

第一章 云开地体基底地质地球化学特征

基底在地质研究中占有极其特殊重要的位置。基底演化过程伴随壳幔物质的相互交换和运移,成矿元素发生分散和聚集,是许多矿产资源得以形成的基础。基底演化的阶段性和不可逆性,导致了成矿作用在时间和空间上分布的特殊规律性。基底本身不仅在形成过程中可以形成矿产,而且可以对后期的地质演化和矿床的形成起显著的控制作用。本工作的研究对象庞西垌—金山银金矿床是云开加里东变质基底的一部分,充分认识云开基底的地质地球化学特征,对于研究庞西垌—金山银金矿床具有十分重要的意义。

第一节 基底地质特征

云开地体位于相毗邻的广东西部和广西东南部,北起广东的清远、广宁、四会,南到广东廉江和广西博白,面积约 30000km²,呈北东—南西向展布。云开地体大地构造位置属于加里东褶皱带,东西两侧分别为北东向展布的吴川—四会大断裂带和岑溪—博白大断裂带所限。它是我国重要的贵金属、稀有稀土金属和有色金属矿床的产地之一(图 1-1)。地体内广泛分布的基底变质岩系及其地质地球化学演化过程,在一定程度上控制了金银矿床的形成、类型和分布。

一、地 层

云开地体基底地层主要包括高州杂岩、云开群、震旦系和部分早古生界。

1. 高州杂岩

主要分布在云开地体腹地的信宜—高州一带,被认为是云开地区最古老的地层单位,原岩为基性—超基性岩和泥砂质沉积岩,形成于岛弧环境的弧间或弧后盆地,岩石经历了中高级变质作用和不同程度的混合岩化作用(周汉文, 1995)。自下而上划分为 3 个岩组:

(1) 黄岭岩组:由均质混合岩、低压麻粒岩相岩石和强变形片麻状花岗质岩石组成。变质相为麻粒岩相和角闪岩相。原岩是基性—超基性岩和正常沉积岩。

(2) 莞塘岩组:以混合岩化石英云母片岩、云母石英片岩、混合岩为主体。变质相达高角闪岩相。

(3) 新安岩组:由各类片岩、石英岩组成。变质相为高绿片岩相,其原岩以泥砂质岩石为主。

下列同位素年龄支持高州群是本区最古老的地层单位:高州长坡花岗片麻岩锆石 U—Pb 年龄 2038Ma(符力奋, 1996),信宜眼球状片麻岩锆石 U—Pb 年龄 1736Ma(简平, 1996),信宜怀乡斜长角闪岩全岩 Sm—Nd 模式年龄 2625Ma(庄文明等, 1994)。

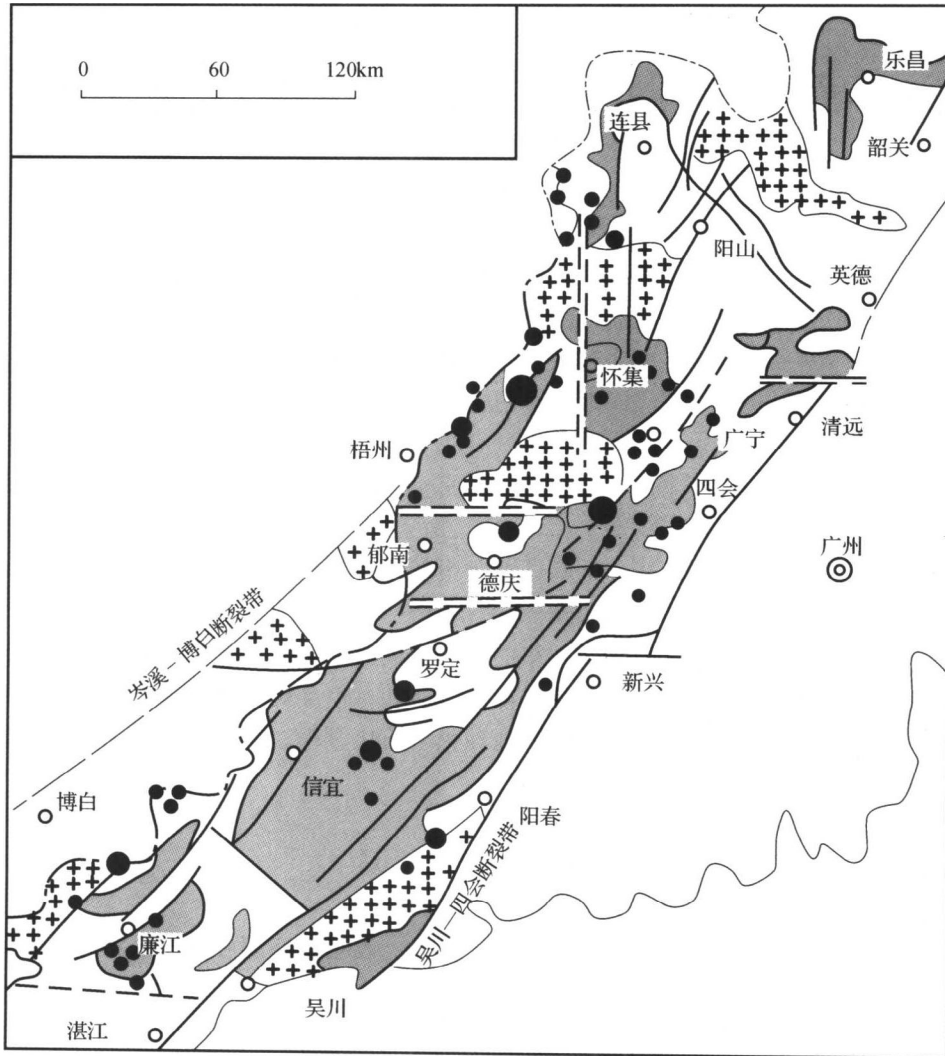
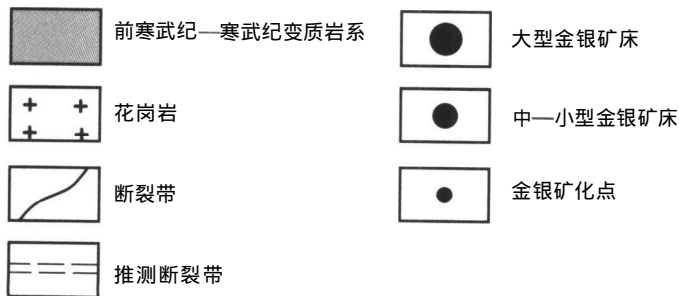


图 1-1 云开金银矿床构造示意图



2. 云开群

云开群环绕高州杂岩分布，二者呈断层接触，分为罗罉组、丰垌口组、蓝坑组（牛唇坳组）和沙湾坪组 4 个岩组，普遍遭受高绿片岩相—绿帘角闪岩相变质作用，形成于陆缘裂谷至弧盆体系之过渡地带的构造环境（丘元禧等，1996）。

