

广东河台金矿构造应力场演化及构造控矿模式

龚贵伦^{1, 3, 4}, 陈广浩², 林 舸¹, 曾乔松¹, 龚朝阳⁵, 王斯亮⁵, 黄栋林⁵

(1 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 2 中国科学院南海海洋研究所, 广东 广州 510301; 3 中国人民武装警察部队黄金第十一支队, 湖南 宁乡 410600; 4 中国科学院研究生院, 北京 100039; 5 广东高要河台金矿, 广东 高要 526100)

摘 要 广东河台金矿位于两广云开大山地区吴川-四会断裂变质带与广宁-罗定断裂变质带交汇部位, 为一典型的韧性剪切带蚀变糜棱岩型金矿。海西-印支期区域SN向左旋挤压应力形成有区域左行韧性剪切性质的吴川-四会断裂变质带和广宁-罗定断裂变质带; 燕山早期, 区域构造应力转为SN向右旋挤压, 区域韧性剪切带转为右行韧性剪切性质, 并对先期形成的糜棱岩带改造显示为右行剪切特征; 燕山晚期, 大规模的右行韧性剪切活动逐渐转为右行脆-韧性、脆性剪切, 在部分糜棱岩带中产生脆性断裂。河台金矿严格受韧性剪切糜棱岩带控制。区域吴川-四会断裂变质带和广宁-罗定断裂变质带是一级构造, 两者交汇部位控制了河台金矿田的产出; 燕山期, 广宁-罗定断裂变质带的C-R次级构造(即河台韧性剪切带及其糜棱岩带)是二级构造, 控制了河台金矿床的分布; 河台矿区糜棱岩带中的张剪裂隙和主剪切裂隙系统是第三级构造裂隙, 控制了河台金矿床的类型(蚀变糜棱岩型和石英脉型)及金矿体的分布和形态。

关键词 地质学; 金矿床; 韧性剪切带; 构造应力场演化; 构造控矿; 广东河台

1 河台金矿地质概况

广东河台金矿是一个典型的韧性剪切带蚀变糜棱岩型金矿, 它位于广东省肇庆市高要县河台镇, 是目前粤西桂东南最大的金矿田, 矿田面积 40 km², 所处大地构造位置位于华南加里东褶皱系云开大山后加里东隆起带东北部, 广宁-罗定断裂变质带东北段与吴川-四会断裂变质带交汇部位, 是区域构造活动剧烈地区(见图1)。

区域上出露的主要地层为奥陶系中上统三尖群(O_{2-3sn})微片岩、千枚岩及变质粉砂岩, 志留系下统连滩群(S_{1lt})条带状页岩夹灰色细砂岩、含砾石英砂岩及炭质页岩。在区域变质作用和韧性剪切动力变质作用下, 震旦系C组地层中还形成有条带状、条带-条痕状、条痕-阴影状混合岩及大量的糜棱岩带(见图2)。

矿区构造主要为“一斤一两”倒转复背斜和宝鸭塘-坑尾断裂(即F₁断裂, 为广宁-罗定断裂变质带的一部分)。矿区出露的岩浆岩主要有云楼岗二长花岗岩、伍村二长花岗岩。

矿区出露地层有: 震旦系C组(Z^C)云开群各类片岩、片状石英岩、变粒岩及片麻岩等; 寒武系八村群上亚群(Cbc^c)浅变质石英砂岩、粉砂质页岩、千枚状页岩、云母片岩、石英片岩互层夹炭质页岩等。

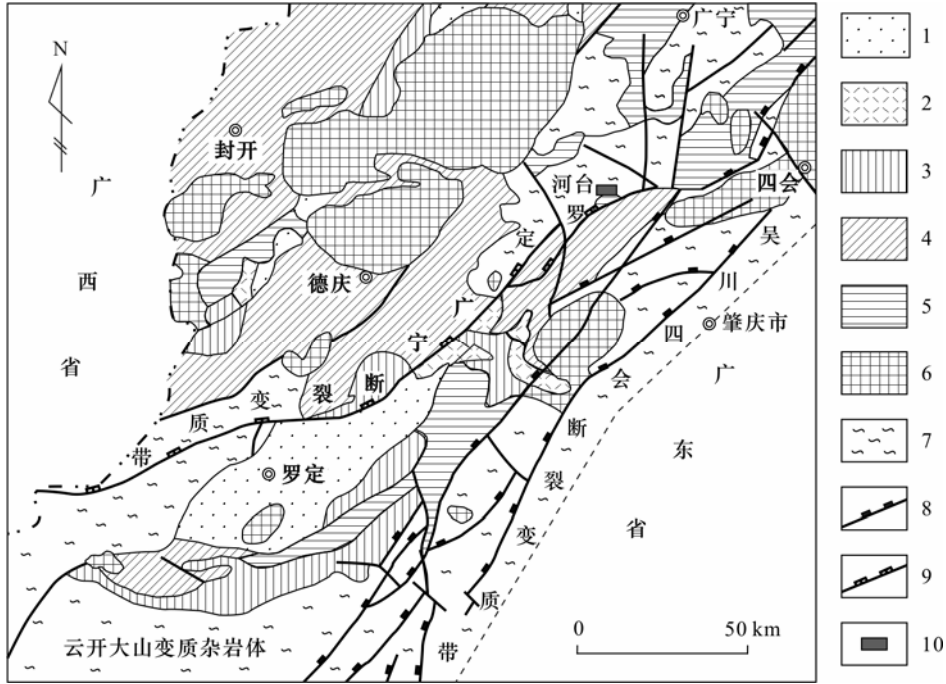


图 1 区域构造位置图（据广东省高要市河台金矿地质勘探报告（1986-199）改编）

1—白垩系；2—三叠系上统-侏罗系下统；3—上古生界；4—下古生界；5—震旦系；6—岩浆岩；7—混合岩、混合花岗岩；8—吴川-四会断裂变质带主要断层；9—广宁-罗定断裂变质带主要断层；10—河台矿田位置

