吴川—四会断裂带铜金矿控矿条件和成矿预测

王联魁 谭星海 刘裕龙 黄智先 李宗彦 黄智先 等

地质出版社

序

吴川-四会断裂带是华南地区一条重要的断裂带。它不但是不同地质构造单元之间的分界断裂，而且沿带有强烈的岩浆活动及成矿作用。对此断裂带及与其有关的成矿作用研究必将有助于对我国华南地质构造与成矿的进一步探索。

本书作者王联魁、覃慕陶先生长期在华南地区从事花岗岩与成矿作用的研究及矿产勘查工作，作出了卓越贡献，他们积累了多年研究及勘查工作之成果及经验，完成了本专著的撰写。作者对此断裂带及与其有关的成矿问题，有很多独到的见解，如确定断裂带为多旋回多期次活动的深大断裂；受断裂带控制的花岗岩有两个系列、三个建造；提出了与花岗斑岩小岩体成矿的深部岩浆房“流体泵”成矿设想；总结了吴川-四会断裂带金、铜成矿富集规律，建立了矿床成矿模式，进行了成矿预测。本书的出版及交流，不仅对本区工作的广大地质工作者、矿山工作者有重要参考价值，同样对国内其他类似地区，如武夷地区等都不失其价值。其研究思路与方法对从事类似地质问题研究的同行们都有可取之处，对教学单位亦是一本很好的参考书。

借本书出版之际，特向作者致以衷心的祝贺，愿你们的精神结晶，在祖国的地质工作中长期地发挥作用。

2000 年 12 月 12 日

前　言

吴川-四会断裂带是广东省西部的一条规模宏大，在地质、成岩成矿、地球物理和区域构造上具有重大意义的深大断裂。众多学者和单位对该断裂进行过研究，莫柱荪（1962）认为是一条断裂变质带和W、Sn、Cu、Pb、Zn、As成矿带；丘元禧（1979）把它归入重接复合褶断带；陈挺光（1982）把它划入壳内深大断裂带，并指出断裂带与W、Sn、Fe、Cu、Pb、Zn、Au、Ag等矿床有密切关系；广东省区域地质志（1988）则认为它是一条多旋回的构造、岩浆、变质带，局部切入地幔，断裂带中燕山早期长江系列（系列Ⅱ）花岗岩与Fe、Cu、Pb、Zn、Mo、Au、Ag等矿床有成因联系，燕山晚期南岭系列（系列Ⅰ）花岗岩与W、Sn、U等矿床有关。可见，吴川-四会断裂带虽经多方面研究，但目前仍是众说纷纭，尚无定论。该断裂带是一条长期活动、组成复杂的壳内深大断裂带，与成矿有着密切关系的观点，已被多数学者所接受。

作者在前人取得多项研究成果基础上，从地质构造（地质力学）、遥感地质、地球物理、岩石学、矿床学、矿物学、岩石化学、稀土元素、微量元素、同位素地球化学和成矿规律与成矿预测等多方面对吴川-四会断裂带进行了综合性研究，在理论上有所突破，在实践上有所贡献。

1. 理论方面的研究成果

（1）吴川-四会断裂带厘定为一条切入地幔的超壳深大断裂。主要表现在：断裂带规模宏大，发展历史长久，组成复杂，遥感解释线性构造连续成带，重磁异常指示为上地幔隆起区与凹陷区分界面，深源长江系列（系列Ⅱ）花岗岩中有来自地幔的“原始”岩浆（碱性超镁铁岩）以及与长江系列花岗岩相对应的Fe、Cu、Mo、Zn、Pb成矿系列等。

（2）提出吴川-四会断裂带中斑岩成矿“流体泵”理论。与通常斑岩的“正岩浆”成矿和“对流”成矿的理论不同，该理论认为成矿物质来源于深源系列Ⅱ花岗岩的“岩浆房”，通过系列Ⅱ斑岩柱体的输导，借助热动力学原理，巨大温度梯度使斑岩体顶部（已冷却固化）起到“流体泵”的作用，抽提来自深部庞大而炽热的“岩浆房”熔体挥发分和成矿物质，使之到达浅部小斑岩体顶端内外接触带，从而富集成斑岩型矿床。

（3）指出吴川-四会断裂带中深源长江系列（系列Ⅱ）花岗岩有三种岩浆来源。包括：①地幔“原始”岩浆；②同化衍生岩浆，“原始”岩浆同化再循环地壳形成的同化衍生岩浆；③重熔岩浆，原生地壳物质重熔作用产生的重熔岩浆或称再生岩浆。

（4）将吴川-四会断裂带中的花岗岩划分为三个建造和两个系列。根据地质、副矿物、岩石化学、微量元素、稀土元素和同位素地球化学特征等并结合花岗岩编图，第一次在吴川-四会断裂带范围内，将花岗岩类划分为成因各异的三个建造和两个系列，以物理条件为准，分为：①岩浆花岗岩建造；②深熔花岗岩建造；③混合岩建造等。以化学条件（物质来源）为准，将岩浆花岗岩建造进一步划分为：①深源长江系列（系列Ⅱ）花岗岩；②浅源南岭系列（系列Ⅰ）花岗岩。

2. 实践方面的研究成果

(1) 在吴川-四会断裂带划分出六个成矿远景区。在上述理论研究基础上，根据典型矿床成矿模式和断裂带成矿规律研究，结合遥感图像解译结果，将吴川-四会断裂带划分为六个“Ⅳ”级铜金成矿远景预测区（与原地矿部颁布的等级一致）：大宝山-宝坑铜多金属成矿远景区；雪山嶂铜金成矿远景区；新洲金多金属成矿远景区；威整-水南金成矿远景区；云浮—茶洞金成矿远景区；天堂—石菉铜多金属成矿远景区等。

(2) 在吴川-四会断裂带中优选出两个重点成矿预测区。根据工业矿体或矿床存在、有利成矿的构造-岩浆条件、矿床地质特点、物化探异常、遥感信息等优越条件，在吴川-四会断裂带范围内优选出：①曲江县宝坑铜银多金属成矿重点预测区；②新兴县天堂铜多金属成矿重点预测区，其中宝坑成矿重点预测区已经开采，取得很好的经济效益。

(3) 发现吴川-四会断裂带中系列Ⅱ“四多”花岗岩体的成矿性较好。根据本区研究结果，结合面上华南、华北研究，成矿性较好的系列Ⅱ花岗岩体的特点是：小岩体多、侵入期次多、含挥发分多和浅成斑岩多；“四多”中小斑岩体是成矿作用的一个有利条件，为系列Ⅱ花岗岩形成斑岩型矿床的必要条件。

(4) 指出吴川-四会断裂带是一条铜金成矿带和斑岩成矿带。根据远景预测区的划分和成矿规律研究与系列Ⅱ花岗岩分布，初步认为吴川-四会断裂带是一条有铜金成矿远景的成矿带；根据典型矿床中“三位一体”斑岩成矿模式和斑岩成矿“流体泵”理论研究结果，结合系列Ⅱ花岗岩分布特点，认为本断裂带也是一条斑岩型成矿带。

上述研究成果的取得与研究方法上的三个“结合”分不开。

(1) 理论与实践相结合。利用中国科学院广州地球化学研究所王联魁研究员等长期从事花岗岩与成矿研究所形成的成矿理论优势，结合广东省地质矿产局前总工覃慕陶长期勘探积累的实践经验，使两单位的理论与找矿预测实践有机地结合，在断裂带综合性研究中取得良好效果。

(2) 传统地质、岩石和矿床的研究与先进的航天航空遥感技术、地球物理、同位素地球化学、微量元素地球化学和稀土元素地球化学研究相结合，保证了成果的质量和数据的精度。

(3) 将典型矿床解剖和重点系列Ⅱ花岗岩成岩成矿研究与整个断裂带比较全面的综合研究（如编制整个断裂带 1:50 万的构造、花岗岩建造系列分布、遥感解释、成矿预测等四幅附图）相结合，即点面结合，使断裂带认识向前推进了一步。对一个区域性断裂带进行如此综合性全面研究，在国内外是少见的。

通过以谢先德教授（俄罗斯科学院院士）为首的五个教授级同行专家评审，认为该研究成果达到国际同类研究的先进水平，获 1996 年度广东省科技进步二等奖。

全书共分六章。第一章从地质背景、断裂带组合和地球物理等方面介绍了吴川-四会断裂带的基本特征和形成过程；第二章从花岗岩地质特征，副矿物、微量元素、稀土元素和同位素地球化学特征等方面研究了吴川-四会断裂带花岗岩建造、系列的划分与成因；第三章从隐伏断裂图像、隐伏岩体图像和典型铜金矿床遥感图像等方面分析了吴川-四会断裂带遥感地质信息；第四章以曲江大宝山铜钼多金属矿床、阳春石菉铜（钼）矿床和高要河台金矿床为例总结了吴川-四会断裂带重点铜金矿床地质特征及成矿模式；第五章从矿床分布规律、成矿地质条件和矿化富集规律等方面概述了吴川-四会断裂带铜金矿床控

矿因素及矿化富集规律；第六章综合多方面研究成果进行了吴川-四会断裂带铜金矿产的成矿预测。

各章撰稿人分别是：前言，王联魁；第一、四章，覃慕陶；第二章，王联魁、黄智龙；第三章，李富才；第五、六章，刘师先；结论，王联魁。最后由王联魁和黄智龙统一修改定稿。

参加此项工作的人员还有张绍立、徐文新、张振瑗、洪文兴、陈守庄、王进元、刘福生、陈可恂、戴润芝、陈辉琪、陈楚庭、魏勇作和裴太昌等。因此，本书是集体劳动的研究成果。在完成书稿过程中，得到国土资源部前总工陈毓川院士、中国科学院广州地球化学研究所夏斌所长以及白正华研究员、于学元研究员、夏萍副研究员和曹裕波副研究员等指导和大力支持，在此表示衷心感谢！

王联魁

2000 年 5 月

目　录

序

前言

第一章　吴川-四会断裂带的基本特征 …… (1)

第一节　断裂带的研究历史 …… (1)

第二节　断裂带的地质背景 …… (6)

第三节　断裂带的组合及其基本特征 …… (8)

第四节　断裂带的重磁场特征 …… (16)

第五节　断裂带的形成及发展历史 …… (17)

第六节　断裂带的控矿作用 …… (19)

第二章　吴川-四会断裂带花岗岩建造系列的划分与成因 …… (23)

第一节　花岗岩建造系列的划分 …… (24)

第二节　花岗岩建造系列的地质特征 …… (25)

第三节　花岗岩建造系列的副矿物 …… (27)

第四节　花岗岩建造系列的岩石化学特征 …… (32)

第五节　花岗岩建造系列的微量元素地球化学特征 …… (49)

第六节　花岗岩建造系列的稀土元素地球化学特征 …… (60)

第七节　花岗岩建造系列的同位素地球化学特征 …… (71)

第八节　花岗岩的成因 …… (75)

第九节　长江系列（系列Ⅱ）花岗岩形成机制和其对铜金矿的控制 …… (80)

第十节　小结 …… (88)

第三章　吴川-四会断裂带遥感地质信息 …… (90)

第一节　吴川-四会断裂带遥感地质特征 …… (90)

第二节　隐伏断裂图像特征 …… (91)

第三节　隐伏岩体图像特征 …… (92)

第四节　已知典型铜金矿床遥感图像特征 …… (93)

第五节　遥感的成矿预测 …… (95)

第四章　吴川-四会断裂带典型铜、金矿床地质特征及成矿模式 …… (101)

第一节　曲江大宝山斑岩型铜钼多金属矿床 …… (101)

第二节　阳春石菉斑岩型铜（钼）矿床 …… (107)

第三节　高要河台韧性剪切带蚀变糜棱岩型金矿床 …… (113)

第五章　吴川-四会断裂带铜金矿床控矿因素及矿化富集规律 …… (119)

第一节　铜金矿床分布特征 …… (119)

第二节　铜金矿床成矿地质条件 …… (119)

第三节　铜金矿床矿化富集规律 …… (123)

第四节　铜金矿床找矿标志 …… (124)
第六章　吴川-四会断裂带铜金矿产成矿预测 …… (127)
第一节　成矿远景区划分 …… (127)
第二节　铜多金属成矿重点预测区的选定 …… (130)
第三节　铜多金属成矿重点预测区地质特征、物化探和遥感信息 …… (130)
第四节　成矿重点预测区的认识 …… (158)
结论 …… (161)
英文摘要 …… (163)
参考文献 …… (170)

第一章　吴川-四会断裂带的基本特征

第一节　断裂带的研究历史

一、以往工作概述

断裂变质带一词是莫柱荪教授在1962年提出来的，它是广东省一条北东向主干深大断裂带，同时又是一条重要的控岩控矿构造带。历年来，不少地质队及教学科研单位的专家学者对该带进行过不同程度的研究工作，取得了不少的地质认识和成果，从而使该带的研究逐步引向深入。

1.1962年莫柱荪等的认识及成果[1]

吴川-四会断裂变质带一词被提出、至今沿用此名。它位于云开隆起的东缘，包括吴川—禄步以东，八甲—四会以西的广大地区，向西南没入南海，向北可能穿越清远、英德，直达南雄地堑。它由大小断层排列组成，该断裂的方向为NE—NNE，从而构成一个狭长的断裂变质带。该断裂变质带也是广东省一条重要成矿带，钨、锡、铜、铅、锌、砷和黄铁矿等的远景都很好。

2.1979年丘元禧等的广东省构造体系图及说明书[2]

吴川-四会褶断带位于广东省吴川—四会一线。向北东延至粤北的西牛附近；向南西在吴川县附近隐伏于新生代地层之下，继续往南越过琼州海峡，进入临高县境内，截至昌江县、东方县一带。可追索长700km，是广东省新华夏系主要构造带之一。

组成褶断带的主要构造成分包括区域性大断裂、动力变质带、岩浆岩带以及各式褶皱、构造盆地等。总体呈北东20°～30°方向延伸。北东端宽约10km，南西宽达50km，在空间上略似一喇叭状。

有人认为：该断裂是一条深大断裂带，可能和郯庐断裂带相连。

断裂带的生成可追溯到晚古生代早期，经历印支运动、燕山运动各幕，遭受了强烈的改造，至今活动仍未止息，它是一条长期的、反复活动的褶断构造带。带内较老的构造组分（为华夏系）大都被后来新华夏系构造所强烈改造、归并，原有的迹象难以辨认，故以早晚新华夏系重接复合称之。应当指出的是，在重接复合褶断带的内部，局部尚可将两期构造形迹区分开来。

3.1981年《吴川-四会断裂带地质特征及成矿关系》学术讨论会上意见[3]

会上主要对断裂带范围的划分提出两种意见。一种认为：城垌断裂和陂面-石寨断裂分别位于阳春盆地的东西两侧，两者断裂性质及含矿性均很相似，所以应把两者划为一组

---

[1] 莫柱荪等．粤西几个断裂变质带的初步观察及有关变质作用的成因分类和命名问题．1962.

[2] 丘元禧等．1:50万广东省构造体系图及说明书．1979.

[3] 付昌来．试谈阳春西山地区一些矿产与吴川-四会断裂的关系．1981.

断裂，而不属于吴川-四会断裂带；另一种认为：该带是一条深大断裂带，可能和郯庐断裂带相连，在划分展示范围上宜大不宜小，故应把破面—石寨断裂和城垌断裂划入该范围之中。

4.1982 年陈挺光等《广东省吴川-四会断裂带地质特征及成矿关系》专题研究报告[1]

报告对断裂带的范围、分布、形态、延伸等方面作了较细的研究，认为断裂带往南西延伸至南海之滨，向北延至清远。整体呈 40°方向，组成一个北东撒开、南西收敛的带状断裂系，多次弯曲，形态好像一个倒喇叭。据广东省物探队杨熹云资料[2]，广东省西部区域重磁场平面图表明，在吴川、四会、曲江一带，有一条断续出现、时隐时现的梯级带；两侧重力场差异明显，把整个地区重力场分为东高西低两部分；在重力场分界线附近，集中了一系列呈北东展布的局部航磁异带，它们的总体位置与重力场分界线基本一致。另外利用“南海地质调查指挥部”实测重力资料，计算了通过此断裂的地壳厚度剖面，北部一条，北起怀集、广宁、通过四会至佛山，经计算地壳厚度在四会西北侧最深可达 34.9km，在佛山附近最薄只有 31.3km，两者相差 3.6km；南部一条，在断裂通过部位的西侧最深可达 34.6km，在南东侧最薄为 32.1km，相差 2.5km。认为断裂带往北经韶关与郯庐断裂相会合。根据断裂带两侧重磁异常特征，沿断裂带有基性岩脉出露，认为该断裂带是一条壳内深断裂。从构造形迹及断裂带组合等关系研究，认为它是广东省著名几条北东向断裂带之一，是粤西华夏构造带的重要组成部分，断裂带由十多条区域性主干大断裂、夹持于其间的动力变质带以及与之配套的北西向断裂和派生的旋卷构造所组成。

提出了断裂带与黄铁矿、钨、锡、铁、铜、铅、金、银等矿床密切相关，指出石寨弧、天堂弧、肇庆弧分别控制三个斑岩型矿床。

关于构造活动的时间，报告明确提出断裂带生成始于奥陶纪，在加里东、印支期相继活动，在燕山运动各幕，经历了强烈的改造，直至现代活动仍未止息，是一条长期的、反复活动的褶断构造带。

5.1982 年广东省区域地质志[3]

该断裂带是广东省内一条重要的深大断裂，在广东省境内长超过 800km，总体呈20°~40°方向延伸，影响宽 15~20km。断裂带自吴川向北经阳春、广宁插入英德西牛一带，与仁化-英德断裂会合，在韶关附近分二支，一支沿南雄盆地与江西大余-兴国-南城深断裂相接，为任纪舜称吴川-肖山断裂带的部分；另一支往北插入江西逐川，沿赣江北延与郯城-庐江断裂带相连。西南段也明显分为两支，其中一支进入吴川后，潜伏于雷琼断陷之下，在海康乌石港附近插入北部湾；另一支沿阳江织篢断裂下海而进入大竹洲岛。该断裂在粤西区是二级构造单元的分界线；在粤北区乳源和翁源是四级构造单元的分界线；断裂带向西南开口呈喇叭形，它是一条多旋回活动的构造、岩浆、变质带。

该断裂带在地球物理上是不同重力、磁场和莫霍面的分界面，反映东侧为上地幔局部隆起区，莫霍面埋深 26km；西侧为上地幔凹陷区，莫霍面埋深 28km。在航空磁测上，它是一条北东向展布的局部磁场异常带，其位置与重力梯级带相当。因此，该断裂带局部地

---

[1] 陈挺光等．广东省吴川-四会断裂带地质特征及成矿关系．1982.

[2] 杨熹云．从区域重磁特征探讨吴川-四会断裂带的地质意义．1981.

[3] 广东省区调队．广东省区域地质志．1982.

段已深切到上地幔，其与幔源分异型、同熔型岩浆演化系列相对应。

综合看来，断裂带的活动、形成的早期可能与郁南运动有关，在奥陶纪已具雏形；印支运动崛起，产生了韧性剪切、动热变质、混合岩化作用和岩浆侵位活动；燕山运动活动强烈，岩浆侵入频繁，早期以长江系列（相当同熔型）岩浆为主，与铁、铜、铅、锌等矿床有成因上联系；晚期主要以南岭系列岩浆为特色，与钨、锡、铀等矿床有关。直至晚近期仍有活动。

6.1984 年覃慕陶等《粤西地区金成矿条件及远景预测研究》[1]

报告认为：断裂带南起吴川，北到四会威整（为中、南段）长 340km，总体走向为 30°～40°，倾向北或南东，倾角 40°～70°，断裂带主要由 16 条断裂和 3 条动力变质带组成，单条断裂长数公里到百余公里。平面上呈舒缓波状延伸，具左行雁列特征，平行主断裂的次级断裂发育，并见有低序次的旋扭构造，是一条宽阔的区域性韧脆性深大断裂带。活动时间始于奥陶纪，现今还在活动。岩浆活动于印支期和燕山期有很多花岗岩沿断裂带侵入，沿带并有超镁铁质岩分布。地球物理（ΔT）特征表明，断裂带为两种不同性质的区域性磁场分界线，局部磁异常沿带分布；重力场特征为断续分布的梯级带，东部重力高、西部重力低，呈成对出现的局部异常带。据“南海地质调查指挥部”重力资料计算所得，两侧地壳厚度相差 2.5～3.6km。地质上位于两个不同地体拼接带，断裂带两侧莫霍面东浅西深，切穿地壳，属超壳深大断裂。

二、研究取得的进展及新成果

在前人工作基础上，认真分析研究了以往各家对断裂带的认识及成果，通过本次课题的野外调查及室内研究工作，对认为符合客观实际的予以肯定，对认识不足部分，尽可能补充完善，因此获得了较为全面的认识及成果。

1. 分布规模

吴川-四会断裂带是我国东南沿海属于华夏方向构造系的一条深大断裂带，它的划分范围及延伸，一直是各家争议的热点，本研究基本同意陈挺光等（1982）的观点，并作如下补充说明：

（1）断裂带两端延伸，以往许多专家只将断裂带局限于吴川、四会之间，我们认为，如此超壳深大不可能在长仅 300 余公里即行尖灭，只因北延部位被佛岗东西向构造岩浆带所截，使其构造形迹不显而已。我们赞同广东省区域地质志的看法，向北与仁化-英德断裂会合（本书称之为北段）。至于达韶关以后再向北延伸问题，作者对该区大量的地质、地球物理场资料的综合分析和一定的野外实地调查表明，其主干断裂经仁化、长江、塘洞一带见有宏伟的早晚新华夏系复合构造带，糜棱岩带的宽度达百余米（详见后文）。其与陈挺光等（1982）、广东省区域地质志（1988）的观点一致，江西地矿局杨明桂等也赞同这一观点，即向北经遂江与赣江断裂相接，再北延伸与郯庐断裂承接。至于是否有一支经南雄盆地向北东延伸的问题，我们认为，就目前资料尚感不足，以下几个问题难以解决：①断裂带急剧偏东，即呈北东东走向；②主要断裂带大多切穿燕山期花岗岩和白垩-第三系红层；③主要断裂性质多属扭性，少数为张性。从以上 3 点来看，其表现恰好反映了新华夏系配套的泰山式构造特征，其间还显示有华夏式成分。至于是否存在华夏系构造，目

[1] 覃慕陶等．粤西地区金成矿条件及远景预测研究．1982.

前尚难分辨出来。断裂带南延问题，我们认为：断裂带向南延至吴川、吴阳附近隐伏于新生代地层之下，再往南延至南海之滨，并被雷琼东西断裂所截。

（2）断裂带的规模。断裂带由南往北自吴川海滨至粤赣边界全长 550km，主干断裂分布宽度 10～30km，影响宽度 50～60km，最宽达 70km。

2. 产状形态

各断裂呈北东向左行雁排列，总体走向为 30°～40°，倾向北西或南东，倾角 40°～70°。平面上舒缓波状，平行主断裂的次级断裂发育，是一条宽阔的深大断裂带。上述观点基本与覃慕陶等（1994）早期认识相符。至于整个带的形态，我们认为陈挺光等（1982）描述为倒喇叭较为合适，呈北宽南窄走向北东的倒喇叭状形态。

3. 断裂组合

在陈挺光等（1982）认识的基础上补充完善，即断裂带由 22 条区域性主干大断裂带、夹持于其间的 4 条动力变质（剪切）带以及与之配套的北西向断裂和派生的旋卷构造所组成，形成一条规模巨大、组构复杂的断裂带。

4. 断裂性质

它是一条继承性的复合断裂带，是一条以压扭性为主的超壳深大断裂。

5. 物理场特征

根据“南海地质调查指挥部”和广东省物探队杨熹云等（1981）的资料，该断裂带是一条重力梯级带，又是两种不同性质的区域磁场分界线。

6.岩浆活动

我们认为广东省区域地质志（1988）的论述较为完善，它是一个多旋回活动的构造、岩浆变质岩带。除大量的中酸性岩浆沿断裂带侵入外，覃慕陶、袁正新等还提出沿带有超镁铁质岩分布。

7.成矿关系

在综合前人对成矿认识的基本上，综合新近一些资料及研究成果，提出如下认识。

（1）断裂带与黄铁矿、钨、锡、钼、铁、铜、锌、金、银、砷、铀等矿床密切相关。

（2）断裂带主要存在三种不同的控矿形式：①受断裂带或其低序次构造控制的矿床，如产于震旦系中受后期旋卷构造控制的黄铁矿床（大降坪），产于晚古生代盆地中的同生沉积或层控式黄铁矿床（西牛、红岩），产于中新生代断陷盆地中的铀矿床（南雄盆地 113 铀矿床）等；②产于韧性剪切带中属动力成岩成矿作用形成的糜棱岩型金矿床；③燕山期各类花岗岩浆活动伴随形成的各种内生金属矿床。

（3）燕山期不同成因花岗岩控制不同的成矿系列，其中南岭系列（系列Ⅰ）花岗岩控制着钨、锡、铅、锌、银、砷、铀等矿床；长江系列（系列Ⅱ）花岗岩控制着铁、铜、铅、锌、银、金、硫、钼等矿床。

（4）受断裂带控制的斑岩矿床是本区一大特色：各类斑岩主要产于燕山期，中酸性斑岩产出相对较早，以伴随产出的铜钼多金属矿床著称，晚期主要以酸性斑岩较多，以伴随产出的锡钼矿床为主；斑岩矿床明显受控于低序次的旋卷构造；斑岩矿床具有一定的分带性，由内向外依次为铜、钼-铜、硫、锌、铅、银-金的分带；构造发育完善者往往形成岩体内部、接触带、围岩“三位一体”的斑岩矿床。

三、各家主要认识成果沿革表（表 1-1）

表 1-1　吴川-四会断裂带主要认识成果沿革表

著者	1962 年 莫柱荪等	1979 年丘元禧等，1:50 万 广东省构造体系图	1981 年吴川-四会断裂带讨论会	1982 年陈挺光等，吴川-四会断裂带研究报告	1982 年广东省区域地质志	1994 年 覃慕陶等，粤西金矿研究报告	本书
分布规律	分布于吴川-禄步以东，八甲-四会以西地区，向西南没入南海，向北可能穿越清远、英德，直达南雄地堑	自吴川向北延至英德西牛附近，向南越过琼州海峡截至海南昌江、东方一带，可延伸长约 700 km，北东端宽约 10 km	对断裂带划分有两种意见：① 城垌断裂和陂面—石基断裂应为一组断裂，而不属该断裂带；② 将城垌断裂和陂面-石基断裂划入该断裂带。向北可能与郯庐断裂相连	北起清远沙河，南至吴川长 350 km，宽约 25 km。向北延伸与郯庐断裂带相会合	自吴川向北插入英德西牛一带，与仁化-英德断裂带会合，向北分二支：一支沿南雄断裂与肖山断裂相接，一支入遂川沿赣江与郯庐断裂相连；西南也分二支：一支入吴川后潜入雷琼断陷之下，另一支沿阳江-织篦断裂进入大洲岛，全长超过 800 km	南起吴川，北至四会威整，称断裂带中南段，向北与韶关-英德断裂带相接。中南段长约 340 km	南起吴川经四会向北与仁化-英德断裂带会合，再向北沿仁化塘洞入江西省境内沿赣江与郯庐断裂承接。吴川以南延至南海被雷琼东西向断裂所截。广东省境内全长 550 km，断裂带分布宽 10 ~ 30 km，影响宽 50 ~ 60 km
产状、形状	断裂总体方向北北东	总体呈 20° ~ 30° 方向延伸，略似一喇叭状		整体呈 40° 方向，组成一个由北东撒开，南西收敛的倒喇叭状	总体呈 20° ~ 40° 方向，断裂带向南西撒开，呈喇叭形	总体走向为 30° ~ 40°，倾向北西或南东，倾角为 40° ~ 70°，具左行雁列特征	总体走向为 30° ~ 40°，平面上舒缓波状展布，整个形态呈倒喇叭状
断裂构造	由大小断裂排列组成的一个狭长断裂变质带	包括区域性大断裂、动力变质带、岩浆岩带，以及各式褶皱、构造盆地组成的褶断带		由十多条区域主干大断裂、夹持于其间的动力变质带以及与之配套的北西向断裂和派生的旋卷构造所组成	是一条多旋回活动的构造、岩浆、变质带	断裂带中南段由 16 条断裂和 3 条动力变质带组成，平行主断裂的次级断裂发育，并见有低序次旋扭构造	由 22 条断裂、4 条动力变质（剪切）带，两个较大的派生旋卷构造以及 15 个背向斜褶皱所组成的断裂带
断裂性质		深大断裂，反复活动的褶断构造带	深大断裂带	壳内深断裂	深大断裂	超壳深大断裂	继承性的复合断裂带，以压扭性为主的超壳深大断裂
地球物理场特征				沿带为一重力梯级带及航磁局部异常带，地壳厚度西北侧较东南侧厚 2.5 ~ 3.6 km	沿带呈现为不同重磁场和莫霍面的分界面，反映东侧为上地幔局部隆起区，西侧为上地幔凹陷区	沿带为一重力梯级带及航磁局部异常带，是上地幔隆起区与凹陷区分界带	沿带为一重力梯级带及航磁局部异常带，是上地幔隆起区与凹陷区分界带

续表

著者	1962年 莫柱荪等	1979年丘元禧等，1:50万 广东省构造体系图	1981年吴川-四会断裂带讨论会	1982年陈挺光等，吴川-四会断裂带研究报告	1982年广东省区域地质志	1994年 覃慕陶等，粤西金矿研究报告	本书
岩浆活动		沿带为岩浆活动带		沿带有基性岩脉出露	沿带岩浆侵入频繁、混合岩化作用强烈	印支、燕山早期很多花岗岩沿断裂带侵入，沿带并有超镁铁质岩分布	印支、燕山期很多花岗岩沿断裂带侵入，沿带并有超镁铁质岩分布
成矿关系	为钨、锡、铜、铅、锌、砷和黄铁矿重要成矿带			与黄铁矿、钨、锡、铜、铅、锌、金、银密切相关	燕山早期长江系列花岗岩岩浆与铁、铜、铅、锌有成因联系；燕山晚期南岭系列花岗岩岩浆与钨、锡、铀有关	燕山早期长江系列花岗岩岩浆与铁、铜、铅、锌、铝、金、银有成因联系；燕山晚期南岭系列花岗岩岩浆与钨、锡、铀、(铅、锌、银、砷)关系密切	燕山早期长江系列花岗岩岩浆与铁、铜、铅、锌、铝、金、银有成因联系；燕山晚期南岭系列花岗岩岩浆与钨、锡、铀、(铅、锌、银、砷)关系密切
活动时间		形成于古生代早期，印支、燕山期强烈改造，现今活动仍未止息		形成始于奥陶纪，加里东、印支、燕山运动相继活动改造，至今仍未止息	奥陶纪已具雏形、印支运动掘起、燕山运动强烈、挽近仍有活动	始于奥陶纪，至今还在活动	形成早期可能与郁南运动有关，奥陶纪已具雏形，印支运动掘起，燕山各幕强烈活动，直到挽近仍有活动

第二节　断裂带的地质背景

一、断裂带的区域构造位置

断裂带南段位于粤西云开隆起与粤中坳陷交接处，北段穿越粤北拗陷进入江西省境内(图 1-1)。

二、断裂带的地质概况（附图一）

区内地层出露较全，自前震旦系至第四系均有分布。新元古界云开群分布于断裂带南段阳春永宁—林头以西地区，为一套浅变质砂泥质碎屑岩夹火山岩建造，已强烈混合岩化；震旦系乐昌峡群分布于大云雾山—云浮、清远鱼坝—英德黎洞、以及吴川以西地区，为一套浅变质砂质岩、硅质岩，为黄铁矿重要产出层位。下古生界分布广泛，主要出露于阳春盆地西缘、高要禄步—四会威整、仁化—始兴地区。下部寒武系为浅海相类复理石砂泥质碎屑岩建造；中部奥陶系为滨海—半深海碎屑岩复理石建造；上部志留系主要为笔石页岩建造、浊积建造，以寒武系地层分布较全。区内上古生界分布最广，约占三分之一以上，主要出露于阳春盆地东部、肇庆—清远一线、以及英德—韶关大片地区，其中泥盆—石炭系分布较全，二叠系仅零星分布于韶关与肇庆附近。泥盆系下统为浅海、滨海碎屑岩

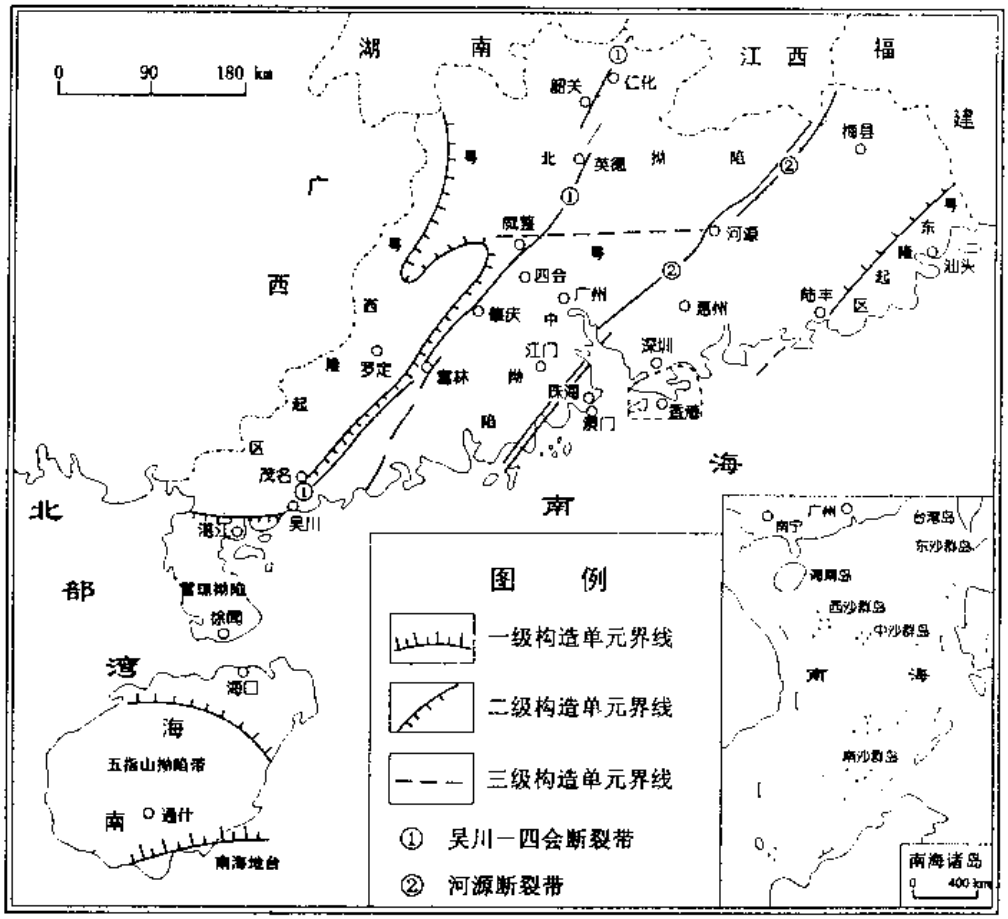


图 1-1 吴川-四会断裂带区域构造位置图

（据《广东省区域地质志》，略修改）

建造，底部为砾岩，不整合于下伏地层之上。泥盆系中统至石炭系上统，区内主要以浅海相碳酸盐建造为主，部分层段出露碎屑岩建造夹含煤建造，其中泥盆系中统亦为黄铁矿重要产出层位，二叠系下统为浅海相碳酸盐建造，上统为海陆交互相含煤碎屑岩建造。中生界零星分布于区内向斜及盆地中心，其中三叠系仅见上统出露，见于阳春、白诸盆地及云浮、四会、英德西牛等地，为湖泊沼泽相含煤碎屑岩建造。侏罗系主要出露于曲仁盆地及云浮一带，为内陆湖泊相碎屑岩建造及火山碎屑岩建造。白垩系主要出露于茂名、罗定、丹霞、南雄诸盆地，为内陆湖泊相碎屑岩及火山碎屑岩建造，其他尚见上统分布于小型山间盆地中。新生界主要继承分布于白垩系盆地中心，如茂名、丹霞、南雄盆地，白诸盆地则不整合于上三叠统之上；此外自清远至三水河口一带尚有一大片不整合于泥盆—石炭系及上三叠系之上的地层。其中老第三系为一套碎屑岩建造、含膏盐细碎屑岩建造、可燃有机岩建造等；新第三系为河流湖泊相碎屑岩建造、火山角砾岩等。第四系更新统为陆相碎屑沉积、湖泊—沼泽含铁屑岩建造、陆相堆积等。

随着断裂构造的强烈活动，岩浆活动更加频繁，形成本区一个规模很大的构造岩浆带。本区岩浆活动始于加里东期，印支运动相继活动，燕山运动最为强烈。活动的方式以侵入为主，少数地层中有火山夹层出露，此外见有次火山岩分布。岩浆性质以酸性为主，部分为中酸性，基性岩呈小岩体或岩脉零星分布。中酸性侵入岩中，以燕山期南岭系列分

布最广，大多呈岩基横跨本区，以诸广、大东山—贵东、佛岗、新兴岩体称著；燕山期长江系列活动频繁，多呈小岩体沿断裂带或与其他断裂交叉处侵入，往往形成串珠状小岩株。本区花岗岩浆成矿专属性较强，南岭系列花岗岩与钨、锡、铀等矿床关系密切，长江系列花岗岩与铁、铜、铅、锌、钼、金、银等矿床有成因联系。其中长江系列花岗岩类形成的斑岩矿床是为本区一大特色。

至于本区岩浆岩、构造、地球物理场及成矿作用等，已在本研究各有关章节中叙述，它们反映了本区地质成矿背景，本章节不予重述。总体来看，本断裂带是一条长期、反复活动的构造、岩浆和成矿带。

第三节　断裂带的组合及其基本特征

一、断裂带的组合

断裂带主要由20多条主干断裂和4条大的动力变质带（剪切带）组成，每条断裂长数公里至百余公里不等，平面上大多呈舒缓波状延伸，具左行雁列特征。主断裂旁侧的平行次级断裂发育，局部有分枝复合现象，断裂带的走向北东，断裂面的倾向北西或南东，有些为沿走向反复倾转的高角度断裂。主干断裂旁侧见有低序次的旋扭构造，配套的北西向断裂比较发育，往往错断主干断裂。

断裂带的南段：长约190km，宽9～22km，主要由运塘-三屋排-龙门肚断裂（13；断裂在构造图上的编号，下同）、黄岭顶－合水口断裂（14）、大陈圩－分水坳断裂（15）、陂面－石蓉断裂（22）、吴川大断裂（16）以及大王山动力变质带（25）组成，分布于阳春复向斜与塘口复式花岗岩体西侧，向南伸入南海（见附图一）。

断裂带的中段：长约150km，宽10～20km，主要由讴坑断裂组（7）、禄步断裂（8）、六合断裂（9）、迳尾裂（10）、茶洞-马堂断裂（11）、小洞-庙咀断裂（12）、大坑口断裂（18）、三堆坑断裂（19）、葫芦田断裂、（20）鼎湖-安扩断裂（21）以及石狗动力变质带（23）、大尖动力变质带（24）、水平面南脆-韧性剪切带（26）等组成，分布于清远-高要“S”形构造与新兴复式花岗岩体西侧。

断裂带的北段：广东省境内长约225km，宽约15～30km，主要由胡坑断裂组（1）、百顺断裂组（2）、九曲岭断裂（3）、乌石-黄思脑断裂（4）、官坪断裂（5）、石坎-莲塘断裂（6）、黎洞断裂组（17）等组成，分布于雪山嶂复背斜西侧，矾口隆起带东端，向北与赣江断裂带承接。

二、主要断裂的基本特征[1]

1. 南段主要断裂特征

（1）运塘-三屋排-龙门肚断裂（13）

该断裂是吴川-四会断裂带重要的断裂之一，是断裂带南段西侧的边界断裂。断裂呈直线状，走向北东40°，倾向北西为主，倾角60°～80°，北端被横断层所切，南端被第三系掩盖，长132km，宽数十米，发生在前震旦系变质岩及混合岩之中。沿断裂形成一明显的剪切带，挤压破碎强烈，糜棱岩发育，具压扭性质。

---

[1] 丘元禧等，1:50万广东省构造体系图及说明书，1979.

沿断裂分布大面积的混合岩田，由各种混合岩和变质岩组成北西向基础底褶皱带[1]。断裂东侧为北东向的变质岩及混合花岗岩。两侧构造特征显然相异，形成两个构造单元的自然交接面。

沿断裂分布有单竹坑钨矿、三尖钼矿、马鞍钨钼矿、林湾钼矿等。

(2) 黄岭顶-合水口断裂 (14)。位于运塘-三屋排-龙门肚断裂的南东侧，相距 3～8km，长约 90km，总体走向北东 40°，呈波状延伸。断裂主要发育于震旦系与寒武系之间，南段切割了泥盆系。断面倾向北西，倾角 65°～80°，具压扭性质。经多次动力变质与混合岩化，形成著名的大王山动力变质带，动力片岩带宽达 1km 以上。断裂可能在加里东时期已经发生，至印支运动活动最为强烈，后又一再复合。

沿断裂有羊笪水晶矿、上洞钨矿、横岗钨矿、门仔坑铅锌矿、永宁金矿以及多处温泉分布。

(3) 大陈圩-分水坳断裂 (15)。位于黄岭顶-合水口断裂东侧，相距 1.5～6km，长约 85km，总体走向北东 40°，倾向北西，局部南东，倾角 50°～60°，基本上与黄岭顶-合水口断裂同步蛇曲延伸。断裂主要发生在寒武系中，沿断裂分布有一系列花岗岩体，并具糜棱岩化，南端切割了泥盆系和第三系，表明其具有多次活动。断裂中出现大量的角砾岩、糜棱岩及硅化破碎带，动力变质带宽几米至几十米，延长数十公里。

(4) 陂面-石蒙断裂 (22)。该断裂是吴川-四会断裂带南段东侧边界断裂，沿西山山脉东侧山坡和阳春复向斜西缘分布。断裂走向变化很大，总体北东 35°，呈蛇形弯曲延伸，长约 100km，北中段倾向南东，南段倾向北西，倾角 85°。断裂北西盘为寒武系变质片岩、泥盆系及动力变质岩，逆冲于南东盘的上泥盆统及石炭系之上。断裂破碎带宽 3～14m，具压扭性质，沿断裂有温泉分布。

断裂可能发生于加里东运动，印支—燕山期继续活动，伴有岩浆侵入及热液活动，形成了一条重要的多金属矿带，主要有石蒙铜矿、高基铅锌矿、荔枝山金矿、焦坑金矿等。

(5) 吴川大断裂 (16)。位于吴川-四会断裂带南端，是一条主干断裂，是复合性大断裂[2]。该断裂已为第四系覆盖，长度大于 100km，呈北东 50°方向延伸。由地质地貌特征推断存在，在卫星照片上有明显反映，地貌上为长条状洼地或河谷，往外为高耸山地，沿线发育有不少石峰和三角面。晚期浅层脆性断裂形变产生的未固结断层泥、角砾等断层物质叠加在早期深层韧性形变产生的糜棱岩类构造岩上，在阳西县沙扒镇长山岭探槽剖面中见的断层泥及角砾物质与早期形成的糜棱岩、千糜岩、硅化岩等角砾混在一起，在近 80m 宽的破碎带上，发育破碎硅化岩、磨砾岩、角砾岩（褐铁矿胶结）、千糜片理化、断层泥、糜棱岩、千糜岩等。断层泥中石英颗粒经电镜扫描显示两期断面，并呈现裂面不断的裂纹，反映出缓慢压剪应力作用下的蠕滑特征。断裂泥热释光年龄为 (35.09 ± 3.19) Ma，表明断层在中更新世期发生过错动。

2. 中段主要断裂特征

(1) 讴坑断裂组 (7)。为断裂带中段西北侧边界断裂。由牛鼻咀断裂、讴坑断裂、乌石断裂组成，总体走向北东 30°，延长 30km 以上。牛鼻咀断裂发生于寒武系与第三系之

---

[1] 付昌来．试论阳春西山地区一些矿床与吴川-四会断裂带的关系．1981.

[2] 覃慕陶，邹和平，丘元禧．广东沿海区域构造研究．2000.

间，倾向南东，倾角 55°～65°，控制含铅褐铁矿体；讴坑断裂发生于第三系与寒武系之间，断面倾向北西，倾角 75°～85°；乌石断裂同样发生于第三系与寒武系之间，倾向北西，倾角 42°～65°，控制乌石黄铁矿的形成与分布。断裂带中的构造片岩、糜棱岩及断层角砾岩发育，构成规模较大的挤压破碎带，断裂主要显压性结构。

（2）禄步断裂（8）。断裂切穿上三叠统、泥盆—石炭系、寒武—奥陶系、加里东期石牛头岩体。走向北东，倾向南东，倾角 50°～80°。长约 40km，断裂破碎带宽 20～25m，发育有糜棱岩化、片理化，具压扭性质。

沿断裂带有灯草塘金矿点，樟路锑金矿点及一些金汞化探异常。

（3）六合断裂（9）。断裂发生于大尖花岗岩体与村头石英斑岩体之间。长约 20km，走向北东 40°。具强烈碎裂—糜棱岩化，为一压性断裂。

（4）迳尾断裂（10）。断裂切割了震旦系、加里东期镇安岩体、泥盆—石炭系。长约 30km，走向北东 45°～60°，倾向南东，倾角 70°。沿断层线见大量断层角砾岩，多被黄铁矿充填，主断面显压扭性特征。

（5）茶洞-马堂断裂（11）。断裂主要产于震旦系中，南段切割了泥盆—石炭系、上三叠统。两端走向北东 30°，中部近南北向，呈“S”形展布，向西倾，长约 40km，性质不详。

北段见有珠洞铅矿化点及三江顶黄铁矿。

（6）葫芦田断裂（20）

断裂主要产于寒武—奥陶系与泥盆系间，并切割了石牛头岩体东端。走向北东 40°～80°，倾向南东，倾角 50°～65°。断裂长约 40km，破碎带宽 30～40m，具压扭性质。

断裂带上有燕山花岗斑岩侵入，形成有塘坳铜钼矿床。

（7）鼎湖-安塘断裂（21）。为吴川-四会断裂带中段东侧边界断裂，全长 100km 以上，总体走向北东 40°，于高要东西向构造带处偏向北东东，倾向北西或南东，倾角 40°～80°。断裂切穿震旦系、寒武—奥陶系、泥盆—石炭系、加里东期深熔花岗岩、燕山期花岗岩等，断裂破碎带宽 10～30m，表现多期多次活动，以压性、压扭性为主，局部显张性。

沿断裂带有前村黄铁矿、云路铜矿、古律黄铁矿、夏洞黄铁矿、打银坑铅矿等。

3. 北段主要断裂特征

（1）胡坑断裂组（1）。断裂走向北东 20°～30°，倾向主要北西，局部南东，倾角一般 40°～50°，局部较陡。断裂组长约 80km，主要由北段的塘洞断裂、中段的扶溪-仁化断裂和南段的丹霞-韶关断裂组成。断裂北、中发育于印支—燕山期诸广山复式花岗体和寒武系、泥盆系和侏罗系等地层中，在仁化县黄蜂寨中泥盆统桂头组砂岩逆掩于上侏罗统砂页岩之上（图 1-2）；断裂南段插入白垩—第三纪丹霞盆地中，见白垩系逆冲于丹霞群之上。

断裂破碎带可达数百米，卫星照片有清晰显示，断裂带中糜棱岩、构造片理、硅化岩非常发育，并有石英脉贯入，硅化强烈，常形成由硅化岩为主组成的宏伟鸡冠式地貌。该断裂为多期次的复合断裂，主要具压扭性质。

笔者于塘洞一带所见，断裂沿塘洞沟作北北东向伸入江西省境，走向北东 20°～27°，倾向北西，倾角 62°～85°，断裂贯穿于印支—燕山早期各阶段花岗岩中，宽数十米至大于 100m，断裂中由千糜棱、糜棱岩、糜棱岩化花岗岩及沿断裂充填的石英脉、硅化岩所组成（图 1-3）。糜棱岩的片理方向 23°，并见有燕山晚期岩脉侵入（图 1-3）。

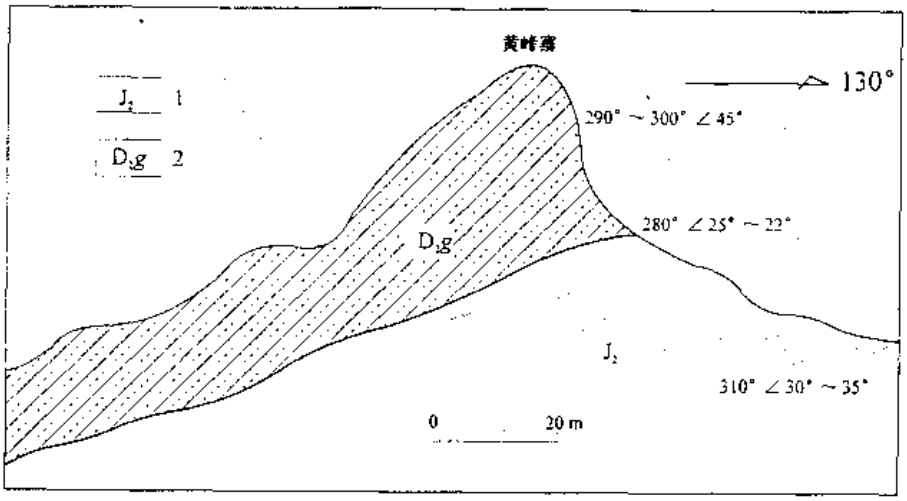


图 1-2　仁化县黄蜂寨所见胡坑断裂剖面图

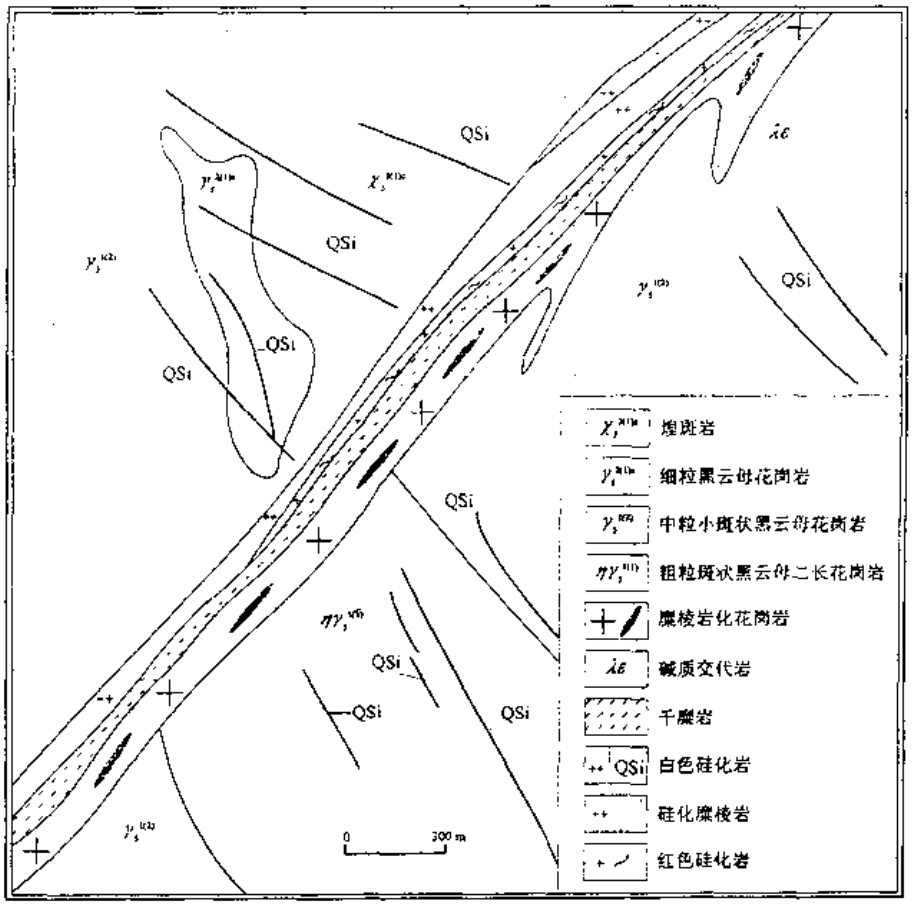


图 1-3　塘洞断裂平面图

从断裂带野外观察所知，带中发育有两期糜棱岩，早期糜棱岩规模较大，宽达 100 余米，后被晚期糜棱岩、构造片岩及伴随的硅化岩贯穿或呈小角度切割。前者形成于燕山早期及其以前各阶段岩体中，后者形成于燕山晚期或复合叠加于较老岩体中。根据岩组分析（见后），该断裂至少存在三次以上活动，其中两次以显压为主。由此说明，塘洞断裂亦即

早、晚期新华夏构造活动复合的构造形迹。

笔者在琴寨湖所见，该断裂以糜棱岩为主组成的北东向断裂切割了不同岩体，发现岩体于东盘向北错移达 30m，从岩组分析也证实断裂显示水平运动，说明断裂属左旋扭动，具压扭特征。

(2) 百顺断裂组 (2)。断裂走向北东 40°～50°，倾向北西或南东，倾角 75°～87°，长大于 45km，向北伸入江西省境内。断裂发育于燕山一期和三期花岗岩体中，主断裂南段切过寒武—奥陶系、泥盆—石炭系、白垩系。

断裂在花岗岩体中平行成群成带分布，边幕式排列，早期由糜棱岩组成，以压性为主；晚期以扭性为主兼压性，局部显张性，充填杂色硅化岩、硅化碎裂岩，显示多次活动。主断裂与次级断裂均为含矿（铀）构造。

对该断裂体系的归属存在着不同认识：一种认为该组断裂属华夏系主干断裂，区域重磁场有明显反映；一种认识属新华夏系的配套构造的泰山式断裂，它最晚形成于燕山第三期花岗岩以后，其主干断裂可能为仁化-韶关-英德断裂。

(3) 九曲岭断裂 (3)。断裂走向 50°～60°，波状延伸长 60km 以上，倾向南东，倾角 40°左右。断裂切穿燕山期花岗岩和寒武—奥陶系、泥盆系、白垩系、第三系等地层。

沿断裂带中、西段可见厚 1～2m 的构造角砾岩，有很多石英脉穿插，并有硅化、黄铁矿化现象。东段伸入南雄盆地，为盆地北侧边界断裂，于全安一带可见断裂北侧下盘花岗岩中有数十米宽的片理化带、糜棱化带，断裂带由宽数米的糜棱岩、角砾岩、断层泥组成，其中有铀矿体赋存，上盘为上白垩统红色砂岩。根据野外观察，断裂具多次活动特征，早期显压扭性质，晚期为张性的正断裂复活下滑。

(4) 乌石-黄思脑断裂 (4)。断裂走向约北东 45°，倾向北西或南东，倾角 50°～60°，延长约 90km。断裂主要产出于泥盆—石炭系中，并切过震旦系、侏罗系、三叠系，沿断裂有燕山期花岗岩侵入。

(5) 官坪断裂 (5)。断裂走向北东 40°，倾向南东，倾角 50°左右，延长约 35km。断裂主要产出于泥盆—石炭系中，北段截切雪山嶂背斜，寒武系逆冲于泥盆系之上，断裂带宽约 2m。

该断裂为粤北新华夏系重要的控矿断裂，沿带已知有铅锌、金、铁等矿（化）点及化探异常，并有温泉出露。

(6) 石坎-莲塘断裂 (6)。断裂走向北东，倾向东南，倾角不详，断裂发生于燕山期花岗岩与震旦系、泥盆—石炭系接触带，穿越三叠系，通过三叠系地段片理非常发育，南西段产于不同岩相带间，地貌反映清晰。长约 45km。

断裂南段（白石圩南）的上盘次级断裂——南冲坑断裂产有南冲坑金矿点，断裂北端的北西侧为新洲金矿床。

(7) 黎洞断裂组 (17)。位于英德黎洞圩一带，为一组北东走向逆断层，倾向北西，倾角 30°～50°，长 7～21km 不等。断裂上盘震旦系逆冲于泥盆系之上，断裂带上动力变质明显，常见石英脉和基性岩脉。

三、动力变质带与剪切带

本书所谓的动力变质带是若干条大断裂及其所伴生的动力变质岩的组合体。该带一般都经历过多次构造活动的动力变质作用。带的性质依据构造带所处构造位之深浅及所遭受

应力之大小，具有韧性、脆-韧性和脆性的不同表现，相应形成不同种类的构造岩——动力变质岩。吴川-四会断裂带内发育的动力变质带自南而北包括有大王山动力变质带(25)、大尖动力变质带（24)、石狗动力变质带（23)。此外还有水南脆-韧性剪切带(26)[1]。

(1) 大王山动力变质带（25)。该带分别以运塘-三屋排断裂、黄岭顶-合水口断裂、大陈圩-分水坳断裂为中心的几条动力变质带的组合体。被卷入的有震旦系、寒武系及加里东期深熔花岗岩和岩浆花岗岩。动力变质带长约50km，中心部分为糜棱岩带，宽100～300m；往外为糜棱岩化带，宽5～10km，是变质带的主体成分；边缘为破碎带，宽约1.5km。

该带有比较明显的早、晚期构造叠加现象，以运塘-三屋排断裂及黄岭顶-合水口断裂为例，早期断裂活动形成变质带比较宽阔，一般在几公里以上，以糜棱岩及糜棱岩化岩石为主，此外尚有压碎岩及构造片状岩石。强烈的重结晶、交代重结晶及混合交代作用是该断裂带早期动力变质带的最明显特征。陈挺光等（1982）认为："大王山岩体"、"圭岗岩体"实际上是沿断裂带展布，受断裂带控制并在动力变质岩基础上发育起来的特殊混合岩类，他称之为断裂混合岩类。岩石薄片研究表明，岩石虽经混合岩化，但其基质仍保留着或残存着变余糜棱构造的特征。据变余糜棱构造分析，早期动力变质带宽达6km以上。晚期的断裂活动又使早期的岩石发生局部的压碎，角砾岩化以及糜棱岩化。沿断裂面则形成构造角砾岩或糜棱岩甚至千糜岩，但动力变质带的展布范围远较早期动力变质带为窄，一般宽几十米至几百米，往外碎裂带及轻度碎裂岩带也不过1～2km，断裂之间展布着大片基本上没有经受晚期动力变质的片岩及混合片麻岩类。此期断裂活动多发生在花岗质岩石与似层状片状岩石之间。

(2) 大尖动力变质带（24)。该带的主体位于云浮市的东北部大尖岩体（燕山三期花岗岩）内，它是一条复合的动力变质带，东部受安塘断裂及其派生的次一级断裂的影响；中部则与六合断裂有关；而西部则受北西向剪切带的影响。整个带比较连续，总宽度达14km，延长大于25km，总体方向北东35°～40°。带内经受不同程度动力变质的岩石除大尖岩体外，尚有村头岩体（燕山三期石英斑岩）及寒武—奥陶系。

该带显示有早、晚两期的动力变质作用，早期糜棱岩带宽约2km，往外为糜棱岩化带，最外为压碎岩带，总体宽度可达8km以上。晚期断裂活动又使早期动力变质岩及断裂混合岩再度压碎、硅化、糜棱岩化，两期构造叠加现象明显，两期片理明显交切。但晚期的糜棱岩化比较窄，一般仅几米至几十米；且往往出现构造角砾岩及硅化带，宽度一般小于1km，往外压碎岩宽度较大，可达3～4km。

(3) 石狗动力变质带（23)。该带位于四会市西边至石狗圩一带，带中花岗岩、奥陶系及下侏罗统的砂页岩都发生了强烈的动力变质作用。在寒武—奥陶系、上三叠统中，原岩为一套碳质、钙质的碎屑岩，动力变质作用表现为岩石的片理化，柱粒状矿物明显拉长，石英强烈波状消光，与片状矿物呈定向排列，多具皱纹片状构造；上三叠统煤层变质为石墨，砂页岩具千枚状和片理化；寒武—奥陶系变质为绢云石英岩、石英绢云片岩、片理化变质砂岩、大理岩等。

---

[1] 719地质队.1:5万河台区域地质调查报告.1991.

（4）水南脆-韧性切带（26）。该带位于高要县禄步镇至金坑一线，呈北东45°，长约40km，宽2～5km。剪切带发育在寒武—志留系、泥盆—石炭系内，并剪切燕山期花岗斑岩、石牛头花岗岩体接触带。剪切带主要由官塘、云峰等一组断裂所组成，发育脆性（浅位）糜棱岩和压碎岩，其间岩层的片理非常发育。断裂面走向北东，倾向北西，倾角40°～65°，片理面主要倾向南东，局部倾向北西，倾角60°～80°（图1-4）。水南镇双壬含铜黄铁矿点产于剪切带内，主要受花岗斑岩质糜棱岩控制。

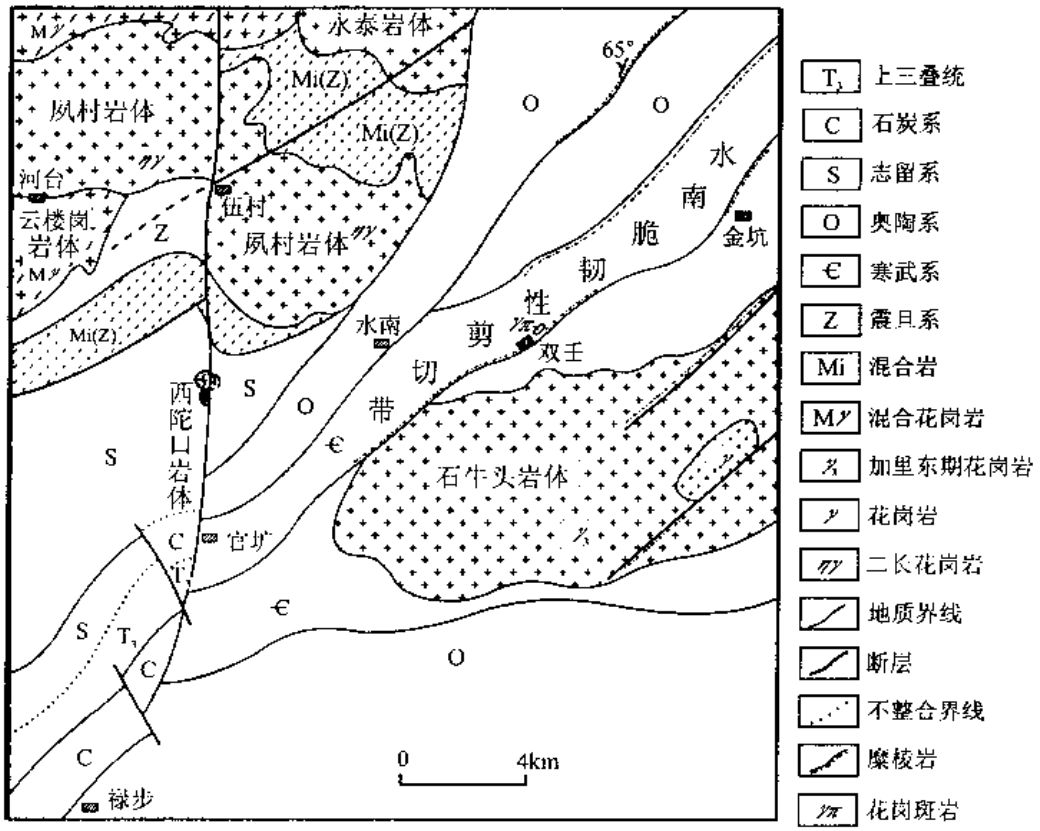


图1-4　水南脆-韧性剪切带地质简图

四、断裂带的岩组分析

为使宏观与微观相结合，利用断裂带中不同地段的构造岩进行岩组分析，以进一步阐明断裂的特征、压力作用方式及其演化过程。分别于断裂带北段的胡坑断裂组北端的塘洞断裂、中段的鼎湖-安塘断裂及南段的大王山动力变质带采集标本进行岩组分析，其结果简述于下。

1. 塘洞断裂的岩组分析

塘洞断裂的地质构造特征已在前面叙述胡坑断裂组中包括，根据岩组分析资料（图1-5）：极密值Ⅰ为5%，走向76°，倾角水平，为水平运动的结果；极密值Ⅱ较大，达5.5%走向13°，倾向北西，倾角29°；极密值Ⅲ为4.5%，走向11°，倾向南东，倾角38°。极密值Ⅱ、Ⅲ均显示压性特征。图中出现三个极密点，说明断裂曾发生三次以上的构造活动。上述微观分析与野外宏观观察结果基本吻合，并有力地证实该断裂曾经历早、晚新华夏系构造活动的复合结果。

2. 鼎湖-安塘断裂组的岩组分析

岩组样取自云浮夏洞圩之南狮子石附近的硅化挤压破碎带中，断裂带的野外地质特征已如前述。从所做硅化构造角砾岩的石英光轴方位图（图 1-6a）所示：石英光轴显示出近水平，走向 5°的点极密，伴随着四个次极密，构成 S+B 构造岩。这种岩组的显示完全可以和华夏方向构造应力场相吻合（图 1-6b）。

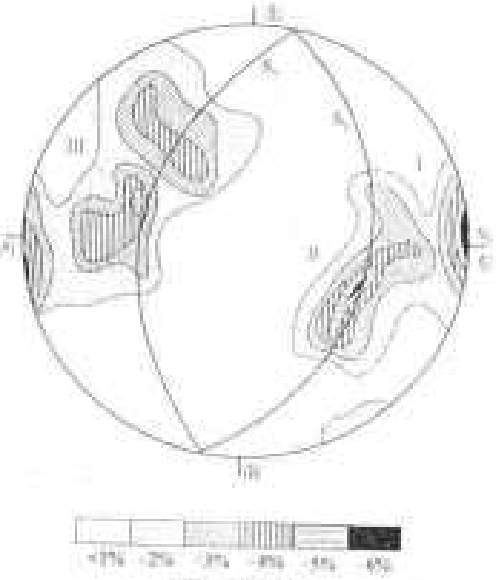
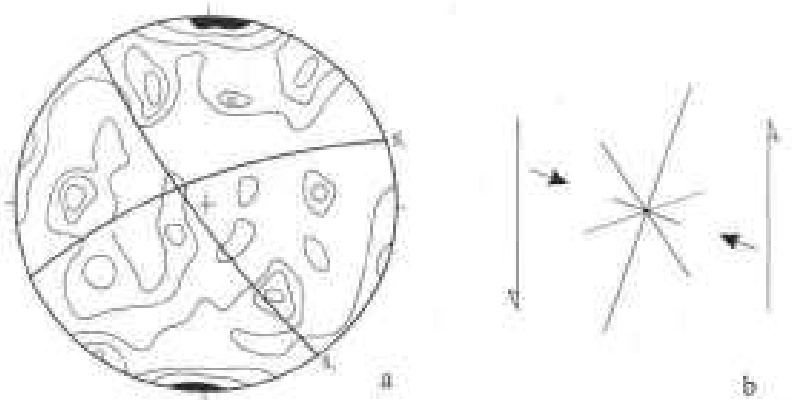


图 1-5 塘洞断裂岩组图

3. 大王山动力变质带的岩组分析

在动力变质带中取五个岩组样，其测定结果为：位于大王山“岩体”中的四个岩组样（图 1-7 中 94-3、94-9、94-12、100 号样品），均呈 B∧B ′构造岩岩组图，显示了双环带图案，说明是一个连续变形作用的产物，或者是一单系作用中两个不同但又紧密相关的变形相的产物。结合大王山动力变质带的



石英光轴200个，35%-3%-2%-1%

图 1-6 硅化构造角砾岩岩组图（a）及推导出的应力场（b）

（据陈振光，1982）

实际情况，上述交叉环带的形成，即反映了混合岩化过程的组构，又反映了糜棱岩化过程的组构，其压力方向总的是北西—南东，但存在先后变化。“岩体”以外的一个岩组（图 1-7 中 100-3 样品）仅仅反映出一个包含点极密的大圆环带，极密程度高达 11%，可能反映了同向应力长期作用叠加的结果。

以上三个地段岩组分析资料表明，吴川-四会断裂带中各段有着不同的岩组图，它分别代表各自应力场及其演化的时空状况。尽管它们各有差异，但都明显反映了北西—南东向挤压应力，以及反时针方向为主的扭动力学性质，说明了吴川-四会断裂带为经过长期多次北西—南东向挤压、扭动，甚至引张形成结果的复杂构造带。

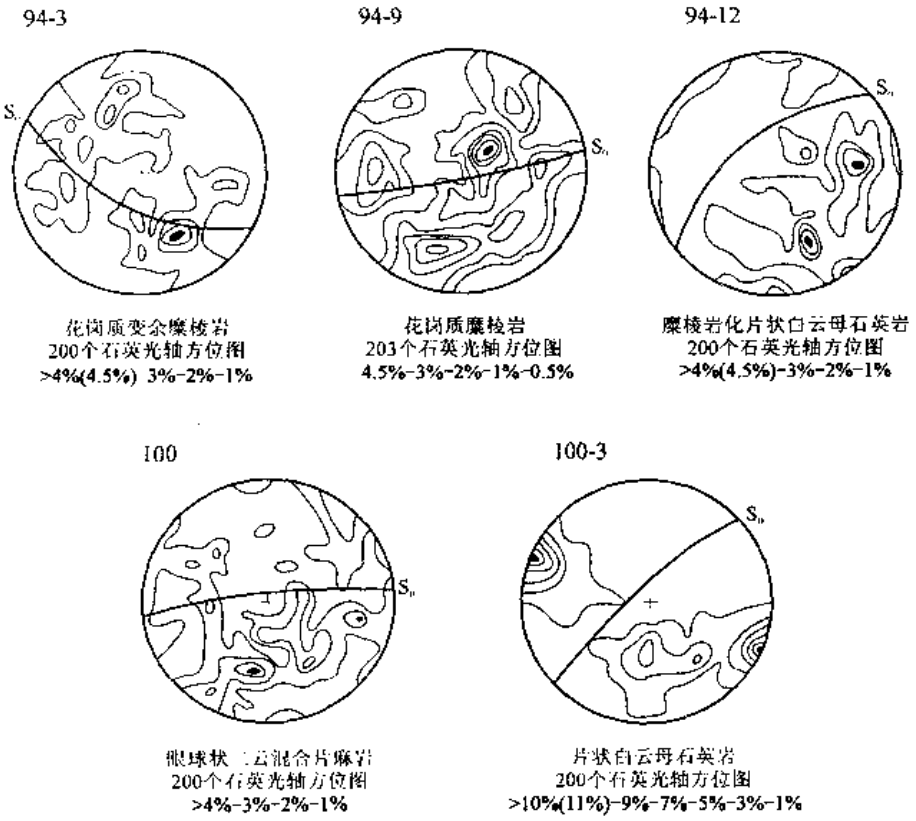


图 1-7　大王山动力变质带岩组图

第四节　断裂带的重磁场特征

根据广东省物探队杨熹云（1981）的资料[1]，从广东省西部区域重磁场平面图可以看出：①在吴川—四会—曲江—始兴一带有一条断断续续、时隐时现的梯级带，两侧重力场差异明显，将整个地区重力场分为东高西低两部分；西侧区域重力场比较复杂，它由一系列以北西方向分布的局部异常组成，整个场也有南高北低的趋势，重力场强度由南至北在 +20 ~ +75mGal[2] 范围内变化；东侧重力场较简单，除在英德地区重力场有局部升高外，由南往北重力场逐渐降低，异常呈东西展布，场强度在 +20 ~ +50mGal 范围内变化。东西两侧重力场差异近 20mGal 以上。该重力梯级带及两侧重力场的差异，不论在地表或向下延拓 20km 后仍然存在。②在吴川—始兴之间，集中了一系列呈北东向展布的局部航磁异常，它们的总体位置与重力场分界线基本一致，而且各段反映的磁场特征有所不同。

根据上述区域重磁场的特征推测，在始兴—曲江—四会—吴川一线存在有一条规模巨大、贯穿全区的北东向深大断裂带。

在四会以南，磁异常与重力梯级带分布平面位置并不完全一致，沿北东向重力梯级带

---

[1] 杨熹云，从区域重磁特征探讨吴川-四会断裂带的地质意义，1981.

[2] $1mGal = 10^{-5} m/s^2$（下同）.

