国家科技攻关计划课题(2001BA609A - 06)
铜 陵 有 色 金 属 (集 团) 公 司 共同资助成果
云 南 锡 业 公 司

大型矿山接替资源勘查技术与示范研究

彭省临　刘亮明　赖健清　邵拥军
柳建新　席振铢　王　力　杨群周　著

地质出版社
·北　京·

内 容 提 要

目前,我国矿业的发展面临着严峻的挑战:现有老矿山基地的已探明储量日趋枯竭;新发现的矿床和接替资源又越来越少;加之新矿床的发现和勘探成本也在逐年提高。因而一个不争的事实就是新建矿山不多,一些大型矿山又面临关闭。

本书首先实事求是地指出了我国矿业发展所面临的种种危机,随后用三篇二十五章的篇幅系统分析了我国矿山的找矿潜力;全面总结了找矿勘查的发展趋势;详细介绍了在矿山找矿勘探中所应用的一些新的理论方法和勘探技术,具体包括:构造地球化学技术、伪随机多频激电技术、近矿充电激电技术、可控源音频大地电磁(CSAMT)测深和高频大地电磁(EH-4)测深技术、地电化学提取技术、瞬变电磁技术、γ能谱技术等,并把上述新方法与新技术具体应用到安徽铜陵地区和云南个旧地区的实际勘探当中,对实验区的深边部隐伏矿体定位预测性成果加以验证和分析,取得了十分理想的效果。

本书是我国目前第一部较系统论述大型矿山接替资源勘查方面的论著,可供从事矿产开发、找矿、勘探和矿床研究方面的人员参考使用。

图书在版编目(CIP)数据

大型矿山接替资源勘查技术与示范研究/彭省临,刘亮明等著.—北京:地质出版社,2004.12

ISBN 7-116-04227-X

Ⅰ.大… Ⅱ.①彭…②刘… Ⅲ.矿产资源-地质勘探-研究 Ⅳ.P624

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2004)第 104915 号

DAXING KUANGSHAN JIETI ZIYUAN KANCHA JISHU YU SHIFAN YANJIU

责任编辑:李凯明

责任校对:关风云

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号,100083

电 话:(010)82324508(邮购部);(010)82324576(编辑室)

网 址:http://www.gph.com.cn

电子邮箱:zbs@gph.com.cn

传 真:(010)82310759

印 刷:北京中科印刷有限公司

开 本:787mm×1092mm

印 张:14.75;图版:1 页

字 数:360 千字

印 数:1—1000 册

版 次:2004 年 12 月北京第一版·第一次印刷

定 价:50.00 元

ISBN 7-116-04227-X/P·2518

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社出版处负责调换)

序

大型矿山基地不仅在我国矿产资源供应中占有重要的地位，也对所在地域的区域经济及社会稳定有着重要的影响。目前我国大多数大型老矿山基地都面临着十分严峻的资源形势：已探明储量日趋枯竭，新的找矿发现越来越少。如不能尽快解决这些矿山基地的接替资源问题，将对我国的经济和社会发展与稳定带来严重的负面影响。

从国内外矿山的找矿成果和我国大型老矿山的找矿勘探和研究程度来分析，我国的大多数大型的老矿山基地还蕴藏着极大的找矿潜力。围绕这些矿山基地开展新一轮的找矿勘查是解决这些危机矿山接替资源的最佳途径。长期以来，之所以没能在这些老矿山基地及外围取得突破性的找矿成果，其主要原因，一方面是由于勘查投入的严重不足，另一方面也是由于应用于矿山找矿勘查的知识和技术难以解决矿山找矿勘查所面临的特殊难题。因此，除了大幅度地增加矿山接替资源勘查投入以外，更重要的是必须在勘查知识和技术创新方面狠下功夫。需要针对矿山找矿的特殊性，创建一套适合我国地质环境特点的矿山深边部及外围隐伏矿床（体）定位预测的理论体系和实用的资源勘查技术集成。

由于所处地质背景和景观环境的特殊性，我国东部的大型矿山基地的新一轮勘查面临众多的科学难题和技术难题。近些年来，我国虽然在大型老矿山基地的找矿勘查方面开展了不少的工作，取得了一些成绩，但要真正实现突破性的找矿成就，从根本上扭转矿山所面临的资源危机局面，还有漫长的路要走。

此时此刻，《大型矿山接替资源勘查技术与示范研究》的出版是一件十分有意义的事。

全书较系统地阐述了大型矿山找矿勘查的难点、勘查战略和勘查技术的创新，提出了矿山深边部隐伏矿床（体）定位预测的途径和方法，全面介绍了用于矿山找矿勘查的构造地球化学、伪随机多频激电、大地电磁测深、瞬

变电磁、地电化学及伽马能谱等技术，以及应用这些技术在铜陵凤凰山铜矿田及个旧驼峰山锡矿田进行勘查和预测的示范性研究成果。应该说，本书针对我国生产矿山特点，对大型老矿山深边部进行如此系统的多学科找矿预测和勘查研究与示范，在国内还是少见的，是一部不可多得的地学专著。



前　言

目前我国矿业面临着十分严峻的形势：一方面，现有老矿山基地的已探明储量日趋枯竭；另一方面，新发现的矿床和接替资源又越来越少，加之新矿床的发现和勘探成本也在逐年大幅度提高，从而导致我国新建矿山不多，而大批老矿山，特别是一些大型矿山，因资源危机而面临关闭或濒临关闭的严峻局面。由于这些大型老矿山不仅在我国矿产资源保障体系中占有非常重要的地位，而且对所在地域的经济及社会稳定具有十分重要的影响，因此开展大型老矿山基地的接替资源勘查具有十分重要的经济和社会意义。

从国内外矿山的找矿成果和我国主要的大型老矿山的勘探和研究程度来分析，这些大型的老矿山基地都有着极大的找矿潜力。过去之所以没有发现这些潜在的资源，一方面是由于勘查投入的严重不足；另一方面是由于应用于矿山找矿勘查的知识和技术难以解决矿山找矿勘查所面临的特殊难题。因此，除了大幅度地增加矿山接替资源勘查投入以外，更重要的是必须在勘查知识和技术创新方面下功夫，针对矿山找矿的特殊性，创建一套适合我国地质条件的矿山深边部及外围隐伏矿床（体）定位预测的理论体系和实用的资源勘查技术集成。

我国绝大多数有色金属矿床处于构造 岩浆活化区（地洼区），具多因复成特征，其形成和保存条件较之产于相对稳定区（如加拿大和澳大利亚）的矿床要复杂得多，在生产矿山进行大比例尺矿床定位预测和勘查更具艰巨性和挑战性。理论上，首先要解决的就是多因素复杂体系中复合成矿机制和空间定位规律问题，以及在信息提取和信息处理方面的非线性动力学问题；技术上，除了要创新探测技术方法和仪器设备，使之达到高精度、大探测深度和强抗干扰能力外，还要开发一套综合预测的多元信息集成技术。因此，大型矿山接替资源勘查是一项跨地质、物探、化探、遥感和信息处理等多学科领域的系统创新工程。近些年来，我们一直致力于有色金属矿山找矿勘查方面的研究与实践，取得了初步的成果。出版本书目的就是想通过我们的学习和实践体会来抛砖引玉，与国内同行一道，为振兴我国矿业、扭转和改变大型矿山接替资源危机的严峻局面而共同奋斗。

除第一章绪论外，全书正文内容分三篇（25 章）。第一章绪论主要论述了大型矿山接替资源勘查的重要意义及特殊性，从国内外矿山找矿的重要发现分析了大型矿山的找矿潜力，总结了找矿勘查的发展趋势。第一篇首先论述了矿山找矿勘查的知识体系和预测性勘查战略，并着重阐述了矿山深边部隐伏矿床定位预测的方法和途径以及勘查模型和勘查技术的创新，随后以八章的篇幅从原理和方法上介绍了我们在矿山找矿勘查实践中采用的勘查技术，包括构造地球化学技术、地电化学提取技术、伪随机多频激电技术、近矿充电激电技术、瞬变电磁技术、可控源音频大地电磁（CSAMT）测深和高频大地电磁（EH - 4）测深技术、γ 能谱技术等多种能用于矿山找矿勘查的技术以及矿山找矿勘查的多元信息集成和管理系统。第二篇重点阐述了铜陵凤凰山矿田的隐伏矿床预测性勘查的初步成果，具体包括成矿地质条件、成矿规律找矿潜力分析及勘查战略选择；构造地球化学、伪随机多

频激电、近矿激电、CSAMT、地电化学提取、TEM 和 γ 能谱勘查的结果及分析；隐伏矿床综合定位预测及验证结果分析。第三篇介绍了在个旧矿集区进行隐伏锡矿床勘查的部分成果，主要包括成矿地质条件、成矿规律、找矿潜力分析及勘查战略选择；在驼峰山测区进行的构造地球化学、CSAMT 和 EH - 4 高频大地电磁测深勘查的主要成果及解释；驼峰山测区矿床综合定位预测分析及验证结果分析。

本书的内容是彭省临负责的国家“十五”科技攻关计划课题“大型矿山接替资源探查技术与示范”(2001BA609A 06)、铜陵有色金属（集团）公司委托项目“凤凰山铜矿深部及边部找矿预测研究”及云南锡业公司委托项目“个旧矿区深部隐伏矿床综合预测研究”的主要成果，是全体课题组成员集体劳动的结晶。全书是在彭省临主持下由课题组主要成员分工编写完成的，具体编写分工为：第一、二和十章由彭省临、刘亮明编写，第三、九、十一、十三、十九和二十二章由刘亮明编写，第四和十六章由赖健清编写，第五章由柳建新和席振铢编写，第六章由柳建新编写，第七、十四、十五、二十三和二十四章由席振铢编写，第八、十七和十八章由邵拥军编写，第十二章由刘亮明、邵拥军、杨群周和赖健清编写，第二十和二十五章由刘亮明、王力编写，第二十一和二十六章由彭省临、王力编写。张宪润、谭克仁、王志强和林才顺为本书编写提供了部分材料。全书由刘亮明统编，邵拥军和王力分别协助进行了第二篇和第三篇的编辑工作，最终经彭省临审核、修改定稿。课题进行过程中得到了铜陵有色金属（集团）公司及所属凤凰山铜矿、云南锡业公司及所属老厂锡矿的大力支持，在此深表感谢！

大型矿山接替资源勘查是一项非常复杂的系统工程，牵涉到众多的科学难题和技术难题。近年来，我国虽然在大型老矿山基地的找矿勘查方面开展了不少的工作，取得了一些成绩，但要真正实现突破性的找矿成就，从根本上改变我国面临的资源危机局面，还有漫长的路要走，还需国内同仁矢志不渝、创新务实、艰苦努力才能实现。前苏联政府和俄罗斯政府在原探明资源枯竭的乌拉尔成矿区的二次勘查就花了 20 多年的时间才取得突破性的找矿成果，使之再次成为俄罗斯最主要的有色金属矿产基地。正是由于本书所研究问题的复杂性和艰巨性，同时限于作者的知识和学术水平，书中定会存在不完善甚至错误之外，敬请读者批评指正。

彭省临

2004 年 6 月 12 日于长沙岳麓山中南大学

目　　录

序

前　言

第一章　绪论 …… 1

第一节　大型矿山接替资源勘查的重要意义 …… 1

一、增加矿产资源储量、提升国家资源安全 …… 2

二、延长矿山服务年限、促进矿山所在区域的稳定和发展 …… 2

三、降低矿物原料的生产成本、提高中国矿业的国际竞争力 …… 2

四、加速国家勘查投资的增值、实现投资的高效性 …… 2

五、大大降低矿业开发对环境的破坏、有利于生态环境恢复和保护 …… 3

第二节　大型矿山接替资源勘查的特殊性 …… 3

一、更大的找矿难度 …… 3

二、优势和陷阱并存 …… 4

第三节　大型矿山的找矿潜力及国内外矿山找矿的重要发现 …… 5

一、矿山深部的找矿潜力及国内外重要找矿发现 …… 5

二、矿区外围覆盖区和工作空白区的找矿潜力及国内外重要找矿发现 …… 6

三、围绕已有矿山新类型矿床的找矿潜力及国内外重要找矿发现 …… 6

第四节　找矿勘查发展趋势 …… 7

一、预测性勘查和勘查技术的创新是降低日趋升高找矿发现成本的有效手段 …… 7

二、预测分析永远是在地质情况不明了的状态下做出的判断 …… 7

三、矿床知识和勘查技术的创新面临着更加严峻的挑战 …… 7

四、深部三维构造格架的研究将是大型矿山新一轮找矿发现的必由之路 …… 9

五、大型矿山新一轮找矿勘查将是一项长期而艰巨的任务 …… 9

第一篇　大型矿山接替资源勘查理论与技术

第二章　矿山找矿勘查知识体系和预测性勘查战略 …… 13

第一节　找矿勘查知识体系 …… 13

第二节　预测性勘查战略 …… 14

一、矿山深、边部隐伏矿床定位预测的途径和方法 …… 14

二、勘查模型的创新 …… 17

三、勘查技术的创新 …… 18

四、多元信息集成与矿床定位预测 …… 19

第三章　构造地球化学勘查技术 …… 21

第一节　科学原理 …… 21

第二节　使用方法和技术原则 …… 24

第四章　地电化学提取技术原理和方法 …… 26
第一节　基本原理及成晕机制 …… 26
一、基本原理 …… 26
二、成晕机制 …… 28
第二节　异常的影响因素分析 …… 30
第五章　激发极化法勘查技术 …… 32
第一节　伪随机多频激电技术 …… 32
一、技术原理 …… 32
二、异常解译 …… 35
第二节　近矿充电激电技术 …… 36
一、方法简介 …… 36
二、技术参数 …… 36
第六章　瞬变电磁勘查技术 …… 37
第一节　技术原理及其特点 …… 37
一、技术简介 …… 37
二、优缺点 …… 37
第二节　异常解释 …… 38
一、背景场的确定 …… 38
二、资料的定性分析 …… 38
三、资料的半定量解释 …… 40
四、资料的反演 …… 41
第七章　大地电磁测深技术 …… 44
第一节　可控源音频大地电磁测深（CSAMT）技术 …… 44
一、CSAMT 法测深原理 …… 44
二、实测技术与方法 …… 45
第二节　高频大地电磁测深 …… 45
一、高频大地电磁测深方法基本理论 …… 45
二、EH - 4 系统野外工作方法与技术 …… 46
三、数据处理方法 …… 47
第八章　γ能谱技术 …… 48
第一节　技术原理 …… 48
第二节　地质意义 …… 49
第九章　矿山找矿勘查的多元信息集成和管理系统 …… 50
第一节　基于 GIS 的矿床多元信息集成 …… 50
一、简介 …… 50
二、空间数据模型设计及数据预处理 …… 51
三、空间数据库设计 …… 54
第二节　矿床定量预测模型开发 …… 58
一、应用模型的作用及模型建立方法选择 …… 58

二、多元信息集成定量预测模型建立的层次分析法 …… 60
第三节　系统的功能开发与实现 …… 61
一、系统开发工具及开发方案 …… 61
二、系统开发环境 …… 62
三、系统目标与特点 …… 63
四、系统设计和功能实现 …… 63

第二篇　铜陵凤凰山矿田隐伏矿床勘查示范

第十章　选区依据与示范意义 …… 73
第一节　选区依据 …… 73
一、严峻的接替资源状况 …… 73
二、极大的找矿潜力 …… 74
三、已有的工作基础 …… 74
第二节　示范意义 …… 75
一、对国内同类型铜矿床的接替资源勘查具示范作用 …… 75
二、能为铜陵及整个长江中下游地区矿业经济的再次繁荣做出贡献 …… 76
第十一章　地质背景与资源背景 …… 77
第十二章　矿田特征、找矿方向与勘查战略 …… 79
第一节　矿田成矿地质条件分析 …… 79
一、地层及其与成矿的关系 …… 79
二、矿田构造特征及成矿构造分析 …… 80
三、新屋里岩体特征及其与成矿的关系 …… 83
第二节　矿床的定位规律及其控矿因素分析 …… 94
一、原有矿床的基本特征 …… 94
二、原有矿床、矿体的定位规律及其控制因素 …… 96
三、新发现的斑岩型铜（金）矿体的主要特征和控矿因素 …… 97
第三节　矿床成因分析 …… 101
第四节　找矿潜力、找矿方向和找矿标志 …… 103
一、找矿潜力和找矿方向 …… 103
二、找矿标志 …… 105
第五节　勘查靶区和勘查战略 …… 106
第十三章　构造地球化学勘查与找矿分析 …… 108
第一节　成矿构造分析 …… 108
第二节　勘查结果及找矿意义分析 …… 111
第十四章　激电勘查与找矿分析 …… 113
第一节　多频激电扫面异常特征及其意义 …… 113
第二节　近矿充电激电异常特征及其意义 …… 117
一、方法简介 …… 117
二、资料解译 …… 117

第三节　多频激电相位测深及其解译…… 120
一、各测深点特征及解译 …… 120
二、多频激电相位测深资料的综合评价 …… 124
第十五章　CSAMT 测量与找矿分析 …… 126
第一节　CSAMT 工作参数 …… 126
第二节　结果解译…… 126
第十六章　地电化学提取测量与找矿分析…… 132
第十七章　强场源瞬变大地电磁法试验结果解译…… 136
第十八章　γ 能谱测量与找矿分析…… 139
第一节　γ 能谱测量的目的及本次工作设计…… 139
第二节　γ 能谱测量结果及其意义 …… 140
第十九章　矿床综合预测分析及验证…… 143
第一节　综合信息集成与隐伏矿床定位预测分析…… 143
一、成矿预测单元的划分及各单元找矿有利信息描述 …… 143
二、层次法信息集成分析 …… 146
第二节　预测结论的验证结果分析…… 149

第三篇　个旧矿集区隐伏锡矿床勘查示范

第二十章　地质背景及资源背景…… 155
第一节　简况…… 155
第二节　大地构造背景及区域成矿特征…… 156
一、滇东南成矿区大地构造背景 …… 156
二、个旧矿集区成矿特征 …… 164
第三节　资源现状及找矿潜力分析…… 165
一、个旧矿区资源现状 …… 165
二、找矿潜力分析 …… 167
第四节　找矿技术路线…… 168
一、地质调查研究 …… 168
二、地球物理探矿研究 …… 169
三、构造地球化学探矿研究 …… 169
四、综合研究 …… 169
第二十一章　成矿特征与矿床成因分析…… 170
第一节　矿集区地质背景…… 170
一、矿集区构造格局及其与矿田分布关系 …… 171
二、沉积岩系变化及控矿层位分析 …… 172
三、岩浆活动及其与成矿关系 …… 176
第二节　主要矿床成因类型…… 179
一、现有矿床分类 …… 179
二、锡石 多金属硫化物型矿床 …… 179

三、与花岗岩改造有关的变基性火山岩型铜（金）矿床 …… 184
第三节　矿田（矿床）定位规律及其控矿因素分析 …… 186
一、现有矿田（矿床）的基本特征 …… 186
二、现有矿田（矿床）的定位规律及其控制因素 …… 189
第四节　成矿作用与成因分析 …… 191
一、地台阶段印支期海底火山作用及热水沉积成矿作用 …… 191
二、活化（地洼）阶段燕山期岩浆热液改造富集作用 …… 193
三、多因复成成矿机制及成矿演化模式 …… 194
第二十二章　驼峰山测区构造地球化学勘查与找矿分析 …… 197
第一节　地质概况 …… 197
一、地理位置 …… 197
二、地表有利找矿的地质信息分析 …… 198
三、隐伏岩体 …… 199
第二节　构造地球化学找矿研究 …… 199
一、采样与分析 …… 199
二、构造地球化学规律 …… 200
第三节　找矿预测分析 …… 206
第二十三章　驼峰山测区 CSAMT 测量与找矿分析 …… 207
第一节　工作布置 …… 207
第二节　测量结果分析与解译 …… 207
第二十四章　驼峰山测区高频大地电磁法 EH 4 测量与找矿分析 …… 211
第一节　工作布置及数据质量评价 …… 211
第二节　资料解译及成矿分析 …… 211
一、驼峰山 T8 线高频大地电磁测深电阻率二维反演剖面解译 …… 211
二、驼峰山测区 T10 线高频大地电磁测深电阻率二维反演剖面的解译 …… 212
第三节　异常综合评价 …… 213
第二十五章　隐伏矿床综合定位预测分析及验证 …… 214
第一节　综合异常区的确定 …… 214
第二节　各异常区成矿有利信息及成矿预测 …… 214
一、TFS 1 综合预测区 …… 214
二、TFS 2 预测区 …… 214
三、TFS 3 综合预测区 …… 216
第三节　预测结论初步验证 …… 216
第二十六章　潜在资源预测及勘查战略分析 …… 217
第一节　潜在锡资源找矿潜力预测分析 …… 217
一、有利的成矿背景是扩大资源量的前提 …… 217
二、大范围的低勘查程度区域为地质找矿提供了巨大空间 …… 217
三、隐伏花岗岩分布面积大，找矿远景好 …… 218
四、矿区地质构造组合对成矿十分有利 …… 219

五、含矿地层分布面积广，成矿空间大 …… 219
六、新类型矿床的找矿前景乐观 …… 219
第二节　勘查技术和战略评价 …… 219
参考文献 …… 221

第一章　绪　　论

第一节　大型矿山接替资源勘查的重要意义

矿产资源是社会和经济发展必不可少的物质基础。在人类历史进程中，某几种矿产资源的开发利用及其配置方式往往决定了经济、社会发展的物质基础，并影响到世界政治、经济的基本格局（刘亮明等，1995）。一些发达的资本主义国家正是依靠大量开发甚至掠夺别国的矿产资源完成了本国的工业化。尽管人类社会正稳步向信息化社会迈进，但矿产资源仍是人类生产生活所需物质的主要来源，现代工业所需能源的 95%、原料的 90%以上来自矿产。而且由于人口和经济规模膨胀的需求，社会经济系统对矿物原料和矿物能源的依赖关系还不可能突然地终止，所以保持矿产资源的持续稳定供应是非常重要的，可以说，矿产资源是保持社会可持续发展的重要物质基础。

实际上，现在全球探明的矿产资源储量十分有限（表 1 1），我国已探明的矿产资源的保障程度更低，所以保持持续的找矿勘查以发现更多的新矿床是保证人类社会可持续发展所必需的。

表 1 1　全球几种矿物原料的储量和预期的生产年限

矿物原料	1999 年储量（吨）	1997～1999 年均产量（吨）	不同年生产增长率下的期望生产年限			1975～1999 年均产量增长率（%）
			0%	2%	5%	
煤	987×10^{9}	4561.3×10^{6}	216	84	49	1.1
原油	1035×10^{9}	23.7×10^{9}	44	31	23	0.8
天然气	5145×10^{12}	80.5×10^{12}	64	41	29	2.9
铝	25×10^{9}	123.7×10^{6}	202	81	48	2.9
铜	340×10^{6}	12.1×10^{6}	28	22	18	3.4
铁	74×10^{12}	559.5×10^{6}	132	65	41	0.5
铅	64×10^{6}	3070.0×10^{3}	21	17	14	- 0.5
镍	46×10^{6}	1133.3×10^{3}	41	30	22	1.6
银	180×10^{3}	16.1×10^{3}	17	15	13	3.0
锡	8×10^{6}	207.7×10^{3}	37	28	21	- 0.5
锌	190×10^{6}	7753.3×10^{3}	25	20	16	1.9

数据来源：世界环境和发展委员会（World Commission on Environment and development，简称 WCED，2002）。

持续的找矿勘查可分为两种基本战略：一是到一个还没有发现矿床，或已发现矿床甚少、勘探程度很低的新区（在我国主要为青藏高原、新疆等西部地区）去开展找矿勘查；二是围绕已有矿山、在勘探程度较高的地区开展找矿勘查。尽管在我国政府实施西部大开发战略的今天，国家的找矿勘查投资也极大地向西部勘探程度低的区域倾斜，但我们认为在东部地区的那些已有矿山多、勘探程度高的地区开展找矿勘查也有西部新区无法比拟的

优势，对保障我国矿产资源的稳定供给、促进区域经济和社会的稳定与发展都有着十分重要的意义。主要表现在如下五个方面。

一、增加矿产资源储量、提升国家资源安全

国内外众多的找矿勘查成果证明了在已有矿山的深部及周边地区都还存在巨大的找矿潜力（详述见后），那些还未发现的隐伏矿床，其储量不一定低于现已发现的矿床，在这些地区开展深入的找矿勘查能尽快地发现潜在的矿床，更有效地增加矿产资源的保有储量，提升国家的资源安全程度。

二、延长矿山服务年限、促进矿山所在区域的稳定和发展

中国东部地区已有的矿山表现出如下两个基本特点：①矿山成群，形成了许多以矿业为支柱产业的矿业城，如铜陵、大冶、中条山、东川等；②这些矿山大多保有储量严重不足，出现严重的资源危机。根据县级以上有色金属矿山现在保有储量和产能分析，到2020年，能维持生产的不到20%。显然，现有这些矿山的消失不仅会极大地威胁着我国的资源安全，更会严重影响这些地区的区域经济和社会稳定。因为这些地区的支柱产业是矿业，主要的劳动力都就业于矿业及其相关行业，短期内还不可能发展出可替代矿业的其他行业。只有围绕这些矿山深入开展找矿勘查，才有可能找到新矿，增加资源储量，延长矿山的服务年限，扩大生产规模，维持就业队伍的稳定，促进地区经济和社会的稳定和发展（刘亮明等，1999）。

三、降低矿物原料的生产成本、提高中国矿业的国际竞争力

目前中国矿业企业与国际矿业公司相比，其竞争力不够主要表现在生产规模太小，生产成本太高。围绕已有矿山开展找矿勘查，可以有效地降低生产成本，扩大生产规模。主要体现在两个方面：一是在现有矿山周围找到的矿床可以充分利用现有矿山企业的采选系统，减少开发投资，降低开采成本，并可以扩大原有矿山的生产规模，实现规模效益；二是我国现有冶炼企业主要都是围绕东部这些已有矿山企业而设立的，因此，这些矿山都已建有十分发达的运输网络，新发现矿床开采后的运输和冶炼成本均可大大低于新建矿山，从而提高我国矿业的国际竞争力。

前苏联的乌拉尔地区在这方面的经验就非常具有代表性，值得我们借鉴。乌拉尔是前苏联主要的有色金属成矿省，经过200多年的勘查和开发，建立起了100多个以矿业为主的城镇和20多个大型的冶炼企业。但到20世纪后期，原来发现的矿床已开发殆尽。当时的苏联政府鼓励到西伯利亚找矿，结果找出的矿并不能马上开采，而开采的矿石却要运到1000多公里以外的乌拉尔地区进行冶炼，运输成本极高。后来才不得不又重视乌拉尔地区的找矿勘查。经过20多年努力，在乌拉尔地区的深部找到了储量比原来发现的矿床还要多的新矿床，从而使乌拉尔地区至今仍是全球的一个主要有色金属生产基地。

四、加速国家勘查投资的增值、实现投资的高效性

在已有矿山周边进行勘查投资，所发现的矿床可以迅速开发，实现投资的快速增值和高效性；而如果在新区进行投资，所发现的矿床在短时间内难以开发，从而造成国家勘查

投资的积压，不能迅速实现增值。

五、大大降低矿业开发对环境的破坏、有利于生态环境恢复和保护

主要表现在三个方面：①已有矿山尚未发现的资源主要集中在深部，深部资源开发对生态环境的破坏显然要比浅部和地表露天采矿要小；②在这些矿山一般都已建立了一定的环境保护和恢复系统；③如果这些矿山的资源生产能力大幅度提高，就可以减少西部矿业开发的规模，从而降低矿业对西部生态环境的破坏。

第二节　大型矿山接替资源勘查的特殊性

由于急需寻找接替资源的大型矿山肯定已经历了较长时间的勘探和开发，而且大多处于中国东部的发达地区，具有较复杂的地质背景，因此其找矿勘查有着与西部新勘查区不同的特殊性，主要表现在两个方面：一是更大的找矿难度；二是优势与陷阱并存。

一、更大的找矿难度

老矿山及其周围地区一般都经过长期的勘探生产和地质研究，易于发现的地表矿和浅部矿早已被发现，现在进行找矿预测的主要对象是用传统的思路和技术难于发现的矿床(体)，包括埋深大的矿床和控矿因素及找矿标志与原矿床存在很大差异的新矿床。要发现这类矿床（体)，显然要比新区内找矿难度大得多，其困难主要表现在如下 4 个方面。

1) 勘查模型的难确定性。就地壳演化到成熟度较高的地区而言，一个矿集区内的资源应该是多种多样的，很难用已有的矿床模式完全概括，潜在的资源可能符合区内已有的矿床模式，也可能不符合已有的模式。由于以往的工作多按已有模式指导，而且找矿效果越来越差，所以在现有探查技术能及的范围内，潜在的资源主要应属不符合已有模式的。国内外找矿实例证明，在成熟勘查的地区取得的令人振奋的找矿成果大多都是属于不符合已有矿床模式的新发现。但在这种矿床找出来以前，对于这种潜在的资源的成因类型和控制因素是难以确定的，存在多种选择的可能。这类矿床地质模型的难以确定，造成了其勘查模型的难确定性。

2) 探查技术的高难度。很显然，在成熟勘探的大型矿山及周围地区，潜在的资源之所以未被发现，除潜在的资源可能与已有矿床模式不符以外，另一个重要的原因是过去所用的探查技术（主要指地球物理和地球化学技术）由于其探测深度和探测精度或抗干扰能力等原因，使其在地表难以准确地探测到这种隐伏资源的信息。也就是说，大型矿山深部及周围地区的找矿勘查对现有探查技术的要求更高。

3) 勘查环境的挑战性。在大型矿山及其周边地区未被发现的潜在资源最可能存在的地段，除了以往的勘查模式所忽视的和以往的技术不适用的地段外，还可能是一些非常不利勘探的特殊环境。这些环境包括：①巨厚的覆盖层（包括年轻的地层和浮土）区；②工农业生产的强干扰区；③巨大的水体下；④极其复杂的地质环境；⑤复杂的地形地貌或植被条件。很显然，在这些环境中进行勘查是极具挑战性的。

4) 矿床定位预测的复杂性。由于在大型矿山及其周围地区还未被发现的矿床绝大多

数都是隐伏矿床，而且最有可能存在于深部或以往模式都未涉及的复杂地质环境，这就意味着：①能获得的找矿信息主要是间接的，与矿体之间具有更高的非线性关系；②这些隐伏矿不会被以往的模式所概括，经验主义的预测是不适用的。所以在这些地区开展矿床定位预测会更加困难和复杂。

二、优势和陷阱并存

围绕大型矿山进行找矿勘查，存在许多有利的条件，但必须看到，这些有利的条件如果利用不当，就会成为阻碍找矿发现的陷阱。具体来说存在如下 4 个方面。

1) 就矿找矿的优势和一叶障目的陷阱。在已知矿山的周围及深部存在隐伏矿床（体）的可能性很大，而且由于对已有矿床的开发和研究，在成矿地质条件、控矿因素、成矿规律、成矿模式和找矿标志等方面已经有了比较深入的认识，所以就矿找矿有着非常明显的优势。但另一方面，如果周围及深部的隐伏矿床在成因和控制因素方面不同于已有的矿床的话（这种可能性是非常大的），仍用已有矿床的认识（这种认识大多是经验性的）来进行地质分析的话，很可能就会误入歧途，难以抓住控矿的关键因素。

2) 丰富的资料优势和以讹传讹的陷阱。矿山及周边地区历来就是找矿勘探和地质、地球物理和地球化学勘查研究的重点地区，已经积累了丰富的资料，在现代成矿理论和找矿思想的指导下再次通过综合研究这些资料可以获得不少找矿信息，这对指导该矿山深部及周边地区的找矿亦具有十分重要的意义。云南有色 308 队在个旧矿区内进行二轮找矿时，利用老矿山资料丰富的优越条件，20 世纪 70 年代初在卡房矿田内进行找矿研究时，由于对已有原始编录资料中变辉绿岩的重新认识，发现了变辉绿岩型铜矿床。在东瓜林地段进行找矿勘查时，重新研究了 1963 年以前的钻孔岩心资料和几千米的坑道地质编录，从而认识到该地段存在对成矿十分有利的花岗岩凹陷带构造，改变了过去认为该地段“矿化零星、无工业矿床产出”的认识，因此发现了冬瓜林矿床（庄永秋，1991）。辽宁抚顺红透山铜矿经 25 年工业化开采后，资源已严重不足。为找深部矿，多个科研生产部门的专家对矿区内已有的丰富的资料进行综合分析会诊，提出深部矿体因受构造影响倾向从 SW 转为 SE，得出其可能为受褶皱控制的双层矿体而非单斜矿体的新认识，以此认识为基础，进行深部矿的找矿勘查，找到了铜 21.1 万吨、锌 37.3 万吨、硫 325.5 万吨、金 10.862t 和银 453.3t（孙海贵，1991）。但必须看到，在已有的丰富资料中，往往带有原勘探者或研究者的主观意识，具有一定的片面性，有时甚至是错误的。这种错误的资料（其实只是一种地质认识）的反复引用，并被用作推断的依据，就会导致错误的结论，从而阻碍进一步的找矿发现。只有在误传的地质认识被纠正以后，才有可能取得突破性找矿发现。锡铁山的含矿岩系一直被认为是一单斜地层，邓吉牛博士主持该区新一轮找矿勘查工作，发现这一认识是错误的，提出了地层倒转的新认识，从而迅速取得了突破性的找矿成果，新增了金属储量。

3) 矿床模式优势和先入为主的陷阱。在老矿集区内，一般对其成矿模式和成矿规律都有相对“成熟”的认识，而这种相对“成熟”的认识往往是由前人对区内“典型矿床”的研究而得来的，并不一定能真正代表整个矿集区的成矿特点，所建立的成矿模式或区域成矿规律只是对已观察到的事实的解释。它们一方面便于后来者能迅速地认识该区的成矿特点，另一方面也可能无形地束缚后人的思路，阻碍后来者去发现新的矿床，特别是对那

些迷信模式的人来说，更是如此。正如 Hodgson（1990）所说的“模式是一把双刃剑，一方面它是把资料组织成便于理解和预测形式的有利手段；另一方面，由于它排除了不符合模式的感性资料，会起到安眠作用，从而盲目地应用模式”。对了解斑岩铜矿床作出巨大贡献的 J．P．亨特说过，“关于斑岩铜矿床地质知识的长期增长不仅受到轻视和削弱野外填图的威胁，而且受到滥用勘查模式或矿床模式的威胁”。正是因为模式的这种惰性作用，许多老矿区在找矿上的重大突破是在老的模式突破以后才取得的。前述卡林金矿带深部找矿的重大突破就是在原有模式突破后取得的。乌克兰的找铀史也很好地说明了这一点。该地区最初发现的铀矿床产于古地槽带与铁矿有空间关系的碱性热液交代带中，由此得出结论认为由铁矿建造组成的古地槽带是找铀的远景区，结果在大力找铀 19 年后才在一个水井旁找到一个新铀矿，继而认识到这种碱性交代作用与原始活化有关，可以（而且主要是）出现在地盾中遭原始活化的古老稳定块段中，根据这一认识在以后几年里接连发现了几个重要的铀矿床（地质科技动态编辑部，1999）。

4）已有的工程优势和信息干扰的陷阱。矿山多年勘探和生产留下了大量的钻孔和坑道。这些工程不仅揭露了深部地质因素（包括控矿因素），而且可直接用来开展地球物理和地球化学勘查，比在地表开展这些工作更容易发现深部矿体，特别是埋深大的深部矿体。Sudbury 矿田深部找矿取得重大突破的主要原因之一就是充分利用了深井进行井中电磁法勘查（Barnett，1996；King，1996）。加拿大 CFC 公司在温斯顿湖古老的天顶锌矿的深部找到大型 VMS 矿床也是因充分利用已有钻孔开展井中 TEM 测量之故，CFC 公司按原设想的模型施工完钻孔后并未见工业矿体，但利用这些钻孔开展 TEM 测量后发现了典型的“边缘型”异常，据此异常重新布孔终于打到了隐伏的 VMS 矿床（崔霖沛，1996）。

另一方面，这些工程的存在，特别是还在应用的工程的存在，又对地球物理勘查等造成了非常严重的干扰。

第三节　大型矿山的找矿潜力及国内外矿山找矿的重要发现

一、矿山深部的找矿潜力及国内外重要找矿发现

我国现有矿山的勘探深度多在 800m 以内，采矿深度大多在 500m 以上，国内目前最大的采矿深度只达到 1100m，这与国外还存在相当大的差距，如南非的开采深度达 4000m，加拿大达 2000m，美国达 3000m，印度达 3500m。从我国现有经济技术来分析，可采深度至少应该达到 1500m，这表明在现有的矿山内，还有相当大的深度区间是勘探的空白区，其间仍具有相当大的找矿潜力，国内外众多的找矿发现成果都证明了深部找矿的巨大潜力。

我国铜陵的冬瓜山铜矿床（铜储量大于 100 万吨）就是在具悠久勘探历史的狮子山矿田的深部（1000m 深）发现的，其储量远大于浅部的矿床。凡口铅锌矿在 600m 以下深度找到了 100 万吨以上的金属储量。西部矿业公司在锡铁山铅锌矿 400m 深度以下找到了多达 200 万吨以上的金属储量。澳大利亚世界级的 Mt Isa 铜多金属矿开采深度达 2600m，

在 3000m 深度又发现了储量大于 300 万吨的富铜矿床。美国著名的 Carlin 金矿带在深部找到了一系列大而富的金矿床，不仅增加了矿床的储量，而且打破了传统的 Carlin 金矿“浅而贫”的模式。

二、矿区外围覆盖区和工作空白区的找矿潜力及国内外重要找矿发现

现有矿山周围存在大量的勘探空白区，这些空白区之所以没有做过系统的勘探工作，主要有三个方面的原因：一是这些地区可能被第四系覆盖，地质情况不明；二是按照已有矿床模式和成矿理论，这些地段不利于成矿；三是这些地段的工作条件太差，勘探难度大。这些理由都不足以否认这些地区的找矿潜力，事实上，国内外众多的找矿成果都证明了这些工作空白地段也具有巨大找矿潜力。据统计，国外 20 世纪 70 年代以来发现的 100 个特大型贵金属和贱金属矿床中，至少有 58%的矿床是在已知矿床周围找到的（施俊法等，1998)。北美近年发现的 39 个斑岩铜矿中，90%是在已知矿区附近。水口山在老区(老鸦巢、鸭公塘）外围的康家湾大型铅锌矿床（铅锌 150 万吨、金 46t、银 1600t）就是在原来被忽视的中生代红层下发现的，成为水口山矿区目前最主要的接替资源基地。凡口矿区西带的铅锌矿床、银山矿区的九区铜硫矿床和东川矿田原属“无矿带”的穿天坡矿段的发现等，都是在老矿山近外围被原来勘探忽视的地段取得找矿突破的实例。

三、围绕已有矿山新类型矿床的找矿潜力及国内外重要找矿发现

围绕老矿山开展找矿，过去主要是简单的就矿找矿，即找与原来的矿床类型相同的矿床。而在实际的地质环境中，一个地区可以存在多种成矿作用，一个成矿系统在不同的构造 - 岩石环境中也可能形成不同类型的矿床。如果只找与原有矿床相同的矿种和矿床类型，实际上是人为地限制了找矿思路，降低了对该地区找矿潜力的评估。在新类型（包括矿种）找矿突破以后，找矿潜力就可以大大提高。实际上，在许多老矿山，发现的许多新类型矿床都是巨大的，其储量或价值可能超过原有的矿床。

在印度尼西亚的滕巴加普尔矿区的埃尔茨贝格矽卡岩型铜矿床附近，在 1988～1996 年期间相继发现了格拉斯贝格特大型斑岩铜金矿床、伦巴滕巴加大型斑岩铜金矿床和古京利亚大型矽卡岩铜金矿床，新增铜储量大于 2790 万吨、金 2688t，新发现的矿床与原有矿床有明显的区别（地质科技动态编辑部，1996，1999；戴自希，1998)。1991 年，美国菲尔普斯道奇矿业公司等联合组成的 SPJV 在蒙大拿州西部的 Seven - Up Pete 金矿床外围发现了特大型的麦克唐纳浅成低温热液金矿床，矿床类型不同于已有近一个世纪开发历史的 Seven - Up Pete 金矿床。有趣的是西部能源公司（WECO）于 1985～1988 年间曾在该区租地进行过找矿勘查，施工过 20 多个钻孔，有一个孔只需再打 3m 就可以遇到 325m 厚的平均品位为 2.5g/ t 的金矿带，从而失去了这一历史性的机遇（地质科技动态编辑部，1996)。在国内，辽宁青城子铅锌矿在硐老山空之时，近年来在矿区附近发现了高家堡子大型银矿床和小冬家铺子等大型金矿床，使青城子一跃而成为找矿前景大、开发条件好的超大型金银多金属矿田（于喜璋，1991)。水口山矿区继康家湾隐伏大型铅锌矿床发现之后，又发现了龙王山、老鸦巢、仙人岩等金矿床，新增金资源量 65t。

第四节　找矿勘查发展趋势

一、预测性勘查和勘查技术的创新是降低日趋升高找矿发现成本的有效手段

据澳大利亚西部矿业公司的统计资料，在过去 30 年间，找矿发现的平均成本增加了 3 倍。对于金属矿床，勘探费用在金属产值中的比例也增长了差不多 3 倍（由 1.2%上升至 3.6%左右)。这种变化的主要原因有两个方面：一方面是找矿勘查的对象（即潜在的矿产资源）在日益减少，特别是容易发现的地表矿变得越来越少，潜在的勘查对象变得以大埋深和难识别的隐伏矿床为主，这种变化势必造成两种结果，一是容易造成勘查选区时的战略失误，使得投入的工作变得毫无结果；二是即使战略选区正确的地方，也必须投入大量的工作才能最终确定矿床。另一方面是找矿勘查的技术更新和矿床知识的更新速度赶不上找矿难度的增长，势必造成信息解释的难度的加大和准确度的降低。

对于矿山找矿，虽然不再需要进行区域性大面积的工作，但找矿风险和勘查成本依然不会比区域性找矿小，其主要原因就在于这些未发现的矿床体埋深大。

降低勘查成本最有效方法是预测性勘查和勘查技术的创新，即根据预测分析指导勘查，再用勘查结果校正预测，主要勘查工作，特别是钻探，只对预测的目标体进行，广泛采用可靠性高的非接触式勘查技术，这样可以大大减少无效的勘探工程量（钻探和坑探)，从而可以大大降低找矿发现和勘探的成本，因为在找矿发现和勘探成本中，最主要的花费都是钻探工程费，对于深部找矿更是如此。

Laznica（1997）统计全世界 140 个大型矿床的发现史发现，截至 1995 年，采用先进技术发现的占 30%，用传统找矿技术发现的占 24%，凭机会偶然发现的占 39%，依地质填图和后续工作发现的占 14.5%。但以 1965～1995 时段统计，采用先进技术发现的占 71%，偶然发现的占 14.5%。可见越往后，属于偶然性的找矿发现越来越少，特别是一些大的矿床的发现，基本上已不可能被偶然的机会发现。其原因就在于，能够因偶然的机会而发现的矿床都应该是地表出露的或接近地表的矿床，这种矿床只有可能存在于地质工作的空白区，而在全球范围内，这种未开展过地质工作的空白区已经很少了。

二、预测分析永远是在地质情况不明了的状态下做出的判断

从理论上说，矿床预测分析要求我们对预测地段的地质特征有充分的了解，所了解的事实越清楚、越详细，所做的预测分析的结论就越可靠。实际上，找矿勘查的经济成本和现代的勘查技术（特别是非接触式勘查技术）使得我们不可能对预测区地质情况非常明了，因此矿床预测永远是在地质情况不明了的状态下做的判断分析，这就要求预测者要有丰富的知识、敏锐的判断力和强大的预测分析工具，在计算机技术如此发达的今天，这些都已不是靠个人所能实现的，而是需要利用计算机集中一群人的知识和智力才能实现。