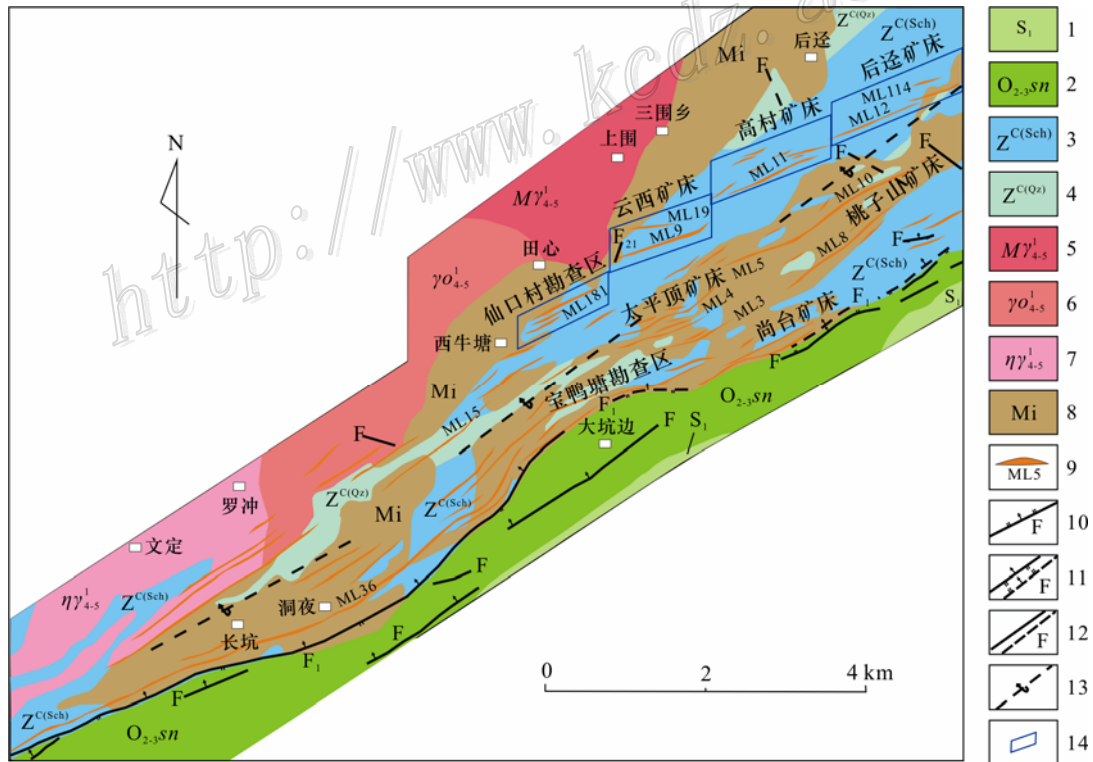


图 2 河台金矿区综合地质图（资料来源：河台金矿）

1—志留系下统；2—奥陶系中上统三叠群；3—震旦系云开群 C 组以片岩类为主的岩段；4—震旦系云开群 C 组以石英岩为主的岩段；5—海西-印支期黑云母二长花岗岩；6—海西-印支期黑云母斜长花岗岩；7—海西-印支期黑云母混合花岗岩；8—混合岩；9—糜棱岩带及其编号；10—实测及推测正断层；11—实、推测逆断层；12—实、推测性质不明断层；13—“一斥一两”倒转复背斜；14—勘查区或矿区范围

矿区已知的糜棱岩带超过 70 条,其平面形态绝大多数为狭长带状,走向 52~72°,倾向 NW,倾角 50~80°,走向长度一般 500~1 000 m,宽度由数十厘米到数十米;规模最大的糜棱岩带为 ML36,长度大于 2 600 m,宽度约 40 m。

目前矿区已知具工业矿体的矿床为云西矿床、高村矿床、后迳矿床,三者分别由各自的糜棱岩带群和相应的矿体群组成,每个矿床都有各自的主含矿糜棱岩带及对应的主矿体,云西矿床为 9 号糜棱岩带(ML9)和 9 号矿体,高村矿床为 11 号糜棱岩带(ML11)和 11 号矿体,后迳矿床为 12 号糜棱岩带(ML12)和 12 号矿体;3 条主含矿糜棱岩带呈右行左阶侧列展布;各矿体产状严格受其糜棱岩带控制,矿体在平面上和剖面上总体形态呈脉状、透镜状,局部为分枝状。

2 区域构造应力场演化

2.1 区域开合构造旋回

开合构造是总结地壳或岩石圈水平扩张和压缩运动规律的一种大地构造观点,开合构造旋回代表了地壳或岩石圈的汇聚、离散、平移等宏观构造运动形式,以及由此引发的壳幔物质相互作用、沉积作用、变形与变质作用、熔融或重熔的岩浆活动、构造流体运移的过程(邱小平, 2004)。两广云开大山地区自从新元古代以来经历了多旋回的开合构造运动,产生一系列的沉积建造、岩浆建造、动力变质和韧、脆性变形等。由区域沉积建造和岩浆建造开合构造旋回,结合区域构造运动和构造形迹,总结区域构造应力场演化如表 1。

由沉积建造分析可知,云开地区自新元古代以来,经历了 Z-C(开)→O(合)→S(开)→D(合)→C(开)→P-T₁₊₂(合)→T₃(开)→J(合)→K(开)→E-N(合)→Q(开)等 5 次以上的开合旋回,且越往后期,尤其是印支晚期-燕山晚期,开合构造活动越趋频繁,相应形成有 S-I-S-I 型岩浆岩旋回,构造应力方式与方向也相应频繁变化。

2.2 区域构造应力场演化

区域以及矿区构造的形成与演化,经历了漫长的地质历史时期,各时期不同的构造应力作用产生有相应不同的构造形迹。从区域和矿区构造形迹及其特征,结合区域沉积建造开合旋回和岩浆建造开合旋回分析,自加里东期以来,区域和矿区经历了以下不同时期的构造应力场演化:

(1) 加里东期

元古代及早古生代地槽沉积结束后,即在志留纪末,区域上经历了广西-百越运动,区域应力由“开”(扩张)向“合”(压缩)转变,表现为 SN 向的挤压(图 3),在区域上形成一系列东西向构造(刘伟, 2004),矿区“一斤一两”倒转复背斜也形成于该时期,时为东西向。震旦系部分地层已出现片理化和混合岩化。

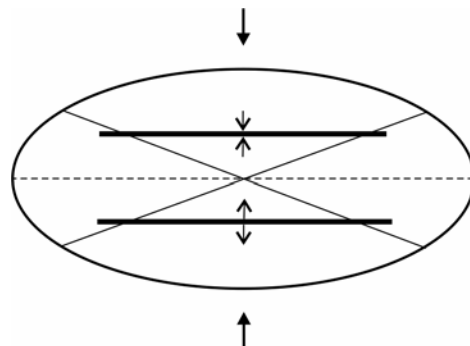


图 3 区域加里东期构造应力分析略图

表1 区域沉积建造、岩浆建造开合旋回与构造运动一览表
Table 1 Regional open-close gyration-type movement of sedimentary formation and magmatic formation and tectonic movement

地质年代/Ma	地层时代	沉积建造	开/合旋回	I/S型花岗岩	代表岩体	运动期	构造运动与应力方式
1.64-2.48	第四系	以河流冲积、洪积物为主，局部为残坡积物和湖泊沼泽相	开			喜马拉雅期	晚燕山运动(SN向右行脆-韧性、脆性剪切)
	第三系	内陆山间盆地，砾岩、含砾砂岩和粉砂岩	合				
65--	白垩系	内陆湖泊相碎屑岩建造	开	I型	银岩花岗岩(K-Ar, 92 Ma, 晚白垩世) 八帘山花岗岩(K-Ar, 87 Ma, 晚白垩世)	燕山晚期	早燕山运动(SN向右旋挤压和右行韧性剪切)
135(140)--	侏罗系	火山碎屑岩盆地	合	S型	广平黑云母花岗岩、二长花岗岩岩基(K-Ar, 多数为150~80 Ma, 晚侏罗世)	燕山早期	
205(208)--	三叠系上统	山间盆地和滨海湖泊的含煤碎屑岩建造	开	I型	伍村斑状二长花岗岩(Rb-Sr, 233 Ma±2 Ma, 中三叠世; 210 Ma±9 Ma, 晚三叠世)	印支期	印支运动
225(230)--	三叠系中下统		合		云楼岗二长花岗岩(U-Pb, 242 Ma, 中三叠世) 凤村二长花岗岩(U-Pb, 244 Ma±25 Ma, 中三叠世)		
250--	二叠系	粤西云开地区基本没有出露	合	S型		海西期	安源-三都运动(SN向左旋挤压和左行韧性剪切)
290--	石炭系	在本区为吴川—四会断裂带以西的浅海碳酸盐岩台地沉积建造	开		那蓬混合花岗岩(U-Pb, 329 Ma, 早石炭世)		
362(355)--	泥盆系	浅海-滨海碎屑岩、碳酸盐岩建造	合		石洞混合岩(Rb-Sr, 378 Ma±45 Ma, 晚泥盆世) 石牛头片麻状花岗岩(U-Pb, 395 Ma, 中泥盆世)		广西-百越运动(SN向挤压)
	409--	深海笔石页岩相建造，深海浊积岩沉积建造	开	I型	诗洞黑云二长花岗岩(Rb-Sr, 440 Ma±5 Ma U-Pb, 435 Ma±25 Ma; 志留纪初)		
439--	奥陶系	浅海介壳相砂质碎屑岩建造，浅海台地沉积建造	合		黄连山细粒花岗岩(Rb-Sr, 447 Ma±18 Ma, 奥陶纪末)	加里东期	
510--	寒武系	八村群：巨厚的浅变质类复理石建造，冒地槽沉积环境	开				
570--	震旦系	巨厚的含火山岩复理石建造，快速剥蚀、搬运、埋藏的优地槽沉积环境	开				

(2) 海西-印支期

广西-百越运动后, 进入海西期, 区域由深海相抬升为浅海-滨海交互相, 到石炭纪又凹陷为海盆, 沉积一套浅海碳酸盐建造。至石炭纪末, 区域经历了海西期安源-三都运动, 再次由“开”(扩张)向“合”(压缩)转变, 结束了地台沉积。这次构造运动的主应力为SN向左旋挤压(图4), 在区域上形成一系列北东向褶皱, 并对加里东期东西向构造进行改造, 使转为北东东向或北东向, 如矿区“一斤一两”倒转复背斜被改造为北东向, 另外还形成有区域北北东向和北东向压剪性断裂变质带。

北北东向的吴川-四会深切大断裂变质带就形成于这时期, 表现为对冲推覆断裂带兼左行韧性剪切性质(郑家仪, 2001); 北东向的广宁-罗定断裂变质带作为吴川-四会断裂变质带西侧的伴生构造带也形成于这一时期, 这时期的广宁-罗定断裂变质带实际为左行韧性剪切带(祁永光等, 2001); 伴随区域韧性剪切作用, 在矿区形成有北东-北东东向糜棱岩带。加里东期形成的“一斤一两”复背斜该时期已被改造转为北东向, 在来自自由北西向南东的推覆挤压及剪切带的左行剪切作用下, 复背斜南东翼的震旦系C组地层逐渐向南东倾倒, 形成倒转背斜; 倾倒的南东翼地层发生层间滑动, 逐渐形成北西倾向的逆断层, 即为矿区的 F_1 压扭性逆断层, 该断层在漫长的挤压剪切作用下逐渐发展为吴川-四会断裂变质带西部的一条深切断裂, 对后来印支、燕山期的岩浆热液上侵具有重大意义。矿区还形成有一些南北向断层, 如 F_2 断层, 还有北东向和北西向的剪切断层; 这些断层在后期构造运动中受到不同程度的改造。这一时期, 在南东-北西向主压应力作用下形成有矿区的 50° 和 70° 方向的节理。此外, 矿区混合岩化作用进一步加强。