两侧分布有几条相互平行的线状磁异常带，可能是重力梯级带反映了深部主体构造的位置，平行这一主体构造伴生有很多次级构造，岩浆岩侵入至这些次级构造中呈线状排列，因而出现了与重力梯级带对应的磁异常带。这些磁异常带反映了地质上如前所划定吴川-四会断裂带中段和南段岩浆岩带的存在。

第五节　断裂带的形成及发展历史

依据地质建造和改造两个方面结合起来追溯构造带和构造体系的成生发展过程的原则，参照前人对吴川-四会断裂带发展历史的研究结果，本文认为它是一条具有长期发展历史的断裂构造带，由于断裂带正好位于云开隆起与粤中坳陷接触带，故认为应受到寒武纪前基底构造制约，而作者对其先前构造活动情况，暂不予以追述，现将它的发生、发展及形成历史简述如下。

一、加里东构造阶段

寒武纪时，从岩相古地理分析可知，吴川—四会一线及其两侧广大地区沉积环境基本一致，为地槽型广阔浅海区砂泥类复理石沉积建造，断裂活动迹象不明显。奥陶纪时，断裂带西侧德庆、罗定一带，地壳渐隆，沉积了滨海相岩层，依次为砾岩、砂岩、砂质页岩及灰岩，其中含三叶虫、腕足类、腹足类化石，出现了几个由粗至细的沉积旋回；断裂带的东侧开平虎山一带以及始兴、河源等地区，恰和西侧相反，地壳沉降缓慢，成为一个半深海海槽，沉积了硅质岩及黑色页岩，含大量单一的笔石。断裂带的两侧岩相古地理发生如此明显的差异，说明断裂带于奥陶纪时已初具雏形。

志留纪时，断裂带西测郁南连滩及高要禄步等地区，地壳活动逐渐剧烈，显示了频繁的周期性震荡运动，并发生了海退现象，在低洼地带沉积了泥质、砂质及炭质相间的条带状砂页岩，含单一的笔石；断裂带以东广大地区以及北到湘东、赣、闽等地，至今还没发现志留纪的沉积。这两侧截然不同的现象，说明沿断裂一线分异逐步扩大，吴川-四会断裂带的轮廓越来越明显。志留纪末，强大的加里东运动使本区震旦系—志留系产生强烈褶皱，形成大规模的全形的北东走向褶皱，并伴随产生吴川-四会大断裂和区域变质作用。断裂带中段、北段见有岩浆侵入活动（石牛头岩体、扶溪岩体），南段发生有较强烈的混合岩化、花岗岩化作用。据以上资料，可以说明吴川-四会断裂带生成于加里东运动。

二、海西-印支构造阶段

加里东运动之后，吴川-四会断裂带仍有较强烈的活动，西侧缓慢下降，东侧相对隆起，接着又发生自西向东的海侵，东西两侧沉积了岩相、岩性及其所含化石都不相同的两套泥盆系，断裂带以西属广西型泥盆系，为浅海相的灰岩及砂页岩（含早泥盆世的沉积），断裂带以东属广东型泥盆系，为滨海及陆相的砾岩及砂页岩（缺失早泥盆世的沉积）。该区海侵西早东晚，岩性西细东粗，厚度西厚东薄的现象，反映出断裂构造活动影响了沉积基底差异，因而形成了不同的沉积环境。

石炭纪—三叠纪早期，从岩相古地理表明断裂带两侧均未见有明显的活动迹象，为断裂较宁静的时期。中晚三叠世之间，该区又发生了相当广泛而强烈地壳运动，即印支运动，它使晚古生代地层发生大规模的褶皱作用，形成各种过渡型褶皱。断裂活动加强，形成为区域性大断裂，其多次活动产生强烈的糜棱岩化作用，沿断裂带产生动力变质带，南

带大王山动力变质带及其包括的断裂混合岩类，它至少有一些组分是印支运动期间形成的；在北段，早期的北东向断裂构造及辉绿岩侵入活动，也形成于海西—印支构造阶段。此阶段应为吴川-四会断裂带的定型时期。

三、燕山构造阶段

印支运动后，断裂两侧沉积发生重大差异。西侧全部露出海面，构成高山和山间内陆盆地，从而由海相沉积历史转为陆相沉积、沿断裂带方向形成一系列带状、彼此相隔的小型山间盆地，沉积着晚三叠世内陆湖相的含煤碎屑岩建造；东侧处于滨海平原或指状海湾环境，海水时进时退，形成海陆交互相的沉积建造，海侵方向自东而西。

侏罗纪到白垩纪是断裂带活跃时期，发生有多幕地壳运动。侏罗纪时，所有主干断裂在挤压应力作用下都得到进一步加强，产生挤压破碎带、糜棱岩化带及片理化带；沿着断裂带分布的大王山、大尖、石狗等几条动力变质带，在这一时期得到进一步发育；相伴而生的一系列北西向断裂，派生的大绀山、大云雾山、观音山等旋卷构造也于此时形成；所有褶皱在原有基础上进一步强化并将原华夏方向的构造成分加以改造和归并；大规模的遍及全区的花岗岩活动相继发生，燕山一期（J_1）岩体基本上全部分布于北段，如诸广山、大东山、贵东等岩体，中段和南段尚未发现有该期岩体，燕山二期（J_2）岩体主要分布于南段，如石蓼、瑶池、小良、龙头等岩体；北段有田湖、曾屋等岩体，燕山三期（J_3）岩体则广泛分布于断裂带上，多呈岩基和岩株产出，与其他各期岩体组成复式岩体或岩带，如诸广山、大东山、佛岗、新兴、塘口等复式岩体，也有浅成的斑岩体，如中段的村头岩体，北段的大宝山岩体等。

白垩纪时，断裂带性质主要由压扭性转为张扭性，许多断裂以正断层形式复活，在断裂带及其两侧生成白垩纪—第三纪盆地，如茂名、白诸、南雄、丹霞等盆地，晚白垩世时，地壳仍有拗折和断裂活动，白垩纪早期和晚期，断裂活动伴随有岩浆活动，多形成中小型侵入体和各类浅成斑岩体（脉），即燕山四期（K_1）和燕山五期（K_2）的岩体，广布于断裂带上和复式岩体内，如北段长江地区、中段石牛头岩体内外接触带、南段永宁地区、塘口复式岩体等。

四、喜马拉雅山构造阶段

自第三纪至晚近时期，断裂带活动减弱，但仍未停息，在以前的构造基础上以继承性的差异活动为特点，早第三纪沿吴川-四会断裂带及其傍侧，继承着东西向及北西向构造线，北北东或北东东向构造形成的陆相盆地沉积，前者如茂名、白诸、三水盆地；后者如阳春八甲西、松柏东、丹霞、南雄等盆地。新第三纪，断裂中段肇庆一带，新盆地范围缩小，与老盆地交角不大，或直接覆盖于古老地层之上，沉积有内陆磨拉石建造。

在晚近时期（第四纪以来），吴川-四会断裂带的构造活动仍较活跃，主要表现在：①南段有强烈的更新世基性火山活动；②沿带的地貌景观受晚近构造活动控制，有强烈的隆起、缓慢隆起、断陷残丘平原等地貌单元；③阶地普遍发育，一般有三级河流阶地，个别可见高出现代河床 20m 的第四阶地；④河流改道及变迁现象多处可见；⑤断裂带的两侧第四系岩性厚度明显差异；⑥北东向主干断裂及其配套的北西断裂在第四纪仍在活动，不仅表现为对地貌、温泉和地震分布的控制，而且见有明显的错动现象（邹和平、黄玉昆等，1992）。据邹和平等（1992）于黄岭顶—合水口断裂调查研究表明，在断裂前新生代形成的韧性剪切变形带上，更新世断裂活动导致一些小断裂面形成或重新错动，并产生不

厚的断层泥。据阳春三叶农场石合村东250m公路边剖面所见（图1-8），该断裂两侧为早期形成的构造片岩带，晚期断层位移小于0.5m，其中断层泥厚1～2cm，上盘发育宽约1m的挤压透镜体，断层泥中石英颗粗电镜下具次棱角状为主的外形（外表发育化学溶蚀现象），并具碾磨所造成的玫瑰花状微断口和不贯穿整个颗粒的张（剪）性破裂，显示断层蠕滑特征。断层泥热释光年龄为（38.70±3.75）Ma。类似现象在阳春八甲鹅颈公路边剖面及阳西长山岭等处也可见到。

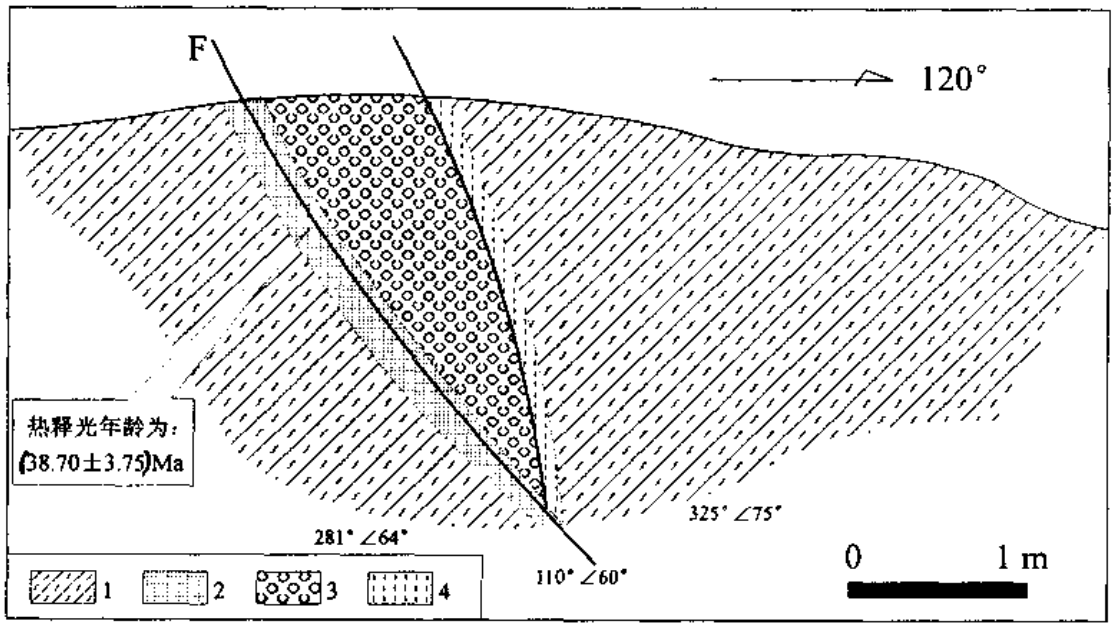


图1-8　阳春三叶农场石合村东250m处公路旁黄岭顶-合水口断裂剖面图

1—构造片岩；2—断层泥；3—挤压透镜体；4—劈理

上述调查研究表明，吴川-四会断裂带主干断裂及其配套的北西向断裂，在第四纪的活动主要发生于中更新世，并以压剪性、蠕滑为主要特征。从挽近地质、地貌、地震现象分析，断裂带至今仍在活动。

综上所述，吴川-四会断裂带的生成可追溯到奥陶纪及至郁南运动，形成于加里东运动，此后各阶段均有活动，但主要活动时期是燕山运动各幕，直至现今还未停息，因此，它是一条长期多次活动的复杂的断裂构造带，亦是一条超壳深大断裂。

第六节　断裂带的控矿作用

一、构造-岩浆带的控矿作用

吴川-四会断裂带是一条长期活动的构造-岩浆带，随着断裂构造的发生、变形及其伴随的岩浆热液活动，分别在不同的时间、空间产出了一系列的各类内生金属矿床，构成了吴川—四会内生金属矿带，其中以铁、铜、铅、钨、钼、锡、硫、金、铀为主，其中以斑岩型铜钼矿床最具特色。

1. 断裂带岩浆热液型矿床的时空分布

断裂带北段为大宝山矿田的燕山二期次英安斑岩侵人有关的铜铅锌多金属矿床；燕山

三期花岗闪长斑岩侵入有关的钨、钼矿床（覃慕陶等，1998）。仁化211矿区与燕山期各阶段岩浆演化形成的中低温热液铀矿床，以及与燕山早期花岗岩有关的石英脉型钨矿等。

断裂带中段，有与石英斑岩、花岗斑岩成矿作用有关的金（银）矿点（葵坑）；有与花岗斑岩成矿作用有关的铜（金）矿点（水南双壬）。据719队勘查资料分析，可能都是燕山晚期岩浆热液成矿作用的产物。还有肇庆兰塘与坳花岗斑岩（燕山三期）有关的钼（内带）、铅锌（外带）矿床。

断裂带南段，以阳春晚古生代盆地和西缘断裂带的控矿作用最为明显，表明为受燕山期不同阶段的构造—岩浆演化的控制。

燕山二期中酸性岩浆成矿作用：如与岗美岩体有关的夕卡岩型铁、铜、铅锌矿床，与黑石岗岩体的关的斑岩型钼、黄铁矿、铅锌矿床；与石蓼岩体有关的斑岩型“三位一体”铜、（钼）矿床（覃慕陶等，1998）；以及夕卡岩型和石英脉型水晶矿等。

燕山三期岩浆成矿作用：如新兴天堂屋背岭与二长花岗斑岩有关的斑岩型钼（内带）、铜铅锌（外带）矿床。

燕山四期与酸性花岗岩体有关的成矿作用：如与鹦鹉岭花岗岩及花岗斑岩有关的热液型钨锡、铜铅锌、砷矿床；与锡山花岗岩体有关的夕卡岩型锡矿床，和与晚阶段花岗斑岩有关石英脉型和云英岩型钨锡矿床；与小南山花岗岩有关的石英脉型钨矿床等。

燕山五期与花岗斑岩有关的成矿作用：如永宁林湾、三尖钼矿、簕菔铅锌矿等。

2. 断裂带斑岩体的成矿作用

（1）斑岩的种类、分布及产状。斑岩体的种类有中酸性岩类的花岗闪长斑岩、二长花岗斑岩、次英安斑岩、闪长玢岩、石英闪长岩、石英闪长玢岩、石英二长岩，酸性岩类的花岗斑岩，石英斑岩等。它们呈小岩体、岩株、岩床、岩脉产出于断裂带分布范围内，有的直接填充于断裂中，沿断裂呈串珠状分布，以沿北东向主干断裂分布为主，少数沿北西向或其他配套断裂产出。

（2）斑岩矿床的主要特征。

①斑岩矿床较严格受构造-岩浆带控制，沿吴川-四会断裂带形成一系列斑岩矿床组成了一个北东向的斑岩成矿带。

②区内斑岩矿床都围绕斑岩岩体分布，具有明显的分带性，由岩体→接触带→围岩主要元素一般为 Mo、Cu→Cu、S（Pb、Zn），S、Pb、Zn→Cu、Pb、Zn，Pb、Zn、Ag→Au、Sb、Hg（外围）。

③斑岩矿床分带产状各具特色，岩体内为细脉浸染状矿体，接触带多为沿接触产状各异的所谓“夕卡岩矿体”；外带常见有规模较大的似层状矿体或脉状矿体，外围（距接触带数公里以外）往往有以脉状为主的其他元素矿床、矿点或矿化异常出现。

④区内斑岩矿体具有一般斑岩矿床的蚀变分带现象。

⑤区内斑岩矿床的分带规模，一般内带规模较小，或仅具矿化；接触带及外带规模较大，如外带围岩为碳酸盐岩时，往往形成规模很大的多层与似层状矿体。

（3）斑岩矿床的成矿专属性

①各类中酸性斑岩常形成以铜为主的成矿系列，各类酸性岩常形成以钼为主的成矿系列。

②总体来说，燕山早期各类斑岩主要形成以铜为主的斑岩矿床；而燕山晚期各类斑岩

形成以钼为主的斑岩矿床。

③深源长江系列（系列Ⅱ）岩体以形成铜为主的斑岩矿床，同时伴随有金的产出；浅源南岭系列（系列Ⅰ）岩体，以形成钨、锡、钼为主的斑岩矿床。

④斑岩体围岩为碳酸盐时，则产出斑岩矿床，即接触带及围岩中“三位一体”的广义的斑岩型矿床，其中接触带以往称之为夕卡岩型矿体，外带碳酸盐往往形成似层状矿体；而斑岩体围岩为以硅酸盐岩为主时，除产于斑岩内矿体外，接触带及外带围岩中主要产出一些脉状矿体，其规模一般较小，矿化分带也不甚明显。

二、断裂变质带的成岩成矿作用

断裂变质带的成岩成矿作用，是指在断裂形成过程中，通过深部韧性、浅部脆性变形等不同阶段作用，使沿断裂带发生了岩相变质、糜棱岩化以及碎裂岩化等，产出了一系列动力变质的构造岩组合；同时由于断裂变质作用和热液活动，早期使成矿元素活化、迁移、富集，形成糜棱岩矿化带；在晚期脆性断裂发生过程中，使早期含矿糜棱岩重遭破碎，形成了有利的空间，早期的矿化进一步重新活化和富集，含矿的岩浆热液同时也叠加富集，构成有工业价值的富矿体。河台蚀变糜棱岩型金矿即为典型实例，详见第四章第三节。

三、构造盆地的成岩成矿作用

早期形成的深大断裂，经构造运动继续活动，控制着盆地的沉积。盆地中活动的同生断层为含矿流体提供通道，沿断裂上涌的热卤水及海底火山喷发带来的成矿物质与盆地的泥炭质、有机质、碳酸盐泥同时沉积，形成了成矿元素的矿源层或直接形成矿体。如海西—印支运动控制着晚古生代盆地中的英德西牛黄铁矿床，它位于乌石-黄思脑深大断裂南端旁侧的英德复向斜中的金竹次级向斜中，属于中泥盆统碎屑岩中的同生沉积矿床。又如燕山晚期运动控制着的中新生代红色盆地中的南雄113铀矿床，它位于九曲岭深大断裂东南侧的南雄盆地中，铀矿体直接产于大断裂中的后期构造复合部位或沉积岩层中，它既有同生沉积的砂岩型铀矿，又有卤水环境形成的低温热液型铀矿产出。

四、断裂带的控矿特征

断裂带是一条以钨、锡、钼、铜、铅、锌、硫、铀、金为主的三级成矿带，它控制着带上数百个大、中、小型矿床和矿点分布，以斑岩型铜钼多金属矿床和韧性剪切带中的金矿床为其特色。总体来说，断裂带与其他断裂构造交叉复合地段是矿床（点）密集中心，往往控制着矿区或矿田的位置，它的次级断裂或其配套断裂大多控制着矿床或矿体，主要有以下几种主要控矿形式。

1. 直接产于主断裂中的矿床

如北段的九曲岭断裂中的113铀矿床，中段诏坑断裂中的含铅锌黄铁矿床，南段大陈圩—分水坳断裂中的金塘迳、白石牙金矿床等，它们大多产出于主断裂构造有利部位，且与后期构造活动叠加有关。

2. 主断裂或其旁侧与之交叉的次级断裂直接控制了某些成矿岩体的侵位

各类斑岩矿床尤为突出。例如北段的大宝山次英安斑岩、花岗闪长斑岩（铜铅锌多金属矿、钨钼矿），中段的双壬花岗斑岩（铜金矿），兰塘坳花岗斑岩（钼矿）；南段的石菉石英闪长斑岩（铜钼矿），天堂屋背岭二长花岗斑岩（钼铜铅锌矿），林湾三尖花岗斑岩（铜钼矿）等。它们既是成矿母岩，又是矿化围岩，控岩构造也就是控矿构造。

3. 主干断裂低序次的旋卷构造控矿

如中段的大绀山旋卷构造，其内带半环构造控制着脉状的钨锡矿床，中带带状构造控制着大降坪硫铁矿的形态与发展，外带旋回层中控制着金矿脉的产出。南段的观音山旋卷构造，其环状的外旋层控制着一系列等距离分布的花岗岩小岩体，它们是燕山期成矿岩体，与之有关的夕卡岩型锡多金属矿床和脉状钨锡矿床的形成与分布，同时也受到该旋卷构造所控制。

4. 主干断裂的配套构造控矿

华夏方向配套构造中的张扭性和张性断裂尤为明显。如北段仁化 211 特大型铀矿床，铀矿床主要受新华夏系大义山式断裂所控制（覃慕陶等，1996），它属于胡坑断裂旁侧的北北西组大义山式张扭性断裂。又如英德仙婆洞金矿点，主要有 17 条含金石英脉，它们产于北西西向张性断裂中，受北北东向的官坪主断裂控制。

五、断裂带的成矿预测

通过本研究结果，对区内最有远景的斑岩矿床成矿系列进行预测，提出了三个铜金矿床成矿远景区：北段的大宝山-雪山嶂成矿远景区，它包括灵溪—小坑—大宝山-金门一线；中段的威整-禄步成矿远景区，包括罗源—水南—禄步—云浮一带；南段的阳春盆地成矿远景区，包括天堂—高基—石寨一线及盆地东部地区。斑岩体及其接触带附近以找铜多金属为主，外缘是找金有利地段。

第二章　吴川-四会断裂带花岗岩建造系列的划分与成因

吴川-四会断裂带花岗岩分布广泛，约占研究区面积的20%～30%，大中型岩体有百余个，其中较大岩基或岩株自北东至南西产出的有诸广山、贵东、大东山、佛岗、联合、四会、黄田、石牛头、石涧—五和、伍村、永泰、大尖山、村头、云龙山、圭岗、大王山、三甲、新兴、岗美、轮水、圹口和小良等；著名的中小岩体包括扶溪、大宝山、小坑（贵东）、蚌溪、白花、鸡笼山、屋背岭、黑石岗、石寨、小南山、莘蓬、锡山、鹦鹉岭和马山等。花岗岩形成时代比较齐全，包括加里东（γ_3、M_3）、海西—印支（γ_4—γ_5^1）、燕山早期（γ_5^2）和燕山晚期（γ_5^3）花岗岩等等（附图二），与整个广东省花岗岩时代划分（广东省地质矿产局，1988）基本一致。该花岗岩图是根据我们过去花岗岩研究成果和参考1:50万、1:20万和区调有关花岗岩地质和时代资料等编制而成，因此，精度比较高，特别是花岗岩时代划分更是如此。加里东期花岗岩如扶溪岩体同位素年龄为419～504Ma、石涧—五和岩体为490Ma、石牛头岩体为431～466Ma、合水—庙龙岩体为463Ma、大王山岩体为439Ma等，不仅同位素年龄属加里东期，地质上的侵入和覆盖关系、变质程度等也说明是加里东期产物。海西—印支期花岗岩，与加里东期花岗岩空间分布上比较密切，其中代表岩体同位素年龄如广宁—横山岩体为216～253Ma、高村—云楼岗岩体为207～241Ma、马山岩体为201Ma等（广东省地质矿产局，1988），年龄时代为晚古生代末和早中生代初，应为海西—印支期。燕山期花岗岩在本区最发育，占据了研究区花岗岩绝大部分，大体可分成早晚两期，早期（γ_5^2）同位素年龄为140～190Ma，晚期（γ_5^3）为70～140Ma，前者包括诸广东山、贵东、佛岗、联合、四会、新兴、岗美、轮水、圹口和小良等岩体，后者包括鸡笼山、鹦鹉岭、小南山、屋背岭、石寨、锡山等，因此本区花岗岩分布广泛，时代齐全，自加里东期（早古生代）至燕山晚期（中生代末的晚白垩世）均有发育，以燕山早期花岗岩活动最为强烈，分布最广泛。

从图上还可看出，不同时代的花岗岩，似乎受不同构造控制，加里东期花岗岩受NEE—NE（或NW）向的褶皱和断裂控制特点，表现在石涧—五和、合水—庙龙等岩体产状上明显沿NE—NEE向分布。海西—印支期花岗岩，以沿SN或NNE为主的断裂分布，表现在诸广山的小斑状二云母花岗岩（γ_5^1）呈SN向产出；云龙山花岗岩呈EW向；蚌溪、白花花岗岩呈NE向产出等。燕山期花岗岩，尤其燕山早期花岗岩，明显受两组断裂控制，即受NE与EW向两组断裂控制，诸广山、大东山、贵东、佛岗等很多燕山期花岗岩呈近EW向产出，而另一些如四会、联合、新兴、圹口、轮水、岗美等花岗岩明显受NE向断裂控制；燕山晚期花岗岩很清楚受NW向与NNE向断裂两组交叉的控制，多产于两组方向断裂交叉处，呈小岩株产出，如十二排、小南山、鹦鹉岭、屋背岭、大宝山、小坑等。以上例举说明，时代相对老的加里东、海西—印支期花岗岩受褶皱与断裂控制，相对

新的燕山期花岗岩受断裂控制，特别是燕山晚期花岗岩受 NNE、NE 与 NW 向断裂控制更明显。

第一节　花岗岩建造系列的划分

吴川-四会断裂带花岗岩已被 1:50 万、1:20 万、局部 1:5 万区调工作所覆盖，加上局部矿区和典型花岗岩体详细解剖，因此，已有的研究工作有相当的深度。不过以往花岗岩研究重点是时代划分和与成矿关系，近些年开展单元超单元填图工作以及大专院校科研单位在少数岩体或地区试图按成因类型划分花岗岩有长足进展，如同熔融型与改造型（徐克勤等，1982），I 型与 S 型（Chappell 等，1974），重熔型、同熔型和变质交代型（杨超群，1987）等。就整个吴川-四会断裂带地区而言，到目前为止，对花岗岩尚无系统的研究和成因类型的划分。

根据以往我们花岗岩研究的成果和近期于本区实际调查、典型岩体解剖和综合已有研究工作等，按我们新提出的花岗岩三级成因分类方案（王联魁等，1989），对研究区花岗岩类型进行了系统划分。所谓花岗岩三级成因分类是：

（1）以花岗岩形成方式，即以物理化学条件为准，将花岗岩分成建造；

（2）以花岗岩物质来源，即以化学为准，将花岗岩建造分成系列；

（3）以花岗岩形成的地质环境，即以综合地质构造为准，将花岗岩系列分成类型。

花岗岩建造：指在一定物理化学条件下，形成的成因相似并具共同特征的所有花岗岩系列或组合，包括岩浆建造、深熔花岗岩建造和混合岩建造等三种。

花岗岩系列：指在一定时间内，同源物质（如地幔物质、原生地壳物质❶和再循环地壳物质❷等）经分异演化，所形成具演化关系和共同标型化学特征的一系列花岗岩。

根据上述分类方案，将吴川-四会断裂带花岗岩分成：岩浆花岗岩建造；深熔花岗岩建造；混合岩建造。

岩浆花岗岩建造：指来源于深部的“原始”岩浆或重熔岩浆（即再生岩浆）经分异演化，由熔体结晶成的所有花岗岩，其主要特点是：

（1）空间上，岩体与围岩界线截然，内接触带岩石结构常变细，外接触带常有变质晕圈；

（2）岩体有分异演化，具复式侵入体结构，岩脉发育；

（3）岩体常有水平或垂直分带，并具有与之相关的多种岩浆热液矿化；

（4）多沿断裂带或深断裂分布；

（5）单一熔体相结晶成的固体花岗岩。

岩浆花岗岩建造可进一步分成浅源南岭系列花岗岩（系列 I）和深源长江系列花岗岩（系列 II）。前者以再循环地壳物质为主要来源，也可能有少量上地幔或原生地壳物质参

---

❶ 原生地壳物质：来自地幔的火山岩或侵入岩，未经或很少遭到风化、搬运和沉积的外生循环作用或分异作用，经变质所形成的地壳物质。

❷ 再循环地壳物质：经过外生循环作用和充分分异的沉积岩、变质岩、甚至重熔岩浆岩（指沉积岩重熔的）等均可称为再循环地壳物质。

与；后者以上地幔或原生地壳物质为主要来源，不排除有少量再循环地壳物质的参与。

深熔花岗岩建造：指深熔的低共熔体与变质残晶所形成的高粘度流体（晶粥）或塑性体，冷结成高均一化的半原地或它地的花岗岩，其主要特点是：

（1）在空间位置上，深熔花岗岩接近变质岩与混合岩；

（2）岩体结构简单；

（3）岩浆直接分异成的热液矿化很少；

（4）低共熔体＋变质残晶，即“晶粥”所结晶成的花岗岩。

混合岩建造：指变质岩固体、低共熔体和气液组分的混合或少部分交代作用参与下所形成原地或半原地、成分结构变化不均匀的地质体。其主要特点是：

（1）位于变质岩中，呈原地或半原地产出，常与围岩呈过渡关系，或有界线；

（2）具混合程度不同的条带构造、条痕构造、角砾构造、阴影构造等；

（3）混合岩建造多呈穹隆状或带状产出，岩体结构简单；

（4）矿化弱，与岩浆花岗岩矿化截然不同；

（5）变质岩固相＋低共熔体＋气液流体相混合所形成的岩石。

第二节　花岗岩建造系列的地质特征

一、混合岩建造

从我们编制的吴川-四会断裂带花岗岩建造系列分布图（附图二）可见，混合岩建造占花岗岩出露面积比例较小，主要分布在西南部的荔枝顶、合水—庙龙、思贺一带，在中部肇庆南的云龙山和广宁四会的石涧—五和等地也有分布。本区混合岩具有典型的混合岩结构构造，岩相变化大，成分与结构不均匀，有非常典型的条带、条痕、条纹、角砾、云朵和三色体等构造，例如石涧—五和混合岩，具条带构造、肠状构造、三色体构造等，局部可见白云母或二云母伟晶岩团块或岩脉，后者切过片麻理，明显晚于混合岩，有时还可见更晚的石英脉等，构成混合岩→伟晶岩→石英脉的演化关系。混合岩虽然成分和结构很不均匀，但主要成分相当于花岗岩、二长花岗岩或花岗闪长岩。主要矿物成分为斜长石、钾长石、石英、黑云母，有时还有白云母、角闪石、夕线石、石榴子石、电气石等。岩体或岩田中残留变质原岩比较明显，呈条或带状分布，有的已改造成所谓“基体”—变质岩残留体。变质的原始岩石多是变质较深的震旦系或更老的变质地层，即云开群，包括绢云母石英片岩、黑云母片岩、斜长变粒岩、角闪石英片岩及石榴子石—夕线石—石英片岩等，为一套达到中低级变质程度的绿片—角闪岩相或角闪岩相岩石。变质岩与混合岩的关系多是渐变过渡关系，常为断层接触，尤其石涧—五和混合岩最为明显。

二、深熔花岗岩建造

深熔花岗岩建造在本区出露较少，仅零星分布在混合岩中，如石涧—五和混合岩田中，有永泰、蚌溪、白花等深熔花岗岩；肇庆南的腰古一带有云龙山深熔花岗岩；西南部与混合岩共生的仅有思贺、合水—庙龙等少部分深熔花岗岩。这些岩石的特点是，岩石的成分和结构变化比较均匀，为中细粒至中粗粒和等粒或似斑状结构。矿物成分有斜长石、钾长石、石英、黑云母，有时见石榴子石、堇青石、夕线石、红柱石和白云母等。岩体与变质围岩或混合岩的界线往往比较清楚，部分地区还可见接触变质现象。岩体内部还有残

留体或捕虏体，主要为变质围岩或混合岩，成分以云母质岩石为主；岩石中的斜长石偏中性，黑云母呈棕红色，与变质岩很相似，说明多属变质残晶。这些现象均表明，其形成时属深熔“晶粥”或塑性体已有迁移的他地型侵入体。同时，这类岩石的矿化比较弱，这也是特点之一。侵入体的结构比较简单，仅有中细粒黑云母或斑状（眼球状）花岗岩→细粒花岗岩→伟晶岩→石英脉的形成顺序和演化关系。

以上叙述说明，深熔花岗岩建造的侵入顺序简单，岩性均一和单一，分相不明显，与混合岩、变质岩空间分布密切，许多矿化、地球化学和矿物学特征类似于混合岩。黑云母特征几乎完全与混合岩、变质岩相同，均为棕红色，属还原性较强的一种铁质黑云母，代表了岩体定位比较深和相对还原条件下主要为“晶粥”所形成的一种深熔花岗岩体。

三、岩浆花岗岩建造

岩浆花岗岩建造是本区最主要的花岗岩建造，占研究区花岗岩70%～80%以上。按花岗岩系列Ⅰ与系列Ⅱ阐述该建造的地质和岩石基本特征。

1. 浅源南岭系列（系列Ⅰ）花岗岩

系列Ⅰ花岗岩在本区最发育，占岩浆建造的80%以上，多呈大岩基产出，包括诸广山、贵东、大东山、佛岗、江屯、石牛头、村头、大尖山、新兴和圩口等，还有无数小岩体，如锡山、鹦鹉岭、小南山、莘蓬、西陀口和小坑等。几个大岩基主要由中粗粒斑状黑云母花岗岩或二长花岗岩组成，小岩体多由中细粒黑云母或二云母花岗岩构成，有时晚期还有白云母、二云母或钠长石细粒花岗岩。岩体除有分相外，不同岩石多表现为先后侵入接触关系，大体构成二长花岗岩→黑云母花岗岩→二云母花岗岩→白云母或钠长石花岗岩→伟晶岩、细晶岩的先后侵入演化顺序。因此，岩体结构比较复杂，多呈复式侵入体。岩体与围岩界线多数情况下比较清楚，外接触带常有接触变质晕带，特别值得提出的是系列Ⅰ岩体，晚期花岗岩体自交代作用频繁，包括钾长石化、钠长石化、白云母化、云英岩化等，许多小岩体常发育钨、锡、铌、钽等矿化。凡此说明，系列Ⅰ花岗岩为岩浆产物，其特点是岩体的岩石偏酸富碱，多期多阶段分异较好，晚期岩体含水较多，发育自交代与成矿的热液活动，多数属于比混合岩、深熔花岗岩建造定位浅的一类岩浆花岗岩建造，许多矿化、地球化学和矿物学特征指示，它应属物质来源较浅的南岭系列花岗岩。

2. 深源长江系列（系列Ⅱ）花岗岩

从花岗岩分布图（附图二）可见，系列Ⅱ花岗岩分布面积比系列Ⅰ花岗岩小，仅占岩浆建造花岗岩出露的15%～20%。不过沿断裂带自北而南断续均有分布，如诸广山的扶溪、贵东和大东山的小坑（宝坑）、大宝山，佛岗的禾云与联合、四会等，以及黄田、伍村、屋背岭、轮水、岗美、石寨、黑石岗、马山和小良等岩体，在断裂带中相当普遍出露，仅仅规模相对小而已；从图上还可看出，系列Ⅱ花岗岩分布与该断裂带有密切联系。

组成岩体的岩石比较复杂，主要为花岗闪长岩、石英闪长岩、二长花岗岩和肉红色钾长花岗岩等。岩石结构以中粒至细粒为主，有时为斑岩或玢岩浅成侵入体（英安斑岩、闪长玢岩）。因此，岩性比较偏中性。常含闪长质或石英闪长质包体，后者多数岩性上比主岩更偏中性，甚至达到基性岩程度，这表明有基性岩浆的参与。许多岩体，均可见到自早到晚有闪长岩（辉长岩、闪长岩、辉石二长岩）→石英闪长岩→花岗闪长岩、二长花岗岩→钾长花岗岩（正长岩）→伟晶岩、细晶岩的侵入顺序，同系列Ⅰ花岗岩类似，也多构成复式侵入体，岩体内部比较复杂。岩体与围岩沉积岩、变质岩和花岗岩等的接触界线清

楚。岩体有时具分相特征，边缘相为细粒或斑岩结构，外接触带有不甚发育的接触变质晕，有时还有夕卡岩。成矿以铜、金、铁、钼为特征，常有铅锌矿矿化。

从岩性、包体、岩体结构、侵入顺序、与围岩关系、成矿特点等，均可看出系列Ⅱ花岗岩具有岩浆建造特征，同时受NNE—NE向断裂带控制明显，结合有时出现辉长岩包体或侵入体，以及浅定位的斑岩特征等，说明它应属岩浆建造中的深源长江系列花岗岩。

第三节　花岗岩建造系列的副矿物

本项研究的花岗岩副矿物总共有80个样品，结合已有文献的有关吴川-四会断裂带花岗岩副矿物资料，按三个建造和两个系列花岗岩进行综合整理，从而分出系列Ⅱ、系列Ⅰ、深熔花岗岩建造和混合岩建造的副矿物（表2-1、表2-2、表2-3、表2-4、表2-5），从表可看出他们各具特征。

一、深源长江系列（系列Ⅱ）与浅源南岭系列（系列Ⅰ）花岗岩的副矿物具有明显区别

1. 系列Ⅱ花岗岩的副矿物

共有24个样品，包括上垄、扶溪、大宝山、佛岗、联合、四会、黄田、伍村、轮水、岗美、石蓼、马山、屋背岭和小良等14个岩体，含有20多种副矿物，常见的有：磁铁矿、榍石、褐帘石、锆石、磷灰石、黄铁矿、辉钼矿、黄铜矿、白钨矿和绿帘石等，其中平均含量达几十至几百μg/g的副矿物有：磁铁矿、钛铁矿、榍石、磷灰石、锆石、黄铁矿和绿帘石（表2-1）。

2. 系列Ⅰ花岗岩的副矿物

共有33个样品，包括大东山、贵东、佛岗、石牛头、莘蓬、鹦鹉岭、锡山、小南山、大王山、新兴和圩口等12个代表性岩体，总共有30多种副矿物，常见副矿物有：钛铁矿、磁铁矿、金红石、锆石、磷灰石、独居石、磷钇矿、黄铁矿、锡石、石榴子石、电气石和萤石等，其中平均含量在几十至几百μg/g的副矿物有：磁铁矿、钛铁矿、榍石、磷灰石、锆石、独居石、黄铁矿、石榴子石、电气石和萤石等（表2-2）。

3. 系列Ⅱ与系列Ⅰ花岗岩的副矿物特征对比（表2-3）

两个系列花岗岩副矿物中，常见副矿物大部分相似，同时含量也相对较高，但仔细分析，两者不同特点如下。

①副矿物总平均含量、磁铁矿含量（平均）、磁铁矿含量/钛铁矿含量和黄铁矿平均含量，系列Ⅱ与系列Ⅰ花岗岩截然不同，系列Ⅱ花岗岩副矿物总平均含量6468g/t，磁铁矿4265g/t、磁铁矿含量/钛铁矿含量值32、黄铁矿1497g/t；而系列Ⅰ则相反，相对较低，分别为912g/t、449g/t、13和34g/t，系列Ⅱ比系列Ⅰ高出数倍至数十倍。

②系列Ⅱ花岗岩副矿物的种数则与上述情况相反，仅20种左右，系列Ⅰ则多达30种以上，系列Ⅱ比系列Ⅰ花岗岩副矿物的种数明显少得多。

③副矿物组合，系列Ⅱ花岗岩为磁铁矿＋钛铁矿（榍石）＋磷灰石＋锆石（褐帘石＋绿帘石）；系列Ⅰ则为磷灰石＋独居石＋锆石＋钛铁矿或者为石榴子石＋磷灰石＋磷钇矿（独居石）＋磁铁矿＋钛铁矿，可见系列Ⅰ比系列Ⅱ副矿物组合复杂。

④总的特征是，系列Ⅱ副矿物组合简单，而系列Ⅰ较复杂，前者的特征副矿物为榍

表 2-1　吴川-四会断裂带岩浆建造深源长江系列

样品号	岩石名称	岩体	磁铁矿	钛铁矿	金红石	榍石	褐帘石	锆石	磷灰石	独居石	磷钇矿	黄铁矿	磁黄铁矿	闪锌矿	方铅矿
同 1	云辉二长岩	上　垄	126	686				109	207	0.7	0.1				
同 2	花岗闪长岩	扶　溪	+ +			413	71	303	837						
1	次英安斑岩	大宝山	+	+	+	+		0.13	+	+					
3	次英安斑岩	大宝山	+ +	49.4	+	+ +		43.6	17.3						
6	闪长玢岩	大宝山	+ +	+ +	+	+		+ +	214	+					
9	花岗闪长岩	大宝山	3698	16.1	+	2.34		7.15	0.15	+					
DY14	石英闪长岩	佛　岗	1734	6591		752		54.6	7.3			483			
DY2	细粒斑状二长花岗岩	佛　岗	+ +		+	8.4	+ +	340	25.5			11	8.19	+	+
DY1	粗中粒花岗岩	佛　岗	1.27		+		+ +	480	11.7			15.6		+	+
H72	粗中粒花岗岩	联　合	1067	499		7.9		45.7	63			186	119		
H78-1	石英闪长岩	联　合	10551	1258		2172		296	88			49			
H71	不等粒花岗岩	四　会	1163	180				61.1	33	25		78			+ +
H68	钾长花岗岩	黄　田	4463	1038		106	14.2	17	103	52.8		+ +			
H92	斑状二长花岗岩	伍　村	2706	159			174	69.7	54.4			11.2			
轮 1	二长花岗岩	轮　水	4225	+		79	+	17	3			+ +			
IG-38	粗中粒云闪二长岩	岗　美	12190			1130	15.5	116	505			24		+	+
11409	粗中粒云闪二长花岗岩	岗　美	4040			779		65	140			7100			
8119-1	中细粒石英二长岩	岗　美	1300					39	1			+			+
1013	花岗闪长岩	石　寨	5456	0.01		16	16	0.1	1111			4012			0.01
IG-26	中粒斑状二长岩	马　山	30313			+		+	+ +			+		+	
8111-1	中细粒二长岩	马　山	447	5.5				24	32						
r53 (2)	二长花岗斑岩	屋背岭	127		+	0.8	55	195				13252			
3824	中粒斑状二长岩	小　良	10700			1310	1	103	738			112			
2021	中粒斑状石英二长岩	小　良	5750		+	264	+	31	56	+		20			
岩浆建造深源长江系列平均			4265	749	+	391	32	92	185	13	0.1	1497	64	+	+

“+”表示重砂中含个别颗粒副矿物，“+ +”含少量副矿物（小于 1×10^{-6}）；资料来源：①广东省 705 地质大岩控矿规律及隐伏矿床预测。③龚温书等（1989），④广东省地质矿产局（1988）。⑤广东省地矿局区调大队，1:5 万潭

石、黄铜矿、辉钼矿和绿帘石等，后者的则为锡石、石榴子石、电气石、萤石、晶质铀矿、钛铁矿和磷钇矿等，即系列Ⅰ花岗岩中发育含挥发分和稀有、放射性元素副矿物。

4. 两个系列花岗岩副矿物研究结果的某些含义

系列Ⅱ花岗岩含磁铁矿、磁铁矿含量/钛铁矿含量比值高，这与岩石和黑云母的氧化系数（f_{O_2}）高一致（见后），说明系列Ⅱ花岗岩形成环境相对氧化，而系列Ⅰ花岗岩相反，导致系列Ⅰ花岗岩常见副矿物钛铁矿相对多和其岩石、黑云母的氧化系数（f_{O_2}）低，故系列Ⅰ花岗岩多为相对还原环境产物。

系列Ⅱ花岗岩含铁、钛矿物较多，包括磁铁矿、黄铁矿、钛铁矿、钛磁铁矿、榍石等含量高，与深源岩浆富含铁钛元素有一定联系，从副矿物角度指示花岗岩物质来源较深的可能性；而系列Ⅰ花岗岩则相反，富含铝的副矿物，如夕线石、高挥发分的副矿物如萤石、电气石以及多种稀有放射性元素副矿物如晶质铀矿、磷钇矿、锡石等，均说明系列Ⅰ

（系列Ⅱ）花岗岩副矿物含量（$w_B/10^{-6}$）

辉钼矿	黄铜矿	辉铋矿	毒砂	辰砂	黑钨矿	白钨矿	锡石	钍石	晶质铀矿	刚玉	石榴子石	电气石	萤石	绿帘石	锐钛矿	辉锑矿	总量	资料来源
																	1129	①
																	1623	①
							+			+	+	0.51					0.64	②
												+ +					110	②
												+		+	+		214	②
							+ +					+		+ +			3724	②
	+					+						+		+		+ +	9622	③
+	+						+				+			70		17.4	480	③
+	+		+								+			+ +		+	614	③
													+ +	23			2011	本文
																	14414	本文
		+ +											30.6	82			1653	本文
													6.7				5820	本文
														330			3504	本文
														+			4324	④
+	+					+		1.8				+		6			13988	⑤
						+		+						35			14479	⑤
	+					+	+										1340	⑤
0.01	0.01				0.01								0.01				10611	⑥
+	+																30313	⑤
+							+										509	⑤
15	9.5					+		+			+		+	+ +			15654	④
+						+		+			+			+			12964	⑦
+												+		+			6121	⑦
1.67	1.19	+ +	+		0.01	+	+	0.45		+	+	0.07	7.46	39	+	5.8	6468	

队，211 矿区地质特征及成矿规律，1986。②宜昌地质矿产研究所，粤北大宝山及其外围地区多金属成矿条件、构造控水幅区调报告。⑥李增慧，广东省的侵入岩，1962。⑦广东省地矿局区调大队，广东省岩浆岩，1977。

花岗岩为富铝和富含稀有稀土元素和挥发分的再循环地壳物质来源的可能性。

二、深熔花岗岩建造与混合岩建造的副矿物特征

1. 深熔花岗岩建造的副矿物（表 2-4）

共有 10 个样品，采自村心、广宁、合水、八甲（潭水）和云龙山岩体等，常见副矿物有：磁铁矿、钛铁矿、锆石、磷灰石、独居石、磷钇矿、黄铁矿、石榴子石、电气石、绿帘石等 10 种，其中磷灰石、锆石、钛铁矿和石榴子石含量（平均）相对高。

2. 混合岩建造的副矿物（表 2-5）

共有 13 个样品，采自铁硐、石涧一五和、八甲（潭水）、云龙山等岩体，常见副矿物有：钛铁矿、金红石、锆石、磷灰石、独居石、磷钇矿、黄铁矿、石榴子石、褐铁矿和方铁矿等 10 余种副矿物，其中磷灰石、石榴子石、锆石、黄铁矿和褐铁矿等含量相对较高。

3. 深熔花岗岩与混合岩建造副矿物特点对比（表 2-3）

表 2-2　吴川-四会断裂带岩浆建造浅源南岭系列

样品号	岩石名称	岩体	磁铁矿	钛铁矿	金红石	榍石	褐帘石	锆石	磷灰石	独居石	磷钇矿	黄铁矿	磁黄铁矿	闪锌矿	方铅矿
γ_5^1	粗中粒斑状二长花岗岩	诸广山	3.6	505				89.2	1546	104	2				
γ_5^{1-1}	中粒小斑二云母花岗岩	诸广山	2.6	145				74.2	838	40.3	7.5				
$\gamma_5^{2(1)a}$	中粒斑状花岗岩	诸广山	1038	81.2				176	593	32.4	15				
$\gamma_5^{2(3)a}$	中粒斑状二云母花岗岩	诸广山	3.6	24.2	0.4			88.7	1020	53.7	8				
$\gamma_5^{2(3)b}$	细粒二云母花岗岩	诸广山	63	31.9				48.9	475	17.3	9.4				
$\gamma_5^{3(1)a}$	石榴二云母花岗岩	诸广山	24.4	1.2	+ +			17.5	421	3.1	7.8				
2	粗粒斑状花岗岩	大东山	429	95.8			9.8	65	5.7	11.8	0.5	48.2		+	0.3
6	粗粒斑状花岗岩	贵东	884	70.1	+	357	37.1	42.6	67.4	8		88.7			0.1
DY3	中粒斑状花岗岩	佛岗	+ +		+		+	269	37			22	+ +	+	+
DY6	中粗粒花岗岩	佛岗	266		+		+	148	12.8	159		4.8			
DY11	中粒斑岩花岗岩	佛岗			+	245		145	6.2			1.5			
V-19-1	细中粒黑云母花岗岩	石牛头		69					253	52	0.1	29			
V-46-3	黑云母花岗岩	石牛头						39	0.7	2		+			
8826	中粒斑状黑云母花岗岩	莘蓬	242		+			30.8	+						
12504-1	细中粒黑云母花岗岩	莘蓬	+	8				13.3	38						
3869	细粒斑状花岗岩	莘蓬	3801	8				56	0.1	0.1	+	12		+	0.1
16平	花岗岩	莘蓬	304	30			0.8	24	12	34		+			+
IG-114	中粒斑状花岗岩	鹦鹉岭	+	20.4				114	+	38	+	+			+
IG-112	中细粒钾长花岗岩	鹦鹉岭	+	+				27.3	+	18.5	+	+			+
2885-1	中粒钾长花岗岩	锡山		+ +				6.6	+			+			
IG-102	中细粒钾长花岗岩	锡山	+	+	+	+		48		13.4	0.3	+			
IG-86	中粒花岗岩	小南山	2.1	4.8	+			86.7	+	8		57.7			+
8106	细粒斑状花岗岩	小南山	+	21				10		0.5		+			
Y70-01	粗粒花岗岩	大王山		35				201	656	27		373			
1687-1	粗粒斑状二长花岗岩	大王山	+ +	26	+	+		155	1183	+	5	72			
451	细粒花岗岩	大王山	17	2	21.5			26	5	0.1	0.1	94		0.1	2
1227	细粒花岗岩	大王山	+	+				56	+	6	6.1	3		2	+ +
中部	花岗岩	大尖山	+	+	+			3	11	+		+			
16779	中粒斑状花岗岩	新兴	710	80				13	1	14		+			
4463	中粒花岗岩	新兴	+	+				1	307						+
21	花岗岩	塘口	1831	138		544	78	78	42	1.1		5			
3560	中粗粒斑状花岗岩	塘口	1540	99		+	2	21	1	+		+			
8161	中粒斑状花岗岩	塘口	1416	569		436	123	143	44			1			
岩浆建造浅源南岭系列平均			449	74	1.03	226	31	73	243	25	7.78	34	+	0.5	0.23

“+”表示重砂中含个别颗粒副矿物，“+ +”含少量副矿物（小于 1×10^{-6}）；资料来源除同表 2-1 外，还有⑧广

（系列Ⅰ）花岗岩副矿物含量（$w_B/10^{-6}$）

辉钼矿	黄铜矿	辉铋矿	毒砂	辰砂	黑钨矿	白钨矿	锡石	钍石	晶质铀矿	刚玉	石榴子石	电气石	萤石	绿帘石	锐钛矿	赤铁矿	总量	资料来源
																	2250	①
																	1108	①
									2.1								1936	①
									4.7								1203	①
									0.7								646	①
									0.9								476	①
	+	+	1.6			8.2	+	6.3	+		+	+	18.6	+	1	18.5	719	②
+	+		+					+					+	169	1.1		1725	②
	+ +											+		260			588	③
+	+						+				+						591	③
	+						+							+			398	③
							+				443	29		1.3	20		896	④
							+				13	1.5			22		78	④
																	273	⑤
													+				51	⑤
+ +	+ +	+ +	7				0.1	+ +			+ +	+	338				4222	⑥
+							0.1	0.2				+	9.5	+			415	②
+							+						1.3				174	⑦
+							+										46	⑦
+			+				+						21				28	⑦
+							0.6						55.3				118	⑦
0.5						+		5.1				+	128				293	⑦
							9						1.3				42	②
													34				1326	本文
+						11			+		+	6					1458	⑥
0.1			31		+ +	+ +	+ +				+ +		7				206	⑥
+			27	+			+			+	114						269	⑥
		+									+	29		+			43	⑧
		+							+		+	9		+			827	⑨
	+		+			+						68		+			375	⑨
								1			48						2766	②
+									+		+	+	+				1563	⑨
+		+						+					+	150			2882	⑨
0.04	+	+	9.51	+	+	3.84	0.7	1.8	1.08	+	52	13	44	58	11	18.5	912	

东省地质矿产局区调大队，1:20万高要幅区调报告。⑨广东省地质矿产局区调大队，广东省岩浆岩（1977）。

两者在副矿物方面具有许多相似性，表现在副矿物组合、常见副矿物、含量高的副矿物的对比上均是相似性多于差异性（表 2-4、表 2-5）。但是两者也有差异，如深熔花岗岩含电气石、晶质铀矿、辉钼矿相对多，而混合岩含夕线石、金红石、褐铁矿相对多，同时前者副矿物种类稍多，为 17 种，后者略少，仅 15 种。因此，从副矿物角度看出深熔花岗岩建造比混合岩建造深熔程度要高，所以表现出副矿物种类相对多、富挥发分（电气石）和放射性的副矿物（晶质铀矿、辉钼矿）等，同时也可看出两者与粤西富铝变质沉积岩间的密切关系，均具有富铝的副矿物（石榴子石、夕线石）多的特点，暗示两者来源相近，可能为富铝的再循环地壳物质来源产物。

4. 深熔花岗岩、混合岩和岩浆花岗岩建造副矿物对比（表 2-3）

表 2-3　吴川-四会断裂带不同系列、建造花岗岩副矿物特征对比（$w_B/10^{-6}$）

建　造	系　列	主要副矿物组合	副矿物平均含量	出现副矿物种数	磁铁矿平均含量	Mt/Il	黄铁矿平均含量	其　他　特　征
岩浆花岗岩	长江（Ⅱ）	磁铁矿＋钛铁矿（榍石）＋磷灰石＋锆石（褐帘石＋绿帘石）	6468	20±	4265	32	1497	副矿物组合复杂，以铁和钛的矿物为主，辉钼矿、方铅矿、黄铜矿常见
	南岭（Ⅰ）	磷灰石＋独居石＋锆石＋钛铁矿或石榴子石＋磷灰石＋磷钇矿（独居石）＋磁铁矿＋钛铁矿	912	30 以上	449	13	34	副矿物组合最复杂，种数最多，锡石和稀有元素副矿物较多，钛铁矿含量相对较高
深熔花岗岩	喜马拉雅（Ⅰ）	磷灰石＋独居石＋锆石＋石榴子石	854	17	4.6	0.19	67	副矿物组合一般，种类较少，成矿矿物更少
混合岩	云开（Ⅰ）	磷灰石＋锆石＋独居石＋磷钇矿＋钛铁矿	1135	15	204	2.7	84	副矿物组合较简单，种数较少，以磷灰石、磷钇矿较多为特征

注：Mt—磁铁矿；Il—钛铁矿。

岩浆花岗岩建造副矿物在总含量（平均、下同）、种数、磁铁矿含量、Mt/Il 比值等，均比深熔花岗岩、混合岩建造高，表明岩浆花岗岩建造副矿物组合复杂、矿物种类多、磁铁矿含量相对高，而深熔花岗岩和混合岩相反；以上说明岩浆花岗岩建造由于岩浆性质对副矿物形成相对有利，同时具相对氧化环境，因此，其岩石和黑云母的 f_{O_2} 较高，副矿物磁铁矿含量也较高，Mt/Il 值大。

第四节　花岗岩建造系列的岩石化学特征

一、南岭系列（系列Ⅰ）花岗岩的岩石化学特征（表 2-6）

该系列有 36 个岩石化学分析样品，来自诸广山、大东山、贵东、小坑、佛岗、石牛头、大尖山、大王山、屋背岭附近（幌岗仙）、莘蓬、鹦鹉岭、锡山、小南山、新兴和圩

表 2-4　吴川-四会断裂带深熔花岗岩建造副矿物含量($w_B/10^{-6}$)

样品号	岩石名称	岩体	磁铁矿	钛铁矿	金红石	榍石	褐帘石	锆石	磷灰石	独居石	磷钇矿	黄铁矿	磁黄铁矿	方铅矿	辉钼矿	黄铜矿	锡石	钍石	晶质铀矿	石榴子石	电气石	绿帘石	锐钛矿	赤铁矿	褐铁矿	方铁矿	自然铅	绿泥石	夕线石	总量	资料来源
O-1	眼球状混合岩	云开区	3.08	79.8				181	374	133		38.5			++					167	++	14.8								990.8	①
H43	花岗闪长岩	村心		13.4		31	128	112	329	1.5	++	326	3.3						++			64			459	17.5	13.4			1498	本文
RZ6	中细粒花岗闪长岩	村心		2.4		+	48.3	216	849	19.9	0.2	85		+				++	+	0.1	9.6									1231	②
W1	中粒黑云母二长花岗岩	广宁	+	88.2				58.5	667	12	7.8	1.8		1.4	+				3.5	0.3	+									841	②
1030	斑状黑云母二长花岗岩	合水	0.1					104	0.1	0.1	+	0.1					+			315	15									434	③
4170	深熔花岗岩	八甲	19	43	++			250	666	42		++			+					27	+		+							1047	④
4346	深熔花岗岩	八甲	++	62				403	328	62		15									+	+								806	④
106-4	深熔花岗岩	阳春西		350				114	114						1					2		+								580	④
4075	深熔花岗岩	阳春西	10	102				2	53	+	28				+						+									195	④
O-2	深熔花岗岩	云龙山	+	+				20	+	13							+			884	+	+		+						917	⑤
深熔花岗岩平均			4.6	84	++	16	88	146	398	32	7.2	67	3.3	0.7	0.2		+	++	1.2	199	3.1	16	+	+	459	17.5	13.4			854	

"+"表示重砂中含个别颗粒副矿物;"++"含少量副矿物(小于 1×10^{-6});资料来源:①广东省地质矿产局(1988)。②广东省地矿局 719 地质大队,区调内部资料,1989。③广东省地矿局 704 地质大队,1:5 万阳春幅区调报告。④广东省地矿局区调大队,1:20 万阳春幅区调报告。⑤广东省地矿局区调大队,1:20 万高要幅区调报告。

表 2-5　吴川-四会断裂带混合岩建造副矿物含量($w_B/10^{-6}$)

样品号	岩石名称	岩体	磁铁矿	钛铁矿	金红石	锡石	褐帘石	锆石	磷灰石	独居石	磷钇矿	黄铁矿	磁黄铁矿	方铅矿	辉钼矿	黄铜矿	锡石	钍石	晶质铀矿	石榴子石	电气石	绿帘石	锐钛矿	赤铁矿	褐铁矿	方铁矿	自然铅	绿泥石	夕线石	总量	资料来源
O-1	条带状混合岩	云开区	965	25.5				93.9	206	36.5		69.2			+ +					218	+ +	203								1816.9	①
O-2	条带状混合岩	云开区	18.7	5.3				91.5	211	42.1		126			+ +					181									23.3	689.1	①
1253-6	条带状混合岩	铁坝	+	+	+			124	132	+	+	307		+	+		+			+										563	②
H78	黑云母斜长变粒岩	石洞			+			170	393			37.2	2.1		+										148	203	+ +			953	本文
H78-1	叠层状混合片麻岩	石洞		1.6				129	296	46.1	14.1	63.3								+ +				16.4	97	+ +	28.2			692	本文
H78-2	叠层状混合片麻岩	石洞		0.9				124	901	30.1	0.9	108												11.2	198	+ +	8.3	119		1501	本文
H78-3	浅色云朵状混合岩	石洞		27.3				170	768	60	14.3	95								19.1					372	+ +				1526	本文
H78-4	条带(条痕)状混合岩	石洞		13				22.1	94	13.1		84								5.9					267	+		216		715	本文
H78-5	斑状(长石斑晶)混合岩	石洞		6.9	2.1			20.8	348	18.4	4.7	45.2	3.4												156	3.9	1.7			611	本文
W8	糜棱黑云母混合岩	五和		85	+ +		+ +	238	3059	108	+ +						+		18											3508	③
4307	条带状混合岩	八甲			+			64	146			+								340		+ +								550	④
4300	条带状混合岩	八甲	36	10				69	10		81	69								900									157	1332	④
8-3	混合岩	云龙山	+			5		52	832		+	6			+					+	+	+	+							895	⑤
混合岩平均			204	17.6	0.42	5	+ +	105	569	44	14.3	84	2.8	+	+		+		18	185	+	68	+	13.8	206	34.5	9.6	168	90	1135	

"+"表示重砂中含个别颗粒副矿物;"+ +"含少量副矿物(小于 1×10^{-6});资料来源同表 2-4。

表 2-6　吴川-四会断裂带岩浆花岗岩建造南岭系列(系列Ⅰ)岩石化学成分

样品号		ZK02	ZK601-3	天1	γ_5^1	γ_5^{1-1}	$\gamma_5^{2(1)a}$	$\gamma_5^{2(3)a}$	$\gamma_5^{2(3)b}$	$\gamma_5^{3(1)a}$	2	6	JW	JX	DY3	DY6	DY11	15	14	1797
岩石名称		不等粒二云母花岗岩	二云母花岗岩	二长花岗岩	斑状二长花岗岩	斑状二云母花岗岩	中粒斑状花岗岩	中粒斑状花岗岩	细粒二云母花岗岩	石榴二云母花岗岩	粗粒斑状花岗岩	粗粒斑状花岗岩	斑状二长花岗岩	斑状花岗岩	斑状花岗岩	中粗粒花岗岩	斑状花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩
岩体		小坑	小坑	幅岗仙	诸广山	诸广山	诸广山	诸广山	诸广山	诸广山	大东山	贵东	贵东	贵东	佛岗	佛岗	佛岗	石牛头	石牛头	莘蓬
SiO_2	w_B/%	71.32	73.94	69.96	71.30	72.78	74.42	73.19	75.68	75.39	79.73	73.59	74.59	72.69	70.46	72.96	75.14	72.95	74.08	75.86
TiO_2		0.22	0.15	0.32	0.46	0.25	0.17	0.21	0.07	0.07	0.15	0.32	0.21	0.32	0.38	0.32	0.20	0.20	0.14	0.09
Al_2O_3		15.50	16.09	15.05	13.87	14.10	12.94	13.68	13.20	13.34	12.70	14.12	12.67	13.26	14.27	13.43	12.42	13.97	13.24	12.65
Fe_2O_3		1.00	0.82	1.26	0.74	0.38	0.47	0.50	0.40	0.11	0.75	1.21	0.42	0.70	0.55	0.39	0.49	1.10	0.48	0.80
FeO		0.87	0.26	1.15	2.35	1.79	1.62	1.45	0.99	1.23	1.45	1.49	1.67	1.09	2.74	2.02	1.81	1.49	1.39	1.43
MnO		0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.10	0.16	0.08	0.08	0.02	0.04	0.80	0.04	0.03	0.12	0.03	0.04
MgO		0.50	0.40	0.91	0.71	0.50	0.35	0.38	0.17	0.32	0.25	0.67	0.26	0.48	0.54	0.31	0.27	0.58	0.25	0.14
CaO		1.20	0.20	1.50	1.14	0.89	1.21	1.14	0.41	0.63	0.93	1.36	0.95	1.51	2.13	0.88	0.89	1.48	0.66	0.33
Na_2O		2.89	0.19	2.63	2.96	2.75	2.98	2.89	3.54	3.94	2.98	2.68	2.69	2.59	3.06	2.89	2.73	3.40	2.16	3.16
K_2O		5.00	6.20	5.40	4.67	5.23	4.80	5.22	4.28	4.64	4.52	4.79	5.03	5.01	4.22	5.20	4.66	3.80	5.53	4.39
P_2O_5		0.08	0.11	0.15	0.28	0.19	0.06	0.14	0.04	0.01	0.03	0.06	0.03	0.02	0.10	0.05	0.03	0.06	0.11	0.02
H_2O		0.33	0.66	0.67	1.22	0.79	0.74	1.03	0.69	0.32	0.00	0.00	0.18	0.16	0.07	0.10	0.09	0.00	0.00	0.00
总量		98.97	99.08	99.07	99.71	99.71	99.81	99.28	99.57	100.16	103.57	100.47	98.72	97.91	99.32	98.59	98.76	99.15	98.07	98.91
①		0.31	0.20	0.46	0.65	0.34	0.23	0.29	0.09	0.09	0.19	0.43	0.28	0.44	0.54	0.44	0.27	0.27	0.19	0.12
σ		2.19	1.32	2.38	2.05	2.14	1.93	2.07	1.87	2.27	1.54	1.83	1.88	1.93	1.92	2.17	1.69	1.72	1.89	1.73
AKCN		1.26	2.18	1.17	1.16	1.19	1.05	1.20	1.18	1.05	1.11	1.17	1.09	1.07	1.06	1.12	1.11	1.13	1.23	1.20
f_{O_2}		0.53	0.76	0.52	0.24	0.18	0.22	0.26	0.29	0.08	0.34	0.45	0.20	0.39	0.17	0.16	0.21	0.42	0.26	0.36
$w(K_2O)/w(Na_2O)$		1.73	32.63	2.05	1.58	1.90	1.61	1.94	1.21	1.18	1.52	1.79	1.87	1.93	1.38	1.80	1.71	1.12	2.56	1.39

续表

样品号		ZK02	ZK601-3	天1	γ_5^1	γ_5^{1-1}	$\gamma_5^{2(1)a}$	$\gamma_5^{2(3)a}$	$\gamma_5^{2(3)b}$	$\gamma_5^{3(1)a}$	2	6	JW	JX	DY3	DY6	DY11	15	14	1797
岩石名称		不等粒二云母花岗岩	二云母花岗岩	二长花岗岩	斑状二长花岗岩	斑状二云母花岗岩	中粒斑状花岗岩	中粒斑状花岗岩	细粒二云母花岗岩	石榴二云母花岗岩	粗粒斑状花岗岩	粗粒斑状花岗岩	斑状二长花岗岩	斑状花岗岩	斑状花岗岩	中粗粒花岗岩	斑状花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩
岩体		小坑	小坑	幌岗仙	诸广山	诸广山	诸广山	诸广山	诸广山	诸广山	大东山	贵东	贵东	贵东	佛岗	佛岗	佛岗	石牛头	石牛头	莘蓬
$w(MgO)/w(FeOt)$		0.27	0.37	0.38	0.23	0.23	0.16	0.19	0.12	0.24	0.11	0.25	0.12	0.27	0.16	0.13	0.12	0.22	0.13	0.06
AR		2.79	2.29	2.88	3.07	3.28	3.44	3.43	3.70	4.18	3.45	2.87	3.62	3.12	2.60	3.60	3.50	2.75	3.48	3.78
DI		86.94	87.44	84.49	84.81	87.86	88.44	89.15	92.62	92.45	90.62	86.17	89.89	87.58	80.32	89.14	89.75	85.94	90.68	92.65
Q	w_B/%	32.39	48.85	29.83	32.02	33.54	34.77	35.16	37.15	31.80	40.50	35.43	36.74	34.97	29.15	33.18	38.48	34.28	38.73	39.40
C		3.38	9.04	2.53	2.41	2.76	0.79	2.61	2.10	0.71	1.24	2.42	1.16	0.99	1.04	1.59	1.35	1.73	2.82	2.17
Or		29.85	36.97	32.20	27.67	30.99	28.41	31.06	25.40	27.37	25.78	28.17	30.10	30.23	25.10	31.16	27.88	22.64	33.31	26.22
Ab		24.71	1.62	22.46	25.12	23.34	25.26	22.92	30.08	33.28	24.34	22.57	23.06	22.38	26.07	24.80	23.39	29.01	18.64	27.03
An		5.49	0.28	6.52	4.23	3.18	5.62	2.78	1.78	3.06	4.27	5.67	4.58	7.25	9.98	4.10	4.27	7.01	2.61	1.52
Wo		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dw		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
De		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Df		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
En		1.26	1.01	2.29	1.80	1.25	0.82	0.95	0.43	0.80	0.60	1.66	0.66	1.22	1.35	0.78	0.68	1.46	0.64	0.35
Fs		0.53	0.00	0.68	3.06	2.68	2.44	2.01	1.58	2.35	1.88	1.35	2.44	0.99	5.47	2.97	2.68	1.73	2.02	1.91
Mt		1.46	0.60	1.84	1.08	0.55	0.68	0.73	0.58	0.16	1.05	1.75	0.62	1.04	0.80	0.57	0.72	1.61	0.71	1.17
Il		0.42	0.29	0.61	0.88	0.48	0.32	0.40	0.13	0.13	0.27	0.60	0.40	0.62	0.73	0.62	0.38	0.38	0.27	0.17
Ap		0.19	0.26	0.35	0.51	0.44	0.11	0.33	0.09	0.02	0.07	0.37	0.07	0.14	0.23	0.12	0.07	0.14	0.26	0.05

续表

样品号		3869	4001	γ_5^{3-2a}	γ_5^{3-2b}	Z-3	Z-5	γ_5^{3-2a}	1687-A	1019	451	1227	7656-1	2247	4463	3	1	4151	总平均
岩石名称		花岗岩	花岗岩	斑状花岗岩	中细粒花岗岩	钾长花岗岩	钾长花岗岩	中粒花岗岩	二长花岗岩	斜长花岗岩	片麻状花岗岩	细粒花岗岩	糜棱岩化花岗岩	斑状花岗岩	中粒花岗岩	粗粒花岗岩	中粒二长花岗岩	斑状花岗岩	
岩体		莽蓬	莽蓬	鹦鹉岭	鹦鹉岭	锡山	锡山	小南山	大王山	大王山	大王山	大王山	大尖山	新兴	新兴	矿口	矿口	矿口	
SiO_2	w_B/%	74.44	76.63	75.37	74.45	76.02	74.80	75.93	70.21	69.18	74.54	76.71	75.71	73.57	72.24	75.69	69.66	74.15	73.87
TiO_2		0.15	0.06	0.05	0.02	0.04	0.05	0.05	0.04	0.61	0.14	0.05	0.08	0.23	0.38	0.11	0.22	0.20	0.20
Al_2O_3		12.77	12.18	13.07	13.43	12.16	13.04	12.58	13.98	14.11	13.42	12.51	13.20	13.65	14.33	12.47	15.01	12.78	13.48
Fe_2O_3		0.89	0.53	0.28	0.22	0.31	0.21	0.19	0.58	0.45	0.36	0.57	0.49	0.53	0.38	0.68	0.74	0.91	0.58
FeO		0.57	0.97	1.27	0.92	1.08	1.33	1.48	2.88	4.02	0.40	0.41	1.21	1.49	1.87	1.22	1.88	1.60	1.47
MnO		0.00	0.07	0.05	0.09	0.04	0.09	0.03	0.07	0.11	0.00	0.00	0.02	0.08	0.04	0.05	0.13	0.05	0.08
MgO		0.09	0.21	0.16	0.20	0.26	0.26	0.18	0.82	1.47	0.20	0.04	0.15	0.22	0.66	0.32	0.42	0.47	0.39
CaO		0.33	0.61	0.48	0.64	0.65	0.53	0.67	2.50	2.50	0.49	0.39	0.29	1.04	0.97	0.71	1.27	1.08	0.95
Na_2O		3.71	3.30	3.35	3.38	3.28	3.19	3.44	2.48	3.19	3.26	3.25	2.59	2.67	2.88	3.51	3.51	3.02	2.97
K_2O		5.50	4.23	4.55	4.55	5.01	5.59	4.63	4.18	2.42	6.19	4.81	4.85	5.06	4.16	5.05	6.18	5.01	4.85
P_2O_5		0.07	0.02	0.04	0.01	0.00	0.01	0.03	0.16	0.18	0.18	0.04	0.01	0.05	0.11	0.02	0.10	0.04	0.88
H_2O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.46	0.00	0.46	0.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24
总量		98.52	98.81	98.67	97.91	98.85	99.10	99.21	98.72	98.24	99.64	99.42	98.60	98.59	98.02	99.83	99.12	99.31	99.15
①		0.20	0.08	0.07	0.03	0.05	0.07	0.07	0.57	0.88	0.19	0.07	0.11	0.31	0.53	0.15	0.32	0.27	0.27
σ		2.68	1.68	1.92	1.99	2.07	2.42	1.97	1.62	1.19	2.83	1.92	1.69	1.94	1.68	2.24	3.50	2.06	2.00
AKCN		1.01	1.10	1.16	1.15	1.01	1.06	1.06	1.06	1.14	1.04	1.11	1.32	1.16	1.30	1.00	1.02	1.03	1.15
f_{O_2}		0.61	0.35	0.18	0.19	0.22	0.14	0.11	0.17	0.10	0.47	0.58	0.29	0.26	0.17	0.36	0.28	0.36	0.30
$w(K_2O)/w(Na_2O)$		1.48	1.28	1.36	1.35	1.53	1.75	1.35	1.69	0.76	1.90	1.48	1.87	1.90	1.44	1.44	1.76	1.66	1.60

续表

样品号		3869	4001	γ_5^{3-2a}	γ_5^{3-2b}	Z-3	Z-5	γ_5^{3-2a}	1687-A	1019	451	1227	7656-1	2247	4463	3	1	4151	总平均
岩石名称		花岗岩	花岗岩	斑状花岗岩	中细粒花岗岩	钾长花岗岩	钾长花岗岩	中粒花岗岩	二长花岗岩	斜长花岗岩	片麻状花岗岩	细粒花岗岩	糜棱岩化花岗岩	斑状花岗岩	中粒花岗岩	粗粒花岗岩	中粒二长花岗岩	斑状花岗岩	
岩体		莘蓬	莘蓬	鹦鹉岭	鹦鹉岭	锡山	锡山	小南山	大王山	大王山	大王山	大王山	大尖山	新兴	新兴	矿口	矿口	矿口	
$w(MgO)/w(FeOt)$		0.06	0.14	0.10	0.18	0.19	0.17	0.11	0.24	0.33	0.26	0.04	0.09	0.11	0.29	0.17	0.16	0.19	0.18
AR		5.74	3.86	3.80	3.58	4.67	4.67	4.12	2.36	2.02	5.24	4.33	3.46	3.22	2.70	4.71	3.94	3.75	3.56
DI		96.46	93.09	92.82	92.41	93.63	93.15	92.63	78.40	74.09	95.46	95.00	92.35	89.07	86.31	92.99	88.28	89.40	89.24
Q	$\frac{w_B}{\%}$	31.61	39.54	36.85	35.74	35.61	32.58	35.72	32.13	32.07	31.07	38.76	41.07	35.83	36.37	33.35	21.48	33.86	35.00
C		2.28	1.12	1.88	1.84	0.16	0.81	0.77	1.23	2.16	0.90	1.35	3.23	2.04	3.66	0.00	0.48	0.52	1.81
Or		32.98	25.29	27.24	27.45	29.94	33.33	27.57	25.02	14.55	36.70	28.58	29.06	30.32	25.07	29.89	36.84	29.80	28.89
Ab		31.86	28.26	28.73	29.21	28.07	27.24	29.34	21.26	27.47	27.68	27.66	22.22	22.91	24.86	29.75	29.96	25.73	25.34
An		1.20	2.93	2.15	3.18	3.26	2.59	3.15	11.50	11.43	1.26	1.68	1.39	4.90	4.18	3.36	5.70	5.13	4.26
Wo		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Dw		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
De		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Df		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
En		0.23	0.53	0.40	0.51	0.66	0.65	0.45	2.07	3.73	0.50	0.10	0.38	0.56	1.68	0.79	1.06	1.18	0.99
Fs		0.06	1.39	2.14	1.68	1.76	2.37	2.55	4.32	6.32	0.21	0.20	1.75	2.10	2.62	1.58	2.74	1.96	2.07
Mt		1.31	0.78	0.41	0.33	0.45	0.31	0.28	0.85	0.66	0.52	0.83	0.72	0.78	0.56	0.99	1.08	1.33	0.83
Il		0.29	0.12	0.10	0.04	0.08	0.10	0.10	0.77	1.18	0.27	0.10	0.15	0.44	0.74	0.21	0.42	0.38	0.38
Ap		0.16	0.05	0.09	0.02	0.00	0.02	0.07	0.38	0.42	0.42	0.09	0.02	0.12	0.26	0.05	0.23	0.09	0.18

注：①—$w(TiO_2)\times 100/w(SiO_2)$，*AKCN*—$n(Al_2O_3)/n(CaO+K_2O+Na_2O)$（分子比），岩石氧化系数 f_{O_2}—$w(Fe_2O_3)/w(Fe_2O_3+FeO)$，FeOt—全铁，硅酸盐分析除本文外据广东省区调大队和广东省719地质大队、704地质大队、706地质大队。

口等15个岩体，其化学成分特点是：SiO_2 含量比较高，绝大部分大于70%（下同），平均为73.87%；Al_2O_3 含量也比较高，*AKCN* 绝大部分大于1.1，平均1.15；标准矿物中出现刚玉（C）；TiO_2 含量低，$w(TiO_2)\times100/w(SiO_2)$ 平均仅0.27；MgO 含量低，$w(MgO)/w(FeO)$ 仅0.18；富 *ALK*，*AR* 的平均值为3.48，$w(K_2O)>w(Na_2O)$，$w(K_2O)/w(Na_2O)$ 平均1.3；最大特点是分异指数高，绝大部分 *DI* 摆动在85～90间，平均89，f_{O_2} 低，绝大部分为小于0.2等，这些表明，系列Ⅰ花岗岩为一种富 SiO_2、Al_2O_3、*ALK*、$w(K_2O)>w(Na_2O)$、分异好、f_{O_2} 低的花岗岩。

二、长江系列（系列Ⅱ）花岗岩的岩石化学特征（表2-7）

系列有32个岩石化学分析样品，来自上垄、扶溪（诸广山）、大宝山、小坑（贵东）、佛岗、联合、四会、黄田、伍村、轮水、岗美、石蓼、屋背岭和小良等14个岩体，其化学成分特点是：SiO_2 含量相对低，平均84.65%、Al_2O_3 含量也相对低，*AKCN* 平均值接近1；TiO_2 含量较高，$w(TiO_2)\times100/w(SiO_2)$ 平均值达0.85，高于系列Ⅰ数倍；MgO 含量较高，$w(MgO)/w(FeO)$ 平均达0.42；$w(K_2O)>w(Na_2O)$，$w(K_2O)/w(Na_2O)$ 平均为1.46；分异程度稍差，*DI* 平均为70；氧化指数稍高，f_{O_2} 平均为0.35。因此均表明系列Ⅱ花岗岩为一种相对贫 SiO_2，富 TiO_2、MgO 和氧化系数高的花岗岩。

三、两个系列花岗岩主要化学成分对比和判别标志

图2-1表明，两个系列花岗岩均具CA（钙碱）变化趋势，系列Ⅰ花岗岩成分点多集中在接近A端（即富碱），而系列Ⅱ散开于CA区内，具有较好的CA演化趋势；根据表2-6和表2-7中的 σ 指数，均小于3.3，判断两个系列花岗岩均属钙碱性花岗岩。

图2-2表明，两个系列花岗岩化学成分具有明显区别，系列Ⅰ花岗岩成分点多数投于S型花岗岩区（Chappell等，1974），而系列Ⅱ花岗岩绝大部分投入I型花岗岩区，前者具变沉积源岩特征（相当于再循环地壳物质），后者具火成岩源岩特征（相当于原生地壳物质）。

图2-3表明，两个系列花岗岩标准矿物 Ab、Or、An 含量具有明显区别，系列Ⅰ花岗岩成点多集中在低温槽区，表明岩浆共结花岗岩占多数，而系列Ⅱ花岗岩则相反，只个别投入此区，多数在槽外，更靠近 An 端的高温高压岩浆花岗岩区内。

图2-4上可看出，系列Ⅱ花岗岩在高 TiO_2、低 SiO_2 区内，系列Ⅰ则相反，因此两个系列花岗岩分别在两个区内，仅少数重叠。

在图2-5上也可看出，系列Ⅱ花岗岩在高 TiO_2，低 *AKCN* 区内，系列Ⅰ则相反，所分出的两个区虽有部分重合，但是大体可看出存在两个区。

在图2-6上，两个系列花岗岩明显分出两区，即系列Ⅱ成分点投在高 $w(MgO)/w(FeO)$ 区，系列Ⅰ投入低 $w(MgO)/w(FeO)$ 区，两区重叠较少。

以上分析指出，两个系列花岗岩化学成分具有明显区别，系列Ⅰ花岗岩富 Si、Al、贫 Ti、Mg、Ca 和氧化系数相对低，表现在许多参数 SiO_2、*AKCN*、*DI*、C、Q、Ab、Or 值较高，而 $w(TiO_2)\times100/w(SiO_2)$、$w(MgO)/w(FeO)$、An、$f_{O_2}$ 较低（表2-6）；系列Ⅱ花岗岩则相反（表2-7）。图2-5、图2-6两个系列花岗岩分别在不同区内，说明系列Ⅰ花岗岩源区可能以再循环地壳物质为主的特点，富 Si、Al，贫 Ti、Mg、Ca 和相对还原环境；而系列

表 2-7　吴川-四会断裂带岩浆花岗岩建造长江系列(系列Ⅱ)岩石化学成分

样品号		同1	同2	1	3	6	8	9	DY14	DY2	DY1	H73-1	H72	H71	H68	H92	Y63-01
岩石名称		云辉二长岩	花岗闪长岩	次英安斑岩	次英安斑岩	闪长玢岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	石英闪长岩	斑状二长花岗岩	中粗粒花岗岩	石英闪长岩	中粗粒花岗岩	不等粒花岗岩	钾长花岗岩	二长花岗岩	二长花岗岩
岩体		上垄	扶溪	大宝山	大宝山	大宝山	大宝山	大宝山	佛岗	佛岗	佛岗	联合	联合	四会	黄田	伍村	轮水
SiO_2	w_B/%	56.84	64.61	64.90	65.00	60.05	65.84	67.46	50.24	68.58	71.83	63.11	74.92	74.53	75.58	69.38	62.53
TiO_2		0.62	0.53	0.51	0.60	0.79	0.57	0.20	2.90	0.51	0.31	0.67	0.07	0.10	0.10	0.29	0.58
Al_2O_3		13.04	14.63	14.35	15.27	15.42	12.10	16.19	15.91	15.09	13.93	16.96	12.81	12.40	12.11	15.44	17.24
Fe_2O_3		2.27	1.08	0.30	1.03	1.87	2.18	1.73	3.67	0.53	0.33	2.63	0.40	0.33	0.53	0.67	1.14
FeO		5.80	3.91	4.14	4.02	3.54	1.01	1.64	8.51	3.53	2.43	3.33	1.32	1.58	1.08	2.12	2.67
MnO		0.14	0.10	0.08	0.10	0.04	0.04	0.13	0.19	0.10	0.03	0.12	0.08	0.09	0.08	0.11	0.13
MgO		8.25	1.86	2.13	1.97	2.90	2.27	1.05	4.13	0.55	0.33	1.10	0.00	0.10	0.10	0.50	2.20
CaO		5.05	3.80	2.94	4.19	3.80	2.31	0.87	8.45	2.45	2.28	3.80	0.08	0.90	1.10	2.30	4.60
Na_2O		1.80	2.89	2.10	2.64	2.29	0.18	1.46	2.78	3.20	2.73	4.06	3.57	3.67	3.21	3.51	3.23
K_2O		3.38	4.32	5.05	3.30	2.70	6.00	4.36	1.34	4.08	4.93	3.01	4.67	4.89	5.03	4.40	3.77
P_2O_5		0.26	0.19	0.18	0.15	0.36	0.17	0.29	0.19	0.13	0.06	0.20	0.00	0.03	0.01	0.12	0.27
H_2O		1.72	0.96	1.28	1.50	3.44	2.00	4.40	0.18	0.07	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
总量		99.17	98.88	97.96	99.77	97.26	95.17	99.78	98.49	98.82	99.24	98.99	97.72	98.62	99.43	98.84	98.36
①		1.09	0.82	0.79	0.92	1.32	0.87	0.30	5.77	0.74	0.43	1.06	0.09	0.13	0.13	0.42	0.93
σ		1.91	2.38	2.29	1.60	1.40	1.61	1.38	2.18	2.06	2.03	2.46	2.11	2.31	2.08	2.36	2.46
AKCN		0.83	0.90	1.01	0.98	1.12	1.02	1.86	0.74	1.07	1.00	1.01	1.14	0.96	0.99	1.05	0.97
f_{O_2}		0.28	0.22	0.07	0.20	0.35	0.68	0.51	0.30	0.13	0.12	0.44	0.23	0.17	0.33	0.24	0.30
$w(K_2O)/w(Na_2O)$		1.88	1.49	2.40	1.25	1.18	33.33	2.99	0.48	1.28	1.81	0.74	1.31	1.33	1.57	1.25	1.17

续表

样品号		同1	同2	1	3	6	8	9	DY14	DY2	DY1	H73-1	H72	H71	H68	H92	Y63-01
岩石名称		云辉二长岩	花岗闪长岩	次英安斑岩	次英安斑岩	闪长玢岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	石英闪长岩	斑状二长花岗岩	中粗粒花岗岩	石英闪长岩	中粗粒花岗岩	不等粒花岗岩	钾长花岗岩	二长花岗岩	二长花岗岩
岩体		上垄	扶溪	大宝山	大宝山	大宝山	大宝山	大宝山	佛岗	佛岗	佛岗	联合	联合	四会	黄田	伍村	轮水
$w(MgO)/w(FeOt)$		1.02	0.37	0.48	0.39	0.54	0.71	0.31	0.34	0.14	0.12	0.18	0.00	0.05	0.06	0.18	0.58
AR		1.80	2.29	2.41	1.88	1.70	2.42	2.04	1.41	2.42	2.79	2.03	4.70	4.61	4.01	2.61	1.94
DI		44.23	69.84	70.40	64.90	60.10	73.43	77.28	36.45	78.30	83.04	70.21	95.11	92.80	91.95	82.04	66.15
Q	$\frac{w_B}{\%}$	8.73	19.30	21.81	22.97	23.78	34.58	39.09	4.53	26.51	30.41	17.54	35.97	32.02	34.74	25.70	15.72
C		0.00	0.00	0.52	0.10	2.64	0.64	8.19	0.00	1.28	0.10	0.60	1.57	0.00	0.00	1.02	0.13
Or		20.14	25.81	30.46	19.54	16.40	37.25	25.82	8.04	24.39	29.35	17.96	28.23	29.29	29.89	26.30	22.64
Ab		15.36	24.73	18.14	22.39	19.92	1.60	12.38	23.88	27.40	23.28	34.70	30.91	31.49	27.32	30.05	27.78
An		17.66	14.35	13.69	19.85	17.27	13.48	2.43	27.39	11.44	11.00	17.72	0.41	2.96	5.17	10.75	21.41
Wo		2.46	1.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.57	0.10	0.00	0.00
Dw		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
De		1.64	0.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00
Df		0.64	0.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58	0.10	0.00	0.00
En		19.09	4.03	5.42	4.92	7.43	5.94	2.62	7.31	1.39	0.83	2.77	0.00	0.20	0.23	1.26	5.57
Fs		7.44	4.87	6.80	5.74	3.83	0.00	1.50	5.80	5.45	3.76	3.09	2.18	2.09	1.44	3.10	3.30
Mt		3.32	1.58	0.44	1.50	2.79	1.82	2.51	5.40	0.78	0.48	3.85	0.59	0.49	0.77	0.98	1.68
Il		1.19	1.02	0.99	1.14	1.54	1.14	0.38	5.59	0.98	0.59	1.29	0.14	0.19	0.19	0.56	1.12
Ap		0.61	0.45	0.43	0.35	0.86	0.41	0.67	0.45	0.30	0.14	0.47	0.01	0.07	0.02	0.28	0.64

续表

样品号		Y64	Y66-01	Z11	5	4	1	边1	马1	马2	1013	13600	2021	B14	B9-2	大2	$\gamma_5^{3(2)h}$	总平均
岩石名称		二长花岗岩	石英闪长岩	二长花岗岩	中粗粒二长花岗岩	中粗粒二长花岗岩	细中粒石英二长岩	细粒石英闪长岩	细中粒二长岩	斑状二长岩	细粒花岗闪长岩	斑状二长岩	斑状二长岩	石英闪长玢岩	石英闪长玢岩	花岗闪长岩	二长花岗斑岩	
岩体		轮水	轮水	轮水	岗美	岗美	岗美	岗美	马山	马山	石寨	小良	小良	小坑	小坑	屋背岭	屋背岭	
SiO_2	w_B/%	70.18	60.73	66.51	66.89	65.75	62.11	60.94	53.83	53.06	65.05	62.30	62.15	68.10	69.51	62.89	63.35	64.65
TiO_2		0.26	0.60	0.43	0.46	0.42	0.12	0.15	0.63	0.76	0.49	0.65	0.60	0.31	0.07	0.53	0.62	0.51
Al_2O_3		15.35	17.54	15.63	14.75	15.16	17.40	18.13	16.60	17.02	15.73	15.72	16.01	16.41	16.18	17.51	15.08	15.42
Fe_2O_3		0.55	1.22	1.62	1.57	1.93	0.94	1.82	1.28	4.38	1.76	2.89	2.18	1.47	1.57	2.22	1.57	1.55
FeO		1.40	3.14	2.22	2.45	2.62	1.31	2.72	7.25	4.15	2.82	3.57	4.49	1.14	0.85	1.97	2.47	1.92
MnO		0.11	0.14	0.13	0.10	0.08	0.41	0.05	0.14	0.23	0.08	0.09	0.07	0.08	0.12	0.12	0.04	0.11
MgO		0.70	2.20	1.33	1.38	1.64	3.00	3.18	3.03	2.58	2.03	1.88	2.18	1.40	1.00	2.40	3.45	1.96
CaO		2.70	5.50	3.85	3.52	3.94	5.60	6.56	6.78	7.31	4.46	4.69	4.70	2.51	2.40	4.70	2.07	3.77
Na_2O		3.63	3.31	3.20	3.12	3.11	2.90	3.05	3.28	3.41	2.51	3.03	3.09	2.94	2.27	3.11	1.39	2.83
K_2O		3.95	4.10	3.86	4.18	3.88	4.11	3.34	5.25	4.65	2.61	3.70	4.02	3.67	3.73	3.15	5.53	4.03
P_2O_5		0.11	0.32	0.16	0.16	0.19	1.00	1.00	0.51	0.53	0.11	0.26	0.17	0.13	0.12	0.13	0.14	0.24
H_2O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.16	1.31	0.68	0.00	0.59
总量		98.94	98.80	98.94	98.58	98.72	98.93	100.94	98.58	98.08	97.65	98.78	99.66	99.32	99.13	99.41	95.71	98.65
①		0.37	0.99	0.65	0.69	0.64	0.19	0.25	1.17	1.43	0.75	1.04	0.97	0.48	0.10	0.84	0.98	0.85
σ		2.10	3.05	2.10	2.21	2.12	2.54	2.31	6.45	6.08	1.16	2.31	2.63	1.73	1.35	1.96	2.25	2.34
AKCN		1.01	0.88	0.95	0.92	0.92	0.90	0.88	0.71	0.71	1.04	0.90	0.89	1.23	1.33	1.03	1.25	1.01
f_{O_2}		0.28	0.28	0.42	0.39	0.42	0.41	0.40	0.15	0.51	0.38	0.45	0.33	0.56	0.65	0.53	0.39	0.35
$w(K_2O)/w(Na_2O)$		1.09	1.24	1.21	1.34	1.25	1.42	1.10	1.60	1.36	1.04	1.22	1.30	1.25	1.64	1.01	3.98	1.46

