穗、雷山以及剑河等地的偏碱性超基性岩。梵净山、从江地区的侵入岩体呈岩基、岩株、岩枝多产出于中元古代地层中，部分基性岩产出于新元古代地层中，偏碱性超基性岩多呈脉状侵入于新元古代至早古生代地层中。喷发岩为产于梵净山群、四堡群、板溪群、下江群和丹洲群中的基性火山岩、火山碎屑岩。

### 1.2.1 火山岩

黔东地区火山岩仅出现在地壳发展早阶段的武陵期和雪峰期。有枕状玄武岩（细碧岩）-石英角斑岩组合、基性火山岩和大陆溢流拉斑玄武岩三种类型。

#### 1.2.1.1 细碧岩（枕状玄武岩）-石英角斑岩组合

出露于梵净山区，主要呈层状赋存在暗色细屑沉积岩中，单层厚几米至一二百米。产于回香坪组中的本组合与超基性岩密切共生，并构成蛇绿岩套。本组合以枕状玄武岩（细碧岩）占很大比重为特征。按分异序列的不同，分为细碧岩-石英角斑岩和细碧岩-角斑岩两个亚组合，并以前一亚组合为主（图 1.2）。该组合包括各种组构特点的枕状玄武岩（细碧岩）、角斑岩和石英角斑岩，以及伴生的少量火山碎屑岩和石英钠长斑岩等。本组合处于优势地位的细碧岩的岩石化学成分特点是：富钠或相对富钠、铝和铁，贫钛和钾，并具中等含量的钙、镁。属拉斑玄武岩浆海底喷溢，经钠化作用而成的一套相对深水环境的基性至酸性的熔岩组合。该组合以海洋板块内部离散（伸展）构造控制的基性岩类为主。该岩浆岩组合分布于洋盆及洋盆的陆缘位区，属大洋拉斑玄武岩系列，产出于弧后盆地的伸展背景。区域上，桂北四堡群中也有该岩浆组合产出。

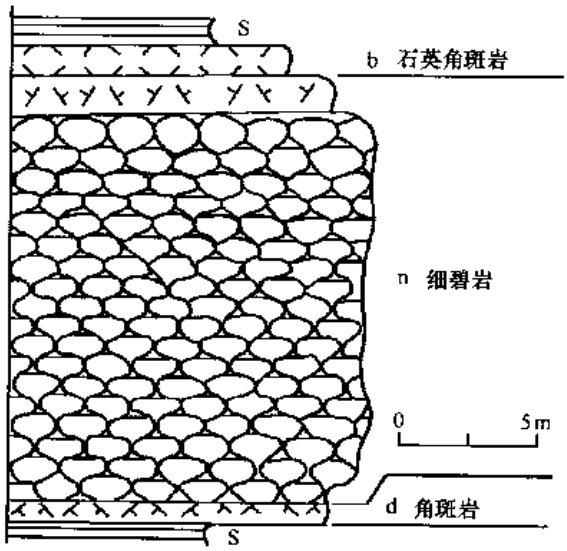



图 1.2 梵净山区火山岩岩相剖面

### 1.2.1.2 基性火山岩

该类型火山岩分布于梵净山、从江地区，产出于中元古代和新元古代地层中。

#### 1.2.1.2.1 中元古代基性火山岩

产出于梵净山群、四堡群中，主要呈层状、透镜状产出（图 1.3）。岩石蚀变为绿泥石片岩或闪石岩，具斑状结构，斑晶为斜长石、黑云母，斜长石呈板状，具泥化现象，黑云母呈不规则状，具熔蚀边；基质具鳞片变晶结构、纤维状变晶结构。蚀变矿物主要有透闪石、阳起石、纤闪石、绿帘石、绿泥石、角闪石、黑云母等。根据镜下结构恢复，原岩可能存在冷凝边和堆晶带。堆晶带主要为残余辉绿结构、斑状结构，冷凝边主要为球颗结构、纤状结构，由纤状、放射状闪石组成。

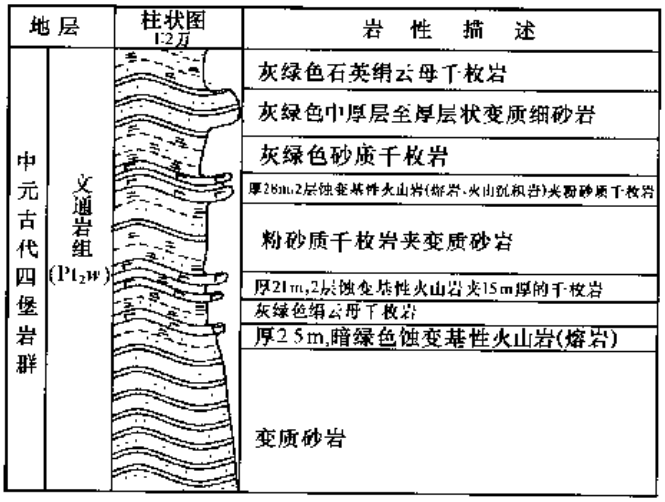



图 1.3 中元古代基性火山岩柱状图

岩石化学特征，氧化物含量与黎彤（1962）的基性岩对比，$SiO_2$、FeO 较高，$TiO_2$、$Fe_2O_3$、MgO、CaO、$K_2O$、$P_2O_5$ 较低，$Al_2O_3$ 接近或略高，MnO、$Na_2O$ 接近或略低，$H_2O^+$ 基本一致。里特曼指数（$\delta$）为 2.171，属钙碱性范围。铝饱和度为 0.758，属于铝饱和度正常范围。

与维氏（1962）基性岩比较：铁族元素 Co、Ni、Cr、Ti 接近，没有明显变化；贱金属元素 Cu、Pb、Zn 明显富集，达 3 ~ 13 倍；贵金属元素 Au 偏低；稀有金属元素 Li、Zr 变化不大，Be 偏低，Nb 偏高；分散元素 Ga、Sc 偏高；放射性生热元素 Th 偏高；W 偏低，Sn 偏高。

稀土元素总量 $\sum REE = 106 \times 10^{-6}$，LREE/HREE = 1.6，轻稀土略有富集，$\delta Ce = 0.8$，Ce 轻微亏损，$\delta Eu = 1.0$，Eu 正常，无亏损。在稀土元素配分图上表现为向右倾斜的平滑曲线，显示岩浆发生了一定程度的分异演化作用。

基性火山岩的原始构造环境分析，参考桂北有关资料，推断其形成于活动大陆边缘，具有岛弧特征，为岛弧型岩浆岩组合的代表。

#### 1.2.1.2.2 新元古代基性火山岩及次火山岩相辉绿岩

该时期基性火山岩产出于下江群甲路组中，辉绿岩呈岩床状、似层状顺层侵位于甲路组和乌叶组中，岩体规模普遍较小。基性火山岩产出于下江群甲路组，有三次岩浆喷发旋

回（图1.4）。岩石结构主要有辉绿结构、交代结构、海绵陨铁结构。岩体蚀变较强烈。岩石主要遭受绿泥石化、碳酸盐化、硅化及次闪石化。主要造岩矿物有长石和辉石。由于后期蚀变强烈，原生矿物多为残留，主要以次生矿物形式表现出来。主要重矿物有磁铁矿、褐帘石、绿帘石、黄铜矿、自然铅，次要重矿物有重晶石、黄铁矿、磷灰石、锆石、榍石，微量重矿物有孔雀石、毒砂、自然锌、刚玉。

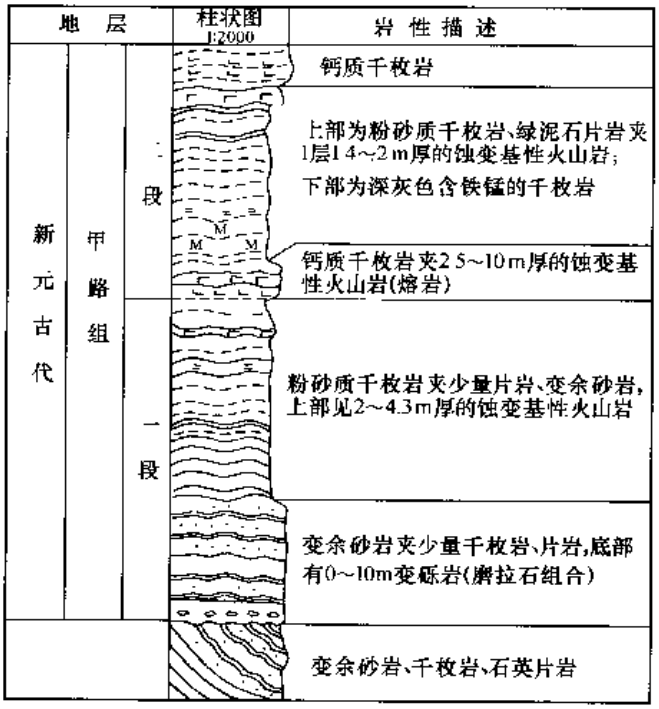



图1.4　新元古代基性火山岩柱状图

基性火山岩——辉绿岩的岩石化学特征、标准矿物特征、参数特征见表1.2。

岩石地球化学特征，辉绿岩的稀土总量∑REE为$118.18\times10^{-6}$，轻重稀土比值LREE/HREE=1.98，轻稀土略显富集，$\delta Eu=1.01$，Eu无亏损，$\delta Ce=0.87$，Ce轻微亏

**表1.2　下江群甲路组基性火山岩、辉绿岩化学分析结果表**　　$w(B)/\%$

| 岩性 | 样品位置 | 样号 | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $H_2O^+$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 辉绿岩 | 加榜 | H4 | 52.67 | 1.45 | 16.24 | 1.17 | 7 | 0.1 | 7.08 | 4.69 | 5.42 | 0.2 | 0.24 | 3.74 |
| | | 加榜1 | 50.4 | 1.47 | 15.12 | 2.687 | 5.37 | 0.12 | 6.83 | 5.02 | 4.77 | 0.15 | | |
| | | R1003-1s | 46.41 | 1.4 | 16.62 | 4.181 | 9.529 | 0.14 | 6.49 | 6.66 | 3.97 | 0.13 | | |
| 基性火山岩 | 根勇 | H10 | 50.75 | 3.37 | 11.79 | 3.2 | 9.24 | 0.14 | 6.69 | 8.16 | 2.37 | 0.1 | 0.57 | 3.64 |
| | | H15 | 51.96 | 3.2 | 13.82 | 4.75 | 10.484 | 0.2 | 7.83 | 1.51 | 0.57 | 0.5 | | |
| | 地虎 | 地虎（3） | 51.09 | 0.88 | 7.86 | 1.62 | 8.07 | 0.23 | 6.17 | 1.98 | 0.12 | 2.55 | | |
| | 平中 | H16 | 50.87 | 2.14 | 17.58 | 5.93 | 8.44 | 0.30 | 2.58 | 0.88 | 5.62 | 0.24 | 0.40 | 4.60 |

注：①氧化物为无水干组分重新计算结果。②$Fe_2O_3$、FeO使用Le Maitre（1976）方法调整。③资料来源：地虎（3）据贵州省区域地质志。括号内为样品数；其它来源于1:5万宰便幅、高武幅区调资料。

损，在稀土元素配分图上，呈平缓向右倾斜的曲线，岩浆分异演化趋势不明显。基性火山岩的稀土元素总量∑REE = 241.34 × $10^{-6}$，含量较高，LREE/HREE = 4.4，轻稀土明显富集特征，δEu = 0.94，Eu 亏损不明显，δCe = 0.53，Ce 亏损不明显，在稀土元素配分图上，曲线表现为向右倾斜，无明显“V”形谷。

下江群中的基性火山岩——辉绿岩组合是四堡造山运动结束后，地壳处于拉伸下陷环境下的产物，是武陵造山期后首次岩浆活动的记录。其拉斑玄武岩的年龄值为 837 Ma。在从江地区基性火山岩中，经天津地质矿产研究所采用锆石 U－Pb 法测定，年龄值为 815 ±4.9 Ma。

## 1.2.2 侵入岩

### 1.2.2.1 基性-超基性岩组合

黔东地区基性—超基性岩的形成时代主要为武陵期，主要产于梵净山地区和从江地区的梵净山群和四堡群，是一套较复杂的基性—超基性的岩石组合。以基性岩（辉绿岩）发育完好且厚度大为其特征。就单个岩体而言，分异完整者由中心（下）向两边（上）依次出现辉石橄榄岩（橄榄岩）→橄榄辉石岩→辉石岩→辉长辉绿岩→辉绿岩（图 1.5），分异完整者仅为少数厚度大的岩体。基性岩以相对富铁、铝，贫钾、镁为特征，属拉斑玄武岩系。超基性岩则为贫钙、相对富铝的超铁镁质岩，是中元古末期的产物。该组合以海洋板块内部离散（伸展）构造控制的基性岩类为主，它与细碧岩（枕状玄武岩）-石英角斑岩组合共同构成该区中元古代蛇绿岩套。

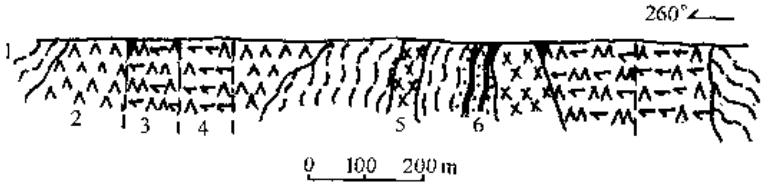



图 1.5 广西融水县平城基性—超基性岩剖面

1—千枚岩；2—橄榄岩；3—辉石橄榄岩；4—橄榄辉石岩；5—辉长岩；6—变质砂岩

该类型岩体岩性为橄榄岩、辉石橄榄岩、橄榄辉石岩、辉石岩及辉长岩。黑色、黑绿色。原岩为半自形粒状结构，蚀变岩为交代假象结构、块状构造。次生蚀变有蛇纹石化、滑石化、闪石化或次闪石化等。重矿物有磁铁矿、钛铁矿、透闪石、自然铅、锆石、磷灰石、黄铁矿、刚玉、阳起石、辉钼矿、自然铁、榍石、褐铁矿、黄铜矿、电气石、方铅矿、碳硅石、孔雀石等。

岩石化学特征，与中国超基性岩平均值相比，本区岩石 $SiO_2$、$TiO_2$、$Al_2O_3$、$Fe_2O_3$、MnO、CaO、$Na_2O + K_2O$、$P_2O_5$ 含量较低，FeO、MgO、CaO 含量较高。就某一岩体而言，随着岩石由超基性向基性演化，$SiO_2$ 含量增高，则 $TiO_2$、$Al_2O_3$、CaO、$Na_2O$、$K_2O$、$P_2O_5$ 含量明显增高，CaO、$H_2O^+$ 降低。基性火山岩 $SiO_2$、FeO 含量较高，$TiO_2$、$Fe_2O_3$、MgO、CaO、$K_2O$、$P_2O_5$ 含量较低，$Al_2O_3$ 接近或略高，MnO、$Na_2O$ 接近或略低，$H_2O^+$ 基本一致。

超基性侵入岩的∑REE = 26.28 × $10^{-6}$ ~ 42.6 × $10^{-6}$，基性侵入岩的∑REE = 40.57 ×

$10^{-6} \sim 108.79 \times 10^{-6}$，总量较低。随着岩石由超基性向基性演化，REE 含量逐渐增高，上述轻重稀土比值说明轻稀土富集特征较明显。

本区超基性-基性岩组合和细碧岩-石英角斑岩组合应为扬子陆块边缘，由岛弧向板内过渡地带的产物，可以看做是弧后盆地环境下发育的蛇绿岩套。

### 1.2.2.2 花岗岩

黔东地区花岗岩岩体分布较广，形成时代主要为武陵旋回和加里东期。

#### 1.2.2.2.1 武陵构造旋回期花岗岩

岩体分布于梵净山地区，侵位于梵净山群，呈岩枝或岩株状产出，是以花岗岩为主体的酸性深成岩。岩体以白云母花岗岩为主，并有花岗伟晶岩、钠长岩和长英岩等。

白云母花岗岩为浅灰、灰白色和灰带肉红色，以几乎不含暗色矿物为特征，主要矿物为石英、钾长石和钠长石，次为白云母、电气石，以及微量的黄玉、石榴子石、磷灰石、锆石、独居石和其他气成-热液矿物。副矿物有锆石、磷灰石。具花岗结构、似斑状结构，块状构造。岩体的自变质作用较强，主要有钾长石化、钠长石化、云英岩化和绢云母化。

超酸性的过铝花岗岩岩石化学成分特点是富硅，相对高钾，贫镁、铁、钙，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值为 0.7260，副矿物属磷灰石-锆石型。本组合岩石化学参数与 S 型花岗岩接近。梵净山地区的白云母花岗岩（白岗岩）未穿过梵净山群与下江群（板溪群）之间的不整合面。在芙蓉坝组底砾岩中见有该类型白云母花岗岩（白岗岩）的砾石。白云母花岗岩的白云母 K－Ar 年龄为 966 Ma，云英岩脉的白云母 K－Ar 年龄为 905 Ma。其形成时代大约为 1000 Ma，代表了 Rodinia 超大陆聚合事件在本区的反映，系同造山阶段，板内会聚地壳重熔的产物，同时也代表了本区武陵造山运动的结束。

#### 1.2.2.2.2 加里东构造旋回期花岗岩

加里东构造旋回期岩体多分布在雪峰山地区，主要是壳源重熔型钙碱性花岗岩类岩石，区内主要为摩天岭花岗岩岩基。该岩基整体呈近南北向椭圆形展布，出露面积大于 1000 $km^2$。岩石类型有细粒、中细粒二长花岗岩，中细粒似斑状二长花岗岩；中粒、粗中粒、细中粒二长（正长）花岗岩，中粒、粗粒似斑状二长（正长）花岗岩；细粒正长花岗岩，细粒斑状正长花岗岩等。岩脉主要为细粒花岗岩脉，其次为云英岩脉、长英岩脉和伟晶岩脉等。具粒状结构、斑状结构、似斑状结构等。岩石蚀变类型多，主要有钾长石化、硅化、云英岩化、高岭土化、绢云母化、电英岩化及绿泥石化等，蚀变程度较高。重矿物主要有磁铁矿、石榴子石、电气石、钛铁矿、榍石、锆石、锐钛矿、金红石、磷灰石、黄铁矿、萤石等，尚有少量的方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、赤铁矿、板钛矿、白钨矿、锡石、毒砂、辰砂、自然铅、褐铁矿、水铝矿、锰矿、绿泥石、黝帘石、角闪石。

岩石 $SiO_2$ 含量普遍大于 75%，为超酸性花岗岩，明显高于中国黑云母花岗岩平均值（黎彤等，1962）。变化范围窄，常量元素并没有明显的差别，并与主要氧化物之间线性演化关系不显著；花岗岩的 FeO 含量明显低于黎氏平均值；花岗岩 MgO 含量亦低于黎氏值。花岗岩 *An* 值多数小于 10，属钠长石，少数在 10～30 之间，属于更长石。

花岗岩氧同位素的 $\delta^{18}O$ 值均大于 10‰，属于高 $^{18}O$ 类型，为陆壳改造成因的 S 型花岗岩。锶同位素 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值为 0.726 和 0.735，均大于幔源岩浆比值 0.707，表明花岗岩具壳源特征。

本区的花岗岩铝饱和指数 >1.1，属强过铝类型，为典型的陆壳改造 S 型花岗岩，应

属于含白云母过铝花岗岩（MPC）。标准矿物刚玉分子（C）>1，没有透辉石分子（Di）出现。都显示S型花岗岩特征。

岩石稀土元素总量∑REE变化较大，低于华南花岗岩的平均含量$250\times10^{-6}$。δCe变异特征不明显，普遍显示正异常。δEu负异常特征明显，岩浆分离结晶作用较显著。LREE/HREE值表明，轻稀土略显富集，但不显著。在花岗岩稀土元素配分图上，曲线总体呈向右缓倾，“V”形谷明显，表明其分异程度较高。

近年来，摩天岭过铝花岗岩通过采用SHRIMP U－Pb方法获得大量新的同位素年龄数据，显示该花岗岩形成的高峰期年龄为819～826 Ma（李献华，1999）。2003年，笔者等对从江南加地区花岗岩研究获得的年龄数据为（802±31）Ma，这都说明该类型花岗岩形成时代集中在820 Ma左右。

研究区内与花岗岩大致同时形成的基性火山岩及其辉绿岩组合，在成分上两者共同构成双峰式岩浆岩石组合，可与拉张裂谷环境相比较。因此，测区新元古代过铝花岗岩的形成可能与地幔柱上升引发的岩石圈伸展作用密切相关，属于张性构造环境的产物，是Rodinia超大陆裂解事件在本区的反映。

区域上燕山期中酸性岩浆侵入活动最强烈，岩体主要分布于湘中南—湘东北以及湘东南地区。湘东南地区岩体的岩石酸性度相对较高，以花岗岩为主；湘中南—湘东北地区岩体的岩石酸性度相对较低，多为二长花岗岩-花岗岩。大部分岩体的成因类型属壳源重熔型，岩体规模一般较大，常呈岩基产出；少数岩体的成因类型属壳幔混源同熔型，岩体规模较小，常呈岩株产出，多分布在双牌—株洲断裂带附近及其东南地区，受活动历史较长、切割地壳较深的断裂控制。

#### 1.2.2.3 偏碱性超基性岩组合

区内偏碱性超基性岩有煌斑岩和碳酸岩两种类型。

煌斑岩类岩体规模均很小，但数量多，以雪峰山地区分布较集中，多侵入于古生代或更老的地层中，多呈脉状产出，以相对富镁的煌斑岩型为主，空间分布与区域性大断裂带有关。贵州镇远县马坪尚出露了含金刚石云母金伯利岩（含金刚石钾镁煌斑岩）。根据雷山高岩（黑云母K－Ar法，217 Ma）和湖南黔阳八门（黑云母K－Ar法，214 Ma）、冷水江锡矿山（全岩K－Ar法，102 Ma）、通道下洞（全岩K－Ar法，153 Ma）等岩体的同位素年龄，推测其形成时代在晚古生代—中生代，是相对稳定地台环境的幔源超基性杂岩。

区域上散布于湘中、湘东和湘南地区的煌斑岩脉，多侵入于花岗岩体内及其外围。湖南洞口那溪岩群的煌斑岩脉中，含有辉长岩、辉绿岩、黑云母二长花岗岩、砂质板岩等捕虏体。岩体的岩石化学性质显示出以钙碱性系列煌斑岩居多，少量为碱性系列煌斑岩。

碳酸岩，湖南新晃南西沿西江断裂带见有两处碳酸岩脉，贵州境内于1:5万永乐幅西北隅的西江断裂带附近发现碳酸岩转石，天柱白市南东东的湖南境内也见有碳酸岩脉，其形成时代可能与煌斑岩相同。

## 1.3 变质岩

区内中—新元古代、早古生代地层岩石均已变质，不仅经历了复杂的构造运动和构造变形，而且也经历了区域变质作用、混合岩化作用、热接触变质作用和动力变质作用。以

区域变质作用为主，形成中元古代—早古生代区域变质岩，属绿片岩相（中元古代）—低绿片岩相（新元古代）—极低变质作用（早古生代）；混合岩化主要是花岗质同源岩浆与变质岩发生的混合、交代作用，形成混合岩；热接触变质作用则沿着侵入岩体与围岩接触带发生，形成接触变质岩；动力变质作用主要发生在断裂带和剪切带中，形成动力变质岩。火成岩亦遭受区域变质作用或气-液变质作用，形成相应的变质岩或蚀变岩。

根据变质作用不同，将测区变质岩分为区域变质岩、混合岩、接触变质岩和动力变质岩四大类。

### 1.3.1 区域变质岩

区域变质岩可分为变质泥质岩类、变质碎屑岩类、变质火山碎屑岩类、变质火山岩类和变质碳酸盐岩类。岩石类型有板岩、千枚岩、片岩、变质砾岩、变质细砂岩、变质粉砂岩、变余凝灰岩、变余沉凝灰岩、大理岩、变基性-超基性岩及变基性火山岩等。泥质变质岩化学成分的特点是 $Al_2O_3$、$K_2O$ 含量高，$Al_2O_3$ 在 10.68% ~21.10% 之间，属富铝岩石，$K_2O$ 为 2.14% ~4.27 %。原岩泥质成分越高，$Al_2O_3$、$K_2O$ 含量越高，$K_2O > Na_2O$。岩石氧化物含量变化不大，反映区内岩石的化学性质较近似。变辉长岩的 $SiO_2$、FeO 含量较高，$TiO_2$、$Fe_2O_3$、MgO、CaO、$K_2O$、$P_2O_5$ 较低，$Al_2O_3$ 接近或略高，MnO、$Na_2O$ 接近或略低，属基性或偏中性。变基性火山岩 $SiO_2$、FeO、MnO、MgO 含量较稳定，$TiO_2$、$Al_2O_3$、$Fe_2O_3$、CaO 含量变化较大。

主要岩石有粉砂质绢云母板岩、粉砂质绿泥石绢云母板岩、炭质粉砂质绢云母板岩和变质粉砂岩。特征变质矿物有绿泥石、绢云母等。变质矿物主要有石英、绢云母、白云母、绿泥石、黑云母、方解石等。变泥质岩标志的矿物共生组合是绢云母 + 石英，石英 + 绢（白）云母 + 绿泥石 + 黑云母，石英 + 黑云母 + 绿泥石，绿泥石 + 绢云母 + 石英。变泥质岩与长英质岩石的变质矿物组合没有差别，岩石中变余砂状结构和变余泥质结构比较清晰。钙质岩的变质矿物组合主要是方解石 + 绢云母 + 石英 + 绿泥石。

根据区域变质岩出现的新生变质矿物组合，按每一种新变质矿物的第一次出现为标志来划分变质带的原则，可分为黑云母带、二云母带和绿泥石-绢云母带。黑云母带与二云母带分界线不明显，二云母带与绿泥石-绢云母带的分带界线大致在四堡岩群与下江群之间。

黑云母带围绕花岗岩体外侧，主要集中分布在唐柳岩组下部，岩石有千枚岩、片岩，特征变质矿物有黑云母、白云母及石英等。

二云母带呈面状分布于四堡岩群中，与黑云母带分界不甚明显。主要岩石有变质砂岩、绢云母石英千枚岩、黑云母石英千枚岩、石英绢云母片岩、石英二云母绿泥石片岩、粉砂质板岩和石英钙质千枚岩。特征变质矿物有石英、白云母（绢云母）、黑云母和少量绿泥石等。

绿泥石-绢云母带呈面型分布于下江群乌叶组及番召组中，分带界线大致在四堡岩群与下江群之间。主要岩石有粉砂质绢云母板岩、粉砂质绿泥石绢云母板岩、炭质粉砂质绢云母板岩和变质粉砂岩。特征变质矿物有绿泥石、绢云母等。

四堡岩群经历了两次变形。第一次变形形成北东东向褶皱，并产生板劈理和相应的绿片岩相区域变质岩，板劈理与原始层理走向基本一致或小角度相交，这一构造运动与区域变质作用发生在使四堡岩群褶皱回返的武陵运动期间。第二次变形形成次级尖棱褶皱、流

变褶皱、韧性剪切带，由新生变质矿物绿泥石、绢云母定向构成折劈理。

下江群存在三次构造变形。第一次变形形成顺层滑脱韧性变形带，并产生由新生变质矿物绢云母（白云母）、黑云母及绿泥石定向形成顺层片理或轴面片理，此阶段地壳处于拉伸变形阶段，形成以滑脱变形为主的构造群落，如掩卧褶皱、片内褶皱、无根褶皱、眼球褶皱、顺层片理以及拉伸线理。第二次变形主要表现为北东向开阔褶皱，由新生变质矿物绿泥石、绢云母定向构成折劈理，此阶段地壳处于收缩变形期，形成区域性的褶皱群，并相伴产生褶皱轴面劈理及轴面片理和不同规模的逆冲剪切带。第三次变形，由于地壳逐渐隆升，此阶段主要表现为地垒地堑式褶断和膝折带，并伴生绿泥石、绢云母变质矿物，其走向为北西向。

区域变质的 $P$—$T$ 条件。利用 X 射线粉晶衍射方法可以确定矿物的结构特征，研究区四堡岩群和下江群泥质变质岩的白云母结晶括数以及 $b_0$ 值的特征见表 1.3。四堡岩群的白云母 $b_0$ 为 0.9048 ~ 0.9050 nm，下江群甲路组的稍微小一点，为 0.9037 nm，白云母均为 2M1 型。白云母的 $b_0$ 值与变质地体的压力具有统计学上的正相关关系。根据不同的压力类型变质地体白云母 $b_0$ 值的实验数据，用 $b_0$ 值把压力分为以下几个系列：$b_0 < 9.000$ nm 为低压相，$0.9000\ \text{nm} < b_0 < 0.9040$ nm 为中压相，$b_0 > 0.9040$ nm 为高压相。四堡岩群属于高压型，而下江群甲路组属于中压型。根据矿物组合和白云母的结晶指数，估计四堡岩群的变质温度在 350 ~ 400℃，下江群甲路组的变质温度在 300 ~ 350℃。

**表 1.3　2M1 型白云母的结晶指数 $CI$、$b_0$ 值**

| 地层 | 样品号 | $CI$ | $b_0$/nm |
|---|---|---|---|
| 四堡岩群 | D607B | 0.202 | 0.9048 |
| | D613B | 0.203 | 0.9050 |
| 下江群甲路组 | 7－B | 0.202 | 0.9037 |

## 1.3.2　混合岩

分布于从江地区令里、杆洞、板良等地的混合岩，是由与摩天岭花岗岩同源的岩浆前锋与围岩混合、交代形成，出露面积约 15 $km^2$。

根据混合岩化作用的强度，由中心向外侧可大致分为花岗混合岩和混合岩化变质岩两个岩带。两者为渐变过渡，在剖面露头上花岗混合岩与围岩呈明显突变接触关系，而混合岩化变质岩与围岩呈渐变过渡关系。区内混合岩化从四堡岩群的文通岩组至下江群的乌叶组均有发生，尤其对变砂岩、千枚岩、片岩及钙质岩的混合岩化作用较强烈，按混合岩原岩成分及结构构造特征又可分为若干种岩石类型。

花岗混合岩带岩石有片麻状黑云母花岗混合岩、粗斑状花岗质混合岩、变斑状（二长）花岗混合岩、变斑状黑云母花岗质混合岩。

混合岩化变质岩带分布在刚边、杆洞、归江一带，基本保持区域变质岩的原有岩性面貌特征，只含有少量的变质岩脉。脉体由新生长石、石英或石英集合体及黑云母组成。一般分布在混合花岗岩的外带，并与变质岩呈渐变过渡；也可以独立的地质体存在。根据混合岩中变质基体岩性不同划分为混合岩化黑云母千枚岩、混合岩化绢云母千枚岩和次生角

闪石化混合岩。经对刚边、锦洞花岗混合岩取人工重砂分析，其副矿物特征反映出片麻状黑云母花岗混合岩中的副矿物比花岗混合岩中者复杂，可能与混合岩化程度有关。同时，片麻状黑云母混合岩中还见到两种不特征的锆石：其一为正方柱和正方双锥的聚形；其二为浑圆状，前者可能来源于花岗质成分，后者来源于变质基体。主要矿物有自然铁、钛铁矿，磷灰石、锆石、黄铁矿及自然铅；次要矿物为毒砂；微量矿物有石榴子石、方铅矿、黄铜矿、刚玉等。

岩石化学成分变化较大，除 CaO、MgO 含量较高外，其余成分与岩浆冷结成因的花岗岩较为接近，这主要是受 K、Na、Si 活泼性元素的影响。在混合交代作用过程中，同时有 Si、K、Na 的带入和 Fe、Mg、Ca 的带出，都会对岩石的化学成分有影响，这说明混合交代作用过程是在开放系统下完成。混合岩化变质岩岩石化学成分较接近，在混合交代作用过程中只有 Si、K、Na 的带入或只有 Fe、Mg、Ca 的带出，这说明混合交代作用过程是在封闭系统下完成。

混合岩微量元素有 Ni 、Co、V、Cr、Sn、Mo、Cu、Pb、Zn、Ga、Zr、Ba、Be、Mn 等，铁族元素 Cr、Ni、Co、Ti 的平均含量比同源岩浆花岗岩的含量普遍较低，贱金属元素 Cu、Pb、Zn 较花岗岩的含量高，分散元素 Ga 接近于黎氏平均值，钨锡元素 W、Sn、Mo 明显高于黎氏平均值，W 高 2～3 倍，Sn 最高达 5 倍。Ba/K 值较稳定，Ba/Rb 值变化不定。因此，区内混合岩的成因比较复杂。

通过对周边混合岩的同位素测年，为 825 Ma 左右，其年龄与花岗岩岩基年龄相当。因此，说明混合岩与岩浆侵入花岗岩似有成因联系。

### 1.3.3 热接触变质岩

研究区的接触变质属热接触变质作用。热接触变质岩主要围绕摩天岭花岗岩体外接触带呈带状分布，宽窄不等，少数见于岩体内接触带。按变质作用形成的方式和变质程度不同，可分石榴子石化岩石、角岩化岩石及角岩。岩石中出现的接触变质矿物主要有石英、钠长石、云母，其次为绿泥石、次生角闪石、石榴子石、电气石等，典型的矿物共生组合为石英＋白云母＋黑云母＋绿泥石＋石榴子石和石英＋黑云母＋绿泥石＋次生角闪石。

根据岩石的结构构造及特征矿物组合可划分为角岩化带和石榴子石化带两个变质带，这两个变质带在时间和空间上互为消长关系。

角岩化带主要分布在摩天岭花岗岩体北东侧的翠里至白沙坡一带。变质带宽与接触变质岩一致，10～40 m。变质矿物以石英、黑云母、绢云母（白云母）和绿泥石为主。

石榴子石化带围绕摩天岭花岗岩体断续分布在小花孖、杆洞、高开、翠里、俾门等地。宽 50～400 m。主要变质矿物为石英、钠长石、绢云母（白云母）、黑云母、绿泥石，普遍发育石榴子石，但数量少（小于 8 %）。

本区接触变质温度较低，梯度变化不明显，影响范围较窄。接触变质相属钠长绿帘角岩相。

### 1.3.4 动力变质岩类型

研究区动力变质岩发育，类型丰富，根据岩石变质变形及重结晶程度的不同可分为碎裂岩、糜棱岩、构造片岩三种类型。碎裂岩以脆性变形为主，岩石定向组构和重结晶作用

不明显，具碎裂结构或玻璃质碎屑结构。糜棱岩以塑性变形为主，岩石具明显的糜棱结构、眼球状构造、糜棱面理，按基质含量和重结晶强度分为糜棱岩和千糜千枚岩。构造片岩是本区广泛发育的一类动力变质岩，岩石具花岗鳞片变晶结构，片理构造、拔丝构造。

碎裂岩主要分布于脆性断裂带中，岩石或矿物受到碎裂作用、变形作用，其碎裂程度明显高于构造角砾岩。根据碎裂程度划分为碎裂化岩石、初碎裂岩和碎裂岩三种。碎裂化岩石有碎裂化花岗岩、碎裂化石英岩和碎裂化砂岩，碎基含量 10% ~15%，碎块粒度大于等于 2 mm；初碎裂岩有花岗质初碎裂岩、长英质初碎裂岩，碎基含量 10% ~50%，碎块粒度 0.5 ~2 mm；碎裂岩主要为花岗质碎裂岩，碎基含量大于 50%，碎块粒度一般小于 0.5 mm。岩石蚀变有硅化、黄铁矿化、绿泥石化、绢云母化等。

糜棱岩类有糜棱岩、千糜千枚岩两类。

糜棱岩主要分布于韧性剪切带及韧性断层带中，少数发育于脆-韧（过渡）性断层带，在韧性剪切应力作用下岩石和矿物发生变形和重结晶或变晶作用。岩石具有糜棱结构、蠕虫结构、眼球状构造、糜棱面理等。根据糜棱化程度，可分为泥质糜棱岩、长英质糜棱岩和糜棱岩化花岗岩、糜棱岩化石英岩。糜棱岩具明显糜棱结构、眼球状构造，岩石由泥质和少量石英碎屑组成，泥质已变晶成鳞片状绢云母和绿泥石，石英及石英岩屑呈残余碎斑状及眼球状定向排列。糜棱岩化岩石糜棱化结构不明显，岩石仍保留原岩的花岗结构、花岗鳞片变晶结构。

千糜千枚岩系为在剪切应力作用下岩石和矿物发生变形和重结晶或变晶作用所形成。岩石具有花岗鳞片变晶结构、千糜状构造及千枚状构造等。岩石中石英矿物具亚颗粒化、波状消光特性，部分石英在劈理域中普遍被拉长呈条带状、线状及拔丝状与绢云母定向构成千枚理。这类岩石常见两组构造面理，并由两者构成显微尺度的 S－C 组构，岩石中的矿物具有明显的韧性变形特征。

构造片岩分布于四堡岩群、梵净山群和下江群甲路组中。原岩为泥质岩，在剪切应力作用下岩石和矿物发生变形、重结晶或变晶作用。所形成的变晶矿物具明显定向排列，具亚颗粒化、波状消光特性。岩石具粒状-纤状变晶结构、粒状-鳞片变晶结构，片理构造。粒状矿物主要为石英，受构造应力作用，普遍重结晶呈短柱状、透镜状、拔丝状。绢云母（白云母）及黑云母强定向构成片理。在某些构造片岩中常见到两期生长的石英，早期石英呈灰雾状并含较多泥质（绢云母），晚期石英较结净并含少量包裹物。这类岩石常见两组构造面理，显微镜下可以分辨出绢云母、绿泥石沿 $S_1$ 结晶和黑云母沿 $S_2$ 结晶，并由两者组成分划式折劈理。

## 1.4 构造

黔东及其邻区位于江南造山带的西南段和扬子陆块的东南缘。扬子陆块是一个以中、新元古代浅变质岩系为中、上层变质褶皱基底的复杂褶皱带。变质褶皱基底由中元古界梵净山群、四堡群构成。测区出露最老的梵净山群、四堡群为一套巨厚的变质火山岩系和陆源碎屑岩系，其上不整合覆盖着板溪群和下江群的浅变质岩系。燕山运动又使其褶皱和断裂，形成以侏罗山式褶皱为代表的薄皮构造，喜马拉雅运动以后整体隆升而遭受剥蚀。

江南造山带发育中元古代梵净山群和四堡群、新元古代至早古生代地层，于加里东期

发生造山褶皱和断裂，并发生区域变质，普遍发育区域性劈理，局部发育较大规模的倒转和平卧褶曲。该区保存的晚古生代地层，不整合于新元古界或下古生界之上，呈明显的角度不整合接触。

## 1.4.1 构造运动及构造旋回期的划分

### 1.4.1.1 构造运动

随着该区扬子古陆、华夏古陆的汇聚碰撞形成华南陆块，以及华南陆块与扬子陆块内部的裂解和汇聚，该区经历了多期强烈的构造运动，武陵期、加里东期、燕山—喜马拉雅期均有反映，这些构造运动有洋陆转换阶段的造山运动，也有陆内活动阶段的造山运动。由于该区地处扬子板块与南华活动带的过渡区，构造活动强烈，加之工作区范围所限，区内部分地层接触关系不明，综合邻区及区域资料，本区构造运动特征描述如下：

#### 1.4.1.1.1 武陵运动

武陵运动也称东安运动、梵净运动、四堡运动，表现为上覆新元古界板溪群红子溪组第一段、下江群甲路组第一段与下伏中元古界梵净山群、四堡群的不同组、段呈明显角度不整合接触（图1.6），且新元古界板溪群红子溪组第一段、下江群甲路组第一段底部发育一套前陆盆地相磨拉石组合——底砾岩。武陵运动致使中元古代地层变形变质，以紧闭的线型褶皱为基本特征，本区中元古界梵净山群、四堡群发生阿尔卑斯式褶皱和绿片岩相区域动力变质作用，同时，出现碰撞型岩浆岩组合——正常花岗岩；淡色花岗岩组合——白云母花岗岩（白岗岩）、黑云母花岗岩、二云母花岗岩的侵入。应变强度由北西向南东减弱，中元古代地层与上覆地层的接触关系，在梵净山—大庸一带为高角度不整合，安化—桃江—带为中—低角度不整合，长沙—浏阳一带为平行不整合。

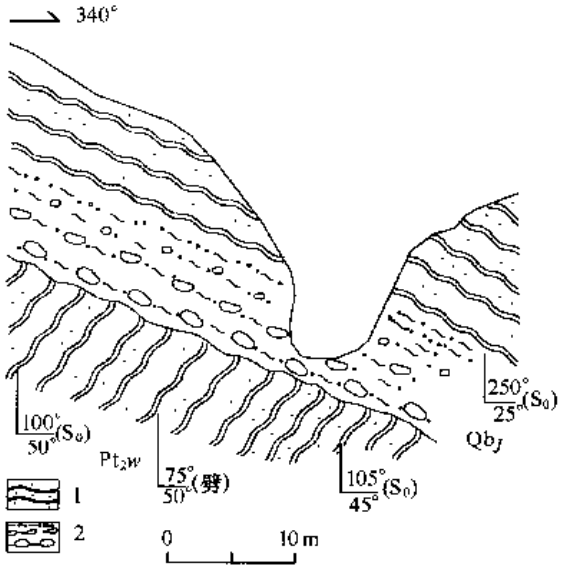



图1.6 贵州从江新村下江群与四堡群接触关系图
1—变质砂岩；2—变砾岩；Qbj—下江群甲路组；$Pt_2w$—四堡群文通组

武陵运动是南华狭窄洋盆萎缩消亡，扬子古陆与华夏古陆的汇聚碰撞形成华南陆块，是中元古代该地区洋陆转换历程的具体体现。据区域资料综合分析，该期运动为距今1000 Ma的构造事件，是华南地区已知最古老的造山运动。使中元古代地层发生北东向阿尔卑斯型褶皱（复式褶皱、轴面倾向北西的倒转、平卧褶皱）、逆冲推覆断层、（逆冲推覆、平行走滑）韧性剪切带，运动方向由西向东，平行走滑为右行走滑。

#### 1.4.1.1.2 加里东运动

加里东运动也称广西运动，代表志留纪末和泥盆纪初的地壳运动事件。黔东及其邻区晚、早古生代地层的间断明显，在湖南靖新厂见下石炭统不整合于下寒武统之上，在广西环江介洞见中泥盆统不整合于下寒武统之上，在湖南洞口见泥盆系不整合于志留系之上等

（图 1.7）。该事件造成前泥盆纪地层发生紧闭线型褶皱并局部倒转，褶皱轴向总体为北东向，从西向东表现为平行不整合（贵州中部）—低角度不整合（贵州东部）—高角度不整合（湘桂加里东褶皱带）接触关系，且泥盆系底部发育一套前陆盆地相磨拉石组合底砾岩。

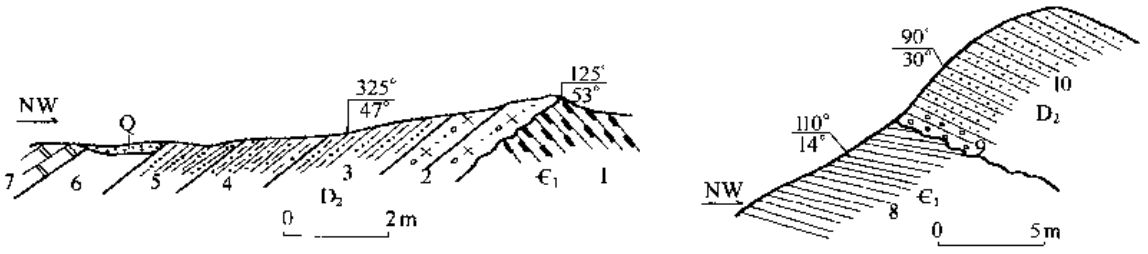



图 1.7　广西环江介洞中泥盆统与下寒武统角度不整合接触关系图

Q—第四系；$D_2$—中奥陶统；$\epsilon_1$—下寒武统；

1—炭质页岩；2—石英砂砾岩；3、5—粉砂岩；4—砂质页岩；6—浮土；7—白云岩；

8—页岩；9—砾岩；10—砂岩

加里东运动使本区新元古界和早古生界发生低绿片岩相变质、极低的区域动力变质作用、北北东向阿尔卑斯型褶皱（复式褶皱）、逆冲推覆断层、（逆冲推覆、平行走滑）韧性剪切带，运动方向由西向东。尚存在变质核杂岩构造和伸展剥离断层系，该类型构造的存在可能控制了后期晚古生代的沉积格局。且对武陵期构造进行叠加、改造。发育碰撞型岩浆岩组合，区域上赣南、桂北发育该类型岩体。

加里东运动使南华裂谷海槽萎缩、消亡，扬子古陆与华夏古陆的再次汇聚碰撞形成华南陆块，是新元古代—早古生代该地区洋陆转换历程的具体体现，形成江南造山带的中亚带，即加里东期亚带，使该地区与广大东南地区形成辽阔的南华加里东褶皱区，与扬子陆块联为一体，进入了统一的华南陆块发展阶段。

#### 1.4.1.1.3　燕山运动

燕山运动是黔东地区最为重要和强烈的一次构造运动，它使本区前白垩纪地层普遍发生褶皱和断裂变形，奠定了该地区现今主要地质构造格局和地貌基础，使侏罗系与白垩系之间呈明显角度不整合接触。盖层褶皱从早期到晚期逐次向四川盆地方向推进，湘南至湘中地区角度不整合存在于中侏罗统与上覆地层之间，贵州则变为在上白垩统与下伏地层之间，形成了近南北向分布的侏罗山式褶皱，使武陵构造旋回期、加里东构造旋回期的部分构造形迹遭受叠加、改造而成为该期构造成分。燕山运动的另一个显著特点，就是断裂活动强烈，并由此形成大型隆起和坳陷，形成近南北走向断面东倾的逆冲断层和北东走向的平行走滑断层，逆冲断层的运动方向由东向西、平行走滑断层的运动方向为左行走滑。

燕山运动是华南陆块板内活动阶段陆内造山作用的结果，是江南造山带的南亚带（燕山期亚带）活动在本区的反映。黔东地区许多矿产的形成与分布均与该期构造运动有密切关系。

#### 1.4.1.1.4　喜马拉雅运动

喜马拉雅运动是造成该区第三系与下伏地层之间角度不整合接触的构造事件，可能兼受太平洋板块和印度板块俯冲的影响，主要表现为区域性抬升和断块活动。形成一系列地

垒-地堑式构造组合样式，明显切割了先期构造形迹和地质体，造成新生代地层呈山间磨拉石盆地产出。该类型构造样式是本区造山期后隆升背景的直接产物，也是该区喜马拉雅运动的主要表现形式。

喜马拉雅运动是板内活动隆升阶段断块活动的结果，从黔东南地区发育的新生代红盆中产出的石炭—二叠系台地相灰岩砾石可以确定，该地区新生代经历了强烈的隆升作用。

#### 1.4.1.2 构造旋回期的划分

根据黔东地区的地层、沉积相、岩浆岩、变质岩、构造组合样式、构造运动等特征，本区经历了洋陆转换阶段和板内活动阶段两个发展的演化历程，可以划分出武陵构造旋回期、加里东构造旋回期、燕山构造旋回期、喜马拉雅构造旋回期四个构造旋回期。

洋陆转换阶段——武陵构造旋回期（中元古代）

加里东构造旋回期（新元古代—早古生代）

板内活动阶段——燕山构造旋回期（晚古生代—古近纪始新世）

喜马拉雅构造旋回期（古近纪渐新世—第四纪）

在不同的构造旋回期，形成的典型构造样式分别有阿尔卑斯式褶皱、侏罗山式褶皱、逆冲推覆构造、韧性剪切带、平行走滑构造、变质核杂岩构造及伸展剥离断层系、地垒-地堑式构造等。武陵构造旋回期使本区遭受了绿片岩相变质作用，加里东构造旋回期使本区遭受了低绿片岩相——极低变质作用。

### 1.4.2 典型构造样式

#### 1.4.2.1 褶皱

##### 1.4.2.1.1 阿尔卑斯式褶皱

该类型褶皱可划分为两类，一类为武陵构造旋回期阿尔卑斯式褶皱；另一类为加里东构造旋回期阿尔卑斯式褶皱，两者在产出层位及形态上具有明显差异。

武陵构造旋回期阿尔卑斯式褶皱变形的主体是该区中元古代地层，构造线方向主要为近东西向和北东向，只在梵净山地区和从江地区发育。在梵净山地区该期构造形迹被角度不整合界面所覆盖，且与新元古代—早古生代构造形迹明显交切。

该类型褶皱是由多个相互平行或雁行状排列的次级褶皱构成的复式褶皱。褶皱形态为紧闭尖棱相似褶皱（图1.8），以紧闭线型褶皱为基本特征，伴有走向压性断层。由一系列紧闭次级褶皱构成的复式褶皱的褶皱形态也为线性紧闭复式褶皱。褶皱组合样式具有阿尔卑斯式。该期阿尔卑斯式褶皱为紧闭的褶皱形态，加里东期为正常—开阔平缓的阿尔卑斯式褶皱。

加里东构造旋回期阿尔卑斯式褶皱变形的主体是该区新元古代、早古生代地层，构造线方向主要为北北东向，在黔东雷山地区和锦平地区发育较为典型。

该类型褶皱规模较大，控制了区内的地层和构造格架，是由多个相互平行或雁行状排列的次级褶皱构成的复式褶皱。单个次级褶皱两翼地层倾角较小，一般为20°～30°，轴面近于直立或略向西倾，平面上呈短轴状，长宽比值较小，褶皱形态上为正常—开阔平缓褶皱（图1.9）。由一系列正常—开阔平缓次级褶皱构成的复式褶皱的褶皱形态也为正常—开阔平缓复式褶皱。褶皱组合样式为阿尔卑斯式褶皱。在锦平新化、从江贯洞等地可见

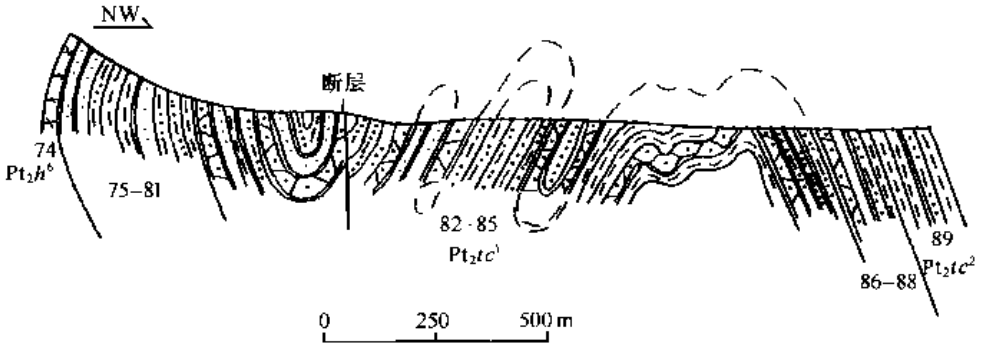



图 1.8　贵州江口黑湾河梵净山群褶皱素描图

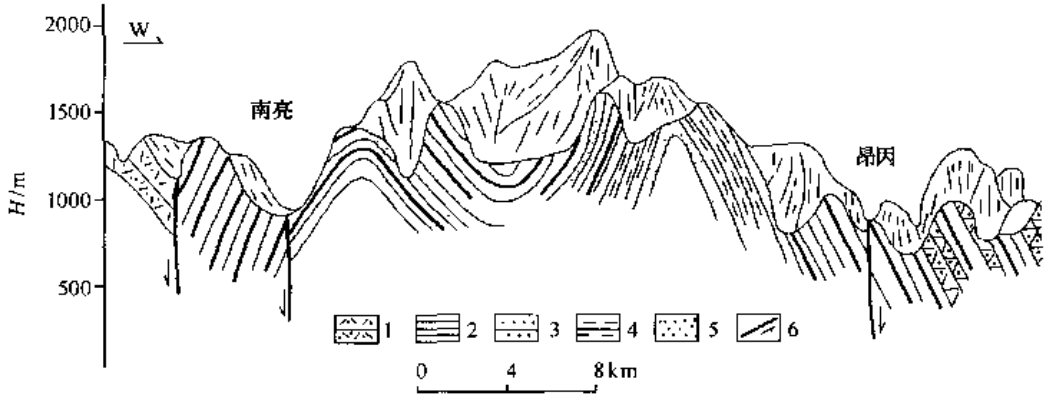



图 1.9　雷公山复式背斜剖面图

1—变余凝灰岩；2—绢云母板岩；3—变余粉砂岩；4—绢云母千枚岩；5—石英岩；6—断层

到该类型褶皱被后期由晚古生代地层组成的褶皱以角度不整合接触所覆盖。

#### 1.4.2.1.2　侏罗山式褶皱

该类型褶皱的主体是晚古生代、中新生代地层，但由于存在后期构造对先期构造的改造、利用等，在早古生代及之前的地层中也有发育。构造线方向主要为近南北向，部分呈北北东、北东走向，全区均有产出。

该类型褶皱规模较大，控制了区内晚古生代、中新生代地层和构造格架，由狭窄紧闭向斜与开阔平缓背斜所组成，形成隔槽式侏罗山褶皱组合样式（图 1.10）。在开阔平缓背斜位置，褶皱呈箱状，长上百千米，宽约 30～50 km，核部地层多由泥盆系、石炭系组成，地层倾角极小，部分地层近于水平，在其核部多出现一系列次级褶皱，频繁出现北东、北西向平行走滑断层及东西向横张断裂，侧翼膝曲地带常有纵张断裂发育。在狭窄紧闭向斜部位，褶皱呈槽状，宽约 10 km，核部地层由二叠系、三叠系及少量侏罗系组成，两翼地层倾角较陡，一般为 60°～70°，主体褶皱及次级褶皱轴面多向东倾，反映出该期褶皱的运动方向是由东向西，平面上呈线性延伸，长宽比值较大，核部常发育有伴生的轴面劈理带和逆冲断层。在黔东地区锦平新化附近，由石炭系、二叠系组成的该类型褶皱以角度不整合上伏于由新元古代、早古生代地层构成的褶皱之上，反映出该类型褶皱主要形成于燕山期。

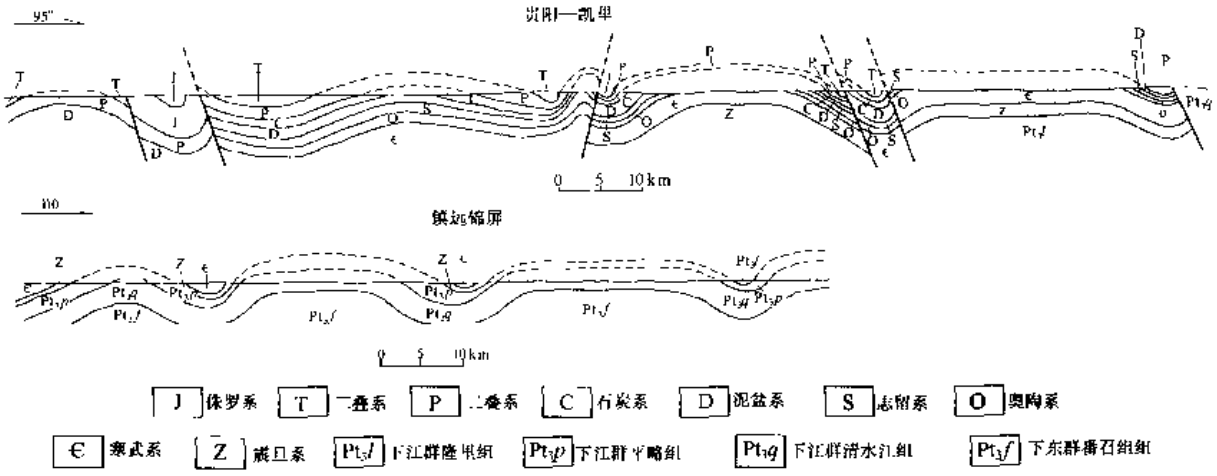



图 1.10　黔东地区隔槽式褶皱剖面图

### 1.4.2.2　逆冲推覆构造

该类型逆冲推覆断层系主要分布于凯里、玉屏一带，呈北北东向，断面多倾向东，倾角较缓，一般为 20°～40°，在走向上常分支复合，形成规模不等的豆荚状断块，构成复杂的断裂带。剖面形态为叠瓦状，前缘多形成“飞来峰”（图 1.11）。断层带内多发育挤压透镜体和断层劈理，破碎角砾岩带规模不等，大者长可达数 10 m，甚至上 100 m，小者仅数米。碎裂岩多为半棱角—棱角状角砾岩．大的断层常可见到糜棱状的碎粒岩，破碎带及其附近多见方解石脉。上盘多发育牵引褶皱，下盘岩层倾角常常变陡，甚至倒转，使近邻褶曲不对称，近邻不对称褶曲轴面倾向与断层相同，反映出上盘上升、下盘下降的逆冲性质，它们的组合特征为向东倾斜的叠瓦状逆冲推覆构造样式。该类型断层与隔槽式侏罗山式褶皱关系密切，多发育于隔槽式褶皱的核部，运动方向为由东向西。该区逆冲推覆断层系主要形成于燕山期。

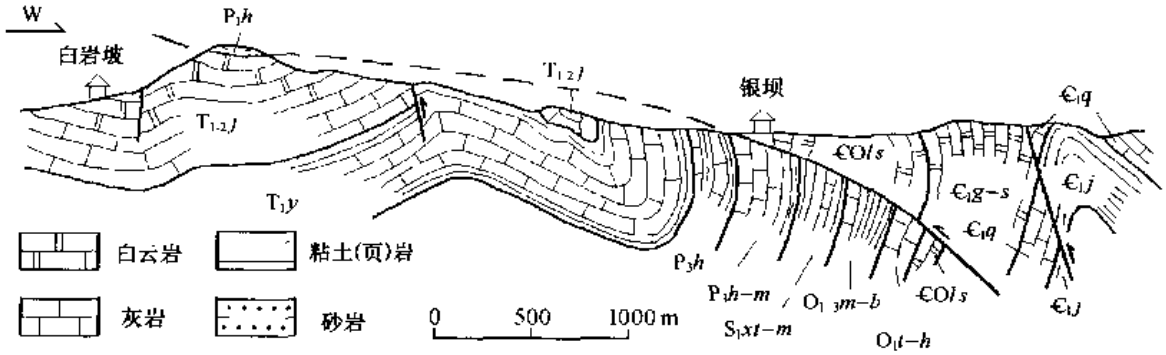



图 1.11　贵州余庆县银坝逆冲断层（飞来峰）剖面图

### 1.4.2.3　韧性剪切带

该区过渡性剪切带主要分布于黔东南及邻区的新元古代地层出露区，发育于以低绿片岩相的绢云母板岩、粉砂质板岩和凝灰质板岩为主的岩石中，分布于台江、雷公山、都江一带，呈北东向带状展布，在 1:20 万榕江幅区域地质调查成果中表示为片理化带。该带倾向北西，倾角较小，一般为 15°～25°，在雷山排里坳一带发育较为典型（图 1.12）。

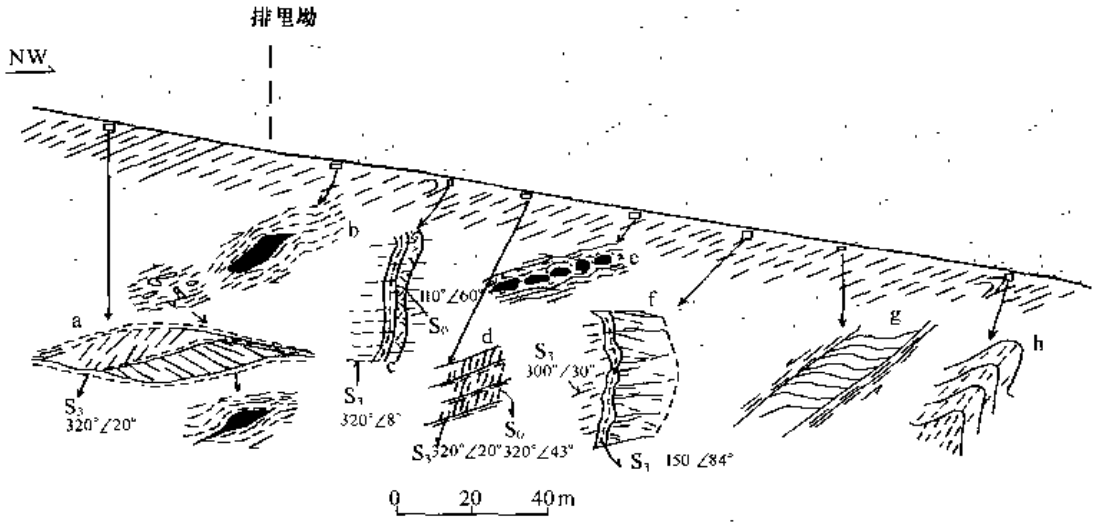



图 1.12 雷山排里坳同斜褶皱剖面图

a—剪切透镜体；b—褶曲；c—层片关系；d—劈理；e—石香肠；f—窗棂构造；g—S－C 组构；h—褶皱转弯端及轴面劈理

#### 1.4.2.3.1 宏观特征

过渡性剪切带内发育密集的剪切劈理带，由相互平行的剪切劈理密集排列成带构成，对地层原生层理有明显改造作用。在剖面上过渡性剪切带的中心部位，剪切劈理密集且相对集中，剪切辟理密集带与中间弱变形块相间出现，表现出由几条相互平行的剪切变形带与中间夹块组成的带状分布特征，构成了一个较为完整的剪切变形带，而向两侧呈渐变过渡关系，剪切辟理变少、变稀，且其间没有明显界线。带内伴生有一系列剪切变形构造。

1）叠瓦状褶皱组合。由多个轴面倾向西，倒向东且相互近于平行的等倾褶皱组成，褶皱形态为相似褶皱、顶厚褶皱，在转折端加厚形成窗棂构造，两翼地层被拉薄形成石香肠构造。褶皱轴面与剪切辟理面平行，在转折端辟理与层理垂直或大角度相交，而向两翼辟理与层理交角逐渐变小乃至相互平行。剪切辟理是等倾褶皱轴面辟理递进变形的产物。等倾褶皱两翼发育的褶纹线理、剪切透镜体和 S－C 组构特征反映出过渡性剪切带具有上盘上升，由西向东的运动特征。

2）剪切褶皱。主要有无根钩状褶皱和揉流褶皱。它们是由等倾褶皱、斜歪褶皱和石英脉在剪切变形中被拉长、拉断，发生塑性流变而形成。无根钩状褶皱转折端加厚，两翼被拉长、拉断，形成剪切透镜体，它们的轴面和长轴与剪切辟理面平行。

3）剪切透镜体。由变形相对较弱的透镜状地质体组成，并与围绕它的边缘剪切辟理带组成网结状构造。规模大小不一，形态各异，从显微尺度、手标本到露头尺度上均可见及。多呈雁行状排列或串珠状产出，发育不对称拖尾构造，其长轴与剪切辟理而平行或小角度相交。据剪切透镜体排列方式，反映过渡性剪切带具上盘上升、下盘下降之运动特征。

4）线理。发育有交面线理、褶纹线理、拉伸线理、矿物生长线理和石香肠构造、窗棂构造等。交面线理多为剪切辟理与原生层理之间交切而成，其侧伏方向均为北东向。褶纹线理由一系列不对称斜歪小揉褶组成，平面上呈北东向，剖面上北西翼较长且缓，南东

翼较短且陡，反映出从北西向南东之运动特点。拉伸线理由压扁、拉长的石英或刚性夹层组成，形成透镜体和扁豆体。矿物生长线理主要由针状、柱状黄铁矿晶体或集合体组成，石英压力影构造等组成。拉伸线理及矿物生长线理均为北西向，与剪切带倾向一致。窗棂构造主要发育于等倾褶皱的转折端，为褶皱型窗棂构造，其轴面与剪切辟理面平行。石香肠构造主要发育于等倾褶皱的翼部，多由石英脉体组成，为塑性变形较强之藕节状，在剖面上其长轴与剪切辟理面平行。

**1.4.2.3.2　微观特征**

过渡性剪切带内发育碎裂岩、千糜岩、糜棱岩等，岩石具碎斑结构，千枚状、片理化、定向流动构造，片状矿物和粒状矿物均定向排列，粒状矿物具细粒化现象，被错切、折断出现碎裂，发育不规则裂纹，粒缘呈齿状和缝合线状，具明显的波状消光、碎块状消光。粒状矿物或其集合体被拉长呈链条状纺锤体、透镜体，组成眼球状构造，两侧发育拖尾构造（图 1.13）。片状矿物揉褶、弯曲十分强烈，具有旋动流体分布特点和重叠、叠加褶纹现象，发育 S－C 组构。黄铁矿压力影十分发育（图 1.14），均具有不对称状和 S 形弯曲特征。它们均反映出明显的剪切作用，且反映的运动方向与宏观特征反映的方向一致。

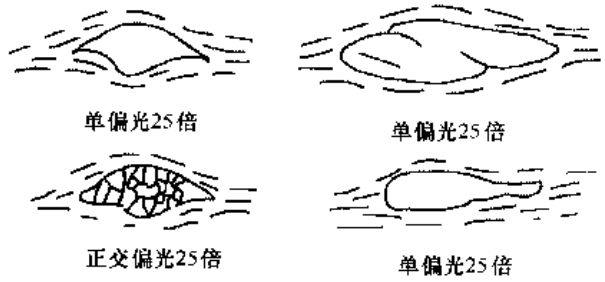



图 1.13　雷山排里坳剪切带眼球状构造

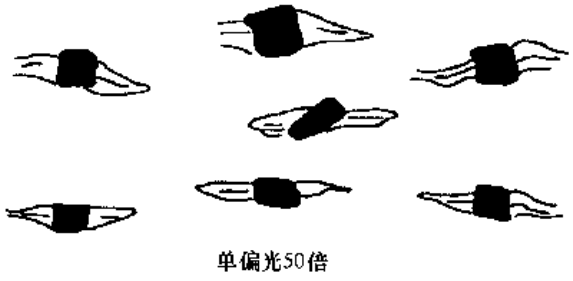



图 1.14　雷山排里坳剪切带黄铁矿压力影素描图

1）变质特征。过渡性剪切带内在低绿片岩相变质作用的基础上，叠加了动力变质作用，使带内变质程度明显增强，出现变质叠加及递进变质作用，出现新的变质矿物，有黑云母、白云母、榍石、白钛石、蠕绿泥石等，属黑云母-白云母变质矿物组合带。

2）变形机制。岩石和矿物的显微变形机制主要有破裂作用、双晶滑移、压熔作用、扩散蠕变、颗粒边界滑动、位错蠕变和碎裂流动等，在宏观上所见及的变形特征，如劈理、线理、剪切褶皱、剪切透镜体、S－C 组构、揉流褶皱、无根钩状褶皱等，在显微尺度均可见到。据三都县都江过渡性剪切带内伊利石温压测试资料显示，变质温度超过 350℃，围压为 364～394 MPa，变形深度在 14 km 左右，处于脆、韧性变形的过渡位置。

3）晶内变形。在雷山县附近的过渡性剪切带内，据岩石的透射电镜测试资料显示，其位错类型有位错线、交叉滑移、位错环、弓弯位错、位错壁、位错排、位错网等，其平均密度 253 330 条/$cm^2$（排里拗）和 182 697 条/$cm^2$（雅灰），其差应力为 3.32 MPa（排里拗）和 2.82 MPa（雅灰），反映出该地区的过渡性剪切带形成时的差应力为 3.0 MPa 左右，属脆-韧性变形的范畴。

根据该地区过渡性剪切带的褶皱组合样式、剪切透镜体排列方式、拖尾构造及黄铁矿压力影和各种线理特征，认为该剪切带具有上盘上升、下盘下降，由西向东运动的逆冲推覆性质。据三都县都江附近过渡性剪切带内岩石的 K－Ar 年龄（340.6 Ma）和区域资料，

该类型过渡性剪切带及劈理仅发育于早古生代及以下地层中，且被晚古生代地层所覆盖，而没有穿过上覆地层。可以确定，该类型过渡性剪切带形成于加里东构造旋回期。

#### 1.4.2.4 变质核杂岩构造及伸展剥离断层系

本区存在变质核杂岩构造和伸展剥离断层系，在梵净山地区和从江地区均见发育。按其构造要素划分为原地系统、滑面系统和滑动系统。现分述如下：

##### 1.4.2.4.1 原地系统

该地区原地系统分布于梵净山、从江地区，系指主滑脱面之下的中元古代梵净山群、四堡岩群变质基底分布区，原岩为一套深海复理石建造及火山岩建造，武陵运动使其变形变质，岩石经过区域变质作用，已变质为变质砂岩、粉砂质板岩、千枚岩、石英片岩、云母片岩及绿泥石片岩。同时，有后期酸性花岗岩、基性辉绿岩及碱性超基性岩侵入。形成的阿尔卑斯式褶皱、逆冲推覆构造及韧性剪切带等典型构造组成了该类型构造的变质核杂岩。由于梵净山群和四堡群作为原地系统，变质核杂岩构造和伸展剥离断层系对其影响不大。

##### 1.4.2.4.2 滑面系统

滑面系统由一系列近于平行的滑动面组成，可划分为主滑面和次级滑面。

主滑面位于中、新元古界之间的角度不整合面上，即板溪群、下江群和丹洲群的下部，影响层位主要是新元古界甲路组（从江地区）和芙蓉坝组、红子溪组、乌叶组（梵净山地区），受其影响使下江群甲路组、芙蓉坝组有不同程度的缺失或重叠。

主滑面由两个部分组成，下部位于中、新元古界界面上，即甲路组第一段、芙蓉坝组、红子溪组，发育顺层脆性断裂带，出现顺层碎裂和构造透镜体，其上即上部甲路组第二段（从江地区）或红子溪组、乌叶组第一段（梵净山地区）发育顺层韧性剪切带，以及糜棱岩和糜棱岩化岩石。

主滑面下部发育脆性断裂带，以脆性变形为主，出现断层角砾岩、构造透镜体等。构造透镜体的排列方式反映出上盘下滑的滑覆构造特征。

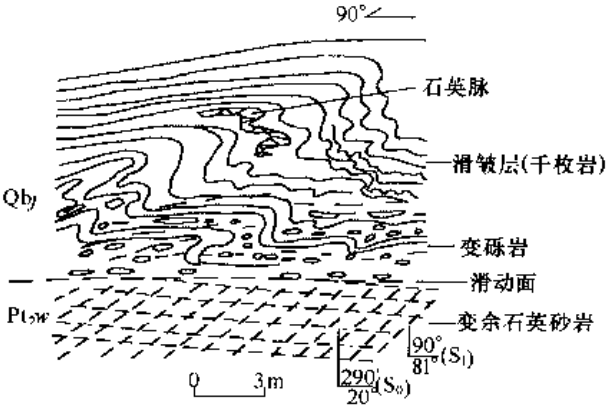



图 1.15 从江新村下江群甲路组滑脱构造带素描图

Qbj—下江群甲路；$Pt_2w$—四保群文通组

上部发育滑脱韧性剪切带，其岩石类型有初糜棱岩化碎裂岩、千糜岩和糜棱岩，带内发育糜棱面理、无根褶皱、S－C 组构、褶纹线理、旋转碎斑等。局部保留的底砾岩中砾石普遍有压扁、拉长、定向排列、边缘粒化等变形特征，个别砾石还具有旋转（图 1.15）等显著的韧性剪切变形特征。在从江地区沿该滑脱构造带有铜、金银多金属矿点分布。

次滑面主要分布在新元古代至早古生代地层中，分别以下江群和丹洲群中部、震旦系顶部、寒武系底部为代表，形成一系列层间滑脱带，造成了部分地层的构造缺失。次级滑面附近在新元古代地层中形成构造片岩、硅化碎裂岩、碎裂状变质砂岩（石英岩），在早古生代地层中形成碎粒岩、剪切透镜体、断层泥、断层角砾岩等。据滑脱断层带及旁侧牵引特征分析，表现为上盘下滑运动。

劈理与片理褶皱构成典型的S－C组构。在镜下岩石具花岗鳞片变晶结构，千枚状、片理、千糜状构造。石英亚颗粒化普遍，构造强烈部位可形成亚颗粒条带，整体呈不同方位的过渡性波状消光，具定向排列，并被后期劈理改造，在劈理域中的石英普遍被拉长，具有条状、线状、拔丝状构造。绢云母、绿泥石强定向形成片理，片理发生褶皱，并进一步发展为褶劈理。在黔东南地区由次级滑面构成的层间滑脱带控制了石英脉型金矿的产出。

**1.4.2.4.3　滑动系统**

滑面系统之上的伸展剥离断层系赋存于新元古界和早古生界，为一系列正断层组合（图1.16），该组构造的存在（特别是上盘滑覆体的正断层组合）可能控制了后期晚古生代的沉积格局，反映出其形成时代为加里东构造旋回期末。它控制了三都、铜仁地区金、锑、汞矿的产出。

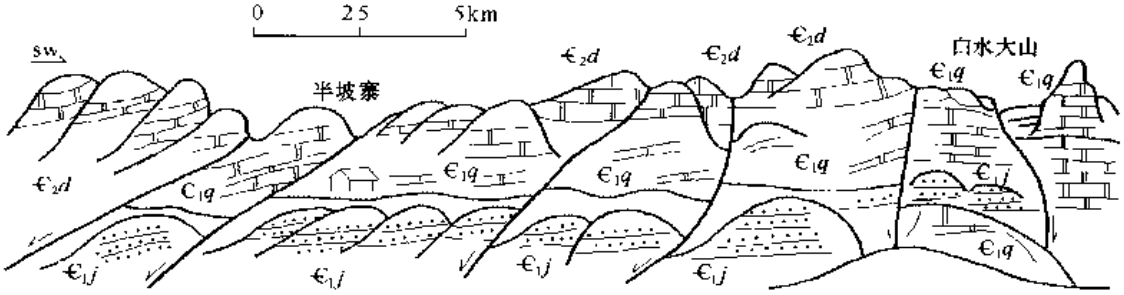



图1.16　贵州五指山北西向阶梯状古断裂素描图

$\epsilon_1q$——下寒武统清虚洞组；$\epsilon_1j$—下寒武统金顶山组；$\epsilon_2d$—中寒武统陡坡寺组

### 1.4.2.5　平行走滑构造

该类型构造由一系列北东走向的平行走滑断层组成，断面倾角较陡，近于直立，平面上断层延伸平直，在地貌上呈北东、北西向线性负地形，很多地方能见断层三角面或硅化岩墙，在航、卫片上线性特征明显。在黔东南地区该类型构造较为发育，存在几米宽的断层破碎带，带内硅化显著，部分出现断层劈理，它们切割地质体和先期构造形迹，且使之沿水平方向出现明显位错。

走向上有分支复合或其附近有相互平行而规模较小的同类断层组成复杂的断裂带，其间的断块为地堑，两侧偶有羽状分支的次级断层。断面上常见有碎裂角砾岩，偶见糜棱状碎粒岩，破碎带及其两侧的岩层中常见方解石细脉。多见水平发育的擦痕，同时也有阶步发育，它们反映的运动方向以右旋扭动为主，部分为左旋。根据各种构造形迹的相互切割关系，该类型构造形成于燕山期。

### 1.4.2.6　地垒-地堑式构造

该类型构造由一系列北东走向的正断层组成，正断层张性特征明显，带内多发育张性角砾岩，局部有牵引褶皱、擦痕、阶步等发育，反映出上盘下降、下盘上升的运动性质，断面倾角较陡，一般为60°～80°，东、西倾向均有，其组合样式为地垒-地堑式。该类型构造形成时代最晚，属喜马拉雅期构造变形的产物，是板内隆升背景的反映。在雷山县城东侧的新生代红盆地层中，该类型构造极为发育，它们破坏、改造了先期形成的各种构造形迹。

## 1.5 构造演化史

据区域资料反映，早元古代末经吕梁运动形成扬子克拉通，并可能与华北、塔里木等克拉通联结，成为泛克拉通的一部分，黔东地区该时期位于扬子克拉通的南部。

### 1.5.1 武陵构造旋回（中元古代）

中元古代早期扬子克拉通发生裂解，分裂出扬子陆块和华夏古陆，其间为南华狭窄洋盆和一些微陆块（图 1.17、表 1.4），而南华狭窄洋盆可能位于师宗—松桃—慈利—九江一带，贵州从江—广西四堡地区产于文通组中的超基性岩（锆石 U－Pb，（1662 ± 28）Ma，1:5 万滚贝幅资料，1995）、赣东北蛇绿岩（Sm－Nd 等时年龄 1113 Ma）可能是该时期南华狭窄洋盆洋壳岩石组合的代表，程裕淇等（1994）也认为它可能是扬子、华夏