三、矿床知识和勘查技术的创新面临着更加严峻的挑战

尽管现代科学技术在以爆炸式的速度发展，但有关矿床的知识和勘查技术并没有以这

种速度增长，表现在：

1) 虽然矿床的数量和有关矿床在不断增长，但这种知识的增长主要表现在量上，质上变化也只是由一种假说变到另一种假说，就其研究方法和知识体系而言，矿床学和成矿学还只能算是经验科学。Huston (1998) 认为 30 年以前，矿床学已经成为更具成因性和预测性 (more genetic and predictive) 的科学，但实际上这种成因仍是以经验事实和经验规律 (经验公式) 为基础的，只是这些经验事实和经验规律获得的手段越来越现代化 (如同位素质谱、高精度微量元素分析和包裹体分析等)，尽管也有人 (Reed, 1982; Ague & Brimhall, 1989; Heinrich et al., 1996) 从热力学数据分析建立过成矿的量化模型 (quantitative model)，但与复杂的实际成矿系统相比，这种模型是过于简单化了，还只能对已有的经验事实予以解释，还没有达到能提供有实际意义的预测性的成矿结论。

2) 成矿系统的时空演化动力学过程是成矿作用之关键，尽管现代很多学者已非常重视成矿作用的多重耦合动力学研究，但成矿作用的复杂性使得成矿动力学研究难以深入，主要停留在抽象的纯理论阶段，远没有达到能对成矿系统进行量化的动力学分析的阶段，也就难以对找矿勘查有实质性的指导意义。

3) 深部隐伏的矿床 (体) 肯定受深部构造控制，即使在勘查和研究程度非常高的大型老矿区，人们对地壳内部的了解主要仍限于表层至采矿深度范围内 (在中国最深 1100m)，对更深部位的构造格架的了解十分有限，主要通过一些地球物理技术 (主要是地震和电磁测深) 的探测结果来反演。目前的状况是：①这种反演深部构造的探测开展得非常少；②对复杂的深部构造的细节不能反映；③影响因素多，反演结果的可靠性不高。这种对深部构造了解的不足将严重制约深部的找矿发现。

4) 现代绝大多数非接触式探查技术 (即除直接接触到矿体的钻探和坑探技术等以外的探查技术)，不管是遥感、物探还是化探技术，不管是早就有了的，还是新近开发的，都是不成熟的，还没有实质性地解决探测信息的多解性、强干扰背景的排除和深源弱信息的提取等问题。

5) 目前，尽管信息的可视化已有了重要的进展，但大多数信息 (特别是间接信息) 与矿体之间的关系是非常复杂的非线性关系，如何利用非线性方法综合集成这些信息从而达到最佳的预测性的矿化指示效果，目前并未见具有实质性应用价值的系统性成果，更未见有因复杂找矿信息的非线性综合集成而使找矿预测效果发生飞跃性提高的实例。

6) 数值模拟 (numerical modeling) 在成矿作用研究和找矿信息的反演诸方面正发挥着越来越重要的作用 (Hobbs et al., 2000)。但目前还不能做到多过程全耦合 (full coupling of multi - processes) 数值模拟。由于成矿系统的巨大的空间尺度 (巨型矿床的成矿系统可达 500km 宽，120km 深) 和时间尺度 (可达几百万年以上)，实验室里不可能模拟成矿系统的时空演化，惟一可行的是数值模拟。数值模拟可使地质推理更加精确，更加可靠。因此，全球一些大型的矿业公司 (如 Placer Dome, Anglo Gold, WMC 等) 也都开始重视数值模拟在找矿勘查中的应用。目前数值模拟所面临的最大的难题有：①对成矿系统的复杂性和多过程耦合机制了解不够；②缺乏能进行多过程 (传热、变形、流体流动和化学反应) 全耦合的数学工具及相关软件。

四、深部三维构造格架的研究将是大型矿山新一轮找矿发现的必由之路

大型矿山及其周围还未发现的潜在资源一般是位于深部的隐伏矿床，或者说主要的潜在储量都是位于深部的隐伏矿床。深部的隐伏矿床肯定是受深部构造控制的，所以对深部三维构造格架的准确把握对矿山找矿来说有着至关重要的作用。问题是我们现在对地壳深部的了解十分有限，即使在勘探程度已相当高的大型矿山，我们所掌握的地质情况也主要限于地表和采矿所能到达的深度。

地壳表层 2km 深度内的构造及岩石分布情况对深部找矿至关重要的作用已是国际地质学界的共同认识。为了更透彻地了解地壳表层 2km 深度内的构造格架及岩石分布情况，以期发现更多世界级矿床，澳大利亚 CSIRO 的 Bruce Hobbs 等曾发起一个“玻璃地球”(Glass Earth) 的研究计划，主要利用地球物理的手段探测地壳深部，使澳大利亚地壳 3km 深度内变得像玻璃一样透明。国内尽管有些局部地区作过立体填图尝试，但还未见有这方面的全国性研究计划。

五、大型矿山新一轮找矿勘查将是一项长期而艰巨的任务

找矿本身就是一项长期而艰巨的任务，澳大利亚西部矿业公司前后花了 20 年时间才找到世界级的 Olympic Dam 矿床，到第一个钻孔打到 Olympic Dam 的矿体时，总共花费已达到了 3000 万澳元 (Woodall, 1994)。而加拿大的世界级 Hemlo 金矿的发现更是一个长期而艰巨的过程，前后经历了 46 年，众多的公司放弃该区的勘探工作后，名不见经传的探矿者 John Larche 和 Don McKinno、地质学家 David Bell 以及财力并不雄厚的 Corona 资源公司的女老板 Nell Dragovan 与她的财政支持者投资家 Murray Peizim 坚信该区存在大矿，在 75 个钻孔未见大矿后，仍不放弃，终于在第 76 个钻孔打到了大的主矿体 (Knoll, 1984)。

前苏联在乌拉尔地区的二轮找矿，历时 20 多年。著名的 Broke Hill 超大型矿床所在区域的找矿，澳大利亚联邦地质调查机构于 1994 年投资 1500 万澳元开展为期 5 年的“Broke Hill 勘查开创计划”，这个计划并未导致突破性的找矿发现。从 2002 年起，New South Wales 政府又投资 3000 万澳元与联邦政府科研机构以及大学、矿业公司开展了为期 7 年的新一轮的勘查研究计划，以期获得突破性找矿成果。目前新一轮的找矿计划正在稳步进行。

虽然在大型矿山及其周围肯定还存在相当的找矿潜力，但由于矿山找矿的一些特殊困难 (前面已述)，要发现并证实这些潜在的资源绝非简单之事，并不能简单地依靠某项技术或者凭借偶然的机会就能实现，往往需要一个长期艰苦而复杂的研究和验证过程。

第一篇
大型矿山接替资源勘查理论与技术

找矿，就其性质来说，绝不是一种简单的工程问题，因为按照一定工程规范和程序来开展工作，并不一定能达到预期的目标，因而必须开展大量的科学研究，并依据科学原理推测我们无法接近或直视的各种状态和过程。没有哪种技术能够真正握有矿床发现的钥匙，每种技术在信息的准确性和多解性方面都还存在难以克服的困难。没有正确的地质理论和地质基础资料的支撑，就不可能实现正确的矿床预测分析。所以，理论在找矿勘查中的作用决不能低估。

第二章　矿山找矿勘查知识体系和预测性勘查战略

第一节　找矿勘查知识体系

找矿，就其性质来说，绝不是一种简单的工程问题，因为按照一定工程规范和程序来开展工作，并不一定能达到预期的目标，因而必须开展大量的科学研究，并依据科学原理推测我们无法接近或直视的各种状态和过程。所以，理论在找矿勘查中的作用决不能低估(刘亮明等，2002)。

找矿勘查知识体系可依其在找矿工作的各个环节中的作用分为三个层次：哲学层次、科学层次和技术层次（图 2-1)。



图 2-1　找矿勘查知识结构谱系图

哲学层次是指建立找矿勘查战略的哲学思想，可分为经验主义、概念主义和信息论。经验是从体验和观察得到的知识，而不论科学理论和科学原理如何；概念则是一种思想、观念或理论。经验主要通过收集各种找矿标志，以在已知矿床或矿区上建立起来的找矿标志模型来分析和推断预测区段的找矿前景，而不注重于矿床成因和地质演化过程等；概念预测则主要通过研究已知矿床的成因和控制矿床形成的各种因素等，以成因模型为主要手段来分析和推断预测区段的找矿前景。尽管在矿产勘查领域历来就存在经验论和概念论之

争，事实上二者各有长短，在现代找矿勘查过程中二者的界限已变得模糊不清，其发展趋势是二者交叉和融合。这种交叉融合的结果便是信息找矿预测。信息找矿预测是以充分而客观地收集各种找矿信息为基础的，对信息的理解和把握是核心，在已形成的理论和概念的指导下分析各种信息和信息组合与矿床的关系，建立量化的多元信息综合预测模型，以此来分析和推断预测区的找矿前景和成矿特征。

科学层次的知识主要是关于地壳演化和成矿理论方面的，是构筑一个区域的构造格架和演化历史、分析其成矿潜力的理论工具，因而也是进行找矿战略部署的理论依据和进行矿床预测分析的科学原理。在科学层次中，我们最常用是就是各种概念模式，包括区域地壳演化模式、区域成矿模式和矿床模式等。

技术层次的知识主要是关于各种勘查技术的原理方面的，勘查技术可以分为接触式和非接触式。接触式勘查技术是可以直接接触到勘查目标体的技术，主要是钻探和坑探；非接触式勘查技术是不能接触到勘查目标体，但可以通过探测各种相关信号来推测和反演目标体的技术。由于接触式勘查技术具有施工难度大和成本高等方面的原因，在勘查的最初阶段都是使用非接触式勘查技术获取各种预测信息，在有了一定可信度的预测结论后，再使用接触式勘查技术。由于非接触式勘查技术（地球物理和地球化学）是获取深部矿化相关信息最可行最经济的技术，因此在现代找矿勘查中受到非常大的重视，也有了非常大的进展。但不幸的是，没有哪种技术能够真正握有矿床发现的钥匙，每种技术在信息的准确性和多解性方面都还存在难以克服的困难。没有正确的地质理论和地质基础资料的支撑，就不可能实现正确的矿床预测分析。

很显然，要真正做到高效勘查和预测性找矿发现，这三个层次的知识缺一不可。而对勘探者来说，独立的个体很难做到这三个方面的知识都精通，所以一个知识组合齐全、相互配合的勘查队伍就显得尤为重要。

第二节　预测性勘查战略

一、矿山深、边部隐伏矿床定位预测的途径和方法

矿床定位预测对资源探查来说具有至关重要的意义，可靠的预测将大大提高找矿成功的机会，降低找矿成本。在过去 30 年间，由于找矿难度的增加，预测的可信度不高，致使全球大的找矿发现的平均成本提高了三倍。现代科学的发展，使某些方面预测的准确度大大提高，如天气预报。但对矿床定位预测而言，尽管近年来地学界已提出很多新的理论和方法，实际的预测在今后相当长的时期内还将是一种在情况不明了的情况下所做的推测，这种推测的可靠性将取决于两个方面：一是推测者的知识体系和推测标准，主要是成矿作用的知识和矿床模型（包括成矿的地质模型和矿床勘查模型）；二是推测所依靠的各种证据，这些证据中必然带有证据采集者的主观误差和错误（如地质观察）以及证据采集设备和技术（主要是地球物理和地球化学勘查技术）所造成的客观误差甚至错误。所以如何完善推测者的知识体系，提高各种勘查技术的可靠性对矿床定位预测有着至关重要的作用。

矿山深、边部隐伏矿床（体）定位预测属大比例尺（往往大于1∶1万）找矿预测范畴。它具有以下特点：① 预测范围较小，一般是几到几十平方千米，多布置在已知矿床或矿区范围内，找矿预测目标对象相对小而单一，针对性强；②找矿工作建立在前人生产和研究程度较高的基础上，所以可供利用的前人研究资料、成果和数据信息多；③勘查对象与已知矿床（化）可比性强或联系密切，故可以以已知矿床（化）的成矿规律和找矿标志为预测基础；④人为活动干扰大，如生产、生活用电，电器，电台，大型建筑，古、现代矿山开采堆积物等等。

因此，此项工作要求目标体明确具体；技术路线简捷、快速，切中要害；研究分析方法灵活、全面；技术手段综合、先进、适用。

隐伏矿定位预测中的关键问题为精确查明和表征矿体空间定位机理、定位规律及其主要控制因素和预测评价标志。针对这些关键问题，通过本次攻关并结合我们近10多年的研究和预测实践中的成功经验，我们特设计了以下框图（图2-2）来表示开展矿山深、边部隐伏矿床（体）定位预测研究的基本途径和主要方法（Peng Shenglin et al., 2002）。主要思路是：根据矿山的特点，采用针对性强、效率高、效果显著的野外和室内研究方法，快速提取和筛选成矿主体信息，建立矿床经验模式、成因模式和综合找矿模式（模型）；通过类比、异常等综合分析及针对性地球物理、地球化学等手段选区选位，最后达到定位预测隐伏矿的目的。

整个定位预测过程可分为两大阶段：①建模阶段；②定位预测阶段。建模阶段指从描述性模式（或称经验模式）到成因模式（或概念模式）向综合找矿预测模型（或称勘查模型）的不断深化。

矿床模式按其内容划分为地质模式、地球物理模式（型）、地球化学模式（型）和综合地质模型。综合地质模型是矿床模式的发展，又是建立矿床勘查模型的基础。

勘查模型是矿床模式针对具体地区找矿预测的一种应用和深化。因此它突出了以下几个方面的特点：①更具体化，较多地体现了找矿对象的特点和地域特征；②把原来的矿化信息转化为找矿准则（标志），特别是它们与矿体空间关系受到重视；③提出了这些找矿准则的技术方法，甚至工作程序。

建立矿床勘查模型的目的是将该类矿床形成中所产生的各类信息以及预测对象所反映的类似信息高度拟合、优选。其中各要素间的关系可阐述如下。

矿床模式对应于一种特定成矿系统所限定的一组类似地质体或地质特征的组合（S），S是一集合。$S=\{M, F, E, P\cdots\}$，M，F，E，$P\cdots$可以表示岩体、构造蚀变带、矿物组合等。只要被预测的对象是由相同或相似的系统决定的，那么这些元素间就有相同或相似的关系R。R也是一个集合，$R=\{R_1, R_2, R_3\cdots R_n\}$。矿床模型对预测有用的内容限制在$S-R$集合中。

深部矿找矿预测要求探索$S-R$在地表的具体表现。换言之，为了确定M，F，E等元素，需要了解它们在周围更大空间内特别是在地表引起的易于观测到的地质和物理场、化学场的变化特点，了解由这些变化引起的另一些可识别的变化（对M，F，E等来说，是间接的变化），了解它们之间的空间关系，以及采用何种技术手段来捕捉和提取这些可观测的变化，等等。这样对应于S和R，存在集合S'，R'。

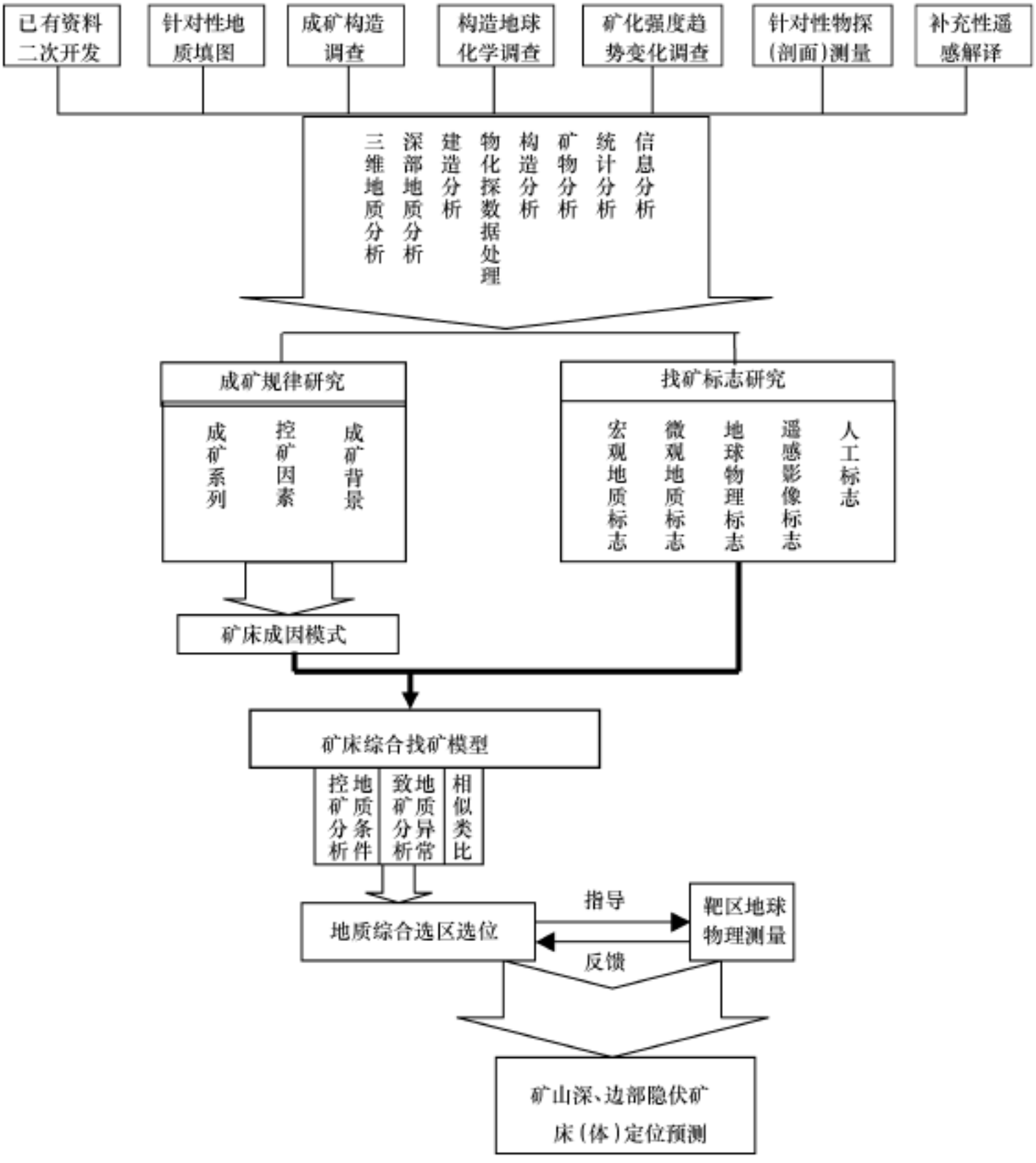


图 2 2　矿山深、边部隐伏矿床（体）定位预测流程图

$$S' = \{ (m_1, m_2, m_3, \cdots m_n), (f_1, f_2, f_3, \cdots f_n), (e_1, e_2, e_3, \cdots e_n), (p_1, p_2, p_3, \cdots p_n), \cdots \}$$

$$R' = \{ (rm_1, rm_2, rm_3, \cdots rm_n), (rf_1, rf_2, rf_3, \cdots rf_n), (re_1, re_2, re_3, \cdots re_n), (rp_1, rp_2, rp_3, \cdots rp_n), \cdots \}$$

式中：$(m_1, m_2, m_3, \cdots m_n)$ **是对应元素** M **可识别的现象的集合，其他类同**；$(rm_1, rm_2, rm_3, \cdots rm_n)$ **是** $(m_1, m_2, m_3, \cdots m_n)$ **对应** M **的关系集合。**

假设 M **表示岩体，则** $m_1, m_2, m_3, \cdots m_n$ **可能是岩体存在的种种可识别的标志，**

如重力异常、热变质晕、脉岩出露、环形构造等现象。找矿模型就是根据 r 所集中的关系，选出 S'中与预测目标有较高相关性又便于发现的元素组成。

在盲矿体空间定位找矿预测中，找矿模型不仅要从矿床模式和预测对象的许多内容中找出对发现矿床有重要作用的标志组合，还要确定矿床（体）的空间位置几何形态，因此必须确切了解某种现象与矿床（体）的相对空间关系、矿化深度、剥蚀水平和矿体保存情况。针对目的对象选取可观测的且能指示矿体空间位置的找矿标志组合是建立勘查模型和找矿成功的关键。

综合地质找矿模型（多因素模型）是目前国内外十分重视的模型，它是预测目标物的直接、间接标志组成的找矿信息（找矿标志或准则）群体，不仅要反映一个成矿单元的控矿因素、成矿作用及矿化标志的时空变化规律，而且还应反映相应地质体的物理性质和化学元素的空间分布特征、地球物理、地球化学场的分布特征及不同地质剥蚀面、不同覆盖状况下场的演绎结果。

把矿床成因模式转化为勘查模型还有两点值得注意：一是矿床成因模式不像勘查模型那样具有明确的等级性，需根据目标来选择相应级别或层次的找矿标志；二是选择的标志要有实用性，即在该找矿阶段是可以识别和探测的。有时用数学方法计算得来的信息量很大的一些标志，在实际预测中未必就是好的标志。

二、勘查模型的创新

1. 成熟勘探环境中勘查模型的作用及创新

勘查模型是用来选择勘查靶区的标准。勘查靶区的选择对于勘查和预测来说都是十分重要的，假如选择的勘查靶区内根本没有潜在的矿床，那么所有的后续勘查和研究工作，不管多么的辛苦以及使用了多么先进的技术，都将徒劳（Hodgson，1990）。所以，勘查模型对找矿勘查来说是至关重要的。

通常，预测性勘查是基于经验或概念模型的。很显然，经验模型在成熟勘探环境的预测性勘查方面的用途将是十分有限的，原因很简单，如果经验模型是十分有用的话，那么潜在的隐伏矿体应该早就被以往的勘查所发现了。事实上，在成熟勘探环境中，大的发现总是有别于原已存在的矿床。这种实例不胜枚举，如水口山矿田发现的康家湾铜金矿床(高学兑，1991)、铜陵矿集区发现的冬瓜山矿床（常印佛等，1991)、澳大利亚 Yilgarn 地区发现的 Kambalida 镍矿床（Woodall，1994)、Mount Isa 地区发现的 Ernest Henry (Webb and Rowston，1994) 和 Osborne 铜金矿床（Anderson and Logan，1992)，所有这些发现都是基于创新的模型和可靠的地质、地球物理和地球化学资料，所以概念模型的创新是预测性找矿发现关键的第一步。

创新的模型在勘探中的重要作用在于它能提供一套新的概念和标准。利用这些概念和标准，我们可以确定新的矿床类型作为勘探目标体，也可以确定一些新的有利成矿部位(这些部位按过去的模式往往是不利于成矿的) 以及从过去的资料中提取出一些新的成矿指示信息。正是这些根据创新模型而做的选择和判断才促使新矿床的发现。

虽然模型的创新是产生一个新的模型，但关键是“创”，而非“新”。因滥用流行的理论和假说而形成的新的模型对勘探并不会有多少帮助，这被 Hodgson（1990）称之为“时尚流行学派”，是创造模型的主要陷阱之一。创新也不是为了解释新发现的特征而修饰已

有的模型，而是构筑一套为进行成矿分析和选择勘探靶区所用的不同于已有模型的新的标准和概念。创新的勘查模型肯定是概念式的，即通过考查成矿的原因及其地质过程而建立的。关于地球中今天还在进行的过程的科学探讨一直充满争论，对于地球中过去进行的这些过程的了解就更少，有关矿床形成的地质理论是极难验证的，地质时间和地质过程是极难或根本不可能在实验室里再现的。所以，我们能得到的有关成矿系统和相关地质过程的知识和信息总是不足以了解真正的成矿系统。新模型的可靠性及有效性极大地取决于对有待勘探区域的地质动力结构和演化的了解以及成矿学的知识。

2. 地质动力学剖析与数值模拟及其对勘查模型创新的贡献

地质动力学剖析是确定勘探区内的地质动力学格架及其时空演化，它构成了创造新成矿概念的基础。但是传统的地质、地球物理和地球化学研究方法总是难以获取足够的信息来形成勘查模型创新所必需的有关未发现矿床的新概念，原因在于传统的研究总是基于已存在的矿床。

成矿作用是非线性全耦合多过程的结果，主要是全耦合的力学、流体、热和化学反应过程的结果。这就意味着，由于任何一过程都可以影响到其他过程，因而整个系统的表现不可能仅凭单个过程就能做出准确的预测，而且任何初始条件的细微变化都可能导致完全不同的系统输出。这就是为什么类似的地质环境可能产出完全不同的矿床以及纯经验模型在勘探中效率低的原因，特别是在成熟勘探环境中。因此，在决定最有利的成矿部位作为勘探靶区时，我们非常有必要考虑全耦合的动力学过程。由于全耦合的地球动力学过程根本不可能在实验室里模拟，它们的动力学方程也不可能用分析方法求解，数值模拟方法是惟一可行的能再现这些动力学过程的方法。

数值模拟就是利用一些特殊的数值软件，如 FLAC (Fast Lagriangian Analysis of Continnua)，UDEC (Universal Distinct Element Code) 和 FDAP (Fluid Dynamics Analysis Package) 在计算机上再现全耦合地球动力学作用的时空演化。由于地质动力学数值模拟可以利用数值的方法解反映各种物理和化学因素间非线性耦合关系的动力学方程，输出它们的时空变化及其相互作用结果，从而断定什么地方的地质条件是有利于成矿的，因此它不仅可以有效地用于解释已有矿床的分布规律，而且可以有效地用于确定其地质动力学条件和有利于成矿的勘探目标区。由于地质动力学数值模拟是真正的从原因到结果，而非从结果到原因，而且它能够测试各种假说，因此由地质动力学数值模拟结果所支持的新的成矿概念对于构建创新的实用勘查模型将是十分有用的。

三、勘查技术的创新

在成熟勘探环境中，未被以往的勘探工作所发现的矿体往往没有包含在过去的勘查模型中。深部的和难识别的矿体不容易被常用的勘查技术所探测到，因为与之相关的信息是微弱的和（或）非常复杂的，所以通常难以获得足够的信息来对它们的位置进行准确的预测。应用新的勘查技术就是专门为了采集微弱的复杂信息并分析它们与未发现矿体间的复杂的非线性关系。

能够促进成熟勘探环境中预测性找矿发现的新技术主要包括如下四类。

1) 新的信息检测技术。主要通过检测一些原有技术检测不到的新信息为矿床预测提供更加充足的证据，如伪随机三频激电技术、活动态离子技术和选择性提取技术。

2) 强抗干扰能力的地球物理技术。主要在强干扰背景 (这是成熟勘探环境中地球物理勘查的主要障碍) 中检测与矿化相关的信息，如可控源音频大地电磁测深技术。

3) 微弱信息检测技术。主要检测与深部隐伏矿床有关的微弱信息，如构造地球化学方法、深穿透地球化学方法。

4) 数据处理与数字成图技术。主要是从复杂的数据中提取更多有用的信息并给出更明了的表达，如多维统计技术和有限模糊聚类技术。

虽然先进勘查技术的应用对在成熟勘探环境的预测性找矿发现十分重要，但必须强调，绝没有“万灵药式”的勘查技术。“万灵药崇拜”是勘查领域常见的流行病，表现在盲目相信最昂贵的设备。即使应用了最先进的设备，也必须以详细可靠的地质资料为基础，正如 Woodall (1994) 所说:“对于了解成矿作用和形成可靠的勘查战略，没有比详细的地表填图、矿山填图和岩心编录更至关重要的地质研究了。”

四、多元信息集成与矿床定位预测

近年来，日趋复杂的地球化学、地球物理和遥感等技术越来越多地用于成熟勘探环境以促进预测性找矿发现，但不幸的是没有哪一套单独的数据能够握有矿床发现的钥匙，每一套数据都含有这个未解之谜的一小片。因此现代找矿勘探之关键在于有效地分析这些资料、从中抽出与找矿相关的因素并将这些因素合成到一个预测图上 (Knox - Robinson, 2000)。事实上，多元信息的集成综合了各种技术的长处从而尽可能地降低了错误预测的几率。传统的做法是通过定性地分析各种资料间的空间套合关系来进行预测，我们通常预测的那些具有最多关键性有利信息套合的区域或地段，套合的有利信息越多，发现隐伏矿床的可能性就越大。

表 2 1　用于多元信息集成预测成图的数学方法

	方法	参数确定	融合数据的标准	参考文献
数据驱动方法	证据权重法	培训区 (已有矿床知识)	在已知事件与输入数据间建立空间关系 (利用 Bayesian 概率)	Bonham - Carter et al., 1988; Agterberg, 1992
	逻辑回归法	培训区 (已有矿床知识)	利用围绕各矿床的培训区进行各输入层的统计分析——用于预测一个矿床的存在或不存在	Chung and Agterberg, 1980
	神经网络法	培训区 (已有矿床知识)	利用围绕各矿床的培训区进行各输入层的统计分析——用于预测一个矿床的存在或不存在	Harris and Pan, 1999; Brown et al., 1990
知识驱动方法	Boolen 法	地质学家估算	二元图的求和	Harris, 1989
	指数覆盖法	地质学家估算	二元图权重求和	Rencz et al., 1994
	专家系统中的推断网络和决策树法	地质学家估算		Roddy and Bonham - Carter, 1991
	Demster - Shafer 置信理论	地质学家估算		Moon, 1990
	模糊逻辑法	地质学家估算	每个输入的预测标志图都分配给一个位于 0～1 之间的模糊权重——所有的预测标志图用模糊操作	D’Ercole et al., 2000; Harris et al., 2001
	分析层次法 (AHP)	地质学家估算	有利度加权求和 (连续图)	Harris et al., 2001

地理信息系统（GIS）作为一种有效地存储、访问和集成各种空间和非空间数据的计算机工作平台，是一种理想的通过数据融合进行定量预测的工具。有多种数学方法依据各种信息定量计算综合预测指数（表 2 1），这些方法可以分为两类：数据驱动方法和知识驱动方法。常用的数据驱动方法是证据权重法，常用的知识驱动方法是模糊逻辑法。利用 GIS 平台和这些数学方法进行各种信息的综合集成分析，可以将传统的定性分析变成定量分析，不仅可最大限度地利用各种信息，提高预测分析的准确性，还可以提高综合分析的效率，使海量数据的分析成为可能。

目前所利用的数学工具主要都是基于线性数学的原理，而且主要是在二维的平面上集成各种信息，实际上各种信息间的关系主要是非线性的，而且是三维分布的，发展各种非线性的和三维的信息集成工具是今后的主要方向。

第三章　构造地球化学勘查技术

构造地球化学探矿技术就是通过分析构造（主要是各种高渗透性的导通性构造）中的成矿指示元素的地球化学晕来推测深部隐伏矿化情况。从本质上说，应该属原生晕技术范畴，所以又有人称其为构造原生晕。但它在许多方面优于传统的原生晕技术，表现在：第一，它可以更加有效地探测深部隐伏矿化在地表形成的微弱地球化学异常；第二，采样是以构造格架为主要控制标准，非规则网度采样，可以在不漏掉矿化的前提下降低采样数量，减少勘查成本；第三，由于充分考虑了构造对成矿成晕的控制，因而更加便于异常的解释。

第一节　科 学 原 理

力学作用和化学作用是地球内部最主要的动力学作用，虽然长期以来这两种作用是分别在构造地质学和地球化学中进行研究的，但它们之间绝非彼此不相关。陈国达[1]在研究构造与岩浆岩以及构造与矿床之间的关系时就已敏锐地认识到了这一点，并创立了构造地球化学（tectono - geochemistry）的概念，认为构造地球化学是一门介于构造地质学与地球化学之间的专门研究各种地质构造作用与地壳中元素的分配和迁移、分散和富集等关系的一门边缘学科（陈国达，1978；陈国达，黄瑞华，1984）。之后，国内一大批学者致力于这一学科的研究（如吴学益等，1984；杨开庆，1984；杨国清，1990；刘亮明，1993；刘亮明，彭省临，2000；刘亮明，2000），使这一学科在理论深度和实践应用上都得到了长足的发展。国外学者虽然没有正式使用构造地球化学，但实际上也有一批学者在致力于这方面的研究。

由于构造作用与地球化学作用也是成矿过程中和成矿后改造过程中的最主要的动力学过程，所以构造地球化学在隐伏矿床的地球化学信息探测方面必然能发挥重要的作用。目前主要是利用成矿成晕的断裂构造地球化学规律来找矿，它研究成矿过程和成矿后的矿化指示元素的地球化学空间变化受构造控制的规律，通过分析那些特殊的成晕构造中的构造岩，就可以捕捉到深部隐伏矿体在地表引起的微弱的地球化学异常。其原因在于这些构造中成矿元素的运移比非成晕构造要容易得多，成晕的动力学过程同样受构造动力学过程控制。

对于那些与成矿同期的成晕断裂构造，由于其是流体运移的通道和储积的场所因而成为成矿金属离子运移的最佳通道。除了随流体流动外，流体中的扩散系数也远远高于固体晶格和晶体边界的扩散系数，在 500℃时，固体晶格的扩散系数为 10^{-21} cm^2/s 数量级（Lasaga, 1977），晶体边界的扩散系数为 10^{-17} cm^2/s 数量级（Joesten, 1983），而流体中的扩散系数却达到 10^{-4} cm^2/s（Nigrini, 1970），因此在成矿构造的断裂、裂隙系统中能形成

---

[1] 陈国达．构造地球化学的若干问题．中南矿冶学院，1976

比围岩高得多的渗滤晕和扩散晕。

对于成矿后的构造，在构造应力和流体的耦合作用下，矿体也同样可以在其周围的断裂、裂隙构造系统中形成比围岩高得多的扩散晕，其机理可推导如下。

根据 Onsager 扩散定律，i 物质的扩散通量 J_i^{D} 可表示为：

$$J_i^{\mathrm{D}} = - L \frac{\partial \mu_i}{\partial x} \tag{3-1}$$

式中：$\frac{\partial \mu_i}{\partial x}$ 分别表示 i 物质沿 x 方向的化学位梯度；L 为 Onsager 扩散系数，它与 Fick 扩散系数的关系可表示为：

$$L = Dc_i / RT \tag{3-2}$$

式中：D 为 Fick 扩散系数；c_i 为 i 物质的浓度；R 为气体常数；T 为系统绝对温度。

由于 i 物质从固体进入流体（即溶解 i 物质的流体-矿物反应）和流体中的 i 物质的扩散是同时进行的，溶解反应是增加流体中 i 物质的浓度，而扩散则是降低流体中 i 物质的浓度，因此，i 物质的浓度净变化由下列质量平衡方程给出：

$$\frac{\partial c_i}{\partial t} = J_i^{\mathrm{R}} - \frac{\partial J_i^{\mathrm{D}}}{\partial x} \tag{3-3}$$

$$J_i^{\mathrm{R}} = \nu_i^{\mathrm{r}} J_{\mathrm{r}}^{\mathrm{R}} = \nu_i^{\mathrm{r}} L_{\mathrm{rr}} A_{\mathrm{r}} \tag{3-4}$$

$$J_{\mathrm{r}}^{\mathrm{R}} = - \frac{R_{\mathrm{r}+} \Delta G}{RT} \tag{3-5}$$

式中：J_i^{R} 为溶解生成水溶性 i 物种的速度；ν_i^{r} 为反应 r 生成 i 物质的化学计量数；$J_{\mathrm{r}}^{\mathrm{R}}$ 为固体物质溶解反应 r 的速率；L_{rr} 为反应 r 的 Onsager 动力数系数；A_{r} 为反应 r 的化学亲和力；R_{r^+} 和 ΔG 分别为反应 r 的正反应速度及反应的 Gibbs 自由能之差。

从上述方程可以推出：

$$\frac{\partial c_i}{\partial t} = \frac{1}{RT}\left[\nu_i^{\mathrm{r}} R_{\mathrm{r}+} A_{\mathrm{r}} + D \frac{\partial c_i}{\partial x}\frac{\partial \mu_i}{\partial x} + Dc_i \frac{\partial^2 \mu_i}{\partial x^2} \right] \tag{3-6}$$

考虑非静水应力作用单组分固体中存在粒间流体，固体颗粒与粒间流体处于局部平衡，即固-液界面上固体物质与紧临的同成分水溶物种的化学位是相近的，并将扩散从一维扩展到三维，根据刘亮明（2000）的研究，方程（3-6）可化为：

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{R_{\mathrm{r}+} + A_{\mathrm{r}}}{RT} + \frac{D}{RT}\sum_i \frac{\partial c(x_i)}{\partial x_i}\left[\frac{\partial E(\varepsilon, x_i)}{\partial x_i} + \nu_{\mathrm{s}} \frac{\partial \sigma_n(x_i)}{\partial x_i} \right] +$$

$$\frac{Dc}{RT}\sum_i \left[\frac{\partial^2 E(\varepsilon, x_i)}{\partial x_i^2} + \nu_{\mathrm{s}} \frac{\partial^2 \sigma_n(x_i)}{\partial x_i^2} \right] \tag{3-7}$$

式中：$E(\varepsilon, x_i)$ 表示任一位置的应变能，ε 表示应变；$\sigma_n(x_i)$ 表示任一位置的反应力；ν_{s} 表示固体物质的摩尔体积。

从方程（3-7）可以看出，流体中扩散物质的浓度是随构造应力梯度的增加而增大的，断裂、裂隙构造实际就是构造应力梯度最大的地方，所以在空间上与矿体相联通的断裂、裂隙系统中就可以形成高浓度的成矿物质的扩散晕。

对于成矿成晕构造地球化学的机制，目前还缺乏深入的研究，但实际上广大勘探地质工作者早就在应用此方法了。Rodriguez（1974）在委内瑞拉某地区进行区域地球化学勘查时应用了断裂构造地球化学法，取得了很好的效果。前苏联学者早就在用这种方法，将再活化的

成矿物质沿成矿后断裂上升而造成的矿物晕和地球化学晕称为指示晕，利用指示晕法，他们在鄂霍次克 - 楚科奇火山深成岩带的杜卡特金银矿区的找矿勘查取得了很好的效果。Govert (1983) 指出，进行岩石地球化学样品的采集应该是脉岩物质、裂隙充填物和似碧玉岩，而不采取围岩的岩块。Crone 等在美国内华达州的平桑矿区和普雷布尔金矿区作了“裂隙敷膜”(fracture coating) 和岩石碎片样品的对比研究，结果在金矿上方的裂隙敷膜样中的 Au、As、Hg、Sb 等比围岩碎片样高出几至几十倍。邵跃和谢学锦等 (1972) 在安徽铜陵宝山陶矿区也进行了类似的研究，结果发现在矿体上方的断裂充填物中的 Cu、Pb、Zn、Ag、Mo 等元素的含量比岩块样中高出几十倍乃至百倍以上。

对于铜陵凤凰山矿区，我们在凤凰山南区，以各种构造中，特别是成矿前和成矿期构造中蚀变构造岩、脉岩和氧化物膜等为主要对象进行地球化学取样分析 (主要分析了 Cu)，结果发现如下规律。

全区所有岩石样品中的 Cu 含量的均值为 313.05×10^{-6}，大大高于地壳克拉克值 55×10^{-6}，其标准差也很高，达 1490.44，表明本区发生过铜的成矿作用，使得 Cu 分布非常不均匀，大大偏离正态分布 (表 3 1，图 3 1a)。

表 3 1　凤凰山南区不同岩石中 Cu 的丰度统计 (w (Cu) / 10^{-6})

全区所有样品		脉状蚀变 (矿化) 构造岩		非蚀变 (矿化) 岩石		大理岩		石英二长闪长岩	
平均值	标准差	平均值	标准差	平均值	标准差	平均值	标准差	平均值	标准差
313.05	1490.44	995.16	2749.96	50.70	40.74	47.68	38.00	616.32	2154.39
地壳平均值						30		35	

注：大理岩的平均值据 Turekian and Wedepohl (1961) 的深海沉积碳酸盐岩的平均值；闪长岩的平均值据 Вияоградов (1962)。

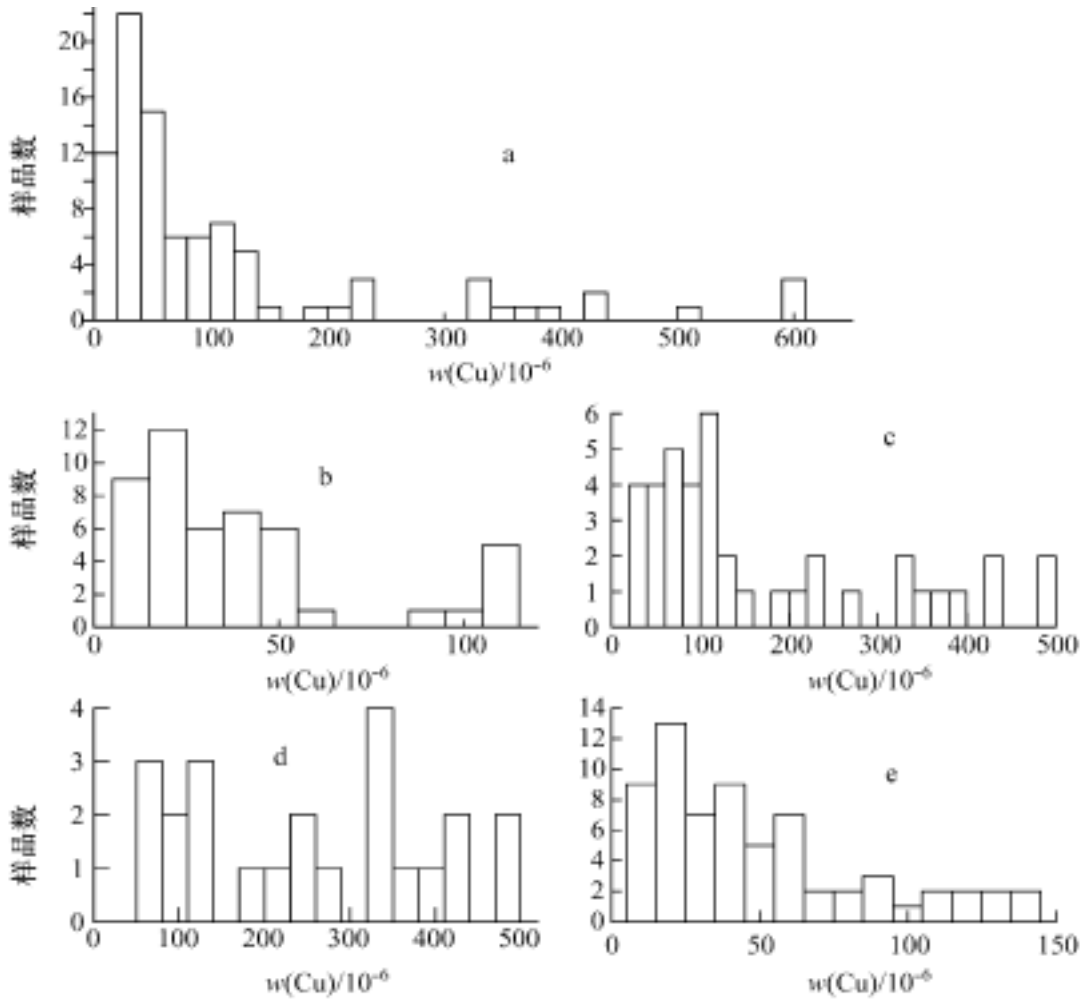


图 3 1　铜陵凤凰山矿区各种岩石样品铜含量统计直方图

a—全区所有样品；b—大理岩；c—岩体；d—构造蚀变岩；e—非构造蚀变岩

大理岩中 Cu 的含量的均值仅为 47.68×10^{-6}，接近深海沉积碳酸盐岩的丰度值（30×10^{-6}），其标准差也很低，只有 38。与此相反，石英二长闪长岩的 Cu 的丰度值却高达 616.39×10^{-6}，大大高于 35×10^{-6}的地壳中性岩的平均值，其标准差也很大，分布型式较大理岩更加偏离正态分布，表明碳酸盐岩地层在铜成矿中的作用要小于石英二长闪长岩(表 3 1；图 3 1b，c)。蚀变（矿化）的构造岩和脉岩的 Cu 的含量和丰度及标准差要大于非蚀变（矿化）的非构造岩，其分布型式也更加分散，显示出多峰特征，即 Cu 的分布更加有序，表明构造在成矿成晕中的作用，也说明构造地球化学应用于本区找矿的适用性和有效性。