续表

样品号		Y64	Y66-01	Z11	5	4	1	边1	马1	马2	1013	13600	2021	B14	B9-2	大2	$\gamma_5^{3(2)b}$	总平均
岩石名称		二长花岗岩	石英闪长岩	二长花岗岩	中粗粒二长花岗岩	中粗粒二长花岗岩	细中粒石英二长岩	细粒石英闪长岩	细中粒二长岩	斑状二长岩	细粒花岗闪长岩	斑状二长岩	斑状二长岩	石英闪长玢岩	石英闪长玢岩	花岗闪长岩	二长花岗斑岩	
岩体		轮水	轮水	轮水	岗美	岗美	岗美	岗美	马山	马山	石寨	小良	小良	小坑	小坑	屋背岭	屋背岭	
$w(MgO)/w(FeOt)$		0.36	0.50	0.35	0.34	0.36	1.32	0.70	0.36	0.30	0.44	0.29	0.33	0.54	0.41	0.53	0.85	0.42
AR		2.45	1.95	2.14	2.33	2.15	1.88	1.70	2.15	1.99	1.68	1.98	2.05	2.07	1.95	1.78	2.35	2.30
DI		81.49	63.71	73.22	75.11	71.91	64.35	57.94	57.93	57.43	64.98	65.91	64.44	76.71	77.49	64.25	71.37	70.14
Q	$\frac{w_B}{\%}$	26.86	10.85	22.81	23.28	22.04	15.00	12.82	0.00	0.00	27.44	17.82	14.38	29.83	35.89	19.06	24.95	21.76
C		0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00	0.95	0.00	0.00	3.37	4.37	0.75	3.53	0.96
Or		23.59	24.52	23.05	25.05	23.22	24.54	19.55	31.46	28.01	15.79	22.13	23.83	21.83	22.23	18.72	34.14	24.16
Ab		31.04	28.35	27.37	26.78	26.65	24.80	25.57	24.48	29.42	21.75	25.95	26.23	25.05	19.37	26.47	12.29	24.15
An		12.81	21.14	17.06	14.10	16.15	21.48	25.67	15.28	17.74	21.92	18.59	18.00	11.68	11.22	22.60	9.77	15.07
Wo		0.00	1.82	0.49	1.07	1.00	0.00	0.04	6.46	6.56	0.00	1.35	1.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.97
Dw		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
De		0.00	1.01	0.28	0.58	0.58	0.00	0.03	2.59	4.12	0.00	0.77	0.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51
Df		0.00	0.74	0.19	0.45	0.38	0.00	0.01	3.93	2.03	0.00	0.53	0.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43
En		1.76	4.54	3.07	2.90	3.56	7.55	7.82	0.00	0.69	5.18	3.98	4.58	3.51	2.51	6.01	8.98	4.24
Fs		1.91	3.34	2.10	2.22	2.33	2.27	3.29	0.00	0.34	3.14	2.77	4.71	0.52	0.37	1.14	2.39	2.91
Mt		0.81	1.79	2.37	2.31	2.83	1.38	2.61	1.88	6.47	2.61	4.24	3.17	2.15	2.30	3.24	2.38	2.24
Il		0.50	1.15	0.83	0.89	0.81	0.23	0.28	1.21	1.47	0.95	1.25	1.14	0.59	0.13	1.01	1.23	0.99
Ap		0.26	0.75	0.37	0.38	0.45	2.34	2.30	1.20	1.25	0.26	0.61	0.40	0.30	0.28	0.30	0.34	0.56

表注同表 2-6。

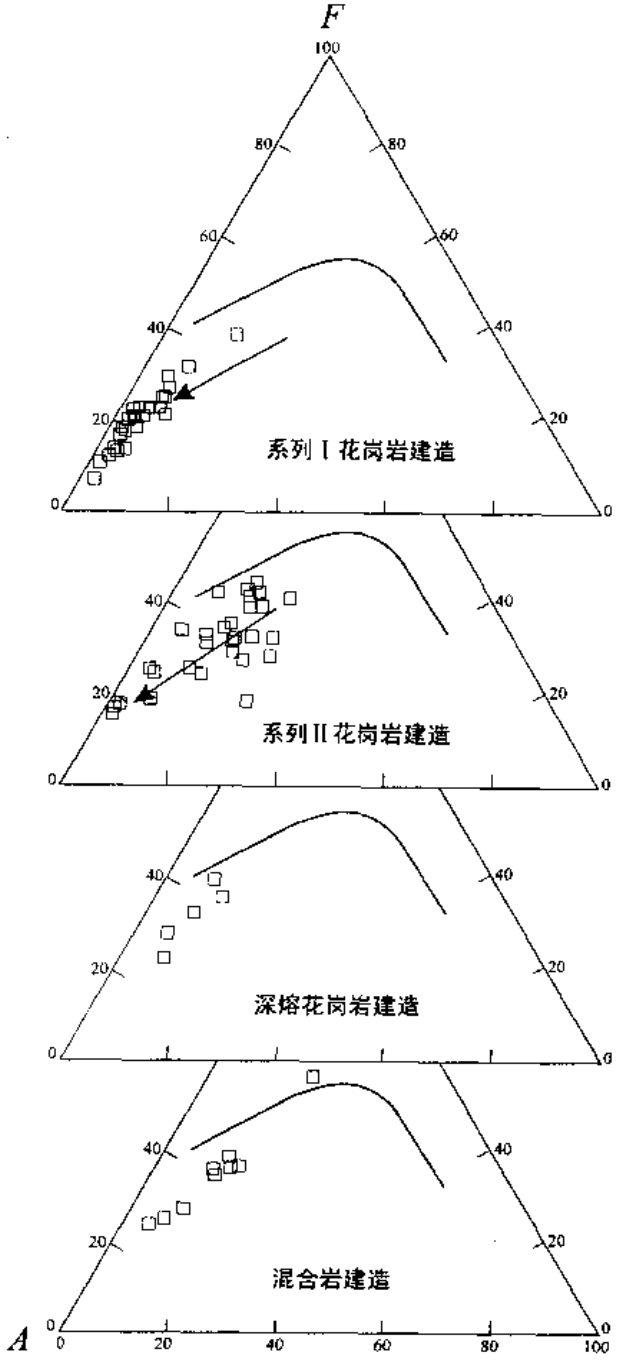


图 2-1 花岗岩系列、建造 *AFM* 图解（CA 钙碱变化趋势）

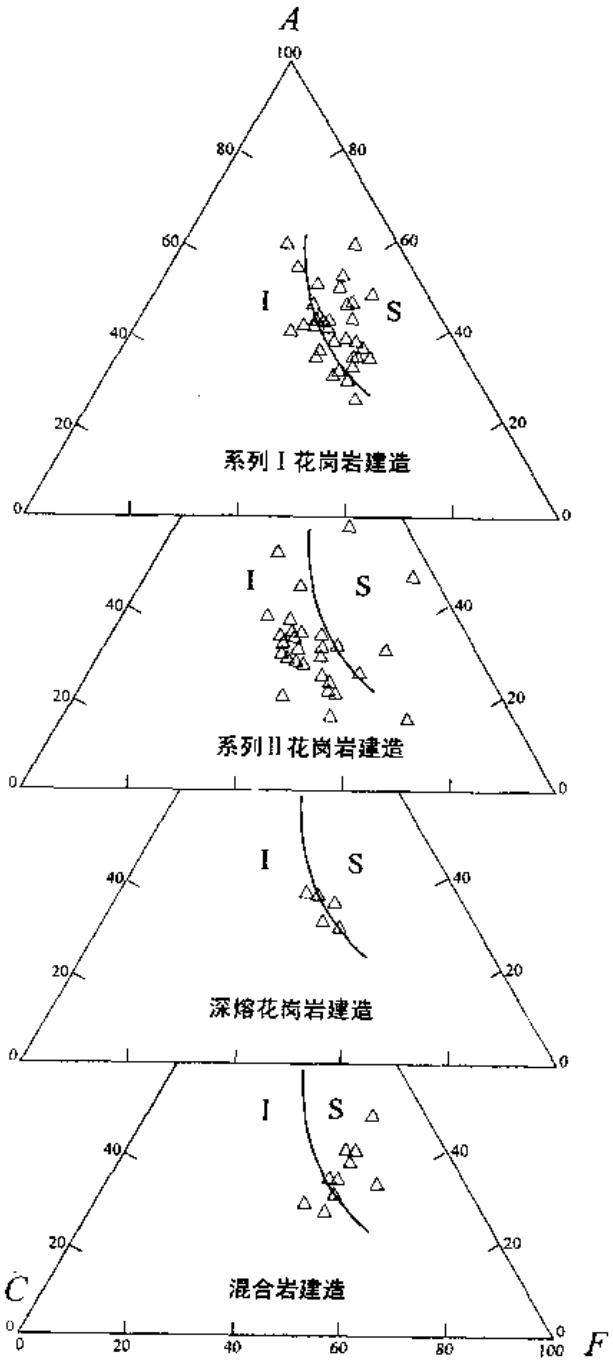


图 2-2 花岗岩系列、建造 *ACF* 图解（I 型、S 型花岗岩区）

系列Ⅱ花岗岩源区可能以原生地壳物质或上地幔物质为主的特点，因此，系列Ⅱ花岗岩相对贫 Si、Al，富 Mg、Ti、Ca 和相对氧化环境。

此外，吴川-四会断裂带两个系列花岗岩，均是钙碱性为主的花岗岩和 $w(K_2O) > w(Na_2O)$等，也可能暗示吴川-四会断裂带花岗岩还有地球化学背景相同的一面，可能是岩浆上升过程中产生的上地壳混染作用结果。

应当指出，以上许多化学参数和图解，也可作为判别两个系列花岗岩的指标。

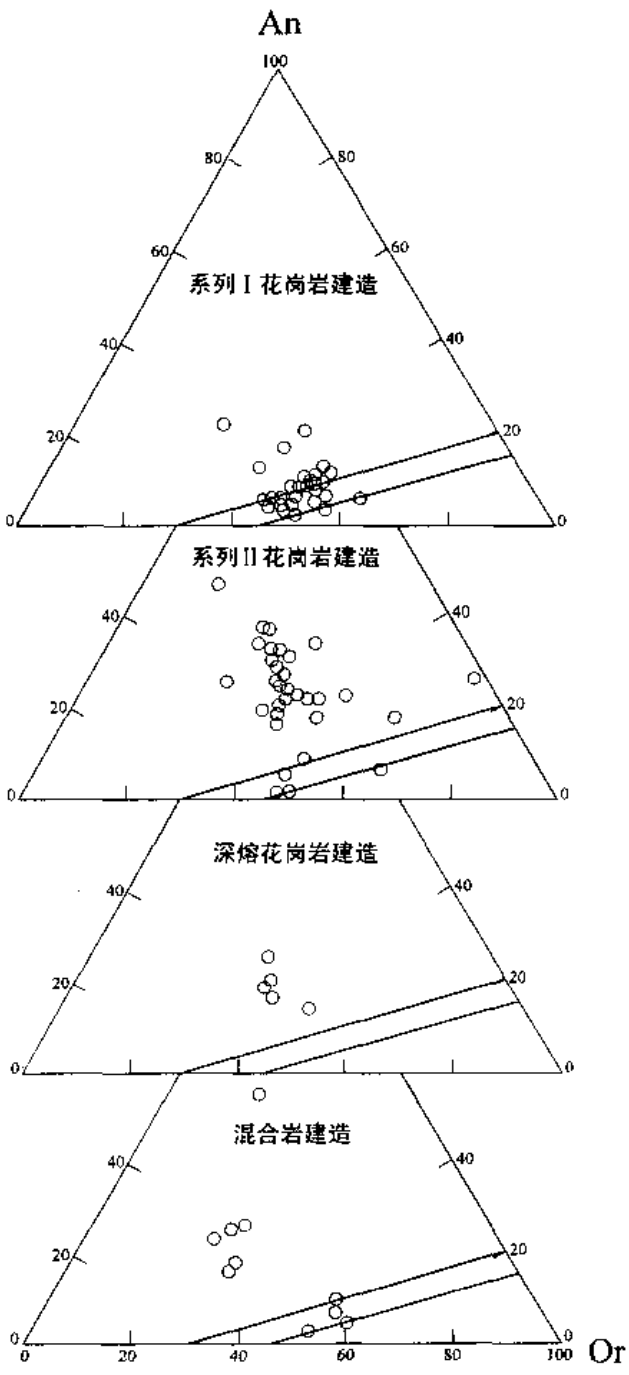


图 2-3　花岗岩系列、建造 Ab-Or-An 图解

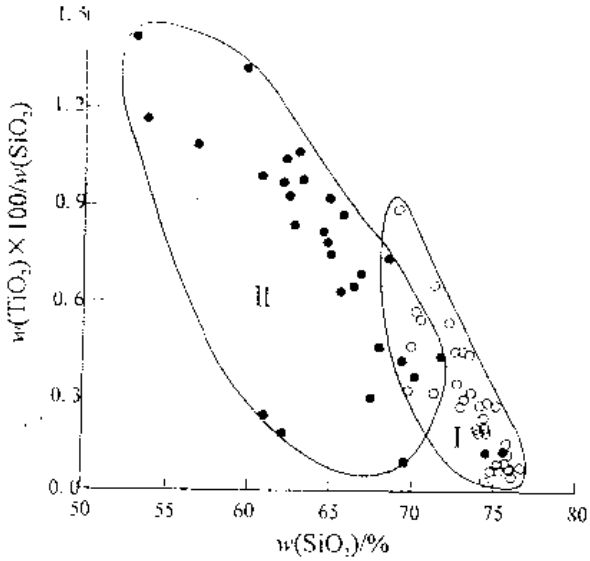


图 2-4　两个系列花岗岩 $w(TiO_2)\times100/w(SiO_2)-w(SiO_2)$ 图

●—系列Ⅱ花岗岩，○—系列Ⅰ花岗岩

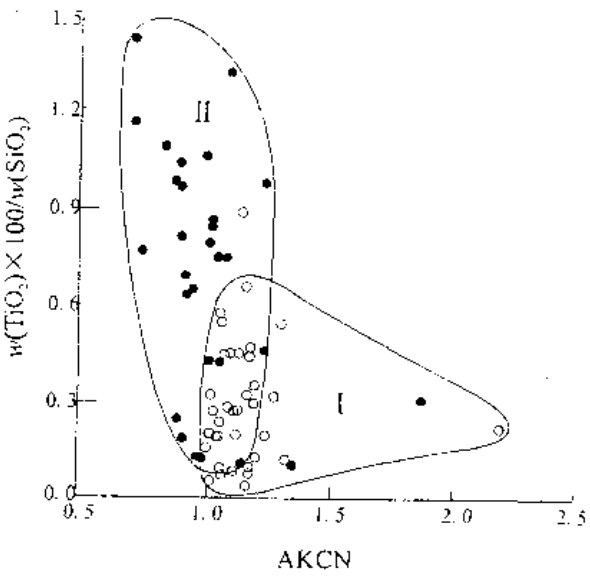


图 2-5　两个系列花岗岩 $w(TiO_2)\times100/w(SiO_2)-AKCN$ 图

●—系列Ⅱ花岗岩，○—系列Ⅰ花岗岩

四、深熔花岗岩与混合岩建造化学成分特征

1. 深熔花岗岩建造

该建造化学分析样品较少（表 2-8），从来自广宁、云龙山、八甲（潭水）、阳春西边（庙龙）等岩体的 5 个化学分析样品可见，深熔花岗岩建造化学成分较均匀，如 SiO_2：68.13%～72.99%，Al_2O_3：13.50%～15.88%，*DI*：73.34～83.68，多出现标准矿物刚玉（C），均为铝过饱和岩石，成分变化不大，属于均一化程度高的岩石建造。

2. 混合岩建造

化学分析样品有 10 个（表 2-9），分别来自石涧—五和、铁硐、八甲（潭水）和云龙山等岩田或岩体，其化学成分变化较大，如 SiO_2 58.81% ~ 72.54%，Al_2O_3 13.47% ~ 17.16%，*DI* 值 45.59 ~ 86.42。标准矿物也出现刚玉（C），同样为铝过饱和岩石，与深熔花岗岩相比，化学成分变化大，反映出该建造均一化程度低的特点。

3. 深熔花岗岩建造与混合岩建造对比

从上述可知，两者有许多共同特征，均为铝过饱和岩石及钙碱性岩石，因而标准矿物中均出现刚玉（C），σ 值（平均值分别为 1.71、1.56）均小于 3.3，在 *AFM* 图解中（图 2-1）均投入 CA 区内。共同特征还表现在许多平均指数上，如 $w(MgO)/w(FeO)$、*AKCN*、f_{O_2}、$w(K_2O)/w(Na_2O)$、*AR* 等值都相近。

以上特征反映出深熔花岗岩建造和混合岩建造在成因上有相似之处，可能都是来自再循环地壳物质（变沉积岩）为主的源区和均为以深熔为主的建造。深熔花岗岩的深熔程度高，因此，均一化程度也高，同时相对富 SiO_2（70.11%，下同），σ（1.71）与 *DI* 值（平均 78.74）也高，而 TiO_2、MgO 含量低；混合岩建造，深熔程度低，均一化程度低，化学成分变化大，同时 SiO_2（68.73%）、σ（1.56）、*DI*（75.26）值偏低，而 TiO_2、MgO 含量偏高，反映出残留物（耐高温的）多的特点。

上述两建造的成因特征，于图 2-2、图 2-3 中也有反映，在 *ACF* 图解中，混合岩多数成分点投在 S 型花岗岩区，深熔花岗岩投在 I 与 S 型过渡区，表明物质来源接近，两者多数以沉积变质岩为主，但又有差异，混合岩建造偏向沉积变质岩区，而深熔花岗岩建造深熔程度高，趋向过渡区。在 Ab-Or-An 图解中，混合岩成分点有一部分在低温槽中，即具低共熔成分，另一部分在高温高压区，即相当残留物质成分（残留体），而深熔花岗岩建造则不同，多数点投入高温高压岩浆区，表明其深熔程度高，并非完全是低共熔体，还有残留晶形成的“晶粥”特点，因而在化学成分上具高温高压岩浆特点。

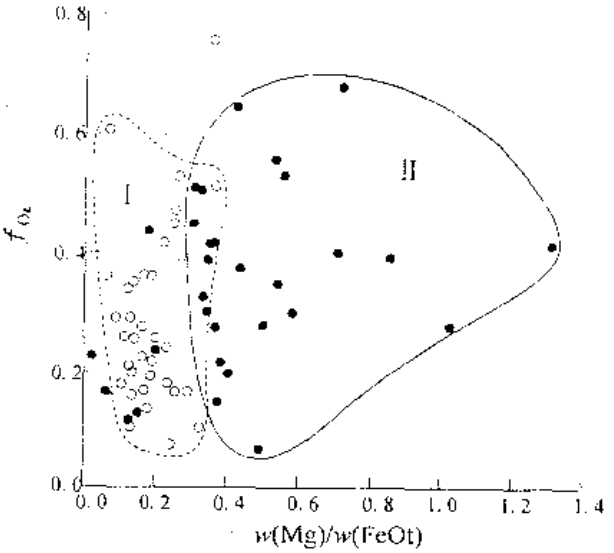


图 2-6　两个系列花岗岩 f_{O_2}—$w(MgO)/w(FeO)$图

●—系列Ⅱ花岗岩，○—系列Ⅰ花岗岩

五、混合岩、深熔花岗岩和岩浆花岗岩建造的区别

三种建造的化学成分具有明显的区别，表现在图 2-1 ~ 图 2-3 上，有不同的变化趋势或集中区，不过混合岩与深熔花岗岩建造的成分点更接近些，说明两者均具有深熔作用产物的可能性，而岩浆建造花岗岩则不同，该建造进一步又可分出两个系列（浅源系列Ⅰ与深源系列Ⅱ），两系列在图 2-1 ~ 图 2-6 上均投入不同区，都有不同的化学参数。

六、小结

（1）本区岩浆花岗岩、深熔花岗岩和混合岩建造的化学成分反映出其不同成因的特

表 2-8　吴川-四会断裂带深熔花岗岩建造岩石化学成分（w_B/%）

样品号	H84	RZ1	4170	106-4	8543	总平均
岩石名称	花岗闪长岩	花岗岩	深熔花岗岩	深熔花岗岩	深熔花岗岩	
岩　体	广　宁	广　宁	八　甲	阳春西	云龙山	
SiO_2	68.13	71.49	68.68	72.99	68.26	70.11
TiO_2	0.37	0.33	0.53	0.38	0.25	0.37
Al_2O_3	15.88	14.43	14.54	13.50	14.05	14.48
Fe_2O_3	0.53	0.32	0.75	0.26	1.91	0.75
FeO	3.21	1.97	3.42	2.68	3.33	2.92
MnO	0.10	0.06	0.06	0.06	0.18	0.09
MgO	0.90	0.77	1.40	0.59	1.06	0.94
CaO	2.60	2.09	3.17	1.67	2.35	2.38
Na_2O	3.18	3.22	2.89	2.64	3.24	3.03
K_2O	3.73	3.86	3.28	4.40	3.64	3.78
P_2O_5	0.15	0.17	0.17	0.11	0.12	0.14
总量	98.78	98.71	98.89	99.28	99.39	99.01
①	0.54	0.46	0.77	0.52	0.36	0.53
σ	1.88	1.75	1.47	1.65	1.80	1.71
AKCN	1.13	1.09	1.03	1.11	1.04	1.08
f_{O_2}	0.14	0.14	0.18	0.09	0.36	0.18
$w(K_2O)/w(Na_2O)$	1.17	1.20	1.13	1.67	1.12	1.26
$w(MgO)/w(FeOt)$	0.24	0.34	0.34	0.20	0.20	0.26
AR	2.19	2.50	2.07	2.73	2.45	2.39
DI	76.46	82.63	73.34	83.68	77.57	78.74
Q	26.91	31.93	29.02	35.00	28.35	30.24
C	2.27	1.58	0.89	1.63	0.80	1.43
Or	22.31	23.10	19.60	26.18	21.64	22.57
Ab	27.24	27.60	24.73	22.50	27.58	25.93
An	12.07	9.38	14.78	7.62	10.94	10.96
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dw	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
De	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Df	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
En	2.27	1.94	3.53	1.48	2.66	2.38
Fs	5.09	2.96	4.95	4.22	4.49	4.34
Mt	0.78	0.47	1.10	0.38	2.79	1.10
Il	0.71	0.63	1.02	0.73	0.48	0.71
Ap	0.35	0.40	0.40	0.26	0.28	0.34

表注同表 2-6。

表 2-9　吴川-四会断裂带混合岩建造岩石化学成分（w_B/%）

样品号	H78-2	W6	H78-1	H78-3	H78-4	H78-5	1253	4307	4300	15218-1	总平均
岩石名称	叠层混合岩	条痕混合岩	叠层混合岩	云朵混合岩	条带混合岩	斑状混合岩	条带混合岩	条带混合岩	条带混合岩	混合岩	
岩体	石洞	五和	石洞	石洞	石洞	石洞	铁坳	八甲	八甲	云龙山	
SiO_2	68.00	68.24	68.47	68.85	70.55	72.54	71.88	58.81	71.61	68.52	68.73
TiO_2	0.47	0.54	0.51	0.47	0.27	0.31	0.41	0.62	0.45	0.45	0.45
Al_2O_3	16.75	14.58	15.44	15.01	15.22	14.14	14.37	17.16	13.47	14.73	15.09
Fe_2O_3	0.71	0.51	0.09	1.12	0.43	0.25	0.87	1.86	0.55	0.85	0.81
FeO	3.50	3.64	3.33	2.95	2.40	2.47	1.97	6.26	3.53	4.05	3.41
MnO	0.08	0.08	0.09	0.09	0.07	0.07	0.06	0.15	0.11	0.10	0.09
MgO	1.20	1.68	1.50	1.30	0.50	0.70	0.96	2.68	1.22	1.48	1.32
CaO	2.00	3.03	2.80	2.30	1.00	1.30	0.65	7.22	1.46	3.58	2.53
Na_2O	3.52	3.17	3.54	3.50	2.83	2.46	2.10	2.04	2.40	3.36	2.89
K_2O	2.79	2.38	2.28	2.93	5.70	5.04	4.65	1.70	3.85	2.93	3.43
P_2O_5	0.13	0.16	0.11	0.15	0.11	0.12	0.14	0.14	0.89	0.18	0.21
总量	99.15	98.01	98.97	98.67	99.08	99.40	97.80	98.64	99.53	100.23	98.95
①	0.69	0.79	0.74	0.68	0.38	0.43	0.57	1.05	0.63	0.66	0.66
σ	1.58	1.20	1.32	1.59	2.63	1.90	1.57	0.86	1.36	1.55	1.56
AKCN	1.35	1.10	1.15	1.14	1.20	1.19	1.49	0.94	1.25	0.97	1.18
f_{O_2}	0.17	0.12	0.21	0.28	0.15	0.09	0.31	0.23	0.14	0.17	0.19
$w(K_2O)/w(Na_2O)$	0.79	0.75	0.64	0.84	2.01	2.05	2.21	0.83	1.60	0.87	1.26
$w(MgO)/w(FeOt)$	0.29	0.40	0.35	0.32	0.18	0.26	0.34	0.33	0.30	0.30	0.31
AR	2.01	1.92	1.94	2.18	3.22	2.89	2.63	1.36	2.44	2.05	2.26
DI	75.68	71.95	73.27	77.02	86.42	84.76	85.25	45.59	81.43	71.19	75.26
Q	29.02	32.24	29.40	29.47	28.26	33.86	39.02	17.91	38.18	25.55	30.09
C	4.65	1.70	2.34	2.29	2.86	2.58	5.14	0.00	4.85	0.00	2.64
Or	16.62	14.35	13.61	17.54	33.99	29.96	28.07	10.18	22.85	17.27	20.44
Ab	30.04	27.37	30.26	30.01	24.17	20.94	18.16	17.50	20.40	28.36	24.72
An	9.15	14.27	13.31	10.57	4.28	5.70	2.36	33.09	1.44	16.42	11.06
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.96	0.00	0.05	0.10
Dw	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
De	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	0.02	0.04
Df	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56	0.00	0.03	0.06
En	3.01	4.27	3.78	3.28	1.26	1.75	2.44	6.36	3.05	3.66	3.29
Fs	5.26	5.63	4.74	3.93	3.77	3.97	2.38	8.78	5.50	6.13	5.01
Mt	1.04	0.75	1.32	1.65	0.63	0.36	1.29	2.73	0.80	1.23	1.18
Il	0.90	1.05	0.98	0.90	0.52	0.59	0.80	1.19	0.86	0.85	0.86
Ap	0.30	0.38	0.26	0.35	0.26	0.28	0.33	0.33	2.07	0.42	0.50

表注同表 2-6。

点，岩浆花岗岩建造为重熔岩浆（熔体）或“原始”岩浆凝结形成，即岩浆产物，而混合岩建造与深熔花岗岩建造为深熔产物，深熔花岗岩的化学成分更接近混合岩建造，反映其形成方式均以深熔作用为主和具再循环地壳物源为主的特征。

（2）岩浆花岗岩明显分出两个系列花岗岩：系列Ⅰ花岗岩为富 SiO_2、Al_2O_3、*ALK*、$w(K_2O) > w(Na_2O)$、分异好、f_{O_2} 低和以浅源再循环地壳物质为主所形成的岩浆产物；系列Ⅱ花岗岩相对贫 SiO_2 高 TiO_2、MgO 和高 f_{O_2} 及以深源原生地壳或上地幔物质为主来源的岩浆产物。

（3）在吴川-四会断裂带中，三种建造存在共同性，如均为钙碱性（CA）、多数 $w(K_2O) > w(Na_2O)$ 和多含标准矿物刚玉（C）的富铝特点等，说明可能是地壳和地球化学背景相同的反映，即同受该区上地壳地球化学背景的控制或影响。

第五节　花岗岩建造系列的微量元素地球化学特征

一、系列Ⅱ与系列Ⅰ花岗岩微量元素特征

1. 岩石的微量元素特征

系列Ⅱ花岗岩的样品取自小坑、扶溪、大宝山、佛岗、联合、四会、黄田、伍村、轮水、岗美、屋背岭和石寨等岩体，有 22 个岩石样品基本上覆盖了所有系列Ⅱ花岗岩，代表性比较强；系列Ⅰ花岗岩的样品取自小坑、诸广山、大东山、贵东、佛岗、莘蓬、大王山、锡山、鹦鹉岭、小南山、新兴和圩口等岩体，28 个岩石包括了几乎所有系列Ⅰ花岗岩，代表性也比较强（表 2-10）。岩石分析了 29 个元素，虽然每个样品微量元素分析并不全，但从随机得出的平均值看，两个系列花岗岩的微量元素特征具有明显区别。

（1）过渡元素（Cr、Ni、Co、V、Mn），系列Ⅱ花岗岩的多数元素的平均值高于系列Ⅰ花岗岩，高达 1 至数倍；有色金属成矿元素组（Mo、Cu、Pb、Zn），除 Pb 外，系列Ⅱ花岗岩平均值也明显高于系列Ⅰ；贵金属成矿元素组（As、Bi、Au、Ag），系列Ⅱ花岗岩的 Au、Ag 平均值高于系列Ⅰ，As、Bi 相反，系列Ⅱ低于系列Ⅰ。从这三组微量元素平均值对比中可大体看出，系列Ⅱ花岗岩特征的微量元素为过渡元素组、有色金属成矿元素组以及贵金属组的 Au、Ag 等，反映出系列Ⅱ花岗岩来源较深的某些特征，并与系列Ⅱ的成矿系列 Fe→Cu（Au）→Mo（W）→Zn、Pb→Pb（Ag）（王联魁等，1982）的元素地球化学特征基本一致，从而可以说明，花岗岩成岩系列与成矿系列间具有某种密切成因联系。

（2）稀有元素成矿组（Nb、Ta、Be、Sn、W）、挥发分元素组（B、F、Cl）和放射性元素组（Th、U），除个别元素外，系列Ⅰ花岗岩明显高于系列Ⅱ花岗岩，从而可以看出，对系列Ⅰ花岗岩特征的微量元素是稀有元素组 Nb、Ta、Be、Sn、W，挥发分元素组 B、F、和放射性元素组 Th、U，也反映了系列Ⅰ花岗岩应是浅源再循环地壳物源的特点，同时，这些元素也与系列Ⅰ花岗岩的成矿系列 REE→Nb、Ta（Li、Rb、Cs）→Be、Sn、W、Mo、Bi→As、Cu、Zn、Pb→Sb、Hg、U（王联魁等，1982）的成矿元素地球化学特征相似，也暗示花岗岩系列Ⅰ与成矿系列间有密切联系。

（3）亲石元素组（Rb、Sr、K、Ba、Zr、Hf）中，系列Ⅰ花岗岩的特征元素 Rb、K、Hf 平均值高于系列Ⅱ，而系列Ⅱ的特征元素 Sr、Ba 高于系列Ⅰ，这在不同程度上反映出花

表 2-10　吴川-四会断裂带花岗岩微量元素含量($w_B/10^{-6}$)

系列、建造	深源长江系列(系列Ⅱ)花岗																			
序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
样品号	B14	B9-2	同1	同2	1	3	6	9	DY14	DY2	DY1	H72	H73-1	H71	H68	H92-2	Y63-01	Y66-01	Y64	12	$\gamma_5^{3(2)}$
岩石名称	石英闪长玢岩	石英闪长玢岩	云二长岩	辉花闪长岩	岗次英安斑岩	次英安斑岩	闪长玢岩	花岗闪长岩	石英闪长岩	细粒二长花岗岩	中粗粒花岗岩	中粗粒花岗岩	石英闪长岩	不等粒花岗岩	钾长花岗岩	花岗闪长岩	二长花岗岩	石英闪长岩	二长花岗岩	二长花岗岩	二长花岗岩
岩体	小坑	小坑	扶溪	扶溪	大宝山	大宝山	大宝山	大宝山	佛岗	佛岗	佛岗	联合	联合	四会	黄田	伍村	轮水	轮水	轮水	岗美	屋背岭
Cr	13	8							34	50	83						36.6	72.7	22.6	9	15.6
Ni	42				41	29.1	45.5	19	6	6	5						8.65	6.74	4.94	17	21.2
Co	81	54	49	19.7	20	16.9	35.1	33.7	27	4	8						11.7	10.6	3.46	21.6	31.3
V									310	39	18						44	41	41.6	72	73.4
Mn												616	924	693	616	13.86	919	941	827		
Nb												21.8	19	28	9	19	13	14	16	12.6	8
Ta												9	7	10	4	7	< 10	< 10	< 10		
Be																	3.85	2.2	3.37	4.1	3
Sn					9.67	9.38	8.2	10	1.1	3.6	5	6	5.6	12	70	10				22.9	
W					5.29	0.79	8.2	0.91	1.68	1.93	5.1						< 10	< 10	< 10	23.9	7.7
Mo			2	1.9	0.93	0.70	2.1	0.6	0.78	3.24	2.4	4.7	5.3	4	4.3	4.3	< 4	< 4	< 4		21.4
Cu	16	16	68.5	29.3	234.3	126.3	60	16	12	32	39	10	14	10	10	24	11.1	14.8	9.9	105	
Pb	15	30	29.5	27	22	52.3	19.5	33	4.3	14	10						26	14.3	33.2	38.9	14
Zn	152	201			55	125.4	53.1	108	83	80	54						53.5	64.8	37.2	53.8	37.8
As																	1.1	1.1	0.9		
Bi									< 0.5	0.41	0.34						0.07	1.1	0.05		
Au	0.029	0.023					0.0006		0.008	0.002	0.0035										
Ag	0.6	0.4					0.157		0.04	0.06	0.06										

B																	12.5	3.0	9.5		
F	610	1000		800				300		670	220						640	850	540		
Cl	126	78		158			160	500	310	60	280						140	220	100		
$w(K)/\%$	3.05	4.00	2.81	3.57	4.19	2.74	2.24	3.62	1.11	3.39	4.09	3.88	2.49	4.06	4.17	1.74	3.13	3.40	3.28	3.22	4.44
Rb	254	471	125	170	230	101	119	146	57	173	175	325	160	479	234	282	169	150	130		
Sr			276.2	406.6					360		165						453	642	406	420	289
Ba									310	830	1180	73	655	110	263	193	618	731	509	868	713
Zr			209	185													141	159	167		
Hf																	< 10	< 10	< 10		
Th	16.8	8.4															20.8	12.1	11.8		
U	6.9	2.6															6.9	3.2	2.7		
$w(Rb)/w(Sr)$			0.45	0.42					0.16		1.06						0.37	0.37	0.32		
$w(K)/w(Rb)$	120	66	224	210	182	271	188	248	195	196	234	119	150	85	178	62	185	202	262		
$w(Th)/w(U)$	2.4	3.2															3.01	3.78	4.37		
$w(F)/w(Cl)$	4.8	12.8		5.1				0.6		11.2	0.8						4.57	3.86	5.4		
$w(Ba)/w(Sr)$									0.86		7.15						1.36	1.14	1.25	2.07	2.47
资料来源	本文	本文	①	①	②	②	②	②	③	③	③	本			文					④	④

续表

系列、建造	岩	系列Ⅱ花岗岩总平均	浅源南岭系列(系列Ⅰ)花岗岩																		
序号	22		23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
样品号	Ⅰ		ZK02	ZK601-3	变3	变4	$\gamma_5^{2(1)a}$	$\gamma_5^{2(3)a}$	$\gamma_5^{2(3)b}$	$\gamma_5^{3(1)a}$	2	6	JW	JX	DY3	DY7	石1	3	Y70-01	Y72	Y67-01
岩石名称	花岗闪长岩		不等粒二长花岗岩	二云母花岗岩	粗斑二云母花岗岩	小斑中粒二云母花岗岩	斑状细粒二云母花岗岩	斑状细粒二云母花岗岩	斑状细粒二云母花岗岩	石榴斑状细粒二云母花岗岩	粗斑花岗岩	粗斑花岗岩	中粗粒斑状花岗岩	粗斑二长花岗岩	中粗粒斑状花岗岩	中粗粒花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	中粒斑状花岗岩
岩体	石寨		小坑	小坑	诸广山	诸广山	诸广山	诸广山	诸广山	诸广山	大东山	贵东	佛岗	佛岗	佛岗	佛岗	佛岗	莘鑫	大王山	大王山	锡山
Cr	29	33.9	5									13.3					59	2.0	18.1	35.5	45.5
Ni	6.0	18.48			16.37	13.6	7.75	9.3	7.5	7.3	7.9	8.3	7	4	9	8	4	4.5	<4	8.6	12.1
Co	8.5	25.32			9	6.97	8.05	10.3	6.1	9		6.7	2.25	4.3	4.5		2	1.13	<1	7.87	8.36
V	80	79.89									13.6	36.7	14.2	24	34.5	12	1.3	3.9	<1.5	87.7	3.0
Mn		859																	995	644	709
Nb	10	15.49											7.2	10.2				43	49	16	15
Ta		8.38											1	0.9					15	<10	<10
Be	1.8	3.05									8.1	4.2						6.9	4.0	3.04	2.92
Sn	1.5	12.50									16.1	4.5	6.5	9.2	5.4	3.7	4.67	12.9	<15	<15	<15
W	0.89	6.05										2.5	2.65	6.3	1.87	1.78	1.44	6.53	18	<10	<10
Mo	0.65	3.75			2.83	4.02	1.6	0.95	0.9	2.9	8.2	0.5	12.1	4.1	2.29	2.54	0.4	0.71	<4	<4	<4
Cu	16	41.62	13	59	65.17	19.79		10	31	28.3	11.7	80	32.5	4.7	0.27	26.4	13.27	1.83	7.82	2.1	6.1
Pb	15	28.41	78		60.67	42.8	53.02	53.2	34.5	39.8		63.0	51	44	14	18.7	5	15.7	69.8	33.5	39
Zn	39	79.84	166									63.3	48	49	60	56.3	42	29.7	42.9	66.4	60.7
As		1.03																	1.7	0.8	1.4
Bi	0.24	0.39									18.1	4.2	1.5	3.84	0.5	0.63		0.15	0.05	0.21	0.22
Au	0.008	0.0099		0.019											0.002	0.002	0.0037	0.0057			
Ag	0.034	0.193	0.3									0.08	0.04	0.14	0.045	0.06	0.6	0.06			

B	3.2	7.05										10						4.4	9.4	12.5	16.5
F		626	1750			1517	1416	1730	2280				620	740	754	2000	525		5650	1000	900
Cl		194	23			13.8	21.9	34.5	190						330	380	170		70	70	100
w(K)/%	2.17	3.18	4.15	5.15	3.88	4.34	3.98	4.33	3.55	3.85	3.75	3.98	4.18	4.16	3.50	3.71	3.87	3.64	3.47	2.01	4.07
Rb		208	456		330	390	404	460	589	610			354	291	214	204	238		808	150	148
Sr		380	10		247.9	63.1	60.3	77.7	14.7				90	130	158.3	140	87	193.7	20		
Ba		543										167	445	525	795	600	403	287	30	640	761
Zr		172			158.3	110.9	89.8	115.3	55.5	31	85	190							116	226	253
Hf		10																	< 10	< 10	< 10
Th		14	46.1																43.7	17.9	21.6
U		4.46	16																	2.6	2.4
w(Rb)/w(Sr)		0.45	45.6		1.33	6.19	6.64	5.91	40.31				3.9	2.24	1.35	1.46	2.73		40.4		
w(K)/w(Rb)		181	91		117	111	99	94	60	63			118	14.3	164	132	162		43	134	275
w(Th)/w(U)		3.35	2.88																	6.88	9
w(F)/w(Cl)		5.45	76.1			110	64.7	50.1	12						2.28	5.26	3.08		80.76	14.29	9
w(Ba)/w(Sr)		2.33											4.94	4.04	5.02	4.29	4.62	1.48	1.5		
资料来源	⑤		本 文		①						④ ④		③					⑥	本 文		

续表

系列、建造	浅源南岭系列(系列Ⅰ)花岗岩									系列Ⅰ花岗岩总平均	深熔花岗岩建造			深熔花岗岩总平均	混合岩建造						混合岩总平均
序　号	42	43	44	45	46	47	48	49	50		51	52	53		54	55	56	57	58	59	
样品号	Y67-06	Y68-01	锡1	鹅2	小1	13	4	19	42		H84	RZ1	3		H78-2	W6	H78-1	H78-4	H78-5	2	
岩石名称	细粒斑状花岗岩	不等粒花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩		花岗闪长岩	花岗岩	花岗岩		混合岩	混合岩	混合岩	混合岩	混合岩	混合岩	
岩　体	锡山	芊蓬	锡山	鹅鹅岭	小南山	大王山	大王山	新兴	矿口		广宁	广宁	合水		石洞	石洞	石洞	石洞	石洞	铁坳	
Cr	16.1	19.9	2.9	4.1	2.2	13.5	2.1		60	19.9			13.3	13.1		28				26.5	27.3
Ni	<4	4	12.5	13.9	11.2	15.5	0.8		30	8.89			10	10		17				7.6	12.3
Co	<1	1.32	12.5	13.9	11.6	4.85	1.58		20	5.73			6.63	6.63		21				8.5	14.75
V	12.1	7.4	6.6	8.1	2.8	42.4	5.8			17.64			23.7	23.7		63				47	55
Mn	855	534								727	770	426		598	693	816	693	539	539		656
Nb	54	27	56.5	38	51.3					33.4	12	14	10	12	11	10	7	9	11	12.4	10.1
Ta	15	<10	10.8	7	7.7					8.7	2	4.1		3.1	1	6	1	1	1		2
Be	7.1	7.63	9.5	19	20.5	1.8	3.6	0.9	5	6.95		17.8	11.6	14.7		1.2				1.75	1.48
Sn	40	<15	21.3	49.6	22	67.8	16.9			19.95	26	8.7	8.13	14.27	23	2	12	4.5	4	5.15	8.44
W	18	<10	8.7	10.2	5.4	1.64	5			7.06		6	1.27	3.64		6				1.9	3.95
Mo	<4	<4	3.1	2	4.8	1.37	0.36			3.27	5		1.17	3.09	40	4	1.3	4	4.3	1.15	9.13
Cu	8.2	6.93	77.5			9.96	1.88	5	12	21.76	14		6.89	10.45	18	14	22	12	10	11	14.5
Pb		60.5	83	78.8	53.2	15.8	38			43.5			21.7	21.7						26	26
Zn	62.0	30.7	38.2	40.5	32.2	60		70	130	60.4			74.7	74.7						40.5	40.5
As	1.9	0.6				1.15	3.2			1.54											
Bi	2.64	0.13				1.04	0.84			2.43			0.3	0.3						0.36	0.36
Au						0.001	0.005			0.0084			0.0011	0.0011						0.0008	0.0008
Ag						0.07	0.096			0.149			0.076	0.076						0.078	0.078

B	21	10.2				9.2	17			12.24		14.8	10	12.4					9.5	9.5
F	6000	2250								1942										
Cl	110	110								125										
$w(K)/\%$	4.16	3.64	3.92	3.78	3.84	3.47	5.14	3.45	4.19	3.90	3.10	3.20	3.82	3.38	2.32	1.96	1.89	4.73	4.18	3.86	3.16
Rb	777	449	694	530	721					441	197	237		217	160	183	160	223	313		208
Sr	25	54	33	38	28	212.3	54.3			86.7		109	141.3	125.2		134			81	375	198
Ba	26	197	24	50	38	597	570			362	335	245	1007	529	243	279	308	478	433	1145	471
Zr	116	146						105	160	130		151		151		230					230
Hf	< 10	< 10								10						11					11
Th	42.5	38.6								35		16		16		33					33
U	4.3	11.1								7.28		10.2		10.2		12					12
$w(Rb)/w(Sr)$	31.08	8.31	21.03	13.95	25.75					15.1		2.17		2.17		1.37			3.06		2.22
$w(K)/w(Rb)$	54	81	50	71	53					108	157	135		146	144	107	118	212	152		147
$w(Th)/w(U)$	9.88	3.84								6.42		1.57		1.57		2.75					2.75
$w(F)/w(Cl)$	54	20.45								38.59											
$w(Ba)/w(Sr)$	1.04	3.05	0.73	1.32	1.36	2.81	10.49			3.34		2.04		2.04		2.08			5.35	3.05	3.49
资料来源	本 文		⑤			⑥	⑥	⑧	④		本文	⑧	⑥		本 文					⑥	

注：①广东省地矿局 705 地质大队，211 矿区地质特征及成矿规律，1986；②宜昌地质矿产研究所，粤北大宝山及其外围地区多金属成矿条件、构造控岩控矿规律及隐伏矿床预测，1989；③广东省地矿局 706 地质大队，1:5 万石潭沙河幅区调报告；④广东省地质矿产局，1988；⑤广东省地矿局区调大队，1:5 万潭水幅区调报告；⑥广东省地矿局 704 地质大队，1:5 万阳春幅区调报告；⑦广东省地矿局区调大队，广东省岩浆岩，1977；⑧广东省地矿局 719 地质大队，区调资料，1989。

岗岩物质来源的某些信息，系列Ⅰ的特征元素可能与浅源再循环地壳物质地球化学富K、Rb有关，而系列Ⅱ花岗岩的特征元素可能与富Ca、Mg的原生地壳物质或上地幔有关。

(4) 系列Ⅱ与系列Ⅰ花岗岩某些元素对的比值区别更明显。系列Ⅰ花岗岩的$w(Rb)/w(Sr)$、$w(F)/w(Cl)$高于系列Ⅱ数倍至数十倍，$w(Ba)/w(Sr)$也是系列Ⅰ高于系列Ⅱ。系列Ⅰ花岗岩的$w(K)/w(Rb)$则低于系列Ⅱ花岗岩。在图2-7、图2-8上，也清楚地看出，系列Ⅰ与系列Ⅱ花岗岩分别投于不同区域内，系列Ⅰ花岗岩投入高$w(F)/w(Cl)$、$w(Rb)/w(Sr)$比值区内，系列Ⅱ花岗岩在低比值区内（图2-7）；同时，系列Ⅱ花岗岩投入高$w(K)/w(Rb)$比值区，系列Ⅰ花岗岩在低比值区（图2-8），因此，两个系列花岗岩微量元素比值可作为区分或判别两个系列花岗岩的标志。

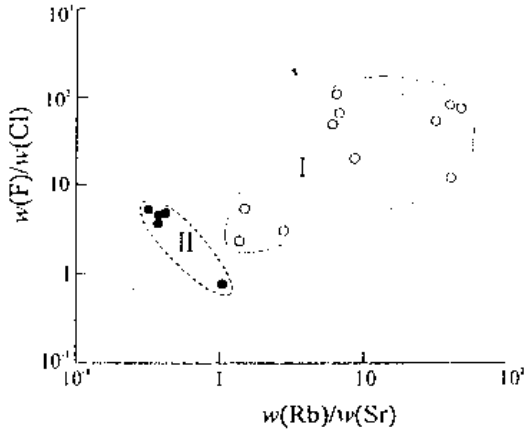


图2-7 系列Ⅰ(1)和系列Ⅱ(Ⅱ)花岗岩$w(Rb)/w(Sr)$—$w(F)/w(Cl)$图

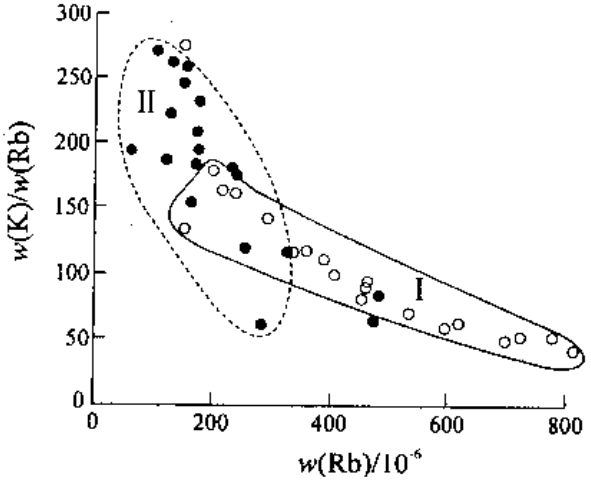


图2-8 系列Ⅰ(Ⅰ)和系列Ⅱ(Ⅱ)花岗岩$w(Rb)$—$w(K)/w(Rb)$图

2. 黑云母的常量元素和微量元素

黑云母微量元素比两个系列花岗岩的岩石微量元素区别更明显，系列Ⅰ花岗岩黑云母TiO_2含量低，为1.75%（平均值，下同），Li_2O含量高，为1.15%；系列Ⅱ则相反，TiO_2高、Li_2O低，分别为4.09%和0.05%，两个系列黑云母TiO_2、Li_2O平均含量相差数倍至数十倍，表现在$w(TiO_2)/w(Li_2O)$上更明显，系列Ⅰ平均仅为2.82，系列Ⅱ平均达96(表2-11)。系列Ⅰ黑云母的$w(F)/w(Cl)$高，达30.23（平均，下同），系列Ⅱ低，仅为2.82。以上表明，两个系列花岗岩的黑云母微量元素特征与岩石微量元素一致，均说明系列Ⅰ花岗岩具有相对富Li、F，贫Ti、Cl的地球化学特征；系列Ⅱ则相反，只是系列Ⅰ与系列Ⅱ黑云母比岩石反映出的地球化学特征更明显。

黑云母的Mg、Fe和f_{O_2}特征，于两个系列花岗岩中区别也很明显（图2-9、图2-10），系列Ⅰ与系列Ⅱ花岗岩黑云母分别投入不同区内，系列Ⅰ多数落在铁质黑云母区（杨文金等，1988）和低f_{O_2}区，f_{O_2}平均为0.18(表2-12)，系列Ⅱ多数投入Mg-质黑云母区和高

表 2-11　吴川-四会断裂带两个系列花岗岩黑云母 $w(TiO_2)/w(Li_2O)$ 与 $w(F)/w(Cl)$ 对比

样品号	岩石名称	岩　体	$w(TiO_2)$/%	$w(Li_2O)$/%	$w(TiO_2)/w(Li_2O)$	$w(F)$/%	$w(Cl)$/%	$w(F)/w(Cl)$	文献
IG-112	细粒钾长花岗岩	鹅鹅岭	0.65	1.78	0.37	4.19			①
IG-114	中粒斑状花岗岩	鹅鹅岭	1.74	1.22	1.43	3.38	0.63	5.37	①
IG-102	中细粒钾长花岗岩	锡　山	1.12	1.34	0.84	4.91	1.02	4.81	①
IG-86-1	中粒钾长花岗岩	小南山	1.55	0.47	3.30	2.12	0.02	106	①
IG-87	细斑钾长花岗岩	小南山	2.00	0.76	2.63	2.56	0.54	4.74	①
O-26	二云母花岗岩	诸广山	2.09	2.17	0.96				②
3	花岗岩	诸广山	3.08	0.30	10.27				③
南岭系列(系列Ⅰ)平均			1.75	1.15	2.83	3.43	0.44	30.23	
IG-25	细粒二长岩	马　山	4.24	0.046	92.20	0.52	0.58	0.90	①
IG-26	中粒斑状二长岩	马　山	4.56	0.04	114	0.78	0.31	2.52	①
IG-38	中粗粒二长花岗岩	岗　美	5.46	0.069	79.11	0.59	0.14	4.21	①
石 2	花岗闪长岩	石蒙	3.51	0.04	87.5				③
屋 1	花岗闪长斑岩	屋背岭	4.41	0.02	220.5				③
2	花岗闪长岩	扶　溪	2.47	0.049	50.4				③
DY14	石英闪长岩	佛　岗	4.00	0.05	80	0.124	0.044	2.82	③
DY2	细粒斑状二长花岗岩	佛　岗	4.10	0.088	45.6	0.29	0.08	3.63	③
长江系列(系列Ⅱ)平均			4.09	0.05	96	0.46	0.23	2.82	

注：①广东省地矿局区调大队，广东省岩浆岩，1977；② 龚温书等（1989)；③广东省地质矿产局（1988)。

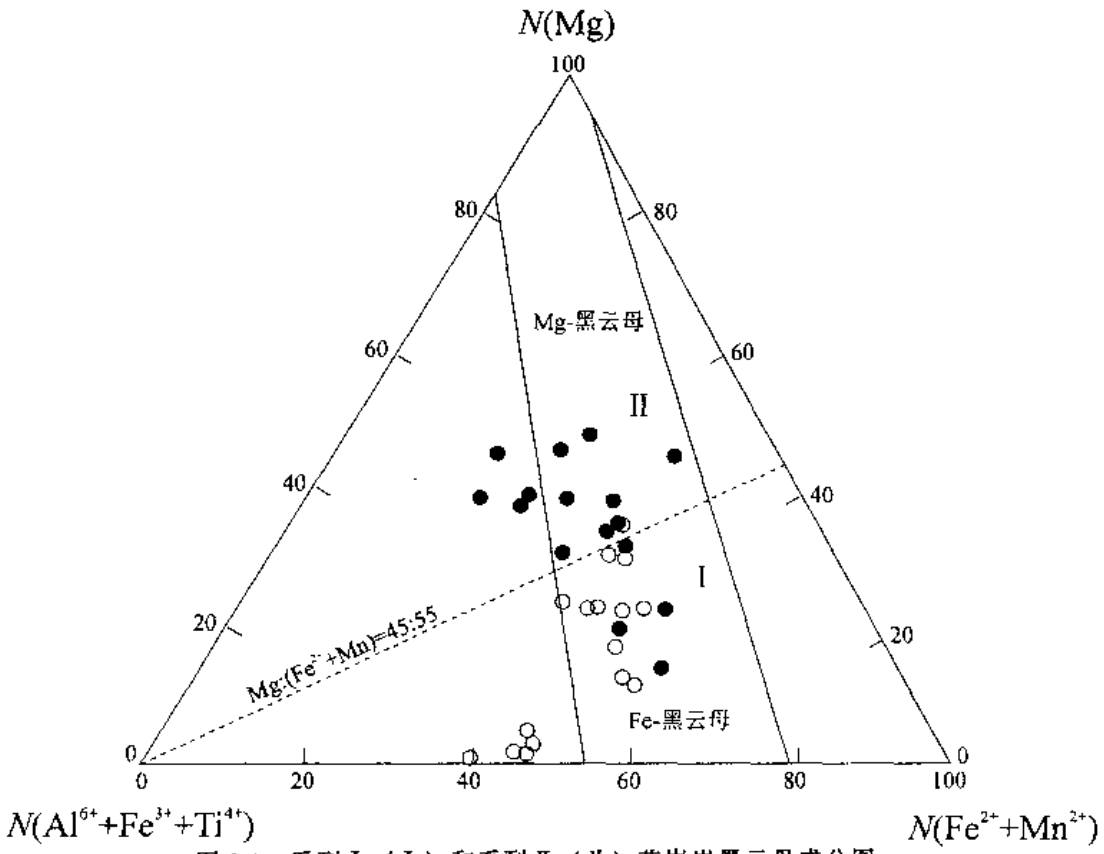


图 2-9　系列Ⅰ（Ⅰ）和系列Ⅱ（Ⅱ）花岗岩黑云母成分图

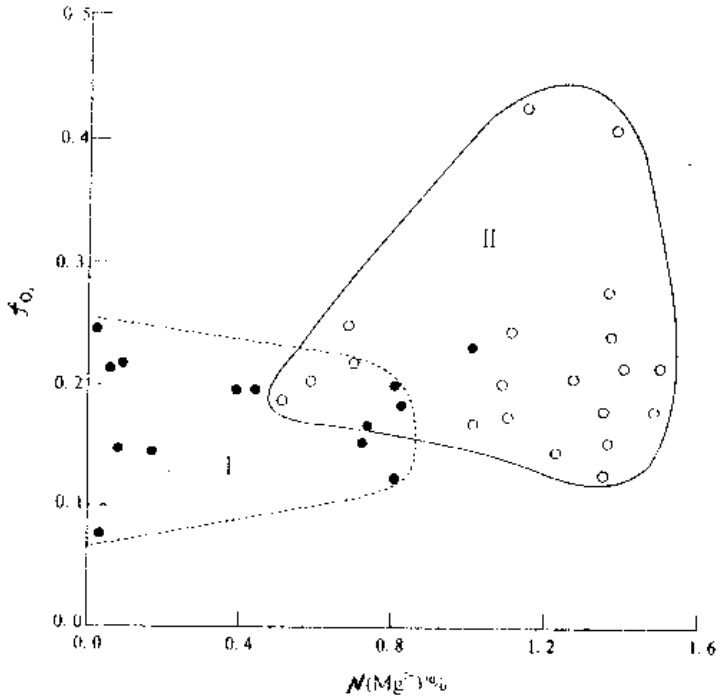


图 2-10　系列Ⅰ（Ⅰ）和系列Ⅱ（Ⅱ）花岗岩黑云母 f_{O_2}-N（Mg^{2+}）图

表 2-12　吴川-四会断裂带两个系列花岗岩黑云母氧化系数（f_{O_2}）对比

系列Ⅱ花岗岩的黑云母			系列Ⅰ花岗岩的黑云母		
岩体名称	样品号	f_{O_2}	岩体名称	样品号	f_{O_2}
乌　山	IG-25	0.25	鹦鹉岭	IG-112	0.25
乌　山	IG-26	0.16	鹦鹉岭	IG-114	0.15
岗　美	IG-36	0.28	鹦鹉岭	IG-102	0.08
石　寨	IG-120	0.15	小南山	IG-86-1	0.22
石　寨	IG-135	0.41	小南山	IG-86-2	0.15
石　寨	IG-141	0.24	小南山	IG-87	0.21
黑石岗	IG-15	0.18	江　屯	W-70	0.19
四　会	H71	0.20	江　屯	1687-A	0.16
联　合	H72	0.22	佛　岗	佛 1	0.24
联　合	H73-1	0.13	佛　岗	佛 2	0.18
伍　村	H92	0.17	佛　岗	Q-26	0.12
伍　村	H92-2	0.20	诸广山	变 1	0.20
伍　村	W88	0.18	诸广山	变 2	0.19
黄　田	H68	0.18	诸广山	3－2	0.23
屋背岭	屋 1	0.22	新　洲	DY9	0.17
扶　溪	2	0.28	圹　口	1	0.23
石　寨	石 3	0.26	新　洲	3	0.20
佛　岗	DY14	0.43			
佛　岗	DY2	0.19			
佛　岗	3330	0.27			
平　均		0.23	平　均		0.18

注：黑云母的氧化系数 f_{O_2} = $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$；部分资料来源于广东省地矿局区调大队和 705、706 地质大队等。

f_{O_2}区，f_{O_2}平均达0.23。这表明黑云母元素地球化学特征类似于岩石，都可以反映出系列Ⅰ花岗岩相对贫Mg和形成于相对还原环境。而系列Ⅱ花岗岩是相对富Mg和相对氧化环境产物。

花岗岩微量元素组平均值、元素的比值和黑云母元素地球化学以及图解等，均说明系列Ⅱ花岗岩富集过渡元素组、有色金属元素成矿组、贵金属组微量元素和高$w(K)/w(Rb)$、$w(TiO_2)/w(Li_2O)$、f_{O_2}与低$w(F)/w(Cl)$以及含Mg质黑云母等，反映了来源上以深源原生地壳物质为主或上地幔为主的某些特点；系列Ⅰ花岗岩富集稀有元素成矿元素组、挥发分元素组（特别是B、F）和放射性元素组微量元素，具高的$w(Rb)/w(Sr)$、$w(F)/w(Cl)$、$w(Ba)/w(Sr)$和低的$w(TiO_2)/w(Li_2O)$、f_{O_2}，以及高$w(F)/w(Cl)$和含Fe质黑云母等，指示花岗岩来源以浅源再循环地壳物质为主的一些地球化学特征；它们还可能反映出系列Ⅱ花岗岩形成于相对温度高和氧化的环境，而系列Ⅰ花岗岩形成于相对温度低和相对还原环境等。

二、两个系列花岗岩构造环境的微量元素判别

根据Pearce（1984）微量元素环境判别模式，本区花岗岩大多属板内或碰撞后构造环境花岗岩。

图2-11、图2-12中，莘蓬、小南山、鹦鹉岭、锡山和大王山等岩体系列Ⅰ花岗岩的微量元素模式曲线，共同特征是：K、Rb、Th、Ta、Nb较洋中脊花岗岩富集，Rb-Ba-Th峰谷明显，从Hf至Yb接近正常洋中脊花岗岩值看，这种曲线类型或被划入板内花岗岩类型。本区的特点是系列Ⅰ花岗岩Ba异常低，甚至低于洋中脊花岗岩，这可能与后期交代作用或区域地球化学背景特征有关。

图2-13、图2-14中，轮水、岗美、伍村、黄田和联合等岩体的系列Ⅱ花岗岩曲线特征是，K、Rb、Ba、Th比洋中脊花岗岩富集，而Zr、Sm、Y、Yb相对亏损，特别是Y、Yb的亏损与火山弧型花岗岩模式曲线相似，从明显高的Rb正异常、Ba与相邻元素呈负异常看，又与碰撞后构造的花岗岩相似。不过其中联合（H73-1）和四会（H71）岩体从Ce至Yb接近正常和K、Rb、Th、Ta、Nb高正异常看，可与板内花岗岩对比。因此，以上曲线指示本区系列Ⅱ花岗岩类似于火山弧花岗岩或接近碰撞后花岗岩，亦或板内花岗岩类型，结合其他特点看，系列Ⅱ花岗岩应属碰撞后花岗岩或板内（衰减大陆岩石圈）花岗岩类型。

三、深熔花岗岩和混合岩建造微量元素对比（表2-10）

这两个建造的微量元素分析数据较少，深熔花岗岩建造仅有广宁、合水岩体的3个样品，混合岩建造也只有石洞、铁碉等岩体的6个样品。两建造的微量元素含量平均值总体上都比较接近，但又有一定差异性。混合岩建造比深熔花岗岩建造的过渡元素组、有色金属成矿元素组、贵金属元素组和放射性元素略高，而稀有元素组和挥发分组则略低；在亲石元素组中，混合岩的Sr与Zr相对略高，而深熔花岗岩的K、Rb、Ba相对略高。这种差异也可能反映两种建造深熔程度不同，深熔花岗岩的深熔程度相对较高，因此相对富集K、Rb、Ba和稀有、挥发分元素组，而混合岩深熔程度相对低，残留一定源岩固体残留体，导致相对升高过渡元素组和有色金属成矿元素组微量元素。

两种建造的微量元素含量相近，在元素的比值$w(Rb)/w(Sr)$、$w(K)/w(Rb)$、

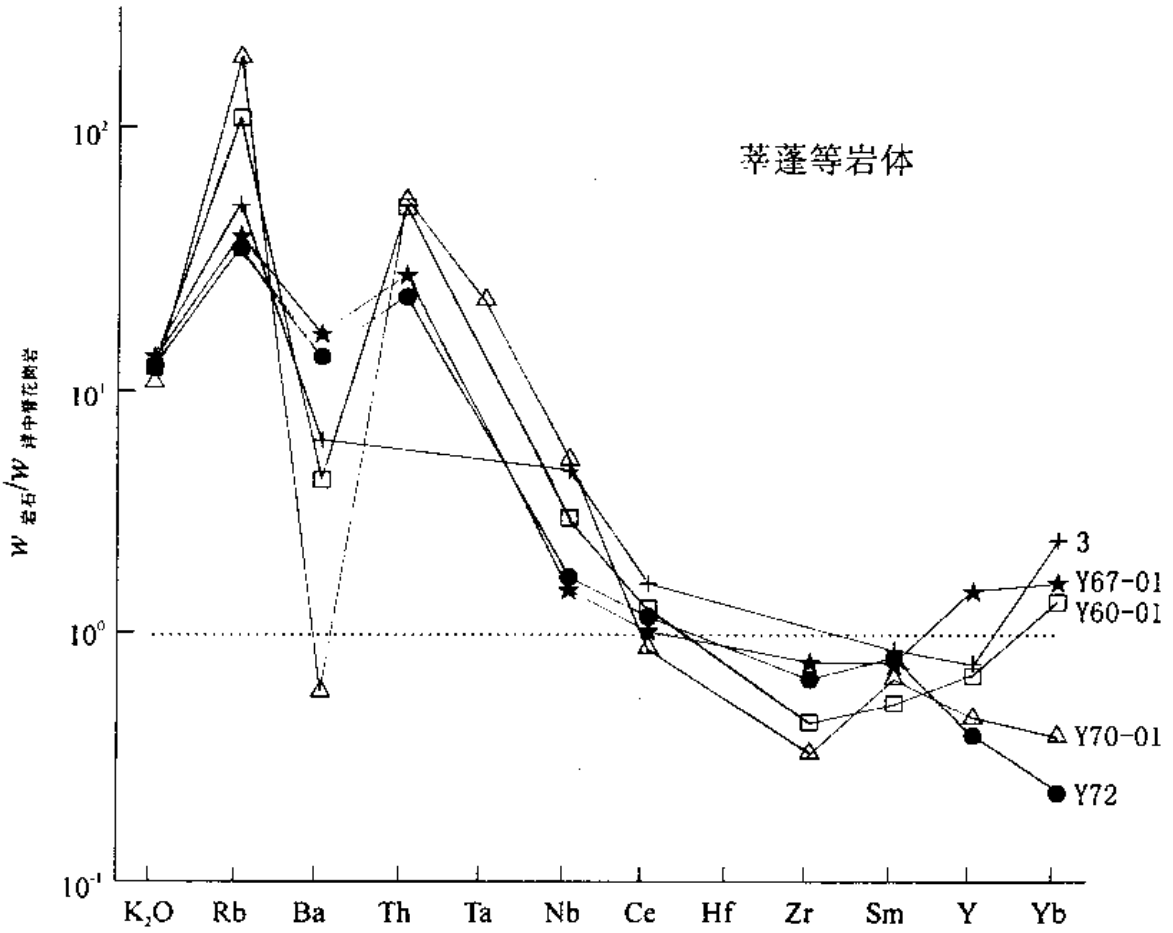


图 2-11　系列Ⅰ花岗岩微量元素构造环境判别图（一）

$w(Th)/w(U)$上，两者几乎相等，同样，在洋中脊花岗岩标准化曲线（图 2-15)上，两者形态完全一致，几乎重合，说明深熔花岗岩建造、混合岩建造在物质来源上的相似性，两种建造均为以浅源再循环地壳物质为主所形成的岩石（系列Ⅰ），按系列划分，深熔花岗岩应归入喜马拉雅系列（系列Ⅰ），混合岩应属云开系列（系列Ⅰ）（王联魁等，1989)。

应当指出，图 2-15 的两种建造洋中脊花岗岩标准化曲线特征，均类似于碰撞型或火山弧型花岗岩；从 Rb 的富集和 Ba 的相对亏损看，更接近碰撞型花岗岩。

第六节　花岗岩建造系列的稀土元素地球化学特征

一、系列Ⅰ和系列Ⅱ花岗岩的稀土元素元素地球化学特征

系列Ⅰ花岗岩 21 个稀土元素分析结果（表 2-13）包括小坑、诸广山、贵东、佛岗、大王山、锡山、莘蓬、鹦鹉岭、小南山和圹口等 10 个岩体，系列Ⅱ花岗岩 26 个稀土元素分析结果（表 2-14）包括小坑、上垄、扶溪、大宝山、佛岗、联合、四会、黄田、伍村、轮水、岗美、马山和石蕨等 13 个岩体。重要的岩体均有稀土元素分析结果，可以代表整个吴川-四会断裂带中不同系列花岗岩的稀土元素特征。系列Ⅰ花岗岩稀土元素总量（∑REE；包括 Y，下同)变化较大，从 74.70×10^{-6}到 658.50×10^{-6}，大多数分析结果大于

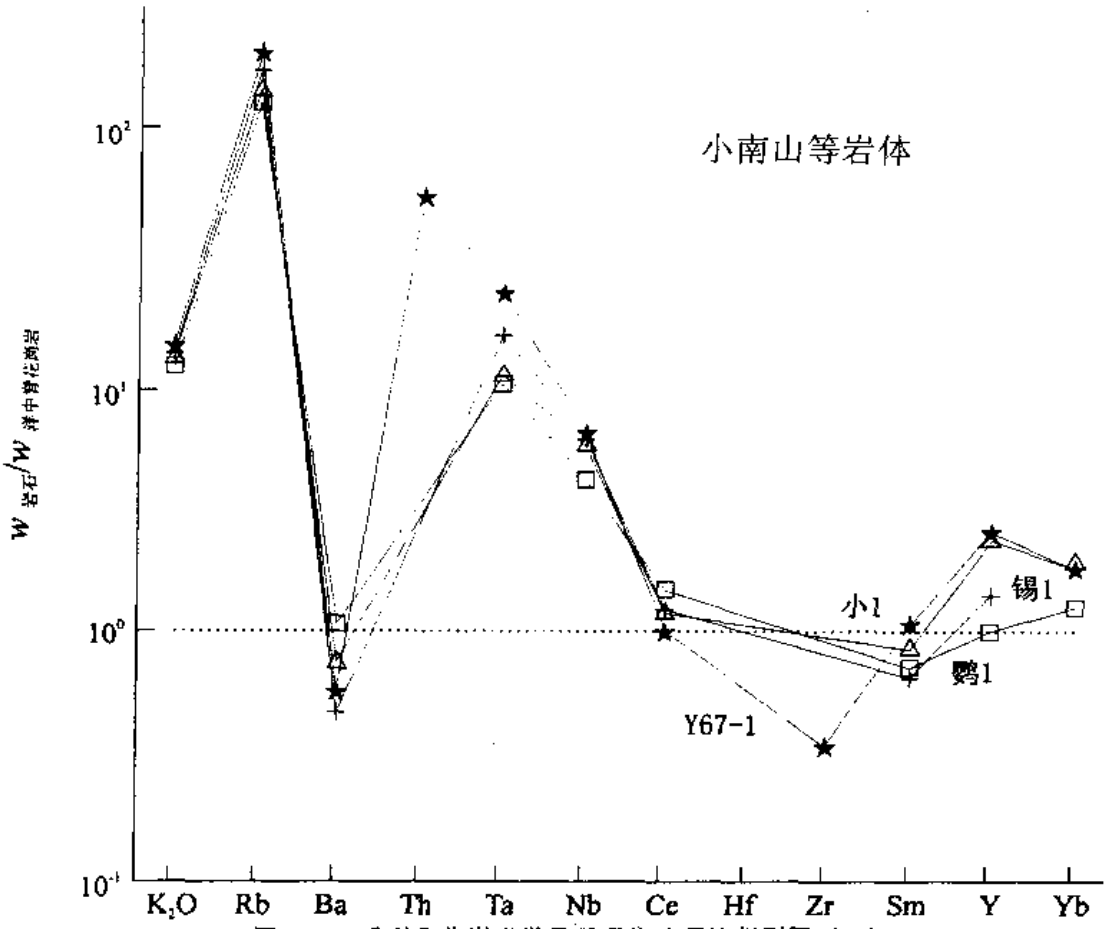


图 2-12 系列Ⅰ花岗岩微量元素构造环境判别图（二）

200×10^{-6}，特别是小坑、佛岗和圩口三岩体总量更高，达 $253\times10^{-6}\sim658.50\times10^{-6}$；第二个特点是 δEu 均为负异常，多数都小于 0.3；第三个特点是 w（LREE）/w（HREE）相对较低，多数小于 7，$(La/Yb)_n$ 低，多数小于 7，即稀土元素的分馏程度较差。系列Ⅱ花岗岩 $\sum$REE 含量变化也比较大，从 108.8×10^{-6}到 390.1×10^{-6}，绝大部分小于 200×10^{-6}；δEu 较大，绝大部分大于 0.5；w（LREE）/w（HREE）相对较高，绝大部分大于 7，$(La/Yb)_n$ 也多数大于 7，稀土元素的分馏程度比系列Ⅰ高。两个系列花岗岩稀土元素特征具有明显区别。

两个系列花岗岩的稀土元素配分模式对比，更显示其各具特点（图 2-16、图 2-17）。系列Ⅰ早期早阶段花岗岩的大王山、圩口、小坑（贵东）岩体与对应的系列Ⅱ花岗岩早期早阶段马山、石寨、轮水、岗美、诸广山（扶溪、上垄）、小坑岩体的稀土元素配分模式截然不同，系列Ⅰ均具明显 δEu 负异常和 LREE 陡、HREE 缓的曲线特征，LREE 端点多数在纵坐标 100 以上，而系列Ⅱ多为不明显的 δEu 负异常，甚至为正异常，呈右倾平缓的曲线，LREE 多数在纵坐标 100 以下，有时还可见 Tb 有不明显的正异常。两图上其余两个系列晚期晚阶段花岗岩稀土元素模式对比也显示出不同，系列Ⅰ的佛岗、诸广山、锡山、鹦鹉岭、苇蓬岩体比系列Ⅱ的大宝山、四会、黄田、伍村、佛岗（禾云）、联合岩体稀土元素配分模式区别更大，系列Ⅰ的 δEu 负异常显著，多具对称的“V”字形曲线，系列Ⅱ则多数仍为右倾平缓的曲线，仅具弱的 δEu 负异常，个别样品 H71（四会）、H72（联会）例外，负铕异常较大，可能与岩浆晚阶段的结晶分异强烈有关（王联魁等，1992）。

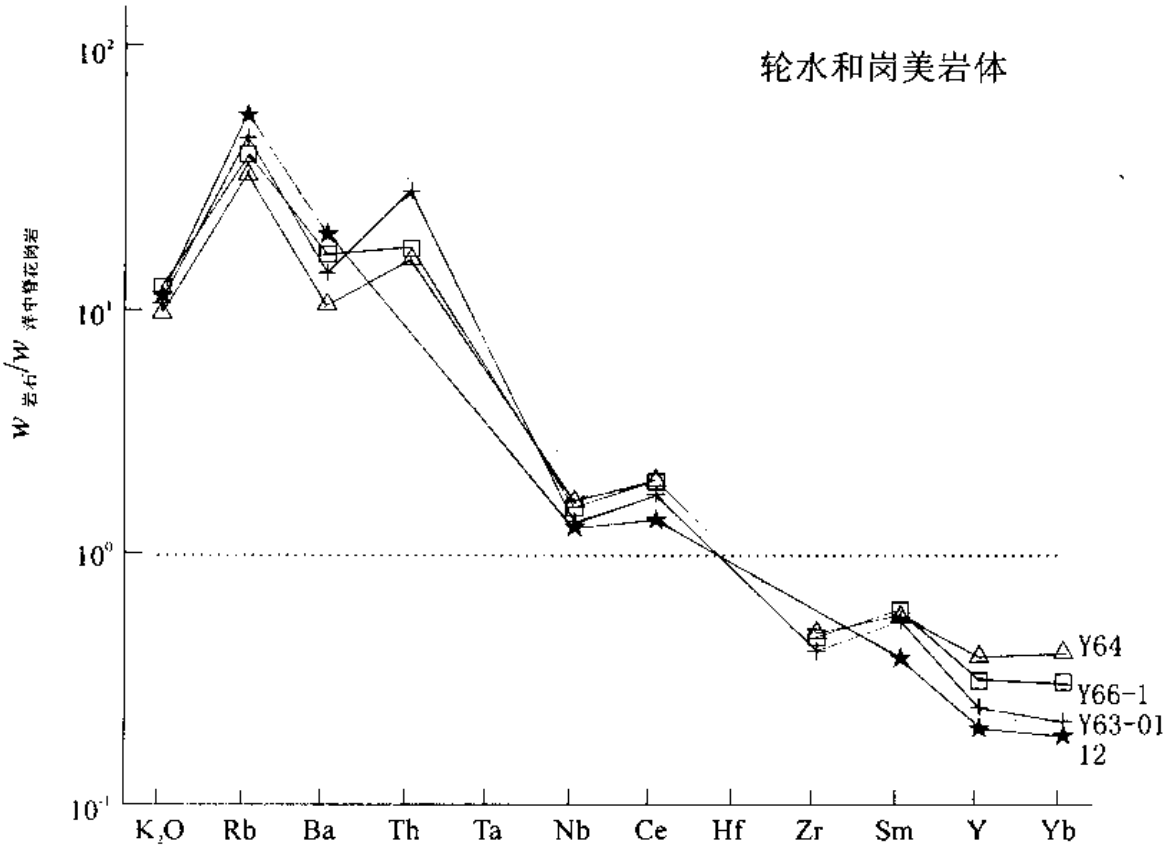


图 2-13　系列Ⅱ花岗岩微量元素构造环境判别图（一）

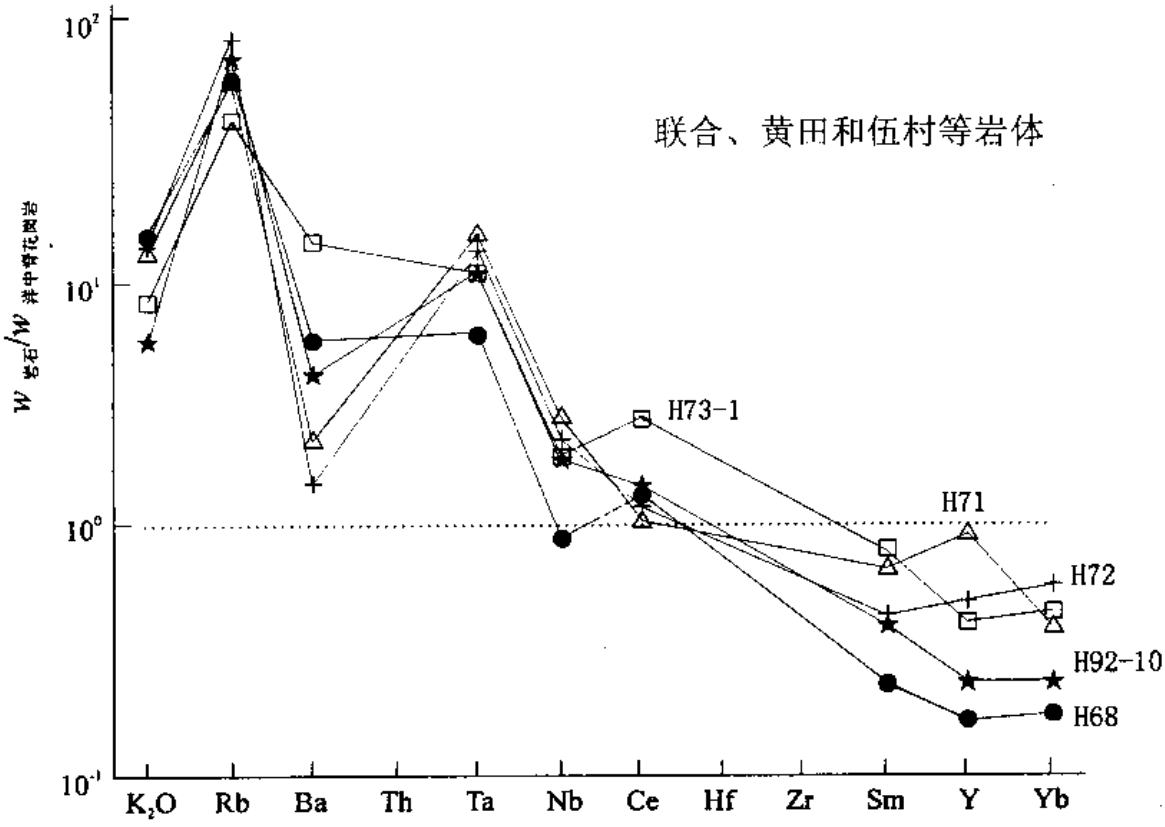


图 2-14　系列Ⅱ花岗岩微量元素构造环境判别图（二）

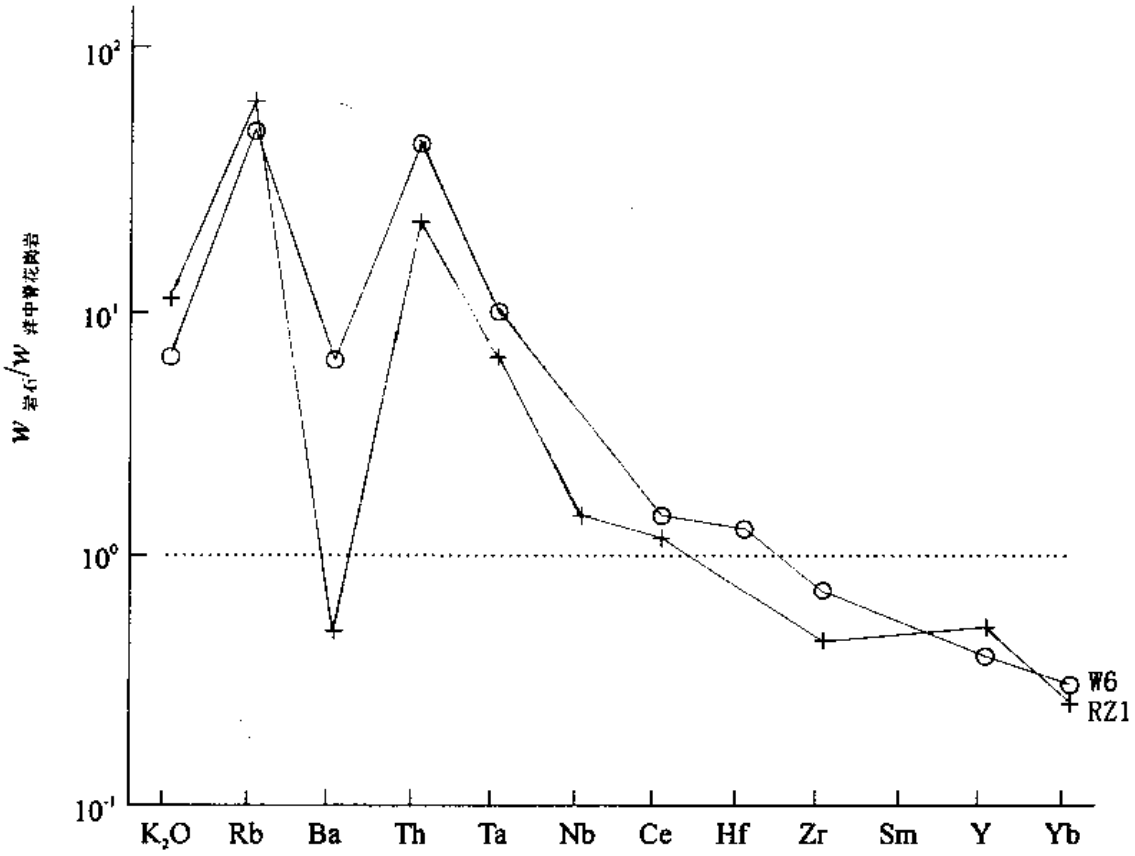


图 2-15　深熔花岗岩（RZ1）和混合岩（W6）建造微量元素构造环境判别图

系列Ⅰ与系列Ⅱ花岗岩具有不同稀土元素含量特征，在二维图解上（图 2-18～图 2-21）显示得更清楚。系列Ⅰ花岗岩分布在高 Yb、Y 与高 HREE 区，系列Ⅱ在低值区内（图 2-18、图 2-19）。系列Ⅱ花岗岩在高 δEu、LREE 与低 HREE 区内，系列Ⅰ则相反，在低 δEu、LREE 与高 HREE 区内（图 2-20、图 2-21）。