安源-三都运动后, 区域隆升为陆地, 开始接受二叠纪-早中三叠世漫长的剥蚀。直到经过中三叠世末的印支运动, 区域由“合”转为相对“开”的扩张时期, 开始接受山间盆地和滨海湖泊相的含煤碎屑岩沉积建造。

(3) 燕山期

进入燕山早期(侏罗纪初), 区域上开始经历强烈的构造运动, 构造作用方式也发生了巨大变化, 构造应力转为SN向右旋挤压(图5)。区域韧性剪切带也转为右行韧性剪切, 并对先期形成的糜棱岩带进行改造, 使显示右行剪切特征; 北东向的 F_1 深切断裂转为张扭性, 为岩浆热液上侵参与成矿提供了通道。直到进入燕山晚期(白垩纪初), 大规模的韧性剪切带剪切活动渐告结束, 转为右行脆-韧性、脆性剪切, 在部分糜棱岩带中产生脆性断裂, 这些断裂以张扭性为主, 与张扭性的 F_1 断裂一起, 为成矿流体的循环聚集提供了通道和容矿空间。燕山期的主压应力为北东-南西向, 在矿区主要形成有 135° 和 160° 方向的节理。

有研究者认为区内韧性剪切活动结束于晚三叠世(周永章等, 1995), 其主要依据是, 在野外观察到云楼岗岩体(242 Ma, 中三叠世)受到了剪切变形系的切割, 而没有发现伍村花岗岩体((210±9) Ma, 晚三叠世)有受到变形的痕迹。笔者认为仅以此依据作推断不妥, 因为野外植被和土壤覆盖严重, 很少能见到岩体露头, 没有见到岩体的剪切变形现象, 并不能断定在该岩体形成时期区域的韧性剪切活动相对结束。

吴-四会断裂变质带中所见遭受韧性剪切变形最年轻岩体为 165

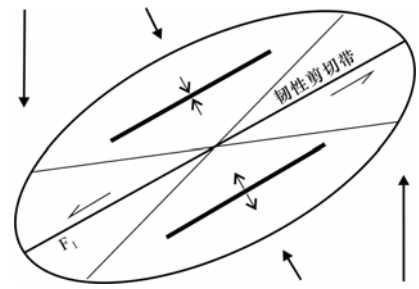


图4 区域海西-印支期构造应力分析略图

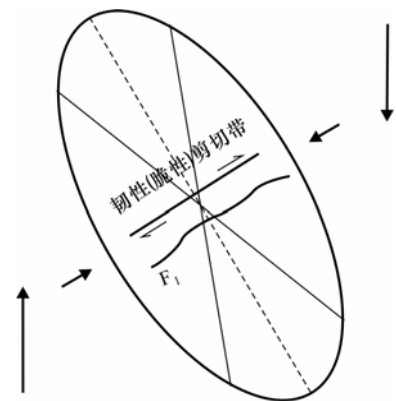


图5 区域燕山期构造应力分析略图

Ma, 而 145 Ma 后的岩体所见仅表现为脆性或脆-韧性变形, 因而推断区域大规模韧性剪切活动的结束时间大约在 150 Ma 左右 (侏罗纪末) (郑家仪, 2001)。而且侏罗纪末的晚燕山运动使区域由“合”(压缩)向“开”(扩张)转变, 扩张的区域大环境中, 剪切应力减弱, 可以促进区域韧性剪切转向脆-韧性和脆性剪切。

自中三叠世的印支运动到晚燕山运动, 强烈且作用方式变化频繁的构造活动, 在区域上不仅完成了一个“开-合-开”的沉积旋回, 还完成了“I-S-I”型的花岗岩旋回, 频繁活跃的岩浆活动还带来了部分成矿物质, 也为矿源层中金的活化、迁移、循环聚集提供了热动力。

(4) 喜马拉雅期

喜马拉雅期构造运动对矿区成矿无大的影响, 所形成的构造形迹大多起破坏岩体和矿体的作用 (张合臻, 2000)。

3 河台金矿构造控矿模式

3.1 区域断裂变质带 (一级构造) 对河台金矿田的控制

区域一级控矿构造即区域断裂变质带——吴川-四会断裂变质带和广宁-罗定断裂变质带。前者是华南重要的北北东向深大断裂, 西南起自吴川, 往北东经四会延至粤赣省界, 长逾 500 km, 宽 10~30 km, 总体走向 40° (图 6), 有人称之为“断裂构造综合体”, 其实质是一大型韧性剪切带 (郑家仪, 1996), 它控制了我国境内一系列大型、超大型金属矿床的分布, 如大降坪超大型硫铁矿、河台超大型金矿、大宝山超大型多金属矿、凡口超大型铅锌矿以及石碌大型铜矿、新洲大型金矿、九龙大型金矿、浸潭大型硫铁矿、诸广山大型铀矿等。后者是前者的伴生 (次级) 断裂变质带, 其主体也是一条大型韧性剪切变质带, 其北起广宁以北, 南达粤桂边界, 总体走向方位 55°, 长 200 km, 宽 10~15 km; 该带内已发现金矿床 (点) 120 余处, 包括河台等一系列大中型金矿, 这些金矿床 (点) 均赋存于剪切带内, 严格受剪切带内强变形糜棱岩-初糜棱岩带控制 (鲍庆忠, 2002)。