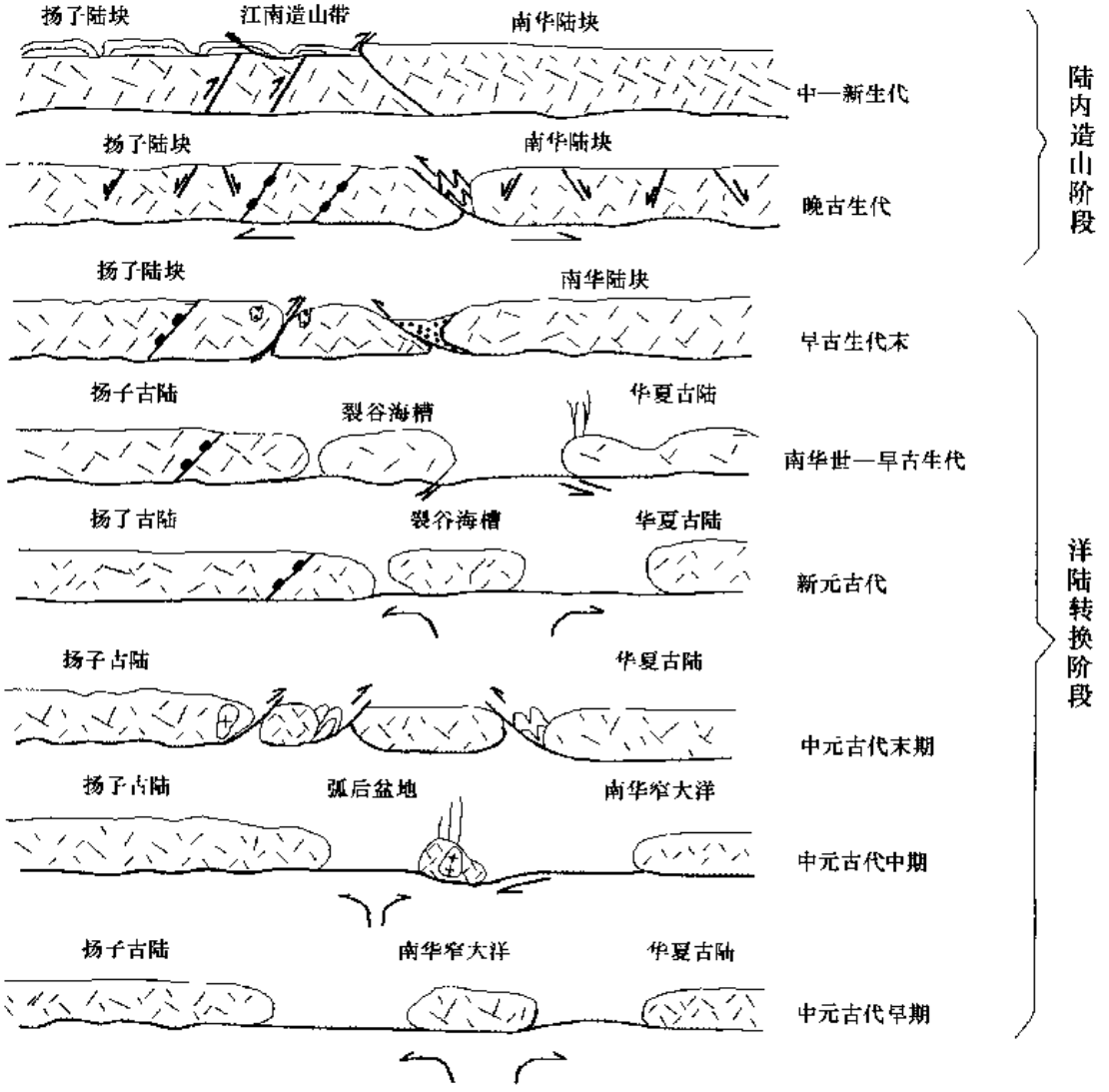



图 1.17　黔东及邻区构造演化示意图

**表 1.4　黔东及其邻区地质事件表**

| 时代 | | 岩石组合 | 盆地类型 | 构造热事件 | 动力学背景 | 褶皱样式<br>断层类型 | 展布及运动方向 | 大地构造位置 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 新生代 | 第四纪 | 陆相紫红色砂及砾岩 | 山间磨拉石盆地 | 板内火山活动地层未变质 | 陆内隆生 | 地垒-地堑式断层组合，地层掀斜 | 北东、北西向展布，垂直运动 | 华南板块板内 |
| | 新近纪 | | | | | | | |
| | 古近纪 | | | | | | | |
| | 白垩纪 | 陆地河湖相紫红色砂及砾岩 | 前陆磨拉石盆地 | 云煌岩、煌斑岩、碳酸岩侵入<br>地层未变质 | 陆内造山挤压 | 平行走滑断层，逆冲推覆断层，侏罗山式隔槽褶皱 | 北东东向展布，<br>由东向西运动 | 位于江南构造山带燕山期造山亚带的前陆盆地 |
| | 侏罗纪 | | | | | | | |
| | 三叠纪 | | | | | | | |
| 晚古生代 | 二叠纪 | 海相碳酸盐岩及碎屑岩 | 台地及台盆 | 峨眉山玄武岩喷发及同源辉绿岩侵入地层未变质 | 陆内裂陷 | | | |
| | 石炭纪 | | | | | | | |
| | 泥盆纪 | | | | | | | |
| 早古生代 | 志留纪 | 海相碳酸盐岩及碎屑岩 | 前陆盆地 | 碰撞型岩浆岩组合地层出现极低变质 | 洋陆转换造山挤压 | 变质核杂岩构造及滑覆断层系，<br>逆冲推覆断层及过渡性剪切带，<br>中常褶皱为主的复式褶皱组合（阿尔卑斯式褶皱） | 北东向展布，<br>由北西向南东运动 | 位于江南造山带加里东期造山亚带的外带 |
| | 奥陶纪 | | 被动大陆边缘盆地 | 地层出现极低变质作用 | | | | |
| | 寒武纪 | | | | | | | |
| 新元古代 | 震旦纪 | 陆源碎屑岩 | | | | | | |
| | 青白口纪 | 大陆边缘陆源碎屑岩 | 裂谷盆地 | 双模式岩浆岩组合（由酸性花岗岩与基性火山岩、辉绿岩共同构成）<br>地层出现低绿片岩相变质 | 裂陷 | | | |
| 中元古代 | | 复理石 | 深水盆地 | 白岗岩组合 | 洋陆转换造山挤压 | 逆冲推覆断层及韧性剪切带，以紧闭褶皱为主的复式褶皱组合（阿尔卑斯式褶皱） | 近东西向展布，<br>由北向南运动 | 位于江南造山带武陵期造山亚带的内带 |
| | | | | 枕状玄武岩-超基性岩组合（蛇绿岩组合）<br>地层出现绿片岩相变质 | 裂陷 | | | |

古陆陆间狭窄洋盆的洋壳残片。随着南华狭窄洋盆的萎缩、消亡，南华狭窄洋盆的洋壳向扬子陆块俯冲，其东南缘出现沟-弧-盆格局，区域上广西本洞花岗闪长岩是岛弧侵入岩的代表，年龄为（1063±95）Ma（全岩 Rb－Sr 等时线，程裕淇，1994），在浙西中元古界双溪坞群中发育火山岩建造，具有岛弧火山岩特点。黔东地区该时期位于大陆边缘—弧后盆地位置，出现了梵净山群、四堡群深水盆地相细碎屑岩沉积及由枕状玄武岩（细碧岩）-石英角斑岩和基性岩-超基性岩组成的（弧后）蛇绿岩组合，四堡群的蛇绿岩套是一种岛弧蛇绿岩套，代表弧后盆地的构造环境（丘元禧，1999），中元古代末扬子、华夏古陆块碰撞，发生武陵运动，形成广阔的陆间造山带，华南陆块形成，推测该时期由皖南、赣东北经赣中九岭、黔东北梵净山至桂北四堡存在一个扬子古陆东南大陆边缘的弧陆拼贴带（丘元禧等，1999）——江南造山带的北亚带，即武陵期亚带，区域上形成了以休宁岩体（Rb—Sr 等时年龄（963±6）Ma，邢凤鸣等，1989）、九岭岩体（$^{40}Ar/^{39}Ar$ 法，（937.1±6.4）Ma）、许村岩体等组成的弧陆碰撞后的陆壳重熔花岗岩带（丘元禧等，1999）。该时期黔东地区位于江南造山带的武陵期亚带的内带，在本区的具体位置为黔东北梵净山至黔东南从江地区，发育碰撞型正常花岗岩和板内造山背景下的淡色花岗岩——白岗岩，形成近东西（北东东）向阿尔卑斯型褶皱（复式褶皱、轴面倾向北西的倒转、平卧褶皱）、逆冲推覆断层、（逆冲推覆、平行走滑）韧性剪切带，运动方向由西向东，平行走滑为右行走滑。武陵运动使中、新元古代地层出现角度不整合接触，使中元古代地层发生绿片岩相区域动力变质作用。

### 1.5.2 加里东构造旋回（新元古代—早古生代）

新元古代，扬子陆块与华南陆块再次发生裂解，其间南华裂谷海槽形成，而南华裂谷海槽可能位于罗城—龙胜—桃江—景德镇一带。区域上在弋阳—龙胜的重溪组、神山组和合桐组中产出基性火山熔岩，具有典型裂谷玄武岩特点。该裂谷进一步发展，广西龙胜地区产出的基性—超基性侵入岩和丹洲群中产出的枕状玄武岩（细碧岩）火山岩组合则代表了该时期裂谷海槽洋壳存在的岩石组合，其年龄为 837 Ma（锆石 U－Pb 年龄，程裕淇，1994）。黔东地区下江群中产出的基性火山岩、辉绿岩及酸性侵入岩构成的双模式岩浆岩也反映了裂陷作用的存在，其中酸性侵入岩以从江地区的摩天岭花岗岩为代表，据李献华（1999）及舒永宽（2004）等研究成果，认为该岩体形成的高峰期年龄为 819～825 Ma，与该地区产出的基性岩属于同一构造热事件的产物，形成于拉张裂谷环境。在扬子古陆的边缘雪峰山地区大致以湘潭—溆浦——凯里为界，西侧为“红板溪”（湘西马底驿组、黔东红子溪组），东侧为“黑板溪”（湘中高涧组、甲路组、乌叶组），即现称的下江群、丹洲群，反映出大陆裂谷边缘的性质（丘元禧等，1999）。震旦纪—早古生代随着扬子古陆与华夏古陆的汇聚，南华裂谷海槽的萎缩、消亡，南华裂谷海槽洋壳向华夏古陆俯冲，使其北西缘同样出现沟-弧-盆格局，武夷山、云开山一带是早古生代古岛弧存在的位置。

本区该时期位于裂谷边缘—被动大陆边缘盆地位置，新元古代出现了裂谷阶段的板溪群、下江群和丹洲群沉积及产于其中的双模式岩浆岩组合，震旦纪和早古生代则位于被动大陆边缘盆地的位置。早古生代末扬子、华夏陆块碰撞，发生加里东运动，发育碰撞型花岗岩，区域上赣南、桂北该类型岩体较多，同位素年龄为 415～512 Ma，形成华南加里东褶皱带。雪峰山地区在该时期同样发生碰撞，中心位置可能位于本区东侧的广西罗城—广

西龙胜—湖南桃江—江西景德镇一带，形成了江南造山带的中亚带，即加里东期亚带。黔东地区该时期位于江南造山带的加里东期亚带的外带，也出现一些板内基性、超基性脉岩侵入，形成北北东向阿尔卑斯型褶皱（复式褶皱）、逆冲推覆断层、（逆冲推覆、平行走滑）韧性剪切带，运动方向由西向东，造山期后尚存在变质核杂岩构造和伸展剥离断层系，该类型构造的存在（特别是伸展剥离正断层系统）可能控制了后期晚古生代的沉积格局。加里东运动使中、晚古生代地层出现角度不整合—平行不整合，使新元古代、早古生代地层发生低绿片岩相、极低区域动力变质作用，在区域上则出现赣湘粤桂加里东中压低温变质岩带，区内在梵净山西侧印江张家坝已见早古生代地层粑榔组碎屑岩发生变质。使该地区与广大东南地区形成辽阔的南华加里东褶皱区，与扬子陆块联为一体，进入了统一的华南陆块发展阶段。至此，本区结束了洋陆转换阶段（武陵—加里东期）而向板内活动阶段（燕山—喜马拉雅期）演化。

### 1.5.3 燕山构造旋回（晚古生代—古近纪始新世）

晚古生代开始至侏罗纪，在濒太平洋陆缘和特提斯域的共同影响下，本区进入板内活动裂陷、挤压阶段，经历了板内裂陷到挤压的动力学演化历程，在裂陷背景下出现基性火山活动，形成大面积分布的峨眉山玄武岩，K Ar 同位素年龄为 235.3～253.3 Ma（程裕淇，1994），使晚古生代地层的沉积格局与早古生代的出现明显差异，形成浅水台地相与较深水台盆相相间的沉积格局。在区域上拉张裂陷的主要位置在湘、黔、桂、滇地区，裂陷呈北东、北西向有规律排列，形成交叉的浅水碳酸盐岩台地和深水硅质岩台盆发育的“多盆围台”、“多台隔盆”的奇特景观（丘元禧等，1999）。燕山期濒太平洋陆缘的造山运动波及范围最广，在挤压背景下的燕山运动，本区出现晚三叠世—侏罗纪前陆盆地相磨拉石组合，盖层褶皱从早期到晚期逐次向四川盆地方向推进，湘南—湘中地区角度不整合存在于中侏罗统与上覆地层之间，至贵州则在古近系始新统与下伏地层之间。受本区东侧燕山期前陆逆冲褶皱带绍兴—萍乡—北海断裂带，即江南造山带的南亚带板内 A 型俯冲造山的影响，本区形成南北向造山带前陆侏罗山式褶皱，发育东倾逆冲推覆断层，运动方向为由东向西；平行走滑构造，运动方向为左行，该期构造奠定了本区现今主要地质构造格局和地貌发育基础，使本区东部地区早先存在的武陵期、加里东期构造卷入到该期构造之中。同时使古近系始新统与下伏地层呈角度不整合接触。

### 1.5.4 喜马拉雅构造旋回（古近纪渐新世—第四纪）

古近纪渐新世至第四纪，本区进入板内活动隆升阶段，形成一系列地垒-地堑式构造组合样式，明显切割了先期构造形迹和地质体，控制了古近纪渐新世，新生代地层呈山间磨拉石盆地产出，从黔东南地区发育的新生代红盆中产出的石炭—二叠系台地相灰岩砾石可以确定，该地区新生代经历了强烈的隆升作用，该类型构造样式是本区造山期后隆升背景的直接产物，也是该区喜马拉雅运动的主要表现形式。

从上述构造演化历史可以确定，江南造山带是由不同时期、不同性质的造山带亚带构成的一个复合造山带，其西南段（黔东地区）从早到晚经历了从活动型地壳向稳定型地壳演化，从洋陆转换阶段向板内活动阶段的地壳演化历程，洋陆转换阶段为武陵旋回（中元古代）和加里东旋回（新元古代—早古生代），具有洋陆 B 型俯冲、弧陆碰撞造山

的特点；板内活动阶段为燕山旋回（晚古生代—侏罗纪）和喜马拉雅旋回（白垩纪—新生代），具有板内 A 型俯冲造山的特点。并且表现出了黔东地区在不同时期分别位于江南造山带内带（武陵期）—江南造山带外带（加里东期）—江南造山带前陆（燕山期）—扬子陆块板内（喜马拉雅期）等位置，从而反映出从早到晚江南造山带具有向东南迁移的地质演化特点，从西向东造山带逐渐变新。且在每一个构造旋回期的造山阶段均存在如下构造序列：逆冲推覆构造—平行走滑构造—（变质核杂岩构造及伸展剥离断层系）地垒-地堑构造，反映出造山过程中具有挤压收缩—应力平行走滑调整—垂直隆升的动力学演化历程。

# 2 区域遥感地质背景

中国外利用雷达、高光谱、多光谱、热红外、黑白航空照片等各种航空、航天遥感数据进行了大量的找矿试验研究，有许多成功的实例。由于多光谱遥感数据具有费用低、处理技术成熟、数据源多等特点，在地质找矿工作中的应用逐渐广泛，效果相对较好。利用美国的 Landsat MSS/TM/TM + 系列进行找矿试验研究方面，积累了大量的资料。本次研究采用美国的 Landsat /TM/TM + 数据，研究区涉及 9 景 TM/TM + 图像，选择数据时尽量采用时像相同或相近的数据。TM 图像共有 7 个波段。为更好地利用这些数据为地质找矿服务，笔者探索性地采用了矿化弱信息提取方法。

## 2.1 遥感矿化弱信息提取

### 2.1.1 蚀变矿物的 TM 光谱响应特征

TM 图像波段光谱谱带较宽，它很难对单个矿物进行识别，但是它却可以识别某些矿物组合。氧化铁（$Fe^{3+}$）、典型蚀变矿物的实验室光谱特征与 TM 各波段的响应关系（Hunt，1977；1979a）表现为含铁氧化物的岩石（包括褐铁矿、针铁矿及黄铁钾钒等）在 TM1、TM4 波段范围内存在有较低的反射率值，在 TM3、TM5 波段范围内存在有较高的反射率值。TM1 波段范围的吸收特点是铁离子电荷转移吸收带，TM5 波段范围为大部分造岩矿物的高反射率带。含粘土矿物、云母、水合硫酸盐岩矿物（如石膏、明矾石等）及碳酸盐矿物（如方解石、白云石等）等羟基矿物的岩石，在 TM7 波段范围内具有明显的吸收特征，在 TM5 波段范围内具有较强的反射值。岩石中如果铁氧化物富集会对 TM1、TM2、TM4 波段产生强烈的影响。实验表明，不同的蚀变矿物具有各自的特征谱带，是遥感矿化弱信息提取的物理机理。但由于蚀变岩石与背景岩石的波谱差异本身较小，TM/ETM + 图像的单波段波谱范围较大，加上地表土壤、植被及其在大气传输过程中的影响等，使得蚀变岩石与背景岩石的波谱差异被显著弱化，进而增加了遥感矿化弱信息提取的难度。

### 2.1.2 矿化弱信息提取

为在地质找矿中充分发挥遥感技术的优势，定量化提取遥感找矿弱信息，产生了许多新技术与方法：如植被-主成分变换（Frazer 等，1991）；TM 比值运算 + PCA + 密度分割 + 消除噪声 + 蚀变岩带圈定（赵元洪等，1991）；TM1 + TM2 + TM4、TM4、TM5、TM7 + PCA（徐瑞松等，2003）；光谱角制图法（Kruse，etc.，1993）；植被指数 + 比值-主成分变换 + 植被掩膜（张满郎，1996）；多元数据分析 + 比值 + 主成分变换 + 掩膜 + 分类（分割）技术（张远飞等，1999）；MPH 方法（马建文，1997；马超飞等，1999）等。矿化弱信息提取

基本原理均起源于与热液蚀变有关的矿物的波谱特征在 TM 数据中以不同的方式被记录下来，矿化弱信息提取的目的是将这些信息突出显示，而压缩其他不相关的信息。

国内外对矿化弱信息提取的诸多研究经验表明，用单一的某种数字图像处理技术，难以达到理想的效果，需要联合应用多种处理技术，制定最优化的技术处理流程才有可能达到理想的效果。笔者根据贵州东部的地质矿产情况和遥感信息特征，经过多种方法探索实践，选择效果较好的 MPH 方法。

#### 2.1.2.1 MPH 方法原理

MPH 方法是排除临边效应影响和提取矿化弱信息的一种数字图像处理技术。该技术有机地组合了三种传统的数字图像处理方法：掩膜技术、主成分变换以及弱信息色度与饱和度调整。马超飞等（1999）曾利用该方法在湖南黔阳地区进行遥感找矿试验研究。

由于植物中微量元素的生理功能与光合作用、蛋白质合成、生长刺激素合成等有关，同时在调节植物的氧化-还原过程也起重要作用，而且能决定植物体内新陈代谢的一般特征（王将克等，1999），因此植物体内若缺乏某些微量元素将阻碍其正常生长发育，甚至产生生理病征，例如，植物 Fe、S、Mg、Mn 的缺乏能降低叶绿素含量，从而降低叶片对太阳辐射能的吸收（Masoni，etc.，1996），Zn 是生长素合成所必需的微量元素。植物营养元素状况变化将直接导致光谱特征的变化（Al_ Abbas，etc.，1974；Walburg，etc.，1982；Milton，etc.，1991）。一方面利用 TM 图像波段光谱较宽，它很难对单个矿物进行识别，但是它却足以识别感兴趣的矿物组合以及填制勘探工作前期所必需的比较大的岩性带的遥感机理；另一方面在分析区域岩石地球化学背景数据的基础上，发现微量元素组合特征影响植被叶片的微量元素成分和冠层的光谱，冠层像元光谱的“临边效应”会导致较大区域植被微弱光谱差异。利用 TM 数据提取植被冠层的光谱差异，能有效地区分不同的岩性单元和矿化异常带（马超飞等，1999；马建文等，2001）。

#### 2.1.2.2 MPH 方法对多光谱数据弱信息提取

利用 MPH 方法对多光谱数据弱信息提取时主要有以下三个过程：即掩膜处理、主成分分析、HSI 变换。在主成分变换前，先对影像做掩膜处理能有效地突出未掩膜地物的差异。主成分分析将反映在各波段的特征信息进行重新组合，表现出“综合”增强的效果。一方面主成分分析不仅能起到降低植被影响的作用，另一方面主成分假彩色合成图像大大提高了信息识别的能力。由于微量元素对植物反射波谱的响应涉及 TM 各个波段，因而对影像数据进行全波段主成分分析。

根据主成分变换的协方差特征向量矩阵，选取对应 TM4、TM5、TM7 的主成分 PC2、FPC3（PC3 求反）、FPC4（PC4 求反）进行彩色合成。合成方案为 FPC4（红）、FPC3（绿）、PC2（蓝），合成后的图像再经色度与饱和度调整增强色差。在结果图像矿化弱信息带清楚地显示出来。

##### 2.1.2.2.1 图像掩膜处理去除干扰信息

利用图像的掩膜技术，使 TM 原始图像中有选择地去掉代表集中分布的、与矿化弱信息无关的环境因素像元（如水体、云、残积物、阴影等），保留包括蚀变岩信息在内的岩石或地层像元（称剩余图像）。经过分析，研究区内的水体、耕地、云等与矿化弱信息无关，需要对其进行掩膜。水体膜的制作：选择对水陆边界反映较好的 TM5 波段图像，在

计算机屏幕上交互式地读取图像中水体的灰度值分布范围，然后对图像进行分段线性拉伸处理，使水体的像元灰度值为0，其余像元的灰度值为1，得到一幅黑白二值图像。应用同样的方法，制作出去除云及耕地的膜，再将三种膜进行乘法运算，得到几种地物的复合膜。最后利用复合膜与TM的各个波段图像（TM6波段图像除外）相乘，得到去除水体、云及耕地的剩余图像，其像元灰度值统计特征与没有进行掩膜时图像像元灰度值统计特征见表2.1。从表中可以看出，掩膜后图像（即去除环境干扰后图像）像元灰度值的均值有所下降，而标准差有较大提高。

**表2.1　125－41各波段像元灰度值统计表（掩膜前）**

| 灰度值 | 掩膜处理前 | | | | | | 掩膜处理后 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | TM1 | TM2 | TM3 | TM4 | TM5 | TM7 | TM1 | TM2 | TM3 | TM4 | TM5 | TM7 |
| 最小值 | 69 | 49 | 35 | 20 | 12 | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 最大值 | 172 | 159 | 202 | 158 | 216 | 245 | 94 | 93 | 106 | 158 | 161 | 190 |
| 均　值 | 87.1863 | 69.5735 | 58.6493 | 87.4906 | 90.2307 | 49.9200 | 73.4855 | 57.9376 | 47.2011 | 76.1884 | 76.6929 | 41.1055 |
| 标准差 | 6.5314 | 8.4223 | 13.4805 | 14.5556 | 19.0268 | 13.7615 | 29.7058 | 23.8315 | 20.6504 | 33.1480 | 34.1758 | 19.0737 |

#### 2.1.2.2.2　TM剩余图像的主成分变换（PCA）

对原始图像数据选择性掩膜处理后产生的剩余图像进行主成分变换，可以达到以下效果：

减少剩余图像多光谱波段之间的相关性；由于统计信息总量中去除了环境干扰因素，主成分变换的结果一方面对数据信息进行压缩，另一方面对信息进行分解，突出了图像信息的细微差别；所选择的各波段剩余图像对生成的主成分贡献大小反映了特征向量矩阵权值的大小；根据矿化弱信息光谱曲线特征位置选择特征向量矩阵TM波段（同一光谱域）对应的主成分，蚀变信息一般集中在低序特征值的主成分分量中。比较原始TM各波段数据与掩膜处理后TM各波段数据经主成分变换后的特征值、贡献率及累积贡献率（表2.2）可以发现，掩膜处理后TM各波段数据的特征值较大；比较原始TM各波段数据与掩膜处理后TM各波段数据经主成分变换后协方差特征向量矩阵（表2.3）可以发现，经主成分变换后的协方差特征向量矩阵中各个主成分分量与TM各波段间的对应关系比较明

**表2.2　掩膜处理前后数据主成分变换的特征值、贡献率及累积贡献率对比表**

| 主分量 | 掩膜前 | | | 掩膜后 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 特征值 | 贡献率 | 累积贡献率 | 特征值 | 贡献率 | 累积贡献率 |
| PCA1 | 705.9764 | 0.6657 | 0.6657 | 4243.1255 | 0.9399 | 0.9399 |
| PCA2 | 295.3857 | 0.2785 | 0.9442 | 171.5289 | 0.0380 | 0.9779 |
| PCA3 | 49.3298 | 0.0465 | 0.9907 | 84.2694 | 0.0187 | 0.9966 |
| PCA4 | 5.0409 | 0.0048 | 0.9955 | 11.6654 | 0.0026 | 0.9992 |
| PCA5 | 3.1392 | 0.0030 | 0.9985 | 2.6214 | 0.0006 | 0.9998 |
| PCA6 | 1.5942 | 0.0015 | 1.0000 | 1.2208 | 0.0003 | 1.0001 |

表 2.3　掩膜处理前后主成分变换后的协方差特征向量矩阵

| 主分量 | 掩膜处理前 | | | | | | 掩膜处理后 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | TM1 | TM2 | TM3 | TM4 | TM5 | TM7 | TM1 | TM2 | TM3 | TM4 | TM5 | TM7 |
| PCA1 | 0.11923 | 0.21143 | 0.29431 | 0.36023 | 0.69440 | 0.49244 | 0.44215 | 0.35924 | 0.29860 | 0.49216 | 0.51510 | 0.28061 |
| PCA2 | -0.30761 | -0.33316 | -0.62195 | 0.57471 | 0.23020 | -0.15579 | 0.48119 | 0.33759 | 0.47134 | -0.52168 | -0.39740 | -0.04747 |
| PCA3 | 0.18360 | 0.33015 | 0.34406 | 0.66956 | -0.31495 | 0.43751 | 0.36013 | -0.08617 | 0.24941 | -0.53601 | 0.42093 | 0.57981 |
| PCA4 | -0.60313 | -0.24150 | 0.35172 | 0.21678 | -0.42317 | 0.47765 | -0.57644 | 0.12901 | 0.65418 | 0.36814 | -0.28723 | -0.07140 |
| PCA5 | 0.56199 | 0.02294 | -0.40139 | 0.19917 | -0.42600 | 0.54898 | -0.13846 | 0.17225 | 0.14292 | -0.24261 | 0.55624 | -0.74998 |
| PCA6 | 0.42173 | 0.82247 | -0.35124 | -0.07047 | -0.07121 | 0.11086 | 0.30300 | -0.83860 | 0.42202 | 0.06271 | 0.08749 | -0.12352 |

确。表中第一行表示各波段数据对主成分第一分量（PCA1）的贡献率，其值相对较平均，主要代表各个波段共同具有的信息，如地形及部分植被等；其余分量中，TM 各波段数据的贡献率大小比较悬殊，代表了每个波段数据的特殊信息，如矿化弱信息、岩性等。

**2.1.2.2.3　选择适当的主成分分量进行 RGB 假彩色合成**

经掩膜处理后，据表 2.3，PCA2 对应 TM4 的值为-0.52168，PCA4 对应 TM3 的值为 0.65418，PCA5 对应 TM7 的值为 -0.74998，以上三个分量增强了矿化弱信息。PCA2、PCA5 为负值，在进行 RGB 假彩色合成之前，需要对其求反。合成方案采用 PCA5 求反（R）、PCA2 求反（G）、PCA4 求反（B），得到一幅增强了矿化弱信息的结果图像。

**2.1.2.2.4　HSI 变换增强矿化弱信息**

在以上处理过程产生的结果图像上，仍不能很好地识别矿化弱信息，需要进行 HSI 变换。因为在计算机内定量处理色彩时，通常采用 RGB 显色系统，但在视觉上定性地描述色彩时，采用 HSI 显色系统更为直观。HSI 显色系统采用色调（H）、饱和度（S）、亮度（I）定义颜色。H、S、I 三者之间相关系数很小，对三个成分做增强处理信息量损失较小。采用该方法进行遥感图像中色调定量解释，图像增强及含矿信息提取，不同分辨率和不同传感器遥感图像信息复合，以及遥感图像与多源地学数据之间的信息复合处理，对地质信息中的岩性分析和构造解译，具有良好的应用效果。经 HSI 变换后增强了图像的色差，图像内矿化弱信息带常呈北西向的暗色带状展布。

**2.1.2.2.5　矿化弱信息的识别**

在识别矿化弱信息时，应去除植被、构造、地形等因素对结果图像产生的影响。如：

图像上暗色带常常为不同方向的构造与线状负地形叠加；图像上红色或暗红色斑点为草甸分布区域；图像上亮绿色为植被分布区域；图像上暗灰色为经掩膜处理后的水体、云及部分耕地；图像上蓝色为地势相对较低、有耕地分布的区域；图像上矿化弱信息带为暗色条带，该条带能穿越不同的地貌、不同的植被类型及北东向构造。

2.1.2.3　MPH 方法处理效果

**2.1.2.3.1　发现了三条矿化弱信息带**

剑河南嘉—锦屏地娄—锦屏花桥：该带在影像上呈近东西向暗色不连续展布，长约 40 km，宽约 500 m，沿该矿化弱信息带分布有六个金矿点；在构造位置上该带位于锦屏—剑河东西向构造带；同时也与近东西向的台江—剑河—锦屏重力梯度异常带的南界重合。

剑河蹯溪—锦屏平秋北—锦屏西：该带在影像上呈近东西向暗色不连续展布，长约20 km，宽约400 m，沿该矿化弱信息带南侧分布有三个金矿点；在构造位置上该带位于锦屏—剑河东西向构造带的南部；同时也与近东西向的台江—剑河—锦屏重力梯度异常带的南界重合。

天柱坑头—蓝田—江东、毫西冲—蓝田—渡马：该带在影像上呈北西向暗色不连续展布，长约30 km，宽约500 m，在天柱的蓝田分为两支，沿该矿化弱信息带分布有三个金矿点，紧靠其南东端的北侧有一个金矿点。在构造位置上该带毗邻锦屏—剑河东西向构造带的北界。

以上三条矿化弱信息带均分布于北北东向的三穗—剑河—榕江重力异常线性陡变带的东侧；天柱—锦屏东西向构造带南部和北侧。说明矿化弱信息带可能受近东西向的深部构造控制。

**2.1.2.3.2　提高了识别岩石组合的能力**

图像经过MPH方法处理后，前寒武系基底与盖层的分界更加清楚。直接用TM数据的7波段、4波段、1波段图像进行RGB假彩色合成，然后进行直方图调整后，在图像上基底与盖层的界线不清楚，呈渐变过渡关系；经MPH方法处理后的结果图像上，基底与盖层的界线比较截然，基底地层分布的地域，地形起伏较大，植被发育，以绿色色调为主；盖层则比较平坦，以草被及耕地为主。

图像经过MPH方法处理后，环形构造的边界更加清楚。TM7、TM4、TM1波段RGB假彩色合成图像，在影像上摩天岭花岗岩岩体呈一个模糊的环状构造，与围岩的边界不清楚；但在利用MPH方法处理后的结果图像中，岩体与围岩的边界相对清楚；在摩天岭花岗岩岩体的西侧及榕江、雷山等地，在利用MPH方法处理后的图像上，通过色调的差异清楚地显示了多个环形构造，根据现有物探资料的解释，这些环形构造的下部具有隐伏岩体。但在利用常规的RGB假彩色合成图像上，这些环形构造都比较模糊（况顺达等，2003）。

## 2.2　遥感地质解译特征

### 2.2.1　线性构造

#### 2.2.1.1　线性构造的影像特征

线性构造在遥感图像上表现为平直的或略有弯曲的线性影像，其主要通过色调、地貌、水系等解译标志呈现，并因地貌类型的差异而显现不同的解译标志特征。

1）线性构造可表现为一条线性沟谷影像带。沟谷影像带是冲沟或是谷地与线性构造延伸的长度和发育密度息息相关。当延伸的长度较大且较稀疏时，为发育一定规模沟床的谷地，沟床中常有堆积物覆盖，在冬季或初春时段的TM7、TM4、TM1波段RGB假彩色合成图像上，呈现浅红色色调，如三都—玉屏弧形构造带东侧极为醒目的北东向、北北东向线性构造；当延伸的长度较小且较密集时，常为笔直的冲沟，并多为一级冲沟，如锦屏平秋、启蒙等地的北东向密集线性构造，从江增冲的北西向密集线性构造等。

2）由岩性、植被等的不同引起的线性构造，其两盘色调出现明显的差异。如余庆—

石阡—松桃大断裂延伸200余千米，其两侧岩性组合、植被的分布、地貌组合等均具有明显的差异，并切穿不同的褶皱带。

3）沿线性沟谷带分布的断崖、断层三角面。主要分布在河流及其主要支流切割区等乌江期地貌叠加发育区。区内的剑河、榕江、雷山交界的剑河太拥、榕江乐里、雷山南宫等雷公山地区多见此现象，如榕江朗洞—锦屏平秋的北东向线性构造。此外，地形上的陡坎、陡崖呈直线状分布并延伸有一定的距离，也常常是线性构造的反映。特别是线性构造两盘有升降差异时，这种特点更为明显。

4）水系和沟谷的线性拐弯或取直，格状水系的发育均严格受线性构造控制。如剑河溪口地区北东走向的沟谷，沟谷向北西或向南东弯曲的幅度均被限制在一定距离内，严格受北东向线性构造控制。此外，其近南北走向河流的一段发生北北东向偏转，是北北东向线性构造作用的结果，河流偏转的两个拐点恰是与北东向线性构造的交汇点。如剑河南哨地区格（子）状水系，其发育互相垂直的北北东走向和北西西走向沟谷，并构成格（子）状水系，沟谷发育的走向和数量均严格受线性构造控制。

5）规模较大的线性构造带，其两盘的景观特征——地貌、水系特征、构造线方向、构造发育程度等往往大不相同。如北北东向的从江宰便—榕江寨蒿—剑河蹯溪线性构造带和北北东向的榕江水尾—榕江平永—榕江朗洞—剑河返排线性构造带（两线性构造带相互平行，间距约15 km，从更大的尺度看，可视为榕江—剑河线性构造带），其东西两盘构造线方向、构造发育程度、水系特征、地貌完整性等均表现出明显不同。

线形构造之间常常构成构造组合。当两组不同方向、密集排列的线性构造常常构成网状影像，如在锦屏的平秋北北东向与北西向两组密集排列的线性构造构成网状影像。当两组不同方向、较稀疏排列的性构造常常构成菱格状影像，如万山、天柱、会同等地。

#### 2.2.1.2 线性构造的级别划分

根据线性构造带的延伸规模、展布特征、影像清晰程度、在区域构造的作用及其与区域矿产特征之间的关系，可将区内线性构造划分为大型线性构造、中型线性构造、小型线性构造。

大型线性构造：延伸长度大于100 km，本身线性影像标志十分醒目，两侧地貌、水系特征、构造线方向、构造发育程度明显不同。往往是区域性断裂在图像上的反映，常常是划分构造带的边界。

中型线性构造：长度一般小于100 km，但线性影像标志比较清晰，线性构造两侧的地貌与水系特征存在较明显的差别。该类线性构造在区内南东部数量较多，往往成组出现。

小型线性构造：主要分布在区内东南部前震旦纪地层出露区，为区域性、透入性的平直线性构造带。呈密集梳状，平均每10 km达40～60条，在区域上表现为两个方向展布，大致以锦屏铜鼓—锦屏启蒙—剑河一线为界，该线北侧构造线呈北东向，该线南侧呈北西向，该线附近则出现两者的相互穿插。

### 2.2.2 环形构造

#### 2.2.2.1 环形构造的影像特征

遥感图像上的环形影像可以是隐伏的隆起和凹陷，穹隆和构造盆地，以及环形侵入体、

蚀变晕圈等。黔东及其邻区存在多种环形影像，规模大小不等，形态各不相同，可相互交切、包容。

环形构造的解译主要依据环状或弧形展布的沟谷和山脊，可以由单一的沟谷或山脊构成环形构造，也可以由两者共同构成。除此之外，色调特征、地貌特征、水系特征的不同，且表现为环状的差异，也是解译环形构造的标志之一。如榕江寨蒿环形构造，其边界基本上全由弧形沟谷构成；锦屏启蒙环形构造，其边界由弧形沟谷和弧形山脊共同构成。另外，在上述环形构造内外的水系、地貌、色调等特征均表现出一定的差异。

黔东及其邻区环形构造的规模大小不等，直径从数百米至数十千米不等。如摩天岭花岗岩体形成的环形构造之直径约 40 km；雷公山环形构造呈椭圆形，其长轴长约 20 km、短轴长约 18 km。

环形构造产出方式多样，有单一环，有大环内发育小环，有环与环相互镶嵌（即环形构造交叉）。环形构造的形态各异，可以是圆形产出，如锦屏启蒙环形构造；也可以是椭圆形产出，如榕江寨蒿环形构造。椭圆形环形构造长轴的优势方向与其所处的构造部位相关，且与断裂的走向息息相关。如在锦屏、黎平、榕江一带沿北东向断裂产出的椭圆形环形构造，其长轴的优势方向亦是北东向，而沿榕江寨蒿、剑河南加北北东向断裂分布的椭圆形环形构造，其长轴的优势方向亦为北北东向。环形构造与断裂间的包容关系无规律可言，对于延伸较长的断裂而言（延伸长度 50 km 以上），环形构造可挟持于两条断裂之中，也可横跨两条断裂；有的环形构造往往在断裂的一盘发育半个弧形沟谷而呈现半圆状，如茅贡环形构造。

另外环形构造之间、线形构造与环形构造之间常常构成多种构造组合，如嵌套状环形影像、交切状环形影像；两组不同方向的线性构造与环形构造构成的菱环状影像，如梵净山地区。

#### 2.2.2.2 环形构造的成因分析

根据现有资料分析，黔东及其邻区环形构造应有下述几种成因：①盆地类成因，如石洞、凸洞、敦寨、铜鼓等地呈北东向展布的系列环形构造，都是围绕新地层分布，因此，这些环形构造是构造盆地所导致。②地表岩体的反映，如与广西交界处的摩天岭花岗岩体及宝塔花岗岩体在影像上均为环形。③隐伏岩体成因，如榕江、雷公山、偶里、平略、皎洞等地的环形构造，其无论是在 TM7、TM4、TM1 的 RGB 合成片上，还是在经 MPH 技术处理的 RGB 合成片上，都清晰可见，这些环形构造可能为隐伏岩体所致。④不同轴向褶皱叠加的鞍部，如岔路、秀洞、偶里、平略等地近东西向分布的环形构造，其地表构造正是北东向基底褶皱与北北东向盖层褶皱叠加部位，该类型环形构造是褶皱叠加的鞍部，其呈东西向展布的原因是受控于东西向的古构造。⑤地表岩性差异的综合反映，或被多组不同方向的构造所切割，在构造夹持部位出现环形影像。该类型环形影像形态各异、规模大小不等。

### 2.2.3 弧形构造

弧形构造是一个包含了断裂、地层和岩石等地质内容的物质空间总和，其内部变形、变质及成矿活动都是以构造作用为主导因素支配下进行的，某种程度上代表了一定空间范围内地壳物质与能量交换的场所，反映了一种特殊的成矿环境（蔺启忠等，1995）。世界

上许多超大型、大型矿床与弧形构造带有关，如南天山呈一巨大向南凸出的弧形特征，在该弧形构造带的弧顶（转折端）位置产出穆龙套型金矿床。

黔东及邻区发育两条大型的弧形构造，即瓮安—梵净山弧形构造带与三都—玉屏弧形构造带，在大地构造位置上位于扬子陆块东南缘与江南造山带结合部位，两者构成反S形（图2.1）。瓮安—梵净山弧形构造带总体展布方向为北东东向，西南段为北东向，北东段

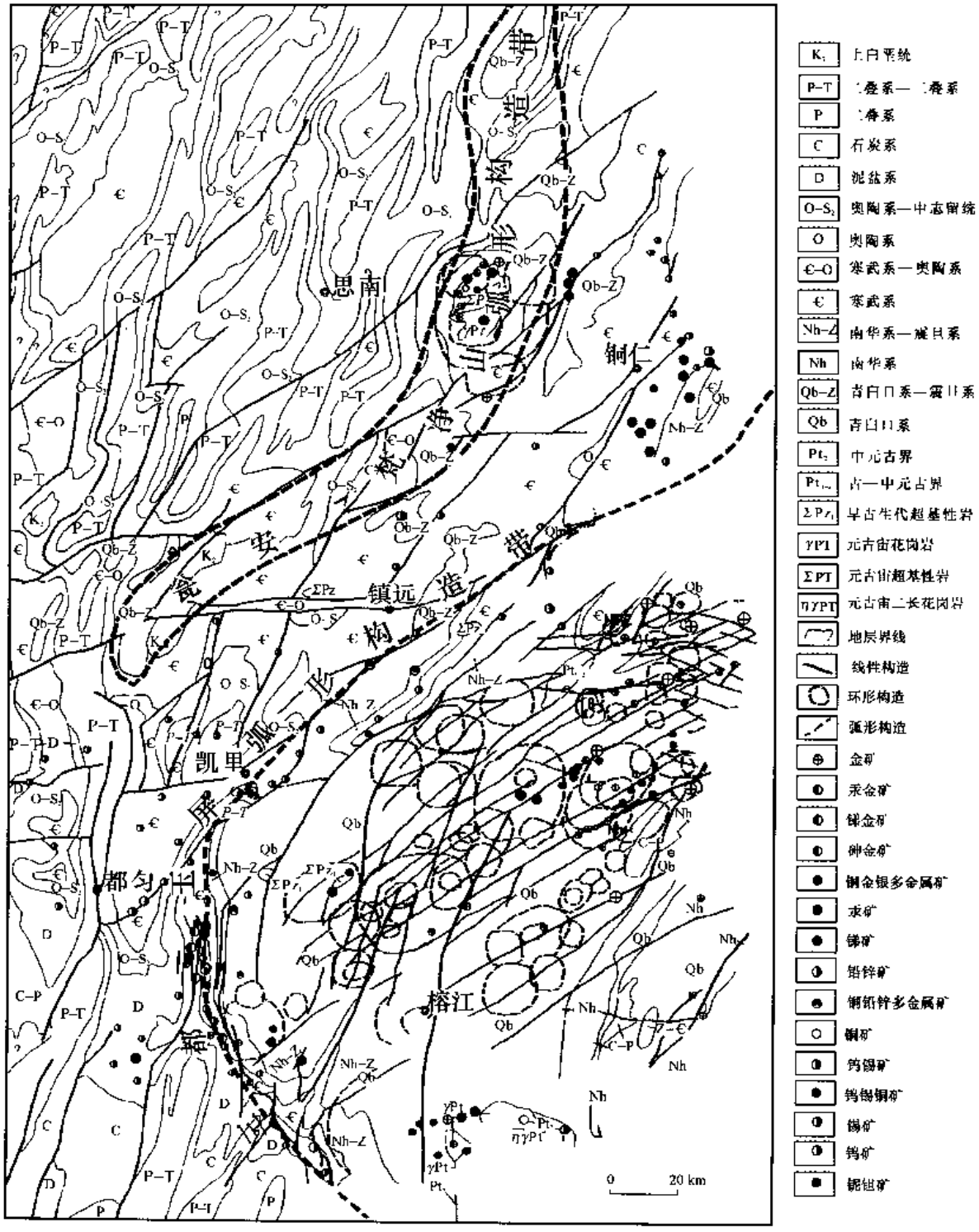



图2.1 黔东及邻区遥感解译构造与矿产分布图

近南北向，总体呈向东凸出的弧形，长约 250 km，宽约 20 ~ 25 km，主要由一系列北东、北东东向的褶皱、断层及其间的块体构成。弧形构造带内有多个背斜（构造隆起），规模较大的有佛顶山背斜、梵净山背斜等，其核部出露最老地层为中元古界的梵净山群或清白口系的下江群与板溪群，这些背斜大多被断层所分隔或分割。三都—玉屏弧形构造带呈向西凸出的弧形，长约 300 km，宽约 5 ~ 10 km，西南段走向为北西向、中段（弧顶）呈近南北向、北东段为北东向展布的施洞口断裂带，主要由一系列断层及其间所夹的断块组成，该弧形构造带东侧主要出露中元古界的四堡群、青白口系的下江群与板溪群浅变质岩系、南华系、震旦系等。

## 2.3 遥感解译构造与矿产的关系

黔东及其邻区各种已知矿床（点）与遥感解译构造的关系比较密切。多种矿产集中产出于两条大型弧形构造带内，大型弧形构造带与冯学仕等（2004）划分的成矿区带之关系密切。在瓮安—梵净山弧形构造带之弧顶位置为梵净山背斜，该处位于冯学仕等（2004）划分的梵净山钨、锡、铜、镍、铌、钽（Ⅳ4）成矿区。在三都—玉屏弧形构造带的弧顶位置外侧，为三都—丹寨汞金锑（Ⅴ4）成矿带，其内侧为雷公山锑、金、砷、铅、锌（Ⅳ2）成矿带中铜铅锌多金属矿、锑矿等矿产的集中产出部位；在该弧形构造带的南端，为九万大山钨、锡、铜、金、银（Ⅳ1）成矿带；在该弧形构造带的南端，为万山汞矿成矿带（Ⅴ3）与平秋—金井—漠滨金矿成矿带（Ⅴ1）。

线性构造之间、线性构造与环形构造之间形成的各种构造组合是成矿的有利部位。如梵净山背斜为一菱-环构造，集中产出了钨、锡、铜、镍、铌、钽等矿产；万山汞矿矿田产于北东向与北东东向两组线性构造构成的菱形构造组合内；黔东南天柱—锦屏一带的金矿床（点）大多分布于北东向与近北西向两组线性构造组成的菱形构造组合内；并具有以下特点（刘沛等，2003）：

1）金矿床（点）呈东西向带状产出。沿剑河南加—锦屏铜鼓分布的金矿床（点）和沿天柱高酿—远口分布的矿床（点）呈近东西向带状产出的特点。

东西向带状产出即是沿东西向断裂或褶皱产出。东西向构造是研究区内形成时间较早的构造，目前有两种认识，一是认为其是区内形成最早的构造，也有学者认为其形成于雪峰期。其可以断裂、褶皱型式暴露于地表，亦可隐伏于地下。无论暴露与否，其对金矿床（点）产出均有控制作用。

2）金矿床（点）的等间距产出。锦屏、天柱一带有四条东西向带状产出的金矿带，即南加—铜鼓金矿带、平秋金矿带、高酿—远口金矿带、兰田金矿带，它们大致呈等间距产出，表现为南北等间距。在南加—铜鼓东西向金矿带内，矿床（点）之间亦大致呈等间距产出，在高酿—远口东西向金矿带内与南加—铜鼓东西向金矿带内各矿点之间的距离大致相等，说明金矿床（点）在东西方向分布上也表现为等间距。金矿床（点）的此种等间距产出与构造相关，尤其是与线性构造的等距发育密切相关（图 2.2）。

3）金矿床（点）产于线性构造的交汇处，尤其是北东向、北西向断裂交汇处，即两者构成的菱形构造组合内。如平秋、南加—铜鼓东西向金矿带内，金矿床（点）常分布在北东向和北西向断裂交汇处。

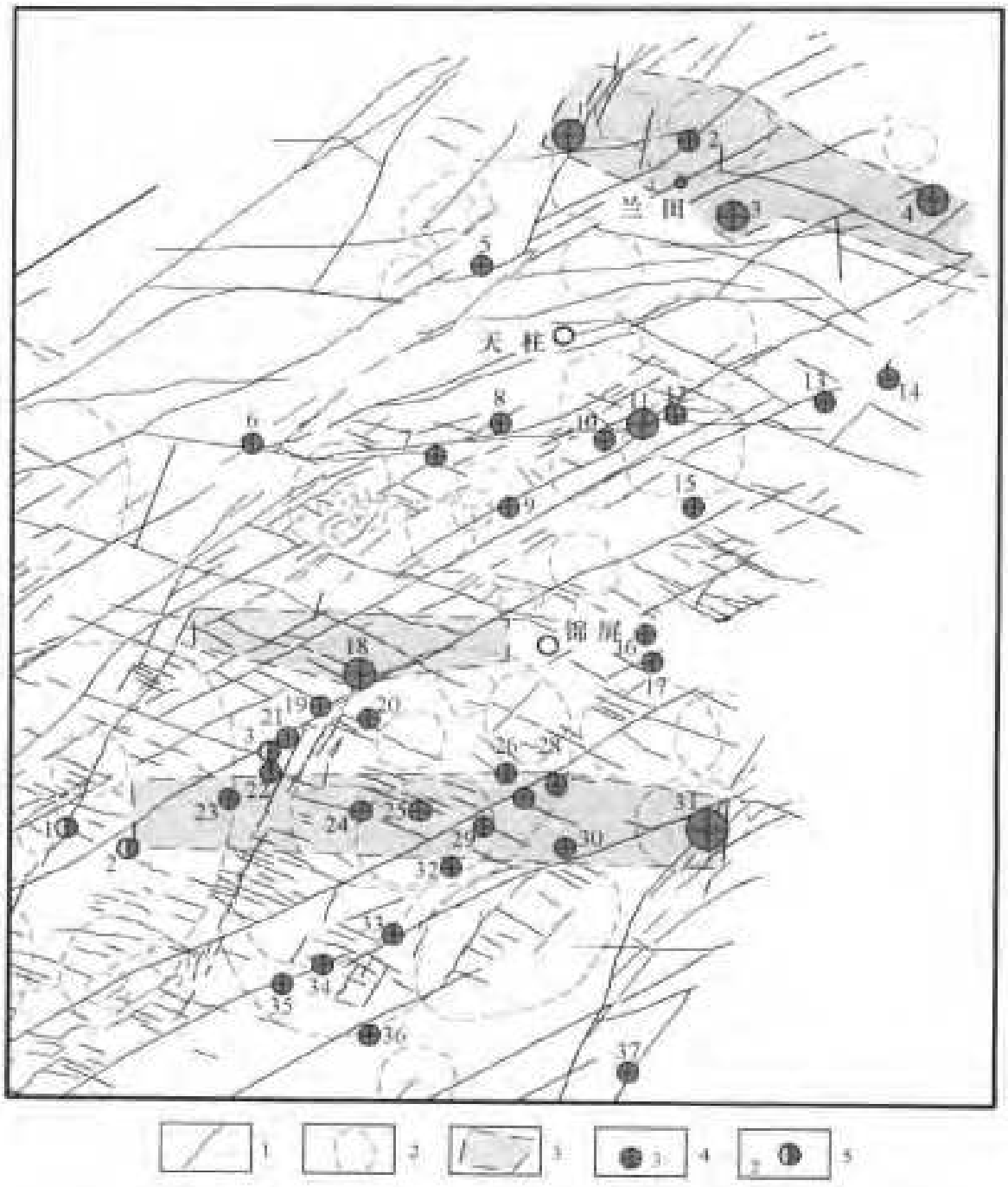



图 2.2　天—锦—黎地区遥感解译构造与金矿分布图

1—线性构造；2—环型构造；3—遥感矿化弱信息带；4—金矿床（点）；5—金伴多金属矿床（点）

4）金矿床（点）产出与环形构造尚有一定的关联。金矿点多分布在环形构造的边缘，且多是环形构造与断裂交汇处。有金矿床（点）产出的环形构造常常较为复杂，通常是环内套环或环环相套，而非简单的单一环。

5）MPH 方法提取出的三条矿化弱信息带内有较多已知金矿床（点）分布，是金矿富集带。

# 3 区域矿产特征

## 3.1 概述

### 3.1.1 矿产种类及分布特点

黔东地区矿产资源较为丰富，矿种繁多，主要有金、汞、锑、砷、铜、银、铅锌、铀、锰、铁、钨锡、铌钽、钒镍钴、钾等金属矿产（图3.1）和煤、磷块岩、重晶石、硅石、蛇纹石、大理岩、硫铁矿、高岭土等非金属矿产资源。各类矿床（点）总计达数百处。特殊的地质背景和成矿作用，使该区矿产独具特色。

第一，各主要矿产分布具有区域性，金矿集中分布于天柱—锦屏—黎平、三都—丹寨、从江、梵净山4个地区。前两地区产出金矿床（点）最多，规模也最大。汞矿集中分布于三都—丹寨地区和铜仁—万山地区，有中、大型矿床产出。锑矿集中分布于三都—丹寨地区，在梵净山地区也有锑矿点产出。铅锌矿广泛分布于松桃—玉屏—凯里—丹寨—荔波一带，主要为中小型矿床、矿点。钨锡矿分布于从江及梵净山地区，具有一定规模。铌钽矿分布于梵净山地区，仅见矿（化）点。锰矿主要分布于东北部的松桃县，有较多大中型矿床产出，东南部黎平、从江县也有锰矿分布。重晶石矿产于东部的天柱县，大河边重晶石大型矿床是其典型代表。

第二，矿种组合呈现出明显的分带性。天柱—锦屏—黎平地区，以低—中温热液型及沉积型矿床为主，主要为金矿和重晶石矿，其次为砷、钒、镍、钴及水晶等。从江地区，以吉羊花岗岩体为中心向外部，依次产有高—中—低温热液矿床，主要包括钨锡、铜、金、银及铅锌矿。荔波—三都—丹寨—凯里—万山一带，以低—中温热液矿产为主，主要为汞、锑、金矿床，矿床规模较大；其次为铅锌（铜）矿，但规模相对较小。梵净山地区，从里到外依次产有高—中—低温热液矿床及沉积矿产，包括钨锡、铌钽、铜、金、锑、铅锌、锰矿等。

第三，内生金属矿产集中分布于中—新元古界（金、铜、银、钨锡、铅锌、锑等）和下古生界中寒武统—下奥陶统（汞、金、锑、铅锌、重晶石等）。赋矿的岩石地层单位有十余个。本书讨论的重点矿种——金矿，赋矿层位由老至新为中元古界梵净山群、新元古界板溪群芙蓉坝组、下江群甲路组、清水江组，寒武系都柳江组、杨家湾组、三都组及奥陶系锅塘组，以及近新系—第四系等（表3.1）。

第四，矿床类型多样。金矿主要为产于变碎屑岩中的石英脉型金矿和蚀变岩型金矿，次为不纯碳酸盐岩-细碎屑岩中的微细浸染型金矿，还有少量为冲积型砂金矿。汞矿主要为赋存于台地边缘斜坡相地层中，以碳酸盐岩为容矿岩石的低温热液-改造型矿床。锑矿主要为变质细碎屑岩和碳酸盐岩-碎屑岩中的沉积改造型矿床。铅锌矿主要有碳酸盐岩中

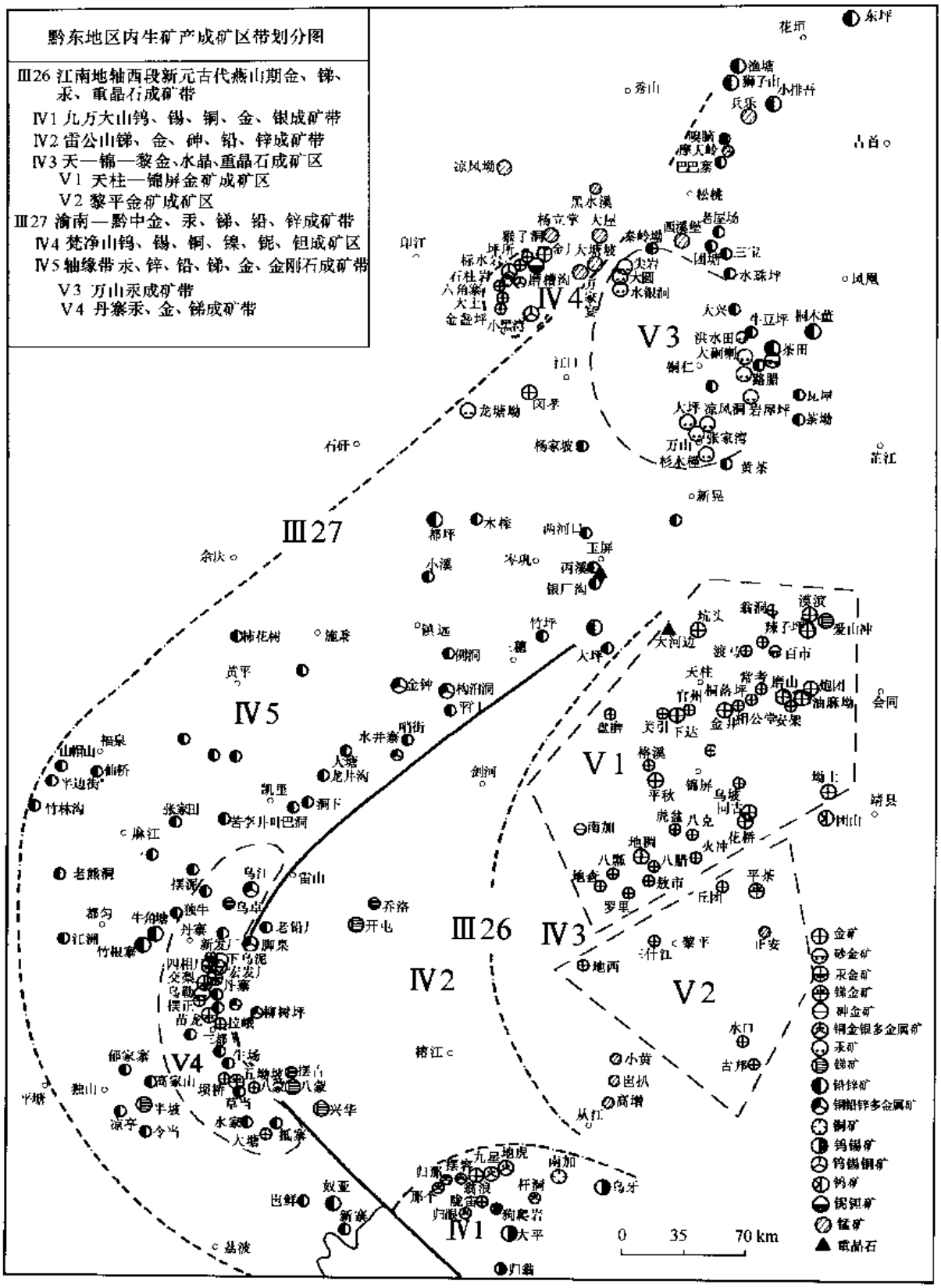



图 3.1　黔东地区主要内生矿产分布及其成矿区带划分图

**表 3.1　黔东地区主要矿产赋矿层位简表**

| 年代地层 | | 岩石地层及主要内生矿产 | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | 台地或台缘相区 | | 过渡相区 | 盆地相区 |
| 第四系 | | 冲、洪积，残、坡积堆积（砂金矿） | | | |
| 泥盆系 | 上统 | 革老河组 | | 五指山组 | |
| | | 尧梭组（铅锌） | | | |
| | | 望城坡组（铅锌） | | 榴江组（汞） | |
| | 中统 | 独山组（铅锌、锑） | | 火烘组 | |
| | | 邦寨组 | | | |
| | | 龙洞水组 | | | |
| | 下统 | 舒家坪组 | | | |
| | | 丹林组（锑） | | | |
| 志留系 | 中上统 | （缺失） | 翁项组（锑） | （未出露） | |
| | | 回星哨组 | | | |
| | 下统 | 韩家店组 | | | |
| | | 石牛栏组 | | | |
| | | 松坎组 | | | |
| | | 新滩组 | | | |
| 奥陶系 | 上统 | 龙马溪组 | | （缺失） | |
| | | 宝塔组 | | 赖壳山组 | |
| | 中统 | 十字铺组 | | 烂木滩组 | |
| | 下统 | 涓潭组 | | 同高组（汞） | |
| | | 红花园组（铅锌、重晶石） | | | |
| | | 桐梓组（铅锌） | | 锅塘组（金、汞、铅锌、重晶石） | |
| 寒武系 | 上统 | 娄山关组（铅锌、重晶石） | | 三都组（金、汞、锑、铅锌、重晶石） | |
| | | | | 杨家湾组（金、汞、锑、重晶石） | |
| | 中统 | 石冷水组（铅锌） | | 都柳江组（金、汞、锑、铅锌） | |
| | | 高台组（汞、铅锌） | | | |
| | 下统 | 清虚洞组（铅锌） | | 渣拉沟组（钒、钴） | |
| | | 金顶山组 | | | |
| | | 明心寺组 | | | |
| | | 牛蹄塘组（磷） | | | |
| 震旦系 | 上统 | 灯影组（铅锌、汞、磷、铀、钒） | | 老堡组（重晶石、磷） | |
| | 下统 | 陡山沱组（铅锌、磷、铀） | | | |

续表

| 年代地层 | | 岩石地层及主要内生矿产 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 台地或台缘相区 | | 过渡相区 | | | 盆地相区 |
| 南华系 | 上统 | 南沱组（铅锌） | | 黎家坡组 | | | |
| | | 滩江组 | | 大塘坡组（锰） | | | |
| | 下统 | | | 富禄组 | | | |
| | | （缺失） | | 长安组（金） | | | |
| 青白口系 | 板溪群 | 红子溪组（锑） | | 下江群 | 隆里组（金、铅锌） | 丹洲群 | 拱洞组（金） |
| | | | | | 平略组（金、锑、铅锌） | | |
| | | | | | 清水江组（金、锑、铜、砷、铅锌、水晶等） | | |
| | | | | | 番召组（锑、砷、铅锌） | | |
| | | | | | 乌叶组（铅、锌） | | 合桐组 |
| | | 芙蓉坝组（金、铜、锑） | | | 甲路组（金、银、铜、钨、锡） | | 白竹组 |
| 蓟县系—长城系 | 梵净山群 | 独岩塘组（金） | | 四堡群 | 文通组（钨锡） | | |
| | | 洼溪组 | | | | | |
| | | 铜厂组（铜、砷、锑、钨锡） | | | 鱼西组 | | |
| | | 回香坪组（锑、钨锡） | | | | | |
| | | 肖家河组（钨锡） | | | | | |
| | | 余家沟组（锑、钨锡） | | | 塘柳岩组（钨锡） | | |
| | | 淘金河组（钨锡） | | | | | |

准同生低温热液改造型和构造热液型两种。钨锡为高温花岗岩体外接触带附近的蚀变岩型矿床。铌钽矿主要为含稀有金属花岗伟晶岩（花岗岩）型矿床。铜矿主要为低—中温热液型矿床。锰矿主要为原生沉积型碳酸锰矿床，个别为风化型氧化锰矿床。重晶石矿床为热水沉积型矿床（大河边重晶石矿床）及低温热液脉型矿床。

### 3.1.2 成矿区带的划分

根据中国成矿远景区划综合研究成果（陈毓川等，1999），黔东地区位于中国濒太平洋成矿（Ⅰ1）扬子地台铜、金、银、铅、锌、锑、锡、锰、铝土矿、金刚石、（铁、钛、稀土、汞）成矿区（Ⅱ5）的中南部地区。关于Ⅲ成矿单元划分，据该研究成果，黔东地区的中东部归属于江南地轴西段燕山期金、锑、金刚石、铅、锌、银成矿区（Ⅲ26），西部归属于川南—黔中晚古生代铝土矿、锰、（汞）成矿带（Ⅲ27）。2004 年，贵州省地矿局冯学士、王尚彦等在此基础上做了更进一步的划分。本书对黔东地区成矿区带的划分主要以此为参考，但由于主要针对内生矿产，也为了讨论方便，故对Ⅲ级、Ⅳ级成矿区带名称及分界线做了局部改变，并在其中的 2 个Ⅳ级成矿区带内进一步划分出 4 个Ⅴ级内生矿产成矿带（图 3.1、表 3.2）。

表 3.2　黔东地区内生矿产成矿区带划分简表

| Ⅲ级 | Ⅳ级 | Ⅴ级 |
|---|---|---|
| Ⅲ26 江南地轴西段加里东—燕山期金、锑、铅、锌、银、重晶石成矿带 | Ⅳ1 九万大山钨、锡、铜、金、银成矿带 | |
| | Ⅳ2 雷公山锑、金、砷、铅、锌成矿带 | |
| | Ⅳ3 天—锦—黎地区金、水晶、重晶石成矿区 | Ⅴ1 天柱—锦屏金矿成矿区<br>Ⅴ2 黎平金矿成矿区 |
| Ⅲ27 渝南—黔中燕山期汞、锑、金、铅、锌、金刚石成矿带 | Ⅳ4 梵净山钨、锡、铜、镍、铌、钽成矿区 | |
| | Ⅳ5 轴缘带汞、锑、金、铅、锌、金刚石成矿带 | Ⅴ3 万山汞矿成矿带<br>Ⅴ4 三都—丹寨汞、金、锑成矿带 |

### 3.1.2.1　江南地轴西段加里东—燕山期金、锑、铅、锌、银、重晶石成矿带(Ⅲ26)

江南地轴西段（亦称为江南地轴有色稀有金属成矿带之西南段），主要包括贵州的东南部及湘西、湘西北地区。出露地层以中新元古界为主，包括蓟县系—长城系的四堡群/冷家溪群、下江群/丹洲群，以及华南系、震旦系，主要为一套厚度巨大的含大量火山物质的浅变质泥质岩、碎屑岩，局部含有基性—超基性岩；主要经历了武陵、雪峰、加里东及燕山等构造运动，北东向、北西向、东西向深大断裂发育并普遍具有多期活动特征；形成了一系列以低—中温为主的热液型金属矿产，如脉型/蚀变岩型金矿、脉型锑矿、钨矿等。

江南地轴西段的贵州部分，可细分出 3 个Ⅳ级成矿单元。

#### 3.1.2.1.1　九万大山钨、锡、铜、金、银成矿带（Ⅳ1）

仅限于与广西毗邻的从江县境内，属九万大山隆起北缘。形成的矿产主要有与岩浆作用关系较小的铜、金、银矿床，以及与岩浆作用关系密切的钨、锡、铜矿床。

#### 3.1.2.1.2　雷公山锑、金、砷、铅、锌成矿带（Ⅳ2）

该带指剑河—榕江一线以西的江南地轴西缘的雷公山区。以锑、金的热液型脉状矿床为主，并有铅锌铜多金属矿床产出。

#### 3.1.2.1.3　天—锦—黎地区金、水晶、重晶石成矿区（Ⅳ3）

本成矿区与Ⅳ2 相邻，主要包括天柱、锦屏和黎平三县，往东与湘西相接。低温热液型矿床较为发育，石英脉型和蚀变带型金矿及水晶分布较广。同时，天柱县大河边重晶石矿床因规模较大而颇有名气（由于为热水成矿，起因于构造作用导致的地热及矿物质上涌，故也可归为内生矿产）。

本带可细分为两个Ⅴ级成矿带，即：Ⅴ1 天柱—锦屏金矿成矿区、Ⅴ2 黎平金矿成矿区。关于这两个Ⅴ级成矿带的金矿产出特征，将详见第四章。

### 3.1.2.2　渝南—黔中燕山期汞、锑、金、铅、锌、金刚石成矿带（Ⅲ27）

本成矿带属上扬子台褶带铅、锌、汞、锑、金成矿带的组成部分，包括了贵州的大部。其中，梵净山地区为中新元古界隆起区，变质岩、岩浆岩发育，产出多种低—中—高温矿产；其他广大地区均为显生宙地层，侏罗山式褶皱发育，低温热液矿床颇多，包括汞、锑、金、铅、锌等内生矿产，同时盛产铝土矿、锰矿、磷块岩等沉积矿产。

本Ⅲ级成矿带的东部区域，即黔东地区西部，可细分为如下 2 个Ⅳ级、4 个Ⅴ级内生矿产成矿单元。

**3.1.2.2.1　梵净山钨、锡、铜、镍、铌、钽成矿区（Ⅳ4）**

本成矿区是一个中—新元古界变质岩＋基性-超基性岩＋花岗岩三位一体的中新元古界隆起区，是上扬子台褶带盖层分布区局部露出的基底地层分布区，是江南地轴西段地质体在上扬子台褶带内露出的一个大窗。主要产出铜、镍、铌、钽、钨、锡等高—中温热液矿产和金、锑等低温热液矿产。其中，除金、锑矿产外，均与岩浆作用有密切关系。

**3.1.2.2.2　轴缘带汞、锑、金、铅、锌、金刚石成矿带（Ⅳ5）**

本成矿带是华南褶皱带江南地轴与上扬子台褶带之间的过渡带，为呈弧形的、沿北东方向延伸的，宽40～80 km的断裂带，在黔东境内通过万山、玉屏、镇远、台江、丹寨一带，向南部和北东部分别延伸进入桂北和湘西北地区。该带兼有两侧大地构造单元的许多共性，又有其特殊性，对内生矿产成矿具有重大意义。主要矿产为汞、金、锑矿，次为铅锌、重晶石，还是金刚石矿的重要找矿靶区。

本Ⅳ级成矿带可细分为两个Ⅴ级成矿带，即：（1）万山汞矿成矿带（V3）：容矿岩石属中寒武统碳酸盐岩，主要盛产汞矿，次为铅-锌矿；（2）三都—丹寨汞、金、锑成矿带（V4）：容矿岩石属上寒武统碳酸盐岩，盛产低温热液型汞、金、锑矿，次为铅锌矿、重晶石矿床等。

## 3.2　区域矿产地质特征

为了对黔东地区矿产资源特征有一个概略了解，这里对其主要和重要矿产做简要介绍，重点包括汞矿、锑矿、钨锡矿、铅锌矿、银矿等内生金属矿产，以及锰、重晶石等特色矿产的区域产出特征及矿床地质特征。对于金矿，将在第四章做专门论述。

### 3.2.1　汞矿

黔东地区汞矿主要赋存于台地边缘斜坡相地层，以碳酸盐岩为容矿岩石，与低温地下热水活动有关。主要分布于两个矿带内，即：万山汞矿成矿带（V3）和三都—丹寨汞、金、锑成矿带（V4）。

3.2.1.1　*三都—丹寨汞、金、锑成矿带*

该带是中国重要的汞矿基地之一，因矿床（点）多，矿床规模大，矿石富而复杂、开采历史悠久而驰名全国。范围北起丹寨县殊砂场，南至三都县旷家店，纵贯丹寨、三都两县，长35 km，宽4～6 km。自北而南分为水银厂汞矿田、交梨汞矿田、苗龙锑金矿田、牛场铅锌金汞矿田。

矿床成因类型属沉积低温热液再造型。按矿床伴生有益组分划分为汞-金型（丹寨四相厂、宏发厂）、单汞型（三都交梨矿床）、汞-锌型（三都坝桥矿床）三种。按矿体产状划分为整合型（三都某矿床）、断裂型（三都交梨矿床）、复合型（丹寨宏发厂矿床）三种。成矿方式以充填为主，以交代作用为次。矿床形成时间主要为燕山晚期。

**3.2.1.1.1　赋矿地层**

赋矿层位及容矿岩石主要有5种类型：第一种为都柳江组中部层纹状粉晶泥晶白云岩、砂质粉屑白云岩与砾屑白云岩互层，如下乌泥矿床；第二种为都柳江组第c层—杨家湾组的薄层层纹状、条带状泥晶粉屑灰岩、白云岩，厚层块状砾屑灰岩、砂屑灰岩，层纹

状粉屑白云岩，条带状泥质粉屑灰岩，是该区最主要的赋矿层位，如水银厂矿床；第三种为三都组第二段条带状、层纹状泥晶灰岩、白云岩，夹少量泥灰岩，如四新村矿点和坝桥矿床；第四种为锅塘组营上坡段薄层条带状、网眼状灰岩夹厚层砾屑灰岩，如交梨矿床；第五种为锅塘组天银厂段薄—厚层白云岩、泥质白云岩，如天银厂、下羊冬矿床。

矿床的产出明显受岩相控制。有98%的汞金属储量集中在台地前缘斜坡相的都柳江组—杨家湾组，以及三都组第一段薄层泥灰岩、钙质页岩或同高组下燕高段粘土页岩中。主要原因是：斜坡沉积区往往是古断裂通过部位，是提供物质来源的有利部位；斜坡相岩性组合差异大，能干性不同的岩层在构造作用下容易形成容矿空间，其上覆地层中又有渗透性低的岩层“屏蔽”，易于迁移的成矿元素汞故能保存下来形成矿床。

**3.2.1.1.2　控矿构造**

矿带受区域一级的近南北向的麻夜复向斜与近南北向的杨勇关—烂土断层和野记—地祥断裂带的控制；矿田受麻夜复向斜东翼之次级分支褶皱与北北东向区域二级断层的控制；矿床（点）的分布受三级断层的控制；矿体的产出受四、五级断层的控制。

其中，断层的分支、交切部位的“入”字型构造是主要容矿构造，以北北东向三、四级断层为主干，多在主干断层之弧形弯曲相汇部位容矿，或牵引褶皱中的四、五级断层相汇部位容矿，如宏发厂、三星厂、羊角厂、赛宝厂、交梨、四恒厂等矿床。帚状构造是另一种控矿构造，矿体受控于以北北东向四级或三级断层形成的弧形弯曲地段与其派生的四、五级断层组成向北收敛，向南撒开的帚状构造中，如四相厂、新发厂、拉峨等矿床。

**3.2.1.1.3　矿体特征**

含矿体多为陡倾斜—中等倾斜（部分缓倾斜）的似层状、扁豆状或不规则透镜状，长55～1250 m（一般180～400 m），宽20～400 m（一般40～100 m），厚2～20 m，含矿系数一般0.2～0.4。

矿体形态复杂多样，主要为扁豆状、似层状，透镜状，其次为马鞍状、囊状、巢状等。矿体大小变化大，小者长和宽均几米，大者长100～340 m，宽30～130 m，一般矿体长40～80 m，宽10～20 m，厚0.5～5 m。Hg品位在0.15%～1.5%，少数达3%～10%。

**3.2.1.1.4　矿石特征**

矿石矿物成分：主要为辰砂，伴有少量—微量的雄黄、辉锑矿、黄铁矿、毒砂、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、白铁矿。脉石矿物主要为方解石、白云石、石英，次为重晶石、炭沥青。次生矿物为自然汞、锑华、雌黄、砷华、自然砷、石膏。

矿物共生组合：第一种为石英-方解石-白云石硫化物组合，第二种为方解石（白云石）-辰砂-辉锑矿组合，第三种为方解石（白云石）-石英-重晶石-辰砂组合，第四种为石英-方解石（白云石）-毒砂-黄铁矿组合。第四种为含金组合。

矿石结构构造：矿石结构以半自形—他形晶粒结构和溶蚀交代结构为主，还有自形晶粒结构、揉皱结构等。矿石构造有块状、浸染状，条带状、层纹状、晶洞状、脉状、网脉状、角砾状等。

矿石类型：按构造可分为块状、浸染状、细脉状，以浸染状矿石类型为主。按氧化特征分为原生硫化矿石和表生氧化矿石两类。按氧化生成自然汞的多少分为原生辰砂矿石、辰砂-自然汞矿石及自然汞矿石，以原生辰砂为主要矿石。

矿物生成顺序：石英→白云石→方解石→重晶石→黄铁矿、毒砂→闪锌矿、方铅矿、

黄铜矿→辉锑矿→辰砂→雄黄。

成矿期次：可分为沉积-成岩期、热液再造成矿期、表生期。

**3.2.1.1.5　围岩蚀变**

主要有硅化、白云石化、方解石化、重晶石化、沥青化等。第一期硅化形成的石英晶粒细小（一般0.02～0.1 mm），并与金关系密切；第二期硅化形成的石英晶粒粗大（均大于0.1 mm），并与汞关系密切。

**3.2.1.1.6　典型矿床**

1）宏发厂汞金矿床。为区内最大的大型汞矿床，居于水银厂矿田的中部，地处丹寨县城南东平距8.5 km处。矿床产于区域一级构造——杨勇关—烂土断层的弧形弯曲处之下盘约1200 m、北东向朱砂场向斜的南东翼。出露地层为中寒武统都柳江组，上寒武统杨家湾组及上寒武统—下奥陶统三都组。岩层走向近南北，倾向西，倾角30°～70°。赋矿围岩为都柳江组第c层和杨家湾组第a层的薄层条带状粉砂质粉屑灰岩、泥晶粉屑灰岩、层纹状粉砂质粉屑白云岩、厚层砾屑灰岩组合。矿化体主要产于走向北北东、倾向北西西的$F_{17}$断层（三级构造）上盘牵引褶曲由缓变陡的陡斜部位，并受走向北北东，倾向南东东的$F_{118}$断层（四级构造）的控制，矿化富集于上述岩石组合与$F_{118}$断层交切地段的一系列层间滑动和层间剥离构造内，以及$F_{118}$与其旁侧近南北向、东西向、北西向次级断层（五、六级构造）组成的“人”字型交合部位，矿（化）体多在断层旁侧沿层展布，并具多层性。含矿带长1200 m，宽100～150 m，厚40～60 m，倾向315°，倾角60°左右。由于控矿的北北东向断层走向与岩层走向有一定的交角，故含矿带向南侧伏，侧伏角约25°。含矿带内有含矿体3条，大小矿体60条，沿层展布的矿体占90%，断层内矿体占10%。含矿体长250～400 m，宽60～150 m，厚10～60 m，含矿系数0.169～0.79。矿体呈似层状、透镜状、巢状，长4～300 m，一般40～100 m；宽6～103 m，一般20～80 m；厚1.5～15 m，一般2～5 m；平均含Hg 0.4%～0.8%。矿石矿物主要为辰砂，次有自然汞，伴生有少量—微量雄黄、雌黄、辉锑矿、闪锌矿及毒砂、黄铁矿（载金矿物）等。脉石矿物主要为石英、白云石、方解石。矿石构造有浸染状、条带状、块状、细脉状等。围岩蚀变为硅化、白云石化、方解石化、“炭质片岩化”、角砾化，以硅化为主的多种综合蚀变与成矿关系密切。辰砂化学成分：含Hg 85.28%～85.85%，S 13.71%～13.86%，Zn 0.08%～0.14%，Cd 0.06%，Fe 0.05%～0.10%。电子探针测试结果表明辰砂矿物不含Au。

2）交梨汞矿床。位于三都县城北北西平距9 km处。矿床产于区域一级的杨勇关—烂土断层下盘800 m、拉峨背斜之西翼。出露地层为上寒武统—下奥陶统三都组及下奥陶统锅塘组、同高组。含矿围岩为锅塘组营上坡段薄层条带状灰岩夹厚层砾屑灰岩。岩层走向近南北，倾向西，倾角35°～75°。矿化主要受北北东向$F_{21}$断层与其下盘东西向—北西西向张扭性断裂带交接复合的控制。两条东西向—北西西向陡倾斜（60°～80°）的张扭性断层组成的破碎带为含矿带，矿体赋存于其内。矿化主要富集在断裂带走向及倾斜弯曲部位或由缓变陡部位，和上述含矿围岩与断层的交切地段。矿床由36条大小矿体构成。矿体形态主要呈透镜状、扁豆状，次为脉状、网脉状。矿体一般长65～160 m，宽50～250 m，厚0.4～1.5 m（最厚达4 m）；小矿体长和宽仅几米。平均含Hg0.60%～1.09%。矿体产状与断层一致，倾角一般为60°～75°。矿石矿物主要为辰砂，次为自然汞，伴生有少—微量的雄黄、毒砂、黄铁矿（载金矿物）及辉锑矿。脉石矿物为白云石、方解石、

石英、重晶石。矿石构造主要为浸染状、细脉状，次为团块状、角砾状。围岩蚀变为硅化、角砾化、方解石化、白云石化、黄铁矿化。

3.2.1.2 *万山汞矿成矿带*

万山汞矿成矿带是湘黔汞矿带的组成部分，地处万山—铜仁及其以东地区，构造位置处于区域性北北东向凤凰—新晃大背斜中段，有万山、猴子硐、茶田、大硐喇、岩屋坪、酒店塘等矿田。成矿方式以充填为主，交代作用为次。成矿时期为燕山晚期。层控特征明显。