对大多数花岗岩来说，系列Ⅰ具有高的稀土元素含量、低的 δEu 和轻重稀土元素分馏相对较小的特点，系列Ⅱ花岗岩具有相反特征。表现在图解上（图 2-18－图 2-21），这些特征更是一目了然，这可能反映两个系列花岗岩物质来源的不同：系列Ⅰ花岗岩主要来源于再循环地壳物质，源区相对富集稀土元素，在部分熔融（重熔）中，源区残留矿物相对富斜长石，使花岗岩熔体具 δEu 负异常，残留矿物中没有或很少有石榴子石，导致花岗岩熔体相对富 HREE，产生稀土元素分馏较差的效应；系列Ⅱ花岗岩主要来源于原生地壳物质或上地幔，源区与再循环地壳物质相比，一般情况下相对贫稀土元素，在部分熔融中，源区残留矿物可能主要是辉石、橄榄石（或石榴子石）、角闪石及少部分斜长石（或无），导致花岗岩熔体相对富 LREE 及没有或很少有 δEu 负异常。至于两个系列花岗岩稀土元素总含量摆动大小、曲线纵向形态变化大，特别是系列Ⅰ个别样品低至 74.7×10^{-6} 等，可能与晚阶段花岗岩结晶分异有关；有的重稀土元素偏高，呈“V”字形曲线，可能与岩浆液态分离的气液分馏作用有一定联系（王联魁等，2000）。

表 2-13 吴川-四会断裂带南岭系列(系列Ⅰ)花岗岩稀土元素组成($w_B/10^{-6}$)

样品号	ZK02	变3	变4	$\gamma_5^{2(3)b}$	$\gamma_5^{2(3)a}$	69	DY3	DY6	DY7	DY11	HS45	HS01	HS20	IG-88	IG-94	IG-227	IG-218	IG-114	IG-80	IG-289	IG-293
岩石名称	不等粒二云母花岗岩	斑状花岗岩	斑状二云母花岗岩	细粒二云母花岗岩	石榴二云母花岗岩	中粗粒花岗岩	斑状花岗岩	中粗粒花岗岩	中粗粒花岗岩	斑状花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	斑状花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩
岩体	小坑	诸广山	诸广山	诸广山	诸广山	贵东	佛岗	佛岗	佛岗	佛岗	大王山	大王山	大王山	锡山	锡山	莘蓬	鹦鹉岭	鹦鹉岭	小南山	圹口	圹口
La	47.60	54.10	22.90	6.80	4.90	23.54	57.50	63.00	235.00	156.00	40.70	32.67	40.32	20.50	21.30	16.20	20.50	25.60	17.90	47.70	68.20
Ce	100.60	172.50	89.90	21.70	14.10	47.65	93.00	110.00	120.00	100.00	84.02	6.89	66.63	34.20	42.30	42.30	52.90	48.80	39.90	97.70	146.50
Pr	11.60	23.80	12.20	3.30	2.50	5.32	10.00	14.00	36.00	15.00	9.36	6.99	8.61	8.30	8.30	6.00	8.10	8.10	7.60	16.60	20.70
Nd	38.70	59.00	32.40	8.30	9.90	17.71	44.00	51.00	137.00	50.00	36.39	28.63	35.34	36.00	24.00	15.40	21.40	24.00	24.90	39.40	50.00
Sm	7.50	12.00	9.10	3.20	6.50	4.07	8.95	7.00	22.00	7.70	7.27	6.31	3.79	9.50	5.90	4.70	7.30	6.20	7.90	8.60	12.10
Eu	0.60	1.00	0.70	0.10	0.10	0.37	1.35	1.10	3.80	0.51	1.49	1.04	1.12	0.17	0.17	0.11	0.06	0.19	0.17	0.80	1.50
Gd	5.60	7.00	6.50	3.10	9.20	3.33	6.00	5.40	35.00	6.10	6.39	6.39	7.93	12.10	8.80	5.00	6.50	5.90	12.10	6.20	7.60
Tb	0.80	1.50	1.40	0.80	1.70	0.89	0.95	0.72	4.80	1.30	1.09	1.18	1.38	2.70	2.20	1.10	1.60	1.30	2.90	1.40	1.40
Dy	5.00	4.60	7.10	6.20	18.70	3.99	6.40	4.00	28.00	9.10	5.43	6.62	8.94	16.60	12.20	7.70	13.10	10.50	18.30	6.30	6.40
Ho	0.90	0.90	1.10	0.80	3.20	0.79	1.21	0.60	4.30	1.20	1.00	1.35	1.75	4.00	2.80	1.90	2.90	2.50	4.30	1.50	1.30
Er	2.60	2.10	2.30	2.30	10.00	2.32	3.35	1.35	11.00	3.30	2.45	3.71	5.07	17.50	8.70	8.70	14.00	7.90	14.90	5.00	4.50
Tm	0.40	0.40	0.40	0.50	1.50	0.40	0.49	0.19	1.40	0.54	0.33	0.55	0.71	2.10	1.40	1.20	1.60	1.30	2.10	0.60	0.60
Yb	2.60	1.60	2.70	4.00	5.80	2.56	2.90	1.10	8.50	2.20	1.78	3.06	4.45	14.10	9.70	10.50	17.60	9.70	14.90	5.80	3.90
Lu	0.40	0.20	0.20	0.20	8.10	0.35	0.48	0.21	1.10	0.31	0.28	0.45	0.61	2.10	1.70	1.20	2.40	1.50	2.20	1.00	0.80
Y	28.10	12.30	15.20	13.40	38.20	-	27.00	15.00	10.60	20.00	26.37	32.42	48.57	173.20	102.40	47.20	51.10	67.70	173.20	38.60	29.80
∑REE	253.00	353.00	204.10	74.70	134.40	113.09	263.58	274.67	658.50	373.26	224.35	138.26	230.72	353.07	251.87	169.21	221.06	221.69	343.27	277.20	355.30
∑LREE	206.60	322.40	167.20	43.40	38.00	98.66	214.80	246.10	553.80	329.21	179.23	82.53	156.31	108.67	101.97	84.71	110.26	112.89	98.37	210.80	299.00
∑HREE	18.30	18.30	21.70	17.90	58.20	14.43	21.78	13.57	94.10	24.05	18.75	23.31	25.84	71.20	47.50	37.30	59.70	41.10	71.70	27.80	26.50
w(LREE)/w(HREE)	11.90	17.62	7.70	2.42	0.65	6.84	9.86	18.14	4.07	13.69	9.58	3.54	6.05	1.53	2.15	2.27	1.85	2.75	0.95	7.58	11.28
δEu	0.27	0.31	0.27	0.10	0.04	0.30	0.53	0.53	0.42	0.22	0.65	0.50	0.61	0.05	0.07	0.07	0.03	0.09	0.05	0.32	0.45
w(Sm)/w(Nd)	0.19	0.20	0.28	0.39	0.66	0.23	0.20	0.14	0.16	0.15	0.20	0.22	0.11	0.26	0.25	0.31	0.34	0.26	0.32	0.22	0.24
$(La/Yb)_n$	12.34	22.80	5.72	1.15	0.57	6.20	13.37	38.61	18.64	47.81	15.42	7.20	6.18	0.98	1.48	1.04	0.79	1.78	0.81	5.54	11.79
w(La)/w(Sm)	6.35	4.51	2.52	2.13	0.75	5.78	6.42	9.00	10.68	20.26	5.60	5.18	10.77	2.16	3.61	3.45	2.81	4.13	2.27	5.55	5.64
资料来源	本文	①	①	①	①	②	③	③	③	③	④	④	④	⑤	⑤	⑥	⑤	⑤	⑤	⑦	⑦

注:∑REE 包括 Y;①广东省地矿局 705 地质大队,211 矿区地质特征及成矿规律,1986;②章邦桐(1992);③广东省地矿局 706 地质大队,1:5 万石潭一沙河幅区调报告;④王鹤年等(1992);⑤广东省地矿局区调大队,1:5 万潭水幅区调报告;⑥广东省地矿局 704 地质大队,1:5 万阳春幅区调报告;⑦ 马大铨等(1985)。

表 2-14　吴川-四会断裂带长江系列(系列Ⅱ)花岗岩稀土元素组成($w_B/10^{-6}$)

样品号	B14	B9-2	同1	同2	1	3	6	7	9	DY14	DY2	DY1	H73-1	H72	H71	H68	H92	Y66-01	Y63-01	Y64	IG-1	IG-14	IG-38	IG-26	IG116	IG161
岩石名称	石英闪长玢岩	石英闪长玢岩	云辉闪长岩	花岗闪长岩	次英安斑岩	次英安斑岩	闪长玢岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	石英闪长岩	斑状二长花岗岩	中粗粒花岗岩	石英闪长岩	中粗粒花岗岩	不等粒花岗岩	钾长花岗岩	二长花岗岩	石英闪长岩	二长花岗岩	花岗岩	二长花岗岩	二长花岗岩	中粗粒二长花岗岩	斑状二长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩
岩　体	小坑	小坑	上塞	扶溪	大宝山	大宝山	大宝山	大宝山	大宝山	佛岗	佛岗	佛岗	联合	联合	四会	黄田	伍村	轮水	轮水	轮水	岗美	岗美	岗美	马山 石	寨石	寨
La	33.34	29.90	15.10	20.50	35.10	28.41	108.00	71.00	41.10	42.30	50.00	76.00	46.53	19.97	16.29	28.85	26.71	38.30	39.20	44.80	27.30	27.30	32.40	26.00	20.50	25.60
Ce	58.70	55.30	41.10	56.00	64.80	56.82	188.00	146.00	88.70	40.78	90.00	123.00	91.94	41.17	37.98	50.86	46.78	66.20	62.90	68.40	47.20	47.20	48.80	60.20	35.80	52.10
Pr	7.10	6.47	6.20	8.50	7.65	7.52	29.00	17.30	9.10	8.52	10.00	14.20	9.30	4.21	4.54	4.43	4.75	7.60	6.40	6.65	5.80	6.10	6.50	8.20	6.00	7.10
Nd	24.60	21.90	17.20	22.90	26.52	28.55	71.00	41.00	28.70	26.84	40.00	56.00	38.38	17.00	21.30	15.35	19.39	35.60	28.70	30.50	18.80	18.90	19.70	28.30	18.60	24.00
Sm	4.00	3.70	4.40	5.40	5.29	5.03	9.30	6.90	5.00	4.48	8.00	10.70	7.27	4.14	6.73	2.29	3.91	5.28	5.06	5.31	3.50	3.60	4.10	6.10	3.80	4.30
Eu	0.90	0.80	1.00	1.40	1.16	1.14	1.60	0.77	1.07	1.55	1.32	2.15	1.44	0.28	0.38	0.45	0.84	1.67	1.15	1.16	0.73	0.77	0.77	1.50	0.86	1.20
Gd	2.90	2.50	3.50	3.40	4.88	5.05	4.90	4.50	3.05	5.29	5.90	6.45	5.91	4.18	7.52	1.68	3.35	4.62	3.62	4.42	2.50	2.40	2.40	4.80	2.40	4.00
Tb	0.30	0.30	0.80	0.90	0.77	1.07	1.00	0.99	0.81	1.02	0.95	1.06	1.02	0.86	1.58	0.33	0.62	0.79	0.61	0.83	0.60	0.70	0.90	1.20	0.80	1.00
Dy	2.20	2.00	3.10	4.10	4.22	5.20	4.10	2.40	2.25	4.97	5.80	6.35	5.18	5.14	10.12	1.49	2.98	4.89	3.65	5.46	2.60	2.30	2.50	3.70	2.40	3.80
Ho	0.40	0.40	0.70	0.80	0.96	1.01	0.63	0.44	0.44	1.05	1.10	1.15	1.07	1.14	2.21	0.38	0.61	0.96	0.74	1.17	0.54	0.59	0.63	0.87	0.68	0.78
Er	1.20	1.00	1.60	1.90	2.75	3.33	2.30	1.60	1.63	3.24	2.90	3.05	3.17	3.75	6.89	1.22	1.78	2.49	1.93	3.31	1.57	1.57	1.50	2.30	1.70	2.30
Tm	0.20	0.10	0.30	0.40	0.39	0.41	0.22	0.21	0.23	0.35	0.48	0.42	0.57	0.68	1.20	0.23	0.32	0.37	0.27	0.52	0.21	0.24	0.27	0.35	0.34	0.30
Yb	1.10	0.90	1.70	2.00	3.13	3.39	1.70	2.30	2.00	2.37	2.65	2.65	3.70	4.77	8.34	1.50	2.02	2.31	1.66	3.23	1.58	1.76	1.84	2.80	2.28	1.93
Lu	0.20	0.10	0.20	0.20	0.39	0.38	0.35	0.23	0.34	0.35	0.39	0.36	0.64	0.80	1.31	0.29	0.33	0.36	0.26	0.51	0.28	0.18	0.18	0.23	0.18	0.39
Y	13.10	11.00	11.90	12.40	25.76	27.14	18.00	18.30	4.90	27.24	24.00	23.00	30.32	38.51	70.54	12.68	17.37	21.30	16.80	27.80	14.20	13.40	15.00	16.50	15.70	17.30
ΣREE	150.24	136.37	108.80	143.80	183.77	174.45	390.10	313.94	190.32	170.36	243.49	326.51	246.44	144.60	191.93	122.06	131.77	192.74	172.92	204.07	127.41	127.01	137.49	163.05	112.04	146.60
ΣLREE	128.64	118.07	85.00	117.70	140.52	127.47	356.90	282.97	174.67	124.48	199.32	282.05	194.86	86.77	87.22	102.23	102.39	154.65	143.38	156.82	108.33	108.87	112.27	130.30	85.56	114.80
ΣHREE	8.50	7.30	11.90	13.70	17.49	19.84	15.20	12.67	10.75	18.64	20.17	21.46	21.26	21.32	34.17	7.12	12.01	16.79	12.74	19.45	9.88	9.74	10.22	16.25	10.78	14.50
w(LREE)/w(HREE)	15.13	16.17	7.14	8.59	8.08	6.42	23.43	22.33	16.25	6.68	9.88	13.15	9.17	4.07	2.55	14.36	8.53	9.21	11.25	8.08	10.46	10.66	10.99	8.02	7.94	7.92
δEu	0.77	0.76	0.75	0.93	0.69	0.68	0.65	0.40	0.78	0.97	0.56	0.73	0.65	0.20	0.16	0.67	0.69	1.01	0.79	0.71	0.72	0.76	0.69	0.82	0.81	0.82
w(Sm)/w(Nd)	0.16	0.17	0.26	0.24	0.20	0.18	0.13	0.17	0.17	0.17	0.20	0.19	0.19	0.24	0.32	0.15	0.20	0.15	0.18	0.17	0.19	0.19	0.21	0.22	0.20	0.20
$(La/Yb)_n$	20.43	22.40	5.99	6.91	7.56	5.65	42.83	20.81	13.85	12.06	12.72	19.34	8.48	2.82	3.29	12.97	8.91	11.18	15.92	9.35	11.65	10.46	11.87	6.26	6.06	8.94
w(La)/w(Sm)	8.34	8.06	3.43	3.80	6.64	5.65	11.61	10.29	8.22	9.44	6.25	7.10	6.40	4.82	2.42	12.60	6.83	7.25	7.79	8.44	7.80	7.58	7.90	4.26	5.39	5.33
资料来源	本文		①	①	②	②	②	②	②	③	③	③	本文	本文	本文	本文	本文	本文	本文	本文	④	④	④	④	⑤	⑥

注：ΣREE 包括 Y；①广东省地矿局 705 地质大队，211 矿区地质特征及成矿规律，1986；②宜昌地质矿产研究所，粤北大宝山及其外围地区多金属成矿条件、构造控岩控矿规律及隐伏矿床预测，1989；③广东省地矿局 706 地质大队，1:5 万石潭—沙河幅区调报告；④广东省地矿局区调大队，1:5 万潭水幅区调报告；⑤ 广东省地矿局 704 地质大队，1:5 万阳春幅区调报告；⑥广东省地矿局(1988)。

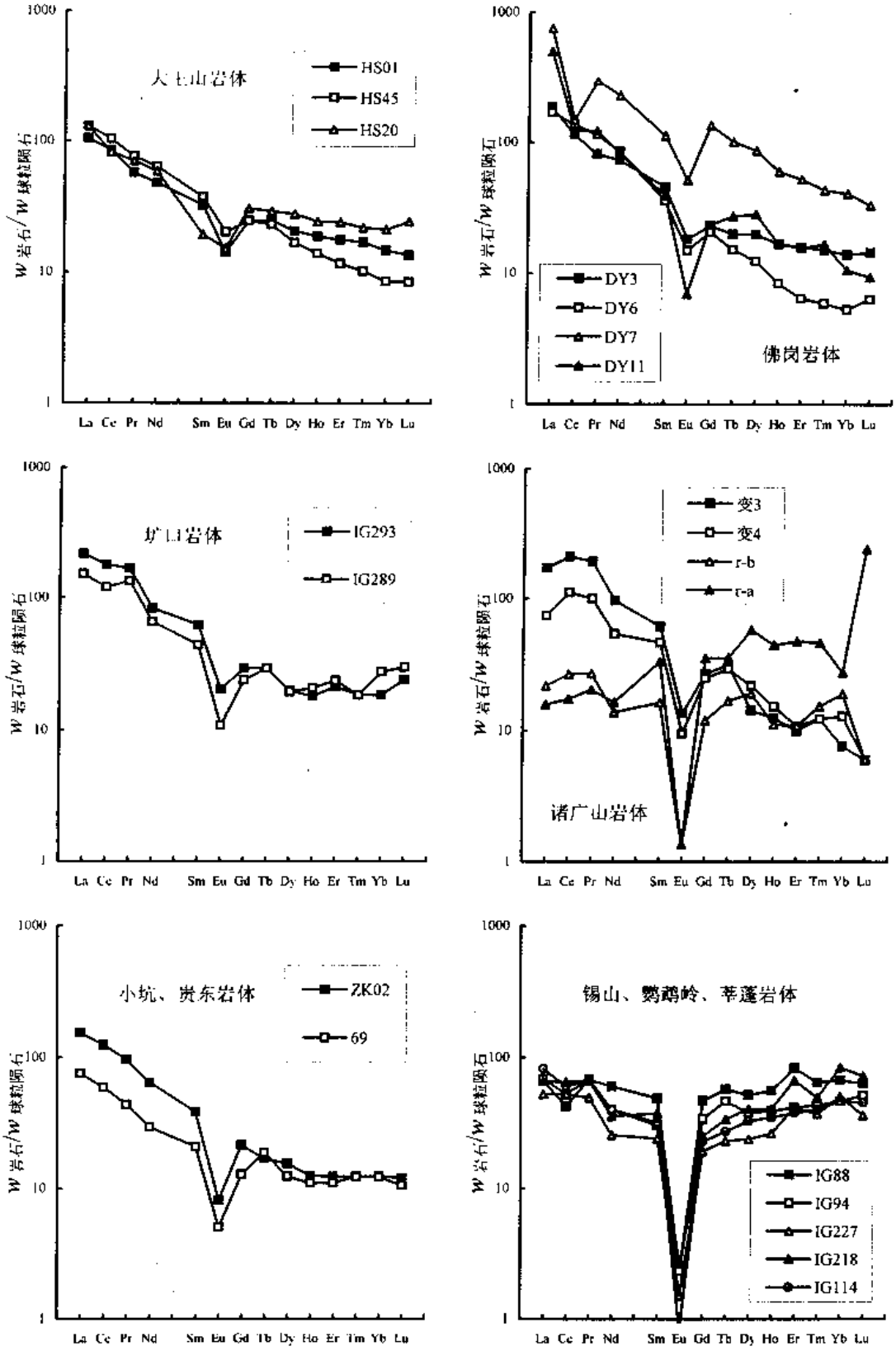


图 2-16　系列Ⅰ花岗岩的稀土元素配分模式

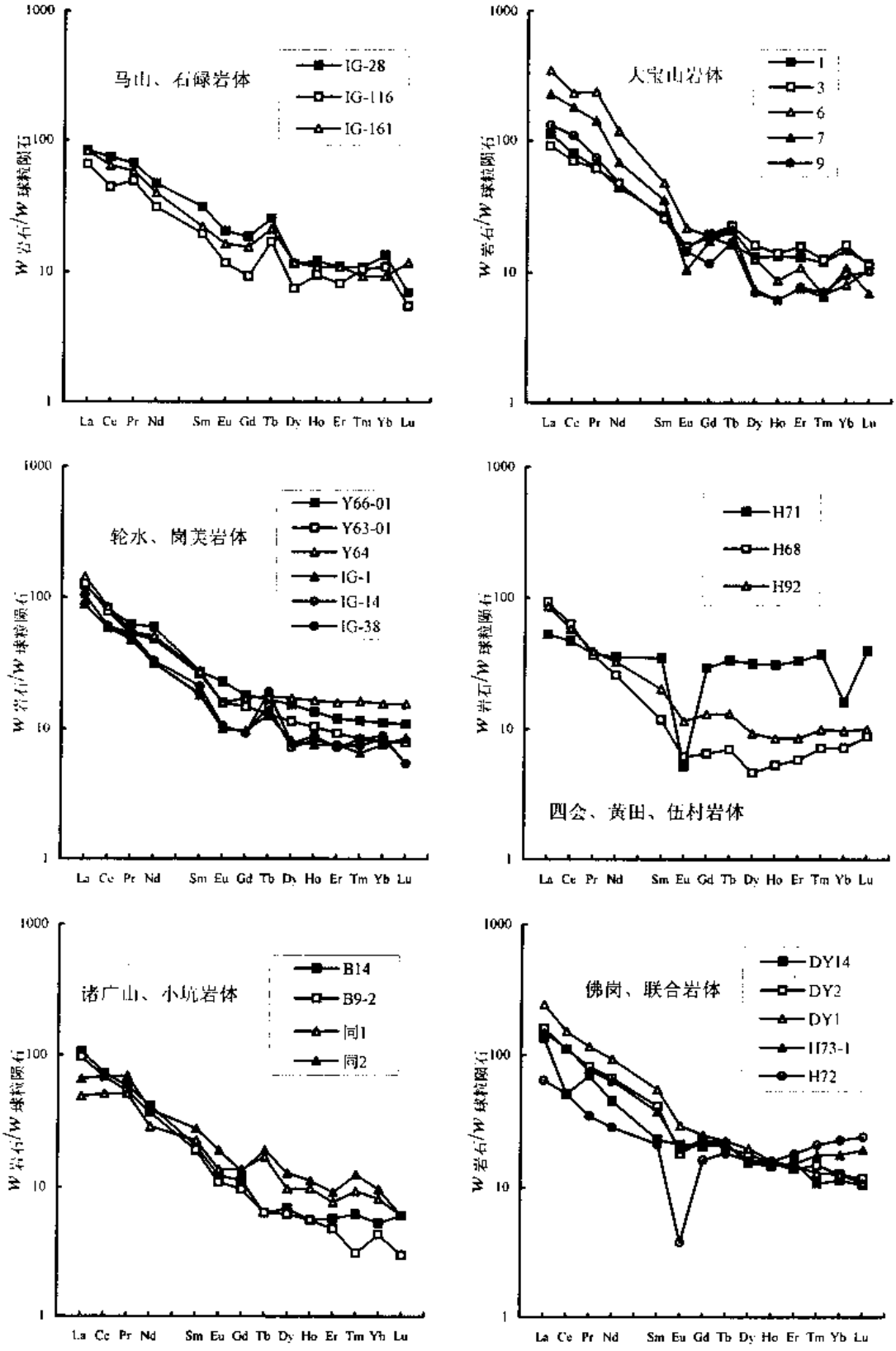


图 2-17　系列Ⅱ花岗岩的稀土元素配分模式

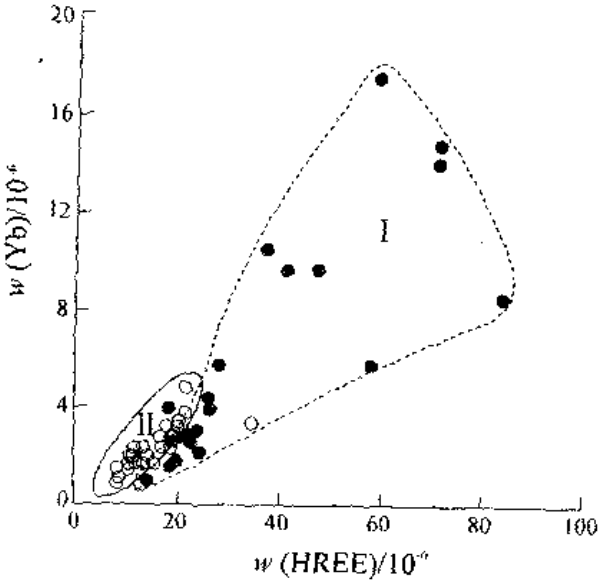


图 2-18 系列Ⅰ（Ⅰ）和系列Ⅱ（Ⅱ）花岗岩的 w（Yb）—w（HREE）图

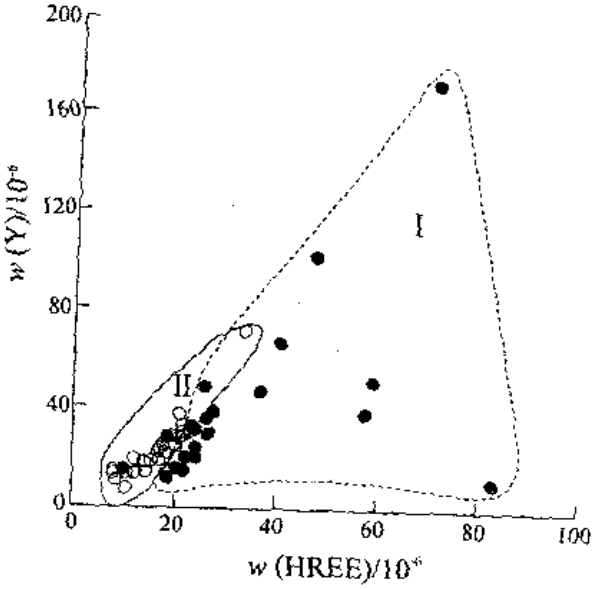


图 2-19 系列Ⅰ（Ⅰ）和系列Ⅱ（Ⅱ）花岗岩的 w（Y）—w（HREE）图

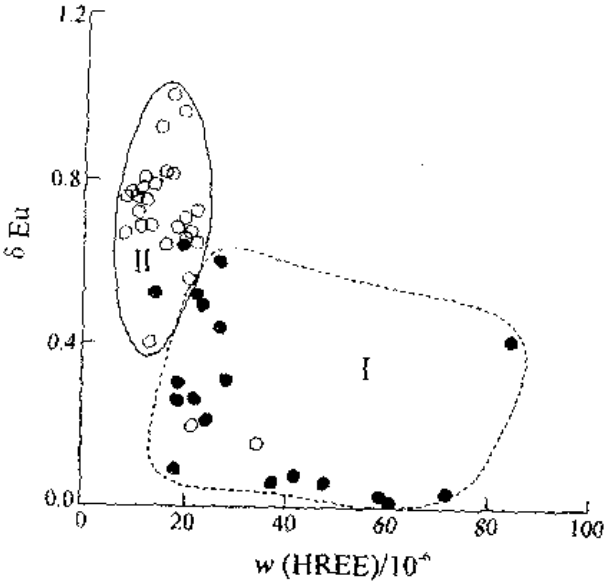


图 2-20 系列Ⅰ（Ⅰ）和系列Ⅱ（Ⅱ）花岗岩的 δEu—w（HREE）图

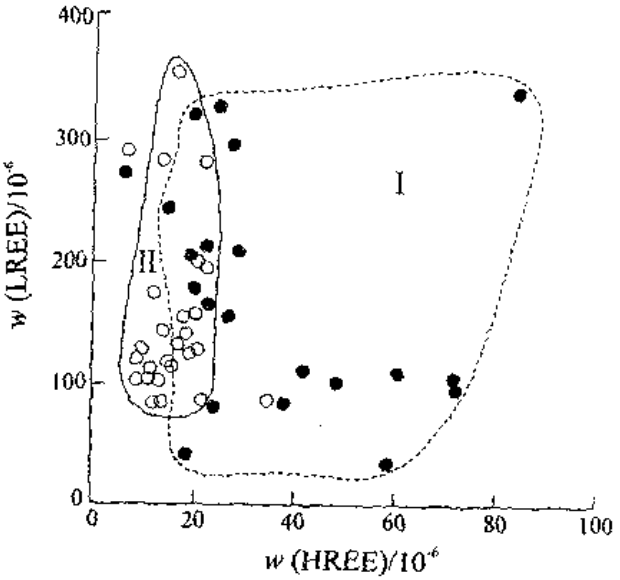


图 2-21 系列Ⅰ（Ⅰ）和系列Ⅱ（Ⅱ）花岗岩的 w（LREE）—w（HREE）图

两个系列花岗岩稀土元素的许多区别和二维图分区，还可作为判别两个系列花岗岩的稀土元素标志。

二、深熔花岗岩与混合岩建造的稀土元素特征（表 2-15）

深熔花岗岩建造广宁、合水等岩体的 3 个稀土元素分析样品和混合岩建造石涧、铁硐等岩体的 3 个稀土元素分析样品，除变粒岩外，两个建造稀土元素许多参数差别不太明显，说明两种建造的物质来源有相似性，可能均为再循环地壳物质所形成的产物。但两者还存在差异，如一些参数：$w(\sum REE)$、$w(LREE)/w(HREE)$、$w(La)/w(Sm)$、$w(LREE)$等，

混合岩建造略高于深熔花岗岩建造。这些特征在图解（图 2-22～图 2-24）上反映得更清楚，两个建造分别投入不同区内，混合岩建造在高w(LREE)/w(HREE)、$(La/Yb)_n$、w(La)/w(Sm)区内，说明稀土元素分馏程度略高，而深熔程度较低；低深熔程度会导致岩石含有较多的残留体，残留矿物磷灰石、黑云母也多，由于这两种矿物富集稀土元素，特别是轻稀土元素，故混合岩建造具有稀土元素分馏程度高和稀土元素总量略高的特点。深熔花岗岩建造则落在低值区内，表明稀土元素分馏程度相对低和深熔程度相对高的特征，因此含残留体也较少。

表 2-15　吴川-会断裂带深熔花岗岩、混合岩建造稀土元素组成（$w_B/10^{-6}$）

建　造	深熔花岗岩			混合岩		
样品号	RZ1	W1	1030	H78	H78-4	1253-1
岩石名称	花岗岩	花岗岩	二长花岗岩	混合岩化变粒岩	混合岩	条带混合岩
岩　体	广　宁	广　宁	合　水	石　洞	石　洞	铁　硐
La	17.74	15.30	37.01	19.32	33.34	38.65
Ce	40.80	33.60	46.91	36.63	72.61	84.40
Pr	7.79	9.70	7.62	3.63	7.43	5.18
Nd	19.04	16.60	11.69	14.45	31.51	19.31
Sm	5.12	4.38	6.16	3.27	7.49	5.83
Eu	0.71	0.61	1.39	1.14	0.99	0.62
Gd	4.44	3.90	4.36	2.84	6.13	4.85
Tb	0.86	1.48	0.77	0.39	1.00	0.61
Dy	3.91	2.75	4.07	1.50	4.03	3.62
Ho	0.71	0.96	0.87	0.23	0.71	0.76
Er	1.78	2.03	2.24	0.59	1.66	1.99
Tm	0.35	0.84	0.37	0.10	0.27	0.37
Yb	1.93	1.14	3.89	0.66	1.32	3.39
Lu	0.30	0.15	0.36	0.11	0.20	0.31
Y	33.82	13.20	44.92	5.77	19.31	35.62
∑REE	139.30	106.64	172.63	90.63	188.00	205.51
LREE	91.22	80.19	110.78	78.44	153.37	153.99
HREE	14.28	13.25	16.93	6.42	15.32	15.90
w(LREE)/w(HREE)	6.39	6.05	6.54	12.22	10.01	9.68
δEu	0.45	0.44	0.78	1.12	0.43	0.35
w(Sm)/w(Nd)	0.27	0.26	0.53	0.23	0.24	0.30
(La/Yb)n	6.20	9.05	6.41	19.74	17.03	7.69
w(La)/w(Sm)	3.46	3.49	6.01	5.91	4.45	6.63
资料来源	①	①	②			②

注：∑REE 包括 Y；① 广东省地矿局 719 地质大队，区调内部资料，1989；②广东省地矿局 704 地质大队，1:5 万阳春幅区调报告。

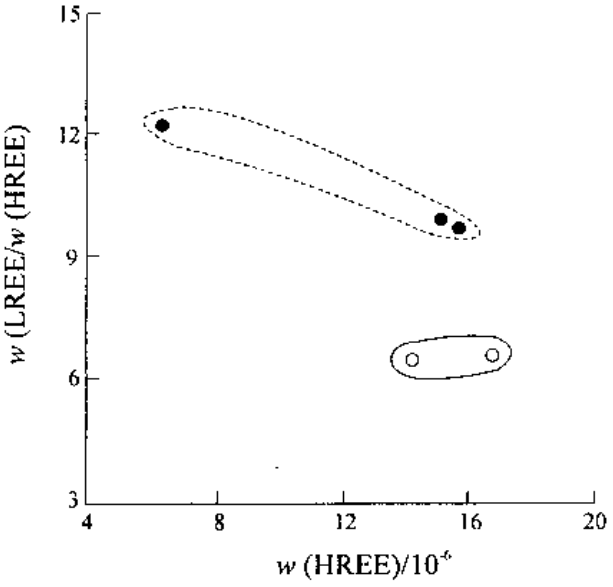


图 2-22 深熔花岗岩（○）和混合岩（●）建造的 w（LREE）/w（HREE）—w（HREE）图

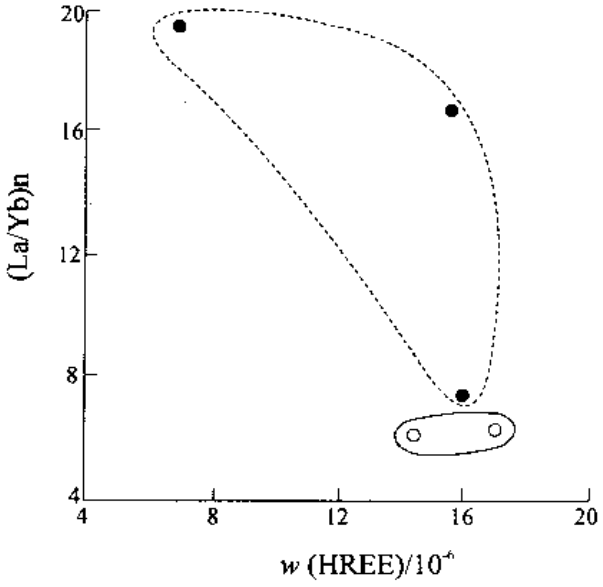


图 2-23 深熔花岗岩（○）和混合岩（●）建造的 $(La/Yb)_n$—w（HREE）图

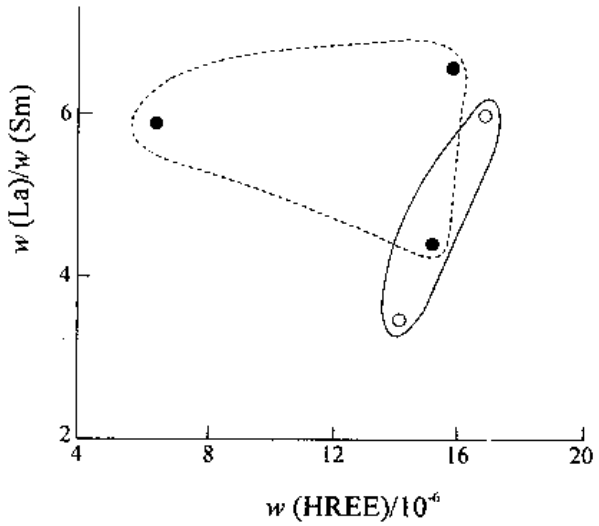


图 2-24 深熔花岗岩（○）和混合岩（●）建造的 w（La）/w（Sm）—w（HREE）图

两种建造花岗岩稀土元素模式也很相似（图 2-25、图 2-26），均为向右倾斜的平缓曲线，与变质泥岩或变质杂砂岩曲线相似，也反映出可能为再循环地壳物质来源的特征。不过，有的曲线显示出 δEu 负异常，这可能与源区残留物中含有较多的斜长石有关。

两个建造的稀土元素地球化学特征表明，深熔花岗岩建造与混合岩建造物质的来源具有一致性，即可能均来源于再循环地壳物质；其差异性指示，相对富含 LREE 和高 w(LREE)/w(HREE)、$(La/Yb)_n$、w(Sm)/w(Nd)的混合岩建造，深熔程度低；而相对贫 LREE、低 w(LREE)/w(HREE)、(La/Yb)n、w(Sm)/w(Nd)的深熔花岗岩建造，深熔程度高，两者具有不同的深熔程度。换言之，两者具有不同深熔的温压条件，有可能前者（混合

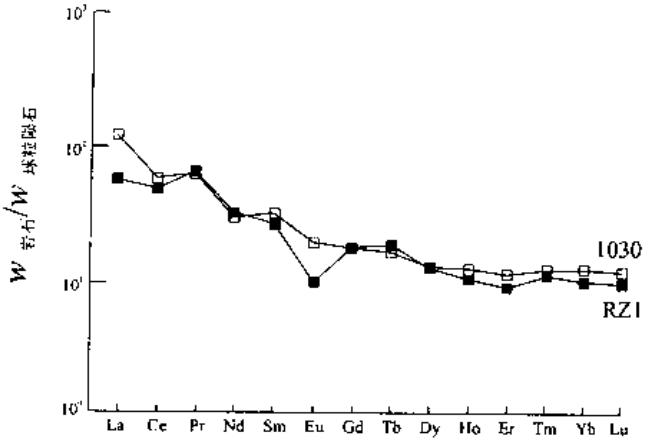


图 2-25　深熔花岗岩建造的稀土元素模式

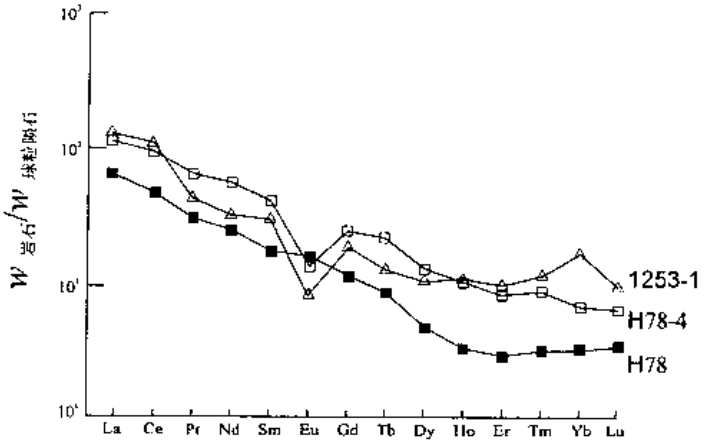


图 2-26　混合岩建造的稀土元素模式

岩）比后者（深熔花岗岩）深熔温度要低些。

第七节　花岗岩建造系列的同位素地球化学特征

吴川-四会断裂带花岗岩已有的锶、氧、钕等同位素资料比较丰富，我们补充了少量锶同位素后，按花岗岩系列、建造进行了综合整理和计算，获得了对划分花岗岩系列、建造和对研究花岗岩成因来源很有意义的依据。

一、锶、氧同位素地球化学

1. 两个系列花岗岩的锶同位素

表 2-16 列出 15 个系列Ⅰ花岗岩全岩的锶初始值，即 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$，包括小南山、莘蓬、锡山、大王山、石牛头、佛岗、贵东、诸广山等岩体，除个别比值外，其余数据均大于 0.7100，平均 0.71663，符合我们提出划分深浅源两个系列花岗岩锶初始比值界线为 0.7100 的标准（王联魁，1982），可作为系列Ⅰ花岗岩为浅源物质或再循环地壳物质为主所形成花岗岩的指标。系列Ⅱ花岗岩有 12 个锶初始值，包括吴川-四会断裂带中的马山、

石蓼、岗美、伍村、大宝山、小坑和扶溪等岩体，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 大部分小于 0.7100，平均 0.70848，指示系列Ⅱ花岗岩物质来源以深源原生地壳或上地幔为主。因此，锶初始比值在吴川-四会断裂带两个系列花岗岩中具有明显区别，系列Ⅰ较高，平均 0.71663，系列Ⅱ较低，平均 0.70848。

表 2-16　吴川-四会断裂带系列Ⅰ与系列Ⅱ花岗岩锶同位素初始值对比（全岩）

南岭系列(系列Ⅰ)					长江系列(系列Ⅱ)				
岩　体	岩石名称	样品号	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	文献	岩　体	岩石名称	样品号	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	文献
小南山	花岗岩	8 点	0.70895	①	马　山	二长岩	11 点	0.7024	①
莘　蓬	花岗岩	8 点	0.71010	②	马　山	二长岩		0.70398	①
锡　山	花岗岩	锡 1	0.71076	③	石　蓼	花岗闪长岩		0.7086	①
大王山	花岗岩		0.7200	④	石　蓼	花岗闪长岩	桂 1	0.7081	③
大王山	花岗岩		0.7104	⑤	岗　美	二长花岗岩	桂 2	0.70615	③
石牛头	花岗岩	崔 1	0.7238	⑥	伍　村	二长花岗岩(Ap)	H92	0.70631	本文
佛　岗	中细斑状花岗岩	DY	0.7126	⑤	伍　村	二长花岗岩	W35-73	0.7065	⑪
佛　岗	中粗斑状花岗岩	DY11-30	0.7146	⑤	大宝山	次英安斑岩		0.7187	⑫
贵　东	巨斑状花岗岩	$\gamma_5^{2(1)}$	0.7236	⑦	扶　溪	花岗闪长岩		0.7100	⑩
诸广山	斑状二长花岗岩	ZG-02-1	0.7277	⑧	扶　溪	花岗闪长岩	ZG-09-1	0.7106	⑧
诸广山	中粗粒花岗岩	ZG-05-5	0.7177	⑧	小　坑	石英闪长玢岩	3 点	0.70918	本文
诸广山	二云母花岗岩		0.7162	⑨	小　坑	石英闪长玢岩(Ap)		0.70934	本文
诸广山	中粗粒斑状花岗岩	$\gamma_5^{2(1)a}$	0.7143	⑩					
诸广山	巨斑状二长花岗岩	$\gamma_5^{1(1)}$	0.7113	⑩					
诸广山	二云母花岗岩	$\gamma_5^{3(1)b}$	0.7266	⑩					
平　均			0.71663		平　均			0.70848	

注：①广东省地矿局区调大队，1:5 万潭水幅区调报告；②广东省地矿局 704 地质大队，1:5 万阳春幅区调报告；③桂训唐（1991）；④王鹤年（1992）；⑤广东省地矿局 706 地质大队，1:5 万石潭—沙河幅区调报告；⑥崔遥（1989）；⑦张祖还（1991）；⑧李献华（1988）；⑨裴温书（1989）；⑩广东省地矿局 705 地质大队，211 矿区地质特征及成矿规律，1986；⑪伍广宇（1986）；⑫宜昌地质矿产研究所，粤北大宝山及外围地区多金属成矿条件、构造控岩控矿规律及隐伏矿床预测，1989。

2. 两个系列花岗岩的氧同位素

表 2-17 列出吴川-四会断裂带系列Ⅰ花岗岩的 28 件样品的 $\delta^{18}O$ 值，包括诸广山、贵东、大王山、圭岗、小南山、莘蓬、锡山、鹦鹉岭和圩口等岩体，14 件系列Ⅱ花岗岩样品的 $\delta^{18}O$ 值，有扶溪、大宝山、伍村、石蓼、岗美、马山等岩体。可见，系列Ⅰ花岗岩的 $\delta^{18}O$ 值明显高于系列Ⅱ花岗岩，前者绝大部分大于 10‰，平均为 11.51‰，后者绝大部分小于 10‰，平均 9.12‰，指示前者物质来源以浅源即再循环地壳物质为主，后者以深源原生地壳物质（或上地幔）为主的特点。

3. 混合岩建造和深熔花岗岩建造的锶、氧同位素

由表 2-18 中可见，混合岩建造的 10 件样品的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 均大于 0.7100，平均

0.72167，4 件样品的 $\delta^{18}O$ 值均大于 10‰，平均 12.7‰；深熔花岗岩的 4 件样品的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 也都大于 0.7100，平均 0.71869，4 件样品的 $\delta^{18}O$ 值大部分大于 10‰，平均 10.42‰。

表 2-17　吴川-四会断裂带系列Ⅰ与系列Ⅱ花岗岩氧同位素对比（全岩）

南岭系列(系列Ⅰ)					长江系列(系列Ⅱ)				
岩　体	岩石名称	样品号	$\delta^{18}O$/‰	文献	岩　体	岩石名称	样品号	$\delta^{18}O$/‰	文献
诸广山	小斑二云母花岗岩	$\gamma_5^{1(2)}$	11.57	①	扶　溪	花岗闪长岩	ZG-09-1	8.9	②
诸广山	粗斑二云母花岗岩	$\gamma_5^{1(1)}$	11.28	①	大宝山	次英安斑岩(石英)		11.7	⑦
诸广山	斑状二云母花岗岩	ZG-02-1	10.6	②	大宝山	花岗闪长岩(石英)		10.8	⑦
诸广山	中粗粒花岗岩	ZG-05-5	10.0	②	伍　村	二长花岗岩	W88	10.06	⑧
诸广山	中粗粒斑状花岗岩	$\gamma_5^{2(1)a}$	13.29	①	石　寨	花岗闪长岩		8.7	⑨
诸广山	细粒二云母花岗岩	$\gamma_5^{2(1)b}$	14.47	①	石　寨	花岗闪长岩		10.6	⑨
诸广山	二云母花岗岩		11.9	③	石　寨	花岗闪长岩		7.83	⑤
贵　东	斑状花岗岩	519	12.4	④	石　寨	花岗闪长岩		8.77	⑤
贵　东	花岗岩	528	12.4	④	岗　美	二长花岗岩		8.2	⑥
大王山	粗斑二长花岗岩	1687-A	11.18	⑤	岗　美	二长花岗岩		9.6	⑥
大王山	片麻状花岗岩	451	13.12	⑤	岗　美	二长花岗岩		7.9	⑩
大王山	细粒花岗岩	1227	11.49	⑤	岗　美	二长花岗岩		8.9	⑩
圭　岗	细粒二长花岗岩	1272	16.73	⑤	马　山	二长岩		7	⑥
圭　岗	细粒二长花岗岩	3824	12.5	⑤	马　山	二长岩		8.7	⑥
小南山	花岗岩		9.6	⑥					
小南山	花岗岩		9.8	⑥					
小南山	二长花岗岩		10.78	⑤					
莘　蓬	花岗岩		10.62	⑤					
莘　蓬	花岗岩		10.92	⑤					
莘　蓬	细粒斑状花岗岩		10.06	⑤					
莘　蓬	细粒斑状花岗岩		11.24	⑤					
锡　山	花岗岩		11.2	⑥					
锡　山	花岗岩		11.1	⑥					
锡　山	花岗岩		11.3	⑥					
鹦鹉岭	花岗岩		10.5	⑥					
鹦鹉岭	花岗岩		13.5	⑥					
矿　口	花岗岩		9.2	⑥					
矿　口	花岗岩		9.5	⑥					
平　均			11.51		平　均			9.12	

注：①广东省地矿局 705 地质大队，211 矿区地质特征及成矿规律，1986；②李献华（1988）；③龚温书（1989）；④张祖还（1991）；⑤广东省地矿局 704 地质大队，1:5 万阳春幅区调报告；⑥广东省地矿局区调大队，1:5 万潭水幅区调报告；⑦宜昌地质矿产研究所。粤北大宝山及外围地区多金属成矿条件、构造控岩控矿规律及隐伏矿床预测，1989；⑧伍广宇（1986）；⑨地矿部南岭项目花岗岩专题组（1989）；⑩桂训唐（1991）。

因此，从锶、氧同位素看，两种建造类似，都大于深、浅源的界线值（王联魁，1982），即 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 > 0.7100$、$\delta^{18}O > 10‰$，表明其物质来源都是以浅源物质即再循环地壳物质为主，但前者属混合岩建造中的云开系列Ⅰ，后者属深熔花岗岩建造中的喜马拉雅系列Ⅰ（王联魁，1992）。值得推敲的是，混合岩建造的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 和 $\delta^{18}O$ 值均大于深熔花岗岩建造，前者平均值分别为 0.72167 和 12.7‰，后者分别为 0.71896 和 10.42‰，这样尚不能说明混合岩建造源区的浅源物质一定要高于深熔花岗岩建造。

表 2-18　吴川-四会断裂带混合岩、深熔花岗岩建造锶、氧同位素特征

混合岩建造						深熔花岗岩建造					
岩　体	岩石名称	样品号	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	$\delta^{18}O/‰$	文献	岩　体	岩石名称	样品号	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	$\delta^{18}O/‰$	文献
石　涧	混合岩(Ap)	H78	0.92953			广　宁	二长花岗岩	W1-RZ1	0.7160		①
五　和	混合岩(Bi)	W8	0.71863		①	思　贺	花岗片麻岩		0.71822		②
五　和	混合岩(Bi)	W24	0.72070		①	广　宁	二长花岗岩(Bi)	RZ1	0.72223	10.09	①
五　和	混合岩(Bi)	W51	0.71757		①	广　宁	二长花岗岩		0.7183		②
五　和	混合岩(Bi)	W6	0.72216		①	广　宁	二长花岗岩	RZ2		11	①
五　和	混合岩(Bi)	RZ5	0.71833		①	广　宁	二长花岗岩	W1		10.7	①
石　涧	混合岩(Bi)	W71	0.72331	13.14	①	广　宁	二长花岗岩	D2296		9.87	①
石　涧	混合岩(Bi)	W14	0.73226	11.65	①						
石　涧	混合岩	叶 1	0.7123		②						
石　涧	混合岩	W86		12.94	①						
高　村	混合岩	高 1		13.05	③						
太平顶	混合岩		0.72189		②						
平　均			0.72167	12.7		平　均			0.71869	10.42	

注：$\delta^{18}O$ 为全岩数据；Ap 为磷灰石，Bi 为黑云母。①伍广宇（1986）；②叶伯丹（1989）；③王鹤年（1991）。

二、钕同位素特征

两个系列花岗岩 Nd 同位素与模式年龄区别明显（表 2-19）。吴川-四会断裂带中石蓼、马山、岗美、扶溪等岩体系列Ⅱ花岗岩的 ε_{Nd} 为 +0.13 ~ −6.48，模式年龄 1200 ~ 1600Ma；

表 2-19　吴川-四会断裂带两个系列花岗岩的 Nd 同位素对比

长江系列（系列Ⅰ）						南岭系列（系列Ⅱ）					
岩　体	岩石名称	样品号	ε_{Nd}	模式年龄/Ma	文献	岩　体	岩石名称	样品号	ε_{Nd}	模式年龄/Ma	文献
马　山	二长岩		0.13	1200	①	锡　山	花岗岩		−5.62	>4000	①
石　蓼	花岗闪长岩		−6.48	1600	①	诸广山	二长花岗岩	ZG-02-1	−9.68	1320	②
岗　美	二长花岗岩		−2.69	1200	①	诸广山	花岗岩	ZG-05-5	−10.46	1553	②
扶　溪	花岗闪长岩	ZG-09-1	−5.92	1578	②						
平　均			−3.74	1395		平　均			−8.39	2291	

注：①桂训唐（1991）；②李献华（1988）。

锡山、诸广山等岩体系列Ⅰ花岗岩的 ε_{Nd} 为 -5.62 ~ -10.46，模式年龄相对达 1320 ~ 4000Ma。可见两者区别明显，系列Ⅱ花岗岩 ε_{Nd} 相对较高、平均 -3.74，模式年龄相对较低、平均为 1395Ma；系列Ⅰ花岗岩相反，ε_{Nd} 相对较低，平均 -8.39，模式年龄相对较高，平均达 2291Ma；暗示两种系列花岗岩来源上的差别——系列Ⅱ花岗岩深源物质相对较多或年轻地壳物质参与程度高，而系列Ⅰ花岗岩浅源地壳物质较多，即再循环地壳物质相对较多或古老再循环地壳物质参与程度高。

第八节　花岗岩的成因

花岗岩的成因是国内外长期争论的问题，具体到吴川-四会断裂带中的花岗岩也不例外。从整个带花岗岩来说，虽然未进行过这方面系统探讨，但是局部地区如诸广山、大宝山、阳春盆地、圩口和大王山等也作过一些花岗岩成因讨论，但认识分歧较大。从形成方式看，过去有的学者认为以交代为主形成混合岩或混合花岗岩（杨超群，1987），有的学者则认为不存在混合岩，均属同构造花岗岩。从物质来源讲，多认为粤西一带以改造型或S型花岗岩为主（徐克勤，1982；马大铨，1985；地矿部南岭项目花岗岩专题组，1995；章邦桐，1992），局部有同熔型或Ⅰ型或重熔分异型花岗岩（徐克勤，1982；马大铨，1985；杨超群，1987）。

根据我们在吴川-四会断裂带对花岗岩的系统综合研究，提出“存在不同成因花岗岩建造和花岗岩系列”的认识。

一、岩浆花岗岩建造

1. 南岭系列（系列Ⅰ）花岗岩

（1）系列Ⅰ花岗岩多呈大岩基产出，在吴川-四会断裂中分布最广，所占面积最大（附图二）。岩体常为多次侵入的复式岩体（二长花岗岩→黑云母花岗岩→二云母花岗岩→白云母或钠长石花岗岩→伟晶岩、细晶岩），与围岩界线清楚，外接触带有接触变质晕，内接触带常分相，发育自交代和多种钨锡等矿化。

（2）其黑云母特点，多为铁质黑云母（见图 2-9），氧化系数（f_{O_2}）相对低，平均为 0.18（表 2-12）。黑云母的微量元素特征是富 Li_2O（平均为 1.15%），贫 TiO_2（平均为 1.75%），w（TiO_2）/w（Li_2O）仅 2.83；同时富 F 贫 Cl，w（F）/w（Cl）高达 30.23（表 2-11），黑云母特征表明，系列Ⅰ花岗岩具低 w（TiO_2）/w（Li_2O），高 w（F）/w（Cl）及相对还原环境等特点。

（3）系列Ⅰ花岗岩副矿物，具有种类多（30 种以上）、总量低（912g/t）、组合复杂、钛铁矿物的含量少（磁铁矿 449g/t，黄铁矿 34g/t）和 Mt/Ⅱ比值低（13）等特点，反映出系列Ⅰ花岗岩的岩浆成因特点和贫 Fe、Ti，富 Al、挥发分和稀有元素、放射性元素等，以及相对还原环境的地球化学特征。

（4）其岩石化学特征是富 Si（SiO_2：73.87%，平均，下同）、Al（*AKCN*：1.15；标准矿物有刚玉）贫 Mg（w（Mg）/w（Fe）：0.18）、Ti（w（TiO_2）×100/w（SiO_2）：0.27）、分异好（*DI*：89）和低氧化系数（$f_{O_2}<0.2$）等，在多种图解上均具独立分布区，并投入S型区（图 2-2）、共结花岗岩区（图 2-3）和 CA 区（图 2-1）。这些均说明系列Ⅰ花岗岩分

异好、温度低的岩浆花岗岩特征及相对还原环境的地球化学特征，突出特点是富 Si、Al，这可能与再循环地壳物质来源有关。

（5）系列Ⅰ花岗岩的微量元素以富稀有元素组（Nb、Ta、Be、Sn、W）、挥发分元素组（B、F）和放射性元素组（Th、U）为特征，与系列Ⅰ的成矿系列（REE→Nb、Ta→Be、Sn、W、Mo、Bi 等）一致（王联魁，1982）；其元素对比值表现为高 $w(Rb)/w(Sr)$、$w(F)/w(Cl)$、$w(Ba)/w(Sr)$和低 $w(K)/w(Rb)$（表 2-10，图 2-7、图 2-8）。这些特征反映了岩石来源于再循环地壳物质和岩浆分异好的某些信息，并指示其成矿种类的特征。

（6）其稀土元素特征是高∑REE（多大于 200×10^{-6}）、HREE（图 2-18～图 2-21）和较低 δEu（多小于 0.3）、$(La/Yb)_n$、$w(La)/w(Sm)$，说明系列Ⅰ花岗岩相对富稀土，特别是 HREE、具明显铕负异常及轻重稀土元素分馏较差的特点。反映出系列Ⅰ花岗岩的再循环地壳物质重熔岩浆特点和岩浆分异演化的性质以及晚期成矿和交代的信息。

（7）系列Ⅰ花岗岩具高 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$（平均值 0.71663，下同）、$\delta^{18}O$（11.51‰）、t_{DM}（2291Ma）和低 ε_{Nd}（－8.39），均指示其来源于古老再循环地壳物质的特点。

（8）微量元素判别图（图 2-11、图 2-12）指示，吴川-四会断裂带系列Ⅰ花岗岩中某些岩体形成的构造环境应属板内断裂花岗岩类型。

（9）根据我们以前研究，系列Ⅰ花岗岩形成的 $T=744\sim821℃$、$p=3500\times10^5Pa\sim3600\times10^5Pa$、$f_{O_2}=10^{-7.7}Pa\sim10^{-6.2}Pa$、$p_{H_2O}=500\times10^5Pa\sim900\times10^5Pa$。

以上地质、岩石、矿物、副矿物、岩石化学、微量元素、稀土元素和同位素地球化学等方面资料，一致表明南岭系列（系列Ⅰ）花岗岩来源于古老（元古宙 2300Ma）再循环地壳物质重熔（部分熔融）的富Si、Al 的酸性岩浆（$T=744\sim821℃$、p[1] $=3500\times10^5Pa\sim3600\times10^5Pa$），经过向上迁移和分异，形成一系列岩石学、岩石化学、矿物学和微量元素等具有演化关系的花岗岩，于板内断裂或造山带构造环境和相对还原条件下，在地壳浅部形成多次侵入的复式岩体；由于相对富挥发分（$p_{H_2O}=500Pa\times10^5\sim900\times10^5Pa$），于演化晚期晚阶段常伴随强烈的自交代作用和 W、Sn、稀有、稀土、放射性元素矿化（REE、Nb、Ta、Be、Sn、W……U）等。

2. 长江系列（系列Ⅱ）花岗岩

（1）系列Ⅱ花岗岩在本区多呈小岩体、岩株产出，沿 NE 向吴川-四会断裂带继续出露，分布相当普遍，但是花岗岩出露面积并不大，常构成多次侵入的复式深成岩体或浅成侵入体，有如下的侵入顺序：闪长岩（或辉石二长岩）→石英闪长岩→花岗闪长岩→二长花岗岩→钾长花岗岩→伟晶岩、细晶岩。岩体与围岩界线一般较清楚，内接触有时分相，外接触带有接触变质晕，接触带常发育热液蚀变和 Cu、Au、Mo、Zn、Pb 矿化。

（2）黑云母多为镁质黑云母（图 2-9，图 2-10），氧化系数相对高，（平均 0.23）（表 2-12）。黑云母微量元素特征是贫 Li_2O（平均 0.05%），富 TiO_2（平均 4.09%），$w(TiO_2)/w(Li_2O)$高达 96；另外还具有贫 F、富 Cl 特点，其 $w(F)/w(Cl)$仅 2.82（表 2-11）。这些均说明，系列Ⅱ花岗岩具高 $w(TiO_2)/w(Li_2O)$、低 $w(F)/w(Cl)$和相对氧化的地球化学特征。

（3）系列Ⅱ花岗岩副矿物，具有总量高（平均 6468g/t，下同）、种数少（20 多种）、

[1] p 为岩浆高侵位压力。

组合简单、钛铁矿物含量高（磁铁矿 4285g/t、黄铁矿 1497g/t）和 Mt/Ⅱ比值高（32）的特点，其特征副矿物为榍石、黄铜矿、辉钼矿和绿帘石（表 2-1，表 2-3）。可见系列Ⅱ花岗岩具岩浆成因特点及富 Fe、Ti 和相对氧化的偏中性岩浆性质。

（4）其岩石化学特征是相对富 Mg、Ti，贫 Si、Al，$w(MgO)/w(FeO)$高达 0.42，$w(TiO_2)\times100/w(SiO_2)$高达 0.85，氧化系数高（0.35），反映在一系列图解上，多投入Ⅰ型区（图 2-2）、高温高压岩浆区（图 2-3）、高 Ti、Mg，低 Si、Al 区（图 2-4～图 2-6），均反映出系列Ⅱ花岗岩具有高温偏中性富 Mg、Ti、Ca 的岩石特点，与来源于原生地壳物质和相对氧化岩浆性质一致。

（5）其特征微量元素为过渡元素组（Cr、Ni、Co、V、Mn）、有色金属成矿元素组（Mo、Cu、Pb、Zn）、贵金属元素组（Au、Ag）以及亲石元素组（Sr、Ba）等，可见与其相应的系列Ⅱ花岗岩的成矿系列（Fe→Cu（Au）→Mo（W）→Zn、Pb→Pb）（王联魁，1982）一致；反映在元素对的比值上，具有高 $w(K)/w(Rb)$和低 $w(Rb)/w(Sr)$、$w(F)/w(Cl)$、$w(Ba)/w(Sr)$（表 2-10，图 2-7，图 2-8）等特点，均说明系列Ⅱ花岗岩浆来源于原生地壳物质或上地幔的某些信息及成矿特点。

（6）岩石稀土元素地球化学特征是∑REE 低（多数小于 200×10^{-6}）和相对高的 δEu（多大于 0.5）、$w(LREE)/w(HREE)$、$(La/Yb)_n$、$w(La)/w(Sm)$（表 2-14，图 2-18～图 2-21）等，都说明系列Ⅱ花岗岩相对贫稀土、铕异常不明显、轻稀土富集和轻重稀土分馏显著的地球化学性质，暗示系列Ⅱ花岗岩来源于原生地壳物质可能性以及源区残留矿物以辉石、橄榄石、石榴子石、角闪石为主的特点。

（7）系列Ⅱ花岗岩的同位素是相对低的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$（平均 0.70848，下同）、$\delta^{18}O$（9.12‰）、t_{DM}（1395Ma）和相对高的 ε_{Nd}（－3.74），均指示其物质来源比较深的特点，以相对年轻（1395Ma）的原生地壳物质重熔岩浆为主或是上地幔“原始岩浆”同化混染结果。

（8）微量元素构造环境判别模式（图 2-13，图 2-14）指示，吴川-四会断裂带系列Ⅱ花岗岩可能主要属碰撞后构造花岗岩或板内构造类型花岗岩。

（9）我们在河台地区的研究表明（王联魁等，1992），系列Ⅱ花岗岩形成 $T=720℃\sim1106℃$、$p=6000\times10^5Pa\sim6300\times10^5Pa$、$f_{O_2}=10^{-8.5}Pa\sim10^{-3.5}Pa$、$p_{H_2O}=500\times10^5Pa\sim4000\times10^5Pa$。

以上地质、岩石、矿物、副矿物、岩石化学、微量元素、稀土元素和同位素多方面研究，一致指示长江系列花岗岩为来源于年轻（1395Ma）原生地壳物质重熔岩浆或上地幔的“原始岩浆”同化混染地壳物质的结果，从而形成富 Mg、Fe、Ca、Ti、过渡元素组、有色金属元素组和贵金属元素（Au、Ag）以及富 LREE 的花岗岩；于碰撞后或板内类裂谷构造环境的超壳深大断裂带中及相对氧化（岩石、云母的高 f_{O_2}、副矿物高 Mt/Ⅱ比值）条件下，来自深部高温高压重熔岩浆或遭受同化的“原始岩浆”，经过适当的分异演化，在断裂交叉处，形成自早至晚多次侵入的复式花岗岩体或斑岩体，并伴随相应的成矿系列（王联魁，1982）。

二、深熔花岗岩建造

（1）深熔花岗岩建造在吴川-四会断裂带多为中细粒或似斑状（眼斑状）中粗粒花岗

岩，呈岩性均一的岩体产出，与围岩界线多半清楚，有时还有接触变质晕，因此，从岩体宏观看，与岩浆花岗岩岩体有类似的一方面，但深熔花岗岩体的结构简单，仅有中细粒或眼球斑状中粗粒花岗岩→细粒花岗岩→伟晶岩、石英脉的形成顺序，其岩性单一、矿化微弱，与变质岩、混合岩空间分布密切，含有残留晶斜长石、黑云母和云母质包体等，这些残留晶与残留体均与围岩变质岩类似，所以深熔花岗岩具有岩浆花岗岩建造与混合岩建造过渡性质，为深熔程度高的“晶粥”（非岩浆）形成的一种建造。

（2）黑云母非常特征的是棕红色，为铁质黑云母，氧化系数（f_{O_2}）低，与变质岩、混合岩的黑云母相同，代表深熔花岗岩体定位比较深和还原环境。

（3）深熔花岗岩副矿物特点是：①比岩浆花岗岩建造的副矿物总量、种数、磁铁矿含量和 Mt/Il 比值都低（表 2-3），代表了深熔花岗岩建造的非岩浆性质（不利于形成副矿物）和还原环境特点；②与混合岩建造对比，副矿物有许多相似性，但又有一定差异，如深溶花岗岩相对富电气石、晶质铀矿和辉钼矿，种类也稍多，表明深熔程度可能高于混合岩；③富含铝矿物石榴子石等，与变质岩相类似，指示深熔花岗岩物质来源较浅，以再循环地壳物质为主。

（4）其岩石化学的主要组分和参数 *DI*、*AKCN*、*AR*、$w(K_2O)/w(Na_2O)$均变化较小，说明深熔花岗岩与混合岩不同，为均一化和深熔程度较高的建造（表 2-8）；深熔程度高还表现在图 *Ab-Or-An* 上，位于低熔区与高温岩浆之间，相当深熔产物的“晶粥”，此外 SiO_2、σ、*DI* 值高，也暗示深熔程度比混合岩高的特点。标准矿物有刚玉（$C = 1.43$）和高的 $w(K_2O)/w(Na_2O)$（平均 1.26），指示其物质可能来源于再循环地壳。

（5）深熔花岗岩微量元素与混合岩比较，相对富亲石元素组的 K、Rb、Ba 和稀有元素组、挥发分元素组，代表其深熔程度高的特点；但是其微量元素平均含量、$w(Ba)/w(Sr)$、$w(Rb)/w(Sr)$、$w(K)/w(Rb)$、$w(Th)/w(U)$等与混合岩相近（表 2-10），两者微量元素标准化曲线（图 2-15）几乎重合，均说明它们还有相同的一方面，都是非岩浆的深熔产物，来源于再循环地壳和形成于碰撞环境。

（6）其稀土元素特征与微量元素研究结果相一致，与混合岩相比，既有相同的一面，又有不同特点。在稀土元素含量和重要参数上两者接近、模式曲线都与变质页岩和杂砂岩相似，暗示其来源于再循环地壳物质的可能；但是，其 $w(\sum REE)$、$w(LREE)/w(HREE)$、$(La/Yb)_N$、$w(La)/w(Sm)$、$w(LREE)$略低于混合岩，代表其深熔程度高和含残留变质物质少的特点。

（7）深熔花岗岩建造的同位素具有高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$（平均 0.71869，下同）和 $\delta^{18}O$（10.42‰），指示其物质来源于再循环地壳。

（8）根据我们在河台地区的研究（王联魁等，1992），深熔花岗岩建造形成的 $T = 650℃ \sim 760℃$、$p = 4300 \times 10^5 Pa \sim 4500 \times 10^5 Pa$、$f_{O_2} = 10^{-11.5} Pa \sim 10^{-10.6} Pa$、$p_{H_2O} = 500 \times 10^5 Pa \sim 1500 \times 10^5 Pa$。

以上地质、岩石、矿物、副矿物、岩石化学、微量元素、稀土元素和同位素等多方面资料一致表明，深熔花岗岩建造是在加里东-海西期碰撞造山构造环境下和深部（$p = 4300 \times 10^5 Pa \sim 4500 \times 10^5 Pa$）相对还原（$f_{O_2} = 10^{-11.5} Pa \sim 10^{-10.6} Pa$）条件下，再循环地壳物质经高程度深熔，产生含大量变质残留晶的“晶粥”，从而形成高均一化、岩体界线清楚、结

构简单、空间上接近混合岩、变质岩的深熔花岗岩建造。按系列划分，该建造主要应属浅源（再循环地壳物质）喜马拉雅系列（王联魁，1992）。

三、混合岩建造

（1）混合岩呈长条状或穹隆状岩体、岩田产出，与变质围岩（云开群）为渐变过渡或断层接触关系；岩体结构简单，仅有混合岩→细粒花岗岩、伟晶岩→石英脉的形成顺序；岩石具典型揉皱、条带状、肠状、三色体等混合岩结构构造和岩性变化大、不均匀特点。矿物组合上与围岩变质岩类似，常有黑云母、角闪石、石榴子石、夕线石、红柱石、堇青石、蓝晶石等角闪岩相特征矿物；岩体内常含大小不同的沉积变质岩地层残留体；以上所有均指示该建造属富铝的角闪岩相沉积变质地层（云开群）与低程度深熔熔体的混合产物。

（2）黑云母很特征，为棕红色，与变质围岩相似，主要是铁质黑云母，代表了定位较深和还原环境的产物。

（3）混合建造副矿物，在总量、种数、磁铁矿含量、Mt/Il 比值（表 2-3）等方面，都比岩浆花岗岩建造低，表明其深熔程度低、非岩浆性质不利于副矿物形成和磁铁矿少的还原性质等特点；与深熔花岗岩建造相比，上述副矿物特征均相似（表 2-3），不过也存在差异，即混合岩较富夕线石、金红石和褐铁矿等，种类更少（表 2-3），表明混合岩建造比深熔花岗岩建造深熔程度更低，来源于再循环地壳物质的特点更典型。

（4）混合岩建造的化学成分，$w(SiO_2)$、$w(Al_2O_3)$、*DI* 等变化更大（表 2-9），与投入 Ab-Or-An 图解（图 2-3）低温槽的特征一致，代表其低程度深熔成因、岩性不均一性和含变质残留体多的特点，比深熔花岗岩建造的 $w(SiO_2)$、σ、*DI* 更低，$w(TiO_2)$、$w(MgO)$稍高，这是其含变质残留体多的反映。在标准矿物中出现刚玉（C）和投入 *ACF* 图解上（图 2-2）的“S”型花岗岩区，都是指示其物质来源于再循环地壳物质的信息。

（5）混合岩建造和深熔花岗岩建造微量元素比值 $w(Ba)/w(Sr)$、$w(Rb)/w(Sr)$、$w(K)/w(Rb)$、$w(Th)/w(U)$几乎相等和标准曲线接近重合，均说明两者都属碰撞构造环境下再循环地壳物质深熔的产物。混合岩比深熔花岗岩在过渡元素组、有色金属元素组、贵金属元素组和放射性元素组微量元素相对偏高和稍富 Sr、Ba，表明其深熔程度的差异，混合岩建造深熔程度相对低，导致微量元素特征的微小差别。

（6）混合岩建造与深熔花岗岩建造的稀土元素含量、重要参数（表 2-15）和模式曲线（图 2-25，图 2-26）均类似或重合，表明两者均为深熔成因和来源于再循环地壳物质的特点；在 $w(\sum REE)$、$w(LREE)/w(HREE)$、$(La/Yb)n$、$w(La)/w(Sm)$、$w(LREE)$等值，混合岩建造稍有偏高趋势，说明其深熔程度相对偏低。

（7）混合岩同位素 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 为 0.72167、$\delta^{18}O$ 为 12.7‰，都很高，指示其物质来源较浅，以再循环地壳物质为主的特点。

（8）根据我们在河台地区的研究（王联魁等，1992），混合岩建造形成的 $T = 660℃ \sim 710℃$、$p = 4500 \times 10^5 Pa \sim 6400 \times 10^5 Pa$、$f_{O_2} = 10^{-12} Pa \sim 10^{-10.5} Pa$、$p_{H_2O} < 500 \times 10^5 Pa$。

以上混合岩建造地质、岩石、矿物、副矿物、岩石化学、微量元素、稀土元素、同位素和物理化学资料，一致说明本区混合岩是在加里东期碰撞构造环境下和深部（$p = 4500 \times 10^5 Pa \sim 6400 \times 10^5 Pa$）和还原（$f_{O_2} = 10^{-12} Pa \sim 10^{-10.5} Pa$）条件下，通过角闪岩相—绿片

岩相云开群沉积变质岩深熔（$T=660℃\sim710℃$）作用，导致低程度深熔体和云开群变质岩相互混合，形成变质残留体多和成分、构造变化大的混合岩田或岩体；因此，岩体结构简单、岩浆成矿微弱、许多矿物、地球化学和同位素标志，都指示其来源于浅源再循环地壳物质——云开群的特点。按系列划分，该建造主要应属浅源（再循环地壳物质）云开系列（王联魁，1992）。

第九节　长江系列（系列Ⅱ）花岗岩形成机制和其对铜金矿的控制

长江系列花岗岩在吴川-四会断裂带分布普遍，与铁、铜等成矿关系密切，已是众所周知的，对成矿的重要意义是不言而喻的，但是这类花岗岩是如何形成？其来源、形成机制和对成矿的控制作用等，虽然各家均有涉及，不过从该带全面考虑和系统的科学研究来讲尚感不足。

根据我们的研究结果，结合各矿区、区调队和许多研究单位分散工作结果，本节试图从成岩演化系列、构造控岩、岩浆分异、岩浆挥发分对成矿的作用、地层对成矿的影响以及成岩、成矿物质来源等问题作初步讨论。

一、长江系列花岗岩的演化

根据我们实地观察和文献资料，可以看出绝大部分系列Ⅱ花岗岩具有多次侵入的成岩演化关系。现分别叙述如下。

（1）伍村岩体位于河台金矿区，岩体含许多包体，大者达数平方米，其成分为细粒花岗闪长岩或石英闪长岩，可视为该岩体系列Ⅱ最早的岩浆活动。自早至晚可看到侵入接触关系的不同侵入顺序如下：细粒石英闪长岩、花岗闪长岩→中粒斑状黑云母二长花岗岩→少斑细粒花岗岩→伟晶岩、细晶岩。

（2）四会市北的联合岩体，主要为粗粒角闪石黑云母岩花岗岩，可见较早的石英闪长岩呈包体，晚期的不等粒—中细粒花岗岩。因此，其演化顺序是石英闪长岩→粗粒状角闪石黑云母花岗岩→不等粒花岗岩。

（3）阳春市的岗美岩体，主要岩性为云闪二长花岗岩，中心相含许多石英闪长岩、闪长岩包体，边缘相为花岗岩闪长岩、石英二长岩，局部可见不同岩性间的侵入接触界线。因此，其演化顺序是闪长岩、石英闪长岩→花岗闪长岩、石英二长岩→二长花岗岩→伟晶岩、细晶岩。

（4）马山岩体为深源富碱的基性至中性侵入岩，主要岩石组合为二长岩或云辉二长岩，含辉长岩包体，附近的南湖有辉石岩、辉长岩。因此，其演化顺序是辉石岩→辉长岩→云辉二长岩、角闪二长岩。

（5）阳春市的石菉岩体，主要由花岗闪长岩、石英闪长玢岩、局部斜长花岗岩组成，由石菉铜矿地质图可知，北部为花岗闪长岩，南部主要为石英闪长玢岩，中部有的地段为晚期斜长花岗岩。因此，侵入顺序是石英闪长玢岩或花岗岩闪长岩→斜长花岗岩。

（6）仁化县的扶溪岩体，据韶关幅区调资料，主要岩性为花岗闪长岩，可见其侵入云辉二长岩中，所以至少有云辉二长岩→花岗闪长岩侵入顺序。

（7）南雄县的横岭-上垄岩体，由辉长岩、混染辉长岩、石英二长岩组成，从邻区和

本区岩石特点来看，至少有辉长岩、混染辉长岩→石英二长岩的侵入序列。

（8）曲江县大宝山区，系列Ⅱ花岗岩比较复杂，根据宜昌所（1989）资料[1]，自早至晚有闪长玢岩（打鼓石）→次英安斑岩→花岗闪长岩的演化序列。

从上述八个代表系列Ⅱ花岗岩例子可清楚看出，各岩体的岩性不完全一样，但是有一共同特点是，自偏基性超基性或中性岩石向偏酸性或偏碱性岩石演化，自早至晚大体构成辉长岩或闪长岩→石英闪长玢岩、二长岩→花岗闪长岩、二长花岗岩→花岗岩或钾长花岗岩→伟晶岩、细晶岩的演化系列。结合其岩石学、微量元素和稀土元素地球化学资料，表明其形成演化的统一规律和均来自深源的特点，与我们过去总结南岭地区的长江系列花岗岩的成岩序列一致（王联魁，1982）。

二、断裂构造对岩体的控制

虽然系列Ⅱ花岗岩的产出是千变万化，岩体大小和延长方向都相差悬殊，但是总的侵入定位有共同性，不是受褶皱控制、而是受断裂构造、特别是“张性”断裂控制。

上述系列Ⅱ花岗岩多为复式侵入体，与围岩沉积地层、变质岩、混合岩、深熔花岗岩以及其他花岗岩间的界线，一般都比较清楚，有的局部地段还见俘虏围岩角砾，甚至胶结、充填带棱角的角岩、大理岩、变质岩的角砾岩，呈岩枝、岩墙状产出等，均体现出系列Ⅱ花岗岩的岩浆性质（高温和流动）和自深部向浅部被动侵位为主的特点，也就是说，在地壳浅部早已存在岩浆定位的空间，由于浅部“张性”空间压力小于深部，使岩浆有可能被动地上升，就位于已有的断裂交叉的空间，充填冷凝于不同方向断裂交叉点。这类岩体到处可见，如伍村二长花岗岩体、大宝山船肚花岗闪长岩体、吴川-四会断裂南段的石寨花岗闪长岩等，均呈 NWW 向延长，局部还可见到受 NE 向断裂的影响，很明显为 NWW 与 NE 向断裂交叉控制岩体形态。又如大宝山之岩前、丘坝和大宝山等次英安斑岩体、广宁县的黄田钾长花岗岩体均呈 NNW 向延长，主要受 NNW、NWW、NE 向多组断裂交叉控制，尤其岩体边缘延长方向反映出被这几组断裂方向控制更明显。大宝山之徐屋次英安斑岩体、新兴县内洞二长花岗岩体、潭水之马山云辉二长岩体、吴川之小良辉石石英二长岩体、阳春市之岗美二长花岗岩体等均呈 NE 延长，明显受 NE、NEE 和 EW 向多组断裂交叉控制。因此，系列Ⅱ花岗岩长轴的不同方向，都是局部不同方向“张性”断裂交叉造成的空间体现，即岩体形态受局部断裂构造控制。

从吴川-四会断裂带整体而言，这些系列Ⅱ花岗岩体主要是受主干 NNE—NE 向吴川-四会深大断裂控制，所以才有可能沿吴川-四会断裂带断续出露；当仔细分析我们编制的吴川-四会断裂带花岗岩系列、建造分布图（附图二），又可看出沿吴川-四会断裂带有几个系列Ⅱ花岗岩集中出露的分布点，分别在几个 EW 向隐伏基底断裂带上，由北而南依次是：①诸广山 EW 带上的扶溪、横岭、上垄等岩体；②大东山-贵东 EW 向带上有大宝山体群；③佛岗 EW 向带上的联合、四会、黄田等岩体；④沿永宁-大坝-分界 EW 向带上的黑石岗、石寨、岗美、马山、扶民坳等岩体；⑤沿遂溪—吴川 EW 向带上的小良等岩体。可见系列Ⅱ花岗岩分布除受 NE 向吴川-四会深大断裂带控制以外，还受深部隐伏 EW 向基底深大断裂的控制。

因此，系列Ⅱ花岗岩除受局部断裂交叉点空间控制以外，从吴川-四会断裂带总体走

---

[1] 宜昌地质矿产研究所，粤北大宝山及其外围地区多金属成矿条件、构造控岩控矿规律及隐伏矿床预测，1989.