(1) 罗罉组：主要是云母石英片岩、石英岩，夹有稳定的硅铁建造、绿片岩、变质基性火山岩、变英安岩、变粒岩等。原岩为次深海浊流相陆源碎屑建造为主，夹基性—酸性火山建造。

(2) 丰垌口组：整合覆盖于罗罉组之上，为含炭绢英千枚岩和变质杂砂岩。原岩是一套次深海浊流相含炭质泥质碎屑岩系，沉积韵律清楚。

(3) 蓝坑组（牛唇坳组）：主要为云母石英片岩、石英云母片岩等岩石，夹条带状磁铁矿层、含铁石英岩及白云质大理岩。原岩以泥质粉砂岩为主，夹长石石英砂岩、灰岩。

(4) 沙湾坪组：以信宜旺沙湾坪—怀乡牛下一带为典型。岩石以云母石英片岩为主，夹有石英岩和千枚岩。原岩为由砂泥质碎屑岩组成的类复理石建造。

对于这 4 个岩组的地层层序存在不同的认识：一种是按岩层产状建立地层层序，从罗罉组、丰垌口组、蓝坑组到沙湾坪组由老到新；一种认为云开地区位于大型扇形背斜或向形构造的一翼，整个为倒转层序，从罗罉组、丰垌口组、蓝坑组到沙湾坪组由新到老。

微古植物化石资料 and 同位素年代学研究表明，云开群属于新元古代，位于震旦系以下（南颐，1994；张仁杰等，1991；李献华等，1993；王鹤年，1993）。

3. 震旦系

与云开群平行不整合接触，底部常以石英岩、含砾石英砂岩平行不整合于沙湾坪组之上。震旦系地层自下而上分为 4 个组（周国强，1995）：

(1) 大绀山组：以云母石英片岩、石英岩为主，夹炭质千枚岩、硅质岩、灰岩、凝灰岩及黄铁矿层。云浮大降坪一带夹有与海底火山喷发和热水沉积成因有关的块状硫化物矿床，见有大量震旦纪的微古植物化石（袁正新等，1995）。

(2) 活道组：为以变泥质细砂岩、粉砂岩为主，夹千枚岩、含炭质千枚岩、灰岩的一套碎屑岩。

(3) 坝里组：为一套以砂板岩为主的复理石碎屑岩建造。

(4) 老虎塘组：为一套夹硅质岩的细砂岩、粉砂岩、板岩，与上覆寒武系整合接触。

在震旦系的顶部与寒武系的交接处，普遍发育一套特征的层状沉积硅质岩，属于典型的古海洋热水沉积建造，表明震旦纪末期存在一个广泛的海洋热水沉积事件（周永章等，1994，1996）。

4. 下古生界

包括寒武系、奥陶系、志留系。寒武系在粤西称为八村群，与震旦系整合接触，是一套由浅变质砂岩—粉砂岩—板岩组成的海相类复理石碎屑岩建造，夹有含黄铁矿或含磷硅质扁豆体、炭质板岩及灰岩透镜体，底部为炭质板岩，地层中古生物化石稀少。桂东南寒武系还出现少量的硅质岩和碳酸盐岩，含有海绵骨针、漂浮三叶虫和薄壳腕足类。

奥陶系—志留系以角度不整合覆盖于寒武系之上。奥陶系以浅海壳相砂页岩沉积为主，岩石主要有石英砂岩、砂页岩夹灰岩等，在底部含有砾岩，地层中含的古生物化石主要有三叶虫、腕足类和珊瑚类等。志留系以深水类复理石含笔石页岩沉积为主。

志留纪末期，云开地体整体褶皱隆起，云开基底形成。泥盆系及以后地层以角度不整合覆盖其上，成为盖层。

二、变质作用

云开地区基底岩石经历了多期变质作用。变质作用以区域变质和区域混合岩化作用为主，局部叠加不同时代热接触变质作用和断裂变质作用。

1. 区域变质作用

根据变质强度，区域变质作用进一步划分为麻粒岩相、角闪岩相、绿片岩相变质作用 3 种类型。

(1) 麻粒岩相变质作用

麻粒岩相变质作用出现于高州的云炉圩—龙修一带，主要影响高州杂岩。麻粒岩相的特征变质矿物包括紫苏辉石、堇青石、尖晶石、铁铝榴石、黑云母等，存在多世代的变质矿物组合。麻粒岩相变质作用与紫苏花岗岩关系密切，在紫苏花岗岩中存在大量麻粒岩相的岩石包体。

特征变质矿物组合和矿物地质温度计的计算结果显示，麻粒岩相峰期变质作用温压条件为 $P=0.4\sim 0.6\text{GPa}$ ， $T=700\sim 800^{\circ}\text{C}$ ，退变质条件为 $P=0.4\text{GPa}$ ， $T=650\sim 710^{\circ}\text{C}$ ，地热梯度达 $5.4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。PT 演化显示，经历了峰期变质和地下居留冷却、抬升后的冷却两个重要阶段（周汉文，1995）。

关于麻粒岩相变质作用的峰期年龄，研究认为应发生于前晋宁期及更早（丘元禧等，1996；庄文明等，1995）。

(2) 角闪岩相变质作用

主要见于北流六麻、六靖及高州，在云浮大蚮山、广宁石涧地区也有出露。区域分布不均匀，以混合岩、花岗岩为中心，向外变质作用减弱，构成若干热穹隆构造。特征变质矿物为黑云母、夕线石、堇青石、铁铝榴石，构成堇青石—夕线石—钾长石带、黑云母—铁铝榴石带、铁铝榴石—堇青石—红柱石带等由不同变质矿物组成的变质相带（周汉文，1995）。

根据特征变质矿物组合和矿物地质温度计的计算结果，角闪岩相变质作用的温压条件为： $P=0.3\sim 0.5\text{GPa}$ ， $T=550\sim 700^{\circ}\text{C}$ 。PT 演化显示，角闪岩相变质岩经历了等压升温变质到地下居留冷却的演化过程（周汉文，1995）。

对广东省高要诗洞—伍和—石涧—河台地区的分析表明（Zhou Y.Z. et al., 1995），震旦纪地层经历了中高级区域变质作用。十字石、夕线石和铁铝榴石是特征变质矿物，古地温梯度为 $30\sim 50^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ，片岩形成的温压主区间为 $500\sim 670$ 和 $250\sim 600\text{MPa}$ ，是中—中低压变质相系的产物。

角闪岩相变质作用至少可分为两期，早期与麻粒岩相变质作用渐变过渡，晚期则形成于晋宁期—加里东期变质作用。

(3) 绿片岩相—绿帘角闪岩相变质作用

涉及云开基底的所有地层，是多期变质作用的产物，有些变质岩中还保留原始沉积结构。特征变质矿物为白（绢）云母、黑云母、绿泥石、十字石、红柱石、蓝晶石、石榴子石、绿帘石、斜长石等。