第二节　使用方法和技术原则

构造地球化学勘查技术是一门新兴的、还不完善的地球化学勘查技术，不像传统的原生晕地球化学勘查技术那样已有比较系统的技术规范。根据构造地球化学勘查技术的科学原理和我们以往的实践经验，在矿山找矿勘查中应用构造地球化学勘查技术要注意如下要点。

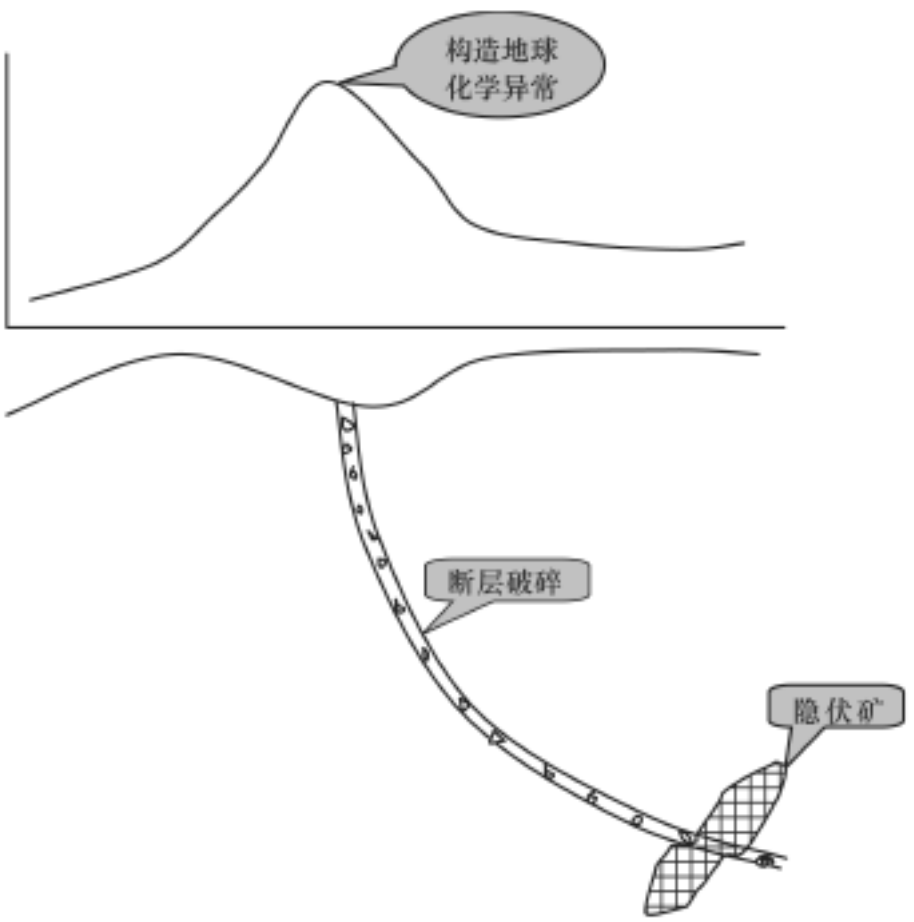


图 3 2　构造地球化学异常偏离矿化中心示意图

1) 构造是构造地球化学勘查技术的基础，所以对一个地区进行构造地球化学勘查时，必须与构造的调查研究同步进行，特别要注意：测区的构造格架和时间演化规律、成矿与非成矿构造的鉴别、构造对热液蚀变和各种脉岩的控制作用等。

2) 构造地球化学勘查不要求以规则网度采样，但非规则网度采样点的布置一定要考

虑对测区的构造格架的控制，对大的导通性构造（断裂带、断层和各种片理化带、剪切带和角砾岩筒等）一定要有适当样品控制。

3）成矿后构造亦可形成很明显的异常，当一个断层切过矿体，沿断层的流体活动也可以在断层中形成后生的异常。

4）构造中异常的强度与构造中的岩石成分、渗透性、流体的活动特征、构造与矿体的空间及时间关系等诸多因素有关，异常强度并不一定与矿化强度成正比。

5）隐伏矿化并不一定赋存于异常中心正下方，要根所形成异常的构造的产状而定。断层可以引起构造地球化学异常中心明显地偏离矿化中心（图 3 2）。

第四章　地电化学提取技术原理和方法

第一节　基本原理及成晕机制

一、基本原理

地电提取测量法的基础是在外加电场作用下，经过电化学溶解出来的岩石和矿体的组分在电极附近富集，并进行一系列电化学反应，从而找出各种矿体的信息。由于金属硫化物中各种矿物组成不同，其电极电位也不一样，因而形成了一种天然的原电池。当甲矿物电极电位比乙矿物的电极电位更负，则会发生甲矿物中多余的电子移向乙矿物，使得两种矿物界面上的物质交换和电荷交换的平衡遭到破坏，为了保持电化学平衡，甲矿物中组分不断破坏，发射或者放出电子，发生氧化电极反应，并在其矿物表面形成正电荷带；而乙矿物界面附近电化学平衡的破坏使正离子放电并以固态形式沉淀在矿物上，并且得到电子，发生还原反应，同时还在其表面形成负电荷带。这样反应不断的进行，直到达到新的电化学平衡为止。地电提取测量法的找矿机理是由于各种电化学溶解、机械运移等作用，在隐伏矿体及其周围形成一个强大的活动态的原始金属离子晕。在成矿后期的漫长地质年代里，这些原始金属离子晕受浓差扩散、压差扩散、地下水循环、自然电场、地气流、毛细作用以及干旱地区的蒸发泵流等的营力作用下，通过岩石孔隙、构造裂隙、断层、破碎带等离子通道运移至地表层，形成以各种金属离子态、络合态、胶体态以及氧化物等形态，并赋存于地表，形成活动态的地表金属离子晕。在人工电场作用下，这些地表金属离子晕会发生电化学溶解，定向迁移和在电极表面上富集，选择提取电极表面上的沉积物，并进行分析和处理，便形成了地电化学异常，为寻找隐伏矿体提供有用的信息和依据。

图 4 1 是地电提取法的简单示意图。地电提取测量法是通过将直流电压施加至与大地相连接的供电正极 M 和负极 N 上，形成外加直流电场。在电场作用下，成矿金属正离子

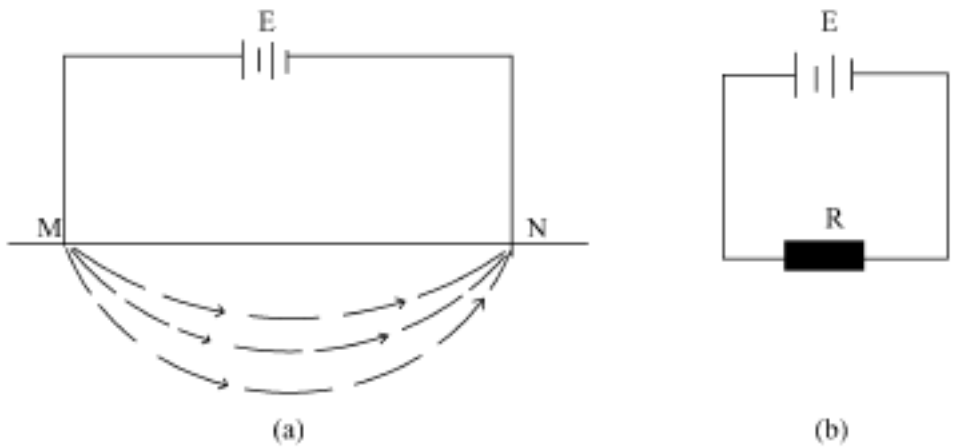


图 4 1　地电提取测量法示意图

以及带正电荷的水溶物质将向供电负极 N 迁移，而在该处的元素接收器会对成矿金属正离子进行吸收。

假设 S_{MN} 是由一个纯电子导体系 S_0 和一个纯离子导电体系 S 并联而成，这是由于地表介质是一个气相、液相和固相组成的复杂体系，因此，S_{MN} 中应包括电子传导电流和离子传导电流两部分。则图 4 1 (b) 可表示为图 4 2。

假设 S 体系中离子的种类有 N 种，根据电化学理论和柯尔劳许的离子独立运动定律，S 体系的总电导 σ 为：

$$\sigma = \sum \sigma_i \quad (i = 1, 2, 3, \cdots N)$$

式中：σ_i 表示 i 种离子迁移时的电导。

而在稀溶液中离子的电导同离子的浓度呈线性关系：

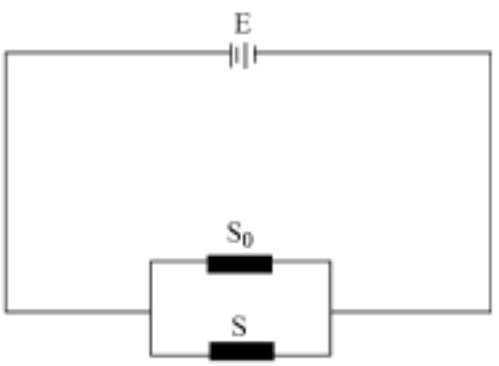


图 4 2　地电提取等效电路图

S—纯离子导电体系（液相）；S_0—纯电子导电体系（固相）

$$\sigma_i = K_i C_i \quad (i = 1, 2, 3, \cdots N)$$

式中：K_i 表示 i 种离子性质决定的关系常数；C_i 表示 i 种离子在体系内的浓度。则：

$$\sigma = \sum K_i C_i \quad (i = 1, 2, 3, \cdots N)$$

据 $I = \sigma E$，有：

$$I = E \sum K_i C_i \quad (i = 1, 2, 3, \cdots N)$$

式中：E 表示 MN 两端的端电压。

而 $I_{MN} = I_0 + I$，所以

$$I_{MN} = I_0 + E \sum K_i C_i \quad (i = 1, 2, 3, \cdots N)。$$

若电提取线上有 M 个电提取点，则每个提取点的电流可表示为

$$I_{MNj} = I_{0j} + E \sum K_i C_{ij} \quad (i = 1, 2, 3, \cdots N;\ j = 1, 2, 3, \cdots M)$$

式中：j 表示电提取点号；C_{ij} 表示第 i 种离子在第 j 点位置的土壤中的浓度。因而，第 i 种离子在第 j 电提取点的有效电流为：

$$I_{ij} = E \times K_i \times C_{ij} \quad (i = 1, 2, 3, \cdots N;\ j = 1, 2, 3, \cdots M)。$$

而电极元素接收器接收到的物质量设为 Q_{ij}，则 Q_{ij} 是 I_{ij} 电化当量转换的结果且呈线性关系。

$$Q_{ij} = f \times I_{ij} \times t \quad (i = 1, 2, 3, \cdots N;\ j = 1, 2, 3, \cdots M)$$

式中：f 表示电化当量常数；t 表示电提取时间。

$$Q_{ij} = (f \times E \times K_i \times t) \cdot C_{ij} \quad (i = 1, 2, 3, \cdots N;\ j = 1, 2, 3, \cdots M)。$$

上式中表明，f 和 K_i 只能与特定的物质种类有关，是常量；t 是电提取时间，相对于同一测线各电提取点而言也是一样的；E 是指正负两极的端电压，相对应于同一线路并联的每个电提取点来说也是一定的。因此，元素接收器接收的成矿金属离子的物质量只与该点的近地表的成矿金属离子浓度有关。这也是地电提取测量找矿的基本原理和地电化学异常的形成、指示成矿信息的本质。

二、成晕机制

1．离子的来源

离子晕中离子主要来源于矿物溶解。矿物溶解包括机械溶解、化学溶解、生物溶解、氧化溶解以及电化学溶解。对于出露和近地表的矿体以及在地下水平上的矿体主要以机械、化学、生物和氧化溶解为主；而对于位于潜水面以下或裂隙水发育等条件下的深部隐伏矿体，矿体主要以电化学溶解为主。例如：风化程度较高且埋藏浅的黄铁矿、方铅矿和闪锌矿发生氧化溶解生成相应的硫酸盐，其化学反应式分别如下：

$$4FeS_2 + 15O_2 + 2H_2O \rightarrow 2Fe_2(SO_4)_3 + 2H_2SO_4;$$

$$PbS + 2O_2 \rightarrow PbSO_4;$$

$$ZnS + 2O_2 \rightarrow ZnSO_4。$$

当隐伏矿体风化程度低，埋藏深，且被潜水面切割时，矿体处于上下氧化还原性质不同的围岩溶液中，组成宏电池。由于隐伏矿体中各种矿物的电极电位各不相同而形成许多微电池。这些天然的微电池之间互相作用，产生了一系列电化学反应。这种作用包括两个方面：一是矿体形成的地质体原电池、宏电池或微电池引起的电化学溶解——阳极溶解，它是隐伏很深的矿体附近离子晕中离子的主要来源；二是隐伏矿体与围岩溶液形成一个宏大电池，产生自然电场，是离子进行迁移的动力之一。如被潜水面切割的隐伏黄铁矿和方铅矿，矿体上部都为正极，发生还原反应；矿体下部都为负极，发生氧化反应。

黄铁矿电化学反应式如下：

阴极：

$$O_2 + 4H^+ + 4e \rightarrow 2H_2O;$$

$$Fe^{3+} + e \rightarrow Fe^{2+};$$

$$FeS_2 + 4e \rightarrow Fe + 2S^{2-}。$$

阳极：

$$S^{2-} - 2e \rightarrow S;$$

$$HS^- - 2e \rightarrow H^+ + S;$$

$$H_2 - 2e \rightarrow 2H^+;$$

$$FeS_2 - 2e \rightarrow Fe^{2+} + 2S。$$

方铅矿电化学反应式如下：

阳极：$PbS - 2e \rightarrow Pb^{2+} + S。$

阴极：$PbS + 2e \rightarrow Pb + S^{2-}。$

氧化溶解、电化学溶解等的结果，导致隐伏矿体附近的围岩溶液中存在很多矿体的成矿金属离子，这些成矿金属离子便是形成离子晕的根源。

2. 成矿金属离子的迁移

在外加电场作用下，成矿金属离子在近地表层中各种相态赋存形式会发生改变。如表 4 1 所示，在外加电场作用下，镍、铜和铁的可溶性分别提高了 30 倍、25 倍和 139 倍左右。这对金属离子的迁移和离子晕的形成是非常有利的。

表 4 1　科拉半岛淤积 - 腐殖土电提取前后的镍铜铁存在形式变化

赋存形式	占样品中金属含量的百分数 (E = 4V/ cm)					
	镍		铜		铁	
	在原样中	通电后	在原样中	通电后	在原样中	通电后
可溶的	0.9～1.62	32.60	1.73～2.33	51.0	0.04～0.05	6.95
吸附的	7.50	6.98	3.46	2.13	0.038	0.10
富里酸盐	3.46～18.6	11.6	13.80～28.20	8.02	2.74～13.00	7.55
腐殖酸盐	2.80～19.50	11.6	8.65～9.50	2.13	0.41～2.01	0.46
残渣 (有机物或硅酸盐)	69.50～70.00	58.10	55.50～15.50	38.10	85.00～96.80	85.00

(据 Ю.С. 雷斯)

成矿金属离子的迁移方式多种多样，有地下水循环、浓度扩散、地电场迁移、气体运移，外加电场电迁移等。

(1) 金属离子的电迁移

在电场作用下，离子即进行电迁移，其电迁移距离可表示为:

$$L = u \times j \times \rho \times t$$

式中: u 表示离子淌度; j 表示均匀电场中电流密度; ρ 表示电阻率; t 表示提取时间。

由于离子淌度值很小，因而金属离子电迁移距离较短。离子淌度还与温度、浓度、溶剂的种类、离子的特征等因素有关。在地下岩石中，岩石含水量、孔隙度和水的矿化度对离子淌度起着主要控制作用。

(2) 地下水循环

由于矿体多存在于构造破碎带、层间滑脱带等一系列构造中，易于地下水发生渗滤作用，产生地下水循环运动，使各种成矿金属离子在水介质中进行迁移，其迁移形式多种多样。可溶性的成矿金属离子以离子溶液形式迁移; 有些金属离子如铁离子以氢氧化铁胶体形式进行运移; 有些金属离子以络合物形式搬运; 还有的金属离子以机械形式运移。

(3) 浓差扩散

在矿体周围形成金属离子晕，其浓度由内向外逐递减，故形成浓度梯度，金属离子自发地由高浓度区 (矿体周围) 向低浓度区 (近地表等) 扩散。研究表明，活动态的金属元素离子晕呈射流状，从矿体延伸到地表，射流直径可达 1～10m，往往按异常带聚集，以垂直柱的方式出现。

(4) 地气流运移

研究表明，地球内部气体量比表面大气圈多千余倍，地球各圈层不断通过各种方式和途径向大气排放气体，这种来自地球深部的气体，沿着各种构造裂隙汇集成地气流。在喷气分散晕形成阶段，金属气体冷凝时，可形成大量的纳米级的金属微粒，在硫化物矿床后生气体分散晕形成过程中，也可形成许多金属微粒。这些金属微粒在地气流的搬运下，使矿体周围形成气溶胶分散晕，在温度差、压力差等条件下，地气流对成矿金属离子进行垂直搬运，使其向地表迁移。

此外，成矿金属离子迁移的动力还有构造应力作用、毛细管作用、压力差和温度差等。

3. 成矿金属离子晕的形成

矿体溶解后，在其周围产生大量的该矿体的成矿金属离子。这些成矿金属多数以可迁移的离子形式存在于围岩溶液中，并发生各种化学、电化学反应，形成一种金属离子动态平衡。由于受到宏电池、浓度扩散、地下水循环、地电场以及地气流等因素综合作用，促使这些溶解下来的金属离子继续向周围或近地表迁移扩散。其中携带有成矿金属离子的地气流通过水层时，转化成气泡流形式迁移，气泡流达到潜水面时，气泡流消失，气泡表面的金属离子被解吸。

受上述综合作用，各种金属离子进入近地表的土壤层后，会发生表生化学作用，金属离子的赋存形式发生相应的改变。有些金属离子形成络合态和胶体态，被土壤吸附；有些金属离子发生交换反应，形成新的金属化合物；有些金属离子受氧逸度和 Eh 值的影响，形成高价位的金属氧化物。最后，形成一个完整的离子晕。离子晕中的组分一般对应于深部矿体的成分，不同的矿体形成不同的离子晕。但由于金属离子一般是以垂直迁移为主，因而，离子晕通常位于深部矿体的上方。

第二节　异常的影响因素分析

地电化学异常与地质体、地质构造、地表覆盖层、供电条件等诸多因素有关。

1. 地质体因素

各种地质体的物理性质对于金属离子的迁移有着重要的影响，其化学性质对矿体与周围地质体的反应、电化学溶解以及离子的沉淀等过程也有很大的影响。研究表明：金属矿体矿物成分复杂，硫化物多，具有良好的成晕条件和地质条件，其矿体电化学溶解能力强，易形成明显的离子晕，这是地电提取测量法取得良好效果的必备条件之一。当地质体具有很高的孔隙度、裂隙度、力学强度、化学动力以及渗透率时，在一定内应力作用下，有利于矿液的通过，使其与周围地质体发生交代置换反应，带出或带入不同的物质组分，改变成矿元素的含量和离子晕的形成与分布；若有岩浆活动，易发生同化、混染作用，从而改变岩浆分异作用的速度和进程，影响成矿元素的分异和富集。本次研究发现：由于大理岩、石英二长闪长岩以及花岗闪长岩等各类地质体中的铜元素的含量各不相同，其平均含量分别为：19.4×10^{-6}、106×10^{-6}、348×10^{-6}，从而导致了在石英二长闪长岩和花岗闪长岩上的铜元素地电化学异常比大理岩的要强得多，而且异常宽度也要大得多。

2. 构造因素

构造运动对成矿作用有重要的影响，它既是驱动成矿元素的主导因素，又是提供含矿流体和成矿离子运动的通道和堆积空间，褶皱和断层都是矿体赋存的有利部位，有利于成矿溶液运移和富集。如凤凰山铜矿矿体基本上发育在沿接触矽卡岩带分布的断层破碎带中，表现出明显的沿扩容性断裂充填的成矿特征。在上述构造发育且地下水循环丰富的地区，形成的地电化学异常往往具有强度大、宽度大、异常清晰的特点。本次研究也表明了这一点：在凤凰山铜矿测区西段由于各种隐伏的断层破碎带、矿化蚀变带以及节理、裂隙

都比测区东段发育，因而测区西段的输出电流高而且电流变化平稳，所形成的地电化学异常强度大，异常宽度也大；而测区东段输出电流小而且电流变化速度快，所形成的地电化学异常强度弱，异常宽度也小。

3. 地表覆盖层因素

地表覆盖层的各种性质如 pH 值、湿度、厚度、污染状况等对地电化学异常的形成和真假异常有很大影响。由于电极的离子接收器接收到的是可迁移的溶解性的成矿金属离子，当地表覆盖层的 pH 值偏大，呈碱性时，如盐碱地，在电场作用下，电极附近会发生如下反应：

$$O_2 + 2H_2O + 4e \longrightarrow 4OH^-$$ 。

加上土质中的大量 OH^-，使许多成矿金属离子与氢氧根离子的乘积大大超过该金属氢氧化物沉淀的浓度积而导致离子晕的破坏，使电极离子接收器无法接收吸附各种成矿金属离子，最终造成地电化学异常的减弱，甚至消失。

地表覆盖层的湿度对地电化学异常也有很大的影响。地表覆盖层湿度大，有利于各测点与离子晕的沟通以及形成良好的离子迁移环境，生成的地电化学异常较为明显。本次研究中测区西段 104 线、108 线和 112 线的大部分测点位置均位于相思河流域的潮湿地带，而 100 线的大部分测点位于山坡、旱土，因而引起了 104 线、108 线和 112 线的地电化学异常明显要比 100 线强得多的现象。

从离子累积空间来看，地表覆盖厚度大的地区有利于吸附、贮存来自深部矿体的离子，并逐渐形成强大的离子晕。因为在漫长的地质年代里，从矿体中溶解出来的大量金属离子在地电场、浓度扩散、地下水循环以及地气流等的作用下，不断地垂直迁移扩散至地表覆盖层。覆盖层越厚，各种带电胶体、有机质、络合物、腐殖酸盐等能与金属离子相结合的介质越多，散逸、淋滤带走的金属离子越少，因而在同等条件下，所形成的地电化学异常愈明显。

地表覆盖层的污染状况也会直接影响到地电化学异常的真伪判别。如金属冶炼厂，矿山的新老尾沙坝以及其他金属污染区都会对地电化学异常产生不利的因素。

4. 供电因素

供电因素包括供电时间、供电电压、接地条件等。研究表明：随着供电时间的增加，电解出来的金属离子的浓度会逐渐增加，但供电时间一般达到 20 小时以后，金属离子浓度增加有限；同时，随电压升高，电流增大，金属离子的浓度逐步上升，但电压大于一定值时，金属离子含量增值变小。因此，仅靠增加电压来提高金属离子的含量是不合算的。接地条件的变化也会引起地电化学异常的变化。如接地电阻高、植被发育、土质类型变化较大的地域，往往会对地电提取测量法产生不利的影响。

第五章　激发极化法勘查技术

第一节　伪随机多频激电技术

激发极化法勘查技术是一种应用很广的找矿勘查技术（Segel，1959；Sumner，1976；Khesin et al.，1997），它主要是通过利用探测电流在大地中产生二次电场，由于其具有对电子导电体及离子导电体的灵敏性，因而得到了广泛的应用。

然而，常规激发极化法在区分与这些金属硫化物矿床具有相同物理特性并常常一起产出的炭质、黄铁矿等非目标矿床方面却无能为力，这就使得常规激发极化法的找矿效果受到了很大的影响，同时这既是多年来一直困扰矿产地球物理工作者的难题，也是国际上多年来未取得突破性进展的热门课题。针对这一课题，国内外学者进行了大量的工作，但他们常以变频方式测量激电相位谱，并试图以此来区分炭质异常，这方面的理论文章虽然很多，但实际应用却很少。其主要原因是：①低频段测量很慢；②高频段感应严重；③野外的相位曲线很平缓，变频测量相位的精度很难达到要求。

中南大学地球物理勘察新技术研究所“生产矿山地质地球物理”课题组经过多年的理论研究与生产实践，不但从理论上解决了这一难题，而且将研究成果成功地应用于大量的生产矿山深部、边部和外围找矿工作，取得了不小成绩。这些研究主要体现在用频谱差异和非线性响应区分炭质异常，并针对相位谱的上述特征，提出了伪随机多频激电相位法（何继善，1994；张友山等，2000），该方法具有许多的优点，如伪随机三频相位法具有以下特点：①三个频率选在中频区，能反映关键信息；②测量速度快，且无感应影响；③三频同时测量，精度高；④可以在普查时就全面测量，不增加成本，因而数据量大，区分的可靠性大为提高。

一、技术原理

变频法是一个频率、一个频率地逐个进行测量，除了工作效率低之外，每个频率所对应的物理量是在不同的时间测量的，这样就很难保证不同时间所供电流的波形、大小保持不变，不同时间所受到的干扰相同。因此，所测结果的精度就难于提高，特别是当相邻两频点相差不大时，精度更难满足要求。

奇次谐波法虽然可以在同一时间测量不同频点的激电效应，但是，它有两个致命的弱点：一是相邻频点的频差是固定的，且随着谐波次数的升高，相邻频点越来越近；二是供电电流强度是随着谐波次数的升高而下降的，例如 13 次谐波的强度只有基波的 1/ 13。在野外条件下，噪声干扰一定时，信噪比随信号减小而降低，因此，实际上各次谐波的激电效应是在不等精度下测量的。如果供电电流强度只能保证基波的测量精度，那么，谐波精度就不能满足要求；如果加大供电电流使最高次谐波保证了精度，那么，对于基波和其他较低次谐波来说则又是浪费。例如，假设供电电流为 10A 便可保证基波所需要的信噪比，

又假设最高测到 13 次谐波，那么为了保证 13 次谐波的信噪比，则所供电电流应为 130A。在野外条件下要达到这样大的电流，不但需要很大功率的发电机和发送机，而且还要求供电电极的接地电阻非常小。这不仅仅是浪费，而且往往限于设备和条件很难做到。

多频激电相位法（或称“伪随机多频相位法”）就是针对变频法与奇次谐波法的上述缺点提出来的。

双频激电法可视作伪随机多频相位法的最简单特例，它的优点是可以用频差为任意数而振幅相当的一对频率的电流激励大地，进行激电测量，使两频点的相对测量精度大为提高，勘探效果大为提高。由于双频激电法有此优点，因而得到了广泛的推广和应用。

巧妙地设计伪随机波形可以同时向地下供出多个频率，且它们的振幅相近、频差合理，然而，所用频率越多所需场源功率就越大，对于实际的野外仪器，又会遇到难以克服的问题，特别是对于 CSAMT 等本来就需要大电流的情况则更加困难。鉴此，中南大学提出的 2^n 系列伪随机场源则兼顾了各方面的需要，是一种快、好、省的方法，具有广阔的实用前景。

1．2^n 系列伪随机波的波形特征

伪随机波形既有某种随机波形特征，又能事先设定，并能重复地产生和复制，由图 5 1 和图 5 3 可见它在图示的时间内是无规则的，但它可以重复出现，容易控制和发生。该波形是由振幅相等但时间间隔不同的正向或负向矩形波系列组成。2^n 系列有无限多种，可根据具体情况加以选择。它具有以下一些特点：①该波形所含各主基频率均按 2^n 步进，即 2、4、8……步进，因而，主频点在对数坐标上是均匀分布的；②各主基频所含的主频率的振幅值相差不大，基本相等，因而电源使用率高；③每组 2^n 进制伪随机波，所含主基频的个数可以预先设制，方便、灵活，如三频、五频、七频等。

2．2^n 进制伪随机波形分析

两种 2^n 进制系列伪随机多频波形的形状及其主频的频谱如图 5 1 和图 5 2 所示。设伪随机多频波形函数 $f(t, m)$，其中的 m 表示伪随机多频波中的主频数。例如：$f(t, 3)$ 表示伪随机三频波形，$f(t, 5)$ 表示伪随机五频波形。伪随机三频（图 5 3）波在一个周期内的解析式为：

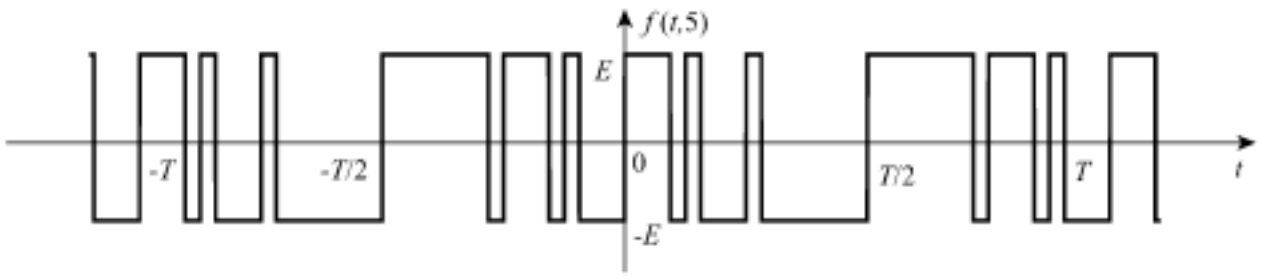


图 5 1　伪随机 5 频波波形

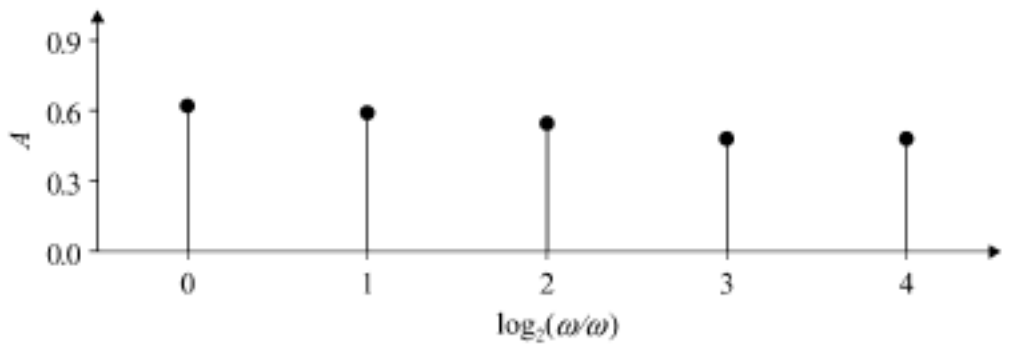


图 5 2　伪随机 5 频波主频率振幅 A 曲线

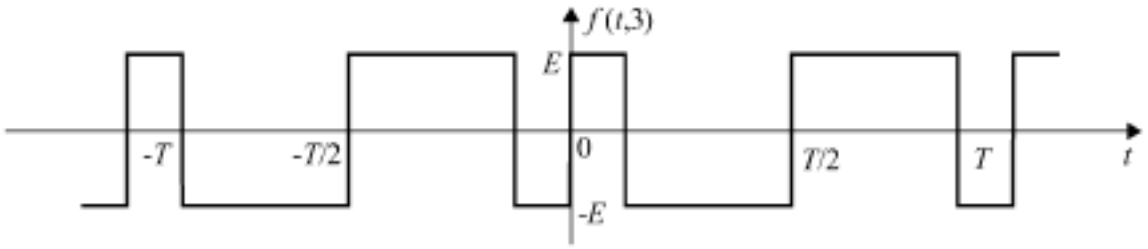


图 5 3　伪随机 3 频波的波形

$$f\ (\ t,\ \ 3)\ \ =\begin{cases} E & \text{当}\ -\ \dfrac{T}{2}\leq t<\ t_1 \\ -\ E & \text{当}\ \ t_1\leq t<\ t_2 \\ E & \text{当}\ \ t_2\leq t<\ t_3 \\ -\ E & \text{当}\ \ t_3\leq t<\dfrac{T}{2} \end{cases} \tag{5 - 1}$$

式中：E **为波形的正向幅值**；T **为周期**，t_1 **为波形第一次从正变为负的时间**；t_2 **为波形第一次从负变为正的时间**；t_3 **为波形第二次从正变为负的时间**。

令 $\tau=\dfrac{T}{2^3}$，**伪随机三频波形函数表示为**：

$$f\ (\ t,\ \ 3)\ \ =\begin{cases} E & \text{当}\ -\ 4\tau\leq t<\ -\ \tau \\ -\ E & \text{当}\ -\ \tau\leq t<0 \\ E & \text{当}\ 0\leq t<\tau \\ -\ E & \text{当}\ \ \tau\leq t<4\tau \end{cases}\ \ \text{。} \tag{5 - 2}$$

对于其他主频数为 m **的伪随机多频波函数** $f\ (\ t,\ \ m)$，**在一个周期内的解析式为**：

$$f\ (\ t,\ \ m)\ \ =\begin{cases} E & \text{当}\ -\ \dfrac{T}{2}\leq\ -\ \ t<\ t_{k\ -\ 1} \\ -\ E & \text{当}\ -\ t_{k\ -\ 1}\leq t<\ -\ \ t_{k\ -\ 2} \\ \cdots & \cdots\cdots \\ E & \text{当}\ \ t_{k\ -\ 2}\leq t<\ t_{k\ -\ 1} \\ -\ E & \text{当}\ \ t_{k\ -\ 1}\leq t<\dfrac{T}{2} \end{cases} \tag{5 - 3}$$

式中：k **为伪随机多频波在半个周期** $T/\ 2$ **内波型振幅变化的次数**。

令 $\tau=\dfrac{T}{2^m}$，**可将伪随机多频波函数进一步表示为**：

$$f\ (\ t,\ \ m)\ \ =\begin{cases} E & \text{当}\ -\ 2^{m\ -\ 1}\tau\leq t<\ -\ \ l_{k\ -\ 1}\tau \\ -\ E & \text{当}\ \ l_{k\ -\ 1}\tau\leq t<\ l_{k\ -\ 2}\tau \\ \cdots & \cdots\cdots \\ E & \text{当}\ \ l_{k\ -\ 2}\tau\leq t<\ l_{k\ -\ 1}\tau \\ -\ E & \text{当}\ \ k_{k\ -\ 1}\tau\leq t<2^{m\ -\ 1}\tau \end{cases}\ \ \text{。} \tag{5 - 4}$$

式 (5 - 3) **的傅立叶系数为**：

$$a_n = \frac{2}{T}\int_{-T/2}^{T/2} f(t, m)\cos(n\omega_0 t)\,\mathrm{d}t = 0$$

$$b_n = \frac{2}{T}\int_{-T/2}^{T/2} f(t, m)\sin(n\omega_0 t)\,\mathrm{d}t = \frac{4}{T}\int_0^{T/2} f(t, m)\sin(n\omega_0 t)\,\mathrm{d}t$$

$$= \frac{4}{T}\left\{\int_0^1 E\sin(n\omega_0 t)\,\mathrm{d}t + \int_1^2 -E\sin(n\omega_0 t)\,\mathrm{d}t + \cdots + \int_{k-2}^{k-1} E\sin(n\omega_0 t)\,\mathrm{d}t + \int_{k-1}^{T/2} -E\sin(n\omega_0 t)\,\mathrm{d}t\right\}$$

$$= \frac{2E}{n\pi}(1 - 2\cos(n\omega_0 t_1) + 2\cos(n\omega_0 t_2) + \cdots + 2\cos(n\omega_0 t_{k-2}) - 2\cos(n\omega_0 t_{k-1})) + \cos(n\pi) \tag{5-5}$$

式中：$\omega_0 = \frac{2\pi}{T}$。

式（5-3）的傅立叶变换为：

$$F(n\omega_0, m) = -\frac{j}{T}\int_{-T/2}^{T/2} f(t, m)\sin(n\omega_0 t)\,\mathrm{d}t = \frac{-jb_n}{2}。$$

2^n 系列伪随机信号系统的理论研究和物理模拟结果表明，2^n 系列（即 2^n 进制）伪随机信号具有以下特点：① 主基频在对数坐标上均匀分布。② 主基频振幅基本相同，因而其电源利用率高。例如伪随机五频各主基频的振幅幅值如下：如果电流振幅值 A 为 1，则 $A_{f1} = 0.6173$；$A_{f2} = 0.5882$；$A_{f3} = 0.5443$；$A_{f4} = 0.4775$；$A_{f5} = 0.4775$。③各主基频的起始相位相同。

由此可见，利用 2^n 进制的伪随机电流波形作为电磁法的场源的激励波形是一种非常理想的波形。

二、异常解译

利用伪随机多频信号作为场源，可以开展多种电法勘探，如频率域激电法、复电阻率法、CSAMT 法等。这些方法有一个共同的特点，就是利用人工场源作为激励信号，然后观测大地对人工场源的响应信号。从系统的观点来看，进行电法勘探的目的是为了知道大地的电性特征。这个问题可以总结为系统识别问题。在这里将大地及大地内部的各种人们感兴趣的各种矿物统一定义为大地系统。电法勘探可以概括为，利用人工场源或天然场源作为激励信号，通过观测大地系统在上述激励信号下的响应信号，来认识大地系统的电性特性。大地系统的电性特性通过大地系统对激励信号的频谱响应来识别。伪随机多频信号处理的根本任务，就是如何根据伪随机多频激励信号和观测到的伪随机多频响应信号来有效地估计大地系统的响应。有了大地系统的频谱响应，我们就可以计算视电阻率、视极化率、视频散率、视复电阻率、激电相位等地球物理参数。

伪随机多频响应信号可近似为伪随机多频激励信号经过大地系统等一系列线性时不变系统作用的结果。将观测到的伪随机多频响应信号既看成是确定性信号，又看成是由于各种干扰和噪声信号影响而表现为非确定性信号。因而同时采用了确定性信号处理和非确定性信号处理方法。将傅立叶分析、统计信号处理和随机信号处理方法有机地结合起来。使

伪随机多频信号处理系统具有较强的抗干扰能力，对白噪声和有色噪声都能够很好地压制。我们在实际的信号处理中，充分考虑了表现为正态分布的白噪声和表现为非正态分布的有色噪声的综合影响，在两种噪声都存在的情况下，也能够从观测数据中得到较好的估计结果。

多频激电测深的异常解译方法与常规激电法，特别是频谱激电法的解译一样，所不同的是该方法主要研究相对相位的变化规律，对每一个测区可以首先根据岩矿石的频谱特性研究并总结岩矿石的相对相位变化规律，以指导野外实测数据的解译。

第二节　近矿充电激电技术

一、方法简介

近矿多参数激电法是适应矿山深边部找矿而采用的一种地球物理勘查技术，其原理是将一个供电极置于已揭露矿体（坑道或钻孔见矿断面）上，而另一个供电极放在预测矿体可能延伸的走向方向或有利的构造方向上，直接对矿体进行充电。从而可以大大增强信号强度，提高信噪比，加大可探测范围。该项技术可解决如下地质问题：首先是追索矿体沿走向延展情况及分布形态，研究矿体间的空间关系（矿体是否相连、矿体尖灭位置等），寻找地—井或井—井之间被遗漏的盲矿体，以及钻井或坑道底部的盲矿体；如果供电电流足够大，还可以研究不同频率接头点的锯齿形频谱（非线性激电），推测矿体物质成分，粗略估计矿体规模储量等地质问题。

二、技术参数

1. 工作参数

地面供电极：垂直观测剖面，该供电极距钻井口距离应大于井口至井中矿体的充电极的 5 倍左右；

井中供电极：放在井中见矿段处或附近，最好接近矿体下盘；

测量极 MN：10～20m，依点距而定；

发射电流：5～10A；

工作频率：0.25Hz、1Hz，或 0.25Hz、4Hz。

2. 观测参数

观测参数包括：$Re\triangle VD$、$Im\triangle VD$、$Re\triangle Vg$、$Im\triangle Vg$ 等。

3. 转换参数

转换参数包括：UD、Ug、Fs、$\Delta\varphi$ 等四个。

第六章　瞬变电磁勘查技术

第一节　技术原理及其特点

一、技术简介

瞬变电磁法（Transient electromagnetic methods）是时间域电磁方法（Time domain electromagnetic methods），简写为 TEM 或 TDEM。它是利用不接地回线或接地线源向地下发送一次脉冲磁场，在一次脉冲磁场的间歇期间，利用线圈或接地电极观测二次涡流场的方法。

时间域电磁法与频率域电磁法（FEM）都是通过研究一次磁场激发的二次涡流场来分析地下的各种地质情况，但时间域电磁法相对于频率域电磁法的最大区别在于时间域电磁法是在没有一次场的影响下观测二次涡流场，消除了因为一次场的干扰而产生的假异常，从而简化了对测量数据资料的处理工作，也提高了方法的探测能力和精度。另一个优点是 TEM 可以利用不接地回线进行发送和接收，对测区的接地要求很低，从而比 FEM 更能适应野外测量工作。

时间域电磁法是近年来发展很快的电法勘探分支方法，在国际上有人称作是电法的“二次革命”。它主要应用于金属矿勘探、构造填图、油气田、煤田、地下（热）水、冻土带、海洋地质、水文工程地质及工程检测等方面的研究。

但是，一方面由于 TEM 发展较晚，另一方面由于电磁法的理论相当复杂，因此，此种方法在一些方面还有待完善和发展，如：TEM 的数据资料的高维正反演，TEM 仪器的关断时间，TEM 仪器的发送电流的提高等方面。

二、优缺点

瞬变电磁法相对于其他电磁法有其特有的特点，在近一二十年内得到广泛地发展，成为在地质勘察、水文工程、工程检测等领域应用广泛的一种物探方法。这种方法有如下的几个优点：

1）由于 TEM 是在无一次场背景情况下观测二次场，即观测的是纯异常，自动消除了 FEM 中的主要噪声源——装置耦合噪声，从而提高了探测精度。

2）使用同点装置工作，能与被探测的地质对象达到最佳的耦合，从而具有较高的探测能力，并且受相邻地质体的影响也是最小。

3）对于受到导电围岩及导电覆盖层等地质噪声干扰的“矿异常”的区分能力优于 FEM。在高阻围岩条件下，不存在地形起伏引起的假异常；低阻围岩起伏地形所引起的异常也比较容易识别。

4) 在 TEM 测量中，对于线框铺设的点位、方位及形状等的要求相对于 FEM 可以放宽，测地工作简单，工作效率高。

5) 由于采用不接地回线，因此不存在接地电阻问题，在基岩出露区、冻土带、沙漠、水泥路面、河湖海水面上均可进行测量，具有施工方便、工作效率高及地质效果好等优点。

6) 在剖面测量中，由于采集不同时间段的数据，通过数据处理可以得到同一点的测深资料，从而在剖面测量中完成了相应区域的深部测量。

但是，瞬变电磁法在一些方面还存在许多不足和有待加强的地方，如 TEM 对高阻地质体的反映能力较差；由于位移电流效应、接收线圈固有的过渡过程和电流的关断效应等的影响，使得其对浅层的分辨能力受到很大影响，从而影响其应用的范围；由于电磁法理论的复杂，使得在对其测量数据在高维处理上存在许多有待加强的地方。