向和岩体分布规模看，更重要的是受 NNE—NE 向吴川—四会深大断裂和一系列纬向隐伏基底大断裂的控制。

三、岩浆分异和初始岩浆来源

系列Ⅱ花岗岩，从岩石侵入序列就可看出，自早至晚向着富硅富碱岩浆演化，通过稀土元素、微量元素、常量元素、同位素以及副矿物组成变化，都可以看出这种岩浆分异演化趋势。为研究岩浆分异方式，通过系列Ⅱ花岗岩的联合岩体、四会岩体稀土模拟计算的例子（图 2-27、图 2-28），结果表明主要为“结晶分异”方式。用联合岩体的早期石英闪长岩，模拟分离结晶出 46%曲线（$F=0.54$）与晚期黑云母角闪岩花岗岩（H72）稀土模式曲线大体吻合。同样用早期石英闪长岩，模拟计算出分离结晶 59.2%（$F=0.408$）的曲线，与四会晚期不等粒黑云母花岗岩（H71）稀土模式曲线也吻合较好。从而可知，系列Ⅱ花岗岩两个岩体均是早期石英闪长岩浆，分别以分离结晶 46%、59.2%的分异方式，形成晚期黑云母角闪石花岗岩、不等粒黑云母花岗岩。因此，系列Ⅱ花岗岩自早至晚的岩浆分异演化，主要应是分离结晶作用。

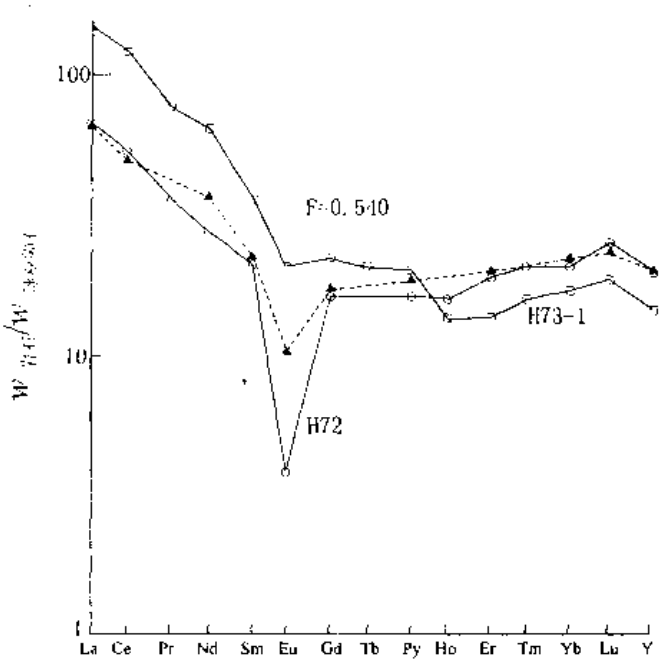


图 2-27　联合岩体分离结晶模拟计算的稀土模式

H73-1 为石英闪长岩，H72 为角闪石黑云母花岗岩，$F=0.54$ 为分离结晶出 46%的计算结果

系列Ⅱ花岗岩的初始岩浆可能是有差异的，据同位素资料 ε_{Nd}、$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$、$\delta^{18}O$ 等数据分为以下三类。

（1）初始岩浆可能为来自地幔的，我们称之为“原始”岩浆，直接来自地幔的基性或超基性岩浆，可从系列Ⅱ花岗岩演化早期存在辉长岩、云辉二长岩，甚至辉石岩中看出有初始基性或超基性岩浆，这类基性或超基性岩浆直接来源于地幔已被国内外地质学家公认。此外，本区马山岩体的 $\varepsilon_{Nd}=+0.13$、$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0=0.7024\sim0.70389$、$\delta^{18}O=7‰\sim8.7‰$，都说明它为幔源岩浆产物。

（2）初始岩浆可能为“原始”岩浆在深部同化地壳物质结果，形成同化的中性或中酸

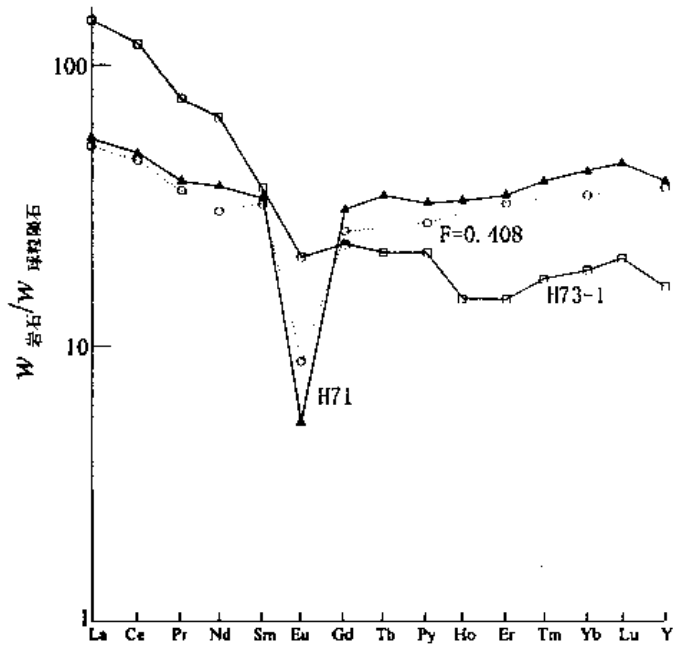


图 2-28　四会岩体分离结晶模拟计算的稀土模式

H73-1 为石英闪长岩，H71 为不等粒花岗岩，$F=0.408$ 为分离结晶出 59.2% 的计算结果

性岩浆，即同化衍生岩浆，这种初始岩浆通过结晶分异，也可形成一系列花岗岩（自早至晚依次为石英闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩）。

（3）初始岩浆可能是原生地壳物质在地壳深部遭到高温高压的重熔作用，形成的中性—中酸性岩浆，分离结晶作用的结果，导致形成一系列花岗岩。

后两类初始岩浆产物实质上均系地幔物质（“原始”岩浆或“原始”岩浆在地壳中形成的原生地壳物质）与再循环地壳物质（沉积变质岩为主）同化或混合的产物。因此，在其同位素特征方面差别不大，均表现出介于地幔与再循环地壳物质之间的过渡特征，比地幔物质具有相对高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$、$\delta^{18}O$ 和相对低 ε_{Nd}，但是与再循环地壳物质重熔岩浆形成的系列Ⅰ花岗岩比较，具有相对低的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$、$\delta^{18}O$ 和相对高的 ε_{Nd}。根据我国南方花岗岩同位素具体情况，我们于 1982 年提出划分系列Ⅱ与系列Ⅰ花岗岩的同位素界线值：$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 为 0.7100；$\delta^{18}O$ 为 10‰；ε_{Nd} 界线值，由于南方数据太少，目前尚难以确定。

上述分析表明，系列Ⅱ花岗岩的初始岩浆有三种可能，分别为“原始”岩浆、同化衍生岩浆、原生地壳物质重熔作用形成的重熔岩浆等，这三种岩浆分别有不同的来源和形成过程。

四、岩浆挥发分与成矿关系（成矿“流体泵”作用）

1. 系列Ⅱ花岗岩挥发分的特点

系列Ⅱ花岗岩含挥发分虽然比系列Ⅰ花岗岩少，但是当系列Ⅱ花岗岩演化到晚期晚阶段，也会有所富集。如系列Ⅱ花岗岩晚期阶段的联合、黄田、石寨、屋背岭等岩体出现含挥发分副矿物萤石（表 2-1）；大宝山、佛岗等岩体含挥发分副矿物电气石等。系列Ⅱ花岗岩含挥发分元素特点与系列Ⅰ不同，特别表现在 F 与 Cl 两元素上更明显，F/Cl 在系列Ⅱ花岗岩岩石和黑云母中均低于系列Ⅰ，甚至在系列Ⅱ的大宝山、佛岗岩体中可达到

w（Cl）> w（F）程度，系列Ⅱ花岗岩相对富挥发分 Cl，而系列Ⅰ相对富挥发分 F。这一特点在系列Ⅱ花岗岩成矿包裹体成分上也有反映。大宝山次英安斑岩有关成矿包裹体成分，据宜昌地质矿产所资料●，w（Cl）= 1.27g/L、w（F）= 0.63g/L，很明显也是 w（Cl）> w（F），F/Cl 比值是小于 1。与系列Ⅱ花岗岩有关包裹体成分另一特点是相对富 CO_2，大宝山花岗闪长岩的包裹体组成 CO_2 可达 6.14%（体积）。所以系列Ⅱ花岗岩挥发分特点相对富 CO_2、Cl，演化到晚期晚阶段 B、F 也有所富集。

2. 晚期晚阶段小岩体富含挥发分

系列Ⅱ花岗岩无论是在吴川-四会断裂还是在华南地区，均可看出演化到晚期小岩体，如：花岗闪长岩、二长花岗岩、钾长花岗岩等相对富集挥发分，于岩石、副矿物、微量元素和成矿中均有反映。许多系列Ⅱ花岗岩体面积达几十至几百平方公里的大岩体，其接触变质和热液成矿却相对弱，而一些面积小于 1 平方公里的小岩体，如屋背岭、黑石岗、石寨、鸡笼山、大宝山、小坑等均具宽阔的接触变质带和交代夕卡岩带以及多期多阶段蚀变带和强烈的成矿作用等，反映出系列Ⅱ花岗岩小岩体富含 H_2O、CO_2、Cl、F、B 等挥发分的成矿元素。相反，许多系列Ⅱ花岗岩大岩体，接触变质带不宽，很少有夕卡岩化，仅有大理岩化、微弱的热液蚀变，甚至完全没有。这些现象说明大岩体含挥发分少，无能力形成宽广的接触变质带、夕卡岩带和蚀变带等。

3. 浅成晚期小岩体富挥发分和成矿好的原因

众所周知，浅成斑岩矿床可达大型或超大型规模，如德兴、玉龙等。有时很难理解，面积仅为 $n \times 0.1 \sim n \times 0.01$ 平方公里浅成斑岩体，怎么能分泌出如此多的挥发分、热液和成矿物质，集中铜储量达几百万到上千万吨。通常解释此问题的“顺手钥匙”便是大气降水循环和浸取围岩成矿物质的结果。我们认为，小斑岩体成大矿的关键是深源长江系列（系列Ⅱ）花岗斑岩体在成矿过程中起的“特殊”作用，即“岩浆房”挥发分“流体泵”作用，可使小斑岩体形成大型矿床或超大型矿床。

4. 系列Ⅱ小斑岩体的成矿挥发分“流体泵”作用和成矿模式

斑岩型矿床的物质来源和成矿模式历来存在争论，目前世界上存在两种极端成矿模式：①正岩浆成矿模式（Burnham，1967；Sillitoe，1972；Gustafson，1978；芮宗瑶，1984），认为主要成矿物质来源于花岗岩岩浆；②对流成矿模式（或抽排模式）（Fournier，1968；Norton，1978；杜琦，1988；季克俭，1991），强调成矿物质主要来源于围岩。以上两个极端成矿模式的特点，就成矿物质来源深浅而言，均属地壳浅部来源。前者正岩浆成矿模式强调的是围绕小花岗斑岩体顶部内外接触带成矿，即成矿物质来源于浅部斑岩体的岩浆热液交代成矿；后者“对流”成矿模式，强调的是成矿物质来源于地壳浅部围岩中，即流体“对流”或“抽排”成矿。因此，这两种成矿模式均属地壳浅部来源成矿。而本研究提出的斑岩成矿模式，即挥发分“流体泵”成矿模式，与上述迥然不同，属深源成矿的范畴。

我们通过大量的研究和调查发现，其大量挥发分和成矿物质来源更重要的原因是小岩体本身的“特殊”作用。系列Ⅱ小斑岩体多分布在多组断裂交叉点上，如考虑三维空间和岩浆冷却的热历史时，深部炽热的巨大的“岩浆房”与近地表浅处已冷却固化的小斑岩体之间，是以断裂交叉点上的“岩柱”或“岩株”与深部高温含大量挥发分的“岩浆房”相

● 宜昌地质矿产研究所，粤北大宝山及其外围地区多金属成矿条件构造控岩控矿规律及隐伏矿床预测，1989.

连通，即深部“岩浆房”处于炽热的熔体状态，而浅部“柱状顶端”（小斑岩体顶部）却已冷凝固化呈斑岩体状态；根据热动力学原理和地球化学理论，在垂直方向上具有非常大的温度梯度和压力梯度，挥发分（H_2O、Cl、F、CO_2）和成矿物质（Cu、Mo等）易结合形成挥发性配合物流体，在热动力和重力驱动下，流体脱离“岩浆房”熔体，源源不断的沿断裂交叉处“岩柱”连续上升运移，以渗透、扩散、流动等多种方式向浅处小斑岩体端（顶部）集中汇集，如此长期不断的挥发性配合物成矿流体汇聚富集结果，则形成巨大的斑岩型矿床。由于小斑岩体（柱体）顶端是温度梯度、压力梯度和化学梯度最大的极点，因此，小斑岩体顶端在成矿中起到如同“流体泵”作用，这种“特殊流体泵”长期的“抽提”来自深部“岩浆房”炽热熔体的挥发分和成矿物质（挥发性配合物流体），使斑岩体顶端内外接触带富集成矿，因而称谓挥发分“流体泵”作用和斑岩的岩浆挥发分“流体泵”成矿模式。

这样的成矿模式，比较好的解释了“小斑岩体”形成大型—超大型矿床、无矿源层存在小斑岩体也可成矿的矛盾等。挥发分“流体泵”斑岩成矿理论认识，与以往任何斑岩成矿模式均不同，主张成矿物质直接来源于深部“岩浆房”，而不是浅源成矿。从这里还可看出，深源长江系列花岗岩与成矿有直接的成因联系；同时对斑岩成矿有直接控制作用，即没有系列Ⅱ小斑岩体存在，就没有斑岩型矿床出现。

五、系列Ⅱ花岗岩成矿物质来源和对铜金矿化控制

吴川-四会断裂带系列Ⅱ花岗岩的成矿岩体和矿床是很多的，沿断裂带自北而南断续分布：如粤北小坑的石英闪长玢岩和有关的铜银多金属矿床、大宝山船肚花岗闪长斑岩的钼（钨）矿床、九曲-大宝山次英安斑岩体的夕卡岩型和交代型铜铅锌矿床、金门花岗闪长岩的夕卡岩铁矿和含金黄铁矿化、四会黄岗花岗闪长岩的夕卡岩含钼的铁矿和铅锌矿化、肇庆鸡笼山（圹坳）花岗闪长斑岩的钼多金属矿床、新兴屋背岭（天堂）二长花岗斑岩的夕卡岩铜钼多金属矿床、阳春岗美二长花岗岩的芒饿岭夕卡岩含铜磁铁矿床、黑石岗花岗闪长岩的夕卡岩含铜黄铁矿床、石寨花岗闪长岩的夕卡岩铜钼矿床和马山二长岩体的夕卡岩磁铁矿床等等。

上述可知系列Ⅱ花岗岩成矿岩体是二长岩、石英闪长玢岩、花岗闪长岩、二长花岗岩等，矿床类型多种多样，有夕卡岩、热液交代、斑岩和脉状等类型，从成矿元素看，有Fe、Cu、Au、Mo、Zn、Pb、Ag等，主要与我们在华南面上总结的长江系列花岗岩的成矿系列一致，即Fe→Cu（Au）→Mo（W）→Zn、Pb→Pb（Ag）（王联魁，1982）；成矿岩体均为系列Ⅱ花岗岩，并具“四多”的特点：小岩体多、侵入期次多、浅成斑岩体多和挥发分多。因此，成岩成矿特征给人们直接印象是各类矿床、矿化的形成，无疑与这些浅成富挥发分的多次侵入小型系列Ⅱ花岗岩体有关，但是，其间究竟有什么关系的认识上，众多地质学家观点有分歧：①与花岗岩有成因联系，一般在本区工作的大多数地质找矿和勘探的地质学家们，多认为成矿与花岗岩有成因联系，即成矿物质主要来源于岩体；②花岗岩起热动力作用，部分高校和科研单位的学者们，如季克俭等（1991）认为主要成矿物质来源于围岩，岩体只起热动力作用；③花岗岩起改造或叠加作用，如古菊云等（1984）、郭洪中（1994）认为成矿主要是同生沉积、火山沉积，即成矿物质主要在围岩，但也有花岗岩的改造叠加成矿，即少部分成矿物质来源于花岗岩。

根据吴川-四会断裂带系列Ⅱ花岗岩有关矿床的实际地质特点以及地球化学分析，似

乎可以看出，成矿物质主要来源于花岗岩本身（即有成因联系），地层有少量贡献，也就是说，地层对花岗岩成矿不完全是无能为力的，有可能提供少量成矿物质。

1. 成矿与花岗岩直接成因联系的证据

（1）岩浆分异证据，前述成矿岩体表明，不是任何系列Ⅱ花岗岩体都能成矿，而是花岗岩浆分异演化到一定程度的花岗岩，如花岗闪长岩、二长花岗岩、钾长花岗岩等晚阶段才能成矿，形成斑岩型和夕卡岩型铁、铜、钼和金矿等（船肚花岗闪长岩斑岩钼矿、石菉花岗闪长岩钼铜矿等）。

（2）普遍的系列Ⅱ花岗岩副矿物和微量元素地球化学特征，均有形成铁、铜、钼、锌等矿化信息，如特征副矿物为榍石、黄铜矿、辉钼矿和相对高磁铁矿含量（平均达4285g/t）；岩石和矿物的微量元素相对富 Mo、Cu、Pb、Zn；岩石化学特征反映系列Ⅱ花岗岩相对富铁，w（FeO_t）约4%，而系列Ⅰ花岗岩仅接近2%。

（3）特定类型的系列Ⅱ花岗岩成矿，也就是说，具有“四多”的花岗岩体才能成矿，即小岩体多、侵入期次多（分异好）、挥发分多、浅成岩体多，因此，成矿不完全取决于围岩，而取决于特定类型的小花岗岩体。

（4）矿化受岩体局部因素控制，前述各矿床包括斑岩铜钼矿床的矿床富集规律表明，矿体主要产于花岗岩体四周的接触带，于岩体边缘凹向中心部位或接触带缓倾斜处矿体则厚大和矿化富集程度高，品位高；岩体顶部接触带矿多，向深部则逐渐减少，凡此都说明矿体受岩体产状、形态控制，而不取决于围岩。

（5）矿化岩体的围岩多种多样，如大宝山矿化岩体的围岩，在中下泥盆统、石炭系，甚至侏罗系的岩体接触带均有矿化或矿床。石菉花岗闪长岩的矿化围岩以石炭系为主，在上泥盆统也有矿化。屋背岭二长花岗岩体，四周矿化围岩主要是上泥盆统；马山二长岩体，矿化围岩为上泥盆统；金门花岗闪长岩体，在围岩中泥盆统砂岩灰岩地层中有矿化；岩前次英安斑岩体，在围岩寒武系中有多金属矿化等。可见矿化围岩在吴川-四会断裂带中可能是寒武、泥盆、石炭和侏罗系等中，并不限定在某个围岩地层中，表明矿化和成矿物质来源不取决于固定地层层位，而主要与系列Ⅱ花岗岩有关。

（6）同位素指示，矿化与岩体同位素特征类似，如大宝山、石菉、黑石岗、崩坑、屋背岭等矿床的 $\delta^{34}S$、$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$、$\delta^{18}O$、δD_{H_2O}、$\delta^{13}C$ 同位素特征，据宜昌地质矿产研究所[1] 和704队[2]的资料，都与相应的系列Ⅱ花岗岩相近或类似，与围岩地层相差较远；大部分矿床的 $\delta^{34}S$ 在 $+1‰ \sim -3‰$，接近陨石硫同位素，与岩体类似，和围岩地层硫同位素特征截然不同。

（7）成矿包裹体成分指示，具有与花岗岩相似的特点。据宜昌地质矿产研究所[1]资料，次安斑岩的流体包裹体盐度为14%，其矿化的盐度为8%～10%，前者的密度为0.8～1.1g/cm³，后者为0.8～0.9g/cm³。从包裹体盐度与密度看，岩体与成矿是相似的。大宝山第一期成矿 H_2O 96.97%、CO_2 2.85%、CH_4 0.14%、CO 0.04%；离子成分 $Ca^{2+} > K^+ > Mg^{2+} \gg Na^+$、$Cl^- > F^-$；第二期成矿 H_2O 93.46%、CO_2 6.23%、N_2 0.15%、CH_4 0.1%，离

[1] 宜昌地质矿产研究所，1989.

[2] 广东省地矿局704地质大队，1985.

子成分 $K^+ > Ca^{2+} > Na^+ \gg Mg^{2+}$、$Cl^- > F^-$，也有与岩体相似的信息，如岩体微量元素 $w(F)/w(Cl) < 1$，即相对富 Cl，并相对富 CO_2 和 K 等。

（8）围绕岩体成矿与蚀变的分带性，许多系列Ⅱ花岗岩体常具中心式成矿与蚀变的分带现象。新兴屋背岭二长花岗岩体，自内而外为辉钼矿黄铜矿带→黄铜矿黄铁矿带→黄铜矿闪锌矿带→铅锌矿带→方铅矿带，相应的蚀变分带为黑云母化沸石化带→绢云母化带→夕卡岩化带→绿泥石化绢云母化硅化带→玉髓、碳酸盐化带；曲江大宝山次英安斑岩体，北部为铜矿带→南部为铅锌矿带；船肚花岗闪长岩，岩体内部为钼（钨铜）→北部接触带为夕卡岩铜矿；阳春石蓼花岗岩闪长岩体，北部铜（钨）矿，中部为钨铜矿，南部为铜钼矿，相应的蚀变为夕卡岩化花岗闪长岩→石榴子石透辉石夕卡岩→夕卡岩化大理岩→大理岩；阳春茶地的铁、铅锌矿，位于岗美二长花岗岩体接触带，近岩体为夕卡岩型铁铜矿带，向外为铅锌矿带，相应的蚀变为夕卡岩化绿帘石化→绢云母化绿泥石化硅化→碳酸盐化等。从上述几个典型实例可见，围绕岩体自内而外成矿与蚀变，均有分带变化趋势，成矿是 Fe→Cu、Mo→Zn、Pb 变化趋势；蚀变为钾化→夕卡岩→夕卡岩化→绿泥石化绢云母化硅化→碳酸盐化带的变化趋势，很明显是受岩体的温度梯度和多次侵入叠加的热液活动控制，自内而外形成蚀变的温度逐渐降低，矿化由铁铜钼→铜钼金→锌铅的变化，反过来可作为矿化与岩体有成因联系的证据之一。

以上八个方面的证据有力地说明，成矿与系列Ⅱ花岗岩体有成因联系，主要成矿物质来源，特别是铜、金来源，与岩体的岩浆演化逐渐富集挥发分、成矿物质和深部岩浆房分异演化提供的挥发分、成矿物质有关，而不是围岩或“层控”提供的成矿物质。

2. 围岩地层对成矿物质可能有少部分贡献的证据

（1）与矿床形成有直接关系的夕卡岩，和围岩地层成分有关是无疑的，是花岗岩与接触围岩碳酸盐地层相互交代反应的结果，导致形成夕卡岩的大部分组分 Ca、Mg 和少量 Si、Al 来源于围岩，因此，可作为夕卡岩型矿床部分物质来源于围岩的证据之一。

（2）成矿对围岩地层的选择性，吴川-四会断裂带系列Ⅱ花岗岩有关成矿，虽然对地层选择性不强，可以是寒武、泥盆、石炭和侏罗纪等不同时代的地层，但是详细分析具体代表性的大宝山、金门、屋背岭、石蓼、蓝圹、芒饿岭、地豆岗、蛇龙和茶地等矿床成矿对围岩地层也不是完全没有选择性的。如大宝山铜多金属矿主要赋存在中上泥盆统棋梓桥组（D_2q）、天子岭组（D_3t）；金门铁矿金矿，在中泥盆统桂头组（D_2gt）、棋梓桥组（D_2q）；屋背岭含铜的铅锌矿床，主要在上泥盆统天子岭组（D_3t）；石蓼铜钼矿床，主要优选地层为石炭系的石磴子组（C_1sd）、次要为孟公坳组（C_1m）和壶天组（C_{2+3}）；兰圹铅锌矿床，在泥盆系砂页岩中（D）；茶地铅锌矿床，主要地层为上泥盆统天子岭组（D_3t）；蛇龙铁矿，主要赋存地层为天子岭组（D_3t）；黑石岗硫铁矿床，有利地层为石磴子组（C_1sd）；地豆岗铁矿，选择地层为石磴子组（C_1sd）地层等。上述可知，吴川-四会断裂带北段，成矿有利围岩地层似乎是中泥盆统棋梓桥组（D_2q）和上泥盆统天子岭组（D_3t）等不纯灰岩地层，南段好像是下石炭统的石磴子组（C_1sd）、孟公坳组（C_1m）和上泥盆统天子岭组（D_3t）白云质灰岩夹泥灰岩地层。因此，成矿对围岩似乎又有一定选择性，这些不纯灰岩地层在物质来源上，不仅可提供形成夕卡岩的大部分物质，而且还有可能提供少部分成矿物质，特别是铁质。

(3) 相似的系列Ⅱ花岗岩体，其主要成矿虽然大同，但是还存在小异，如大宝山主要为铜钼多金属矿、石菉主要为铜矿、屋背岭主要为铜多金属矿、黑石岗主要为含铜黄铁矿床、芒饿岭主要为磁铁矿床，金门主要有铁矿和金矿等，这些差异除可能与围岩介质条件、围岩成矿物质贡献和成矿带剥蚀水平等有关外，也可作为围岩地层有可能提供少量成矿物质的证据之一。

(4) 似层状矿体的形成，许多与系列Ⅱ花岗岩有关矿床矿体产状，除产在接触带以外，还有部分矿体呈似层状产出，其中一部分似层状矿体是地层层间滑动热液交代产物，但是也可能有少部分与地层整合的层状矿体（特别是黄铁矿、铅锌矿体）是例外。根据郭洪中（1994）的资料，大宝山这类矿体的硫、铅同位素表明，成矿作用还有与地层相似的方面，因此，地层中原来就可能有少部分成矿物质的初步富集或矿化。

(5) 成矿包裹体的盐度、有机质、CO_2 等，有时也有与地层相似的一方面，如郭洪中(1994) 的资料，其中有大量有机包裹体 v (CO_2) > v (CO)，属 Na (Ca) -Cl-石油型，$\delta^{13}C_{PDB}$在地层中为 -2.89‰ ~ -1.1‰，矿石为 -8.5‰ ~ -5.62‰，说明也有与围岩地层类似的一面。

上述五方面的资料，均是围岩地层提供少部分成矿物质的信息和可能，因此，在强调成矿物质来源主要与系列Ⅱ花岗岩浆活动有关以外，也不能完全排除地层对成矿物质来源有少部分贡献的可能。

第十节 小 结

通过以上的各种分析，本章总结如下：

(1) 吴川-四会断裂带花岗岩，根据物理化学条件结合地质、岩石、矿物、副矿物、岩石化学、微量元素、稀土元素和同位素地球化学，可以分成混合岩、深熔花岗岩和岩浆花岗岩等三种建造；岩浆花岗岩建造进一步按物质来源分为深源长江系列（系列Ⅱ）花岗岩和浅源南岭系列（系列Ⅰ）花岗岩。

(2) 本区混合岩建造主要是加里东期碰撞造山环境的产物，通过云开群在深部角闪—绿片岩相的热异常条件下、低程度深熔熔体与云开群变质岩相互混合形成的成分、结构不均一的混合岩田或岩体；岩体结构简单、成矿微弱、地球化学和同位素资料一致指示其来源于再循环地壳物质——云开群。

(3) 深熔花岗岩建造在吴川-四会断裂中分布局限，为加里东-海西期碰撞造山和相对还原条件下较高程度深熔产物；含大量变质残留晶的深熔熔体冷结成高度均一化的岩体；后者结构简单、与变质岩、混合岩界线清楚。许多岩石、矿物、地球化学标志界于岩浆花岗岩建造和混合岩建造之间，属过渡建造类型，从空间分布和形成环境更接近混合岩、变质岩的一种建造；其物质来源主要为再循环地壳物质。

(4) 南岭系列（系列Ⅰ）花岗岩在吴川-四会断裂带中分布最广，多为板内断裂构造(或碰撞后）和相对还原条件下深部再循环地壳物质高温高压重熔岩浆的产物；自下而上岩浆迁移过程中，产生分异和演化，于地壳浅部形成一系列多次侵入的复式岩体并形成多种多样稀有元素、有色金属和放射性矿化。

(5) 吴川-四会断裂带中，从系列Ⅱ花岗岩可清楚看出，自早而晚有辉长岩→闪长岩

→石英闪长岩→二长岩→花岗闪长岩、二长花岗岩→花岗岩或钾长花岗岩的演化系列。很多岩石、矿物、副矿物和地球化学特征表明，系列Ⅱ花岗岩来源于相对年轻的（1395Ma）原生地壳物质重熔岩浆或上地幔“原始”岩浆同化的衍生岩浆产物，从而形成相对富主要元素 Mg、Fe、Ca 及过渡元素组、有色金属成矿组和贵金属组微量元素以及高 LREE 的花岗岩；于碰撞后或板内构造环境和相对高 f_{O_2} 条件下，经岩浆分异（结晶分异）演化形成一系列花岗岩和相关的成矿作用。

（6）研究区系列Ⅱ花岗岩主要受 NNE—NE 向（吴川-四会超壳主干断裂）和 EW 向（诸广山、大东山-贵东、佛岗、永宁-分界、遂溪-吴川）深大断裂控制，指示其来源深的特点，但是，局部 NWW、NEE 的断裂对岩体就位和产状也有一定影响，岩体多表现为花岗岩体的被动侵位。

（7）吴川-四会断裂带系列Ⅱ花岗岩均系深源岩浆产物，其初始岩浆可详细分为：①来自地幔的“原始”岩浆；②“原始”岩浆同化衍生岩浆；③原生地壳物质重熔岩浆。

（8）系列Ⅱ花岗岩挥发分特征是相对富 Cl 与 CO_2，演化到晚期晚阶段小岩体，使 H_2O、Cl、CO_2、F、B 等挥发分集中，从而导致 Fe、Cu（Au）、Mo（W）、Zn、Pb 富集和成矿，这主要与系列Ⅱ花岗岩的演化和“岩浆房”的热动力作用（即“岩浆房”挥发分“流体泵”作用）有关。

（9）吴川-四会断裂带 Fe、Cu、Au、Mo、Zn、Pb 矿化，特别是 Cu、Mo 矿化，主要与系列Ⅱ花岗岩小岩体有直接成因联系，其成矿物质来源为系列Ⅱ花岗岩体系，也不排除围岩地层提供少部分成矿物质的可能性。

第三章　吴川-四会断裂带遥感地质信息

通过遥感地质解译，可以圈定遥感异常，推断寻找隐伏岩体和深部构造。1:5 万吴川-四会断裂带遥感解译图范围南至吴川，北至曲江，沿吴川-四会—曲江断裂带两侧，南北长约 520 km，东西宽约 100 km。

遥感地质解译主要采用 1:50 万、1:20 万航天图像资料，1:50 万卫星图像是美国第一、二号地球资源技术卫星（ERTS）和第三号陆地卫星（Landsat）多光谱扫描仪（MSS）四波段（MSS4 黄色，MSS5 红色，MSS6 黑色，MSS7 蓝色）假彩色合成图像，1:20 万采用 TM 图像。典型铜金矿床，如河台金矿、富湾金矿、新洲-九龙金矿、石菉铜矿、水南铜矿等则结合 1:10 万 TM 图像及 1:3.8 万彩红外航空图像和 1:3.8 万黑白航空图像进行地质解译。

遥感地质解译以目视解译为主。解译时，采用遥感地质剖面对比法，对典型铜金矿产地的地质成矿条件：地层、构造、岩浆活动及其相关蚀变特征进行研究，深入分析与矿产相关的岩体，尤其隐伏岩体、蚀变带、变质岩等图像特征，来寻找铜金矿产及其载体的成生联系。

编制遥感地质解译图。先进行 1:20 万、1:50 万航天图像的解译，然后将解译成果转绘到 1:50 万地形图中，转绘时以典型地形、地物为依据进行，最后以 1:50 万成图（附图三）。

第一节　吴川-四会断裂带遥感地质特征

航天遥感图像上所展示的吴川-四会断裂带是以一系列走向北东的线性山脊与山谷、条状山地丘陵与盆地组成的、纵贯全省的线性构造带。在这条宽 20～35 km 的线性构造带内，发育多条相互平行或近于平行的次级线性构造，其成分遥感特征为深浅差异明显的、平行延伸的色调条带，其中浅色调部分反映了不同期次的闪长岩、白岗岩及中新生代沉积物，深色调者主要为各种基性岩脉；介于上述两者之间的则为各期次的花岗岩、花岗斑岩以及古生代及前古生代沉积物。在区别上述各类岩石成分遥感特征的基础上，深入研究各自的形态遥感特征：沉积岩多具条带状影纹，变质岩以各种细斑状、细斑条带状为特征，岩浆岩以环状、不规则斑块状、脉状为特征；表面特征表现为：沉积岩一般比较平整光滑，表面粗糙度较低；变质岩表面粗糙度中等，呈现出向块状岩石过渡的特征；岩浆岩表面粗糙度较高，多表现为核桃壳状、网状特征。

吴川-四会断裂带形态遥感特征表现为：多条相互平行或近于平行的线性构造组成北东延伸的条带，这些平行或近于平行的线性构造之间，多有斜交的次级线性构造交织。上述线性特征组成与其两侧的形态特征明显不同，断裂带两侧，次级线性构造少而且方向不一，断裂带边缘环形构造发育，大小不等的环形构造成带分布于断裂带附近。其中具有中

心色调浅、放射状或向心状水系特征的环形构造多见于断裂带上盘一侧，具同心环特征、色调比较均匀的环形构造则见于断裂带下盘或断裂面附近。环形构造具有同心环特征时，同心环往往比较窄，多以弧状为主。

吴川-四会断裂带自古生代形成以来，一直在活动。其活动方式以强弱相间进行，但总体趋势是由强到弱，即其活动强度与影响范围逐渐变小变窄。断裂形成以后，受到多条纬向断裂多次切割，这些纬向断裂表现为走向东西或北西西，其中对吴川-四会断裂带影响较深的有西江断裂带、河源-佛岗断裂带、乳源-韶关断裂带等。西江断裂带宽 30～35 km，河源-佛岗断裂带宽 20～25 km，乳源-韶关断裂带宽 15～20 km。在上述构造带内，吴川-四会断裂带受到切割与位移，使北东走向延伸受到阻隔，并有岩体充填发育。由于发育上述纬向断裂带，使吴川-四会断裂带总体构造线方向由北东 40°～50°（断裂南部）转为北东 25°～30°（断裂带北部），表现出断裂带走向由南向北延伸过程中，具有向北偏移的特征。

吴川-四会断裂带主断裂位于吴川-四会一带，其走向上表现为南强北弱，南宽北窄，其变化点位于西江断裂带附近，断裂带经过西江以后，稍向西移，然后继续向北东延伸，通过清远南东后延伸出图。罗定－云浮断裂是吴川-四会断裂带北西边缘的断裂，它过西江以后，经河台、新洲、英德、仙人峰、七星墩继续向北东延伸，进入江西省境内。在广东省境内，吴川-四会断裂带对区域构造地质起控制作用：在西江断裂带以南，作为前寒武系的东南边界，西江断裂以北，又作为中生代红色盆地边界。该断裂同时控制现代地形地貌及水系流向，沿断裂带多处出现高温热泉。上述表明吴川-四会断裂带活动历史悠久，而且新构造活动强烈。

第二节　隐伏断裂图像特征

遥感地质所指的隐伏断裂是指地表没有断裂显示或显示不明显的线性构造。此类线性构造的解译方法有目视地质解译及计算机图像增强处理，前者多用于大面积的图像判译，后者多用于目标范围的深入研究。

吴川-四会断裂带内隐伏断裂的图像表现与断裂规模相关，大型隐伏断裂多表现为两大色调组合单元或两大形态、影纹组合单元的分界线，即出现于区域成分遥感或形态遥感地质特征的分界面上，在两大成分遥感或形态遥感之间，有一宽几十至几百米甚至更宽的过渡带，这个过渡带走向延伸比较平直圆滑，此带内往往发育次级线性构造，次级线性构造走向多与主要线性构造斜交，一般不穿过主线性构造。在过渡带内，除上述次级密集线性构造以外，尚有与主断裂平行或近于平行的线性构造，其间多有岩脉出露，区别于一般线性构造的特征是：除线性构造带宽、延伸远以外，多有中基性，特别是基性超基性岩脉发育，岩脉成带出现。一般隐伏断裂除规模小、延伸短以外，常常只表现为两种成分遥感或形态遥感之间的分界线，其形态或成分特征区范围一般均比较小，岩脉或小岩株出现的极少。不论大型还是中小型隐伏断裂，地表表现多具如下特征：

（1）图像上具有明显的成分遥感与形态遥感特征界线或界面；

（2）地形地貌上多表现为线状或带状直线状延伸的山脊或山谷；

（3）地植被发育呈现线状或带状异常，形成线状或带状地植被发育带或减弱带，反映

线状或带状生物地球化学场特征；

(4) 地表多有线状或带状密集线性构造发育，地表地层岩石节理测量呈现特征线状或带状发育，大型隐伏构造，常见多条平行或近于平行的线状构造发育，其间多见平行岩脉相间发育；

(5) 地表岩石强度降低，岩石块度明显变小，遥感图像上表现为粗糙度增加，镜检时，可见到岩石矿物显微位移或错断，显示存在构造形迹；

(6) 深部工程中，均可见到动力变质带或构造破碎带的存在。

吴川-四会断裂带内，河台—新洲—英德一带的隐伏大型线性构造即属此类。

应该特别指出，由于吴川-四会断裂带地处高温多雨地区，地表地层岩石中水分含量较高，应用植物生物地球化学场分析研究隐伏断裂时，应该选取旱季遥感图像。据河台地区观察研究隐伏断裂带旱季图像上多表现为地植被生长旺盛，明显出现翠绿色带状特征，在深秋季节，马尾松落叶均比较迟缓，而春天发芽比较早，形成条带状新芽区，这些特征间接反映深部地层岩石破碎，地表水通过裂隙上升，所以形成旱季图像特殊表征。

第三节　隐伏岩体图像特征

吴川-四会断裂带 1:20 万遥感解译结果表明，区内隐伏岩体遥感图像特征表现为较为规则的环形图像，这种环形图像，多具有中心突出感，其边缘具有宽窄不一的环圈，这种环圈的外缘与背景色调逐渐过渡，没有明显的外边缘。这类环形图像一般规模均比较小，直径多在 0.5～2 km 之间，有的更小。当然也有部分直径 3～5 km 的。一般来说，环的突出感越强，其埋深越浅。直径大者反映其深部隐伏岩体规模较大。环形突出感比较差、直径较小、环形图像比较模糊的，埋深一般均比较大。在沉积岩或副变质岩分布区，隐伏岩体的表现有两种情况：一是图像上沉积岩或变质岩层理影纹岩石结构基本完好，即反映地层岩石的形态与成分遥感特征表征存在，而其上叠加隐晦的环形图像，使叠加区反映地层岩石的成分遥感特征稍模糊，其环形图像的中心色调比较浅，边缘具有较为规则的环形退色或深色特征，尤其中心明显，此类环形构造多反映隐伏岩株。当其上部出现的环形图像面积比较大，形态比较规则，色调比较明显均匀，层理影纹与环形图像区色调出现深浅的差异时，此类环形构造反映的隐伏岩体多为岩盘或比较大的岩株或岩基。当环形图像中心与边缘色调均匀递变，周边色调宽度对称相当时，表示隐伏岩体侧伏不明显，而其周边出现异常色调不对称宽窄变化时，表示该隐伏岩体具有侧伏特征，其侧伏方向则与异常色调变宽的方向一致。隐伏岩体的埋深可据上覆层理影纹的清晰程度加以判定，一般来说，上覆岩层层理影纹越清晰，反映隐伏岩体的埋深就越大，相反埋深就浅。二是在变质较深的岩区（指震旦系）或岩浆岩区，隐伏岩体的判译比较困难，其判译依据主要是岩体上部出现放射状、环状、弧状裂隙，或其内部出现与地质体不相吻合的环状、弧状蚀变带等特征。在地植被发育地区，由于隐伏岩体的存在，使地层岩石中地球化学元素含量发生变化；由于隐伏岩体的存在，其上拱形成的应力场的作用，形成一系列与之相对应的放射状、环状、弧状节理裂隙；岩石裂隙土化加强，使地表水得以储存，以及地层岩石中易溶地球化学元素增加；由于隐伏岩体的存在，其热事件引起上覆地层岩石发生烘烤作用，使原岩石结构受不同程度的破坏，一些地区甚至出现线状高温热泉和 S、P、As 等元素含量

增高，其上部地植被多出现异常生理生态特征。一般情况下，富含铜金元素岩体上，木本植物：未成年树一般生长旺盛，成年树多出现早衰现象；草本植物：喜铜植物如铜草、兰猪耳草多生长良好，尤其旱季更加明显。

全隐伏岩体中，铜金矿化作用往往出现于环形构造的中心部位及其放射状、环状、弧状裂隙中，中心部分矿化以面状为主，边缘则以脉状为主（如石菉铜矿）。对铜金矿床而言，隐伏岩体中，各类岩体均有成矿可能，尤其隐伏岩体规模大而其原岩成分中金铜元素背景值高者，对同种规模同种岩性而言，一般其上部环形较大者，成矿的可能就更大。岩浆成分的差别对金铜矿床的形成也有差别，就吴川-四会地区而言，对铜金矿床较为有利者，多为中酸性侵入体，尤其钾化强烈岩石更明显。河台金矿、新洲九龙金矿、天堂铜矿、石菉铜矿、水南铜矿、陆仔铜矿、高基铜矿、钱排金矿均属此类。上述地区的隐伏岩体，均以小型为主，环形、弧形图像发育和交织放射状水系等。经钻探证实，此类环形构造反映的隐伏岩体埋深一般为 10 ~ 30 m，少数达 50 ~ 70 m，其岩体多为花岗岩，闪长岩类小岩株。当隐伏岩体上部为碳酸盐类岩石时，环形图像中心多表现为光谱反射率高，卫星图像上则表现为浅色图斑或环斑，当隐伏岩体上部的岩石为砂岩、页岩或火山岩、火山碎屑岩时，环形图像内光谱反射率则比周围低，呈现深色或暗色环形或环斑。

另一类隐伏岩体地表只露其中一小部分，而大部分则隐伏于地层岩石之下。其出现在沉积岩或浅变质岩区时，岩体出露部分明显切割或阻隔反映地层的层理影纹，而隐伏部分地层层理影纹仍保存完好，只呈现层理影纹模糊特征。这类隐伏岩体比较容易判译，其难点是判断隐伏部分的边缘界线及岩体的倾伏方向，其边缘界线可依据上覆地层影纹的变化加以确认，其倾伏方向则依据上覆地层岩石蚀变特征加以判认，例如天堂隐伏岩体，倾伏方向为南。依据岩体出露部分的成分与形态遥感特征，可以判定岩体的成分：环形构造内，光谱反射率高、色调较浅、弧形、核桃壳状影纹者，多为中酸性岩类——花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩类侵入体；环形构造呈现暗色调，反映其光谱反射率较低、网状和网格状影纹、粗糙度低者，多反映基性、超基性岩体。研究区内前者多见，而且以岩株、岩基为主，沿断裂亦见脉状体产出；而后者多以脉状体为主，当成面状产出时，多为筒状体。前者多与铜金钨多金属相关，后者多与铜金相关。

吴川-四会断裂带隐伏岩体与隐伏断裂的遥感解译主要是那些全隐伏的岩体与断裂，这些岩体与断裂在 1:50 万遥感解译图上均以虚线表示。就解译结果而言，岩体多以小型中酸性岩株为主，而断裂则多以走向 NE 为特征，当然 EW、NW 向亦有出现。EW 向隐伏断裂虽然不多，但其规模一般较大，对区域地质构造发育与铜金矿床分布具有控制作用。

第四节　已知典型铜金矿床遥感图像特征

矿床遥感特征，主要表现为成分与形态两大部分。成分遥感，主要表现为与控制矿床的地层岩石，即与矿床及其载体的化学成分相关。据研究，铁离子吸收带出现于 0.85 ~ 1.0 μm，其中 Fe^{2+} 离子在 1.0 μm 附近有强吸收带，Fe^{3+} 强吸收带则在 0.85 ~ 0.92 μm 之间，含 CO_3^{2-} 的岩石在 2.35 μm 附近有强吸收带，含 $(OH)^-$ 的岩石的强吸收带则出现于 2.2 μm 附近。与绢云母化、高岭土化、粘土化相关的热液蚀变岩石在 1.6 μm 附近具有强烈的反射峰，而 2.2 μm 附近则出现吸收带，与铜金矿化相关的硅化红外吸收较弱，而在

2.25 μm 附近有独特的吸收带，在 8.5 μm 处出现低反射值。铜金矿床多与硅化、黄铁矿化、碳酸盐化、绢云母化、绿帘石化、夕卡岩化、青盘岩化、粘土化、高岭土化、褐铁矿化相关，尤其与硅化、黄铁矿化关系密切。工业铜金矿床与黄铁矿化往往形影相随，研究黄铁矿化岩石光谱反射率曲线特征具有特别的意义。典型的黄铁矿化岩石光谱反射率曲线表现为 0.4 ~0.6 μm 范围内有反射率陡倾上升斜坡（反射率从 10%→30% ±），在 0.6 ~ 0.8 μm 之间有一宽阔的反射峰，在 0.9 μm、2.2 μm 处均有明显的吸收峰，这种光谱反射率曲线特征与绿泥石化岩石光谱反射曲线特征相似，其区别在于绿泥石化岩石光谱反射率曲线在 0.4μm ~ 0.5μm 范围内，反射率曲线比较平缓，不具备陡倾上升特征。与褐铁矿相关的岩石光谱反射率曲线与黄铁矿化岩石反射率曲线亦相似，其差别在于褐铁矿化岩石光谱反射率曲线起伏更加明显，尤其在 1.9 μm 和 2.2 μm 附近吸收峰比黄铁矿化岩石的光谱反射率曲线的吸收峰更明显而且宽阔。

地表植被研究表明，吴川-四会断裂带铜金矿床的矿区内外亦具波谱差异，存在地植被反射波谱异常，表现出明显的图像色调差异，形成遥感异常区。在铜矿区或岩石土壤铜异常高含量区，植物叶片出现褐色斑点，群体生态出现生长迟缓、叶片普遍黄化，针叶、阔叶植物如马尾松、三丫苦、鸭脚木、桃金娘等均不例外，尤其旱季或夏秋之交更加明显，这种地植被病理生态特征在与黄铁矿共生的铜金矿床的上部，特别是在黄铁矿晕范围内更加明显，此类地区的地物光谱曲线在 0.565 μm 具有高反射峰，而在 0.465 μm 处则有低的反射峰出现，而且 0.565 μm/0.465 μm 的反射率比值大于 1.7。地植被采样化学分析，采用植物叶片灰分，分析结果表明铜含量一般比非矿区高数倍至数十倍，金含量高数十至数百倍。铜金矿及其相伴生的元素引起的地植被反射波谱特征反映在遥感图像上，一则表现为成分遥感的特殊的群体色调差异，构成特征的色调斑块；另则表现为形态遥感的差异，形成特征的影纹，尤其具有岩性差别或生物地球化学异常强烈时，出现特殊植物群落生态特征或出现生态死亡窗口时，更加明显。

吴川-四会断裂带已知铜金矿床多与构造岩浆活动密切相关，工业矿床均产于大型线性构造带内及其附近，尤其断裂构造上盘一侧为多见，矿体则多见于次级构造与环形构造交切的切点附近。工业矿床与岩浆岩体形影相随，关系密切，有的岩体（如石牛头岩体等）本身铜金元素背景值就高，有的岩体虽然铜金背景低，但其相关的热事件强烈，在其周边地区出现各种环状、环带状蚀变带，这些环带范围往往也出现铜金高含量区，特别是当这些构造岩浆活动穿过铜金背景值高的地层，如震旦系、寒武系、泥盆系、石炭系、侏罗系、白垩系等铜金矿床的矿源层时，在环形构造与线性构造交切点附近，尤其环形构造内具有放射状或向心状水系特征，环形边缘具有较宽的退色环圈时，而线性构造具有明显的高突感与撕裂感，上述线性与环形交织部位，往往有工业矿床存在。如区内河台金矿、新洲金矿、水南铜矿、石菉铜矿等。从地貌上看，金矿与铜矿产出部位稍有差别，铜矿床产出地貌部位地形变化较小，金矿多产于地貌上由陡变缓的部位，这反映铜金矿床硅化程度的差异，金矿与地层岩石强烈硅化关系更加密切。富矿体产出位置在图像上往往表现为小型环形构造边缘模糊地带与线性构造密集向稀疏的转折交切部位。

在 TM 及 MSS 图像上，与铜金矿床相关的色调主要有两类：一类是均匀的线状与环状浅色调，此类色调反映的蚀变作用与硅化、碳酸盐化、大理岩化、绢云母化、绿帘石化相关，尤其硅化、碳酸盐化、大理岩化，其蚀变越强、色调越浅。以硅化为主时，地形高

突，图像表面光洁度较高，当出现高岭土化、粘土化时其表面出现污浊感，表面光洁度降低。另一类则呈线状、弧状或环状深色调，此类色调多反映蚀变作用与夕卡岩化、褐铁矿化、黄铁矿化、黑土化相关；褐铁矿化、黑土化强烈时，地貌上多为负地形。一般情况下，岩石、矿石新鲜时，金矿多与浅色调关系密切，铜矿则与深色蚀变关系密切些。在地表强烈风化条件下，不论金矿或铜矿，均与深色蚀变相关。

吴川-四会断裂带已知金工业矿床，多与变质岩系相关。云母片岩、云母石英片岩等均可为区内金矿床的直接围岩，此类近矿围岩的波谱反射曲线表现为0.4～0.8 μm范围内反射率在40%～50%之间，反射比增加较快，0.8～2.1 μm之间反射率在50%～70%之间，反射率曲线起伏变化较小，呈平缓线状，在1.4 μm和2.2 μm处有明显的吸收谱带。石英脉型金矿的金矿石则表现为0.4～0.6 μm之间反射率变化较大，反射比增加较快，0.6～2.1 μm之间，反射率变化较小，反射率曲线比较平直。当石英脉中含金品位高时，由于含金品位与黄铁矿含量具有正相关关系，所以富金石英脉的波谱反射曲线表现为在0.4～0.6 μm之间反射比斜率增加更大，反射率曲线陡倾，在0.7 μm附近出现强的反射峰。而强烈硅化黄铁矿化糜棱岩型金矿石，其波谱反射率曲线与石英脉型金矿石波谱反射率曲线极为相似，其反射率可在40%～70%之间变化，0.4～0.6 μm之间反射率变化在10%～15%之间，其区别在于强烈硅化黄铁矿化糜棱岩型金矿石多经强烈挤压作用，在2.2 μm附近常出现吸收谱带，指示矿石中存在含水矿物。此外，此类矿石存在不同程度的碳酸盐化，因此在2.3 μm附近出现吸收谱带。河台金矿地表矿石具有不同程度的褐铁矿化，因此在0.4～0.6 μm之间反射率较陡，同时在2.2 μm、2.3 μm附近具有宽窄不等的吸收谱带。

石蔡铜矿赋存于花岗闪长岩与灰岩接触带内，矿体产于夕卡岩化大理岩中。其矿石光谱反射率曲线表现为0.4～0.9 μm之间反射比斜率较大，0.9～2.1 μm之间反射率变化较小（小于10%）。当矿石中孔雀石含量增加时，矿石光谱反射率曲线在70%～80%之间变化。在0.4～0.76 μm之间，反射率强烈上升，在0.8～0.9 μm处出现强宽吸收谱带（Cu^{2+}离子引起），在1.4 μm、1.9 μm和2.2 μm具有吸收峰（羟基谱带特征）。在2.35 μm附近有吸收峰（为CO_3^{2-}谱带特征）。

第五节　遥感的成矿预测

一、成矿预测的依据

吴川-四会铜金成矿带遥感成矿预测的依据，主要是研究区内已知大中型铜金矿床遥感图像特征。结合地质、物化探等资料，进行综合预测。具体是在着重研究河台金矿、富湾金矿、新洲－九龙金矿、石蔡铜矿、水南铜金矿以及邻区紫金山百万吨级铜金矿的遥感地质特征的基础上进行的。在成矿预测中，着重考虑形态遥感特征，特别是线性构造与环形构造、线性构造与线性构造相交切的部位中发育的小型环形构造（直径小于5 km），具备各种色调异常，尤其退色、退变质等蚀变带及环形构造边缘模糊的地段。在空间位置上，考虑那些与大中型线性构造有一定距离（一般相距3～5 km）。次级线性构造密集，这些线性构造以浅色调为主，具撕裂感，与之交切的环形构造则中心突出、边缘界线模糊，在其形态遥感背景场上，具有细斑状条带发育的地段，细斑状条带背景场内细斑条带

色调相对变浅的地段是成矿最有利区段。

据统计，广东省已知大中型铜金矿床产于成矿元素背景值高的地层岩石分布区，而矿体尤其富矿体多出现于这种特征高背景的低异常场内。吴川-四会断裂带工业铜金矿床多产于铜金元素高含量区，并存在汞、砷等元素异常场，矿区多产于这种高值区域中出现的铜金低含量甚至负值区内。富矿体产出于线性构造由陡变缓的转折地带，地貌上表现为由陡峻山脊向缓坡的转折部位。富矿地段周边成矿元素地球化学场呈现低值，成矿元素含量甚至可低于元素克位克值，形成与矿体形态相近的低值异常环，这种低值环的宽度与矿体储量相关，通常情况下，矿床储量越大，低值异常环带越宽。在遥感图像上，这种地球化学异常往往表现为成分遥感的环带状差异，在目视解译及计算机主成分分析研究中，多存在环状、斑状特征。在地植被生物地球化学遥感研究中，铜金矿床的这种特征往往表现为环状或斑状生物生理生态或种群变异，形成植物病理生态或特殊群落，如在铜矿区内铜草广布，金矿区内兰花猪笼草、白花酸藤子等异常发育，表明由于铜金矿床及其相关元素形成了对 Au、Cu、S、As、Hg 等元素的高含量灵敏植物的旺盛区，形成了特殊植物群落；而铜金矿区内马尾松、桃金娘等植物褐色叶斑、黄化等叶片的广泛出现，表明此类生物出现了病理变化，在 1:40 万或 1:400 万电子显微镜研究中这种病理变化则呈现植物细胞的异常发育、大小混染、气孔生态变异。因此要十分重视这种岩石－土壤－生物地球化学链的关系。在成矿预测时，需综合考虑区域地球化学测量成果，在铜金元素高含量区出现的低值异常与植物生长异常叠加，形成不规则环状、斑状遥感异常，亦可作为远景预测的重要依据。

二、成矿预测的结果

据上述条件将本区成矿预测区划分为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ级。Ⅰ级成矿预测区表示该区遥感异常条件中，成分遥感特征明显、形态遥感条件优越、具有密集线性构造与环形构造交切、交切点附近环形构造具有模糊蚀变边缘，并具生物地球化学异常及地球化学异常等综合特征，是本区最有希望找到工业铜金矿床的地区；Ⅱ级成矿预测区则表示其遥感条件较Ⅰ级稍次，但其他条件仍然优越的地区；Ⅲ级成矿预测区则表明其与目前已知的铜矿床产出地区遥感特征相似的地区，即有希望找到工业铜金矿床的地区。

吴川-四会断裂带成矿预测结果如下：

Ⅰ级预测区：① 曲江小坑铜多金属远景区；② 新兴天堂铜多金属远景区；③ 高要牛头山铜金远景区。

Ⅱ级预测区：① 英德沙口铜金多金属远景区；② 阳春高基铜多金属远景区。

Ⅲ级预测区：① 阳山陆仔铜金多金属远景区；② 信宜钱排金矿远景区；③ 英德西牛铜金远景区。

三、预测的实例

1. 曲江小坑铜多金属Ⅰ级成矿预测区

预测区位于曲江县小坑水库以南，小坑、汤湖、谢屋、围背之间。为吴川-四会断裂带北段，贵东岩体的西北部。区内覆盖有厚层第四系和植被。

(1) 图像特征。据 1:25 万 TM 航天图像及 1:3.8 万航片分析（图版 1、图版 2、图 3-1），区内北东密集线性构造带内多组线性构造发育，其上叠加中心具突出感和边缘模糊的同心环状环形构造或大环包小环的环形构造。在环形构造与线性构造交切部位，尤其北东

或北西向线性构造与环形构造交切点附近，多具退色环边，这种退色蚀变质带也见于线性构造交汇点上，沿北东或北西的分布。已知铜银多金属矿脉多与闪长斑岩有关，呈北西向分布，与图像特征吻合。北西浅色条带多反映闪长斑岩脉及具蚀变特征的线性构造，这些与矿化相关的线性构造多见于与环形构造交切点附近，并受北西向线性构造控制，发育于北东向线性构造带内，多见于断裂带上盘。

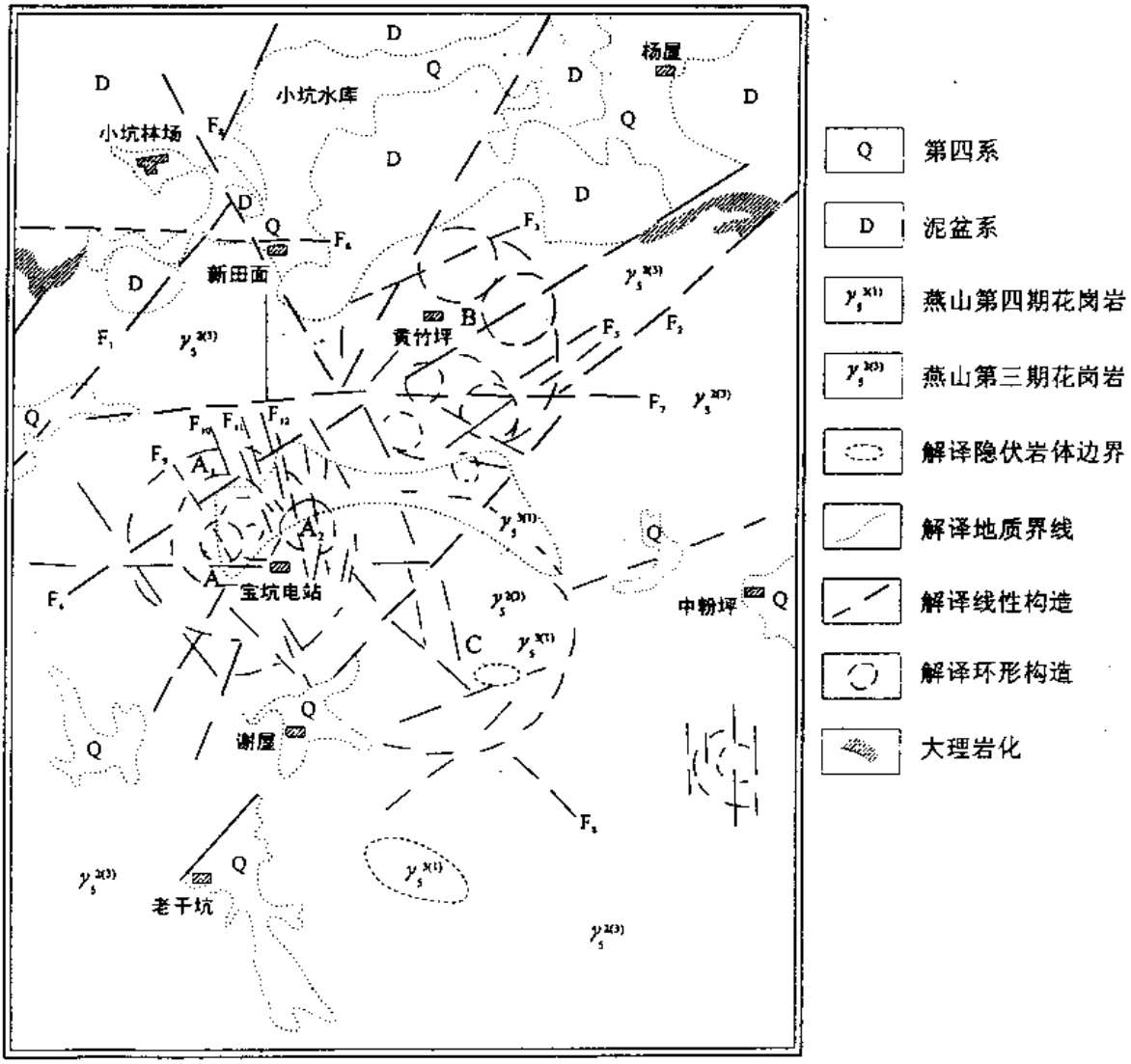


图 3-1　曲江小坑铜多金属预测区遥感地质构造解译图

（比例尺 1:9 万）

（2）线性构造。包括 NE 向、近 EW—NEE 向和 NW 向多组。

NE 向线性构造：该组构造主要由两条互相平行的线性构造组成，西边一条 F_1 位于矿区外围小坑水库西至汤湖一带；东面一条 F_2 北起围背东南，沿南西方向经谢屋西，两端延伸出图。该组线性构造在图像上十分清晰，界线平直，延伸远，由山脊、河流和第四系边界显示。从图像上的特征，推测其性质以扭性为主兼压性，据断层三角面所示，断面倾向北西。

近 EW－NEE 向线性构造：NEE 向线性构造走向约 60°～70°，由 F_3～F_5 等组成，略具缓波状，往西南稍撒开，向东北 F_4、F_5 渐收敛于 F_2 上，推测其性质以压性为主。近 EW 向线性构造，主要有 F_6、F_7 等。

NW 向线性构造：该组线性构造有两类，一类数量较少而规模较大（如 F_8），走向约北西 320°；另一类以规模较小而密集发育为特征，走向约北西 340°。它们集中分布在 F_2 断裂西南段，特别是北西盘，如 F_9～F_{14} 等。F_{13}～F_{14} 为走向北西 345°的张性断裂破碎带，带内发育了 NNE、NWW 和近 EW 向的次级裂隙；F_{13} 由一系列侧列的张性裂隙构成，显示曾发生左行扭动。

（3）环形影像：该区具有三个环形影像，图 3-1 分别用 A、B、C 表示。它们是通过环状和弧状山脊、环状、向心状和放射状水系、以及环内外的色调差、影纹不协调等反映出来。

A 环：直径约 2.5 km，由多层偏心环、弧及数个小环组成。大环由发育不太完整的多层偏心环、弧组成，中心略偏北。北西部受 EW 向线性构造影响而不发育。环或弧之间的距离略有向北北西方向变窄收缩、向南南东方向变宽放大的特点。大环内有两个比较清楚的多层同心小环，小环与大环不同心且偏北部，小环的直径分别为 1.2 km（A_1 环）和 0.5 km（A_2 环）。此外还有几个模糊的小环。

B 环：直径约 2.2 km，该影像在多种图像中都十分清晰醒目，形态比较完整简单。内部有几个比较模糊的小环。

C 环：直径约 3.0 km，该影像比较模糊。

本区环形影像沿 F_2 断裂分布，特别是 F_2 上盘一侧。A 环和 B 环与 F_2 断裂相切，A、C 两环互相套叠，北西向比较短小而密集的线性构造集中发育在线环、环环交切部位及附近，特别是 A 环的东半部。

（4）成矿预测。NE 向断裂如 F_2 可能是主要的控矿断裂，NW 向张－张扭性次级断裂可能是主要含矿断裂。成矿最有利的部位为 A 环的东半部及其边缘附近，特别要注意各种环的交切、套叠和线环交切部位及其附近；其次，B 环内线环交切的部位，可能还存在 NE 向的含矿构造。

2. 新兴天堂铜多金属Ⅰ级成矿预测区

预测区位于新兴县天堂北，新营、石寨、幌岗仙、河头圹之间，区内夕卡岩发育，并有民采点分布。

（1）图像特征。预测区内 1∶20 万 MSS 航天图像和 1∶3.8 万航片分析（图版 3、图版 4、图 3-2），该区线性构造以龙村－幌岗仙、朱所－石寨 NE 向为主，此外近 EW 及 NW 向线性构造较发育。环形构造发育于 NE 向线性构造带内，被近 EW 向构造交切。已知铜多金属矿化多见于 NE 向线性构造与环形构造交切点附近，矿脉呈北东向展布。

环形构造主要有山圹角、幌岗仙、凤凰村三个。凤凰村环形构造西北部被 NE 向线性构造在石寨附近相切，沿切点夕卡岩呈北东向展布。山圹角环形构造与 NE 向线性构造交切于新营北，亦发育北东向延伸的夕卡岩。在幌岗仙环形构造南东与 NE 向线性构造交切附近有七个次级环形构造（B_1～B_7），其中 B_1～B_3 号（图 3-2）预测为岩体内的围岩（泥盆系地层?），花岗岩上覆于泥盆系组成的轴向 NE 向的复式褶皱之上，其余几个次级环形

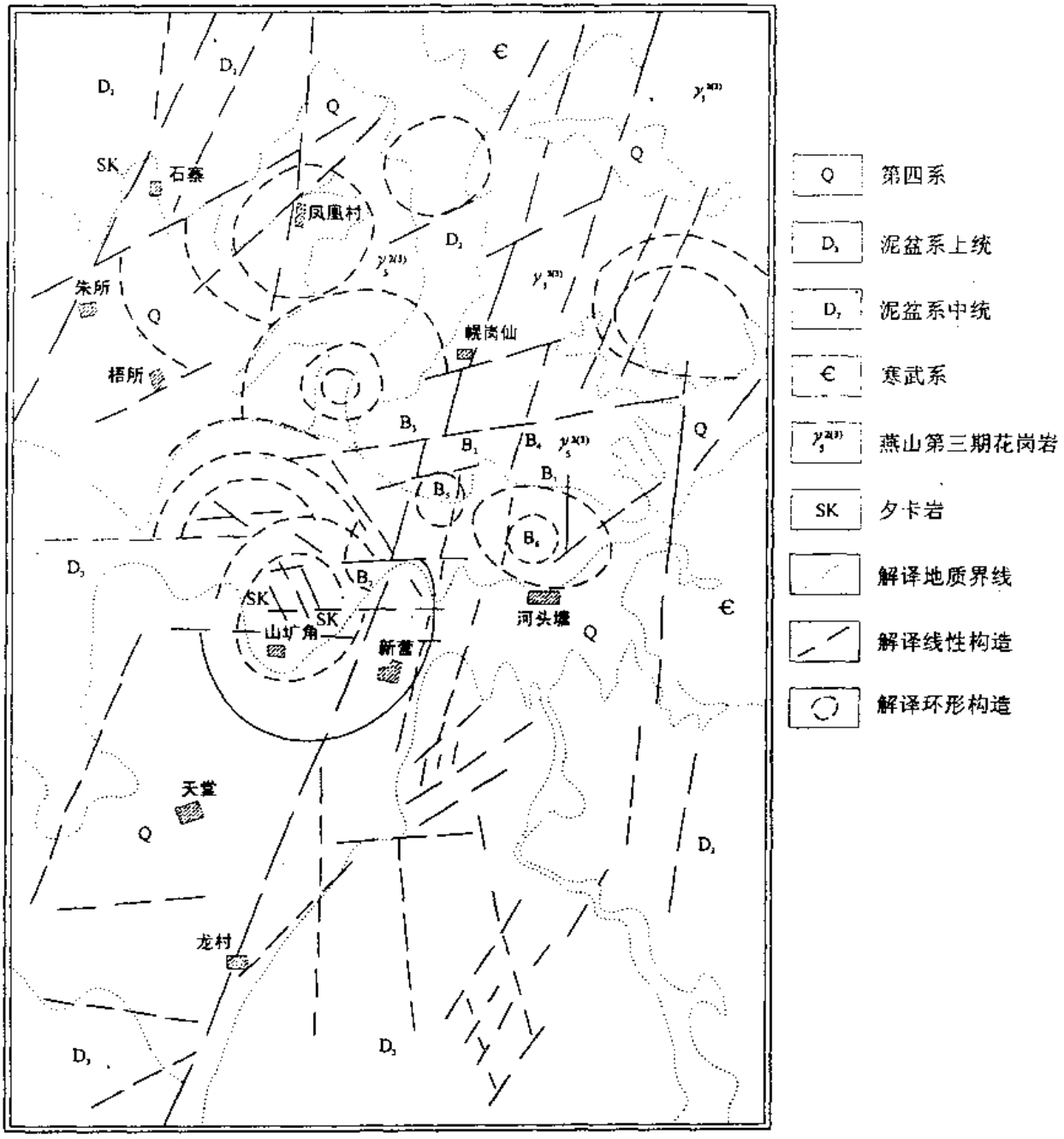


图 3-2 新兴天堂铜多金属预测区遥感地质构造解译图

（比例尺 1:7.7 万）

构造预测为隐伏岩体。

（2）成矿预测。本区最有利于铜多金属矿化的地段为：①山矿角南东；②幌岗仙南；③凤凰村西（石寨）。其中山矿角南东成矿最有利地段为山矿角环形外缘与龙村－幌岗仙线性构造交切处，此区内遥感图像显示，山矿角隐伏岩体向南偏东侧伏，有 300～400 m 的退色蚀变区域，其与 NE 向构造蚀变带交汇处成矿最有利。幌岗仙南，铜多金属矿化最好地段预计在 B_1—B_7 次级环形构造边缘，尤其 B_2、B_5、B_7 环形构造之间，该区 NE 向、

近 EW 向和 NW 向三组线性构造交汇，NW 与 NE 向线性构造交汇角度小，同时多个环形构造相交切。凤凰村西的石寨附近铜多金属矿化预计将沿 NE 向线性构造带分布于环形构造边缘，矿化最好地段为石寨附近。上述各矿化地段的铜多金属矿化，均以夕卡岩型为特征，工业矿体预计分布于山圩角南、东至幌岗仙之间；当然石寨附近亦可能有工业铜多金属矿体存在，但其规模将不如前者。

第四章　吴川-四会断裂带典型铜、金矿床地质特征及成矿模式

第一节　曲江大宝山斑岩型铜钼多金属矿床

大宝山矿区位于韶关市东南直距 30 km，距曲江县城（马坝）公路里程 28 km，与京广铁路的马坝火车站接轨，有铁路专线直达矿区。

矿床为中南地质局粤湘地质队发现，广东省地质局 705 地质队于 1958～1961 年进行评价勘探工作，查明为一以铜硫铅锌钼为主元素的特大型矿床。并分别于 1961 年前后提交了大宝山矿区多金属矿床地质勘探总结报告（东部）、大宝山矿区西部多金属矿带初步勘探总结报告和大宝山矿区船肚钨钼矿床初步勘探总结报告。随后，大宝山矿上马开采铁矿至今，同时小规模开采铜矿。在矿山开采过程中，冶金 933 地质队、广东省地矿局 706 地质大队、大宝山矿分别对矿区的钼矿、铅锌矿、铁矿及外围补做了部分普查勘探工作，取得了一些成果。

一、区域构造位置

矿区位于南岭纬向构造带南侧、大东山－贵东 EW 向构造岩浆岩带与江北新华夏断裂构造带的复合部位。

二、成矿地质环境

矿区构造复杂（图 4-1）（陈毓川，1993），断裂构造以 NNW、EW 为主，NNE、NE 次之，在矿区西侧泥盆系沿 NNW 断裂（F_1）逆冲于侏罗系之上；在矿区东部为一沿 NNW 走向的向斜构造。矿区最老地层为寒武系地槽型沉积的浅变质砂板岩建造，与上覆中下泥盆统桂头群呈不整合接触。晚古生代地层属地台型沉积，为一套陆源碎屑至浅海相碳酸盐建造。局部有中生代早侏罗世陆缘坳陷盆地碎屑沉积建造，与中下泥盆统桂头群呈不整合接触。矿区容矿地层主要为中泥盆统东岗岭组。多金属矿床与次英安斑岩和花岗闪长斑岩有关（刘妬群，1985），前者 Rb-Sr 年龄为（195.5 ± 11）Ma，后者侵入前者。它们均属中酸性钙碱性系列铝过饱和岩石，具富钾贫钠、钙的特点。岩体中成矿元素丰度值高，次英安斑岩中铜、钨、铋元素背景值较高（铜高出克拉克值 4～8 倍、锡 2 倍、钨 1～2 倍）；花岗闪长斑岩中钼、钨、锡等元素背景值较高；二者铅锌丰度均略高于克拉克值。表明本区多金属矿化（体）和钼钨矿化（体）分别与次英安斑岩和花岗闪长斑岩有成因联系（覃慕陶等，1998）。

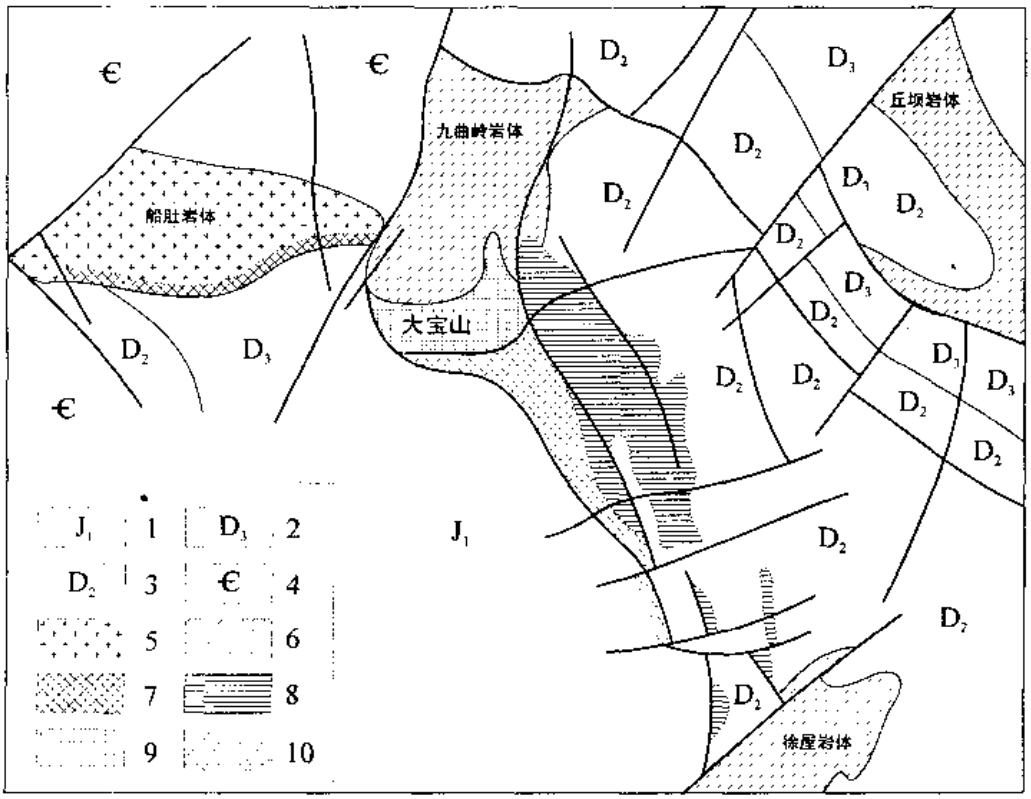


图 4-1　大宝山铁铜多金属矿区地质略图

1—下侏罗统；2—上泥盆统；3—中泥盆统；4—寒武系；5—燕山期第三阶段花岗闪长（斑）岩；6—燕山早期第二阶段次英安斑岩；7—夕卡岩型钨钼矿化；8—铁帽；9—钼矿化花岗闪长斑岩；10—硅化次英安斑岩

三、矿床分布、产状[1]

矿区矿床类型较多，不同类型矿床有其空间分布规律，代表矿床有：

1. 东部似层状铜多金属矿床（图 4-2）

沿断层上盘分布，产于受向斜控制的碳酸盐岩中，矿体与地层产状基本一致，呈多层状上下叠置，在向斜轴部矿体加厚（最大厚度 161 m）。主矿体的呈 NNW 走向，长 2640 m，沿倾向水平宽 200 ~ 540 m（平均为 350 m），平均厚度 55 m，以铜硫矿体为主。它是本矿区最主要的矿床类型。

2. 西部高中温热液充填交代型脉状铜多金属矿床

矿床产于大宝山次英安斑岩墙下盘与侏罗系接触的断裂（F_1）破碎带中，成矿物质基本与东部相似。

3. 高中温热液斑岩型钼矿床

它的成矿母岩为花岗闪长（斑）岩，矿体产状受斑岩顶部及接触带控制。

4. 船肚夕卡岩型钨钼矿床

[1] 广东省地质局七〇五队．大宝山矿区多金属矿床地质勘探总结报告．1961．

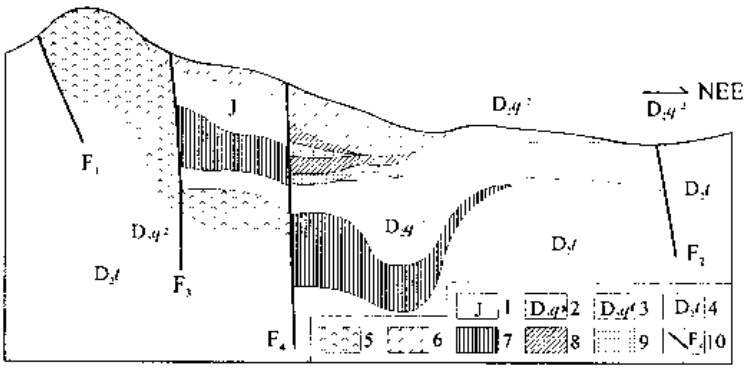


图 4-2　大宝山铁铜多金属矿床 27 线地质剖面示意图

1—侏罗系砂岩、砂页岩；2—泥盆系中统棋子桥组上亚组含锰砂页岩、凝灰岩；3—泥盆系中统棋子桥组下亚组灰岩；4—泥盆系中统跳马涧组石英砂岩、绢云母砂页岩；5—次英安斑岩；6—褐铁矿铁帽；7—铜硫矿体；8—黄铁矿体；9—菱铁矿体；10—断层

矿体产于花岗闪长（斑）岩体南缘与上泥盆统天子岭灰岩接触带的石榴子石夕卡岩和内接触带中，分别形成夕卡岩型钨钼矿床和斑岩型钼矿床。

5. 风化淋滤型褐铁矿矿床

广泛覆盖于地表，为原生矿经氧化而形成的褐铁矿铁帽。

四、矿石物质组分

1. 矿物成分●

多金属矿型的主要金属矿物为黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、磁黄铁矿、菱铁矿、辉铋矿及少量碲化物；钨钼型的主要金属矿物为辉钼矿、黄铁矿、白钨矿、黑钨矿、辉铋矿、锡石、黄铜矿等。

2. 化学成分

矿区具有独立开采价值的元素有铁、铜、铅、锌、硫、钨、钼 7 种，可伴生利用的有铋、镉、镓、铟、硒、铊、金、银、铼等 10 种。铜是本区最主要的有益元素。

五、矿石类型及矿物组合●

矿区矿石自然类型共分六种：

（1）白钨矿、辉钼矿石，主要为白钨矿、辉钼矿，少量黄铁矿、锡石，主要产于船肚夕卡岩中。

（2）黄铁矿辉钼矿石，主要为辉钼矿、黄铁矿，少量白钨矿、锡石，主要产于大宝山顶花岗闪长斑岩中。

（3）含白钨矿黄铜矿黄铁矿石，主要为黄铁矿、黄铜矿，次为白钨矿，少量赤铁矿、毒砂、辉铋矿、辉碲铋矿、碲金矿、硫锑铜银矿、胶状白铁矿、菱铁矿等，产于东部多金属矿床中的北部。

（4）含黄铜矿磁黄铁矿石，主要为磁黄铁矿、黄铜矿、黄铁矿，少量矿物除同含白钨矿黄铜矿黄铁矿石外，另含铁闪锌矿，分布于东部多金属矿床中部。

● 广东省地质局七〇五队．大宝山矿区多金属矿床地质勘探总结报告．1961．

● 黄铁矿系多金属矿床上部热液交代形成的一种矿石类型，不属于单独的一种矿床类型，故本文未独立列出．

(5) 铅锌矿石，主要为方铅矿、闪锌矿，次为黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿，少量辉铋矿、辉碲铋矿、碲金矿、硫锑铜银矿、毒砂、辉银矿、黝铜矿、白铁矿、白钨矿等，分布于东部多金属矿床的中南部。

(6) 褐铁矿石，分块状褐铁矿石与土状褐铁矿石两种，主要为针铁矿、赤铁矿、褐铁矿、次要为黄钾铁矾、菱铁矿、孔雀石、纤铁矿，少量矿物有多种铜铅锌氧化矿物，几乎覆盖全矿床。

六、矿石构造及结构[1]

矿石构造有条带状、块状、浸染状、细脉状、星点状、网状、角砾状等，褐铁矿石还有蜂窝状、皮壳状、土状等；矿石结构分为粒状、交代溶蚀、固溶体分离、胶状及再结晶、压力结构等五组，其中以交代溶蚀结构最为发育。

七、蚀变类型及分带性

斑岩及其围岩具有面型蚀变的特点（陈毓川等，1993），以岩体为中心向两侧呈对称分布，蚀变顺序分带如下：

（花岗闪长斑岩）内蚀变带：未蚀变中心相（花岗闪长斑岩）

黑云母—钾长石化带（内带）

伊利石—水白云母化带（内带）

接触带：石英—绢云母化带（接触带）

外接触带（次英安斑岩）：青磐岩化带（外带）

八、成矿阶段

矿区成矿主要与燕山期岩浆岩有关（刘妬群等，1985），该期两次岩浆侵入活动也相应发生了两次成矿作用，一次是燕山早期，次英安斑岩相伴随的成矿作用，形成斑岩型多金属矿床，主要成矿元素为铜、铅、锌、硫、铋（钨）以及镉、镓、铟、金、银等元素；另一次亦是燕山早期，但为晚阶段与花岗闪长斑岩相伴随的成矿作用，形成斑岩型钼（钨）矿床，主要成矿元素是钼、钨（锡、铜、铋）及铼、硒、碲等元素。这表明，两次成矿作用在成矿元素组合上具有差异性和继承性的特点，由此推断，区内次英安斑岩和花岗闪长斑岩是深源长江系列花岗岩同源岩浆分异的不同阶段侵入产物。可能是深源物质在地壳深部发生部分熔融过程中，受到陆壳的强烈混染而形成的岩浆分异、并经多次活动的结果。

九、多金属硫化物矿床（体）的岩浆热液成因特征

1. 地质特征（刘妬群等，1985）

如前所述，多金属硫化物矿体赋存于九曲岭－大宝山次英安斑岩内及其上下盘接触带附近。综合研究对比表明，尽管各部位矿体的工业储量不等，但它们的主要矿石类型及主要金属矿物组合是基本相同的，只不过围岩蚀变因围岩性质不同而有所差异。根据该矿床蚀变矿物组合及其空间和时间上的关系，热液蚀变作用过程大致概况为四个阶段：①夕卡岩阶段；②钾质交代作用（黑云母－钾长石化）阶段；③铜、铅、锌矿化阶段；④绿泥石－碳酸盐化阶段。因此，由于上述脉动蚀变作用的发生和迭加，形成了一般斑岩铜矿床的蚀变分带。

---

[1] 广东省地质局七〇五队．大宝山矿区多金属矿床地质勘探总结报告．1961．

2. 成矿元素原生晕分布特征

资料表明，铜（铋、铅、银）晕主要分布于九曲岭－大宝山次英安斑岩内，其中心略低于东侧，并明显地被大宝山花岗闪长斑岩岩墙所切●。

3. 黄铁矿中钴、镍、硒、碲的分布特征

通过取自不同产状矿石中磁铁矿和黄铁矿特征元素的化学分析结果表明，黄铁矿石中钴、镍、硒、碲含量及 w（Co）/w（Ni）、w（Se）/w（Te）比值上显示一般岩浆热液矿床的特征：黄铁矿含铜量普遍较高，这是国内外许多斑岩矿常见的现象（王继华，1981），不同产状矿石中黄铁矿（或磁黄铁矿）的 w（Se）/w（Te）比值十分接近；黄铁矿中 w（Co）/w（Ni）比值平均为 1.57，表明贫镍富钴的特征，这与江西铜厂等斑岩铜矿、湘中和湘南高中温岩浆热液型金属矿床以及国外一些深成热液矿床类似，而不同于湘中和湘南一些沉积和层控型黄铁矿床和铅锌矿床。

4. 稳定同位素地球化学特征

（1）硫同位素：金属硫化物的 $\delta^{34}S$ 值绝大多数变化于 $-2‰ \sim +2‰$之间，反映硫源比较单一，接近陨石硫特征；不同产状矿石硫化物的 $\delta^{34}S$ 值十分接近，反映岩浆热液成矿的特点；主矿体（层）从底层至顶板金属硫化物的 $\delta^{34}S$ 值无明显差异，不具有一般海底火山沉积矿层矿物从底板至顶板因沉积环境改变或海水的影响而使金属硫化物的 $\delta^{34}S$ 值规律性递变的特征。共生矿物硫同位素平衡温度大部分处于 180℃～450℃之间。

（2）氧同位素：成矿时溶液 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 变化于 $+0.26‰ \sim +7.51‰$之间，大体反映了矿液水是来自岩浆水与雨水的混合，表现了一般斑岩铜矿床的成因特征。

（3）铅同位素：刘妬群等（1985）对不同产状矿石分别采集了铅同位素样品，经 MAT－260 型质谱仪测定结果（分析误差 $<0.2\%$）表明，不同产状矿石铅同位素组成比较接近（其中 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 三个值的变化范围小于 1.5%），并明显地不同于泥盆系层控矿床铅同位素组成。次英安斑岩岩墙和花岗闪长斑岩岩体中矿石铅同位素组成十分接近，它们的同位素比值可近似地代表岩浆岩结晶时相应的初始铅同位素比值，并与围岩中矿石铅同位素比值相当，反映矿石与岩浆岩在成因上的联系，区内矿石铅 μ 值变化不大（9.48～9.72），反映矿石铅基本上属单阶段正常铅，但钍铅异常性较明显，ω 值变化于 37.90～40.17，模式年龄除个别偏低外，多为 75～125 Ma，与矿区岩浆岩 K－Ar 同位素年龄和地质依据是基本吻合的。

上述地质和稳定同位素地球化学等方面特征充分证明多金属硫化物矿床在成因上与次英安斑岩有关，并由岩体中的细脉浸染型、接触带附近的夕卡岩型和外带的似层状或脉状型三类矿石组成的斑岩型矿床。其成矿物质来源上，则主要来自深源长江系列次英安斑岩的深源岩浆。

十、矿床成因及成矿模式●●

目前对矿区内斑岩型钼（钨）矿床和夕卡岩型钨钼矿床的成因认识是一致的，属于岩浆热液矿床，对铁矿淋滤成因的看法也无异议（邓世强，1981；刘妬群等，1985；裴太

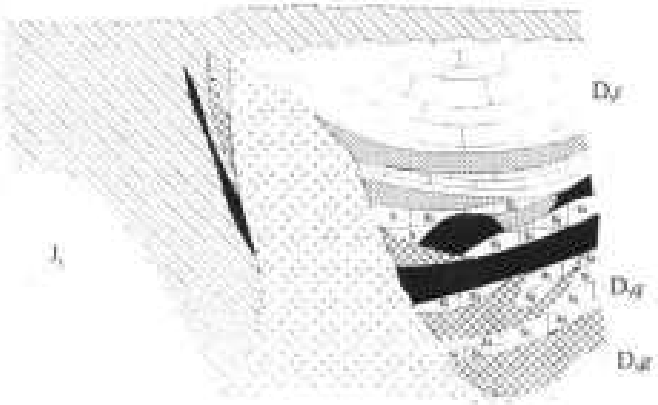
● 广东省冶金地质勘探公司九四〇队．广东曲江大宝山矿区岩体评价实验研究报告．1975.