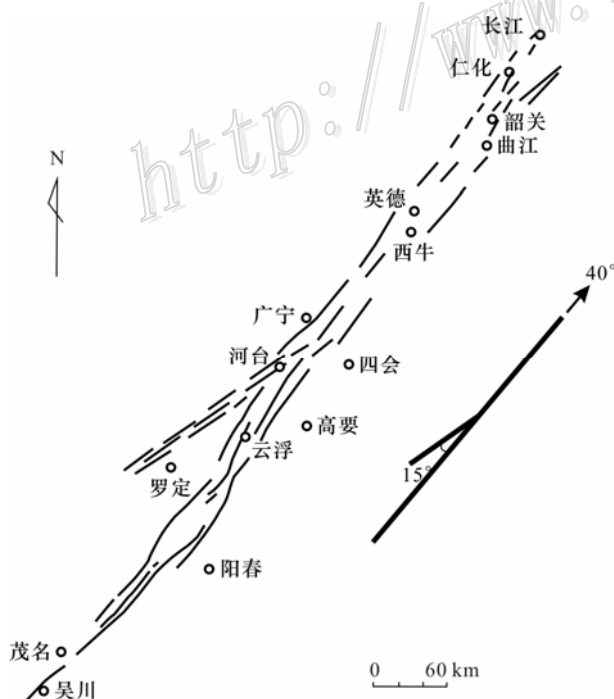


图 6 吴川-四会断裂变质带与广宁-罗定断裂变质带示意图 (据郑家仪, 1996; 鲍庆忠, 2002 简化改编)

由上可知, 区域的一级构造——吴川-四会断裂变质带和广宁-罗定断裂变质带, 两者的交汇部位控制了河台金矿田的产出。

3.2 区域断裂变质带的次级构造对河台金矿床的控制

区域上韧性剪切带遵循 Reidel 简单剪切系统模式, 剪切带中各剪切裂隙的方向和夹角如图 7。前已述及, 在海西-印支期, 吴川-四会断裂变质带为左行韧性剪切带, 主剪切方向约 40° 方位, 其 Reidel 简单剪切系统如图 8A, 则剪切带的 P 压剪裂隙为左行剪切裂隙, 为右行左阶排列形式, P 压剪方向与主剪切方向夹角为 15°, 为 55° 方位。而与吴川-四会断裂变质带伴生的广宁-罗定断裂变质带的主剪切方向也为 55° (图 6), 由此可以推断, 在漫长而强烈的挤压剪切作用下, 沿吴川-四会韧性剪切带的次级构造——P 压剪裂隙方向形成了伴生的韧性剪切带——广宁-罗定韧性剪切带。而在海西-印支期, 广宁-罗定韧性剪切带也表现为左行韧剪形

式,其Reidel简单剪切系统如图8C,其P压剪裂隙为70°方位,而河台矿区已知的糜棱岩带展布方位在52~72°之间,基本在广宁-罗定韧性剪切带主剪切裂隙C(55°)和P压剪裂隙(70°)之间,由此可以推断,在漫长的海西-印支期,在河台地区逐渐优选出沿广宁-罗定韧性剪切带主剪切裂隙C和P压剪裂隙方位之间控制形成了河台矿区的糜棱岩带。

及至燕山早期,吴川-四会断裂变质带由左行韧性剪切转为右行韧性剪切,其Reidel简单剪切系统相

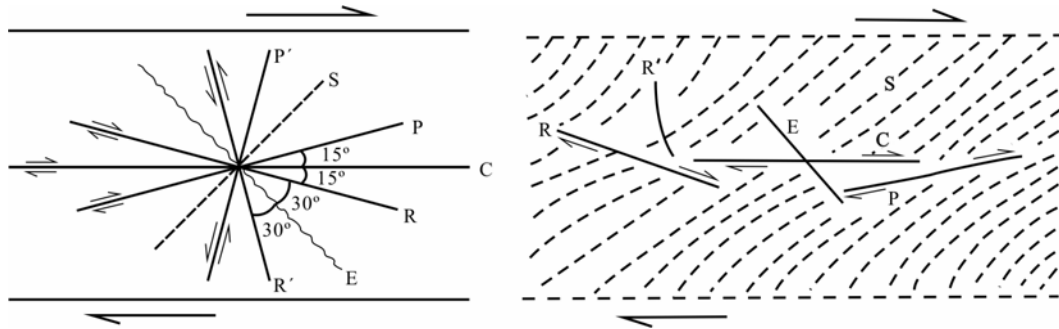


图7 Reidel简单剪切系统模式图(邓军,1998)

C—主剪切裂隙(与剪切带边界平行); E—E张裂隙; S—剪切带面理; R—同向低角度Reidel剪切裂隙(R剪切裂隙); R'—反向高角度Reidel剪切裂隙(R'剪切裂隙); P—P压剪裂隙; P'—P共轭剪切裂隙

应发生改变,如图8B,则先前的P压剪裂隙变为此时期的R剪切裂隙,剪切方向变为右行,与主剪切方向夹角仍为15°,展布方向也仍为55°,仍为右行左阶排列形式;其E张裂隙方向为85°,排列形式也为右行左阶。