第二节　异 常 解 释

瞬变电磁法的异常解释工作，主要是根据瞬变电磁响应的时间特性和剖面曲线特征，以及工作区的地质、地球物理特征，划分背景场及异常场，并从各类异常中确定与矿体有关的异常，尽可能给出有关矿体的形态、产状、规模、埋深、电性参数 S 及时间常数等定性概念。

一、背景场的确定

一切物化探工作中，正常场（或背景场）的正确选择与确定是划分与认识异常场的基础。选择确定背景场主要应考虑以下三个方面：

1) 选择低阻覆盖层厚度均匀、下伏岩层断裂构造不发育、岩层无磁性（或弱磁性）的地段；

2) 选择人文设施噪声较小而且平稳的地区；

3) 选择瞬变响应衰减迅速，并且在相当大的范围内变化不大、规律性好的地段。

二、资料的定性分析

1. 异常的确定与初步分析

瞬变电磁法中，异常是相对于背景而言的，异常值的数据必须可靠，因此，异常必须不小于噪声电平的三倍，而且应该是连续多测道及相邻近多个测点都有所显示。然后，利用下述方法加以确定。

1) 利用多测道 $V(t)$ 异常剖面曲线形态进行分析确定。在高阻围岩或无低阻覆盖层分布的地区，利用实测剖面曲线与物理模拟剖面曲线对比，获得背景场与异常场的确切认识，并且有可能获得有关异常源的形态、产状及电性参数等的初步概念。在有地质噪声干扰的情况下，必须借助于多测道剖面曲线来加以对比和识别。

2) 利用比值曲线进行分析确定。比值计算分式为：

$$Q(t_i) = V(t_i) / V_p(t_i)$$

式中：$V(t_i)$、$V_p(t_i)$ 分别为观测点、背景场区（正常场区）某个点上的感应电压值。

由于各测点所处的地电条件不同，$Q(t)$ 将呈现出下列不同类型的曲线。

水平线型：在整个延时范围内，$Q(t)$ 值变化很小，其形态呈一水平线型。它反映观测点处于背景区。

似 A 型：早期的 $Q(t)$ 值较低，然后随时间逐渐上升。它反映了表层的导电性较差，在某一深处存在导电性较好的地质体。

似 K 型：$Q(t)$ 值随时间逐渐上升到某一极大值后，曲线又逐渐下降，最后趋于某一渐近值。它反映了在某一深处存在局部良导体。

似 Q 型：早期的 $Q(t)$ 值较高，然后随时间逐渐下降或衰减较快。反映了在导电覆盖层下不存在可以与覆盖层纵向电导相比拟的导体。

比值曲线法的应用有一定的局限性，这是由于在背景区瞬变响应一般衰减都较快，可利用的道数较小，在晚期道的观测值往往已在噪声电平之内，以它计算的 $Q(t)$ 值必然不能准确保证精度因而无法利用。

3) 利用瞬变衰减曲线及衰减参数分析确定。在观测剖面上或在测区内，选择具有代表性的测点，作出各个测点的瞬变衰减曲线，为了表征瞬变衰减特性，引入视时间常数 t_s、视综合参数 a_s 等，它的大小反映了异常体的电导率和规模的大小。

由于有限规模导电体的瞬变电磁场是按指数规律衰减，在晚期，接收线圈中的二次感应电压的衰减规律可表示为：

$$V(t) = \frac{K}{\tau} e^{-t/\tau} \qquad (6-1)$$

式中：K 为与时间无关的系数；τ 为导电体的时间常数。

由于实际工作中，对导电体的电性参数和形态无从知晓，只能从上式推导其视时间常数。在晚期段上取不同的时间 t_i 和 t_j 的观测值 $V(t_i)$ 和 $V(t_j)$，从上式可推导出：

$$\tau_s = \frac{t_i - t_j}{\ln[V(t_j)/V(t_i)]} \quad 或 \quad \tau_s = \frac{V(t_i)}{\dot{V}(t_i)}, \quad a_s = \frac{1}{\pi^2 \tau_s} \qquad (6-2)$$

式中：$\dot{V}(t_i)$ 为 $V(t_i)$ 的斜率。

在野外对异常进行对比分类时，可利用从各个观测点时间谱曲线上求得的 τ_s 或 a_s 值绘制平面等值线图或剖面图，这样有利于突出局部异常，更便于相互对比分类。一般地说，τ_s 值越大或 a_s 值越小的异常越有意义。

4) 利用几个测道的 $V(t_i)$ 平面图进行分析确定。它可以比较直观地反映出低阻覆盖层和深部矿体的形态及分布范围或地质构造的轮廓。

5) 利用时间域电磁测深资料进行分析确定。据 $V(t_i)$ 可以换算成视电阻率值，利用视电阻率曲线类型及特征点的坐标值可以划分出地电断面类型及大致的层位。

2. 异常的分类

在完成初步分析的基础上，可对异常进行分类。首先结合实际地物、地质情况将所筛选出的异常划分为：浅部干扰导体（如铁轨、铁管、电网等）异常、地质噪声异常和具有找矿意义的矿异常。但要注意是否存在附加效应的响应，如激电效应引起的负异常、磁张弛效应引起的慢衰变现象等。

对导电体的异常显示时间是由断面的地电条件所决定，但这并不是说深部导体的异常显示就一定在晚期，而只是在导电覆盖层或围岩电阻率较低的情况下，深部矿体的异常显示时间在晚期。当无地质噪声干扰情况下，矿体异常已从起始测道起就有显示，而且幅值最大。此外，当水管、民用电网等分布于低阻覆盖区时，在覆盖层响应逐渐消失以后，这类浅部磁性导电体的异常响应才有可能显示出来。

三、资料的半定量解释

在对瞬变电磁异常进行分类及定性解释的基础上，就可以对异常情况明显的测点进行解释。但由于从物理模拟或理论计算结果归纳出来的解释方法，多半是在理想条件下得到的，因此这些方法只能起到半定量或大概估计的作用。能大致确定的异常源参数只有异常源的纵向电导 S 或 β^2 值、埋深及倾角等。

1. 特征参数 S 及 β 值的确定

(1) 利用时间常数 τ_s 值求 S 值和 β^2 值

求得视时间常数 τ_s 后，根据不同形体的 τ 表达式，可以求得导体的纵向电导 S 值或 β^2 值。如等轴状导电体，用球体公式可得到计算 β^2 的公式：

$$\beta^2 = \pi^2 \tau_s 。 \tag{6-3}$$

(2) 利用 τ - S 量板确定 S 值

先用实测时间谱曲线的晚期段求出 τ 值，再利用相应的已知量板，求出相应的 S 值。不过要注意相应量板的适用条件，如对围岩电阻、板体大小、回线边长的要求。

2. 确定倾斜板的倾角

根据物理模拟的结果，发现异常的主峰、次峰值受板体纵向电导、大小、延时及回线边长 L 等的影响不大，从而推导出如下的经验公式：

$$\alpha = \frac{\pi}{2} - \frac{\pi}{8.2} \ln \frac{V_1}{V_2} \tag{6-4}$$

式中：V_1、V_2 为剖面曲线主次峰的幅值，不过此公式的应用条件是 $h/L \leq 1$。

3. 导电围岩或导电覆盖条件下的资料解释

存在导电围岩或导电覆盖层的条件下，局部良导体的瞬变电磁响应，无论时间特性还是剖面曲线都将发生畸变。资料的解释主要利用中、晚期的响应，这对于围岩电阻率较高、局部导体的电性参数值高及规模大的情况下，利用空气介质中所得到的解释方法是可行的。但是，在围岩电阻率较低的情况下，局部导体响应有可能很难从围岩响应中区分出来，这就需要消除围岩响应对总异常响应的影响。在假定测得的总响应是导体和围岩响应的叠加的前提下，可采用两种方法来确定围岩响应：一是在没有局部导体的背景场区，根据实测结果求得围岩的响应；二是根据时域电磁测深理论计算围岩的响应。但这也只能提供定性或半定量的结果。

4. 利用不同尺寸回线观测的结果确定埋深

对位于圆形回线正下方的导电球体而言，假设分别使用半径为 r_1、r_2 的圆形回线所观测到的感应电压为 V_1、V_2，则可得到如下公式：

$$\frac{V_1(t)}{V_2(t)} = \frac{(r_2^2 + h^2)^3}{(r_1^2 + h^2)^3} \cdot \frac{r_1^4}{r_2^4} 。 \tag{6-5}$$

由上式，可以求出球体的中心埋深 h。如果用的是方形回线，虽然 r 取值不同，但其比值不变。

四、资料的反演

为了获得测区内地电断面更多的信息，尽可能地得到各地层的电性参数，于是出现了利用计算机对瞬变电磁资料进行反演的方法。概括地讲，反演就是：将已观测到现象（如实测的瞬变电磁响应），加以分析处理（如计算或模拟），求其本质（如产生响应的地电断面）的过程，这一探讨过程在地球物理中就是反演。对瞬变电磁法而言，国内外均有一、二和三维正、反演程序的报道，但目前实用的还只有一维程序。

从数学的角度来说，在瞬变电磁资料的反演中，要想获得比较真实的结果，其方程需满足三个条件：①解是存在的，②解是惟一的和③解是稳定的（即解连续地依赖于已知参数）。反演解的存在性是直接从问题的物理意义得出的结论；解的惟一性依赖于所测得的瞬变电磁场的集合，只要获得足够多的数据，就能保证解的惟一性；对于解的稳定性这一条件，一般得不到满足，即被测电磁场的微小变化不一定对应解集的微小变化。在实际工作中测得的电磁场总有一定的误差，从而可能导致在可能的解上出现很大的发散。因此，怎样确保解的稳定性，是解决反演中解的稳定性的关键问题。

目前瞬变电磁反演有两大类。

1. 正演拟合类

(1) 正演曲线拟合

此法本质上为试错法，即先根据地质资料及定性分析假设一地电断面（通称为初始模型）进行正演计算，将计算数据与实测数据对比、判断，分析拟合不佳线段的原因，修改模型再计算，再对比，如此重复直至达到一定的要求。

但此方法中的初始模型的假设主观性很强，假设不当时，会极大地影响计算时间；另外此种拟合不能提供置信度的数据。

(2) 自动反演

给定初始模型和预设精度，则计算过程中，计算机就会自动地反复拟合修改模型，直至达到预设精度为止。此方法相对于正演曲线拟合而言比较客观，能提供反演所得最终模型的分辨率和可靠性的信息。

(3) 半自动反演——人机联作

给出初始模型，作正演计算，解释者对显示在屏幕上同一坐标的计算曲线和实测曲线进行对比，分析拟合不佳线段的原因，修改模型重复前述内容，如此反复进行直至满意为止。

此法要求具备较高素质的解释者，在人机联作过程中要能充分利用所掌握的地质、地电资料和对程序的完善理解以及实践经验，实时修改主要参数。

2. 由观测数据直接反演类

此类方法无需再设定初始模型。主要有视纵向电导反演和基于烟圈理论的简化反演。

(1) 视纵向电导反演

本法又称为浮动薄板法或等效导电板法。

A. 常规求视纵向电导 S_τ 及视深度 h_τ 基础

当延时足够长时，有如下公式：

$$\varepsilon = \frac{3\, m_T\, A_R}{16\pi S_\tau} \frac{1}{[\, h_\tau + t/\ (\mu_0\, S_\tau)\,]^4} \tag{6-6}$$

式中：S_τ 为视纵向电导；h_τ 为视深度；m_T 为发射磁矩；A_R 为接收线圈等效面积；ε 为介电常数；μ_0 为空气导磁率。

此式系从偶极水平共面组合推出，但上式已与接发距无关，故也适用于重叠回线和中心回线。

对上式经求导等数学手段，可确定 S_τ 和 h_τ：

$$S_\tau = \frac{16\pi^{1/3}}{(3\, m_T\, A_R)^{1/3}\, \mu_0^{4/3}} \frac{|\varepsilon|^{5/3}}{|\varepsilon'|^{4/3}}; \tag{6-7}$$

$$h_\tau = \left(\frac{3\, m_T\, A_R}{16\pi\varepsilon S_\tau} \right)^{1/4} - \frac{t}{\mu_0\, S_\tau}。 \tag{6-8}$$

而且，视深度可简化为：

$$h_\tau = \frac{4}{\mu_0\, S_\tau} \left(\frac{\varepsilon}{\varepsilon'} - \frac{t}{4} \right); \tag{6-9}$$

在实际应用中因为 ε 只能用差分代替，相应地 ε、t 需用两相邻延时的平均值（算术平均或几何平均）。

B．由纵向电导定义和烟圈垂向深度式导出视纵向电导和视深度

纵向电导定义为 $S = d/\rho$，把 $d_r = \frac{4}{\sqrt{\pi}} \sqrt{\frac{t\rho}{\mu_0}}$ 乘以 0.441 代入得：

$$S_r = 28.08 \sqrt{\frac{t}{\rho_t}}。 \tag{6-10-1}$$

相应的视深度为：

$$h_r = 28.08 \sqrt{t\rho_\tau}。 \tag{6-10-2}$$

C．S_τ 及 S_r 划分地层的理论基础及方法

对于层状地质体，纵向电导为下式：

$$S\ (H)\ = \sum_{i=1}^{n} \sigma_i h_i \tag{6-11}$$

式中：n 为地层层数；σ_i、h_i 分别为 i 层的电导率和厚度。

上式写成随深度连续变化的表达式为：

$$S\ (H)\ = \int_0^H \sigma\ (H)\ \mathrm{d}H。$$

可见，直角坐标系中不同电导率地层的 $S\ (H)$ 以不同斜率上升，而斜率改变处之坐标即代表层状地质体之间分界面的位置。

划分地层方法有如下几种：①拟切线交点法。当 σ 改变则斜率改变，两条不同斜率直线的会合点正相当界面位置。实测的 S_τ 和 S_r 与 H 之关系为曲线，故需拟合曲线特征绘切线，两切线的交点为层界面。②分离点法。某些地电断面 $S\ (H)$ 或 $S\ (t)$ 曲线相应于界面位置附近变化平缓，用上述方法所求界面深度误差较大，可用分离点法计算。所谓分离点是拟切线与实测曲线开始不重合处。③视纵向电导二次导数法。将 $S\ (t)$ 曲线对时间求二次导数，则相当界面处为极大或极小。这是所谓拟地震剖面的作法，多用于电

偶源瞬变电磁法。

(2) 基于烟圈理论的简化反演

A. 烟圈理论的基本公式

据 Nabighian 的推导，烟圈的垂向深度（d_r）和半径（R_r）如下：

$$d_r = \frac{4}{\sqrt{\pi}} \sqrt{\frac{t\rho}{\mu_0}} \tag{6-12}$$

$$R_r = a + 2.091 \sqrt{\frac{t\rho}{\mu_0}} \tag{6-13}$$

式中：a 为发射回线半径，如发射回线可视为偶极，则 $a=0$；ρ 为均匀半空间电阻率；t 为采样延时；μ_0 为空气导磁率。

烟圈垂向传播深度 ν 为：

$$\nu = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \sqrt{\frac{\rho}{\mu_0 t}}。 \tag{6-14}$$

B. 层状地质体似电阻率的反演步骤

求“层间”涡流扩散速度：

如下半空间为层状地质体，则传播速度 v 为时间 t 所对应地层之速度。为突出做出此贡献之地层，速度需由下列差分式求出

$$\nu = \frac{\Delta d}{\Delta t} = \frac{d_j - d_i}{t_j - t_i} = \frac{4}{\sqrt{\pi\mu_0}} \left(\frac{\sqrt{t_j\rho_j} - \sqrt{t_i\rho_i}}{t_j - t_i} \right) \tag{6-15}$$

式中：t_j、t_i 为相邻两延时道之取样时间，$t_j > t_i$；ρ_j、ρ_i 为全域或精确定义的视电阻率，若 $\tau_0 \geq 1$（对中心回线组合）或 $\tau_0 \geq 3$（对重叠回线组合）也可用近区定义的视电阻率。

求似电阻率：

将传播速度公式改写为电阻率表达式如下：

$$\rho = \frac{\nu^2 \pi t \mu_0}{4} \tag{6-16}$$

将其改写为差分公式，并将 ρ 写为 ρ_r：

$$\rho_r = 4 \left(\frac{\sqrt{t_j\rho_j} - \sqrt{t_i\rho_i}}{t_j - t_i} \right)^2 t_{ji} \tag{6-17}$$

式中：ρ_j、ρ_i 为视电阻率；t_{ji} 为 t_j 和 t_i 之算术平均值或几何平均值。

上式求得的似电阻率所对应的视深度 H_r 如下：

$$H_r = 0.441 \frac{(d_{r2} + d_{r1})}{2}。 \tag{6-18}$$

地层划分：

烟圈理论的快速反演是一种近似反演，不需要初始地电模型，最终也不提供解释的层状模型，即无法用 ρ_r、H_r 直接划分地层，需从连续变化的 ρ_r 值间接划分或利用近似的方法划分。利用视电阻率与深度关系曲线拐点对应的深度即近似相当于地层界面。

第七章　大地电磁测深技术

第一节　可控源音频大地电磁测深（CSAMT）技术

一、CSAMT 法测深原理

CSAMT 法（Controlled Source Audio - Frequency Magnetotelluric）中文翻译为可控源音频大地电磁法，是在 MT 法（大地电磁法）和 AMT 法（音频大地电磁法）的基础上发展起来的。CSAMT 法在 20 世纪 70 年代才开始野外实际应用，80 年代末期随着 GDP 系统和 V 系统仪器的推出，CSAMT 法在石油、天然气、地热、金属矿、煤炭、水文、环境等方面得到了广泛的应用，且取得了一定的地质效果。

CSAMT 法同 MT 法、AMT 法、TEM 法一样是一种电磁法。MT 法和 AMT 法观测的电磁场是天然场（又叫被动源），而 CSAMT 法和 TEM 法是测量人工场（主动源）。由于天然场的信号在低频（低于 0.1Hz）和高频（大于 3000Hz）很微弱，很难观测到可靠的数据，加拿大多伦多大学的 D.W.Strangway 教授和他的学生 Myron Goldtein 提出了用人工场源的办法提高电磁场的信号，改善天然电磁场的不足，取得了成功。

尽管 CSAMT 法和 TEM 法都是电磁法，但其原理根本不同。TEM 法是瞬变（脉冲）电磁法，是一种时间域电磁法，其主要是测量脉冲间隙电磁感应的二次场随时间变化的响应；而 CSAMT 法是一种频率域电磁法，同 MT 法、AMT 法一样利用平面电磁波的正交的电场、磁场直接计算卡尼亚视电阻率，其计算公式为：

$$Z = \left| \frac{E}{H} \right| e^{i(\Phi_E - \Phi_H)} \tag{7-1}$$

$$\rho = \frac{1}{5f} |Z|^2 = \frac{1}{5f} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \tag{7-2}$$

式中：Z 为复阻抗；f 为频率（Hz）；ρ 为电阻率（Ω·m）；E 为电场强度（mV/ km）；H 为磁场强度（nT）；Φ_E 为电场相位；Φ_H 为磁场相位（度）。

必须指出的是，此时的 E 与 H，应理解为一次场和感应场的空间矢量叠加后的综合场，简称总场。可见 CSAMT 法计算卡尼亚电阻率非常简单，而 TEM 法计算电阻率的公式非常复杂，与许多参数有关，计算的电阻率参数仅仅作为参考去用，二次场的时间衰减曲线是 TEM 法解释地质问题的主要依据。

可见，在电阻率这一物性有明显差异的测区开展 CSAMT 法测量工作会取得好的地质效果。个旧地区的电阻率差别很大，灰岩、白云岩的电阻率大于 5000Ω·m，而矿石的电阻率低于 500Ω·m，满足 CSAMT 法工作的物性条件。

二、实测技术与方法

CSAMT 法实验剖面长 1000m，测量点距为 50m，共 20 个点。相邻两个测点为一个电偶极子，用 GDP - 16 多道系统，同时观测 5 个电场值和 1 个磁场值。电场 E_x 的方向为剖面的方向，磁场 H_y 的方向与电场的方向垂直，磁探头距离设备和工作人员至少 5m 远。工作频率为 4～4096Hz。每一测点的每一频率的每一组数据采用多次循环、多次叠加、平均的方法提高数据质量；同时，同一测点、同一频率的数据至少采集 3 组，以检验数据的可靠性。场源电偶极子的中心点距实验剖面中点 8km，且场源电偶极子的中点与剖面中点的连线垂直实测剖面。

第二节　高频大地电磁测深

一、高频大地电磁测深方法基本理论

本次科研是采用 20 世纪 90 年代由美国 EMI 公司和 Geometrics 公司联合推出的新一代电磁仪——EH 4 型 StrataGem 电磁系统，能观测到离地表几米至 1000m 内的地质断面的电性变化信息，基于对断面电性信息的分析研究，可以应用于地下水研究、环境监测、矿产与地热勘察，以及工程地质调查等。该系统适用于各种不同的地质条件和比较恶劣的野外环境。其方法原理与传统的 MT 法一样，它是利用宇宙中的太阳风、雷电等入射到地球上的天然电磁场信号作为激发场源，又称一次场，该一次场是平面电磁波，垂直入射到大地介质中，由电磁场理论可知，大地介质中将会产生感应电磁场，此感应电磁场与一次场是同频率的，引入波阻抗 Z。在均匀大地和水平层状大地情况下，波阻抗是电场 E 和磁场 H 的水平分量的比值。

$$Z = \left| \frac{E}{H} \right| e^{i(\Phi_E - \Phi_H)} \tag{7-3}$$

$$\rho_{xy} = \frac{1}{5f} |Z_{xy}|^2 = \frac{1}{5f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \tag{7-4}$$

$$\rho_{yx} = \frac{1}{5f} |Z_{yx}|^2 = \frac{1}{5f} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \tag{7-5}$$

式中：f 为频率（Hz）；ρ 为电阻率（Ω·m）；E 为电场强度（mV/ km）；H 为磁场强度（nT）；Φ_E 为电场相位；Φ_H 为磁场相位（mrad）。

必须提出的是，此时的 E 与 H，应理解为一次场和感应场的空间矢量叠加后的综合场，简称总场。在电磁理论中，把电磁场（E，H）在大地中传播时，其振幅衰减到初始值 1/ e 时的深度，定义为穿透深度或趋肤深度（δ）：

$$\delta = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}}。 \tag{7-6}$$

由（7 - 6）式可知，趋肤深度（δ）将随电阻率（ρ）和频率（f）变化，测量是在和地下研究深度相对应的频带上进行的。一般来说，频率较高的数据反映浅部的电性特征，

频率较低的数据反映较深的地层特征。因此，在一个宽频带上观测电场和磁场信息，并由此计算出视电阻率和相位。可确定出大地的地电特征和地下构造，这就是 EH 4 观测系统的简单的方法原理。

一般情况下，大地是非均匀的，波阻抗是空间坐标的函数，此时必须用张量阻抗来描述。此外，大地电性分布的不均匀性，会引起电场的梯度变化，由此又产生磁场的垂直分量。进一步的讨论将会涉及较深的电磁场理论和张量分析等内容，在解决一般性的工程地质调查中，作标量或矢量观测即可。

StrataGem 电磁系统野外工作有两种工作方式：一种是单点测深，另一种是连续剖面测深，选用何种方式由研究任务确定。该系统通常采用天然场源，只有在天然场信号很弱或者根本没有信号的频点上，才使用人工场源，用以改进数据质量，提高数据信噪比。StrataGem 电磁系统可以在 0.1Hz 至 100kHz 的宽频范围内采集数据，为确保数据质量与工作实效，上述频带又分成四个频组：

一频组：0.1Hz～1kHz

二频组：10Hz～1kHz

三频组：300Hz～3kHz

四频组：1.5～99kHz

具体观测中使用哪几个频率组，可视情况灵活掌握。在野外能实时获得的 H_y、E_x、H_x、E_y 振幅，Φ_{H_y}、Φ_{E_x}、Φ_{H_x}、Φ_{E_y} 相位，一维反演和二维电阻率成像结果。在室内数据处理后，可获得二维正、反演结果等。

二、EH 4 系统野外工作方法与技术

在开展工作的前一天我们做了平行试验，检测仪器工作是否正常，为此要求两个磁棒相隔 2～3m，平行放在地面，两个电偶极子也要平行。观测电场、磁场通道的时间序列信号。

1. 电极的布置技术

如图 7 1 所示，我们这次工作共用四个电极，每两个电极组成一个电偶极子，为了便于对比监视电场信号，其长度基本为 25m，与测线方向一致的电偶极子叫做 X - Dipole；与测线方向垂直的电偶极子叫做Y - Dipole。为了保证Y - Dipole电偶极子的方向与X -

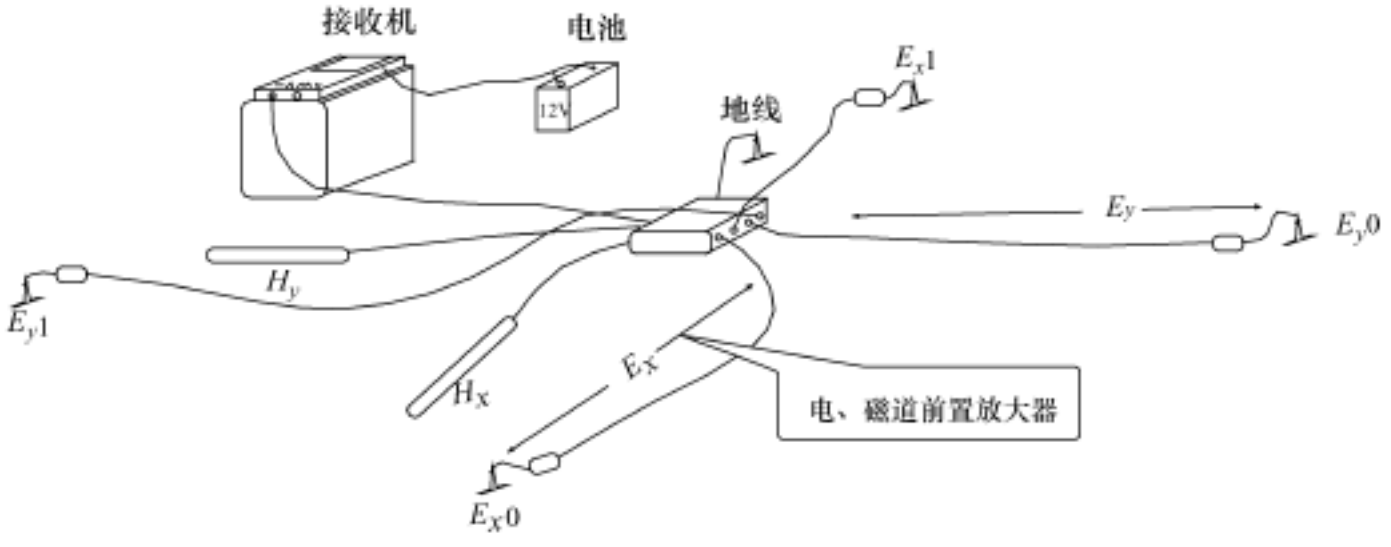


图 7-1　EH - 4 工作连结图

Dipole 的相互垂直，用地质罗盘确定方向，误差 < ±1°；电偶极子的长度用测绳测量，误差 < ±0.5m。

2. 磁棒布置技术

磁棒离前置放大器应大于 5m，为了消除人文干扰两个磁棒要埋在地下至少 5cm，用地质罗盘定方向使其相互垂直，误差控制在±2°，且水平。所有的工作人员要离开磁棒至少 10m，尽量选择远离房屋、电缆、大树的地方布置磁棒。

3. AFE（前置放大器）布置技术

电、磁道前置放大器放在测量点上，即两个电偶极子的中心，为了保护电、磁道，前置放大器应首先接地，远离磁棒至少 10m。

4. 主机布置技术

主机要放置在远离 AFE（前置放大器）至少 20m 的一个平台上，而且操作员最好能看到 AFE 和磁棒的布置。

三、数据处理方法

野外采集的时间序列的数据进行预处理后，再现场进行 FFT 变换，获得电场和磁场虚实分量和相位数据；并且进行现场一维 BOSTIC 反演；在一维反演的基础上，利用 EH - 4 系统自带的二维成像软件进行快速自动二维电磁成像。为了提高分辨率，二维电磁成像的系数选为 0.5。同时，选择较小的像素（横向和纵向都为 93），使反演数据得到加密，从而突出相对微弱低阻异常。

第八章　γ能谱技术

第一节　技术原理

γ射线是原子核从激发态跃迁到低能态时所发出的电磁辐射。1克正常岩石（其中放射性同位素含量等于岩石圈中的平均含量）放射出γ射线能量所占的比例是：^{40}K的γ射线能量占全部γ射线总能量的42%，钍系占32%，铀系及锕铀系占25%，其他天然放射性同位素仅占1%。

铀系主要γ辐射体是氡的短寿衰变产物^{214}Pb（RaB）—0.228MeV及^{214}Bi（RaC）—1.574MeV。它们的γ射线谱包括从242keV到2.466MeV的谱段，占整个铀系γ射线总能量的98%。其特征谱线是：0.352、0.609、1.12和1.764MeV。

钍系γ辐射体是$^{208}T1$（ThC″）和^{228}Ac（$MsTh_2$）两个同位素放出的。γ射线能量占钍系总能量的85%，主要特征谱线有：0.239、0.583、0.908、0.960、2.62 MeV。而2.62 MeV特征谱线γ射线能量占钍系总能量46%，因此2.62 MeV特征谱线常常用来作为测定钍矿石特征γ峰。

^{40}K具有单能γ射线，其能量为1.46 MeV，在天然钾中，^{40}K的丰度是0.012%。因此，常用^{40}K的γ射线强度来测定岩石中钾的含量。

γ总量测量是测定地质体中能使γ辐射仪产生的响应总和。在实际测量中，所使用的单位是具有1放射性元素单位（u_r）的地质体能使γ辐射仪产生的响应相当于含1ppm（10^{-6}）平衡铀的地质体所产生的响应，具体讲是ppm的当量铀含量。

本次测量仪器的主要技术指标是：

1) 能量分辨率 < 10%（对^{137}Cs光电峰）；

2) 含量测量范围：铀道　(2～1000) ×10^{-6}，
钍道　(3～1000) ×10^{-6}，
钾道　(0.5～1000) ×10^{-2}；

3) 测量时间：1～9999s内任选；

4) 测量道宽：∑ (0.5～2.77) MeV，
K (1.38～1.56) MeV，
U (1.66～1.90) MeV，
Th (2.44～2.77) MeV；

5) 仪器使用环境温度范围：-5～+50℃，高温、低温试验，其计数率误差应 < 15%±（与常温25℃比较）；

6) 液晶屏显示方式及数字单位：液晶屏循环显示出各种需要读出的参数，含量值U和Th为10^{-6}，K为百分数，时间为秒；

7) 仪器长期稳定性：计数率的相对误差 < 10％±。

伽马能谱测量野外作业有航空伽马能谱测量和地面伽马能谱测量，地面伽马能谱测量又包括在车载伽马能谱测量和地面伽马能谱普查。由于 γ 射线在岩石中穿透能力较低(不到 1m)，但是含铀地质体（岩体、蚀变岩体及矿化体）的次生晕在较大的范围内广泛发育，因此地面伽马能谱普查仍占有很重要的地位。根据地表覆盖层情况，地面伽马能谱测量可分为：① 出露良好，一般步行 γ 能谱测量；② 覆盖层厚 0.3～1.5m，浅孔 γ 能谱测量；③ 覆盖层 10～20m，深孔 γ 能谱测量；④ 地势平坦，覆盖层松软，厚 0.5～0.7m，犁铧 γ 能谱测量。

第二节　地 质 意 义

γ 能谱测量能解决如下地质问题：

1) 研究和圈定热液矿化蚀变带的分布范围，例如在热液硫化物矿化蚀变带，常常有绢云母化、泥化、钾长石化等钾质蚀变，同时常含有一定量铀和钍放射性元素，因此利用 γ 能谱测量能简便迅捷圈定热液硫化矿化带的分布，有效地区分热液脉（包括石英脉）与水成脉，从而达到圈定金属矿床找矿远景区的目的。

2) 能够较准确迅捷地圈定地层岩浆岩及变质岩的界线及其分布，甚至上述地质体内更小地质单元的界线及更小单元地质体的分布，例如沉积岩、岩浆岩、变质岩地质体的分布，以至沉积岩层内的分层，侵入岩的中心相与边缘相的分界等重大地质问题。从而达到普查找矿的目的。

第九章　矿山找矿勘查的多元信息集成和管理系统

第一节　基于 GIS 的矿床多元信息集成

一、简介

1. GIS 技术与矿床预测

矿床定位预测，从本质上讲就是关于空间分析的问题。而地理信息系统（GIS）正是处理空间数据强有力的工具，它能以很高的速度处理空间数据和各种特征信息，并把不同类型的数据合成为一种单个的分析。对于矿体预测的定量研究，毫无疑问，GIS 是一种理想的工具。赵鹏大等（1999）曾在矿产的经验预测和成矿远景区圈定的 GIS 途径作过一些探索，这些初步研究已充分证实了应用 GIS 研究矿床预测的有效性。

但在 GIS 技术应用于成矿预测时，首先必须解决多因素的地、物、化、遥等多元信息的集成和数据综合利用问题，本章着眼于建立关于 GIS 的矿床多元信息系统，并就此来探讨并试图解决 GIS 在这方面应用中遇到的问题。

2. 系统集成所运用的工具

采用 Windows 操作系统上的地理信息系统软件 MapInfo Professional 6.0 为主要处理工具，若图层需要形成拓扑关系时，则利用 Arc/ Info 8.0.1 及 Erdas Imagine 8.4 生成或重建拓扑关系，待所有的源数据符合预定要求后，然后再利用 MapInfo Professional 6.0 转换成 * .tab 模式，形成空间数据库和数据表。

MapInfo Professional 是 MapInfo 公司主要的软件产品，它吸取了传统 GIS 系统的精华，并借助于计算机技术的发展，及时地将 GIS 和概念从中型计算机的专用工作站引入到普通 PC 机上，开创了一种崭新的地理信息系统模式，即桌面地图信息系统。MapInfo 的出现，吸引了越来越多的用户，该产品自 20 世纪 90 年代进入中国后，在各行各业得到了普遍的关注，在各个部门得到了广泛的应用。

而 Arc/ Info 是美国环境系统研究所 ESRI 开发的一套 GIS 软件，它是一个功能强、使用灵活方便的地理信息系统，它具有较强的数据输入、输出、管理、空间分析运算等功能，并允许用户以批处理或程序嵌入方式调用系统功能。

而 Erdas Imagine 8.4 是一个优秀的图像处理软件，它以强大的综合功能，特别是与地理信息系统的有机集成，得到遥感界众多用户的青睐。利用它能进行数据处理和拓扑重建，由于它对数据的要求比 Arc/ Info 宽松，而且其数据格式与 Arc/ Info 完全兼容。而本次研究的数据大都不合 Arc/ Info 要求，故对这部分数据利用 Erdas Imagine 8.4 来建立拓扑关系。

二、空间数据模型设计及数据预处理

空间数据模型是关于现实世界中空间实体及其相互间联系的概念，它为描述空间数据的组织和设计空间数据库模式提供了基本方法。它是在实体概念的基础上发展起来的，包含两个基本内容，即实体组及其相关关系。实体和相关关系可以通过性质和属性来说明。结合空间数据和具体特点进行空间数据设计是地理信息系统的关键。空间数据模型的设计主要就是需构建一个能够用真实世界的抽象提取来反映世界的模型。

空间数据是各种地理特征和现象间关系的符号化表示，包括空间位置、属性特征及时态特征三部分。①空间位置数据描述地物所在位置；②属性数据又称非空间数据，是属于一定地物、描述其特征的定性或定量指标，即描述了非空间组成部分，包括语义与统计数据等；③时态数据对环境模拟分析非常重要，越来越受到 GIS 学术界的重视。空间数据是构成整个 GIS 应用系统的基础，在建立地学基础空间数据库之前，首先要收集相关的空间数据，然后对这些数据进行数据质量分析和预处理，也就是要求在数据入库前对所提供的数据在数据种类、完备程度、准确性、精度及误差等方面进行深入的分析，整理数据资料以适合于 GIS 的管理。针对地学数据资料和信息的多源性、复杂性、描述性、多尺度、多类型和表达方式的多样性等特点，必须对数据进行适当的预处理，直至满足信息系统对数据入库的要求为止，并及时建立相关文档。

1. 矢量数据模型、栅格数据模型介绍及比较

矢量数据模型 (图 9 1) 所处理的空间图形实体是点、线、面。如果空间目标对象的空间特征信息连同属性特征一起存储，那么，根据属性特征的不同，点可用不同的符号来表示，线可用不同的颜色和粗细程度不等的线来描绘，多边形则可以填充不同的色彩。然而，这些矢量化系统是否具有真正的地理信息系统功能的关键，则在于它们是否采用了拓扑结构数据来描述空间目标之间的空间关系。在矢量模型中，拓扑属性是进行叠加的关键所在，根据拓扑规则建立的矢量数据结构是区分拓扑数据模型和 Spaghetti 数据模型的关键。在拓扑模型中，多边形的边界被分割成一系列的弧和结点。弧、结点和多边形之间空间关系在属性表中定义。矢量模型非常适合表达地图上的图形目标，点和一些小的多边形都能被精确地表达。而拓扑模型使得需要拓扑信息的计算机处理很有效，但拓扑生成比较费时。

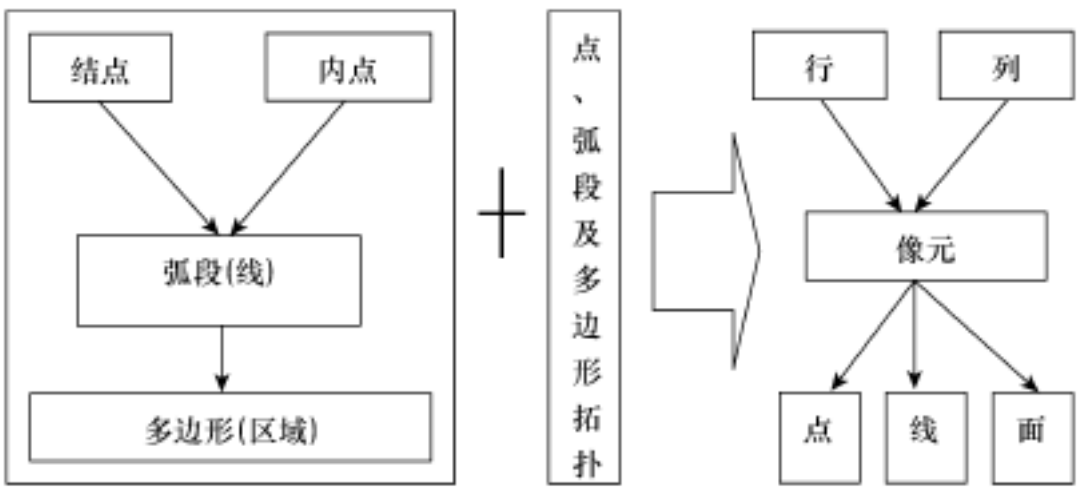


图 9 1　栅格数据模型

在栅格模型中，点是一个像元，线由一串彼此相连的像元构成，但有时像元太粗糙而无法与空间目标很好地拟合。栅格模型中每一个栅格像元层记录着不同的属性，这些像元大小是一致的。像元的位置由纵横坐标决定，每个像元的空间坐标并不一定要直接记录，因为像元记录的顺序已经隐含了空间坐标。行列信息和原点的地理位置则被记录在每一层中。栅格模型的一个优点就是不同类型的空间数据层不需要经过复杂的几何计算就可以进行叠加操作等。栅格数据表达形式非常适合于模拟空间的连接变化。

目前，大多数的地理信息系统都支撑矢量和栅格两种方式，以充分利用两种数据结构的优点（表 9 1）。

表 9 1　矢量和栅格数据模型比较表

数据模型	优　　点	缺　　点	应　　用
矢量数据模型	数据表达精确 数据文件存储空间少 图形输出精度高 具有拓扑数据结构，有利于拓扑分析	数据结构复杂 图形叠加算法复杂 数学模拟较难 绘图成本高 耗时多	常用于描述需精确定位的点、线、面等信息
栅格数据模型	数据结构简单 空间叠置分析简单 有利于各种空间组合分析 数学模拟方便 输出速度快	缺少空间实体的结构信息拓扑关系信息 空间定位精度不高，数据量大，输出图形质量不高 投影变换复杂费时 网络分析困难	适合于模拟空间场，尤其是属性特征的空间变化高的面状要素

2. 数据特征分析及数据模型选择

在本次研究中，我们收集了相关地质资料、物探异常资料及化探异常数据等，它们以图件或数据两种形式保存。其中，地质图件大都以 AutoCAD 的格式（ * .dwg）保存，少量以纸介质形式保存；而物化探异常数据以文本形式保存，且已用 Surfer 软件成图。然后将这些数据进行集成，建立地学基础空间数据库。因为本系统主要为生产矿山提供接替资源，因而直接采用矿山生产常用比例尺，这样在利用资料时会带来很大方便，也有利于成果转化与使用，而在矿山生产中，同一地质资料有多套不同比例尺的图件，而 1∶2000 的图件资料较全，所以选用 1∶2000 图件为主。

研究中采用的主要资料和图件包括：矿区各类地质平面图、各类化探等值线图、化探测点图及相关数据、各类物探等值线图、物探测网资料及数据等。

3. 数据预处理流程及方法

数据预处理的流程如图 9 2 所示，主要由两部分组成：①对图形资料的预处理；②对属性数据的预处理。

图形资料的预处理的方法如下：

1) 对还未矢量化的图件，先进行矢量化。因为系统是以 MapInfo 的 * .tab 格式作为所有入库图形文件最终格式，我们直接将其矢量化成 tab 文件，矢量化有两种方法：一种是手扶跟踪数字化，其主要步骤为：①利用跟踪器在数字化板的图形上确定几个控制点(3 个以上)，并输入实际坐标。这些控制点的位置用来确定平面坐标到输入地图的投影坐标间的转换参数。对控制点的采集，应该尽量使它们分布均匀，而且数据点越多效果越