● 广东省地质局七〇五队．大宝山矿区多金属矿床地质勘探总结报告．1961.

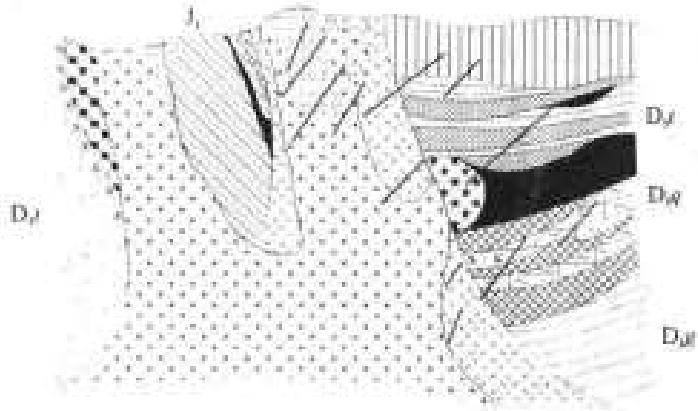
● 汤吉方．粤北大宝山及其外围地区多金属矿床成矿条件，构造控矿规律及隐伏矿床预测．1989.

昌，1986；覃慕陶等，1998）；但对多金属硫化物矿床成因却长期争论不休，概括起来基本上有四种观点：①层控型矿床，②泥盆纪海底火山喷气矿床，③热液交代型矿床，④“复控”矿床。

产生分歧的主要症结在于对大宝山次英安斑岩的不同认识、东岗岭组上亚组有没有凝灰岩以及次英安斑岩底板岩层（“金鸡组”）的时代及两者的接触关系问题。通过本文如前所述，从地质产状、地球化学特征、矿床特征以及稳定同位素年龄等方面综合分析，大宝山次英安斑岩和花岗闪长斑岩是同源岩浆分异的不同阶段侵入产物，同属于燕山期，并分别伴随铜铅锌多金属矿床及钨钼矿床的产出。矿区东岗组上亚组中，前人所谓的“凝灰岩”确有存在，但其岩石特征、副矿物组分、Rb/Sr值等，均与区内次英安斑岩接近，蚀



燕山早期次英安斑岩（Rb-Sr年龄195.5±11 Ma）沿NNW向断裂有利部位侵位于泥盆系和侏罗系中，并与岩浆期后的含矿热液一道，同时对泥盆系的泥灰岩、灰岩等进行强烈的交代（夕卡岩化），使成矿元素迁移、富集在有利的空间沉淀形成菱铁矿、黄铁矿和磁黄铁矿体以及铜、铅锌矿体（Rb-Sr年龄168.7±5.7 Ma）。



燕山早期的花岗闪长斑岩侵入于次英安斑岩和侏罗系中使围岩发生强烈的夕卡岩化、云英岩化、硅化等，同时伴随有大规模的钨、钼、铋、铜矿化，在岩体内形成斑岩型钼矿床（Rb-Sr年龄136.3±6.2 Ma），在外接触带黑钨矿－辉钼矿－黄铁矿石英细脉叠加于早期形成的铜铅锌硫矿体之上，形成复合型多金属矿床。



图4-3　大宝山多金属矿成矿演化模式图

1—砂岩；2—页岩；3—灰岩；4—次英安斑岩；5—花岗闪长斑岩；6—含钨铋铁帽；7—黄铁矿体；8—磁黄铁矿体；9—铜铅锌多金属矿体；10—夕卡岩型钨（钼）矿体；11—斑岩钼矿及边界；12—硫、钼矿及边界；13—含钨铋钼铜石英细脉；14—透闪石化-阳起石化；15—硅化、绿泥石化；16—夕卡岩化；17—钾长石化

变全岩 K－Ar 同位素年龄值为 156.7 Ma，由于它仅见于矿区内，综合上述资料，初步推断前人所谓的“凝灰岩”可能是次英安斑岩的岩床，而岩舌状岩枝，或者是同源同期的次火山相脉岩，暂定名为“英安质次火山岩”（刘妬群等，1985）。某些地质学家认为区内东岗岭组存在同期海底火山喷发凝灰岩，并同区内多金属矿床成因联系起来，则显得依据不足。

大宝山次英安斑岩下盘地层时代及接触产状问题：次英安斑岩呈岩墙侵入于泥盆系逆冲于侏罗纪之上的断裂破碎带中；西部多金属带即为产于断裂破碎带中的脉状矿体，其矿石特征与东部似层状多金属矿体相似。侏罗纪砂页岩，曾采获香港菊花石化石，经鉴定其时代为下侏罗统。

综上所述，从大宝山矿床地质地球化学特征，特别是次英安斑岩与铜铅锌矿化及花岗闪长斑岩与钨钼铋铜矿化的时空关系、成岩、成矿时代，以及从成矿作用过程中流体包裹体温压地球化学来看，该矿床为岩浆热液成因，其成矿模式分为两个主要阶段（图 4-3）。由铜铅锌黄铁矿、磁黄铁矿、菱铁矿等早期形成的硫化矿体，经过长期风化淋滤作用，最后形成褐铁矿体。主要的铜铅锌多金属矿及钨钼矿，均与燕山期同源的次英安斑岩与花岗闪长斑岩具有成因联系。因此，大宝山矿区矿床成因应属于“三位一体”的广义的斑岩型铜钼多金属矿床❶。

十一、找矿标志

（1）有利于热液交代的碳酸盐岩层存在。

（2）燕山期的中酸性小斑岩体，呈岩株、岩墙、岩床产出。

（3）新华夏系构造与其他构造交汇部位，最好是与东西向构造交汇部位。矿体常富集于控矿断裂旁侧的褶皱构造中，湘南粤北常谓之“背、向斜加一刀”。

（4）围岩蚀变有钾长石化、夕卡岩化、云英岩化、绢云母化、高岭土化、透闪石－阳起石化以及菱铁矿化等；

（5）常见有铜、钼、铅、锌等元素原生晕分布，特别是分布在有利构造、岩体、岩性部位最佳；

（6）地表有褐铁矿铁帽分布，以含铜、铅、锌、钨、砷较高的蜂窝状铁帽指示找矿最为直接。

第二节　阳春石菉斑岩型铜（钼）矿床

矿床位于阳春县城西 14 km，距三茂铁路锡山火车站 3 km，交通方便。矿区分原生矿床和次生矿床两部分，从 1959 年起，先后由湛江地质队、721 队、704 队、933 队分别进行普查、评价、勘探工作，其中 704 队主要对次生矿进行评价勘探，探明以孔雀石为主的铜金属储量为中型矿床，为国内罕见的次生铜矿床；随后，933 队多年来在本区对原生矿开展普查、勘探工作，探明原生铜、钼金属储量亦属中型，至此，铜矿床的规模达到大型。并基本完成了整个矿床的评价勘探工作和取得了较系统的勘查成果和相应的科研资料。

---

❶ 黄恩邦等，江西城山“三位一体”斑岩型矿床.

一、区域构造位置

矿床地处吴川-四会断裂带东侧与台山 EW 向构造带的交接部位，阳春地堑式盆地的西南缘。

二、成矿地质背景

矿区构造方向为 NE－NNE，以断裂为主。西侧有吴川-四会深大断裂带通过，矿区内有次级的 F_3 断层贯穿，是区内最重要的控岩、控矿构造。燕山期中酸性的石蓼岩体（石英闪长玢岩－花岗闪长岩）是本区成矿母岩。区内泥盆、石炭系灰岩分布广泛，环绕石蓼岩体分布的夕卡岩带是矿体的近矿围岩，接触带矿体产于岩体接触带内外的夕卡岩中，岩体内具有较强的铜钼钨矿化，接触带外石炭系的层间、组间界面上下有规模较大的似层状矿体产出。它是集构造、岩体、岩性于一体的良好成矿环境（图 4-4）。

三、原生矿床地质特征●

1. 矿体的形态、产状及规模

矿床中具有工业意义的是接触带矿体和外带中的层界面矿体两类。已探明的 107 个原生矿体中，金属储量在 5000 吨以上的矿体 11 个。其中接触带矿体 5 个，层界面矿体 6 个。

接触带矿体受夕卡岩控制，形态、产状复杂，矿体多呈透镜状、囊状、不规则状产出，矿体长一般 100 ~300 m，最长达到 1000 m；延深一般 50 m~200 m，最大达 270 m。厚度变化大，从 1 m 到 114 m 不等。层界面矿体形状较规整，主要呈层状、似层状产出。产状与岩层基本一致，倾角较平缓，矿体延长一般 170 ~500 m，最长达 580 m，延深一般为 100 ~300 m，最大 770 m，厚度一般为 2 ~7 m，最厚达 43.37 m。

2. 矿石的物质成分

（1）矿物成分：主要矿物 22 种，金属矿物有黄铜矿、砷黝铜矿、斑铜矿、辉钼矿、白钨矿。其次有磁铁矿、黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿。非金属矿物除夕卡岩类矿物外，尚有蛇纹石、绿泥石、石英、方解石、石膏等。

（2）化学成分：矿石中主要有用金属元素为铜、钼。铜含量一般为 0.30 %~1.00%，在铜矿石中分布比较均匀，全区铜矿平均品位 0.91 %。钼含量一般为 0.01 %~0.30%，最高可达 3.90 %，在矿体中分布不均匀，钼平均品位 0.12 %。伴生有益组分主要有铁、硫、钨、银、金、铼及少量的铅、锌等元素。

（3）矿石的结构构造：矿石常见的结构有他形—自形晶粒状结构、交代结构、压碎结构和乳浊状结构，常见的构造为星点浸染状构造、细脉状构造和细脉浸染状构造。

3. 矿石类型

（1）矿石自然类型：原生矿石划分为夕卡岩类铜钼矿石、大理岩类铜钼矿石、角岩类钼矿石以及石英闪长玢岩类钼矿石等。其中夕卡岩类矿石又可划分为石榴子石夕卡岩黄铜矿石或铜钼矿石、透辉石夕卡岩黄铜矿石、石榴子石夕卡岩钼矿石，局部出现含铜磁铁矿矿石、含铜黄铁矿矿石。

（2）矿石工业类型：原生铜矿石的工业类型划分为铜矿石、钼矿石和铜钼矿石，其次为铁铜矿石、铜硫矿石、钨铜矿石及少量的铜铅锌矿石。

4. 接触变质与围岩蚀变

● 广东冶金勘探公司九三三地质队．广东阳春石蓼铜矿勘探储量报告．1987．

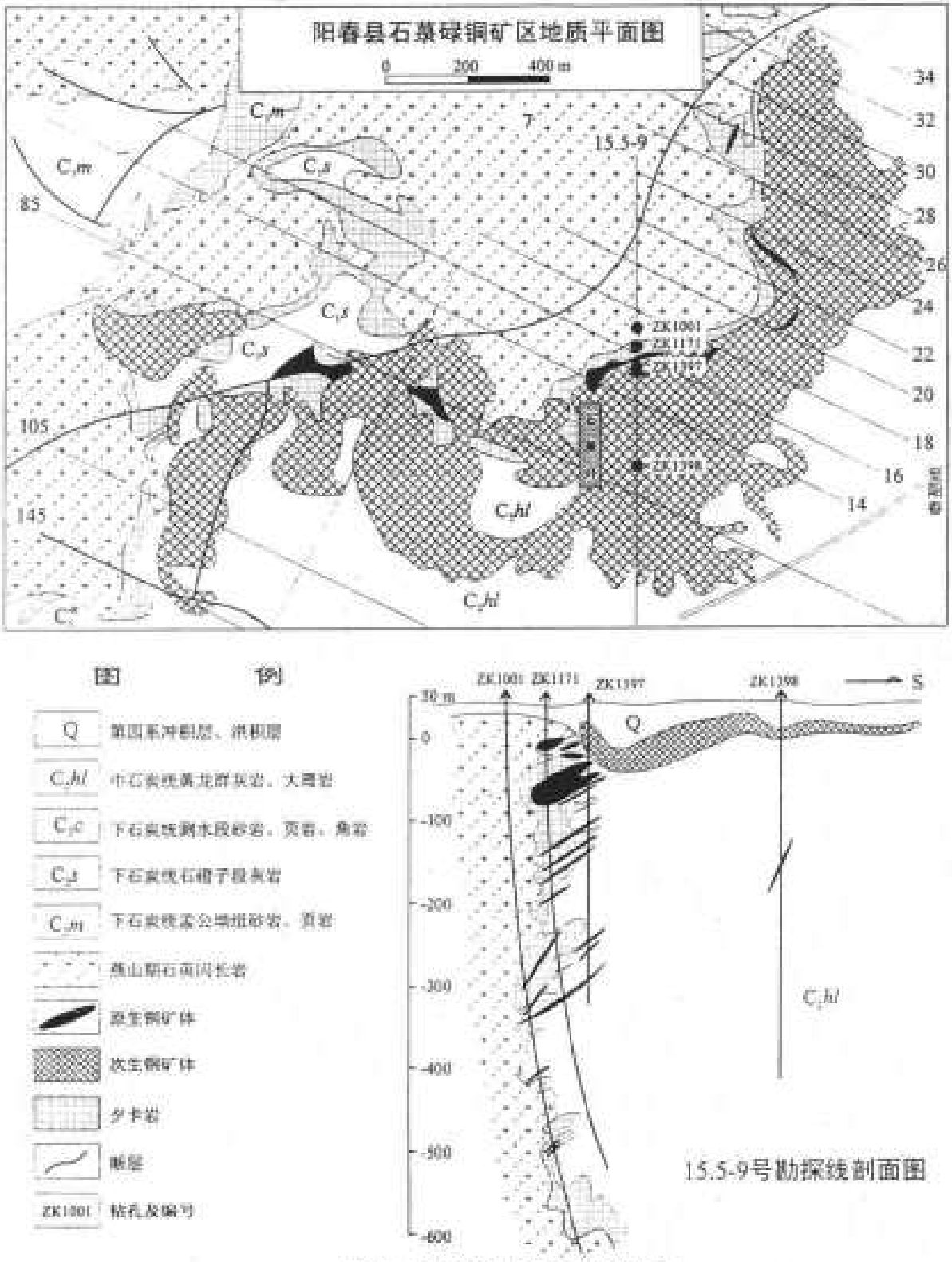


图 4-4 阳春县石墓铜矿区地质图❶

❶ 广东省矿产资源汇编组，广东省矿区简况（有色金属矿产），1975。

除岩体接触带广泛分布的各类夕卡岩外，由于受石英闪长玢岩热力作用的影响，灰岩、白云岩及砂页岩发生再结晶，形成区内的大片大理岩化和角岩化。

热液蚀变主要为蛇纹石化，其次为高岭石化、绿帘石化、沸石化、透闪石化、碳酸盐化、石膏化等。

5. 成矿控制因素

(1) 岩浆岩控制因素。岩浆岩是本区提供成矿物质和热液来源的先决条件，岩浆岩对成矿的控制主要表现在以下两方面。

首先，岩体的形态、产状直接控制着夕卡岩的形态、产状，进而控制了接触带矿体及外接触带矿体的形态、产状、规模及分布。

其次，岩浆岩的地球化学特征对成矿的控制作用。石蒜岩体为中酸性的含铜（钼）岩体，碱质中$w(K_2O) > w(Na_2O)$，对形成铜矿床有利。岩体中岩石含铜量平均为56×10^{-6}，为地壳中酸性岩石的1.87倍。岩体的酸度、钾和铝由南往北呈规律性增高，钙、镁由南而北明显递减，依次出现了石英闪长岩→斜长花岗岩→花岗闪长岩三个岩相带，从而控制了相应地段夕卡岩中的矿化组合，呈现了Cu（Fe）、Mo→Cu、W→W、Mo的变化，显示了岩体的不同岩性对成矿的控制作用。

(2) 围岩岩性控制因素。各类不同的碳酸盐类岩石，是交代形成夕卡岩带和铜钼矿体产出的有利围岩，接触带矿体和层界面矿体主要受这类岩石控制。铝硅质岩石，不易交代成夕卡岩，一般形成角岩，矿化较弱，矿体受裂隙控制。

围岩物理机械性质的控矿作用。由于岩性不同，其解理、裂隙的发育程度有差异，因而影响了矿体的形态、产状及规模和矿石的构造。不同岩性的接触带、交界面是构造薄弱带，易产生层间剥离、层间破碎带，是矿液运移、沉淀的良好空间，如上覆为砂页岩（角岩）等不透水岩层时，对矿化起到屏蔽作用，更有利于其下的矿化富集。

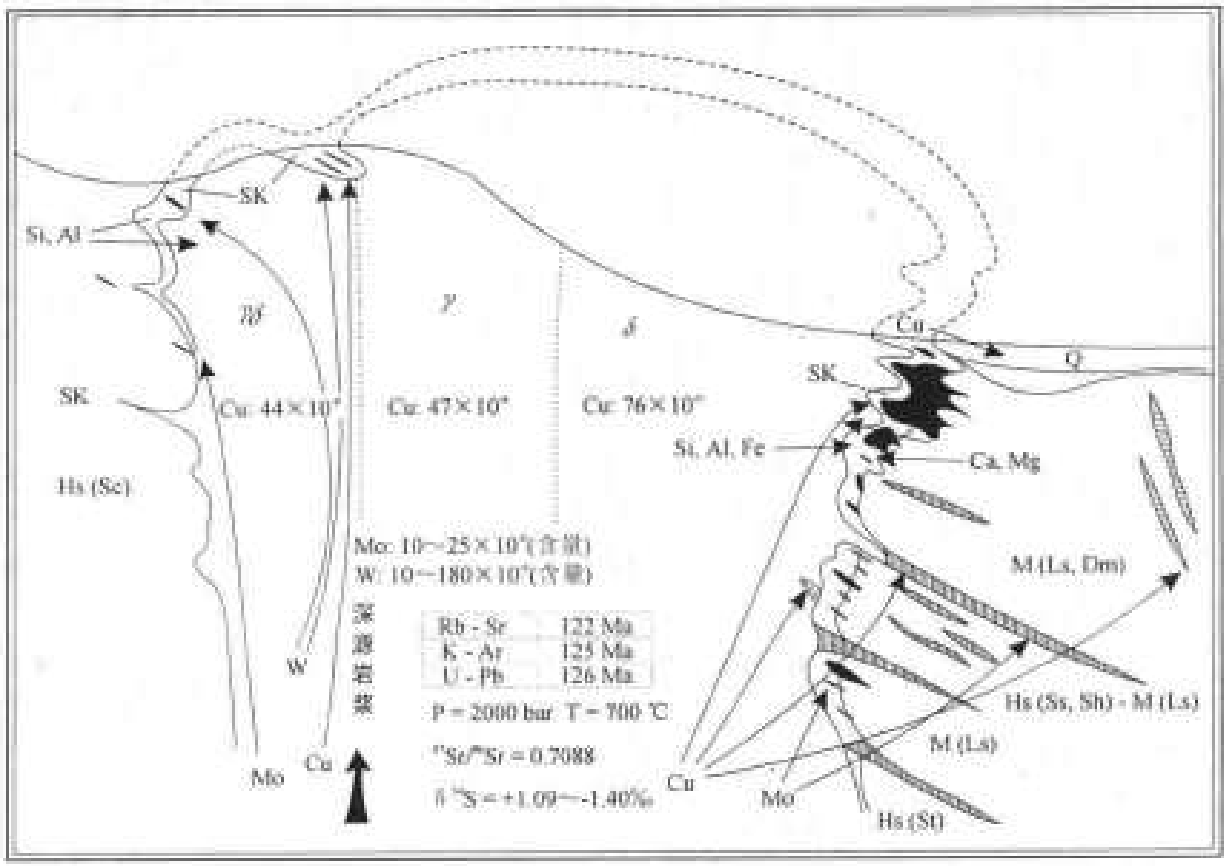
(3) 构造对成矿控制作用。构造不仅控制了岩浆的侵位和岩体的形态，也控制夕卡岩带及矿体的分布、形态和规模，它是成矿的重要因素。断裂和褶皱具有导矿和容矿作用，构造的发育程度约束着矿化强度。层间构造控制着界面矿体的产出。外接触带围岩中的陡裂隙是脉状矿体控矿构造，而接触面构造及其形态又受控于岩浆岩、断裂构造和围岩岩性诸因素相互作用、互相制约的结果，并直接控制了接触带的产出。

6. 矿床成因及成矿模式

根据原生矿体主要产在中酸性的石蒜岩体与碳酸盐类岩石接触交代的夕卡岩带中以及其内外接触岩石中，石蒜岩体中铜、钼、钨含量高，夕卡岩中硫化物的$\delta^{34}S$值接近陨石硫，反映了深源岩浆硫的特征等，表明石蒜岩体是本区成矿母岩。

根据夕卡岩矿物包裹体温度测量结果为285～385℃，主要含铜矿物溶蚀交代早期生成的夕卡岩矿物，且主要在中温热液阶段析出。由此认为，矿床属于岩浆期后高中温热液阶段形成的。

综上所述，前人所谓矿床成因为接触交代夕卡岩型矿床是整个矿床的一个部分，且矿床特征与我国长江中下游许多斑岩型铜钼矿床以及广东省大宝山斑岩型铜钼矿床极其相似。成矿母岩均属长江系列花岗岩。据此，笔者认为，本矿床成因类型应属“三位一体”广义的斑岩型铜钼矿床。矿区的成因模式如图4-5。



Q 第四系　石英闪长玢岩　斜长花岗岩　花岗闪长岩　Ss 砂岩　Si 粉砂岩

Sh 页岩　Ls 灰岩　Dm 白云岩　Sc 片岩　Hs 角岩　M 大理岩

SK 夕卡岩　次生铜矿体　网脉状矿体　接触带矿体　界面矿体　脉状矿体

推测地质界线　岩相分界线

图 4-5　石菉铜钼矿床成矿模式

（据 933 地质队，略有修改）

四、次生矿床地质特征[1]

矿床次生富集带发育，以孔雀石为主的次生铜矿体环绕石英闪长玢岩接触带的夕卡岩以及灰岩上部第四系中发育。主要次生矿床分布于矿区的东南侧，分为东西两段，其中东部矿段规模较大，该段共有矿体 6 个，一号矿体最大，金属铜储量占该段总储量的 99.6%；西部矿段规模相对较小，全段共有 3 个矿体，各矿体比东矿段一号矿体大为逊色。故本书以一号矿体为代表叙述。

1. 矿体的形态、产状及规模

矿体呈似层状产于原地风化夕卡岩至大理岩中间注部的第四系整个层位中，在该矿层中常见分叉尖灭现象。主矿体长 1504 m，宽 280 m，平均厚 29 m。

[1] 广东省地质局七〇四地质大队，广东阳春石菉铜矿勘探储量报告，1965。

2. 矿石物质成分

(1) 矿石矿物成分：金属矿物主要为孔雀石、褐铁矿、磁铁矿、次要矿物有蓝铜矿、硅孔雀石、赤铁矿、含铜锰土、含铜硬锰矿，微量矿物见有铜蓝、辉铜矿、斑铜矿、自然铜、黄铜矿、黄铁矿等。非金属矿物主要为粘土、石英、石榴子石、透辉石，次要矿物有蛇纹石、胶岭石、绿泥石、方解石等。

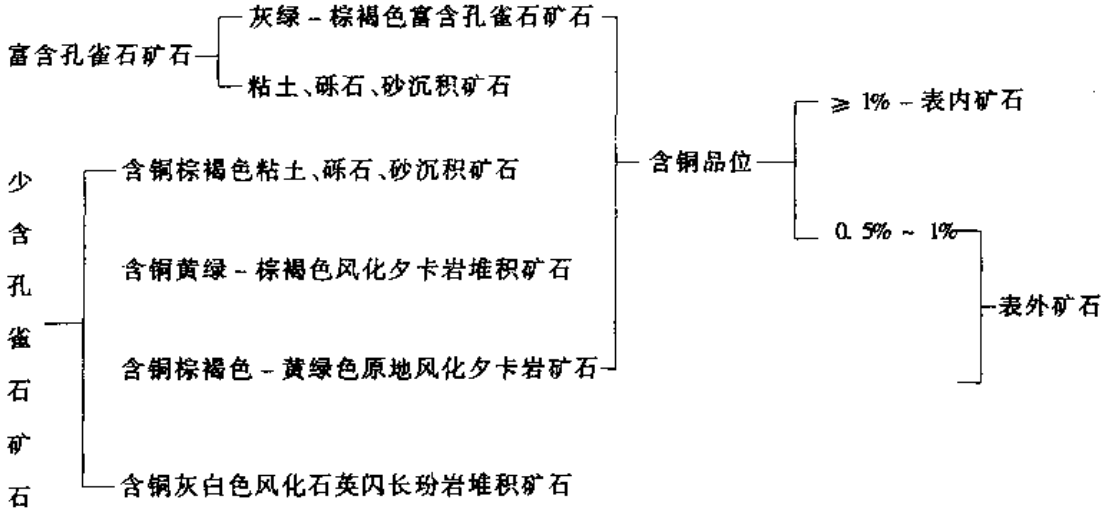
(2) 矿石化学成分：次生矿石中除铜有工业价值外，其余元素均无综合利用价值，并不影响铜的选冶。次生矿含铜品位为0.5 %～2.0 %，少部分为5 %～10 %或更高。

(3) 矿石结构构造：矿石主要结构为砂土状结构、砂砾状结构、砂状结构、土状结构和风化原岩结构，常见构造为松散－半胶结块状或杂乱构造、松散～半胶结微层状或层状构造、胶结－半胶结角砾状构造、次生脉状和囊状或团块构造、风化块状和条带状构造。

3. 矿石类型

(1) 自然类型：以灰绿～棕黄色富含孔雀石、粘土、砾石、砂沉积矿石和含铜棕褐色粘土、砾石、砂沉积矿石为主要类型。其次有含铜黄绿～棕褐色风化夕卡岩堆积矿石、含铜灰白色风化石英闪长玢岩堆积矿石和含铜棕褐色－黄绿色原地风化夕卡岩矿石，但这些矿石分布数量很少。

(2) 矿石工业类型：由于各自然类型矿石中均不同程度地含孔雀石，而孔雀石含量多少，直接影响铜的品位。因此矿石工业类型划分为富含孔雀石及少量含孔雀石两大类型，一般前者为表内矿石，后者为表外矿石，划分及其相互关系如下：



4. 矿石富集规律

(1) 岩性及其结构决定着次生铜的富集，如棕－棕褐色、棕红色、棕黑色夕卡岩风化物，氢氧化铁矿染第四系沉积物，一般含铜都在0.3 %～0.5 %以上；在淡黄－白色蛇纹石、透辉石等风化物中，孔雀石特别富集，铜都在5 %～10 %以上；中颗粒沉积物，最利于孔雀石的富集，微细颗粒沉积物中，偶见孔雀石充填于裂隙中，粗粒沉积物中富矿极少，孔雀石多为薄膜状附于砾石表面。

(2) 富矿石垂直方向大致可分三个带，即－92 m，－60 m～－40 m，＋4m左右，60%以上的富矿集中分布于－12 m～＋12 m标高范围内。

(3) 大部分富矿位于第四系孔隙承压蓄水层顶板之下。喀斯特溶洞的底部常见铜的富集。

(4) 大部分表内矿石底板与大理岩基底接触，其中喀斯特洼地Ⅰ、Ⅱ级阶梯间的陡坎处，由于地下水流的回流、铜溶胶流动电位差异，常形成高品位的孔雀石富矿团。

5. 次生矿物的形成与矿床成因

(1) 原生铜矿带历经风化作用后形成了风化壳，黄铜矿在充足的氧化作用下生成硫酸盐，经大气降水溶解，硫酸铜在地下水面以上，由于二氧化碳的作用，部分形成孔雀石，部分为氢氧化铁、氢氧化铝所吸附。在地下水面以下，形成大量孔雀石。

(2) 随着地下水位升高，洼地的形成，一方面形成的孔雀石呈碎屑状转入第四系沉积物中。同时带入陆地中的硫酸盐，在碳酸盐的作用下大量形成孔雀石。

(3) 在透水性较差的沉积物中，部分孔雀石形成以后，当碳酸钙的存在量超过硫酸铜时，形成蓝铜矿。当有大量二氧化硅胶体存在时，形成硅孔雀石。

以上表明，赋存矿体的空间是喀斯特洼地，含矿层主要是在重力和水流作用下形成的，少部分是原地风化形成的。孔雀石的富集，主要是水流携带的铜离子，形成了硫酸铜或铜溶胶转入地下，经过复杂的物理化学作用生成。局部形成蓝铜矿与孔雀石。因此，矿床成因为喀斯特洼地次生富集孔雀石矿床。

五、找矿标志

(1) 区内或附近有深大断裂通过，矿区次级构造发育，岩石破碎。

(2) 区内有深源中酸性岩类呈小岩体或岩株侵入，岩体中铜钼矿化强。

(3) 围岩为有利于交代的灰岩类岩石，岩体与围岩接触带为夕卡岩分布。

(4) 地表有含铜铁帽或铜的次生矿出露，特别是孔雀石大量分布地段及附近，区内有铜钼元素的原生晕或次生晕异常分布地段。

(5) 夕卡岩外侧灰岩（大理石）分布地段，有喀斯特洼地形成，是次生铜矿沉积富集场所。

在以上找矿标志中，有的在单一条件下即可找到矿体，有的需要在多种标志叠加后才能具有更好的找矿效果。

第三节　高要河台韧性剪切带蚀变糜棱岩型金矿床[1]

矿床位于肇庆市北西 40 km，属高要县河台镇管辖，自矿区经河台至肇庆火车站有公路直通（60 km）。矿床于 1982 年由广东省地矿局 719 地质大队发现，随后进行评价、勘探，查明矿床规模属大型。并于 1987 年首次提交河台金矿区高村矿床储量报告，河台金矿立即组织上马。该矿床找矿评价的突破，增添了我国金矿床类型的新篇章，为我国该类型金矿的找矿评价提供了经验借鉴，同时为粤西、海南找金打开了局面。

一、区域构造位置

本区位于华夏褶皱带粤西北部坳陷带、罗定－广宁断裂带[2]的东北段。

---

[1] 覃慕陶等，1998.

[2] 莫柱荪等．粤北几个断裂变质带的初步观察及有关变质作用成因分类及命名问题．1962.

二、成矿地质条件

矿床受 NE 向区域断裂带控制，产于断裂带的东南河台韧性剪切带内（图 4-6）。断裂变质带由震旦纪的角闪岩相变质岩、混合岩、混合花岗岩及侵入花岗岩组成，南北两侧为韧性剪切带。该带呈 NE40°～50°方向展布，宽 6～11 km。河台剪切带平行断裂变质带展布，走向长大于 30 km，宽 2.5 km，剪切带内发育的糜棱岩系列构造岩，是以变质岩、混合岩和侵入花岗岩为原岩，呈带状成群平行分布。金矿床产于糜棱岩中。

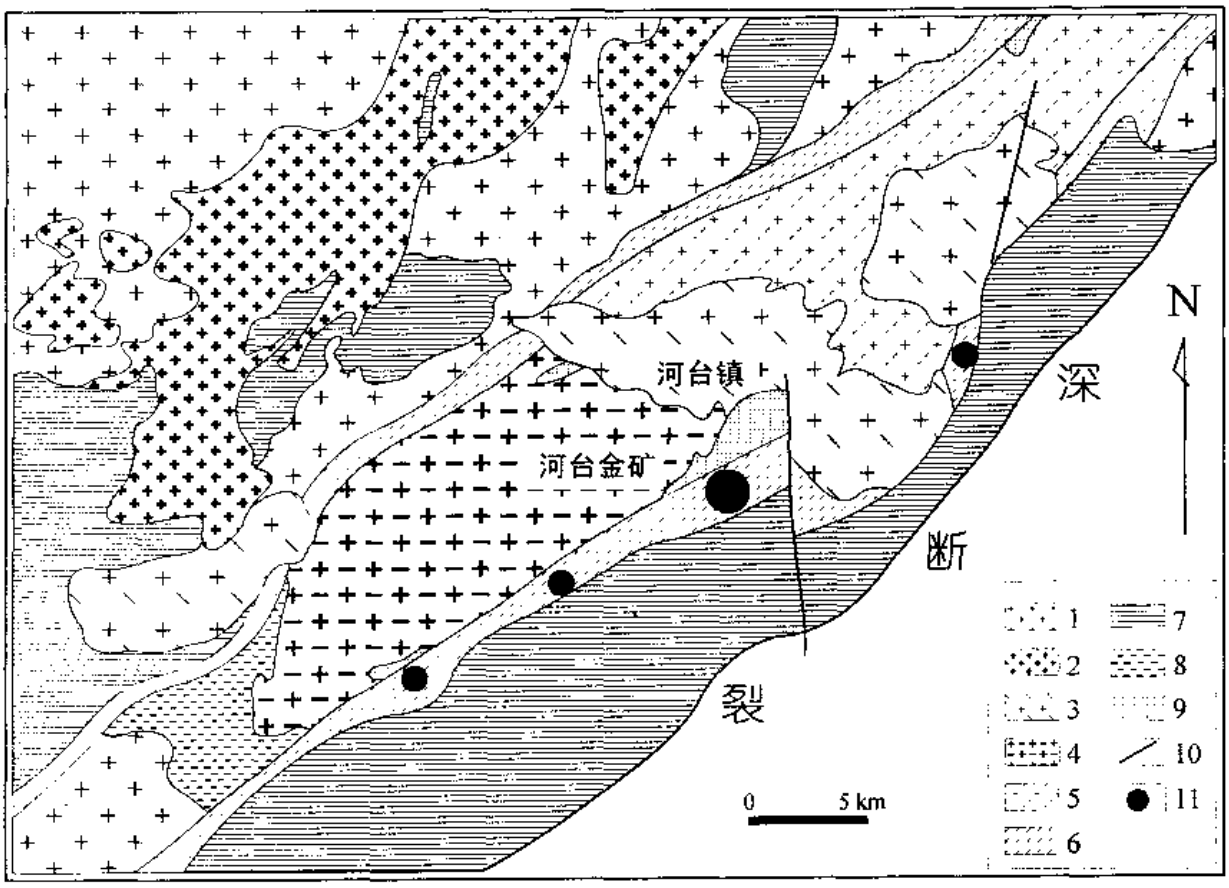


图 4-6　河台地区地质简图

（据凌井生，1992）

1—中粗粒黑云母二长花岗岩、中粗粒斑状黑云母花岗岩（加里东期）；2—黑云母钾长花岗岩及黑云母斜长花岗岩（燕山期）；3—斑状二长花岗岩（海西-印支期）；4—花岗闪长岩；5—混合岩（海西－印支期）；6—混合花岗闪长岩、混合花岗岩及混合岩（海西－印支期）；7—混合岩；8—角闪岩相变质岩（震旦纪）；9—浅变质沉积岩区（寒武纪　志留纪）；*10*—韧性剪切带；*11*—断裂；12—金矿床（点）

三、矿体分布及产状

矿区大体分北中南三组大体平行的糜棱岩带，每组又由若干数量不同、大小不一、含金品位不等的单条含金糜棱岩组成。其中北组糜棱岩与相应产出的金矿体规模较大，典型代表——高村金矿床，即产于北组的 11 号糜棱岩中，糜棱岩的走向 50°～70°，倾向北西，倾角 50°～80°，向北东侧伏，侧伏角 20°～40°。在 11 号糜棱岩带内共圈定出 14 个矿体，它们均随糜棱岩产状断续平行分布，其中主矿体长1440m，倾斜延深大于1000m，规模

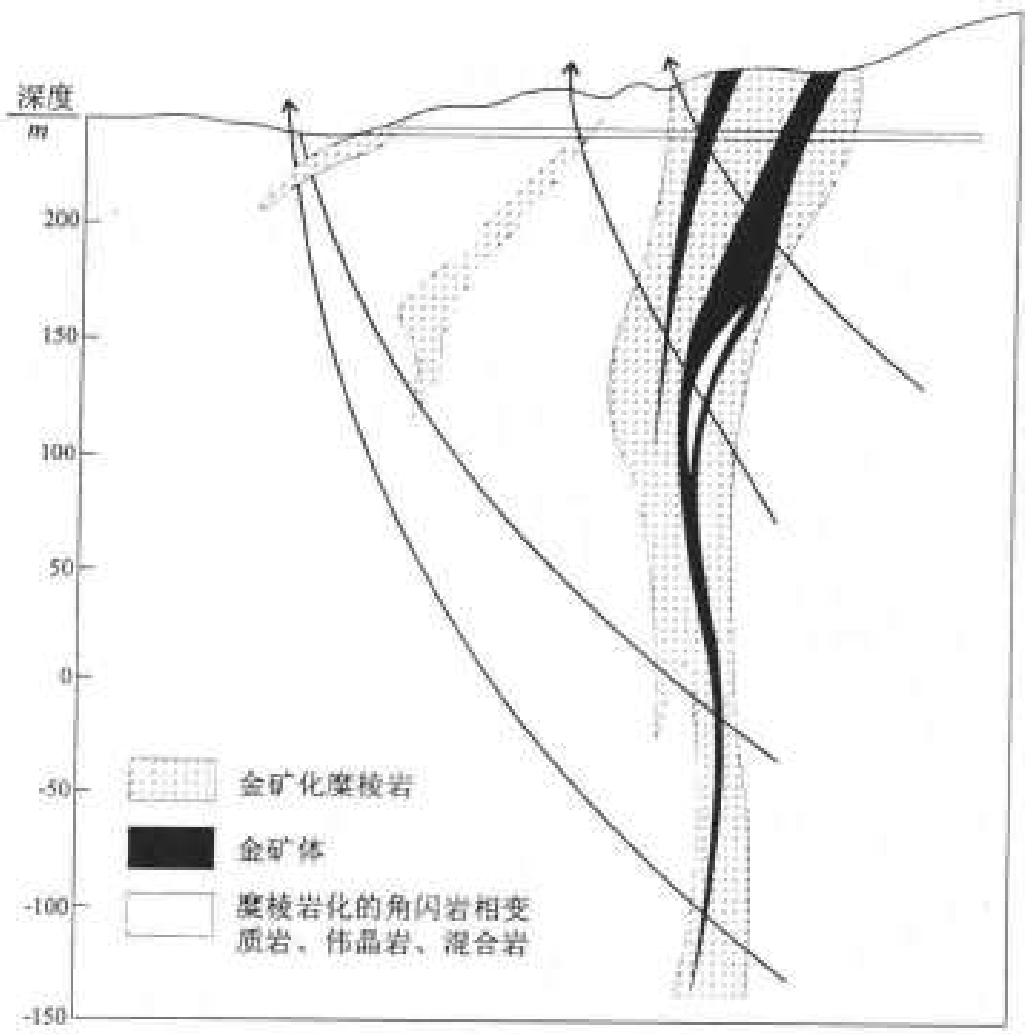


图 4-7　金矿化糜棱岩及矿体剖面图

达到大型（图 4-7）。

四、矿石物质组分

1. 矿物成分

金属矿物以自然金为主，其次为银金矿、辉银矿、自然银，常伴生少量的黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、砷铋矿、菱铁矿，非金属矿物主要有石英、绢云母，亦见有少量绿泥石、方解石。

2. 化学成分

矿石中主要有用组分是金，银、铜可伴生利用，矿石中金银比近于 1:0.1－0.5。铜含量一般为 0.012 %－2.21 %，平均 0.224 %。金与银、铋、铜相关性大。自然金的成色为 971。

五、矿石类型

河台金矿含金的糜棱岩就是金矿石，它可分石英超糜棱岩型、硫化物绢云母石英超糜棱岩型、石英绢云母超糜棱岩或花岗质糜棱岩型。

六、矿石结构与构造

矿石结构：常见为不规则他形粒状结构、自形－半自形粒状结构、交代结构、糜棱结

构、压碎结构、包含结构等。

矿石构造：最主要为条带状构造，其次为微粒浸染状、细脉浸染状、块状、晶洞、梳状构造等。

七、围岩蚀变

主要的围岩蚀变有硅化、绢云母化、黄铁矿化、碳酸盐化、绿泥石化。

八、成矿阶段及共生组合[1]

本区蚀变糜棱岩型金矿床矿物形成过程划分为三期五个阶段：即动力变质分异成矿期，分两个成矿阶段，金－糜棱岩化阶段（共生组合为自然金、石英、绢云母）；金－石英阶段（共生组合为自然金、石英）；热液期，亦分两个阶段，金－硫化物阶段（共生组合为自然金、石英、绿泥石、辉银矿、黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、黄铜矿、辉铜矿、碲铋矿）；金－硫化物－菱铁矿阶段（共生组合为自然金、石英、绿泥石、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、菱铁矿、方解石）；表生期，矿物组合为自然金、绿泥石、黄钾铁钒、褐铁矿、斑铜矿 、铜蓝。

九、矿床成矿机理

1．成矿地质背景简述[2]

（1）矿源层

本区各地层中金含量以寒武系和震旦系最高，分别为 14.7×10^{-9}和 10.3×10^{-9}。岩石的金含量，以碎屑岩和片岩最高，混合岩、花岗岩含量普遍较低。震旦系、寒武系是一套含金较高的地层，为河台地区不同金矿床形成提供来源的源岩，是本区矿源层。

（2）变质作用

河台剪切带蚀变糜棱岩型金矿发育在广宁-罗定断裂带中，早期形成的石涧-凤村混合岩，经历了韧性变形-绿片岩相变质-角闪岩相变质-混合岩化、花岗岩化等阶段，这些断裂变质作用和热液活动，促使矿源层的金等成矿元素活化、迁移，聚集在韧性剪切带中的糜棱岩带中，由于动热作用，使金再次活化、迁移、富集，形成糜棱岩金矿化带。

（3）构造与成矿

断裂构造是河台式金矿最主要的控制因素，发育在广宁－罗定断裂变质带内的河台韧性剪切带群包括韧性剪切带及继承性的脆性断裂构造，是矿田主要控制构造；次一级的单个剪切带控制矿床的总体规模和产出；剪切带内的 S－C 面理组合和叠加的继承性裂隙控制矿化富集带和矿体的总体规模和产状。构造演化对成矿具有控制作用，本区两个金矿成矿期，即动力分异成矿期和热液成矿期，乃是本区经历两次构造运动和热液作用的产物。即在二叠纪－三叠纪期间（240～230 Ma）广宁－罗定断裂变质带发生了韧性断裂变形变质作用，同时成岩成矿，形成了含金糜棱岩。印支晚期—燕山早期（210～170 Ma）河台地区开始抬升，并处于由韧性变形向脆性变形的较浅层次过渡的地质环境，形成继承性的脆性裂隙系统，叠加了硫化物金矿化的成矿作用。

（4）岩浆岩与成矿作用

本区金矿发育在一条混合岩化、花岗岩化的超变质带内，带内分布着众多不同成因的花岗岩岩体，它们的形成与侵位不但为金矿成矿提供成矿物质，同时也为成矿热液提供源

[1] 七一九地质大队．广东省高要河台韧性剪切带蚀变糜棱型金矿地质研究．1990.

泉，特别是燕山期系列Ⅱ花岗岩与成矿关系更为密切。

2．金的物质来源

区域上有金的高背景，并有以震旦系、寒武系变质岩为主的矿源层（岩）；构造成岩成矿特征非常明显，表明为早期的动力变质分异成矿，主要通过断裂变质成矿来实现，晚期热液则通过热液充填完成，二者叠加形成工业矿体。

3．成矿热液来源与性质

根据氢氧同位素组成特征，河台金矿韧性剪切带蚀变糜棱岩型金矿的成矿热液，在早期动力变质分异成矿期主要为变质水，可能还有部分岩浆水；晚期的热液成矿期主要为经混合岩化、花岗岩化、岩浆演化的岩浆水，同时有少量大气降水参入。从矿石的石英包裹体的分析结果看，矿石石英的成矿热液性质：气相成分以富含 CO_2 和 H_2O 为特征；液相成分以 Na^+、K^+、Cl^-、F^-、HCO_3^{2-}、SO_4^{2-} 等离子为主。金可能是呈 $Na[AuCl_4]$ 或 $K[AuCl_4]$ 的形式运移。成矿溶液的 pH 和 E_h 以及导电率表明：成矿溶液的迁移是中性－弱碱性介质中进行的，酸碱中和导致了金的还原沉淀。

4．成矿温度

河台金矿在韧性动力变质分异成矿期早阶段，成矿温度在 397℃～497℃之间；主成矿阶段温度在 252℃～385℃之间。岩浆热液成矿期，金-石英硫化物阶段成温度在 227℃～302℃之间；硫化物-碳酸盐阶段成矿物质温度小于 200℃。

5．矿液的迁移与沉淀

在韧性剪切带深部高温变形变质条件下，从溶液的性质可以推断，动力变质分异成矿阶段，金的水化学基本就是配合离子化学，酸性溶液形成 Au-Cl 配合离子团，到晚期岩浆热液阶段则以 Au-S 配合离子团形式迁移，并以 $[Au(HS_2)]^-$ 或 $[AuCl_4]$ 的解体而形成金的沉淀。

十、矿床成因与成矿模式●

复陆屑沉积岩的成矿物质（矿源层），经区域性的断裂变质，迁移到角闪岩相的变质岩区。深部构造层次的成矿作用，形成含金糜棱岩；浅部构造层次成矿伴随早期金矿化的韧性变形变质岩——含金糜棱岩的脆性变形和来自壳源物质混合岩化、花岗岩重熔岩浆的侵入（也有部分深源物质的加入），使富含硫化物的含金热液叠加在破碎后的含金糜棱岩之上，形成独具特色的河台金矿——构造双阶段多源热液金矿床（图 4-8）。

十一、找矿标志●

（1）断裂变质带的大型韧性剪切带是主要的找矿标志。

（2）发育有花岗质混合岩和遭受混合岩化的中深变质岩，并有由花岗质杂岩演化而来的重熔岩浆花岗岩体分布。

（3）大型韧性剪切带内的糜棱岩带发育有韧性和脆性构造及其裂隙系统。

（4）在糜棱岩带中，伴随有硅化、绢云母化和金属硫化物的地段。

（5）1:20 万 Au 地球化学异常带（区）和 1:5 万水系沉积物或岩石测量 Au 及 Ag、Cu、Bi 等元素异常区。

● 七一九地质大队．广东省高要河台韧性剪切带蚀变糜棱型金矿地质研究．1990．

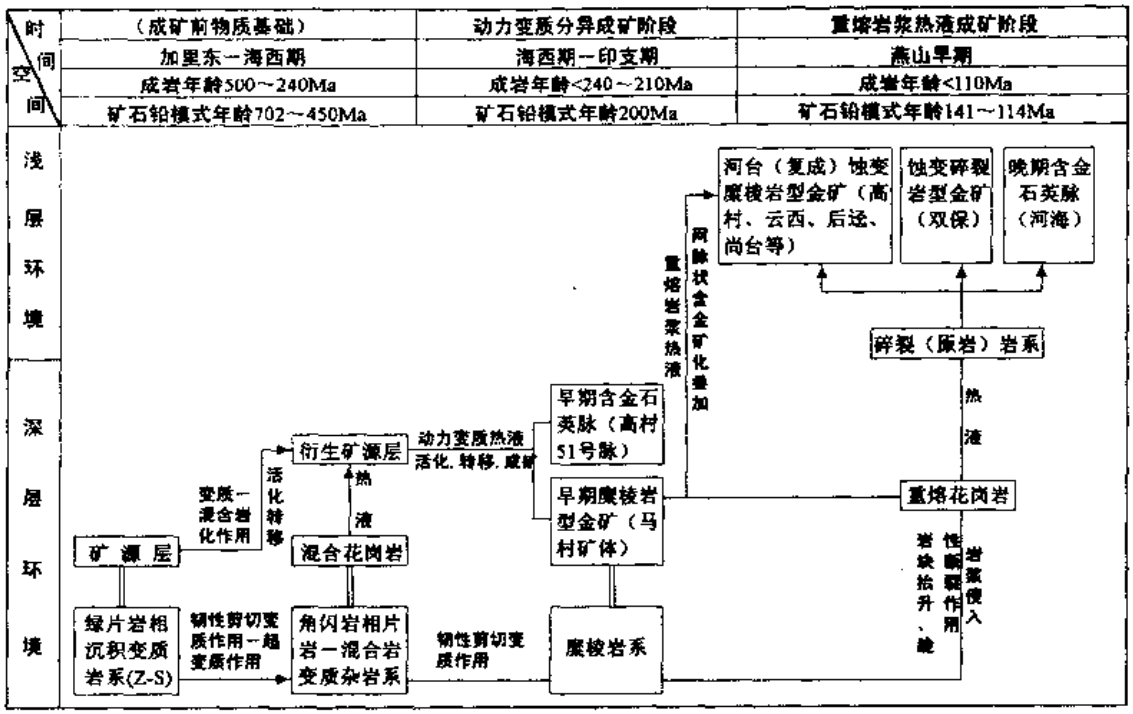


图 4-8　河台式金矿双阶段成矿模式图

（据凌井生，1992）

此外，含金矿物的水系和残坡积重砂异常；主要载金矿物的石英和黄铁矿特征等均可作为找矿标志。

第五章　吴川-四会断裂带铜金矿床控矿因素及矿化富集规律

第一节　铜金矿床分布特征

一、铜矿床分布特征

吴川-四会断裂带中铜矿床和矿点较多，常沿构造带分布。目前已查明的矿床主要分布于构造带的南、北两端（附图四）。

1. 断裂带南段铜矿床分布特征

构造带南段铜矿床主要产于吴川-四会断裂带与廉江－阳江东西向构造带交汇部位。目前已探明的矿床有阳春石菉大中型铜矿床，小型矿床有阳春芒饿岭铁铜矿床和黑石岗铅锌铜矿床，以及新兴天堂铅锌铜矿床。

2. 断裂带北段铜矿床分布特征

铜矿床主要产于吴川-四会断裂带与贵东－蕉岭 EW 向构造带交汇部位。前人已探明的矿床有曲江县大宝山大型铜多金属矿床，英德金门小型铁铜矿床，还有宝坑铜银多金属矿床。

二、金矿床分布特征

吴川-四会断裂带中金矿床和矿点多，广东省主要的金矿床多产于其中。目前已探明的金矿床主要产于构造带的中段。

断裂带中段的金矿床主要产于两个部位，一是产于吴川-四会 NE 向构造带与佛岗－丰良 EW 向构造带复合交汇部位，如清远新洲中型金矿床和另外的 15 个矿点；二是金矿床群，产于吴川-四会 NE 向构造带与高要-惠来 EW 向构造带复合交汇部位，目前已探明的矿床为河台大型金矿田，河台金矿田包括高村矿床、云西矿床等。

第二节　铜金矿床成矿地质条件

吴川-四会断裂带控制了铜金矿床的产出和分布，但二者成矿地质条件及富集规律却有所不同。

一、铜矿床成矿地质条件

吴川-四会断裂带中铜矿床是在特定地质环境中形成的，吴川-四会构造带与东西向构造等复合控制含铜深源岩浆演化系列（即长江系列）的活动和分异成矿，这是成矿的关键性地质条件。

1. 构造条件

(1) 构造长期演化条件。吴川-四会构造带是长期多次活动的产物。由于构造带与郁

南加里东期的华夏系褶皱构造带复合，故华夏系构造形迹受到吴川-四会构造带强烈改造、归并。吴川-四会 NNE—NE 向新华夏系构造也经历了早晚两期，早期产生 NNE—NE 向强烈褶皱和晚期为强大的动力变质带。前者如走向为 20°～30°的春湾复式向斜，后者较大的有大王山动力变质带，兰源—江屯动力变质带和石狗动力变质带。古生代、晚三叠世地层以及燕山早期花岗岩受到强烈的挤压破碎，产生糜棱岩或糜棱岩化和片理化。晚期新华夏系复合于早期构造带中，产生数条平行排列的 NNE 向断裂带，断裂带中有强烈的硅化作用，形成宽数米至数十米的 NNE 向硅化岩带，或 NNE 向推覆构造带。

构造带多次发生发展复合作用，为岩浆发生发展演化提供了热动力和活动的空间条件。

（2）构造应力强度和作用深度条件。吴川-四会构造带北延至仁化长江与江西安徽的赣江－郯庐断裂带相对应，长大于 700 km，宽小于 100 km，如春湾复向斜长轴约 90 km，宽 7～15 km。动力变质带延伸长达 50～70 km，宽 3～15 km。因此，吴川－四会构造带其构造应力强度和作用深度很大，是切穿地壳进入地幔的深大断裂带，物探重力场差异明显和磁场资料也证明这一点。

由于吴川－四会断裂带是深大断裂带，不仅为壳源（浅源）岩浆，也为幔源（深源）岩浆活动提供了有利的条件。

（3）构造复合条件。吴川-四会构造带不仅与 NE 向华夏系构造复合，也与 SN 向和 EW 向构造交叉，尤其是与 EW 向构造带汇合部位，如与高要—惠来 EW 向构造带、南岭纬向构造带的汇合部位，构造沿着早期发育的构造带发育深度更大，有利于深源（幔源）岩浆演化上升，为成矿岩体的侵入或喷溢提供了有利条件。

2. 岩浆条件

吴川-四会构造带中以斑岩型铜多金属矿床为主，因此，岩浆是提供成矿物质的关键条件，尤其是深源的长江花岗岩系列，是铜多金属的成矿母岩。

（1）岩浆组分条件。①富含铜多金属等成矿元素：根据构造带内铜矿床中的成矿岩体统计，岩体中铜等成矿元素比克拉克值高。大宝山斑岩铜多金属矿床中，次英安斑岩和花岗闪长岩斑岩铜含量高出克拉克值 4～8 倍；石菉铜矿床中，石英闪长玢岩和花岗闪长岩铜含量为 56×10^{-6}，为克拉克值的 1.87 倍。②成岩岩体的岩性和岩石化学特征：幔源为主的长江岩浆演化系列的成矿岩石类型虽然都是中酸性岩，但岩石种类较多，有次英安斑岩、花岗闪长斑岩、石英闪长玢岩、花岗斑岩等。这些岩体多为超浅成的次火山岩，或浅成的小侵入岩体。

成矿的次英安斑岩的 SiO_2 为 64.9%～65.0%，MgO 为 1.97%～2.13%，$w(K_2O)>w(Na_2O)$，其比值为 1.25～2.40；石英闪长玢岩的 SiO_2 为 68.10%～69.5%，MgO 为 1.00%～1.40%，$w(K_2O)>w(Na_2O)$，比值为 1.25～1.64；花岗闪长斑岩的 SiO_2 为 62.89%～67.46%，MgO 为 1.05%～2.40%，$w(K_2O)>w(Na_2O)$，比值为 1.01～2.99。总之，铜多金属成矿的斑岩体属中酸性岩体，$w(K_2O)>w(Na_2O)$。

铜多金属成矿的岩体，因其岩性不同其成矿作用略有不同。次英安斑岩和石英闪长玢岩形成规模较大的铜多金属矿体，并且伴生银等多种有用元素，如大宝山斑岩铜多金属矿床；花岗闪长斑岩和花岗闪长岩体，除铜多金属成矿作用外，还有铁矿物富集成矿体，如

阳春芒饿岭铜铁矿床，英德金门等小型铁、铜多金属矿床；二长花岗斑岩体的铜多金属矿化，往往伴生钼矿化。

(2) 岩浆来源条件。铜多金属成岩矿体，主要来源于深源或以上地幔源为主。大宝山、曲江宝坑、新兴天堂等铜多金属矿床的次英安斑岩、石英闪长玢岩、石英闪长斑岩和花岗闪长斑岩、二长花岗斑岩等，主要来源于上地幔为主的源区，在第二章中已有论述，在此不在赘述。

(3) 岩浆分异条件。岩浆分异明显，既有结晶分异，又有气液分异（或称液态分离）。结晶分异和气液分异结果往往产生岩体相变和气液的交代作用。成矿元素（铜铅锌银等）随着结晶分异和气液分异作用，运移富集于岩体的边缘或外接触带的断裂带中形成矿体。表 5-1 中成矿岩体及其围岩矿体中富含 F 和 Cl 等证明这一点。随着岩浆的结晶分异和气液分异，铜多金属等成矿元素，随着分异作用富集成矿，往往是形成以岩体为中心的铜→锌、铅→银、金的成矿带，如新兴天堂矿区，矿化自岩体向围岩有明显分带现象，其顺序是：辉钼矿→黄铜矿、黄铁矿→方铅矿、闪锌矿→方铅矿。岩浆分异结果亦引起蚀变的分带性，由岩体向围岩为钾化、沸石化→绢英岩化→夕卡岩化（灰岩围岩）→绿泥石化、硅化、绢云母化→硅化、碳酸盐化。因此，结晶分异和气液分异是成矿岩体能富集成矿体的重要条件，岩浆分异不明显，成矿元素不可能从岩浆中迁移富集，因而也就不能形成矿体。

表 5-1 岩石中多元素化学分析结果（$w_B/10^{-6}$）

样品号	B9－2	Bt4	ZK02
岩石名称	闪长斑岩	石英闪长斑岩	二云母二长花岗岩
地点	小坑	小坑	小坑
F	1000	610	1750
Cl	78	126	23
Cr	8	13	5
Ni	0.01	42	0.01
Co	54	81	63
Rb	471	254	456
Sr	10	54	10
Li	27	35	74

(4) 岩浆自交代作用。岩浆自交代作用石是成矿的重要因素之一，成矿元素在自交代过程中结晶出有用矿物富集成矿体。不同的岩性和地质环境，产生不同的自交代作用。如大宝山铜多金属矿床，在次英安斑岩中，产生黑云母化、钾长石化。曲江小坑梅子坪钼铜矿化的花岗斑岩，钾长石化和黑云母化作用强，有辉钼矿和磁铁矿晶出。在黑石岗花岗闪长岩中，岩浆自交代作用以白云母化为主，即岩浆结晶晚期挥发分等集中而产生白云母化。白云母交代早期晶出的斜长石等，在白云母集合体中有黄铁矿等晶出，形成黄铁矿体。

3. 围岩条件

脆性的围岩对成矿有利。构造应力作用下，性脆的围岩易产生裂隙，为矿化富集提供有利的空间条件。从吴川-四会断裂带中已探明的大宝山特大型铜多金属矿床和阳春石菉大中型铜（钼）矿床，其成矿岩体围岩以灰岩为主，矿体主要赋存于灰岩中，因而灰岩是成矿最有利的围岩。构造应力作用下容易产生裂隙的花岗岩和砂岩等，也是成矿有利的围岩，如曲江小坑铜银矿床，成矿岩体的围岩为花岗岩，构造应力作用下产生多条断裂带，铜、铅、锌矿液沿断裂带充填交代形成较富的矿体。

围岩的化学成分对矿化富集也起促进作用。成矿岩体的外接触带为灰岩，则围岩的碳酸盐与岩浆中硅、铝等组分的作用，产生强烈的夕卡岩化，往往形成宽数十米至数百米的夕卡岩化带，即形成面型的接触交代变质带。在夕卡岩化带中铜、铅、锌富集成矿体。成矿岩体与花岗岩或砂岩等接触，则产生强的绢云母化或绢英岩化和硅化，黄铁矿、黄铜矿等分布在绢云母、白云母集合体中，并且主要沿着断裂破碎带富集形成矿体。

二、金矿床成矿地质条件

金矿床是在吴川-四会构造带发生发展演化过程中富集而成，含金的岩体或地层在构造压应力作用下，推覆构造及糜棱岩带形成过程中金产生运移集中，再加上浅源和深源富含金的花岗岩浆提供的少部分含金矿液等，从而在构造带中富集成矿。

1. 构造条件

吴川-四会构造带早期是压扭性长期多次活动的构造，动力变质带发育，尤其是糜棱岩带多条平行强烈的发育（见图 4-7），为形成蚀变糜棱岩型金矿床提供了有利条件。构造带发展的晚期，产生较多的以扭为主的扭压性断裂，为石英脉型金矿床的形成，提供了有利的空间条件。

吴川-四会构造带与 EW 向构造带汇合是金矿床形成的重要条件。吴川-四会构造带与佛岗—丰良 EW 向构造带汇合，控制清远新洲石英型金矿床；吴川-四会构造带与高要—惠来 EW 向构造带复合，控制高要河台蚀变糜棱岩型金矿床。

2. 岩浆条件

燕山期富含金的深源长江系列花岗岩体是形成金矿床的条件之一。花岗岩岩浆有可能提供一部分金的来源，而且为金矿成矿热液提供部分组分，此外，也还可能提供一些伴生元素银、铋、铜、硫和砷。花岗岩岩浆分异出大量的 SiO_2，为金成矿热液提供主要成分，金成矿温度为中低温，花岗岩岩浆演化分异的热液把金运移到离成矿岩体较远的构造带中富集成矿。

3. 热液条件

含金热液是吴川-四会构造带中金矿床成矿的重要条件，从已有研究得知，热液物质来源既有浅源、又有深源，成矿热液由弱酸性到弱碱性（pH = 6.07 ~ 7.44）。

金成矿过程热液蚀变强烈，主要与硅化密切相关，硅化作用过程中金沉淀富集成矿。硅化作用沿着糜棱岩带或断裂带发育、形成金矿床。在金矿化过程中有绢云母化、绿泥石化、黄铁矿化、钠长石化、碳酸盐化。

第三节　铜金矿床矿化富集规律

一、铜矿床矿化富集规律

1. 斑岩体矿化富集规律

（1）成矿岩体形态、产状与铜矿化富集关系。岩株状、岩床状成矿斑岩体接触带，易矿化富集成厚大的矿体，如大宝山铜多金属矿床中，成矿岩体次英安斑岩、花岗闪长斑岩为岩床状和岩株状，侵入于泥盆系和侏罗系地层中。铜、铅、锌等成矿元素在次英安斑岩体外接触带富集成矿体，且矿液选择性地主要沿易于破碎产生强烈夕卡岩化的灰岩层富集成厚大的似层状矿体（见图 4-2）。阳春石菉铜矿床铜矿体富集在石英闪长玢岩体外接触带石炭纪灰岩的夕卡岩化带中（见图 4-4）；在岩体内接触带，铜矿化普遍，但较贫，局部形成工业矿体，且往往伴生钼。

地表出露为脉状的成矿岩体，虽然在岩脉中铜等成矿元素含量较高，局部富集成矿体，但主要在岩脉的外接触带形成脉状的铜多金属矿体。若多条岩脉发育，并为深部隐伏小岩体的分枝岩脉，则脉状矿体向深部则会变大，并可在深部小岩体的接触带富集成厚大的矿体。

地表出露面积较大的岩体，尤其是呈岩基状出露的成矿岩体，虽然岩体中铜等矿化元素含量偏高，主要在接触带发现小矿体赋存。这是由于岩体大成矿元素分散，未能形成厚大的矿体；或由于剥蚀较深，有利于矿化富集的岩体顶部接触带已被剥蚀，仅残留一些小矿体。

（2）岩体成岩定位深度与铜矿化富集关系。从成矿岩体主要为斑岩、甚至为次火山岩看，成矿岩体多为超浅成至浅成不稳定环境成岩。在这些岩体的内、外接触带往往产生强烈的自交代作用，或气液交代的夕卡岩化等，有可能富集成厚大矿体。

2. 热液矿化富集规律

铜多金属热液成矿作用，既有高温气液交代成矿，也有高温至中温热液成矿。这种气液和热液作用由岩体向围岩有规律的变化，岩体的内外接触带以高温气液矿化富集为主，远离岩体则以高中温或中温热液成矿为主。

铜多金属等成矿元素，随着岩浆自交代和热液蚀变过程而沉淀富集，其蚀变种类随成矿岩体和围岩性质而异。围岩为灰岩，虽然有硅化等蚀变作用，但主要产生的是宽大的夕卡岩化带，往往铜多金属在夕卡岩化带中富集成厚大的矿体；围岩为花岗岩或砂岩，则产生强烈的绢云母化带和硅化带，在硅化和绢云母化过程中铜等多金属元素富集成矿体。

3. 矿化元素分带规律

矿化元素富集具有明显的分带规律，由岩体向外为：铜（钼）→铜（铅、锌）→铅、锌（铜）→黄铁矿。大宝山和新兴天堂铜多金属矿床这种分带规律最明显，次英安斑岩和花岗闪长斑岩中，铜、钼矿化明显；岩体的接触带以铜富集为主，尤其是夕卡岩化带中铜富集形成厚大的矿体，而铅、锌仅局部富集成矿体；在夕卡岩化带的外带，以铅锌矿化为主，铜含量较低，如新兴天堂铜多金属矿床，在夕卡岩带外带为夕卡岩化灰岩的方铅矿硅化碳酸盐化灰岩矿石或方铅矿闪锌矿碳酸盐化碎裂灰岩矿石，铅、锌富集成较大的矿体，而铜则分散，仅局部达到工业品位。

二、金矿床矿化富集规律

1. 构造带中金矿化富集规律

金矿化富集于韧性剪切带内，尤其是在糜棱岩带中富集形成大矿体。如河台金矿区，发育一组北东 40°～50°方向的糜棱岩，糜棱岩呈带状和成群平行分布，在糜棱岩带中富集成较大的金矿体（见图 4－7）。清远新洲金矿床的金矿体，是主要赋存于糜棱岩带内和石英脉中。因此，金矿化富集在压性为主兼扭性的构造带中。

在扭性为主兼张性的断裂带中也有金矿床赋存，主要是含金热液沿断裂带交代充填而成含金石英脉，所形成的矿体规模较小。

2. 金热液矿化富集规律

金矿化富集与热液蚀变密切相关，尤其是与硅化关系最密切，不论是河台金矿床，还是新洲金矿床，在硅化过程中金沉淀富集成矿体。在硅化的同时有黄铁矿化、毒砂晶出。在硅化带的两侧有强烈的绢云母化和绿泥石化等。

在清远新洲大沟谷矿段中，除了硅化和绿泥石化外，还有钠化和钾化，且主要是钠化形成的钠长岩带，金矿体就赋存在钠长岩带中。

第四节　铜金矿床找矿标志

一、铜矿床找矿标志

1. 中酸性斑岩体标志

本区铜矿床主要是斑岩型矿床，因此中酸性斑岩体是重要的找矿标志。从已知矿床看，有利成矿的斑岩体有以下几个标志：

（1）岩体多呈岩株或岩床产出，浅成一超浅成侵位。

（2）岩石类型以次英安斑岩和花岗闪长斑岩对成矿最为有利。目前已探明的大宝山大型矿床为次英安斑岩和花岗闪长斑岩两次侵入叠加成矿；石菉铜矿床为石英闪长玢岩、花岗闪长岩体成矿；新兴天堂铜多金属矿床成矿岩体为二长花岗斑岩，局部见花岗闪长斑岩脉；曲江宝坑铜银多金属矿床，成矿岩体为石英闪长斑岩。这些岩体铜、铅、锌等成矿元素含量较高，为克拉克值的数倍。

（3）成矿岩体极为重要的标志是强烈的自交代作用，有钾长石化、石英化、黑云母化、绿泥石化、绢云母化、白云母化等。岩浆自交代作用越强，则矿化作用也越强。

2. 蚀变标志

除岩体中强烈的自交代作用外，岩体的围岩也产生强烈的蚀变作用。夕卡岩化、绢云母化、硅化是寻找铜多金属矿体的重要标志。夕卡岩化带往往有厚大的铜矿体赋存，若围岩为花岗岩和砂岩，则矿体围岩有强烈的绢云母化。铜多金属矿化过程中往往伴随有强的硅化，因此在硅化带中有矿体赋存。

黄铁矿也是分布较广的找矿标志，在成矿岩体和围岩中都有黄铁矿化。与铜多金属矿化有关的为黄铁矿化，其黄铁矿中铜含量较高，如曲江宝坑矿床的石英闪长斑岩，其黄铁矿中铜含量达 63×10^{-6}。大宝山矿床中次英安斑岩的外接触带有黄铁矿体（见图 4－2），在地表黄铁矿等风化作用形成铁帽。因此，黄铁矿化及黄铁矿体、铁帽是寻找斑岩铜矿床的重要标志。

3. 地层—岩性标志

中酸性斑岩体外接触带的砂岩与碳酸岩盐之层间界面是大宝山铜矿体赋存的重要部位，注意寻找接触带的似层状和枝脉状矿体。

围岩为碳酸盐类岩石，注意寻找夕卡岩带中的铜矿体；围岩为砂岩或花岗岩，注意寻找脉状和细脉浸染状铜矿体。

4. 物探、化探异常标志

磁异常是寻找隐伏岩体和磁铁矿的重要标志之一。利用岩体导电性差异大，用电阻率法来预测隐伏的成矿岩体和矿化范围。如新兴天堂矿床，风化夕卡岩平均电阻率值为 64 Ω·m,风化花岗斑岩（成矿岩体）为 50Ω·m，而大理岩和泥质灰岩为 500Ω·m 至 600Ω·m。因此电测深方法是预测隐伏的成矿岩体和矿体的有效方法。

化探异常也是重要的找矿标志。铜多金属矿床范围内，都有铜、铅、锌的异常。异常的形态和丰度与矿体的形成和埋藏深度有关。矿体为脉状，元素异常分布形态为带状，矿体为多条平行脉带密集分布，则元素异常形态为较宽的带状。元素异常为不规则的面型，评价时需慎重考虑，判断是成矿岩体被剥蚀较深、矿体零星分布的结果，还是隐伏的面型矿体群造成，值得注意。

二、金矿床找矿标志

吴川-四会断裂带中金矿床类型主要为产于花岗岩断裂带中的热液金矿床，它们的找矿标志如下。

1. 构造标志

（1）构造形迹标志：主要金矿床的矿体受 NNE 向、NE 向构造控制，因此，NNE 向、NE 向构造形迹是重要的找矿标志。NNE 向、NE 向构造为宽带状，易于发现，为较直观的找矿标志。

（2）构造产物标志：控制金矿床的 NNE 向、NE 向构造为压扭性构造，因此产生 NNE 向、NE 向的糜棱岩或片理化带。这些糜棱岩带一般宽数米至数十米，往往两侧还有宽度不等的糜棱岩化带。