**3.2.1.2.1 赋矿地层**

该汞矿带汞矿主要产于中、下寒武统台地边缘斜坡相沉积岩中，容矿岩石主要为花桥组和敖溪组硅化灰岩、条带状灰岩及条带状白云岩。其次产于下寒武统清虚洞组中，容矿岩石主要为纹层状白云岩和砾屑白云岩等。盖矿层为盆地相和深水陆棚相的黑色页岩和炭泥质白云岩。

汞矿带分布于早寒武世龙王庙期至中寒武世斜坡相，并明显受前缘斜坡相的控制，汞矿带的长轴方向与斜坡相延伸方向一致。不仅矿带的延展受岩相控制，而且更次一级成矿单元的展布也和岩相有一定关系。万山矿田和向家地矿田，矿床的分布就和含矿层中变晶白云岩体有关，大都邻近变晶白云岩体而出现在它的尖灭地段或变薄部位。已经查明这种变晶白云岩是碳酸盐岩碎屑流沉积物经白云岩化成岩的产物，它也呈北西向的条状分布。因此在这两个矿田，矿床分布与斜坡相水道微相有某种联系。

**3.2.1.2.2 控矿构造**

北北东—北东向断裂带是矿田和矿床的主要控矿构造，可能是同沉积深断裂经多期活动发展起来的断裂。它们控制了本区的岩相变化，也是汞等深源物质以气液形式向盆地迁移，形成矿源层的通道；后生构造，如北东向断裂、北东东向断裂、北西向褶曲和断层等，以一定组合形式构成控矿构造，控制着不同级别的成矿单元。汞矿体主要受褶皱带、层间破碎带及层间剥离构造控制，主要为张裂空间。

**3.2.1.2.3 矿体特征**

矿床成因类型属沉积低温热液再造型矿床。按矿床伴生有益组分划分为汞-锌型（铜仁大硐喇及万山龙田冲、梓木坪、道塘）、汞-硒型（万山客寨、岩屋坪、张家湾）和单汞型三种。

矿化类型分为层间型（或称整合型）、断裂型及复合型三种。以层间型矿化为主，如万山杉木董，主要为汞矿化，汞矿体主要受褶皱带、层间破碎带及层间剥离构造控制，矿体形态多为似层状、层带状、透镜状，产状与围岩产状基本一致。矿化连续性较好，规模较大，长达数百米至千余米，宽百余米至数百米，厚数米至数十米。复合型矿化次之，受容矿层和断裂联合控制。断裂型矿化较弱，主要沿断裂分布。

**3.2.1.2.4 矿石特征**

矿石矿物成分较多，主要为辰砂，次为自然汞、辉硒矿汞。另有微量的黑辰砂，辉锑矿、雄黄、雌黄、闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、白铁矿、胶黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、硫钼矿、沥青铀矿、铀黑、翠镍矿、针镍矿等；脉石矿物主要有白云石、方解石、石英、重晶石、沥青、石墨及少量萤石、绢云母、高岭石等。

矿物共生组合以辰砂-方解石、辰砂-白云石、辰砂-石英为主，次为辰砂-重晶石。

矿石结构以他形—自形粒状结构为主，次有溶蚀交代结构。矿石构造主要为浸染状、

细脉状，次为条带状、角砾状、脉状—网脉状、块状等。辰砂颗粒普遍较大，多为 1～5 mm，常见大于 10 mm 的穿插双晶。汞矿化不均匀，汞含量较高，多属中—高品位矿石。

#### 3.2.1.2.5 围岩蚀变

围岩蚀变主要为硅化、白云石化、方解石化，次为重晶石化、黄铁矿化、沥青化、萤石化、重结晶化和褪色化等。以硅化和汞矿关系最密切，但硅化体规模甚小。

#### 3.2.1.2.6 典型矿床——万山汞矿床

万山汞矿床位于铜仁市万山特区万山镇内，构造位置处于区域性北北东向凤凰—新晃大背斜中段，次级北西西向平缓的万山背斜南翼。是典型的地台型碳酸盐岩建造中的沉积-改造型汞矿床，汞品位中—高，矿床规模大，达巨型。

汞矿床产于中、下寒武统台地边缘斜坡相花桥组和敖溪组的沉积岩中，硅化灰岩、条带状灰岩及条带状白云岩为主要容矿岩石。

北北东—北东向断裂是控制矿田和矿床的主干断裂。矿田内矿床受北西西—北西向二级背斜或褶曲带以及断裂控制。矿体受更次级褶曲群、层间破碎带或断裂系、滑动及剥离构造的控制。

矿体主要呈层状、似层状产出，次为扁豆状及鞍状。

矿石矿物以辰砂为主，伴有少量辉锑矿、闪锌矿、黄铁矿、自然汞。脉石矿物有石英、白云石、方解石等。

矿石结构主要为他形—半自形粒状结构、溶蚀交代结构，矿石构造主要为条带状、细脉状、角砾状、晶洞状。

近矿围岩蚀变有硅化、石英岩化、白云石化、方解石化、粘土化、沥青化、萤石化、重晶石化、褪色化等。其中以硅化与汞矿化关系最为密切。

矿化类型据控矿构造和产状特征分为三种：层间型矿化（主要汞矿化，局限于含矿层内，受层间构造控制）、断裂型矿化（沿断裂分布）、复合型矿化（受容矿层和断裂联合控制）。

万山汞矿床主要由两个成矿阶段形成。第一阶段为沉积阶段，初步富集形成矿源层。第二阶段为热液改造再富集阶段，形成工业矿体。

## 3.2.2 锑矿

黔东地区锑矿，隶属于黔东南-桂北锑矿化集中区，是华南板块内扬子陆块与南华活动带过渡区中的华南锑矿成矿区的组成部分。主要产于雷山—丹寨—榕江断裂带和梵净山地区南东部的梵净山群—板溪群，其次产于独山地区王司背斜志留系—泥盆系和三都地区苗龙—高硐一带的寒武系。矿床成因类型主要为沉积改造型。按矿体产出形态分为断裂充填型交错脉状锑矿，少数为层控性层间滑动-破碎带层状-似层状锑矿。

### 3.2.2.1 梵净山及雷山—丹寨—榕江一带锑矿

分布于区域性北东向铜仁—三都断裂带两侧，产于梵净山群—板溪群浅变质岩系中的裂隙充填石英脉型锑矿，为黔东地区主要的锑矿类型。

#### 3.2.2.1.1 赋矿地层

梵净山地区锑矿，产于梵净山地区东部的梵净山群铜厂组、回香坪组、余家沟组之变余砂岩、粉砂质板岩、变质辉绿岩、变质细碧岩、变质超基性岩，以及板溪群红子溪组绢

云母粉砂质板岩中。雷山及榕江地区锑矿产于下江群番召组、清水江组、隆里组粉砂质绢云母板岩、砂质板岩，变余沉凝灰岩、绢云母板岩中。

**3.2.2.1.2　控矿构造**

梵净山地区锑矿多数产于北北东向梵净山穹状背斜轴部附近，个别产于其北西翼。雷山、榕江一带锑矿产于近南北向分布的雷公山复式背斜的次级背斜（桃江背斜、毛坪背斜等）及其南西倾伏端，含锑矿石英脉沿断裂破碎带及其两侧节理、裂隙中充填，形成陡脉状矿体，部分沿层间剥离裂隙充填形成顺层脉状、扁豆状矿体。

**3.2.2.1.3　矿体特征**

含辉锑矿石英脉，一般以单脉型为主，复脉型较少，沿断层裂隙或沿层间裂隙产出，产状与控矿断层和岩层产状大致相同。

按含矿石英脉的空间排列组合方式，可分3种类型：①沿构造裂隙充填产出的单脉型矿脉（如丹寨、雷山等地区锑矿），这类锑矿规模甚小，一般长数米至十余米，厚0.0*n*～0.2 m。②沿层间裂隙或沿断裂破碎带裂隙充填。形成的含矿石英脉带，空间排列常呈多字型或雁行式（如梵净山地区锑矿）。脉带一般长150～600 m，宽数十米至200 m，脉带中单脉长*n*～230 m（一般15～30 m），厚0.01～1.16 m（一般0.1～0.2 m）。③沿断裂破碎带充填而成的含矿带中断续分布有陡脉状矿体，此类含矿带一般长百余至数百米，宽0.4～5 m（一般1～2 m），其中产出的脉状矿体（如榕江五坳坡、八蒙、雷山开屯等地锑矿），规模一般较大，长数十至百余米，厚0.30～4.75 m（一般0.5～1.3 m）。

该区内的各锑矿床（点）集中分布区，因所处构造位置差异而有所差异，主要分布在三个地区：

开屯—大槽地区。含矿体多呈脉状产于北北东向断层破碎带中，长80～430 m，厚0.3～4.74 m。单个矿体在含矿体中呈透镜状、扁豆状产出，长20～>100 m，品位2%～4%。两组断裂交汇处，断裂产状变化处，往往含矿体膨大变厚，同时硅化强度加剧，矿体也随之厚大，品位变富。矿石均属单一锑矿石。

八蒙—火烧寨地区。含矿体产于坝街背斜东、西两翼的断层中，含矿体或矿体长70 m至数百米，厚数十厘米至大于10 m。矿石品位Sb 1.4%～4%，最高19%，富矿石含Sb最高达45%。以金-锑-砷矿石类型为主，单一锑矿石类型次之。含矿体中普遍含金，品位$0.25\times10^{-6}$～$3.12\times10^{-6}$，褶皱西翼矿脉含金较富。

梵净山地区。呈含锑石英脉产出，单脉长10～50 m，厚0.1～0.6 m，脉距2～25 m。燕子阡三条含锑石英脉，含Sb 2.15%～8.03%。

**3.2.2.1.4　矿石特征**

矿石中金属矿物主要是辉锑矿，伴生有少量毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、斑铜矿等，地表氧化带可见少量锑华及褐铁矿，在梵净山地区尚见微量白钨矿、锡石、辰砂等矿物；非金属矿物主要为石英，少量绢云母、铁白云石、重晶石等。矿物组合类型属辉锑矿-多金属-石英组合。辉锑矿主要呈他形粒状结构（粒径1～3 mm），亦有呈针状、长柱状、放射状产出者；毒砂主要呈自形晶粒包裹于辉锑矿之中，构成包含结构。黄铁矿多呈自形晶粒状分布于矿石中。此外，可见辉锑矿聚片双晶明显弯曲，毒砂晶粒局部有压碎现象。有时颗粒稍具定向性，石英具波状消光、压碎和再生现象，显示有后期动力变质作用的影响。矿石的构造主要为条带状、细脉状、放射状、块状、浸染状、

角砾状等。

矿石中主要元素组分 Sb 含量变化较大，由 0.7% ~27.79%，一般为 1% ~5%，含 As 0.01% ~11.58%（一般 0.5% ~1%）。矿石中 Sb、As 含量呈正相关关系。部分矿床（点）矿石中含有金（如梵净山青龙硐、草棚，雷山开屯，榕江八蒙，三都五坳坡（火烧寨）等矿床），含 Au $0.03\times10^{-6}$ ~ $10.10\times10^{-6}$。五坳坡锑金矿床之含矿断裂带含 Au 量较高，平均品位达 $3.90\times10^{-6}$。据光谱分析，含 Pb 0.001% ~0.1%，Cu 0.002% ~0.4%，Zn 0.01% ~0.1%，Ga 0.001% ~0.005%，Ag 0.0001% ~0.0005%，梵净山地区矿石中还含有 W 0.02% ~0.25%，Sn <0.001% ~0.001%，Ge <0.001% ~0.002%。

**3.2.2.1.5 围岩蚀变**

以硅化为主，黄铁矿化次之，部分地区还见有铁白云石化（梵净山）及绿泥石化（榕江）。

**3.2.2.1.6 典型矿床——雷山开屯小型锑矿床**

位于雷山县城南东平距约 18 km 处。产于北北东向毛坪背斜之南西倾伏端。出露地层为番召组第二段。含矿断裂主要为张扭性正断层，矿脉产于断裂带内之绢云母板岩和砂质、粉砂质绢云母板岩等岩石中。

矿体呈脉状产出，产状与断层一致。

矿石矿物仅见辉锑矿及少量次生矿物锑华。脉石矿物主要为石英及少量黄铁矿、白铁矿和绢云母，属辉锑矿-石英组合。矿石含 Sb 0.79% ~8.59%，一般为 1.5% ~3.31%。矿石拣块样试金分析，含 Au $0.86\times10^{-6}$。

矿石构造主要有致密块状，放射状及角砾状，次为浸染状、细脉状。矿石具粒状（自形、半自形）结构、溶蚀交代结构等。

围岩蚀变主要为硅化，蚀变带宽一般 1 ~3 m，个别可达 3 ~5 m。另有较弱的黄铁矿化。矿床工业类型属裂隙充填辉锑矿、石英脉型矿床。

属小型锑矿床。

### 3.2.2.2 三都地区锑矿

分布于三都—丹寨汞、金、锑矿带内的三都苗龙—高硐一带。产于寒武系碳酸盐岩及黑层中。受杨勇关—烂土断裂和野记—地祥断裂带控制。苗龙金矿是这类矿床的代表。

**3.2.2.2.1 赋矿地层**

赋矿层位有中、上寒武统都柳江组、杨家湾组和三都组。容矿岩石有灰黑色薄层泥质白云岩、层纹状泥灰岩、条带状灰岩、砾屑灰岩，以及浅黄色钙质粉砂岩、钙质页岩等。

**3.2.2.2.2 控矿构造**

锑矿床、点的分布和矿化富集主要受两条南北向断裂（即野记和杨勇关断裂）的控制，往往在断裂的交切部位富集成矿体。

**3.2.2.2.3 矿体特征**

矿床类型比较简单，一般属断裂型，层控型仅高硐矿点一例，综合型有双尧、乌佐矿点两处。根据有用组分划分，可分为单一的锑矿和金锑（砷）矿两种。

矿体主要受构造控制，以脉状、似层状、扁豆状、透镜状和不规则状产出。脉状、透镜状、不规则状矿体大部分产于高角度断层破碎带及裂隙、节理中，产状与断层产状近一致。矿体常成群出现，并大致平行排列，矿体形态复杂，大小悬殊，厚度变化大，矿体长

一般 $n$ ~20 m，最长 120 m，延深 1 ~135 m，厚 0.1 ~12 m。在断裂膨胀收缩、分支复合、尖灭再现部位矿体较富。矿体与围岩界线明显。似层状、扁豆状矿体多沿层间滑动带或层间断层以及层间剥离空间分布，产状较缓（倾角一般 10° ~20°），矿体长一般 1 ~5 m，最长大于 20 m，宽 1 ~6 m，最宽 30 m，厚一般 0.1 ~2 m，矿体与围岩界线多为渐变过渡关系。

**3.2.2.2.4　矿石特征**

矿石矿物主要为辉锑矿，次为锑华、硫铜锑矿、锑赭石，共（伴）少量的闪锌矿、黄铁矿、微细粒金、辰砂、雄（雌）黄、毒砂等。脉石矿物有石英、玉髓、铁白云石、白云石、方解石、萤石等。

矿物共生组合以石英-方解石-硫化物组合为主，次为石英-硫化物组合和石英-重晶石-闪锌矿组合。这二种组合中，仅第一种组合产锑矿，它可细分为石英-方解石-重晶石-辉锑矿组合、石英-方解石-铁白云石-重晶石 辉锑矿-闪锌矿-硫铜锑矿组合。

矿石 Sb 含量一般 0.7% ~11%，最高 39.96%，一般都含金，个别可构成金锑矿床（如苗龙锑金砷矿床）。所有已知锑矿体中都含金，但金矿体中不一定都含有锑，苗龙圈定的 34 个金矿体中只有八个伴生有锑矿。

矿石主要为自形—半自形晶粒及溶蚀交代结构，浸染状、脉状，放射状和团块状、致密块状构造。矿石间的穿插及溶蚀交代现象表明锑矿至少存在两个矿化期，主要矿化期的矿物生成顺序是黄铁矿→石英→辉锑矿→其他硫化物→方解石。

**3.2.2.2.5　围岩蚀变**

主要的围岩蚀变是硅化、方解石化、重晶石化、铁白云石化，白云石化，萤石化。硅化一般有几期，成矿期硅化伴随锑矿化形成粒状辉锑矿，黄铁矿亦伴随本期硅化出现，在苗龙—平寨还可见闪锌矿、微量金同期产出。

### 3.2.2.3　独山地区锑矿

位于区域性铜仁—三都断裂带南东侧的北北东向王司箱状背斜（或称独山背斜），产于泥盆纪碎屑岩中，属断裂充填型交错脉状锑矿。产出矿床有半坡大型锑矿床，巴年中型锑矿床和蕊然沟小型锑矿床等。

**3.2.2.3.1　赋矿地层**

锑矿主要产于下泥盆统丹林组灰色厚层中—细粒石英砂岩中，其次产于舒家坪组紫灰色薄至中厚层细粒石英砂岩、含泥质石英砂岩中，个别产于中泥盆统独山组石英砂岩、泥质灰岩及白云岩，火烘组蚀变粘土岩及砂岩和志留系翁项群碎屑岩中。

**3.2.2.3.2　控矿构造**

处在构造活动带上的王司箱状背斜的北北东、北北西及北西西向次级断裂，多属张扭性断裂，各组断裂纵横交错，相互交汇切割，控制了独山锑矿田及其一系列矿床、矿点的分布。陡倾斜断裂（共扼斜断裂的次级断裂）控制了半坡、蕊然沟等地赋存在下泥盆统、志留系碎屑岩中脉状锑矿体的产出。中泥盆统碎屑岩与碳酸盐岩之间的层间滑动带控制了巴年、贝达、甲拜等矿床（点）的层状锑矿体的产出。

**3.2.2.3.3　矿体特征**

矿体主要呈脉状产出，产于断裂带内断裂下盘密集的派生裂隙带中和平行断裂之间的破碎裂隙带中。在主含矿断裂与派生小断裂呈“人”字型相交处，可形成交错脉状锑矿

体。少数矿体充填于层间破碎带中呈似层状透镜体产出（如巴年锑矿点）。矿体规模大小悬殊，长 $n\sim>600$ m，厚 0.26～23.31 m。当矿脉处在小断裂与主含矿断裂交接的锐角部位、含矿断裂带中的小断裂“镜面”壁时常出现富矿束。

矿体也有呈层状产出者（如巴年、贝达、甲拜等矿床（点）），它们产于中泥盆统碎屑岩与碳酸盐岩之间的层间滑动带，矿体与围岩界线清楚。

**3.2.2.3.4　矿石特征**

矿石矿物主要为辉锑矿，次生氧化矿物有少量锑华，锑赭石、红锑矿等。其他常见金属矿物为黄铁矿，偶见雄黄、闪锌矿和辰砂。脉石矿物以石英、方解石为主，白云石、粘土矿物、重晶石等次之。矿物共生组合以辉锑矿-石英组合为主，次为辉锑矿-石英-方解石组合、辉锑矿-粘土矿物-方解石-白云石-石英组合。矿石主要为自形 半自形晶粒结构、半自形-他形晶粒结构、花岗变晶结构、聚片双晶结构，致密块状、角砾状、脉状、浸染状、晶簇状、放射状、条带状构造。

矿石含 Sb 0.1%～43.63%，一般 1%～6%，富矿石平均含 Sb 大于 10%。本类型锑矿含金量甚低或不含金。独山半坡锑矿床，含 Au 量均小于 $0.5\times10^{-6}$。仅个别矿点含金量较好（如独山甲拜矿点 TD4 坑口附近），含 Au 最低为 $0.4\times10^{-6}$，一般为 $0.71\times10^{-6}$～$1.2\times10^{-6}$。

**3.2.2.3.5　围岩蚀变**

围岩蚀变以硅化为主，次有方解石化、重晶石化、黄铁矿化、绢云母化等。围岩蚀变范围一般多限于含矿断裂破碎带及其两侧附近。以硅化、方解石化、重晶石化与辉锑矿的形成关系较密切。

**3.2.2.3.6　典型矿床——独山半坡大型锑矿床**

位于独山县城之东平距约 8 km 处，产于北北东向黔南坳陷带的独山箱状背斜轴部向南倾伏部位。主要出露泥盆系。背斜轴部，发育一系列北北东向、北北西向、北东东向断裂。北北西向半坡断裂破碎带规模最大，为区内主要含矿断裂，在平面上表现为向北收敛，向南撒开的“帚状”断裂组。

矿化带产于北北西向张扭性断裂带，赋矿地层为下泥盆统丹林组及舒家坪组，受岩性及构造控制明显。

矿体呈陡脉状或分支交错脉状充填于断裂带、两平行断裂之间岩层、断裂下盘密集的裂隙带中。矿体在平面及剖面上均有明显的膨缩现象，一般矿脉的膨大体处在断裂带内出现的平行小断裂之间、小断裂与主断裂交接的锐角部位及断层破碎带部位。膨大体中常存在富矿囊和透镜状小富矿体。膨大段的锑矿体以致密块状矿石为主，向外有角砾胶结矿石和细脉状、浸染状矿石等。面矿脉收缩段则常由薄而贫的锑矿石连接。矿脉走向长 1200 m，沿倾向延深 500～600 m 仍见矿化。矿体厚 0.26～23.31 m。

矿石平均品位 4.83%。伴生元素含量 Hg 在 $0.4\times10^{-6}$～$6.0\times10^{-6}$，As 在 $3\times10^{-6}$～$8\times10^{-6}$，Au 小于 $0.5\times10^{-6}$，Ag 小于 $1\times10^{-6}$。

矿石矿物以辉锑矿为主，次生氧化矿物有少量锑华、锑赭石。伴生金属矿物主要为黄铁矿，偶见辰砂及雄黄。脉石矿物以石英为主，次有方解石、白云石，粘土矿物（多变质为绢云母）、重晶石等。矿物共生组合以辉锑矿-石英组合为主，次为辉锑矿-石英-方解石组合和辉锑矿-粘土矿物-碳酸盐矿物-石英组合等。

矿石结构有自形-半自形晶粒结构、半自形-他形晶粒结构、花岗变晶结构、聚片双晶结构等。矿石构造主要为致密块状、角砾状、脉状、浸染状及晶簇状，个别见同生沉积构造（诸如散点状、放射状、条带状、虫管状等构造）。

围岩蚀变简单，常见有硅化、碳酸盐化，重晶石化及绢云母化，以硅化最普遍，常与辉锑矿伴生产出。

矿床工业类型属碎屑岩中脉状锑矿床。

属大型锑矿床。

## 3.2.3 铜矿

黔东地区铜矿主要产于从江县南部花岗岩和梵净山地区辉绿岩体内，这些岩体之内外接触带或之外的滑脱构造带、断裂带中也有铜矿产出。铜矿与岩浆活动、断裂活动及变质作用密切相关。各区域成矿条件不同，矿床类型及矿床地质特征也各异。

### 3.2.3.1 从江地区铜矿

从江地区铜矿类型主要有岩浆期后热液脉型和构造蚀变岩型两类。岩浆期后热液脉型铜矿主要分布于翁浪—地虎构造滑脱带中，以地虎铜矿床为代表；构造蚀变岩型铜矿主要分布在早期侵入的花岗岩中的北西向、东西向、北东向断层带内，有舒家湾铜矿、南加铜矿、高华铜矿点，可进一步划分为接触交代蚀变型铜矿和构造裂隙充填型铜矿两类。

#### 3.2.3.1.1 岩浆期后热液脉型

1）舒家湾矿点。主要为构造裂隙充填型铜矿。铜矿产于不同的花岗岩裂隙的硅化石英岩脉中，矿体与围岩无明显的蚀变，接触界线十分清楚。矿体的围岩为细粒二长花岗岩。矿脉产于北西向断裂带中，受北西向断裂控制，矿脉产状与断裂破碎带产状一致。该带长数千米，宽10～30 m不等，主要由硅化—强硅化的花岗质构造角砾岩及碎裂石英脉组成。以硅化蚀变为主，伴有绿泥石化、高岭石化、钾长石化、绢云母化等。主要矿石矿物为黄铜矿、黄铁矿，少量方铅矿、闪锌矿，风化后见褐铁矿斑块及孔雀石、蓝铜矿等。脉石矿物主要为石英、绿泥石等。矿石具半自形—他形粒状结构及细脉浸染状构造。黄铜矿等有用矿物主要呈自形—他形不等粒状充填于断裂破碎带的石英脉中构成矿体。已发现6条矿化带，含矿带产状与断裂带产状一致，走向280°～320°，倾向南西，倾角一般为60°～70°。其中3条矿化较好，矿化带走向延长分别为2300 m、250 m及1700 m，破碎带宽10～30 m不等。已发现矿体长280 m，厚0.93～2.06 m，Cu品位0.43%～1.13%，平均0.65%。

2）南加矿点。接触交代蚀变岩型铜矿。铜矿产于二长花岗斑岩、黑云母钾长花岗斑岩和中粗粒斑状钾长（二长）花岗岩与四堡群片岩接触的硅化石英岩中。容矿岩石均为强烈硅化形成的硅化石英岩并构成含矿蚀变带。没有硅化的岩石中也可见星点状黄铜矿化，反映出成矿物质与其花岗岩有着一定的关系。矿体产于接触带硅化石英岩脉中，矿体呈脉状产出，其产状与硅化石英岩脉一致，现已控制矿脉长1400 m，厚1.7～8.7 m，平均4.2 m，Cu品位0.6%～2.44%，平均1.2%。矿体向深部延伸具有增厚变富的趋势。围岩蚀变主要有钾长石化、绢英岩化、泥化及青磐岩化，各种蚀变围绕含矿石英脉呈带状分布，各蚀变带之间界线不清。一般情况下蚀变带愈宽（厚），矿化体或矿体厚度愈大，含矿性就愈好。主要矿石矿物为黄铜矿、辉铜矿、黄铁矿及少量方铅矿、闪锌矿；脉石矿

物主要为石英、绿泥石等。矿体中黄铜矿呈细脉状，浸染状及斑块状产出，矿石具半自形—他形粒状结构，细脉浸染状及斑块状构造。构造裂隙充填型。铜矿主要产于不同类型花岗岩裂隙的硅化石英岩脉中，无明显的围岩蚀变，与围岩接触关系十分清楚。容矿岩石为硅化石英岩，普遍绿泥石化。除个别铜矿体两侧见少量钾化外，其余未见蚀变。总体上围岩蚀变较弱。主要矿石矿物为黄铜矿、黄铁矿，少量方铅矿、闪锌矿，风化后常见褐铁矿斑块及孔雀石，蓝铜矿等。脉石矿物主要为石英，绿泥石等。矿石具半自形—他形粒状结构及细脉浸染状、斑块状构造。高华矿点属这类铜矿。矿化带受近东西向断裂破碎带控制。矿体围岩为细粒二长花岗岩。其含矿断裂走向长 1200 m，宽 0.5 ~ 20.0 m。矿体走向长 340 m，出露高差 50 m，矿体厚 0.81 ~ 5.64 m，平均 3.09 m。Cu 品位 0.50% ~ 1.17%，平均 0.91%；伴生 Pb 品位 0.21% ~ 2.54%，伴生 Zn 品位 0.42% ~ 2.36%。

**3.2.3.1.2　构造蚀变岩型铜矿**

这种类型远离花岗岩体，受沿中、新元古界不整合面附近发育的区域性滑脱构造带控制，产于其中的构造蚀变岩中，以地虎铜-多金属矿为代表。

该矿床赋存于九星背斜转折端强烈的蚀变带内，由一系列雁行式排列的隐伏矿体群组成矿带。矿体呈似层状、透镜状，厚 1.14 ~ 16.18 m，单条矿体延伸长 200 ~ 435 m，倾向延伸 150 ~ 345 m。矿石中含 Cu 0.42% ~ 2.64%，Pb 0.52% ~ 5.2%，Zn 0.62% ~ 5.64%。矿石矿物主要有黄铜矿、方铅矿、闪锌矿及少量的斑铜矿、黝铜矿、磁铁矿、黄铁矿、毒砂矿等，脉石矿物主要有石英、绿泥石、绢云母、黑云母，次生矿物有孔雀石、蓝铜矿、铜蓝、自然铜、白铅矿、磁铁矿及褐铁矿等。矿石结构以溶蚀交代结构、固溶体分离结构为主，次为花岗变晶结构、鳞片变晶结构等。矿石构造常见块状、细脉浸染状、条带状等。蚀变主要有硅化、绢云母化、绿泥石化、黄铁矿化，以及强烈的褪色化和局部的碳酸盐化。硅化为主要近矿围岩蚀变，形成次生重结晶石英岩、致密石英岩、硅化片岩等，以前两种的含矿性最佳。矿石类型主要为含铜多金属型。

### 3.2.3.2　梵净山地区铜矿

**3.2.3.2.1　辉绿岩内铜砷矿床**

该类型铜矿见于石柱岩、六角岩、肖家河等地。赋矿围岩为梵净山群下部呈层状产出基性熔岩——辉绿岩体内的辉绿岩粗粒带中。矿体受断裂控制明显，赋存于次级张性断裂及断裂所形成的裂隙节理中。矿体呈豆状、小透镜状。矿石矿物主要是黄铜矿、毒砂、磁黄铁矿、黄铁矿，闪锌矿等。脉石矿物主要为绿泥石、石英、斜长石、方解石等。据矿物共生组合可分为铜-砷型矿石和石英脉型黄铜矿矿石。矿石品位：Cu 0.31% ~ 2.56%，一般 0.7% ~ 1.5%；As 0.2% ~ 3.0%，一般 0.8% ~ 1.2%。矿石结构主要为他形粒状，次为溶蚀交代结构。矿石构造以细脉状，网脉状为主，次为浸染状、团块状和块状。围岩蚀变主要为硅化，地表及浅部金属矿物均受不同程度的氧化，以硅化与成矿关系最为密切。以石柱岩铜砷金矿床为典型矿床。

**3.2.3.2.2　热液脉状铜矿**

该类型铜矿主要见于保庆堂及朱家湾两地。赋矿围岩为梵净山群的层状基性熔岩——辉绿岩。受构造裂隙节理控制，且与钨锡矿等共生。矿石矿物主要有黄铜矿、方铅矿、黑铜矿、伴生黄铁矿、磁黄铁矿等。脉石矿物主要为石英、方解石。矿石结构为半自形—他形粒状结构。矿石构造以脉状为主。围岩蚀变以硅化和方解石化为主。

#### 3.2.3.2.3 含铜大理岩

主要分布在金厂—雀子坳、大水溪、护国寺等地。产于板溪群甲路组第二段的大理岩中。含铜硫化物呈浸染状或细脉状稀疏分布。矿石矿物主要为黄铜矿、斑点铜矿及少量黝铜矿、辉铜矿。脉石矿物主要为方解石、白云石、石英等。该类型矿化体厚度薄，含量低。

### 3.2.3.3 三都-丹寨地区铜矿

该区主要产出石英脉型铜矿。铜矿产于上元古宇下江群清水江组及平略组的中部，岩性以深灰色变余沉凝灰岩和砂质板岩为主，次为灰—深灰色粉砂质绢云母板岩。矿化受节理、裂隙和北西向、北东向断裂控制，常与石英脉相伴生。以雷山县独南铜矿为代表。

雷山县独南铜矿点地处野记—地祥断裂带西侧，次级北东向独南背斜轴部附近。矿化围岩为下江群清水江组变余沉凝灰岩和砂质板岩。含铜石英脉充填于独南背斜轴部节理裂隙内，组成长 5600 m，宽 40～60 m 的矿化石英脉带。主要矿体长 530 m，厚 0.20～0.56 m，含 Cu 0.63%～3.6%。矿石矿物主要为黄铜矿（地表及浅部见少量孔雀石），伴生有少至微量的方铅矿、闪锌矿、黄铁矿。脉石矿物主要为石英、方解石。矿石具细脉状、浸染状构造，他形粒状及包含结构；围岩蚀变为硅化、黄铁矿化。

## 3.2.4 铅锌矿

本区铅锌矿床广泛分布于松桃—铜仁—玉屏—岑巩—三穗—凯里—都匀—荔波一带及其附近区域（图 3.1），在大地构造位置上位于扬子陆块的上扬子台褶带与江南地轴之构造单元结合带（俗称轴缘带），构造条件极有利于铅锌矿的成矿作用。成矿区带主要归属于轴缘带汞、锑、金、铅、锌、金刚石成矿带（Ⅳ5），其次归属于雷公山锑、金、砷、铅、锌成矿带（Ⅳ2），个别归属于九万大山钨、锡、铜、金、银成矿带（Ⅳ1）。以产出层位而言，自新元古界青白口系至古生界泥盆系都有产出（表 3.1、表 3.2）。矿床类型主要有准同生沉积型铅-锌矿床、热液交代-充填型层控铅锌矿床和热液蚀变型铜铅锌多金属矿床等几种类型。

### 3.2.4.1 轴缘带（松桃—玉屏—三穗—凯里—都匀—荔波一带）铅锌矿

#### 3.2.4.1.1 赋矿地层

铅锌矿的赋矿地层比较复杂，据不完全统计，轴缘带铅锌矿的赋矿地层由老至新计有青白口系下江群乌叶组、番召组、清水江组、平略组、隆里组，南华系南沱组，震旦系陡山沱组/洋水组、灯影组，寒武系清虚洞组、敖溪组/花桥组、都柳江组、杨家湾组、三都组，奥陶系锅塘组、独山组、望城坡组、尧梭组等 20 余个组级岩石地层单位，但各成矿区带铅锌矿产出层位各有不同（表 3.3）。

容矿围岩一般为厚层块状的滩（丘）相豆、鲕粒白云岩、生物屑白云岩、砂砾屑白云岩，以及泥质白云岩、白云质灰岩、灰岩、粉砂质白云岩，也有白云质粉砂岩、粉砂岩-砂岩（断裂型铅锌矿）和浅变质细碎屑岩，凝灰质板岩等。矿体常赋存于二元结构的岩石组合或构造岩石组合中，一是高孔隙度且连通性较好的碳酸盐岩为储矿提供有利空间，二是低孔隙度和低渗透率的含泥质类岩石、构造岩，对矿质运移起到屏蔽作用。

#### 3.2.4.1.2 控矿构造

在大断裂交汇部位，往往是铅锌矿床点的集中区。地祥—野记断裂带与蔓洞断层的

**表 3.3　黔东地区主要赋矿层位铅锌矿地质特征简表**

| 年代地层 | 岩石地层 | 容矿岩石 | 铅锌矿体特征 | 矿床类型 | 主要矿床（点） |
|---|---|---|---|---|---|
| 上泥盆统 | 尧梭组<br>望城坡组 | 含粉砂质和生物的厚层细晶白云岩（白云质粉砂岩）、白云质灰岩、灰岩等 | 矿体呈层状、似层状产出，产状与围岩基本一致 | 层控 | 贵定半边街、竹林沟 |
| 中泥盆统 | 独山组 | 厚层块状白云岩和灰岩 | 矿体呈透镜状、似层状，局部呈囊状 | 构控 | 荔波奴亚、新寨，三都板甲，独山下令当 |
| 下奥陶统 | 锅塘组 | | | 构控为主 | |
| 上寒武统 | 三都组 | 厚层块状碎屑灰岩夹条带状泥质灰岩、层纹状泥灰岩及钙质页岩夹中厚层灰岩 | 矿体产于断层及旁侧次级断层破碎带，产状与断层一致 | 构控 | 三都牛场 |
| 中寒武统 | 都柳江组 | | | | |
| | 石冷水组<br>高台组 | 泥质白云岩，角砾状、花斑角砾状砂屑白云岩、粉—细晶白云岩 | 矿体一般呈层状、似层状顺层产于层间断裂带及其旁侧次级断裂带中，富矿体常呈脉状、透镜状、豆荚状沿切层断裂产出 | 层控为主，次为构控 | 铜仁大硐喇、谷坳、茶店尖坡，沿河铺子边、三角塘，都匀牛角塘，凯里龙井沟 |
| 下寒武统 | 清虚洞组 | 斜坡相（台地边缘藻丘相）鲕、豆粒白云岩、细晶白云岩、粉晶白云岩、含砾屑白云岩、藻泥粉晶灰岩 | 矿体呈似层状、顺层、透镜状沿层间断层产出，或呈石英脉产于断层破碎带中 | 层控为主，次为构控 | 松桃嗅脑、老屋场，铜仁卜口场、广龙坡、旁边坡，镇远竹坪、田冲、磨湾、大堰，凯里龙井街，都匀牛角塘 |
| 上震旦统 | 灯影组 | 白云岩、白云质灰岩、砂屑白云质灰岩 | | 层控<br>构控 | 松桃笔架山、铜仁铜锣 |
| 下震旦统 | 陡山沱组/洋水组 | 细—粉晶白云岩、钙质白云岩、白云质灰岩 | | | |
| 青白口系 | 下江群/板溪群 隆里组 | | | 构控 | |
| | 下江群/板溪群 平略组 | | | 构控 | |
| | 下江群/板溪群 清水江组 | 变质细碎屑岩、变质粉砂质板岩、变质凝灰岩及凝灰质砂岩 | 多金属矿，矿体多呈脉状、棱柱状及不规则状产出 | 构控为主 | 万山黄茶，玉屏林冲、银厂沟，丹寨宰宿 |
| | 下江群/板溪群 番召组 | | | 构控 | |
| | 下江群/板溪群 乌叶组 | | | 构控 | |
| | 下江群/板溪群 甲路组 | 产于甲路组第一、二段之间滑脱构造带中，矿体呈透镜状、似层状 | 矿体呈似层状、透镜状或囊状产出，受该滑脱构造带及其之上的次级褶皱联合控制 | 构控 | 从江地虎、翁浪、九星铜金铅锌多金属矿床 |

交汇部位及附近，控制了三都—丹寨汞、金矿带北段汞金矿床的密集分布。荔波北西向构造与南北向的地祥—野记断裂带交汇部位控制了三都铅锌、金、锑矿的密集分布。

对沉积相带有着控制作用的同沉积断层（这些断裂往往是多期活动大断裂影响的结果），旁侧往往形成矿产集中分布区或（并）产出大、中型矿床。都匀牛角塘铅锌矿床、独牛铅锌矿床的形成就是因为同沉积断层长期活动为沉积盆地提供了丰富的成矿物质。三都—丹寨地区，北西向和东西向同沉积断层活动，影响了泥盆系沉积相及古地理环境，从而控制了黔南台陷内准同生沉积型铅锌矿的形成和分布，并在后期的成矿作用中成为热液运移的通道。

次级断裂及断裂破碎带往往控制了铅锌矿体的产出。

**3.2.4.1.3　矿体形态**

产于碳酸盐岩中的密西西比河谷型铅锌矿，指产于下寒武统清虚洞组受藻灰泥丘相控制的层控型铅锌矿。其整合型铅、锌矿体主要呈层状、似层状、少部分不规则状，产状总体与围岩一致，常有1～3个含矿层位富集矿体。交错型铅锌矿体呈脉状、豆荚状及透镜状沿断裂破碎带产出，矿体受次级构造的控制。碳酸盐岩型铅锌矿中的产于汞矿体间隙带中的层控型铅锌矿床，矿体主要呈层状、似层状展布，产状总体与围岩一致，局部与围岩相切。产于泥岩—细碎屑中的铅锌矿体形态主要呈脉状、网脉状、鸡窝状及不规则状，受次级构造的控制。产于各种围岩中的铅锌矿体形态主要呈团块状、鸡窝状、网脉状、脉状及不规则状。

**3.2.4.1.4　矿石特征**

矿石自然类型主要为硫化矿石，个别为氧化矿石。

按矿石铅、锌含量比例划分，碳酸盐岩中的铅锌矿主要为锌矿石，次为铅锌矿石。泥岩－细碎屑中的铅锌矿，以及各种围岩中的脉状铅锌矿，主要为铅锌矿石。

矿石矿物主要为闪锌矿、方铅矿，次为黄铁矿、褐铁矿等，微量矿物有磁铁矿、黄铜矿、白铁矿、磁黄铁矿等。非金属矿物有方解石、白云石、萤石、重晶石、沥青等。

矿石结构构造有他形粒状结构、包含结构及交代结构、胶状结构、碎裂结构，以及块状构造、浸染状构造、网脉状构造、花斑状构造和条带状构造等。

**3.2.4.1.5　围岩蚀变**

围岩蚀变主要有方解石化、白云石化、褪色化、重晶石化、黄铁矿化、沥青化、辰砂化、萤石化、硅化、绢云母化、绿泥石化等。

**3.2.4.1.6　矿床类型**

1）矿床成因类型。成因类型为低温热液型，由沉积—成岩—改造作用形成，成矿热液为大气降水和地层水混合而成的地下热卤水。综合各种特征，可以进一步划分为两类。一类是从奥陶纪末志留纪初的都匀运动（降升），到志留纪末泥盆纪之初的广西运动，形成的热液交代-充填型铅锌矿床；另一类是从早泥盆世初到晚泥世末因裂谷作用形成的准同生沉积型铅锌矿（陈国勇，2005）。准同生沉积型铅锌矿床。该类矿床以产于上泥盆统底部的贵定半边街、竹林沟铅锌矿床为代表，分布于过渡带西侧黔南台陷区。主要特征为：两矿床均赋存于上泥盆统底部，矿体呈层状、似层状产出，未见切穿地层的脉状矿体；主成矿期形成的闪锌矿与含矿层中石英粉砂之间未见交代现象，亦说明矿体与含矿层近于同时形成，成矿时代大致在晚泥盆世早期；成矿时代与含矿层位形成年代基本一致，

据 Rb－Sr 法同位素测年数据，显示其铅锌矿成矿时代为距今 378 Ma 左右，大致相当于晚泥盆世早期，独山下令当一带产于中泥盆统独山组鸡窝寨段中的铅锌矿铅同位素组成年龄（$\phi$ 值年龄）为 392 Ma，也和含矿层形成时代基本一致；矿石组构以碎屑结构（粉砂状结构），纹层状构造为特征；围岩蚀变微弱、单一；矿石中矿物组分单一，矿石矿物主要见闪锌矿，少见其他金属矿物。热液交代-充填型层控铅锌矿床。该类矿床以赋存于下寒武统清虚洞组中的都匀牛角塘铅锌矿床为代表。热液交代-充填型层控铅锌矿床的主要特征为：成矿时代明显晚于含矿层位的成岩年龄；矿体虽受地层控制，但常见切割围岩层理的矿脉；矿石组构以交代结构，浸染状构造为主；围岩蚀变强烈，种类丰富；主成矿期闪锌矿与围岩中的白云石和碎屑物质之间普遍具交代溶蚀结构，闪锌矿常交代围岩产出；矿石中的矿物组分较为复杂。

2）矿床工业类型。在《贵州松桃-玉屏铅锌矿评价成果报告》中，按照铅锌矿地质勘查规范划分，将评价区内铅锌矿的工业类型划为以下三种，这一分类方案基本适应于整个黔东地区。碳酸盐岩型铅锌矿。依据其产出层位、矿体产状、成矿特征进一步划分为密西西比型铅锌矿和产于汞矿体间隙带中的层控型铅锌矿床两亚类。产于下寒武统清虚洞组，以受藻灰泥丘相控制为主的层控型铅锌矿（即密西西比河谷型铅锌矿），为主要矿床类型，点多面广。已发现的矿床（点）有松桃嗅脑，盘信团塘、老屋场，铜仁卜口场、广龙坡、旁边坡，江口民和，镇远竹坪等。浅水潮下斜坡相（台地边缘藻丘相）控制着该类铅锌矿的展布及成矿作用，而丘坪丘前微相则控制着矿体的分布。产于汞矿体间隙带中的层控型铅锌矿床，含矿层位为中寒武统敖溪组，与区内汞矿产出的层位一致，受地层层位和岩相控矿十分明显。呈北东向带状分布，矿体产于汞矿体的间隙带上，两者互为消长关系。该类铅锌矿是近年来发现的具有较好找矿前景的一类矿床，已发现的矿床（点）有铜仁大铜喇、灯草田、谷坳、茶店尖坡及湖南凤凰牛豆坪等。泥岩-细碎屑岩型铅锌矿。产于板溪群清水江组浅变质细碎屑岩中，呈脉状、浸染状及不规则状产出。已发现的矿床（点）如万山黄茶，玉屏林冲、银厂沟等。

各种围岩中的脉状铅锌矿。本铅锌矿带该类铅锌矿为产于震旦系灯影组及陡山沱组白云岩、白云质灰岩中，受地层和次级构造的控制。

**3.2.4.1.7　典型矿床**

1）贵定半边街铅锌矿床（准同生沉积型）。产于区域性同沉积断层——黄丝断层的旁侧。该断层两侧泥盆纪地层发生沉积相分异而分为南北两个相区：北部属凯里小区，出露高坡场组；南部属独山小区，出露望城坡组、尧梭组和者王组。中泥盆统蟒山组滨海相的石英砂岩在断层南盘厚度大于 200 m，在北盘仅十余米，甚至缺失。望城坡早期碳酸盐岩分为礁后潟湖、生物礁（滩）及半局限台地等相带，以礁后潟湖相带与成矿的关系最为密切。矿体呈层状、似层状产出，产状与围岩基本一致，在北部赋存于高坡场组下部，一般有 3 层矿体，矿体间距 5～10 m，倾向 276°～337°，倾角 5°～31°；在南部赋存望城坡组中下部，亦有 3 层矿体，矿层间距 7～12 m，矿层倾角一般 20°左右。容矿岩石均为含粉砂质和生物的厚层细晶白云岩。主矿体长 742～946 m，宽 56～230 m，真厚度 1.34～13.20 m；顶、底板主要为白云岩；围岩蚀变弱，有黄铁矿化、重晶石化等，远离矿体逐渐消失。矿石品位 Zn 2.33%～15.77%，平均 6.6%。伴生有益组分为铅、镓、镉，可综合利用。矿物共生组合有两类：碎屑质矿物-白云石-闪锌矿-黄铁矿和闪锌矿-黄铁矿-白

云石，分别对应成矿的两个阶段，即同生沉积阶段和地下水热液改造阶段（弱改造）。矿石结构主要为草莓状结构、自形-半自形结构、微弱交代结构、环带结构。矿石构造主要为块状构造、纹层状构造、浸染状构造、胶状构造。具成因指示意义的是纹层状构造和浸染状构造。纹层状构造有两种形式，一是草莓状黄铁矿-闪锌矿（闪锌矿）集合体顺层不均匀分布与石英粉砂形成纹层；二是闪锌矿细小晶粒顺层不均匀分布与石英粉砂形成纹层。浸染状构造为闪锌矿、黄铁矿、白铁矿细小晶粒不均匀分布于碎屑物质之间，并“胶结”碎屑颗粒。

2）都匀牛角塘铅锌矿床（热液交代-充填型层控）。矿床产于区域蔓洞断层两次级断层——早楼断层旁侧。在早寒武世杷榔期，断层北西侧为广海陆棚陆源碎屑沉积（杷榔组），南东侧则属斜坡相陆源碎屑-碳酸盐岩类复理石沉积（“乌训组”），显示出加里东期南东盘下降的同沉积活动特征。矿体产于出寒武系中统高台组泥质白云岩和“乌训组”页岩，以及早楼断裂逆冲不透水岩石形成的三边圈闭的下寒武统清虚洞组颗粒白云岩中，后者为主要含矿层位。据容矿层位的不同，自下而上划分为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ4个“矿带”，每个矿带可以细分为若干个小的容矿部位。有利于成矿的岩石组合为含泥质白云岩+颗粒白云岩组合，矿体顺层产出。矿体呈似层状、透镜状。围岩蚀变主要是白云石化、硅化、黄（白）铁矿化、重晶石化、方解石化、沥青化。伴生镉、硫铁矿。矿石矿物主要有闪锌矿、黄铁矿、方铅矿、白云石、方解石。矿石组分中，尚有少量石英、玉髓、重晶石和菱锌矿、异极矿、硫镉矿、褐铁矿等。矿石具他形、半自形晶粒结构、碎裂、碎粒结构、胶状结构、球粒结构、溶蚀残余结构，以及浸染状构造、条带状构造、块状构造等。矿石品位较低，单个矿体Zn品位一般在5.1%～10.4%之间，平均6%～7%。矿石化学成分以锌为主，富镉低银，Cd含量一般为0.14%～0.37%，与锌呈明显的正相关关系。

3）龙井街铅锌矿床（层控型或称密西西比河谷型）。产于玉屏—凯里—三都深大断裂带上。蔓洞深断层从矿区南东侧通过。位于区域蔓洞断层北西盘，受蔓洞断层的控制。铅锌矿主要含矿层位为下寒武统清虚洞组第三段、石冷水组第一段，岩性为鲕、豆粒白云岩，细晶、粉晶白云岩，含砾屑白云岩等，所含大量鲕粒、豆粒和少量内碎屑颗粒等表明为台地边缘相鲕滩沉积。矿体呈似层状、透镜状沿层间断层产出。各矿（化）体产状与容矿围岩的产状基本一致，局部透镜状矿体有小角度穿层现象。矿化带长2000 m，地表工程初步控制矿体最大长度1000 m，倾斜延伸120 m，矿体厚0.8～7.6 m，最大厚度12.8 m，一般4～6 m。品位Zn 5.96%～7.15%，Pb 6.03%～6.70%。其他组分：Cd 0.04%～0.09%，Ca<0.001%，Ge 0.001%～0.003%，Ag $2.39\times10^{-6}$～$4.78\times10^{-6}$。矿石矿物主要为闪锌矿、方铅矿，次为菱锌矿、褐铁矿及赤铁矿，少量黄铁矿。脉石矿物主要为白云石，少量方解石、石英及沥青质。矿石呈自形晶粒状结构、不等粒镶嵌结构、碎粒结构、球粒结构、交代残余结构等。矿石构造为浸染状、斑点状、角砾状、致密块状、细脉状、蜂窝状等。矿体在地表氧化常形成带状分布铁帽。

#### 3.2.4.2 其他成矿区带的铅锌矿

黔东地区其他成矿区带的铅锌矿床（点）比较少，规模也比较少，并往往与其他矿产共同构成多金属矿。因研究程度较低，以下仅做简要叙述。

##### 3.2.4.2.1 雷公山地区铅锌多金属矿床

分布于雷公山锑、金、砷、铅、锌成矿带（Ⅳ2），主要产于施洞—盘山和丹寨南皋

—新华地区，属断裂型多金属矿床，代表矿床为丹寨宰宿铅锌矿。

丹寨宰宿铅锌矿床位于丹寨县北东平距约 4 km，产于前震旦系下江群清水江组第二段凝灰质板岩中，受野记—地祥断裂带旁侧的铜鼓坡断层所控制，矿体产于南北向和北西向的断层破碎带中，为断裂石英脉型铅锌矿床。

**3.2.4.2.2　从江地区铅锌多金属矿床**

分布于九万大山钨、锡、铜、金、银成矿带（Ⅳ1）内，产于从江南部翁浪—地虎甲路组第一段与第二段接触部位的滑脱构造蚀变岩带中，属浅变质岩中的断裂型多金属矿床。容矿地层为下江群甲路组第一段与第二段。矿床类型可进一步划分为构造充填石英脉亚类和构造蚀变岩亚类。构造充填石英脉亚类有用组分呈脉状沿含矿断裂带的构造裂隙充填富集成矿，矿体及矿化体与围岩界线清楚；构造蚀变岩亚类有用组分富集于花岗岩体内的构造剪切带中，含矿带及矿体与围岩呈渐变过渡，没有明显的界面。有众多铅锌及铜金银矿矿产分布其中，如翁浪、九星、地虎等。矿（化）体一般呈脉状、透镜状产出，矿体长数十米至百余米；矿石中伴生或共生铅、锌、铜等多金属矿物质，矿物成分有黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、磁铁矿、黄铁矿及石英等；矿石具溶蚀结构、粒状结构及浸染状构造等。以九星多金属矿点为例：矿体产于翁浪—地虎滑脱构造带中，矿体及矿化体呈脉状或透镜状产出。可分为上下矿层，其矿体长 1500 m，上矿层厚 0.64 ~ 1.79 m，下矿层厚 0.42 m 左右；两矿层相距 0.90 ~ 2.00 m。矿石平均含 TFe 33.23%，最高为 50.12%；含 Au $0.50\times10^{-6}$ ~ $6.00\times10^{-6}$；Ag $20\times10^{-6}$ ~ $80\times10^{-6}$；Cu 0.20% ~ 1.00%；Pb 0.10% ~ 0.30%；Zn 0.20% ~ 0.40%。

该区还有一种与之略有不同的类型，见于那哥和鸡脸多金属矿点。以那哥多金属矿点为例，它位于宰便断层西侧那哥一带，矿体呈脉状充填于青白口系下江群甲路组第二段钙质绢云母千枚岩、大理岩的节理裂隙及断层破碎带中。有三条含矿石英脉，均呈近东西向展布，倾向北，倾角 65° ~ 78°，1 号含矿石英脉充填于断层破碎带中，长 26 m，厚 1.00 ~ 2.00 m，含 Pb 一般为 0.03%，个别为 8.71%；Zn 0.02% ~ 0.10%；Cu 一般为 0.01%，最高 0.65%；2、3 号含矿石英脉充填在节理裂隙中，其中，2 号含矿石英脉长 18 m，厚数十厘米；3 号石英脉长 20 m，厚 25 cm，一般含 Pb 5.79%，Zn 0.07%，Cu 0.01%。矿物成分有方铅矿、黄铁矿、磁铁矿、磁黄铁矿、石英等。矿石具溶蚀结构、粒状结构及浸染状构造。围岩蚀变主要有硅化及绿泥石化。

## 3.2.5　钨锡矿

黔东地区钨锡矿主要分布在花岗岩、白云母花岗岩出露的区段附近，以黔东北梵净山区和黔东南从江地区为主。钨锡矿化与花岗岩、白云母花岗岩有关，属岩浆期后伟晶-气化高温热液—中温（部分为低温）热液型矿床。

### 3.2.5.1　梵净山地区钨锡矿

区内钨锡矿主要分布在白云母花岗岩及与之相关的酸性脉岩出露区段，除个别矿点（桃树林、青龙洞）或矿床中的一部分（小黑湾）位于白云母花岗岩内侧，磨槽沟矿点产于花岗伟晶岩脉中之外，其余绝大部分矿床（点）均产于白云母花岗岩外侧附近的辉绿岩内，偶尔产于白云母花岗岩及沉积变质岩内。可分为三种类型：伟晶岩型、高温热液型石英-黑钨矿床，热液型石英-锡石矿。

矿床成因类型主要属岩浆期后气成至高温热液型石英-钨锡矿床，部分可能属中温热液型石英-锡石矿，个别属伟晶期锡矿床。矿床工业类型有三种：①伟晶岩型锡石矿床，产于花岗伟晶岩脉中，如磨槽沟矿点；②石英锡石型矿床，产于辉绿岩裂隙中，如标水岩、跃进沟矿床；③石英脉型钨锡矿床，产于沉积变质岩及白云母花岗岩裂隙中，如小黑湾矿床。

**3.2.5.1.1 赋矿地层**

主要是梵净山群淘金河组至铜厂组，并以变质基性火山岩——辉绿岩为主，沉积变质岩（变余砂岩）或白云母花岗岩（包括脉岩）次之。

**3.2.5.1.2 控矿构造**

钨锡矿主要分布于梵净山背斜中次级的大罗背斜及余家沟断层、核桃坪断层的近侧和与之相关的挤压褶曲带中。南北向隐伏构造带可能控制了区内白云母花岗岩的总体分布，北东向构造带控制了已出露或隐伏的白云母花岗岩的分布，组成了3个不同的矿田（黑湾河矿田、标水岩矿田、肖家河矿田），从而间接地控制了矿区（矿化区）的范围。在背斜轴部附近或轴部局部拱起处、倾伏端，褶曲挤压强烈地段，更有利于白云母花岗岩的侵入，节理裂隙也特别发育，往往有利于矿脉充填，间接地控制矿床（点）的分布。控制含矿带及矿体（脉）的构造主要为裂隙。

**3.2.5.1.3 矿体特征**

该区有矿床（点）数个，含矿脉数十条，矿带长100～2000 m，宽 $n$～500 m。单脉长 $n$～600 m，厚0.$n$～5 m。脉大致雁行排列，膨缩和分支复合现象常见。

**3.2.5.1.4 矿石特征**

在伟晶岩型锡石矿床中矿石矿物主要是锡石、铌钽矿物，另有少量黑钨矿、白钨矿、锂云母，脉石矿物主要是石英、钾（微斜）长石、白云母等，属伟晶岩脉型。在石英锡石型矿床中的矿石矿物主要是锡石，另有少量黑钨矿或（和）白钨矿、辉铜矿及多金属硫化物，脉石矿物主要是石英、电气石，少量白云母、黄玉、萤石等，属电英岩脉型或云英岩脉型。在石英脉型钨锡矿床中的矿石矿物主要是黑钨矿、锡石，少量的白钨矿，伴生有少量的辉钼矿及多金属硫化物，脉石矿物主要是石英，少量的白云母（常构成云母线镶边）、萤石、黄玉，偶见长石等，属石英脉型。

矿石结构为他形、半自形粒状结构、溶蚀交代结构等。矿石构造为浸染状、细脉状、团块状、条带状等（各矿田有所不同）。

标水岩钨锡矿田除含W、Sn外，还含Cu、Nb、Ta等有益伴生组分。

**3.2.5.1.5 围岩蚀变**

主要是云英岩化、硅化。

**3.2.5.1.6 典型矿床**

1）印江梵净山标水岩中型钨锡铜矿床。位于印江县城南东平距约28 km处，梵净山的西侧。矿床产于次级大罗背斜北西翼近轴部，含矿围岩为淘金河组第三段中部之辉绿岩（“标水岩辉绿岩”），辉绿岩与沉积变质岩呈整合接触。矿床北段钻孔中见隐伏白云母花岗岩体（含铌钽矿化）。辉绿岩中见几组裂隙，矿脉即沿此充填。矿床由大小40余条含矿电英岩脉组成一个近南北向的含矿带，长约1500 m，宽300～500 m。单脉长100～600 m（一般200～300 m），厚0.3～5.0 m（一般1～2 m），倾斜延深120～520 m。矿床中除主成分（二氧化钨、锡、铜）外，还含少量铌、钽。矿石矿物主要是锡石、白钨矿，少

量黑钨矿，伴生黄铜矿、斑铜矿、黝铜矿及极少量方铅矿、闪锌矿、辉锑矿、毒砂、黄铁矿等。脉石矿物主要是石英、电气石，少量白云母、黄玉、萤石等。属白钨矿、黑钨矿-锡石-电气石、石英组合。铜矿物富集地段，可划为黄铜矿-石英组合。矿石结构主要为他形至自形粒状及溶蚀交代结构，偶见叶片状和包含结构。矿石构造主要为浸染状，次为细脉状或条带状。

2）贵州印江梵净山跃进沟钨锡矿点。位子印江县城南东平距约29 km处，肖家河上游北坡，棉絮岭之南。矿点产于大罗背斜中段南东翼，含矿围岩为梵净山群余家沟组第二段中部的辉绿岩，辉绿岩与沉积变质岩呈整合接触。矿点附近出露了白云母花岗岩，并见零星之白云母花岗岩及花岗伟晶岩脉。辉绿岩中节理、裂隙发育，雁行排列，其走向与辉绿岩走向大致垂直，很少延伸到沉积变质岩中，矿化之电英岩、云英岩脉即沿此充填。矿石矿物主要是锡石、黑钨矿、白钨矿，伴生辉钼矿、黄铜矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿，毒砂。脉石矿物主要是石英、白云母、电气石，少量黄玉。属黑钨矿、白钨矿-锡石-白云母、电气石、石英组合。矿石结构主要为他形至半自形粒状，偶见溶蚀交代结构。矿石构造主要为团块状或条带状，部分为浸染状。矿物形成先后顺序大致为石英、白云母、电气石、黄玉—锡石—黑钨矿—白钨矿—黄铜矿。围岩蚀变主要为云英岩化及硅化。

### 3.2.5.2 从江地区钨锡矿

#### 3.2.5.2.1 矿床特征

从江钨锡矿位于黔桂边境摩天岭花岗岩的吉羊岩体穹状背斜上。岩体以岩基产出为主，常有岩脉、岩枝穿插其间。钨锡矿产于摩天岭花岗岩体外接触带附近的四堡岩群与下江群甲路组之间的层间滑脱构造蚀变岩带中（乌牙钨锡矿），以及四堡岩群唐柳岩组层间破碎蚀变岩带或花岗岩体与围岩接触带中（南加钨锡矿）。

矿床成因类型有岩浆期后气成-高温热液型石英-钨锡矿床、中温热液蚀变岩型钨锡矿床，气成、高温热液、中温—低温热液。矿床工业类型有2种：石英脉型钨锡矿床，产于沿不整合面形成的层间破碎蚀变带中，如乌牙矿床；蚀变岩型白钨矿锡石矿床，产于不整合面之间所形成的层间破碎经热液蚀变后之蚀变带中，如乌牙矿床。

矿化围岩主要为前震旦系四堡群和下江群之浅变质岩。围岩蚀变主要是硅化、绿泥石化、黑云母化等。钨锡矿体有两种类型：

1）蚀变岩型。白钨矿、锡石矿体为主要矿化类型。在乌牙和南加钨锡矿点均可见到，基本沿蚀变岩展布。矿体呈透镜状，产状与含矿带一致，见有分支复合现象。矿石矿物主要是白钨矿、锡石，伴生有少至微量之磁铁矿、毒砂及多金属硫化物，属电气石、黑云母－白钨矿、锡石组合。白钨矿呈他形粒状，粒径一般较细（2 mm），分布均匀。脉石矿物有电气石、黑云母、石英、绢云母。绿泥石等。矿石结构主要为他形至半自形粒状结构，矿石构造主要为浸染状、团块状、角状构造，次为压碎构造。

2）石英脉型。白钨矿矿体仅见于乌牙矿点，产于剪切带的蚀变岩中，可分单脉和复脉（脉带）2种，脉体变化大，形态复杂，分支复合、膨缩现象普遍，常呈尖灭再现和侧现，雁行排列。矿石矿物主要是白钨矿，伴生少量的黄铁矿。脉石矿物主要是石英，少量电气石、黑云母、斜长石等。石英脉型白钨矿矿化主要属中温至低温热液阶段产物，矿物组合简单，未见气成、高温矿物，加之它穿插于蚀变岩型白钨矿、锡石矿体之中，显然成矿阶段较晚，温度理应较蚀变岩型矿化低。

#### 3.2.5.2.2 典型矿床——从江乌牙白钨矿床

该矿床产于摩天岭（吉羊）穹状背斜北部近部心部位，高武断层之上盘，摩天岭（吉羊）花岗岩体之外接触带。含矿带位于四堡岩群与下江群的不整合接触面及其附近的层间破碎蚀变岩带内。局部可见小的褶曲及波状挠曲。断裂见北东向、北西（北西西）向两组。钨锡矿化与之相伴。矿床南部600 m处即为花岗岩，侵入到四堡群中，与围岩界线呈波状起伏，具舌状、瘤状突出，一般可见接触变质及同化混杂现象；外接触带具角岩化、石榴子石化，围岩同化混杂作用较强烈，与岩体界线不清。矿床内所见的花岗岩为边缘相和过渡相。矿物成分主要为白钨矿，少量锡石；伴有少量磁铁矿、毒砂、黄铜矿等。矿石平均含$WO_3$ 0.441%。围岩蚀变有电气石化、黑云母化。矿化类型有两种：

1）蚀变岩型。白钨矿、锡石矿体基本沿蚀变岩展布，矿体呈透镜状，产状与含矿带一致，见有分支复合现象。矿体长100～675 m，厚0.41～2.37 m，沿倾斜延深100～290 m，平均含$WO_3$ 0.319%～0.4411%。矿石矿物主要是白钨矿，少量锡石，伴生有少至微量磁铁矿、毒砂、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、雄黄、辰砂。脉石矿物有电气石、黑云母、石英、绢云母、绿泥石等。属电气石、黑云母-白钨矿、锡石组合。白钨矿呈他形粒状，粒径一般较细（小于2 mm），分布均匀。矿石以他形至半自形粒状结构为主，压碎结构次之，具浸染状、团块状、角砾状构造。矿物生成顺序大致是电气石、黑云母—锡石—毒砂—白钨矿、石英—黄铁矿及多金属硫化物。

2）石英脉型。白钨矿矿体亦产于蚀变岩中，可分单脉和复脉（脉带）2种。脉体变化大，形态复杂，分支复合、膨缩现象普遍，常呈尖灭再现、侧现，雁行排列，严格受片理、挤压滑动面、小褶曲及节理裂隙控制。在几组构造复合交接部位，脉体规模较大，形态也更复杂，但含矿特富。单脉长0.2～3 m，厚0.01～0.68 m，一般0.1～0.2 m。蚀变带中约2.8%的石英脉含矿。品位变化极大，但一般很富，$WO_3$含量0～35.2%。矿石矿物主要是白钨矿，伴生少量黄铁矿。脉石矿物主要是石英，少量黑云母、电气石、斜长石等。矿石结构以他形粒状结构、镶嵌和斑状结构为主。矿石构造主要为浸染状和细脉状，次为斑块（团块）状构造。属“石英（电气石、黑云母）-白钨矿组合”。矿物生成顺序大致是：电气石、黑云母—斜长石、石英—白钨矿、黄铁矿。

### 3.2.6 铌钽矿

该类矿床均位于大罗背斜近轴翼部，白云母花岗岩出露区附近接触带沉积变质基性熔岩——辉绿岩中。可分为含稀有金属花岗伟晶岩型矿床、含钨锡铌钽电英岩脉和含铌钽花岗岩三种类型。

含稀有金属花岗岩伟晶岩矿床见于印江县磨槽沟、淘金河等地。产于白云母花岗岩外围的伟晶岩岩体中，属岩浆伟晶期作用的产物。产于沉积变质岩之层间剥离构造，层间裂隙及辉绿岩之节理中。矿体呈脉状产出，矿脉形态多样，主要为板状、扁豆状、透镜状等，脉长50～100 m，厚0.5～4 m，倾向延伸125～300 m。矿石矿物主要有钽铌铁矿、锰铌钽铁矿、含钽铌锡石、钛铌钽铁矿等。脉石矿物主要有石英、微斜长石、钠长石、白云母等。一般含$Nb_2O_5$ 0.006%～0.036%，最高0.31%；$Ta_2O_5$ 0.004%～0.03%，最高0.165%；另含锂、铷、锡、铯等，可综合利用。

含钨锡铌钽电英岩脉见于印江县标水岩、跃进沟、棉絮岭等地。该类型铌钽矿的铌钽

含量低，尚难形成独立的铌钽矿床，但均与钨锡矿床共生，赋存于锡石和黑钨矿中，故可考虑综合利用，提高钨锡矿床价值。

含铌钽花岗岩类主要分布在白云母花岗岩体接触带及其附近的白云母花岗岩脉中。此类型铌、钽含量低，仅见矿化现象。

### 3.2.7 锰矿

黔东地区锰矿是中国黔湘渝"锰三角"的重要组成部分。锰矿层产于震旦系大塘坡组细碎屑岩下部。矿床类型主要为碳酸锰矿，氧化锰矿较少(浅表部)；习称"大塘坡式"锰矿。已探明的矿床(点)主要分布于黔东地区北部，先后发现和探明者有松桃大塘坡、杨立掌、大屋、黑水溪、西溪堡、石塘，铜仁长行坡、万山盆架山等大中型矿床。南西地区地质工作程度较低，近年来在从江—黎平一带发现有小黄、高增等锰矿点，产出规模较小，特征与北部锰矿有些不同，目前所见主要为氧化锰矿(硬锰矿等)，有一定找矿前景。

#### 3.2.7.1 赋矿地层

锰矿层产于大塘坡组含锰岩系的下部，岩性为黑色炭质页岩夹数层菱锰矿、含砾砂岩、少量白云岩等，横向上可相变为粉砂质页岩或白云岩，水平层理发育，与下伏铁丝坳组呈整合接触。

锰矿床的区域分布受成锰期沉积环境的控制，以局限浅海盆地环境最佳，有利于碳酸锰质点的稳定淀出和大量聚集，是寻找大—中型菱锰矿床的最佳相带，大塘坡、杨立掌、大屋等主要锰矿床均产于该沉积环境，具有矿床规模大、矿石品位高等特点；局限深水陆架相对较差，形成的锰矿如万山盆架山、石竹溪及铜仁长行坡矿床，具有矿床规模大、矿石品位低的特点。

#### 3.2.7.2 控矿构造

雪峰运动继承和发展起来的古断裂，诸如红石枢纽断层、三阳断层、木耳断裂带等，是具多期次活动的古断裂，常表现出震旦系不整合面上、下断距不一致，它们控制了大塘坡、举贤、黑水溪、笔架山、大屋、杨立掌等成锰盆地的分布（覃英等，2005）。矿床（点）均分布在区内北东向古断裂所控制的地堑或半地堑盆地中，成锰盆地具有沿北西向等间距作雁行排列的规律。盆地走向北东，常为一条古断裂控制多个矿床。

#### 3.2.7.3 矿体特征

矿体形态有似层状、透镜状、眼球状、豆荚状等多种形态，但以透镜状、似层状为主。其中，优质锰矿体往往产于盆地中心附近的含锰岩系下部，如西溪堡、杨立掌、大塘坡锰矿床等。矿体长度一般 1300 ~ >5000 m，宽度一般 500 ~ 1200 m，厚度一般 1 ~ 8.1 m，锰矿层一般有 2 ~ 3 层。

#### 3.2.7.4 矿石特征

矿石以碳酸锰矿类型为主（其成分以高 P 低 Fe 贫 Mn 矿石为主），部分矿床产有优质锰矿及优质富锰矿。矿石结构主要为显微隐晶结构，次为显微晶粒结构。矿石构造主要为块状及条带状。矿物成分主要为菱锰矿，次为锰方解石；次生氧化锰矿主要为硬锰矿、软锰矿等。

其中，优质富锰矿主要为含沥青玉髓结核的块状菱锰矿，多呈枕状产出，Mn 品位最

高（29.76% ~33.91%），P/Mn 值最低（0.0020 ~0.0024）。另有部分块状菱锰矿，主要分布在大塘坡及杨立掌矿区。优质锰矿主要为块状菱锰矿物，Mn 品位 15.52% ~28.54%，P/Mn 为 0.003，如杨立掌、西溪堡、凉风坳等矿区。条带状锰矿一般均为普通锰矿。主要矿物为菱锰矿，次为钙菱矿和镁钙锰矿。具泥晶结构、泥晶砂屑结构、生物碎屑结构及块状构造等（周琦等，2002）。

#### 3.2.7.5 典型矿床——松桃县大塘坡锰矿床

位于松桃县西南方向平距约 40 km 处，地处梵净山穹状背斜北东倾覆端的次级北东向向斜中。

含锰岩系为震旦系下统南沱组大塘坡段第一亚段含锰岩系下部，厚度变化大，一般 11 ~25 m，局部 1 ~2 m，岩性变化也较大。

锰矿层呈透镜状或似层状产出，一般有三层，即上锰矿层和下锰矿层（包括两个透镜体群），其间为黑色含炭质粉砂质粘土岩及深灰色细砂岩，厚 2.9 ~8.1 m。上矿层呈似层状分布于矿床南段，矿体长 1300 m，宽 900 m，厚 0.55 ~1.35 m。下矿层实由一系列的锰矿透镜体组成的透镜体群，群长 2000 m，宽 1200 m，厚 0.53 ~4.07 m。单个透镜体长 1 ~30 m，宽 1 ~10 m，厚 0.53 ~4.07 m，常见有尖灭侧现、尖灭再现、相互重叠等现象，使下矿层在工程揭露中出现时厚时薄时而落空的情况。矿群中夹 1 ~2 层含锰炭质页岩，有时厚达 0.3 m，造成两层或三层矿之假象。矿层底板地层为下南沱组冰碛层之含砾杂砂岩。

锰矿石主要为原生碳酸锰矿，次为次生氧化锰矿（分布于地表氧化带）。其中，原生碳酸锰矿石以显微纹层-显微密集纹层和显微结核-球粒体为主。矿石结构以隐晶质显微粒状为主，次为假碎屑结构、凝灰状结构、鲕状结构等。矿石构造为块状和条带状等。矿石品位，Mn 11% ~33%，一般大于 22%，Fe 2.3% ~3.2%，Mn/Fe 2 ~13，P 0.198%，Mn/P 0.002 ~0.02。

### 3.2.8 重晶石

黔东地区重晶石矿产较多，有热水沉积型矿床及低温热液脉型矿床两种类型。其中主要位于湘黔交界的贡溪复向斜中的天柱大河边重晶石矿床、新晃贡溪重晶石矿床（其他如玉屏重晶石矿床），两者均呈北东向展布并且相连，共同构成超大型的热水沉积型矿床，因类型特殊和规模巨大而全国闻名。

#### 3.2.8.1 赋矿地层

热水沉积型重晶石矿床形成于早寒武世大陆斜坡上的湘黔桂陆缘断陷型热水沉积成矿盆地环境，赋矿层位为下寒武统留茶坡组（黔东）或小烟溪组（湘西南），岩性为黑色硅质岩、炭质页岩夹磷块岩、重晶石矿层和炭质页岩。

#### 3.2.8.2 控矿构造

沿扬子地台边缘的独山、凯里、新晃、常德、岳阳、彭泽、南通一线发育一条深大断裂，该条深大断裂在早古生代其活动就较为强烈，局部地区形成了裂陷槽，并有许多热液活动，提供了丰富的 Ba。重晶石矿床多沿该深断裂附近平行展布，聚集于坳隆之间或隆起中的次级凹陷和洼地。采自湘西南新晃贡溪重晶石矿层的同位素样品具有特高重硫特征，反映了硫源为海底热卤水，因此推断为海底火山作用携带的 Ba、$H_2S$ 等物质进入台

缘盆地内浅水的边缘斜坡环境形成硫酸钡，并随黑色岩系沉积物共同沉积，形成热水沉积重晶石矿床（毛晓冬等，1998）。

#### 3.2.8.3 矿体特征

主矿体呈层状稳定发育在下寒武统留茶坡组底部磷矿层之上，多金属炭质页岩之下的硅质岩和黑色页岩中，局部为透镜状。矿体厚度一般为2～3 m，最厚10.17 m，矿体（矿层）长5～>12 km。矿层内发育同步褶皱、软沉积滑动变形构造和滑塌揉皱构造，具有明显的同生沉积特征。底板为黑色硅质磷块岩，在铜仁下河等地重晶石矿层下部有沉凝灰岩薄层（0～1.24 m）产出。顶板为炭质页岩和石墨等。

#### 3.2.8.4 矿石特征

重晶石矿石的颜色为黑色，风化后为深灰色。矿石矿物为重晶石，脉石矿物主要为方解石，另含少量有机质、胶磷矿、石英、黄铁矿、高岭石及微晶绢云母、斜长石、磷灰石、绿泥石等。

矿石结构主要为镶嵌粒状变晶结构、花岗变晶结构和放射状结构，此外还有栉壳状、针状、柱状、麦粒状、筛状变晶和残余内碎屑、压裂、豆状等结构。矿石构造为致密块状和条纹状，其次为条带状、层纹状，还可见少量的结核状、晶洞、脉状、透镜状、片状、缝合线及蠕虫状等构造。

#### 3.2.8.5 典型矿床——天柱县大河边重晶石矿床

该矿床位于天柱县城北西15 km处，地处湘黔交界的贡溪复向斜中坪向斜南东翼。是中国目前探明钡资源量最大的重晶石矿床，也是湘黔桂陆缘断陷沉积成矿盆地中储量最大，矿石质量最好的重晶石矿床。

矿床内出露地层最老为下震旦统南沱组，最新为中寒武统花桥组，岩层倾向北西，倾角30°～41°。矿体产于寒武系留茶坡组底部磷矿层之上，多金属炭质页岩之下的硅质岩和黑色页岩中。含矿岩系为黑色硅质岩、炭质页岩夹磷块岩、重晶石矿层和炭质页岩序列。

矿体呈层状产出，倾向北西，地表倾角30°～41°，深部变缓为10°～15°。地表出露长（包括贡溪段）17000 m，控制最大斜深800 m。矿体（矿层）地表露头厚2～5 m，最厚可达10.17 m。矿层按其空间位置和矿石结构可分为三部分：上部多为条纹状矿石，在区内连续性好，厚度稳定；中部为硫化物-重晶石层，矿体呈团块状、小透镜体，品位低，一般作“夹层”处理；下部矿层厚1～4 m，厚度变化较大。矿层与顶底地层产状一致，倾向320°，倾角20°～40°。重晶石矿层发育层间同生滑移褶皱，同生变形强烈，具有明显的同生沉积特征。下伏地层为灰黑色薄层硅质岩夹含铀磷块岩，上覆地层为含圆饼状重晶石黑色炭质板岩。

矿物成分以浅灰、灰或深灰色重晶石为主，伴生少量方解石、石英、泥质、炭质、黄铁矿、闪锌矿、绢云母及盐类矿物。矿石结构以他形粒状、片状、镶嵌状为主，花岗变晶结构次之，偶见斑杂状及溶蚀结构。矿石具块状、条带状及残余层纹状构造。局部可见似膏盐假晶残迹。

矿石品位，含 $BaSO_4$ 92%～97%，Sr 0.4%～0.8%，$SiO_2$ 0.04%～2.62%，TFe 0.07%～0.77%，$Al_2O_3$ 0.61%～1.46%，CaO 0.73%～0.334%，MgO 0.007%～0.055%，一级品富矿占总量一半以上，矿石均为灰黑色，白度差。

# 4 金矿地质特征

## 4.1 矿床类型划分

### 4.1.1 矿床建造——成因类型

由于金特殊的元素地球化学性质，决定了金成矿有其特有的复杂性。金几乎能在所有的地质年代中富集，并且其成矿主期与其赋矿地层、岩体的时差可达数百万年。金可赋存在变质、沉积、岩浆等各类岩石中。因此，金矿床分类方案也就比较多，比较常用的是以矿体形态——工业类型为主的分类，以成矿地质作用为主的成因分类，以矿石建造和元素地球化学为主体的分类，以成矿物质来源为基础的分类，以金矿地球化学性状为主的分类，以成矿大地构造背景、构造环境为主的分类，等等。

黔东地区金矿，集中分布于天柱—锦屏—黎平、三都—丹寨、从江和梵净山等4个片区，各片区金矿特征既有相似又有区别，矿床分类依据不同则分类结果亦不同。以建造——成因分类方案进行该区金矿类型划分，以容矿岩石组合、含金建造为主要分类标志，适量兼顾矿床成因，具易于识别又能大致反映成因（陈毓川，2001）。

黔东地区金矿床建造——成因类型可分为产于沉积岩建造中的金矿床和与表生作用有关的金矿床两种含金建造。该区金矿又可以进一步分为变碎屑岩中热液型金矿、细碎屑岩-碳酸盐岩中微细浸染型金矿床、地表砂金矿床三种矿床类型（表4.1）。