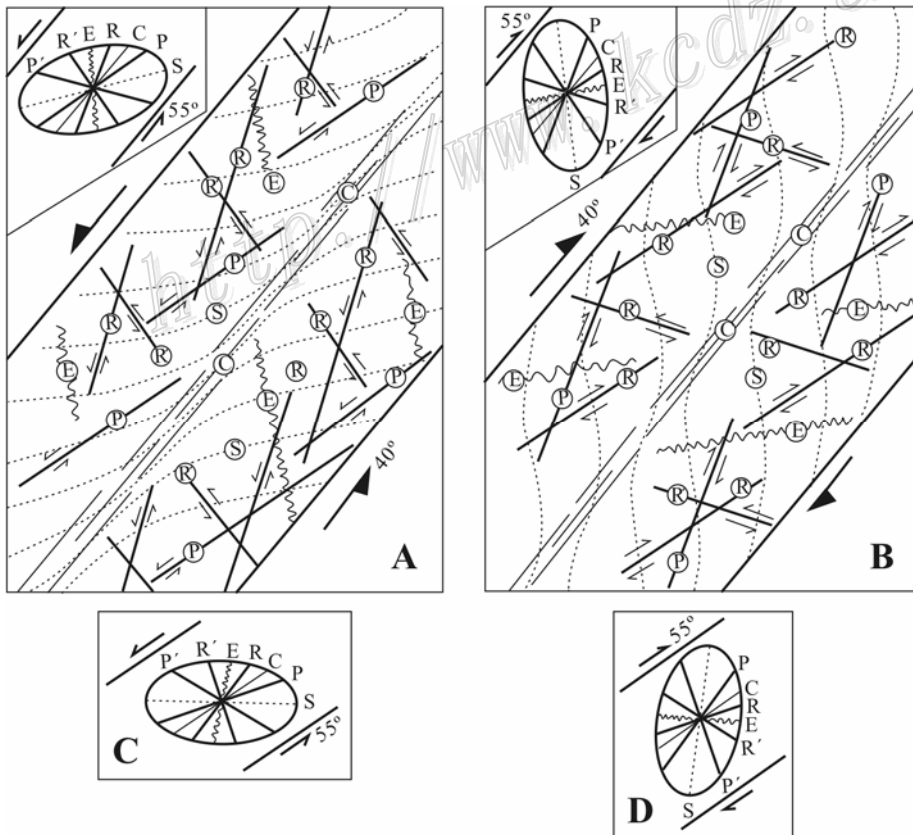


图8 吴川-四会断裂变质带(A、B)与广宁-罗定断裂变质带(C、D)Reidel简单剪切系统示意图

A、C. 海西-印支期,左行韧剪; B、D. 燕山早期,右行韧剪; 燕山晚期,右行脆剪

此时期的广宁-罗定断裂变质带主剪切方向同吴川-四会断裂变质带的R剪切裂隙方向(55°),也转为右行剪切性质,如图8B、D;广宁-罗定断裂变质带的R剪切裂隙为70°方位,也为右行左阶排列。因此,在燕山期,广宁-罗定断裂变质带的主剪切裂隙C和R剪切裂隙继续控制了河台地区糜棱岩带的产出。

河台矿区西

南部多为无矿化或无工业矿体的糜棱岩带，其方位集中在 52~62° 间，主要同广宁-罗定剪切带的主剪切裂隙 C 的方位；矿区北东部的糜棱岩带，少数展布方位 < 62°，多数集中在 62~72° 方位，如太平顶矿床主糜棱岩带总体为 72° 方位，尚台矿床主糜棱岩带总体为 64° 方位，桃子山矿床主糜棱岩带总体为 63° 方位，仙口村勘查区主糜棱岩带总体为 64° 方位，而已知的工业矿床云西矿床 9 号糜棱岩带总体为 71° 方位，高村矿床 11 号糜棱岩带为 66° 方位，后迳矿床 12 号糜棱岩带为 68° 方位，后三者含工业矿体的糜棱岩带展布方向基本同广宁-罗定剪切带的 R 剪切裂隙方向（70°），且为右行左阶排列形式，三者中心连线方向约 58°，连线方向基本同广宁-罗定断裂变质带的主剪切方向 C（55°）。

综上所述，燕山期河台金矿田的糜棱岩带是由广宁-罗定韧性剪切带的主剪切裂隙 C 及 R 剪切裂隙联合控制产出的，后者更控制了已知主要含矿糜棱岩带（矿床）的产出；河台金矿为广宁-罗定韧性剪切带 C-R 次级构造控矿（图 9）。

3.3 剪切带的第三级构造裂隙与成矿

河台 70° 方位展布的糜棱岩带本身也可看作独立的简单剪切系统，它也遵循 Reidel 简单剪切系统模式，其 R 剪切裂隙方向为 85° 方位，同吴川-四会断裂变质带的 E 张裂隙方向，并也为右行侧列形式。因此，受上述 R 剪切裂隙和 E 张裂隙展布方位和排列形式的叠加控制与影响，在河台矿区近 70° 方向延伸的 9、11、12

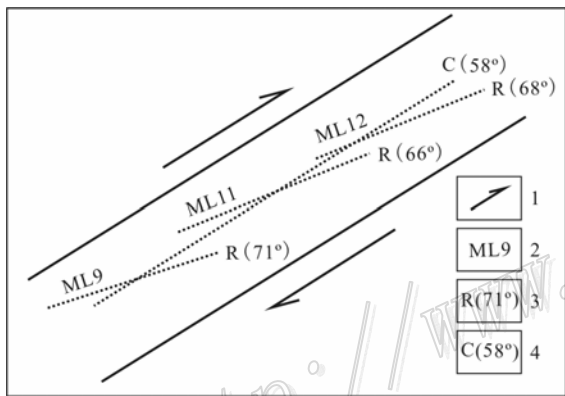


图 9 广宁-罗定韧性剪切带在河台矿区的 C-R 次级构造控矿模式
1—主剪切方向；2—糜棱岩带及编号；3—R 压剪裂隙及方位；4—R 压剪裂隙中心连线及方位

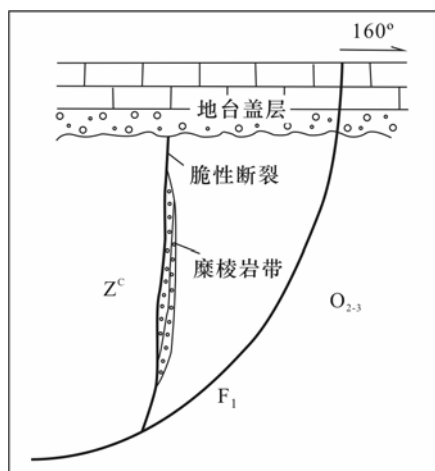


图 10 糜棱岩带中第三级构造裂隙与 F₁ 断裂连通形成“y”字形构造控矿系统（刘伟等，2006）

号糜棱岩带中形成了大量右行雁列的张剪裂隙，其方位应在 85° 左右；张剪裂隙为容矿提供了空间。受燕山期广宁-罗定断裂带右行剪切作用下 R 剪切裂隙的展布方位（70°）和排列形式的控制与影响，同样在 70° 方位的糜棱岩带中形成大量剪切裂隙，即糜棱岩带的主剪切裂隙 C。这些张剪裂隙和主剪切裂隙，构成河台矿区糜棱岩带中的构造裂隙系统，也即剪切带的第三级构造裂隙。主剪切裂隙在横向和纵向上能延伸较长，这使得糜棱岩带中的裂隙在深部与 F₁ 深切断裂相连接成为可能；主剪切裂隙是矿区糜棱岩带中的主导构造裂隙，也是主要的导矿容矿构造。