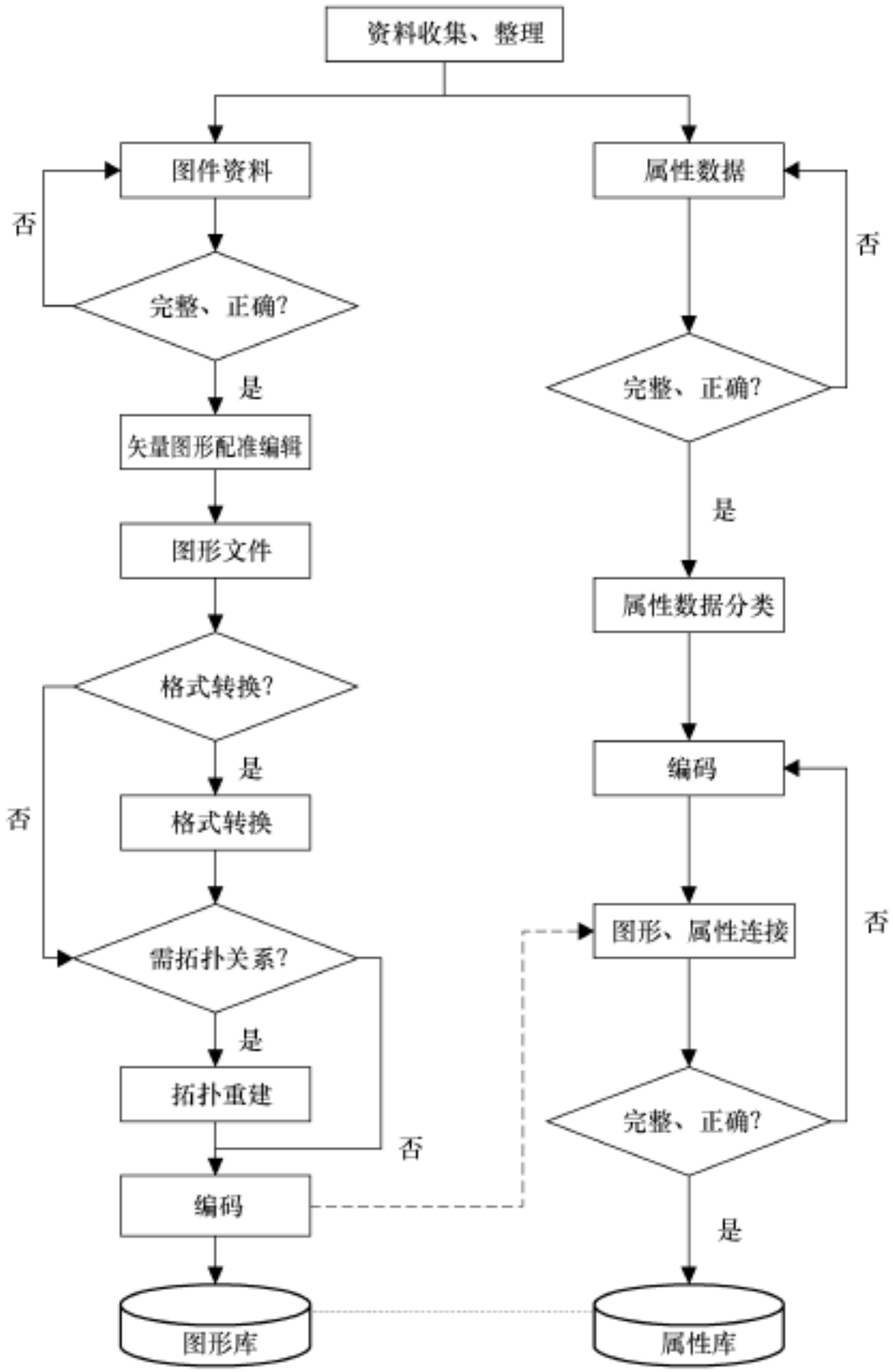


图 9 2　GIS 数据处理流程图

好，图形的精度越高。②确定数据的采集方式，依次数字化点、线或面。另一种是扫描矢量化，其主要步骤为：①图像数据的扫描，扫描的结果以一定的格式存储，供图像处理系统或 GIS 系统中的栅格处理子系统处理。②矢量化数据或扫描矢量化，扫描的图像是中间成果，该成果必须经过矢量化算法的处理。到目前为止，在扫描图像基础上实现矢量化的完全自动化还存在一些问题，特别是像元间的差异性太小或地形太复杂的情况下更是如此。在 GIS 的实际应用过程中，一般采用交互式的方法实现图像的矢量化。交互式方法的实质是：在计算机无法确定线段追踪方向的情况下，由人工通过鼠标确定。究竟是选取自动还是交互方式进行图形的矢量化，需根据实际情况确定，如果图形简单、图面整洁、图纸质量

好，图形实体间没有明显的黏连，则可采用自动追踪方式，否则，采用交互方式。

2) 对已是矢量化但非 tab 格式的图件，这里主要是 AutoCAD 的 * .dwg 格式的文件。另外，还有 Surfer 等格式的图件。因为 MapInfo 不支持 Surfer 格式的图件，所以首先要把 Surfer 格式的图件转化为 * .dwg 格式，利用这些软件的输出功能，就可以轻易地实现到 AutoCAD 格式的。但在转换时，一定要保持与其他 AutoCAD 图形相同的比例尺。从 AutoCAD 格式到 MapInfo 格式的转换，可利用 MapInfo Professional 的通用转换工具完成。

3) 图形配准：由于本次处理主要是 AutoCAD 的 * .dwg 格式的图形数据，图形的坐标体系为大地坐标系，转换成 MapInfo 图形数据后，只能以屏幕坐标显示，不能显示原来的坐标，为此需要对矢量地图进行重新配准，本次配准是在 Arc/ Info 中完成的。

4) 编辑改错：主要是指编辑修改图件在矢量化过程中由于线和结点的不正确连接而造成的数字化错误。常见的错误有：①碎多边形，它形成于两个相邻多边形的边界的绘制以及两个多边形的叠加。②线的端点不达结点，形成悬挂结点，需要进行连接编辑。③不正确多边形的产生，需重新进行编辑。④线的端点超过结点，需删除多余的弧段。⑤边缘匹配问题，可以通过矢量编辑来纠正，特别是通过剪辑程序来克服。编辑修改是数据预处理过程中重要的步骤之一，通过编辑修改，保证了空间数据库中数据的精度，为系统有效的管理和空间分析提供了保障。

5) 拓扑关系的生成与重建：拓扑关系用来描述空间实体之间的相邻、包含和相交等空间关系。用来表示拓扑关系的数据结构称为拓扑结构，拓扑结构是地理要素存储的高级形式，也是进行许多地理分析的基础。而 MapInfo 本身并不能形成拓扑结构，这就要借助其他软件来完成。有两种方法可以实现这一点：一是利用 MapInfo 的工具，该工具下的 Arclink 可将 tab 格式的图形文件转化为 Arc/ Info 的 .E00 格式，然后启动 Arctoolbox，点击其中的 Import to Coverage，再点击其中的 Interchange File to Coverage，按要求填入参数即可，然后在 Arc/ Info 中查看，就可看到拓扑关系已经生成。只是这种转换要求图形的质量较高，如果转化不成功，在 MapInfo 中把相应的错误修改后再进行转换。二是 MapInfo 的通用工具，将 tab 格式的图形文件转化为 ESRI 的 shape 格式，再利用 ERDAS Imagine 的 Import/ Export 和 Vector 菜单的功能即可实现图形的拓扑生成或重建。

而对属性数据的预处理包括对数据的完整性和正确性检查，以及将其调整为合适入库的方式，再进行编码入库。

三、空间数据库设计

GIS 中一般包含两种数据库：空间数据库和属性数据库。空间数据库采用 MapInfo 数据库系统，而属性数据库选用 Microsoft Access。空间数据库的设计，要完成对数据分层、要素属性定义、空间索引或检索等设计。属性数据库的设计则要完成数据库模型设计、数据结构设计等。

1. 空间数据分层和特征

在 MapInfo 及其组件 MapX 中，地图是按图层组织的，每个图层包含了整个地图的一个方面（刘光，2003），可以看作是含有在一定空间内某项专题信息的集合。而层是由地图要素组成，在一层中地图要素是点、线（弧）、面组成。关于层的划分目前没有统一的原则，由应用需要和相应的数据特点决定。参考国内外的分层方案，主要有下列要求：①

先应考虑用户要求，不同的用户，对数据有不同的要求；②便于要素查询和图形输出；③便于存放属性值，数字地图数据库中每一层含有多种地图要素，这些要素的属性应一致，以减少冗余；④方便数据的更新与维护。

2. 空间数据的组织与分类编码设计

通过设计分类方案来理解和描述一个现实世界的复杂关系。分类是以所要描述实体的共同特征为基础进行的，它能够帮助我们组织数据以建立观察世界的数据模型，而通过对这一数据模型实施数据编码，则能够将我们对现实世界的观察模型转换成地理信息系统可以接收的数据编码模型。

1) 空间数据的组织。依据地理实体之间不同的特征、相似的特征以及不同地理实体的组合特征来对地理特征进行分类，以实现空间数据的组织。

地理信息系统中的实体一般包括三种基本信息：语义信息、量度信息和关系结构信息。语义信息表明实体的类型；量度信息用于描述实体的形状和位置等几何属性；关系结构信息用于描述一个实体与其他实体的联系。而空间数据的编码则主要是指语义信息的数据化，它是建立在地理特征的分类及其等级组织基础之上的空间信息数据编码。

2) 地理特征的分类。一般有两种方法：线分类法和面分类法。线分类法是将分类对象根据一定的分类指标形成相应的若干层次目录，构成一个有层次的、逐级展开的分类体系；面分类法是将所选用的分类对象的若干特征视为若干个“面”，每个“面”中又分彼此独立的若干类组，由类组组合形成类的一种分类方法。对 GIS 一般采用线分类法。作为地学编码基础的分类体系，主要是由分类与分级方法形成的。分类是把研究对象分为若干类组，分级则是对同一类组对象在按某一方面量上的差别进行区分。分类和分级共同描述了地物之间的分类体系、隶属关系和等级关系。对于矿产资源预测来说，其分类、分级要根据本身的特点进行。

不管采用哪一种分类法，都应遵循科学性、继承性、统一性、完整性和可扩充性等原则。

3) 空间数据的编码。空间数据的编码用于表示实体元素在数据分类、分级中的隶属关系和属性性质。编码由主码和子码共同组成，主码表示实体元素的类别，子码则是对实体元素的标志和描述。子码又可分为识别码和描述码 (有时还有参数码)，识别码用于惟一地标识具体的实体元素，描述码则是对实体元素的性质进一步描述。

对空间数据的编码设计在分类体系的基础上进行，编码方案有顺序码、层次码、复合码等多种类型，在地理信息系统中以层次码为主，层次码是按分类对象的隶属关系和层次关系为排列顺序的一种编码方式。而编码的基本原则为：等长性，惟一性、合理性、可扩充性、简单性、实用性、规范性 [GB/ t 18317 - 2001]。

4) 编码结构。综合考虑以上原则，参考有关国家标准 [GB/ t 18317 - 2001，16]，结合本次研究的特点，编码采用 7 位数字型代码，其结构如图 9 3。

第一位代表主题类，用一位数字 1～9 表示；

第二位代表一级子类，用一位数字 1～9 表示；

第三、四位代表二级子类，用两位数字 00～99 表示；

第五位代表三级子类，用一位数字 0～9 表示；

第六、七位代表识别码，用两位数字 00～99 表示。

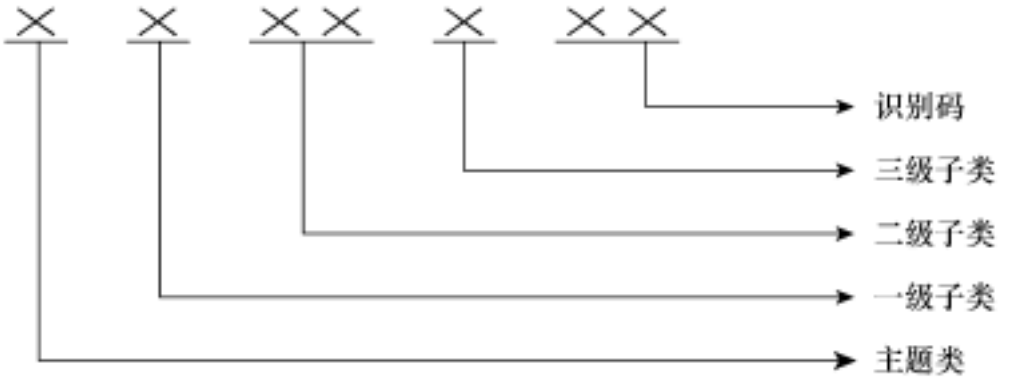


图 9 3　编码结构示意图

表 9 2　分类编码体系表

名　　称	代　　码	备　　注
矿产资源	1000000	
矿产资源基础信息	1100000	基础信息有待扩充
地质	1110000	
地层	1110100	
某时代地层	1110101～9	
岩浆岩	1110200	
变质岩	1110300	
构造	1110400	
不同方向断裂	1110401～9	
预测分区	1120000	
预测单元 A	1120001～9	
地形	1130000	
高程点	1130100	
等高线	1130200	
数字高程模型	1130300	
地理格网	1140000	
经纬网	1140100	
控制点	1140200	
平面坐标网	1150000	
居民地	1160000	
村庄	1160100	
矿产资源技术信息	1200000	
物探	1210000	
激电测深异常	1210100	
一级特征线	1210101	
二级特征线	1210102	
CSAMT 异常	1210200	
一级特征线	1210201	
二级特征线	1210202	
……		
化探	1230000	
构造地球化学	1230100	
一级特征线	1230101	
二级特征线	1230102	
……		

5) 分类代码表。根据以上的规则，采用了如下的编码体系（表 9 2)。

6) 对象编码。由于在图形实体的拓扑数据结构中存储有系统的惟一标识符（ID)，故要求把此 ID 存入属性数据库的相应记录中或在属性表中统一定义对象 ID 号，再将其记录到相应的图形对象中，这样系统就在图形数据库和属性数据库间建立了一一对应关系，用户就可以利用图形记录查询图形实体的相应属性信息，或依据属性数据库中的属性信息生成具有地学分析意义的空间图形。考虑到数据的多源性特征，本次建立的数据库中对象的标识码采用统一定义的形式，其数据类型采用整型，宽度统一采用 5 位，以 ID 为代号，编码基本上采用顺序规则（由上到下，由左到右）进行编码；并要求在同一级别中不允许重复出现；对于在不同图幅范围内出现的同一对象，对象代码尽量保持一致。

3. 数据库表结构设计及属性定义

根据所收集的资料和对空间矢量数据的分层定义特征，并结合空间数据的属性和特征，确定了基础地学数据库中的主要实体，并通过研究它们之间的关系，确定了描述实体的主要属性。表 9 3 列出了部分有代表性的二维表结构及属性字段定义。

表 9 3　部分表结构

字段名	字段类型	字段定义	单位
磁测网异常特征线表			
ID	Integer	对象码	
GB	Long	分类码	
TZXDJ	Single	特征线等级	
化探测点表			
ID	Integer	对象码	
顺序号	Text (7)	位置号	
X	Single	X 坐标	m
Y	Single	Y 坐标	m
Cu 化探异常特征线表			
ID	Integer	对象码	
GB	Long	分类码	
TZXDJ	Single	特征线等级	
Au 化探异常特征线表			
ID	Integer	对象码	
GB	Long	分类码	
TZXDJ	Single	特征线等级	
502Fs 异常特征线图			
ID	Integer	对象码	
GB	Long	分类码	
TZXDJ	Single	特征线等级	

4. 空间数据与属性数据的连接

几何图形数据和属性数据连接常用的方法是把非空间数据和已数字化的点、线、面等空间实体连接在一起，空间实体必须带有惟一的标识符。另一方面，要使实体和属性数据连接，属性中的每条记录也应包括一个或多个关键字，它与图形的标识符一起作为空间与非空间数据的连接和相互检索的联系纽带。在此次设计的系统中，采取了属性数据库和空间数据库分开管理的方式。其中，空间数据以文件的形式进行组织存储，而属性数据则选

用数据库管理系统进行管理（图9 4）。

图形数据按图层结构来存储，同一专题性质的对象储于同一层中，不同类对象存于不同层中，每层中图形元素表示为点、线、多边形的形式；属性数据以关系表来存储，每个表中对应的图形元素有不同的记录；图形对象与属性数据连接的有多个层次（图 9 5）。

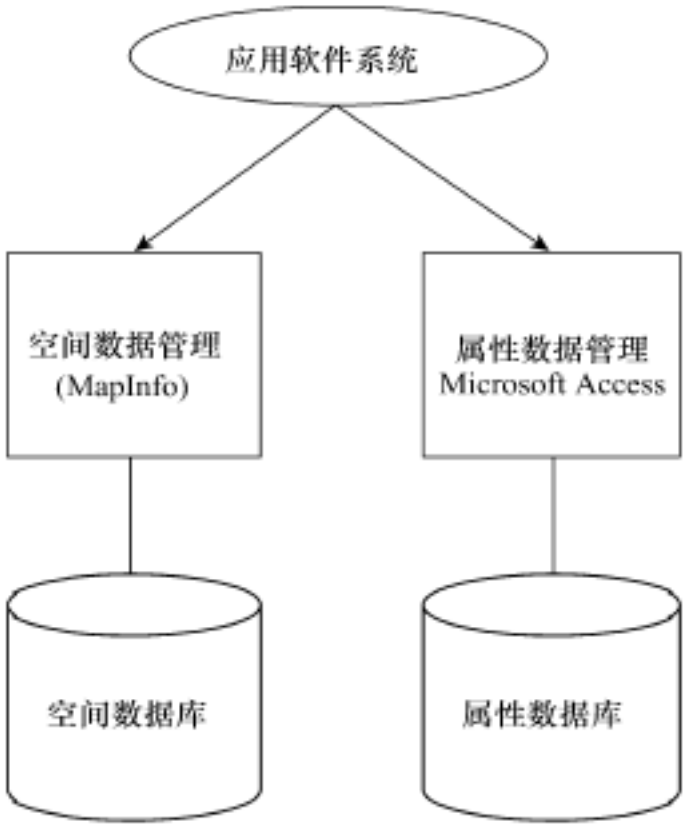


图 9 4　系统数据管理模式图

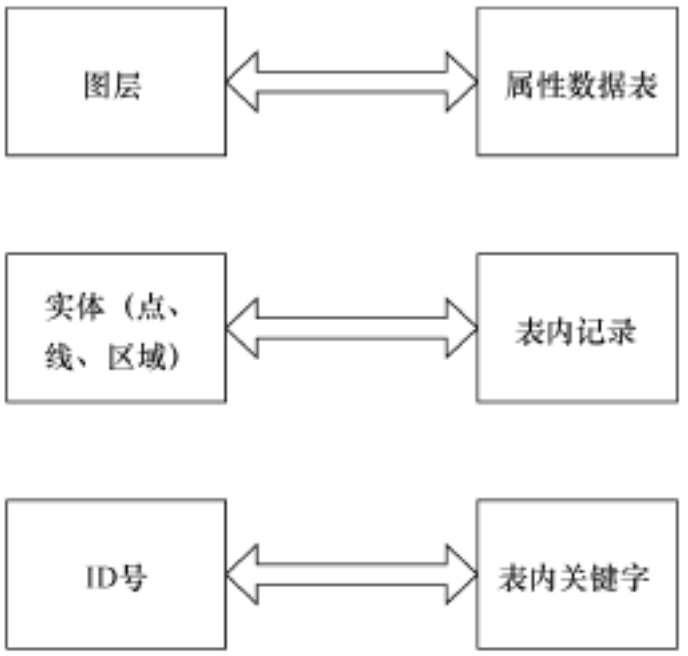


图 9 5　图形数据与属性数据关联层次图

第二节　矿床定量预测模型开发

一、应用模型的作用及模型建立方法选择

1. 应用模型的作用

成矿预测是一个综合分析评价的过程，由于影响成矿的信息具有多源性、复杂性、模糊性等特点，很难用单一因素来模拟复杂的评价预测过程，而需要建立综合的评价预测模型。GIS 技术的引入，使这一思想的实现成为可能。但是，从应用角度看，地理信息系统不仅要完成管理大量复杂的地理数据的任务，更为重要的是要实现对空间数据的分析、评价、预测和辅助决策。因此，发展应用分析模型是地理信息系统走向实用化的关键，国内外学术界投入了大量精力从事这方面的研究，其研究成果大大拓宽了地理信息系统的应用范围。

具体来说，应用模型在 GIS 应用系统中起以下几方面的作用：

(1) 应用模型是联系 GIS 应用系统与常规专业研究的纽带

模型的建立虽然是数学或技术性的问题，但它必须以广泛、深入的专业研究为基础。专业研究的深入程度决定了所建模型的质量与效果。从这种意义上讲，应用模型把 GIS

应用系统和常规专业紧紧地联系在一起了。

(2) 应用模型是综合利用 GIS 应用系统中大量数据的工具

在系统中存储着巨大的来源不同、形式不同的数据。数据的综合分析处理和应用，主要通过系统中模型的使用而实现。

(3) 应用模型是 GIS 应用系统解决各种实际问题的武器

由于应用模型是客观世界中解决各种实际问题所依赖的规律、过程的抽象或模拟，因此能有效地帮助人们从各种因素之间找出其因果关系或者联系，促进问题的解决。

(4) 应用模型是 GIS 应用系统向更高技术水平发展的基础

大量模型的发展和应用，实际上集中和验证了该应用领域中许多专家的经验和知识，无疑是一般 GIS 应用系统向专家系统发展的基础。

(5) 利于信息交流

模型是表达思维对自然界认识的工具，因此模型分析利于完整而准确地表达使用者对问题的认识和处理：既利于使用者与系统设计者之间的交流以发展系统功能，又利于使用者之间交流以增强系统的共享性。

在 GIS 应用系统中，大多数应用数学模型具有综合性、空间性及动态性的特点，反映了它们在多种数据综合应用，以及对各种空间及动态问题的处理和求解能力。在矿床定量预测领域，已成功地运用许多数学模型进行了预测，证明了数学模型的有效性。

2. 定量预测应用数学模型的选择

建立矿床定量预测数学模型，在目前可供定量预测选用的数学方法很多，一般的统计方法有频率分布法、条件概率法、贝叶斯法、参数计算法、蒙特卡洛法等；多元统计方法有回归分析、判别分析、因子分析、对应分析、典型相关、非线性映射、逻辑斯蒂等。其他方法还有信息量分析、数量化理论、逻辑信息、特征分析、模糊数学、地质统计学、成矿有利度法、层次分析法、复杂矿床评价法和决策分析等等。但是，每一种数学方法都有它一定的应用范畴，所以，在选用数学方法时，应从以下几方面来分析。

首先，要考虑预测工作的研究内容，不同的内容使用不同的方法。从找矿的任务、途径和做法来看，可以将预测工作的研究内容大致归纳为以下几个方面：①对比含矿层位，寻找沉积（或层控）矿床的找矿方向；②对岩体、铁帽、异常进行分类，区分含矿与非矿岩体，识别矿与非矿的标志；③确定找矿的地质标志；④分析矿化与控矿因素的关系；⑤了解矿化空间分布的特征（变化规律及趋势）；⑥对比成矿环境，圈定成矿远景区；⑦估计远景区内的成矿概率和找矿风险；⑧估计远景区成矿的可能规模；⑨估计岩体（脉）的含矿性；⑩预测矿体的延伸情况，指导工程部署；1 选择找矿（勘探）目标，从远景区中筛选理想的找矿（或勘探）目标；2 决定工作方案，经对比后选择工作区的最优找矿方案；3 进行复杂矿床评价等等。

其次，要了解各数学方法的特点及其所能解决的问题和途径。例如，一些研究分类的数学方法（判别分析、聚类分析、非线性映射等），可用于对岩体、铁帽、异常带等的分类，也可用于用于对比成矿环境和圈定各级的成矿远景区。在估计可能的成矿概率时，可选用研究事件概率的数学方法，如条件概率法、逻辑斯蒂法、贝叶斯法、蒙特卡洛法和频率分布法等。每一种数学方法都有它的应用条件，如对变量的分布类型、样品数和变量数的要求等等，这一点也需注意。

此外，对区分数据类型对于定性（或半定量）和定量数据的处理，要选用不同的数学方法。若研究矿化与控矿因素的关系时，处理定性数据可选用数量化理论Ⅰ和Ⅲ、逻辑信息法、层次分析法、特征分析、信息量分析、条件概率法、频率分布法等。在处理定量数据时，则应选取另一些数学方法，如典型相关、判别分析、线性回归、因子分析、层次分析法、对应分析等等。

我们在铜陵示范区的预测研究中，根据示范区的地质背景和勘查背景，选择层次分析法来建立预测模型。

二、多元信息集成定量预测模型建立的层次分析法

1. 基于层次分析法的预测区圈定评价模型

(1) 方法原理

层次分析法是系统分析的方法之一，它把人的思维过程层次化、数量化，并用数学方法为分析、决策、预报或控制提供定量依据，是一种定量和定性相结合的方法。在模型涉及大量相互关联、相互制约因素的复杂情况下，各因素对问题的分析有着不同的重要性。层次分析法把相互关联的要素按隶属关系划分为若干层次，并对各层次各因素的相对重要性给出定量指标，利用数学方法、综合众人意见，算出各层次各要素的相对重要性权值，作为综合分析的基础。利用层次分析方法建立预测区圈定评价模型的主要思路是：利用GIS的空间分析操作得到相应的图层作为评价模型的因子，根据层次分析的结果得出各图层在评价中的权值，利用图层之间的逻辑和加权代数运算，得出成矿有利度，用成矿有利度进行排序来圈定出成矿预测区。

(2) 建模方法

1) 建立层次结构，确定评价因子：根据所收集到的资料，在进行详细、深入分析研究的基础上，将影响成矿的因素划分为不同的层次。根据矿床成矿预测评价的特点，可将层次结构分为三层：目标层，即成矿有利度；准则层，即影响成矿的因素大类，如地质因素、地球物理因素、地球化学因素、遥感因素等；指标层，即准则层的进一步细分。

2) 构造判断矩阵：判断矩阵元素的值反映了各因素在评价过程中的相对重要性，一般通过专家打分的形式给出，各因素间的相对重要性可用它们之间的得分比值表示。

3) 求解判断矩阵的最大特征根和特征向量，其特征向量经归一化后即为同一层次相应元素对上一层某一元素相对重要性的排序权值，并进行一致性检验。一致性检验公式是：

$$CI = \frac{(\lambda_{max} - n)}{(n - 1)}$$

$$CR = \frac{CI}{RI}$$

式中：λ_{max}为最大特征根；n为该层因子个数；CI为一致性指标；RI为一致性比率，可查有关文献；CR为一致性比例。当$CR < 0.10$时，则认为判断矩阵的一致性是可以接受的。而当$CR > 0.10$时，就必须进行模型重建或变量重新赋值。

4) 计算指标层所有元素对于目标层相对重要性的排序权值；如准则层因子B，它对应于目标层的权值为b，与它对应的指标层有n个元素，其中元素C_i对应于B的权值为c_i，则C_i对于目标层的权值为：bc_i。

5) 对某一预测区，将各影响成矿的因子对目标层的权值相加即得该区的成矿有利度。

2. 层次分析法应用模型建立的步骤

依据上述方法原理，参考前人有关定量预测的方法，我们在铜陵凤凰山示范区利用层次分析法进行综合信息集成定量预测模型建立时，采用了如下基本步骤（图 9 6）。

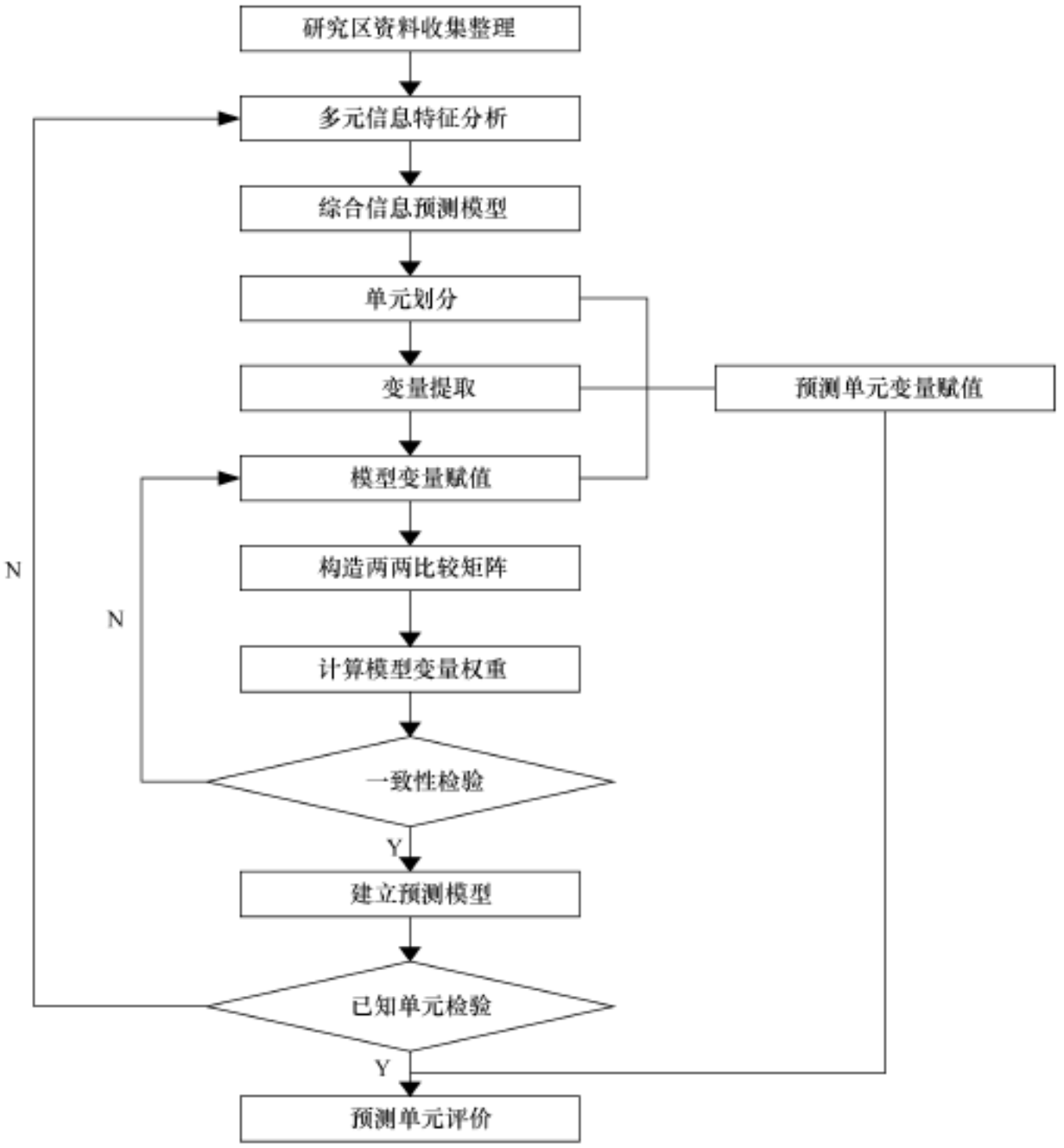


图 9 6　建立层次分析法应用模型流程图

第三节　系统的功能开发与实现

一、系统开发工具及开发方案

采用集成二次开发，基于 Windows 操作系统上对地理信息系统软件 MapInfo Professional 6.0 及其采用组件技术开发的 MapX4.5 控件进行二次开发，属性数据库选用 Mi-

crosoft Access，开发工具采用可视化的高级语言 Visual Basic6.0。

MapX 是 MapInfo 公司向用户提供的具有强大地图分析功能的嵌入式 GIS 组件。由于它是一种基于 Windows 操作系统的标准控件，因而能支持绝大多数标准的可视化开发环境，如 VB，Delphi 等。开发人员可轻松地将地图功能嵌入到应用中，并且可以脱离 MapInfo 的软件平台运行。利用 MapX，能够简单快速地在企业应用中嵌入地图功能，增强企业应用的空间分析功能。而且，MapX 提供了各种工具、属性和方法，实现这些功能就变得相对容易了。

MapX 提供标准的地理对象类型定义，其基本组成单元是 Object（单个对象）和 Collection（集合），其中集合包括对象，是多个对象的组合。每种对象和集合负责处理地图某一方面的专题信息，Layer，DataSet，Annotation 是 Map 对象下面的 3 个重要分支。如果要操作地图的图层，就要用到 Layer 对象和 Layers 集合；如果要在地图上增加文本或符号，就要用到 Annotation 对象和 Annotations 集合；如果要访问空间数据表，那就要用到 DataSet 对象和 DataSets 集合。

MapX 功能强大，主要功能包括：专题制图、逐层细化制图、数据绑定、注释、图层化、栅格图像、自动标注、选择、图元工厂、工具、地图编辑、投影和坐标系、远程空间服务器连接等。

VB 是一种可视化的、面向对象的 Windows 开发语言，它具有易用、通用和开发效率高的特点。特别是随着 VB 本身性能的迅速提高，使得它越来越适合于一般的应用程序的开发（李楠等，1998；清源计算机工作室，1999）。VB 在顶尖的开发场所也是开发关键性任务的主要语言，它几乎可以做你想做的任何事（Craig J C & Webb J，1999）。此外，由于 VB 数据库连接的广泛性，使得它成为开发数据库前端应用程序的理想选择（王志强等，2002）。

Microsoft Access 是比较流行的一种关系数据库，使用它对属性数据的管理并建立属性数据库，能够简单灵活地表示各种实体及其关系，并支持数据的重构，其数据描述具有较强的一致性和独立性，关系表现为二维表结构，数据操作是通过关系代数来实现的，具有严格的数学基础。针对目前有地理信息系统应用中空间数据与属性分开进行管理的通用模式，选用 Access 能实现对基础地学数据的管理、操作和分析。尤其是因为 VB 和 Access 都是由 Microsoft 开发的，它们之间的数据结构是相通的，尤其是 VB 内置了 Access 数据库引擎，使 VB 应用程序能与 Access 数据库操作更好地融合。

基于 GIS 的二次开发主要是利用可视化的开发工具，结合 GIS 软件提供的完备的空间数据的分析处理功能，实现专业领域的应用系统开发。常见的二次开发方案主要有：基于宏语言（MapBasic、AML 等）的开发、基于 ActiveX（MapX、Mapobjects）的开发，基于 OLE（对象嵌入与连接）或基于 Java 的开发等。

因为组件 GIS 相比其他方案具有独特的技术优势，因此本次研究的开发模式采用基于组件式的 MapX4.5 进行系统开发。

二、系统开发环境

具体的系统软硬件配置如下：

处理器：P4 1G 以上

内存：128M 以上

显存：32M 以上

硬盘：10G

操作系统：Windows 98/ WindowsNT/ Windows 2000

应用软件：MapInfo Professional 6.0，MapX4.5，Erdas Imagine8.4，Arc/ Info8，Visual Basic6.0

三、系统目标与特点

1. 目标

1) 建立基于 GIS 的矿床多元信息系统，为基础地学数据的集成管理提供平台；

2) 在已有行业、部门标准的基础上，结合信息系统的特点，建立多源地学基础数据库，并确保系统的兼容和数据的共享；

3) 系统提供多层次的空间分析方法，实现地学数据从输入、管理、查询、检索、专题分析与提取到综合评价和输出的全过程；

4) 在已用基础地理信息系统平台上开发专业的针对矿床资源评价的信息系统，并与已建立的空间分析模型进行集成；

5) 能为生产实践服务，实现对预测区资源的快速预测。

2. 特点

1) 系统能对多源地学数据进行管理，既包括含地理特征的图形数据又包括描述性的属性数据，图形数据与属性数据通过惟一的标识符进行连接，具体的数据内容有：基础地理要素数据、基础地质数据、地球物理异常数据、地球化学数据等。

2) 基于 MapX 的二次开发，支持多种数据格式。

3) 提供了多层次的空间分析功能，除了常见的 GIS 分析功能外，还专门针对矿床资源评价建立了空间分析模型，并实现了与系统的集成。

4) 系统采用程序与数据分离的原则，便于数据的更新和系统的有效利用。

5) 采用可视化的语言进行开发，具有良好的用户界面，操作简单方便。

6) 系统功能较强，能满足应用的需要。

四、系统设计和功能实现

本系统主要由两大部分组成：编辑子系统和评价子系统。本系统提供从数据输入、编辑、分析、评价到输出的全部功能，整个系统结构如图 9 7。

在详细分析系统需求和总体结构的基础上，将系统进行功能划分和开发，该系统具有以下功能：文件操作、空间查询、图层显示、图层控制、数据库操作、图形编辑、图形操纵、定量预测等等。其中，图层属性、数据库查询和操纵、定量预测功能等由 Visual Basic 6.0 开发，并集成到系统中，作为系统的子系统，其他功能则采用 MapX4.5 和 Visual Basic6.0 混合编程的模式来开发。

系统的启动界面和功能菜单如图 9 8 所示。系统主要由如下模块组成。

(1) 输入模块

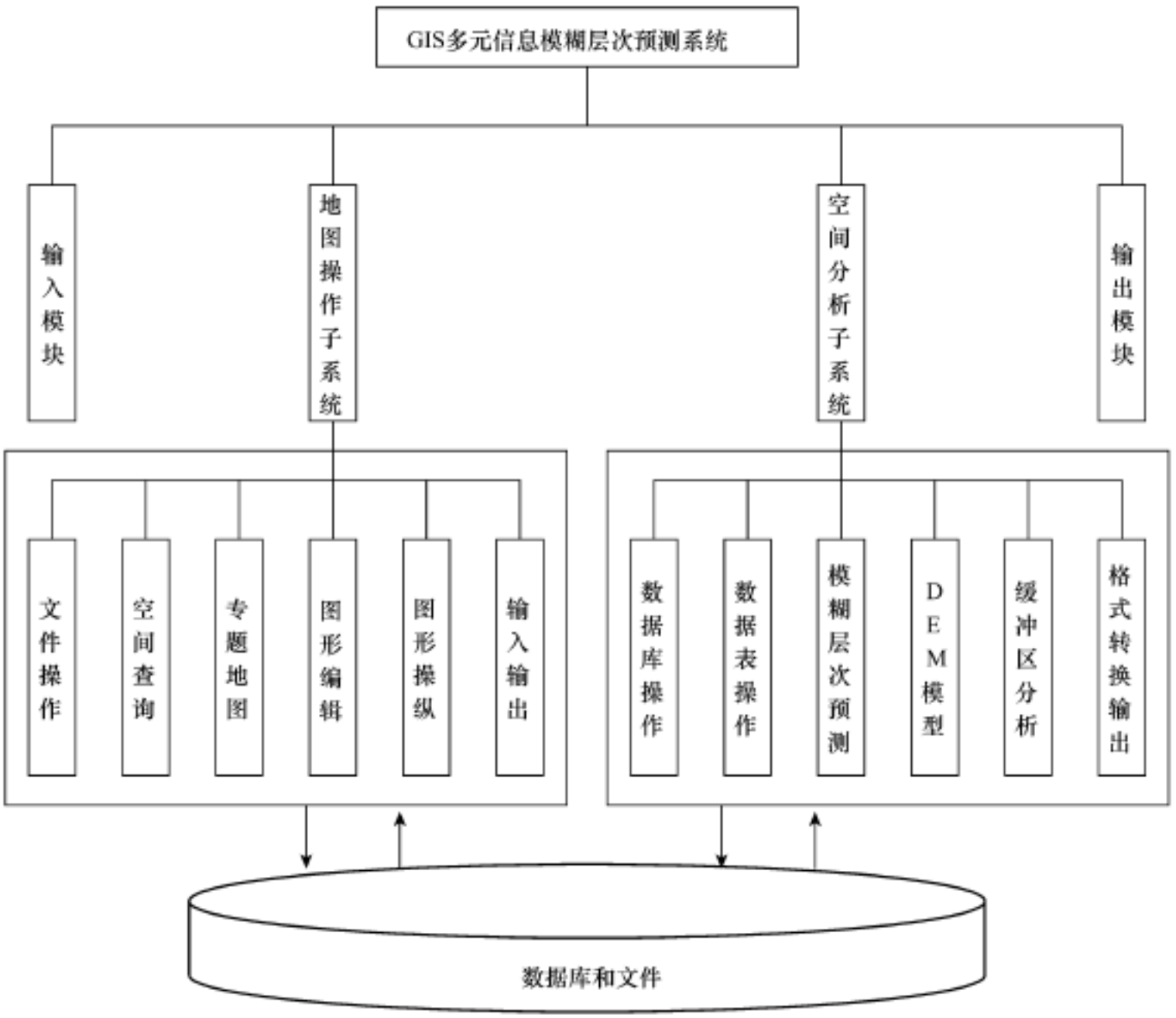


图 9 7　系统总体结构示意图

该模块主要实现加载图形集、属性数据的输入等功能，包括创建图层集、打开图层集和增加图层等子模块，主要通过设置 MapX 组件的属性、使用它的方法来开发、实现。

(2) 图形显示控制模块

这是 GIS 常用的功能模块，包括图形的放大、缩小、漫游地图、恢复全屏显示、图层浏览等，也主要是通过设置 MapX 组件的属性和参数来实现。

(3) 图层控制模块

图层控制模块的功能是控制系统中的各个图层的可显示和可编辑属性。按用户的要求来显示相关的信息，本系统的图层控制模块主要实现图层的加载和删除，调整图层的显示顺序，控制图层的显示等功能。

(4) 图层树的创建与显示 (图 9 9)

图层控制模块的操作在于图层较多的情况下进行操作时显得相对复杂，本系统为此提供了一种简单明了、易于操作的方式，即用图层树来代替图层控制模块的部分功能。这是利用 Visual Basic 6.0 和 MapX 混合编程的方式来实现，即用前者的 Treeview 控件创建图层列表，而用后者的属性来控制图层的显示与否。

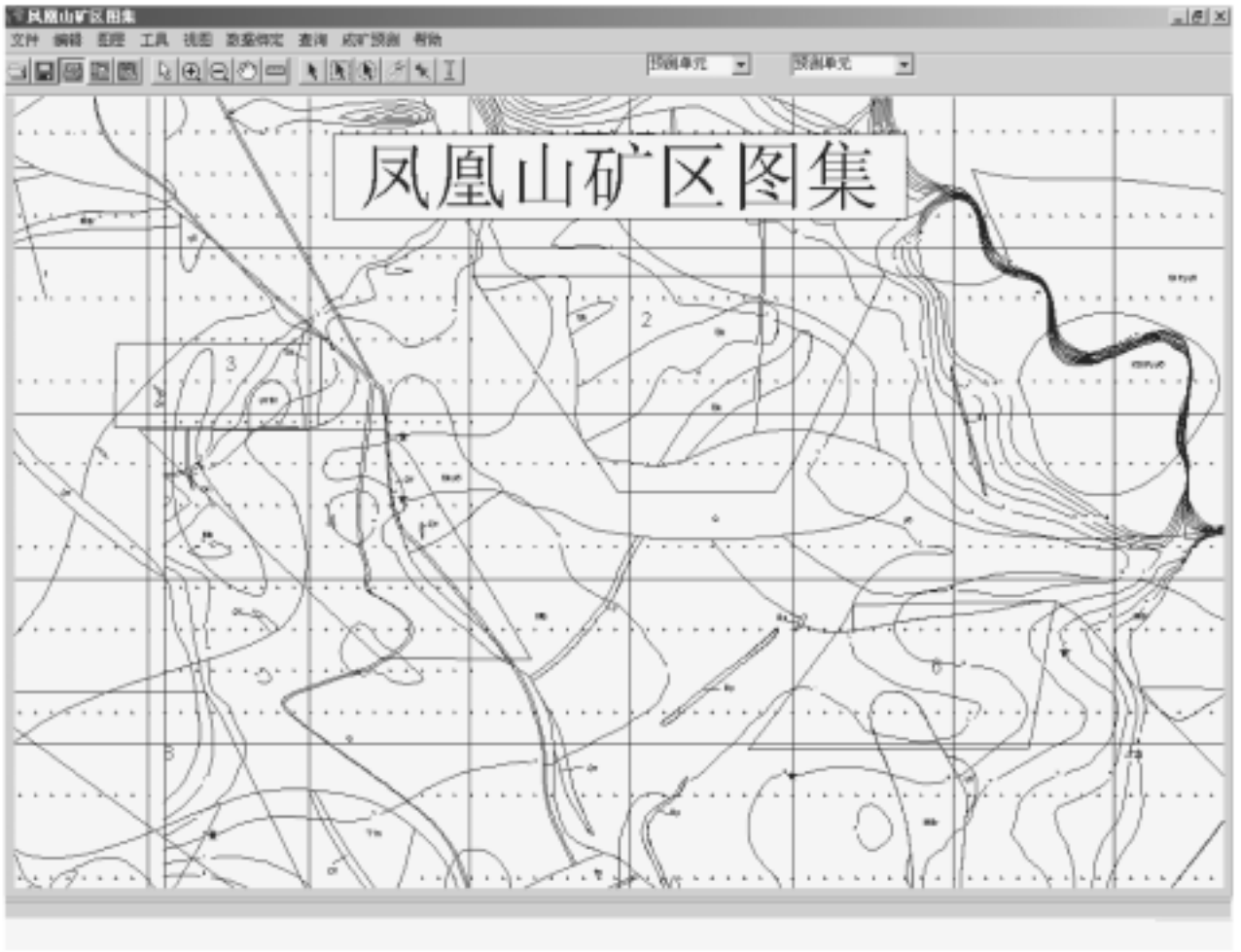


图 9 8　系统启动界面示意图

(5) 数据绑定模块

在本系统中，由于采用属性数据和图形数据相分离的原则，图形数据保存于地理数据库中，而属性数据存储在关系数据库中，而用户经常需要进行空间查询，即根据图形查询属性数据，或者根据属性数据来查询空间数据，所以必须先将用户的属性数据与地图的空间数据连接起来。本系统通过数据集集合 (Datasets) 对象，有效地实现了两者之间的连接。具体实现是利用 MapX 的 Datasets 的 Add 方法将属性数据绑定到图形对象中，进而以地图中的图形对象来显示数据或将属性数据绑定到地图中，并创建专题地图。