2. 蚀变标志

吴川-四会断裂中的金矿床主要有硅化型和碱交代型两种，以前者为主。

1）硅化岩型矿床蚀变标志（以河台金矿床为代表）

（1）蚀变种类标志：以硅化为主，还有强烈的绢云母化，其次有绿泥石化、粘土化、黄铁矿化等。

硅化的明显标志是多阶段的硅化岩发育，以成矿硅化岩发育为特征。与金矿成矿密切相关的硅化岩，为致密块状，沿断裂带发育。黄铁矿化标志，黄铁矿一般晶形不好，为细粒至微粒状，发育于硅化岩中。绢云母化标志，为数米宽的绢云母化带发育于硅化岩带的两侧，呈对称的带状分布。

（2）蚀变分带标志：一般蚀变分带明显，以硅化带为中心，向两侧分别为绢云母化带、粘土化带。蚀变带的分带完整性与矿化强弱有关，蚀变分带性明显，成矿作用则强，反之，成矿作用则微弱。当然蚀变分带的完整性又与矿化带出露剥蚀程度有关，若地表仅见到粘土化带或绢云母带，则有两种可能：一是矿化带隐伏于深部，另一是矿化带已被剥蚀至尾部，这时需综合其他标志来分析判断。

2）碱交代型矿床蚀变标志（以大沟谷金矿床为代表）

（1）蚀变种类标志：以钠长石化为主，钠长石化沿断裂破碎带发育。在钠长石化带中还有弱的硅化、绿泥石化等蚀变。

（2）蚀变分带标志：蚀变分带不明显，金矿化发育在钠长石化带中。

3. 矿物标志

与金共生的金属矿物主要有黄铁矿，其次有含砷矿物（如毒砂），以及黄铜矿等硫化物。

4. 化探异常标志

金银异常是直接的找矿标志，若有砷、锑、汞、铜、铅、锌等异常，则更为有利。

第六章　吴川-四会断裂带铜金矿产成矿预测

根据研究成果和成矿单元划分原则，在吴川-四会断裂带内划分六个Ⅳ级成矿单元或远景区（附图四），并选出两个成矿重点预测靶区，即曲江宝坑铜银成矿重点预测区和新兴天堂铜多金属成矿重点预测区。

第一节　成矿远景区划分

一、划分原则

吴川-四会断裂带是广东有色金属、贵金属主要成矿带之一，归属Ⅲ级成矿带，是省内最高级别的成矿单元。在吴川-四会断裂带内又可划分六个Ⅳ级成矿单元，Ⅳ级成矿单元或成矿远景区的划分依据是：

（1）根据相应的大地构造单元，Ⅳ级成矿单元处于低级别的构造单元中；

（2）北东向次级断裂带、构造岩浆岩带及其组合，是Ⅳ级成矿单元的主要边缘条件；

（3）不同时代、不同构造体系复合部位；

（4）不同岩性、不同成因类型的岩浆岩分布区，即南岭系列（系列Ⅰ）或长江系列（系列Ⅱ）发育的复式花岗岩体分布区；

（5）铜、金矿床和矿点产出的地区；

（6）各类物化探异常信息分布区域。

根据上述原则，划分为六个Ⅳ级成矿远景区：

$Ⅳ_1$　大宝山-宝坑铜多金属成矿远景区。有：大宝山矿田（铜、铅、锌、硫、钨、钼、铋、金、银）、一六矿田（钨、铅、锌、砷、锑、汞、硫、金）、宝坑矿田（铜、银、铅、锌、钼）；

$Ⅳ_2$　雪山嶂铜金成矿远景区。有金门矿田（铜、铁、金）。

$Ⅳ_3$　新洲金多金属成矿远景区。有九龙矿田（金）。

$Ⅳ_4$　威整-水南金成矿远景区。有河台矿田（金）。

$Ⅳ_5$　云浮-茶洞金成矿远景区。有茶洞矿田（硫、砷、银、金）。

$Ⅳ_6$　天堂-石蓼铜多金属成矿远景区。有石蓼矿田（铜、钼）、天堂矿田（铜、铅、锌、钼）、黑石岗矿田（硫、铅、锌、银、金、铜）、芒饿岭矿田（铜、铁）。

二、Ⅳ级成矿远景区简述

1. 大宝山-宝坑铜多金属成矿远景区（$Ⅳ_1$）

位于乳源、曲江境内。吴川-四会构造带与大东山-贵东EW向构造带和诸广山-热水南北向构造带复合交汇部位。包含大宝山、一六、宝坑三个矿田，面积2400 km^2。

区内主要出露中、上泥盆统，下石炭统及上三叠统。以碳酸盐岩夹碎屑岩建造为主，次为碎屑岩、煤系。除NNE向断裂构造斜贯全区外，还有EW向、SN向、NW向构造等。岩浆岩如大东山花岗岩体的东端、贵东花岗岩体的西端、以及燕山期长江系列的次英安斑岩、石英闪长斑岩、花岗闪长斑岩和花岗斑岩等小岩体，形成复式岩体。小岩体与成矿关系密切。

区内产出铜、铅、锌、银、硫、钨、钼、汞、锑、金等矿床，并有较多的矿点和矿化点。大宝山为大型铜多金属矿床，其他为中、小型矿床。此外还有8处铜、铅、锌、锡、钨等土壤综合异常，且伴有砷、铋、锑等异常。异常总面积为359km^2。其中大宝山73号铜异常41km^2，铜平均含量217×10^{-6}，与铅、锌异常套合好，有浓集中心，铜浓度梯度呈高陡峰值；一六矿区的18号及宝坑矿区的21、22号综合异常是找铜、锑、金等矿产较有远景的区域。

2. 雪山嶂铜金成矿远景区（Ⅳ$_2$）

主要位于英德境内，吴川-四会NNE向构造带与大东山-贵东EW向构造岩浆带南侧，并有单竹坑NNE向复式背斜通过。目前已探明金门矿田。Ⅳ$_2$级远景区面积约1875km^2。

区内主要出露中、上泥盆统及下石炭统，以及构成复式背斜轴部的寒武系。以碳酸盐岩夹碎屑岩建造为主，其次为桂头组碎屑岩及寒武系变质岩。除单竹坑复式背斜外，还有EW向、NE向、NW向断裂带。区内有燕山期的金门花岗闪长岩小岩体，以及工村、大镇隐伏、半隐伏中酸性岩体，这些岩体与成矿关系密切，是找矿的重要标志。

区内除有金门铜铁矿床外，还有众多的钨、钼、多金属、金、黄铁矿等矿床，主要为斑岩型和热液型矿床。

此外，区内还有7处以铜、铅、锌为主的综合土壤异常，其中金门69号铜异常面积25km^2，铜平均含量32×10^{-6}，铜、铅、锌异常套叠较好，浓度梯度呈缓坡状。异常所处地质条件有利、矿点多、矿化蚀变强，地质评价工作不够，但已知矿床有扩大远景的可能，其外围及斑岩体、隐伏岩体的内外接触带，都是有找矿前景的部位。

3. 新洲金多金属成矿远景区（Ⅳ$_3$）

位于清远及英德境内，佛岗岩体西段边缘，在吴川-四会NNE向构造带与佛岗NW向构造带、粤北山字型西翼五点梅花NW向弧形构造带复合交汇部位。已有九龙矿田一处，Ⅳ$_3$级远景区面积约880km^2。

区内主要出露震旦系浅变质碎屑岩，次为中泥盆统砂页岩。燕山期花岗岩广泛分布，有佛岗岩体西端的岩枝，以及广宁花岗岩体的北东端。区内EW向、NW向和NE向构造发育，主要是NW向和NE向断裂带控制金矿床和矿点。

区内已知20余处矿床和金矿化点，沿NE向断裂变质带密集分布。NEE向、NW向和SN向等蚀变破碎带控制矿体。以变质岩中沿层间破碎蚀变带硅化岩型金矿为主，也有钠长石化岩石中的金矿，可达中大型规模，是吴川-四会断裂带内找金矿极为有远景的地区。该区除金、砷异常外，铅、锌、钨、锡异常不明显，显示了金成矿的特征。

4. 威整—水南金成矿远景区（Ⅳ$_4$）

主要位于四会、高要境内，吴川-四会NNE向构造带与高要—惠来EW向构造带复合

交汇部位。已探明有河台金矿田等。Ⅳ$_4$级远景区面积约2200km^2。

区内出露地层有寒武系—志留系变质岩，以及中泥盆统桂头组、上泥盆统天子岭组及下石炭统大塘阶，上三叠统小坪组等碎屑岩（含煤）建造及碎屑岩、碳酸盐岩建造。南部有燕山期大尖山、镇塘花岗岩体，北有四会花岗岩体，以及村头晚侏罗世次火山岩。由德庆悦城至高要区域内发育一系列较平缓、连续的褶皱，轴向由北东渐转为北东东。

区内目前有已探明广东省内最大的河台金矿区，另外还有水南双任斑岩铜矿。还有6处金、锡、铅、锌、铜等综合化探（土壤）异常，除河台金、银异常外，其中209号异常，铜含量为34×10^{-6}，面积为48km^2。水系沉积物测量圈定有4处砷、金、银—锌、铋—钨、砷—金、锰—铅、银—锌等不同元素组合的异常，且分别与土壤测量异常及已知金矿化点重合。樟路-南坑尾-枫柏石一带都具有找金前景，肇庆市以东、西江以北地区亦有找矿潜力。

5. 云浮-茶洞金成矿远景区（Ⅳ$_5$）

位于云浮市境内。吴川-四会NNE向构造带与高要-惠来EW向构造带复合部位。除云浮大型硫铁矿外，还有茶洞矿田。Ⅳ$_5$级远景区面积约800km^2。

区内主要出露震旦系变质砂岩、千枚岩、片岩、片麻岩、混合岩等。也有泥盆系—二叠系和上侏罗统。NNE至NE向断裂带、片理化带、糜棱岩化带极为发育。也有EW向和NW向断裂构造也较发育。燕山期花岗岩、花岗斑岩岩株零星分布。

区内产出硫、砷、金及伴生金银的矿床及矿点，以石英脉型、蚀变破碎带糜棱岩型金矿化点为主。

在茶洞矿田中有锡、锌或铜、钼、钨、砷土壤化探异常，与砷—金、银—锌、锰—铅、铜—锌、钨—锡等水系沉积物异常重合套叠，具较好的找矿信息。

6. 天堂-石蓼铜多金属成矿远景区（Ⅳ$_6$）

位于阳春、新兴县境内。吴川-四会NNE向构造带与高要-惠来和廉江-阳江东西向构造带复合交汇部位，受阳春NE向复向斜及次级NNE向断裂构造控制，包括天堂、黑石岗、石蓼、芒饿岭四个矿田，以及永宁矿床等。

区内出露中泥盆统至上二叠统碳酸盐岩、碎屑岩建造。NE向褶皱断裂和NW向褶皱断裂带发育，尤以前者最发育。区内除花岗岩基外，二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩小岩体较发育，均属系列Ⅱ花岗岩，如屋背岭、莲塘、黑石岗、石蓼、岗美等岩体。这些岩体与铜矿化关系密切。

区内矿床、矿点密布，有如下三个矿床组合：① 由小南山至鹦鹉岭，与花岗岩（南岭系列）有关的钨、锡、铅、锌、银矿床；② 由岗美至黑石岗，与花岗闪长岩（长江系列）有关的铁、铜、铅、锌、硫、金等矿产；③ 天堂境内以屋背岭二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩（长江系列）小岩体为中心，与其有关的钼、铜、铅、锌、金等矿产。区内较有价值的矿床主要有：石蓼铜矿床、阳春附近众多的铁铜矿床、天堂铜铅锌矿床等。区内有5处铜、铅、锌或铜、锡及铜、铅等土壤测量异常，与已知的矿床重合，又与水系沉积物测量异常一致。且在高基、天堂、芒饿岭等矿区外围还具有一定金矿资源潜力。

第二节　铜多金属成矿重点预测区的选定

一、成矿重点预测区选定依据

成矿重点预测区是已进行过1:5万或1:1万地质填图找矿，并作过矿点评价和进一步科研工作，同时具有经济价值的普查或勘探的地区。选定成矿重点预测区的主要依据如下：

1. 有铜多金属矿体，并已构成工业矿床

如曲江宝坑铜银多金属矿床，经坑道和钻探查明了V_5号铅锌铜矿体、V_{11}号铜银矿体、V_{13}号铜矿体；新兴天堂铜多金属矿床，经钻探已查明铜、铅、锌矿体多个。

2. 成矿地质条件十分有利

(1) 有成矿小岩体：曲江宝坑矿床，石英闪长斑岩铜、银成矿岩脉、岩墙或隐伏岩体发育；新兴天堂矿床有屋背岭二长花岗斑岩岩株，其内外接触带都形成矿床。

(2) 成矿蚀变作用强烈：曲江宝坑成矿岩体中有强的绢云母化、绿泥石化等，新兴天堂屋背岭岩体中有绢云母化、石英化。曲江宝坑矿床成矿岩体围岩为花岗岩，成矿岩体外接触带有强烈的绢云母化，沿着岩脉和岩墙强烈发育。并且沿着断裂带产生多条硅化岩带。新兴天堂矿床成矿岩体外接触带产生夕卡岩化，围绕岩体形成较宽的夕卡岩带。

(3) 成矿岩体内外接触带形成铜或铜银多金属矿体。

3. 物化探异常

成矿重点预测区内铜、铅、锌、银等异常明显，并证实这些异常是由矿体和成矿岩体引起。

物探异常也明显。宝坑重点预测区电法测量结果，相应的V_8、V_{10}、V_{10S}号脉深部有矿化体存在的可能。天堂重点预测区电法测量结果，6线及其南段有成矿花岗斑岩小岩体隐伏，有侧伏铜多金属矿体存在的可能。

4. 遥感信息

有隐伏的成矿岩体和矿体的遥感信息。

二、选定的成矿重点预测区

这次研究侧重于斑岩铜矿重点预测区的工作，选定两个重点区，即曲江县宝坑铜银多金属成矿重点预测区和新兴天堂铜多金属成矿重点预测区，这两个重点预测区均为斑岩型矿床。国内外的斑岩铜矿床，多为大型矿床。因此确定这两个重点预测区，具有深远的找矿评价意义和实际的经济效益。我们与705队找矿相结合进行科研，提出斑岩铜银矿化类型，经705队两年多钻探结果证实，并已控制几个矿体，形成宝坑铜银多金属矿床，已提交给地方有关单位开采，两年来取得较好的经济效益。

第三节　铜多金属成矿重点预测区地质特征、物化探和遥感信息

一、曲江县宝坑铜银多金属成矿重点预测区

宝坑成矿重点预测区属于曲江县小坑镇管辖区，位于小坑镇东南5 km，西侧距105国

道 3 km，有简易公路相通，交通方便。

1. 矿区地质简述

矿区位于吴川-四会 NNE 向构造带北东端，与南岭纬向构造体系的大东山-贵东 EW 向构造带、诸广山-热水 SN 向构造带复合交汇部位，具体在贵东花岗岩体西端北缘（图 6-1）。

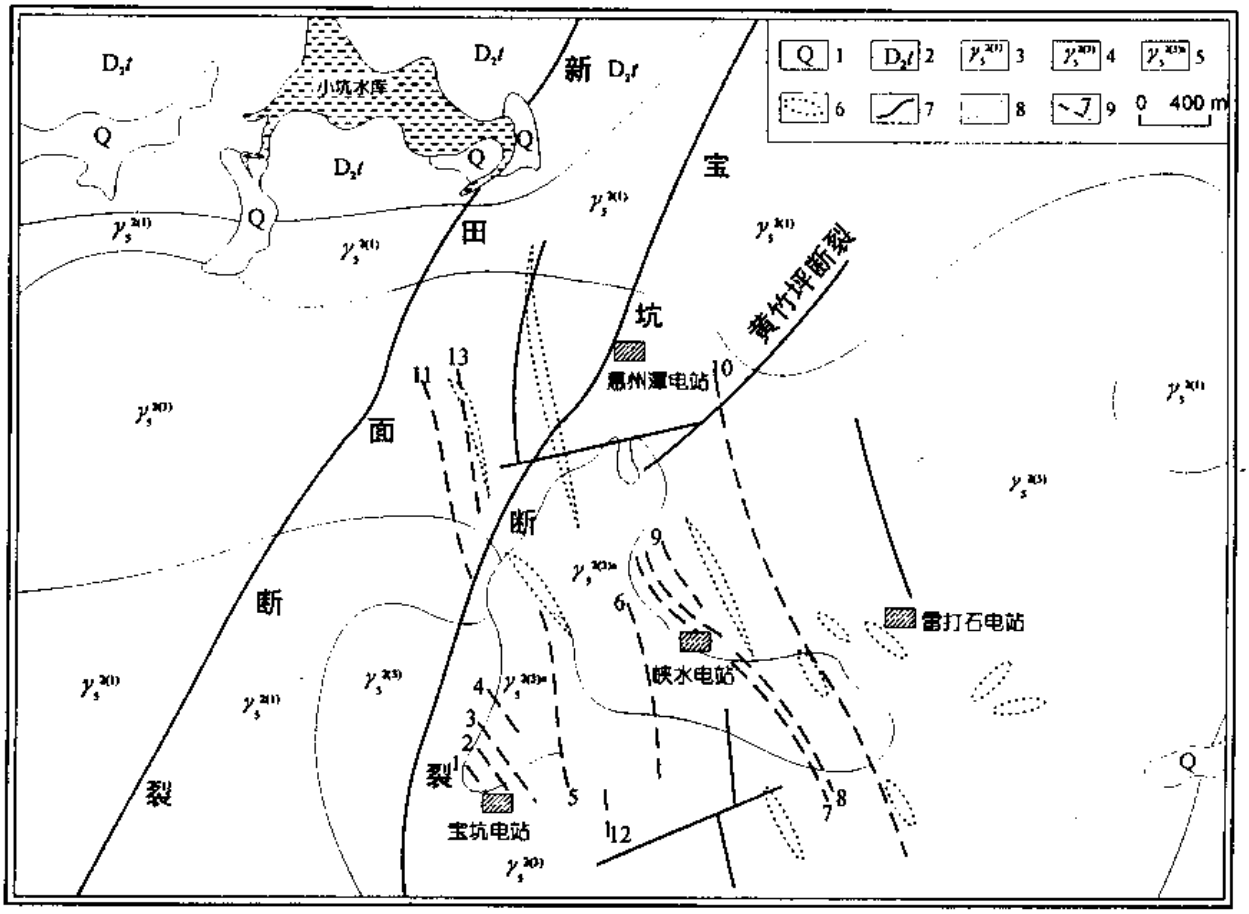


图 6-1　宝坑铜银多金属矿重点预测区地质简图

1—第四系；2—上泥盆统天子岭组；3—燕山早期第一阶段中粒斑状黑云母花岗岩；4—燕山早期第三阶段二云母花岗岩；5—燕山早期第三阶段补充侵入中细粒二云母花岗岩；6—石英闪长斑岩；7—断裂带及断裂；8—地质界线；9—矿化带及编号

（1）地层。主要有上泥盆统天子岭组，出露于矿区的西北部（图 6-1），岩性以灰岩为主，也有页岩、砂质页岩和砂岩。

（2）岩浆岩。岩浆岩广泛出露，主要为花岗岩岩基，属于贵东花岗岩体的一部分，为多阶段侵入的复式岩体，在矿区内主要有燕山期第一阶段和第三阶段花岗岩。燕山早期第一阶段为中粒斑状黑云母花岗岩，出露面积较小；燕山早期第三阶段为不等粒二云母二长花岗岩，广布全区。不等粒二云母二长花岗岩中微纹长石与斜长石含量相近，为 20% ~ 25%（体积百分比）。矿物有两个世代，第一矿物世代有微纹长石、斜长石、石英和黑云母，颗粒较大，在 2.3 ~ 8.58 mm 之间，其边缘被第二世代矿物熔蚀而呈港湾状；第二世代矿物为黑云母、斜长石、微纹长石和石英，颗粒较小，在 0.23 ~ 1.5 mm。斜长石为

An34 的中长石。岩体中自交代作用强烈，主要为白云母化，白云母交代斜长石和微纹长石；也有少量电气石化，电气石交代斜长石等。岩石属于高硅与铝过饱和的岩石（见表 2-6），稀土元素为铕亏损型，可归入浅源南岭系列花岗岩，为浅成不稳定环境成岩，是成矿的主要围岩。

燕山早期第三阶段补充侵入岩为细粒二云母花岗岩和二云母花岗斑岩小岩体，侵入于第三阶段不等粒二云母花岗岩体中。另外还有石英闪长斑岩、玄武岩、煌斑岩等脉岩，深部见到黄铜矿化花岗闪长斑岩岩枝。石英闪长斑岩和花岗闪长斑岩为铜银多金属成矿岩体。

玄武岩为脉状，具玻基斑状结构，球状构造，也有气孔状构造，斑晶有辉石和斜长石，辉石斑晶为柱状，长 0.15 ~ 0.35 mm，斜长石斑晶为长柱状。基质主要有玻璃质组成，也有微晶柱状长石和辉石。

（3）构造。断裂构造发育，以平行发育的 NNE 向断裂构造带为主，包括宝坑 NNE 向硅化岩断裂带和新田面 NNE 向硅化岩断裂带，两条断裂带平行排列斜贯全区，系乌石—黄思脑断裂带南东侧的次级平行断裂带，断裂带走向为 15° ~ 32°，倾向 SE，倾角 70° ~ 76°。断裂带中有片理化带，且硅化作用强烈，形成宽数米至数十米的硅化岩带。两侧绢云母化作用也强，形成绢云母化带。NNW 向断裂密集发育，走向 335° ~ 355°，倾向以北东为主，也有少量倾向南西，倾角较陡，在 75° ~ 85°之间。NNW 向断裂是主要的控矿断裂带（图 6-1）。

另外还有 NE 向断裂带，区内主要有两条，以黄竹坪断裂为代表，走向为 45° ~ 55°，倾向 SE，倾角 70°左右。

2. 矿化带和矿体形态

（1）矿化带形态和产状。本区不仅有十多条铜多金属矿化的石英闪长斑岩脉和花岗闪长斑岩岩枝，同时还有数十条铜多金属矿化硅化岩带密集发育。

斑岩铜多金属矿化带形态和产状，与矿化斑岩体的形态和产状基本一致，地表出露的铜多金属矿化石英闪长斑岩，多为脉状。不仅脉体内有矿化，而且其内外接触带也有矿化，以 10s 号和 13 号脉为代表。11 号脉 12 线深部见到的黄铜矿化花岗闪长岩体（图 6-2），为岩枝状，矿化主要在岩枝内发育，因而矿化带形态和产状与岩枝的形态和产状基本一致，为不规则枝脉状。

热液铜银多金属矿化带的形态和产状：热液矿化带为脉状。走向以 330° ~ 335°为主，倾向 NWW，也有少部分倾向 NEE，倾角为 68° ~ 85°，以 5 号、10 号、11 号脉为代表。其次有 NW 走向的脉带，走向 300°左右，倾向北 NE，倾角 70°左右，也有少量走向 NE 的矿脉。矿化带长数百米至千多米，宽数米。矿脉具分枝复合和平行侧列的特征。从钻孔资料来看，11 号矿带平行矿脉向深部撒开，如在 0 线 500 m 标高处（图 6-3），11 号脉主带与 11 号脉东枝相距 25 m，而向下至 400 m 标高处这两矿带相距 57 m 左右。并且矿脉分支成多条，如 11 号脉的东枝，在 500 m 标高为一条，至 350 m 标高分支为 3 条矿脉。

（2）矿体的形态和产状。目前 705 队已用坑道和钻孔控制了铅锌矿体一个，铜银多金属矿体 8 个。矿体产状与矿化带产状一致，5 号铅锌矿体，走向为 353°，倾向东，倾角 80°。11 号脉铜银多金属矿体，走向 347°，倾向西，倾角 75°左右，其中 11 号脉主矿体和东枝矿体，目前控制长度大于 600 m，垂深大于 250 m。11 号脉矿体平均厚度 1.32 m，铜

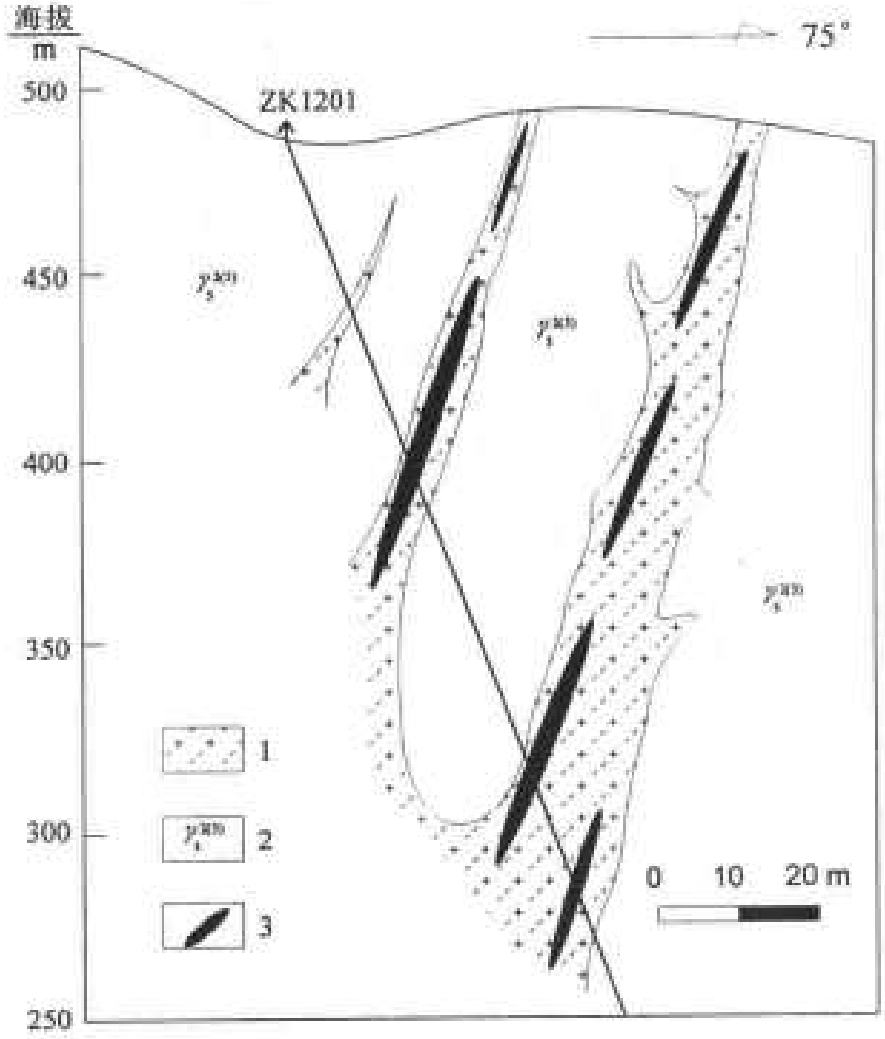


图 6-2 宝坑铜银多金属矿床 11 号脉 12 线剖面图

1—含黄铜矿闪长斑岩；2—燕山早期第三阶段中粒二云母二长花岗岩；3—矿脉

平均品位 1.24%，银平均品位 98.1×10^{-6}，金品位 $0.1\times10^{-6}\sim1.04\times10^{-6}$。11 号脉东枝矿体，平均厚度为 0.73 m，平均品位：铜 1.00%、银 199.5×10^{-6}，金 $0.25\times10^{-6}-1.25\times10^{-6}$（图 6-3，图 6-4）。

矿体主要隐伏于深部，地表或浅部仅见到个别矿体，大部分地表无矿体出露，但深部有较好的矿体产出，如 11 号脉 7 号勘探线，至 400 m 标高才见到矿体。并且向深部有多条平行侧列矿体出现，多达 5 条平行矿体（图 6-4）。

3. 成矿地质条件

（1）岩浆条件。前面已阐述贵东花岗岩体是燕山期南岭系列（系列Ⅰ）花岗岩多阶段侵入而成的复式岩基，随着 NNE 向深大断裂与 EW 向、SN 向构造的多次复合作用，长江系列（系列Ⅱ）岩浆随之上升侵入，形成黄铜矿化花岗闪长斑岩、石英闪长斑岩和玄武岩等。长江系列岩浆为铜、银多金属提供了矿源。因此，长江系列（系列Ⅱ）岩浆活动是斑岩成矿的先决条件。

长江系列（系列Ⅱ）斑岩虽然出露的岩体较小，但来源于地幔为主，富含铜、银、

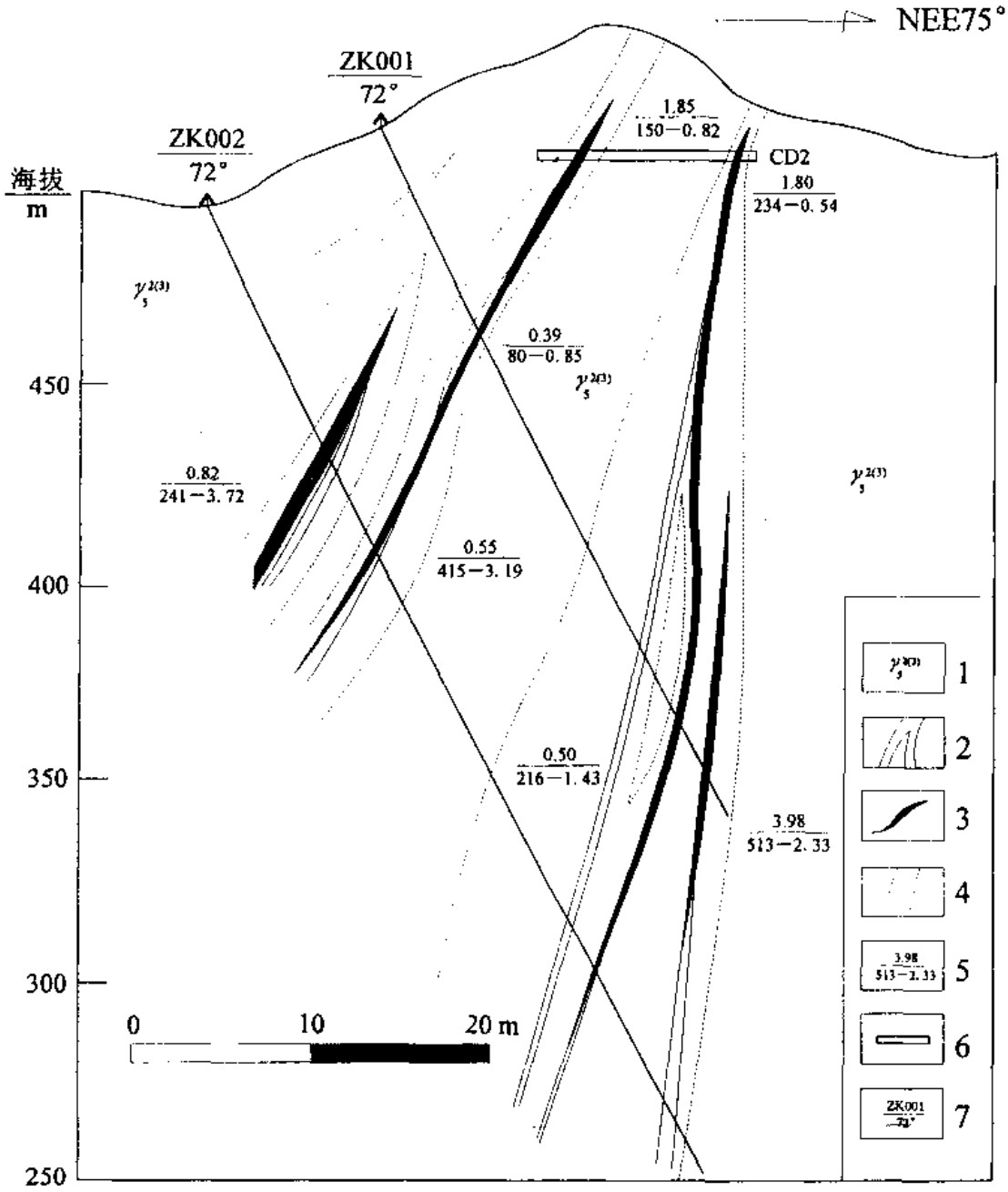


图 6-3　宝坑铜银多金属矿床 11 号脉 0 线剖面图

1—燕山早期第三阶段花岗岩；2—矿化带；3—矿体；4—绢云母化带；5—横线以上为厚度（m）、以下为 $w(Ag)/10^{-6}$—$w(Cu)/\%$；6—坑道及编号；7—钻孔及编号，下为方位

铅、锌等成矿元素。在这些岩体中往往见到黄铜矿，少量闪锌矿等，黄铁矿更普遍。成矿斑岩体中铜等成矿元素比克拉克值高数倍至数十倍。长江系列成矿的石英闪长岩斑岩体的特征如下：

原生斑岩特征。石英闪长斑岩以岩脉和岩墙产出，长几百米至千余米，宽数米至数十米。矿区内出露有十多条岩脉或岩墙，并具有两个脉岩发育中心，一是以 11 号脉至惠州潭电站一带为中心，主要有 13 号脉东侧的三条石英闪长斑岩脉，岩脉走向 330°～355°；

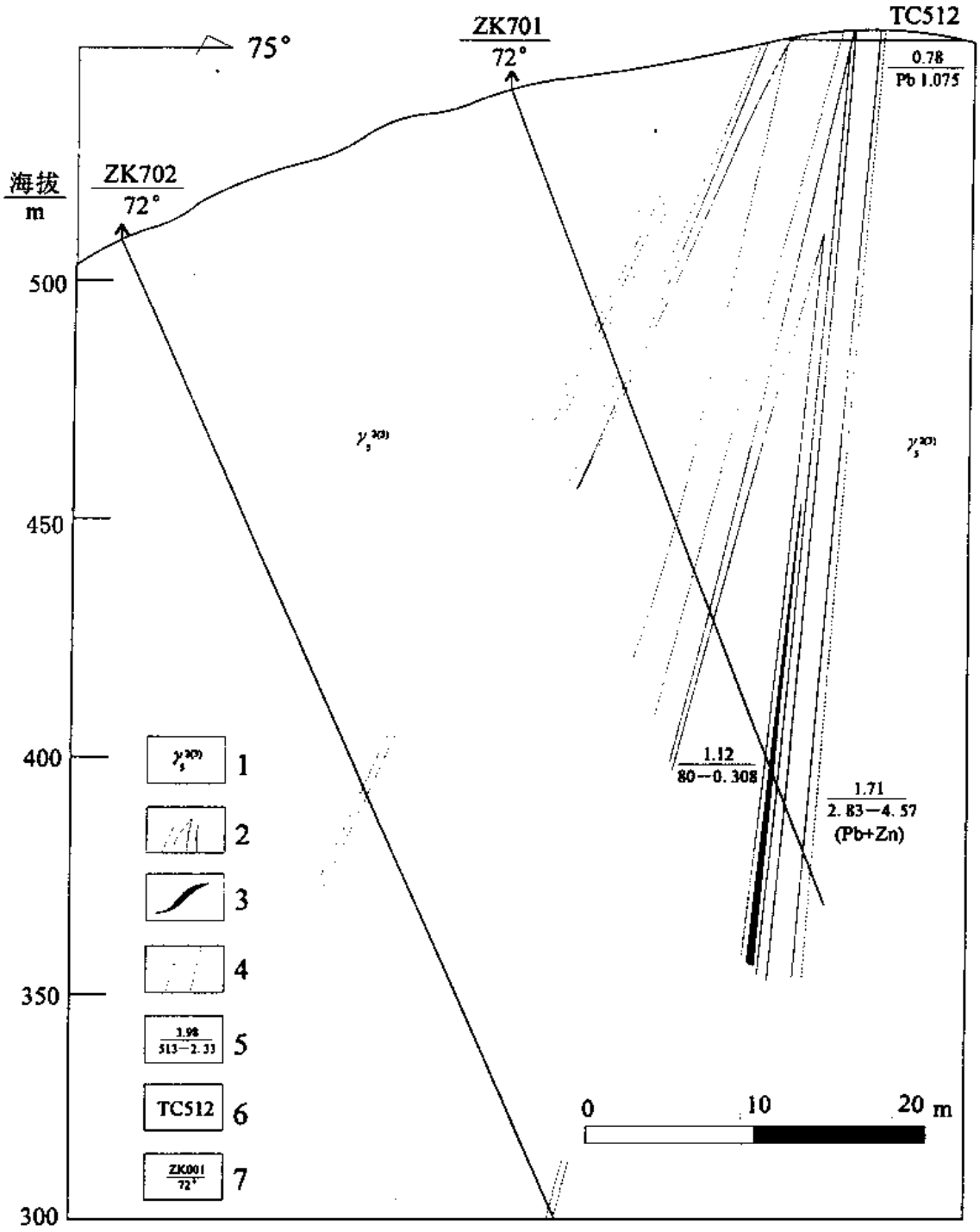


图 6-4　曲江县宝坑铜多金属矿床 11 号脉 7 线剖面

1—燕山早期第三阶段花岗岩；2—矿化脉；3—矿体；4—绢云母化带；5—横线以上为厚度/m，以下为 w（Ag）/10^{-6}—w（Cu）/%；6—坑道及编号；7—钻孔及编号，下为方位

另一中心为峡水电站东侧至雷打石电站一带，共有十多条石英闪长斑岩脉，岩脉走向以325°～350°为主，个别走向 45°～75°（图 6-1）。

石英闪长斑岩脉主要由斜长石（35%～55%）、角闪石（15%～35%）、石英（5%）、

微纹长石（3%～5%）组成。石英基质为微晶结构或细晶结构，深部岩体以细晶质结构为主，无玻璃质。斑晶有石英、斜长石、角闪石，并且在一些石英斑晶周围有一圈玻璃质。

石英闪长斑岩岩石化学分析结果表明，SiO_2 含量低，平均67.41%（表6-1）；Al_2O_3 相对低，平均值为16.41%；MgO较高，w（MgO）/w（FeOt）（全铁）值达0.52；w（K_2O）＞w（Na_2O），w（K_2O）/w（Na_2O）值为1.01～2.18，平均为1.52。铜、铅、锌、银含量高于南岭系列花岗岩，矿化岩脉的铜含量为68×10^{-6}，锌含量为851.6×10^{-6}，银含量为1.10×10^{-6}。

表6-1　宝坑重点预测区斑岩化学成分

样品号		B1	B14	B9－2	B19－3	平均值	B6－9
岩石名称		石英闪长斑岩	石英闪长斑岩	闪长斑岩	闪长斑岩		矿化石英闪长斑岩
SiO_2		66.76	68.10	69.37	65.42	67.41	58.96
TiO_2		0.35	0.31	0.07	0.20	0.23	0.55
Al_2O_3		16.64	16.41	16.18	16.41	16.41	18.92
Fe_2O_3		1.50	1.47	1.57	1.40	1.49	3.11
FeO		1.56	1.14	0.85	1.29	1.21	3.86
MnO		0.09	0.08	0.12	0.11	0.10	1.81
MgO	w_B/%	1.60	1.40	1.00	1.60	1.40	5.40
CaO		2.40	2.51	2.40	3.80	2.78	0.60
Na_2O		3.20	2.94	2.27	1.60	2.50	0.08
K_2O		3.22	3.67	3.73	3.49	3.53	3.21
H_2O^+		1.58	1.16	1.31	2.07	1.53	1.51
H_2O^-		0.11	0.09	0.07	0.02	0.07	0.09
P_2O_5		0.11	0.13	0.12	0.13	0.12	0.23
CO_2					1.50	0.40	
总量		99.12	99.41	99.06	99.04	99.18	99.18
$w(Cu)/10^{-6}$		23	26	16	13	19.5	68
$w(Pb)/10^{-6}$		15	15	30	45	26	1062
$w(Zn)/10^{-6}$		182	152	201	656	298	851
$w(Au)/10^{-9}$		19	29	23	26	24	21
$w(Ag)/10^{-9}$		500	600	400	400	475	1100

石英闪长斑岩Rb-Sr等时线年龄值为（97.8±6.1）Ma（表6-2）（图6-5），属燕山晚期（晚白垩世）的岩浆产物。从稀土元素和Rb-Sr初始值（0.709183）等特征来看，属于深源长江系列石英闪长斑岩。

矿化斑岩特征。矿化斑岩又可分为黄铜矿白云母化花岗闪长斑岩和黄铁绢英岩化石英斑岩。

表 6-2　宝坑铜铅等时线年龄测定结果

样　号	分析号	样品名称	$w(Rb)/10^{-6}$	$w(Sr)/10^{-6}$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
1	394595	石英闪长斑岩	444.87	23.016	56.156	0.78691 ± 0.00002
2	394596	碳酸盐化石英闪长斑岩	398.31	70.850	16.263	0.73660 ± 0.00001
3	394597	石英闪长斑岩	435.74	69.097	18.229	0.73458 ± 0.00003
	394598	磷灰石	3.0020	46.947	0.1944	0.70934 ± 0.00002
	394599	云母	1189.04	12.756	283.91	1.28497 ± 0.00005

分析单位：宜昌地质矿产研究所；结果处理 $t = (97.8 \pm 6.1)$ Ma，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.709183$；参加线性处理样品数 3 个，未参加计算的分析号为 394596 和 394599。

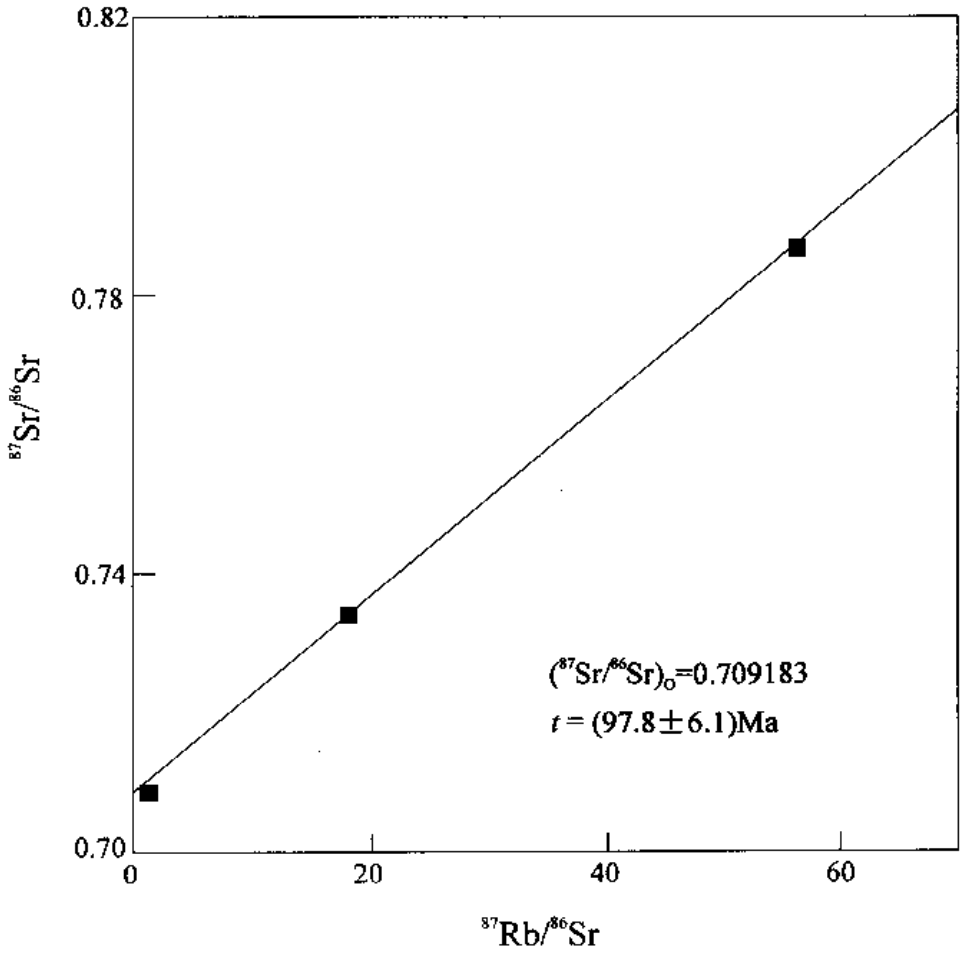


图 6-5　宝坑矿床石英闪长斑岩 Rb-Sr 等时线图

黄铜矿白云母化花岗闪长斑岩：在 11 号脉深部见到这种岩石的岩枝，它侵入于中粒二云母二长花岗岩中，由于工作程度低，岩体形态和产状尚不清楚。岩石主要由斜长石（50%～55%）、石英（20%）、微斜微纹长石（10%～15%）组成，其次有角闪石。由于岩浆气液分异和结晶分异结果，产生强烈岩浆自交代，使岩性变化大。白云母化普遍发育，白云母含量大于 10%，白云母强烈交代时，其含量达 85%，仅残留 10%左右的斜长石及少量石英等，形成含黄铜矿白云母化岩石，其化学成分亦随之变化（表 6-3），SiO_2 含

量降低，为 55.33% ~ 66.12%，而 Al_2O_3（17.2% ~ 25.07%）、FeOt（3.86% ~ 5.90%）、$K_2O + Na_2O$（5.69% ~ 6.33%）含量增加。石英化强烈时，石英含量达 35%，并与白云母化相伴产出，形成含黄铜矿化石英化白云母化花岗闪长岩。挥发分集中的部位，形成团块状含黄铜矿细晶伟晶岩，主要由石英（50%）和斜长石（30%）组成，其次有白云母（10%），少量的微斜微纹长石、绢云母、绿泥石等。细晶伟晶岩岩石化学成分以富硅，高铝、钠为特色（表 6-3），SiO_2 为 75.8%，Al_2O_3 为 14.69%，Na_2O 为 5.31%。伟晶矿物主要为石英，也有少量白云母；细晶矿物以斜长石为主。白云母化、绢云母化强，还有绿泥石化。黄铜矿分布在白云母、石英、绿泥石、绢云母集合体中。

表 6-3　岩浆自交代岩岩石化学成分

样　品　号	12 - 7	12 - 3	12H2	12H3	石 1	石 2	铜 3	铜 1	铜 2
岩石名称	含黄铜矿石英化白云母化花岗闪长斑岩	含黄铜矿细晶伟晶岩	黄铜矿石英化白云母化岩	含黄铜矿白云母化岩	黄铁矿云英岩	黄铁矿云英岩	云英岩	黄铁矿化云英岩化石英斑岩	黄铁矿绢英岩化石英斑岩
$w(SiO_2)$/%	73.40	75.80	66.12	55.33	68.75	69.26	76.36	71.96	72.09
$w(TiO_2)$/%	0.33	0.11	0.45	0.56	0.25	0.26	0.25	0.21	0.14
$w(Al_2O_3)$/%	11.37	14.69	17.20	25.07	14.91	14.83	14.29	15.38	16.17
$w(Fe_2O_3)$/%	5.34	0.49	0.5	3.37	6.92	7.40	2.65	4.43	2.88
$w(FeO)$/%	2.39	1.06	3.36	2.53	1.07	0.73	0.75	0.66	0.56
$w(MnO)$/%	0.19	0.03	0.02	0.11	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
$w(MgO)$/%	0.56	0.16	0.31	0.90	0.41	0.37	0.28	0.42	0.32
$w(CaO)$/%	0.25	0.32	1.22	0.25	0.27	0.25	0.21	0.26	0.21
$w(Na_2O)$/%	1.68	5.31	4.37	1.51	0.37	0.42	0.61	0.45	0.58
$w(K_2O)$/%	2.60	1.29	1.32	4.82	3.93	3.83	3.56	3.66	4.10
$w(P_2O_5)$/%	0.12	0.14	0.28	0.10	0.04	0.06	0.05	0.03	0.06
$w(H_2O)$/%	1.34	0.39	4.54	5.09	2.91	3.08	0.53	2.46	2.79
总量/%	99.57	99.97	99.69	99.64	99.86	100.50	99.74	99.93	99.91
f_{O_2}	0.69	0.32	0.13	0.57	0.87	0.91	0.78	0.87	0.88
$w(K_2O)/w(Na_2O)$	1.55	0.24	0.30	3.19	10.62	9.12	5.84	8.13	7.07
$w(MgO)/w(FeOt)$	0.07	0.06	0.08	0.15	0.05	0.05	0.08	0.08	0.09
$w(Cu)/10^{-6}$	8990.1	63.4			21.7	19.9	8.2		
$w(Pb)/10^{-6}$	14.0	19.4			11.2	16.8	5.6		
$w(Zn)/10^{-6}$	423.9	30.7			202.9	16.0	155.6		

由此可见，岩浆分异结果，花岗闪长斑岩具有矿物成分和化学成分随岩浆自交代种类而变化的特点（见表 6-3），并在白云母化、石英化、绿泥石化、绢英岩化过程中晶出黄铜矿。铜、铅、锌含量高于克拉克值数倍，局部铜含量达到工业品位（见表 6-3）。

黄铁矿绢英岩化石英斑岩：沿雷打石-铜坑公路见到三处黄铁矿绢英岩化石英斑岩小岩体出露，侵入于中粒二云母二长花岗岩中，大致呈 NNW 向展布，但其形态和产状尚不清楚。由于结晶分异和气液分异强烈，致使岩性变化明显，有黄铁矿云英岩、黄铁矿化绢英岩化石英斑岩等。黄铁矿云英岩产于岩体中心，向外渐变为黄铁矿化绢英岩化石英斑岩。

黄铁矿云英岩主要由石英（60%）、白云母（25%）组成，其次有绢云母（10%）、黄铁矿（1%～5%）。石英有粗晶至伟晶和细晶两种，以粗晶石英为主，约占石英含量的60%。粗晶石英为自形粒状和柱状，粒度在 1.95～5.85mm 之间，在粗晶石英集合体中有少量大片状白云母，即为岩浆早期晶出的第一世代矿物；细晶石英粒度为 0.15～0.47 mm，分布在粗晶石英颗粒之间。在细晶石英集合体中有细片状白云母，细片状白云母交代粗晶石英等，为岩浆结晶晚期产物。在黄铁矿云英岩中还有绢云母，多呈集合体交代石英等。有部分绢云母集合体呈柱状晶体假象，可能是长石被绢云母交代所致。黄铁矿云英岩化学成分，铁、铝含量高（见表 6-3），全铁含量高达 7.99%～8.13%，$w(K_2O) > w(Na_2O)$，K_2O 含量为 3.93%～3.83%。

黄铁矿化绢英岩化石英斑岩主要由石英（50%～55%）和绢云母（25%～30%）组成，其次有白云母和角闪石。斑晶有锥柱状和自形粒状石英，含量为 5%。另外有绢云母集合体呈柱状晶体假象，可能是交代长石斑晶而成。也有少量角闪石斑晶，为柱状。斑晶大小为 1.17～1.56 mm。基质由石英、绢云母、白云母等组成，石英为自形粒状，大小为 0.15～0.25 mm，显示细晶结构特征。绢云母化、石英化、白云母化都强。从含有角闪石等特征来看，是否是由花岗闪长斑岩蚀变而成，值得进一步研究。

黄铁矿分散地分布于岩石中，尤其在黄铁矿云英岩中，粗晶状黄铁矿集合体形成大小不等的团块，大者达 60 cm。目前虽未见到黄铜矿、闪锌矿等，但岩石的碎块中见到铜蓝，岩石化学分析结果 Cu、Pb 含量较高（表 6-3），Zn 含量高达 16.0×10^{-6}～202.9×10^{-6}，平均 124.8×10^{-6}，说明岩体中有 Cu、Pb、Zn 等矿化，其矿化富集部位值得进一步研究。

岩浆（斑岩岩浆）分异条件。岩体成矿元素能否运移富集形成矿床，取决于岩浆分异作用。长江系列岩浆中结晶分异和气液分异明显，尤其是气液分异较强，如石英闪长斑岩的分异指数为 76.71～77.49。结晶分异表现在石英、微纹长石含量的变化，石英闪长斑岩于浅部石英含量减少，深部石英增加；而黄铁矿化绢英岩化石英斑岩，地表见到黄铁矿云英岩核，石英含量高达 65%。岩浆气液分异表现在云英岩化、白云母化，以及伟晶团块发育等。

斑岩体与矿化带分布关系。矿区内铜银多金属矿脉的产出与斑岩体的产出有密切相关。一种情况是花岗闪长斑岩体和石英闪长斑岩脉就是铜银多金属矿化体；另一种情况是岩脉发育的地段，矿脉也密集发育，如本区南部宝坑电站至雷打石电站一带，有十多条石英闪长斑岩脉和岩墙发育，就伴随有数十条矿化带产出。11 号脉 12 线深部所见的黄铜矿化白云母化花岗闪长斑岩岩枝，黄铜矿普遍发育，岩体为表外矿化体，且局部达到工业品位；黄铁绢英岩化石英斑岩，地表所见整个岩体为黄铁矿矿化体，且锌、铜、铅含量较高等。

（2）成矿作用条件。矿区内铜、银、铅、锌等矿化可大致划分为三个成矿期，即岩浆自交代成矿期、岩浆气液成矿期和热液成矿期（图 6-6）。以下简介岩浆自交代成矿期和热液成矿期的主要特征。

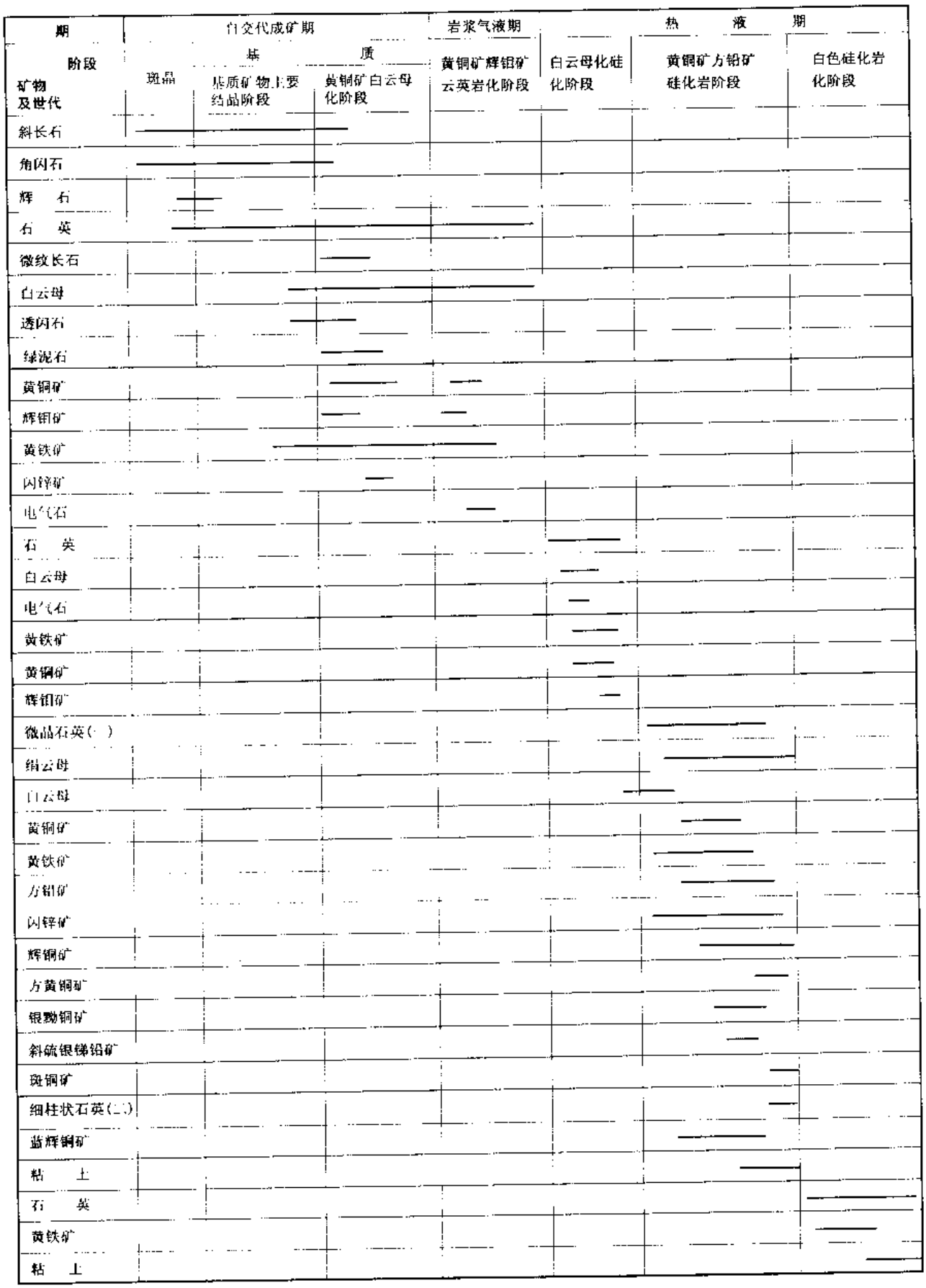


图 6-6　宝坑铜银多金属矿床矿物生成顺序

岩浆自交代成矿期主要在岩浆结晶晚期，岩浆自交代过程中黄铜矿等富集成矿，主要有黄铜矿石英化白云母化成矿阶段、闪锌矿黄铜矿绿泥石化绢英岩化成矿阶段。岩浆自交代成矿期的主要特征如下：

① 以黄铜矿为主，呈分散浸染状。矿物共生组合：斜长石、石英、白云母、透闪石、绿泥石、黄铜矿、辉钼矿、黄铁矿、闪锌矿等。铜的含量一般为0.05%～0.899%。成矿元素含量虽低，但矿化范围大，成矿岩体及其接触带都有矿化元素富集。

②伴随有强烈的白云母、黄铁矿绢英岩化和绿泥石化等。黄铜矿、闪锌矿、辉钼矿等在白云母化、黄铁矿化、绿泥石化过程中晶出。岩浆自交代成矿期铜多金属矿化，主要发育于斑岩体内，如11号脉12线深部黄铜矿白云母化花岗闪长斑岩体，普遍见到黄铜矿，在石英化、白云母化强烈部位，铜含量为0.899%，但矿化不均匀。

热液成矿期形成较富的铜银多金属矿体，其主要特征：

①铜矿物种类较多，以辉铜矿、黄铜矿、蓝铜矿为主。有用矿物种类也多，除铜矿物外，还有方铅矿、闪锌矿及含银的矿物，如银黝铜矿、斜硫银锑铅矿等；②热液活动由高温至中、低温演化，可大体分为三个热液活动阶段。

高温热液阶段：白云母化硅化岩阶段，主要形成自形粒状石英，大小为0.16～0.48 mm，或更大些。也有少量柱状石英，长0.6～2.6 mm，大者达3.4 mm。它们呈集合体分布，局部柱状石英沿自形粒状石英集合体生长而呈放射状。在石英集合体中有少数白云母片分布，也有少量电气石、黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿。矿物共生组合：石英、白云母、电气石、黄铁矿、辉钼矿、黄铜矿。分布范围不广，主要沿裂隙充填交代而成细脉状。白云母硅化岩裂隙中有黄铜矿、方铅矿硅化岩充填。

黄铜矿方铅矿硅化岩阶段：强烈的硅化作用形成微晶状石英，大小为0.01～0.15 mm；也有细柱状石英，长0.35～0.68 mm。它们呈集合体分布，沿断裂破碎带的裂隙、微裂隙或矿物颗粒间交代斜长石、微纹长石等。以交代为主，充填次之。在硅化即石英晶出过程中，有绢云母、少量白云母和黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉铜矿、斑铜矿、黄铁矿等晶出。有用矿物种类较多，其矿物共生组合：石英、绢云母、白云母、黄铜矿、辉铜矿、蓝辉铜矿、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、斑铜矿、方黄铜矿、银黝铜矿、斜硫银锑铅矿，显示中温热液矿物共生组合特征。硅化作用过程中伴随有强的绢云母化，形成绢云母化带。这一热液阶段硅化形成的石英集合体可胶结白云母化硅化岩角砾。

低温热液硅化阶段：以充填为主，形成白色石英脉。主要由粒状和柱状石英组成，局部柱状石英沿粒状石英集合体生长而成梳状石英脉。在石英集合体中有少量黄铁矿。此次硅化过程伴随有弱的粘土化。

(3) 蚀变作用条件。成矿岩体自交代作用和热液蚀变作用对成矿十分有利，也是预测和找矿极为重要依据之一。

①岩浆自交代作用，在不同岩体和不部位略有不同，地表出露的石英闪长斑岩脉中，岩浆自交代以强烈的绢英岩化为主，也有绿泥石化。在惠州电站西侧见到绢英岩化斑岩小岩体，绢云母化强烈，也有石英化，且主要发育于岩体内。在雷打石至铜坑一带有数个黄铁矿绢英岩化石英斑岩小岩体出露，在小岩体中心，强烈的云英岩化，但也有绢云母化，形成黄铁矿化云英岩核。云英岩核出露面积不等，大者数十平方米，小者为数平方米；云英岩核之外侧为绢英岩化石英斑岩，绢云母化十分强烈，除石英和绢云母交代长石外，也

有强的白云母化。在这些岩体侵入的围岩中，有数十米宽的绢云母化带。11 号脉 12 线深部见到含黄铜矿石英化白云母化花岗闪长斑岩，岩浆自交代强烈。

岩浆自交代作用出现的蚀变种类繁多，有云英岩化、钾长石化、白云母化、石英化、绿泥石化，也有弱的绢云母化。不同种类的蚀变具有不同的特征，同时伴随不同的矿化过程。

云英岩化：在雷打石至铜坑一带出露的石英斑岩中强烈发育，岩体中心强烈的云英岩化产生云英岩核，细晶状石英交代早结晶的矿物而呈集合体分布。细晶石英为自形粒状，大小为 0.25 ~ 0.55 mm。细晶状石英集合体中有细片状白云母，其大小为 0.06 ~ 0.09 mm。细片状白云母交代早期晶出的粗晶石英，也有细片状白云母集合体呈柱状晶体假象。云英岩化学成分的变化与云英岩化过程以石英交代为主、抑或以白云母交代为主有关，以石英交代为主，SiO_2 含量为 76.36%（表 6-3），以白云母交代为主，SiO_2 含量为 68.75%，Al_2O_3、K_2O 含量相对增加（表 6-3）。

钾长石化：局部见到。不规则状微斜微纹长石交代斜长石等，使斜长石边缘呈港湾状，而且一些微斜微纹长石中有孤岛状斜长石残留体。11 号脉 12 线深部黄铜矿花岗闪长斑岩体中，钾长石化强的地方，微斜微纹长石含量明显增加，达到 25%；钾长石化不明显者，则微斜微纹长石含量明显减少，仅为 5%，以至无微斜微纹长石，却被强烈白云母化所代替。也就是说岩浆自交代的钾化过程中，随结晶条件的变化，产生钾长石化，或产生白云母化，即钾长石化与白云母化呈消长关系。

白云母化：主要见于深部含黄铜矿花岗闪长斑岩中，片状和细片状白云母交代斜长石、微斜微纹长石等。白云母化强的部位，形成含黄铜矿白云母化岩，白云母交代大部分长石，尤其是斜长石几乎全部被白云母交代，白云母含量高达 85%，石英含量大大降低，仅有 3%，岩石化学成分也随之变化，SiO_2 为 55.53%，Al_2O_3 和 K_2O 含量明显增加，Al_2O_3 含量高达 25.07%，K_2O 4.82%（表 6-3）。在白云母集合体中，尤其是在细片状白云母集合体中，有黄铜矿、黄铁矿、辉铜矿等。白云母化过程中，不仅有黄铜矿等晶出，往往伴随有石英化、绿泥石化等。

石英化：普遍发育，浅部和深部都可见到。石英化是岩浆结晶过程，尤其是岩浆结晶晚期，不规则状和细粒状石英交代斜长石、微斜微纹长石等。被交代的长石边缘呈港湾状，且在石英中残留少量斜长石呈孤岛状。早晶出的矿物虽然不破碎，但石英沿矿物颗粒间溶蚀交代，而成不规则状和粒状石英集合体，这与热液沿断裂裂隙和碎裂矿物之间充填交代不同。为了区别岩浆结晶晚期石英交代与热液石英交代，现将岩浆自交代晶出石英称石英化，热液交代成的石英称硅化。在石英化形成的石英集合体中，也有少量黄铜矿。

绿泥石化：表现为绿泥石交代角闪石、黑云母等矿物，部分绿泥石为不规则状与片状白云母等一起分布。在绿泥石、白云母集合体中有黄铁矿、黄铜矿等。

绢英岩化：在地表出露的斑岩中绢英岩化强烈，深部斑岩体中较弱。绢云母交代长石，尤其是交代斜长石较普遍，绢云母化强时，绢云母交代大部分斜长石，绢云母集合体呈长石柱状假象，微斜微纹长石也被交代，在绢云母集合体中也有白云母分散地分布。石英交代也强烈，交代形成的石英为自形细晶状，大小为 0.15 ~ 0.25 mm，也有少部分达 0.62 mm。绢英岩化的岩石 SiO_2、Al_2O_3、K_2O 含量较高（表 6-3）。

②热液蚀变作用，其种类较多，主要有硅化和绢云母化，其次有粘土化、绿泥石化、黄铁矿化，另外有弱的碳酸盐化等。热液蚀变强烈，尤以硅化和绢云母化最强烈、而且普遍。

硅化：多期多阶段的强烈硅化，并且沿 NNE、NNW 和 NE 向断裂发育。NNE 向硅化岩带，主要发育于矿区的中部和西部，规模最大者有新田面和宝坑两条硅化带，即热液沿新田面断裂带和宝坑断裂带上升，石英强烈交代而成。硅化带宽数米至数十米，长大于 5 km，延伸出矿区之外。硅化带由多期的硅化作用而成，因而硅化岩成分复杂，有高温热液的硅化岩，有中低温热液的硅化岩等。在 NNE 向硅化岩带中，虽然有铜多金属成矿期的硅化岩叠加，但作用相对较弱，矿化不富集；铜多金属硅化作用，主要是石英沿密集发育的 NNW 向断裂带充填交代，形成多条平行排列的铜银多金属黄铁矿化硅化岩带，是矿区内主要的矿脉。NNW 向硅化岩带长数百米至数公里，宽几十厘米至数米。另外，铜多金属黄铁矿化硅化岩有少部分沿 EW 向和 NE 向断裂带发育。

硅化岩的 Al_2O_3、K_2O、Na_2O 含量比其围岩低得多，但 Fe、Cu、Pb、Zn、Au、Ag 等成矿元素高数倍至数十倍（表 6-4）。结合硅化岩主要由石英、黄铜矿等组成，说明热液带入以 SiO_2 为主，及 Cu、Pb、Zn、Au、Ag 等成矿元素，大量 Al_2O_3、CaO、K_2O、Na_2O 等被带出。

表 6-4　热液蚀变岩石化学成分

样号		ZK02	601-1		601-3	1-3	1-2		1-1	601-2		1-6-1	1-8	161-2	
名称		二云母二长花岗岩		平均	锌铜矿化粘土化绢云母化碎裂岩矿石			平均	辉铜矿粘土化绢云母化碎裂岩矿石		平均	黄铜矿方铅矿硅化岩			平均
SiO_2	w_B/%	71.32	71.92	71.62	73.94	75.88	75.19	75.00	69.08	59.62	64.35	69.20	47.60	55.97	57.59
TiO_2		0.22	0.12	0.17	0.15	0.11	0.14	0.13	0.20	0.40	0.30	0.22	0.22	0.20	0.21
Al_2O_3		15.50	15.50	15.50	16.09	13.98	14.13	14.73	10.03	8.89	9.46	3.65	4.33	3.87	3.95
Fe_2O_3		1.00	1.08	1.04	0.02	1.09	2.22	1.38	9.42	16.63	13.03	10.02	9.27	2.88	7.36
FeO		0.87	0.71	0.79	0.26	0.44	0.61	0.44	0.44	0.52	0.48	0.62	1.11	1.62	1.12
MnO		0.06	0.66	0.36	0.06	0.07	0.12	0.08	0.09	0.08	0.09	0.16	0.10	0.78	0.35
MgO		0.50	0.40	0.45	0.40	0.40	0.40	0.40	0.30	0.30	0.30	0.20	0.30	0.30	0.27
CaO		1.20	0.50	0.85	0.20	0.20	0.20	0.20	0.21	0.10	0.16	0.30	0.10	4.60	1.67
Na_2O		2.89	2.42	2.66	0.19	0.10	0.07	0.12	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.02	0.03
K_2O		5.00	5.20	5.10	6.20	4.70	3.81	4.90	2.64	2.18	2.41	0.86	1.60	0.83	1.10
H_2O^+		0.33	0.39	0.36	0.66	1.03	1.01	0.90	1.03	1.06	1.05	1.01	3.40	0.94	1.78
H_2O^-		0.05	0.01	0.09	0.01	0.07	0.09	0.06	0.07	0.05	0.06	0.09	0.05	0.02	0.05
P_2O_5		0.06	0.13	0.11	0.11	0.08	0.10	0.08	0.11	0.04	0.08	0.13	0.35	0.84	0.17
CO_2					0.80	1.29	2.19	1.44	6.20	10.01	6.11	12.01	12.43	8.95	11.13
总量		99.02	99.04	99.03	99.89	99.44	100.28	99.85	99.87	99.93	99.93	99.25	99.38	99.27	99.30
Cu	$w_B/10^{-6}$	13	13	13	59	1234	474	589	4190	1519	2855	7594	132544	1302	47664
Pb		78	30	54	250	859	265	458	656	2062	1359	765	17857	90625	36416
Zn		166	332	249	355	1023	205	528	695	773	734	961	34586	72535	36027
Au	$w_B/10^{-9}$		12	6	19					525	263		91	57	49
Ag		300	250	275	2600	3700	4673	3657	35514	182727	10121	72430	548162	69626	163413

绢云母化：蚀变范围较大，并且交代作用强。绢云母集合体交代斜长石等，也有少部分绢云母沿裂隙交代石英。在绢云母化过程中有黄铜矿、黄铁矿、辉铜矿、闪锌矿等晶出，它们分布在绢云母集合体中。在黄铜矿化硅化成矿阶段的微晶石英集合体中也有绢云母分布，并且绢云母化紧随这一阶段的硅化作用而产生，因此这次绢云母化是黄铜矿硅化岩成矿阶段的围岩蚀变。

粘土化：粘土化是粘土交代斜长石等矿物，主要发育于绢云母化带的外侧，在浅部较发育。

③蚀变分带性，有两种情况，一是成矿斑岩体的蚀变分带，二是热液蚀变的分带。

铜多金属闪长斑岩体内有自交代蚀变白云母化、绿泥石化综合带，自内而外分为白云母化带、绿泥石化带，其宽度随岩体大小而定。

热液蚀变分带，以硅化岩带为中心，向两侧为绢云母化带至粘土化带。绢云母化带比硅化带宽数倍至数十倍。浅部粘土化带较宽，绢云母化带相对较窄，而向深部绢云母化带变宽，如 11 号脉 0 号勘探线 500 m 标高粘土化绢云母化带宽仅 3～5 m，而至 350 m 标高，蚀变带宽达 45～50 m（图 6-3）。

（4）构造作用条件，矿区内多期多体系构造活动，对成矿十分有利，既控制成矿斑岩体，又控制热液矿体。

① 控制岩浆活动构造特征。控制早期岩浆活动的构造，主要是 EW 向构造，而新华夏构造与 EW 向构造复合控制晚期系列Ⅱ花岗岩铜多金属矿化斑岩体。

EW 向早期隆起褶皱带，控制了燕山早期第一阶段花岗岩体，形成 EW 向的岩基。EW 向构造再次活动，产生巨大的 EW 向断裂，花岗岩浆随之侵入，形成燕山早期第三阶段花岗岩基，亦呈 EW 向展布。后期构造减弱，以 NW、SN 向等配套断裂发育，控制了燕山早期第三阶段补充侵入的花岗岩小岩体。

切穿地壳进入地幔的新华夏系 NNE 向深大断裂，与 EW 向构造带复合交汇处，长江系列含铜多金属中性岩浆沿断裂上升喷溢和侵入，形成铜多金属矿化斑岩体。在地表以 NNW 向脉岩为主，也有 EW 向和 NNE 向脉岩发育，显示复合构造控制特征。因此，新华夏系构造与 EW 向构造体系复合，控制系列Ⅱ石英闪长斑岩和花岗闪长斑岩体。

② 控制热液成矿的构造特征。新华夏系构造既控制成矿岩体，也控制热液矿化带和矿体，特别是其配套构造 NNW 向断裂密集发育，是主要的控矿构造。

新华夏系主干构造，在区内有三条次级的 NNE 向断裂，由 W 向 E 有新田面断裂、宝坑断裂、矿区东侧（图幅外）有乌石-黄思脑断裂。这些断裂是吴川-四会构造带的二、三级构造，长数公里，尤其是乌石-黄思脑二级断裂长达数十公里。在 NNE 向断裂带之间，配套断裂发育，尤以 NNW 向断裂最强，数十条 NNW 向热液铜银多金属矿化带平行排列，沿倾向不仅平行侧列，还有分枝断裂发育，因此向深部矿体增多，矿化范围增大（图 6-3）。另外还有 NW 向和 NE 向断裂控制铜银多金属矿化。

4. 地球化学异常特征

区测队、物探队、705 队先后在本区作土壤化探测量，有银、铜、铅、锌等异常。尤其是 705 队工作证明，铜、银、铅、锌元素异常总体分布于测区北部，均受 V_8、V_{10} 等矿脉控制，一般异常呈条带状（图 6-7）。

（1）铜元素异常晕

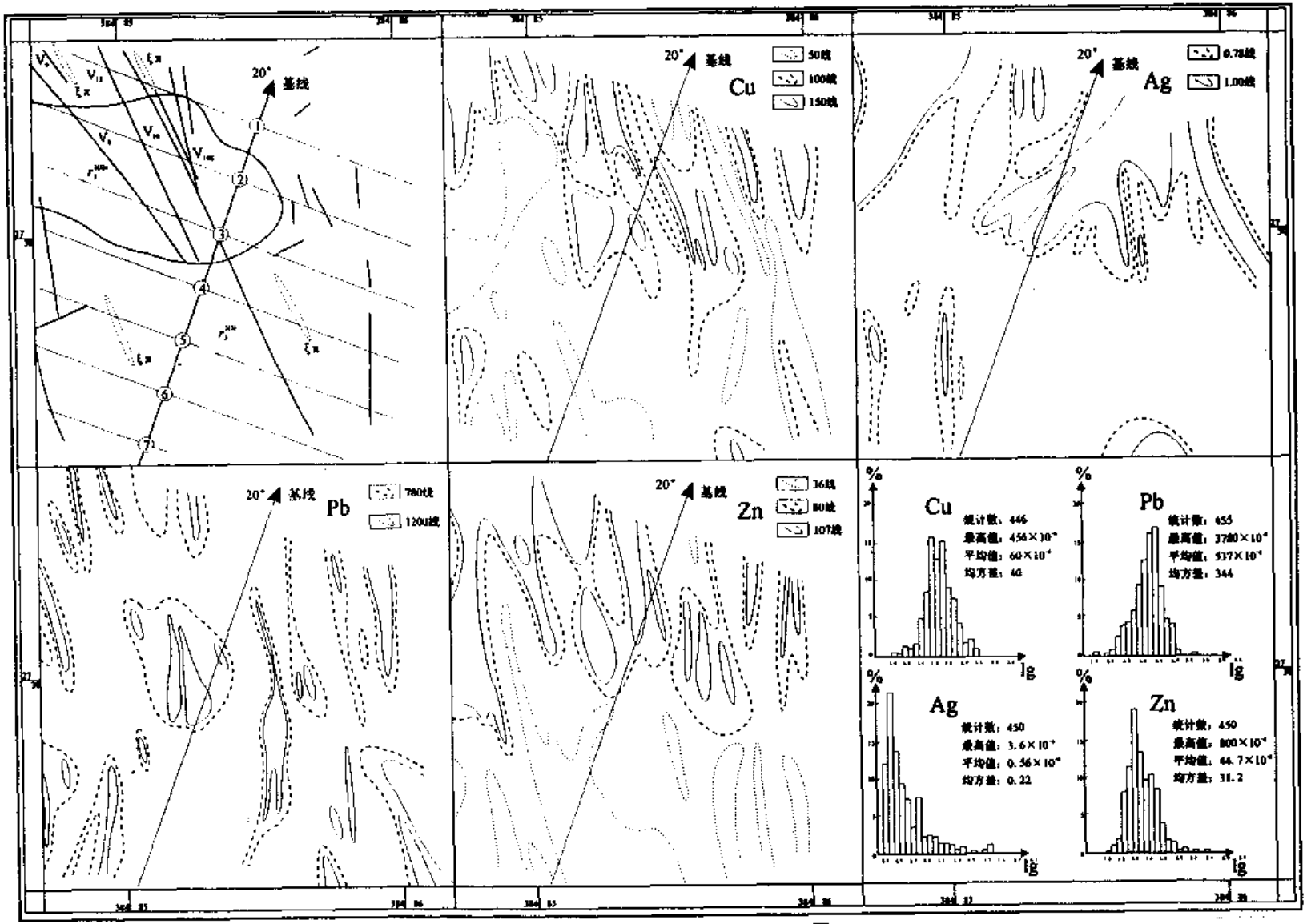


图 6-7　宝坑矿区 V10 南的土壤测量异常剖析图

铜元素异常晕大致分四处：

①在 V_9 号脉和 V_{15} 号斑岩脉的南部。异常近南北向，最长 500 m，宽 50 m ~ 200 m，最高值 456×10^{-6}，异常往南呈双峰状，在地形低处（450 m 标高以下）为高异常区。

②V_{10} 号脉处铜异常。晕圈长 1000 m，宽 20 ~ 300 m，异常中部地形高处范围变窄，两端地形低处范围变宽，异常值高，再向南延伸仍短续可见两处异常。图最南边的异常接近 200 m 宽，也值得注意，此处铅、银异常复合较好。

③2 线基线东侧异常。晕圈长 800 m，宽 200 m，北端叉开两条狭小异常；中部异常最宽处长 500 m 范围内，出现两条相距 40 ~ 70 m 近于平行的高峰值带，宽 20 m ~ 30 m，长分别为 400 m 和 300 m。

④1 线东端异常。由两条相距 80 m 呈 NNW 向的异常带组成，控制长 300 m，而北端未封闭。宽分别为 70 m 和 140 m。

（2）锌元素异常晕

异常范围与铜异常基本一致，在 V_9 至 V_{10} 号脉一带异常宽 500 m，长 700 ~ 900 m。在 2 线以南分叉成三条，规模可观，此处异常规模为全区之冠，其他异常与铜异常基本相似，但规模较小。

（3）银元素异常晕

V_9 至 V_{15} 号脉南端异常。呈 NNE 向片状，长 600 m，宽 200 ~ 500 m。

基线东侧异常。呈掌状，向 SW 和 S 分枝。异常宽 300 ~ 500 m，最长 600 m，最东分枝两端仍向外延伸。

（4）铅元素异常晕

在本区北部，呈 NNW 向。一般伴随铜晕，异常晕比前几种元素异常晕窄，与矿化复合较好。东南部有规模较大的异常，且含量高，可能反映该处有 NW 向矿化带存在。

总之矿区内有铜、铅、锌、银的浓集区，各异常带具一定规模。构造蚀变带和石英闪长斑岩体，均有异常反映，说明两者均具一定的含矿性。V_8、V_{10S} 等矿脉地段反映的异常，比已查明有矿体赋存的 V_{11} 号脉的异常还明显，说明这些地段有隐伏的矿体存在。也是重要的预测依据。

5. 地球物理异常特征

705 队在矿区内进行电法剖面测量，完成三条剖面（图 6-8，图 6-9，图 6-10），其中 A—A′剖面及 B—B′剖面位于 V_8 至 V_{10} 号脉地段，C—C′剖面位于 V_{11} 号脉中部，其成果见表 6-5。从表 6-5 和图 6-8 可看出，A—A′剖面视电阻率（ρs）最低，极化率（ηs）最高。

表 6-5　电法剖面测量成果表

剖面号	长度/km	η_s 变化范围/%	AB = 600 m		AB = 1000 m		AB = 1600 m	
			η_s/%	ρ_s/Ω·m	η_s/%	ρ_s/Ω·m	η_s/%	ρ_s/Ω·m
A - A′	0.72	6.01 ~ 30.86	11.91	400	12.97	600		
B - B′	1.02	3.34 ~ 20.28	9.37	750	12.01	1200	13.84	1600
C - C′	1.02	3.21 ~ 25.00	11.93	650	13.44	1300	13.74	1800
总体	2.76	3.21 ~ 30.86	11.29	600	12.76	1100	13.60	1700

剖面上 35—36 号点 ρs 值低为 400ΩM，ηs 为 26.5%，超过平均值一倍，此处为 V_7、V_{10}号脉部位。56 号点（V_{10}号脉东的石英闪长斑岩脉处），ηs 为 30.86%，为全区最高值，且 ηs 随深度增加而增高，说明 V_6、V_{10}、V_{105}号脉地段深部有金属含量增高趋势。B—B′剖面（图 6-9）和 C—C′剖面（图 6-10）反映的情况与 A—A′剖面相似，不一一详述。