**表4.1 黔东地区主要金矿床的建造——成因类型**

| 含金建造 | 矿床类型 | 产出地质条件 | 矿床实例 | |
|---|---|---|---|---|
| | | | 黔东地区 | 类比矿床 |
| 产于沉积岩建造中的金矿床 | 变碎屑岩中热液型金矿，细分为脉型及蚀变岩型金矿床 | 主要产在中—新元古代以陆源碎屑沉积为主的变质岩中，梵净山地区个别产在与围岩准同生的辉绿岩中，与岩浆作用没有直接关系 | (1)天柱—锦屏—黎平地区：平秋、同古、八克、金井、辣子坪、主山冲等金矿床(点)<br>(2)梵净山地区：金厂、猴子洞、金盏坪等金矿床(点)<br>(3)从江地区：地虎、九星、宰便、摆容等金（铜银）多金属矿床(点) | 湖南漠滨金矿床、铲子坪金矿床，沃溪金锑钨矿床 |
| | 细碎屑岩—碳酸盐岩中微细浸染型金矿床 | 产在古生代寒武—奥陶界未变质的细碎屑岩-碳酸盐岩中，与岩浆作用没有直接关系 | (4)三都—丹寨地区：四相厂、苗龙、新发厂、丹寨等金(汞锑)矿床(点) | 贵州板其金矿床、紫木凼金矿床 |
| 与表生作用有关的金矿床 | 表生砂金矿床，细分为冲积型(主)、残积型、坡积型等 | 为表生成矿环境。其中，原生金矿(化)体遭风化剥蚀，随河流冲积物在有利部位形成冲积型砂金矿床 | (5)天柱—锦屏—黎平地区：白市、中团、高酿、金井、傲市等冲积型砂金矿床(点)<br>(6)梵净山地区：金盏坪、老金厂等冲积型砂金矿点 | 湖南坳上、桐溪砂金矿床 |

### 4.1.2 矿床工业类型

中国金矿床主要工业类型按金矿体产出状态、地质环境、矿石结构构造、工业利用情况及某些成因特征划分，共20类32个亚类，有许多是约定俗成的（陈毓川，2001）。据此，将黔东地区金矿的矿床工业类型划分为石英脉型、蚀变岩型、石英脉-蚀变岩型、微细浸染型及砂金型等五类。而具体到亚类划分，由于地质工作程度较低，只能在对前人少量相关资料综合分析的基础上进行，共14个亚类（表4.2）。该亚类划分比较粗略，具体到各矿床（点）的工业类型归属也不一定十分准确，仅供参考。

**表4.2 黔东金矿床主要工业类型**

| 金矿床工业类型 | | 矿床实例 |
|---|---|---|
| 类 | 亚类 | |
| 石英脉型金矿床 | 含金硫化物石英脉型 | 天柱金井、下达、坑头等多个矿床（点） |
| | 含金硫化物复脉型 | 锦屏八克、水银洞等 |
| | 含金硫化物网脉带型 | 锦屏平秋、同古，天柱主山冲等 |
| 石英脉-蚀变岩型金矿床 | 石英脉-蚀变岩型 | 锦屏同古、锦屏八克、平秋，天柱辣子坪、坑头、主山冲，黎平水口等 |
| 蚀变岩型金矿床 | 蚀变碎裂岩型 | 天柱主山冲、安架、磨山，锦屏八克、地稠，黎平水口、占邦、丘团，松桃罗家湾，从江翁浪，印江金厂等。 |
| | 蚀变角砾岩型 | |
| | 蚀变黄铁绢英岩型 | |
| | 蚀变辉绿岩型 | |
| 微细浸染型金矿床 | 不纯碳酸盐岩型 | 三都苗龙金矿床、坝桥汞金矿床等 |
| | 泥质细碎屑岩型 | 丹寨四相厂汞金矿床等 |
| 砂金矿床 | 冲积型 | 天柱白市、汶溪、中团、高酿，天柱下达、坑头，金井，锦屏平秋、地稠，江口金盏坪、老金厂等20余处 |
| | 残积型 | 天柱天华山背斜、瓮洞、黎平地门等地见残积型砂金矿（化）点。但地质工作程度低，没有文字记载。 |
| | 坡积型 | |
| | 洪积型 | |

## 4.2 天柱—锦屏—黎平地区变碎屑岩中热液型金矿床

天柱—锦屏—黎平地区变碎屑岩中热液型金矿床（图4.1），细分为石英脉型及蚀变岩型金矿床，主要产于天柱—锦屏—黎平地区，有金井、八克、磨山、主山冲、平秋、辣子坪等数50多处金矿床（点）。

### 4.2.1 区域地质背景

#### 4.2.1.1 构造

该地区主体构造线方向为北东向（北部—中部）—北北东向（南部），主要以北东向

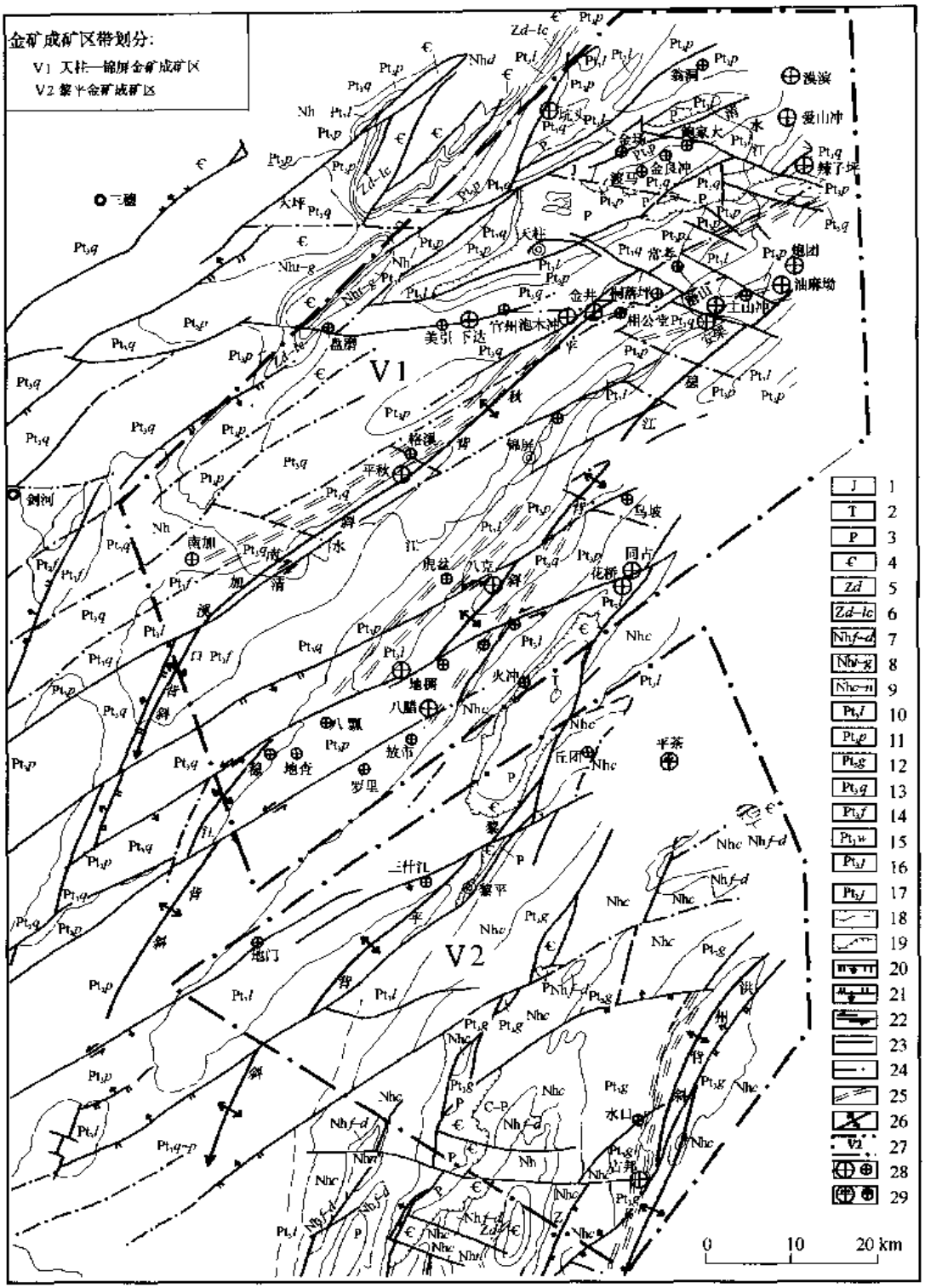



图 4.1　天柱-锦屏-黎平地区地质及金矿分布图

1—侏罗系；2—三叠系；3—二叠系；4—寒武系；5—陡山沱组；6—陡山沱组—留茶坡组；7—富禄组—大塘坡组；8—铁丝坳组—桂平组；9—长安组—南沱组；10—隆里组；11—平略组；12—拱洞组；13—清水江组；14—番召组；15—乌叶组；16—甲路组；17—四堡群；18—地层界线；19—不整合地层界线；20—正断层；21—逆断层；22—平移断层；23—性质不明断层；24—航片解译断层；25—剪切带；26—背斜轴；27—成矿区带划分界限及其编号；28—金矿床、点；29—锑金矿床、点

和北北东向两组断裂斜交复合，以及东西向断裂被支解包容等关系，构成若干菱形块段。发育的构造类别主要包括褶皱、断裂、过渡性剪切带及构造密集带等（图 4.1）。在这些构造交汇部位往往是有利的成矿部位，不同类型的金矿床（点）集中分布于此。

褶皱与金矿有关者主要是背斜，为单一背斜或复式背斜。背斜形态一般为两翼对称或大致对称的舒缓-较舒缓褶皱，两翼岩层倾角一般 20°～30°。

北部断裂，即平秋—金井—漠滨金矿成矿带，以北东向断裂为主叠加北西西向和东西向断裂为特征，在其北东段呈现帚状断裂组合式样，地层岩石比西南段更破碎，也更利于金矿成矿。中部断裂，即地绸—同古—平茶金矿成矿带，以发育北东向断裂为特征，并发育有极密集的北东向—北北东向透入性断裂和北西向断裂，断裂密度较大。南部断裂，即水口—古邦金矿成矿带，主要发育北北东向断裂，其次有北北西向和北东东向断裂，断裂密度低。

区内东西向构造与金矿的关系十分密切。主要的东西向构造（带）有镇远—芷江大断裂、高酿－冰洞断裂、挂丁断裂，以及黎平隐伏隆起、剑河—锦屏隆起、岑松—金井隆起等。它们处于隐伏-半隐伏状态，受后期构造的叠加改造，表现为断续的断裂或褶皱带。但主要有两条。

一条为北部的凯寨—高酿基底断裂带，区内出露长度大于 50 km，从基底地层效应来看断层北侧下降，地层断距为 200～300 m；另一条为凯里—台江—剑河—启蒙基底断裂带，是一条地球物理重力等深线的高速带，也是一条基底剪切带，它与北部的凯寨—高酿基底断裂带一样，在其东部也向北东方向抬升。这两条东西向断裂带形成了一个地堑型的构造格局。东西向构造属控矿构造，矿床（点）多沿此构造呈带状分布（卢焕章等，2005）。

本区的剪切带，在锦屏以北主要为北东向，锦屏—黎平一带主要为北北东向，黎平以南为北北东向至南北向。剪切带延伸长度一般 10～80 km，一般与褶皱轴及轴向断裂平行或斜交。代表性剪切带有彦洞剪切带、磨山剪切带、平秋剪切带、稳江剪切带、铜鼓剪切带、水口剪切带等。

区内一些地段，如平秋、偶里—新寨、大坪山、八克、钟灵等地段，还发育一些密集构造带，其延伸方向多数与区域构造线方向平行（北东向），少数斜交（北西向）。它们可以是密集劈理带，也可以是区域性、透入性的平直断裂带，呈密集梳状，平均 10 km 内达数十条。

本区见有四种环形构造：①隐伏岩体成因的环形构造，见于平略、日交洞、偶里一带，最大者面积达 356 $km^2$，为单个岩浆房或一个复式岩体。一般来说，分异好的岩体，其岩浆结晶持续的时间长，热液作用强烈，有利于成矿作用。②构造盆地的环形构造，见于都岭、石洞、凸洞及铜鼓一带，对成矿作用是十分有利的。这种构造盆地就像地堑一样，在盆地的两侧形成很深的阶梯状断裂带，有利于成矿流体的循环和流动。两种或多种构造叠加的地方，也有利于成矿。③不同构造叠加的环形构造，分布在秀洞、岔路一带及偶里一带。④性质不明的环形构造，如皇封溪、茅坪一带（卢焕章等，2005）。

#### 4.2.1.2 地层

本区地层厚度巨大，多经过浅变质作用。出露地层主要是蓟县系四堡群、青白口系下江群，岩性为一套陆源碎屑浊积岩与火山岩组成的浅变质岩，主要由变余砂岩、粉砂质板

岩、板岩、绢云母板岩、凝灰岩、千枚岩、片岩组成。下江群在黎平县南部相变为丹洲群。另有零星的震旦系、寒武系、石炭系、二叠系、三叠系、白垩系及第四系出露。

#### 4.2.1.2.1 下江群

下江群分布于本区中北部，沉积构造保存良好，常见鲍马序列，偶见原生滑塌-滑移成因的角砾岩夹层，主要为浅中深海斜坡盆地相浊流沉积，总厚度大于7000 m。它从下至上分为番召组、清水江组、平略组和隆里组。本区除平略组外，都为赋金地层。

番召组：一般见于背斜核部，由浅灰—深灰色变余砂岩、粉砂岩，板岩与千枚岩组成，厚度900 ~ >2000 m。

第一段：以变余砂岩、粉砂岩为主，夹砂质板岩与凝灰质板岩，上部见大理岩小透镜体，厚400（南东部）~900 m（北西部）。

第二段：主要为一套绿片岩相的具层纹状、条带状构造的绿泥石绢云母板岩、板岩、粉砂质板岩及变余砂岩、千枚岩，偶夹有不稳定的变余凝灰质板岩和变余玻屑凝灰岩。本段具有浊积沉积特征，发育鲍马序列。岩石中普遍含炭质，沿层理及层面有立方体黄铁矿呈星散状分布。厚400（南东部）~1900 m（北西部）。本段为主要产金层位。

清水江组：由浅灰、灰绿及深灰色变余凝灰岩，变余沉凝灰岩（见马尾丝状）、变余砂岩和板岩组成互层，厚度为850（黎平—从江）~2100 m（天柱—丹寨），是浊积扇上部及中部沉积层。本组产金矿。

第一段：下部为灰色、灰黄色变余凝灰质砂岩夹含砾细砂岩、砂板岩。中部为灰色变余沉凝灰岩与粉砂质绢云母板岩互层。上部为灰色块状变余凝灰质砂岩夹变余沉凝灰岩及含同生砾石之砂岩。厚587 ~674 m。

第二段：下部为蓝灰、浅灰绿色块状变余凝灰岩夹“马尾丝”状变余沉凝灰岩及少量板岩。上部为灰色、灰绿色含星点状黄铁矿变余沉凝灰岩、“马尾丝”状沉凝灰岩及变余沉凝灰岩，夹绢云母板岩、凝灰质砂质板岩及凝灰质砂岩。厚度大于1738 m。本段为主要产金层位。

平略组：主要为浅灰、灰至灰绿色绢云母板岩及粉砂质板岩为主夹少量凝灰质板岩及变余砂岩，上部夹少量紫红色绢云母板岩，中上部偶夹大理岩小透镜体，厚900 ~ 2200 m。目前该区内本组尚未发现金矿。

隆里组：由变余含砾砂岩、变余粉-细砂岩、变余含长石砂岩、粉砂质绢云母板岩的不等厚互层组成。

第一段：为浅灰色至灰色变余砂岩、变余粉砂岩夹板岩，属于浊积扇上部及中部沉积，厚600 ~ 800 m。本段是金矿主要产出层位。

第二段：为浅灰绿、灰绿色板岩夹少量细砂岩，厚700 ~ 900 m，主要为浊积扇边缘至深海沉积。本段产金矿。

#### 4.2.1.2.2 丹洲群

丹洲群为分布于黎平县南部的浅变质岩系，与下江群为相变关系。它从下至上分为白竹组、合桐组、拱洞组。拱洞组为本区主要赋金地层之一。

拱洞组，按岩性组合分上、下两个岩性段。

第一段：由浅灰、灰绿色绢云母板岩、绢云千枚岩及灰色中厚至厚层状变余长石石英砂岩、粉砂岩、石英砂岩及少量变余长石砂岩组成。厚404 m。

第二段：第一亚段为灰、灰绿色薄层粉砂质板岩、粉砂质绢云母板岩夹灰色变余细砂岩或透镜体。岩层水平纹层发育，局部牵引构造强烈，厚323 m。第二亚段为灰绿、黄绿色中厚层状粉砂质板岩、粉砂质绢云母板岩，岩层中夹砂质条带或铁质结核。底部岩石中含绿泥石斑点。岩石节理、劈理发育。厚158 m。本段地层在黎平水口地区为金矿化主要层位，金矿化主要见于第一、二亚段附近的剪切构造蚀变岩带内。

#### 4.2.1.2.3 长安组

长安组为下震旦统底部地层，亦是本区主要赋金地层之一。按岩性分为上、下两个岩性段。

第一段：第一亚段为灰白、灰黄、灰绿色块状变余含砾砂岩、含砾细砂岩、细砂岩、中粒石英岩。砾石为板岩、砂岩屑，砾石大小不一，砾径2～3 mm。岩石劈理发育。厚179 m。第二亚段为灰绿、浅紫色粉砂质板岩、粉砂质绢云板岩、粉砂质千枚岩，夹灰色变余含砾石英细砂岩。岩石劈理发育，厚124 m。本段地层在黎平水口、古邦地区为金矿化主要层位。

第二段：下部为灰绿色含砾砂质板岩，夹变余粗粒砂岩透镜体及绢云板岩。上部为灰绿色含砾砂质板岩、变余含砾砂岩。厚度大于450 m。

### 4.2.1.3 区域地球物理、地球化学特征

#### 4.2.1.3.1 区域重力场特征

本区位于中国东部“大兴安岭—太行山—武陵山”重力梯级带的南端，该带纵贯本区。重力异常总体走向以北北东向为主。从异常等值线展布及异常梯级带变化的总体特征看，该异常带于锦屏启蒙一带分为两支，一支呈北东东向往湖南延伸，另一支往南朝榕江、从江和广西发展。本区重力场具典型的大陆异常特征，异常全为负值，总体表现为“东高西低”的态势。最大重力场值为$-60\times10^5$ m/s$^2$，分布于北东部天柱、白市附近，最小重力场值为$-100\times10^5$～$-110\times10^5$ m/s$^2$，分布于剑河、榕江、宰便一线（图4.2）。

根据重力场强度大小、重力场梯度变化、重力场走向不同、重力场形态差异，将该区重力场划分三个区。

天柱—锦屏线性异常区（Ⅰ）。从形态上看，主要表现为一系列线性排列的重力异常，重力场强度为$-60\times10^5$～$-86\times10^5$ m/s$^2$。从走向上看，表现为两组，一组为北西兼北东向，场值为$-74\times10^5$～$-86\times10^5$ m/s$^2$，另一组为南北兼北西走向，场值为$-60\times10^5$～$-74\times10^5$ m/s$^2$，两组后段呈现明显分野。

黎平平缓变化区（Ⅱ）。本区重力异常平缓单调变化，自东向西逐渐降低，场值为$-74\times10^5$～$-84\times10^5$ m/s$^2$。在锦屏启蒙—黎平中潮以东地区，重力场缓梯度变化最大，等值线沿北东向同向弯曲。

三穗—剑河—榕江—宰便一线异常区（Ⅲ）。区域上属“大兴安岭—太行山—武陵山”重力梯级带南段的主体部分，区域内梯级带长200 km，宽约50 km，规模大、范围广、梯度陡，梯级带呈现多处不同程度的S型弯曲。在剑河一带出现明显的相向扭曲，表明该梯级带上及周边地区，曾发生过不同级次的断裂活动。

#### 4.2.1.3.2 区域地球化学和重砂特征

该区中元古晚期早阶段处于陆缘大洋地壳环境，随着洋板块俯冲带向洋迁移，北侧川中古陆不断向南增生，自中元古晚期晚阶段到震旦纪之前，逐步经由洋壳过渡为活动陆

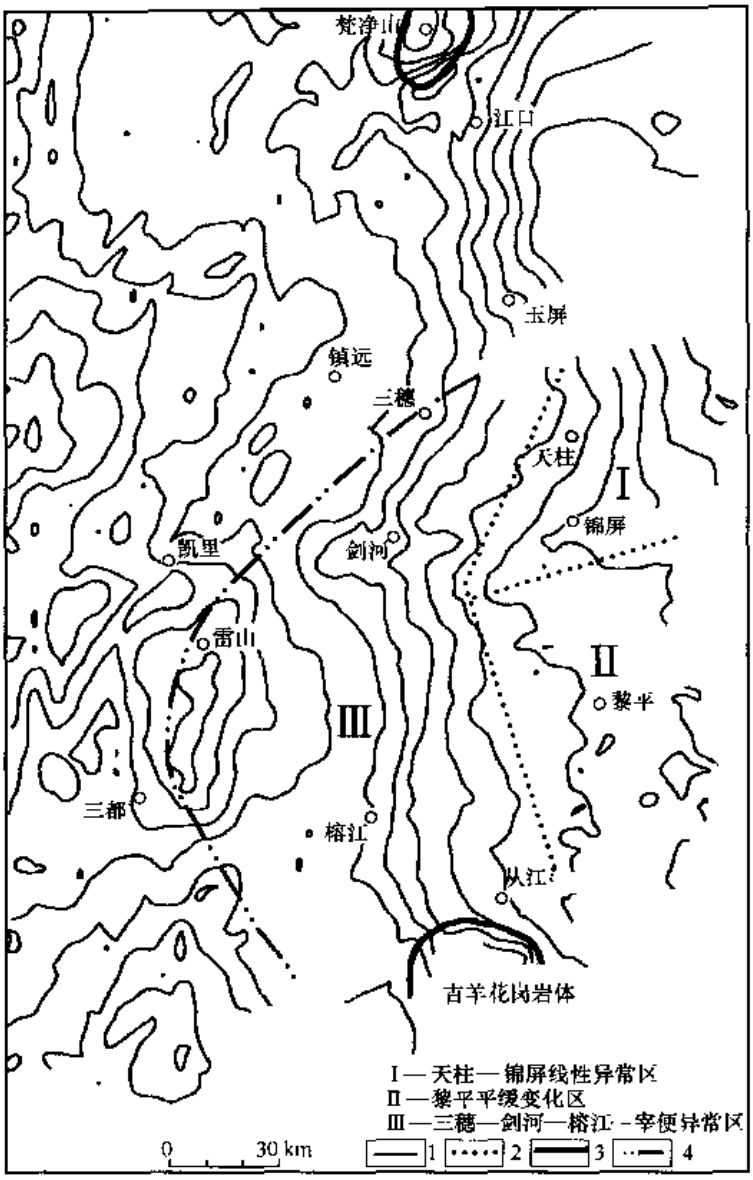



图 4.2　黔东地区布格重力等值线图

1—布格异常等值线；2—重力异常分区；3—出露性岩体范围；4—由重力特征推断的扬子陆块与南华活动带界线

缘。发育着巨厚的浅变质绿片岩系，成为重要的含金建造，它们金含量往往不同程度高于地壳的丰度。

对金头、渡马、金井金矿点及邻区湘西溆滨金矿的采样分析，在远离矿体的围岩，含 Au $0.021\times10^{-6}\sim0.0386\times10^{-6}$，平均含量高于克拉克值 $3.5\times10^{-9}$ 的 6～11 倍；顶、底围岩中含 Au $0.0785\times10^{-6}\sim0.3739\times10^{-6}$，高出克拉克值 22～106 倍。其凝灰岩平均含 Au $0.097\times10^{-6}\sim0.309\times10^{-6}$，高出克拉克值 27～88 倍，板岩 $0.007\times10^{-6}\sim0.277\times10^{-6}$，为克拉克值的 2～79 倍，砂岩类 $0.0295\times10^{-6}$，高出克拉克值 8 倍。显然含金建造中金高背景岩石的存在，为金矿的形成、富集提供了物质基础。

本区金、砷、锑、汞、钨重砂矿物异常，总体受北东东向断裂控制，北东向背斜影

响，呈串珠状、带状分布。南部蚀变岩型金矿化区域，金的重砂异常大部分与砷、锑、汞、铅组成套合异常，个别套合钨。在脉金分布区，金异常大多为独立异常，西缘个别有砷、锌、汞、铅套合。单个金异常面积3～20×1.5～8.5 $km^2$，单样含金一般1～7粒，最高34粒。

在蚀变岩型金矿分布区尚有1:5万的金、银、砷、锑、汞水系沉积物异常存在，异常分布特征与重砂异常基本相同，套合良好。三什江异常，呈北东向分布，长8 km，宽4 km，金异常下限$2\times10^{-9}$，最大强度$320\times10^{-9}$，套合了此段三什江断层。银、砷、锑在金异常中心呈串珠状分布，Ag $80\times10^{-9}$，As $30\times10^{-6}$～$240\times10^{-6}$，Sb $8\times10^{-6}$。

该区内金、砷、锑（汞）异常分布广，面积大，异常强度大，峰值高。各异常分布往往呈线状与区域褶皱轴线、平行褶皱轴线的冲断层、过渡性剪切带及其上叠加的脆性变形狭窄带套叠在一起。现有的金矿点多分布在金、砷异常范围内。

该区原生晕地球化学样品综合分析结果为（黎应书等，2004）：

1）黔东南地区地球化学特征。全区共采集753件原生晕样品，Au含量最高$26.99\times10^{-9}$，背景值$1.63\times10^{-9}$，异常下限$6.43\times10^{-9}$，异常样品123件，但在地域上分布不均匀，异常样品大都集中于金矿点、矿化点及其附近。砷、锑、汞分布与此相类似。全区采集221件次生晕样品，Au含量最高$980\times10^{-9}$，平均$7.82\times10^{-9}$，背景值$1.95\times10^{-9}$，异常下限$6.67\times10^{-9}$，异常样品23件，也都集中于金矿点、矿化点及其外围。元素之间的相关性，最好的是As与Sb，相关系数为0.92，其次是Au－Sb与As，相关系数为0.89，而Hg与其他3个元素的相关系数只有0.06。

2）各方向断裂破碎带原生晕特征。北东向组断裂破碎带样品84件，Au含量最高为$60\times10^{-9}$，平均$15.62\times10^{-9}$，沿走向金分布不均匀——北东段相对富集，南西段相对分散，As、Sb、Hg平均含量也高于围岩，但总体而言含量都不高，没有成矿，因此该方向的破碎带可能为导矿构造。北东东向组断裂破碎带样品48件，Au含量最高$8000\times10^{-9}$，平均$193.14\times10^{-9}$，金分布不均匀，故该组破碎带很有可能为容矿构造。北西向组断裂破碎带样品12件，Au平均含量$14.87\times10^{-9}$，仅仅是金矿化。

3）金矿点的地球化学特征。在金矿点及其附近采集162件原生晕地球化学样品，Au含量最高$8000\times10^{-9}$，平均$99.84\times10^{-9}$，背景值$7.44\times10^{-9}$，地域分布较不均匀，异常下限为$24.8\times10^{-9}$，异常样品38件，最高含量的样品位于隆里组地层破碎带的切层石英脉中。As、Sb、Hg元素在矿点上含量都非常高。As分布不均匀，Sb分布比较均匀。矿点上元素之间的相关性，最好的是As与Sb相关系数为0.92，其次是Au与As－Sb相关系数为0.87，而Hg与其他元素相关系数很小，说明Au、As、Sb三元素可能为同时富集。

### 4.2.2 矿床类型

含金建造为下江群（南部为丹洲群）陆源碎屑浊积岩与火山碎屑岩组成的浅变质岩系，是由变余砂岩、粉砂质板岩、板岩、绢云母板岩、凝灰岩、千枚岩、片岩等组成的复理石建造。变质程度普遍较低，以呈带状分布的低绿片岩相为主。因此，该区为产于沉积岩建造中的金矿，岩石组合为变质碎屑岩。

容矿围岩为一套板岩、变余砂岩、变余粉砂岩等变质较浅的岩石组合，常常富含金元素，也富含炭质（如乌叶组第二段为黑色炭质板岩，而番召组板岩普遍含炭质），对金的

富集成矿作用较大。容矿围岩的原岩主要为沉积岩（碎屑岩为主）。

矿化形式以石英脉型及细脉型为主，部分为蚀变岩型。矿物组合相对简单，多数矿床属贫硫化物型。其成矿作用与剪切构造密切相关，常受叠加于过渡性剪切带上的脆性构造控制。加里东运动使赋矿地层岩石发生剪切作用，形成了层间剪切滑动带及与北东向褶皱近于平行的剪切带，同时在这些剪切带的两侧形成了与剪切作用有关的次一级剪切构造——容矿构造。含金的成矿流体沿着剪切带和次一级剪切构造上升，一方面在剪切带中沉淀出透镜状的石英脉，而大部分成矿流体则充填到由背斜和剪切作用形成的层间裂隙中，从而形成了赋存于浊积岩中的层状石英脉矿床。因此，可进一步分为石英脉型和蚀变岩型金矿。

据含金石英脉包裹体均一温度及同位素的研究资料，该类金矿成矿温度范围主要集中在100℃～350℃，一般为200℃～300℃，属于中温热液成矿。许多矿床（点）成矿温度有一个明显的特征，就是成矿温度呈现两个区段，这两个段是100℃～150℃和200℃～300℃。因此，将该类金矿划为热液金矿床。成矿溶液为富含 $CO_2$、$H_2S$ 的 $NaCl+H_2O$ 热液体系。对天柱磨山—油麻坳金矿化带同位素、包裹体研究结果表明，本区成矿流体来源于变质水和大气降水不均匀混合，金在成矿流体中主要以 $AuCl^{2-}$、$AuCl^{4-}$、$AuS^{2-}$、$AuS^{3-}$ 等形式迁移。早期由沉积-浅变质作用形成的富凝灰质、炭质有机质浅变质岩系有金的初步聚集，由于随后的若干次构造作用形成含矿热液，金逐步聚集，活化并迁移到适宜构造部位富集成矿（余大龙等，1997a，1997b，1998，1999；吴攀等，1997，1998；张杰等，1997a，1997b）。对邻区漠滨金矿包裹体成分、氢氧同位素研究结果也反映成矿流体是以变质水为主兼有大气降水的混合水，硫同位素数据表明硫源主要来自赋矿地层，铅同位素表明源于上地壳及造山带（鲍振襄等，1998）。

该区矿床（点）及其附近的地表及浅部目前尚未发现岩浆岩体，仅在黎平洪州—水口一带推断深200～400 m处有隐伏花岗岩体存在（朱永田，1992），可认为金矿不是直接由岩浆作用成矿。

综上所述，本区金矿应归属于变碎屑岩中热液型金矿，细分为石英脉型和蚀变岩型金矿床。

## 4.2.3 矿床特征

### 4.2.3.1 赋矿地层

赋矿地层为下江群的清水江组、隆里组、番召组，丹洲群拱洞组、长安组等。它们的沉积构造特征保存良好，常见鲍马序列，偶见原生滑塌-滑移成因的角砾岩夹层及包卷层理，主要为浅中深海斜坡盆地相浊流沉积。清水江组及隆里组第一段主要为浊积扇上部及中部沉积。番召组第二段、平略组及隆里组第二段主要为浊积扇边缘至深海沉积。在清水江组和番召组的底部见到凝灰岩，说明它曾处于过一个海底火山喷发的环境，也许是金来源的一部分。

容矿围岩主要是下江群番召组板岩夹少量变余砂岩及变余凝灰岩，清水江组变余凝灰岩、变余沉凝灰岩、变余砂岩和板岩，隆里组变余砂岩、变余粉砂岩、板岩夹细砂岩；南部黎平地区容矿围岩为长安组含砾砂岩、粉砂岩和丹洲群拱洞组粉砂质板岩等。

#### 4.2.3.2 控矿构造

东西向构造带控制了较多金矿田的分布，如天柱兰田、天柱高酿、锦屏平秋和锦屏同古—剑河南加4个东西向的金矿田。它们大体等间距分布，各矿田间隔5～8 km，最大距离10 km，各宽5 km±。最典型的是东西向的凯寨—高酿基底断裂带与北东向断裂交切部位控制的天柱高酿金矿田，包括有下达、高酿、金井、相公堂、磨山等约10个金矿床（点）；东西向的凯里—台江—剑河—启蒙基底断裂带与北东向断裂带控制了同古—南加金矿床的分布（图4.3）。

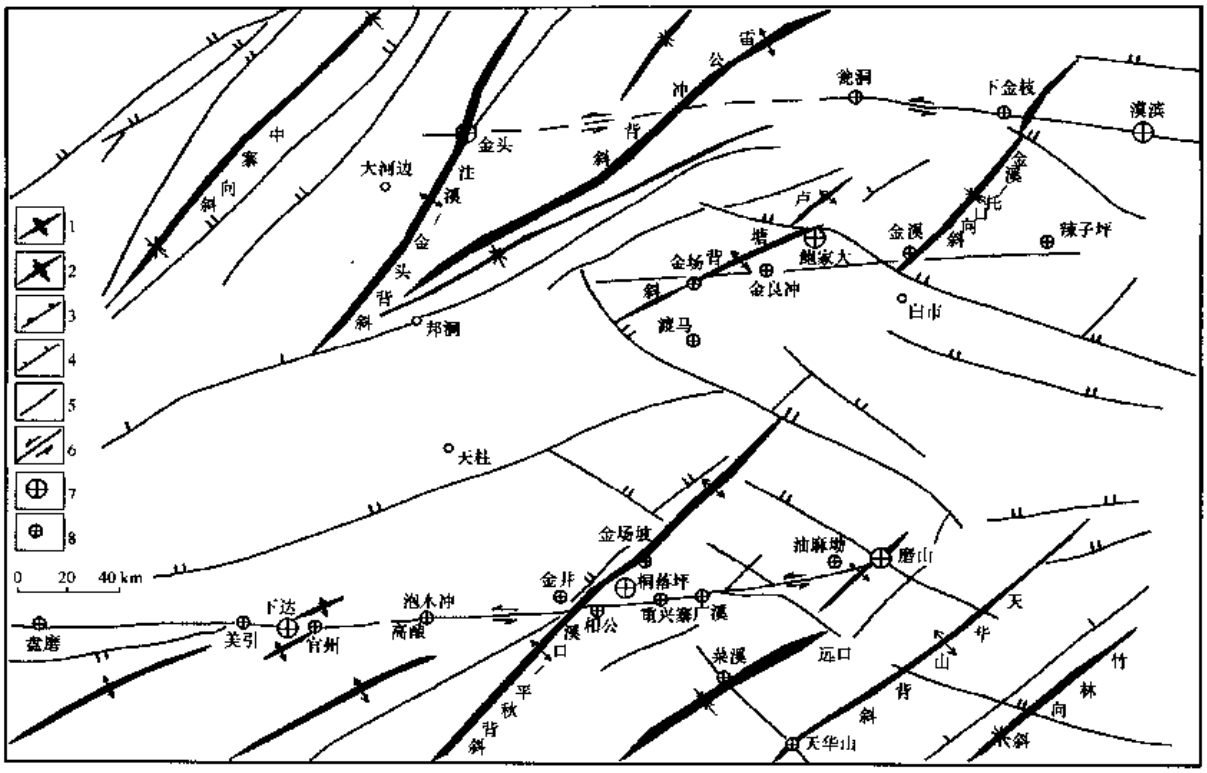



图4.3 天柱地区地质构造与金矿分布关系图

1—背斜轴；2—向斜轴；3—压扭性断裂；4—张性断裂；5—性质不明断裂；6—平移断层；7—金矿床；8—金矿点

加里东运动形成的北北东向背斜或北北东向扭性、扭压性剪切断裂带、密集构造带，尤其是它们与近东西向（或其他方向）构造的交汇处，控制了金矿床（点）的分布。各矿床（点）多呈带状沿背斜轴部发育的北北东向、北东向、东西向断裂交汇部位分布。例如：地稠、八克、龙矮、同古、花桥、山洞等金矿床（点）主要分布于背斜轴部，平底、地稠、地查、儒飘、同古、钟灵和高秋等金矿床（点）分布于同古剪切带，金斗、金场坡金矿分布于彦洞剪切带，平秋金矿分布于平秋剪切带，虎盆、日交云金矿分布于稳江剪切带。

背斜轴部及其剪切节理裂隙带、层间剥离带及小断裂交切部位等控制了金矿体的分布、形态和产状。低序次剪切构造、节理、裂隙，以及层间断裂系统（层间破碎带、层间剥离构造带）是主要的容矿构造。例如：同古金矿床含金石英脉在背斜核部顺层产出

并被两条剪切带所控制；锦屏平秋金矿床含金石英脉沿平秋—文斗背斜核部顺层产出，并自背斜翼部向背斜核部逐渐增厚，金品位也急剧变富，明金也逐渐增多，富矿部位多在背斜与断裂相交的部位；天柱坑头金矿床金矿体沿坑头背斜（或称天柱背斜或都岭背斜）的层间及背斜左翼发育的剪切破碎带分布，可见到糜棱岩化、角砾状石英脉等，说明背斜和剪切带构造控制金矿体的形态和产状。

地质构造类型对金矿化类型也有明显的控制作用。石英脉型金矿体主要是含金石英脉沿张性构造充填形成。在张性层间剥离带和背斜轴部虚脱空间，以及纵向张性小断裂中，常形成石英脉充填的脉金矿体。蚀变岩型金矿体主要是沿多期活动断裂中构造应力场强烈地段形成的。在构造应力集中地段，常因剪切作用形成压扭-扭性小断裂密集带及劈理密集带，并且往往有多期切层断裂与层间断裂活动，故可形成强烈的破碎蚀变带，蚀变岩型金矿就形成于其中。

#### 4.2.3.3 矿体特征

##### 4.2.3.3.1 石英脉型金矿

石英脉型金矿主要分布于天柱、锦屏县境内，代表性的矿床（点）有坑头、金井、桐罗坪、相公堂、岔场、金良冲等。矿体由含金石英脉体或脉带组成，产于张性层间剥离带及次级小背斜轴部虚脱空间和挤压破碎带、纵张小断裂中。赋矿地层为下江群，容矿岩石为浅变质沉积碎屑岩。矿体产出形态有以下两种。

1）整合层间脉型矿体。为成矿流体充填到由背斜和剪切作用形成的层间裂隙中的层状石英脉矿体。金矿体（含金石英脉）常沿背斜轴部及倾伏端剥离构造分布，也有部分沿翼部剥离构造分布。矿体的形态和规模严格受层间剥离空间控制，呈层状、似层状、鞍状、扁豆状或透镜状，与围岩的界线比较清楚，产状与岩层层面平行或近于平行（图4.4）。矿体倾角往往较平缓，脉体较规则，脉壁较平直，延伸较稳定，可见分支复合和尖灭再现。

2）不整合破碎带脉型矿体。为含金的成矿流体沿着切层的断裂破碎带或剪切带上升并在此沉淀形成的含金石英脉。呈切层的脉状及透镜状或不规则状产出，形态变化较大，且不稳定，产状与断裂破碎带或剪切带一致。有的为要单脉，有的为复脉带，脉体厚度变化较大，多个脉体之间常呈雁行排列或相互交切，一般产状较陡，呈陡脉状产出。脉带长一般 $n\times10\sim n\times100$ m，最长可达 $n\times1000$ m，宽 $n\times10\sim n\times100$ m，脉距 0.$n\sim n$ m，可达 30～50 m 不等。单脉规模变化大，小者长仅数米，厚 $n\sim n\times10$ cm，最长者可达 5700 m（相公堂），厚 0.5～3 m，一般长数十至百余米，厚 0.1～1 m。这种矿体具有明显的构造控制特征。

石英脉型金矿的脉状矿体又可分为石英单脉型、复脉带型和网脉带型三类。

石英单脉型是指矿体由单一而规整的含金石英脉组成。含金石英脉的产出主要受张性或张扭性断裂控制，以充填作用为主，矿体或矿化体与围岩界线清晰。沿走向和倾向方向常出现膨大狭缩，尖灭再现，分支复合或呈紧密相依的雁行排列。矿脉产状与控矿断裂产状基本一致，当控矿断裂为层间断层时，表现为顺层产出的“层脉”。金品位的高低常与金属硫化物的含量多少有关，在贫硫化物的含金石英脉中，金品位偏低，而当含金硫化物的种类和含量增加时，特别是有后期含金硫化物叠加时，金品位迅速提高。根据含金石英脉中的矿物组合和矿石建造，可进一步划分为含金黄铁矿石英脉，含金毒砂磁黄铁矿石英

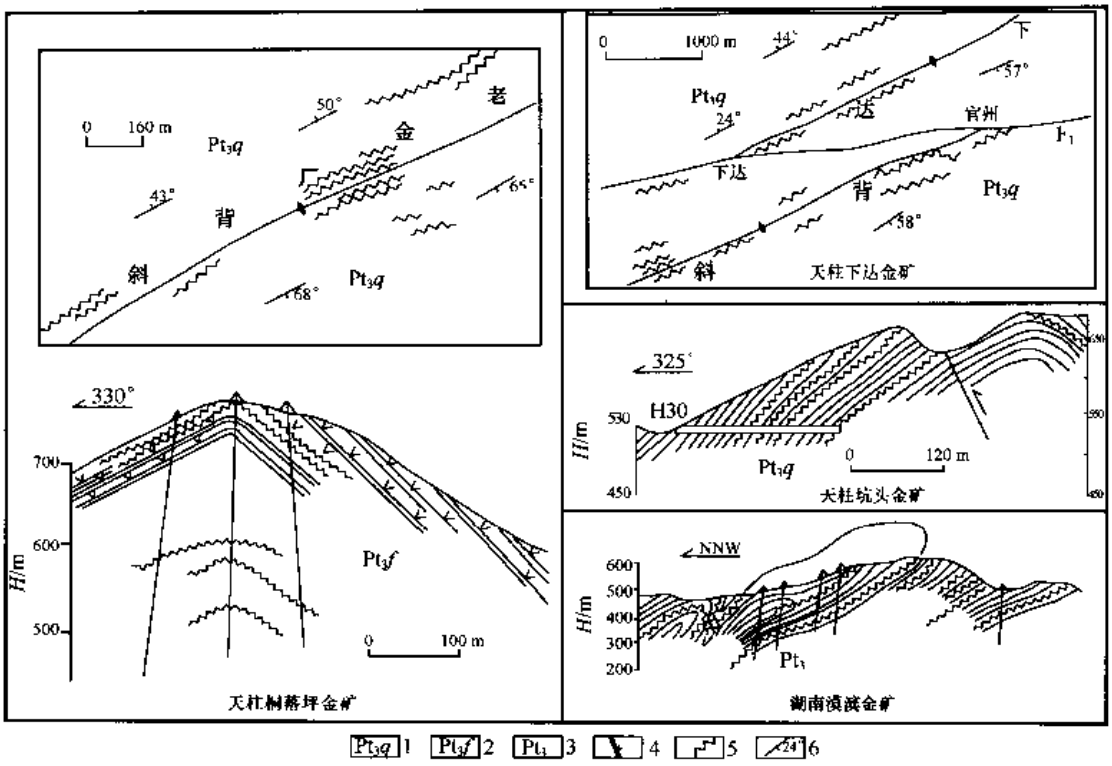



图 4.4　含金石英脉产出与构造关系图

（据杨光忠，2005；余大龙，1993）

1—清水江组；2—番召组；3—新元古界；4—断层；5—含金石英脉矿体；6—地层产状

脉，含金多金属硫化物石英脉等。

复脉带型是由多条矿脉组成脉带，各脉体或平行密集，或主副脉斜交，或呈链条交错。单个脉体的脉幅较窄，延长和延深不大，尖灭再现、尖灭侧现、分支复合等变换频繁。脉带延伸较远，长一般为数十米到数百米。金矿体由脉体及带内蚀变岩组成。矿体与围岩的界线有的清晰，有的为过渡关系。矿体的形状比较复杂，有不规则状、板状、板柱状、切割脉状、透镜状等。矿体内金矿物分布不均匀，品位变化较大。总的来看，本类矿体的规模、品位等均大于前一类矿体。

网脉带型是指在破碎蚀变岩中许多不同方向的、细小的含金石英脉和含金硫化物脉相互交织，并与蚀变岩（其中含有浸染状含金硫化物）构成矿体。网脉带通常与区域性韧性剪切带有关，主要形成于韧性剪切后期的韧脆性阶段，由充填交代作用形成。矿体与围岩之间无明显界线，其形态比较复杂，规模一般较大，延长和延深也比较稳定。矿体的品位变化在不同地区不尽相同，当矿床中以网脉带型为主体，并构成大规模矿体时，则品位偏低，如猫岭矿床等。若处于从属地位，即网脉带在局部地段特别发育时，则成为富矿地段，如沃溪矿床。

#### 4.2.3.3.2　蚀变岩型金矿

蚀变岩型金矿在天柱、锦屏、黎平都有产出。含有该类型金矿体的矿床有：天柱磨山地区剪切蚀变带上的主山冲、磨山、岩板头、安架金矿床（点），锦屏县花桥、平秋、八

克、老山界、达冲、地稠等矿床（点），以及黎平县荒田膀、果吉、丘团、八卦、大坡脚等矿床（点）。

矿体主要受背斜轴部的北东东向和北西西向剪切断裂破碎蚀变带或劈理密集带控制。矿体形态分两类，一类产于陡倾角（50°～90°）断裂破碎蚀变带中，往往由密集的网状石英细脉与断层泥和蚀变角砾岩胶结而成，此为主要类型；另一类产于多期活动的层间断裂破碎蚀变带中。矿体规模一般较大，单个矿体一般长 0.$n$～$n$ km，宽 1～$n$×10 m。

含金破碎蚀变岩与围岩界线不明显，金属硫化物丰富，主要蚀变为硅化，次为绿泥石化、高岭石化等。此类矿体一般规模较大，已知矿点经民采多数达中—小型矿床规模。

#### 4.2.3.3.3 石英脉型金矿与蚀变岩型金矿的关系

石英脉型金矿与蚀变岩型金矿常相互共生产出，如水口、同古、八克、平秋、辣子坪、坑头、主山冲等金矿床（点）。在平面上，石英脉型金矿主要分布于背斜核部或近核部的层间断裂系统，蚀变岩型金矿主要分布于脆韧性剪切带、滑脱构造带；在纵剖面上，一般表现为上部为石英脉型金矿，下部为蚀变岩型金矿，两种类型的金矿体互为伴生或过渡关系。造成这种紧密联系的原因主要是由于热液流体的运移、充填，金矿物质沉淀和影响金矿形成的主导构造因素的差异。含金热液沿多孔介质和构造破碎带微裂隙的缓慢渗流，是构造蚀变岩型（或细脉浸染型）金矿的主要成矿作用；沿较宽大断裂裂隙压涌流是石英脉型金矿的主要成矿作用。

### 4.2.3.4 矿石特征

#### 4.2.3.4.1 矿物组分及其共生组合

1）石英脉型金矿。矿石矿物单一，以自然金为主，伴生矿物有黄铁矿、毒砂，少量黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、磁黄铁矿，偶见辉锑矿、磁铁矿、赤铁矿、硬锰矿及自然银等。脉石矿物有石英，偶见重晶石、方解石、绿泥石、电气石、白云母、绢云母、锆石及金红石等。次生氧化物有褐铁矿，少量孔雀石、磷氯铅矿、锑赭石等。属自然金-多金属硫化物-石英组合。自然金呈粒状、片状、树枝状，偶见等轴晶系八面体和五角十二面体，粒径最大 4 mm（同古），一般 0.05～0.5 mm。金在脉体中分布不均匀，品位变化一般在 $0.1\times10^{-6}$～$60\times10^{-6}$之间，局部达 $110\times10^{-6}$（渡马）。常见的矿物共生组合以自然金-石英组合为主，次为自然金-毒砂-石英组合和自然金-复杂硫化物-石英组合。

2）蚀变岩型金矿。矿石矿物有自然金和大量毒砂、黄铁矿，星散状方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、磁黄铁矿，偶见辉锑矿、自然银等。金在破碎蚀变带中分布极不均匀，含量变化在 $0.05\times10^{-6}$～$300\times10^{-6}$，主要矿体一般含金 $5\times10^{-6}$～$300\times10^{-6}$。金呈粒状、片状、树枝状、条状、三角状等，粒径一般 0.01～5 cm。矿物共生组合属自然金-多金属硫化物组合。

3）矿物共生组合与金矿的关系。一般来说，硫化物种类越多，组合越复杂，金的矿化越好（表 4.3、表 4.4）。对大多数矿床（点）来说，黄铁矿和毒砂是金最主要和最密切的伴生矿物，而且和其他硫化物一样，其金含量很高（余大龙，1997a）。

#### 4.2.3.4.2 重要单矿物特征

1）石英。早世代无矿石英，构成含金石英脉的主体，为早期无矿或贫金阶段结晶的早世代或第一世代石英，常呈白色块状、粒径粗大，半自形晶粒状结构，有少量粗大黄铁矿或毒砂共生，脉体大多顺层产出，含金性差；晚世代无矿石英，热液期末阶段产物，形

表 4.3　天柱—锦屏—黎平地区热液型金矿的矿物种类

| 矿物类型 | 主要矿物 | 次　要　矿　物 | 稀　少　矿　物 |
|---|---|---|---|
| 金属矿物 | 黄铁矿、毒砂 | 黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、磁黄铁矿、褐铁矿、辉锑矿、黝铜矿 | 车轮矿、辰砂、脆硫砷铅矿、辉铜矿、斑铜矿、金红石、锐钛矿等 |
| 非金属矿物 | 石英、方解石、白云石 | 绢云母、绿泥石、斜长石、铁白云石、重晶石、粘土矿物 | 白云母、叶蜡石、明矾石、电气石、萤石等 |

表 4.4　天柱—锦屏—黎平地区部分矿床（点）金矿体的矿物组合

| 矿床（点） | | | 常　见　矿　物　组　合 |
|---|---|---|---|
| 天柱 | 坑　头 | | 石英-黄铁矿-自然金；石英-黄铁矿-毒砂-自然金；石英-黄铁矿-毒砂-黄铜矿-方铅矿-闪锌矿；石英-黄铁矿-毒砂-方解石-自然金 |
| | 下　达 | | 石英-磁黄铁矿-自然金；石英-磁黄铁矿-毒砂-绿泥石-斜长石-自然金 |
| | 官　州 | | 石英-黄铁矿-自然金；石英-黄铜矿-黝铜矿-方铅矿-闪锌矿-自然金 |
| | 金　井 | | 石英-黄铁矿-自然金；石英-黄铁矿-毒砂-自然金；石英-黄铁矿-毒砂-黄铜矿-方铅矿-闪锌矿-自然金 |
| | 桐落坪 | | 石英-黄铁矿-毒砂-自然金；石英-黄铁矿-毒砂-黄铜矿-自然金 |
| | 油麻坳 | | 石英-黄铁矿-自然金；石英-黄铁矿-毒砂-自然金 |
| 锦屏 | 平秋 | 武乡洞 | 石英-毒砂-自然金；石英-毒砂-黄铁矿-自然金 |
| | | 金厂溪 | 石英-黄铁矿-自然金；石英-黄铁矿-毒砂-方铅矿-闪锌矿-自然金 |
| | 同　古 | | 石英-黄铁矿-自然金；石英-黄铁矿-毒砂-自然金；石英-黄铁矿-毒砂-黄铜矿-黝铜矿-方铅矿-闪锌矿-锐钛矿-自然金 |
| | 八　克 | | 石英-毒砂-自然金；石英-毒砂-黄铁矿-自然金；石英-毒砂-黄铁矿-闪锌矿-方铅矿-自然金；石英-褐铁矿-自然金 |
| | 平　金 | | 石英-毒砂-自然金 |
| | 地　查 | | 石英-毒砂-自然金；石英-黄铁矿-毒砂-自然金；石英-闪锌矿-方铅矿-自然金 |
| 金盏坪 | | | 石英-辉锑矿-闪锌矿-黄铜矿-自然金 |
| 漠　滨 | | | 石英-黄铁矿-自然金；石英-黄铁矿-毒砂-自然金；石英-黄铁矿-毒砂-黄铜矿-黝铜矿-车轮矿-脆硫砷铅矿-方铅矿-闪锌矿-自然金 |

成细脉、网脉，常与方解石共生，颗粒较粗大，以切层不规则状产出，含金性不好；主成矿期与金矿有关的石英，成金阶段（石英-硫化物阶段）形成，它常产于早世代石英脉体的两侧或呈细脉状充填其中，或以胶结物形式胶结早世代角砾状石英而形成角砾状矿石，有的则以细脉或网脉充填于早世代石英上下盘围岩的节理裂隙中。相关石英以浅灰色、烟灰色他形细粒为主，镜下常见塑性变形纹，呈微裂隙带（网）状。

2）黄铁矿。具有三个世代：早世代无矿黄铁矿，呈浅黄色—黄色，粒径粗大，晶面上有生长纹的立方体，呈分散状或集合体状产出，组合单一，矿物表面因氧化呈各种颜色，一般不含金；晚世代无矿黄铁矿，常呈粗—中粒集合体，有的以黄铁矿细脉或薄膜充填于围岩裂隙中（同古金矿三个样品的平均品位为 $135 \times 10^{-9}$）；主成矿期与金矿有关的黄铁矿，形成于石英-硫化物阶段，是金的主要载体矿物，其粒度细小，具五角十二面体，呈深黄绿色，因受压可呈破碎粒状和具显微裂隙，其中常见细粒自然金。

3）毒砂。有两个世代：早世代毒砂，多呈粗粒自形晶，有时呈小的团块状集合体，

一般含金性不好；主成矿期与金矿有关的毒砂形成于石英-硫化物阶段，以细粒柱状自形晶与其他硫化物共生，光片上常见柱状、三角形等截面，也常见因受压所形成的破碎粒状，自然金常呈微粒和微脉状充填于晶粒间和裂隙中。

#### 4.2.3.4.3 矿石结构构造

1）矿石结构主要为自形、半自形、他形晶粒结构，镶嵌结构，花岗变晶结构，碎屑结构。

2）矿石构造主要为条带状构造、角砾状构造、致密块状构造、浸染状构造等（表4.5）。

条带状构造。由石英脉中平行脉壁出现的暗灰色围岩残余物组成，微细粒硫化物集合体主要赋存于暗色条带中和其近侧，条带宽窄、间距不等，是一种高品位矿石，特别是细条带密集出现的矿石尤为如此。

角砾状构造。有两类。一类是围岩物质为角砾的角砾状构造，分为含金和不含金两种。当围岩角砾均为石英胶结，脉体内有少量细粒硫化物，是含金性好的标志；如果围岩角砾先被一层淡黄色的铁白云石包围（厚小于1 cm），再由石英胶结而成，其内少见硫化物，则该种脉体不含金。另一类是先形成的脉体经挤压破碎形成角砾并被其后的脉体胶结而呈角砾状，一般情况下含金性好，但该种构造少见。

块状构造。如果有细粒硫化物分散其中，标志含金，纯净的块状脉体不含金。具有晶洞状、晶簇状、梳状构造的矿石一般不含金。

**表4.5 天柱—锦屏—黎平地区部分矿床（点）矿石构造与金的关系**

| 矿床（点） | | 含金矿石类型 | | | | 不含金矿石类型 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 条带状 | 角砾状 | 块状 | 细脉状 | 块状 | 角砾状 | 晶洞晶簇 | 细脉状 |
| 天柱 | 坑头 | √ | √ | √ | √ | √ | √ | | √ |
| | 下达 | √ | √ | √ | | √ | √ | √ | √ |
| | 官州 | √ | | | | √ | | | |
| | 金井 | √ | | √ | | √ | | √ | |
| | 铜落坪 | √ | | √ | | | | √ | |
| | 磨山 | √ | | | | | | | |
| | 油麻坳 | √ | | √ | √ | √ | | | |
| | 金良冲 | | | √ | | √ | | | |
| 锦屏 | 同古 | √ | √ | | √ | √ | √ | √ | √ |
| | 地查 | √ | | √ | √ | √ | | √ | √ |
| | 八克 | √ | | √ | | √ | | | |
| | 平金 | | | √ | | √ | | | |
| | 十二盘 | | | | | √ | √ | √ | √ |
| | 武乡洞* | | | √ | √ | | | √ | |
| | 金厂溪* | | √ | | √ | | | | |
| 湖南会同漠滨 | | √ | √ | √ | √ | √ | √ | √ | √ |

据余大龙（1999）

#### 4.2.3.5 围岩蚀变

区内与金成矿作用关系密切的蚀变主要有硅化、黄铁矿化、毒砂化及局部的绢云母化、辉锑矿化和绿泥石化等。脉型金的围岩蚀变强度不大，常见硅化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化，次有毒砂化、黄铜矿等。蚀变岩型金矿的围岩蚀变较强烈，主要有硅化、黄铁矿化、毒砂化，次有方铅矿化、闪锌矿化、黄铜矿化、磁黄铁矿化，局部有绢云母化、辉锑矿化和绿泥石化等。

一般来说，单一的蚀变不利于矿化，复合蚀变对成矿有利。硅化、黄铁矿化及绢云母化等蚀变强烈地段，金矿化亦较明显。石英脉中黄铁矿、毒砂分布较多并有炭质出现，则含金性较好。

#### 4.2.3.6 金的赋存状态

石英脉型金矿的金主要以可见的自然金形式出现，形态以微粒状、树枝状、薄片状为主，次为以微粒、微脉状自然金的形式产于五角十二面体黄铁矿，以及与硫化物共生的毒砂晶粒间、晶体缺陷、显微裂隙中。据贵州地矿局117队对平秋、磨山二地所取的5件黄铁矿和9件毒砂单矿物作试金分析，黄铁矿含 Au $6.52\times10^{-6}\sim65.35\times10^{-6}$，毒砂含 Au $6.65\times10^{-6}\sim31.71\times10^{-6}$，表明金与硫化物关系密切，黄铁矿和毒砂是重要的载金矿物。

蚀变岩型金矿的金则多以微粒、微脉状及微细粒浸染状自然金赋存于硫化物、砷化物矿物粒间、晶体缺陷、显微裂隙中。

金在矿石中的位置有三种情况：一种是产于脉体内部的石英和硫化物条带中；另一种是产于脉体与围岩接触边界附近的深色泥质物中（构造泥）；第三种产于脉体内的硫化物和石英中。前两种以粗粒金为主，占金量的50%以上，而后者以细微粒金为主。

#### 4.2.3.7 找矿标志

1）构造标志。区域上金矿田主要位于北东向、北西向及东西向多组断裂的交汇处。矿体主要产于北东向断层带、北西向滑脱带、北东向剪切带及顺层剪切带中。构造的强弱对矿体品位高低和矿体厚度的大小具有显著的控制作用，变形越强金品位越高，矿体厚度越大。

2）围岩蚀变标志。含矿围岩均发生不同程度的低—中温热液蚀变作用。硅化、黄铁矿化、毒砂化、碳酸盐化等都是与金矿化有密切的关系围岩蚀变。

3）地球化学标志。一般来说，评价区金异常区都有金矿产出，若与砷、锑、铜、铅、锌异常套合较好，则是更为有利的找矿异常，一般都能找到较好的矿体。因此，金正异常分布区为有利找矿标志。

4）矿物学标志。成矿阶段的矿物（石英、黄铁矿、毒砂等）粒度总是比后期形成的矿物粒度小得多。一般是硫化物种类越多，组合越复杂，金矿化越好。评价区与金伴生的矿物主要是黄铁矿、毒砂、磁铁矿。一般来说，与金矿有关的硅化岩石的断口具有强烈的油脂光泽，与金共生的黄铁矿、毒砂颜色相对较深，与金矿相关的黄铁矿主要是五角十二面体的呈深黄绿色的黄铁矿，与金矿有关的流体包裹体往往含大量 $CO_2$。

#### 4.2.3.8 成矿区带划分

本区属于天柱—锦屏—黎平金、水晶、重晶石成矿区（Ⅳ3）。

根据区内各分区构造发育特征，主要矿种金矿的赋矿层位、矿床（点）集中分布情况等，划分为两个Ⅴ级成矿区（图4.1）：天柱—锦屏金矿成矿区（Ⅴ1）、黎平金矿成矿

**表 4.6　天锦黎地区各成矿区带金矿床特征对比表**

| 地　区 | | 天柱—锦屏金矿成矿区（V1） | 黎平金矿成矿区（V2） |
|---|---|---|---|
| 赋矿层位及容矿岩石 | | 主要为下江群清水江组第二段变余凝灰岩、凝灰质板岩、变余砂岩及变余沉凝灰岩、凝灰质细砂岩及粉砂岩；次为番召组第二段粉砂质板岩、板岩、变余砂岩、千枚岩，以及隆里组第一段含粉砂质板岩、变质细砂岩、粉砂岩，第二段条带状砂质板岩、条带状砂质板岩 | 主要为长安组第一段变余含砾砂岩、含砾细砂岩；次为丹洲群拱洞组第二段粉砂质板岩、粉砂质绢云母板岩等 |
| 控矿构造 | | 近东西向构造带控制了较多金矿田的分布；北北东向背斜或北北东向扭性、扭压性剪切断裂带、密集构造带，尤其是它们与近东西向构造的交汇处，控制了金矿床（点）的分布。其中，北部以北东东向褶皱、断裂与近东西向或北西向断裂的交汇处为主要的控矿构造，容矿构造主要为背斜轴部虚脱空间、断裂与过渡性剪切带交汇处、小脆性断层、劈理密集带等；南部以北东向背斜及其轴向断裂、轴向剪切带与北西西向断裂交汇处为主要控矿构造，容矿构造主要为伴随小尺度断裂的背斜轴部及其倾伏端剥离构造、背斜翼部剥离构造、节理裂隙。富矿体多产于层间脉和切层脉交汇处，石英脉与成矿前节理密集带交汇处 | 金矿带受北东向、北北东向背斜、韧性过渡性剪切带，以及压性、压扭性断层与分支断层形成的断夹块控制，容矿构造为剪切带、劈理密集带等 |
| 矿化类型 | | 东部石英脉型和蚀变岩型均有，西部以石英脉型为主 | 蚀变岩型为主，石英脉型次之 |
| 矿体特征 | | 石英脉型金矿体以充填层间裂隙的脉型矿体为主，破碎带内脉型矿体次之，形态一般呈层状、似层状、透镜状、马鞍状的单脉，部分呈细脉状、网脉状的复脉；蚀变岩型金矿体形态为似板状、透镜状、不规则状，矿体产状与容矿的破碎带产状一致 | 金矿体产状及形态受构造剪切蚀变带、次级断裂、裂隙的影响，呈透镜状、不规则状沿容矿构造产出 |
| 矿石特征 | 矿石矿物 | 石英脉型金矿主要为自然金，伴生有少量的黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、毒砂、闪锌矿等硫化物；蚀变岩型金矿主要为自然金、黄铁矿、毒砂，次为闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、孔雀石、蓝铜矿、褐铁矿等 | 较简单，主要为黄铁矿、毒砂、褐铁矿等 |
| | 矿物共生组合 | 自然金-石英；自然金-硫化物；自然金-毒砂；自然金-毒砂-石英；石英-黄铁矿-毒砂-自然金；石英-闪锌矿-方铅矿-自然金等 | 自然金-毒砂-石英；自然金-硫化物-石英等 |
| | 矿石结构构造 | 石英脉型金矿主要有半自形—他形粒状、碎裂、充填、交代残余、变余结构条带状、块状、角砾状、脉状、浸染状、网脉状、晶洞状构造；蚀变岩型金矿主要有半自形—自形晶粒、交代残余结构，细脉状、网脉状、浸染状、团块状、斑点状构造 | 砂状、不等粒状、交代等结构，浸染状、角砾状、条带状、脉状、土状等构造 |
| | 金赋存状态 | 石英脉型金矿多为可见金，产于石英脉裂隙、晶洞中，呈细粒状、片状、树枝状和不规则状等，粒径较大，一般 0.2～30 mm；蚀变岩型金矿则以显微金为主，产于毒砂或黄铁矿的裂隙中或晶体缺陷中，有些包裹于金属硫化物中，金粒形态较为复杂，以微粒状、树枝状、薄片状为主，粒径较小，一般小于 0.2 mm | 以他形粒状微细至细粒黄铁矿、毒砂含金性较好 |
| 围岩蚀变 | | 石英脉型金矿主要有硅化、黄铁矿化、毒砂化、炭化、绿泥石化、铁白云石化及粘土化等；蚀变岩型金矿主要有黄铁矿化、毒砂化、绿泥石化、炭化、绢云母化等，次为硅化、褪色化、碳酸盐化 | 以硅化、黄铁矿化、毒砂化为主，绿泥石化、绢云母化次之 |
| 成矿阶段 | | A. 早期成脉阶段（贫金-石英脉阶段）；B. 石英-自然金阶段；C. 石英-硫化物-自然金阶段；D. 表生期（阶段），沿河流形成砂金及原富含金的硫化物矿石氧化形成褐铁矿薄层 | 研究程度较低，未知 |
| 典型矿床 | | 石英脉型金矿：平秋、金井、同古等；蚀变岩型金矿：主天冲、安架、八克等 | 水口、古邦、三什江、丘团 |

区（V2）。两者产出的金矿床地质特征区别详见表4.6。

天柱—锦屏金矿成矿带（V1）还可以进一步划分为三个子区：天柱子区（盘磨—金井—安架以北）、锦屏西部子区（南加—平秋—格溪）、锦屏东南部子区（地查—地绸—同古—八克）。

黎平金矿成矿带（V2）可以进一步划分为两个子区：黎平北西部子区（地门—三什江—丘团）和黎平南东部子区（水口—占邦）。

## 4.2.4 典型矿床

### 4.2.4.1 锦屏平秋金矿床

#### 4.2.4.1.1 地质概况

平秋金矿床位于锦屏县西部约15 km处，构造位置处于代偶背斜北西翼（图4.5），向南西方向依次发育有金厂溪背斜、桃子坳背斜。代偶背斜背斜轴线长度大于10 km，轴向65°~85°。两翼地层产状不对称，北西翼产状较陡，倾角30°~75°，南东翼产状较缓，倾角20°~40°。断裂主要有北东向断裂$F_1$、$F_2$和剪切破碎带，以及沿背斜轴部发育的层间滑动断层。

矿区出露地层为番召组第二段（Qb$f^2$），岩性为一套绿片岩相的具层纹状、条带状构造的绿泥石绢云母板岩、板岩、粉砂质板岩及变余砂岩，偶夹有不稳定的变余凝灰质板岩和变余玻屑凝灰岩。岩石中的主要矿物成分为绢云母、次为绿泥石及石英，普遍含炭质，

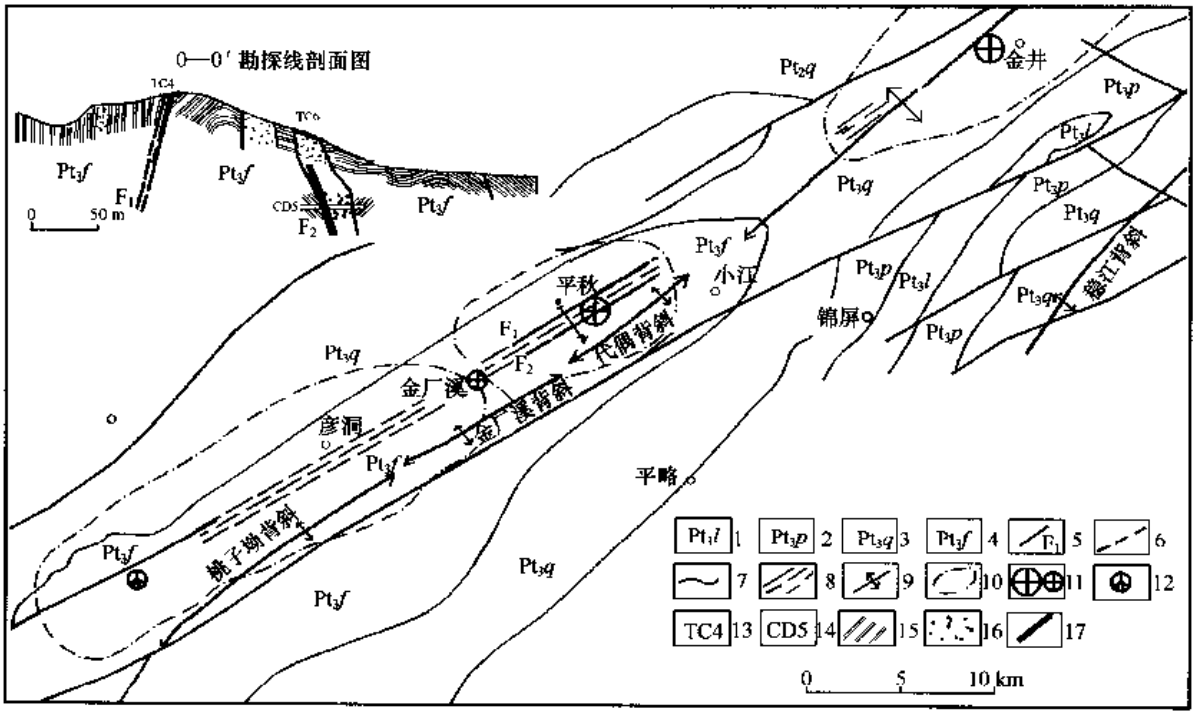



图4.5 锦屏平秋金矿床区域地质图

1—降里组；2—平略组；3—清水江组；4—番召组；5—实测断层及编号；6—推测断层；7—地质界线；8—剪切带；9—背斜轴；10—金砷锑异常区；11—金矿床（点）；12—金砷多金属矿点；13—探槽编号；14—穿脉平硐编号；15—板岩等浅变质岩石；16—断层破碎带；17—金矿体

沿层理及层面有立方体黄铁矿呈星散状分布。

第一亚段（$Qbf^{2-1}$）：出露于评价区十二盘至松格一带 $F_1$ 断层的北西盘。为灰色、深灰、紫红色薄至中厚层状绢云母板岩，不稳定的变余凝灰质板岩和变余玻屑凝灰岩。具有鳞片变晶结构，板劈理极为发育，未见底，出露厚度大于 97 m。

第二亚段（$Qbf^{2-2}$）：灰、灰绿色薄至中厚层状粉砂质绢云母板岩，具水平层纹及水平条带构造，偶夹不稳定的变余凝灰质板岩和变余玻屑凝灰岩。为矿区的主要含矿地层，厚约 204 m。

第三亚段（$Qbf^{2-3}$）：主要分布于该区北西部及南东部。为灰、浅灰色薄至中厚层粉砂质绢云母板岩，夹中厚至厚层状变余砂岩。粉砂质绢云母板岩中水平层纹发育。厚度大于 103 m。

#### 4.2.4.1.2 控矿构造

1）北北东向断裂 $F_1$、$F_2$ 为蚀变岩型金矿的主要控矿构造。$F_1$ 为逆冲断层，断层走向从南西往北东由 50°变为 65°，倾向 320°～350°，倾角 45°～85°，总体表现为上陡下缓。断裂带宽 1～5 m。垂直断距大于 90 m。断裂两侧发育 10～50 m 宽的劈理化带。上盘出露地层为番召组第二段第一亚段灰色、深灰、紫红色薄至中厚层状绢云母板岩，下盘地层为番召组第二段第二亚段灰色、灰绿色薄至中厚层状粉砂质绢云母板岩。断裂带内主要为碎裂岩、碎粒岩、构造透镜体、劈理化板岩、片理化板岩及断层泥等。断裂带内岩石普遍具硅化、黄铁矿化、毒砂化、方铅矿化、闪锌矿化等蚀变。该断层为①号矿体的含矿构造。

$F_2$ 为逆冲断层，断距一般 5～15 m，断裂带宽 2～20 m。断层走向从南西往北东由 45°变为 55°，总体倾向南东，倾角 75°左右，局部直立或反倾。断裂两侧发育 10～20 m 宽的劈理化带。地表断裂沿走向局部以劈理化带的形式过渡。断裂带内主要为片理化板岩、构造透镜体、石英碎裂岩、碎粒岩、断层泥等。岩石普遍具硅化、炭化、黄铁矿化、毒砂化等。金属硫化物呈细粒浸染状，一般随岩石破碎程度增强而增强。该断层为②号矿体的控矿构造。

2）层间滑动断层是石英脉型金矿主要控矿构造。层间剥离断层主要分布在桃子坳背斜、代偶背斜、金厂溪背斜近轴部，一般沿走向延伸长 100～1500 m，沿倾向延深 100～200 m，厚一般 0.10～1.05 m，它们控制了区内石英脉型金矿的分布及产出形态等。

#### 4.2.4.1.3 赋矿地层

含金岩石主要为番召组第二段第一亚段中的粉砂质板岩、变余砂岩、千枚岩和第二亚段中的粉砂质板岩、板岩、变余砂岩。

#### 4.2.4.1.4 矿体特征

平秋矿床（及其附近的南加、地稠金矿点）有两种金矿类型：产于断裂破碎蚀变带内的蚀变岩型金矿和产于层间剥离断裂中的石英脉型金矿。

1）蚀变岩型金矿。金矿体受断裂控制，呈似板状、透镜状产于断裂破碎带中，矿体产状与控矿断裂产状一致。目前已发现有①号和②号两条矿体。

①号矿体：矿体产于 $F_1$ 断裂带中并受其控制。矿体形态为似板状、透镜状。矿体产状与控矿断裂一致，倾向 320°～350°，倾角 45°～85°。矿体长约 900 m，厚 0.99～2.00 m，平均厚 1.51 m。Au 品位在 $1.27\times10^{-6}$～$8.52\times10^{-6}$，平均品位为 $3.93\times10^{-6}$。

②号矿体：矿体产于 $F_2$ 断裂中并受其控制，为盲矿体。矿体形态为似板状、透镜状。

矿体产状与 $F_2$ 产状一致，倾向 140°～150°，倾角 70°～75°。矿体走向长约 850 m，矿化深度 800～580 m，矿体厚 1.14～3.86 m，平均厚 2.38 m。Au 品位 $0.93\times10^{-6}$～$17.13\times10^{-6}$，平均品位 $4.83\times10^{-6}$。该矿体具有随着断裂带由浅入深构造变形强度增强而变富变厚的趋势。

2）石英脉型金矿。矿体主要为赋存于层间剥离断层中的层间脉，次为交错脉。层间脉主要分布在桃子坳背斜、代偶背斜、金厂溪背斜轴部。尤其以金厂溪背斜控制的矿体含矿性最好，根据民采老硐资料，矿体走向长 100～500 m，倾向延深 50～100 m，矿体垂直厚度 0.10～1.05 m，品位 $0.50\times10^{-6}$～$96.0\times10^{-6}$。一个钻孔在 163.81～165.42 m 深度见一层含金石英脉，含 Au $1.45\times10^{-6}$～$10.43\times10^{-6}$。

#### 4.2.4.1.5 矿石特征

矿石结构主要有半自形—他形粒状结构、碎裂结构、变余结构。矿石构造主要有块状构造、角砾状构造、浸染状构造、脉状构造、网脉状构造等。

含金性好的脉体金属矿物成分有自然金、毒砂、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、斑铜矿、自然铅、自然铜、磁铁矿、氧化锰、褐铁矿等，非金属矿物有石英、独居石、重晶石、金红石、云母等，除自然金形态复杂外，共生金属硫化物及氧化物呈自形、半自形及他形的块状与条带状集合体产出。含金性差的脉体金属矿物主要有自然金、毒砂、黄铁矿，非金属矿物以石英为主。

矿物共生组合主要为自然金-石英组合，自然金-毒砂-石英组合，自然金-复杂硫化物-石英组合。

#### 4.2.4.1.6 围岩蚀变

矿化蚀变主要有硅化、黄铁矿化、毒砂化、炭化、绿泥石化和褐铁矿化等。硅化、黄铁矿化、毒砂化、炭化、褐铁矿化与金的关系较为密切。蚀变多沿断裂破碎带呈带状分布。

硅化可分为早、晚两期。早期硅化作用较强，围岩普遍具有褪色现象（围岩由灰绿色变为褐红色和灰白色）及重结晶现象（粗粒化）。晚期硅化较弱，主要沿岩石节理裂隙充填，对围岩产生溶蚀交代作用，呈石英细脉和网脉产出，伴随有细粒黄铁矿、毒砂等硫化物。

黄铁矿化较为普遍，根据产出特征也可分为两种。一种是沿岩层层面、层纹分布的黄铁矿，自形程度高，有立方体、五角十二面体等，粒径一般 1 mm 左右，以星散状和条带状分布为主，是沉积作用的产物。另一种是沿岩石的裂隙、孔隙充填交代的黄铁矿，一般晶形细小，半自形—他形粒状结构，呈细脉状、浸染状产出，该黄铁矿与金矿化关系极为密切。

毒砂化可分为两期。早期毒砂自形程度高，一般为自形，呈星散状分布于围岩中，粒径一般大于 0.1 mm。晚期毒砂粒径一般小于 0.5 mm，自形-半自形，单独形成细脉条带或与其他硫化物形成细脉状集合体。

绢云母化和绿泥石化分布也较普遍，这是一种受区域变质作用形成的大面积蚀变。

#### 4.2.4.1.7 金的赋存状态

石英脉型金矿主要以自然金的形式出现，也有产于硫化物晶体内部晶格（晶洞）或晶面间的，形态以微粒状、树枝状、薄片状、针状为主，自然金颗粒细小。构造蚀变岩型

金矿自然金主要呈微细粒状产出，肉眼难以辨别。

### 4.2.4.2 天柱下达金矿床

#### 4.2.4.2.1 地质概况

下达（塔）金矿（图4.6）位于天柱县城之西南的高酿乡境内。矿区的构造线方向有两组：一组为北东向，由错断了的下达背斜及沿其两翼层间裂隙充填的石英脉组成。下达背斜长11 km左右，轴部狭窄，两翼对称，倾角40°～65°。另一组为北东向（近东西向），由切断下达背斜的断裂$F_1$组成。$F_1$西起台江岭松，经剑河、大中洋、盘磨，穿过矿区东部抵达高酿，长约60 km。倾向南，倾角70°左右，在矿区可见宽5 m左右的硅化破碎带、透镜体和旁侧牵引等现象（余大龙等，1994）。