数据绑定有多种方式，本系统提供 DAO 数据绑定、ADO 数据绑定、ODBC 数据绑定以及图层绑定等方式。下图为 DAO 方式绑定 (图 9 10)。



图 9 9　图层树示意图

(6) 查询模块

查询是按照用户给定的信息对地图中空间实体进行查找定位，或者根据具体的空间实

体来获取相应的属性信息。查询分三种方式：基于空间关系特征的查询（图查属性）、基于属性特征的查询（属性查图）、基于空间关系和属性关系的查询。

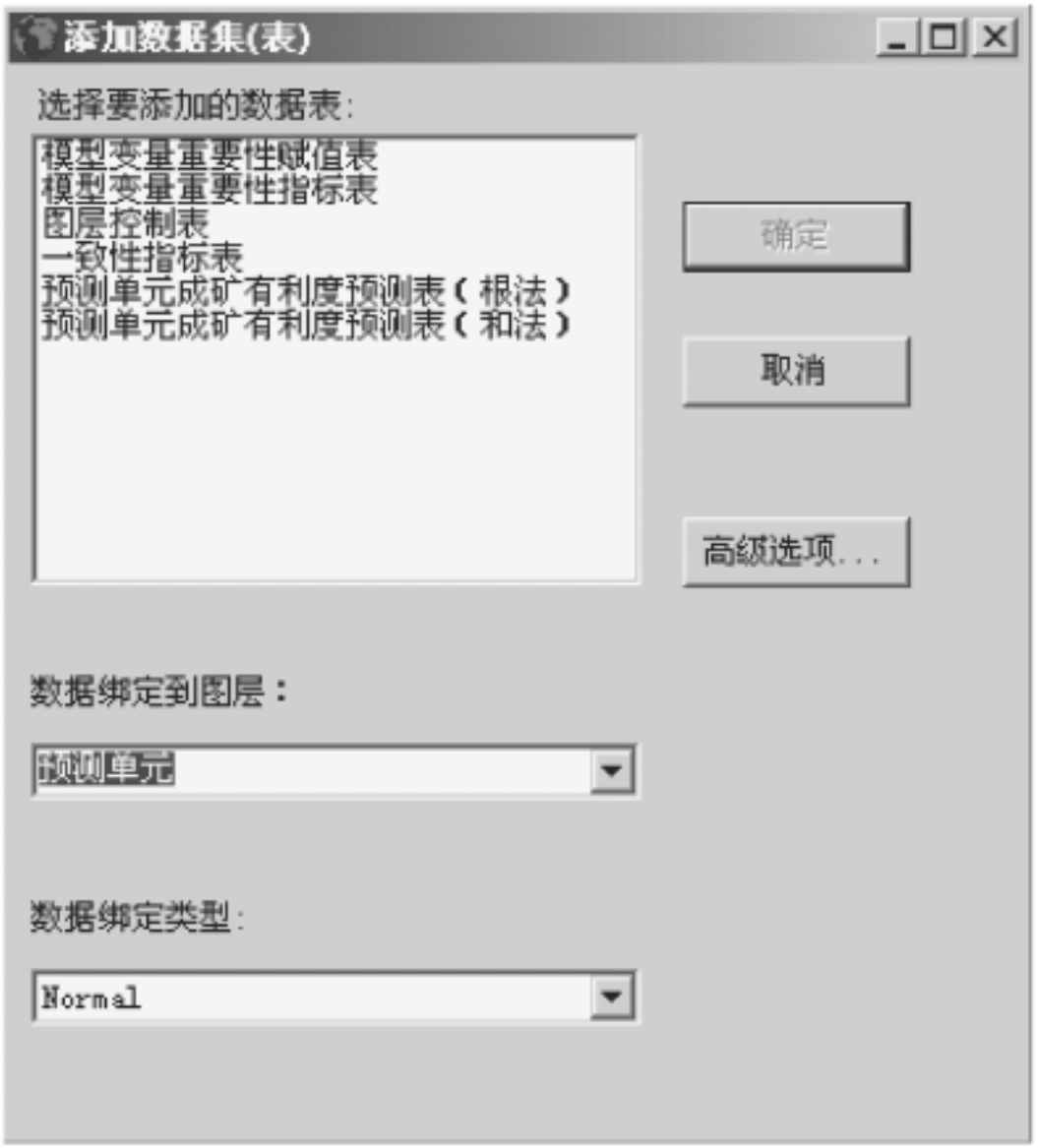


图 9 10　DAO 方式数据绑定图

属性查图模块的功能实现，首先要在查找窗口设定查找对象所在的图层，以及设定查找对象的值，如有必要，还需设定限定图层和字段；然后，就可以查找对象。这主要是利用 MapX 的 Find 对象来实现的（图 9 11)。因为本系统采用属性数据和图形数据分离的原则，属性数据存储在关系数据库 Access 中，属性的赋值分为单个条件查询和复合条件查询。单个条件查询通过对某个条件赋值而查找到相应的空间特征（图 9 11)；复合条件查询通过 SQL 查询实现，因为关系数据库管理系统支持 SQL 查询，利用它就可以在属性数据库中很方便地实现属性数据的复合条件查询。

而由属性查图则要先在工具栏的组合框中选择要查询的空间图形对象所在图层，然后通过图形选择工具选择要查询的空间图形对象，系统根据相应的设置和选择自动查找它们的属性，并将查询结果列表显示（图 9 12)。本系统提供的图形选择工具有点选择，圆、矩形以及多边形等多种选择工具。

(7) 定量预测模块

定量预测模块实际上是整个系统的一个子系统。它包括多个子模块，如数据库操作、数据表的操作、预测模块等（图 9 13)。



图 9 11　由图查属性数据



图 9 12　由属性查图

定量预测模块是用 Visual Basic 6.0 来开发和实现的，它又可以为两大部分：功能设计和数据库设计。功能设计如上所述，主要包括数据库操作和数据表操作及预测等子模块。其中，预测模块是核心部分，其实现方法和步骤在第四章已有详细的研究，这里不再赘述。而数据库的设计也是本文的重要组成部分，在分析定量预测模型对数据的要求之后，设计了相应的数据库和数据表（表 9 4)。并采用 Visual Basic 6.0 为数据库开发平台。针对数据库和数据表的操作，设计了相应功能模块，从而使系统对数据的操作更加方便、快捷。

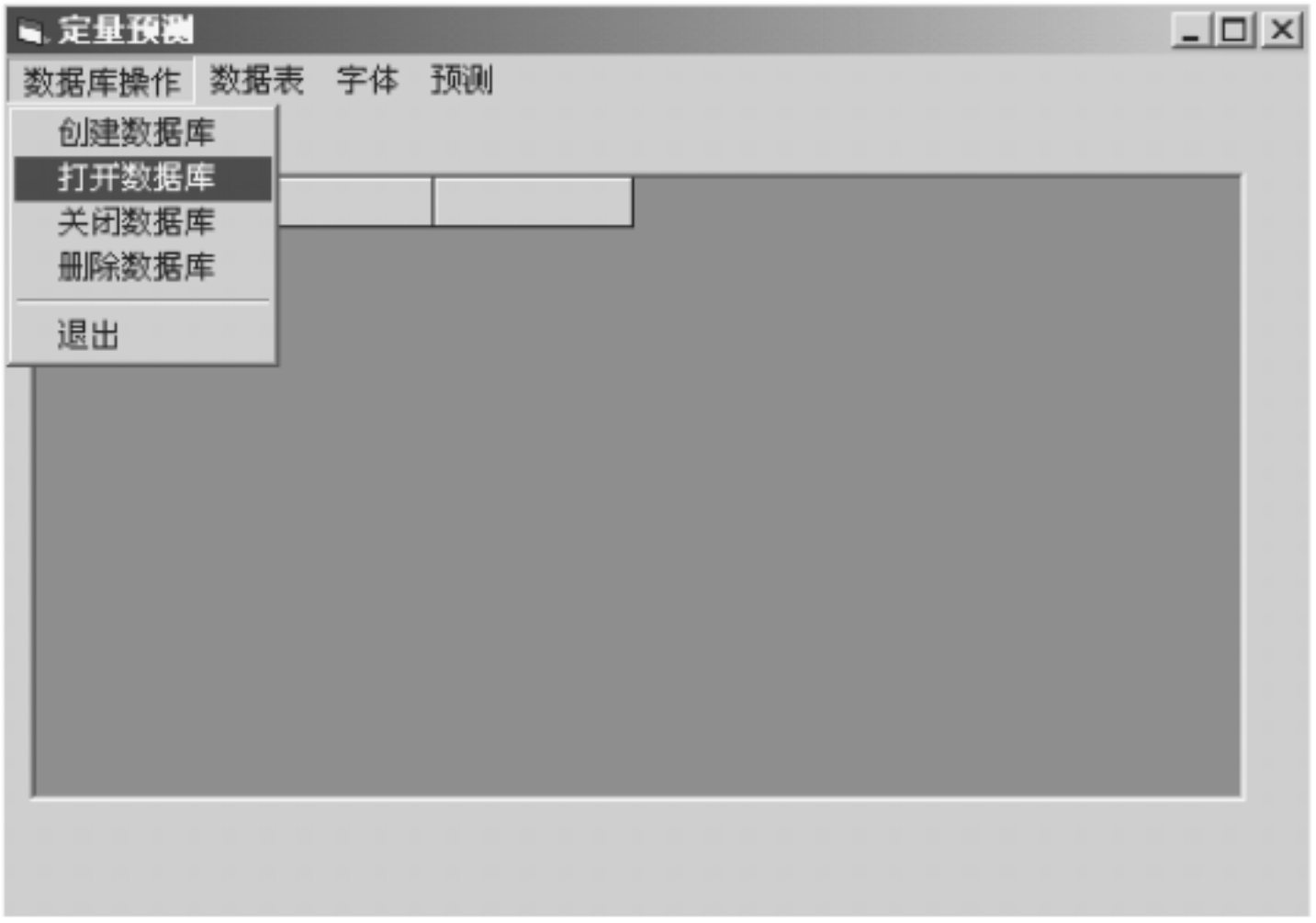


图 9 13　定量预测子系统图

表 9 4　定量预测数据表设计

表　名	字段名	字段类型	宽度
模型变量重要性赋值表	变量代号	Text	50
	变量名称	Text	50
	模型变量值	Integer	2
模型变量重要性指标表	指标名称	Text	50
	指标值	Integer	2
一致性指标表	阶数	Integer	2
	一致性指标值	Single	4
预测单元成矿有利度预测表（根法）	ID	Integer	2
	单元名称	Text	50
	单元预测值	Integer	2
预测单元成矿有利度预测表（根法）	ID	Integer	2
	单元名称	Text	50
	单元预测值	Integer	2
图层控制表	ID	Integer	2
	SupervizerID	Integer	2
	Lyrdirname	Text	50
	Lyrname	Text	50
	Order	Integer	2
	Visible	Boolean	1
	Color	Integer	2
	Class	Byte	1
	Attrdataencode	Integer	2
	Attrdataname	Text	50

续表

表　名	字段名	字段类型	宽度
预测单元变量赋值表	ID	Integer	2
	预测单元名称	Text	50
	其余字段由模型变量重要性赋值表中的变量动态确定		

其中，模型变量重要性指标表是记录变量重要性判断的定量化方法，可以根据实际需要来选择自己的定量化方法，从而作为变量重要性判断的依据。作为实例，本研究在凤凰山矿区采用 1 - 9 比例标度法。

模型变量重要性赋值表则是根据上表的定量化方法对从模型中提取的变量赋值，结果保存在此表中，为应用模型构造两两判断矩阵提供数据。

一致性指标表保存一致性指标，而一致性指标由用户根据实际情况选定和输入，一致性指标用于检验模型变量赋值正确与否。

预测单元变量赋值表则保存每个预测单元（包括已知单元和未知单元）的变量赋值，这里对变量的赋值是指在每个单元内模型变量存在与否，如单元内某个变量存在，则赋值为 1，不存在则赋值为 - 1，无法确定则赋值为 0。本表的特殊之处在于对不同的成矿模型，就有不同的变量组合，则表的字段就不同，字段数也会不同，如要在数据库管理系统中去建立表结构则费时、费事。在本系统中，采用 Visual Basic 6.0 为数据库平台，每当在对预测单元赋值表赋值时自动建立该表的结构，大大简化了操作难度，提高了程序的通用性。

预测单元成矿有利度表则是保存根据数学模型得到的运算结果，这个结果反映成矿可能性的大小——值越大，则成矿可能性越大。在本系统中，通过与该表的绑定，可在地图中查询某一预测单元的成矿有利度值，也可以根据该成矿有利度值建立专题图。可以说，本表是联系成矿预测子系统与地图的纽带。

(8) 专题图分析

专题地图是用于分析和表现数据的一种强有力的工具。用户可以通过使用专题地图的方式将数据图形化，使数据以更直观的形式在地图上显示出来，当使用专题渲染在地图上显示数据时，可以清楚地看出在数据记录中难以发现的模式和趋势，为用户的决策支持提供依据（刘光，2003）。在 MapX 中，制作专题制图是指根据某个特定专题对地图进行“渲染”的过程。专题图使用某种图案或颜色填充来表明地图对象的某些信息。利用 MapX 可根据数据库表中特定的值来赋予地图对象颜色、图案或符号，从而创建不同的专题地图。在 MapX4.5 中，专题地图一共有 7 种类型：范围图、直方图、饼图、等级图、点密度图、独立值图和格网图。这些类型的专题图在 MapX 中通过以下方式实现：

Map1.Datasets (1) .Themes.Add [Type], [Field], [Name]

其中 Type 参数代表要创建的专题地图的类型，倘若不指定则会根据接收的字段数量和已显示的其他专题类型来选择合适的默认类型，我们可以根据需要将其设为 miThemeRanged, miThemeBarChart, miThemePieChart, miThemeGradSymbol, miThemeDotDensity, miThemeIndividualValue 和 miThemeAuto 中的类型之一。

Field 参数表示专题地图中要使用的字段，它可以是一个或者多个。Name 参数是指定的专题地图的名称，以上参数均为可选。

(9) 输出和打印功能

本系统提供了输出打印功能。MapX 提供的保存功能可以保存即时屏幕图形结果。系统还可以通过特征对象将所提取的部分显示出来。为了永久拥有特征提取图层，还可以将该图层在当前显示状态下复制到一个新的图层。在 MapX 中，用 map.ExportMap 方法输出并以别的地图格式保存。MapX 提供了 7 种输出格式的图形文件 (表 9 5)。

表 9 5　MapX 输出的地图格式

BMP	TIF	GIF
JPG	WMF	PSD
PNG		

其实现方法是通过以下的语句生成上述图形文件:

```
Map1.ExportMap SaveFile, ExportFormat, ExportWidth, ExportHeight
……
```

在图形文件其他格式输出后，就可以在 PhotoShop 等图形处理软件中进行二次处理，增强图形的效果。以 *.gst 保存的文件，可以利用系统中的打印功能直接进行打印，以图纸的方式进行输出；而由空间对象查询出的属性数据表，或者是别的数据表，也可以直接进行打印成表。

第二篇
铜陵凤凰山矿田
隐伏矿床勘查示范

凤凰山铜矿是铜陵有色金属（集团）公司的骨干矿山，目前已进入残矿回采阶段，如果找不到足够的接替资源，矿山即将闭坑。这不仅影响到铜陵有色金属（集团）公司的发展，也严重制约了该地区的经济发展和社会稳定。另一方面，在矿山的深部、边部及外围地区却还存在着很好的找矿潜力，目前保有储量的不足并不是由资源枯竭造成的，而是因多年来找矿勘查的资金和技术投入的严重不足，未能将潜在的隐伏矿床（体）勘查出来。

第十章　选区依据与示范意义

第一节　选 区 依 据

一、严峻的接替资源状况

铜作为现代社会发展必不可少的金属原料在我国却比较短缺，每年都需要进口大量的铜原料。铜陵是我国最早建立的铜原料基地，区内铜陵有色金属（集团）公司是我国最重要的铜工业企业之一。据 AME Mineral Economics Pty Ltd（2001）公布的资料，中国 2001 年产铜为 140 万吨，其中五大骨干产铜企业的产铜量分别为铜陵有色金属（集团）公司 24.26 万吨，江西铜业公司 22.63 万吨，云南铜业公司 17.13 万吨，大冶有色金属公司 14.02 万吨，中条山有色金属集团公司 2.28 万吨。五大企业的铜产量占全中国总产量的 53%。事实上，铜陵有色金属（集团）公司的电解铜产量已连续四年在全国铜工业企业中位居第一。在全球范围内，其电解铜产量也能排第 17 位左右。

然而，由于开发历史长，铜陵地区矿山的保有铜储量已严重不足。就目前保有铜资源储量和矿山产铜量而言，铜陵有色金属（集团）公司则在五大铜企业中排名最后，其电解铜的矿石来源只有 20%来自铜陵地区，其余都靠从海外进口。目前铜陵公司所属的七大矿山中，有三个矿山已经闭坑，有一个已濒临闭坑，只有三个矿山资源保证尚可（表 10 1）。可见如不加速勘查接替资源，铜陵的自产铜能力将迅速消失。

表 10 1　铜陵有色金属（集团）公司各矿山截至 2001 年底保有地质储量

	储　量		基础储量		资源量		理论服务年限(年)	采矿生产能力(万吨/ 年)
	矿石(万吨)	金属(百吨)	矿石量(万吨)	金属量(百吨)	矿石量(万吨)	金属量(百吨)		
铜官山					2505.6	4115	0.2	49.5
金口岭	103.3	95	174.6	146	1017.6	824	1.6	33
凤凰山					2567.1	2810		61.2
铜　山	82	74	82	74	4051.9	3489	0.2	99
狮子山	17801	17663	31126.6	32085			22	96
安　庆	18541	14871	27782.9	23819			12	115.5
冬瓜山	40720	39833	50900	49791	47510	46733		330
合　计	77137.3	72536	110066.1	105915	57652.2	57971		

实际上，铜陵地区铜资源保有量的不足，不仅严重影响了我国铜资源的安全性，更严重制约了铜陵有色金属（集团）公司和铜陵地区经济的发展。成立于 1952 年的铜陵有色金属（集团）公司是铜陵地区最大的工业企业，经过 50 余年的建设发展，已成为以铜、金、银的采、选、冶、深加工为主，集国际国内经营贸易、科研设计、机械制造、建筑安装、井巷施工、国际国内运输、房产开发、地质勘探、旅游服务为一体的跨行业、跨地区、跨国的特大

型国有企业集团。已形成铜冶炼、化工、机电、轻工、建材五大行业320余种产品。2001年末全公司总资产87.5亿元，直接从业人数2.8万，间接从业人员超过10万。年销售收入在全国大型工业企业中排名第82位，是有色行业中惟一进入全国工业百强企业的大型企业。企业规模不可谓不大，但企业效益却与企业极不协调，整个公司年赢利不过1000万，所有七大矿山，除还未正式投产的冬瓜山铜矿外，只有安庆铜矿是赢利的，其余都是亏损的。究其原因是保有资源储量不足，生产规模上不去。

所以无论从国家的铜资源安全，还是从企业的发展来分析，铜陵地区都需要开展新一轮的找矿勘查，增加铜资源储量。以国家牵头，集中力量解决铜陵地区的接替资源危机已刻不容缓，因此本次国家批准将凤凰山铜矿作为示范研究基地之一是十分必要和及时的。

二、极大的找矿潜力

凤凰山铜矿是铜陵有色金属（集团）公司的骨干矿山和主要资源基地，目前已进入残矿回采阶段，如果找不到足够的接替资源，矿山即将闭坑。这不仅影响到铜陵有色金属(集团）公司的发展，也严重制约了该地区的经济发展和社会稳定。另一方面，在矿山的深部、边部及外围地区却还存在着很好的找矿潜力，目前保有储量的不足并不是由资源枯竭造成的，而是因多年来在这些地区的找矿勘查的资金和技术投入的严重不足，未能将潜在的隐伏矿床（体）勘查出来。

凤凰山矿田的找矿潜力，可从如下四个方面进行分析：

1）铜陵地区的铜矿资源主要分布于三个矿田：铜官山矿田、狮子山矿田和凤凰山矿田，三个矿田围绕三个岩浆活动中心分布（图10 1)。凤凰山铜矿床是凤凰山矿田中最主要的矿床，其储量超过矿田所有其他矿山的总和。从成矿地质条件来分析，凤凰山矿田并不比铜官山和狮子山矿田差，但目前已证实的铜资源储量，凤凰山矿田最少，远少于狮子山矿田。因此我们有理由认为凤凰矿田还有大量隐伏的铜资源没有被发现。

2）就勘查程度而言，凤凰山矿田是三个矿田中最低的。最深的钻孔只到800m左右，勘探的面积也非常有限；狮子山矿田却施工了大量1000m以上的深孔。

3）铜陵地区已发现的铜矿床类型有接触带矽卡岩型、层控块状硫化物型和斑岩型。在国内外与斑岩有关的大型、超大型铜矿中，这三种类型常相伴出现，而目前在铜官山矿田和狮子山矿田都已分别发现了这些类型的矿化，凤凰山矿田只发现有接触带矽卡岩型。就成矿地质条件和地质环境而言，凤凰山矿田具有形成斑岩型铜矿和层控块状硫化物型铜矿床的环境和条件，其他两种类型矿化在凤凰山矿田也应该存在。

4）在凤凰山铜矿的周围还存在不少具有很好找矿标志和成矿地质条件的找矿靶区，这些区内还没开展过系统的找矿勘查工作。

因此，我们认为凤凰山矿田具有极大的找矿潜力。

三、已有的工作基础

铜陵地区是我国最重要的铜矿集中区之一，因此一直是地质研究的重点区域，多次国家攻关项目也都在这里做过工作。321地质队长期在这里进行地质勘查工作，常印佛等一批专家对本区的成矿作用及地质演化进行过系统的研究，这些工作为凤凰山铜矿深部及边部隐伏矿床的勘查工作提供了丰富的基础资料。

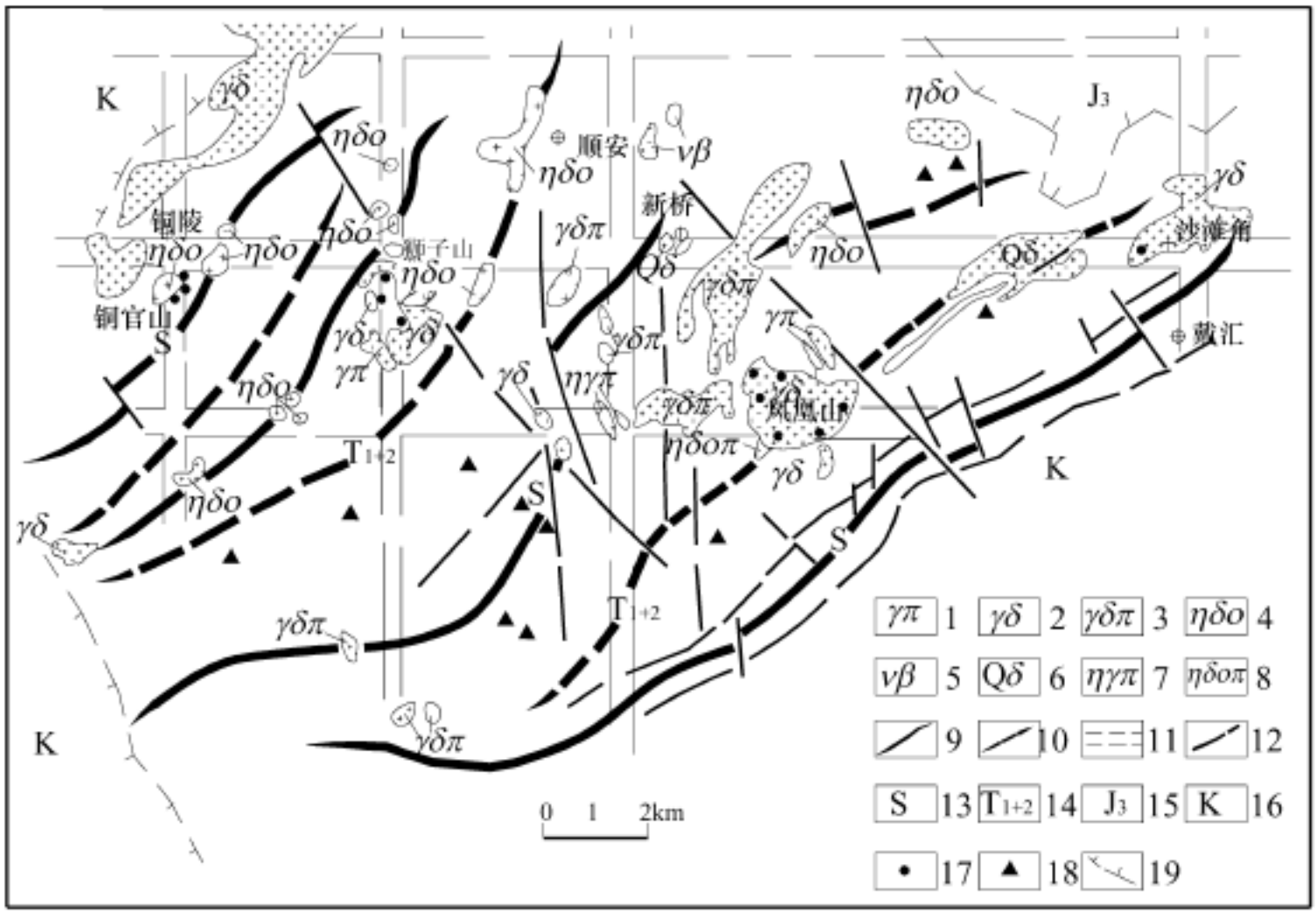


图 10 1　铜陵地区地质略图

(据常印佛等，1991)

1—花岗斑岩；2—花岗闪长岩；3—花岗闪长斑岩；4—石英二长闪长岩；5—辉长辉绿岩；6—石英闪长岩；7—二长花岗斑岩；8—石英二长闪长斑岩；9—背斜轴；10—向斜轴；11—基底断裂；12—断裂；13—志留系；14—中 下三叠统；15—上侏罗统；16—白垩系；17—铜矿床；18—铅锌矿床；19—中新生代盆地边界

由于认识到资源的危机性和凤凰山铜矿的找矿潜力，铜陵有色金属（集团）公司从1999 年起就在凤凰山铜矿进行了深边部隐伏矿体的预测和勘查，先后已投资了上百万元进行地质勘查的钻探工程，也发现了隐伏矿体，取得了初步的成果，为本项目研究打下了良好的基础。由于矿山财力的限制，要取得更大的突破性找矿成果和技术创新成果还很困难，需要国家的投入。所以选择凤凰山铜矿进行大型矿山接替资源勘查技术示范研究非常必要。

第二节　示 范 意 义

一、对国内同类型铜矿床的接替资源勘查具示范作用

受晚古生代碳酸盐岩和燕山期浅成中酸性岩体的接触带控制的矽卡岩型铜矿山在我国铜资源中占有相当的比例，长江中下游地区尤以这类矿床为主。凤凰山铜矿勘查的成功经验将能便利地推广应用到其他地区的类似矿床，对我国铜矿山的接替资源勘查有着非常重

要的示范作用。

从自然环境方面来分析，凤凰山铜矿是产于南方典型温湿丘陵环境中的硫化物矿床，这种地理环境中的硫化物矿床在我国矿山中也占有相当大的比例，凤凰山铜矿勘查的成功经验将能便利地推广应用于这些矿山的找矿勘查。

二、能为铜陵及整个长江中下游地区矿业经济的再次繁荣做出贡献

从地球动力学背景、成矿地质条件、成矿作用系列和勘查工作条件等多方面来分析，凤凰山铜矿田都可作为铜陵及整个长江中下游成矿带的典型铜（金）矿床之一，如果在凤凰山铜矿攻关取得突破性找矿成果，这套勘查技术显然对铜陵矿集区及整个长江中下游矿山的接替资源寻找也是实用的，由此可能导致这些矿山的找矿勘查同样取得突破性成果，使得新发现的铜及其他资源量大幅度增加，必然会促进整个地区的矿业再次繁荣，并带来这些区域经济繁荣和社会稳定。

第十一章　地质背景与资源背景

凤凰山矿田位于铜陵市东南约 35km 处的凤凰山新屋里盆地，盆地中心为燕山晚期的新屋里岩体，主要由花岗闪长岩和石英二长闪长岩组成。盆地四周主要为二叠系至三叠系的碳酸盐岩地层。围绕岩体沿接触带产出有凤凰山、宝山陶、铁山头、仙人冲、清水塘和江家冲等多个铜矿床，目前只有凤凰山矿床达到了中型规模（图 11 1)。

凤凰山铜矿床，又称药园山铜矿床，位于凤凰山矿田的西段，是一个古老的矿山，古采矿遗迹很多，但在中华人民共和国成立前无任何地质记录。1953 年 321 地质队始在本区地表发现数处矿点，但经地表工作后认为储量不大，仅可作为小型开采对象开采。1957 年 374 地质队在万迎山施工两个普查孔均见铜矿体，此后开始全面普查钻探，1959 年终于在药园山打到规模最大的 II 号主矿体，1962 年转入勘探，1965 年提交勘探报告，1968 年建矿，1971 年投产。此后在生产过程中对扩大的范围进行了补充勘探，目前累积已探明铜金属储量 437926.31 吨（表11 1)。

表 11 1　凤凰山矿床历年勘探储量统计表

年	勘探单位	勘探范围	Cu 储量/ t	Cu 品位(w(Cu)/ %)
1965	321 地质队	- 360m 以上，包括Ⅰ - Ⅳ号矿体在内的 83 个矿体	308606.80	1.27
1975	321 地质队	- 360～ - 500m 的局部	35251.98	0.81
1992	铜陵有色公司地质队	- 240m 以下的小矿体	56939.43	1.008
1999	铜陵有色公司地质队	- 360m 以下，II 号矿体的延伸及其他小矿体	38128.29	1.065
合计			438926.50	

但经过 30 年的生产，所剩储量已经不多，以逐渐减小规模的低效益（甚至负效益)维持简单再生产，理论上最多也不会超过 8 年，实际上能再开采 6 年就已经不错了，资源相当危急。正是在这种情况下，铜陵有色金属集团公司于 1999 年委托我们进行找矿预测研究，希望尽快解决其接替资源问题。

凤凰山矿田现有的勘探成果对我们在这一地区寻找接替资源有两个非常重要的启示：第一，凤凰山铜矿的储量要远远大于矿田内其他几个小矿山的储量，从现有勘探成果来分析，以扩大其他现有小矿床的规模来接替凤凰山铜矿是难以见效的，实际也是不可能的，因为这些矿床都不被铜陵有色金属（集团）公司控制；第二，凤凰山铜矿从 - 360m 往下，现有接触交代矽卡岩型矿体规模越来越小，再往深部增加的储量已非常有限，所以凤凰山铜矿现有采矿范围往深部显然也不是寻找接替资源的理想场所。因而要尽快解决凤凰山铜矿的接替资源问题，应在其边部及其外围开辟新的找矿靶区、靶位。

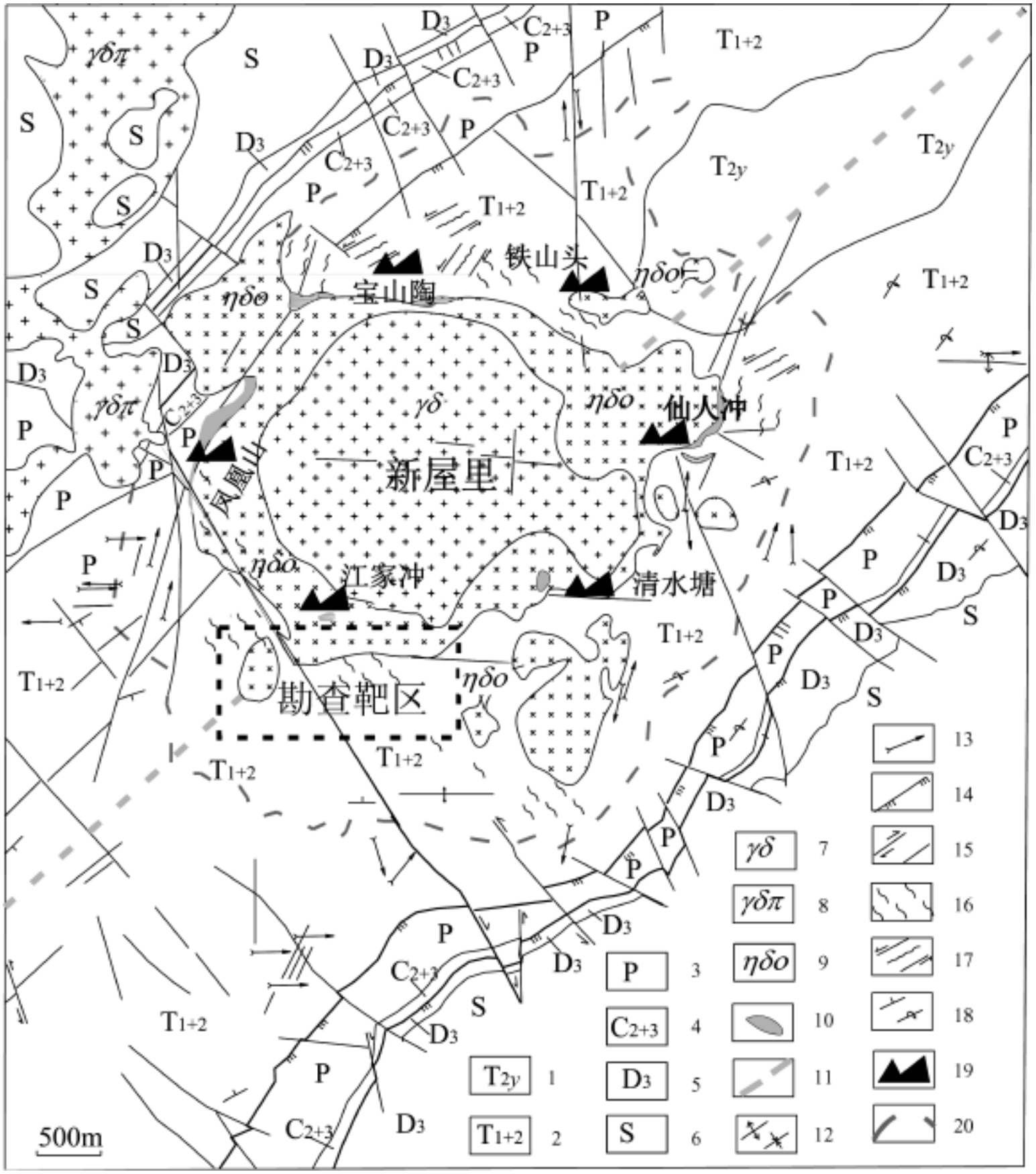


图 11 1　凤凰山矿田地质略图

(据刘文灿等 (1996) 资料和矿山资料修编)

1—中三叠统月山组; 2—中 下三叠统; 3—二叠系; 4—中 上石炭统; 5—上泥盆统; 6—志留系; 7—花岗闪长岩; 8—花岗闪长斑岩; 9—石英二长闪长岩; 10—铁帽; 11—复式向斜轴; 12—小型向斜/ 背斜; 13—A 线理; 14—层间滑脱构造; 15—平移断层/ 断层; 16—韧性剪切带; 17—流变褶皱; 18—地层正常产状/ 倒转产状; 19—铜矿床; 20—大理岩范围

第十二章　矿田特征、找矿方向与勘查战略

第一节　矿田成矿地质条件分析

一、地层及其与成矿的关系

在凤凰山矿田，出露的地层主要为中 下三叠统，其次为二叠系，其他地层（从石炭系到志留系）出露很少。

中三叠统月山组（T_2y）：主要为角砾状灰岩和角砾状白云岩，区域上厚度大于261m，但在本区出露较少，主要在仙人冲以北有小片出露。

中三叠统东马鞍山组（T_2d）：上部为米黄色、淡红色中厚层白云岩、白云质灰岩，下部为深灰色、灰黑色薄层状白云质灰岩、白云岩，厚 108 m，在本区出露面积亦很小，主要在铁山头以东及仙人冲以东有小片出露。

下三叠统南陵湖组（T_1n）：上部为灰色中厚层灰岩、灰岩质砾岩、生物碎屑灰岩及白云质灰岩等；中部为浅灰色、暗灰色薄层灰岩，局部夹砾状灰岩；下部为浅灰色薄层灰岩，局部夹钙质页岩和白云质灰岩。厚度在 450m 以上。这是本矿田出露面积最大的地层，主要分布在复式向斜的核部一带，因紧靠岩体，这一层位的岩石大都经热变质形成了大理岩。凤凰山矿田目前已发现的主要的铜矿体（如凤凰山铜矿的Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号矿体，宝山陶、仙人冲、江家冲等铜矿的矿体）都是产在岩体与这一层位地层的接触带上，是主要的控矿地层。

下三叠统和龙山组（T_1h）：上部为深灰色灰岩和泥质灰岩，夹钙质页岩；下部以灰色钙质页岩为主，泥质灰岩次之，夹少量灰岩。厚在 283m 左右。主要出露在矿田的西北部和东南部的新屋里复式向斜的两翼，因靠近岩体，大多已变质成条带状矽卡岩和大理岩夹角岩。这也是仅次于 T_1n 的次要控矿地层，凤凰山铜矿的Ⅳ号矿体就是产在岩体与这一层位岩石的接触带上。

下三叠统殷坑组（T_1y）：灰色、深灰色，薄层状、页片状钙质页岩，夹灰岩透镜体，底部有数层黄色薄层泥质灰岩，厚约 145m，分布面积很小，主要在宝山陶北西有小片出露。

上二叠统大隆组（P_2d）：主要为灰黄色泥质页岩、泥质灰岩，黑色硅质页岩及黑色燧石层，厚度大于 36m。主要分布在矿田的西北角和东南角的山坡低凹处。

上二叠统龙潭组（P_2l）：主要为黑色炭质页岩、砂岩、粉砂岩及粉砂质页岩，局部含煤层，厚度大于 41m。主要分布在矿田的西北角和东南角的山坡低凹处，出露面积很小。

下二叠统孤峰组（P_1g）：主要为中厚层状含燧石结核生物碎屑灰岩、白云质灰岩、碎屑灰岩、硅质页岩、黑色页岩，局部含磷结核，厚度 82.05m。分布在矿田的西北角和

东南角的低矮山坡上。

下二叠统栖霞组（P_1q）：主要为生物碎屑灰岩、炭质泥质灰岩、粉砂质泥质页岩夹灰黑色含炭质页岩，厚度256.8m。分布在矿田的西北角和东南角的低矮山坡上。

上石炭统船山组（C_3c）：为含生物碎屑灰岩、似瘤状碎屑灰岩等，厚度23.25 m。主要分布在矿田东南部和西北部的复式向斜两翼，呈北东走向的长条状，出露面积不大。

中石炭统黄龙组（C_2h）：以生物碎屑灰岩、含生物碎屑灰岩、巨厚层白云岩为主，厚度45.93m，总是与C_3c相伴出露。

上泥盆统五通组（D_3w）：主要为页岩、粉砂岩、石英砂岩等，厚度大于113 m，主要出露在矿田西北和东南角的山上，出露面积不大。

志留系包括上统茅山组（S_3m）、中统坟头组（S_2f）、下统高家边组（S_1g），主要为中细粒碎屑岩，出露在矿田的西北角及东南角。

从现象上看，本区的铜矿体主要受T_1n地层的控制，其次在T_1h中，但从矿体定位机制上来分析，地层与矿体定位空间的这种关系并非完全是由地层本身所造成的，而主要是由于构造和岩体的侵位作用使得T_1n正好处于一种有利于矿体定位的空间位置，其主要原因有如下四个方面：

1) 地层中成矿元素的含量与地层中产出的矿石量并没有正相关关系，表明地层并不是成矿物质的主要来源；

2) 含矿地层中矿体产出的位置实际上还是在接触带或靠近接触带，远离接触带的同层位纯地层中目前还没有发现矿体；

3) 矿体主要赋存于T_1n中，与T_1n的大厚度和广泛出露有关；

4) 矿体的定位实际上主要还是受岩体和构造双重控制的，地层的控制作用主要是通过地层的力学和化学性质的空间变化来影响含矿构造的力学性质、几何性质和化学环境的变化，从而间接影响矿体的定位。本区T_1n和T_1h的岩性和分布均有利于岩体和构造实现对矿体定位的双重控制。

所以，从成矿作用角度来分析，尽管凤凰山矿田目前已发现的铜矿体都产在T_1n和T_1h中，但我们今后的找矿方向决不能完全局限于这两个地层单元中，因为本区是一向斜，在向斜的深部，中、上石炭统和下二叠统栖霞组等都会与新屋里岩体相接触，从而可造成有利于成矿的接触带和层间滑脱构造带等，都有可能形成接触交代型或层间交代矽卡岩型铜矿。

二、矿田构造特征及成矿构造分析

1. 矿田主要构造系统及构造演化分析

构造是控制矿床形成和矿床定位的主要因素，由于经历了多期次的构造运动，凤凰山矿田的构造比较复杂。从本区的构造特征及地壳演化规律来分析，凤凰山矿田的构造基本可归入四大构造系统：基底断裂系统、北东向褶皱 冲断系统、与岩体侵位相关的多方向脆 韧性构造系统和最晚期的脆性断裂系统。

(1) 基底断裂系统

基底断裂是在前印支期就已形成，之后长期活动，并且深切地壳深部的断裂系统，这种断裂构造地表看不出明显的构造形迹，可以从卫星影像和岩体的定向分布上来判别。在

凤凰山矿田，新屋里岩体即为南北向和东西向基底断裂的交叉结点，在岩体的南北和东西两个方向都可以发现许多线性排列的闪长岩小岩体，表明这两个方向都有直通深部的断裂系统。从长江中下游成矿带及其区域出露的基底（如安庆月山地区出露的董岭群）特征来看，这两组基底断裂为走滑剪切带形式，是在北西 南东挤压应力作用下形成的，是地槽褶皱体制下的产物，但在地台的晚期和地洼期又被活化。

(2) 北东向褶皱 冲断系统

北东向的褶皱 冲断系统是凤凰山矿田的主体构造系统，这一构造系统以新屋里复式倒转向斜及两翼的平行逆冲断层为主体，并派生有一系列的次级构造。

新屋里复式向斜（又称凤凰山复式向斜）是凤凰山矿田范围内规模最大的构造，其影响范围大大超过了凤凰山矿田，向北东一直延伸至桥头杨一带，主要由次级的凤凰山向斜、仙人冲背斜、元宝山向斜组成。复式向斜的核部为三叠系的灰岩，两翼为泥盆系上统五通组（D_3 *w*）—二叠系石英砂岩、硅质页岩和灰岩、白云质灰岩等。凤凰山岩体侵位于复式向斜的核部，岩体的北东侧，复式向斜紧闭，为扇状或箱状褶皱；岩体的东南侧，复式向斜开阔，为斜歪褶皱。总体上，褶皱的东南翼倒转、北西翼正常，轴面倾向东南。复式向斜的次级褶皱主要发育在核部的三叠系灰岩中，向深部渐趋消失。由于次级褶皱的影响，核部的地层产状混乱，一般为陡立或直立地层，破碎强烈，有众多的岩枝、岩脉穿插。与复式向斜相伴的是两翼的逆冲剪切断层，主要沿 D_3 *w*—C_{2+3}（或 P_1 *q*）和 P_2 *l*—P_2 *d* 之间岩性突变面发育，与两侧的地层产状协调一致，一般断层带宽 10～20m，延伸较远，带内岩石挤压破碎较为强烈，显示断层具明显的逆冲剪切特征。