不同地区的绿片岩相—绿帘角闪岩相变质作用有一定的差异，从而形成不同的变质矿物组合，其原因除因区域变质过程中局部热流差异外，加里东期、燕山期热接触变质的叠加是主要原因。特征变质矿物组合、矿物地质温度计及白云母的 b_0 值的计算结果显示，云开群变质作用温度为 $500\sim 600^{\circ}\text{C}$ ，属中—中低压相系（Zhou et al., 1995；凌井生等，1992）。

2. 区域混合岩化作用

本区区域混合岩化作用从晋宁期开始，一直持续到加里东期。

高州杂岩中的混合岩主要形成于晋宁期。从新桐向云炉方向，高州杂岩的混合岩依次可见呈北西走向的局部混合岩带、条带状混合岩带、眼球状混合岩带及片麻状混合岩带。混合岩的这种区域分布特征，是由于深熔作用程度不同造成的，随着深熔作用的发展和熔体量的增加，熔体与残留体的作用增强，混合岩由不均匀向均匀化发展（陈斌等，1994）。

在云开群中，混合岩化作用主要形成变质岩—条带混合岩—片麻状花岗岩—眼球状花岗岩组合，它们之间呈渐变过渡接触。

加里东期混合岩化作用在空间上多以某一岩体为中心呈环状分布、由中心向外混合岩化作用逐渐减弱为特征。这一中心一般为加里东期深熔型黑云母花岗岩，在云开大山腹地呈多中心特征。由于混合岩化作用对原岩的选择性，由中心向外可以见到混合岩化程度不同的岩石交替出现（周汉文，1995；丘元禧等，1996）。

在粤西河台金矿田外围的诗洞—伍和—石涧地区，可以清楚地观察到混合岩与正常变质岩具渐变过渡接触关系。从西北到东南依次发育均质混合岩、条痕混合岩、条带状混合岩、片麻岩和混合岩化片岩。它们形成于开放的变质体系中，主要通过主要化学成分的准原地调整而成，其中的部分浅成体来自深部地层（Zhou, 1993）。

由于本区区域混合岩化作用从晋宁期开始，一直持续到加里东期，从而使混合岩的归属问题成为争论的焦点。作者认为，以早期基底岩石为源岩的混合岩，可以在后期基底形成过程中多期次的构造—热事件中连续形成，是多期次变质作用的见证，其地球化学特征由源岩的性质决定，因此可以归属到源岩的岩层中，作为一类特殊的岩石进行研究。

云开地区在加里东期后转变为稳定，上覆盖层沉积。后期叠加了断裂变质作用和接触变质作用。

3. 断裂变质作用

断裂变质作用存在于加里东期及以前时期，但由于强烈改造与区域变质作用不易区分。在海西—印支期，断裂变质作用的表现相当明显，在云开地体的东部、西北部边缘分布尤为集中，明显受吴川—四会断裂带、罗定—广宁断裂带、岑溪—博白断裂带控制。混合岩化、动热变质、韧性剪切变质等变质作用均沿断裂构造呈线性分布（莫柱荪，1983）。如岑溪—博白断裂带中从黄陵到蟠龙有一条由二云母片岩带、石榴子石片岩带、十字石片岩带组成的渐进断裂变质带，断裂变质带斜切地层走向，变质程度与地层层序无关。沿上述断裂带以及在云开地体内部叠加有糜棱岩带、糜棱岩化带和碎裂岩带，在河台地区沿凤村—河台—五村—光宁一线的糜棱岩带中，金矿赋存于其中。在燕山期及以后，断裂变质作用以碎裂变质为主。

4. 接触变质作用

接触变质作用在前寒武纪和古生代岩体边部即有发生，但以中生代燕山期花岗岩的接触变质最为突出。燕山期花岗岩浆活动沿断裂分布，在花岗岩体周围引起接触变质作用和同化混染作用，形成由各种角岩、夕卡岩、大理岩组成的热接触变质带。

三、构造变形作用

云开基底的构造变形作用复杂，可划分为 3 期，分别为前晋宁期、晋宁期、加里东期（彭少梅等，1996）。不同期次有不同的构造形迹。

1. 前晋宁期（>1400Ma）

在前晋宁期变质过程中，高州杂岩发生了强烈的构造变形，以韧性变形为主，形成各种韧性剪切带、旋转碎斑系、片麻理、透人性流褶皱和无根褶皱等构造形迹。

高州杂岩中的构造变形自下而上可划分为 5 种构造样式（杨坤光等，1996），分别为：

- (1) 强变形球斑或眼球状混合花岗岩的强弱应变域共存的投入性韧性剪切带；
- (2) 条带状混合花岗岩的片麻理均匀平直变形带。
- (3) 片麻状混合花岗岩的片麻理揉皱变形带。
- (4) 不同类型混合岩的剪切递进变形带。
- (5) 各种变质岩投入性流劈理带。

它们是在较大深度和较高温度下连续变质、变形和混合岩化作用的递进深熔演化结果。应变测量和分析结果反映主期深层剪切及物质运动方向 NE 向，处于 SW—NE 向拉伸应力场中。

2. 晋宁期（1400~800Ma）

晋宁期的构造线方向为近 E—W 向，处于 NNE—SSW 向拉伸应力场中（彭松柏等，1995）晋宁期构造形迹可分解为 3 个构造带（彭少梅等，1996）：

(1) 下变形带

由混合花岗岩、眼球状或钾长球斑深熔花岗岩组成，构造形迹为透人性褶皱和片麻理，并在中深层次流变剪切滑脱带发生部分熔融，形成混合岩、混合花岗岩和花岗岩岩石组合系列。

(2) 中变形带

主体为云开群的混合岩和混合岩化岩石，发生深层次流动变形，形成透人性肠状褶皱群。混合岩中的基体和脉体组成顺层流褶皱和层内不对称褶皱。

(3) 上变形带

宏观变形不明显，顺层流劈理和石英析离体等构造形迹分布于云开群变质岩中。

3. 加里东期（800~370Ma）

由高侵位片麻状花岗岩和部分混合岩化的折叠层等构造形迹组成，主要涉及寒武纪和震旦纪变质地层，奥陶纪地层和志留纪地层变质变形都很微弱，呈角度不整合覆盖其上。应变分析显示加里东期的构造应力场为 S—N 向近水平挤压应力场。云开巨向斜的形成和大量同构造花岗岩的侵位，标志云开变质基底最终形成。

四、花岗岩浆活动

云开基底在形成过程中花岗岩岩浆活动强烈，形成前加里东期、加里东期、海西—印支期、燕山期等不同期次的花岗岩。

前加里东期花岗岩：尽管高州群中发育片麻状深熔花岗岩，但尚无确切的同位素年龄数值；有确切同位素年龄数值的花岗岩从晋宁期开始，包括云开大山腹地信宜白石一带的英云闪长质—花岗闪长质—二长花岗质片麻岩（符力奋，1995）、高州—马贵地区的大田顶花岗岩等。

加里东期花岗岩：是云开地体中最为发育的一期花岗岩，主要分布于云开大山的腹地——复式背斜的轴部，岩体展布方向、片麻状构造与区域构造线一致，与围岩呈侵入突变接触，接触变质及岩相分带明显，代表性岩体有大王山、圭岗、石牛头、诗洞、凤村广宁花岗岩等。