矿区出露的地层为新元古界下江群清水江组第一段至第三段变余沉凝灰岩、凝灰质板岩、凝灰质细砂岩及粉砂岩等。

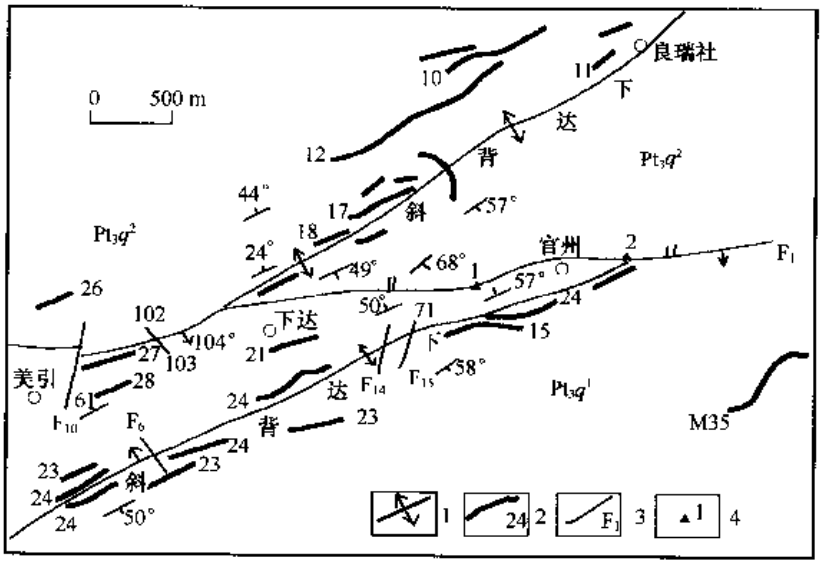



图4.6 天柱下达金矿地质略图

（据余大龙等，1994）

$Pt_3q^1$、$Pt_3q^2$—下江群清水江组第一段、第二段；1—背斜轴；2—石英脉及编号；3—断层及编号；4—样品位置及编号

#### 4.2.4.2.2 控矿构造

下达背斜两翼及鞍部的层间剥离构造控制了矿区主要石英脉的展布。背斜中的轴向和斜向断裂为金的大量富集提供了有利的场所：因为在下达和官州两处金的强烈富集均为背斜与F1的交汇点；在下达和官州两矿段的富矿脉中，脉体的膨胀收缩处、挠曲处等对金的富集也起了次一级的控制作用；在下达西部$F_1$的两侧（主要为南侧）出现厚度较大的六条横向裂隙脉（厚0.2～2 m），局部含金，为$F_1$旁侧张扭性裂隙充填脉。东西向断裂是重要的导矿构造，从理论上看，它不可能仅仅形成下达和官州两处金的富集，凡是沿$F_1$的两侧与$F_1$相交的各种类型的构造扩容空间（如背斜、向斜轴部，断裂等），都有利于成矿溶液的沉淀和金的富集。

#### 4.2.4.2.3 赋矿地层

含金石英脉主要产于清水江组第二段变余沉凝灰岩、凝灰质板岩、凝灰质细砂岩及粉砂岩中。

#### 4.2.4.2.4 矿体特征

区内有两种类型的金矿体,其中主要为石英脉型金矿。区内有大小不等的石英脉体44条,大多数以充填层间裂隙式产出,主脉带断续延长0.$n$~3.65 km,宽0.0$n$~ >100 m。以15,17,18和24号脉体含金性较好,长0.0$n$~0.7 km,宽0.$n$~1 m。脉体形态以似层状为主,局部呈网脉状、鞍状。脉体在空间上存在尖灭再现、侧现、分支复合等现象。

次为构造破碎蚀变带内的蚀变带型金矿体,沿构造破碎蚀变带产出。在$F_{14}$和$F_{15}$之间的断块内的部分破碎蚀变岩石中,经117地质队取人工重砂样,得到了自然金粒(粒径0.07~0.5 mm)22颗,重1 mg,化学样品位为$1.23\times10^{-6}$。破碎蚀变带岩石中富含黄铁矿和少量方铅矿、闪锌矿。

此外,矿区还存在小规模的砂金矿体。

#### 4.2.4.2.5 矿石特征

矿石构造:角砾状、条带状(由各种硫化物组成的条带组成)、块状和晶洞状构造。

矿石结构:自形—半自形、他形、充填、交代残余,包含乳滴状、蠕虫状和双晶等结构,后两者仅分别在绿泥石和斜长石中见到。

矿石矿物:石英脉中有用矿物为自然金,伴生有少量的黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、毒砂、闪锌矿等硫化物,其总量小于5%。其分布极不均匀,呈星点状、条带状、细脉状、团块状和充填晶洞状产出。一般,石英脉中硫化物数量、种类增多,条带状构造明显,颜色变深,则富含金。但下达金矿总体上属贫硫化物石英脉型金矿。脉石矿物以石英为主,占脉体的95%左右,斜长石、方解石少量。

黄铁矿:有三个世代,第一世代黄铁矿含量95%,粒径大于0.02 mm,为矿化早期围岩蚀变的产物,大多分布于硅化围岩的角砾内,呈宽0.04 mm左右的线状分布;第二世代黄铁矿为成矿时的产物,它与毒砂、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等一起,呈各种集合体形态分布于脉体中,如断续细脉状、条带状(宽约0.5~2 mm)。在官州矿段,可见较多的此类硫化物充填于石英脉体的小晶洞中;第三世代黄铁矿呈脉状分布于石英和围岩角砾内并贯穿之,粒径0.20~0.04 mm者占95%左右,组成宽0.2~0.1 mm相对密集的细脉断续分布,粒度比第二世代黄铁矿稍大。

毒砂:呈星点状、小团块状及宽0.5~2 mm左右的条带状、断续条带状分布。一般条带内还可见黄铁矿等硫化物。

其他硫化物:闪锌矿一般呈0.5~5 mm的条带状及粒状分布;黄铜矿呈断续不规则的细脉状分布于石英脉中,宽0.5~0.01 mm;方铅矿、黄铜矿、黄铁矿等还呈不规则脉状分布于石英中,宽0.01~1 mm。

自然金:呈细粒状、片状、树枝状及不规则状分布,粒度多数小于1 mm,但在矿区的砂金中,曾采集到带有石英脉体的28 g自然金。明金是金的主要存在形式,但在官州矿段还有部分以硫化物中的包裹金形式存在。

石英:组成石英脉的主体,占脉体的95%以上,局部地段因围岩角砾、斜长石、方解石含量增多而有所下降,最低在50%。石英颗粒以粗大者居多,普遍大于1 mm,大者

可达 15 mm，一般 1 ~5 mm。由于受压石英破碎，波状消光及压力影等现象常见。

斜长石：官州和下达矿区的部分地段可见。在官州的样品中含量为 1% ~2%，粒径 0.14 ~0.24 mm；在下达的样品中，中粗粒的斜长石围绕围岩角砾分布或零星分布，含量在 40% 左右，在其外侧是石英，由此可见石英形成晚于斜长石。

方解石：形成于成岩阶段的方解石呈 0.1 ~0.5 mm 的粒状与斜长石、石英等一起组成脉体，含量很少；形成于碳酸盐化阶段的方解石以粒径小于 1.0 mm 的为主（一般 0.1 ~0.3 mm），充填于石英组成的格架或裂隙中。

矿物共生组合：主要为石英-自然金组合，在官州和下达均可见石英间隙中的自然金；次为自然金-硫化物组合，自然金与黄铁矿、毒砂等密切共生。

#### 4.2.4.2.6 围岩蚀变

矿区围岩蚀变微弱，仅在脉体附近 1 m 左右的范围内局部可见黄铁矿化、硅化、绿泥石化及粘土化等。

### 4.2.4.3 天柱主山冲金矿床

据王迎春（2004），主山冲金矿床位于天柱县北东东方向约 20 km 处（图 4.7）。在构造位置上处于锦屏—榕江构造变形区北部，区域构造以北东向为主，次为北北东向和北西向，褶皱、断裂发育。区域地层有新元古界下江群/板溪群，古生界二叠系、中生界中侏罗统及新生代第四系等。矿区地层主要为下江群清水江组和平略组，主要含矿层清水江组呈北东东向沿磨山背斜轴部展布，平略组呈北东向分布于磨山背斜两翼。

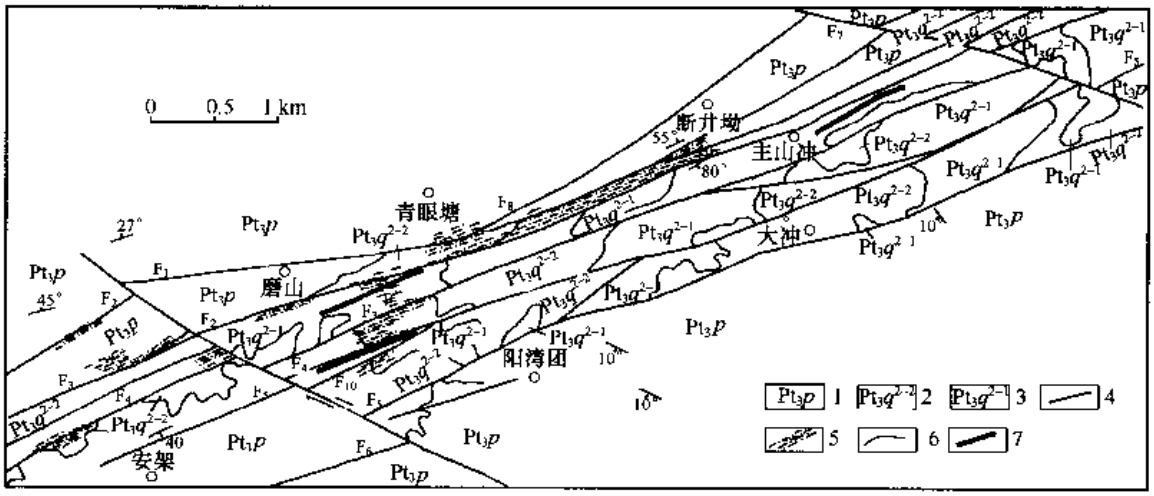



图 4.7 天柱主山冲—安架金矿区地质略图

1—下江群平略组；2—下江群清水江组第二段上亚段；3—下江群清水江组第二段下亚段；4—断层；5—劈理密集带；6—地层界线；7—含金石英脉

#### 4.2.4.3.1 赋矿地层

金矿主要产于清水江组第二段第二亚段（$Pt_3q^{2-2}$）板岩、凝灰岩中。该亚段厚约 235 m，下部为灰黄色绢云母粉砂质板岩、粘土质板岩，局部夹紫红色绢云母粉砂质板岩、粘土质板岩，上部为灰、灰黄色厚层状砂质板岩，灰白色厚层状变余凝灰岩。

赋矿地层的下伏地层为清水江组第一亚段（$Pt_3q^{2-1}$），厚度约为 315 m，下部为浅灰

色厚层状沉凝灰岩，具条带状构造；上部为浅灰色、灰黄色变质凝灰质砂质板岩，变质细至中粒长石石英砂岩。

**4.2.4.3.2 控矿构造**

矿区褶皱主要为磨山背斜，轴向北东东，东端延至岩头坪附近，西端于鸬鹚渡口附近倾伏，在磨山附近被坳背断层（北西向）错切。东端在早禾天附近被北西向断层错成三段。该背斜受限于磨山 $F_1$、$F_2$ 两条断层之间，核部地层为清水江组，南北两翼地层为清水江组、平略组。矿区断裂主要为北东东向，次为北西向和北东向。其中主山冲平移断层（$F_7$）、坳背平移断层（$F_6$），将北东东组构造切成三段，错距分别为 600 m 和 620 m。

坳背断层、下寨断层相互错切而分段控制了安架金矿、磨山金矿和油麻坳金矿的分布；溪口背斜与高酿断层、重溪断层、小江断层错切而分四段分别控制了金井—相公堂金矿、金帐城金矿、溪口金矿及塘仁—干溪等金异常的分布。

主山冲金矿床控矿和容矿构造主要为北东—北东东向断裂及地层层间断裂。矿化带分布于磨山背斜轴部、磨山断层与阳湾团断层之间的韧性剪切带中；矿体主要产于断裂与剪切带相交部位，此部位蚀变及矿化强烈，形成的矿体厚度也就较大；小脆性断层、背斜轴部虚脱空间、劈理等为主要的容矿构造。

**4.2.4.3.3 矿体特征**

矿区内金矿化类型有含金石英脉和含金破碎蚀变岩两种。含金石英脉型矿体有破碎带型粗脉、节理细脉和网脉三种，出单脉或几组平行单脉（有交错）组成脉带，并与地层小角度斜交。含金蚀变岩型矿脉沿石英脉两侧展布，金产于石英脉周围蚀变岩体内，其含金量严格受脉体及空间构造的控制，含金量由近脉向远离脉体方向逐渐减少。

矿区内含金脉带主要沿断裂破碎带分布，具平行展布和分段富集的特点，按构造控矿特征及矿化带分布状况，可将矿区分为主山冲、磨山、安架矿段。

安架矿段：见两条矿化带。矿化带工程控制长度为 200 ~ 480 m，厚度为 0.70 ~ 2.49 m，Au 品位 $0.12\times10^{-6}$ ~ $14.4\times10^{-6}$，基本顺层产出。矿体长度为 280 ~ 450 m，呈脉状、透镜状或囊状产于矿化破碎带中，矿体厚度很不稳定，为 0.70 ~ 2.01 m，单工程品位为 $1.36\times10^{-6}$ ~ $14.4\times10^{-6}$，品位变化系数为 72% ~ 73%，平均品位 $5.51\times10^{-6}$ ~ $7.52\times10^{-6}$，有用组分分布很不均匀。

磨山矿段：见两条矿化带。矿化带控制长度为 240 ~ 250 m，构造带（劈理化带）厚 0.8 ~ 4 m，Au 品位 0 ~ $5.86\times10^{-6}$。矿体长 100 ~ 255 m，厚 1.30 ~ 4 m，品位 $0.09\times10^{-6}$ ~ $3.21\times10^{-6}$。

主山冲矿段：见三条矿化带。矿化带长 300 ~ > 2100 m，构造带（辟理化带）厚 0.6 ~ 35.7 m，Au 品位 0 ~ $12.9\times10^{-6}$。矿体长 360 ~ 730 m，厚 0.81 ~ 2.34 m，单工程品位 $1.49\times10^{-6}$ ~ $19.7\times10^{-6}$，平均品位 $5.41\times10^{-6}$ ~ $7.90\times10^{-6}$。

**4.2.4.3.4 矿石特征**

1）矿石类型。根据矿石的结构构造、矿物成分等特征，主要矿石类型有如下二种。

贫硫化物含金石英脉型。分布于断裂带及层间破碎带中。主要由石英组成，硫化物仅局部富集，含量一般为 1% ~ 5%，可见明金，Au 品位 0 ~ $13.6\times10^{-6}$。

贫硫化物含金网状石英脉夹破碎凝灰岩型。分布于断裂破碎带中。主要由石英和硅化、黄铁矿化、毒砂化碎裂凝灰岩组成，硫化物含量一般为 1% ~ 2%。

富硫化物含金蚀变岩型。分布于浅变质岩系的断裂破碎带两侧或节理裂隙中。由强烈黄铁矿化、毒砂化、绢云母化和硅化的凝灰岩组成，硫化物含量可达10% ~25%。黄铁矿、毒砂等硫化矿物呈细粒状分布在硅化岩石中形成浸染状构造。Au品位0 ~ 4 × $10^{-6}$，个别达33 × $10^{-6}$。金主要以显微金形式存在。

2）矿石结构构造。矿石结构主要为半自形—自形晶粒、压碎、碎斑、交代残余等。矿石构造主要为细脉状、网脉状、浸染状、团块状、斑点状等。

3）矿物特征。矿石矿物主要有自然金、毒砂、黄铁矿、黄铁矿和毒砂，总含量一般 < 5%，在蚀变岩型金矿石中远高于此含量。次为孔雀石、蓝铜矿、褐铁矿等。

脉石矿物主要有石英、绿泥石、绢云母，次为方解石、白云母等。

金矿物主要为自然金。呈金黄色，多为可见金。自然形态为细粒状、片状、树枝状和不规则状等。金的颗粒较粗大，目前所见粒径最大为3 mm。毒砂呈锡白色，多为半自形，粒径在1 ~ 5 mm间，有两种产出形式：一种为细粒半自形—自形，与黄铁矿组成细脉密集于石英脉中或裂隙中；一种为半自形到他形呈粒状星点状散布于蚀变板岩中或石英团块中，此类型毒砂颗粒的粒径较大。黄铁矿为浅黄到铜黄色，它形到半自形粒状，粒径一般0.5 ~4.5 mm，多与毒砂共生，产出形式与毒砂相同。黄铜矿呈铜黄色，他形粒状为主，黄铁矿密集处往往与黄铜矿共生。

#### 4.2.4.3.5 围岩蚀变

矿床的围岩蚀变规模较大，分布范围较广，主要有硅化、黄铁矿化、毒砂化、碳酸盐化、绿泥石化、绢云母化等。

硅化是本区重要蚀变之一，分布普遍，表现为原岩中石英颗粒加大或石英细脉、网脉穿插于围岩中。近矿围岩硅化更强烈。

黄铁矿化和毒砂化在矿化带上分布不均匀，表现为大、小颗粒黄铁矿、毒砂呈自形晶、他形晶星散状分布在围岩中，靠近矿脉蚀变更强。

碳酸盐化、绿泥石化分布不均匀，在油麻坳至磨山一带较发育，表现为铁白云石、绿泥石呈脉状、团块状分布在围岩中，远离矿脉。

#### 4.2.4.3.6 金的赋存状态

矿区内金矿物以自然金为主，呈金黄色。在石英脉型矿石中金多为可见金，自然形态多为细粒状、片状、树枝状和不规则状等，颗粒较粗大，目前所见粒径最大为3 mm。在破碎蚀变型矿石中，金则以显微金的形式存在，主要存在于毒砂或黄铁矿的矿物裂隙中，或在毒砂、黄铁矿的晶体缺陷中，也有包裹于金属硫化物中的，粒度小于0.02 mm。

石英脉型金矿石，石英为脉体的主要脉石矿物，他的粒度大小与含金性呈负相关关系。一般透明度低，颜色呈乳白色或浑浊色的石英组成的脉体含金性好，而透明度高的石英脉体一般含金性差。

石英脉型矿石或蚀变岩型矿石中硫化物的种类和数量的多少与含金性呈正相关关系，且与硫化物粒度的大小呈负相关关系。硫化物数量和种类越多，粒度越细小，一般含金性越好。

### 4.2.4.4 锦屏同古金矿床

#### 4.2.4.4.1 地质概况

同古金矿（图4.8）位于黔东锦屏县城南的同古乡。产于叠加在加里东期同古向斜之上的燕山期次级褶皱——山洞背斜南西段。矿区断裂发育，由北东向和北西向两组断裂构

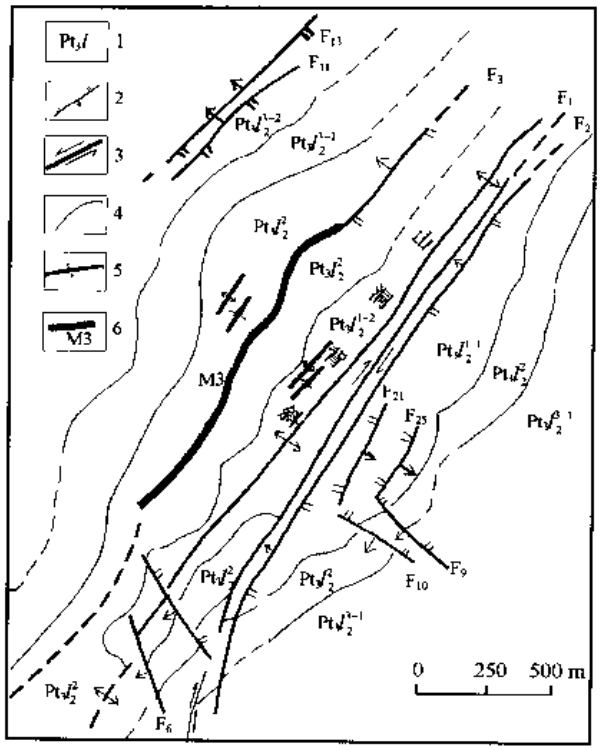



图 4.8 锦屏同古金矿地质简图

（据吴攀等，1998）

1—下江群隆里组各段、亚段地层代号；2—逆断层；3—平移断层；4—地层界线；5—背斜轴；6—石英脉及编号

成网格状的构造格架（吴攀等 1998）。

矿区外围以花桥断层为代表，断面沿走向、倾向呈舒缓波状弯曲，并伴有宽度大于 10 m 的挤压破碎带，断层倾向北西，倾角 75°左右。矿区内的断裂仍以北东向的 $F_1$、$F_3$、Fx（其他断层）为代表的断层为主，向北西倾斜，倾角较大。$F_1$ 为以扭性特征为主的平移断层，水平断距 350 m 左右，垂直断距较小（局部可达 42 m），它位于山洞背斜南东翼，走向与背斜轴近于平行。$F_3$ 为一位于山洞背斜北西翼的逆断层，与山洞背斜轴大致平行，有较强的金矿化，M3 含金脉带就是充填于 $F_3$ 上盘层间、似层间裂隙破碎带中的复杂石英脉带。Fx 则是采矿过程中偶然揭露的含金剪切逆断层，研究结果表明，它是矿区内的一条主要的导矿构造兼局部容矿构造。

#### 4.2.4.4.2 控矿构造

矿床受山洞背斜（或称同古背斜）和北东向的断层 Fx 的控制，具有“背斜加一刀”的构造控矿特点。容矿构造以层间脉和切层脉的交汇部位最好。金在脉体中的富集程度与距层间脉和 Fx 交汇线距离的增加有逐渐降低的趋势，而且在两者的交汇部位往往形成富矿体。细脉的含金性比粗大脉体的好；脉体的分支、复合和产状突变的部位含金性也好。

#### 4.2.4.4.3 赋矿地层

隆里组是主要的赋矿地层。不同段含金程度不同。

第一段由带状含粉砂质板岩、变质细砂岩、粉砂岩组成两个旋回，之下有一层厚度不大的变质含砾砂岩，总厚度大于 212 m。分两个亚段，共四层，第二亚段第一层是矿区的主要含金层位，其次为第三层。

第二段从下至上分别为：①条带状砂质板岩、砂质板岩；②厚层状变质细砂岩、中粒砂岩；③条带状砂质板岩；④粘土质板岩。分为三个亚段，共六层，总厚度大于 494 m。主要含金脉带产于第一亚段第一层和第三层，具弱矿化的含金脉带 M2 和 M3 则产于第二亚段的中下部。

#### 4.2.4.4.4 矿体特征

该矿床先后探明有一条含金剪切断层破碎带（Fx）和多条含金脉带（主要是 M1 ~ M6），主矿体含金石英脉与围岩界线清楚，为热液充填型矿体，共有四种类型：即层间脉型矿体、破碎带型矿体和网脉型、节理脉矿体，并以前两者为主。含金石英脉的单脉形态呈层状、似层状、透镜状、网状、马鞍状等，几组平行单脉（有交错）可以组成脉带，

脉带厚度变化较大（0.05～4 m）。矿脉规模和形态严格受层间剥离空间或断裂控制。一般以呈层状-似层状的破碎带型脉（或网脉）的规模最大（脉厚可达1～4 m），含金性也最好，如Fx含金破碎带和金鸡矿脉，Au品位在$30\times10^{-6}$～$40\times10^{-6}$（图4.9）。

含金剪切断层破碎带（Fx）位于山洞背斜的南东翼，对成矿具有决定性作用。该带规模较大，延伸较稳定，倾向300°～325°，倾角25°～42°，厚0.2～4 m，一般1 m左右。破碎带本身含金性好，特别是层间脉与其交汇部位及其附近Au品位在$30\times10^{-6}$～$40\times10^{-6}$，一般$2\times10^{-6}$～$5\times10^{-6}$。带中除充填有各种形态的石英小脉外，还充填了大量黑色炭质板岩，且这些板岩大都已片理化，普遍见有金矿化，硫化物种类和数量较多。

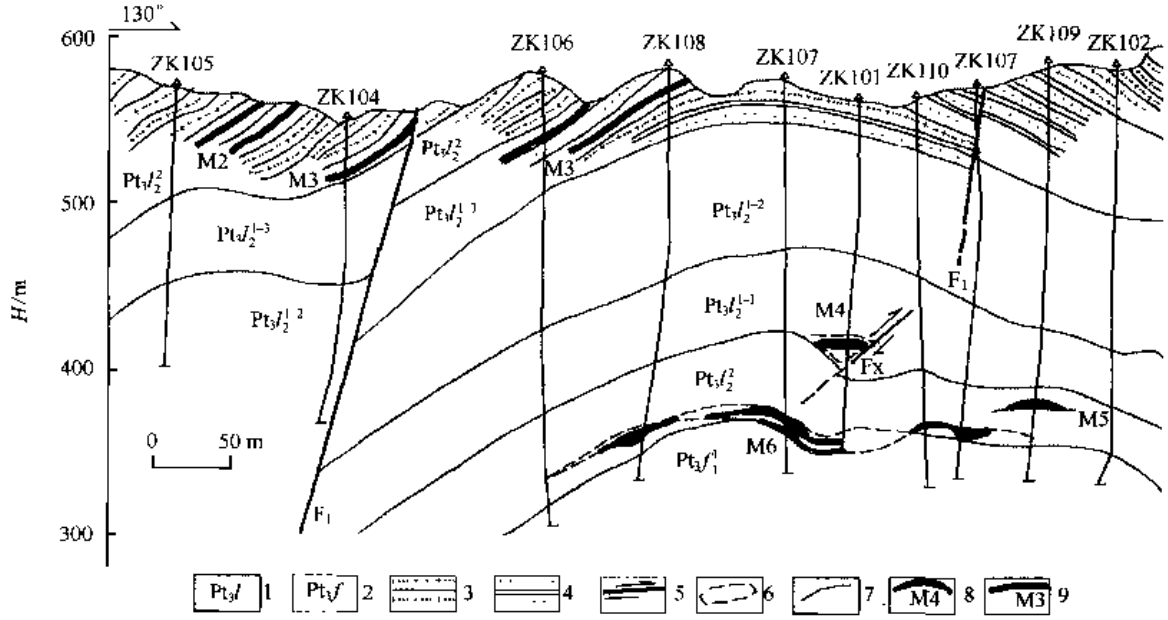



图4.9 同古花桥金矿1号勘探线剖面

（据吴攀等，1998）

1—隆里组各段、亚段；2—番召组各段、亚段；3—变余砂岩；4—砂质板岩；5—断层；6—蚀变带；7—地层界线；8—蚀变岩型金矿体；9—顺层含金石英脉

含金脉带M2和M3均产于近地表或距地表几十米范围内，而含金脉带M4～M6则产于距地表百米以上的深部，为矿床的主矿体。

#### 4.2.4.4.5 矿石特征

同古金矿床属贫硫化物型金矿床，硫化物含量低，种类单一，非金属矿物种类也简单。矿体中的有用矿物为自然金，硫化物以黄铁矿、毒砂为主，次有闪锌矿、方铅矿、黄铜矿等，硫化物总量小于5%。脉石矿物主要为石英，有少量铁白云石、绿泥石、方解石及白云母等，总量大于95%。

矿物共生组合有自然金-石英组合、自然金-石英-绿泥石组合和自然金-硫化物组合。

石英为脉体的主要脉石矿物，它的粒度大小与含金性呈负相关关系。一般说来，由粒度小、颜色呈烟灰色、乳白色的石英组成的脉体含金性好，由结晶颗粒粗大的无色透明的石英组成的脉体一般不含金。

脉体中硫化物的种类和数量的多少与含金性呈正相关关系，硫化物的种类和数量越

多，金的富集程度越高，这是该矿区的一个重要地质特征和找矿标志。脉体中黄铁矿的粒度小（小于0.1 mm，多呈他形晶）而量多，闪锌矿和方铅矿同时出现且色调较深也都是金富集程度较高的良好标志。

矿石结构有半自形—自形晶粒结构、粒状-片状结构、碎裂结构、交代残余结构等。

矿石构造在层状-似层状矿脉中以角砾状、细脉状构造为主，次为条带状、透镜状、马鞍状、块状、网脉状构造。

#### 4.2.4.4.6 围岩蚀变

矿床的围岩蚀变规模不大，范围不广，但普遍存在。主要围岩蚀变有硅化、黄铁矿化、毒砂化、铁白云石化、绿泥石化，此外还有方解石化、绢云母化和高岭石化等。前五种蚀变与金矿化关系甚为密切。

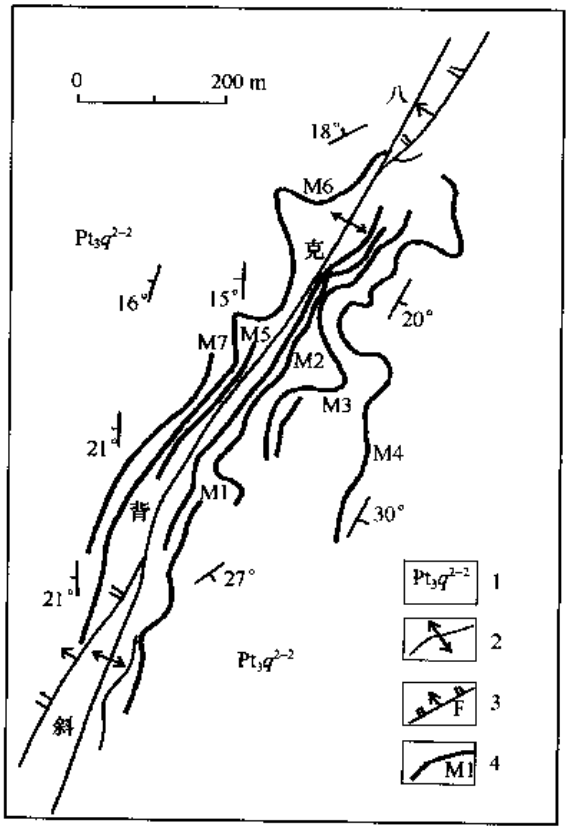



图4.10 锦屏八克金矿床金矿脉分布图

1—下江群清水江组第二段第二亚段；2—背斜轴；3—断层；4—含金石英脉

#### 4.2.4.4.7 金的赋存状态

金主要以自然金形式产出。金的粒度大小一般为（0.05～4.5）mm×3.8 mm，其中以0.1～0.5 mm居多。形态呈粒状、片状、鳞片状、粉末状、不规则状等，一般产于石英脉的裂隙、孔隙中，以及脉体中的围岩条带或硫化物条带边缘，部分产于脉体的边缘以及脉体边缘的星散状或细脉状黄铁矿等硫化物晶体的间隙和边缘。Fx破碎带中有的金还直接产于构造泥中。

### 4.2.4.5 锦屏八克金矿床

#### 4.2.4.5.1 地质概况

矿床位于锦屏县境内，产于稳江背斜北西翼的次级褶曲内（图4.10）。区域分布地层为中元古代下江群浅变质岩系。矿区岩石主要由一些浅变质的砂岩、板岩及矿体和矿床周围出现的蚀变围岩组成，呈北东向展布，中部地层产状平缓，北西和南东方向地层产状相反，为一宽缓的短轴背斜，在背斜轴部岩石和脉体均较零乱破碎，有一断层通过（余大龙，1997a；孙士军等，2002）。

#### 4.2.4.5.2 赋矿地层

矿床产于下江群清水江组第二段中下部，容矿围岩为灰和灰绿色薄—中厚层变余凝灰岩、凝灰质板岩、变余砂岩及变余沉凝灰岩。

#### 4.2.4.5.3 控矿构造

八克背斜及轴部挤压断裂破碎带、近东西向断裂、北东及北西向节理是主要控矿构造（图4.11）。

含金石英脉的分布、规模和形态受控于其容矿构造的控制：① 含金石英脉产于背斜

轴部及倾伏端剥离构造中。规模较大的古采场即位于背斜轴部，是古人主要采掘对象。② 含金石英脉产于背斜翼部剥离构造中，脉体：厚度大于等于0.3 m，相对稳定，沿走向、倾向均较连续（M1、M2、M6）；厚度大于0.1 m，沿走向、倾向不甚连续，尖灭再现、侧现显著（M9、M10）；厚度变化大，倾向延伸不远，走向上呈侧列式分布，是主要探采对象。③含金石英脉产于不同方向节理裂隙及断层中，厚度小（一般小于5 cm）、陡倾斜，沿走向亦不连续。

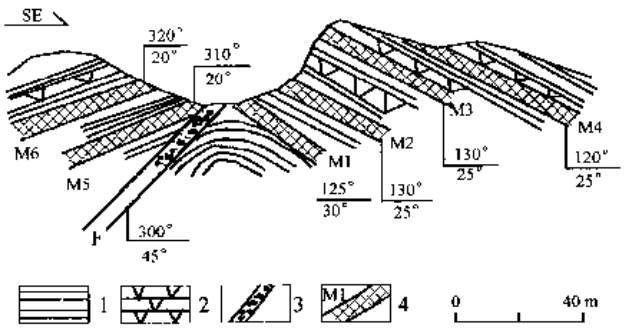



图4.11 锦屏八克金矿控矿构造剖面图

（据孙士军等，2002）

1—板岩；2—凝灰岩；3—断层；4—含金石英石脉及编号

#### 4.2.4.5.4 矿体特征

石英脉型金矿矿体具体表现为一系列平行或近于平行的含金脉体，多数脉体产状与地层一致，脉体形态一般为层状和似层状，也有细脉状和网脉状者。脉体厚度悬殊较大，范围为0.0$n$～2 m，一般0.2～0.4 m，脉体延伸长度在500 m左右。矿脉常具有分支复合，尖灭侧现、再现的显著特点。

本矿床中富矿体内的金高度富集地段被称为富金包。富金包均产于八克背斜轴部及倾伏端层间虚脱构造，以及M7、M8与其他方向构造复合处，可能与背斜翼部的大部分脉体向下容矿空间封闭、矿液无法输运以及物化条件的剧烈变化有关。控制富金包产出的构造组合类型主要有三种：一是石英脉与成矿前节理密集带的复合部位（图4.12A），如M4的①、⑤号矿包；二是伴随小尺度逆冲断裂旁侧发育的褶皱构造轴部（图4-12B），多形成富矿“槽”，如M4的②、③、④、⑥号矿包；三是含金石英脉褶皱转折端发育的盲裂隙带（图4.12C），如M4的⑦、M3的②号矿包（孙士军等，2002）。

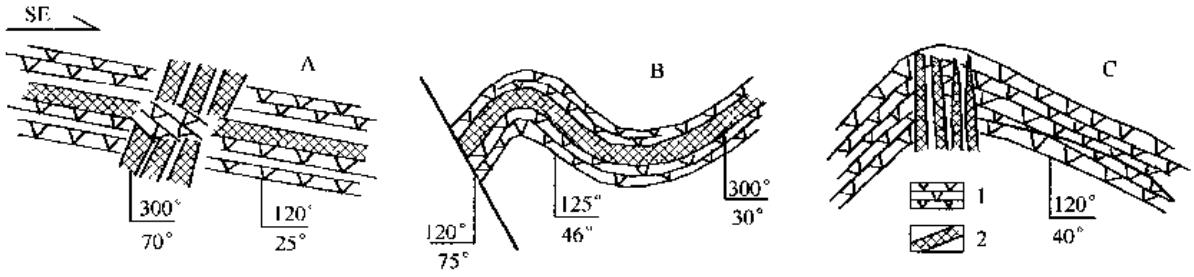



图4.12 锦屏八克金矿富金包赋存构造素描图

（据孙士军等，2002）

1—凝灰岩；2—含金石英脉

#### 4.2.4.5.5 矿石特征

因脉体含金性差异而矿物成分有差别。同一脉体不同部位亦如此。一般含金性好者矿物成分复杂，金属矿物有自然金、毒砂、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、斑铜矿、自

然铅、自然铜、磁铁矿、氧化锰、褐铁矿等。非金属矿物有石英、独居石、重晶石、金红石、云母等。除自然金形态复杂外，共生金属硫化物及氧化物呈自形、半自形及他形块状与条带状集合体产出。含金性差的脉体金属矿物主要为自然金、毒砂、黄铁矿，非金属矿物以石英为主。

矿物共生组合有三类：①自然金-石英型。毒砂和黄铁矿等以小于5%的含量不均匀地分布于脉体中，自然金镶嵌于石英内，是褶皱轴部断层破碎带矿物共生组合的主要类型，贫金和硫化物。②自然金-毒砂型。多出现在富金包内，毒砂所占比例最大，还富含黄铁矿、闪锌矿、方铅矿及黄铜矿。硫化物复杂程度及数量亦因脉体的产出部位、金的富集程度而有差别。毒砂可呈块状、似层状，颜色较深，自然金被毒砂包裹，形状不定；③自然金-毒砂-石英型。介于上述两种之间，以条带状脉为主，毒砂常在石英脉的中部和两侧呈断续条带状和似层状分布，自然金分布于毒砂中，呈根须状、断续延伸状等不规则状，有的自然金在毒砂条带内延伸数十厘米。

矿石结构主要为交代、环带结构，次为包含、充填和他形晶粒结构等。

矿石构造主要为块状构造。由以石英或毒砂为主，其他矿物为辅所组成的较均匀的矿石。次为条带状和角砾状构造，条带一般由暗色的硫化物（毒砂为主）组成，角砾一般多为蚀变的围岩。此外还见有梳状、晶洞状等构造。

矿石的形成主要有三个阶段。①石英-自然金阶段。以石英含量占脉体的95%以上及有少量团块状、星点状毒砂、黄铁矿和闪锌矿等为特征，其矿物生成顺序为石英—毒砂（黄铁矿—闪锌矿—方铅矿—自然金。②毒砂-自然金阶段。以毒砂及少量其他硫化物含量高为特征，可达50%，常在富金包内出现，矿物生成顺序为石英—自然金—毒砂—闪锌矿—方铅矿—黄铁矿。③表生阶段。主要表现为沿河流形成砂金及原富含硫化物的矿石由于氧化而形成少量褐铁矿薄层。

#### 4.2.4.5.6 围岩蚀变

本矿床围岩蚀变十分强烈，这在湘黔地区都少见，蚀变种类主要为毒砂化和黄铁矿化、炭化，次为硅化、褪色化、碳酸盐化。毒砂化可见两种：一为富矿体周围岩石中不均匀、不规则的蚀变，往往在围岩中形成暗色（蓝灰色）的部分，离脉体一般几米；另一种为矿体附近围岩中均匀分布的自形毒砂颗粒，部分可见双晶，离矿体可达几十米，自矿体向外毒砂粒度可以从10 mm迅速减小到1 mm，一般小于4 mm。黄铁矿在围岩中呈自形细粒状，有时与毒砂相伴出现，但其蚀变强度不如毒砂化。炭化（当地俗称“煤层”）出现于富金地段。

#### 4.2.4.5.7 金的赋存状态

金的粒度常见为1～5 mm。富金包内明金可见几十或几百克一粒者，部分细、微粒金被毒砂等硫化物包裹，可细分边3种。

1）产于石英脉裂隙、晶洞中，呈不规则粒状、片状，粒径一般在0.5～3.0 mm，是自然金-石英组合中最主要的产出形式。

2）产于硫化物晶体内部缺陷或晶而间，形态较为复杂，以微粒状、树枝状、薄片状为主，粒径在0.2 mm以下，当地称之为“灰金”（颗粒细小之意），是自然金-毒砂-石英组合中的主要产出形式。

3）与复杂硫化物共生，仅见于富金包中。富金包中硫化物的金含量，毒砂中可在32

$\times 10^{-6} \sim 1568 \times 10^{-6}$，方铅矿中达 $894 \times 10^{-6}$，闪锌矿中在 $104 \times 10^{-6} \sim 974 \times 10^{-6}$（孙士军，2001）。

#### 4.2.4.6 黎平水口地区金矿

黎平金矿成矿区（V2）的金矿主要产于黎平县南部水口地区和古邦地区，尽管由于地质勘查程度及研究程度较低，难于选出理想的典型矿床（点），但由于该区金矿为天柱—锦屏—黎平金、水晶、重晶石成矿区（Ⅳ3）中的两个Ⅴ级成矿区之一，具有较大找矿远景，故以资料稍多的水口地区金矿进行简要叙述。

**4.2.4.6.1 水口地区地质概况**

水口地区金矿（图 4.13）位于黎平水口的南江—金坑一带，由几个金矿（化）点构成。

**4.2.4.6.2 赋矿地层**

矿床主要产于丹洲群拱洞组（$Pt_3g$）第二段两个亚段附近的剪切构造蚀变岩带内，容矿岩石主要为粉砂质板岩、粉砂质绢云母板岩等浅变质岩石（南江硅化蚀变带），以及下震旦统长安组（$Z_1c$）第一段变余含砾砂岩、含砾细砂岩中（金坑硅化蚀变带）。

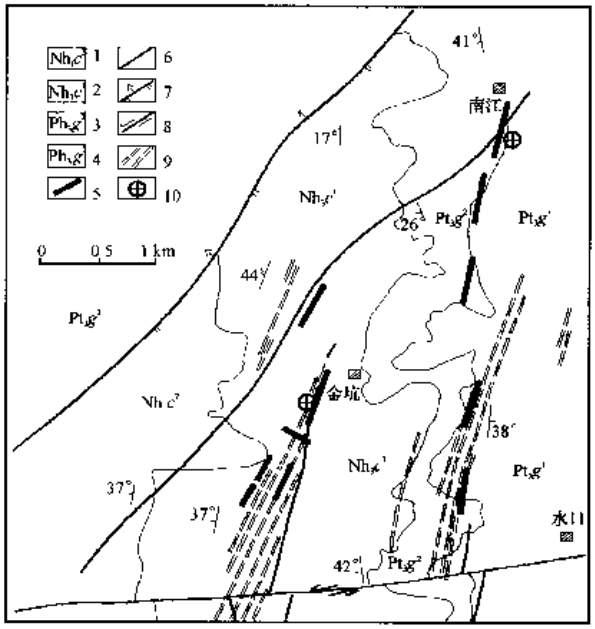



图 4.13 黎平水口地区地质略图

1—长安组第二段；2—长安组第一段；3—拱洞组第二段；4—拱洞组第一段；5—石英脉；6—性质不明断层；7—逆断层；8—走滑断层；9—硅化蚀变带；10—金矿点

**4.2.4.6.3 控矿构造**

金矿带位于水口背斜南西端的北西翼，受区域性富禄逆断层及分支断层形成的断夹块控制，并被肇兴平移断层切穿。由于这些构造具多期活动性质，故配套发育有一系列的北北东向逆冲断层（如水口逆冲断裂）以及派生牵引褶皱和张性羽状断裂、轴面劈理等，蚀变较强，石英（脉）多期次充填、交代现象普遍，它们控制了含金蚀变岩的产出。

区内发育有孖行剪切带，规模较大，变形较强，见有千枚岩化、斑点状千枚岩化、劈理密集带、石英脉塑性流变等，在千枚岩化带中流劈理、折劈理极为发育。该带与节理、断层交汇构造部位矿化蚀变强烈，普遍金矿化，蚀变岩含 Au 最高达 $5.4 \times 10^{-6}$。

**4.2.4.6.4 矿体特征**

据贵州省地调院 1:1 万土壤化探成果（2000），金异常见于拱洞组砂质板岩、长安组含砾砂质板岩中，并主要沿着断层两侧的蚀变岩带分布（如Ⅰ号异常带沿南江断层两侧蚀变岩带分布）；Au 元素水平浓度分带明显，靠近蚀变岩带浓度值高，反之则浓度减低；异常的高极值（浓集中心）常常位于劈理密集带或剪切带中（如Ⅰ-4、5、6 号异常受限分布于金坑—孖行剪切带中）；地质填图及老硐调查表明，所发现的金矿化体均处于剪切构造蚀变带内的次级构造部位，且部分位于异常浓集中心。因此，这些异常为矿致异常，

为北北东向剪切构造蚀变带型金矿化所引起。

进一步工作表明，区内主要发育有两条矿化蚀变带。

1）金坑—仔行矿化蚀变带：出露宽度小于 100 m，长度大于 1000 m，由多条强变形的、大致平行的含金蚀变岩组成，岩石中劈理极其发育，矿化强烈，品位较高。其中，两个老硐中 Au 品位分别达 $5.39\times10^{-6}$ 和 $12.52\times10^{-6}$，并见有细粒自然金产出。矿化体产于剪切带中的下震旦统长安组强硅化砂砾岩中，呈条带状、透镜状展布，北北东向延伸，倾向南东东，倾角大于 70°，矿化体受断层、节理、劈理等控制，与围岩界线不清。

2）南江矿化蚀变带：出露宽度小于 100 m，长度大于 1000 m，受一组雁行排列断层控制，断层产状 110°∠50°～60°，呈狭窄带状，延伸长大于 2.5 km，出露宽 30～60 m，单条蚀变带厚 4～6 m，一般由 2～3 条蚀变带组成。矿化蚀变岩带由丹洲群拱洞组（$Pt_3g$）第二段灰色硅化板岩，灰白色硅化、黄铁矿化、毒砂化砂岩，灰黄、灰色碎裂石英岩组成。

值得一提的事，在南江河水系、金抗水系存在民采砂金活动，砂金多呈片状具有近源特征，且砂金的产出仅局限于这两条蚀变带控制的下游地区，开采最盛区在蚀变带下游约 500 m 范围内，这一方面揭示了这两条矿化蚀变带具有较好的找矿前景，另一方面表明除上述蚀变岩型金矿外，还应有石英脉型金矿产出。

#### 4.2.4.6.5　矿石特征

原生矿石呈灰、灰绿色，氧化矿石为黑褐、黄褐色。具砂状，不等粒交代结构，浸染状、角砾状、条带状、脉状、土状等构造。

矿石矿物较简单，主要为黄铁矿、毒砂、褐铁矿等。

脉石矿物主要为石英、粘土矿物及碳酸盐矿物等。

在主要矿物中，黄铁矿呈铜黄色，他形粒状，立方体、八面体晶形，粒径在小于 0.1～3 mm，呈浸染状、脉状分布于蚀变岩中，风化后为褐色浸染状小斑点；毒砂呈铅灰色，他形粒状，八面体，短柱状晶形，粒径 0.1～4 mm，亦呈浸染状、细脉状分布在蚀变岩中，毒砂单矿物含 Au 为 $158\times10^{-6}$。

#### 4.2.4.6.6　围岩蚀变

以强烈的硅化、黄铁矿化、毒砂化为主。

#### 4.2.4.6.7　金的赋存状态

在矿化蚀变带内见黄铁矿、毒砂矿物，其晶体具剪切压扁现象，以他形微细至细粒状黄铁矿、毒砂含金性较好，粗粒自形者含金性较差，毒砂单矿物含 Au 量可达 $158\times10^{-6}$。所见的毒砂矿物细粒，有呈破碎集合体产出者，同时伴有大量的微—细粒黄铁矿，绢云母化、绿泥石化亦较强。

## 4.3　梵净山地区变碎屑岩及辉绿岩中热液型金矿床

梵净山地区变碎屑岩及辉绿岩中热液型金矿床（图 4.14），主要产于梵净山构造穹隆北西翼的梵净山与板溪群之间的滑脱构造带上下变质碎屑岩及辉绿岩中，见有金厂、猴子洞、金盏坪、罗家湾等近十个金矿床、矿（化）点。

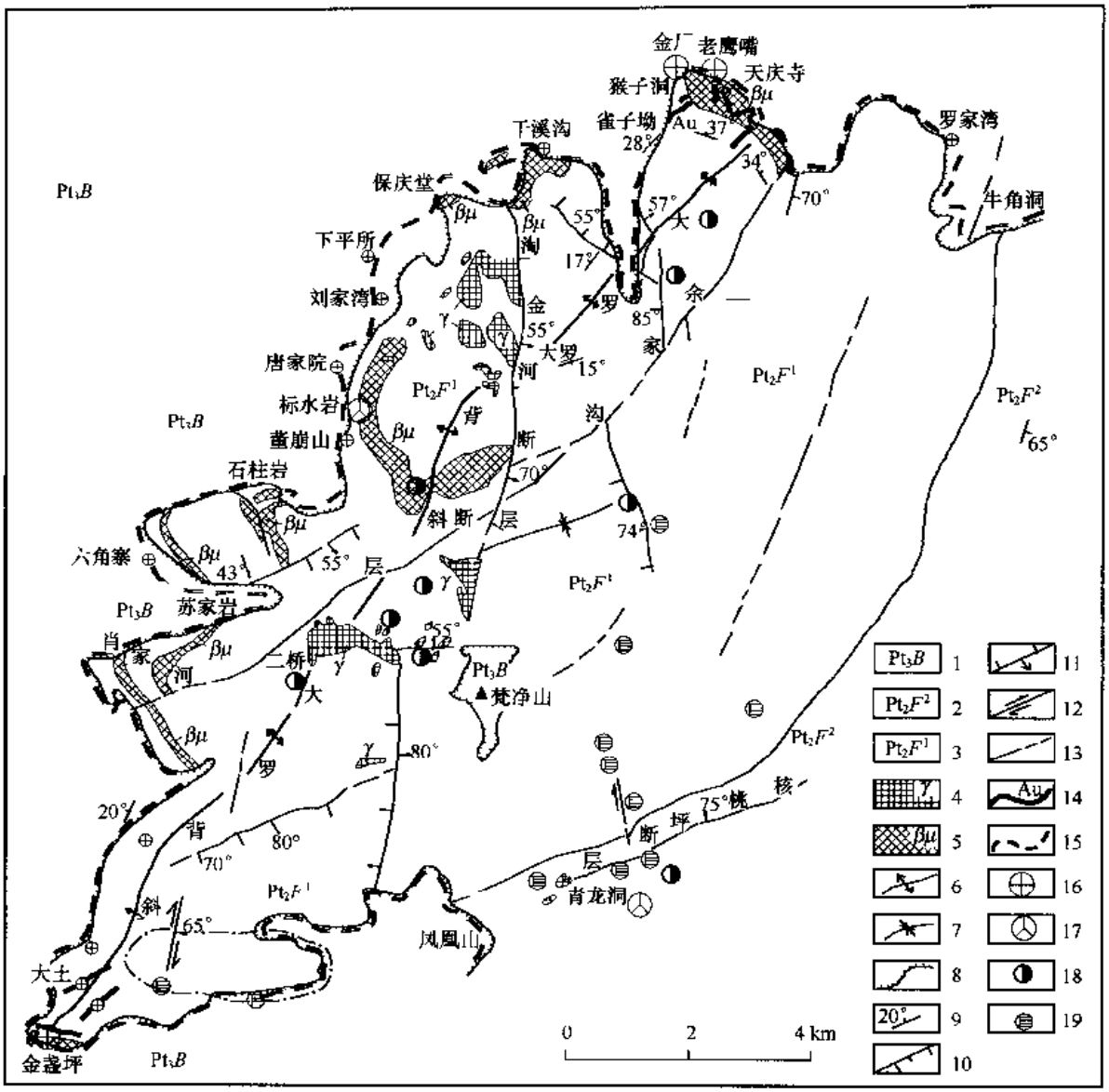



图 4.14　梵净山地区地质矿产略图

1—板溪群；2—梵净山群第二段；3—梵净山群第一段；4—花岗岩；5—辉绿岩；6—背斜轴；7—向斜轴；8—不整合地层界线；9—地层产状；10—正断层；11—逆断层；12—平移断层；13—性质不明断层；14—含金石英脉；15—滑脱蚀变岩型金矿带；16—金矿床（点）；17—钨锡铜矿床；18—钨锡矿点；19—锑矿点

## 4.3.1　区域地质背景

### 4.3.1.1　构造

在大地构造位置上，该区处于梵净山穹状背斜的北西翼，主体为构造穹窿滑脱构造带，是扬子地台内基底古老地层出露的窗口。褶皱、断裂发育，构造形式复杂多样，武陵运动造成了中新元古界之间的滑脱构造面，该构造面之上下（分别称下构造层和下构造

层）的地质构造特点差别显著。

1）下构造层。位于滑脱面之下，由梵净山群地层所组成，构造形迹主要为北东向、北北东向及近南北向断裂和褶皱及走向北西的断裂。北北东向断层常截割北东走向的断层及褶曲，北东向断层均为逆冲断层，其破碎带具片理化和弱硅化现象，局部见石英脉充填，南东盘常见小褶曲带；北北东向断层多为东倾正断层，破碎带见角砾岩带和硅化带，并见网状石英脉充填，见辉锑矿、闪锌矿、黄铁矿矿化，该组断裂控制着该区花岗岩体及岩脉的分布和多金属钨、锡、铜矿的产出，与成矿关系最为密切。由北西至南东，北东向构造主要有大罗背斜、余家沟断层、核桃坪断层、瓦溪断层、银厂向斜和芋头当背斜；北北东向构造主要有淘金河断层、大转弯张裂带；北西向构造主要有何家坡断层、石柱岩断层。大罗背斜。为构成梵净山穹隆的主体背斜构造，是由多个次级褶曲组成的复式背斜。核部最老地层为淘金河组，翼部出露最新地层为洼溪组，两翼倾角大多大于50°，两翼见较多挤压褶皱带。余家沟断层。倾向南东，倾角65°～70°，为走向北东的逆冲断层，断距100～700 m，旁侧见挤压褶皱带，破碎带宽小于5 m，见弱硅化和片理化。淘金河断层。为正断层，断距100～800 m，见10～50 m宽的破碎角砾岩带及硅化带，带中见石英脉充填和热液蚀变现象。该断裂控制了该区花岗岩体及岩脉的分布，并见辉锑矿、黄铁矿、闪锌矿等金属矿化，是多金属矿产形成的有利条件。

2）上构造层。梵净山穹隆上构造层是由不整合于梵净山群之上的板溪群浅变质岩系所组成。其沿穹隆四周分布，岩层向四方倾斜，两翼基本对称，倾角10°～25°，其构造主要表现为在板溪群浅变质岩系中发育若干次级皱曲及规模小、断距不大的断裂。另外节理极其发育，以北北东及北西西向两组最为发育，最为重要。

#### 4.3.1.2 岩浆岩

该区中元古代岩浆岩极其发育，特别是以武陵早期与地层准同生形成的基性—酸性熔岩和武陵运动前后所形成的酸性侵入岩——白云母花岗岩及其他酸性岩脉最为重要。

1）基性—酸性熔岩。中元古代早期，随着陆源碎屑物的沉积，海底喷溢了一套基性—酸性熔岩组合，并与地层准同时形成，呈顺层状、似层状产出，单个岩体厚$n$～200 m，长度为岩体厚度的几十倍至百倍。熔岩早期主要为基性熔岩，晚期为基性熔岩夹中酸性熔岩，使梵净山群地层剖面上淘金河组—回香坪组形成基性岩—超基性岩组合，肖家河—回香坪组形成细碧岩-石英角斑岩组合。基性岩—超基性岩组合。产于淘金河—回香坪组地层中，这类岩石均被不同程度次闪石化、绿泥石化、绿帘石化等。这套岩石发育完整者，从岩体中心向两边，依次出现超基性岩—基性岩。组成岩石主要有：超基性岩类的辉石橄榄岩、橄榄辉石岩、辉石岩等；基性岩类的辉长辉绿岩、辉绿岩。本区超基性岩类岩石化学及微量元素特征为，贫碱钙相对高铝的铁镁质超基性岩，镁铁比值为3.21～5.10，具含镍岩体的地球化学特征，存在一定的熔离型硫化铜镍矿成矿条件，本区铜镍矿化即位于超基性岩中。细碧岩-石英角斑岩组合主要产于肖家河组—回香坪组地层中。此类岩石均受不同程度绿岩化作用和钠长石化作用。它们产于基性岩—超基性岩边部或单独呈岩体出现。此套岩石发育完整者，单个岩体由内到外，依次出现细碧岩—角斑岩—石英角斑岩，反映岩石由内到外由基性到酸性分异的特点。

2）酸性侵入岩。侵入岩主要见于背斜轴部北北东向断裂带附近，沿淘金河断层呈带状分布。内带白云母花岗岩-花岗伟晶岩带，主要见于北北东向断裂（淘金河断层）带附

近，由于地形切割而出露，呈岩脉及岩枝产出，形成高温气液铌钽矿产；中带主要见于石柱岩、大水溪、肖家河一带，主要为中酸性岩脉，如白云母花岗岩脉及闪长岩脉，钠长岩、长石岩等酸性岩脉，以及由花岗残余岩浆和气液形成的矿化石英脉，以形成中温铜砷多金属矿产为主要特征；外带见于滑脱面上下，为中酸性岩脉以及由岩浆残余气液形成的石英脉及矿化石英脉。

#### 4.3.1.3 地层

本区由地层老至新出露为：中元古界梵净山群淘金河组、余家沟组、肖家河组、回香坪组、铜厂组、洼溪组、独岩塘组，以及新元古界板溪群甲路组、乌叶组（西相区）及芙蓉坝组、红子溪组（东相区）。赋金层位主要为余家沟组、回香坪组、芙蓉坝组/甲路组，次为淘金河组。

### 4.3.2 矿床类型

本区金矿床主要产于梵净山穹窿北西翼的梵净山群与板溪群之间的滑脱构造带中，在平面上沿滑脱面附近呈串珠状分布。含矿围岩主要为板溪群变质碎屑岩（绢云母板岩、含砾砂质板岩、砂质板岩等），次为梵净山群辉绿岩；矿化形式主要为含金石英脉和破碎蚀变岩中微粒金矿化，矿体形态主要为层状矿脉（变质碎屑岩中）和切割式矿脉（辉绿岩中），同时还见有含金石英脉自梵净山群辉绿岩贯入到板溪群底砾岩中的现象（贵州省区域地质志，1987）。因此，梵净山群与板溪群之间原为一个中—晚元古界之间的区域性不整合面，加里东期（雪峰期）构造运动使该不整合面（构造薄弱面）产生区域性的滑脱构造，随之在其滑脱带附近产生了金矿的成矿作用。

金矿的形成与该区岩浆作用及其相关的钨锡、铌钽矿产等没有直接联系，这与近年部分学者的观点不同，因为该区岩浆岩及其相关矿产早于金矿形成时期——加里东期。

梵净山群辉绿岩及梵净山群—板溪群沉积变质岩的金背景值较高，是含金建造及成矿物质来源。

综上所述，该区金矿应为产于沉积岩建造中的金矿床，矿床类型为变碎屑岩中的热液型金矿。本区金矿的工业类型主要为石英脉型金矿。

### 4.3.3 矿床特征

#### 4.3.3.1 赋矿地层

所发现的金矿几乎皆产出于中元古界梵净山群与新元古界板溪群之角度不整合接触界面附近的变质岩中，具有多种含金地质体，主要赋存在余家沟组和回香坪组的蚀变辉绿岩、细碧岩，以及板溪群芙蓉坝组（甲路组）底部蚀变含砾杂砂岩（底砾岩）、富黄铁矿粉砂质板岩、千枚状绢云母板岩中，次为淘金河组变余凝灰质砂岩。

#### 4.3.3.2 控矿构造

控制金矿床（点）的构造为发育于梵净山穹窿北西翼的区域性滑脱构造带；控矿构造（容矿构造）为板溪群变质碎屑岩中的层间破碎滑脱构造带，次为切层的构造破碎带及节理裂隙。

各金矿床（点）的分布呈现出明显的规律性。区域上它们产出于梵净山群与板溪群

之角度不整合接触界面附近的变质岩石中，具体含矿地质体（矿体或矿脉）在空间上又受控于断裂带，主要是次级断裂及其破碎带、节理裂隙等。

#### 4.3.3.3 矿体特征

该区已发现的原生金矿类型可划分为石英脉型、蚀变岩型（可细分为蚀变碎裂岩型、富黄铁矿板岩型、蚀变辉绿岩型、蚀变含砾杂砂岩型）。

矿体一般呈雁行状、断线状分布。有的矿脉相互斜交、穿插，局部可构成网脉。单个矿体（脉）厚从数厘米到1.60 m，最厚可达3.25 m，长一般从数十米至500 m或更长。石英脉型矿体（脉）的产状可分为两组：一组为140°～150°∠57°～85°；另一组为280°～294°∠29°～45°。富黄铁矿板岩型矿体的产状与围岩产状一致（52°～70°∠36°～43°）。矿体在空间上具分支、复合、膨胀、变薄、尖灭、重现现象，形态有脉状（或似层状）、透镜状、复脉或网脉状、囊状等。石英脉型矿体与围岩界线清楚；蚀变岩型（微细浸染型）矿体与围岩界线不易分清，呈渐变过渡关系。

##### 4.3.3.3.1 石英脉型金矿

见于金盏坪、猴子洞、金厂等金矿床（点），发育有切割脉式矿脉和层状矿脉两种。产于回香坪组辉绿岩中的矿脉呈切割脉式矿脉，在不整合面之下数十米处形成脉带，脉带由若干单脉构成，单脉长几米至400 m，厚0.1～3 m，一般呈雁行状、断线状分布，有分支、复合、膨胀、变薄、尖灭、重现现象，形态有脉状、复脉或网脉状、囊状等。产于板溪群甲路组的含金石英脉一般呈层状，紧贴不整合面充填于甲路组层间裂隙中，为较密集的平行细脉组成的脉带，脉带长约数百米，宽数十米，单脉长20～＞500 m，厚0.1～1 m，常见膨胀、缩小、分支等现象。

1）顺层石英脉型金矿。见于金厂、猴子洞金矿点，呈单脉状顺层产出于甲路组大理岩与钙质板岩的接触处以及绢云母层间裂隙中，共见三层，以下部两层规模较大，矿化较好。含金石英脉长数十米至百余米，厚0.1～0.8 m。膨缩、分支现象常见，含金量变化大。矿脉内含自然金，伴生有黄铁矿、方解石等。石英脉两侧宽0.1 m左右的蚀变破碎带，其内亦含金。该类型金矿主要受发育于板溪群的次级裂隙控制，矿石以块状构造、条带状构造为主，具有自形—他形粒状结构及镶嵌结构。

2）切层石英脉型金矿。为该区主要的金矿类型，受断裂控制明显，主要沿北东—北北东向裂隙节理充填形成单脉状、脉带状含金石英脉型金矿床。矿脉延伸几十米至700 m，厚0.1～6 m，脉带形态复杂，分支复合现象明显，金品变化极大，多数不够工业品位，少数在$1\times10^{-6}$～$10\times10^{-6}$，最高达$180\times10^{-6}$。矿石矿物主要有自然金，伴生有黄铜矿、黄铁矿、毒砂、辉铜矿等。脉石矿物主要为石英。围岩蚀变有硅化、绢云母化、碳酸盐化及黄铁矿化。叠加出现者与矿化关系最为密切。矿石结构以自形—半自形粒状为主。矿石构造主要有块状、条带状、浸染状。

##### 4.3.3.3.2 蚀变岩型金矿

见于梵净山穹窿北部边缘的松桃县罗家湾金矿点。蚀变体以板溪群甲路组含黄铁矿铁白云石蚀变板岩为围岩，延伸可能大于600 m。矿体产状与围岩产状一致，与围岩界线不易分清，呈渐变过渡关系。矿体形态为似层状、透镜状，厚2.23～3.41 m等。

#### 4.3.3.4 矿石特征

石英脉型金矿矿石矿物主要有自然金、黄铁矿、毒砂、磁黄铁矿、砷黝铜矿、黄铜

矿、斑铜矿、辉锑矿、方铅矿、辰砂、电气石、锆石等金属矿物，以及石英、绢云母、方解石、白云石、磷灰石等非金属矿物。蚀变岩型金矿矿石矿物成分主要是铁白云石、石英，其次是方解石、黄铁矿、褐铁矿。

矿石有碎裂结构、自形—半自形不等粒粒状结构、交代残余结构、砾状结构，以及斑杂状构造、脉状构造、浸染状构造、块状构造等。

#### 4.3.3.5 围岩蚀变

围岩蚀变比较发育，主要有黄铁矿化、硅化、次生石英岩化、方解石化，次为绢云母化、白云石化等。

#### 4.3.3.6 金的赋存状态

金主要赋存在黄铁矿、毒砂、黄铜矿、砷黝铜矿等矿物晶体中。石英脉型金矿石中见自然金，粒径小于0.1～0.8 mm，伴生有毒砂、黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、方铅矿，为自然金-硫化物-石英组合。蚀变岩型金矿为微细浸染型金矿石。

### 4.3.4 典型矿床

#### 4.3.4.1 印江金厂金矿床

##### 4.3.4.1.1 地质概况

印江梵净山金厂金矿床（图4.15）位于印江县城东55 km的木黄镇金厂村。在构造位置上处于梵净山穹隆北西翼次级的大罗背斜之轴部北东倾没端，并紧靠余家沟断层北西盘。出露地层有中新元古代浅变质岩及岩浆岩。中、新元古界呈角度不整合接触，界面上下构造具有不一致性。岩浆岩分布于猴子洞—萧家—庙湾—马鞍山一带，面积约2 $km^2$，厚200～300 m，分异明显。金矿产出于中元古代岩浆岩体及新元古代浅变质岩中的石英脉内，并有铀、铜矿伴生，南部还有钨锡矿分布（田文，1996）。

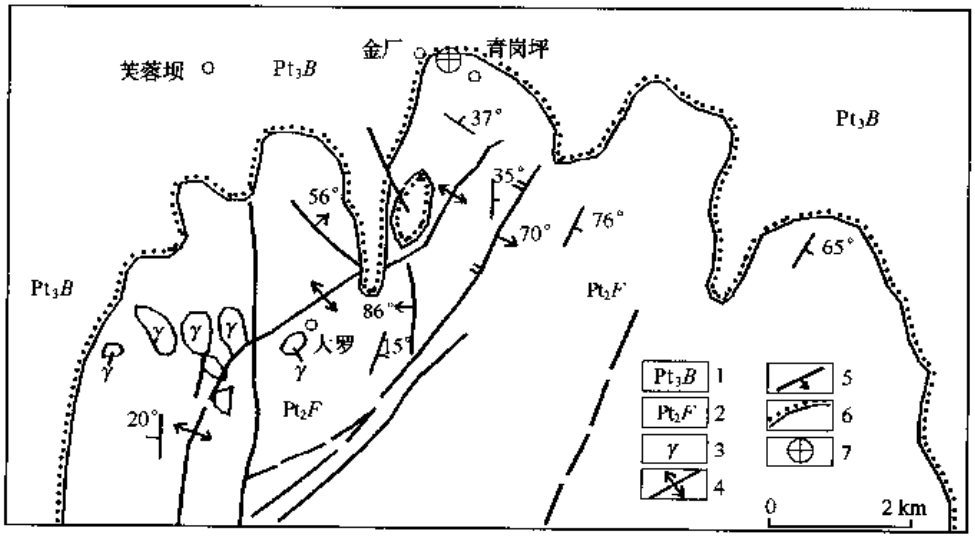



图4.15 印江金厂金矿地质略图

（据田文，1996修编）

1—板溪群；2—梵净山群；3—酸性侵入岩；4—背斜；5—断层；6—不整合面；7—金矿床

#### 4.3.4.1.2 控矿构造

矿区地处梵净山弯状背斜的北西次级张家堰短轴背斜之北东倾没端。中元古界梵净山群地层走向由北西渐渐转为北东，直至马鞍山以南折向东倾斜，形成鞍状。地层倾角30°~45°。板溪群地层走向140°~170°。沿走向局部可见到小型的裙边褶被，其界面见及滑脱特征，多被石英脉充填，且含金性较好。

#### 4.3.4.1.3 赋矿地层

主要为板溪群甲路组绢云母板岩及梵净山群淘金河组辉绿岩。

#### 4.3.4.1.4 矿体特征

矿体呈脉状分布于辉绿岩体内的北东—北北东向断裂和浅变质岩的剥离空间。具体分为两大类，即层状矿脉（整合型）和切割式矿脉（交错型）。

层状矿脉主要分布于印江木黄猴子洞金矿。矿脉充填于板溪群甲路组绢云母板岩层间裂隙中，近于平行产出，厚度变化较大，常见膨胀、分支、缩小现象，矿脉长30~>500 m，厚0.05~1 m。

切割式矿脉主要产于青岗坡及其以南地区的梵净山群淘金河组辉绿岩中，包括单脉和交错脉两种。单脉主要分布于肖家、余家槽、塔坪一带，充填于大型裂隙间，厚度变化大，有膨缩现象。矿脉长数十米至>100 m，最长500 m；厚0.10~1.00 m，最大厚度达3 m；交错脉主要分布于庙湾、甘家塘、天庆寺一带，由一条主脉或交错脉组成，脉体成群出现，形态复杂，分布面积约0.37 $km^2$，多表现为网状矿脉，矿脉长265~400 m，厚0.5~3 m。

#### 4.3.4.1.5 矿石特征

层状矿脉的矿石矿物主要为自然金，伴生矿物有黄铁矿、毒砂、黄铜矿和极少量的方铅矿、辉锑矿和黝铜矿等。脉石矿物有石英、绢云母等。金矿富集稳定至不稳定，含金性较好的矿石表现为灰色石英脉呈条带状分布于主体石英脉间，同时条带状石英脉中细粒黄铁矿、黄铜矿集合体多者为最佳。

切割式矿脉的矿石矿物主要为自然金、黄铁矿、黄铜矿、蓝铜矿等。脉石矿物主要为石英及绢云母，少见白云石和方解石。矿化富集极具规律：石英脉呈灰白色、杂色，具油脂光泽、致密结构的矿化较好；分支复合显著者矿化较好；主脉与支脉交汇处矿化较好；矿脉富含多种金属硫化物集合体矿化极好；片理化及热液蚀变愈强，矿化愈富集。共生矿物组合及生成顺序、成矿阶段详见表4.7。

#### 4.3.4.1.6 围岩蚀变

层状矿脉（猴子洞）围岩蚀变为黄铁矿化、毒砂化和硅化。切割式矿脉（青岗坪）围岩蚀变有黄铁矿化、绿泥石化、次闪石化、绢云母化、碳酸盐化和硅化。蚀变带宽一般1~3 m。

#### 4.3.4.1.7 金的赋存状态

层状矿脉中自然金呈角状者居多，毒砂呈菱面体，黄铁矿呈五角十二面体（偶有立方体）。这些矿物均分布于脉石及裂隙周边的围岩中，同时见及黄铁矿与毒砂呈共结边关系。

切割式矿脉中自然金分布于纯白色致密石英脉及金属硫化物集合体内或边缘，石英脉裂隙、铁红色软泥及黄铁矿和黄铜矿中，多集中于蓝铜矿和褐铁矿集合体中（风化产物）。

表 4.7　矿物生成顺序及成矿阶段

| 矿段 | 成矿阶段 | 石英 | 金 | 黄铁矿 | 毒砂 | 方铅矿 | 黄铜矿 | 辉锑矿 | 斑铜矿 | 砷黝铜矿 | 方解石 | 白云石 | 蓝铜矿 | 孔雀石 | 褐铁矿 | 针铁矿 | 共生矿物组合 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 猴子洞 | 氧化作用阶段 | ▮ | ▮ | | | | | | | | ▮ | ▮ | ▮ | ▮ | ▮ | | 金-多金属氧化物 |
| | 低温热液阶段 | ▮ | ▮ | ▮ | ▮ | | | ▮ | | | ▮ | | | | | | 石英-黄铁矿-金 |
| | 中温热液阶段 | ▮ | ▮ | ▮ | ▮ | ▮ | ▮ | ▮ | | | ▮ | | | | | | 金-毒砂-多金属硫化物 |
| 青岗坪 | 氧化作用阶段 | ▮ | ▮ | | | | | ▮ | | | ▮ | ▮ | ▮ | ▮ | ▮ | ▮ | 金-多金属氧化物 |
| | 碳酸盐阶段 | ▮ | ▮ | ▮ | | | | ▮ | | | ▮ | | | | | | 石英-方解石-黄铁矿-金 |
| | 中温热液阶段 | ▮ | ▮ | ▮ | ▮ | ▮ | ▮ | | ▮ | ▮ | ▮ | | | | | | 金-（毒砂）-多金属硫化物 |

### 4.3.4.2　松桃罗家湾金矿

#### 4.3.4.2.1　地质概况

松桃罗家湾金矿（图 4.16）与印江金厂金矿毗邻，位于金厂北东约 3 km 处。在构造位置上处于梵净山穹窿北东倾伏端，褶皱、断裂、劈理等发育。主要构造为罗家湾背斜和罗家湾断层。

罗家湾背斜轴向 50°，向南东倾伏，从西至东地层倾向变化为北北西向—南北向—北东向，倾角从 20°渐变至 40°。罗家湾断层走向南东，延伸约 1 km，倾向 20°，倾角 65°，该断裂错切了不整合面上下地层，为正断裂。

矿区出露地层有梵净山群肖家河组且板溪群甲路组、乌叶组及第四系。梵净山群肖家河组与板溪群甲路组呈角度不整合接触，甲路组与乌叶组呈平行不整合接触。

#### 4.3.4.2.2　控矿构造

板溪群甲路组中断裂主要有近东西、北东、南东向三组，属张性节理，裂隙光滑平整，被后期石英脉及泥质物充填，南东向断裂含金性较好，含 Au 量 $1.33\times10^{-6}$ ~ $13.06\times10^{-6}$。梵净山群肖家河组辉绿岩中断裂主要有近东西、近南西向两组，近东西向断裂走向延伸数十米至两百多米，被后期石英脉充填，见大量黄铜矿及黄铁矿化，含 Au 量达 $1.53\times10^{-6}$。

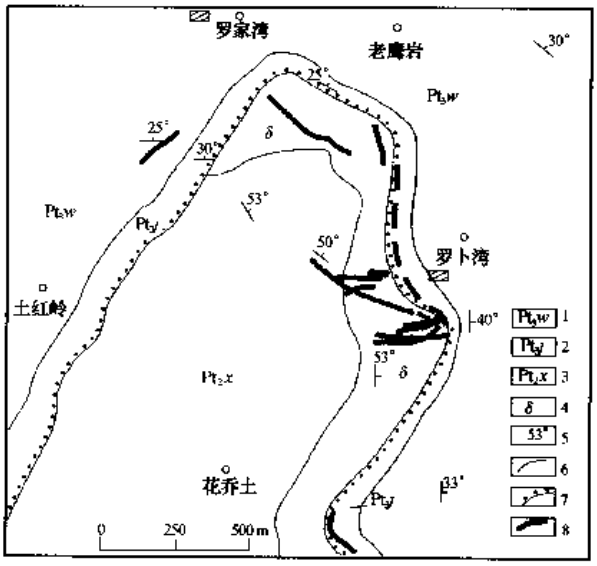



图 4.16　松桃罗家湾金矿地质略图

1—板溪群乌叶组；2—板溪群甲路组；3—梵净山群肖家河组；4—闪长岩；5—岩层产状；6—地层界线；7—不整合地层界线；8—含金石英脉

#### 4.3.4.2.3 赋矿地层

罗家湾地区金矿主要分布于不整合面上盘甲路组层间石英脉、蚀变断裂带及不整合面下伏的次级断裂中的石英脉体内。

#### 4.3.4.2.4 矿体特征

矿（化）体可分为石英脉型和蚀变岩型。蚀变岩型金矿（化）体主要以板溪群甲路组板岩为围岩，石英脉型金矿（化）体则以辉绿岩体及板岩为围岩。

1）板溪群甲路组中金矿（化）体特征。板溪群甲路组板岩塑性较好，容易形成层间剥离空间，形成石英脉型和蚀变岩型金矿床。

石英脉型金矿。主要有层间脉，斜交脉两种。斜交脉脉体粗细不均，连续性差，常呈团块、雁列状等产出，蚀变弱、矿物成分简单、矿化差。层间脉大致顺层分布，局部倾角略大于地层倾角，两者呈微角度相交。

蚀变岩型金矿主要为黄铁矿铁白云石蚀变板岩构成的蚀变体，厚 2.23 ~ 3.41 m，延伸大于 600 m，呈带状展布。

2）梵净山群辉绿岩中金矿（化）体特征。产出地段矿化富集较好。梵净山群辉绿岩中金矿（化）体主要为石英脉型金矿，沿区域不整合滑脱面附近辉绿岩中的节理、裂隙、劈理带分布。石英脉有近东西和近南西向两组。近南北向石英脉分布密，分支多，并与近东西向石英脉构成网格状，脉体厚 0.02 ~ 0.38 m，长数十米至大于 200 m，大多呈共轭产出。石英脉脉壁与围岩界线平整光滑，以充填作用为主。

#### 4.3.4.2.5 矿石特征

产于板溪群甲路组中石英脉型及蚀变岩型金矿的矿物成分主要是铁白云石、石英以及少量方解石、黄铁矿、褐铁矿等；产于梵净山群肖家河组辉绿岩中石英脉型金矿的金属矿物成分主要是黄铜矿，有少量黄铁矿、褐铁矿，非金属矿物以石英为主，有少量的绢云母、长石。

黄铜矿晶粒较粗，比较富集，部分氧化成了孔雀石，黄铜矿周围被孔雀石包围，形成网格状。石英有粗晶结构、碎裂结构，角砾构造、交代残余构造。蚀变岩有微晶结构、交代残余结构、显微鳞片变晶结构，板状构造、层纹状构造。

矿物组合为自然金-多金属硫化物（黄铁矿、黄铜矿、辉锑矿）-碳酸盐矿物-石英组合。

#### 4.3.4.2.6 围岩蚀变

主要有黄铁矿化、黄铜矿化、辉锑矿化、褐铁矿化、孔雀石化、碳酸盐化、绿泥石化及硅化等。围岩蚀变强度与矿化强度呈正相关关系。

#### 4.3.4.2.7 金的赋存状态

金主要以两种形式存在：一是单质的自然金，粒度非常细小（约 0.05 mm）；二是以微粒状存在于黄铁矿晶格裂隙中，黄铁矿单矿物中 Au 含量为 $46.19 \times 10^{-6}$，黄铁矿是主要的载金矿物，呈他形碎粒状者或五角十二面体晶形者含金性较好，立方体晶形含金量一般较低。

### 4.3.4.3 江口金盏坪金矿床

#### 4.3.4.3.1 地质概况

江口金盏坪金矿床（图 4.17）位于江口县城北西平距 29 km 处。在构造位置上处于梵净山穹状背斜北西次级大罗背斜南西倾没端。矿脉赋存于下江群与梵净山群之间的不整

合面附近（贵州省矿产志，1986）。

#### 4.3.4.3.2 控矿构造

矿床受控于梵净山穹状背斜北西向次级大罗背斜南西倾没端的板溪群与梵净山群不整合面附近，该不整合面也是区域性的滑脱构造面，容矿构造主要为北北东向断裂带。

#### 4.3.4.3.3 赋矿地层

主要为梵净山群回香坪组辉绿岩和下江群甲路组底部含砾砂质板岩、砂质板岩。

#### 4.3.4.3.4 矿体特征

1）产于回香坪组辉绿岩中的矿脉。矿脉在不整合面之下 30～50 m 处。西段有 10 条单脉组成一近东西长约 300 m，宽 50～100 m 之脉带，每条脉均见有老硐分布，单脉变化不大，长数米至十余米，宽 0.3～1 m，脉距 30～50 m，沿倾斜延深大于 30 m。东段地表见约 15 条细脉斜列构成脉群，有两个露天采场中见长 0.5～2 m、厚 0.1～0.2 m 的细脉，脉距数十厘米至数米。