伴随这一褶皱 冲断系统的还有强烈挤压剪切作用形成的 S 状布丁构造（照片 1）、次级紧闭型倒转褶皱、走向北东的密集劈理化带以及北西走向的横向张性断层。其中北西向的横向张性断层最为复杂，其主要原因在于多期活动，后者的活动往往强烈地掩盖了前期活动的特征。

从构造特征和区域构造演化来分析，这一构造系统在印支期就已形成，在燕山晚期岩浆侵位过程中，在相同的构造应力场作用下继续强烈活动，不仅决定了本区的基本构造格局，而且对岩体的侵位起着重要的控制作用。从大地构造演化背景来分析，这一构造系统是华北板块与扬子板块碰撞前陆缩短变形体制下形成的。

(3) 与岩体侵位相关的多方向的韧 - 脆性构造系统

控制岩体侵位机制的主要因素是岩浆的浮力和区域应力场共同作用的结果（Castro, 1987）。当区域处于拉伸构造应力环境时，岩浆以岩墙扩展型经由深断裂或岩墙上升，一直达到上部岩浆池聚集起来形成不整合深成岩体。在这个过程中，如区域膨胀或裂谷作用强烈，则岩浆以破火山口型式侵位，如果岩浆聚集在岩浆池以后，紧接着又发生区域性缩短作用，那么未完全固结的岩浆就会产生同构造气球膨胀式深成岩体。Bateman（1984）根据坎尼巴尔克里克花岗岩接触变质晕的压扁变形的构造分带现象，认为花岗岩的形成是多种侵位机制演化的结果。岩浆最初以一种小型的低粘度岩浆沿断裂侵入，初始侵入体的规模还不足最后侵入体的 30%；接着发生底辟上升，使接触晕发生细褶皱变形；继之发生气球膨胀作用，使接触带整体发生压扁变形。气球膨胀的进一步发展，以及岩体最后冷却和收缩的结果，岩体顶部中心发生块状陷落，在岩体的内部则形成环状岩墙，岩体的外部则形成膝状岩墙。

新屋里岩体主体是同构造的气球膨胀式侵位（刘文灿等，1996)。但从岩体内部的变形特征和岩体围岩接触晕的变形特征来分析，其侵位机制显然与 Bateman（1984）基于坎尼巴尔克里克花岗岩所勾画的侵位模式有较大的差异，未发现由岩体顶部陷落形成的环状岩墙及岩体外部的膝状岩墙等。但可以肯定的是：新屋里岩体是同构造侵位的，存在因岩体膨胀而产生的挤压作用。由于岩体气球式膨胀侵位的挤压作用、岩体侵位对局域构造应力场的改变以及由于岩浆作用而引发的高压流体的作用，从而形成了一个复杂的韧 脆性构造系统，这一构造系统主要组成有三种：①由岩体侵位的气球膨胀作用形成的构造，主要为与岩体边界平行流变劈理构造、膝折构造（照片 2）和挤压变形带，并且与岩体的边界是平行的，主要发育在紧靠岩体边界的围岩中；②因局域构造应力场作用下因岩体侵位造成特殊的边界条件而形成的构造，主要有 NNW、NW 和 NEE 向的韧性剪切带（劈理化带）及相伴的剪切（流变）褶皱，在岩体周围的岩石中都有发育，其中以岩体南侧的近东西向的劈理化带最为发育，往往带有明显的左旋剪切特征；③主要沿岩体接触带发育的脆性扩容构造，往往表现为角砾岩带，其角砾棱角分明，具可拼性，胶结物为岩粉和热液硫化物等，这种构造往往是在岩浆作用的末期或晚期岩浆作用期间由于超压流体所引起的水压致裂作用而形成。

由于这一构造系统的形成既有区域构造应力场的作用，又有岩体的作用（包括岩体的力作用和岩体的热作用)，其形成演化期在岩体侵位后的应力转换期，其特征最为复杂，同时也与成矿的关系最为密切，成矿构造的主体都可划入这一构造系统。

(4）岩浆侵位后的脆性断裂系统

岩体固结以后，整个凤凰山矿田所在壳块整体是上升的，这种上升运动和剥蚀作用使岩体最终出露于地表。在这种隆升环境中，主要形成有 NNE 向和 NW 向的左行断层及相伴的节理构造，这期断裂构造一般切穿岩体和矿体，并对成矿有破坏作用。

显然，这四大构造系统是从基底断裂系统到岩浆侵位后的脆性断裂系统依次演化的，但由于前期的构造总是后一期次构造的重要边界条件，且总会在后期次的构造中受到不同程度的改造和叠加，因此，现在我们所观察到的主要构造都有多期构造叠加和改造的特征。

2. 构造控矿规律及构造成矿机制分析

凤凰山矿田现已揭露的矿体（指现正开采的矿体，不包括本次研究中新发现的矿体)主要为矽卡岩型铜矿体，主要受接触带和断裂构造的双重控制；这种接触带可以是岩体与围岩间的主接触带，也可以是岩体与其所包含的围岩捕虏体之间的接触带，这种控制作用表现出如下的规律性。

1) 矿体往往发育在沿接触矽卡岩带分布的断层破碎带中，表现出明显的沿扩容性断裂充填之矿化特征（照片 3，4)，含矿破碎带的规模往往超过矽卡岩带的范围，即矿体可以发育在矽卡岩以外。一般破碎带规模越大，矿体规模也越大，没有断裂通过的未破碎的矽卡岩往往是不含矿的，矿体主要是在矽卡岩破碎以后形成，矿体中见有矽卡岩角砾和磁铁矿角砾。

2) 矿体受接触带控制的主要原因不是沿接触带发育了矽卡岩，而是接触带特殊的物理和化学环境。因为并不是所有接触带都发育了矽卡岩，更不是所有矽卡岩都发育了矿体，实际上本区大量的块状细粒石榴子石矽卡岩是不含矿的；矽卡岩和矿体的分布规律也

不一致，矽卡岩主要分布在矿区的北段，而主要的矿体（Ⅰ号和Ⅱ号矿体）分布在南段，Ⅰ号和Ⅱ号矿体的直接围岩的主体都未见有明显的矽卡岩矿物组合。接触带最典型特征是两侧岩性的巨大差异，不仅造成了有利于矿石沉淀的急剧变化的化学环境和温度条件，而且是力学强度最弱的部位，因而是应力集中的场所，是扩容最强烈的部位，从而促使了成矿热液向接触带聚集，Ⅰ号和Ⅱ号矿体的直接围岩的大规模角砾岩化以及角砾岩化规模与矿体规模间的正相关关系更证明了这一点。

3) 含矿断裂的方向有 NNE、NNW、NEE、NE、近 WE 和 NW 等多种走向，但目前已发现的矿体中，规模最大的是位于 NNW 走向的西部接触带的药园山Ⅱ号矿体，其次为 NNE 向和近 NS 向的，表明走向偏 NW 方向的断裂对成矿是有利的。成矿断裂的这种偏 NW 专属性是与区域构造应力场密切相关的，成矿期主应力方向是 NW - SE 方向，与主应力场方向夹角小的断裂更容易张开扩容，也更有利于成矿。

4) 从走向上看，位于新屋里岩体西侧的药园山矿床的控矿断裂的走向从北往南是变化的，从 NE NNE 近 NS NNW NW 走向，呈弧形（图 12 1)。实际上，这种弧形断裂是追踪两组剪切裂隙形成的张性断裂，即在北部是追踪 NNE 和 NNW 向断裂的结果，在南部是追踪 NNW 和 NW 向裂隙。共轭断裂沿接触带的这种变化，显示局域应力场(local stress) 是变化的（图 12 3a)，这种变化的局域应力场不仅受区域远场应力（far field stress) 的控制，更受岩体收缩的张应力的控制。垂直于接触带指向岩体核心的收缩张应力叠加 NW - SE 方向的挤压远场应力造成了这种沿接触带发育的特别的追踪断裂系统。追踪断裂显张性，由于区域远场应力的最小主应力是 NE - SW 方向，因而矿区南部的 NW 走向的追踪断裂较之矿区北部 NE 走向的追踪断裂更容易张开，因而矿区南部矿体的规模要北部的规模大得多。

5) 在药园山矿床，从剖面上看，控矿断裂不仅局部边界表现为锯齿状，大的形状也表现为“之”字形（图 12 2)，而断裂构造倾向岩体时（与之相伴的接触带也是倾向岩体的) 有利于成矿，倾向围岩时，则不利于成矿，实际剖面上的这种形态亦是追踪两组分别倾向 NE 和倾向 SW 的断裂的结果，形成这种追踪断裂实际上也可以从岩体收缩的张应力和区域远场应力的叠加获得解释（图 12 3b)。由于这种追踪张性断裂整体是倾向南西的，南西盘的大理岩向下运移，北东盘的岩体向上运移，势必造成倾向北东侧岩体的断裂较之倾向南西侧大理岩的更容易张开，因而倾向于岩体的断裂更利于成矿。

总体上来说，断裂构造在凤凰山铜矿成矿中所起的作用主要表现在如下三个方面：①沿接触带发育的张性断裂的扩容造成的局域低流体压力，促使成矿流体向断裂中聚集。因为南部的断裂比北部的断裂扩容更大，因而更利于流体的聚集；②断裂扩容的减压效应(即降低流体压力) 也是矿石沉淀的重要原因，扩容空间为矿石沉淀提供了场所；③接触带断裂急剧变化的物理化学环境促使致矿的流体 - 岩石反应和不同来源流体的混合反应，是导致矿石在接触带断裂中沉淀的重要原因。

三、新屋里岩体特征及其与成矿的关系

1. 岩体地质特征

新屋里岩体在平面上以新屋里村为中心呈椭圆形，面积近 $10km^2$，是凤凰山矿田内的最大岩体和最主要地质体（见图 12 1)。岩体呈岩株状产于新屋里向斜核部，围绕岩体出

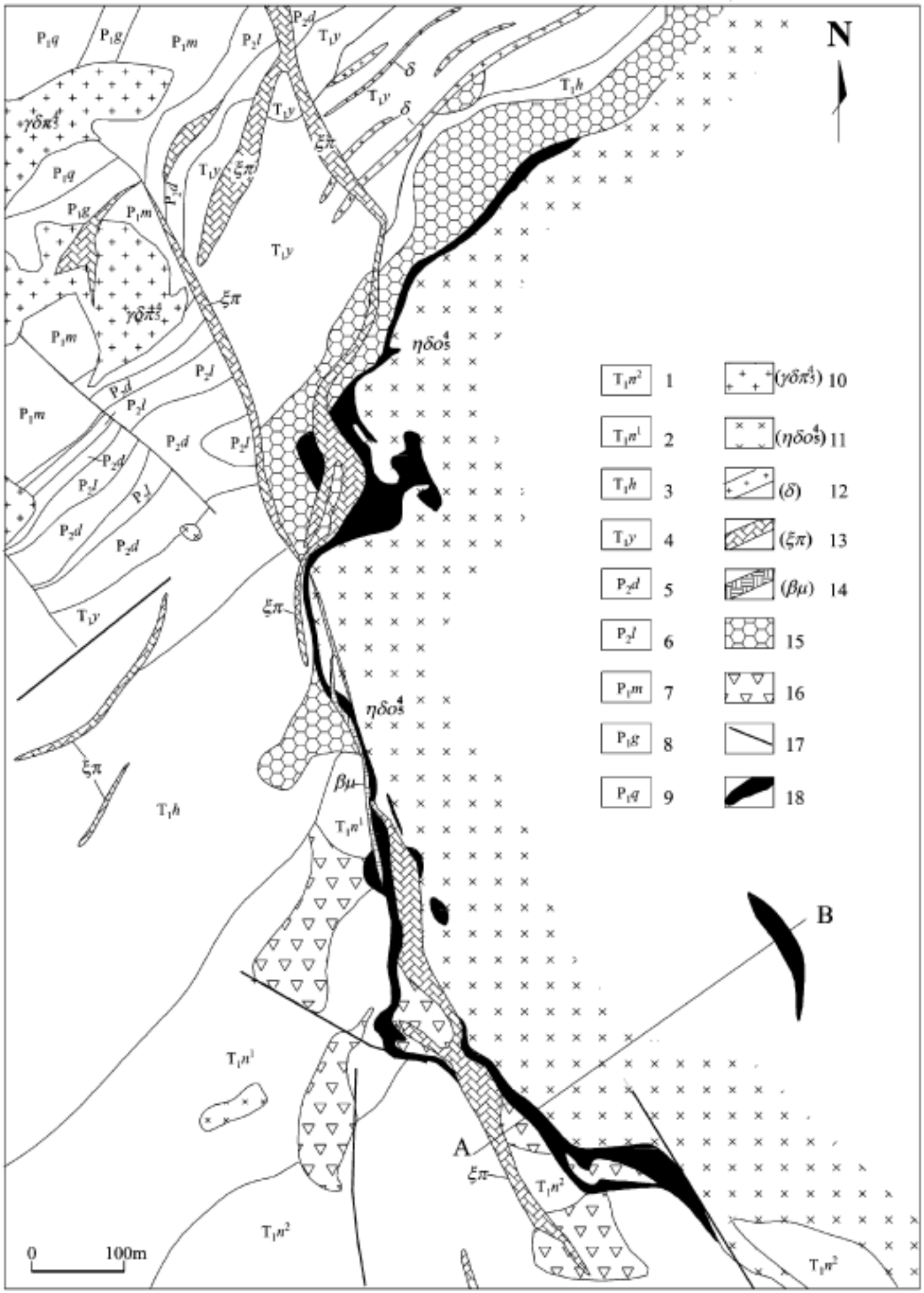


图 12 1　凤凰山矿区地表地质图

(据凤凰山铜矿勘探资料修编)

1—下三叠统南陵湖组上部厚层灰岩；2—下三叠统南陵湖组下部薄层灰岩；3—三叠统和龙山组泥质灰岩和钙质页岩；4—下三叠统殷坑组钙质页岩夹灰岩；5—上二叠统大隆组页岩；6—下二叠统龙潭组黑色页岩夹三层煤层；7—下二叠统茅口组灰岩；8—下二叠统孤峰组灰岩夹硅质页岩；9—下二叠统栖霞组生物碎屑灰岩；10—燕山晚期花岗闪长斑岩；11—燕山晚期石英二长闪长岩；12—闪长岩；13—正长斑岩；14—辉绿玢岩；15—矽卡岩；16—角砾岩；17—断层；18—铜矿体

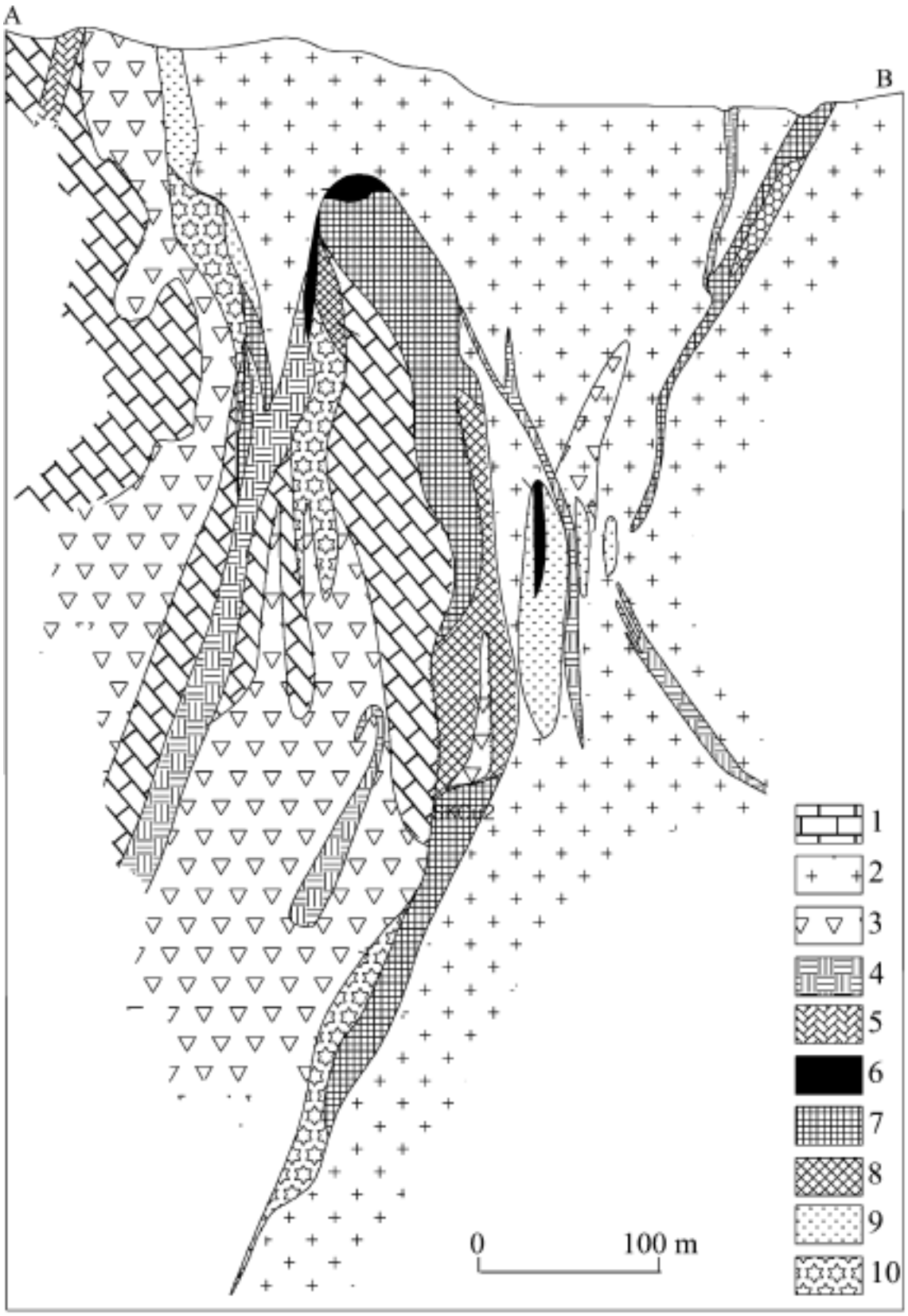


图 12 2　凤凰山铜矿床 A—B 剖面图

(据凤凰山铜矿勘探资料修编)

1—大理岩；2—石英二长闪长岩；3—角砾岩；4—辉绿岩；5—正长斑岩；6—含铜矽卡岩；7—含铜磁铁矿 (赤铁矿)；8—含铜菱铁矿 (赤铁矿)；9—含铜石英二长闪长岩；10—含铜角砾岩

露有志留纪—中三叠世地层，其中围岩以三叠系灰岩为主，岩体与围岩呈明显的侵入接触，接触面产状及形态随岩体部位不同和深度变化有明显的差异：北部铁山头、宝山陶一带，接触面向北陡倾，倾角 70°～80°，接触面平直；东部仙人冲一带，接触面倾向东，倾角 45°～82°；南部清水塘一带向南缓倾，倾角 35°左右；西部及西南部药园山、相思树一带产状变化复杂，部分地段超覆于围岩之上。上述产状反映了岩体接触面整体倾向围岩，仅局部 (药园山一带) 倾向岩体，使岩体超覆于围岩之上。

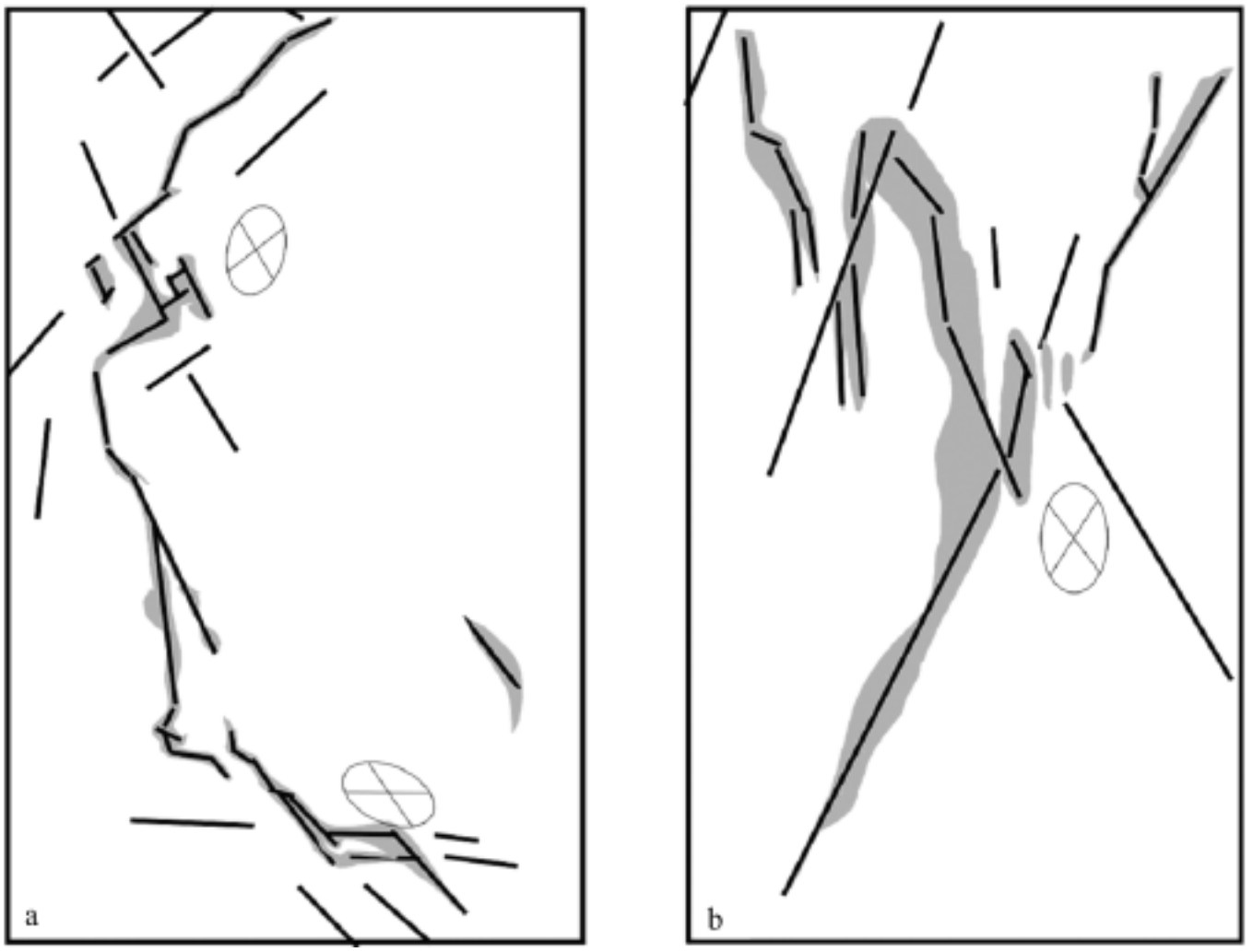


图 12 3　控矿断裂的力学成因的平面解释 (a) 和剖面解释 (b)

a 对应图 12 1; b 对应图 12 2

新屋里岩体为花岗质岩浆多次涌动侵入形成的复式岩体，岩石类型主要为花岗闪长岩和石英二长闪长岩，闻广等 (1983) 所采集的 83 个新屋里岩体的全岩样品在中酸性侵入岩分类与命名图解 (1972 年国际地科联分类方案) 上均落入 4 区和 9 * 区。根据薄片鉴定结果，可进一步划分为四种主要岩石类型：花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、石英二长闪长岩、石英二长闪长斑岩。

野外宏观调查结果表明，岩体自里向外大致可分为两带，内部主要为花岗闪长岩，靠近边部的主要为石英二长闪长岩。在凤凰山铜矿区北部出露花岗闪长斑岩小岩体，南部可见石英二长闪长斑岩小岩体和舌状体。

根据岩体与地层接触关系和区域岩浆活动特征，推断岩浆侵入时间是燕山晚期，与岩体同位素年龄 (124～143Ma) 相符。

2. 岩体的岩石学特征

根据矿物成分和结构特点，本区岩石类型除花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、石英二长闪长岩、石英二长闪长斑岩外，还有少量花岗斑岩、闪长岩、正长斑岩及辉绿玢岩等晚期脉岩。

(1) 花岗闪长岩和石英二长闪长岩

岩体呈浅灰 灰白色，自形 半自形细中粒花岗结构。主要由斜长石、钾长石、石英、普通角闪石和黑云母组成。花岗闪长岩主要分布于新屋里岩体的内部，构成岩体的中央相；石英二长闪长岩主要分布于岩体边缘，少量位于岩体中部，构成岩体的边缘相。二者之间呈过渡关系。

(2) 花岗闪长斑岩

岩石呈浅灰 灰白色，似斑状结构，斑晶主要为斜长石，次为石英、钾长石、角闪石和黑云母，基质主要由微粒的斜长石、钾长石和石英组成。该岩石类型主要见于凤凰山铜矿区北部，以小岩体的形式出现，与花岗闪长岩的关系不明。

(3) 石英二长闪长斑岩

岩石呈灰白色，斑状结构。斑晶主要由斜长石、钾长石、石英组成，也有少量的角闪石和黑云母。基质主要由细粒的斜长石、钾长石和石英组成，常见钾长石化、钠长石化、硅化、绢云母化、绿泥石化及碳酸盐化等蚀变。

3. 岩石的地球化学特征及其意义

(1) 岩石化学

花岗闪长岩（包括花岗闪长斑岩）的 SiO_2 平均含量为 64.5%，接近中国同类岩石的 SiO_2 平均含量 64.98%（黎彤值，下同），而低于世界花岗闪长岩 SiO_2 的平均含量 66.09%，与富家坞（65.56%）、丰山洞（64.02%）、公婆泉（65.44%）和白乃庙（64.05%）的斑岩铜矿成矿岩体（花岗闪长斑岩）的 SiO_2 含量相近，基本上属于硅酸过饱和的岩石。石英二长闪长斑岩的 SiO_2 平均含量为 58.5%，低于中国石英闪长岩的平均值 60.51%（表 12 1），与沙溪的斑岩铜矿成矿岩体（石英闪长斑岩）的 SiO_2 含量（58.21%）相似，属硅酸弱过饱和岩石；花岗闪长岩的 CaO 含量平均为 3.95%，接近中国花岗闪长岩平均值 3.70%，而石英二长闪长岩的 CaO 含量平均为 7.1%，远高于中国花岗闪长岩平均值 3.70%和中国石英闪长岩平均值 4.68%（表 12 1），这可能是围岩同化混染的结果。

本区两类岩石除一个样品 Y27 受钾质蚀变外，其余样品 K_2O 和 Na_2O 含量均十分相近，平均为 2.68%和 4.05%，碱总量（$K_2O + Na_2O$）平均为 6.74%，$K_2O/(K_2O + Na_2O)$ 平均为 0.4，其中石英二长闪长岩 K_2O 含量和 $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ 相对花岗闪长岩略偏高一些。与中国同类岩石对比本区全碱含量相对偏高，K_2O 含量处于两者之间，相差不大，Na_2O 含量相对偏高。里特曼组合指数（σ），花岗闪长岩平均为 2.045，石英二长闪长岩平均为 2.89，σ值在 1.99～3.19 之间变化（表 12 1），基本上处于 1.8～3.3 范围内，属典型的钙碱性岩。

所有样品的 $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ 比值均大于 1（表 12 1），平均为 1.40，其中花岗闪长岩的平均值达 1.65，远高于石英二长闪长岩的平均值 1.27，并且在 CIPW 标准矿物计算结果中，仅有花岗闪长岩的样品出现刚玉分子。与中国花岗闪长岩和石英闪长岩的平均值对比（表 12 1），本区花岗闪长岩铝饱和度相对偏高，而石英二长闪长斑岩相对偏低。

岩石的氧化度（$Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$）的变化区间为 0.446～0.725，平均为 0.653，高于中国花岗闪长岩和石英闪长岩平均值（0.45 和 0.38），反映了岩浆在冷却结晶成岩过程中，氧化势比较高，这可能反映岩体定位深度较浅，处于相对氧化环境。

花岗闪长岩的分异指数（*DI*）平均为 71.2，而石英二长闪长岩的分异指数平均为 63.1，表明本区花岗闪长岩的分异演化程度高，石英二长闪长斑岩的分异演化程度较低，可能与岩浆后期同化围岩使硅质流失有关。

(2) 稀土元素地球化学

本次工作在新屋里岩体中取各种岩浆岩（包括蚀变和未蚀变的）进行稀土元素和微量

表 12 1　岩浆岩全岩分析及 CIPW 标准矿物计算结果

岩石 / 成分及参数	Y3 石英二长闪长斑岩	Y27 钾化石英二长闪长斑岩	Y32 石英二长闪长斑岩	76/ 116 花岗闪长斑岩	142/ 106 花岗闪长岩	BAN1 石英二长闪长斑岩	中国花岗闪长岩平均值	中国石英闪长岩平均值
SiO_2	55.92	58.19	60.54	65.97	63.02	59.41	64.98	60.51
TiO_2	0.77	1.05	0.82	0.57	0.72	0.77	0.52	0.73
Al_2O_3	18.65	19.13	17.48	16.3	18.63	18.63	16.33	16.70
Fe_2O_3	2.41	1.4	2.25	3.18	3.3	3.89	1.89	2.84
FeO	2.99	0.7	0.85	1.22	1.8	1.61	2.49	3.49
MnO	0.1	0.07	0.09	0.09	0.11	0.07	0.09	0.14
MgO	1.2	1.5	0.5	1.2	1.3	2.2	1.94	2.54
CaO	8.1	7	7.51	3.8	4.1	5.6	3.70	4.68
Na_2O	3.79	1.66	4.16	4.11	4.05	4.11	3.67	3.68
K_2O	2.84	8.6	2.67	2.67	2.45	2.86	2.95	2.65
P_2O_5	0.31	0.23	0.33	0.17	0.23	0.22	0.32	0.46
Q	6.52	2.01	13.57	22.51	20.01	10.45		
Or	17.29	51.06	16.23	15.89	14.52	17.01		
Ab	33.03	14.11	36.21	35.03	34.37	35		
An	26.25	19.44	21.75	17.98	19.04	24.09		
C	0	0	0	0.11	2.36	0		
Ne	0	0	0	0	0	0		
Di	10.89	8.1	2.76	0	0	2		
Ol	0	0	0	0	0	0		
Lc	0	0	0	0	0	0		
Hy	0.21	0	0	3.01	3.25	4.59		
Wo	0	1.26	4.61	0	0	0		
Ac	0	0	0	0	0	0		
Il	1.51	1.63	1.6	1.09	1.37	1.47		
Mt	3.6	0	0.67	2.59	4.08	3.2		
Ap	0.7	0.5	0.74	0.37	0.5	0.48		
Hm	0	1.41	1.85	1.42	0.49	1.7		
Tn	0	0.48	0	0	0	0		
Ru	0	0	0	0	0	0		
$K_2O + Na_2O$	6.63	10.26	6.83	6.78	6.5	6.97		
$K_2O/ (K_2O + Na_2O)$	0.43	0.84	0.39	0.39	0.38	0.41		
$Fe_2O_3/ (FeO + Fe_2O_3)$	0.446	0.667	0.725	0.723	0.647	0.707		
$Al_2O_3/ (CaO + Na_2O + K_2O)$	1.27	1.11	1.22	1.54	1.76	1.48		
τ	19.3	16.64	16.24	21.39	20.25	18.86		
σ	3.19	6.87	2.56	1.99	2.1	2.93		
DI	56.84	67.18	66.02	73.43	68.9	62.46		

注：各氧化物的单位为 w_B/ %；中国花岗闪长岩和石英闪长岩平均值据黎彤等（1965）。

元素分析，分析工作由中国科学院矿床地球化学研究所以等离子质谱法（MS - ICP）完成，经赫尔曼球粒陨石值标准化后作出岩石的稀土元素配分曲线见图 12 4。

成矿岩体（未包括晚期的脉岩样品 Y15、Y16）的稀土元素总量（ΣREE）变化较小，除一个样品 Y13（矿化较强，已成为黄铜矿矿石）外，其余都处在 137.69×10^{-6}～273.94×10^{-6}

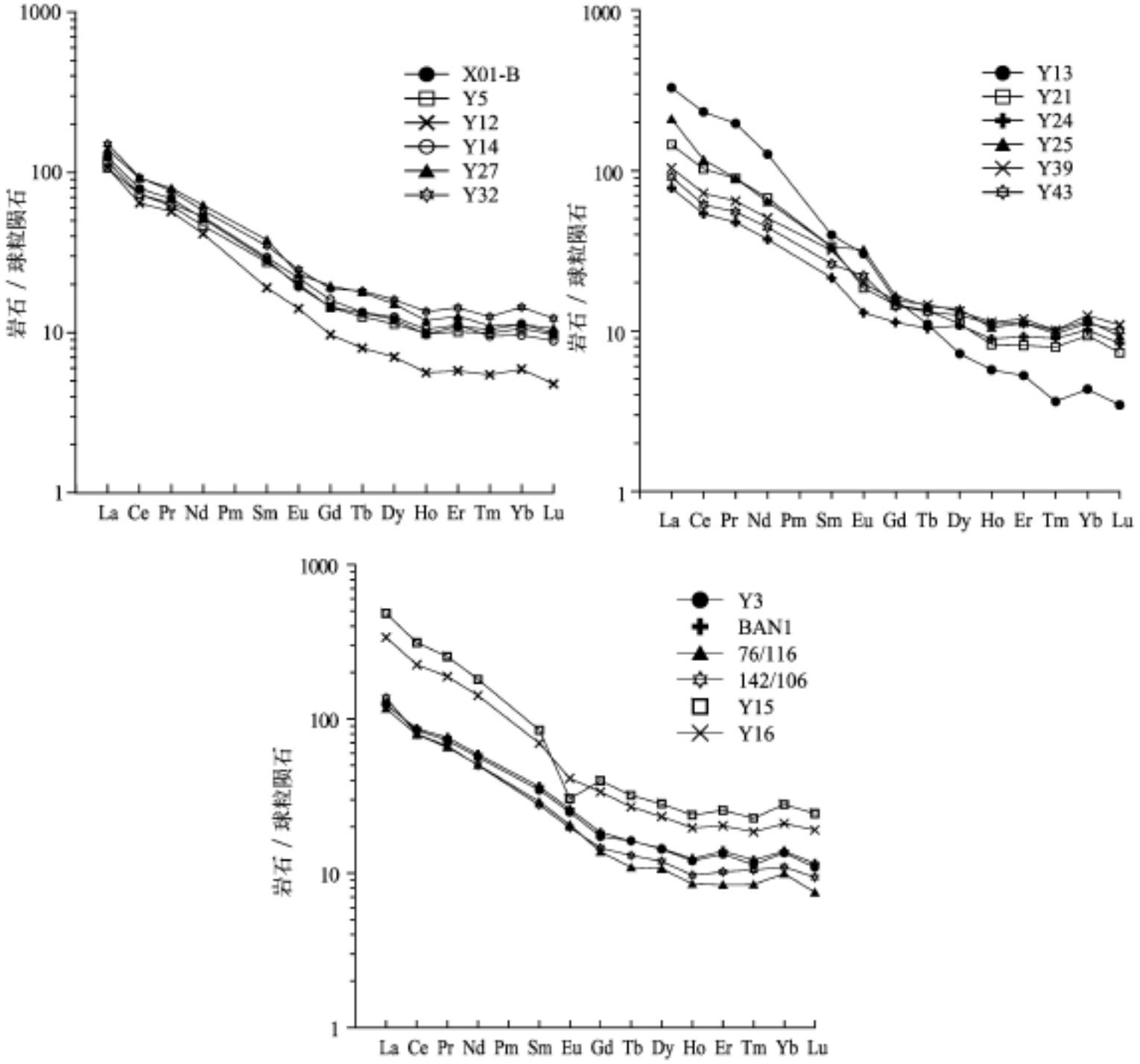


图 12 4　岩石稀土元素配分曲线图

142/ 106—花岗闪长岩；76/ 116—花岗闪长斑岩；Y3、BAN1—石英二长闪长斑岩；Y5、Y12、Y14、Y27、Y32、X01 B—蚀变石英二长闪长斑岩；Y13、Y21、Y24、Y25、Y39、Y43—矿化石英二长闪长斑岩；Y15—正长斑岩；Y16—辉绿岩

这个较小的范围内，平均值为 198.36×10^{-6}，低于世界花岗岩的稀土元素平均含量（292×10^{-6}）。轻稀土总量（LREE）变化范围为 108.75×10^{-6}～235.18×10^{-6}，平均为 163.37×10^{-6}；重稀土总量（HREE）变化范围为 13.53×10^{-6}～47.73×10^{-6}，平均为 34.99%；轻重稀土比值（LREE/ HREE）介于 3.56～9.70 之间，平均为 4.96；均大于 1，变化较小，轻稀土相对富集并不强烈，岩体的分异演化程度不很强烈。

特征参数 $(Ce/Yb)_N$ 值范围为 5.29～10.94，平均为 7.49，均大于 1。平均值及数值变化范围均较小，表明本区岩体属轻稀土富集型，但岩体在形成时的分离结晶程度不是很高。特征参数 $(La/Sm)_N$ 值范围为 3.26～6.3，平均为 4.19，表明轻稀土分馏程度不是很高。特征参数 $(Gd/Yb)_N$ 值范围为 1.11～1.74，平均为 1.41，小于 $(La/Sm)_N$ 平均值，表明重稀土分馏程度低，衰减速度比轻稀土慢。铕异常（δEu）值，除个别样品蚀变

较强和矿化影响外，其余样品均在 0.9～1.0 之间，接近陨石值，属无铕异常型（正常型），稀土可能主要来自上地幔。铈异常（δCe）值，变化范围为 0.78～0.87，平均为 0.84，数值变化较小，属弱亏损型，反映了表层风化作用对岩石的影响较小。

稀土元素配分曲线表明：① 配分曲线均向右倾，轻稀土部分相对较陡，重稀土趋于平缓，显示本区稀土配分属轻稀土富集型，且轻稀土的分馏程度比重稀土高。② 花岗闪长岩和石英二长闪长斑岩的较纯岩体的配分曲线几乎重合在一起，表明二者具有同源性。③ 蚀变岩体的配分曲线与较纯岩体基本相似，轻重稀土含量变化及曲线形态也基本相似，表明在蚀变过程中，稀土含量及分馏程度未受大的影响。④ 矿化强的岩体表现出一定的轻稀土再次富集的特征，而重稀土含量基本保持不变或略有升高，表明在矿化过程中，伴随着流体中成矿元素的沉积，先前被淋滤出的轻稀土元素也沉积出来，而轻稀土元素的淋滤主要依靠流体中的 F^- 和 Cl^-，重稀土元素的淋滤主要依靠流体中的 CO_3^{2-}，说明在成矿元素的运移过程中，可以以 F^- 和 Cl^- 为主。

涂光炽等（1980）按照 δEu 和 $(La/Yb)_N$ 的平均值将花岗岩分为三类：①壳型花岗岩，δEu < 0.5，$(La/Yb)_N$ < 10；②壳幔型花岗岩，δEu = 0.84，$(La/Yb)_N$ > 10；③碱性花岗岩，δEu < 0.3，$(La/Yb)_N$ = 1。本区较纯岩体的 δEu 的平均值为 0.95，$(La/Yb)_N$ 的平均值为 10.6，表明本区岩浆来源于地壳深部或上地幔。

在 $(La/Yb)_N$ - δEu 变异图解上，除去个别蚀变强的样品外，本区样品大多落入壳幔型花岗岩范围内（图 12 5），也说明本区岩浆主要来源于深部。

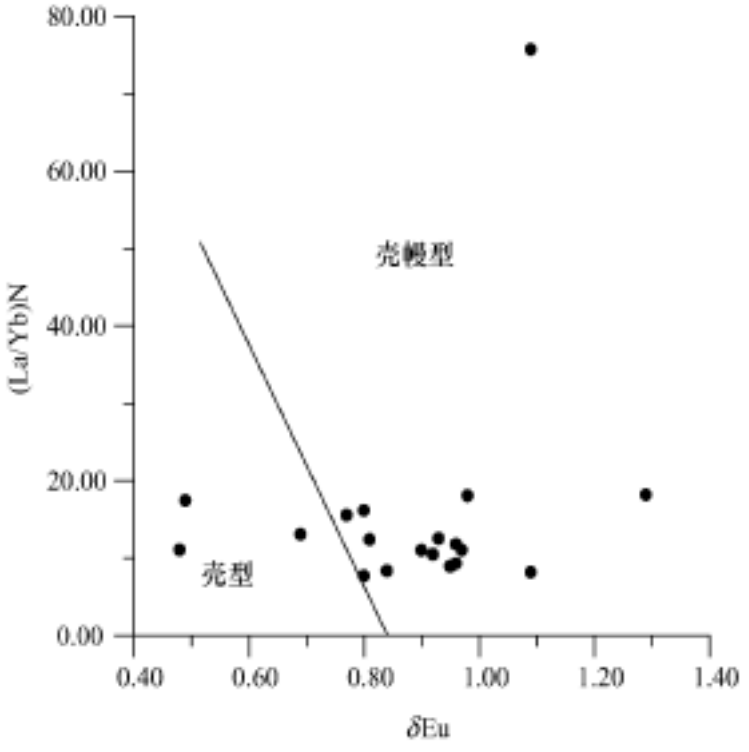


图 12 5　新屋里岩体的 $(La/Yb)_N$ δEu 变异图

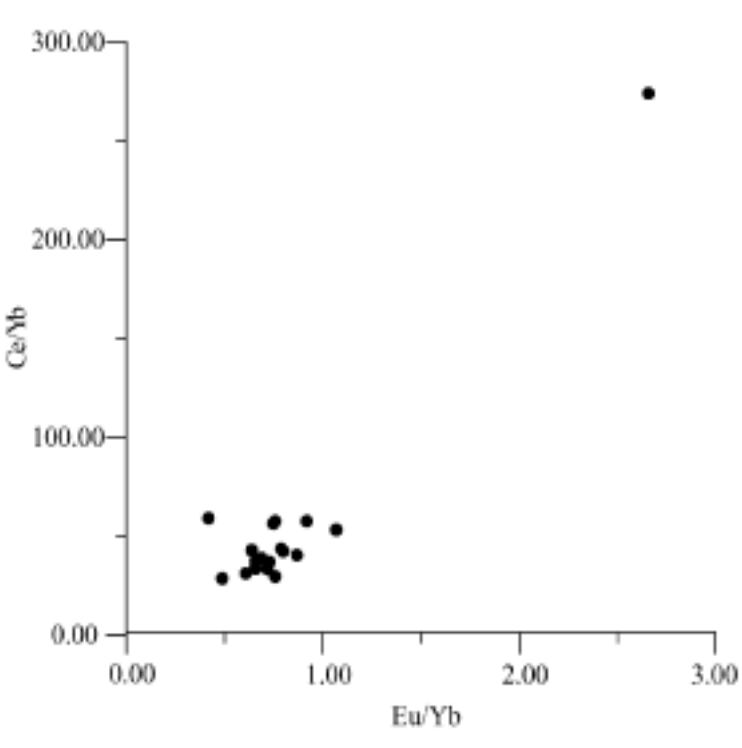


图 12 6　新屋里岩体 Ce/ Yb Eu/ Yb 变异图

在 Ce/ Yb - Eu/ Yb 变异图上（图 12 6），如果样品投影点有明显的线性关系，则表明岩体的形成过程以混合作用为主，如果不呈线性关系，则以分离结晶或部分熔融为主。本区样品点呈分散分布，没有明显的线性关系，表明本区岩体主要由分离结晶或部分熔融作用形成。