海西—印支期花岗岩：沿罗定—广宁断裂带及其邻侧分布，有泗纶、那蓬、云楼岗等岩体，岩体侵入上古生界，并为三叠纪—侏罗纪地层角度不整合覆盖。

燕山期花岗岩：本期花岗岩浆活动强烈，除有中酸性岩浆喷出活动外，以花岗岩侵入为主，有银岩、塘口、锡山、马山、伍村、岗尾、塘蓬等著名花岗岩，其中塘蓬花岗岩以及英桥花岗岩分布于研究区内，英桥花岗岩与银金成矿作用关系密切。

第二节 基底演化格架

一、太古宙—古元古代：古老陆核形成和生长

云开地区是否存在古元古界—太古宇的基底，一直是长期争论的问题。根据已有的同位素数据，作者分析后认为云开地区可能存在古元古界—太古宇的基底。

1. 锆石 U—Pb 年龄证据

(1) 广西陆川清湖和广东廉江平定一带清湖岩体的粗粒角闪二长岩中，锆石 U—Pb 法上交点年龄 $t_1 = 2642 \times 10^6 a$ ，下交点年龄 $t_2 = 154 \times 10^6 a$ （徐磊明等，1992）。 $2642 \times 10^6 a$ 是已报道的云开地区的最大的锆石年龄数据。它表明清湖岩体成岩物质来源可能是太古宇岩石，隐含着云开地区有可能存在太古宇残留。

(2) 高州杂岩—云炉紫苏花岗岩外围黑云二长片麻岩中，锆石 $t_1 = 2038 Ma$ ， $t_2 = 374 Ma$ ，实测数据靠近下交点（符力奋，1987）。2038Ma 为锆石源岩的可能年龄。

(3) 信宜滩洞、旺沙云开群变质英安斑岩中，磨圆/碎屑单颗粒锆石分层蒸馏 Pb—Pb 法年龄 2084~1616Ma（周国强，1994），代表锆石源岩年龄。

2. Rb—Sr 等时线年龄证据

信宜罗罐至罗定分界附近的云开群云母石英片岩全岩 Rb—Sr 等时线年龄为 $1900 \times 10^6 a$ （李献华等，1993）。考虑到 Rb—Sr 同位素体系中岩石变质作用已达高绿片岩相以及各矿物的封闭温度（黑云母为 300~350℃，白云母为 450~500℃，钾长石为 320~450℃），故该数

据不能代表原岩沉积年龄，只能视为某一晚于原岩沉积年龄的变质热事件年龄。

3. 钨模式年龄证据

(1) 信宜花岗岩质石中斜长角闪岩的钨模式年龄 $T_{DM} = (2652 \sim 1954) \times 10^6 \text{a}$, Sm-Nd 等时线年龄为 $2625 \times 10^6 \text{a}$ (庄文明, 1995), 二者基本一致。说明这些样品的岩石形成时与其他地壳组分没有明显的混染, 形成以后 Sm-Nd 体系没有重大的调整, $2652 \times 10^6 \text{a}$ 可代表成岩年龄。

(2) 罗定泗纶至都门云开群云母片岩 (5 个样) 钨模式年龄 $T_{DM} = 2335 \text{Ma}$ 、 2306Ma 、 2303Ma 、 2099Ma 、 1492Ma (周国强, 1994), 这些云母片岩的原岩是正常沉积岩, $2335 \sim 2099 \text{Ma}$ 不代表沉积原岩物质从地幔分异出来的时间, 应代表沉积原岩物源区的加权平均年龄。

上述年龄数据表明, 云开地体地质演化历史可追溯到古元古代, 甚至太古宙。那时, 云开基底的陆核已经形成, 稍后形成古老陆壳, 为以后地层或岩系直接提供了物源, 一部分经再循环作用为中生代岩浆岩提供了源岩。

二、元古宙—早古生代：基底形成阶段

1. 古元古代—中元古代：高州杂岩形成

根据高州杂岩变质岩石组合、混合岩基体特征和常量元素西蒙南判别图解的判别, 高州杂岩原岩为夹有少量火山岩的碎屑岩建造。

高州杂岩中基性火山岩的稀土元素地球化学特征表明, 岩石几乎没有轻重稀土的分馏, $LREE/HREE = 0.66$, 低稀土总量, 弱的 Eu 异常和显著的 Gd 负异常, REE 图谱与岛弧拉斑玄武岩相似, 与正常洋中脊玄武岩相差较大, 表明当时云开地区不存在大洋, 微量元素显示岩石源于过渡型地幔。因此, 信宜—高州杂岩形成于大陆边缘的岛弧环境 (凌井生等, 1992; 周汉文, 1995)。

同位素年代学研究表明, 高州杂岩的岩石形成于古元古代—中元古代。其依据为:

(1) 信宜白石黑云斜长片麻岩中锆石 U-Pb 法年龄为 $2296 \times 10^6 \text{a}$ (符力奋, 1996), 代表原岩发生变质, 乃至深熔 (混合岩化) 的源岩年龄;

(2) 信宜银岩眼球状片麻岩锆石 U-Pb 年龄 $t_1 = 1735 \times 10^6 \text{a}$, $t_2 = 425 \times 10^6 \text{a}$, 前者代表变质岩石的形成年龄, 后者代表后期热事件的改造年龄 (叶伯丹, 1989);

(3) 与麻粒岩密切相关的云炉一带的加里东期紫苏花岗岩全岩 Sm-Nd 模式年龄 $1741 \times 10^6 \text{a}$, 代表原岩形成年龄 (周汉文, 1995)。

2. 中元古代—新元古代演化阶段：高州杂岩变质改造和云开群形成

(1) 前晋宁期高州杂岩变质改造

在前晋宁期, 高州杂岩经受了麻粒岩相和角闪岩相变质作用及区域混合岩化作用的改造, 处于 SW—NE 向拉伸应力场中 (彭松柏等, 1995; 彭少梅等, 1995)。

已有数据表明, 信宜—高州杂岩麻粒岩的年龄为 $950 \text{Ma} \pm$, 丘元禧等 (1996) 认为这一年龄数据是紫苏花岗岩 $434 \sim 450 \text{Ma}$ (陈斌, 1994) 和一大于 950Ma 年龄的混合年龄, 麻粒岩的成岩年龄应大于 950Ma ; 庄文明等 (1995) 在高州杂岩中斜长角闪岩中多次得到

了 1700~3200Ma 的年龄数据也支持麻粒岩相变质作用可能发生于前晋宁期。塘蓬花岗岩体的原岩混合岩的形成年龄为 1487Ma (简平, 1989), 信宜银岩眼球状片麻岩形成年龄 1735Ma, 均说明云开地体存在前晋宁期的构造-热事件。虽然目前不清楚角闪岩相变质作用时代, 由于角闪岩相与麻粒岩相变质呈渐变过渡, 变质过程是漫长的地质过程, 是构造旋回发展到一定阶段的产物, 推测角闪岩相变质作用发生于前晋宁期。