通过定向薄片镜下观察，发现矿区剪切作用是以韧性剪切为主、脆-韧性剪切交替的作用方式。在脆性剪切期，矿区的构造裂隙更容易扩张与下延，最终与此时期已转为张扭性的 F₁ 深断裂导通，形成“y”字型构造系统（图 10）。这一构造组合，成为矿区主要的导矿容矿构造系统，成矿热液在“y”字型构造系统中不断循环聚集成矿。燕山期的岩浆活动强烈活跃，岩浆热液携带部分成矿物质沿 F₁ 断裂和糜棱岩带中的第三级构造裂隙上侵，并与区域变质水及大气降水一起形成

混合流体，混合流体萃取矿源层中的金等成矿元素形成含矿热液，含矿热液在糜棱岩带的构造裂隙系统中充填交代而成矿。由于糜棱岩带中的构造裂隙在平面和剖面上均为侧列展布，受其控制，糜棱岩带中各矿体总体表现为侧列展布的脉状或透镜状（图 11、12）；又因为部分张剪裂隙有一定的延伸规模，所以可以与沿主剪切裂隙方向的脉状矿体连接形成分枝状矿体（图 13），但沿张剪裂隙的分枝矿体在平面上最大延伸一般不超过 50 m。

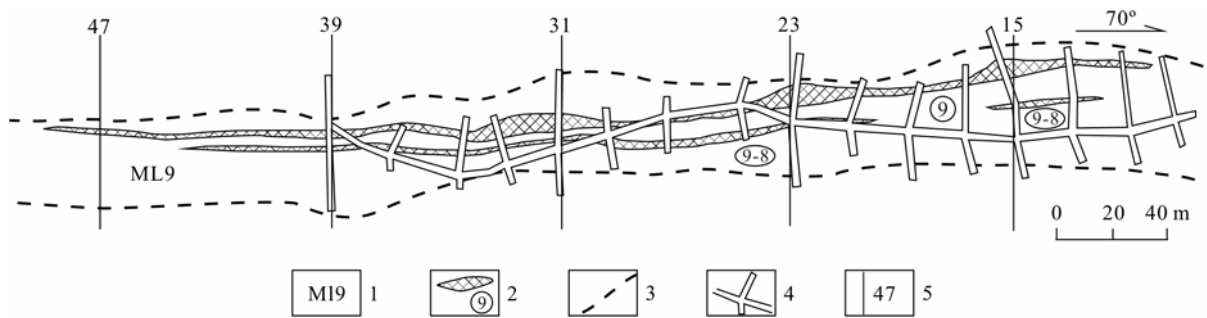


图 11 云西矿床+240 m 中段的脉状矿体

1—糜棱岩带及编号；2—矿体及编号；3—糜棱岩带与围岩界线；4—坑道；5—勘探线及编号

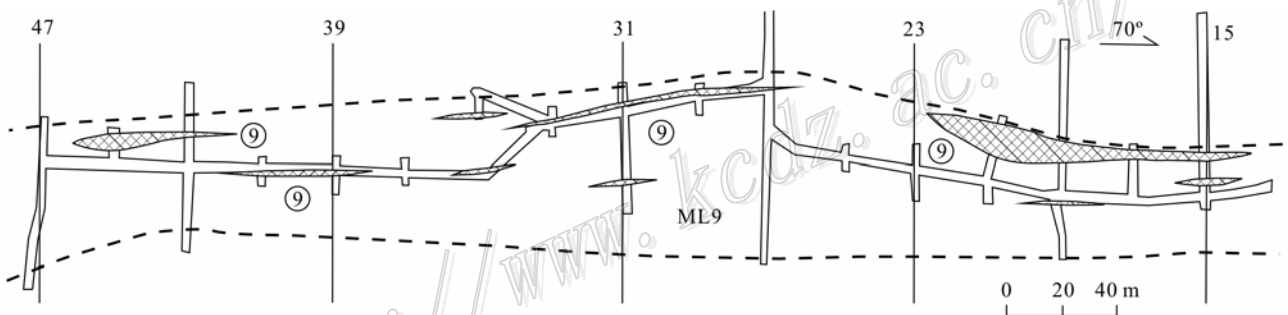


图 12 云西矿床-140 m 中段透镜状矿体

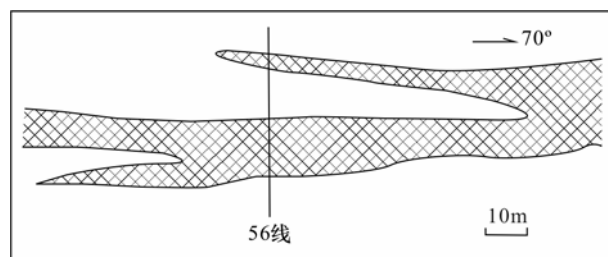


图 13 高村矿床-40 m 中段分枝状矿体（刘伟，2004）

糜棱岩带的张剪裂隙和主剪切裂隙的交汇部位，对形成矿床的富矿包具有重大意义。糜棱岩带中右行雁列排布的张剪裂隙与主剪切裂隙的交汇部位，是糜棱岩带中最大的构造裂隙位置，是含矿热液进行充填成矿形成富矿包的最佳场所，形成的富矿包也为右行侧列展布。但因受主剪切裂隙的右行压剪作用主导控制，交汇部位的裂隙空间不会很大。燕山期韧-脆性剪切交替的脆性剪切时期应当是形成富矿包的最佳时期。

矿区云西矿床和高村矿床都发现有富矿包。富矿包金品位常常高出矿床平均金品位数倍到数十倍，单样最高品位可达 $(316\sim 593) \times 10^{-6}$ ，矿石类型主要为含金黄铜-黄铁矿硅化岩型，富矿包与贫矿界线清晰，

两者为突变关系（王斯亮，2000），表现为含矿热液直接充填形成。云西矿床 230 标高的富矿包，呈狭长透镜状雁行右列产出（图 14）；云西矿床 220 m 中段的富矿包，总体展布方位为 70° ，富矿包最厚处 3.9 m，最薄处数厘米，平均水平厚度 1.56 m；高村矿床 0 m 中段富矿包最厚处 5.37 m，最薄处 0.56 m，平均水平厚度 2.36 m（王斯亮，2000）。