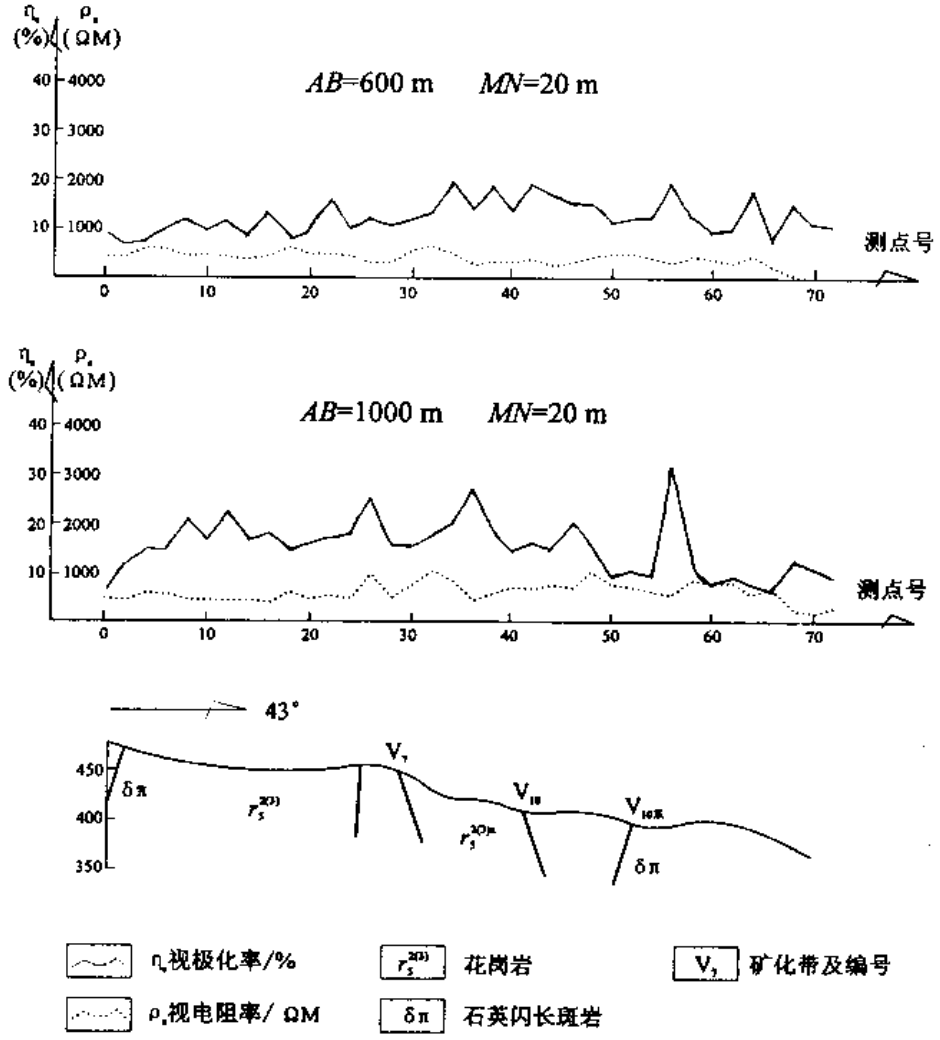


图 6-8 宝坑矿区 A—A′剖面激电中梯测量 η_s 和 ρ_s 曲线图

6. 遥感地质信息

根据 1:25 万 TM 航天图像（图版 1）及 1:3.8 万航片分析（图版 2）及综合解释图（图 3-1），区内以 NE 向构造带为主，多组线形构造发育，其上叠加中心有突出感、边缘模糊的三个同心环形构造。在环形构造与线形构造，尤其是 NE 或 NW 向线形构造与环形构造交切点附近，多具褪色环边。其中位于 V_5—V_{11}号脉一带的 A 环和位于 V_{10}号脉的 B 环，不仅矿脉密集发育，矿化石英闪长斑岩脉也发育，与电法剖面测量结果一致，解释有矿化隐伏岩体。这一遥感图像信息，与 1992 年我们在该区工作时提出的“本区可能有两个隐伏斑岩体，一个靠近 V_{11}号、V_{13}号脉深部，另一个靠近 V_{10}号脉深部”的认识相一致。

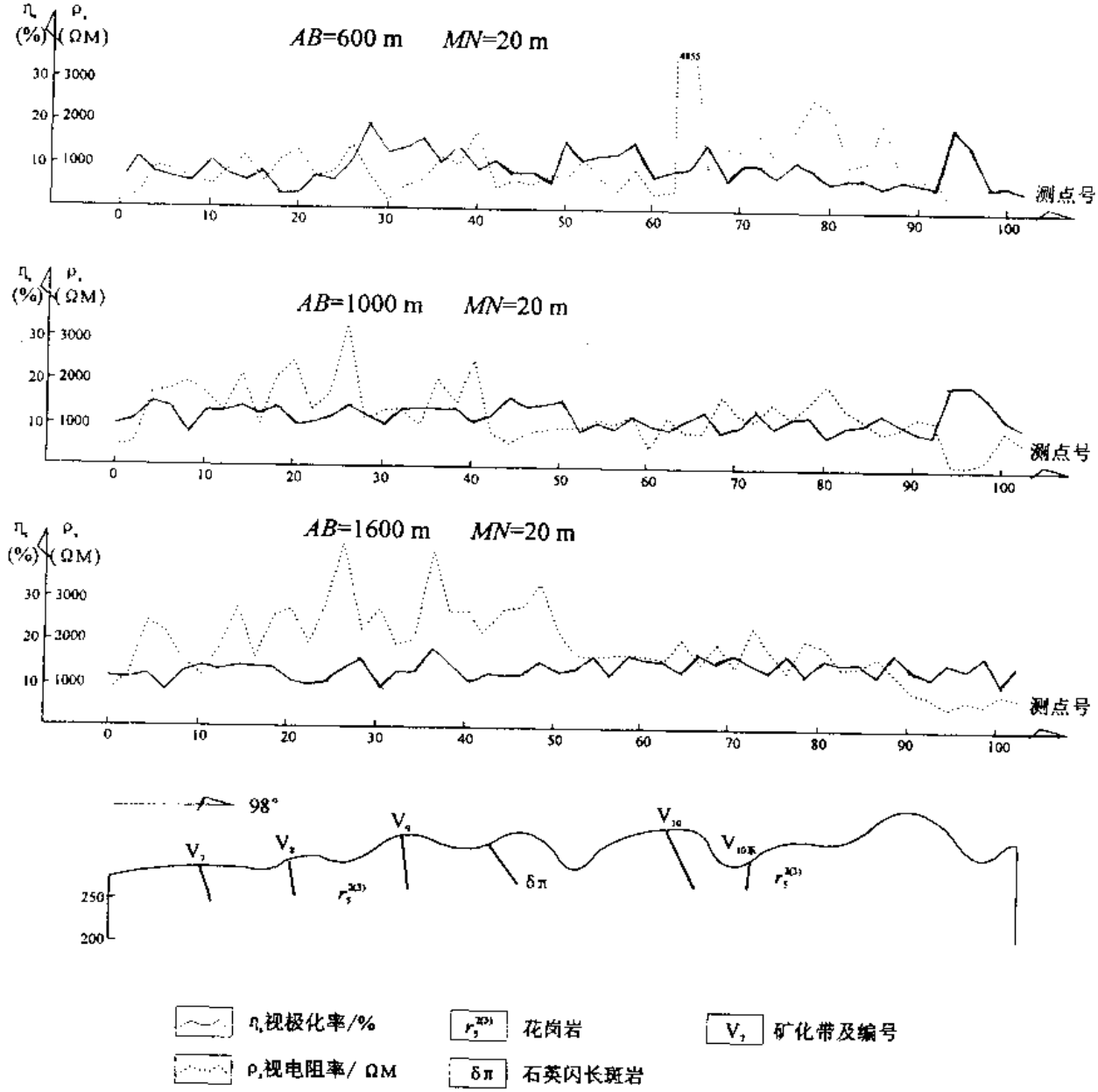


图 6-9 宝坑矿区 B—B'剖面激电中梯测量 η_s 和 ρ_s 曲线图

同时，目前已在 V_{11} 号脉的深部钻孔中见到黄铜矿化花岗闪长斑岩，这也是寻找斑岩铜矿体的重要线索。

二、新兴县天堂铜多金属成矿重点预测区

天堂铜多金属成矿重点预测区属于新兴县天堂镇管辖，位于天堂圩北东 30°方向 2 km 处。矿区南约 1 km 有广州市至茂名的公路和铁路通过，交通方便。

1. 矿区地质简述（图 6-11）

矿区位于吴川-四会断裂带的中南段，高要-惠来 EW 向构造带和连阳-新兴经向构造复合交汇部位的南西侧，阳春 NE 向复向斜的北东端，新兴花岗岩体的西侧。

（1）地层。矿区内出露的地层仅有上泥盆统帽子峰组和天子岭组。帽子峰组分布于矿

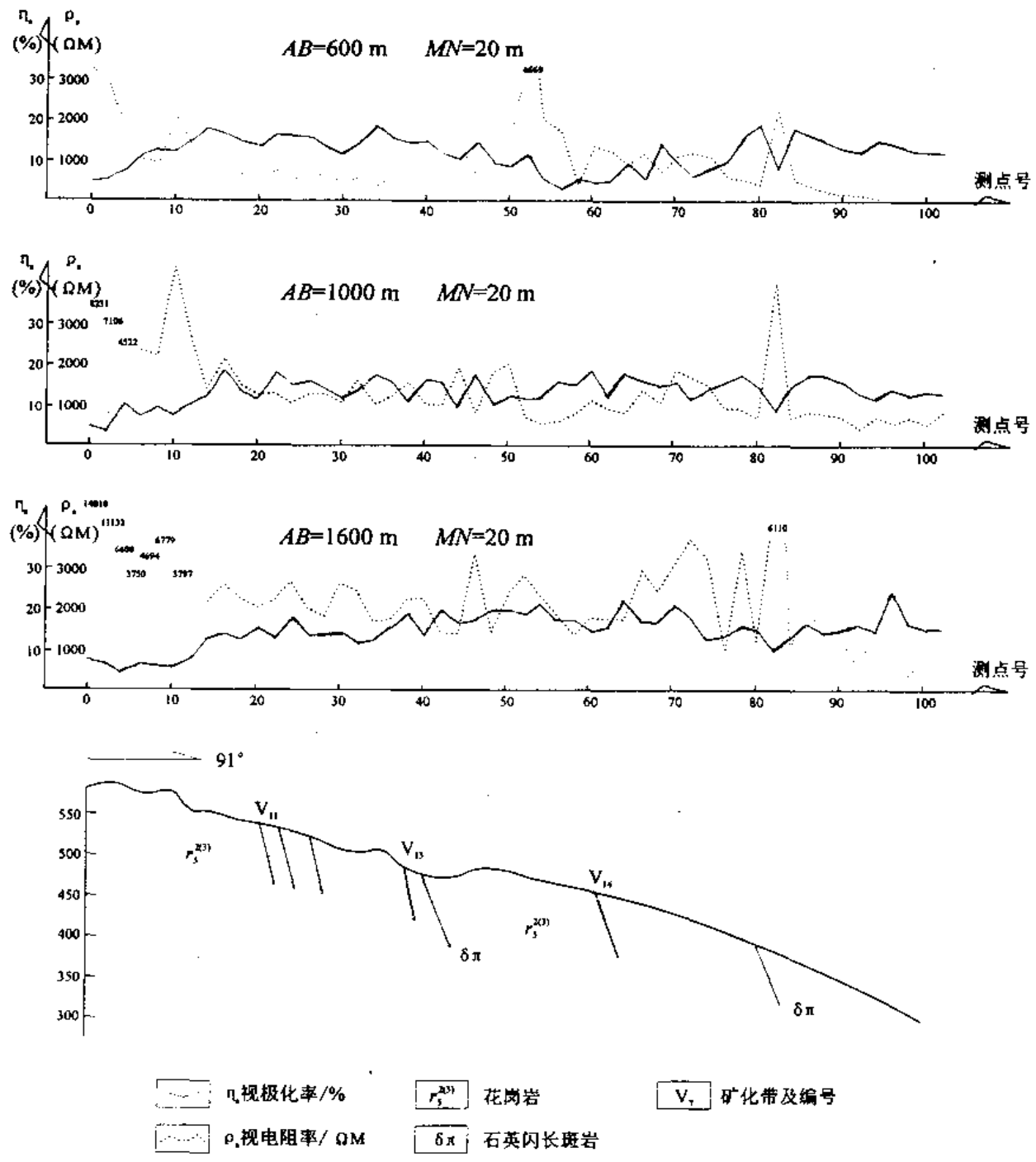


图 6-10 宝坑矿区 C—C′剖面激电中梯测量 η_s 和 ρ_s 曲线图

区北部，为粉砂岩、页岩互层夹细砂岩、泥灰岩薄层。天子岭组为薄层状泥灰岩夹灰岩透镜体，在矿区内呈大面积出露，是成矿斑岩体和矿体的围岩。

（2）岩浆岩。矿区的北东部有幌岗仙花岗岩体，为中粒斑状黑云母花岗岩基。花岗岩中仅有微斜微纹长石斑晶，斑晶中有基质的长石、石英、微斜微纹长石等包体，故斑晶是基质结晶过程及稍晚晶出的似斑状结构。斜长石具环带状构造。矿区北部有内洞岩体，与

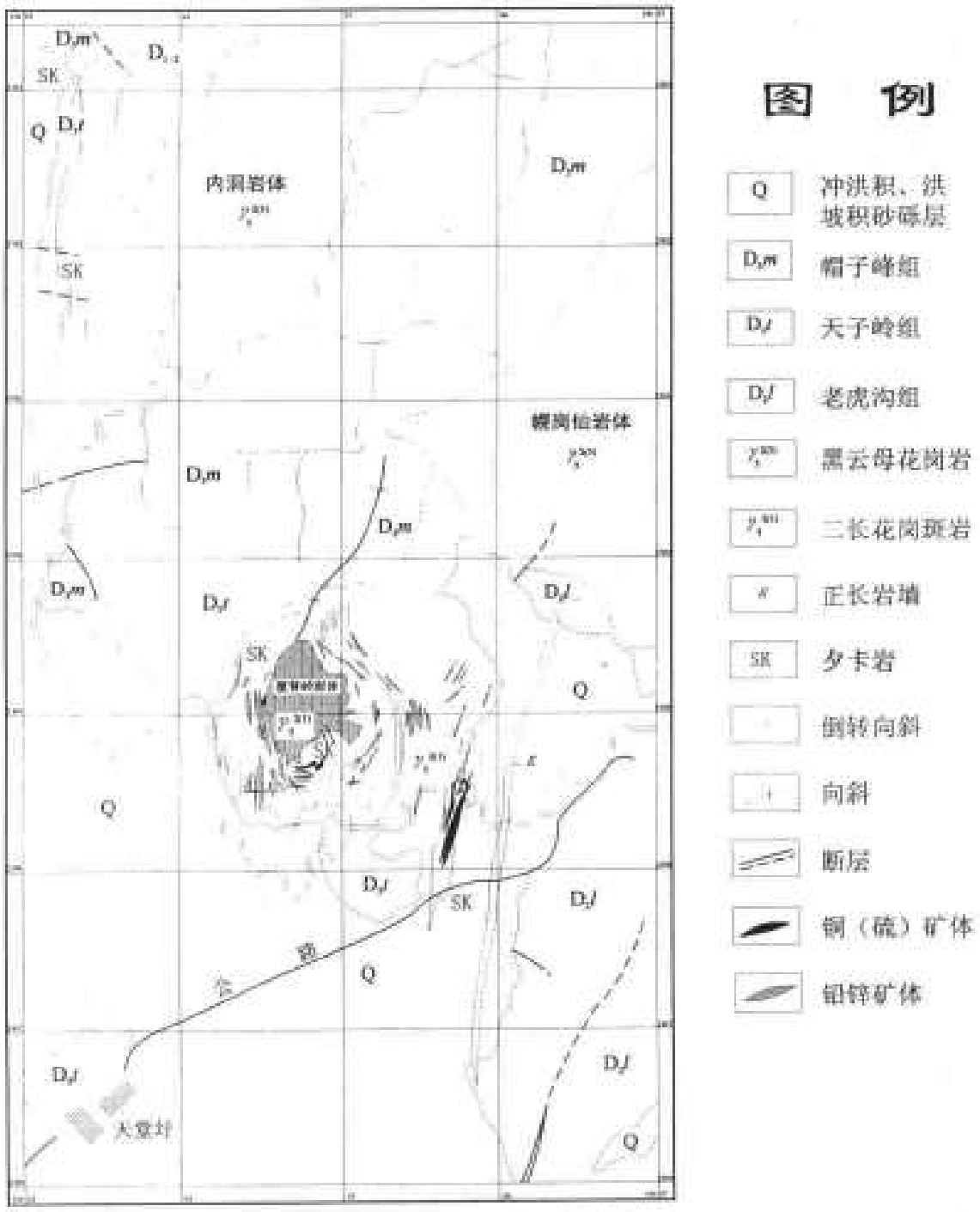


图 6-11　天堂矿区及外围地质示意简图

幌岗仙花岗岩体遥相对应，两者都侵入帽子峰组，仅相距 200 m 左右。

在内洞岩体之南侧，见到中粒斑状花岗闪长岩小岩体出露。岩体中斑晶仅有微纹长石，自形柱状，长 1 cm 左右；基质由斜长石、角闪石、石英、微纹长石和黑云母等组成。斜长石为自形柱状，具环带构造，中心环带为拉长石（An51），边缘为更长石。其化学成分与幌岗仙花岗岩体明显不同（表 6-6），铝、钙、镁明显增高，而硅较低，应属于长江系列花岗闪长岩。

表 6-6　天堂重点预测区斑岩化学成分

样品号		天-1	天-2	ZK_{174-1}	V_{1-1}	天$_{2-4}$
岩石名称		中粒斑状黑云母花岗岩	中粒斑状花岗闪长岩	粘土化石英化花岗闪长岩	黄铜矿夕卡岩化灰岩矿石	方铅矿硅化碳酸盐化碎裂灰岩矿石
SiO_2		69.96	62.85	71.38	30.12	12.90
TiO_2		0.32	0.53	0.24	0.17	0.22
Al_2O_3		15.05	17.51	12.94	1.37	2.73
Fe_2O_3		1.26	2.22	0.51	14.11	3.60
FeO		1.15	1.97	0.53	0.57	3.77
MnO		0.07	0.12	0.04	0.35	0.35
MgO	w_B/%	0.91	2.40	1.60	11.40	1.00
CaO		1.50	4.70	1.51	19.90	9.70
Na_2O		2.63	3.11	0.42	0.04	0.02
K_2O		5.40	3.15	8.00	0.02	0.48
H_2O^+		0.67	0.68	1.64	2.81	0.97
H_2O^-		0.09	0.07	0.10	0.12	0.07
P_2O_5		0.15	0.13	0.12	0.01	0.07
CO_2					13.10	7.00
S					5.68	16.50
总量		99.16	99.44	99.03	99.77	99.18
w（Cu）/10^{-6}				49	3037	1184
w（Pb）/10^{-6}				78	62	243125
w（Zn）/10^{-6}				119	3906	154930

注：分析单位：中国科学院地球化学研究所。

屋背岭二长花岗斑岩体，是铜多金属成矿母岩，其特征在成矿条件一段中予以阐述。

（3）构造。矿区内有褶皱和断裂构造。褶皱构造为屋背岭 NE 向的向斜，其轴部由上泥盆统帽子峰组和天子岭组构成。

矿区东侧有 NNE 向河头断裂。矿区内有次级的 NNE 向和 NW 向断裂。围绕屋背岭岩体有放射状和环状断裂发育，这些断裂有斑岩脉和矿体赋存。

2. 矿化带及矿体形态、产状

矿区已作过普查评价工作，沿屋背岭岩体施工了较多钻探，主要控制一些较富的铅锌铜矿体，而对斑岩体内外接触带的铜矿体，尤其是隐伏矿体的工作和研究程度较差。

矿化沿着屋背岭岩体内外接触带发育，因而主要呈环形发育于岩体边缘及其外接触带的夕卡岩带中；另外远离岩体外接触带灰岩的 NNE 向断裂中也有铅锌矿化，形成 NNE 和 NNW 向铅锌矿化带，尤以斑岩体的 NE 部分较发育。

已查明大小矿体 192 个，其中主矿体 10 个，产于夕卡岩及夕卡岩化灰岩中。矿体形态较规则，多呈似层状、透镜状及条带状。全矿区铜含量一般为 0.4 % ~ 1 %，最高达 7.62 %，平均品位 0.57%。

主要矿带及矿体特征分别简述如下。

一号铜矿化带。长 1620 m，宽 60 ~ 190 m，走向 10°，倾向西，倾角 50°。控制深度 500 m，共有 35 个矿体，以 2、3 号矿体为主，长分别为 600 m、855 m、厚 6 ~ 60 m，斜深 50 ~

350 m。矿体上大下小，上缓下陡。两矿体铜储量占一号矿带铜储量的 91.70 %。一号铜矿化带铜平均品位为 0.72%。

二号铜矿化带。长 1510 m，宽 150 ~ 380 m，围绕岩体作弧形分布，倾角 10° ~ 59°，倾向岩体，上缓下陡。矿化深度达 500 m，厚一般 3 ~ 10 m。呈多层重叠产出。有铜矿体 43 个，主要铜矿体 4 个，分布于矿化带南部与一号矿化带相对应。4 个铜矿体铜储量占带内铜储量的 47%。

三号铜铅锌矿化带。与二号矿化带相连，长 809 m，宽 50 ~ 450 m，走向近南北，倾向东，倾角 40° ~ 60°。带内矿化零星，矿体分散不连续。有铜矿体 13 个，规模不大。

3. 成矿地质条件

(1) 岩浆条件。本矿床为斑岩型铜多金属矿床，因此，系列Ⅱ岩浆活动是极为重要的地质条件，是成矿元素和成矿物质的来源，也是预测的重要依据。

南岭系列和长江系列岩浆活动区。矿区内的幌岗仙花岗岩是燕山期南岭系列花岗岩，详见第二章。然而切穿地壳的 NNE 向深大断裂与 EW 向、SN 向构造复合控制的花岗闪长斑岩、二长花岗斑岩小岩体，是深源长江系列（系列Ⅱ）中酸性岩浆，沿着 NNE 向深大断裂上升侵入，在浅成环境中成岩成矿，构成斑岩体。

含铜多金属二长花岗斑岩体特征。铜多金属成矿母岩的系列Ⅱ屋背岭岩体，为二长花岗斑岩岩株，沿 NNE 向构造与 EW 向、SN 向构造复合交汇部位产出，即沿屋背岭 NNE 向的向斜轴弯曲和波状起伏的枢纽部位侵入，近似等轴状。出露面积 $370 \times 10^3 m^2$，岩体上部呈蘑菇状略向 NNE 超覆，下部四周呈舌状分枝并顺层侵入围岩（图 6 - 11），略向南倾。

二长花岗斑岩斑晶有斜长石、石英、黑云母等。石英斑晶为自形粒状和柱状，大小为 1.56 ~ 3.12 mm，或更大些。长石斑晶为自形柱状，长 1.17 ~ 1.95 mm，全部被绢云母交代而呈柱状晶体假象。暗色矿物（可能为角闪石）斑晶为柱状，长 0.93 mm，已被透闪石、黑云母交代。基质由石英、长石、角闪石、黑云母组成，石英和长石为等轴粒状，大小为 0.03 ~ 0.1 mm，为细晶结构。从矿物成分来看，以斜长石为主，角闪石含量较多，可能为花岗闪长斑岩，为结晶分异产物。ZK174 号孔 257 m、350 m 等处见到花岗闪长斑岩脉，而在 250 m、306 m、322 m 处分别见到石英化斑岩、花岗斑岩、斜长花岗斑岩，它们相互关系尚未弄清，但可说明斑晶的成分是变化的，岩性呈多样化。

岩浆分异条件。岩浆结晶分异和气液分异强。岩浆结晶分异表现在石英、斜长石等晶出的程度。一些部位斜长石的含量为 35 %，而微纹长石含量为 20 %，即为斜长花岗斑岩；而一些部位晶出大量石英（45 %）、斜长石（25 %）和微纹长石（10 %），暗色矿物（黑云母 5 %）相对减少，为石英化斑岩。岩浆气液分异作用表现在岩浆富含挥发份，岩浆随着挥发份的运移而分异，产生强烈的岩浆自交代和气液作用。因此，矿区内成矿的岩株或岩脉，都受不同程度的透闪石化、黑云母化、绿泥石化、绢云母化等。

斑岩体与矿体分布关系。矿区内铜多金属矿化与斑岩体密切相关，斑岩体和岩脉就是铜钼多金属矿化体。同时，铜多金属矿化发育于岩体的接触带，环绕岩体或岩脉发育。因此，屋背岭斑岩体就是铜多金属矿化的母岩。

(2) 成矿作用条件。矿区内有三个成矿期，即自交代成矿期、岩浆气液成矿期和热液成矿期（图 6-12）。

① 自交代成矿期。斑晶晶出后，在浅成至超浅成环境中，结晶条件有变化，晶出基

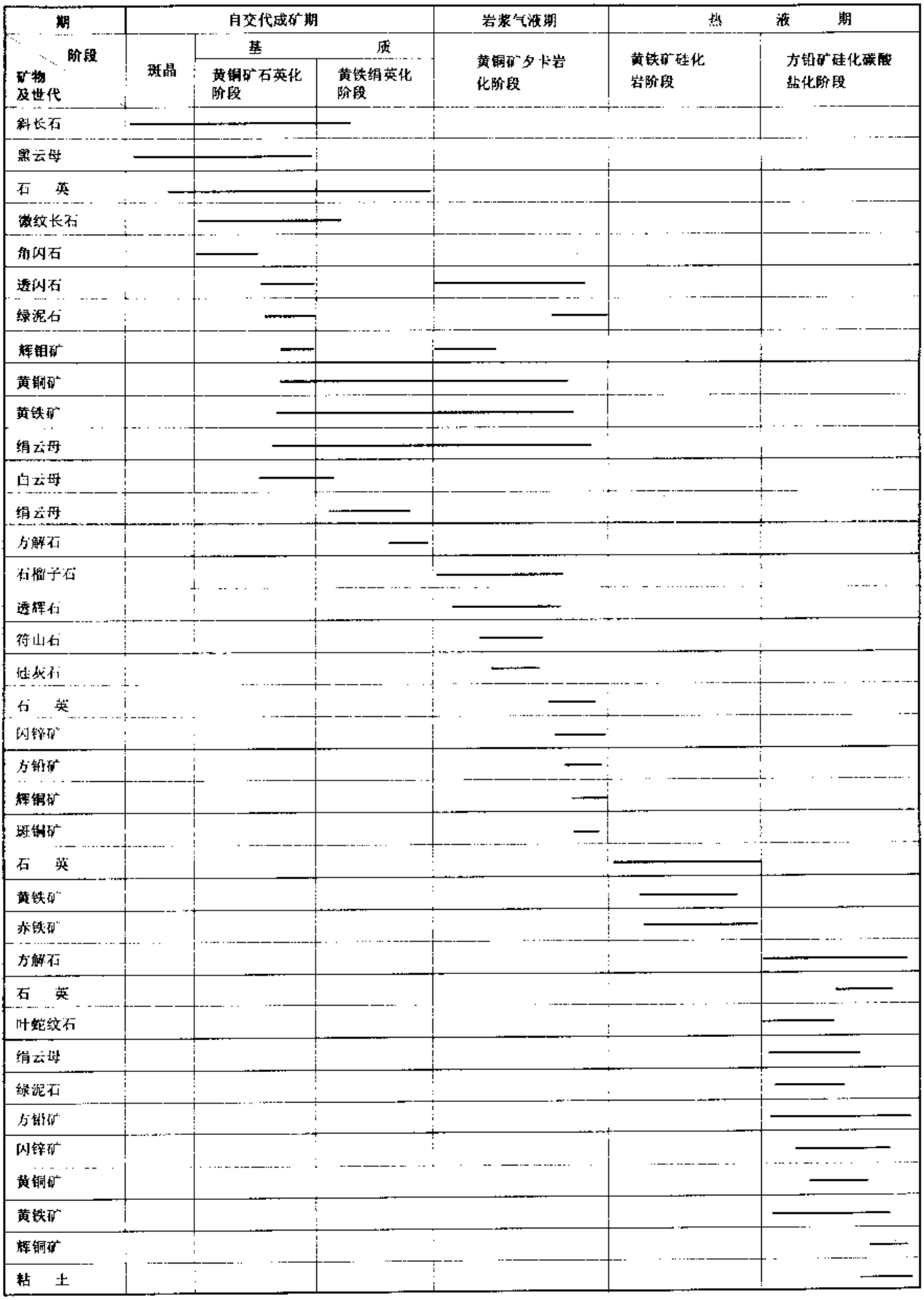


图 6-12　天堂矿区矿物生成顺序图

质，挥发份集中，结晶分异和气液分异结果，产生石英化成矿阶段和黄铁绢云化阶段。

黄铜矿石英化阶段特征：在斑岩的基质结晶过程，发生强烈的结晶分异，二氧化硅集中而晶出较多的细晶状石英，致使石英含量增加，达 45 %。这些石英与斜长石、微纹长石和黑云母等一起晶出，并且有少量石英与微纹长石共结而呈文象结构。在石英化的过程中伴随有透闪石化、黑云母化、白云母化和绿泥石化，同时有黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿晶出。矿物共生组合：斜长石、角闪石、微纹长石、石英、透闪石、黑云母、绿泥石、辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿、白云母。

黄铁绢英化岩阶段特征：在岩浆结晶最晚期，温度大大降低，气液作用产生绢云母化、黄铁矿化。绢云母集合体交代成矿斑岩中全部长石，在绢云母集合体中有较多的黄铁矿，以及少量黄铜矿，也有少量石英和方解石晶出。矿物共生组合：石英、绢云母、黄铁矿、黄铜矿、方解石。

自交代成矿期的黄铜矿石英化阶段和黄铁绢英化阶段，发育于斑岩体内，尤其是斑岩体边缘和脉岩中最发育。有用矿物以黄铜矿和辉钼矿为主。

② 岩浆气液成矿期，是本区主要成矿期，主要发育于成矿斑岩体的外接触带灰岩中，产生强烈的夕卡岩化。大量岩浆气液沿灰岩的微裂隙和裂隙扩散交代，形成石榴子石、透辉石、硅灰石、符山石、透闪石、绿泥石和石英等新矿物，同时有黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、闪锌矿、方铅矿、辉铜矿等晶出，称为黄铜矿夕卡岩化阶段。矿物共生组合：石榴子石、透辉石、硅灰石、石英、透闪石、符山石、绿泥石、黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿、闪锌矿、方铅矿、斑铜矿、辉铜矿。

③ 热液期至，少有两个阶段，一是黄铁矿硅化岩阶段，二是方铅矿硅化碳酸盐化阶段。后者分布广，形成铅锌铜矿体。

黄铁矿硅化岩阶段：分布不广，在Ⅰ号铜矿带中见到。硅化作用沿夕卡岩的裂隙发育，主要形成粒状石英集合体，也有少量柱状石英。在石英集合体中有立方体的黄铁矿，也有少量赤铁矿。矿物共生组合简单，为石英、黄铁矿、赤铁矿。

方铅矿硅化碳酸盐化阶段：分布较广，主要发育于夕卡岩带之外的灰岩中，部分叠加于夕卡岩带中，是铅锌成矿的主要阶段。热液的方解石沿灰岩的裂隙和微裂隙交代充填而成。不规则粒状的方解石大小为 0.12 ~ 0.48 mm，少量为 0.68 mm。它们呈集合体分布于裂隙和微裂隙中，形成分散浸染状或细脉状。在不规则粒状方解石集合体中，还有硅化形成的石英，石英大小为 0.12 ~ 0.28 mm，这些石英为集合体或分散地分布在碳酸盐化形成的方解石集合体中，它们为同时晶出产物。在不规则粒状方解石和石英集合体中有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、辉铜矿等晶出，形成较富的铅锌矿体。

(3) 蚀变条件。本区从岩浆自交代作用至热液蚀变过程都有铜多金属矿化富集，尤其夕卡岩化过程中富集的矿量占矿区储量的 85 %左右。因此，蚀变条件是矿化富集极为重要的条件。

蚀变种类及其特征。有三种类型，一是岩浆自交代作用，二是岩浆气液作用（夕卡岩化），三是热液蚀变作用。

① 岩浆自交代作用以石英化和黄铁绢英岩化为主，其次为透闪石化、黑云母化和白云母化。

石英化：出现在斑晶晶出后基质结晶过程中，位于岩体顶部及边缘或脉岩中，二氧化

硅集中，大量石英晶出，如表 6－6 中样品 ZK174－1 的 SiO_2 含量高达 71.38%。在石英晶出过程，也有少量黄铜矿等晶出。

透闪石化：不规则状透闪石集合体交代角闪石，尤其是角闪石的斑晶被透闪石等集合体交代而成柱状假象。

黑云母化：为细片状的黑云母交代角闪石斑晶，部分基质斜长石也被黑云母交代。

黄铁绢英岩化：绢云母集合体交代斑岩体的斑晶和基质长石，绢云母集合体呈斑晶柱状和基质粒状晶体假象。这些绢云母沿裂隙交代不明显，说明绢云母是在岩浆结晶最晚期，残留的气液交代作用而形成。在绢云母化作用过程中，有黄铁矿、黄铜矿等晶出。

② 岩浆气液作用（夕卡岩化）。大量的含铜、铅、锌等岩浆气液，在岩浆结晶过程中分离，富集于岩体的接触带，尤其是沿外接触带的灰岩裂隙扩散交代，产生强烈的夕卡岩化。

夕卡岩化表现在石榴子石、透辉石、硅灰石、符山石等交代灰岩中的微晶方解石，其次还有透闪石、黄铜矿等。由斑岩体向外，夕卡岩化由强变弱。近斑岩体的部位，夕卡岩化作用强，灰岩已被石榴子石等交代而成为透辉石石榴子石夕卡岩；远离斑岩体，夕卡岩化变弱，为夕卡岩化灰岩，绿泥石、透闪石沿裂隙交代微晶方解石等。同时有黄铜矿和黄铁矿等晶出。

③热液作用至少有两种蚀变，一次为黄铁矿化硅化作用，另一次为硅化碳酸盐化作用。

黄铁矿化硅化：发育于斑岩体的内、外接触带，主要叠加于夕卡岩化带中。黄铁矿化硅化，主要是热液石英沿斑岩体和夕卡岩的裂隙交代充填，形成硅化碎裂岩和石英脉。硅化形成的石英为粒状和柱状，呈集合体分布。在石英集合体中有较多的黄铁矿，黄铁矿多为立方体。

硅化碳酸盐化：硅化碳酸盐化主要发育于夕卡岩化带的外侧，主要沿 NNE、NW 向断裂或环形断裂发育，也叠加于夕卡岩化带中。碳酸盐化形成细粒状和粗粒状方解石晶体，沿裂隙或空隙充填交代。在粗晶方解石集合体中有细粒状硅化呈石英粒分布，即在碳酸盐化过程伴随着硅化，同时有方铅矿、黄铜矿、闪锌矿等晶出。

④ 蚀变分带。从斑岩体向外，具有明显的蚀变分带，大致分为透闪石黑云母石英化带、夕卡岩带、硅化碳酸盐化带。

透闪石黑云母石英化带是岩浆自交代带，发育于岩体内接触带，主要有铜、钼矿化。

夕卡岩化带是岩浆气液交代带，发育于紧靠岩体的外接触带，围绕岩体四周发育。平面宽为 150～450 m，略呈 NNE 向展布，北东区的环带较窄，南区的环带较宽，并且在南端夕卡岩化沿裂隙发育而呈枝脉带状（图 6-11）。夕卡岩化带是以铜为主的铜铅锌矿化带，赋存有大部分矿体。

硅化碳酸盐化带是热液蚀变带，主要发育于夕卡岩带外侧的断裂带中，呈不同方向的带状分布，尤以 NNE 向和 NW 向最发育，例如 NNE 向围仔顶方铅矿硅化碳酸盐化带。硅化碳酸盐化带多为铅锌富集带（表 6-6，样品号 2-4），形成较多的铅锌矿体。

由斑岩体向外的蚀变分带，是岩浆分异物质与围岩作用的产物，也反映了成岩成矿温度变化规律。斑岩体的岩浆自交代作用，主要表现为岩浆分异的气液作用，掺入围岩的物质较少（表 6-6，样品 ZK174－1），是高温高压作用下产生的蚀变。夕卡岩化带，则是高

温岩浆气液扩散交代的产物，岩浆中的 SiO_2（30.12%）、Fe_2O_3 + FeO（14.68%）以及 Cu、Pb、Zn 大量带入围岩（表 6-6，样品 V1－1），形成以铜为主的铜、铅、锌矿体。硅化碳酸盐化带，则有较多的围岩成分（CaO 为 9.70%）进入富含铅锌（Pb 为 243125×10^{-6}、Zn 为 154930×10^{-6}）的岩浆热液中，沿裂隙充填交代沉淀，形成以铅锌为主的铅锌铜矿床，显示中温热液特征。因此，由斑岩体向外，蚀变带演化规律是：岩浆组分为主的自交代作用→岩浆气液对围岩成分交代作用→围岩组分进入岩浆热液中沿裂隙充填交代作用。表 6－6 明显地反映这一规律，特别是 SiO_2 和 Cu、Pb、Zn 最为明显。SiO_2 由 71.38%（斑岩体）→30.12%（夕卡岩带）→12.90%（硅化碳酸盐化带），显示岩浆组分向外带逐渐减少；但成矿元素在各带中富集程度不同，铜在各带中都有富集，但以夕卡岩化带中最富（3037×10^{-6}），铅锌却在硅化碳酸盐化带中最富集（Pb 为 243125×10^{-6}、Zn 为 154930×10^{-6}）。成矿元素在各带中富集规律是铜钼→铜→铜铅锌→铅锌（铜）演化；蚀变作用时间也是由早→晚演化，温度由高温→中低温演化。

（4）构造演化条件。

NNE 向断裂构造与 EW 向和 SN 向构造复合交汇部位，控制了矿区内成矿斑岩体上升侵入，是成矿物质来源极为重要的条件。控岩构造的 NNE 向和 NW 向以及环形次级断裂，为成矿斑岩的脉岩和矿液上升提供了极有利的空间条件。

（5）围岩条件

成矿斑岩体的围岩是性脆的灰岩，在构造应力作用下容易产生断裂裂隙，岩浆组分和成矿物质容易扩散交代。并且灰岩以 $CaCO_3$ 为主，在高温（885℃ ± 10℃）条件下分解为 CaO 和 CO_2，与岩浆组分反应而形成新的矿物，如石榴子石、透辉石等夕卡岩矿物。在夕卡岩化过程，黄铜矿等晶出富集成矿体。

4. 电法剖面测量结果

我们在天堂矿区的 6 线和 16 线进行电法测量工作，对可能隐伏的花岗斑岩体和矿化富集地段作出预测，认为 16 线有一断层，6 线有一矿化段（见图 6－11）。

从 ρs 断面等值线图（图 6－13）可以明显看出，16 线的 34 点附近存在一断层，断层倾角较大；浅部存在花岗斑岩体的可能性不大，但在深部可见电阻率值明显增大，有可能为花岗斑岩体的影响所致，岩体向南部分叉即在 4、12、20、30 测点附近向下隐伏。

根据 6 线 ρs 曲线类型图（图 6－14）和 ρs 断面等值线图（图 6－15），结合已有资料，6 线存在夕卡岩。ρs 断面等值线图中，中部小山包部位电阻率明显增大，其下部可能为花岗斑岩体，且深度较 16 线浅。在山体东侧，所推测的夕卡岩层从西向东，总体是由深变浅，埋深大致从 100 m 到 40 m 左右。在山体西侧，夕卡岩层则产状近水平。从钻探资料来看，夕卡岩带中有以铜为主的铜铅锌矿体，故有理由推测隐伏的夕卡岩中有矿体赋存的可能。

综观 6 线和 16 线，从北到南，成矿的花岗斑岩体（成矿母岩体），为从浅到深的隐伏岩体，在南部呈分枝状向南方向或南东方向逐渐隐伏下去（图 6－11、图 6－13、图 6－14、图 6－15）。

5. 遥感地质信息

根据卫片和航片分析（图版Ⅱ）和解释图（图 3－2），区内线形构造以龙村—幌岗仙、朱所—石寨 NE 向为主，此外还有近 EW 及 NW 向线形构造发育；环形构造发育于 NE

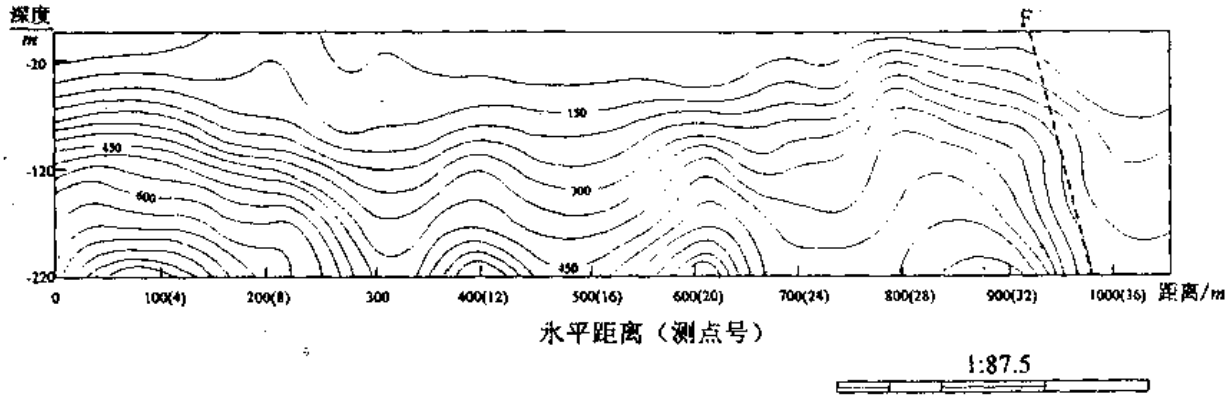


图 6-13　天堂矿区 16 线 ρs 断面等值线图

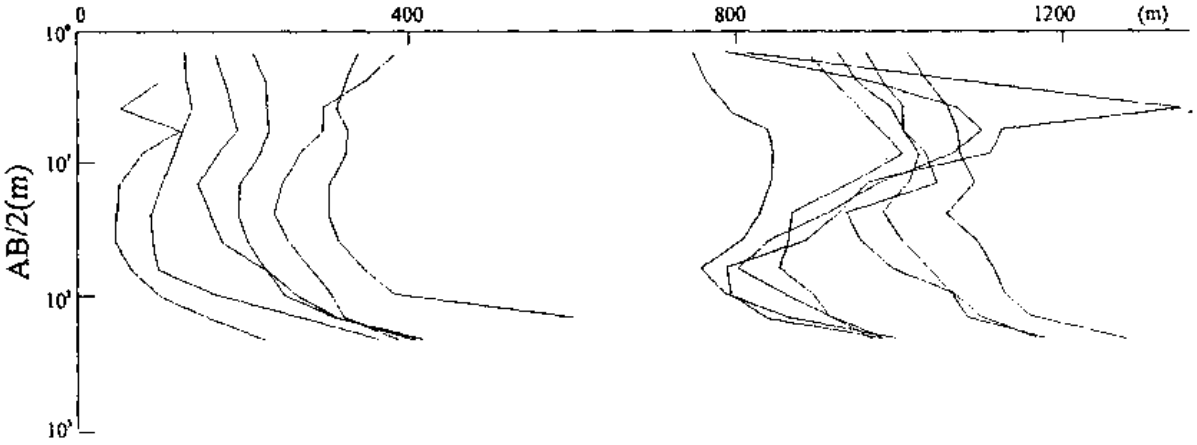


图 6-14　天堂矿区 6 线 ρs 曲线类型图

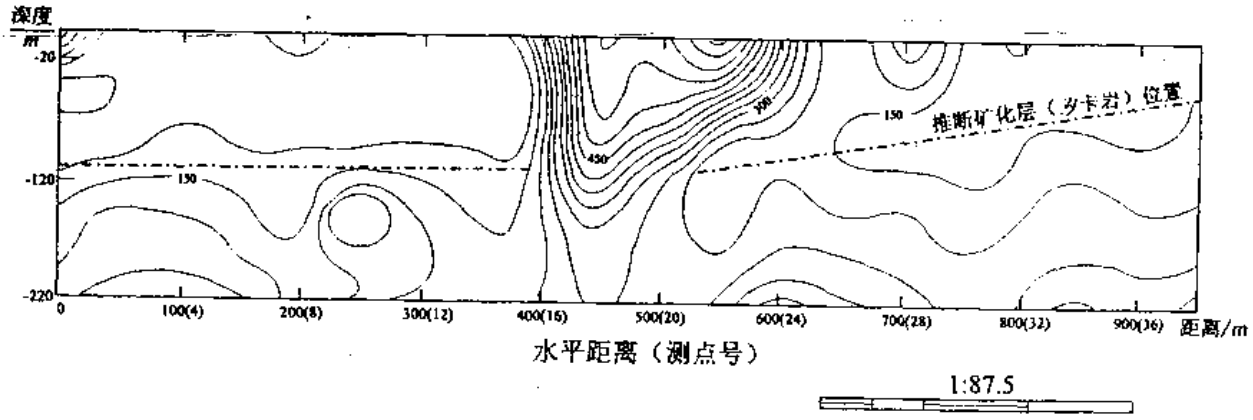


图 6-15　天堂矿区 6 线 ρs 断面等值线图

向线性构造与 NW 向构造交切部位。环形构造主要有山塘角、幌岗仙、凤凰村三个，已知铜多金属矿体，产于 NE 向线性构造与环形构造交汇部位。因此本区最有利铜多金属成矿地段：①山塘角（屋背岭）南东；② 幌岗仙南；③凤凰村西的石寨。

山塘角南东成矿最有利地段为山塘角环形外缘与龙村—幌岗仙线形构造交切处。遥感图像显示山塘角有隐伏的成矿斑岩体，且向南偏东侧伏，并有 300 ~ 400 m 的退色蚀变区域，其与北东向构造蚀变带交汇处最有利。这一遥感信息与电法剖面测量结果相一致，与岩体分布特征分析相吻合，因此该区是最有利的成矿预测地段。

幌岗仙南铜多金属矿化最有利地段预测为 B1 ~ B7 次级环形构造边缘，尤其 B2、B5、B7 环形构造之间，该区 NE 向、近 EW 向和 NW 向三组线性构造交汇，同时多个环形构造相交切。

凤凰村西之石寨附近铜多金属矿化，预测将沿北东向线性构造发育，并于环形构造边缘，矿化最好地段为石寨附近。

上述各预测地段铜多金属矿化，均产于夕卡岩中，主要工业矿体预测应分布于山塘角南，东至幌岗仙南部之间。当然石寨附近亦可能有工业铜多金属矿体存在，但其规模将不如前者。

第四节　成矿重点预测区的认识

通过这次预测研究，确定了曲江宝坑铜多金属和新兴天堂铜多金属两个成矿重点预测区，尤其是宝坑区，我们提出了斑岩型铜、银成矿认识后，经 705 队两年多的坑探和钻探，现已证实存在有工业价值的矿床，并且两年来转给地方开采已取得了较好的经济效益。因此，这次研究是成功的，取得了极好的成果，特别是铜矿是目前国家尤其是广东省急缺矿种，及时地预测到两个具有工业价值并有找矿远景的矿床，具有指导找矿实践及很好经济效益的双重意义。

一、斑岩型铜多金属矿床的确定

前人在吴川-四会断裂带中先后找到了大宝山大型铜多金属矿床和石菉大中型铜矿床，但认识不一。大宝山矿床为热液矿床，有人认为是层控矿床或多成因矿床等。石菉矿床早期找到次生铜矿带，后期找到斑岩内外接触带的原生铜矿体。近期研究结果表明，大宝山铜多金属矿床是与次英安斑岩有成因联系的斑岩型铜矿床。

宝坑矿床是 705 队根据银铜、铅锌等化探异常开展查证工作，最初评价 V_5 号脉，控制铅锌矿体，V_{11} 号脉坑探见到铜、银矿体。这些热液矿脉有多大规模，是否值得进一步工作是至关重要的问题。经过我们野外和室外内的鉴定分析等研究工作，确定石英闪长斑岩为矿化母岩，提出注意寻找斑岩型铜多金属矿床的建议。后经 V_{11} 号脉钻探证实有铜银矿体赋存，并在 12 线深部见到黄铜矿化花岗闪长斑岩体，V_{10} 号脉南一带有铜多金属矿化石英闪长斑岩岩脉或岩墙。

新兴天堂铜多金属矿床，前人主要控制铅锌矿体，虽然控制了一些铜矿体，但对品位较低的斑岩内外接触带铜矿体注意不够。经过这次工作，特别是电测剖面和遥感图像分析，预测出隐伏矿体的成矿斑岩体及其内外接触带的铜多金属矿体。

经过上述两个成矿重点预测区的野外和室内分析研究，对这两个区的斑岩成矿作用取

得以下认识。

1. 斑岩演化的三个成矿期

宝坑和天堂斑岩矿床是岩浆演化过程中成矿，共有三个成矿期，即自交代成矿期（岩浆自交代成矿期）、岩浆气液成矿期和热液成矿期，以岩浆气液期和热液期成矿为主。

自交代成矿期主要是在岩浆自交代过程中成矿。岩浆自交代种类随不同岩体而变化，主要有石英化、透闪石化、黑云母化、白云母化、绿泥石化、黄铁绢英岩化。在岩浆自交代过程中矿化主要为铜钼矿化。

岩浆气液成矿期虽然也叠加在岩体内，但主要是岩浆气液沿围岩断裂裂隙扩散交代，形成较宽的岩浆气液交代带。岩浆气液交代蚀变种类随围岩的性质而异，围岩为灰岩则产生夕卡岩化；围岩为花岗岩或碎屑岩则产生黄铁绢英岩化，以绢云母为主，也有绿泥石化和白云母化等。岩浆气液成矿期铜是主要成矿，也有铅锌成矿。

热液成矿期发育于岩体及其外接触带，在远离成矿斑岩体的围岩断裂带中较为发育。虽然以岩浆热液成分为主，但也有围岩成分被带入。热液成矿期形成以铅锌矿体为主，含有少量的铜。

随着斑岩成矿期的演化，成矿元素有规律的沉淀富集，其分带规律是：由斑岩体向外，有钼铜→铜→铜铅锌→铅锌（铜）矿化带变化。

2. 成矿蚀变的演化

长江系列中酸性岩浆，在浅成至超浅成环境中成岩，当斑晶晶出后，在基质结晶过程中，由于结晶分异与气液分异结果，残余岩浆中的二氧化硅和挥发分等集中，开始在高温高压条件下，晶出较多的石英，以及透闪石、黑云母、白云母等，对先前晶出的矿物角闪石、斜长石等，尤其是斑晶进行交代；随着岩浆结晶分异与气液分异的演化，温度逐渐降低，黄铁矿、绢云母集合体交代斜长石等，产生黄铁绢英岩化。

长江系列中酸性岩浆的侵入及结晶过程，不仅产生自交代作用，同时部分岩浆成分，尤其是岩浆气液沿断裂裂隙扩散，与围岩相互作用，产生强烈的夕卡岩化，或白云母化和绢母化，使围岩产生较宽的气液交代带。

岩浆进一步分异演化至晚期—热液以岩浆热液为主，有较多的围岩成分被带入形成含铅锌等成矿元素的矿液。矿液沿着断裂裂隙交代充填，主要发育于岩浆气液交代带的外侧，远离岩体的外接触带，有时也叠加于岩浆自交代带和岩浆气液交代带之上。由于围岩成分的加入，因而不同围岩其热液蚀变种类略有不同，围岩为灰岩，产生强烈的硅化和碳酸盐化；围岩为花岗岩和石英长石砂岩，则产生强烈的硅化和绢云母化。蚀变沿断裂带发育，以断裂带为中心，依次为硅化带、绢云母化带，呈对称分布。

3. 隐伏半隐伏成矿斑岩体矿化富集规律

成矿斑岩体的内外接触带，以铜多金属矿化富集最有利，尤其是隐伏岩体的顶部及其周围，往往富集成厚大的铜铅锌矿体。

地表呈小岩株的成矿斑岩体，其周围有不同方向的脉岩和较宽的夕卡岩化带或白云母绢云母化带，也是良好的找矿岩体。不仅要注意寻找内外接触带的矿体，还要特别注意岩体侧伏的部位，寻找斑岩侧伏处的隐伏岩体顶部及其周围的矿体。

若多条斑岩脉密集出露，并为多方向侵入，就有可能有隐伏成矿斑岩体，岩体埋藏深度虽大，但其顶部及周围接触带也是极好的成矿环境。广东省银岩斑岩型锡矿，斑岩体于

地表仅呈脉状，岩体顶部有圆形石英核，隐伏于深部有斑岩体，形成了大型的锡矿床。大宝山斑岩铜多金属矿床，成矿的次安斑岩虽出露于地表，却以岩床状隐伏于深部，但其顶部及其外接触带形成了厚大的铜多金属矿体，构成大型的铜多金属矿床。宝坑矿床成矿的石英闪长斑岩，在地表为多条密集发育的岩脉或岩墙，以 NNW 向为主，但也有 EW 向、NNE 向、NW 向的岩脉，根据少数钻孔资料岩脉向深部变宽，矿物颗粒变大，以及有利的电测及遥感信息，表明深部可能有隐伏的岩体。所以特别应注意寻找隐伏岩体顶部及其周围内外接触带的矿体。

综上所述，应用斑岩三个成矿期的规律，根据热液期的铅锌矿脉来预测其自交代成矿期和岩浆气液成矿期形成的铜矿体；应用蚀变演化规律和岩体形态产状，来预测矿体的赋存部位，尤其是利用隐伏的成矿斑岩体接触带寻找矿体，是极为重要的方法。

国内外斑岩型铜矿床大多数是大型矿床。目前在吴川-四会断裂带中已探明大型的大宝山斑岩型铜多金属矿床和大中型的石菉斑岩型铜矿床等，因此可以确定斑岩型矿床为在断裂带中找铜矿的主攻方向。这次研究成果主攻的重点预测区就是宝坑矿床和天堂矿床，均属斑岩铜多金属矿床，目前已取得了初步成果和经济效益，并有良好的找矿远景。

二、铜多金属成矿重点区预测结果

应用深源长江系列（系列Ⅱ）花岗岩对成矿控制作用和成矿理论，尤其是斑岩型铜矿的挥发分“流体泵”成矿理论，与 704、705 等地质队找矿实践相结合，经过这次研究，确定了宝坑和天堂两个斑岩型成矿重点区。这是理论与实践、研究与地质找矿实践相结合的成果，取得了生产实践与科研相结合的良好成果。

宝坑铜银多金属斑岩型矿床，成矿斑岩脉于地表呈多条多方向密集分布，物化探测量结果及遥感预测有隐伏的斑岩体，并有铅锌矿脉和铜银矿脉成组发育，目前已探明多个铅锌矿体和铜银矿体。因此是一个极具远景的深部成矿重点区。

天堂铜多金属斑岩型矿床，出露于地表的岩株状成矿斑岩体，为向南东侧伏的半隐伏岩体，并获得电测结果和遥感信息证实，斑岩体的周围有夕卡岩带，经钻探证实夕卡岩带中有铜矿体赋存，目前虽然钻探查明是一个中型的铅锌矿床和有工作程度极低的铜矿体存在，但其半隐伏的斑岩体内外接触带，具有极大找铜矿的潜力。

三、对今后找矿评价的建议

吴川-四会断裂带是具有找矿潜力的铜金成矿带，在这次研究基础上提出今后找矿建议如下。

1. 寻找斑岩型铜多金属矿床

NE 向吴川-四会断裂带是切入地幔的深大断裂带，在与 EW 向、SN 向等构造复合交汇部位，有深源长江系列岩浆沿断裂带上升侵入或喷溢，形成斑岩型铜多金属矿床。因此斑岩型铜多金属矿床的找矿潜力很大。

2. 寻找与花岗岩有关的糜棱岩带热液金矿床类型

吴川-四会断裂带中动力变质带发育，因此有金矿源体（震旦纪或变质地层）的部位，糜棱岩带发育，硅化明显，且有金化探异常时，注意寻找糜棱岩带型热液金矿床。

3. 注意寻找新的矿床类型

在构造带中及其周围，先后发现了一些新类型矿床，如大沟谷的钠长石金矿类型、长坑—富湾不整合面热液金、银矿床。因此注意寻找和发现新的矿床类型是十分重要的。

结　论

（1）通过野外地质调查和室内详细分析研究，初步认为吴川-四会断裂带是一条切过地壳深入地幔的超壳深大断裂，在前人工作基础上，进一步完善断裂带形态、规模、产状及延伸情况。提出了吴川-四会断裂带应是北与韶关—英德断裂相衔接，更北与赣江断裂带直至郯庐断裂带相对应的新认识。

详细研究了吴川-四会断裂带发展历史和力学性质，该断裂发生可溯源于奥陶纪，印支、燕山为鼎盛期，直至晚近期仍有活动，为一条多期多阶段所形成的深大断裂带。

该断裂带对岩浆活动和成矿作用，都具有明显的控制作用，严格地控制着深源长江系列花岗岩的展布，从而形成了一条与长江系列岩浆活动有成因关系的斑岩型铜多金属成矿带。具体地认为，两组构造交汇处是控制铜金矿田的有利地段。通过对前人工作的认识和实践，强调了区内韧性剪切带是重要的控金、成金构造带的认识。

（2）根据地质、岩石、矿物、副矿物、岩石化学、微量元素、稀土元素和同位素地球化学资料，将吴川-四会断裂带中的花岗岩分为混合岩、深熔花岗岩和岩浆花岗岩等三种建造，按物质来源可将岩浆花岗岩建造进一步分为深源长江系列（系列Ⅱ）和浅源南岭系列（系列Ⅰ）花岗岩，它们的成因各异。

（3）系列Ⅱ花岗岩形成主要受深入地幔的 NNE—NE 向吴川-四会深大断裂和一系列 EW 向基底深大断裂控制，从具体岩体的定位与产状可看出，岩体具有被动侵位特点和受次级断裂延长方向的影响。

（4）深源长江系列花岗岩的岩浆来源有三种：①来源于深部原生地壳重熔作用所形成的重熔岩浆；②地幔“原始”岩浆，在地壳内迁移中同化部分地壳物质所形成的同化衍生岩浆；③直接来源于地幔的“原始”岩浆等。

（5）斑岩成矿挥发分“流体泵”作用。深源长江系列花岗岩对相关的成矿，特别是对 Cu、Mo（Au）矿化，有直接成因联系，成矿物质主要来源于岩浆活动。其中有关小斑岩体成大矿问题，有了新见解，认为成大矿是小斑岩体深部岩浆房挥发分“流体泵”作用结果；即深源系列Ⅱ花岗岩小斑岩体和具有“四多”（小岩体多、侵入期次多、浅成斑岩体多和挥发分多的小斑岩体）特点，使其常伴生大型或超大型铜矿床或钼矿床，主要原因是岩浆热动力（温度梯度大）作用，即来自深部岩浆房有源源不断的成矿物质和挥发分，向上迁移至已固化的浅成斑岩体顶端聚集交代成矿，也就是小斑岩体顶端起到挥发分“流体泵”作用而成矿，因此称斑岩成矿的挥发分“流体泵”作用。

（6）总结了吴川-四会断裂带典型铜、金矿床成矿模式，包括大宝山、石菉和河台三个大中型矿床，其成矿模式各异，尤其“三位一体”的斑岩体矿成矿模式，在吴川-四会断裂带中更具特色。

（7）总结成矿规律与找矿标志。

对铜矿来说，有以下规律：① 矿化主要产于 NNE—NE 向吴川-四会深入地幔的深大断

裂与 EW 向基底深大断裂交汇或多组断裂交汇处；② 深源长江系列（系列Ⅱ）中酸性斑岩小岩体是控制铜矿形成的主要条件，矿化主要富集于斑岩体的顶部内外接触；③ 岩体自交代和热液蚀变作用，包括自交代钾长石化、黑云母化、白云母化等，以及热液蚀变硅化、绢云母化、黄铁矿化、粘土化及围岩为灰岩的夕卡岩化等。矿化规模往往与交代蚀变作用强弱有同步关系，不同矿化有不同的蚀变作用；④ 环绕小斑岩体，常有自内而外，由高温至低温不同成矿类型、不同成矿元素的分带性；⑤ 围岩地层是控制斑岩体外接触带成矿的重要因素：灰岩地层常形成夕卡岩矿床，硅铝质地层多形成脉状矿床，层间破碎带则形成似层状的矿体，远离岩体则有不同成因的断裂裂隙所形成的脉状矿体等；⑥ 物化探对找矿与评价矿体是一种重要的手段，尤其电测剖面法和铜矿伴生元素高异常重合，均指示有无矿化或矿化规模大小以及产状特点等；⑦ 遥感解译也是找矿的有效标志，特别是小“环形”与线形构造交汇处，往往是成矿的有利部位。

金矿多分布在吴川-四会断裂带中段，其成矿规律和找矿标志是：① 在构造上，金矿多位于吴川-四会断裂带与 EW 向隐伏断裂交汇点，特别是韧性剪切带发育处；② 岩浆控制条件不是太明显，既有系列Ⅰ花岗岩，也有系列Ⅱ花岗岩，多数金矿区均有相当规模的花岗岩体伴生；③ 蚀变作用，金矿化以热液硅化、绢云母化、黄铁矿化及绿泥石化、钠长石化等为特征；④ 化探，金矿化主要表现为 As、Sb、Pb 高异常重叠的特点；⑤ 遥感解释表明，金矿区多产于环形构造附近。

（8）根据 1：50 万和更大不同比例尺的航空图像、卫星图像解释，提取出遥感信息，结合物化探资料，初步提出三个Ⅰ级铜金预测区（曲江宝坑铜矿预测区、新兴天堂铜矿预测区、高要牛头山铜金预测区）、两个Ⅱ级预测区（英德沙口铜金矿预测区、阳春高基铜矿预测区）和三个Ⅲ级预测区（阳山张仔铜金预测区、钱排金矿预测区、英德西牛铜金预测区）等。

（9）全面综合性的铜金预测，主要是根据，大地构造单元、构造岩浆带、不同构造体系复合、系列Ⅱ或系列Ⅰ复式花岗岩体分布、矿床矿点产出和物化探遥感等六项原则和成矿规律，沿吴川-四会断裂带划分出了六个“Ⅳ”级铜金成矿远景区（与地矿部颁发预测等级划分一致）：$Ⅳ_1$ 大宝山—宝坑铜多金属成矿远景区、$Ⅳ_2$ 雪山嶂铜金成矿远景区、$Ⅳ_3$ 新洲金多金属成矿远景区、$Ⅳ_4$ 威整—水南金成矿远景区、$Ⅳ_5$ 云浮—茶洞金成矿远景区和$Ⅳ_6$ 天堂—石菉铜多金属成矿远景区等。

（10）根据工业矿体或矿床的存在、有利地质条件、物化探异常和遥感信息等，在吴川-四会断裂带中，重点预测了斑岩类型矿，成功的预测出两个成矿重点区：① 曲江县宝坑铜银多金属成矿重点预测区；② 新兴县天堂铜多金属成矿重点预测区。

COPPER AND GOLD ORE - CONTROLLING CONDITIONS OF THE WUCHUAN - SIHUI FRACTURE BELT AND METALLOGENIC PROGNOSIS

Abstract

The Wuchuan-Sihui Fracture Belt is a magnificent one in western Guangdong Province, which is important in geology, magmatism and mineralization, and geophysics as well as in regional structure. It has been a subject of much controversy and no final conclusion has yet been reached although it has been studied by many researchers (e. g. Mo Zhusun, 1962, Qiu Yuanxi, 1979, Chen Tingguang, 1982, Regional Surveying Party of Guangdong Province, 1982). Therefore, based on the work of the previous researchers, the authors have made a relatively comprehensive study on this belt to highlight of the divergent opinions.

Tectonic characteristics

This belt is 550 km in length within the territory of Guangdong Province, 50 ~ 60 km in width under influence of the belt, striking N30° ~ 40°E, inclining to NW or SE with dip 40° ~ 70°, wide in north and narrow in south in outline occurring as an inverse trumpet. It consists of 22 major fractures, 4 dynamic metamorphic zones, 2 derivative rotational structures, and 15 anticlines and synclines. Initiating from the Caledonian Orogeny, the belt has undergone Hercynian-Indosinian, and Yanshanian multistage and multiphase activities and is still active in the recent period. The authors believe that this belt is most probably connected with the Tancheng-Lujiang deep fracture in the north, which forms a trans-crustal superlarge and superdeep fracture belt cutting into the mantle and controlling magmatism and mineralization. The reasons are as follows: ①The Belt is superlarge in scale, with lengthy development history and complex composition; ②Linear fractures are continuous in distribution along the belt as interpreted by remote sensing techniques; ③It appears as a boundary plane between upper-mantle upwarping and downwarping regions indicated by gravity and magnetic anomalies; ④In the granitoid of the Yangtze River series (series Ⅱ) which is obviously genetically associated with the Tancheng-Liujiang fracture, there are "primary" magma (alkaline, ultramafic rocks) derived from mantle and Fe-Cu-Mo-Zn-Pb metallogenic series intimately related with the Yangtze River series; ⑤ The structural map of the fracture belt and the map of remote sensing interpretation (attached figs. 1

and 3) compiled by the authors are in favor of this opinion.

Genetic classification of granite and magmatic source of Series Ⅱ granite

With the tectono-magmatic development, the granitic magmatism of Wuchuan-Sihui Fracture Belt is likewise lengthy in evolutionary history and complex in composition. Its distribution is almost throughout the fracture Belt. Based on the result of map compilation, as well as on the granite geology, accessory minerals, petrochemistry, trace element, rare earth element and isotopic geochemistry, the authors have for the first time differentiated the granitoid of this fracture Belt into three formations and two series, based on physical conditions: ①Magmatic granite formation; ②Anatectic granite formation; ③Migmatite formation. With chemical features as criteria, the magmatic granite formations are further divided into: ① deep-source granitiod of Yangtze River series (series Ⅱ); ② shallow-source granitoid of Nanling series (series Ⅰ) (attached fig. 2).

In the Wuchuan-Sihui Fracture Belt, the series Ⅱ granitoid consists from the earliest to the latest of gabbro, diorite, quartz-diorite, monzonite, granodiorite, adamellite, and K-feldspar granite. Many petrological, rock-forming mineral, accessory mineral, and geochemical features show that granite series Ⅱ is derived magmas formed by partial melting of the young relatively (1359Ma) protocrust, or derivative magmas produced from assimilation of the "primary" magmas from the upper mantle or differentiation "primary" magma from the mantle. Therefore this series Ⅱ is relatively enriched in major elements Mg, Fe, Ca as well as in transitional elements, nonferrous ore-forming elements, precious metal elements and LREE. With those geochemical characteristics isotopic geochemistry study have revealed three possible derivations for the magmas of the series Ⅱ granite: ① differentiation of "primary" magmas from the mantle; ②derivative magmas produced from the assimilation of recycling crust by "primary magmas"; ③ magmas produced from partial melting of the protocrust materials, which is also known as remelting magmas.

Theory "fluid pump" of the material sources in porphyry type deposit genesis

There are different views on source material and genetic model for porphyry type deposits related to series Ⅱ granitiod, such as ①the orthomagmatic model (Burnham, 1967, Gustafson, 1978, Sillitoe, 1972, Nei Zongyao, 1984) which hods that the ore-forming material is largely derived from granitic magma; ②the convection model or the drawing-exhaust model (Norton, 1978, Fournier, 1968, Ji Kejian, 1991, Du Chi, 1988) which emphasizes that ore materials come mainly from country rocks. Both models envisage a shallow-seated source in the crust for the ore materials as far as depth is concerned. The former model emphasize the endo- and exo-contact zone around the apical portion of a minor granite porphyry intrusion where mineralization took place, suggest that ore materials come from magmatic hydrothermal solution of the shallow-seated porphyry intrusion, and settle down through replacement to become ore. The latter lays emphasis on the convecting fluid, which extracts ore materials from country rock at shallow level of the crust, and deposits it in and around the porphyry body.

However, the authors propose a genetic model absolutely different from either of the two models mentioned above, i. e. the magmatic volatile "fluid pump" model, which lays temperature and pressure gradint on the porphyry-related enormous magma chamber in the deeper part of the crust. Because there is a temperature gradient from the deeper (lower) to the shallower (upper) level, the apical portion of the magma column in the shallow part of the crust will condense and consolidate into a minor porphyry body, while the magma in the magma chamber at depth is still red hot and in a molten state. According to thermodynamic principle and geochemical theory, when thermal gradient is steep and pressure difference is great, volatile components (i. e. volatile complexes formed by combination of H_2O, Cl, F, CO_2 with ore materials Cu, Mo) will escape from the melt in magma chamber, migrate upward along the magma channel, being enriched in the upper part. Subsequently past the already consolidated granite or granite porphyry column. They diffuse, permeate and flow upward and reach into top part. Finally, enormous quantity of ore materials are accumulated in the endo- and exo-contact zone of the completely consolidated minor porphyry body at the top of the granite column, where the temperature, pressure and chemical gradient are at their steepest, and a large scale porphyry deposit is thereby produced. In this ore-forming process or ore-forming model, the minor porphyry body at the top plays a role a "fluid pump", by which the volatile components and ore materials complexes provided continuously by the enormous red hot melt in the magma chamber at depth so enormous fluid ore materials are pumped and elevated to the apical portion and the endo- and exo-contact zone of the porphyry body, and concentrated there into ore in the long run. This model can rationally explain a "large-scale" ore deposit can form in association with a "small-scale" porphyry body, and ore deposit can form in association with a minor porphyry intrusion even if there is not any "source bed". Therefore, this "fluid pump" magmatic volatile components of model is different from any of the previous models established so far for the formation of porphyry type ore deposits. In the model, ore materials are derived directly from the magmas chamber at depth, and not from any shallow-seated source. Therefore the deep-source series Ⅱ granite is related directly with the ore-forming process, and it also directly controls the porphyry type ore deposit. If there is no porphyry body of series Ⅱ granite, there is no porphyry ore deposit.

Genetic models of typical ore deposits

A study of the typical Cu-Au deposits and gold deposits of the fracture belt has revealed that these deposits are largely of two broad classes, namely the porphyry type (in a broad sense) copper-polymetal deposits and the mylonite with gold-bearing hydrothermal solution superimposition type gold deposits.

Porphyry type Cu-Mo deposit

① The Dabaoshan Cu-Mo-polymetal mining district. Based on ore geology, geochemical features, and in particular the spatial-temporal relationship between the Cu-Pb-Zn mineralization related with sub-dacite porphyry of series Ⅱ and the W-Mo-Bi-Cu mineralization related with granodiorite porphyry of series Ⅱ, as well as the age of magmatism and mineralization and the temperature-pressure conditions

and the composition characteristics of fluid inclusion during the ore-forming process, this deposit should be a "triple-type" composite porphyry (in a broad sense) Cu-Mo-polymetal deposit.

②The Shilu Cu-Mo mining district. Based on the close relation of ore with granodiorite-quartz diorite porphyrite, the skarn in contact zone, the high Cu, Mo and W values in this porphyrite, the high content (as high as $9 \times 10^{-6} \sim 47 \times 10^{-6}$) of Cu in biotite of the rock, and the similarity of sulfide from the skarn with meteoritic sulfur in $\delta^{34}S$, the authors believe that the ore-forming is related with porphyry by skarnization and superimposition of hydrothermal solution. Compared with many porphyry Cu-Mo deposite in the middle-lower reaches of Changjiang River, this deposit is also a "triple-type" composite porphyry (in a broad sense) Cu-Mo deposit.

Mylonite type Au deposit

The Hetai altered mylonite gold mining district. Source bed with high gold value of the slightly metamorphosed Sinian-Cambrian System is present in the region. Hydrogen and oxygen isotopic study has indicated that the ore fluid of the hydrothermal gold deposit in the ductile shear zone contained largely metamorphic water during ore-forming process in the early dynamometamorphic stage, whereas in the late stage when hydrothermal solution was superposed on the deposit, it was dominated by magmatic water. Temperature in the main mineralization stage and in the superimposition stage is 252°—385° and 227°—302°, respectively. Through regional metamorphism of the amphibolite facies and through dynamometamorphism, the source bed consisting of composite terrigenous detritus sediments of the Sinian-Cambrian System gave rise to gold-bearing mylonite. Subsequently, structural activity in the shallow part of the crust caused this mylonite to undergo brittle deformation, resulting in the formation of a gold deposit by superimposition of gold-bearing magmatic hydrothermal solution. Hence, the Hetai gold deposit is of a dual-structural-stage and poly-source hydrothermal type.

Mineralization features and ore guides

The mineralization features and ore guide are both different between copper and gold deposits in this Fracture Belt. For copper deposits, the mineralization features and ore guides are summarized as follows:

(1) Mineralization occurs largely in the intersection between the NNE-NE striking Wuchuan-Sihui deep and large fracture and E-W striking basement fracture, or in the intersection of many sets of fractures.

(2) The moderately acid minor porphyry body of the deep-source Yangtze River Series (Series Ⅱ) is the major condition controlling the formation of copper ore, and the mineralization is concentrated largely at or near the top and in or around the endo- and exo-contact zone of such porphyry body.

(3) Autometasomatism and hydrothermal alteration of the porphyry body are ubiquitous, and the former includes K-eldspathozation, biotitization and muscovitization, while the latter, silicification, sericitization, chloritization, pyritization and clayization; in limestone wall rock, contact metasomatic skarnization is also commom.

(4) Ore-forming element zoning is often noted around minor porphyry body, transiting from high

to low temperature in mineralization from the porphyry body outward.

(5) lithologies and structure of the wall rack are important factors for mineralization in the exocontact zone of the porphyry body; skarn deposits often occur in limestone, while vein-type deposits in sialic strata; stratiform ore bodies are noted in interstratal fractured zone; while far away from the porphyry body there are vein type ore bodies filling in fractures and fissures of different origins.

(6) Geophysical and geochemical technique is an important means in ore prospecting and evaluation, in particular the resistivity anomaly in electrical profiling and the high geochemical anomaly of elements associated with copper ore. Both of these two kinds of anomaly are indicative of the presence or absence of mineralization, its size and attitude features etc.

(7) Remote sensing technique is also an effective tool in ore prospecting. Especially the intersection of minor ring struture with linear struture shown in the interpretation map is often a favorable location for ore concentration.

Gold ores are distributed largely in the middle section of the Wuchuan-Sihui Fracture Belt. Its mineralization features and ore guides are summarized as follows:

(1) Structurally, gold ores are largely located at the inersection of the Wuchuan-Sihui Fracture Belt and the E-W striking concealed fractures, especially where ductile shear zone is developed.

(2) The preference of gold ore for magmatic rock type is not distinct, as both Series Ⅰ and Series Ⅱ granites bear a certain relationship with gold mineralization. However, most of the gold deposits are in associated with granite bodies.

(3) Alteration of gold deposits is characterized by hydrothermal silicification, sericitization, pyritization, chloritization and albitization.

(4) In geochemical prospecting, gold deposit is represented by the superimposition of high As, Sb and Pb anomalies.

(5) Remote sensing interpretation shows that gold deposits occur mostly near ring structures.

Prospects of metallogenic prognosis

Based on the structural features of the above-mention Fracture Belt, the division of granite into three formations and two series, the "fluid pump" theory for porphyry metallization, the genetic model of typical deposits, the various relevant data available, and the results of multi-disciplinary comprehensive study, a metallogenic prognosis program was carried out in relation to the Wuchuan-Sihui Fracture Belt. With the secondary tectonic elements as the grade Ⅳ prospects, based on information obtained from geophysical prospecting, geochemical prospecting and remote sensing, and highlighting the secondary tectono-magmatic zones of the NE-trending major deep Fracture Belts, the igneous rock assemblages, the compounding position of different tectonic systems of differing ages, the focal areas where granite of shallow-source series Ⅰ or deep-source series Ⅱ are well developed, and the areas in which copper or gold deposits or occurrences are located, the authors divide the Wuchuan-Sihui Fracture Belt into six Cu-Au prospects of grade Ⅳ (corresponding to the Ministry of geology & Mineral Resources' classification of prospects) as follows: $Ⅳ_1$ Dabaoshan-Baokeng Cu-polymetal Prospect; $Ⅳ_2$

Xushanzhang Cu-Au Prospect; Ⅳ_3 Xinzhou Au-polymetal Prospect; Ⅳ_4 Weizheng-shuinan Au prospect; Ⅳ_5 Yunfu-Chadong Au Prospect; and Ⅳ_6 Tiantang-Shilu Cu-polymetal prospect (Attached fig. 4).

Key prospect of metallogenic prognosis

Based on the presence of commercial ore bodies or deposits, favorable metallogenic-tectonic- magmatic conditions and ore geological features, geophysical and geochemical anomalies, remote sensing information and many other excellent conditions, the authors have selected the following two optimal and key copper prospects within the Fracture Belt, of which one has submitted for mining and exploitation.

(1) The Baokeng, Qujiang County Cu-Ag polymetal key prospect: This prospect is located at the intersection of the NE-trending Wuchuan-Sihui major deep fracture belt with the E-W striking Dadongshan-Guidong concealed fracture zone and with NS striking Zhuguang-Renshui fracture zone, which is a structural location favorable for mineralization. This prospect has at the same time been noted to contain ore-related igneous rocks, namely the porphyry, i. e. quartz diorite prophyrite of the deep source series Ⅱ which is favorable for the formation of porphyry ore deposits. The ore-related porphyry body (dyke) exhibits strong alteration, with relatively intense sericitization, chloritization, pyritization, and silicisication developed within the porphyry. The country rock is the series Ⅰ granite intruded in the earlier stage. The emplacement of the porphyry has caused the peripheral country rock to undergo strong sericitization. In the country rock adjacent to the porphyry body, several silicified zones related to ore are developed along fractures or fissures. Mineralization or ore bodies are recognizable in both the endo- and exo-contact zones of the porphyry body. Tunnelling and drilling have located a Pb-Zn-Cu ore body V_5, a Cu-Ag ore body V_{11}, and a Cu ore body V_{13}, suggesting that small-sized ore bodies have already been present in this prospect. Geochemical prospecting has found some Cu-Pb-Ag anomalies near the porphyry body. Electrical method also indicates the presence of ore bodies benearth the mineralized bodies V_8, V_{10} and V_{10a}. Remote sensing information shows that there are several sets of linear structures in this prospect on which are superposed three concentric ring structures. All these are indicative of a potential area which hosts a possibly porphyry (in a broad sense) deposit at depth and in the shallower part. This sector of the prospect is at present being mined and exploited, and is known as the Baokeng Cu-Ag-polymetal deposit.

(2) Tiantang Cu-polymetal key prospect of Xinxing Country: This prospect is located on the south side of an intersection of the NNE-trending Wuchuan-Sihui Fracture Belt, the E-W striking Gaoyao-Huilai conceived fracture zone, and Lianyang-Xinxing meridional structural zone, constituting a structurally favorable loci for mineralization. The Wubeiling monzogranite porphyry is the ore-related rock belonging to the deep-source series Ⅱ. It has already proven that there are a number of copper and lead-zinc ore bodies occurring in the endo- and exo-contact zone of the porphyry body, where skarn alteration zones are developed with superposed intense sericitization and quartzification which are intimately related to ore. Electrical survey has shown that in the sector of the exploratory line No. 6

and in the south of it, there is a granite porphyry body hidden underneath, suggesting that hidden ore bodies are also likely to exist there. Remote sensing interpretation reveals that the linear structures in this prospect are largely arranged in a NNE-SSW direction, and intersect other linear structures running E-W or NW. Near the intersection lies three ring structures at Santangjiao, Huanggangxian and Fenghuang Village, respectively. All these mentioned above are indicative of a promising Cu-polymetal deposit possibly of a porphyry type in a broad sense.

In summary

Through study on structural geology, remote sensing geology, geophysics, petrology, ore geology, mineralogy, geochemistry and metallogeny, it has been brought to light that the Wuchuan-Sihui Fracture Belt is a major deep fracture belt with long development history and cutting into the mantle, a promising Cu-Au metallogenic belt, and a "triple-type" porphyry ore belt where the deep-source Yangtze River series (series Ⅱ) granite is developed.