虽然受到加里东期的强烈再造和改造, 高州变质杂岩岩石的变质作用峰期矿物尤其是变斑晶未见晶内片理旋转迹象, 因而矿物生长过程的构造变形是伸展过程的产物而不是挤压缩短过程的结果。矿物递进演化的 PT 轨迹显示变质过程是近等压的增温型, 表明变质过程中上覆岩层厚度基本不变, 要连续升温必要求有额外热源持续供应。虽然发现了晋宁期零星的岩浆活动, 但要使信宜-高州杂岩发生如此大规模接触变质作用的证据尚不充分, 因此变质作用的最大可能是源于拉张过程中的地壳减薄。

(2) 新元古代, 云开群形成

稍晚形成的云开群是一套陆源碎屑岩和火山岩组合, 属于次深海浊流相沉积。其中的火山岩系为较典型的双模式火山岩组合, 呈 EW 向展布, 反映火山活动为陆内裂隙性质, 说明云开群形成时处于拉伸的构造环境, 有利于古海洋热水沉积。

在底部云母片岩和石英片岩中夹有源于亏损地幔的基性火山岩, 其 Sm-Nd 等时线年龄为 980Ma (李献华, 1993), 中部云母石英片岩中夹有英安斑岩的锆石 U-Pb 年龄为 911Ma (张仁杰, 1990), 冻水坑云开群剖面见有大量的新元古代微古植物化石 (南颐, 1994), 均说明云开群形成于新元古代。

云开群为次深海浊流相沉积, 其中的火山岩系为较典型的双模式火山岩组合, 呈 EW 向展布, 反映火山活动为陆内裂隙性质, 因此云开群形成时处于拉伸的构造环境, 与深部麻粒岩相变质作用时间和构造环境相吻合。

晋宁晚期, 云开地体发生一次强烈的热-构造事件。这次构造-热事件不仅使云开群发生了区域变质作用和混合岩化作用, 与上覆震旦纪地层形成不整合接触, 而且涉及高州杂岩, 使其发生混合岩-花岗岩化作用, 如信宜白石经花岗岩化形成的片麻状花岗质岩石岩浆侵入杂岩体从边部到中心的地质年龄依次为 1200Ma→811Ma→600Ma→500Ma (符立奋, 1996), 早期为晋宁期岩浆活动产物。

3. 早古生代: 基底最终形成

震旦系及寒武系变质相以绿片岩相为主, 与奥陶系呈角度不整合接触。部分地区奥陶系和志留系发生绿片岩相变质作用。泥盆纪及以后地层均为地台型沉积并呈角度不整合覆盖在早古生代褶皱地层之上。

这类花岗岩与深部基底岩石不同重熔程度的混合岩和变质岩系伴生, 且呈环状分布, 花岗岩位于中心, 这种空间格局揭示了岩浆作用和变质作用之间的联系, 即重熔作用是在变质作用基础上发展起来的。区域变质作用和岩浆作用有明显的继承性, 如信宜白石片麻状花岗质侵入杂岩体的形成包括晋宁期、加里东期。

云开隆起大量同构造花岗岩的结晶年龄集中在 3 个区间: 390~440Ma、440~460Ma、450~500Ma, 分别与郁南运动和广西运动的年代相当, 混合岩的同位素年龄数据集中在 4 亿~5 亿年, 泥盆纪及以后地层均为地台型沉积并呈角度不整合覆盖在早古生代褶皱地层之上, 表明云开地区在加里东期完成了由活动区向稳定区的转化, 云开基底形成。

三、晚古生代—新生代：基底改造阶段

根据区域性构造—热事件，云开地体基底的改造可以划分为海西—印支期和燕山期两个阶段：

1. 海西—印支期改造阶段

断裂变质作用发育，伴随地层混合岩化、重熔型和同熔型花岗岩的形成。基底经受了—次较强烈的韧性—脆韧性再造，形成了诸如河台、石灰坪等韧性剪切带和罗定分界一带的逆冲推覆构造（叶伯丹，1989；丘元禧等，1993）。石灰坪糜棱岩带的 Rb—Sr 等时线年龄为 (216 ± 11) Ma（叶伯丹，1989）是为证据之一，而罗定分界一带的逆冲推覆构造也是该期形成的半脆性构造（丘元禧，1993）。

2. 燕山期改造阶段

在燕山期，花岗岩浆活动活跃，基底主要经受了脆性改造，并在基底的边缘和内部形成了一系列的脆性断层，制约了中生代盆地形成，如博白盆地和罗定盆地的产出，其活动可延伸至喜马拉雅期。

第三节 云开基底的区域地球化学背景

一、微量元素

云开基底不同地层变质岩石和同构造花岗岩微量元素和稀土元素组成见表 1-1。

表 1-1 云开地体基底岩石的微量元素组成

地 层	高州杂岩	云开群	震旦系	寒武系	混合岩	加里东期花岗岩
样品数	4	33	22	34	23	10
As	1.68	3.0	20.41	13.87	1.61	8.92
Ba	1843	743.6	913	787	553	618.2
Be	5.05	2.4	3.63		2.74	1.46
Bi	0.18	0.36	2.79		0.93	0.44
Co	23	23.6	12.61	21.3	8.55	3.40
Cr	99.2	65.5	99.05	161.4	28.36	57.3
Cu	28.8	34.6	34.27	46.1	15.82	22.34
F	504	672	763.5		570	187.6
Nb	24.7	14.0	15.32		14.06	6.58
Ni	48.5	25.5	39.19	42.46	15.05	14.04
Pb	23.7	26.8	38.42	53.53	30.24	30.18
Rb	93.8	138.6	204.5		174.1	181.2
Sb	0.42	0.29	0.17	0.98	0.40	1.25
Sc	20.0	13.4	11.06		8.78	11.78
Sr	170.8	66.6	18.97	175.3	103.5	33.42

续表

地 层	高州杂岩	云开群	震旦系	寒武系	混合岩	加里东期花岗岩
Ta	1.68	1.00	0.82		5.98	6.22
Th	19.3	18.4	21.6		15.72	6.9
U	0.79	3.17	7.53		5.60	1.3
V	161.5	86.5	135.27	184.4	40.79	19.4
Zn	103.7	76.3	80.74	107.02	65.04	31.01
Zr	247	210	214.7		160.6	121.6
REE	320.52	226.11	176.4	292.05	176.72	233.93
LREE	237.04	178.70	158.2	267.9	146.67	167.07
HREE	83.48	47.41	18.2	24.15	30.05	66.86

资料来源：王鹤年等（1991），凌井生等（1992），周汉文（1995），Zhou Y.Z.（1992，1995），彭少梅等（1995），本研究。

1. 变质地层

与地壳丰度值（黎彤，1992）相比，云开基底加里东构造层（包括高州杂岩、云开群、寒武系）的亲铁元素 Ni、Co、Cr 等总体偏低，而大部分亲石元素 Rb、Ta、Nb、Zr、Th、Sc、Ba、Be 显示富集特征或与地壳克拉克值接近。Sr 的分布较特殊，其含量低于正常期望值。与贵金属经常伴生的元素 As、Zn、Pb 在地层中总体显示出富集（图 1-2）。