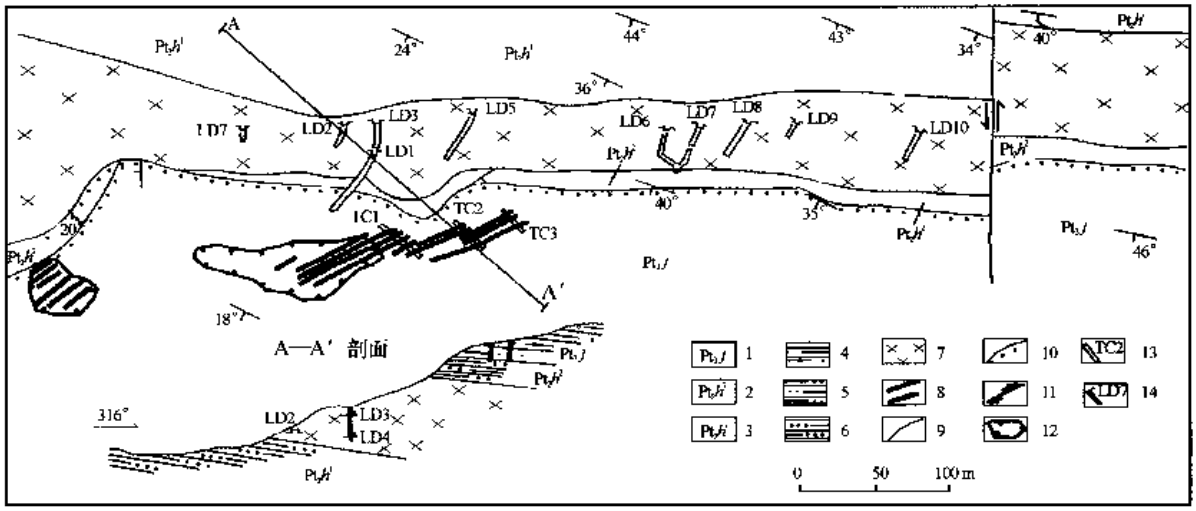



图 4.17 江口金盏坪金矿点地质略图

1—下江群甲路组；2—梵净山群回香坪组第二段；3—梵净山群回香坪组第一段；4—砾岩、含砾砂质板岩；5—砂质板岩；6—粉砂质板岩、粉砂岩；7—梵净山群辉绿岩；8—含金石英脉；9—地层界线；10—不整合界线；11—平移断层；12—露天采矿场；13—探槽工程及编号；14—老硐工程及编号

2）产于下江群甲路组之含金石英脉。含金石英脉紧贴不整合面，由较密集的平行细脉组成大致东西向的脉带，断续长约 300 m，宽 20～50 m，计有 22 条单脉。单脉倾向 140°～155°，倾角 60°～85°，局部地段见一组倾向 225°～235°，倾角 85°左右的细脉与上一组交切，形成棋盘格状。脉长 20～90 m，厚 0.1～0.32 m，脉距 1～3 m 不等，沿倾斜延深变化大，部分 2～5 m。

#### 4.3.4.3.5 矿石特征

产于回香坪组辉绿岩中矿脉的矿石矿物主要为自然金（粒径 0.1～0.8 mm），伴生有毒砂、黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、方铅矿，亦见较多浅色针发状电气石，为自然金-硫化物-石英组合。

产于下江群甲路组中矿脉的矿石矿物也主要为自然金（粒径小于 0.1 mm），伴有毒砂、黄铁矿、方铅矿、黄铜矿等，亦见有针发状电气石。次生变化发育，见较多的褐铁

矿、硬锰矿、蓝铜矿、孔雀石、自铅矿及磷氯铅矿等。

#### 4.3.4.3.6 围岩蚀变

产于回香坪组辉绿岩中矿脉的围岩蚀变分布在脉壁两侧1~2 m内，常见铁白云石化、硅化、黄铁矿化，几种蚀变叠加部位，往往含金性较好。产于下江群甲路组中矿脉的围岩蚀变，仅限于脉壁两侧0.1~0.2 m，为弱硅化和黄铁矿化。

#### 4.3.4.3.7 金的赋存状态

主要为自然金。金与各种硫化物组成集合体赋存于石英脉中，或呈他型叶片状充填于石英脉裂隙中，或呈微细粒赋存于石英晶洞中或包裹于石英中。

## 4.4 从江地区变碎屑岩中热液型金矿床

该区金矿（图4.18）分布于从江县南部。已发现的金（银）矿床（点）有翁浪金（银）矿床、地虎金（铜、银）矿床、九星金矿点、摆容金矿化点等。另外，在该区还有陇雷、那哥、鸡脸等铅锌银（金）等多金属矿点。近年来陆续发现较多钨锡铜铅锌银金矿体，呈现出多矿种围绕岩体分布的特征，环绕摩天岭花岗岩已明显构成潜力巨大的钨锡等多金属成矿区。

### 4.4.1 区域地质背景

位于扬子地台和华南褶皱带之间的过渡带，该区经历了四堡期、雪峰期、加里东期和华力西—印支期、燕山—喜马拉雅期多期次构造运动，岩浆活动频繁，变质变形强烈，构造形迹复杂。

#### 4.4.1.1 地层

主要围绕吉羊花岗岩体周围出露中元古界四堡岩群和新元古界下江群。四堡群主要为变余砂—粉砂岩、千枚岩、片岩和变基性岩等。下江群在区内主要出露甲路组、乌叶组和番召组，其中甲路组为主要赋金地层。

甲路组：为变质砂—粉砂岩、板岩、千枚岩及少量片岩和钙质千枚岩夹基性火山岩等，岩性较为复杂，能干性差异较大、变形特征各异。是主要赋矿地层。细分两段。

第一段：主要分布于党扭断层以北，金银多金属矿带以南地区，岩性以灰、灰绿色中厚层变余石英砂岩为主，中部夹少量绢云母千枚岩，顶部夹绢云母板岩、绢云母千枚岩、绢云母石英片岩，出露最大厚度大于500 m。

第二段：主要分布在金银多金属矿带以北，党扭下寨—翁浪—九星下寨—地虎一带，其岩性，下部为灰、灰绿色钙质千枚岩夹2~5 m厚变基性火山岩，为区内金银矿的赋矿地层；中下部为灰、黑褐色含铁锰质绢云母千枚岩，为矿（体）层的盖层，是区内寻找金银矿化的重要标志；中上部为灰、灰绿色绢云母千枚岩、粉砂质板岩与薄层变余砂岩互层；顶部为浅灰、灰及灰绿色钙质千枚岩、钙质片岩、千枚岩夹灰—肉红色大理岩透镜体。厚度大于170 m。

#### 4.4.1.2 构造

以近南北向、北东向、北西向构造为其主要格架，尤以吉羊穹窿、加车鼻状背斜、宰

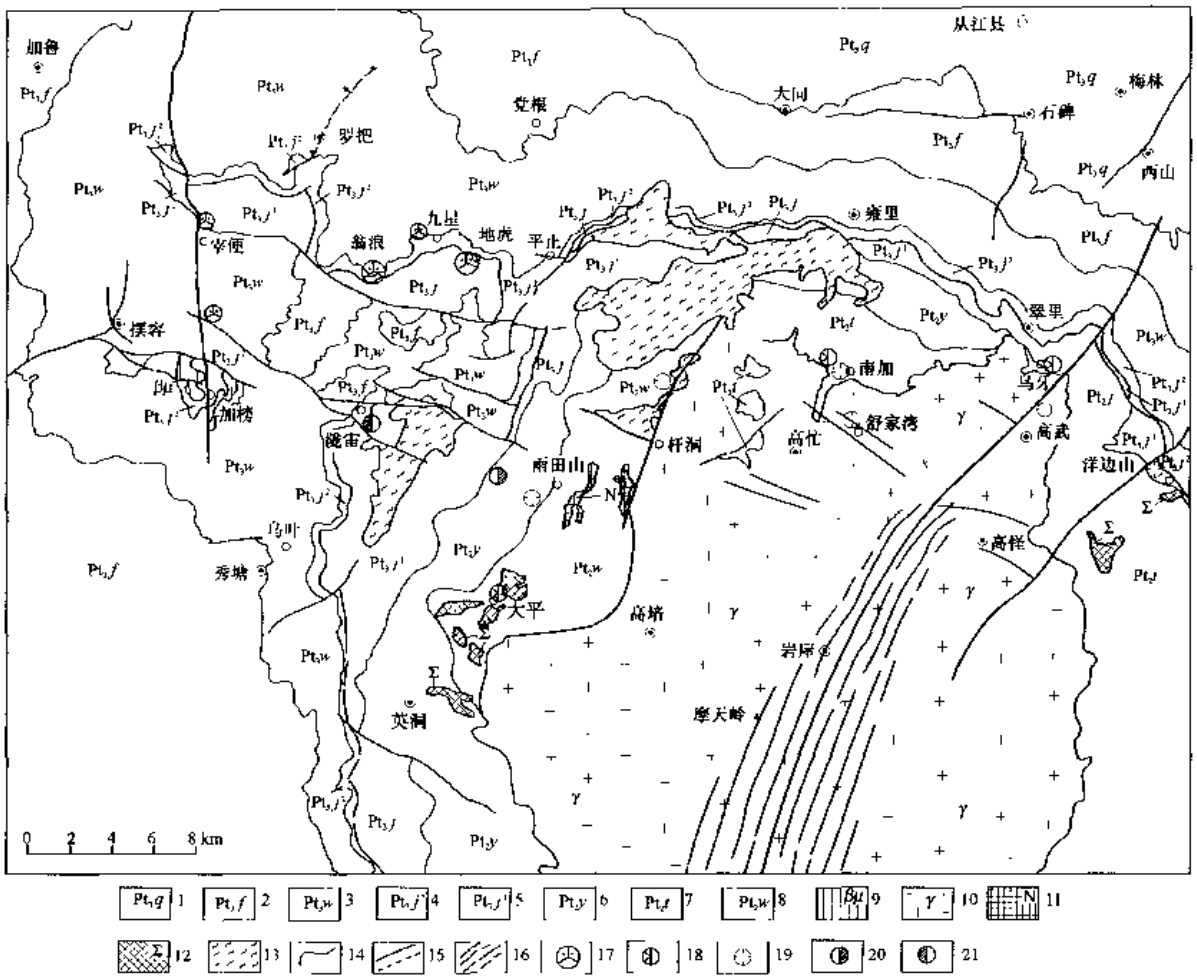



图 4.18　从江地区地质矿产略图

1—清水江组；2—番召组；3—乌叶组；4—甲路组第二段；5—甲路组第一段；6—鱼西组；7—塘柳岩组；8—文通岩组；9—辉绿岩；10—花岗岩；11—基性岩；12—超基性岩；13—混合岩；14—地质界线；15—断层及推测断层；16—韧性剪切带；17—多金属矿床；18—钨矿点；19—铜矿点；20—钨锡矿点；21—铅锌矿点

便逆断层、高武逆断层最为典型，并有规模不等、方向各异的韧性剪切带。沿吉羊花岗岩体北部远接触带发育的滑脱构造系统（翁浪—地虎滑脱构造带），与金矿成矿作用关系密切，该滑脱构造带特征如下：

1）主滑脱面（中元古界四堡岩群与新元古界下江群之间的不整合界面）之下为四堡岩群变质基底滑脱构造的下伏系统。下江群为滑动系统，内部可划分出滑面、滑脱带和滑体。该滑脱构造属挤压推覆和重力滑覆类型。

2）该滑脱构造为区域性的滑脱构造，总体上为顺层滑脱，主滑面与地层产状基本一致，局部切割地层。总体走向近于东西，向北倾，主滑脱面倾角一般 10° ~ 30°。西端于党扭南部被党扭断层破坏而交于党扭断层，延长大于 6300 m。滑脱构造带宽一般 2 ~ 30 m，最宽可达 100 m 以上。

3）滑脱带内岩性多为强硅化绢云母千枚岩、铁锰质绢云母千枚岩、块状石英片岩、

绿泥石片岩、变余石英砂岩等。由于滑脱作用和后期构造作用的影响，带内岩石常形成碎裂岩、构造角砾岩、构造透镜体等，并伴随发育有众多不同组向的露头尺度的褶皱及断裂。在露头尺度的褶皱断裂发育地段，带内岩石变质作用明显加深，硅化蚀变强烈，并伴有磁铁矿化、黄铁矿化、赤铁矿化，黄铜矿化、黝铜矿化、绿泥石化等。

4）滑脱带下盘地层变形不甚强烈，上盘地层由于受滑脱作用的影响，变形较为强烈，地层增厚或变薄尖灭现象明显，北东及北北东向的褶皱较为发育。

区内除上述滑脱构造带外，尚发育一条北西西向断裂，即党扭断裂。断层走向自南东向北西从280°变为300°，为一往南西略为凸起的弧型。断面倾向北北东，倾角一般75°左右，局部高达80°。破碎带宽5～15 m，带内以构造角砾岩为主。断层上盘出露地层为甲路组、乌叶组和番召组，下盘出露地层为甲路组，为上盘（南西盘）相对下降，下盘（北东盘）相对上升的正断层，垂直断距为600～1000 m。

#### 4.4.1.3 岩浆岩

区内岩浆岩发育，岩石类型复杂，主要有元古宙的超基性岩、基性岩、花岗岩及基性火山岩，其次是古生代的偏碱性超基性岩侵入体等。

花岗岩属复式岩体摩天岭花岗岩的组成部分，主要呈岩床、岩株、岩墙零星出露于党扭断层以南的乌叶组中。主要岩石类型有细至粗粒似斑状黑云母花岗岩、似斑状钾长花岗岩、似斑状二长花岗岩等。其次，见少量基性、超基性岩岩床、岩株、岩墙，主要岩石类型有辉绿岩、橄榄岩、辉石岩等。

在从江地虎—翁浪一带的甲路组中尚发育有两层基性火山岩，分别位于甲路组第二段第一亚段顶部和第二亚段顶部，厚0～6 m，呈似层状或透镜状产出，走向分布不连续，常时断时现。

#### 4.4.1.4 变质岩

区内岩石均遭受不同程度的变质作用，区域变质岩、接触变质岩和动力变质岩三种类型都存在。

区域变质岩分布最广，青白口系下江群由原岩为碎屑岩及碳酸盐岩变质形成的板岩、千枚岩、片岩及大理岩等是主要岩石类型。主要变质矿物有绢云母、绿泥石、石英，次为白云母、黑云母等，属低绿片岩—绿片岩相。接触变质岩主要分布于摩天岭花岗岩体与元古宙地层的接触带，以强烈的电英岩化、云英岩化及硅化为特征。动力变质岩主要沿翁浪—地虎滑脱构造带及党扭断层等断裂发育，最为典型的是地虎—翁浪—摆容一带的构造蚀变岩带，受区域性滑脱作用的影响，岩石遭受不同程度的破碎作用，常由碎裂岩、构造角砾岩、构造透镜体组成，以强硅化为特征，另见少量绿泥石、绿帘石、绢云母等变质矿物。

#### 4.4.1.5 地球物理、地球化学

区域物探资料显示，该区莫霍面由东向西倾斜，东浅西深，形成南北向相对变化的陡度带，往两边梯度变缓。根据本区1:100万航磁资料，本区为从江—南加—宰便正磁异常带，幅值为0～150 nT，以串珠状圈闭异常出现，异常形态呈椭圆状，异常规模大小不一，梯度较大，从地面表现的异常强度和梯度看，南加地区的岩浆侵入活动较强，岩浆岩分布面积较大。

金的区域背景平均含量为 $1.18\times10^{-9}$，一般 $0.4\times10^{-9}\sim2.0\times10^{-9}$，在变质粉砂岩中含量达 $2.1\times10^{-9}$，变异系数较大，金的分布总体表现为富集特征。金异常主要沿滑脱构造带呈带状、串珠状分布，大多数异常内均有构造蚀变岩型金矿产出，是金矿及断裂构造内富金岩石经表生风化搬运，金聚集于水系中沉积形成。金异常是寻找金矿的最有力的地球化学依据。金矿体与金、银、铜、铅、锌、汞、砷等组合异常相吻合，地球化学综合异常值较高，矿体较好。

铜、银的含量均不很高。Cu 平均含量在 $30\times10^{-9}$ 左右，一般 $10\times10^{-9}\sim50\times10^{-9}$；Ag 平均含量为 $80\times10^{-9}$，一般 $30\times10^{-9}\sim150\times10^{-9}$。铜、银在花岗岩岩体内含量偏低，主要与铅、锌、金等在花岗岩岩体边缘接触带及周边断裂发育地段形成较好的综合异常带，推测南部铜、银异常为后期花岗岩浆侵入时，岩浆热液将花岗岩浆内这些组分带出，交代围岩或沿断裂运移至外围有利地质环境中富集所致。

## 4.4.2 矿床类型划分

位于从江县以南和吉羊花岗岩体以北，有一个规模较大的滑脱构造带，它沿中元古界四堡岩群与新元古界下江群之间的不整合界面发育，其形成机制与前述梵净山构造穹窿北西翼的中元古界梵净山群与新元古界板溪群之间的滑脱构造带十分相似，同属加里东构造运动产物。

从江地区金、铜、银等多金属矿产集中分布于该主滑脱面之上的滑脱构造变形带内，反映了它们与滑脱构造系统有必然的成因联系，故推测其成矿作用与加里东构造运动有关。

从江地区金矿的含矿建造为下江群甲路组沉积变质岩建造，矿体呈层状、似层状、透镜状产于下江群甲路组中，容矿岩石为变质（绢云）石英粉砂岩、变质石英砂岩、弱褐铁矿化石英岩、弱闪锌矿化绿泥石英岩等，并受一定层位的层间裂隙系统控制。

尽管从江金矿距离南部的吉羊花岗岩体较近，但从空间位置和成矿时代等方面分析，两者并没有直接关系，与吉羊花岗岩体及其成矿作用形成的钨锡矿也并非同一成矿期和成矿系列的产物。

因此，从江地区的金矿主要为产于沉积岩建造中的蚀变岩型金矿。

## 4.4.3 矿床特征

### 4.4.3.1 赋矿地层

赋矿地层为下江群甲路组，岩性为变质砂—粉砂岩、板岩、千枚岩及少量片岩和钙质千枚岩，夹基性火山岩，岩性复杂，能干性差异大、变形特征各异，并在甲路组第一、二段之间形成区域性滑脱构造系统，金矿主要产于甲路组第一段上部。

容矿岩石主要为石英岩（磁铁石英岩、黄铁交代石英岩、绢云母石英岩、弱褐铁矿化石英岩、弱闪锌矿化绿泥石英岩）、千枚岩（石英绢云母千枚岩）、变基性火山岩（具辉绿结构）、变铁锰质岩，以及绢云母石英粉砂岩、变质石英砂岩等（王世杭等，2003）。

### 4.4.3.2 控矿构造

中元古界四堡岩群与新元古界下江群之间的不整合界面为主滑脱面的区域性滑脱构造

系统，分布于从江地虎—翁浪—摆容一带和令里—登云山—江边寨—高文一带，控制了区内铜金银多金属矿床（点）的分布——各多金属矿床（点）的分布目前主要见于滑脱构造带西段，即地虎—翁浪—摆容一带。矿体主要赋存于甲路组第一、二段之间的次级滑脱构造的褶皱和断裂蚀变带内，主要受叠加于滑脱构造蚀变岩带之上的北东东向脆性断裂、南北向层间断裂破碎带、层间片理化带的控制。对于片理化带来说，体现为密集的片理裂隙对矿化的集中控制。含金硫化矿物沿片理裂隙充填为主，形成条带状矿化。

矿体就位的空间表现为叠加于蚀变岩带之上的北北东向脆性断裂带、层间破碎带及片理化带。矿体的就位则主要受这些断裂构造启张部位的制约，富矿体更是如此。翁浪金矿的③号矿体及⑤号矿体表现得最为典型。片理化带的控矿体现为密集的片理裂隙对矿化的集中控制（如翁浪金矿的①、②、⑦号矿体）。这是同一矿化类型下的不同矿化形式：前者主要是以含金硫化物充填、交代断裂破碎带中的微裂隙或构造角砾边缘而形成的网脉状、角砾状矿化为主；后者则表现为以含金硫化矿物沿片理裂隙充填为主的矿化，形成条带状矿化，交代作用特征并不十分明显，仅表现为成矿初期的硅化交代作用。

#### 4.4.3.3 围岩蚀变

围岩蚀变多发生于近东西向滑脱构造带与叠加于其上的断层破碎带、片理化带及其两侧围岩中，主要有硅化、黄铁矿化、磁铁矿化、绢云母化，少量黄铜矿化、方铅矿化、闪锌矿化、高岭石化等。这些蚀变及其重叠部位往往是金（银）矿富集的部位，一般具有绿泥石化、黄铁矿化和磁铁矿化地段，含金性均较好（王世杭，2003）。

硅化为系成矿活动过程中的 $SiO_2$ 交代围岩而成。主要表现为围岩中 $SiO_2$ 成分的带入，硅质增强或网脉、细脉状石英的充填形成弱硅化—强硅化岩石。硅化在整个滑脱构造蚀变岩带内普遍发育，是重要找矿标志。

绿泥石化为基性火山岩经构造与矿化热液作用蚀变而成。在矿体内部主要呈泥状、透镜状、脉状及不规则状产出，并伴随有黄铁矿化和磁铁矿化，一般具有绿泥石化、黄铁矿化和磁铁矿化区段含金性均较好。在围岩中由于硅化交代作用强烈，绿泥石化表现不甚明显。

黄铁矿化是矿化带内普遍发育的一种蚀变类型，具有不同的粒度和晶形，表明热液中之硫、铁进入矿化带或围岩后持续的时间长，并贯穿整个成矿过程的始终，且与其他蚀变互为叠加。一般在矿化带内表现为细脉、网脉或浸染状，尤其在矿体内部较为发育，往围岩方向逐渐减弱并消失。黄铁矿化是矿石及围岩的主要蚀变矿化类型。

磁铁矿化是矿化带内部普遍发育的一种蚀变类型，具有不同的粒度和晶貌特征，是伴随成矿热液中硫、铁进入矿化带或围岩后因硫耗尽而形成的铁氧化物。多与黄铁矿化共生。在矿体内部多呈细脉、网脉产出，而在围岩中则主要以浸染状为主，是仅次于黄铁矿化的蚀变类型，在氧化带多形成赤铁矿化。

#### 4.4.3.4 矿体特征

矿化类型为热液蚀变型金矿床。伴生或共生矿床有铜、银、铅、锌矿等。矿体形态多以脉状、透镜状及似层状产出，产状多与控矿断裂、片理化带的产状一致。以含金硫化物充填、交代断裂破碎带中的微裂隙或构造角砾边缘而形成的网脉状、角砾状矿化为主，对富矿体来说更是如此。

#### 4.4.3.5 矿石特征

矿石类型有氧化矿和原生矿两种，以原生矿为主，氧化矿次之。氧化矿石的主要矿石矿物为褐铁矿及赤铁矿，局部见孔雀石，脉石矿物为石英和少量的绢云母、高岭石和其他粘土类矿物。原生矿则以黄铁矿、磁铁矿为主，部分黄铜矿、闪锌矿及方铅矿，脉石矿物为石英（主量），绿泥石、绢云母。

矿石以变余粉砂状结构、粒状变晶结构、鳞片变晶结构为主，以角砾状、细脉状及网脉状构造为主。

#### 4.4.3.6 金的赋存状态

矿石中金主要呈自然金的形式赋存于硫化物及磁铁矿的裂隙中，粒度细小，载金矿物以黄铁矿为主，次为磁铁矿、黄铜矿、闪锌矿及方铅矿。硫化矿物多表现为自形—他形粒状结构，粒度变化较大。除自然金外，尚有部分金以类质同象的方式赋存于硫化矿物晶格内，由于在成矿过程中遭受了不同程度的动力破碎及热液蚀变作用，使石英矿物普遍发生了重结晶作用，多具波状消光特征，绿泥石、绢云母等片状变晶矿物亦多呈定向排列，并普遍产生角砾岩化，几乎改变了原岩的外貌。

### 4.4.4 典型矿床

#### 4.4.4.1 从江翁浪金矿床

##### 4.4.4.1.1 地质概况

从江翁浪金矿床（图4.19）位于从江县南西部80 km处。在构造位置上处于江南地轴西段的北西向加车鼻状背斜北东翼（寨蒿断裂南延部分）东侧，党扭断层北盘的地虎—翁浪—摆容滑脱构造带的东段。南部紧邻摩天岭花岗岩体。矿区总体为向北缓倾的单斜构造，地层倾角一般为10°~20°，但由于受后期断裂构造所致，局部地层陡，倾角在40°以上，并形成一些北东向及其他组向的次级褶曲或揉皱构造，规模一般较小。规模较大的构造主要是发育于甲路组第一段与第二段接触部位的翁浪—地虎滑脱构造带和走向北西西的党扭断裂。

出露地层为新元古界青白口系下江群的甲路组、乌叶组和番召组。

##### 4.4.4.1.2 赋矿地层

赋矿地层为下江群甲路组中上部，岩性为磁铁石英岩、黄铁交代石英岩、绢云母石英岩、褐铁矿化石英绢云母千枚岩及基性火山岩。主要容矿岩石为石英岩，次有千枚岩及基性火山岩。

##### 4.4.4.1.3 控矿构造

控矿的主要构造是发育于甲路组第一、二段之间的区域性滑脱构造面，金矿整体受形成于其间的蚀变岩带控制。矿体就位的空间表现为叠加于蚀变岩带之上的北北东向脆性断裂带、层间破碎带及片理化带。矿体的就位则主要受这些断裂构造启张部位的制约，对于富矿体来说更是如此。对于片理化带来说，则体现为密集的片理裂隙对矿化的集中控制，从而反映出在同一矿化类型下的不同矿化形式：前者主要是以含金硫化物充填、交代断裂破碎带中的微裂隙或构造角砾边缘而形成的网脉状、角砾状矿化为主；后者则表现为以含金硫化矿物沿片理裂隙充填为主的矿化，形成条带状矿化，交代作用特征并不十分明显，

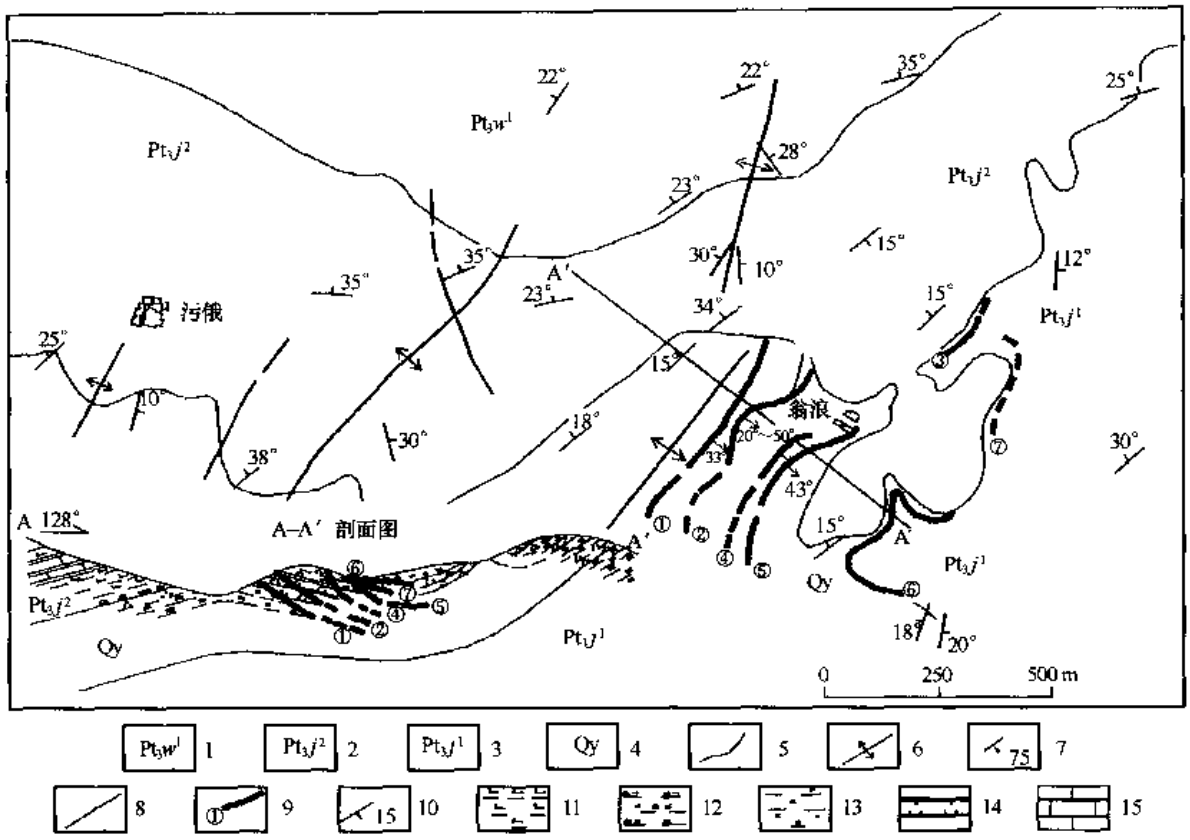



图 4.19　从江翁浪金矿地质简图

1—乌叶组第一段；2—甲路组第二段；3—甲路组第一段；4—硅化蚀变岩带；5—地层界线；6—背斜轴；7—实测断层及产状；8—推测断层；9— 含矿体及编号；10—岩层产状；11—钙质千枚岩；12—含锰千枚岩；13—云母千枚岩；14—石英岩；15—碳酸盐岩

仅表现为成矿初期的硅化交代作用。

#### 4.4.4.1.4　矿体特征

已发现矿体、矿化体十余个，产出形态多为似层状、透镜状或囊状，产状多与北东东向脆性断裂、南北向断裂破碎带、片理化带的产状一致，并随其变化而变化，常呈波状起伏，倾向北西和南东，倾角 10°～35°，局部倾角高达 45°。一般在背斜轴部矿体较大，金品位较高，向两翼逐渐变低。矿体延长 300～600 m，厚 1.00～9.30 m。Au 品位 $1.01\times10^{-6}$～$6.32\times10^{-6}$，单样品最高品位为 $39.62\times10^{-6}$，伴生 Ag 品位 $10\times10^{-6}$～$132\times10^{-6}$，单样品最高品位为 $321\times10^{-6}$。①号和②号矿体为主要矿体。

①号矿体呈似板状、透镜状、藕节状产于主滑动带内，矿体较为稳定，矿体总体产状近于水平，随滑脱带的产状变化而变化，具有波状起伏的特点。矿体沿北东方向延长大于 600 m，往南东方向延伸约 400 m，矿体厚度一般 1.00～3.88 m，平均 2.20 m，矿体由南西往北东，厚度有变厚趋势。单工程含 Au 品位一般 $1.49\times10^{-6}$～$5.89\times10^{-6}$，平均 $3.32\times10^{-6}$。除金外，还有伴生银，Ag 含量一般为 $0.20\times10^{-6}$～$162.00\times10^{-6}$，平均 $18.98\times10^{-6}$。

②号矿体位于①号矿体之上，为①号矿体的分支。矿体呈似板状、透镜状产于滑脱带上部的次级断裂中。总体走向 45°，倾向 135°，长 460 m 左右，推测倾向延伸 80 m 左右。

矿体厚1.03～6.40 m，平均厚3.39 m，单工程含Au平均品位$1.19\times10^{-6}$～$6.34\times10^{-6}$，矿体平均Au品位$4.72\times10^{-6}$，平均Ag品位$81.91\times10^{-6}$。

#### 4.4.4.1.5 矿石特征

主要矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、磁铁矿等，氧化带见赤铁矿和褐铁矿等，金属矿物在矿石中的含量约为15%。脉石矿物以石英、绿泥石、绢云母为主，次为高岭石，脉石矿物含量约为85%。

矿石结构主要有半自形—他形粒状结构、碎裂结构、变余结构、变余粉砂状结构、粒状变晶结构、鳞片变晶结构。矿石构造有块状构造、角砾状构造、浸染状构造、脉状构造、网脉状构造等。

矿石有原生（硫化）矿和氧化矿两类。

#### 4.4.4.1.6 围岩蚀变

围岩蚀变多发育于滑脱构造带与叠加于其上的断层破碎带、片理化带及其两侧围岩中。主要有硅化、黄铁矿化、磁铁矿化、赤铁矿化、褐铁矿化、绢云母化，少量黄铜矿化、方铅矿化、闪锌矿化、高岭石化等（王世杭，2003）。

#### 4.4.4.1.7 金的赋存状态

矿石中金、银主要是自然金，次为银金矿、金银矿等。自然金为金黄色，粒径一般为0.008～0.005 mm，部分粗粒为0.1～0.5 mm，形态为不规则片状或粒状。银金矿呈淡黄色，形态为不规则片状、粒状、长条状，粒径一般为0.005～0.1 mm，少数为0.1～0.3 mm。金银矿为带黄色色调的银白色，形态呈不规则片状和粒状，粒径为0.001～0.04 mm（王世杭，2003）。

### 4.4.4.2 从江地虎铜金银多金属矿床

#### 4.4.4.2.1 地质概况

地虎多金属矿（图4.20）位于从江县南西30 km处，地处吉羊穹状背斜北西部，次级加车鼻状背斜翼部，九星、加么两个小背斜之倾没端。

#### 4.4.4.2.2 赋矿地层

矿床产于下江群甲路组之绢云母绿泥石石英片岩、绢云母绿泥石片岩、绿泥石石英片岩及次生石英岩中。

#### 4.4.4.2.3 控矿构造

矿体主要受翁浪—地虎滑脱构造带及其之上的次级褶皱联合控制，即受小背斜核部、背斜轴弯曲处、断裂带、层间剥离空间，以及片理面、节理面等小构造控制。小构造交汇部位往往是矿体富厚部位。

#### 4.4.4.2.4 矿体特征

地虎多金属矿带中有多条金银矿体，长100～350 m，厚1～3 m，Au品位$0.81\times10^{-6}$～$5.14\times10^{-6}$，伴生Ag$75\times10^{-6}$～$588\times10^{-6}$；矿体呈似层状、透镜状、鸡窝状或囊状产出，一般在背斜轴部矿体较大，金银品位较高，向两翼厚度变薄，品位变低。矿体产状与滑脱构造带一致，倾向北北西和南东东，倾角10°～25°。矿体延长500～800 m，厚2.00～7.20 m。

#### 4.4.4.2.5 矿石特征

矿石矿物主要有黄铜矿、方铅矿、闪锌矿及少量斑铜矿、黝铜矿、辉铜矿、孔雀石、

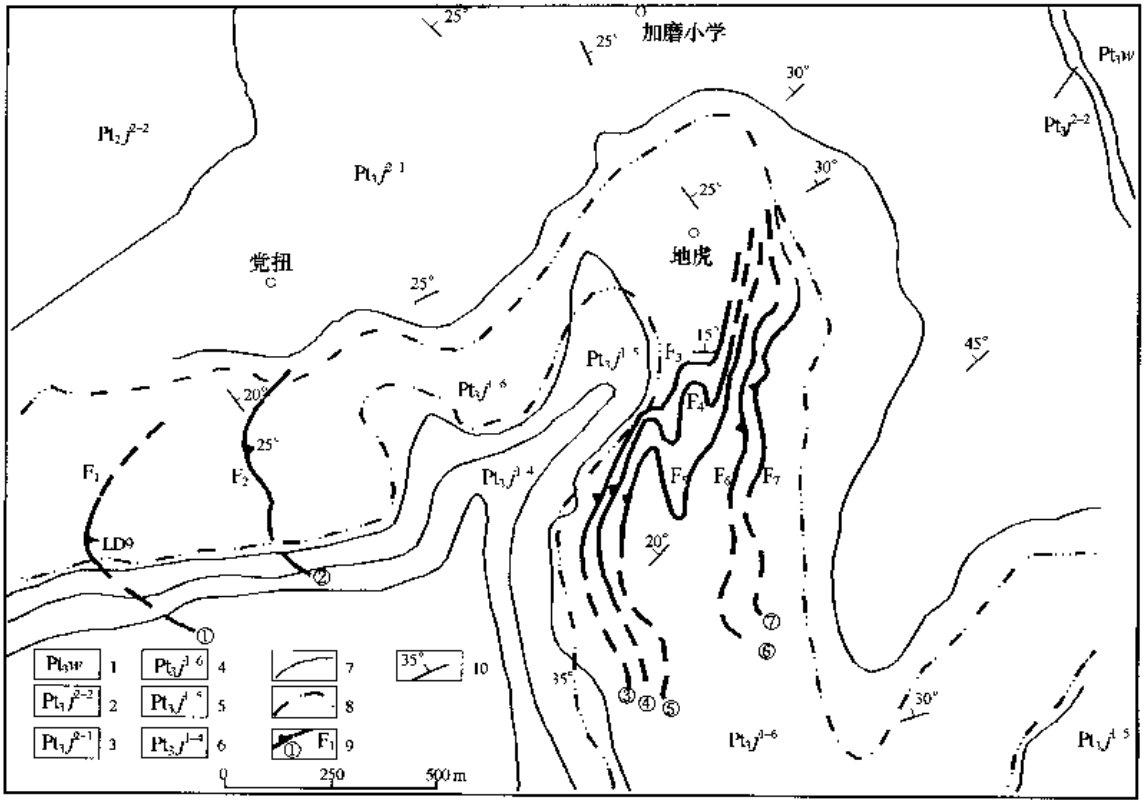



图 4.20　从江地虎铜金银矿地质图

1—乌叶组；2—甲路组第二段第二亚段；3—甲路组第二段第一亚段；4—甲路组第一段第六亚段；5—甲路组第一段第五亚段；6—甲路组第一段第四亚段；7—地质界线；8—蚀变岩界线；9—实测、推断断层及编号；10—地层产状

蓝铜矿、铜蓝、自然铜等。脉石矿物有石英、绿泥石、绢云母、黄铁矿、磁黄铁矿及少量毒砂、菱铁矿、方解石等。矿石具溶蚀及乳蚀状结构。矿石构造以块状和细脉浸染状为主，条带状、脉状及角砾状次之。矿石 Au 品位为 $1.00\times10^{-6}\sim5.00\times10^{-6}$，单样最高品位 $20.00\times10^{-6}$；Ag 品位 $40\times10^{-6}\sim160\times10^{-6}$，单样最高品位 $588\times10^{-6}$；Cu 0.42%～0.85%，单样最高品位 2.64%，Pb 0.52%～2.66%，单样最高 5.20%；Zn 0.62%～1.96%，单样最高 5.64%。此外，矿石含 Cd、Ge、Ti、Y、Bi、Sb 等微量元素，其中以镉较具工业意义。

#### 4.4.4.2.6　围岩蚀变

主要为硅化、次生石英岩化、绢云母化、绿泥石化、黄铁矿化及褪色化等。以硅化和次生石英岩化最为广泛，并具找矿意义。

#### 4.4.4.2.7　金的赋存状态

金主要呈自然金、金银矿、银金矿的形式赋存于硫化物及磁铁矿的裂隙、晶隙内，粒度细小，大多小于 0.5 mm，多为不可见金。载金矿物以黄铁矿为主，次为磁铁矿、黄铜矿、闪锌矿及方铅矿等。硫化矿物多表现为自形—他形结构，粒度变化较大，一般在 1 mm 以下，磁铁矿则以自形晶为主，粒度一般为 1～5 mm。除自然金外，尚有部分金元素以类质同象的方式赋存于硫化物晶格内。

## 4.5 三都—丹寨地区细碎屑岩-碳酸盐岩中微细浸染型（卡林型）金矿床

细碎屑岩-碳酸盐岩中微细浸染型（卡林型）金矿床主要分布于丹寨—三都—荔波县境内（图4.21）。已探明宏发厂、四相厂、排和、排庭和羊勇等多个金（汞锑）矿床（点），构成了受北北东向断裂控制的三都—丹寨汞锑金成矿带，是贵州省内重要的汞、金、锑、铅锌矿产地，也是中国著名的汞矿成矿带，在大地构造位置上位于扬子准地台与华南褶皱带的过渡地带，东紧邻江南古陆，北以纳雍—镇远大断裂相隔，是一长期构造活动带（黔南沉降带）。金的矿化比较普遍，多数产出于汞矿带中汞矿化微弱地段。金矿床以三都和丹寨为代表，其规模均达中型。

由于各种矿产的成矿地质条件不同，各自选择有利部位富集成矿，形成具有层控特征、并同时受构造和沉积相控制的一系列矿床（点）。按成矿系列。大致可分为两种类型：第一类，汞、金、锑、砷、铅、锌等硫化物组合（亚系列），见于中寒武统到下奥陶统锅塘组分布区；第二类，磷、铀、钒、铅、锌组合（亚系列），见于上震旦统至下寒武统（即黑层）分布区。另外，在下江群出露区还分布有锑、铜、铅、锌等矿产，属石英脉（或硅化）-硫化物型，但其规模较小。

### 4.5.1 区域地质背景

#### 4.5.1.1 构造

本区是一多期构造活动带，断裂十分发育。断裂主要有南北向和北东向两组，南北向断层一般规模较大，是区域内主要导矿构造，起着控制矿带展布的作用，如烂土断层、牛场断层、地祥断层、三都断层等，延长多在30～80 km之间，垂直断距100～1000 m，地貌特征较明显，由于多期次的活动，断层性质较为复杂，对矿产的控制作用十分明显。如烂土断层，旁侧剪切裂隙中含铅锌矿，此段控制了丹寨汞矿田，牛场断裂旁侧次级断裂中有汞矿化和铅锌矿化，而排庭金矿主要受地祥断层控制。北东向断层相对规模较小，为主要的赋矿构造。更次一级的小断层和X型配套剪切断层也是区内主要的赋矿构造。北北东向主干断裂与北西向断裂的交叉与复合控制了矿床和矿体分布，矿体形态为透镜状和似层状。

#### 4.5.1.2 地层

本区地层以寒武纪、奥陶纪之扬子区（或过渡区）与江南区的过渡地带沉积的一套斜坡相带粒屑碳酸盐岩为特色。

主要出露有前震旦系板溪群隆里组、震旦系、寒武系、志留系及泥盆系。隆里组地层主要发育一套浅变质的细碎屑岩。震旦系为冰碛砾岩及砂页岩、白云岩；寒武系为碎屑岩夹灰岩、白云岩；泥盆系以碎屑岩、碳酸盐岩为主。地层岩性控矿作用明显，如锑矿主要产于板溪群浅变质碎屑岩系和泥盆系石英砂岩中，汞矿、铅锌矿主要赋存于中上寒武和奥陶系碳酸盐岩中，金矿则赋存在寒武系中统—奥陶系下统碳酸盐岩与碎屑岩中，具体包括寒武系中统都柳江组、上统杨家湾组、三都组和奥陶系下统锅塘组。

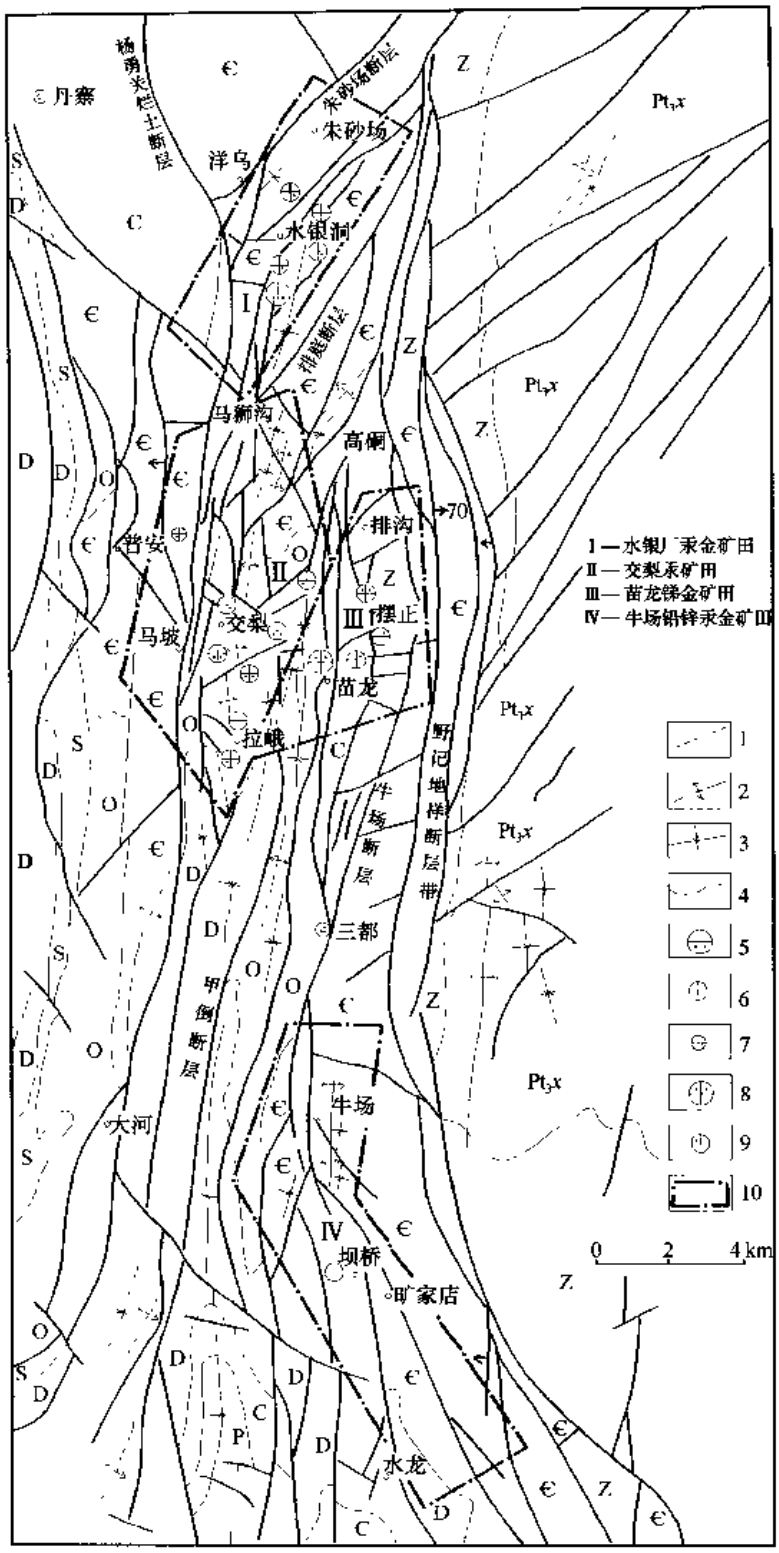



图 4.21　三都—丹寨汞金矿带地质图

C—石炭系；D—泥盆系；S—志留系；∈—寒武系；Z—震旦系；$Pt_3x$—下江群；1—断层；2—背斜轴；3—向斜轴；4—地层界线；5—汞汞矿床；6—汞金矿点；7—汞金矿化点；8—锑金矿床；9—锑金矿点；10—矿田界线及编号

#### 4.5.1.3 区域地球物理、地球化学特征

不同时代地层岩石中成矿元素的含量是不匀衡的。汞在震旦系至下奥陶统中丰度值最高，高出地壳丰度值 $0.08\times10^{-6}$ 的 2.73～9.63 倍，其余地层则低于此平均值。锑在台缘斜坡相的寒武系至下奥陶统中高于地壳丰度值 $0.20\times10^{-6}$ 的 2.10～9.40 倍。砷在地层分布比较宽广，但以都柳江组含量较高，是地壳丰度值 $1.8\times10^{-6}$ 的 7.69 倍。在地层中的丰度值大多低于地壳丰度值 $4\times10^{-9}$，仅台缘斜坡相和盆地相震旦系至中寒武统最高，为 $0.77\times10^{-9}$；其次为志留系、都柳江组，分别为 $0.51\times10^{-9}$ 和 $0.47\times10^{-9}$。由此看出，震旦系至都柳江组是区内主要“富金层”。

### 4.5.2 矿床类型

含金建造及容矿岩石主要是一套基本没有遭受变质的中上寒武统及下奥陶统砂砾屑碳酸盐岩、含陆源碎屑的碳酸盐岩及含有机质的粘土岩、粉砂岩及泥岩等一套碳酸盐台地边缘相沉积建造，容矿岩石为正常沉积岩，有机碳质含量常常较高。它们在三都—丹寨汞金（锑）矿化带初始富集 Au、Hg、As、Sb 等成矿元素，是该区金矿的矿源层。

三都—丹寨汞矿带四相厂汞金矿床和岜龙金矿床内与金、锑共生的 13 件脉石矿物包裹体均一温度为 160～170℃，可代表金矿成矿温度（黄根深等，1993）。金矿化早于汞矿化。矿源层中的矿物质通过高盐度热卤水的溶解、富集形成成矿热液，在构造作用下进行运移，在有利的岩性组合和构造条件下沉淀富集成矿。丹寨金矿床流体包裹体资料指示，成矿溶液为富 $Cl^-$ 型，成矿流体以大气降水为主，成矿物质以壳源为主，仅有少量幔源组分的参与，成矿溶液具有卤水特征，有机碳质物质可能参与了成矿作用（李红阳等，2002）。

对含金石英脉用 ESR 方法测年，为 65.4～114±6 Ma，表明金矿床最终形成与定位的沉积成矿期或改造成矿作用期可能主要是燕山期，特别是燕山晚期（李红阳等，2002）。

尽管根据航空磁测结果推断，该区深部有隐伏花岗岩体（朱永田，1992），但在金矿床及其附近尚未发现岩浆岩体出露，成矿与岩浆岩没有直接关系。

综上所述，并依据该区金矿的矿化形式系热液交代容矿岩石而形成以微细粒显微金和次显微金为主的金矿化，故形成的矿床类型可确认为微细浸染型，即卡林型金矿。

### 4.5.3 矿床特征

#### 4.5.3.1 赋矿地层

该区金矿赋矿层位为中上寒武统的都柳江组、杨家湾组、三都组及下奥陶统锅塘组的砾屑—砂屑碳酸盐岩、层纹状—条带状含陆源碎屑的碳酸盐岩及富含有机质的粘土岩、粉砂岩及泥岩等一套碳酸盐台地边缘相沉积建造。

主要容矿岩石为薄—微层（含）泥质碳酸盐岩、层纹状灰岩、泥灰岩、含有机质硅质泥岩、片理化的硅质泥岩、粉砂岩、钙质粉砂岩、粘土质页岩，以及白云岩角砾岩、含泥质白云岩角砾岩等。这些岩石与赋矿地层中其他岩石因物化条件的差异，因此渗透率高，有利于含金溶液的运移、储存和交代。同时，岩石中含大量的粘土质和有机质，造成金、汞对岩性的选择，并在有利部位富集成矿。例如：丹寨金矿金矿体主要产于上寒武统

杨家湾组层纹状灰岩中，个别产于黑色—灰黑色含有机质硅质泥岩中，片理化的硅质泥岩往往是金含量较高的部位，有机质（有机碳、沥青）与成矿有一定关系（陈庆年等，1986）。排庭金矿赋矿层位为渣拉沟组之粉砂岩、钙质粉砂岩和泥质岩、灰岩、泥灰岩组合，属区域汞矿化层位的下伏地层。苗龙金矿容矿岩石为三都组薄—微层（含）泥质碳酸盐岩与薄—微层灰岩或白云岩的交互层岩石中，局部产于粘土质页岩和粒状碎屑灰岩中，以及锅塘组强泥晶白云岩、白云岩角砾岩及含泥质白云岩角砾岩等岩石中，岩石硅化较强。泥质岩或含泥质岩往往构成矿液的隔挡层。四相厂汞金矿床中与金有关的毒砂、黄铁矿局限于富含有机质的粘土岩、粉砂质岩层中，它们是此类金矿的主要赋矿围岩。

该区金矿的形成与其赋矿地层的岩相有着密切关系。本区从晚震旦世陡山沱期至早寒武世为过渡性沉积。晚震旦世至早寒武世海水由南向北推进，随着海水不断加深，沉积了一套炭质、硅质细碎屑-碳酸盐组合。中、晚寒武世，差异性升降造成南北各异的沉积组合，南部丹寨、东南三都一带形成具有典型的斜坡相沉积物（塌积岩、砾—砂屑碳酸盐岩与条带状、层纹状粉屑碳酸盐岩互层等），即都柳江组、杨家湾组、三都组。北部此时由广海陆棚相沉积逐渐变为浅海台地相沉积，而发育一套碳酸盐岩至高镁碳酸盐岩组合。在台缘斜坡相中，物质来源丰富，除北西面台地边缘滩所供给的碳酸盐矿物外，东侧海盆洋流也供给了以石英粉砂为主的碎屑沉积物，以及成矿物质，为后期成矿提供了物源。因此，三都—丹寨矿带的汞、金、锑等矿床（点）大部分分布在台缘斜坡相中。该区寒武纪处于碳酸盐台地与深水盆地之间的斜坡相带，斜坡带重力效应导致的层间滑动产生压溶作用，使得其中的金属硫化物（主要是黄铁矿、毒砂）发生溶解，从而导致金的活化迁移并再次富集。这揭示了该区金矿成矿与斜坡相的关系。

#### 4.5.3.2 *控矿构造*

一级构造控制矿带。江南古陆与扬子陆块交接部位的南北向断裂带（包括野记—地祥断裂带、甲倒断层、杨勇关—烂土断层、牛场断层等），它们多为古同生断裂，具有多次继承性发展的特点。是控制沉积盆地和岩相、矿带和矿床类型的主要骨干构造。即首先通过控制沉积盆地和岩相决定了该区地层中成矿元素的（喷流沉积）初始富集——形成含金建造，然后在地史发展过程中作为流体循环的通道，促使大气降水下渗到深部或深部热流体沿断裂带上涌与喷流，活化并携带地层中初始富集的金及伴生成矿元素或从深部携带成矿物质，造成矿质的进一步富集和改造，形成金富集体，直到燕山期工业矿床的最后形成，因此形成的矿床具有改造成矿成因的特点。

二级构造控制矿田、矿床。主要是一级断裂与次一级的断裂（近东西向、北东向、北西向断裂）的交切与复合处，控制着丹寨矿田和朱砂厂、四相厂汞、金矿床的分布。

三级构造为更次级的北北东向、北东向、北西向和近东西向断裂，以及 X 型配套剪切断层的转弯及交汇处对成矿最为有利。容矿断裂一般为压扭性，个别为张扭性。

#### 4.5.3.3 *矿体特征*

三都—丹寨矿带金矿的矿床类型为微细浸染型，与其共生或伴生矿产有汞矿或锑矿等。这些矿产共有的载体主要是一些硫化物。据其矿种共生或伴生组合关系，可划分汞金型和锑金（砷）型两个矿化类型。

汞金型矿化类型。汞、金矿化无论在平面上或垂向的总体空间分布上关系密切，为受

同一构造控制的汞、金矿带。汞、金矿化范围因地而异：如四相厂—宏发厂，金矿化的宽度小于汞矿化宽度，而坝桥金矿化宽度却大于汞矿化宽度 1～5 倍。少部分的汞、金矿体彼此共生，构成汞金矿体或部分重叠。大部分的金矿体位于汞矿体旁侧，两者有一定距离，构成独立的金矿体。从汞、金矿化分布规律来看，它们不但处于同一矿带内，而且在地球化学背景和元素组合上共同出现，形成组合异常。矿物组合、矿石成分、结构构造和共（伴）生关系等，均说明它们有一定成因联系。它们的成矿阶段有所不同，金矿化在先，汞矿化在后。热液蚀变和矿化造成汞金矿体部分叠加，矿石中汞、金品位一般不存在正相关关系。

锑金（砷）型矿化类型。锑是三都—丹寨矿带汞-锑-砷-金成矿系列的主要元素之一。当其中的锑金（砷）大量富集时（此时汞含量一般较低）即形成锑金（砷）型矿床（点）。形成的矿体可以有金、金砷、金锑、金锑砷等多种矿体。锑、金含量一般不存在明显正相关关系。辉锑矿不但在晶间裂隙中含金，而且还有包裹金现象。

无论汞金型或是金锑（砷）型中的金矿体，除受地层岩性控制外，主要受构造控制。矿体多产于断层破碎带或层间剥离带内，呈脉状，透镜状、扁豆状，少部分呈薄层状、囊状、楔状。规模大小不等，一般长 20～245 m，最长 261 m，一般厚 0.80～9.12 m，最厚 14.21 m，倾斜延深（宽）25～235 m。矿体一般有 2～34 条，矿体产状与断层产状基本一致。

#### 4.5.3.4 矿石特征

汞金型矿床主要有角砾状、层纹状及浸染状的黄铁矿-毒砂型矿化、黄铁矿型矿化，分别形成硅化角砾岩型金（汞金）矿石、硅化岩型金（汞金）矿石、硅化粉砂岩型金矿石等；锑金型矿床主要有浸染状、条带状、脉状、角砾状的黄铁矿型、毒砂-辉锑矿-黄铁矿型、辉锑矿-黄铁矿型矿化，分别形成金、金锑砷或金锑矿石。此外，根据矿石氧化程度可分为氧化矿石和原生矿石。氧化矿石一般分布在近地表 20 m 以内，向下则为原生矿。

金属矿物见有三类：自然元素及金属氧化物，包括自然金、含银自然金、银金矿、自然银、自然汞、金汞齐等；硫化物及硫盐，包括方铅矿、闪锌矿、辰砂、黄铁矿、辉锑矿、锑银矿、锑铅矿等；其他矿物，包括锑华、褐铁矿、黄钾铁钒、沥青、铀矿，锐钛矿等。

非金属矿物有六类：单质及类似物，主要包括沥青、炭质、自然砷；硫化物及硫盐主要包括雄黄、雌黄、毒砂、重晶石、石膏、芒硝；碳酸盐，主要包括方解石、白云石；硅酸盐，主要包括钾长石、斜长石、绿泥石、云母、高岭石、海绿石；氧化物，主要包括石英、玉髓、蛋白石、砷华；其他，主要包括萤石、磷灰石。

矿石有花岗变晶显微鳞片结构、残余砂—粉砂状结构、溶蚀交代结构、显微莓粒结构、球粒结构、他形—自形晶粒结构、粒间填隙结构、碎裂结构等；矿石有角砾状构造、浸染状构造、脉状构造、条带状构造等。

矿石含金品位变化较大，一般含 Au $3\times10^{-6}$～$46.69\times10^{-6}$，最高达 $105\times10^{-6}$（宏发厂），平均含 Au $5\times10^{-6}$～$7.5\times10^{-6}$。此外，常共（伴）生具有工业价值的汞、砷、锑、铅、锌、硫（黄铁矿）等物质。除金元素外，矿石化学成分较简单，主要是为 $SiO_2$，其次为 CaO、MgO 等，其他元素除 Ba、Mn、P、Ag、As、Sb、Hg、Pb、Zn、Ti、Fe、S 稍高外，Cu、V、Na、Mo 等均低。据研究 As 与 Au 含量呈正相关关系，As 可作为比较可靠的地球化学找矿标志。

#### 4.5.3.5 围岩蚀变

围岩蚀变多发生在断层破碎带及其两侧围岩中，类型包括硅化、黄铁矿化、毒砂化和辰砂化、辉锑矿化、方解石化、白云石化、重晶石化等。硅化、黄铁矿化、毒砂化三者密切共生，并与金矿化关系密切。有机质（有机碳、沥青）也与汞金成矿有一定关系（陈庆年，1986）。碳酸盐化多产在硅化、毒砂化、黄铁矿化及金矿化的外侧，并与辰砂——汞矿化相伴而生。汞、金矿化岩石的蚀变作用与构造活动和岩石性质密切相关，实质上反映了热液成矿作用的阶段性。

据多个矿床的化学分析结果，Au 与 As、$SiO_2$ 呈明显的正相关关系，而与 CaO 多呈负相关关系。因此，硅化蚀变强弱的变化，标志着金矿化强弱的变化。

#### 4.5.3.6 金的赋存状态

自然金及银金矿矿物粒径一般为 0.5 ~ 2 μm，最大达 8 ~ 10 μm。并以下列几种形式存在：以独立及显微包裹体形式，呈机械混入物被其他矿物所包裹（石英、玉髓、水云母、黄铁矿、毒砂、辉锑矿等），沿这些矿物裂隙或晶隙和位错缺陷部位出现，形成包裹体金、裂隙金和晶隙金。以类质同象（固溶体）形式赋存于毒砂、含砷黄铁矿中，但含量甚微。以超微细粒或胶粒（体）状被毒砂、有机碳吸附。

金矿物多与毒砂、含砷黄铁矿相共生。矿石中含砷黄铁矿呈草莓状立方体、五角十二面体，含量一般 10% ~20%。毒砂呈板柱状、针状、菱面体形态，局部含量达 80%。金呈超显微粒或胶体金存在于毒砂、含砷黄铁矿晶间环带或包裹体中。据单矿物电子探针分析，毒砂含 Au $250 \times 10^{-6} \sim 2200 \times 10^{-6}$，含砷黄铁矿含 Au $170 \times 10^{-6} \sim 1600 \times 10^{-6}$。毒砂、含砷黄铁矿是金的主要载体矿物。也是找金的主要指示矿物。

载金矿物颗粒从大到小顺序为毒砂—砷黄铁矿、黄铁矿—辉锑矿、辰砂—石英—白云石和方解石。相应的成矿元素组合为 Au - As - Hg - Sb。

#### 4.5.3.7 金、汞、锑矿床的相互关系

Au、As、Hg、Sb 等成矿元素地球化学性质的内在统一性，决定了其在三都—丹寨汞金（锑）矿带、矿田、矿床、矿体等不同层次中的共生性。地球化学性质的内在差异性，又决定了其时空分布上的分异性或在不同的地质、物化条件下的最终形成与定位，从而导致汞、金、锑矿床的共生分异或“同源异位”的特点（李红阳等，2002）。具体而言，丹寨汞矿床和金矿床主要表现为富含成矿元素 Hg 和 Au 的成矿热液沿断裂破碎带上升到岩性、构造和地球化学环境有利的杨家湾组层纹状、扁豆状灰岩和角砾状白云质灰岩中，形成深部金矿、浅部汞矿的汞—金矿床垂直分带；三都—丹寨汞金（锑）矿化带则表现为西部为汞金矿化亚带，东部为金锑矿化亚带，表现出汞—金（锑）水平分带。

从各种年龄测试数据和赋矿地层、控矿构造的形成时代来看，区内的微细浸染型金矿床、锑矿床、汞矿床的主成矿期应为燕山期，是燕山运动的产物，它们在空间上共生、在时间上相伴表明其是一组具有内在成因联系的共生分异矿床。元素的地球化学性质是导致其成矿过程中共生分异的内因，地球化学性质相近的元素在成矿中表现出共生的同时，也因其自身性质之间的差异，对成矿流体成分或物化条件改变的响应不同而产生分异。

As、Sb、Hg 属活泼元素，Au 的地球化学活动性比较复杂，兼具活泼和中等活泼的双重特征。所以，Au、As、Sb、Hg 之间常表现出密切的共生关系，但通常情况下由 Au→

As→Sb→Hg 地球化学活动性趋于增强，这也是这些成矿元素产生分异的内因。

Au、As、Sb、Hg 都具有较强的亲硫性，都能以 S 的配合物——$Au(HS)^{2-}$、$Au(HS)_2S^{2-}$、$(AsS_3)^{3-}$、$(SbS_2)^{2-}$、$(SbS_3)^{3-}$、$(HgS_2)^{2-}$等形式迁移。As、Sb、Hg 的沉淀矿物也都是硫化物——毒砂、雄黄、雌黄、辉锑矿、辰砂等。Au 虽然不以硫化物的形式沉淀，但金主要赋存在黄铁矿、毒砂等硫化物中。

Au、As、Sb、Hg 都有在中低温下富集沉淀的性质，但它们对温度变化的响应有一定的差异，因此造成成矿时的共生分异：Au 趋向于在较高的温度下沉淀；Sb、Hg 尤其是 Hg 在较低温下沉淀成矿；As 可以在很宽的温度范围沉淀，在较高的温度下形成毒砂，而且在低温度下形成的雄黄、雌黄，而且在低温下形成的雄黄、雌黄才具有工业意义，因此具有工业意义的砷矿床也是在低温下形成的。

Au 具有亲铁性，它的富集沉淀往往与黄铁矿、毒砂等含铁矿物的沉淀密切相关，这也是 Au、As 共生，而与 Sb、Hg 分异的主要原因之一。

As、Sb、Hg 都为活泼元素，但 Hg 为典型的铜型离子，As、Sb 为典型的半金属，在电子构型、分子轨道及轨道能、离子半径、与硫的亲和力等方面存在差异，也是造成它们成矿分异的内在原因。

#### 4.5.3.8 成矿区带划分

三都—丹寨汞锑金成矿带自北往南划分为三个成矿亚带和四个矿田（图 4.21），它们是：汞金矿亚带（含水银厂汞金矿田和交梨汞矿田）、金锑硫铁矿亚带（苗龙锑金矿田）、金锑硫铁矿亚带（即牛场铅锌汞金矿田）。

汞金矿亚带位于水银厂—交梨—拉峨一带，杨勇关—烂土断层之东侧，朱砂场相变带以南，呈长 17 km、宽 2 km 近南北向展布的长条形状。由水银厂矿田和交梨矿田组成。在该亚带内已有二十多个汞矿床（点）和金矿床（点）。土壤地球化学元素组合以 Hg、As、Au 高含量背景为主，并构成带状异常。自然重砂则以辰砂高含量大面积分布为特色。矿化受杨勇关—烂土断层东侧的次级北东、北北东及东西向断层及其层间滑动带控制。矿石矿物主要有辰砂、微细粒金、黄铁矿、毒砂、黄铜矿，伴有少量辉锑矿、闪锌矿、雄（雌）黄等。脉石矿物以方解石、石英为主，属辰砂-碳酸盐岩组合。近矿围岩蚀变以硅化、黄铁矿化、毒砂化为主，此外还有方解石化、白云石化、重晶石化、粘土化和炭化。汞、金矿体有一定的伴生关系，但多有偏移。

金锑硫铁矿亚带产于高硐—苗龙一带，汞金矿亚带之东侧（即苗龙锑金矿田），呈长约 10 km、宽约 3 km 南北向梭形展布。甲倒断层和牛场断层的北端经过该亚带，为该亚带的主要控矿构造。在该亚带内已有十多个锑矿床（点）、锑砷金矿床（点）和硫铁矿床（点）产出，以普遍的锑金矿化为特征。该亚带之西侧与汞金矿亚带的嵌接处还有弱汞矿化显示，说明两亚带其实是一个整体，只是由于成矿的专属性差异所致。土壤地球化学元素组合以 Au、As、Sb 高含量为背景。矿化主要受甲倒断层和牛场断层之间或旁侧的北东向和近东西向次级断裂控制。矿石矿物有辉锑矿、微细粒金、毒砂、含砷黄铁矿、含金黄铁矿等，伴有少量辰砂、白铁矿、闪锌矿。脉石矿物主要有石英、玉髓、方解石、白云石、重晶石等。围岩蚀变有硅化、重晶石化、方解石化、白云石化，粘土化和炭化。

金锑硫铁矿亚带位于牛场—旷家店一带，三都—丹寨矿带之南端（即牛场铅锌金矿田）。呈长约 10 km、宽约 2 km 北北西向长带状展布。该亚带内已有十余个铅锌矿床

(点)、汞金矿床和硫铁矿点产出，以普遍的铅锌矿化为特征。土壤地球化学元素组合以Pb、Zn高含量为背景，并伴有小范围的汞、金、锑等异常。自然重砂也以方铅矿、闪锌矿高含量大面积分布为特色，并伴有小范围中等含量的辰砂出现。矿化主要受牛场断层的旁侧次级北东向断裂控制。矿石矿物主要为方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、辰砂及少量白铁矿等。脉石矿物有重晶石、方解石、白云石和石英。围岩蚀变有硅化、重晶石化、黄铁矿化和方解石化，其中硅化与成矿关系密切。

此三个亚带虽具有明显分带性，但却有内在联系。首先，是控矿层位和控矿环境相似，并且控矿构造在空间上有一定的联系。其次，各亚带的矿物组合都有其他亚带的矿石矿物互相伴生或共生，并且形成矿化，如汞矿体与金矿体、金矿体与锑矿体虽多为偏移产出，但其矿化则明显相关。再者，此三亚带均属低温热液型矿产，成矿温度为85～200℃。有资料证明其成矿时代均为燕山期。因此，根据成矿系列的概念可以认为它们是一个成矿亚系列的产物，只是因为各种矿产的成矿地质条件的异同性，而形成上述分带性和相容性。

## 4.5.4 典型矿床

### 4.5.4.1 丹寨县四相厂汞金矿床（汞金型）

#### 4.5.4.1.1 地质概况

四相厂汞金矿床（图4.22）位于丹寨县城南东平距约10 km处，为三都—丹寨矿带北段水银厂汞矿田的南部，原属一大型汞矿床，地质勘探程度较高。在构造位置上处于排庭断层的北西盘，断裂发育，以北北东向、北东向及北西向断层为主。矿区内则以$F_{118}$为

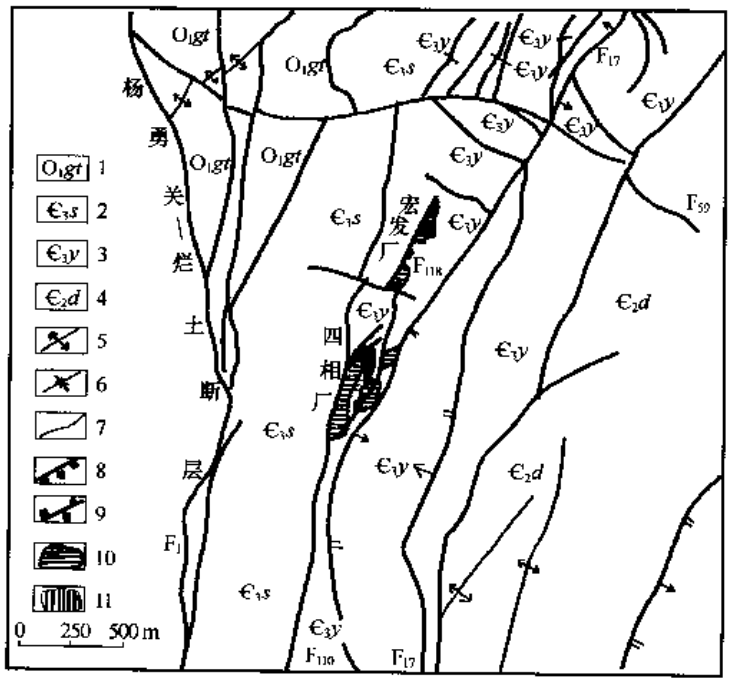



图4.22 四相厂汞金矿床地质图

1—锅塘组；2—三都组；3—杨家湾组；4—都柳江组；5—背斜轴；6—向斜轴；7—地层界线；8—正断层；9—逆断层；10—汞矿体；11—金矿体（水平投影）

主体，平面上呈S形，其下盘（西盘）发育一组呈雁行排列的次级北北东向断层（剖面上呈束状）。矿区内地层包括寒武系都柳江组、杨家湾组、三都组和奥陶系锅塘组。

#### 4.5.4.1.2 控矿构造

$F_{118}$下盘（西盘）所发育的一组呈雁行排列的次级北北东向断层，是最主要的容矿构造。汞、金矿化和矿体主要赋存于$F_{246}$断层下盘的分支断层$F_{244}$、$F_{243}$、$F_{241}$、$F_{245}$破碎带内或旁侧（图4.23）。$F_{246}$断层为压扭性断层，分布于$F_{110}$断层下盘，垂直断距5～15 m，破碎带宽1～2 m，具有张性角砾岩和挤压片理化及其塑性变形现象，具硅化、方解石化、辰砂化、辉锑矿化，仅局部形成汞矿体和金矿体，其分支断层是汞金矿体更重要的容矿构造。

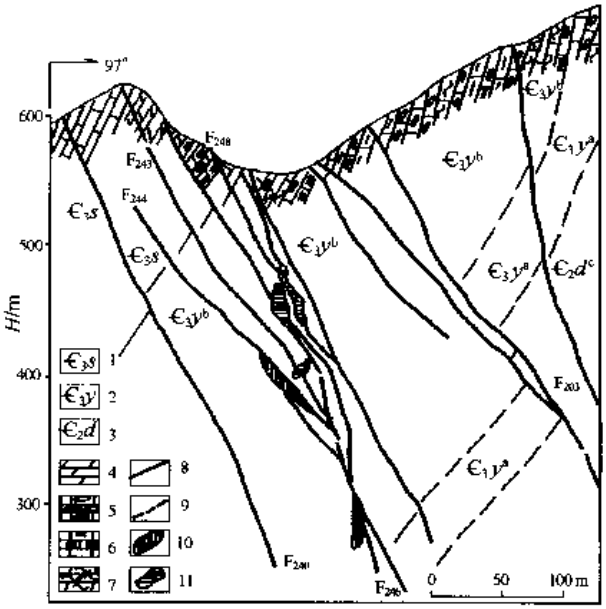



图4.23 丹寨四相厂汞金矿床49号勘探线剖面图

1—三都组；2—杨家湾组；3—都柳江组；4—薄层灰岩；5—角砾状灰岩；6—条带状灰岩；7—层纹状灰岩；8—断层；9—地层界限；10—金矿体；11—汞矿体

#### 4.5.4.1.3 赋矿地层

金矿产出层位为上寒武统杨家湾组。岩性以薄—中厚层条带状灰岩、层纹状泥灰岩或厚层砾屑灰岩（白云岩）为主，间夹泥质白云岩、泥质粉砂岩、粘土岩、泥晶灰岩等。金矿化主要赋存于深灰色层纹状泥质粉砂岩、水云母粘土岩（粉砂岩）及泥晶灰岩中。经过构造与蚀变作用后形成的容金岩石主要有构造蚀变角砾岩、构造蚀变碎粒岩、变余蚀变岩三类。

#### 4.5.4.1.4 矿体特征

由于金矿体明显受断裂控制，因而矿体产状与断层产状基本一致（与岩层反倾），倾向南东（个别倾向西），倾角45°～76°。矿体呈透镜状、扁豆状产出。规模较大的矿体长50～246 m，厚1.56～3.93 m，倾斜延深25～145 m。Au品位一般$3.20\times10^{-6}$～$19.17\times10^{-6}$，平均$3.64\times10^{-6}$～$7.76\times10^{-6}$，最高$76.49\times10^{-6}$。规模较小的矿体，长20～40 m，倾斜延伸一般20 m，个别达50～90 m，厚1～3 m，个别达7 m，含Au $1.05\times10^{-6}$～$19.17\times10^{-6}$，矿床平均品位$7.78\times10^{-6}$。金矿体多赋存于汞矿体两侧，部分重叠。

#### 4.5.4.1.5 矿石特征

矿石类型有硅化角砾岩型（汞）金矿石、硅化岩型（汞）金矿石和硅化粉砂岩型（汞）金矿石。

矿石矿物有自然金、金汞矿、银金矿、雄(雌)黄，伴生有少—微量之辰砂、黄铁矿、毒砂、辉锑矿，闪锌矿等。脉石矿物有白云石、方解石、水云母、石英，玉髓、重晶石等。

与金矿有关的矿物组合有石英-黄铁矿-毒砂-金，玉髓-石英-白云石-黄铁矿-水云母-金。与汞矿有关的矿物组合有石英-方解石-重晶石-辰砂-辉锑矿，石英-方解石-辰砂-辉

锑矿。

矿石主要为花岗变晶结构、显微鳞片结构、残余砂—粉砂状结构、溶蚀交代结构，角砾状、层纹状及浸染状构造。

据矿石大样多元素化学分析结果，矿石含 Au $4.55 \times 10^{-6}$、Ag $6 \times 10^{-6}$，Hg 0.0085%、Cu 0.0054%、As 0.21%、$Fe_2O_3$ 1.86%、S 0.71%、$Al_2O_3$ 3.47%、$SiO_2$ 60.35%、Pb 0.22%、Zn 0.0075%、Sb 0.11%，原矿烧失量 10.58%。

#### 4.5.4.1.6 围岩蚀变

近矿围岩蚀变沿含矿断裂带及其旁侧分布。虽然汞、金矿同属于一构造带，但两者与一定期次的蚀变作用有关。金矿的围岩蚀变有硅化（第Ⅰ期硅化）、毒砂化和黄铁矿化，其硅化仅限于金矿体范围内，硅化石英晶粒一般在 0.02～0.1mm，色深，呈污染状，波状消光，扭曲明显。汞矿的围岩蚀变有硅化（第Ⅱ期硅化）、（铁）白云石化、铁方解石化、重晶石化、萤石化、沥青化等，其硅化的特点是石英结晶粗大，粒度大于 1 mm，呈粒状、斑状，色浅亮，后期硅化所形成的矿物常充填或交代早期形成的矿物。

#### 4.5.4.1.7 金的赋存状态

物相分析表明，四相厂汞金矿床的金主要赋存于硫化物相（毒砂、黄铁矿）中，其次是赋存在铝硅酸盐相和氧化物相（水云母、石英）中，少量为游离金，而碳酸盐相（方解石、铁白云石、白云石）中几乎不含金。金在载金矿物中主要以裂隙金和晶隙金形式赋存，其次以类质同象形式产于晶格中，水云母、粘土及有机碳中的吸附金甚微。在汞、金矿化期，均有少量独立金矿物形成，但以金矿化阶段为主，金矿物粒度为 0.001 mm。金主要赋存形式有以下三种。

1）独立矿物形式（显微包裹体形式）。呈独立矿物形式存在的金和呈显微状固相包裹体形式产出的金，作为机械混入物被其他矿物（石英、玉髓、水云母、毒砂、辉锑矿等）所包裹形成包裹体金。也有的沿黄铁矿、毒砂等矿物裂隙充填，存在于黄铁矿、毒砂晶隙和错位缺陷部位，分别形成裂隙金和晶隙金。呈独立形式产出的金矿物有自然金、含银自然金、银金矿、含汞自然金、金汞矿、β 汞金矿等。

2）类质同象（固溶体）形式。利用扫描电镜成像观察毒砂和黄铁矿，均未发现在其晶粒中有独立金矿物存在。但据 X 射线能谱、波谱测试，在毒砂晶粒中可获得高于检出限（能谱 0.02%、波谱 0.05%）的金。在黄铁矿中，含金矿物亦仅以裂隙金、晶隙金形式赋存，扫描电镜观察亦未在晶粒中发现类似富金的显微高斑块。但据波谱、能谱测试，三种含砷的黄铁矿中均普遍含万分之几的金。因此认为，一部分金是呈类质同象形式存在于黄铁矿和毒砂晶粒中，它们均属非化学配位矿物，化学成分不固定，Au 呈阳离子状态置换 Fe 或 As。

3）吸附形式（胶粒吸附形式）。有机碳产于层纹状岩石中，多与粘土矿物水云母构成层纹。在构造蚀变角砾岩中碳质常富集形成富碳质岩石。化学分析结果含金（选矿中有机碳相含 Au $0.1 \times 10^{-6}$、粘土质单矿物含 Au $1.91 \times 10^{-6}$）。但扫描电镜及波谱、能谱测试均未发现金矿物。因此认为，有机碳及粘土矿物中的金是以胶粒吸附形式存在。