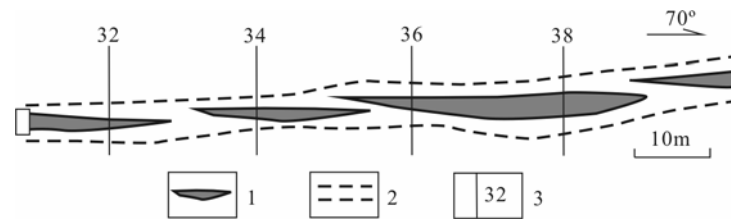


图 14 云西矿床+230 m 中段富矿包呈右行侧列状产出（王斯亮，2000）

1—富矿包；2—贫矿；3—勘探线及编号

在矿区，延伸方向与 70° 方位偏差较大的糜棱岩带 ($<64^\circ$)，因其自身的 R 剪切裂隙与区域吴川-四会剪切带的 E 张裂隙不重合，且其主剪切裂隙受区域二级构造（广宁-罗定剪切带的 R 剪切裂隙）控制较弱，糜棱岩带中构造裂隙较少，不利于成矿，可有弱矿化或无矿化。矿区 19 号糜棱岩带（ML19）是目前已知的延伸方向最偏东的一条糜棱岩带，为 83° 方位，与区域 E 张裂隙方位相近，因此 ML19 中有大量张剪裂隙，可见到构造角砾，但缺少区域二级构造（广宁-罗定剪切带的 R 次级构造）控制形成的剪切裂隙，这些张裂隙不能下延到足够的深度与 F_1 断裂接通，也就不能使足够多的岩浆热液参与成矿；因此 ML19 虽然形成有工业矿体，但矿化较弱，矿体的规模和品位都远不及 ML9。矿区北东部 $64\sim 72^\circ$ 方位的糜棱岩带矿化较其他方位的糜棱岩带好。

而不同埋深的剪切带（糜棱岩带）及其次级裂隙系统也控制了矿床的类型，深部的韧性剪切形成蚀变糜棱岩型金矿床（云西、高村、后迳矿床），浅部脆性剪切形成石英脉型金矿床（河海矿床）。

由上总结，区域韧性剪切带中的第三级构造，即河台矿区糜棱岩带中的张剪裂隙和主剪切裂隙系统，控制了金矿床的类型（糜棱岩型和石英脉型）、矿化强弱及金矿体的分布和形态，张剪裂隙和主剪切裂隙的交汇部位可控制形成富矿包。

4 小 结

区域加里东期志留纪末广西-百越运动的南北向挤压形成有矿区的“一斤一两”复背斜。海西-印支期安源-三都运动 SN 向左旋挤压形成区域吴川-四会断裂变质带和广宁-罗定断裂变质带（左行韧性剪切带），受后者 C-P 次级构造联合控制形成了河台糜棱岩带；“一斤一两”复背斜被改造为北东向倒转复背斜，其南翼的层间滑动逐渐形成剪切带内深切断裂 F_1 。燕山早期，区域 SN 向右旋挤压作用使区域左行韧剪转为右行韧剪，广宁-罗定断裂变质带的 C-R 次级构造继续控制河台糜棱岩带产出；至燕山晚期，区域逐渐转为右行脆-韧性、脆性剪切；燕山期矿区糜棱岩带中形成大量张剪裂隙和主剪切裂隙， F_1 断裂转为张扭性，两者在剪切带深部连通，使含矿岩浆热液沿其上侵与变质热液、大气降水形成混合成矿流体，并在糜棱岩带的构造裂隙中充填交代富集成矿。

河台金矿严格受韧性剪切糜棱岩带控制。区域的吴川-四会断裂变质带和广宁-罗定断裂变质带是一级构造，两者的交汇部位控制了河台金矿田的产出；广宁-罗定断裂变质带的 C-R 次级构造，即河台韧性剪切带和糜棱岩带是二级构造，控制了河台金矿床的分布，河台金矿为广宁-罗定韧性剪切带 C-R 次级构造控矿模式；矿区糜棱岩带中的张剪裂隙和主剪切裂隙系统是第三级构造裂隙，控制了河台金矿床的类型（糜棱岩型和石英脉型）、矿化强弱及金矿体的分布和形态。

参考文献

- 鲍庆忠. 2002. 广宁-罗定金矿带金矿成矿条件及预测[J]. 地质与资源, 11(20): 88-96.
- 邓 军. 1998. 论剪切带构造成矿系统[J]. 现代地质, 12(4): 493-500.
- 邝永光, 黄继春, 方国辉, 卓伟华. 2001. 云浮-罗定地区推覆构造特征[J]. 广东地质, 16(2-3): 63-70.
- 刘 伟. 2004. 广东河台金矿床成因与成矿规律研究(硕士论文)[D]. 导师: 黄满湘. 中南大学. 11-12.
- 刘 伟, 戴塔根, 黄满湘, 贺 辉. 2006. 广东河台金矿矿体赋存规律及找矿前景[J]. 黄金, 27(3): 9-13.
- 邱小平. 2004. 两广云开大山地区开合旋回转换与金成矿作用的关系[J]. 地质通报, 23(3): 272-279.
- 王斯亮. 2000. 河台金矿富矿包的发现、预测及开发意义[J]. 南方钢铁, 115(3): 13-17.
- 张合臻. 2000. 高村矿床后期断裂构造特征及对矿体的影响[J]. 广东地质, 15(2): 28-35.
- 郑家仪. 1996. 吴川-四会断裂北段特征及其与金属成矿的关系[J]. 铀矿地质, 12(5): 265-275.
- 周永章, Chown E H, Guha J, 卢焕章. 1995. 河台金矿构造变形、热液围岩蚀变及元素迁移[J]. 广东地质, 10(3): 17-25.

<http://www.kcdz.ac.cn/>