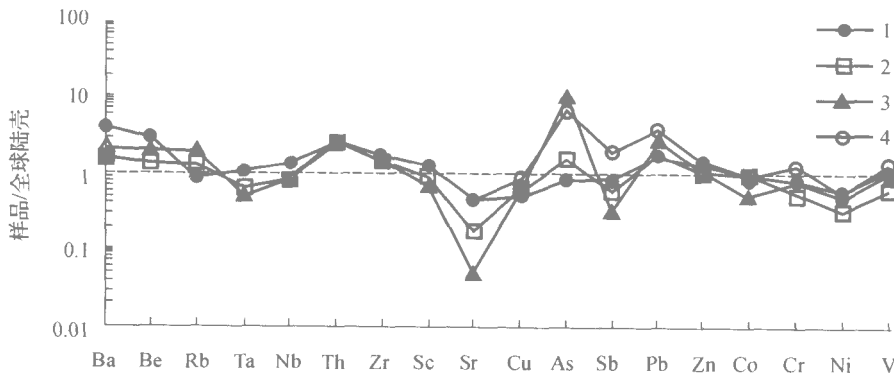


图 1-2 云开基底不同地层岩石微量元素的含量

1—高州杂岩；2—云开群；3—震旦系；4—寒武系

其中，高州杂岩中的 Ba、Be、Pb、Th、Zr、REE 等的含量明显高于地壳的丰度值，As、Bi、Cr、F、Rb、Sc、V、Zn 等元素的含量与地壳相近，Co、Cu、Nb、Ni、Sb、Sn、Sr、Ta、U 等元素的含量低于地壳丰度值。

云开群变质碎屑岩类 Ba、Be、Bi、F、Pb、Rb、Sn、Th、U、Zr 等的含量高于地壳丰度值，As、Sc、Ta、Zn 等元素相近，Co、Cr、Cu、Nb、Ni、Pb、Sr、V 等的含量低于地壳丰度值。

震旦纪变砂泥质岩类的微量元素地球化学特征与云开群变质碎屑岩相比，除 As 的含量

明显增高外，其他元素基本一致，但在泥质岩石中 F、Pb、V、Cr 的含量明显高于砂岩类。

在震旦纪地层中夹杂的层状沉积硅质岩及其变质石英岩中大部分微量元素的含量远远低于地壳丰度，但作为热水沉积的诊断元素 Ba、As 的含量明显高于地壳丰度值（周永章，1994）。

2. 混合岩和加里东期花岗岩

混合岩和加里东期同构造花岗岩（地壳改造花岗岩）的微量元素组成特征由两种因素控制：源岩的地球化学组成和熔融过程中元素的演化历程。

与基底变质及其原岩相比，混合岩和同构造花岗岩的亲铁元素的含量降低，而高场强元素 Nb、Ta 的含量则明显增高，其他元素与基底变质岩石的相似（Zhou, 1992, 1995; 彭少梅等, 1995）。这指示了，混合岩和加里东同构造花岗岩源于加里东构造层变质岩系，并经历过不同程度部分熔融。

对位于云开地体基底东北段的粤西诗洞—伍和—石涧—河台地区的变质岩和混合岩研究表明（Zhou et al., 1995; Zhou, 1992），变质程度较高的岩石比变质程度低的岩石相比，多数微量元素显示出贫化特征，这主要归因于变质热场中，杂质微量元素倾向于从高温区域向低温区域迁移。这一现象已为数学模型和计算机模拟结果所证实（周永章等，1994）。

混合岩中的小部分微量元素，与相同原岩的片岩相比，保持不变，甚至富集。这类元素主要指的是不相容元素，包括大离子亲石元素 Rb 及高场强元素 Nb、Ta、Th、U、Zr、Hf、REE 和 Sc。这种现象是伴随深部熔融体向上注入引起不相容元素的加入和元素从高温区向低温区迁移整体趋势二者之间平衡的结果（Zhou et al., 1995）。

基底变质岩石微量元素的含量变化规律，揭示了云开地体基底的地球化学组成和特殊的地球化学背景：

(1) 稀有元素 Be、Rb、Sc、Zr 等其他元素的含量一般高于地壳的丰度值，Nb、Ta 等元素在变质岩石中的含量低于或接近地壳的丰度值，但在混合岩和花岗岩中的含量明显增高。

(2) 分散元素中 Sr 明显亏损，Ba 明显富集。

(3) 亲铁元素 Co、Cr、Ni、V 的含量明显低于地壳的丰度值，属于亏损元素，随着花岗岩化作用的增强，其含量明显降低。

(4) 亲铜元素中，Cu 的含量明显低于地壳的丰度值。Pb、Zn 的含量一般高于地壳的丰度值或与之相近，但随着基底的演化，Pb 的含量有所增高而 Zn 的含量呈降低趋势。

(5) 挥发元素中，F 的含量高于地壳的丰度值，随着基底的演化，含量有明显地增加。As、Bi 与地壳相近。Sb 的含量明显低于地壳的丰度值。

(6) 放射生热元素 Th、U 中，Th 的含量明显高于地壳的丰度值，U 元素在早期的含量较低，但在后期则有明显的增加。

(7) 多数微量元素在高等级变质岩石的含量比低级变质岩石的低。

二、 稀 土 元 素

云开基底不同层位的变质碎屑岩系具有大体相似的稀土组成。总体上，变质碎屑岩的

稀土总量高，轻重稀土分异明显，轻稀土元素相对富集，具有较明显的负铕异常， δEu 的值为 0.49~0.85。

混合岩类岩石整体上继承了原岩（主要是片岩）的 REE 配分模型，且随着混合岩化程度的增加，HREE 较 LREE 略显富集（Zhou et al., 1995；周汉文，1995）。同构造花岗岩的稀土组成与其源岩变质岩相同，反映壳源改造型花岗岩的特征。

对有代表性的粤西诗洞—伍和—石涧—河台地区震旦纪变质地层的 REE 元素研究显示（Zhou et al., 1995）：

(1) 与片岩平均值相比，混合岩 REE 丰度亏损极微少，但是在通过 TiO_2 标准化滤去因主元素质量变化产生的影响后，它们的丰度实际上高于研究区片岩平均值。REE 整体是平均 TiO_2 标准化值的 1.17 倍。

(2) 混合岩形成过程中，稀土元素是活动的，但它们整体活动，元素间只有轻微的分馏。经 TiO_2 标准化后，混合岩平均值与片岩平均值的 REE 比率在很狭窄范围内变化，大多数集中在 1.0~1.4。在 Masuda-Coryell 图解中也被反映出来，显示所研究的混合岩的平均 REE 配分模式与片岩几乎平行但位置稍低。混合岩中相对于 LREE，HREE 稍微富集。LREE/HREE 的比值从片岩的 8.0 降低到混合岩的 7.5。这种降低与 HREE 较 LREE 为强不相容元素一致。