### 4.5.4.2 三都苗龙金矿床（锑金（砷）型）

#### 4.5.4.2.1 地质概况

苗龙金矿床（图 4.24）位于三都县城之北平距约 7 km 处。金、砷矿床达中型矿床规

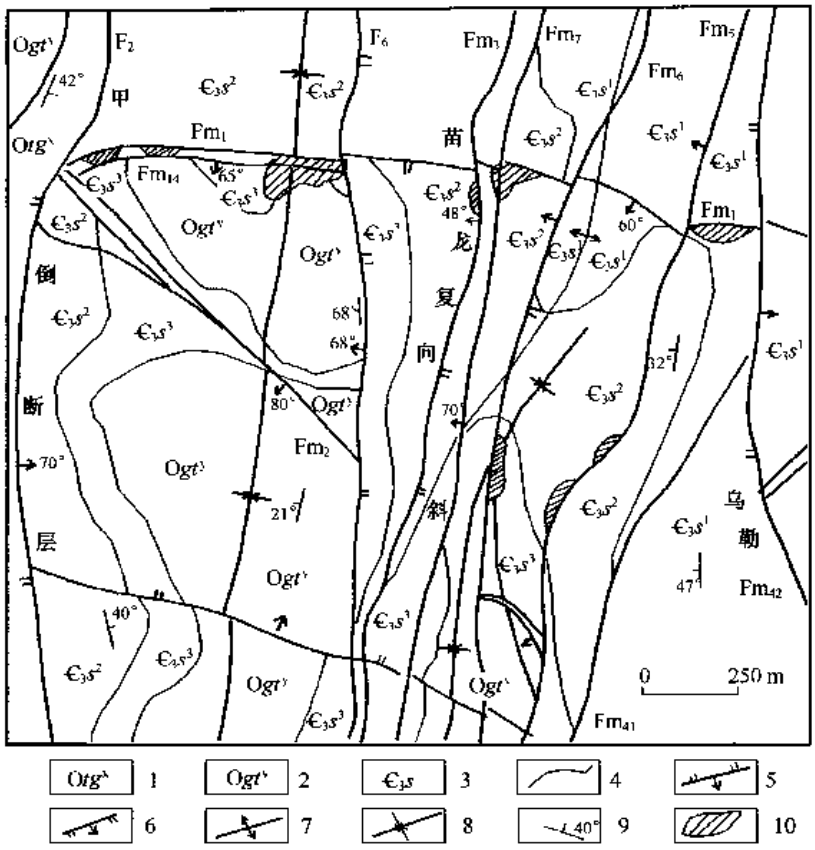



图 4.24　苗龙金锑矿床构造略图

1—同高组下燕高段；2—锅塘组营上坡段；3—三都组；4—岩层界线；5—逆断层；6—正断层；7—背斜；8—向斜；9—岩层产状；10—金锑（砷）矿体

模，锑矿床达小型矿床规模。在构造位置上处于区域性甲倒断层（$F_2$）之上盘苗龙复向斜中。岩层走向近南北，倾角 20°～50°，局部地段较陡。矿区内褶皱发育，自西而东有排降向斜、苗龙背斜、瓦寨向斜及次级小褶曲，组成一个褶皱轴向呈北北东向的苗龙复向斜。断裂有近南北向、东西向、北西向和北东向四组，尤以南北组断裂向最为发育。

#### 4.5.4.2.2　控矿构造

金矿化与断裂关系密切。$F_2$ 是控制不同矿床类型的构造，也是矿床的边界，虽然本身尚未发现汞、金矿化，但对该区的成矿却起着控制作用。东西向和北西向断层多为容矿构造，金矿体主要赋存在断层破碎带内或上下盘蚀变围岩数米范围内，尤其在次级断层分支复合处、断层沿倾向倾角由陡变缓处、断裂破碎带膨胀地段、层间滑动及被断层切割的层纹状泥晶白云岩向条带状白云岩递变部位等。

#### 4.5.4.2.3　赋矿地层

矿床主要含金层位为寒武系三都组和奥陶系锅塘组营上坡段，岩性为灰、深灰色薄层条带状灰岩、层纹状泥灰岩、厚层砾屑灰岩、砂（泥）质灰岩，以及中—厚层生物屑灰岩。

#### 4.5.4.2.4　矿体特征

矿床内共圈定金矿体多条，多数矿体 As 含量大于 0.45%，最高为 1.93%，四分之

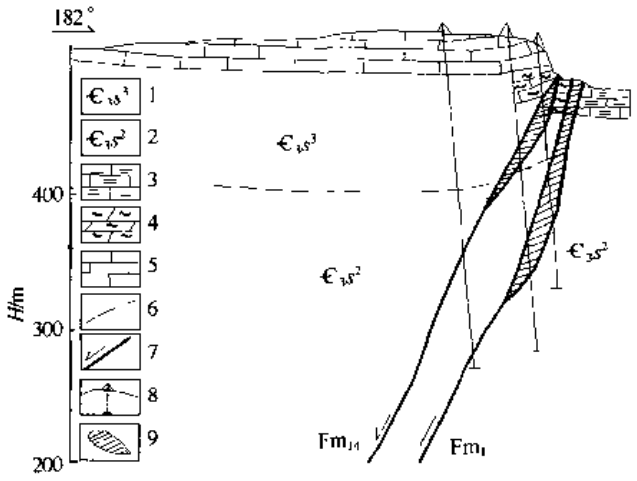



图 4.25　苗龙金矿床 5 号勘探线剖面图

1—三都组第三段；2—三都组第二段；3—条带状灰岩；4—层纹状泥灰岩；5—薄层灰岩；6—岩层界线；7—断层及编号；8—钻孔；9—金锑矿体

一的矿体含 Sb 量大于 0.78%，构成金、金砷、金锑或金锑砷矿体。锑、砷与金共生，矿体产状与其所在金矿体基本一致（图 4.25），并均可回收利用。矿体受断裂及地层岩性的联合制约，因此，其产状不仅与断层一致，而且在断层附近出现沿层分布，呈脉状、楔状、豆状、扁豆状、透镜状及囊状产出。矿体长 30 ~ 261 m，沿倾向宽 5 ~ 235 m，厚 0.87 ~ 9.12 m，一般 2 ~ 3 m。含 Au $3.12 \times 10^{-6}$ ~ $25.09 \times 10^{-6}$，最高达 $46.69 \times 10^{-6}$，矿床平均含 Au $5.32 \times 10^{-6}$，含 As 0.24% ~ 1.31%，Sb 0.78% ~ 10.43%。

#### 4.5.4.2.5　矿石特征

矿石矿物主要有自然金、毒砂、黄铁矿、辉锑矿，伴生有少量的闪锌矿、辰砂、自然银、辉银矿等。毒砂、黄铁矿是金的主要载体矿物。脉石矿物主要有石英（玉髓）、铁白云石、方解石、水云母，次为重晶石、萤石等。

矿物组合主要有四种，它们是自然金-辉锑矿-石英-玉髓-黄铁矿组合、自然金-毒砂-黄铁矿-石英组合、自然金-黄铁矿-毒砂-石英-铁白云石-水云母组合和自然金-黄铁矿-石英组合。

矿石结构构造：与金矿化关系密切的矿石结构主要为显微晶质结构、球颗结构，次为显微莓粒结构、显微球状结构、他形晶粒结构、半自形—自形晶粒结构，与金矿化有关的矿石构造有浸染状构造、浸染状-条带状构造、透镜状-条带状构造、放射层环带构造、同心层环带构造等。

矿石类型主要为浸染状矿石，特点是含金的毒砂、黄铁矿呈浸染状分布于硅化白云岩及角砾岩中。其次是条带状矿石、脉状矿石、角砾状矿石。

矿化作用有三个阶段，它们是（早期硅化阶段）玉髓-自然金（少量）-黄铁矿-毒砂阶段、石英（Ⅰ）-重晶石-萤石-辉锑矿-自然金（主要）-石英（Ⅱ）-铁白云石-辰砂阶段和铁白云石-方解石-辉锑矿阶段。

#### 4.5.4.2.6　围岩蚀变

围岩蚀变主要是硅化、方解石化、白云石化、重晶石化、黄铁矿化、萤石化等。金矿化与第Ⅰ期硅化、黄铁矿化和毒砂矿化的强弱密切相关。第Ⅱ期硅化则与锑的成矿关系密切。上述蚀变大多沿含矿断层破碎带分布（1 ~ 3 m），是良好的找矿标志。

苗龙金矿床与 Au 有关的元素为 As、Sb、Ag、Zn、Cu、Hg。采用地球化学剖面对矿体轴向分带和垂向分带进行了研究，轴向分带系列初步定为 Ag—As—Sb—Zn—Pb—Au—Mo—Cr，其中银、砷、锑、锌、铅为前缘晕，金 、钼为矿体晕，铬为尾晕；地球化学元素垂直分带系列为 Hg—Ag—As—Sb—Pb—Zn—Cu—Au—Mo—Cr；其中汞、银、砷、锑

为前缘晕，铅、锌、铜为矿上晕，金、铝为矿体晕，铬为尾晕。

#### 4.5.4.2.7 金的赋存状态

苗龙金矿床矿石中金的赋存状态有两种：①以显微、次显微的自然金形式赋存于黄铁矿化、毒砂化、硅化的粘土岩、碳酸盐岩中，自然金多为不规则粒状和次圆粒状，粒径常在1～3μm之间。②以“似间隙固溶体”形式赋存于球颗状毒砂中，球径5～50μm，最大389μm，其内含Au 1.14%～3.86%（电子探针测定数据）。另外金也可呈离子吸附状态存在于伊利石粘土中。主要载金矿物特征如下：

毒砂呈自形的细小晶体，以针柱状、矛状为主，其次为菱形、矩形，有的菱形体具生长环边，粒径0.1～0.005 mm，含量高达20%～25%，一般1%～5%。少量呈隐晶质胶团状，胶团周围重结晶呈针柱状构成团簇或星簇。偶见矩形晶体包裹着白铁矿。毒砂主要呈星散状浸染于岩石中，后期毒砂多与黄铁矿伴生沿不规则裂隙浸染。毒砂是找金的指示矿物。

黄铁矿含量3%～5%，有时高达10%，根据形态及其生成的先后，可分四期：①第一期为莓状黄铁矿，呈圆形，直径6～36 μm，有的已向立方体转变，为成岩期产物。②第二期为不规则胶团状黄铁矿，直径0.03～0.12 mm，表面呈麻点状，仅局部分布。③第三期黄铁矿，呈自形立方体及五角十二面体，粒径0.012～0.18 mm，具生长环边，环带成分经电子探针分析为辉锑矿或含砷黄铁矿，是载金的重要矿物。④第四期黄铁矿，自形粒状呈立方形、多边形，粒度较细，直径0.0012～0.048 mm，常与毒砂一起沿不规则裂隙充填，有时切穿石英脉和方解石脉。

辉锑矿含量一般1%～3%，呈他形粒状和半自形细柱状、针柱状。粒状者粒度0.018～0.84 mm，大的在1～3.5 mm。普遍具压力双晶，有些又受力产生微细裂隙，沿裂隙常有重结晶的微粒辉锑矿分布。细柱状和针柱状辉锑矿，其粒度为0.06 m×0.018 m～0.18 m×0.012 m。在高倍显微镜下辉锑矿中见有自然金和少量细小的黄铁矿和毒砂包裹体。

水云母呈显微鳞片状，一般稀疏定向分布于白云石基底中，局部富集呈条带状沿裂隙壁分布或平行层理定向分布，鳞片长径小于0.01 mm，含量1%～20%。

硅质、石英硅质呈隐晶—微晶质，由于重结晶作用，有时则过渡为微—细晶石英。它们为早期硅化作用的产物，含量一般1%～5%，高达10%。当原岩碳酸盐矿物较多时，在硅化作用下，基本改造了原岩成分和结构，仅在硅质——石英的基底中残存少量粘土矿物和碳酸盐矿物。石英呈半自形、他形微—中晶粒状，组成石英脉，为后期硅化产物，往往穿切早期硅化岩石，有时脉内还有原岩及硅化岩石的残块或残存体。

## 4.6 黔东地区砂金矿床

砂金矿床是一种与表生作用有关的矿床，指在地表或近地表条件下，由外力作用而形成的金矿床。它们是原生金矿床或含金建造在地表经过物理、化学作用破坏后，金等成矿物质重新堆积、富集的结果。砂金矿床是黔东地区比较重要的金矿类型，它可根据成矿作用和赋存部位细分为冲积型、洪积型、残积型、堆积型、岩溶性、海积型、风积型等砂金矿床。

黔东地区砂金矿分布于天柱、锦屏、黎平三县的清水江流域，梵净山淘金河、盘溪沟

等水系中也有砂金矿产出。已知黔东地区砂金矿点有二十余处，一般产出规模小，多数都没有开展过地质工作。但是，上述流域内的砂金矿床已有悠久的开采历史，尤其是清水江流域。

## 4.6.1 区域成矿背景

黔东地区砂金矿产出区（天柱—锦屏—黎平清水江流域及梵净山的淘金河和盘溪沟两岸），出露地层主要为下江群（板溪群及梵净山群）四堡群浅变质绿片岩相，含金丰度较高，广泛分布着前述变碎屑岩中脉型、蚀变岩型金矿床（点）。

构造运动使古老结晶基底长期裸露地表，并经受地表风化剥蚀及流水的冲蚀作用。这一地质作用过程，使变碎屑岩中脉型、蚀变岩型金矿床（点）被抬升到地表遭受剥蚀，河流通过将不同粒级的含金碎屑物与泥质进行搬运，并按水动力学的原理，在搬运过程中有分选地沉积在流水经过的不同地点与河流的不同部位，形成近代冲积砂金矿。这一砂金矿成矿过程，被清水江两岸的多级河流阶地及其上的砂金矿采矿点或采矿遗迹所记载。

## 4.6.2 矿床类型划分

因地质工作程度较低，故难于进行砂金矿的亚类划分。本文初步认为黔东地区以冲积型砂金矿点占绝对优势（可再细分为河漫滩、河滩、河床及阶地砂金矿等亚类），是本书论述的对象。其次有残积型砂金矿点，可能还有洪积型砂金矿点或矿化点。主要依据如下。

本区绝大多数砂金矿点的含金建造为沿近代河流水系发育的，由冲积作用形成的松散堆积物，容矿围岩主要为松散的更新世—全新世河流冲积物，因此为冲积型砂金矿。

金矿体产出部位为河漫滩堆积物下部、河滩、河床或河底部砂砾层、河流阶地（老河漫滩）等处，分别形成了河漫滩砂金矿、河滩砂金矿、河床砂金矿及阶地砂金矿床等亚类。

砂金矿成矿作用是产于天柱—锦屏—黎平的变碎屑岩中脉型和蚀变岩型金矿床（点）或矿化点，以及梵净山区老金厂、金盏坪金矿床等，在经受风化剥蚀并在河流冲积搬运等表生作用下，在清水江流域及淘金河、盘溪沟等水系沉积物中堆积形成。

砂金矿形成过程包括砂金成矿前的物质准备（含金地质体及其表生富集作用——砂金矿的物质来源、含金地质体的风化剥蚀作用）、砂金矿的富集成矿阶段（显粒金的搬运方式及距离、含金溶液的运移和沉淀、砂金的富集成矿作用）和砂金矿形成后的封存与改造阶段。

在个别变碎屑岩中石英脉型金矿床（点）的矿体之上，发育较厚的风化残积层或残破积层，并有砂金采矿遗迹，取样化验个别样品品位较高。这类金矿应属残积型砂金矿。

## 4.6.3 矿床特征

### 4.6.3.1 含金层特征

冲积型砂金产于清水江及淘金河、盘溪沟之河谷一、二级阶地、河漫滩、沙洲的中下部砂砾层中。分布长 1～7 km，宽 50～1000 m。除沙洲、河漫滩一般仅见砂砾层外，河谷阶地具双层结构，上部由灰黑色腐殖土、黄色粘土夹细砂及少量砂砾组成，不含金或含金

甚微，厚1～3 m；下部为浅黄、褐黄、灰色砂砾层，最厚7 m（中团），一般2～4 m，为主含金层，往往砂砾层底部含金性更好。砾石成分以板岩、砂质板岩、沉凝灰岩为主，次为石英。砾石大小不一，砾屑粒径一般5～35 cm，多呈扁圆、半滚圆状，少见棱角状。砂的成分主要为石英和板岩岩屑，粒径0.1～2 mm。

#### 4.6.3.2 控矿因素

变碎屑岩中脉型、蚀变岩型金矿床、矿（化）点附近（以及下游地区）河流及其河流阶地，控制着冲积型砂金矿的分布。新构造运动和地貌环境也控制着砂金矿的分布。冲积型砂金矿多分布于支流与主流交汇处之沙洲及河漫滩阶地、河床冲积物下部砂砾层中及河床底岩凹陷处。搬运介质条件也控制着砂金矿的分布。砂金矿具有成群分布的特点。

#### 4.6.3.3 矿体特征

冲积型砂矿体沿河谷方向呈带状展布，产状平缓，略向河床倾斜，与现代河谷近于平行，最长可达7 km（罗里），一般1～3 km，最宽500 m（中团），一般30～200 m，厚0.25～3.21 m。

#### 4.6.3.4 矿物特征

冲积型砂矿体主要有用矿物为砂金，伴生有石英、钛铁矿、锆石、磁铁矿、黄铁矿、石榴子石、金红石、辰砂、电气石，偶见毒砂、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿及自然银等。

砂金色金黄，多呈粒状、片状、树枝状产出，粒径一般0.1～0.5 mm，大者可达3.5 mm（高酿）。Au品位多在0.15～0.4 g/m$^3$，最高可达$35\times10^{-6}$（下塔）。

#### 4.6.3.5 矿点分布

黔东地区砂金矿点广泛分布于天柱白市、汶溪、中团、高酿、下达、坑头、瓮洞、天华山、主山冲、炮团，锦屏金井、平秋、地稠、八腊，黎平傲市、罗里、三什江、地门，以及梵净山地区西部金盏坪、西北部老金厂、罗家湾等地。它们主要为冲积型砂金矿点，在其附近或上游一般都有原生石英脉型和蚀变岩型金矿床（点）产出。

例如：下达原生金矿在表生期受次生改造，沿断层形成了长大于10 km的近东西向负地形及其中的河流，局部形成小规模的砂金富集，可见棱角状、次棱角状的石英脉体残块。在主山冲原生金矿附近的河流阶地中发现有冲积型砂金矿，砂金主要产于第四系一级阶地下部砾石层中。在天柱县天华山及瓮洞石英脉型金矿点附近见有残积型砂金矿体。在黎平县地门可见冲积型和残积型两类砂金矿矿体。

### 4.6.4 典型矿床

#### 4.6.4.1 天柱白市砂金矿点

##### 4.6.4.1.1 地质概况

白市砂金矿点位于天柱县城北东平距30 km处，有天（柱）白（市）公路相通，清水江亦通航，交通方便。该矿点在构造位置上处于北东向南加背斜北东倾没端之北西侧，出露地层为下二叠统栖霞组—茅口组灰岩，与下伏新元古界下江群清水江组呈不整合接触。

##### 4.6.4.1.2 赋矿地层

该砂金矿点的金矿体赋存于清水江支流与主流交汇之沙洲及河漫滩阶地中。含矿冲积

层的结构为：

上部覆盖层由上而下为黑色腐殖土、黄色粘土、黄色粘土夹细砂层组成，厚1～2 m。

含矿层为细砂及砾石层，厚1.43～2.73 m。细砂层石英约占60%，板岩及砂质板岩的岩屑占40%，砂粒直径一般为0.1～2 mm，细砂间未经胶结，与上覆的黄色粘土夹细砂层呈渐变过渡，界线不明显。砾石层多被铁染成褐黄色，砾石成分板岩、砂质板岩约占90%，石英10%左右，粒径5～35 cm，以5～25 cm者居多数，一般呈扁圆形、卵圆形，极少具棱角状。

下伏基岩是下二叠统栖霞—茅口组灰岩。金最易富集于灰岩侵蚀面之凹陷处。

#### 4.6.4.1.3 矿体特征

矿点包括寺坪舟及兰革坪两矿段，相距0.5 km。寺坪舟矿段砂金分布面积44329 $m^2$，平均厚1.43 m，Au品位0.436 $g/m^3$。革坪矿段砂金分布面积为90787 $m^2$，平均厚2.73 m，Au品位0.141 $g/m^3$。

砂金矿体严格受补给源及地貌条件的制约，富集有规律性：砂金赋存于河谷冲积物中下部砂砾层中，以砂砾层底含金性更佳。河谷底岩凹陷处，适宜于砂金聚集，含金较富，且厚度大；几条河谷交汇处，矿体变宽、分叉，其下端往往出现富矿地段；河流急转弯内侧前后端，河谷开阔地段的前端，皆能形成富矿地段。

#### 4.6.4.1.4 矿石特征

主要矿石矿物有自然金，伴生有石英、金红石、锆石、褐铁矿、磁铁矿、石榴子石及少量电气石、辰砂、锐钛矿、绿帘石、白钛石、钛铁矿、黄铜矿、赤铁矿、自然银等。

砂金矿中自然金呈椭圆、滚圆颗粒，薄片状极少，直径最大为1 mm，最小0.1 mm，一般0.1～0.5 mm。金品位变化大，最高达1.0948 $g/m^3$。

### 4.6.4.2 天柱天华山残坡积型砂金矿点

残坡积型砂金矿点主要产于天柱县东部的天华山背斜核部及其附近，溪口压扭性断裂南侧，受轴向张性断裂的控制。含砂金的残坡积体出露于山顶或山脊，长度大于1000 m，宽150～200 m，厚5～20 m，为黄褐色粉砂质粘土，偶夹极薄石英细、网脉。砂金产于黄褐色粉砂质粘土中，颗粒粗大，一般0.1～12 mm，最大一粒重71 g，一般大于50 g。含砂金的残坡积体附近为下江群清水江组第二段变余沉凝灰岩、变余凝灰岩和凝灰质板岩，并产有石英脉型金矿。

# 5 黔东金矿与中国其他金矿床的比较研究

通过对黔东地区金矿与中国（主要是邻区）同类型金矿进行比较，总结它们之间在成矿地质背景、矿床类型、矿床特征及成矿作用等方面的异同点及联系，从而获得对黔东地区金矿床类型、矿床特征及成矿条件等方面更深入、系统和客观地认识，为控矿因素研究、成矿规律分析和成矿模式的建立奠定基础。

## 5.1 黔东金矿类型在中国分布概况

### 5.1.1 金矿床集中区分布规律

中国金矿划分为五个金矿构造成矿域、12 个二级金成矿区带，以及 36 个金矿集中区（陈毓川等，2001）。扬子准地台、华南褶皱带及周边共分布有 11 个金矿集中区（图 5.1、表 5.1）。据此，黔东地区金矿，其一级金矿成矿单元归属为华南金构造成矿域，二级金矿成矿单元归属为扬子陆块金成矿区，三级金矿成矿单元归属为江南地块金矿床集中区。黔东地区金矿位于江南地块金矿床集中区的西段。

江南地块金矿床集中区与滇黔桂金矿床集中区、西秦岭及陕甘川三角区金矿床集中

**表 5.1 扬子陆块、华南活动带及周边金矿集中区简表**

| 一级金矿成矿单位 | 二级金矿成矿单位 | 三级金矿成矿单位（金矿床集中区） | 大地构造位置 |
|---|---|---|---|
| 华南金构造成矿域 | 扬子陆块金成矿区 | 江南地块金矿床集中区 | 扬子陆块与华南活动带交界处 |
| | | 长江中下游金矿床集中区 | 扬子陆块北缘 |
| | | 康滇地轴金矿床集中区 | 扬子陆块与松潘—甘孜活动带交界处 |
| | 南华金成矿带 | 滇黔桂金矿床集中区 | 扬子陆块与华南活动带交界处 |
| | | 浙西—粤东金矿床集中区 | 华南活动带东南缘 |
| | | 粤桂琼金矿床集中区 | 华南活动带南缘 |
| 昆仑—秦岭金构造成矿域 | 秦岭—大别山金成矿带 | 西秦岭及陕甘川三角区金矿床集中区 | 扬子陆块与松潘—甘孜活动带交界处 |
| | | 南秦岭—武当山金矿床集中区 | 扬子陆块与昆仑—秦岭活动带的交界处 |
| | | 东秦岭西段金矿床集中区 | 扬子陆块与松潘—甘孜活动带及昆仑—秦岭活动带交界处 |
| | | 桐柏—大别山金矿床集中区 | 扬子陆块与昆仑—秦岭活动带交界处 |
| 塔里木—华北金构造成矿域 | 华北地台金成矿区 | 小秦岭—熊耳山金矿床集中区 | 华北陆块与昆仑—秦岭活动带交界处 |

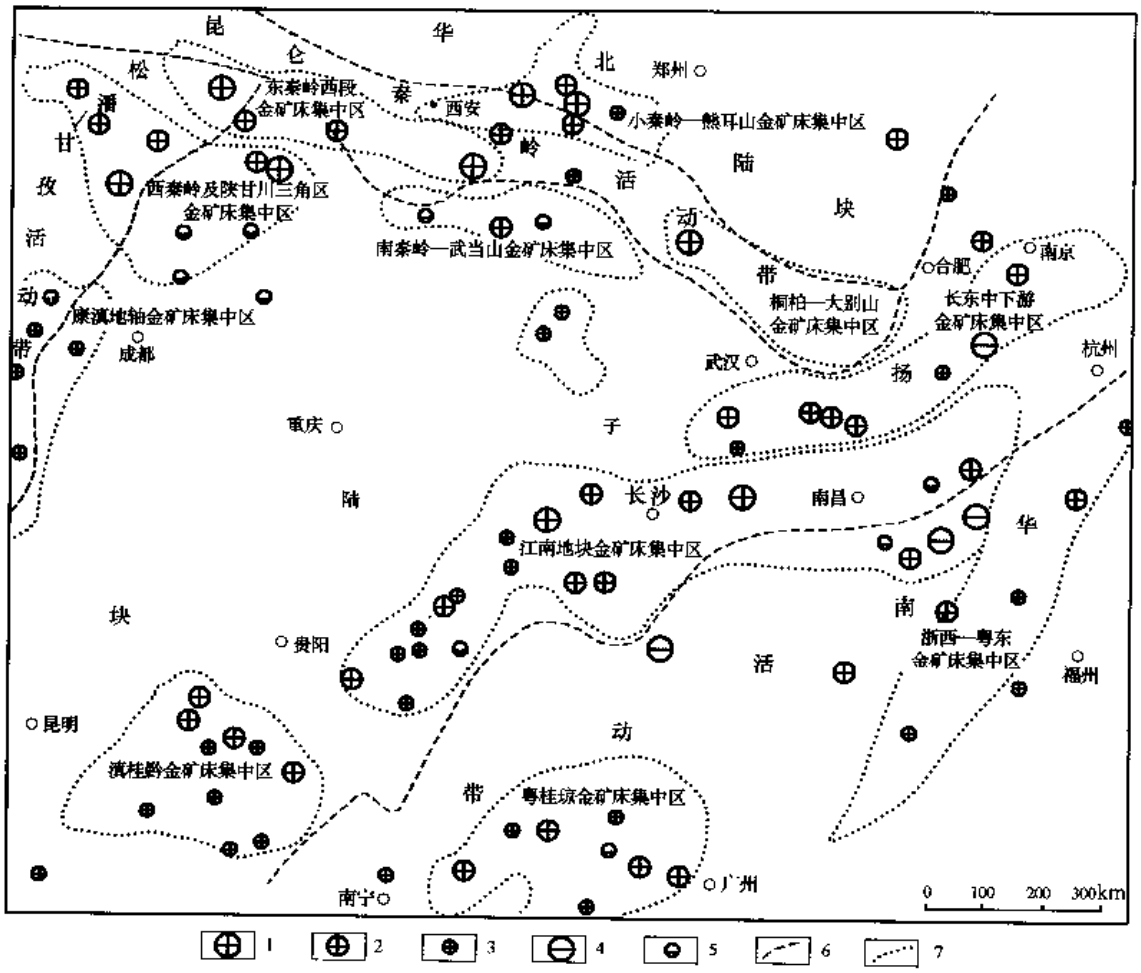



图 5.1　扬子准地台、华南褶皱带及周边的金矿集中区分布图

（据陈毓川，2001，1999 修编）

1—大型岩金矿床；2—中型岩金矿床；3—小型岩金矿床；4—伴生金矿床；5—砂金矿床；6—构造单元界线；7—金矿集中区（注：图中标注的构造单元名称均为Ⅱ级构造单元）

区、康滇地轴金矿床集中区、南秦岭—武当山金矿床集中区、桐柏—大别山金矿床集中区等一样，主要分布于古华夏构造域（Ⅰ级构造单元）扬子准地台（也称扬子陆块，为Ⅱ级构造单元）的边缘。这种金矿床集中区具“边缘”分布特征。“边缘”有两个方面含义：一方面指金矿床的成矿作用往往具有沿地块边缘成矿的规律；另一方面指同一地块边缘上的各个金矿床及其集中区在大地构造环境、成矿作用、矿床类型，以及矿床特征等方面可能具有某些必然的联系。简单地说，两大构造单元过渡地带，往往是成矿有利地带。

锑、汞、砷等矿产的成矿也与金矿成矿作用类似，在扬子陆块边缘集中成矿，而且常常与金矿的形成有时空上的某些联系。以扬子陆块西南缘为例，金、锑、汞、砷等矿床的分布，尤其是金、锑矿床的分布，受陆块边缘控制十分明显。金、锑矿床主要分布于扬子陆块西南边缘带，大型、超大型汞、砷矿床则位于扬子陆块的内部。地台的边缘是构造活动、岩浆活动、变质作用等地质热事件活动最频繁的地带，而且具有长期活动的历史，有利于成矿物质的多次浓集。燕山期华南地块与扬子陆块聚合，造成了扬子陆块西南缘大规

模的成矿作用。由于各种成矿元素因地球化学性质差异等因素造成的分异——富集成矿作用，造成了金、锑、汞、砷等矿床在陆块边缘附近的时空分布差异（图5.2）。

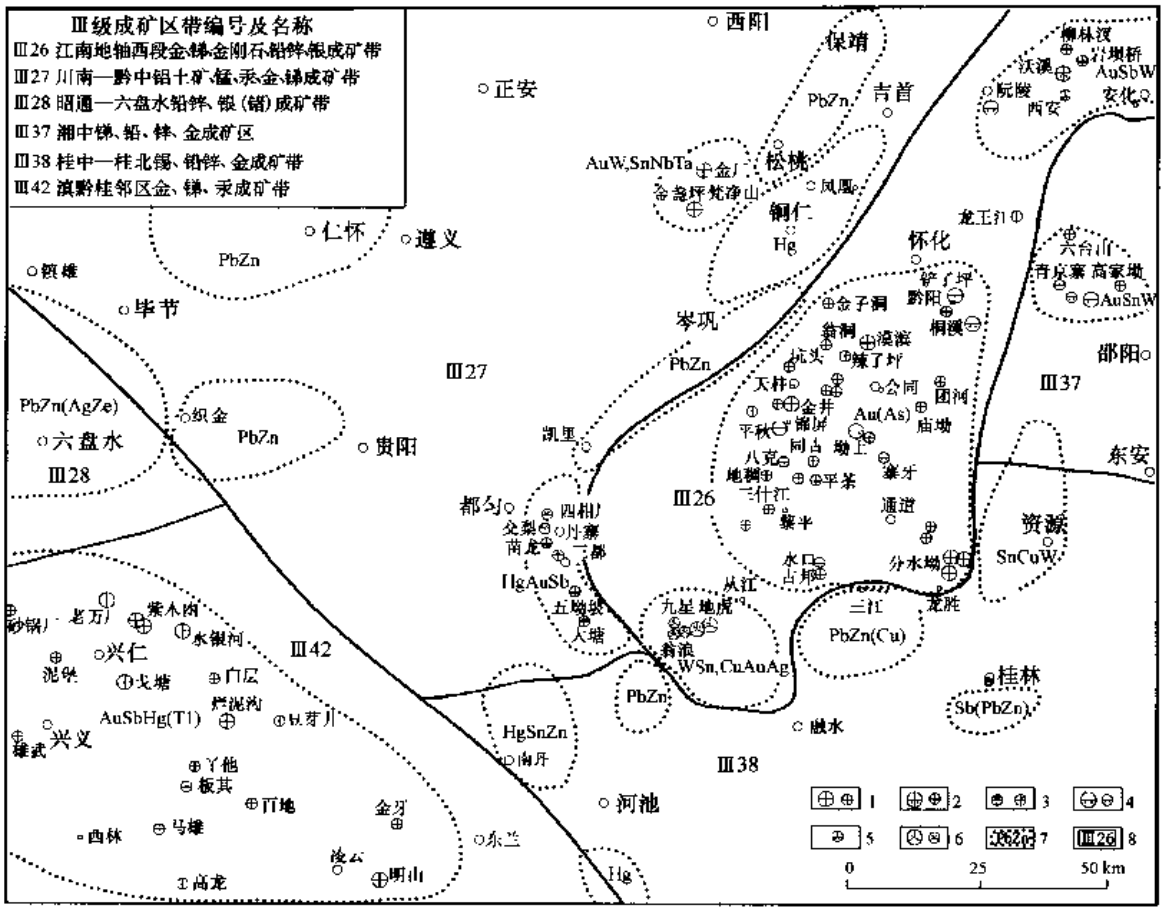



图5.2 黔东及邻区矿产分布及成矿区带图

1—金矿床（点）；2 锑金矿床（点）；3—汞金矿床（点）；4—砂金矿床（点）；5—钨锑矿点；6—铜金银多金属矿床（点）；7—区域矿种组合；8—Ⅲ级成矿区带范围及编号

对于扬子陆块北缘，也有类似现象。扬子地台北缘裂谷，由新太古界和中新元古界组成，从西向东呈现出一系列北西向的小型古陆，形成的金矿床类型多、规模大，其他多金属矿（汞、锑、铅）等也较多。扬子地台北缘裂谷系的地壳演化分四个阶段：一是前地槽期，古陆核形成，控制着多种类型金矿与多金属矿组合，属主成矿期；二是地槽期，被动陆缘裂谷系形成，以金、汞、锑等多金属为主，金矿规模小；三是地台期，属被动边缘外陆后期地壳消减带，以金、铅、锑矿为主；四是地洼期，形成内裂谷砂金（涂怀奎，1997）。

总之，基于对上述金矿床集中区分布特征及陆块边缘成矿规律的认识，拓宽了黔东地区金矿与中国其他金矿床的类比研究思路。

## 5.1.2 中国变碎屑岩中热液型金矿的分布

中国变碎屑岩中热液型金矿床分布较广，但相对集中分布于湘黔（桂北）地区、秦岭地区、辽吉东部地区及桂东粤西地区。

1）湘黔（桂北）地区。江南地块金矿床集中区的中西部地区，包括黔东的梵净山、大坪、锦屏、黎平，湘西—湘西北的雪峰山、沅江、湘江，以及桂北的龙胜，为产于中、新元古界中的变碎屑岩型金矿床。

2）秦岭地区。产于秦岭—大别山金成矿带中的四个金矿床集中区：西秦岭及陕甘川三角区金矿床集中区产于志留系茂县群、碧口群中的变碎屑岩型金矿床（如广元房窝、北川后沟、勉县李家沟），南秦岭—武当山金矿床集中区的东秦岭西段金矿床集中区产于前震旦系中的变碎屑岩型金矿床（如陕西葫芦沟、湘子岔金矿床），桐柏—大别山金矿床集中区产于前震旦系中的的变碎屑岩型金矿床（如河南桐柏的银洞坡、老湾）。

3）辽吉东部地区。地处华北陆块北缘与天山—兴安构造带的接触部位，见有华北地台北缘东段桦甸—清原—抚顺金矿床集中区产于泥盆系、石炭系中的变碎屑岩型金矿床。

4）桂东粤西地区。粤桂琼金矿床集中区产于震旦系、寒武系中的变碎屑岩型金矿床（封开民强、金庄、金鼓，贺县爱群和罗定牛头、金牛等金矿床），主要分布于封开—怀集的加里东褶皱带寒武系八村群变质岩区。

5）其他地区。主要有康滇地轴金矿床集中区的产于泥盆系、三叠系中的变碎屑岩型金矿床（如康定大牛棚子金矿床）、川西甘孜—礼堂—义敦金矿集中区的产于二叠系、三叠系中的变碎屑岩型金矿床（如甘孜嘎拉、丘洛等金矿床），以及哀牢山金矿集中区的产于含炭质浅变质碎屑岩中的变碎屑岩型金矿床（如库独木、冬瓜林等金矿床）。

### 5.1.3 中国细碎屑岩-碳酸盐岩中微细浸染型金矿的分布

中国已知的细碎屑岩-碳酸盐岩中微细浸染型金矿床，主要分布在南方，大体在南祁连—北秦岭—淮河流域一线以南，金沙江—红河流域以东和赣江流域以西地区，并围绕扬子陆块的北、西、南缘，以印支褶皱带为主，包括华力西期的褶皱带内分布。可大致划分出以下几个成矿区（陈毓川等，2001）。

1）黔滇桂（接壤）成矿区。处于南华活动带的右江（印支）褶皱带内，其北紧邻扬子陆块，东、西两侧分别以北西向的紫云—垭都—南丹大断裂和北东向的师宗—弥勒—盘县大断裂为界，形成北窄南宽的三角地带。包括贵州西南部、广西西北部和云南东南部，是中国最重要的微细浸染型金矿成矿区之一，形成了滇桂黔金矿床集中区，产有紫木凼、烂泥沟、戈塘、金牙、高龙、板其、丫他、明山、田湾、金竹洞、革当和札村等金矿床。

2）川西北成矿区。处于松潘—甘孜活动带的巴颜喀拉冒地槽褶皱带东段，东临扬子陆块，并以近南北向的龙门山深断裂为界，北以近东西向的阿尼玛卿—玛沁—略阳深断裂为界与西秦岭印支褶皱带分开，西南以甘孜—理塘深断裂为界与玉树—义敦优地槽褶皱带相邻。包括松潘、南坪、平武、甘孜等地区，形成西秦岭及陕甘川三角区金矿床集中区，如东北寨、丘洛、马脑壳、联合村、桥桥上等矿床，是中国微细浸染型金矿重要成矿区之一。

3）黔东三都—丹寨成矿区。处于扬子陆块西南缘的黔南坳陷断褶带，其东与江南古陆相邻，北以纳雍—镇远大断裂与黔南沉降带相隔，是中国著名的汞锑金成矿带，属于江南地块金矿床集中区的西端，金矿多产于汞矿带中的汞矿化微弱地段，以三都苗龙锑金（砷）矿床和丹寨四相厂汞金矿床为代表。

4）湘中成矿区。处于南华活动带湘桂褶皱系的东段，其南东被醴陵—耒阳大断裂所切，北以宜春—柳州弧形深断裂为界，并与扬子陆块上的江南地块呈马蹄形相接。属于江

南地块金矿床集中区的中段，包括湖南省桃江—辰溪以南、永州—永兴以北的湘中地区，已知金矿床规模较小，以高家坳和石峡金矿床为代表。

5）西秦岭—南秦岭成矿区。处于昆仑—秦岭活动带（南带）东段的西秦岭—南秦岭华力西—印支期冒地槽褶皱带内，其北以武当—天水和唐藏—商南深断裂为界与祁连—北秦岭褶皱系相邻，南分别以阿尼玛卿断裂带和扬子陆块北缘断裂带与松潘—甘孜印支褶皱系和扬子陆块分开。分布有李坝、拉尔玛、察布、坪定、马家沟等金矿床。

6）鄂东南—鄂西南成矿区。处于扬子陆块下扬子坳陷褶断带与江南地块的过渡带中，包括嘉鱼、崇阳和鹤峰等地区，目前只发现小型矿床和矿点。

### 5.1.4 中国砂金矿床的分布

中国砂金矿床（点）遍及各省、市、自治区，但较多地分布在黑龙江、内蒙古、四川、陕西、甘肃、青海等省区，主要产在新近系到第四系松散堆积物中。其中又以产在第四系松散堆积物中的砂金矿床最为重要，不仅分布广、矿床多，而且规模也大。

中国砂金矿床类型包括冲积型、洪积型、残积型、堆积型、岩溶型、海积型、湖积型、冰碛（水）型及风积型砂金矿床。冲积型砂金矿床最重要，其储量占砂金总储量的90%以上。而其中又以河漫滩砂金矿床和阶地砂金矿床最具工业意义，其储量占整个冲积型砂金矿床总储量的90%以上，中国重要砂金矿床均属此类。

中国砂金富集区有24个之多（吕英杰等，1992），主要有如下几个。

1）额木尔河砂金矿床富集区（额木尔河砂金矿床集中区）。位于黑龙江北部，砂金矿床产于现代河床底部全新统砂砾岩层中，如老沟、富克山、古莲河等砂金矿床。

2）呼玛河—法别拉河砂金矿床富集区（呼玛—黑河砂金矿集中区）。位于黑龙江北部，是中国砂金重要产区，砂金矿床多产于以前寒武系和古元古界变质岩系为基底的第四系河漫滩松散沉积物中，现代河谷上游一级阶地冲、洪积物中也有产出，如呼玛兴隆沟、吉龙沟、韩家院子等砂金矿床。

3）嘉荫河—倭肯河砂金矿床富集区。为嘉荫河—老爷岭（佳木斯）金矿床集中区的组成部分。位于黑龙江东部，产出岩金和砂金，它们与前寒武纪变质岩系关系密切。

4）沅江—湘江砂金矿床富集区。为江南地块金矿床集中区的组成部分。砂金主要产于湘东汨罗江、湘西阮江中上游及赣东北昌江、东安江水系，以冲积型砂金矿床为主，次有细谷型和冰川型。黔东地区砂金矿位于本富集区西部边缘。

5）岷江—嘉陵江砂金矿床富集区。属于西秦岭及陕甘川三角区金矿床集中区的组成部分，砂金主要为分布于岷江、嘉陵江水系，为冲积型砂金矿。

6）雅砻江—大渡河砂金矿床富集区。位于康滇地轴金矿床集中区内，主要产冲积型砂金矿，如宝兴关砂金矿床。

7）其他砂金矿床富集区。主要有党河—渭河上游砂金矿床富集区、金砂江上游—黄河上游砂金矿床富集区、汉江—洛河砂金矿床富集区、泗河—黄水河砂金矿床富集区、滹沱河—汾河砂金矿床富集区等。

综上所述，中国可与黔东地区金矿进行矿床类比的地区及矿床较多。由于篇幅有限，本章重点选与黔东地区联系较大并有相似成矿地质条件的区域。

黔东地区变碎屑岩中热液型金矿床，主要与扬子陆块西南缘的江南地块金矿床集中区

之湘西、桂北地区（即江南地轴西段金矿集中小区）对比，个别情况涉及扬子陆块北缘几个金矿床集中区的类比。黔东地区细碎屑岩-碳酸盐岩中微细浸染型金矿床，主要与滇桂黔金矿床集中区类比，其次与扬子陆块北缘的西秦岭及陕甘川三角区金矿床集中区、江南地块金矿床集中区的中段（即湘中成矿区）微细浸染型金矿类比。黔东地区的砂金矿，主要是冲积型砂金矿，因研究程度较低，同时因其成矿机制与中国其他地区冲积型砂金矿大同小异，故不再进行类比研究。

具体到矿床，主要是选择各类比区中有代表性的矿床，按矿床类型及产出特征的相似程度分别进行比较，按变碎屑岩中脉型及蚀变岩型金矿床、微细浸染型金矿床，必要时进行亚类之间的类比。

## 5.2 变碎屑岩中热液型金矿床

### 5.2.1 区域成矿条件

#### 5.2.1.1 区域地质

本部分主要进行黔东地区与湘西—湘西北地区、桂北地区金矿的区域成矿条件比较，它们同属扬子陆块西南缘的江南地块金矿集中区之江南地轴西段金矿集中小区，分别位于该小区的西部和东部。

江南地块金矿集中区是中国南方重要的产金区。东起江西德兴，向西经九岭山等，经湘北益阳—阮陵一带转向西南，沿雪峰山经黔阳、会同延至黔东南的锦屏、丹寨。在大地构造上主要属江南地块，为四堡—晋宁期造山带的显露部分，是一个受到强烈推覆作用的山链。包括雪峰、九岭两个侧列分布的变质地体。可分为两个金矿集中小区：江南地轴西段金矿集中小区和江南地块东段金矿集中小区。

江南地轴西段金矿集中小区位于湖南修水—平江—益阳—沅陵—会同至贵州天柱—锦屏—黎平一带，黔东地区位于该小区的西部，与该小区东部的成矿地质条件及矿床类型较为相似，因此可以进行金矿类比研究。

江南地轴西段金矿集中小区位于黔东—湘中陆内断陷边缘。深大断裂十分发育，主要有北东、北西、东西向三组，普遍具有多期活动特点。不同方向断裂的交汇部位，常发育有不同岩性的岩体。燕山期引张环境下的伸展构造及壳幔同熔型中酸性花岗岩的侵入，对各类金、锑矿床的形成和定位都起着重要的控制作用。

出露地层以中新元古界为主，包括冷家溪群（四堡群）、板溪群、震旦系，为一套厚度巨大的含大量火山物质的浅变质泥质岩、碎屑岩，局部含有基性—超基性岩，经武陵、雪峰及加里东运动组成雪峰山大型复背斜隆起带之主体。震旦系、寒武系沿轴缘带（鄂湘黔断裂带）分布。这些地层构成了该区的主要赋金层位。

产有金、钨、锑，以及铜、铅、锌等多种矿产，赋矿地层为元古宇和古生界浅变质或未变质的沉积岩系，成矿作用与加里东期、燕山期构造作用或（及）花岗岩有关。其中，产出的金矿类型包括：①产于中新元古界冷家溪群、板溪群、双桥山群含炭浅变质碎屑岩系变碎屑岩中热液型金矿（含脉型及蚀变岩型金矿），主要分布在湘西—黔东南的雪峰山隆起区，如湘西沃溪、平江黄金洞、常德仓浪坪、黔阳铲子坪、会同漠滨和淘金冲等金矿

床；②产于寒武系碳酸盐岩建造中，与渗滤热液作用有关的微细浸染型金矿，如三都苗龙、丹寨四相厂等金矿床；③产于表生环境的砂金矿，以河流冲积型为主，主要产于湘西沅江中上游水系，如靖县坳上，乐平官庄、古铜桥太等金矿。本节仅讨论其变碎屑岩中热液型金矿。

#### 5.2.1.2 地构造环境与含金建造

首先，中国变碎屑岩中热液型金矿床主要分布在陆块的元古宙隆起区及活动带的加里东期褶皱区内，并且几乎都处于不同地质发展时期的裂陷槽（拗拉槽）或大陆边缘增生带中，是前寒武系含金建造经过变质作用及其后的构造-岩浆叠加改造而成矿的（陈毓川等，2001）。

华南地区中—新元古界赋矿层位形成于扬子陆块东南的裂陷槽中，其基底为太古宙—古元古代的中深变质岩，原岩为火山岩-碎屑岩或粘土岩建造，火山岩包括基性、中酸性及酸性岩组合，具双峰式火山岩套特征。这套岩石构成了扬子陆块的第一结晶基底，并成为这个地区最早的原生含金建造。中元古代的裂陷槽沉积包括四堡群（桂北地区）、梵净山群（黔东地区）、冷家溪群（湘西地区）等，都是一套砂泥质沉积夹碳酸盐岩及火山岩的复理石或类复理石建造，具浊流沉积特点。变质程度普遍较低，以低绿片岩相为主。新元古界赋矿层位是在扬子陆块再度裂陷时形成的，裂陷早期为以泥砂质为主的滨海—浅海、半深海相沉积，在裂陷槽发展的强拉张阶段，中基性或中酸性火山活动提供了较为重要的成矿物质来源。

湘西南—黔东变碎屑岩中热液型金矿床分布区，都处于莫霍面东部的地幔陡坡带（黄瑞华，1994）。该幔坡带在与东西走向的阴山、秦岭、南岭山脉交汇处发生幔坡走向弯曲。坡度最大地段在太行山北部，岩金矿十分发育，矿床类型亦多种多样。同样，中国西部地幔陡坡带也有众多金矿分布。地幔陡坡带是地壳薄弱带，是深部构造的反映，梯度大，各种物理和化学条件变化强烈，又是高渗透带，构造-岩浆活动强烈，有利于岩金矿的生成，因此它控制岩金矿床分布最为明显。两个沃溪式金矿成矿带也分布于幔坡带，幔隆为偏硅镁质地壳，幔坡与幔凹为偏硅铝质地壳（李志伟等，1999），故幔坡带实际是两类地壳的过渡带，是地壳长期活动带，长期控制着地层岩相、构造-岩浆活动及成矿作用。它不但为中—新元古代地层相关岩相提供金源，也为以后矿源层中金的活化、迁移、富集提供了环流通道及沉淀富集场所。

#### 5.2.1.3 与岩浆活动的关系

岩浆岩与本区变碎屑岩型金矿有一定的关系，主要体现在：一是海底火山喷发流体及喷气为含金建造提供了金物质，因为黔东及湘西各时期含金建造的形成都伴有火山活动；二是岩浆侵入活动对金矿化有影响，即在变碎屑岩石英脉型金矿分布区的构造-岩浆作用较强，其热力乃至深部流体对早期金矿（化）体可能产生金矿化的叠加、改造。

### 5.2.2 矿床特征类比

对湘西会同漠滨金矿床、黔阳铲子坪金矿床、靖县平茶金锑矿床，湘西北阮陵沃溪金锑钨矿床，以及桂北龙胜分水坳和福平包金矿床的特征进行了总结（表5.2），并与黔东地区典型金矿床进行了对比研究。

表 5.2　黔东邻区变碎屑岩中热液型金矿床特征简表

| 矿床 | | 湘西靖县<br>平茶金锑矿床 | 湘西会同<br>漠滨金矿床 | 湘西黔阳<br>铲子坪金矿床 | 湘西北阮陵<br>沃溪金锑钨矿床 | 桂北龙胜分水坳、<br>福平包金矿床 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 赋矿层位及容矿岩石 | | 震旦系江口组第一段含砾砂质板岩、斑点状板岩 | 板溪群五强溪组第二段条纹条带状板岩、凝灰质板岩、变余凝灰质细砂岩 | 震旦系江口组第二段含砾砂质板岩和条纹条带状板岩、绢云母板岩及杂砂岩 | 新元古界板溪群马底驿组紫红色铁质板岩及其所夹含钙结核和碳酸盐岩板岩 | 震旦系长安组、南沱组、陡山沱组的含砾凝灰质（泥质）砂岩、炭质泥（页）岩、硅质岩 |
| 控矿构造 | 褶皱 | 矿床受控于地祥复式背斜南东翼的次级小背斜 | 矿床位于朗江背斜北西翼，托口向斜南东翼 | 北北东向韧性剪切深大断裂为主，伴以紧密线型褶皱 | 矿床产于古佛山复式背斜北翼，受穹窿状构造控制 | 矿床位于马海山短轴背斜北倾伏端 |
| | 断裂 | 矿床受两北东向区域性断控制，矿脉产于陡倾斜张剪性断裂及节理带内 | 矿床受北西向溆滨断层与北东向断层交汇处的层间剪切带控制，矿脉产于层间挤压破碎带中 | 矿床受安江—黎平与淑浦—武阳深大断裂的韧性剪切带控制，矿体产于北西向脆韧性断裂破碎带 | 沃溪大断裂是主要导矿构造，矿体受控于该断裂下盘马底驿组内主滑脱带及层间次级剪切滑脱断裂 | 龙胜—永福深断裂控制岩相，与次级、更次级断裂、脆性-韧性剪切带、裂隙构成导矿和容矿构造 |
| 矿化类型及矿种 | | 石英脉型（金锑矿） | 石英脉型及蚀变岩型（金矿） | 蚀变岩型（金矿） | 石英脉型和蚀变岩型（金锑钨矿） | 石英脉型、石英细脉型（金矿） |
| 矿体特征 | | 矿体呈透镜状、薄饼状产于石英脉带内，分切层式石英单脉型和复脉型、蚀变岩型矿体 | 矿体呈透镜状和扁豆状产于层间破碎-剥离带，多为脉型和复脉型，少为网脉型 | 矿体呈透镜状、薄饼状产于构造破碎蚀变带内，矿体倾角较缓 | 矿体多为缓倾斜整合层状—似层状层间脉，次为网脉、节理脉，以及破碎蚀变岩型矿脉 | 矿脉呈单脉状、网脉状、透镜状或微脉状产出 |
| 矿石特征 | 矿石矿物 | 多为自然金、辉锑矿、车轮矿、闪锌矿、黄铁矿、毒砂 | 多为自然金、黄铁矿、毒砂，次为方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、黝铜矿等 | 主要为自然金、黄铁矿、毒砂，其次为黄铜矿、方铅矿 | 多为辉锑矿、白钨矿、黑钨矿、黄铁矿、石英，次为毒砂、黄铜矿等 | 主要为自然金、黄铁矿、毒砂、磁黄铁矿，次为黄铜矿 |
| | 矿物共生组合 | 自然金-石英；自然金-辉锑矿；自然金-硫化物-石英；自然金-辉锑矿-石英 | 石英-自然金型；硫化物-自然金型。一般金属硫化物总量小于 5%，属于贫硫化物型 | 石英-黄铁矿-毒砂；硫化物-金矿物 | 石英-白钨矿；石英-辉锑矿-自然金；石英-白钨矿-辉锑矿-自然金；石英-黄铁矿-自然金等 | 含金贫硫化物石英脉；含金少硫化物方解石-石英脉 |
| | 矿石结构构造 | 自形—他形晶粒、碎裂结构；浸染状、条带状、角砾状、网脉状等构造 | 半自形—他形晶粒、交代残余结构；浸染状、角砾状及晶洞状等构造 | 晶粒结构、交代结构；块状构造，脉状构造 | 充填（主）、压碎和交代（次）结构；条带状（主），角砾状、块状及网脉状（次）构造 | 自形—他形晶粒、包含、溶蚀交代结构；块状、细脉、网脉状、浸染状构造 |
| | 载金矿物 | 主要为可见金，粒度常大于 1 mm，有达 2.5 cm × 1.8 cm × 0.6 cm 的狗头金 | 多为石英晶隙中的可见金，次为毒砂、黄铁矿、方铅矿晶隙中的显微、次显微金 | 主要呈自然金，赋存于石英裂隙、晶隙和黄铁矿、毒砂的裂隙中，或呈包裹体产出 | 辉锑矿、黄铁矿（及毒砂）为载金矿物；自然金呈显微粒状及次显微粒状，个别为可见金 | 呈可见金和显微—次显微金赋存于石英脉内或脉壁边缘、黄铁矿裂隙内或其周缘 |
| | 矿化元素 | Au、Sb、（As、Hg） | Au | Au、As、Sb、（Pb、Cu） | W、Sb、Au | Au、As、Sb、（Cu、Ag） |
| 围岩蚀变 | | 以黄铁矿化、毒砂化、绿泥石化、碳酸盐化为主，次为硅化、褪色化 | 以硅化、褪色化为主，次为黄铁矿化、毒砂化及碳酸盐化、绢云母化、绿泥石化 | 以硅化、绢云母化为主，次为黄铁矿化、毒砂化 | 以褪色化、硅化、黄铁矿化、绢云母化为主，次为绿泥石化、伊利石化 | 硅化、绿泥石化、黄铁矿化、绢云母化、碳酸盐化等 |
| 成矿阶段 | | 早期白云石-石英阶段；中期自然金-石英-硫化物阶段；晚期绿泥石-方解石-石英阶段 | 早期石英-黄铁矿（毒砂）阶段；中期石英-硫化物-自然金阶段；晚期石英-碳酸盐阶段 | 早期石英-黄铁矿-毒砂阶段；中期硫化物-金矿物阶段，晚期石英-碳酸盐阶段 | 早期贫金-石英阶段；富金-石英-硫化物阶段 | 早期石英-粗粒黄铁矿阶段；中期石英-细粒黄铁矿-自然金阶段；晚期石英-碳酸盐阶段 |

### 5.2.2.1 赋矿层位

黔东地区变碎屑岩中热液型金矿的赋矿层位与湘西、湘北、桂北地区大致相同，较多地产在中新元古界及下古生界的下部，主要为新元古界青白口系的三个同时异相地层下江群、板溪群和丹洲群中，其次为中元古界的三个同时异相地层四堡群、梵净山群、冷家溪群和双娇山群中，个别矿床（如湘西铲子坪、平茶和桂北分水坳、福平包）为震旦系和寒武系（表5.3）。中国其他地区的变碎屑岩类金矿的产出地层变化较大，有古元古界辽河群（华北陆块北缘东段的四道沟、猫岭等矿床）、寒武系八村群和水口群（南华活动带桂东—粤西地区的古袍、桃花、鸡冠石等矿床）、泥盆系（秦岭褶皱系的庞家河、马鞍桥等矿床）等。

**表5.3 黔湘桂相邻区中—新元古仪金矿赋矿层位对比表**

| 年代地层 | | 岩石地层 | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 梵净山 | | 天柱—锦屏 | | 桂北—黎平—从江 | | | 湘西—湘西北 | | | | |
| 新元古界 | 震旦系下统 | 南沱组 | | 黎家坡组 | | 黎家坡组 | | | 南沱组 | | | | |
| | | 大塘坡组 | | 大塘坡组 | | 大塘坡组 | | | 大塘坡组 | | | | |
| | | 富禄组 | | 富禄组 | | 富禄组 | | | | | | | |
| | | 长安组 | | 长安组 | | 长安组（金） | | | 江口组（金） | | | | |
| | 青白口系 | 板溪群 | （缺失） | 下江群 | 降里组（金） | 丹洲群 | 拱洞组（金） | | 板溪组 | 五强溪组/漠滨组（金） | | | |
| | | | | | 平略组（金） | | | | | | | | |
| | | | | | 清水江组（金） | | | | | | | | |
| | | | 红子溪组 | | 番召组 | | | | | 马底驿组（金） | | | |
| | | | | | 乌叶组 | | 合桐组 | | | | | | |
| | | | 芙蓉坝组（金） | | 甲路组（金） | | 白竹组 | | | | | | |
| 中元古界 | 蓟县系 | 梵净山群 | 独岩塘组（金） | 四堡群 | 文通组 | | | | 冷家溪群（金，桃江县） | | | | |
| | | | 洼溪组 | | | | | | | | | | |
| | | | 铜厂组 | | 鱼西组 | | | | | | | | |
| | 长城系 | | 回香坪组 | | | | | | | | | | |
| | | | 肖家河组 | | | | | | | | | | |
| | | | 余家沟组 | | 塘柳岩组 | | | | | | | | |
| | | | 淘金河组 | | | | | | | | | | |

本类型金矿在湘黔（桂北）地区的主要赋矿层位具有如下共性：①多为具有浊流沉积特点的复理石或类复理石建造。②岩石类型多数为泥质细砂岩、泥质粉砂岩、泥质灰岩、粉砂质泥岩、硅泥质板岩等过渡性岩石，并常出现凝灰质类岩石。岩石颜色较深，有机碳含量较高，常出现同生黄铁矿等。③遭受变质作用后主要形成变余凝灰岩、变余沉凝灰岩、变余砂岩、变余粉砂岩、细砂岩、含砾砂岩、粉砂质板岩、板岩、绢云母板岩、变余凝灰质砂岩、石英绢云母千枚岩、绢云母石英岩等浅变质变碎屑岩。它们是主要的容矿岩石。④常见硅铝质泥质岩与细碎屑岩互层、硅铝质碎屑岩与碳酸盐岩互层，构成特定的

岩性组合，形成矿体的定位空间。

黔东地区最主要的赋矿层位青白口系，它在中国各地均有分布，是大裂谷发育阶段的产物，赋存有极其丰富的矿产资源，成为重要的金属矿床赋存层位。在华南青白口纪裂谷带产出的矿产包括金、铁、铜、铅、锌、钨、锑、锡、锰、钴、硫等。金矿主要分布在中国东南部和川、陕、甘接壤的“金三角”地区。华南地区青白口系各金矿区赋矿地层，含金丰度值普遍高出地壳克拉克值1～2倍，甚至1～2个数量级，均属高丰度值金源层（李志伟等，1999）。岩石类型以炭质陆源细碎屑、泥质建造，钙质泥质岩建造，铁质-镁质碳酸盐岩建造，铁硅质泥岩建造为主。自下而上细分四个矿源层：第一层（次要矿源层），金矿体主要产在石英质碎屑岩的破碎带中或砂岩与板岩接触滑动面上。第二层（主要矿源层），金矿体主要产于碳酸盐岩（特别是铁镁质碳酸盐岩）中，如川陕甘金三角区的金矿床、会东铁索桥矿田；其次产在紫红色铁质板岩夹钙质板岩或泥质灰岩中，如湘西板溪群马底驿组中的金矿床。第三层（主要矿源层），金矿体主要产在炭质板岩中。第四层（次要矿源层），金矿体主要产在板岩、砂质板岩、凝灰质砂岩、凝灰质板岩中，如湘西板溪群五强溪组中的金矿床和黔东南下江群清水江组中的金矿床。由此可见，青白口系作为矿源层及赋矿层位，在各地区虽然主要有其共性，但也是有差异的。

#### 5.2.2.2 *控矿构造*

湘黔接壤区金矿的控矿构造基本相似，具有地质构造对金矿带、矿田、矿床、矿体的逐级控制特点，即：①区域性大断裂往往具有长期活动的特点，它们控制着金矿带的分布，如大兴安岭—太行山—武陵山大断裂体系控制湘西黔东金矿带的分布。北东向大断裂与东西向大断裂系交切部位控制着金矿田的分布，如安化金矿田、天柱金矿田。矿田中的矿床也都发育在大断裂带或其分支断裂中，如漠滨、平茶、肖家矿床分布在天柱—会同东西构造带上。②北北东向背斜或北北东向扭性-扭压性断裂带、脆性-过渡性剪切带、密集构造带，尤其是它们与近东西向构造的交汇处，以及背斜加逆断层构造组合，控制了金矿床（点）的分布，如沃溪、漠滨等金矿床，以及黔东南的同古、坑头、平秋、金井、地稠、天花山、下达等金矿床（点）。③背斜轴部及其剪切带、节理裂隙带、层间剥离带、小断裂交切部位，以及层间断裂系统（层间破碎带、层间剥离构造带）等，控制了金矿体的分布、形态和产状。

邻区虽然构造线方向有变化，但控矿特征基本相同。湘西黔阳铲子坪金矿床受大断裂的韧性剪切带控制，矿体产于北西向脆-韧性断裂破碎带；湘西北阮陵沃溪金锑钨矿床产于古佛山复式背斜北翼，受穹窿状构造控制；桂北龙胜分水坳、福平包金矿床位于马海山短轴背斜北倾伏端，龙胜—永福断裂控制岩相，并与次级、更次级断裂、脆-韧性剪切带、裂隙构成导矿和容矿构造。

石英脉型金矿的控矿构造主要为上部基底和盖层的褶皱和断裂，地壳深部层次和浅部层次构造变形叠加是多期次不同性质构造运动的结果。控矿褶皱主要为复背斜，金矿体主要分布在背斜轴部，两翼和倾伏端的断裂带内。蚀变岩型金矿的控矿断裂为早期韧性或脆-韧性断裂及后期叠加脆性断裂，金矿体定位于剪切带内的次级剪切破碎带、剪切叶理和拉伸线理发育带及脆性断裂叠加带。但各地区金矿的产出部位不同，在靖县—黔阳—溆浦、通道—江口和城步—新化都为加里东期韧性剪切带，金矿明显受这些韧性剪切带的控制，而在黔东天柱—锦屏—黎平地区地表主要发育加里东期脆、韧性、脆性剪切带，赋含

金矿的剪切带（尤其是其北部地区）主要表现为脆性剪切特征。

#### 5.2.2.3 矿体特征

黔东地区与湘西、桂北地区变碎屑岩中热液型金矿的矿体产出特征基本相同，都主要见有石英脉型及蚀变岩型两类金矿化形成的金矿体。矿体形态呈透镜状、薄饼状、扁豆状、脉状等，分别产于层间破碎-剥离带石英脉和切层石英脉带内，分别形成蚀变岩型、石英单脉型和复脉型等金矿体。例如，黔东地区的同古、八克金矿床与湘西地区的漠滨金矿床，金矿体都往往产于层间破碎-蚀变带内，呈层间脉状、透镜状等形态产出。黔东地区的主山冲金矿床与湘西地区的铲子坪金矿床，矿体往往都产于构造破碎蚀变带内，矿体倾角较缓，但后者金矿体主要呈薄饼状或透镜状，而前者较为复杂，有脉状、透镜状、囊状等多种矿体。

#### 5.2.2.4 成矿元素组合

江南地轴西段，包括黔东南及湘西—湘西北地区，为加里东—燕山期的金、锑、钨、铅、锌、银、重晶石成矿带，也称为江南地轴有色稀有金属成矿带之西南段，形成了一系列以低—中温为主的热液型金属矿产，包括变碎屑岩中脉型-蚀变岩型金矿、脉型锑矿、钨矿等。各类矿产独立产出或为共生、伴生关系。

金矿床的成矿元素组合，在湘西地区主要为 Au－Sb－W，如平茶为 Au－Sb－（As－Hg）元素组合，铲子坪金矿床为 Au－As－Sb－（Pb－Cu）组合；湘西北沃溪为 Au－Sb－W 元素组合，上述几种成矿元素均已富集成矿体。这种与金广泛伴生的锑、钨矿化现象可能与该区元古宇高锑富钨有关。桂北龙胜分水坳、福平包金矿床矿化元素组合较为复杂，为 Au－As－Sb－（Cu－Ag）组合，但仅有金富集成矿。黔东天柱—锦屏—黎平地区（及紧邻该区的湘西漠滨）变碎屑岩中的金矿，成矿元素组合一般较为单一，以单金矿化为主，其他组分（如砷、锑等）可以在某些矿点（如剑河南加）富集，但一般没有富集成矿。黔东南从江地区，成矿元素组合较为特殊，为 Cu－Au－Ag 组合，它与其南部的花岗岩区 W－Sn 成矿元素组合在成矿作用方面联系不大。

#### 5.2.2.5 矿石特征

湘黔桂接壤区多数变碎屑岩中热液型金矿的矿物成分、共生矿物组合、矿石结构构造等矿石特征较为相似，也都具有一个特点即矿化类型不同则矿物组分及其共生组合就不同，蚀变岩型金矿与石英脉型金矿相比，前者矿物组分一般较复杂，矿物共生组合类型也较多。同时，矿化类型不同，则矿石的结构构造一般也不同。

但也有明显区别，例如，黔东地区变碎屑岩中热液型金矿的矿物成分比较简单，一般为贫硫化物型矿床，矿物组合以黄铁矿、毒矿、石英、碳酸盐矿物为主，次要矿物为黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、绢云母、绿泥石等，贵金属矿物为自然金，仅个别矿床为富硫（砷）化物型。而湘西、湘西北地区部分金矿床的矿石矿物成分比较复杂，常常有多种金属矿物共（伴）生，如湘西靖平茶金锑矿床和湘西北阮陵沃溪金锑钨矿床分别出现较多的辉锑矿、白钨矿、黑钨矿、闪锌矿等金属矿物。此外，各矿床中载金矿物及金的赋存状态也有一些区别，部分矿床以明金居多（如黔东的平秋、八克、金盏坪，湘西的平茶、铲子坪），部分矿床则以显微、次显微金为主（如黔东的翁浪、地虎，湘西的沃溪，桂北的分水坳），似乎黔东地区显微、次显微金相对较少。

#### 5.2.2.6 围岩蚀变

黔东地区变碎屑岩中热液型金矿与邻区同类型金矿比较，共同特征有：第一，均以赋存于青白口系的金矿床中围岩矿化蚀变较多，一般属于中、低温热液蚀变，主要有硅化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化、碳酸盐化、绢云岩化、粘土化以及由褪色作用形成的“褪色化”等，以硅化、黄铁矿化、毒砂化、褪色化等与金矿化关系最为密切，在前三者同时产出地段形成金矿体的可能性最大；第二，矿化类型不同的金矿，其围岩蚀变不同，一般蚀变岩型金矿比石英脉型金矿的围岩蚀变强度要大，蚀变类型也复杂，如黔东主天冲金矿和湘西铲子坪金矿相对较复杂；第三，本类型金矿的围岩岩石种类虽然较多，但主体是由正常沉积岩经区域变质而形成的各类变质岩，并以硅酸盐类岩石为主，偶尔可出现碳酸盐岩，热液蚀变的温度大多属于低中温范畴，热液蚀变方式主要是沿断裂裂隙充填交代和粒间渗透交代。

论其区别，较明显的是，黔东围岩蚀变（尤其是天柱—锦屏—黎平地区）相对简单和微弱，以硅化、黄铁矿化和碳酸盐化比较普遍，向邻区（北东和南东方向）围岩蚀变强度逐渐增加，类型逐渐变得多样化。

#### 5.2.2.7 金的赋存状态

黔东与湘西地区金的赋存状态基本相同。石英脉型金矿石中的金多为可见金，呈细粒状、片状、树枝状和不规则状等产于石英脉裂隙、晶洞中，次为毒砂、黄铁矿、方铅矿晶隙中的显微、次显微金；蚀变岩型金矿中金则以显微金为主，产于石英、毒砂或黄铁矿的裂隙中或晶体缺陷中，有些包裹于金属硫化物中，金粒形态较为复杂，以微粒状、树枝状、薄片状为主。湘西北沃溪矿床中除黄铁矿及毒砂载金外，辉锑矿中也载金，主要显微粒状及次显微粒状自然金，个别为可见金。

#### 5.2.2.8 成矿时代

华南地区中—新元古代浅变质岩系地层中的变碎屑岩中脉型、蚀变岩型金矿，一般认为是在大致相同的成矿时期形成，经历了相似的形成和变化历程。它们的成矿时代较早，延续时间较长，经历的期次也较多，包括四堡期、晋宁期、加里东期和燕山期。

## 5.3 微细浸染型金矿床

### 5.3.1 区域成矿地质条件

#### 5.3.1.1 区域地质

黔东地区的三都—丹寨微细浸染型金矿，产于江南地块金矿床集中区的西部边缘，本节主要将它与中国微细浸染型金矿的两大成矿区带——滇黔桂（三角区）金矿床集中区和陕甘川三角区金矿床集中区进行对比研究。

滇黔桂金矿床集中区（滇黔桂金三角区）位于滇、桂、黔三省交界处，地处上扬子陆块西南缘与湘桂褶皱系的交接部位以及右江（印支）褶皱带。出露地层以泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系为主。二叠系中夹有峨眉山玄武岩熔岩及（沉）火山碎屑岩（成片分布于西北部地区），二叠系—三叠系中零星见有与峨眉山玄武岩同源异相的辉绿岩小

侵入岩体。以微细浸染型金矿广泛发育为特征。金矿主要产于穹隆、短轴背斜的轴部及周边的次级挠曲和古侵蚀面、层间断裂及挤压破碎带中。金矿赋存于中上二叠统含凝灰质碳酸盐岩（戈塘、泥堡矿床）、（沉）凝灰岩、含凝灰质沉积岩、生物碎屑灰岩，中下二叠统粉砂岩、泥岩及不纯碳酸盐岩中（紫木凼、板其、金牙、高龙等矿床），下泥盆统粉砂岩、泥岩（坡岩、八渡矿床），以及石炭系生物碎屑灰岩（叫曼矿床）中。

陕甘川三角区金矿床集中区（陕甘川金三角区），位于川、陕、甘三省交界处，地处上扬子陆块西北缘的西秦岭—南秦岭华力西—印支期褶皱带、松潘—甘孜印支期褶皱系之东部，以及上扬子陆块的龙门—大巴台缘褶皱带，地质构造复杂，有东西向的玛沁—略阳大断裂和北东向的龙门山断裂通过，次级断裂十分发育。区内以前震旦系碧口群浅变质的沉积—火山岩系为基底，下古生界—中生代为主要盖层。微细浸染型金矿床主要产于松潘地区中上三叠统新都桥组浅变质的黑色含炭泥砂质岩系中，代表性矿床为东北寨、桥桥上和马脑壳等矿床。

江南地块金矿床集中区，微细浸染型金矿主要集中分布于黔东三都—丹寨成矿区和湘中成矿区。湘中成矿区处于南华活动带湘桂褶皱系的东段，其南东被醴陵—耒阳大断裂所切，北以宜春—柳州弧形深断裂为界，与扬子陆块上的江南地块呈马蹄形相接。微细浸染型金矿床主要产于中泥盆统半山组浊积相粉砂岩、泥质粉砂岩夹杂砂岩中。已知金矿床规模较小，以高家坳、石峡、白云铺矿床为代表。

#### 5.3.1.2 大地构造环境与含金建造

微细浸染型金矿都发育于地壳活动较为强烈的部位——扬子陆块边缘坳陷和周边陆缘活动带，尤以扬子陆块西北和西南的陆缘和陆间印支褶皱带最为重要，几乎集中了所有大型和特大型金矿床。

微细浸染型金矿主要位于地幔陡坡带。陕甘川金三角区金矿位于中国西部环形地幔陡坡带东段（喜马拉雅地幔陡坡带）。黔西南地处滇黔幔坳的西南部，峨眉地幔热柱构造活动区为边缘地带的次级幔隆区——陆块边缘裂谷或裂陷槽；黔东地区微细浸染型金矿处于东部地幔陡坡带。

微细浸染型金矿含金建造的沉积盆地（滇黔桂右江盆地、湘桂粤盆地、松潘—甘孜盆地），都是在克拉通边缘大陆型地壳基底之上经拉张裂陷而形成的大陆边缘张性盆地。在华力西期—印支期，处于扬子陆块西南缘的黔、桂、滇三角地区和西北缘的松潘—甘孜地区，受古特提斯洋影响，在海盆内形成有浊流沉积的细碎屑岩—碳酸盐岩建造，其中所夹的“黑色岩系”为矿源层（陈毓川等，2001）。二叠纪时拉张裂陷活动加剧，导致大面积玄武岩流喷溢和广泛的热水硅质沉积，并提供了大量初始成矿物质。早—中三叠世因西部特提斯洋的平移拉张，使黔桂滇地区和西秦岭地区的裂陷进一步加深，沉积了包括浊积岩在内的（类）复理石建造和部分碳酸盐岩建造。在松潘—甘孜地区，经晚二叠世末至早三叠世的上隆后，中—晚三叠世重新裂陷，沉积了以细碎屑岩为主的复理石建造和碳酸盐岩建造，并夹有火山熔岩和凝灰岩岩层。该时期发育的许多与被动大陆边缘裂谷（裂陷）作用有关的同生断裂具有控矿作用，对于含金建造的形成具有重要意义。

三都—丹寨地区也位于扬子准地台与华南褶皱带的过渡地带，是一长期构造活动带，近南北向的古同生断裂也具有控制沉积盆地和岩相的作用，决定了该区含金建造中成矿物质的初始富集，使震旦纪和早寒武世黑色岩系中的金、汞、砷、锑等成矿物质具有了初始富集的特征。

#### 5.3.1.3 岩浆活动

黔东三都—丹寨地区金矿的形成与岩浆活动有一定的关系，这与滇黔桂金三角区和陕甘川金三角区（东北寨金矿）的微细浸染型金矿类似，各类比区金矿形成与岩浆活动的关系主要表现在以下方面。

第一，滇黔桂金三角区的大陆溢流拉斑玄武岩——峨眉山玄武岩分布区及其东南缘的凝灰岩分布区控制了火山凝灰岩中微细浸染型金矿的区域分布，是峨眉山玄武岩喷发使富钠的火山物质在喷溢过程中携带大量金（锑）等成矿物质，导致二叠系茅口组顶部含硅质灰岩、峨眉山玄武岩组火山碎屑岩（及玄武岩）、龙潭组泥质碎屑岩等，普遍富含火山物质和成金物质，成为初始矿源层，而峨眉山玄武岩喷发是地幔热柱活动的直接产物，因此地幔热柱为金矿形成提供了矿质来源（陶平等，2005a）。同样，在松潘地区也夹有中基性熔岩和凝灰岩等，表明在海底火山和气液喷发活动中，从上地幔或下地壳携带出大量成矿物质，并参与了含金建造的沉积。

第二，在黔西南及桂西北三叠纪地层中，虽未见大的侵入岩基，但航空磁测资料表明，册亨—望谟—贞丰一线近南北向及北西向隐伏着规模较大的燕山期幔源基性、超基性岩体；隐伏岩体分布区正好为金矿床分布密集地带，说明金矿床的形成与燕山期地壳拉张事件相应的幔源基性、超基性岩脉贯入可能有空间联系。朱赖民等（1997）研究发现，本区金矿床与幔源岩脉贯入伴随的深源流体活动可能存在潜在的成因联系——沿深大断裂上升的深源流体在上升过程中活化地层中的成矿物质及矿化剂使之进入其中，因此可能使地壳在垂向上形成一个与深源流体有关的上升成矿体系，在适宜的构造、地层岩性及物理化学条件下，导致了本区不同层位控矿的格局。

### 5.3.2 矿床特征类比

#### 5.3.2.1 赋矿层位

本类型金矿赋矿地层在中国时代跨度较大，从震旦纪到三叠纪地层均有金矿化出现，但主要是三叠系，其次是泥盆系和二叠系。本节的几个类比区域中，黔桂滇金三角区和陕甘川金三角区（重点是川西北成矿区），赋矿地层主要是三叠系，其次是泥盆系和二叠系，湘中成矿区赋矿地层主要是泥盆系（图5.4）。

滇桂黔金三角区金矿主要产于中上二叠统含凝灰质碳酸盐岩、（沉）火山凝灰岩、含凝灰质沉积岩、生物碎屑灰岩，中下三叠统粉砂岩、泥岩及不纯碳酸盐岩，下泥盆统粉砂岩、泥岩，以及石炭系生物碎屑灰岩中。虽然在泥盆、石炭、二叠、三叠系中都有分布，但大多数大、中型金矿床产于三叠系和二叠系中，分别如烂泥沟、百地、丫他、板其、金牙、高龙和水银洞、泥堡、戈塘等金矿床。三叠系许满组、边阳组、百逢组和二叠系龙潭组、峨眉山玄武岩组是最主要的含矿层位。总体来看，容矿岩石包括三类，即含泥质细碎屑岩类（滨岸潮坪相、滨海潮坪相、海陆交互相、广海盆地边缘斜坡相浊积岩等）、（沉）火山碎屑沉积岩类、不纯碳酸盐岩类（局限—半局限台地相）。

川西北成矿区微细浸染型金矿主要产于三叠系，其次为泥盆系和志留系。均为含炭粉砂质复理石建造，容矿岩石为火山凝灰质板岩、炭质板岩、炭质粉砂质板岩、硅质岩和灰岩及侵位的闪长玢（斑）岩、花岗斑岩等，以富含炭质、泥质为特征。

黔东三都—丹寨地区微细浸染型金矿的赋矿层位比类比区老，主要为寒武系和奥陶系。但容矿岩石比较类似，包含两类，主要为不纯碳酸盐岩类，次为泥质细碎屑岩类。三都—丹寨地区金矿与各类比区一样，都富含有机质，有机质分为原始沉积型有机质、热液改造型有机质和构造运移型有机质。有机碳含量与其金含量之间常呈正相关关系，在其矿化蚀变断裂破碎带内，有机碳含量亦与金含量常呈正相关关系。