三、金银成矿元素

由于云开地区是华南地区银金矿化的一个重要的矿化集中区，因此前人在不同时期对云开基底不同时代地层和变质岩石的 Au、Ag 含量做过较多的工作（邓璟等，1991；王鹤年等，1991；刘腾飞，1992；凌井生等，1992；Zhou, 1992；周永章，1993；王正云等，1995；王秀璋等，1996）。表 1-2 和表 1-3 总结了 Au、Ag 含量在基底地层和变质岩中的分布状况。

表 1-2 云开地区各时代地层 Au、Ag 的含量

地 层	前寒武系	寒武系	奥陶系	志留系	地壳丰度值
Au	2.8~12.3	3.24~19.1	1.8~7.7	1.1~3.98	2.19
Ag	40~940	200~380	140~260	120~310	75

数据来源：刘腾飞（1992）王正云等（1995），Zhou（1993），王秀璋等（1996），凌井生等（1992），王鹤年等（1991）整理；Au、Ag 的单位是 10^{-9} 地壳丰度值据黎彤（1992）。

表 1-3 云开基底不同类型变质岩 Au、Ag 的含量

地 区	浅变质岩		片 岩		片麻岩		混合岩	
	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag
桂东南	6.7~7.1	500	3.3~6.3	310~330	3.9~6.7	330	1.5~3.4	150
廉江塘蓬			17	1300			1.4~4.5	170~270
信宜高州	1~1.5		1~2		1~2		1.6~3.3	
高要清远	5.94		3.5~33	90~110	2.81		2~3.6	30~80

注：Au、Ag 的单位是 10^{-9} ；资料来源：刘腾飞（1992），凌井生等（1992），邓璟等（1991），王鹤年等（1991），Zhou（1993），王秀璋等（1996），本文。

总体上,前寒武纪和寒武纪地层中 Au、Ag 的含量较高,明显高于地壳克拉克值。这可能与前寒武系—寒武系中具多期次的特殊的热液沉积建造、基性—超基性海底火山喷发、含泥质炭质碎屑沉积建造有关(周永章等, 1994, 1996; 王鹤年等, 1991)。

基底变质岩中,从浅变质岩、片麻岩和片岩、到混合岩,随着变质程度的增加,岩石中 Au、Ag 的含量趋于降低。上述特征表明,在基底地层形成过程中, Au、Ag 在岩石中曾发生过初步富集;基底岩石在变质演化过程中, Au、Ag 发生了活化、迁移。

研究表明,在变质作用过程中,银主要分布于铁、铜的硫化物和铁镁矿物中(博莱, 1968)。在区域变质和接触变质作用中,作为亲铜元素的银可能跟随 S、As、Sb 和 Au、Pb、Zn、Cd、Bi、Cu 一起迁移。银在花岗岩化和伟晶岩化阶段并不富集,而强烈富集在变质作用和花岗岩化作用晚阶段的矿脉和其他矿床中。

不同地区基底岩石金、银含量有一定的差异,在高要—清远地区,基底岩石以较高的金含量、较低的银含量为特征;在信宜—高州地区,总体看基底岩石中金银的含量均低;在桂东南地区,基底岩石以银的含量高为特征。

基底岩石 Au、Ag 含量在区域上的这种差异,与云开金银矿床类型的发育程度和空间分布状态相吻合。在高要—清远地区,贵金属矿床以金为主,有大量的金矿床产出,如河台、高要金矿床等。在信宜高州地区,只有小型贵金属矿床产出,表现为金银矿床。在桂东南地区,贵金属矿床产出较多,除 Au 含量高的寒武纪地层中产出金矿床外,以银矿床为主,如望天洞、金山、庞西垌、张公岭银金矿床等。

云开地体前寒武纪和寒武纪地层岩石中较高的 Au、Ag 含量,以及在基底演化过程中 Ag、Au 发生活化迁移,为本区成为银金成矿集中区提供了良好的前提条件。

第四节 基底演化与成矿作用

云开基底的演化过程,是以陆壳物质为主多次再循环的过程,并有地幔物质的添加。在演化过程中,云开地区发育了多种矿化作用,形成了 Au、Ag、REE、Nb、Ta、Pb、Zn、硫铁矿等矿床或矿化点。

一、基底形成过程中的成矿作用

基底在初始沉积阶段,主要处于拉伸的构造环境中,形成与沉积作用有关的矿床或矿源层。在变质阶段,元素活化、迁移,可在特定位置富集,从而形成变质矿床。

1. 基底原始沉积成矿作用

粤西云浮大降坪大型硫铁矿是华南地区最大的硫铁矿床。它赋存于震旦系大蚮山组沉积地层中。在黄铁矿床附近经常发育爆发角砾岩型矿石层、火山凝灰岩及蓝藻化石层。黄铁矿与炭质千枚岩、硅质岩和结晶片岩相间成层,同步褶皱,蓝藻化石层和黄铁矿层共生,矿石具内碎屑结构及同生角砾构造,硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为中等正值到中等负值。研究表明该矿床为有微生物成矿作用同生沉积成因的热液沉积矿床。

高要河台金矿田是 20 世纪 80 年代在云开地区发现的重要金矿田。研究表明,它是多阶段地球化学演化过程的产物,其主要矿源层是震旦纪—寒武纪地层。在矿源层初始形成

期间，古地热系热水沉积作用参与了金等元素的初步富集（周永章，1993）。

2. 变质成矿作用

基底沉积建造形成以后发生的区域变质作用，形成两种类型的变质矿床：一类为岩石中形成新矿物而成分不变，如变质滑石矿床；另一类与变质过程中元素的迁移和重新分配有关。根据野外观察和数学与计算机模拟的结果（周永章等，1994），元素在变质热场中存在两种迁移倾向，一是从高温地区迁出，向低温地区转移；一是块状固体单元内部向各种软弱面（迁移陷阱）迁移，并形成特定的级序路径和迁移陷阱镶嵌结构。代表性矿床包括产于岩石的片理、片麻理及裂隙中的矿床（如金矿床）和因变质流体对残留体交代形成的交代矿床（如铅锌矿床）。

在云开地区，变质金矿床规模通常较小。矿床赋存于基底片麻岩、变粒岩或石英云母片岩变质岩中，矿体或矿化体本身就是变质岩层，其产状与围岩的片理、片麻理一致，与围岩没有明显的界限。围岩蚀变微弱，有用矿物单一，自然金不均匀的沿片麻理散布，或富集于长英质条带中，伴生少量的毒砂、磁黄铁矿和黄铁矿等。金品位贫—中等。见于罗定、化州、广宁一带，如泗纶的金牛、合江金矿，光宁的旺村，化州的同志堡等矿点均属于此类型。该类型矿床可以直接由含金沉积岩层经区域变质作用形成，如金牛矿床；也可以经变质作用形成后，又经混合岩化作用产生的富金石英脉叠加而成。