#### 5.3.2.2 控矿构造

各类比区的控矿构造比较类似，微细浸染型金矿一般形成于地壳浅层次的构造变形带内，以及深（大）断裂、基底断裂的继承性活动带内，深（大）断裂控制了金矿集中区或金矿成矿区的分布，各级断裂及背斜分别控制了矿床、矿体的分布。

滇黔桂金三角成矿区大断裂控制了金三角区的分布。大的断裂带及背斜（穹窿、短轴背斜及长轴背斜的局部隆起）控制了金矿田、金矿床的分布。控矿断裂主要为高角度纵断裂带及其各种派生断裂、层间断裂和层间裂隙等，分别控制了矿体群及矿体的分布，矿体主要定位于次级背斜及背斜倾伏端、转折端及翼部，断裂破碎带及交叉部位，尤其是沿不整合面发育的断裂破碎带（陶平等，2002）。

川西北微细浸染型金矿成矿区的金成矿带及金矿床也明显受构造的控制。金矿矿源层与赋矿建造的形成受控于大洋或裂谷火山岩盆地及复理石盆地，区域断裂控制着金成矿带及金矿床的空间分布，金矿体主要产于断裂产状变化部位、两组断裂的交汇部位以及碎裂岩与构造透镜的接合部位（王全伟等，2004）。

黔东三都—丹寨地区微细浸染型金矿具有多级控矿特征，只是控矿构造种类相对少一些，简单一些。该区近南北向的控矿大断裂往往是古同生断裂，通过控制沉积盆地和岩相决定了该区地层中成矿物质的（喷流沉积）初始富集——形成含金建造，然后在地史发展过程中多期次地控制着矿质的进一步富集，直到燕山期控制着工业矿床的最后形成。因此，形成的矿床具有改造成因成矿的特点。

#### 5.3.2.3 矿体特征

各类比区内微细浸染型金矿床都具有该类型金矿体的一些基本特征，但也有不同之处。黔东三都—丹寨地区金矿体及川西北地区金矿体多产于断层破碎带或层间剥离带内，呈脉状、透镜状、扁豆状、囊状等，矿体形态及产状受地层产状控制较少；滇黔桂金三角区和湘中成矿区微细浸染型金矿体，除普遍见有此类以断裂控制为主的矿体外，尚有较多受岩层及其层间断裂控制的矿体，矿体呈似层状、透镜状、不规则状等沿层间断裂分布。

#### 5.3.2.4 成矿元素组合

华南地区盛产金、锑、铅、锌、钼、铀、铊、雌黄、雄黄和重晶石等中、低温热液矿产，并以金、锑、汞矿化为代表。微细浸染型金矿矿床（点）共生或伴生的矿种有汞、锑、砷等矿床（点），以及铊矿化、铀矿化点等。成矿元素共生组合包括 Au、As、Sb、Hg、Tl、U、Bi、Cu、Pb、Zn、Ba、Mo 等，主要是 Au、As、Sb、Hg、(Tl、U)。

滇黔桂金矿床集中区微细浸染型金矿虽然矿化元素组合总体为 Au－As－Sb－Hg。细分为三个亚组合：中—上二叠统火山-陆源碎屑岩及火山沉积建造中的金矿主要为 Au－As－Sb 组合；不纯的碳酸盐岩及粘土岩的金矿主要为 Au－Hg（U、Tl）；中三叠统主要为 Au－As－（Sb）组合，一般仅有金富集成矿，As－Sb－Hg 一般仅为富集（故成为找金的指示

元素），少数形成矿体或矿化体。

川西北地区的东北寨金矿床为 Au－As－Hg－Sb 组合，马脑壳金矿床为 Au－As－Sb－W 组合。

湘中成矿区的微细浸染型金矿为 Au、As－Sb－Hg－（Pb－Zn）组合。

黔东三都—丹寨地区微细浸染型金矿带的成矿元素组合总体为 Hg－Sb－As－Au，具体到该矿段的南、北两段分别进一步划分为 Sb－As－Au－（Hg）组合和 Hg－As－Au－（Sb）组合，分别形成了锑金矿床和汞金矿床。

以上各区 Au、As、Sb、Hg 等成矿元素组合，在矿带、矿田、矿床、矿体等不同层次中的共生性，是由这些成矿元素地球化学性质的内在统一性及金、汞、砷、锑等成矿物质的大规模超常聚集决定的（李红阳等，2002）。这些元素在地球化学性质方面的内在差异性，又决定了其时空分布上的分异性或在不同的地质、物化条件下的最终形成与定位，从而导致汞、金、锑矿床的共生分异或“同源异位”的特点。

#### 5.3.2.5 矿石特征

黔东三都—丹寨地区各个微细浸染型金矿床，矿石类型共有黄铁矿型、毒砂-辉锑矿-黄铁矿型、辉锑矿—黄铁矿型、黄铁矿-毒砂型等，总体与滇黔桂金三角区较为相似。因此其矿石矿物成分、结构构造等也与滇黔桂金三角区有些相似。但具体对比各矿床（点），矿石特征区别是比较大的，以致于最终形成的共生、伴生矿产组合也不尽相同。

将黔东三都—丹寨地区与另两个类比区微细浸染型金矿床相比较，其区别比较大，尤其是与川甘陕金三角区东北寨、马脑壳金矿的区别较大（表 5.4），主要由于矿体产出的地质构造环境和含金建造不同所致。

#### 5.3.2.6 围岩蚀变

在黔东地区及其各类比区内的微细浸染型金矿，都普遍发育的围岩蚀变主要为硅化、黄铁矿化、粘土化等，这些围岩蚀变与金矿化密切相关。

除上述蚀变类型外，各类比区还因地质成矿背景不同而发育了各自特有的围岩蚀变，使其各具特色。例如，滇黔桂金矿床集中区中—上二叠统火山-陆源碎屑岩中金矿见有萤石化、重晶石化、辉锑矿化，不纯碳酸盐岩和粘土岩中金矿见有碳酸盐化、辰砂化，中三叠统金矿中见有毒砂化、雄黄化等。而黔东三都—丹寨地区的汞金矿床及锑金矿床中的金矿体附近都主要发育毒砂化，它与硅化、黄铁矿化等共同构成了与金矿化密切相关的围岩蚀变，而其他蚀变主要发育于矿床中的锑矿体、汞矿体附近，与金矿关系较小。因此，相对其他类比区而言，黔东三都—丹寨地区金矿围岩蚀变较简单。

**表 5.4 中国几个细碎屑岩-碳酸盐岩中微细浸染型金矿成矿区比较**

| 成矿区名称 | 滇黔桂金三角区 | 江南地块金矿床集中区（限于湘中成矿区） | 川甘陕金三角区（限于东北寨、马脑壳等矿床） |
|---|---|---|---|
| 赋矿层位及容矿岩石 | 中上二叠统含凝灰质细碎屑岩及灰岩、（沉）火山凝灰岩；中下三叠统粉砂岩、泥岩及不纯碳酸盐岩；下泥盆统粉砂岩、泥岩；石炭系生物屑灰岩 | 中泥盆统半山组浊积相粉砂岩，泥质粉砂岩夹杂砂岩，次为跳马涧组，个别产于奥陶系、震旦系、志留系、石炭系 | 以二叠系为主，次为泥盆系和志留系。容矿岩石为火山凝灰质板岩、炭质板岩、炭质粉砂质板岩、硅质岩和灰岩及侵位的闪长玢（斑）岩、花岗斑岩等 |

续表

| 成矿区名称 | | 滇黔桂金三角区 | 江南地块金矿床集中区（限于湘中成矿区） | 川甘陕金三角区（限于东北寨、马脑壳等矿床） |
|---|---|---|---|---|
| 控矿构造 | 大地构造位置 | 南华活动带右江褶皱带与扬子陆块西南缘交界处 | 扬子板块东南缘的湘中龙山—白马山东西向隆起构造带西部 | 扬子地台西北缘、昆仑—秦岭地槽褶皱系和三江地槽褶皱的交接部位 |
| | 褶皱 | 受背斜控制，特别是其轴部、近轴部、倾伏端的层间断裂及与切层断裂的交汇部位 | 穹窿控制大面积金矿化，穹窿周边的次级背斜控制矿带分布，每个背斜常对应一个矿带 | 一般受控于背斜核部及近核部，如马脑壳矿床位于马脑壳倒转背斜 |
| | 断裂 | 金三角区受师宗—弥勒大断裂、紫云—南丹大断裂控制。褶皱-逆冲构造和一系列南北向变形构造，以及南北向、东西向、北西向三组构造的相互交切为成矿提供了有利空间 | 本成矿区受控于各方向深（基底）断裂，各矿带受控于大断裂，矿体受控于北西向断裂及顺不整合面的滑脱构造和与之沟通的断裂带、脆-韧性剪切带等 | 矿带受控于龙门山深断裂和甘孜—理塘深断裂等区域断裂；矿床受控于古同生大型断裂、多组构造交汇和环状构造边缘；矿体产于断裂产状变化处、断裂交汇处、碎裂岩与构造透镜接合处 |
| 与岩浆作用的关系 | | 峨眉山玄武岩组及相邻含凝灰质岩石的地层金含量较高，构成含金建造 | 加里东至燕山等期岩浆侵入体出露或隐伏于穹窿构造之下，为成矿提供一定的热源 | 夹有中基性熔岩和凝灰岩，构成含金建造。岩浆活动控制大水、哲波、阿西、金木达、联合村等金矿分布 |
| 矿体特征 | | 矿体呈似层状、透镜状沿层间断裂分布，或呈脉状、板状、漏斗状沿陡—缓倾角切层断裂及断裂交汇处分布 | 矿体呈似层状、透镜状、脉状产于地层、蚀变带中，产状分别与岩层产状、断裂带产状一致。有膨缩及分支复合现象 | 矿体呈脉状、透镜状产于浅部脆性剪切带内的碎裂岩带及角砾岩带内，矿化强度及矿体形态受剪切带控制 |
| 矿石特征 | 矿石类型 | 黄铁矿型；毒砂-黄铁矿型；辰砂-黄铁矿型；辉锑矿型；硅质型 | 黄铁矿型；雄黄-黄铁矿型 | 黄铁矿-（毒砂）型；雄黄-黄铁矿-（辉锑矿）型 |
| | 矿石矿物成分 | 含砷黄铁矿、毒砂、粘土矿物、石英为主，次为辉锑矿、辰砂、雄黄、雌黄、辉铜矿、辉铋矿 | 以黄铁矿为主，偶见白铁矿、闪锌矿、辉锑矿、辉银矿、毒砂等 | 主要为黄铁矿、雄黄、石英、方解石、辉锑矿、毒砂和自然金（少见），次为自然砷、绢云母以及石墨和沥青等炭质物 |
| | 矿石结构构造 | 斑状变晶、环带状、半自形晶粒结构；浸染状、角砾状、细脉浸染状构造 | 粉砂状、砂状、碎裂状结构；块状、浸染状、网状构造 | 变余生物、压力影、压碎、包含、交代等结构，角砾状、细脉浸染状、网脉状等构造 |
| | 载金矿物 | 以黄铁矿、毒砂为主，粘土矿物、方解石、白云石为次 | 黄铁矿 | 黄铁矿、毒砂、辉锑矿、雄黄、白铁矿等 |
| | 成矿元素组合 | Au、As 为主，次为 Sb、Hg（Tl） | Au、As、Sb、Hg、W | 东北寨 Au、As、Hg、Sb；马脑壳 Au、As、Sb、W |
| 围岩蚀变 | | 主要为硅化、黄铁矿化、毒砂化、粘土化，次为重晶石化、辉锑矿化、萤石化、铁白云石化、方解石化等 | 硅化、黄铁矿化、毒砂化、褪色化、绢云母化、重晶石化 | 主要为硅化、黄铁矿化、粘土化，次为碳酸盐化、雄黄化、绢云母化、石墨化 |
| 成矿时代 | | 燕山期 | 燕山期 | 印支期末—燕山期 |
| 典型矿床 | | 紫木凼、烂泥塘、水银洞、泥堡、戈塘、板其、金牙、高龙、明山、田湾、金竹洞、革当、札村、胜境关 | 高家坳、白云铺、掉水洞、廖家坪、太平、小涟河、罗家坪、清江桥 | 东北寨、丘洛、马脑壳、联合村、桥桥上和哲波山等 |

#### 5.3.2.7 金的赋存状态

各区微细浸染型金矿中的金矿物，粒度微细，以超显微金为主，多数是以黄铁矿、毒砂、辉锑矿、石英、粘土矿物等为载金矿物，呈包裹体金、裂隙金和晶隙金形式存在。而载金矿物（尤其是金属矿物）又常常呈浸染状分布于矿石中，以至于矿体与围岩之间无明显界线。

载金矿物以滇黔桂金矿床集中区各金矿床中最多。该区中一上二叠统火山-陆源碎屑岩、火山沉积中的金矿载金矿物主要为黄铁矿，其次为毒砂、粘土矿物；不纯的碳酸盐岩、粘土岩中的金矿载金矿物主要为黄铁矿，其次为方解石、白云石；而中三叠统中的微细浸染型金矿的载金矿物主要为毒砂，其次为黄铁矿和粘土矿物。

黔东三都—丹寨地区微细浸染型金矿的载金矿物主要为毒砂，其次为砷黄铁矿、黄铁矿，再次为辉锑矿、辰砂。与其上对比可知，本区与滇黔桂金矿床集中区三叠统中的微细浸染型金矿有些相似。川西北的东北寨金矿床也与之相似，载金矿物为黄铁矿、毒砂、辉锑矿、雄黄、白铁矿等。

#### 5.3.2.8 成矿时代

近年来关于成矿时代的研究成果表明，尽管各类比区微细浸染型金矿赋矿层位差别较大，但其成矿时代差别不大，一般认为主成矿期是燕山期或印支期—燕山期，各矿床形成于大致相似的大地构造环境和大致相同的地质演化、成矿作用历程中。

# 6 变碎屑岩型金矿成矿作用分析

从大区域看，黔东地区位于中国濒太平洋成矿带。黔东地区在中国属扬子地台（陆块）铜、金、银、铅、锌、锑、锡、锰、铝土矿、金刚石、（铁、钛、稀土、汞）成矿区的中南部。具体地说，研究区变碎屑岩型金矿集中分布于天柱—锦屏—黎平、从江和梵净山三个地区。前两地区产出金矿床（点）最多，规模也最大。

黔东地区的变碎屑岩型金矿，有分布在不同大地构造结合部位的特点。研究区的金矿是扬子陆块与华南活动带结合部位成矿带的南西段，该带呈北东向展布，经湖南延伸到江西。

研究区处于中国东部的北北东走向的“大兴安岭—太行山—武陵山”重力梯级带的南端。重力场具典型的大陆异常特征，异常值均为负值，总体有“东高西低”的特征。最大重力场值为 $-60\times10^{5}$ m/s$^{2}$，分布于北东部天柱、白市附近，最小重力场值为 $-100\times10^{5}\sim-110\times10^{5}$ m/s$^{2}$，分布于剑河、榕江、宰便一线。

## 6.1 构造与金矿的关系

黔东地区构造比较复杂，有不同组合类型的构造形迹。构造的形成作用和和金矿的成矿作用关系密切，构造形迹与金矿的关系更为密切，对金矿有明显的控制。控矿构造主要有断裂、褶皱和韧性剪切带。

断裂带本身金含量比较高。通过区内 106 条断裂带样品分析，Au 的平均含量达 $4.26\times10^{-9}$，尤其发育在前震旦系变质岩系中的断裂带金含量更高，其平均值可达 $4.88\times10^{-9}$，为区域地层平均值的 2 倍。明显高于地壳的克拉克值（余大龙等，1999）。

不同方向组的断裂破碎带，金含量特征也不一样。对北东向断裂破碎带上的 84 件原生晕地球化学样品分析结果表明，该组破碎带 Au 的最高含量为 $60\times10^{-9}$，平均含量为 $15.62\times10^{-9}$，背景值为 $2.05\times10^{-9}$，金的相对含量不高，仅有金矿化，没有成矿，为导矿构造。北东东向断裂破碎带 48 件原生晕地球化学样品分析结果表明，该断裂破碎带 Au 的最高含量为 $8000\times10^{-9}$，平均含量为 $193.14\times10^{-9}$，背景值为 $24.15\times10^{-9}$，异常下限为 $84.77\times10^{-9}$，为容矿构造。北西向断裂破碎带中的 12 件原生晕地球化学样品分析结果表明，Au、As、Sb、Hg 四个元素的平均值分别为 $14.87\times10^{-9}$、$17.50\times10^{-9}$、$63\times10^{-9}$和 $0.10\times10^{-9}$，分布比较均匀，该组破碎带也仅仅发育金矿化（黎应书等，2004）。

区内的主要金矿床，明显受加里东期形成的近东西向和北东向展布的褶皱和断裂控制（卢焕章等，2005）。这也说明，加里东期的构造运动与金矿的成矿作用关系密切。前面已论述到加里东期形成的构造形迹对金矿的控制，这里简要概括一下：

东西向构造带控制了较多金矿田的分布，例如：凯寨—高酿基底断裂带与北东向断裂交切部位控制的天柱高酿金矿田，凯里—台江—剑河—启蒙基底断裂带与北东向断裂带控

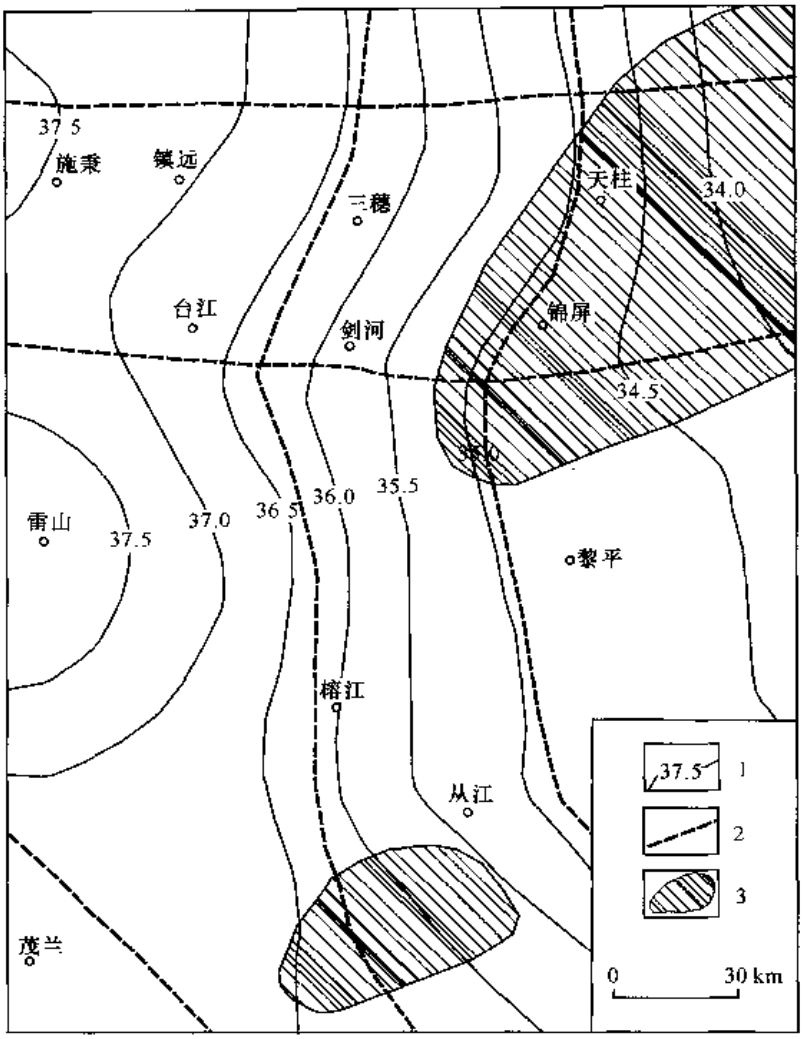



图 6.1　贵州东部莫霍面深度、物探资料推测深部断裂和热液金矿分布

（据卡亮，2003，修编）

1—莫霍面深度（km）；2—物探资料推测深部断裂；3—主要热液金矿分布区

制了同占一南加金矿田的分布。北北东向背斜或北北东向扭性、扭压性剪切断裂带、密集构造带控制了金矿床（点）的分布。各矿床（点）多呈带状沿背斜轴部发育的北北东向、北东向、东西向断裂交汇部位分布。背斜轴部、层间剥离带、剪切带和小断裂等控制了金矿体的分布、形态和产状，是主要的容矿构造。

不同力学性质构造形迹控制不同类型的金矿化。石英脉型金矿体主要分布在沿张性构造充填形成的含金石英脉内；在张性层间剥离带和背斜轴部虚脱空间，以及纵向张性小断裂中，也常形成石英脉充填的脉金矿体。蚀变岩型金矿体主要是沿多期活动的断裂带分布，这些断裂带主要受挤压和剪切作用形成，蚀变岩型金矿多分布于压扭—扭性小断裂密集带及劈理密集带。

最新的黔东地区构造研究结果认为，该区存在变质核杂岩构造，金矿受该类构造控制明显。是否为变质核杂岩构造体系还不完全确定，但大量区域地质调查资料表明，贵州东

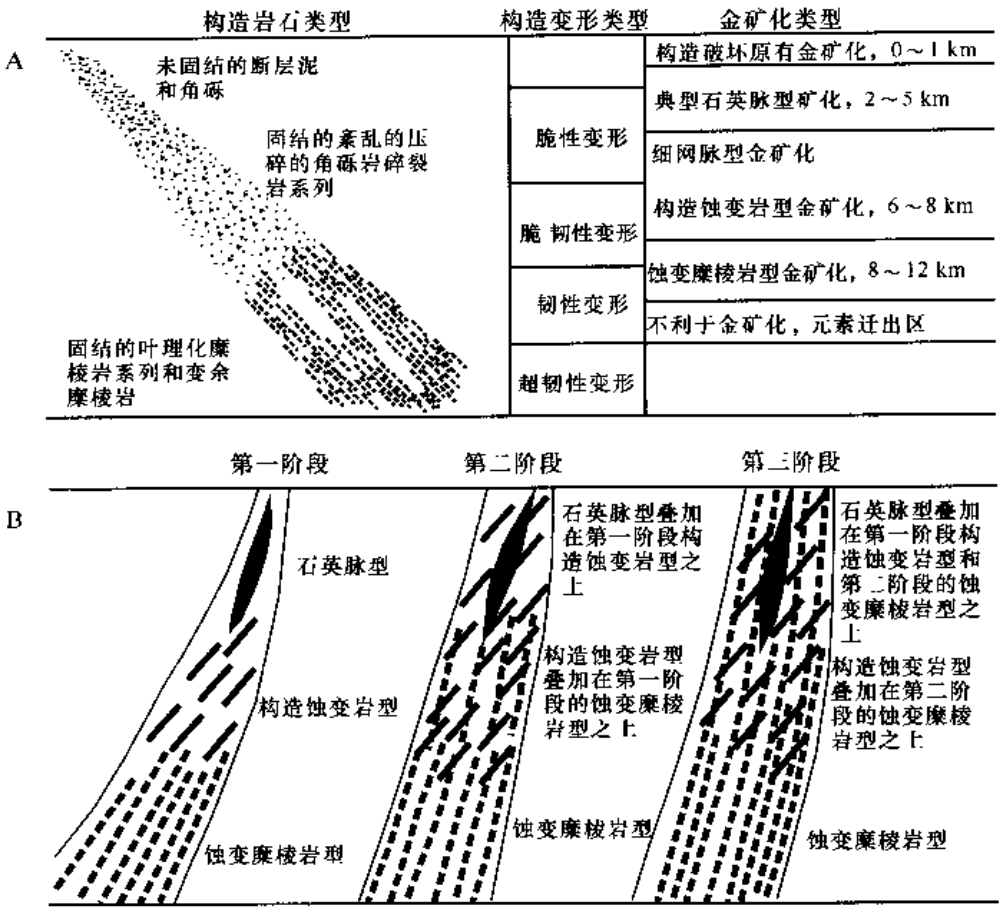



图 6.2　石英脉型、蚀变岩型金矿与构造之间的关系

（据陈柏林，2000 修编）

A. 断裂带中不同构造岩石类型、构造变形类型和金矿化类型之间的关系；B. 不同构造变形阶段构造岩石类型和金矿化类型的叠加关系

部确实存在规模较大的滑脱构造，滑脱面往往和区域不整合面一致。控矿特征具体表现在两个方面：①主滑脱构造带控矿。金矿产在下江群甲路组，矿体沿滑脱构造带呈带状、串珠状分布。以从江地区地虎、翁浪金矿为代表，主要出现金、铜、铅、锌组合，脉石矿物以石英为主。②主滑脱构造带上盘的次级滑脱构造带控矿。金矿产在下江群清水江组、平略组和隆里组等，矿体沿顺层滑脱构造带呈带状、串珠状分布，同时也出现一系列派生切层的断层控矿。以黔东南地区的铜鼓花桥、八克、金井、辣子坪等金矿为代表，主要出现金、砷、铁、铅、锌组合，脉石矿物亦以石英为主。

深部构造对成矿作用和矿床成因及其分布规律等的控制和影响至关重要。根据地球物理特征和其他地质特征综合分析，可以判断出贵州东部的几条重要的深断裂带：①松桃—剑河—榕江断裂带，沿断裂带在北端梵净山、南端摩天岭和中部雷公山断续分布有基性（偏碱性）—超基性小岩体，北端和南端又分布着白岗岩、花岗岩两种岩体。该带反映了扬子地台与华南褶皱带在深部的地质构造分界线。②紫荆关—黄桑田—青溪断裂带，为与重磁异常吻合的断裂，该断裂带的中西端南北两侧附近出露有偏碱性超基性岩小岩体群

(带)。该带向西延伸可与中国西部地区全国性“贺兰山—龙门山—乌蒙山”巨型重力梯度带相交。③水尾—下江—从江断裂亦为与重磁异常吻合的断裂，有基性—超基性岩体、花岗岩体露头，分布于负剩余密度体上，为控矿断裂。④施洞口—蕉溪断裂带，该断裂带与地表暴露的、醒目的施洞口逆冲断裂系极其吻合，基本反映了扬子地台与华南褶皱带两构造单元在地表的接触部位。该带上有偏碱性超基性岩侵位，此断裂带控制沉积岩的相带分布，为早中寒武世地层和沉积岩相的分界线。从区内已知矿床（点）的分布特点和研究成果来看，均受深部地质构造的控制和影响（王亮，2003）。贵州东部的变碎屑岩中的金矿主要分布在被深断裂夹持的莫霍面由陡变缓的变化部位（图6.1）

含金构造形变类型决定或控制金矿化类型。深层次的韧性超韧性变形为元素迁出区，一般不利于金矿化。韧性变形含金构造控制蚀变糜棱岩型金矿化，韧-脆性变形含金构造控制构造蚀变岩型金矿化，脆性变形含金构造控制石英脉型金矿化（图6.2）。对于韧性剪切带和未叠加蚀变矿化的糜棱岩来说，往往是构造变形越强，金含量越低，但在蚀变糜棱岩型金矿床中，已经叠加蚀变矿化的糜棱岩若构造变形越强，金含量越高。多阶段的构造和金矿化的叠加，构成复杂的矿化类型叠加组合型式（图6.2）是形成大型特大型金矿床的重要条件（陈柏林，2000）。研究区目前发现的主要的变碎屑岩型金矿工业类型主要为石英脉型和蚀变岩型，这两类金矿空间分布和成因关系都非常密切，可能是同成矿作用的产物。到目前为止，黔东地区，还没有发现大型金矿床。我们的勘探深度一般小于500 m，深度不够。从类型上看，目前发现和开采的以石英脉型金矿为主。因此，根据以上分析，进一步寻找金矿，除继续寻找石英脉型金矿外，要把重点放在寻找蚀变岩型金矿上，同时要增加勘探的深度。

## 6.2 金和流体来源

贵州东部石英脉型金矿成矿作用过程中，金和成矿流体的来源是一个长期讨论的热点。总的来看，大部分研究者认为成矿金来源于围岩，也有人认为来源于表浅层以下的地质体。成矿流体一般认为是来源于变质水和大气降水的不均匀混合流体，但也有人认为有深源（包括岩浆水）流体的混入。金的来源和流体来源关系密切，因此本文将两者合在一起讨论。

1）一种观点认为成矿物质金来源于围岩。也就是说围岩即是容矿岩石也是矿源层。主要依据如下。①围岩中金的平均含量大大高于地壳中金的克拉克值（$3.5\times10^{-9}$）。有大量的测试结果作依据：黔东南地区隆里组和拱洞组Au的平均含量分别为$108.48\times10^{-9}$和$25.69\times10^{-9}$（黎应书等，2004）；磨山—油磨坳一带清水江组远矿围岩凝灰质板岩中的Au的平均含量为$54.0\times10^{-9}$（张杰等，1997b）；黔东南丹洲群沉积变质岩的Au含量为$45\times10^{-9}\sim55\times10^{-9}$（刘崇本，1993）；黔东南地区新元古代地层隆里组的平均Au含量为$108.48\times10^{-9}$，拱洞组为$25.69\times10^{-9}$，其他地层为$0.43\times10^{-9}\sim2.73\times10^{-9}$（黎应书等，2004）；梵净山地区金厂金矿围岩（板岩）的Au含量平均高达$1520\times10^{-9}$（田文，1996）。②矿脉与围岩凝灰质板岩在稀土元素组成模式上，反映出两者在地球化学演化方面有一致性和继承性，显示成矿物质可能与稀土元素一样来源于围岩。在磨山、油磨坳、桐落坪地区，含矿围岩中的凝灰质板岩的$\sum$REE为$162.27\times10^{-6}\sim280.35\times10^{-6}$，

$\sum Ce/\sum Y$ 为 2.79～4.66，以轻稀土富集为特征；$\delta Eu$ 为 0.62～0.75，具铕负异常特征。凝灰质板岩的 $\delta Eu$ 和 $\sum LREE/\sum HREE$ 与太古代沉积岩相似，说明其继承了沉积岩特征。含金石英脉 $\sum REE$ 为 $60.50\times10^{-6}$～$106.97\times10^{-6}$，$\sum Ce/\sum Y$ 为 2.0～3.16，也为轻稀土富集，这与含矿围岩凝灰质板岩基本一致。③稳定同位素特征显示了成矿物质来源于围岩地层。对毒砂和黄铁矿中硫同位素测试结果表明，$\delta^{34}S$ 为 8.3‰～12.54‰，分布集中，代表硫源比较单一。将 $\delta^{34}S$ 的平均值 10.4‰代表本区成矿溶液的 $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ 值可知，$^{34}S$ 主要来源于地层还原硫（张杰等，1997a）。

2）另一种观点认为成矿物质金的来源和周围地层没有多大关系。余大龙等（1999）通过对产石英脉型金矿含矿地层岩石进行了比较系统的采样，测试分析 400 多件样品的结果表明，地层中 Au 的平均值为 $2.33\times10^{-9}$，与中国地壳克拉克值 $2.25\times10^{-9}$ 和全球克拉克值 $2.19\times10^{-9}$ 一致，矿区地层（围岩）的金含量与区域地层也基本一致。因此，提出金质来源与赋矿地层关系不大（余大龙等，1999）。

3）还有一种观点认为流体来源于地层和大气降水。通过对氧同位素特征的研究结果表明，成矿流体由变质水和大气降水不均匀混合而成。含矿石英脉中的包裹体内，$\delta^{18}O$ 为 15.46‰～18.04‰，$\delta D_{H_2O}$ 为 －42.40‰～－87.60‰，$\delta O_{H_2O}$ 为 4.6‰～7.0‰。通过 $\delta D-\delta O_{H_2O}$ 图解发现，包裹体中的水是变质水和地表大气降水的不均匀混合物（张杰等，1997a）。

4）一种认识是成矿物质来源于深部。对贵州东部 13 个矿床（点），24 个自然金样品，161 个点的电子探针测试表明，区内自然金的 Au 含量平均值大于 900‰，属高成色。一般认为变质深度越大，成矿时间越早、温度越高，则成色越高。从金的成色与已有研究成果对比来看，金的成矿时代为 1700～2000 Ma，特征与产于中级变质岩系中的深度较大的高中温金矿床相似（余大龙等，1997c）。

八克地区金矿的铅同位素数据均落在卡农（Cannon）普通铅演化三角图的小三角形范围内，为正常铅，组成均一，表明这些铅是从深部源上移的产物。毒砂样品中的 $\delta^{34}S$ 的测定结果为 1.6‰和 5.0‰；梵净山地区辉绿岩中含金石英脉中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 为 2.52‰～2.99‰。这些低的 $\delta^{34}S$ 值，具陨石硫的特点，反映硫可能来源于深部。通过对 $H_2O$ 同位素分析得出，$\delta D=-66.5$‰，$\delta^{18}O=17.46$‰，将其投影到 $\delta D-\delta^{18}O_{H_2O}$ 关系图中，显示其来源靠近岩浆水边缘。八克地区金矿石英脉中，普遍含有 $CO_2$ 包裹体，占原生包裹体的 95%左右。一般认为，深部流体 $CO_2$ 含量高（田文，1996；余大龙等，1997b）。

邻区湖南沃溪金矿的氢氧同位素数据显示流体来源于岩浆水。漠滨金矿和淘金冲金矿的氢氧同位素数据表明，早期成矿阶段成矿流体为岩浆水、中晚期为古海水和大气降水的混合水，成矿后期则以循环大气降水为主体。硫同位素特征也显示流体是由深部流体和地层流体混合而成。

5）笔者认为，贵州东部石英脉型金矿（包括蚀变岩型金矿）的成矿物质是多来源的。金质有来源于围岩的、也有来源于深部岩浆的；流体有来源于地层和深部的，也有大气降水的混入。由于研究者的侧重点的不同，采样的方法和测试手段的不同，才会有不同的结果和认识。笔者认为贵州东部金矿的形成有深源物质参与还有以下几个因素值得考虑：①主要金矿产出区及其附近有基底断裂通过（卢焕章等，2005；杨光忠，2005），为深部物质上移提供了通道。②金矿产出区有比较多的岩浆岩，这是有深部物质上移的直接

证据；地球物理资料也推断金矿产出区有隐伏岩体存在。③容矿地层并不是集中在某个特定层位，均路组辉绿岩体（金盏坪）、乌叶组（翁浪）、番召组（平秋）、清水江组（金井、金头、八克、辣子坪等）、平略组（虎盆）、隆里组（花桥）等都有金矿产出，如果金质均来源于地层，上述地层都是“矿源层”有待找出新的理论依据。

## 6.3 成矿温度

贵州东部石英脉型金矿的成矿温度，很多学者对大量金矿床（体）做了研究，积累了丰富的资料（表6.1）。采用的方法基本上都是对含金石英脉中的气液包裹体采用均一法测温。笔者统计了22个矿区（床）的40多个矿点（体）3000多个气液包裹体的测温数据。总的来看，其成矿温度主要集中在100～350℃，是中低温热液型矿床。在贵州石英脉型金矿的成矿温度分布中，有一个明显的特征是温度呈现两个区段的特征，这两个段是100～150℃和200～300℃（图6.3）。

**表6.1 贵州东部石英脉型金矿床（点）石英包裹体均一温度成矿温度表**

| 矿床(点)名称 | 温度/℃ | 测试数量/个 | 资料来源 |
|---|---|---|---|
| 锦屏花桥 | 100～150;250～300; | 342(33件石英单晶样品) | 吴攀等,1998 |
| | 210～244;185～300 | | 蔡俊军等,2000 |
| | 150～350(主要200～300) | 300 | 余大龙,1997b |
| | 93～317(主要100～150和250～300) | 342 | 吴攀等,1997 |
| | 190～340 | | 何立贤等,1993 |
| 锦屏地稠 | 199～281(主要247) | 25 | 余大龙,1997b |
| | 160～306(主要190～200和290～300) | 27 | 吴攀等,1997 |
| 锦屏者往 | 96～263(主要100～150和200～250) | 36 | 吴攀等,1997 |
| 锦屏林家坡 | 111～260(主要100～150) | 23 | 吴攀等,1997 |
| 锦屏陡边坡 | 88～290(主要100～150和200～250) | 84 | 吴攀等,1997 |
| 锦屏八克 | 100～450(主要250～350) | 429 | 余大龙,1997a |
| | 240～284 | | 陈佑德等,1994 |
| | 100～450(主要250～350) | 45 | 孙世军等,2002 |
| 锦屏十二盘 | 50～326(主要100～200和250～300) | 357 | 余大龙,1997b |
| 锦屏金厂溪 | 100～350(主要100～250) | 249 | 余大龙,1997b |
| 锦屏武乡洞 | 100～386(主要200～300) | 54 | 余大龙,1997b |
| 锦屏三什江 | 163～297 | | 何立贤等,1993 |
| 天柱坑头 | 250～335;175～270;220 | | 蔡俊军等,2000 |
| | 100～300(主要150～250) | 128 | 余大龙,1997b |
| | 100～300 | 20 | 陈佑德等,1994 |
| 大柱下达 | 150～400(主要200～300) | 215 | 余大龙,1997b |
| | 166～382 | 20 | 陈佑德等,1994 |

续表

| 矿床(点)名称 | 温度/℃ | 测试数量/个 | 资料来源 |
|---|---|---|---|
| 天柱双溪 | 200～210(主要205) | 2 | 余大龙,1997b |
| | 200～210 | 2 | 陈佑德等,1994 |
| 天柱金井 | 90～340(主要200～300) | 38 | 余大龙,1997b |
| | 150～218 | 9 | 陈佑德等,1994 |
| | 180～255;110～170 | | 何立贤等,1993 |
| 天柱磨山 | 193～220;176～210 | | 张杰,2001 |
| | 190～220 | | 张杰等,1997a |
| | 180～230 | | 何立贤等,1993 |
| 天柱油麻塘 | 210～232;190～210 | | 张杰,2001 |
| | 214～220 | | 张杰等,1997a |
| 天柱桐落坪 | 170～250 | | 张杰,2001 |
| | 199～205 | | 张杰等,1997a |
| | 150～250(主要220) | 144 | 余大龙,1997b |
| 天柱渡马 | 150～250 | | 何立贤等,1993 |
| 天柱平秋 | 167～298 | | 何立贤等,1993 |
| 天柱金头 | 100～150;150～300 | 129 | 何立贤等,1993 |
| 印江金盏坪 | 230～310 | | 蔡俊军等,2000 |
| | 135～347(主要250～350) | 263 | 余大龙,1997b |
| 印江坝溪 | 280～297(主要290) | 18 | 余大龙,1997b |

## 6.4 成矿时代和阶段

黔东地区产于元古宙地层中的石英脉型金矿的形成时代，也是一个讨论的热点问题。主要认为有雪峰期、加里东期和燕山时期。笔者认为金矿的形成是多时代多阶段形成的：雪峰期提供原始物质；加里东期是一次主要成矿期；燕山时期也是一个重要的金矿形成时期，不但形成新金矿，还改造加里东期形成的金矿。

1）金矿形成时期为雪峰期和加里东期的证据。元古宙地层中有大量的凝灰质物质沉积，这是火山作用带来的深部物质。凝灰质板岩含金相对其他岩石高，为金矿的形成提供了原始物质。后期地质（成矿）作用，将富金的凝灰质沉积物中的原始成矿物质——金质活化、迁移、富集形成的金矿。湖南漠滨金矿物质铅模式年龄为8.9亿～9.8亿年，龙山金矿8.9亿年（田文，1996）。湖南石英脉型金矿铅同位素模式年龄经计算后得出其成矿时期为雪峰期和加里东期（张洪信等，2005）。笔者认为加里东期是贵州东部石英脉型金矿的主要成矿期，还有一些地质的证据是：控制这些金矿的北东—北北东向褶皱和断裂是加里东时期形成的（卢焕章等，2005）；在花桥金矿的矿山隧道中，笔者看到一组加里东时期形成的区域劈理带切穿含金石英脉，说明金矿形成在加里东时期或之前。

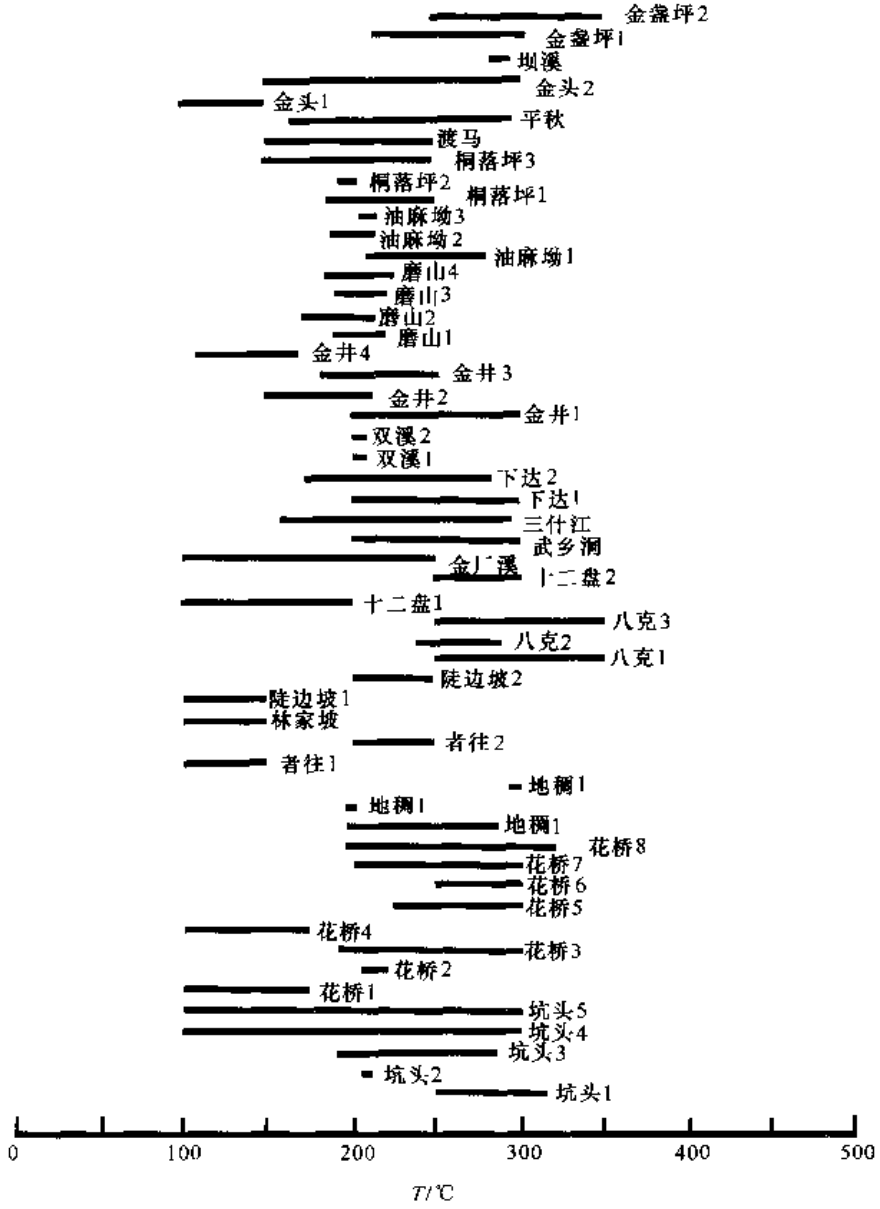



图 6.3　贵州东部石英脉型金矿床（点）成矿温度范围图

2）金矿形成时期为燕山期的证据。采用石英流体包裹体 Rb－Sr 等时线方法测得湖南万古金矿成矿年龄为 70 Ma，湖南沃溪和龙山金矿的年龄分别为（144.8 ± 11.7）Ma 和（175 ± 27）Ma。说明这些金矿是在燕山期形成的（陶平等，2005a）。

3）含金石英脉及其共（伴）生矿物特征显示，金矿化期主要有两个阶段。①自然金-石英阶段。石英脉多为白色至浅灰色。主要矿物为石英和自然金，含微量细粒毒砂、黄铁矿。自然金呈片状、粒状。金与硫化物关系不明显。矿石类型为自然金石英脉型。②自然金-硫化物-石英阶段。石英脉呈灰至深灰色。主要矿物为自然金、石英、毒砂、闪锌矿及方铅矿。矿石类型为自然金-硫化物-石英脉型（张杰等，1997a，1998，2001）。当然，金矿形成以后，也还受一些后期地质作用影响，表现在含金石英脉中有方解石脉贯入。严

格地说，这个阶段不是主成矿期的地质作用。

## 6.5 成矿模式

通过对金矿区野外实地调查、勘探、已有资料的综合研究，对贵州东部产于元古宙地层中石英脉型金矿和蚀变岩型金矿的形成（图6.4）做简要论述。

1）元古宙地层中高含金岩石的形成。新元古代，雪峰运动形成了一些断裂，沿断裂有火山喷发。这些火山喷发物质，沉积在地层中形成大量的火山岩。保存在新元古代地层中的基性火山岩、凝灰质板岩等都是这一作用的产物。这些火山物质相对含金较高。也就是说，深部岩浆提供了金的物质来源。其实，很多测试结果显示含矿石英脉周围地层中岩石含金量较高的原因是由于其中含有大量的凝灰质板岩。上述证明，新元古代的岩浆作用提供了金的原始富集物质，这些金质来源于地壳深部或地幔。

2）加里东运动形成部分金矿。雪峰运动形成了金矿原始物质的富集，在加里东时期的地质（成矿）作用下，使保存在岩石中的金质活化，深部也会有成矿物质（金和流体）上移与地层中活化的成矿物质混合。这些地质（成矿）作用也提供了成矿所需要的热源。在这些地质（成矿）作用过程中，地表大气降水和浅表层地下水沿断裂渗入到地下与深部流体混合，形成成矿流体，造成成矿流体即有地表来源，也有深部来源。

3）燕山运动形成部分金矿。这个时期形成的金矿，有很多是改造前期已经形成的金

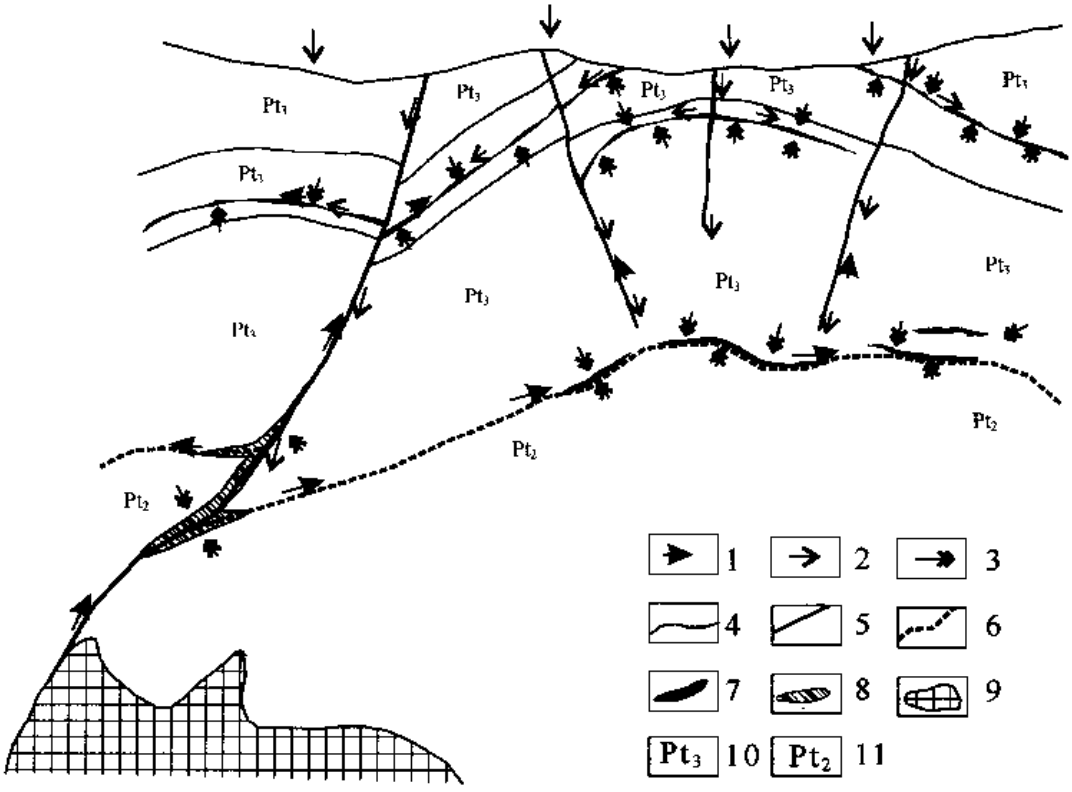



图6.4 贵州东部石英脉型、蚀变岩型金矿成矿模式

1—深部物质；2—大气降水；3—地层中的物质；4—地层界线；5—断裂；6—区域滑脱带（不整合界面）；7—石英脉型金矿体；8—蚀变岩型金矿体；9—推测岩浆岩体；10—新元古代地层；11—中元古代地层

矿而成。那些既有加里东期成矿特征，又有燕山期成矿“痕迹”的矿床，可能就是这样形成的。可以说，燕山期前形成的金矿（金富集体）或多或少都要受到燕山作用的影响，有的贫化，有的富集。这时，也会伴有深部成矿物质的参与，地表大气降水的混入、相应的岩浆活动和热源的提供。

综上所述，可以归纳出雪峰运动形成富金岩层、加里东运动和燕山运动形成的大量断裂和褶皱提供成矿物质运移的通道和富集空间、岩浆活动提供深源成矿物质、深部热液上移提供热源、大气降水混入改变流体物化环境，是贵州东部石英脉金矿形成的基本条件。金矿的形成过程可以总结为：雪峰运动形成富金岩石，加里东运动形成的深部流体、地层中流体和大气降水构成混合流体，萃取和活化了地层中的金，并与深部流体中所含的金一起溶解在混合流体中，沿着断裂（带）迁移，随着温度和压力的降低，物理和化学环境发生变化，含金流体在断裂（带）适当位置和背斜顶部虚脱空间沉淀下来，形成金矿体。燕山运动形成金矿的作用过程基本相似，不同点是，改造已形成的矿体（金富集体），使其贫化或进一步富集。

# 结　语

本项研究以大量丰富的勘查和研究资料为基础，参考借鉴黔东邻区和中国其他地区类似金矿实例，将研究成果编写成该书。主要内容包括以下几个方面。

（1）比较详细地介绍了区域地层、岩石、构造和地质演化历史等地质背景，为了解和分析金矿的特征、成矿规律提供了基础资料。

（2）研究区植被覆盖严重，交通条件差，找矿比较困难。在中国地质调查局项目基金支持下，探索用遥感方法提供找矿信息，收到了比较好的效果。经过多方法实验，采取了 MPH 方法提取矿化弱信息，结合区域遥感地质解译，发现了大量的线形、环型、弧型的隐伏构造，发现了三条弱信息矿化带。

（3）论述了区域重要矿产汞、锑、铜、铅锌、钨锡、铌钽、锰和重晶石的特征，并详细介绍了各类矿床的实例，为区域矿产研究提供了丰富的实际材料。

（4）对研究区的金矿进行了分类。按建造-成因类型可分为产于沉积岩建造中的金矿床和与表生作用有关的金矿床两种含金建造，进一步分为变碎屑岩中热液型金矿、细碎屑岩-碳酸盐岩中微细浸染型金矿床、地表砂金矿床三种矿床类型。工业类型划分为石英脉型、蚀变岩型、石英脉-蚀变岩型、微细浸染型及砂金型五类。通过典型矿床实例描述，对各类金矿的赋矿地层、控矿构造、矿体特征、矿石特征、围岩蚀变和找矿标志等特征做了比较详细的介绍。重点论述了石英脉型和蚀变岩型金矿。

（5）对研究区的变碎屑岩中热液型金矿床、微细浸染型金矿床与国内（主要是邻区）类似金矿做了对比，总结了它们之间在成矿地质背景、矿床类型、矿床特征及成矿作用等方面的异同点及联系。

（6）研究区构造的形成作用和金矿的成矿作用关系密切，构造形迹对金矿有明显的控制作用。控矿构造主要有断裂、褶皱和韧性剪切带。断裂带本身金含量比较高；不同方向组的断裂破碎带，金含量特征也不一样；区内的主要金矿床，明显受加里东运动形成的近东西向和北东向展布的褶皱和断裂控制；东西向构造带控制了较多金矿田的分布；背斜轴部、层间剥离带、剪切带和小断裂等控制了金矿体的分布、形态和产状，是主要的容矿构造；不同力学性质构造形迹控制不同类型的金矿化；在规模较大的滑脱构造组合中主滑脱构造带控矿和主滑脱构造带上盘的次级滑脱构造带控矿；深部构造对成矿作用和矿床成因及其分布规律等的控制和影响至关重要；含金构造形变类型决定或控制金矿化类型。

（7）贵州东部变碎屑岩中热液型金矿的成矿物质是多来源的。金质有来源于围岩的、也有来源于深部岩浆的；流体有来源于地层和深部的，也有大气降水的混入。

（8）变碎屑岩中热液型金矿的成矿温度主要集中在 100～350℃，是中低温热液矿床。在贵州变碎屑岩中热液型金矿的成矿温度分布中，有一个明显的特征是温度呈现两个区段的特征，这两个段是 100～150℃和 200～300℃。

（9）变碎屑岩中热液型金矿的形成是多时代多阶段形成的。雪峰期提供原始物质；

加里东期是一次主要成矿期；燕山时期也是一个重要的金矿形成时期，不但形成新金矿，还改造加里东期形成的金矿。

（10）变碎屑岩中热液型金矿床的形成模式为：雪峰运动形成富金岩石，加里东运动形成的深部流体、地层中流体和大气降水构成混合流体，萃取和活化了地层中的金，并与深部流体中所含的金，一起溶解在混合流体中，沿着断裂（带）迁移，随着温度和压力的降低，物理和化学环境发生变化，含金流体在断裂（带）适当位置和背斜顶部虚脱空间沉淀下来，形成金矿体。燕山运动形成金矿的作用过程基本相似，不同点是，改造已形成的矿体（金富集体），使其贫化或进一步富集。

（11）提出黔东地区进一步寻找变碎屑岩中热液型金矿床，除继续重视石英脉型外，要把重点放在寻找蚀变岩型金矿上，同时要增加勘探深度。

本书参考和引用了许多贵州省地质矿产勘查开发局等单位完成的未出版的地质矿产资料没有在书中具体标注，在此表示感谢。当然，可能还有很多有价值的资料没有参考到，在此表示遗憾。编著者水平有限，书中难免有错漏之处，敬请读者提出宝贵意见。

# 参 考 文 献


鲍振襄，万榕江，鲍珏敏. 1999. 湘西浅变质岩系中钨锑金矿床成矿系列. 黄金地质，5（3）：41～47

鲍振襄，万榕江，鲍珏敏. 1998. 湖南漠滨金矿成矿地质地球化学特征. 黄金地质，4（3）：54～60

鲍振襄，万榕江，鲍珏敏. 2003. 湖南共生金矿床及其成矿规律. 黄金地质，9（1）：38～47

蔡俊军，杜伟为，曾贻善. 2000. 黔东南某些含金石英脉成矿流体中的短链羟酸. 北京大学学报（自然科学版），36（1）：124～127

陈朝慧，周正康. 1997. 湖南漠滨金矿围岩蚀变与金矿化特征研究. 贵州工业大学学报，(2)：12～17

陈柏林. 2000. 构造形变类型与金矿化类型的关系. 世界地质，19（3）：217～239

陈国勇. 2005. 黔东地区铅锌矿地质特征及成矿作用分析. 贵州地质，22（4）：252～259

陈庆年. 1986. 贵州丹寨 Hg－Au 矿床的构造地球化学实验研究. 全国第二届构造地球化学学术讨论会论文摘要汇编，216～219

陈永科，李坤，游连强. 2004. 贵州雷公山地区摆吉锑矿矿床成因探讨. 贵州地质，21（1）：41～47

陈佑德，余大龙. 1994. 湘西黔东脉型金矿流体包裹体研究及其找矿意义. 贵州地质，11（4）：280～286

陈毓川，李兆鼐，毋瑞身等. 2001. 中国金矿床及其成矿规律. 北京：地质出版社

程裕淇主编. 1994. 中国区域地质概论. 北京：地质出版社

崔银亮. 1995. 贵州独山锑矿床成矿物质来源研究. 有色金属矿产与勘查. 4（4）：193～199

戴传固，杨大欢. 2001. 黔东南地区构造特征. 贵州地质，18（1）：2～6

戴传固，王尚彦，边串武等. 2004. 造山带构造分析原理、方法及实践——以南昆仑造山带西段为例. 北京：地质出版社

戴传固等. 2000. 贵州南加花岗岩类特征及其与成矿的关系. 贵州地质，17（3）：160～165

戴传固等. 2004. 贵州西部峨眉山玄武岩铜矿特征及成矿作用. 贵州地质，21（2）：71～75

范玉梅. 2003. 贵州雷公山背斜南段锑矿控矿条件浅析. 贵州地质，20（4）：216～219

方维萱，胡瑞忠，苏文超等. 2001. 扬子地块南缘及邻区大陆动力成矿系统、成矿系列特征与找矿方向. 矿物学报. 21（4）：561～570

冯学仕等. 2002. 贵州主要矿床成矿系列. 贵州地质，19（3）：141～147

冯学仕，王尚彦等. 2004. 贵州省区域矿床成矿系列与成矿规律. 北京：地质出版社

付绍洪，顾雪祥，王苹. 2002. 川西北马脑壳金矿床载金矿物特征及其成因意义. 成都理工学院学报. 29（4）：422～427

傅昭仁等. 1992. 变质核杂岩及剥离断层的控矿构造解析. 武汉：中国地质大学出版社

广西壮族自治区地质矿产局. 1985. 广西壮族自治区区域地质志. 北京：地质出版社

贵州省地质矿产局. 1986. 贵州省区域矿产志

贵州省地质矿产局. 1987. 贵州省区域地质志. 北京：地质出版社

贵州省地质矿产局. 1992. 区域地质调查报告（1:5 万丹寨幅、普安幅、三都幅）

贵州省地质矿产局 104 地质大队. 1992. 贵州省丹寨县四相厂金矿床（288～444 米中段、34～50 线）勘探地质报告

国家辉. 1994. 桂西北超微粒浸染型金矿成矿地质条件及找矿模式. 广西地质，7（2）：37～50

何立贤，曾若兰，林立青. 1993. 贵州金矿地质. 北京：地质出版社

贺同兴等. 变质岩岩石学. 1980. 北京：地质出版社

湖南省地质矿产局. 1988. 湖南省区域地质志. 北京：地质出版社

黄根深，杜宜渝. 1993. 三-丹汞矿带中的微细粒浸染型金矿地质特征及矿床成因探讨. 贵州地质，10（1）：1～9

黄杰，莫江平. 2003. 广西龙胜地区金矿地质特征及找矿方向. 矿产与地质，17（1）：20～23

黄培. 2003. 黔东地区金矿找矿前景初步分析. 贵州地质，20（3）：132～134

黄瑞华. 1994. 中国莫霍面形态与岩金矿分布关系. 大地构造与成矿学，18（3）：191～198

况顺达，林卫华，姚智等. 2003. 黔东南地区金矿遥感弱信息自动提取技术研究. 贵州地质，20（4）：242～246
兰安平. 2004. 贵州锦屏县虎盆金矿地质特征及找矿方向. 贵州地质，21（1）：38～40
黎应书，秦德先，普传杰等. 2004. 黔东南地区金矿地质和地球化学特征. 昆明理工大学学报（理工版），29（3）：5～8
李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学. 武汉：中国地质大学出版社
李红阳，高振敏，杨竹森等. 2002. 贵州丹寨卡林型金矿床地球化学特征. 地质科学，37（2）：1～7
李继亮. 1992. 碰撞造山带的大地构造相，现代地质学研究论文集（上）. 南京大学学报，9～21
李献华. 1999. 广西北部新元古代花岗岩锆石 U－Pb 年代学及构意义. 地球化学，28（1）：1～9
李志昌，赵子杰. 1991. 广西晚元古代本洞和三防花岗岩类岩体 Nd、Sr 同位素特征. 广西地质，（1）
李志伟等. 1999. 从华南上元古界青白口系含金性论康滇地区找金问题. 云南地质，18（1）：1～21
梁斌，王国灿. 1999. 碰撞造山带的大地构造相及研究意义. 地质科技情报，1999（1）：45
梁仁枝，许效松. 1994. 贵州丹寨寒武系层控型汞-金矿床研究. 淮南矿业学院学报，14（2）：21～25
蔺启忠，李林. 1995. 遥感科学新进展——遥感地质找矿与实践. 北京：科学出版社
刘崇本. 1993. 黔东南下江群金矿远景预测. 贵州地质，10（2）：138～49
刘灵，王康年，李吉春等. 2003. 贵州从江地区滑脱构造初步研究. 贵州地质，20（3）：139～144
刘沛，姚智，况顺达等. 2003. 黔东南地质异常特征及金矿遥感找矿模式. 贵州地质，20（4）：247～252
卢焕章，王中刚，吴学益等. 2005. 贵州东南部的地质构造与金矿床的关系. 地质学报，79（1）：98～106
路凤香，桑隆康. 2002. 岩石学. 北京：地质出版社
吕英杰等. 1992. 中国砂金矿的分布规律及找矿方向. 北京：地质出版社
罗献林. 1989. 论湖南前寒武系金矿床的形成时代. 桂林冶金地质学报，9（1）：25～34
马超飞等. 1999. 定量消除植被影响的补偿置换方法研究. 中国图象图形学报，4（3）：553～556
马东升. 1999. 华南中、低温成矿带元素组合和流体性质的区域分布规律. 矿床地质，18（4）：347～358
马建文. 1997. 利用 TM 数据快速提取含矿蚀变带方法研究. 遥感学报，（3）：208～213
马建文等. 2001. 遥感数据模型与处理方法. 北京：中国科学技术出版社
马托埃. 1980. 地壳变形. 北京：地质出版社
毛景文，李红艳. 1897. 江南古陆某些金矿床成因讨论. 地球化学，26（5）：71～18
毛晓冬等. 1998. 扬子地台东南缘震旦纪—早寒武世沉积环境及有关矿产.
莫江平，黄杰. 2003. 桂北龙胜地区剪切带型金矿找矿进展. 矿产与地质，17（1）：17～19
南京大学地质系矿物岩石教研室. 1982. 火成岩岩石学. 北京：地质出版社.
潘成荣. 1998. 四川东北寨金矿床成矿地球化学背景研究. 合肥工业大学学报（自然科学版），21（2）：80～85
彭建堂，戴塔根，胡瑞忠. 1999. 湘西南金矿床成矿物质来源的地球化学证据. 矿物学报，19（3）：327～334
彭建堂，戴塔根. 1998. 雪峰地区金矿成矿时代问题的探讨. 地质与勘探，34（4）：37～41
秦守荣. 2000. 贵州前寒武系区域变质岩的主要变质时期，贵州地质，17（3）：180～182
丘元禧等. 1999. 雪峰山的构造性质与演化——一个陆内造山带的形成演化模式. 南京：中山大学出版社
邱家骥主编. 1991. 应用岩浆岩岩石学. 武汉：中国地质大学出版社
全国地层委员会编. 2001. 中国地层指南及中国地层指南说明书（修订版）. 北京：地质出版社
孙士军，潘文卯. 2002. 贵州八克金矿富金包成因. 黄金地质，8（2）：20～25
索书田. 1985. 构造解析. 武汉地质学院区地教研室
覃英等. 2005. 黔东北地区南华纪锰矿基本特征. 贵州地质，22（4）：246～251
谭运金等. 1999. 扬子地块西北缘、西南缘超大型微细浸染型金矿床的找矿方向. 地质地球化学，27（4）：1～8
唐朝霞. 1999. 桂北金矿（化）地质特征及找矿方向. 有色金属矿产与勘查，8（6）：378～382
陶平，杜芳应，杜昌乾等. 2005a. 黔西南凝灰岩中金矿控矿因素概述. 地质与勘探，41（2）：12～16
陶平，王尚彦，戴传固等. 2005b. 黔东地区金矿床类型及其基本特征. 贵州地质，22（4）：229～235
陶平，李沛刚，李克庆. 2002. 贵州泥堡金矿区矿床构造及其与成矿的关系. 贵州地质，19（4）：221～227
田文. 1996. 贵州印江梵净山金厂金矿地质特征及成因初探. 贵州地质，13（1）：61～67
涂怀奎. 1997. 扬子地台北缘裂谷系金与多金属成矿特征. 黄金地质，3（4）：36～42

王华云，施继锡．1997．贵州丹寨、三都、都匀地区低温成矿系列的成矿物质来源和分异条件．矿物学报，17（4）：491～500

王将克，常弘，廖金凤等．1999．生物地球化学．广州：广东科技出版社

王可勇，姚书振等．2004．川西北马脑壳微细浸染型金矿床地质特征及矿床成因．矿床地质，23（4）：493～500

王立亭．1994．贵州古地理的演变．贵州地质，11（2）：133～140

王亮．2003．贵州东南部深部构造与区域矿产的关系．贵州地质，20（2）：75～79

王全伟，梁斌．2004．川西北微细浸染型金矿集中区构造对金成矿的控制．矿物岩石，24（4）：49～52

王全伟，骆耀南．2002．川西北微细浸染型金矿集中区地层在金成矿中的作用．四川地质学报，22（4）：205～209

王全伟等．2004．川西北微细浸染型金矿集中区构造对金成矿的控制．矿物岩石，24（4）：49～52

王瑞湖，张青技．1997．桂北地下热水溶滤金矿床地质特征及成因．广西地质，10（2）：25～35

王世航．2003．从江县翁浪金矿床容矿岩石与围岩蚀变及其找矿标志．贵州地质，20（1）：41～45

王秀璋，梁华英，程景平．2000．华南加里东期金矿床的基本特征．矿床地质，19（1）：1～8

王研耕．2001．梵净山区格林威尔期造山带与 Rodinia 超大陆．贵州地质，18（4）：211～216

王砚耕．1988．贵州中元古界的构造环境及其演化．江西地质，（2）

王砚耕．1996．贵州主要地质事件与区域地质特征．贵州地质，13（2）：99～104

王砚耕等．1984．贵州上前寒武系及震旦—寒武系界线．贵阳：贵州人民出版社

王迎春．2004．贵州省天柱县主天冲—安架及外围岩金普查地质报告．中国人民武装警察部队黄金地十支队．1～14

韦永福，吕英杰，江雄新等．1994．中国金矿床及其成矿规律．北京：地震出版社

卫管一，张长俊．2000．岩石学简明教程（第二版）．北京：地质出版社

吴攀，余大龙．1997．锦屏钟林断层带石英脉型金矿包裹体特征研究．贵州地质，14（4）：321～327

吴攀，余大龙．1998．黔东同古金矿床地质特征及其成因探讨．地质地球化学，26（4）：27～32

吴跃月．2002．雪峰金矿田矿床特征及找矿前景．湖南地质，21（2）：55～59

武汉地质学院岩石教研室．1980．岩浆岩岩石学（上、下册）．北京：地质出版社

夏菲，马东升，潘家永等．2004．贵州天柱大河边和玉屏重晶石矿床热水沉积成因的锶同位素证据．论文．49（24）：2592～2595

夏勇，吴学益，贾蓉芬．1994．丹寨汞金矿床成矿构造地球化学模拟实验．大地构造与成矿学，18（2）：117～125

肖庆辉等著．2002．花岗岩研究思维与方法．北京：地质出版社

徐瑞松，马跃良，何在成．2003．遥感生物地球化学．广州：广东科技出版社

许靖华．1994．弧后俯撞造山带的大地构造相．南京大学学报，6（1）：1～11

许靖华、孙枢、王清晨等．1998．中国大地构造相图．北京：科学出版社

严均平等．1989．贵州汞矿地质．北京：地质出版社

杨光忠．2005．黔东南剪切带金矿的分布规律与成矿模式．贵州地质，22（4）：236～241

杨巍然等著．1991．造山带结构与演化的现代化理论和研究方法．武汉：中国地质大学出版社

余大龙，陈衍德．1994．贵州天柱下达舍矿矿床地质特征及成矿模式探讨．贵州工学院学报，23（3）：135～145

余大龙，吴攀．1998．锦屏花桥金矿床地质特征．贵州地质，15（3）：254～258

余大龙，周德忠，张瑞蓉．1999．湘黔地区地层含金性研究．矿物学报，19（3）：262～269

余大龙．1997a．黔东八克金矿地质地球化学特征研究．地质地球化学，25（1）：12～17

余大龙．1997b．黔东内生金矿找矿标志研究．贵州地质，14（1）：55～63

余大龙，McQueen K．G．1997c．黔东内生金矿自然金成色及其研究．矿物学报，17（2）：175～182

余景明．1994．湖南金矿资源特点与发展对策．沈阳黄金学院学报，13（1）：23～29

余景明．1995．湖南溆浦金矿床地质特征及矿化富集规律浅析．湖南冶金，（5）：28～32

曾昭光，刘灵，舒永宽等．2003．贵州宰便—高武地区中新元古代火山岩的发现及其意义．贵州地质，20（3）：135～138

张德全等．1982．区域地质调查野外工作方法（第二分册）　一侵入岩、火山岩、沉积岩、变质岩．北京：地质出版社

张洪信，张华，彭慈刚等．2005．黔东南锦屏平秋金矿找矿前景初步分析．贵州地质，22（4）：242～245

张杰. 2001. 黔东天柱磨山—油麻坳金矿流体包裹体地球化学研究. 矿物学报，21（1）：102～106

张杰，余大龙，张先煜等. 1998. 贵州天柱磨山—油麻坳金矿化带岩石矿物地球化学研究. 地质与勘探，34（2）：30～37

张杰，余大龙，李明琴等. 1997a. 贵州天柱磨山—油麻坳金矿化带地球化学特征及成矿作用. 矿物岩石地球化学通报，16（3）：186～190

张杰，余大龙，张先煜. 1997b. 贵州天柱磨山—油麻坳金矿地球化学及金赋存状态研究. 贵州工业大学学报，26（2）：43～49

张满郎. 1996. 金矿蚀变信息提取中的主成分分析. 遥感技术与应用，11（3）：1～6

张远飞，吴健生. 1999. 基于遥感图像提取矿化蚀变信息. 有色金属矿产与勘探，8（06）：604～606

赵一鸣，吴良士，白鸽等. 2004. 中国主要金属矿床成矿规律. 北京：地质出版社

赵元洪等. 1991. 波段比值的主成分复合在热液蚀变信息提取中的应用. 国土资源遥感，（3）：12～17

钟增球，郭宝罗. 1991. 构造岩与显微构造. 武汉：中国地质大学出版社

周乃武，孙丽娜. 1995. 脉状金矿床定位成矿预测基本原理. 贵金属地质，4（3）：208～213

周琦等. 2002. 黔东北地区优质锰矿找矿进展与前景展望. 贵州地质，19（4）：228～231

朱赖林，王常微，易国贵. 1995. 贵州雷公山地区过渡性剪切带及其与锑金多金属矿关系. 贵州地质，12（1）：1～22

朱恺军，张景荣. 1994. 湘黔地区“卡林型”金矿中金的赋存形式. 岩石矿物学杂志，13（2）：160～3168

朱赖民等. 1997. 论深源流体参与黔西南金矿床成矿的可能性. 地质论评，43（6）：586～592

朱永田. 1992. 黔东南地区内生金属矿产与环形构造的关系. 贵州地质，9（1）：63～71

朱志澄. 1991. 逆冲推覆构造. 武汉：中国地质大学出版社

朱志澄. 1990. 构造地质学. 武汉：中国地质大学出版社

《中国地层典》编委会. 1996. 中国地层典，新元古界. 北京：地质出版社

《中国地层典》编委会. 1996. 中国地层典，中元古界. 北京：地质出版社

Al _ Abbas A H, etc. 1974. Spectra of Normal and Nutrient－Deficient Maize Leaves. Agron. J., 66：16～20

Kruse F A, etc. 1993. The Spectral Image Processing System（SIPS）-Interactive Visualization and Analysis of Imaging Spectrometer Data. Remote Sensing of Environment, 44：145～163

Frazer S J, 1991. Discrimination and Identification of Ferric Oxides Using Satellite Thematic Mapper Data：a Newman Case Study. International Journal of Remote Sensing, 12：635～641

Hunt G R, Ashley R P. 1979a. Spectra of altered rocks in the Visible and Near Infrared. Geophysics, 74：1613～1629

Hunt G R. 1979b. Near-infrared（1.3 ～ 2.4 μm）Spectra of Alteration Minerals：Potential for Use in Remote Sensing. Geophysics, 44：1974～1986

Hunt G R. 1977. Spectra Signatures of Particulate Minerals in the Visible and Near Infrared. Geophysics, 42：501～513

Masoni A, etc. 1996. Spectral Properties of Leaves Deficient in Iron, Sulfur, Magnesium and Manganese. Agron. J., 88：937～943

Milton N M, etc. 1991. Effect of Phosphorous Deficiency on Spectral Reflectance and Morphology of Soybean Plants. Remote Sensing Environ, 36：121～127

Robertson A H F. 1994. Role of the tectonic facies concept in orogenic analysis and its application to Tethys in the eastern Mediterranean region. Earth Science Reviews, 37：139～213

Walburg G, etc. 1982. Effect of Nitrogen Nutrition on Growth, Yield and Reflectance Characteristics of Corn Canopies. Agron. J., 74：677～683

# ABSTRACT

The research area is located between east longitude 107°30′ and 109°30′, north latitude 25° 20′ and 28°20′in the east of Guizhou province of China, and situated adjacently intermediate zone between Yangtze craton and Jiangnan block. There are mostly gold deposits which are the Au-quartz vein type gold deposits and the gold deposits related to altered rocks, which source beds are mostly metaclastics in the Neo-proterozoic along Tianzhu -Jinping-Liping, Congjiang and Fanjinshan mountains. There is Carlin-type gold deposits which source beds are strata in the Cambrian in Sandu and Danzhai. There are gold placers which distributed in the burdens of river drift. Based on abundance data of prospecting and research for gold deposits, referenced adjacent and other similarity area gold deposits examples, this investigation has several contents below:

(1) Author detailed the background, such as is the stratigraphy, rocks, regional structure, the history of geological evolution etc. , which provided for the based data to understanding and analyzing the gold deposits' characteristics and its metallogenic rule.

(2) The research area has vegetational cover seriously, and transportation condition differentially, and prospecting hardly. Researched on using remote sensing technique provides for ore-search's information with the support of CGS (China Geological Survey), and obtained good finding mine effect. Using MPH metallogenesis faint information which was found by trying of several processes, combing regional geological RS interpretation, three mineral belts and lots of covered structures which are linear, arc, and annular are founded.

(3) This monograph discussed the characteristics of key regional minerals which has mercury ore, antimony ore, copper ore, lead-zinc ore, tungsten-stannary ore, columbotantalite ore, manganese ore, barite ore etc. , and detailed samples of all classes of deposits, and provide abundant factual materials for researching on regional minerals.

(4) Authors classified the types of gold deposits in research area. There are classified two auriferous formations which are gold deposits related to sedimentary formation and gold deposits related to hypergenesis by formation-genetic type, the former are classified hydrothermal gold deposits related to metaclastics, micro-dissemination pattern of gold deposits related to fine clasolite & carbonate rocks, the latter has the ground gold- bearing placer gold deposits. There are classified five types of gold deposits which are the Au-quartz vein type, the altered rock type, the quartz vein-altered rock type, micro-dissemination pattern type and placer gold type by industrial type. By describing the typical gold deposits, authors detailed those features of gold deposits which are the ore-hosted strata, the ore control structures, the orebody's features, the ore's characteristics, the wall-rock alteration and ore-hunting evidences extraordinarily, the Au-quartz vein type and the altered rock type were the emphasis of authors´discussion.

(5) By contrasting the hydrothermal gold deposits related to metaclastics and micro-dissemination pattern of gold deposits in research area with the homothetic gold deposits type adjacent area, it was summarized that similarities, differences and relationship for several sides which are the mineral geological background, the types of deposits, the features of deposits, the ore-forming process etc.

(6) It is summarized that the metallogenesis of gold deposits has close relationship with the formation of the structure in research area. Gold deposits are strictly controlled by structural feature. The ore-control structure has faults, folds, ductile shear zones. There are high contents of aurum in fault zone. The contents of aurum are changed by the different directions of the fracture zones. The major gold deposits are controlled obviously by the near EW-striking folds and the NE-striking faults which time of formation were the Caledonian event in research area. The more gold-fields are controlled by the near EW-striking structural zones. The characteristics of Au-ore body which are the distribution of Au-ore body, the shape of Au-ore body, the attitude of Au-ore body are controlled by the major host structures such as the anticlinal axis, the stripped bedding belts, the shear zones, the small scale fractures etc. The different types of the Au-metallization are controlled by the different mechanical property of the structural features. Gold deposits are controlled by the major detachment faulted belt which is located in the larger scale combination of detachment faults and the secondary detachment faulted belt which is located in the upper side of the major detachment faulted belt. It is more important that the deepseated structure controls and influence the metallogenesis and the genesis of gold deposits and the distributed rule of gold deposits. The type of the Au-structural deformation determines or controls the type of the Au metallogenesis.

(7) It is the multi-sources for the mineral matter of the hydrothermal gold deposits related to metaclastics in the east of Guizhou province. The gold derived from the wall rocks and hypomagma. The ore fluid derived from the strata and the hypomagma and the atmospheric water.

(8) It is the low-to-moderate-temperature hydrothermal deposits that the hydrothermal gold deposits related to metaclastics which the formational temperature is about 100 ~ 350℃. It is obvious that the formational temperature of the Au-quartz vein gold deposits has two intervals which are 100 ~ 150℃ and 200 ~ 300℃ in the east of Guizhou province.

(9) It is the multi-times and the multi-stage that the formation of the hydrothermal gold deposits related to the metaclastics. The initial ore-forming matter of the gold deposit was offered in the Xuefeng period. The Caledonian was a major metallogenic epoch of the gold deposit. The Yanshanian is also an important metallogenic epoch of the gold deposit. Not only new gold deposits were formed, but also the Caledonian gold deposits were reformatted.

(10) Authors introduced the forming model of the hydrothermal gold deposit related to metaclastics. The ore-forming materials of the gold deposit mainly come from the high auriferous wall rocks which formed period was the Xuefeng movement and auriferous mixed fluids which formed period was the Caledonian movement. After mixed fluids which were composed of Au-deepseated fluids and stratic fluids and atmospheric water extracted and activated the aurum element of the

strata became abundant Au-mixed fluids. Those abundant Au-mixed fluids transferred along faults or fault belts. In the movement of those abundant Au-mixed fluids, the aurum element of those abundant Au-mixed fluids were settled out when the physical and chemical environment changed with decreasing temperature and pressure in the proper position of the fault (or fault belt) and in the collapse space of the dome fold.

(11) Authors put forward that the hydrothermal gold deposits related to metaclastics need to be further prospected in the east of Guizhou province. With the exception of Au-quartz vein type of gold deposits need to being made account of prospecting, it is major that the altered rock type of gold deposits was prospected and increased the explorative depth.