广东廉江禾寮铅锌矿和广西博白飞鹅岭铅锌银矿床是变质交代矿床的代表。区域变质作用进一步发展成混合岩化作用，混合岩化流体对早期变质岩残留体进行交代，形成夕卡岩（石榴绿帘透辉石岩），伴随铅锌矿化形成。

二、基底改造过程中的成矿作用

云开地体是金银—多金属矿床的矿化集中区。根据已有的研究（邓璟等，1991；王鹤年等，1991；周永章，1993；王秀璋等，1994），尽管各位研究者的结果不完全相同，但普遍认为云开基底具有良好的元素（包括 Au、Ag）成矿的地球化学背景。

云开基底形成后经历的多期次的构造—岩浆活动，是本区主要金银矿床的主要成矿因素。

在广宁—罗定地段，基底岩石经海西—印支期构造—岩浆活动的改造，形成韧性剪切带和重熔花岗岩。在韧性剪切作用过程中，金等成矿元素沿剪切带活化转移，并发生富集，形成矿床。形成矿床的热液包括了岩浆活动分异含矿热液的叠加，使矿化进一步富集。

在文楼—塘蓬地区，从基底变质岩、印支期花岗岩到燕山期花岗岩，岩石中的银、金等成矿元素的含量由小到大呈规律性变化，表明基底改造过程中成矿元素发生了迁移、富集。矿床赋存与燕山期活化的断裂带中，与燕山期花岗岩具有成因联系，表明燕山期的构造—岩浆活动是该地区矿床形成的主要控制因素。

基底改造过程中形成的矿床进一步可以分为蚀变构造岩型、石英脉型、热液叠加蚀变岩型等类型。

1. 蚀变构造岩型金银矿床

蚀变构造岩型金银矿床是云开地区分布广泛并最有工业价值的一种矿化类型。矿床受

断裂带或剪切带控制，由遭受强烈交代蚀变的角砾岩、碎裂岩、糜棱岩和千枚岩等构造岩组成，矿化比较均匀，规模较大。以河台蚀变糜棱岩型金矿床、庞西垌—金山蚀变碎裂岩型银金矿床为代表。

河台金矿位于粤西广宁—罗定断裂带的河台韧性剪切带内。围岩为震旦纪混合岩化片岩。糜棱岩框定了金矿化的空间范围，面理带和脆性裂隙控制了矿体的空间展布和产出特征。围岩蚀变有硅化、黄铁矿化、黄铜矿化、碳酸盐化和绿泥石化等，前三者与金的关系密切。矿石由自然金、黄铁矿、黄铜矿、菱铁矿、磁黄铁矿和石英、绢云母等组成。根据矿物成分和相互穿插关系，可以划分为动力变质分异期、热液期和表生期 3 个成矿期，热液期进一步可划分为金—石英阶段、金—硫化物阶段和硫化物—碳酸盐阶段。经历了由早期基底岩石韧性变形成岩成矿阶段和晚期叠加脆性变形以及热液蚀变成矿阶段的演化过程，成矿物质来源于基底岩石。

庞西垌—金山银金矿床位于广东廉江与广西博白的交界，产于庞西垌—金坑断裂带内，围岩为新元古代—早古生代的混合岩、混合花岗岩和燕山期花岗岩体，矿床主要产于主断面下侧的蚀变岩中，属富硫化物含金的银矿床，是本文研究的对象。

2. 石英脉型金矿床

自然金或银金矿不均匀浸染状分布于石英脉中，含少量的硫化物等，矿化不均匀，规模小，普遍含银，一般成小型矿床或矿化点，如高州的对那岭、信宜的白马、前排矿床等，一般认为与燕山期岩浆活动有关。

3. 热液叠加夕卡岩型金矿床

该类矿床主要见于广西，沿岑溪—博白断裂带两侧分布。如广西北流的蟠龙。矿床赋存于燕山期次火山岩与奥陶纪片岩、钙质页岩、泥质灰岩的接触带。金银矿化与叠加在夕卡岩之上的含黄铁矿硅化细脉带有关。它是次火山热液成因矿床。

第二章 庞西垌 - 金山银金矿床区域地质地球化学特征

第一节 区域地质特征

庞西垌 - 金山银（金）矿床在地理位置上位于广东省廉江市和广西壮族自治区博白县的交界处，在构造上位于云开加里东褶皱带的南端，岑溪 - 博白大断裂带东侧，车田复背斜北西翼的西南段（图 2-1，图 2-2）。

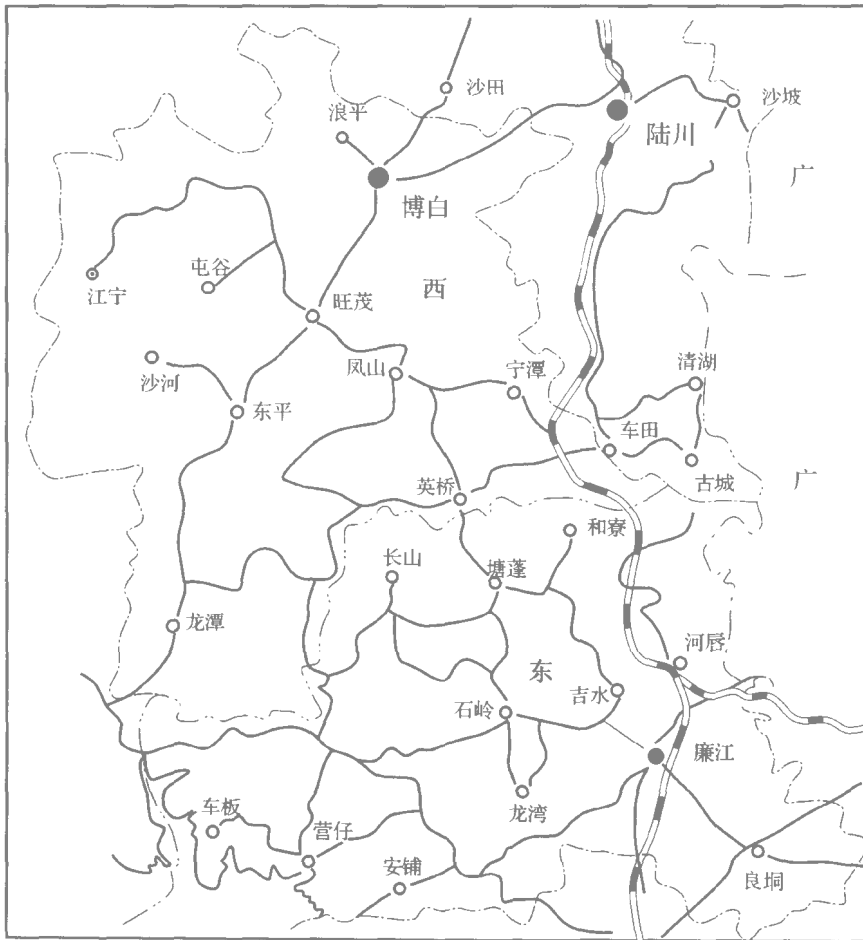


图 2-1 庞西垌 - 金山矿带交通位置示意图