在 La/ Sm - La 关系图上（图 12 7），部分熔融过程表现为一条斜线，分离结晶过程表现为一条水平线，从图上看，本区岩体的样品点具有一定的线性相关，并在右上方有向右散开的趋势，说明本区岩体的形成以部分熔融为主，并伴随有一定的结晶分异作用。

在 La/ Yb - ΣREE 相关图解上 (图 12 8)，本区样品投影点大都落在玄武岩区域的碱性玄武岩附近，表明本区侵入岩原始岩浆与地壳深部或上地幔的碱性玄武岩有关。

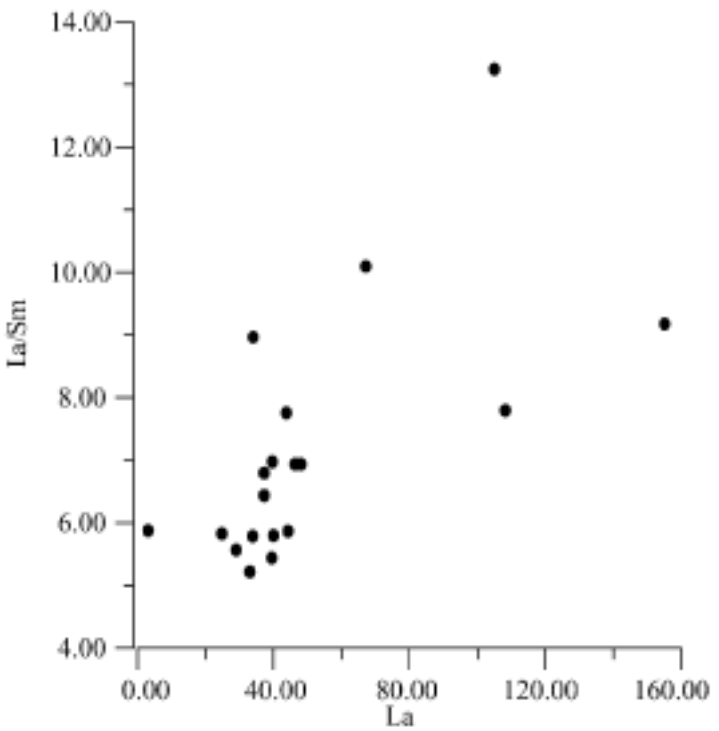


图 12 7　新屋里岩体 La/ Sm La 关系图

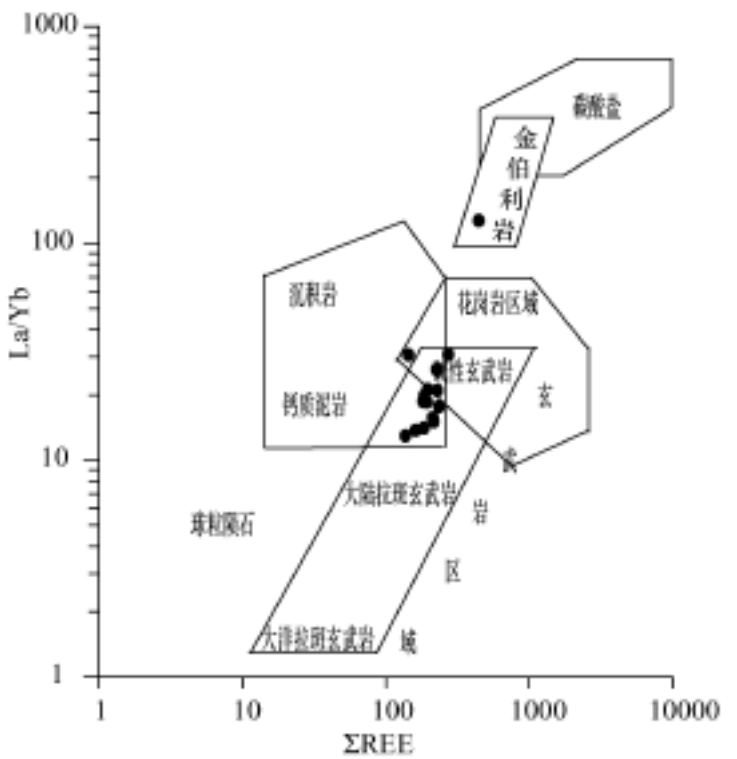


图 12 8　新屋里岩体的 La/ Yb ∑REE

(3) 微量元素地球化学

岩体的微量元素定量分析结果显示 (表 12 2)，Cu、Pb、Zn、Mo 等成矿微量元素均高于维氏值几倍到几十倍，尤其是石英二长闪长斑岩中，Cu 含量明显偏高，变化范围为 218.13×10^{-6}～453.83×10^{-6}，高出维氏值 (21×10^{-6}) 几十倍，显示出明显的富集性。而 Pb、Zn、Mo 含量均为维氏值的几倍，亦显示了一定的富集性，Cu、Pb、Zn、Mo 都是本区的成矿元素，表明新屋里岩体与成矿关系密切。

Ti、Zr、Nb、Cr 等稳定微量元素，与岛弧玄武岩显示出一定的相似性。在 Ti - Zr (图12 9)、Nb - SiO_2 (图12 10) 的图解中，本区所有的分析值都落在岛弧玄武岩范围

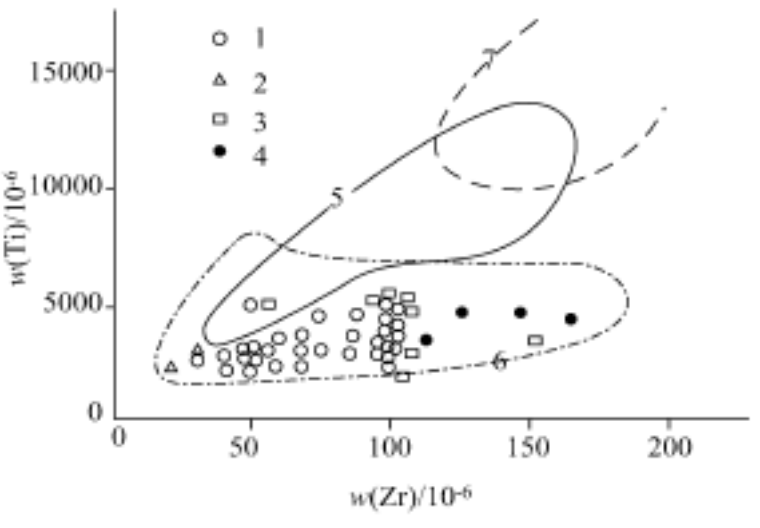


图 12 9　新屋里岩体的 Ti Zr 关系图

1—玉龙斑岩体；2—多宝山斑岩体；3—德兴斑岩体；4—新屋里岩体；5—洋底玄武岩区；6—岛弧玄武岩区；7—板块内部玄武岩区

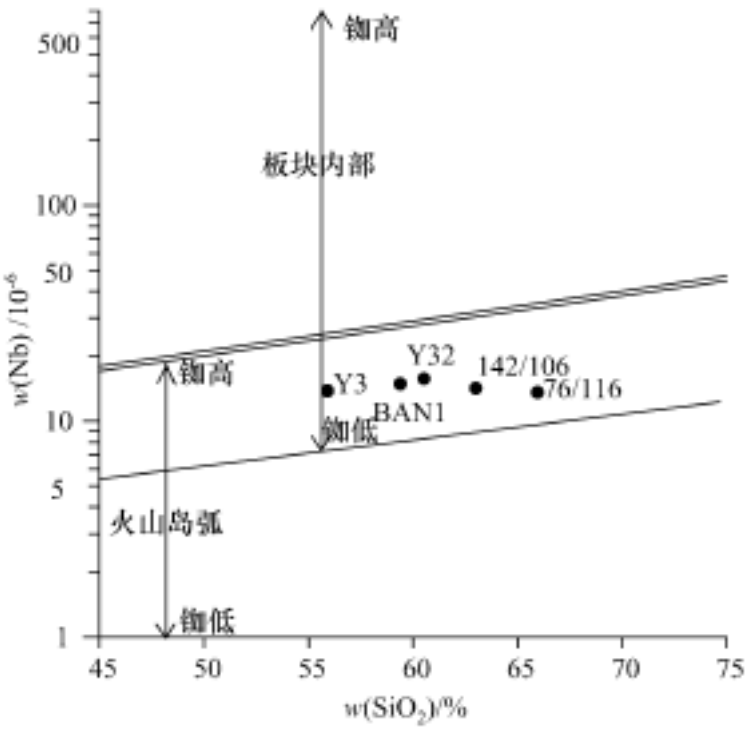


图 12 10　新屋里岩体的 Nb SiO_2 关系图

内，与玉龙、多宝山、德兴等大型斑岩铜矿田的成矿斑岩相似。

V、Ti、Co、Ni 等亲铁元素含量明显高于维氏值，大约为维氏值的 1～3 倍，也反映了成矿岩体来源于深部，成矿物质具深源特征。

Rb、Ba、Sr、Th、Ta 等亲石元素，除 Sr 外，均低于维氏值。Rb、Ba 亏损较多，Th、Ta 与维氏值相差不大，而且所有样品的 Th 含量均远大于 Ta。Brown et al. (1984) 在研究岛弧花岗岩类岩石的地球化学特征与岩浆来源时指出，来自幔源的火成岩选择性富集 Th 而非 Ta，而且一般贫 Rb、Ba，富 Ti。据此可推测本区岩浆可能来源于上地幔。

4. 岩体成因、成矿意义及侵位机制分析

根据岩体的稀土元素和微量元素地球化学特征，可以推测：本区原始岩浆主要是来自于上地幔的碱性玄武岩的部分熔融，形成富 SiO_2 的熔融体。随着熔融体继续上侵，在上部地壳形成高位岩浆房，由于同化钙质围岩 (主要是灰岩和白云质灰岩)，使岩浆组分进一步进行调整，产生了强烈脱硅和液态不混溶分离结晶作用，其中在岩体边部靠近围岩的部分，钙质混染强烈形成石英二长闪长岩，而中心部分，钙质混染相对较弱形成了花岗闪长岩主体，其成岩机制属典型的 AFC 混合。

岩体侵位主要受构造控制，构造不仅可为岩浆流动和停积创造通道和空间，而且还可以为岩浆侵位提供动力，从而影响岩浆侵位的方式。与整个铜陵地区类似，控制本区岩浆侵位的构造主要有两大构造系统：一是东西向和南北向基底断裂系统，二是北东向褶皱冲断系统。这种控制作用在区域岩浆分布、岩体形态与区域构造的关系上表现得十分明显。区域上岩体的分布都受基底断裂构造控制，都分布在近东西向的基底断裂带上，且集中在东西向基底断裂和南北向基底断裂的交叉部位附近，但单个岩体的形态却主要受北东向的褶皱 冲断系统控制。

表 12 2　微量元素含量 (w_B/ 10^{-6})

样号 / 元素	Y3 石英二长闪长斑岩	Y32 石英二长闪长斑岩	76/ 116 花岗闪长斑岩	142/ 106 花岗闪长岩	BAN1 石英二长闪长斑岩	平均值	酸性岩
Ti	4884	4692	3318	3108	4872	4178	1500
Zr	124.03	169.18	113.45	108.28	154.07	133.8	200
Nb	13.74	15.66	13.54	14.16	14.83	14.38	21
Cr	4.52	5.21	7.46	4.08	6	5.46	25
V	118.18	106.73	70.91	68.15	116.84	96.16	41
Co	10.45	12.38	11.01	12.74	14.70	12.26	5.1
Ni	7.93	8.73	12.71	18.29	9.28	11.39	8.1
Cu	442.08	218.13	55.70	13.90	453.83	236.73	21
Pb	13.56	37.47	23.20	45.59	42.95	32.55	21
Zn	72.71	168.36	104.54	188.55	268.51	160.53	61
Mo	1.22	2.03	1.61	1.20	3.99	2.01	1.1
Rb	76.43	71.92	92.88	104.76	83.50	85.89	200
Ba	719.36	621.65	825.42	816.94	684.25	733.5	830
Sr	1210.19	241.14	730.57	760.43	887.78	766.02	310
Ta	0.906	1.058	0.977	1.117	0.955	1.09	3.5
Th	9.381	15.273	9.835	10.869	11.543	11.38	18

注：酸性岩的参考值据维氏。

5. 与岩体相关的蚀变作用及其找矿意义

在凤凰山矿区，岩浆期后热液蚀变作用主要包括矽卡岩化、硅化、钾化、绢云母化、黄铁矿化、泥化、绿泥石化、绿帘石化和碳酸盐化等。

(1) 矽卡岩化

矽卡岩化主要分布在岩体与围岩的接触带上，其次为岩体内围岩捕虏体。

接触带矽卡岩主要分布于新屋里岩体的四周与围岩的接触带中。北部的铁山头、南部的清水塘、西部的药园山和东部的仙人冲都是新屋里岩体四周典型的矽卡岩矿床，在其接触带上都分布有一定量的矽卡岩，矽卡岩的产状和规模受接触带控制，平面上围绕侵入体呈环带状展布，剖面上主要表现为“S”形和平直的带状分布。其分带一般从岩体向围岩表现为：蚀变花岗闪长岩→石榴子石矽卡岩→透辉石矽卡岩→硅灰石/透闪石大理岩→大理岩。岩体中的矽卡岩主要由岩体中的围岩捕虏体经交代而成。有的以石榴子石矽卡岩为主，有的以硅灰石矽卡岩为主，在药园山附近就可见到三条出露于地表的矽卡岩，就是由岩体中的碳酸盐岩的捕虏体经交代而形成的。江家冲铜矿现在开采的矽卡岩铜矿体就是一条处于岩体中的围岩捕虏体。

现采矿体与矽卡岩带密不可分，但并不是所有的矽卡岩都能成矿，与矿体关系密切的是那些破碎较强烈，并且是颗粒较粗及含有较多的含水矿物的矽卡岩，致密块状的纯石榴子石矽卡岩一般不含矿。

(2) 钾化

钾化包括黑云母化和钾长石化，为岩体的一种早期蚀变。黑云母化主要表现为岩体中黑云母含量明显增多，晶形明显变大，在凤凰山铜矿的 -300m 中段南沿巷道及 1 号验证孔的 517～521m 最为明显。

钾长石化相对黑云母化范围更广，蚀变更强，在 1 号验证孔中凡是有蚀变的地段一般均出现钾长石化，在凤凰山铜矿 -300m 南沿巷道中钾长石化也十分普遍，主要表现为岩体中钾长石含量明显增高，并可见宽窄不一的钾长石细脉。此外，在 -300m 南沿巷道中见到了宽约 8cm 的黄铁钾长石英脉。

在岩体南部的相思树一带，钾化非常强烈，范围非常大，呈面型，尤以钾长石化最为明显。而且岩体中矿化较富的地段一般都伴随有较强的钾化，钾化围绕岩体矿化中心分布。

(3) 硅化、绢云母化

硅化宏观上表现为岩石的硬度增加，石英含量增多，薄片中可见大量的次生不规则状的细粒石英，伴随石英细脉穿插。绢云母化较为常见，薄片中斜长石和钾长石的表面常可见星点状分布的绢云母。硅化、绢云母化常常相伴出现于新屋里岩体南部的相思树至江家冲一带，呈大范围的面型分布，叠加在早期的钾化带上。一般铜矿化强的岩体中往往硅化和绢云母化也较强。

(4) 泥化

主要分布在岩体矿化部位的边部，表现为岩体中长石斑晶水白云母化和粘土化，强烈的地段岩体整体粘土化成白色粉末状，变成了高岭石。岩体中高岭石化发育的部位，常见细脉浸染状黄铁矿、黄铜矿化。

(5) 绿帘石化、绿泥石化

岩浆岩中绿泥石化和绿帘石化比较普遍。岩石中暗色矿物蚀变成绿泥石和绿帘石，常

见绿帘石和绿泥石呈团块状和细脉状交代斜长石。局部可见绿泥石化、绿帘石化、黄铁矿化与碳酸盐化一起构成青磐岩化，但总的说来青磐岩化并不典型，分布范围也不是很大。

(6) 碳酸盐化

碳酸盐化常叠加在早期的钾化、硅化、绢云母化上，几种蚀变叠加的岩石往往矿化较强，形成较富的矿石。碳酸盐化分布范围广，在 1 号验证孔中从上到下均可见到。一般在构造破碎带和蚀变较强、矿化较富的地段，碳酸盐化发育强烈。在 1 号验证孔的 192～195m 处的构造破碎带中，方解石细脉密集成网脉，相互穿插，局部聚积成团块状，矿化最富的地段 (365～375m) 中，方解石呈网脉状，宽 1～5mm，碳酸盐化强烈，整个岩石结构不清，仅见少量晶形不完整、界线模糊的长石斑晶。

(7) 蚀变的找矿意义

新屋里岩体四周目前已开采的铜矿床均产于岩体四周的接触带上，是典型的矽卡岩矿床，其中透闪石、绿帘石湿矽卡岩化对寻找矽卡岩型铜矿床是一种直接的找矿标志。与斑岩型铜 (金) 矿床有关的蚀变类型有钾化、硅化、绢云母化、高岭土化和碳酸盐化。其中钾化十分强烈，影响范围及深度很大，呈面型分布，据此可为 γ 能谱找矿、PIMA 红外矿物光谱仪等蚀变填图找矿提供依据。这些蚀变常叠加有强烈的黄铁矿化，黄铁矿晕的分布面积也相当大，据此可为激发极化法确定隐伏矿体的存在提供依据。

第二节　矿床的定位规律及其控矿因素分析

一、原有矿床的基本特征

凤凰山矿田是以新屋里岩体为中心，沿岩体的接触带分布有一系列的矿床，目前已发现的矿床主要有凤凰山铜矿 (又称药园山铜矿)、宝山陶、铁山头、仙人冲、清水塘和江家冲铜矿 (见图 11 1)。

1. 凤凰山矿床

凤凰山矿床位于新屋里岩体的西部，新屋里向斜的中段靠近轴部之西北翼。矿体主要呈似“板状”和“不规则透镜状”产于新屋里岩体与三叠系灰岩间的接触带上，为矽卡岩型铜矿床，受接触带和断裂构造的复合控制。接触带产于 T_1h 和 T_1n 与新屋里岩体间，靠近接触带的岩体的岩性主要为石英二长闪长岩 (图 12 1)，并且发生了较强的钾化和黄铁矿化。

整个矿床共有矿体 126 个，其中主要矿体 4 个，即Ⅰ—Ⅳ号矿体，次要矿体 3 个，即Ⅴ—Ⅶ号矿体。Ⅳ号矿体位于矿床的北部和中部，自 12 线至 32_1 线，标高 + 133～ - 190m。Ⅲ号矿体位于矿床的中部，自 30_1 线至 35 线，标高 + 139～ - 415 m。I 号和 II 号矿体位于矿床的南部，其中 I 号自 34_1 线至 42 线，标高 + 125～ - 335m，Ⅱ号自 27_1 至 39 线，标高 + 74～ - 615m。总体上看，越往南，矿体沿倾向延伸越深。次要矿和小矿体大多集中分布在主矿体近旁的大理岩、矽卡岩及岩体中，部分赋存在花岗质角砾岩中。自 12 线至 42 线都有分布，但以Ⅰ号和Ⅱ号矿体附近居多，在垂向上多分布在 - 240 m 标高以上。

主要矿石矿物有黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿、赤铁矿、斑铜矿、菱铁矿，次为辉铜矿、赤铜矿、方铅矿、闪锌矿、白铁矿、磁黄铁矿、毒砂等，氧化矿物有褐铁矿、孔雀石、铜矾

等；脉石矿物有方解石、铁白云石、石英、石榴子石、白云石、透辉石、绿泥石、透闪石、阳起石、绿帘石等。矿石具他形粒状、网脉状、文象和交代溶蚀结构等，具块状、浸染状和角砾状构造。根据矿石的成分和结构构造，矿石可分为七种自然类型：①块状含铜磁铁矿、赤铁矿；②块状含铜菱铁矿，TFe > 30%；③角砾状矿石，TFe < 30%；④浸染状含铜石榴子石矽卡岩型；⑤块状含铜黄铁矿型；⑥浸染状含铜花岗闪长岩（石英二长闪长岩）型；⑦浸染状含铜大理岩型。其中以含铜磁（赤）铁矿型和含铜菱铁矿型为最主要的矿石类型。

2. 宝山陶矿床

宝山陶矿床位于新屋里复式向斜的次级凤凰山向斜近轴部之北西翼，新屋里岩体北部约 400m 处，矿体赋存于下三叠统南陵湖组（$T_1 n$）大理岩中。矿体严格受北西走向（72°～78°）倾向南东的断裂构造控制，一般陡倾斜，倾角 75°，局部直立。

全矿共有矿体 24 个，两个主要矿体（Ⅰ号和Ⅱ号）、一个次矿体（Ⅲ号）、余为小矿体。矿体一般都由密集的含铜矽卡岩脉组成，脉宽 2～7cm，最宽 10 cm，平均 3～5 条/m，Ⅰ号矿体长 167m，平均厚度 10.78m，斜深 261m；Ⅱ号矿体长 167m，平均厚度 3.47m，斜深 30m；Ⅲ号矿体长 48m，平均厚度 10.80m。

主要矿石矿物以黄铁矿、黄铜矿和斑铜矿为主，次为方铅矿、闪锌矿、辉铜矿及铜蓝等，脉石矿物有方解石、硅灰石、石英、石榴子石、白云石、透辉石、绿泥石、透闪石等。矿石具交代残余结构、共结结构、填隙结构、假象结构和镶边结构等，主要为脉状构造。矿石可分为四种自然类型：①含铜石英碧玉脉大理岩型；②含铜硅灰石脉大理岩型；③含铜矽卡岩脉大理岩型；④含铜块状石榴子石矽卡岩型。

3. 铁山头矿床

铁山头铜矿位于新屋里复式向斜南东翼，产于新屋里岩体北部与下三叠统南陵湖组灰岩的接触带。接触带矽卡岩化强烈，大理岩化热变质带宽，并见有绿泥石化、钾长石化、绢云母化和碳酸盐化等蚀变作用。矿体呈似板状产出，自东向西矿体的走向由北东向（56°～80°）转为近东西向（90°～100°），倾向北，倾角 70°～80°，局部直立。

全矿共有 20 余个矿体，其中主矿体三个（Ⅰ号、Ⅱ号和Ⅲ号）。Ⅰ号矿体严格受接触带控制，长 1350m，平均厚度 4.86 m。Ⅱ号、Ⅲ号矿体各长 200m，平均厚度为 1.79m 和 4.86m，斜深分别为 166 m 和 152m。小矿体多产于靠近接触带的条带状矽卡岩与角岩、大理岩接触变质带及花岗闪长岩中，其产状与所靠近的主矿体一致。

主要矿石矿物为黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、磁铁矿、斑铜矿，少量闪锌矿、方铅矿、辉钼矿、白铁矿等，脉石矿物主要为石榴子石、透辉石、钾长石、石英、方解石、绿泥石、硅灰石等。矿石主要结构为粒状结构、充填结构、网状结构和镶边结构等，矿石主要构造为细脉浸染状构造、块状构造、条带状构造和浸染状构造等。矿石有四种自然类型：①含铜矽卡岩型，②含铜花岗闪长岩型，③含铜磁铁矿型，④含铜黄铁矿型，其中以含铜矽卡岩型和含铜花岗闪长岩型为主。

4. 仙人冲矿床

仙人冲矿床位于新屋里复式向斜的仙人冲次级背斜的南东翼，新屋里岩体的东缘与下三叠统南陵湖组灰岩以及东马鞍山组灰岩、白云质灰岩、角砾岩的接触带上。接触面向围岩突出，其产状与围岩层理平行。

全矿共有大小矿体 29 个，其中以Ⅰ号矿体和Ⅱ号矿体为主，受接触带控制明显，赋

存于石榴子石矽卡岩及矽卡岩化花岗闪长岩中，小矿体则分布于旁侧的大理岩、蚀变花岗闪长岩及零星矽卡岩中。Ⅰ号矿体位于矿床的西部，矿体长 1100m，平均厚度 7.9 m，斜深最大 490m，最小 60m，平均斜深 298m，自南向北，矿体走向由北偏西转为北东向，呈一向东突出的弧形，倾向东至南东，倾角 60°～70°。II 号矿体位于 I 号矿体东侧约 100 m 处，与Ⅰ号矿体南部（走向为北东部分）矿段平行，矿体长约 300m，平均厚度 7.5m，斜深最大 465m，最小 145m，平均 298m，呈不规则透镜状，矿体走向北东，倾向南东，倾角 45°～65°。小矿体长约 100m，个别达 200m，厚度为 0.58～9.93m，延深 40～100m，个别达 200m。

主要矿石矿物为黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、磁铁矿，次为赤铁矿、闪锌矿，脉石矿物主要为石榴子石、符山石、透辉石、绿帘石、方解石、石英等。矿石结构常为他形—自形、半自形粒状结构，次为交代残余、网状和压碎等结构，矿石构造主要为细脉状、浸染状、斑点状和块状等构造。矿石类型主要为含铜石榴子石矽卡岩型，次为少量的含铜花岗闪长岩型、含铜大理岩型、含铜磁铁矿型、含铜菱铁矿型和含铜黄铁矿型。

5. 江家冲矿床

江家冲矿床位于新屋里复式向斜的次级向斜——凤凰山向斜的靠近轴部的地段，矿体产于新屋里岩体与其中的下三叠统南陵湖组（$T_1 n$）灰岩捕虏体的接触带上。

主矿体（I号矿体）近东西走向，倾向南，倾角 60°～75°，矿体长大于 100 m，厚 0.9～5.86 m，平均 3.5m，最大斜深大于 200 m，其他小矿体都是单孔见矿，规模、产状不详。

主要矿石矿物为黄铁矿、黄铜矿和斑铜矿，次为辉铜矿、磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等，脉石矿物为石榴子石、透辉石、硅灰石、方解石和斜长石等。主矿体中铜含量平均为 2.46%，最高为 7.41%，含金 6.53g/ t，含银 233.7g/ t，含钼 0.065%。矿石类型有浸染状含铜矽卡岩、浸染状透辉石化含铜花岗闪长岩、条带状含铜矽卡岩、浸染状含铜花岗闪长岩和浸染状含钼花岗闪长岩。

6. 清水塘矿床

清水塘矿床位于新屋里岩体的南面，新屋里复式向斜的次级背斜——仙人冲背斜靠近核部的部位，矿体呈似层状、脉状产于新屋里岩体与下三叠统南陵湖组灰岩的接触带中。矿体走向近东西或北东向，倾向南至东南，倾角 40°～45°，矿石类型主要有含铜赤铁矿、含铜矽卡岩及含铜褐铁矿。

二、原有矿床、矿体的定位规律及其控制因素

现有矿床均分布在新屋里岩体的接触带上或靠近接触带部位，基本上呈等间距分布。远离接触带的围岩中以及岩体的中心部位，目前还未发现有成型的铜矿床，因此，新屋里岩体在铜成矿中具有十分重要的作用。

矿体的产状基本上与所在部位接触带的产状一致，虽然矿体的形成是明显晚于矽卡岩的（含铜硫化物可以呈细脉或网脉状产于矽卡岩中，矽卡岩亦可呈角砾产于矿体中），但至今还没有发现斜切接触带的矿体，这充分表明：①接触带是矿石沉淀有利的化学环境；②岩体侵位期的韧－脆性构造系统在成矿热液聚集和定位中发挥了十分重要的作用。

位于岩体西侧的药园山铜矿床规模最大，其原因主要有三个方面：①在西部边界附近有一条规模较大的走向北西的横向张性断层，这条断层在局部地段与接触带叠合，虽然其形成

于新屋里复式岩体侵位以前，与新屋里复式褶皱是同一构造系统，但在岩体侵位期和侵位后，它一直活动，是一个重要的边界条件，对成矿流体和成矿岩浆活动起着重要的控制作用；②从整个新屋里岩体的形态和产状的变化规律来看，岩体西部的接触带较特殊，岩体超覆在围岩之上呈凹兜状（图 12 3)；③从岩体接触带的产状、岩体和近矿围岩的变形构造特征来分析，该处是岩体侵位时的前沿，受岩体侵位冲击最大，也是成矿流体流动聚集部位。

从现有矿床中 Au、Mo 含量的空间变化来看，往岩体的东南侧，矿床中 Au、Mo 含量明显增高。江家冲铜矿主矿体含 Au 6.53g/ t，含 Mo 达 0.065%，并出现了独立的钼矿体。仙人冲铜矿的Ⅱ号矿体含钼平均达 0.0028%。凤凰山南区的 1 号验证孔中也揭露了独立的钼矿体，含 Mo 达 0.052%，并且凡是铜够工业品位的样品含 Au 都在 1g/ t 以上（表 12 3)。这种含 Au、含 Mo 高的矿石都是以细脉浸染状为主，并且与石英二长闪长（斑）岩有密切关系。根据这些事实，我们可以推断，越往东南，斑岩型矿化所起的作用越大。

表 12 3　凤凰山矿田主要铜矿床成矿元素及相关元素含量对比表

矿床	采样位置	分析对象	元素含量（w_B/ 10^{-6}）							
			Cu	Pb	Zn	W	Mo	Sn	Ag	Bi
凤凰山	下盘围岩	黄铁矿化大理岩（4）	149	1194	1246	6.5	2.8	2.2	2.2	1
	矿体	含铜角砾状大理岩	25795	190	1004	100	1.5	18	5	50
		含 Cu 黄铁矿	10318	341	924	61	1.1	11	5	50
		含 Cu 菱铁矿	96470	99	1210	100	1.1	54	5	50
		含 Cu 磁铁矿	19911	120	641	97	0.9	34	2.08	16
	上盘围岩	矽卡岩化花岗闪长岩（2）	1331	92	160	5.4	1.2	13.5	0.8	0.1
铁山头	下盘围岩	蚀变花岗闪长岩	89	45	208	2.8	1	1.5	0.54	0.9
	矿体	含铜矽卡岩（3）	6574	153	230	17	2.5	10.1	3.12	8.6
	上盘围岩	大理岩（2）	216	51	161	1.2	10	0.9	0.3	0.5
仙人冲	下盘围岩	矽卡岩化花岗闪长岩（2）	554	123	3336	4.6	12.5	9	2.7	4.9
	矿体	含 Cu 矽卡岩	22550	23	1736	32	0.7	2.3	5	5.3
	上盘围岩	石榴子石矽卡岩	831	84	203	3.8	2	6	1	0.8
		角砾状大理岩	1133	16	412	4.8	3.4	3.6	0.86	1.6
清水塘	矿体围岩	碎裂化大理岩	103	17	94	3.8	7.7	2.5	0.11	0.5
		矽卡岩（4）	54	22	102	45	1.8	12	0.1	1.2
	矿体边部	含矿花岗闪长岩	1298	70	124	59	22	29	1.34	1.1
地壳克拉克值			55	12.5	70	1.5	1.5	2	0.07	0.17

注：分析对象一栏中括号中的数字为样品数；地壳克拉克值据泰勒（1964)。

从矿田的西北往东南方向，矿化深度有增加的趋势，仙人冲和江家冲矿床的最大深度比宝山陶和铁山头要大，而药园山矿床北部矿体的深度比南部要浅得多。

角砾岩带的规模与矿体的规模具有非常密切的正相关关系。

三、新发现的斑岩型铜（金）矿体的主要特征和控矿因素

斑岩型铜金矿是本研究过程中在凤凰山南区新发现的矿化类型，目前坑道和钻孔已揭露了上下两个矿体群、多个矿体。斑岩型矿化产于石英二长闪长斑岩中，岩体中硫化物矿化较普遍，但富矿体主要受断裂构造控制，呈脉状和透镜状产出。铜矿体一般品位较高，达 2%以上，伴生金银也达到独立金银矿的品位。斑岩型矿化新类型的发现，是铜陵凤凰山矿区找矿的重大突破，对于矿区乃至区域找矿都有深远的指导意义。

1. 矿床成因新类型的确认

由于本区目前钻孔所揭露的斑岩铜矿与矽卡岩总是密切伴生在一起，加之在新屋里矿田范围内还从未发现过斑岩型矿体，所以有人怀疑本区斑岩型铜矿体的存在。综合各方面的特征来分析，我们可以肯定本区发生过斑岩型铜矿的成矿作用，并形成了斑岩型的铜矿体，其主要证据有:

1) 本区的深部（-300m 以下)，黄铜矿、斑铜矿和黄铁矿等呈浸染状和细脉浸染状产于石英二长闪长（斑）岩中。

2) 矿体围岩的蚀变具有典型的斑岩铜矿床的围岩蚀变特征，对比分析两个验证钻孔的围岩蚀变和地表岩石的围岩蚀变特征，在地表普遍发育石英绢云母化，而近矿围岩则主要发育钾长石化。

3) 区内石英二长闪长斑岩（BAN1）的球粒陨石配分曲线与智利著名的 Escondida 斑岩铜矿的含矿闪长斑岩体（GW）的稀土元素配分曲线十分类似（图 12 11)，但区内花岗闪长岩（76/ 116）以及正长斑岩（Y15）却与之相差甚远。

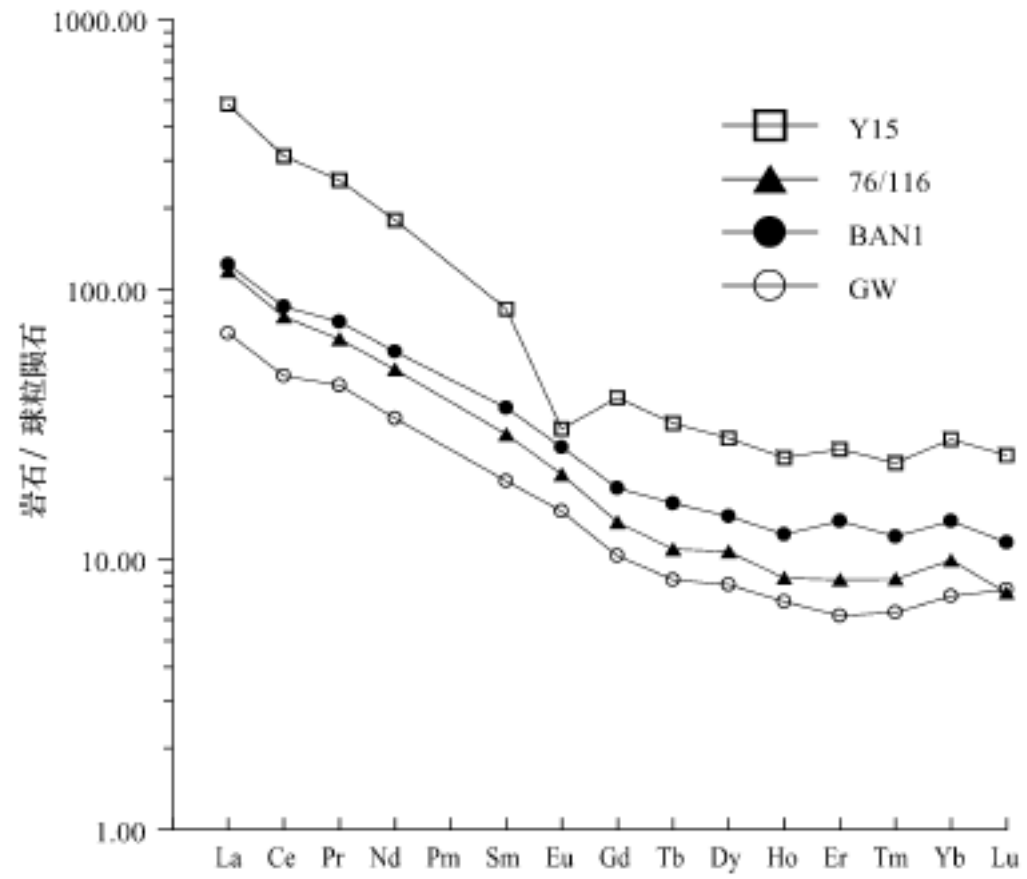


图 12 11　含矿石二长闪长斑岩稀土配分曲线

4) 本区成矿斑岩体主要沿接触带侵入，矽卡岩和花岗闪长岩成为其围岩。虽然在石英二长闪长斑岩型铜矿体围岩及矿体中常出现矽卡岩，但矽卡岩多是在斑岩侵入以前便已存在的，由前期的花岗闪长岩与碳酸盐岩接触带通过接触交代变质形成的。这种矽卡岩常被斑岩体穿切或呈角砾被斑岩包裹，具有坚硬、致密、脆性等特点，易于破碎，是岩体侵入和热液成矿有利的围岩条件。

2. 斑岩型铜金矿的主要特征

(1) 矿体形态、产状

凤凰山铜矿南区工程揭露的斑岩型矿化体形态复杂，分布规模大，品位变化也大。其

中富矿体受断裂构造的控制，形态为脉状和透镜状，在多组构造交汇部位膨大富化。根据控矿构造的研究推测，空间上矿体应呈侧幕式排列，具有成群成带分布的特点。

从工程控制情况可知，斑岩型矿体总体走向北西，向南东方向陡倾，倾角在 60 °左右。由于多组构造的控制，矿体局部的产状有所变化。

(2) 矿石特征

斑岩型矿体的矿石类型复杂，有细脉浸染状黄铜矿石 (照片 5)，密集细脉状黄铜矿斑铜矿矿石，不规则小脉状、浸染状黄铜矿 斑铜矿矿石，块状黄铜矿矿石，块状黄铜矿斑铜矿矿石，团包状、脉状黄铜矿 斑铜矿矿石和角砾状矿石等。

上述矿石特征中，细脉浸染状黄铜矿矿石代表斑岩型矿化的第一成矿阶段的特征，以矿化均匀、分布广、品位低、受微裂隙控制为特点。其他类型代表第二成矿阶段，是斑岩型成矿作用进一步富集的过程，受构造控制更为明显，具有矿化不均匀、品位高、受断裂构造控制等特点。

(3) 主要矿物组成

斑岩型矿石的主要特征之一是矿体中的磁铁矿、赤铁矿、菱铁矿等铁的氧化物和碳酸盐矿物少见。矿化岩体中经常出现磁黄铁矿则反映了一种相对还原的条件。在斑岩型矿体及附近围岩 (斑岩、矽卡岩、绿泥石化破碎带) 中常见有辉钼矿，呈星点状分布。斑岩型矿化的主要有用矿物是黄铜矿和斑铜矿，其他金属矿物还有黄铁矿、磁黄铁矿、辉钼矿等，主要脉石矿物为方解石、石英、钾长石、石榴子石、透辉石、硅灰石、绢云母、绿泥石、绿帘石等。有用元素除了铜外，还有伴生的金、银等，金、银品位与铜品位具有正相关关系，即铜品位高则伴生金、银的含量也高。

总之，斑岩型矿体的特征与以往探明的主要矿体 (如 1 号、2 号、3 号、新 5 号等) 相比有很大差别，对比如表 12 4。

表 12 4　斑岩型矿床 (体) 与矽卡岩型矿体 (1、2、3 号) 及新 5 号矿体对比

矿体 / 矿化特征	斑岩型矿体	新 5 号矿体	1、2、3 号矿体
主要含矿围岩	石英二长闪长斑岩	爆破角砾岩 (胶结物中含岩浆物质)	花岗闪长岩外接触带矽卡岩和矽卡岩化大理岩
矿体形态产状	脉状、透镜状。受岩体内裂隙带控制，在断裂交汇部矿体有膨大现象	筒柱状、囊状。受爆破角砾岩筒形态控制	似板状、透镜状。受岩体接触带形态控制
围岩蚀变	绢云母化、硅化、褪色化、内矽卡岩化、绿泥石化	碳酸盐化、绢云母化	矽卡岩化、碳酸盐化、硅化、绢云母化
矿石中典型金属矿物组合及矿物共生 (伴生) 关系	黄铁矿 磁黄铁矿 黄铜矿 斑铜矿组合。黄铜矿与斑铜矿紧密伴生，见斑铜矿交代黄铜矿，两者亦呈共结关系或交替出现；矿石含金较高，伴生金含量与铜含量为正相关关系	磁铁矿 赤铁矿 菱铁矿 黄铁矿 黄铜矿 斑铜矿组合。磁铁矿 (赤铁矿) 多呈角砾被蚀变岩体和菱铁矿胶结。赤铁矿常沿磁铁矿边缘交代呈似反应边。黄铜矿、斑铜矿呈细脉、网脉状分布于角砾和胶结物中。斑铜矿常交代黄铜矿	磁铁矿 赤铁矿 菱铁矿 黄铁矿 黄铜矿 斑铜矿组合。矿物生成顺序：磁铁矿→赤铁矿→菱铁矿→黄铁矿→黄铜矿→斑铜矿

3. 控矿因素

(1) 岩浆岩条件是主导条件

绝大部分矿体产于石英二长闪长斑岩中，或岩体中的矽卡岩角砾的裂隙中。另外，在

干矽卡岩中经常可见石英二长闪长斑岩小岩枝，往往伴生细脉状铜矿化。

根据前人的研究成果，形成斑岩型矿床的岩浆岩应当具备三个主要条件：①氧化性强；②流体丰富；③成矿物质丰富。矿区含矿的石英二长闪长斑岩中，Fe_2O_3 含量一般都高于 FeO（表 12 1），具有氧化的特征；岩石中存在大量含水矿物角闪石并普遍发育绿泥石化、绿帘石化和绢云母化，说明岩浆中饱含流体成分；岩体中原生铜浓集度高，普遍发育硫化物，包括黄铜矿矿化，表明岩浆富含成矿物质。因此，矿区的石英二长闪长斑岩的各种特征均有利于形成斑岩型矿床。

（2）构造是矿体定位的必要条件

新屋里岩体受区域东西向和南北向基底构造交汇部位的控制，而成矿的石英二长闪长斑岩舌状体则受区域北东向与北西向盖层断裂的交汇部位的控制。构造控矿表现在 4 个方面。

1）区域构造控制岩体的分布。石英二长闪长斑岩体在地表呈北东 南西向延伸的舌状体分布，受北东向断裂构造的控制。该构造位于复式向斜的核部，继承区域北东向构造方向，在花岗闪长岩形成之后控制江家冲矽卡岩带的形成和分布。这一构造与深部岩浆房相通，是矿区的导岩构造。

2）复合构造控制岩体的侵位。坑道和钻孔资料表明，石英二长闪长斑岩体呈雁列状岩枝沿北西方向展布趋势，反映该岩体是沿着北东和北西向两组构造的复合部位侵位，并沿北西向破碎带定位，故岩体形态复杂，分支复合，并含有大量的围岩矽卡岩的角砾。

3）压剪性构造控制矿体的定位。北西向构造是在北西 - 南东向区域构造应力与新屋里岩体侵位和冷凝期间的特殊构造环境下形成的压剪性构造，具有多组交汇、多期活动的特点，成矿前已存在，成矿期又活动，既控制岩体的侵位，又控制矿体的形态、产状和空间展布规律。其对成矿的控制作用主要表现在以下几个方面：①破碎带控制成矿岩体的侵入和定位；②沿断裂带控制矿体成群成带分布；③控制矿体的侧幕式分布型式；④控制单个矿体的形态和产状；⑤多组断裂交汇部位形成厚富矿体；⑥断裂复合部位矿化增厚富化。

4）含矿裂隙构造控制矿脉的形成。主要含矿细脉产状规则，产状为 10°～30°∠10°～30°，与矿体产状近于垂直。与矿化石英二长闪长斑岩中的含矿裂隙对比，矿体中细脉密集而产状规则，方向集中，围岩中则杂乱而规律性较差（图 12 12）。该组节理形成于岩

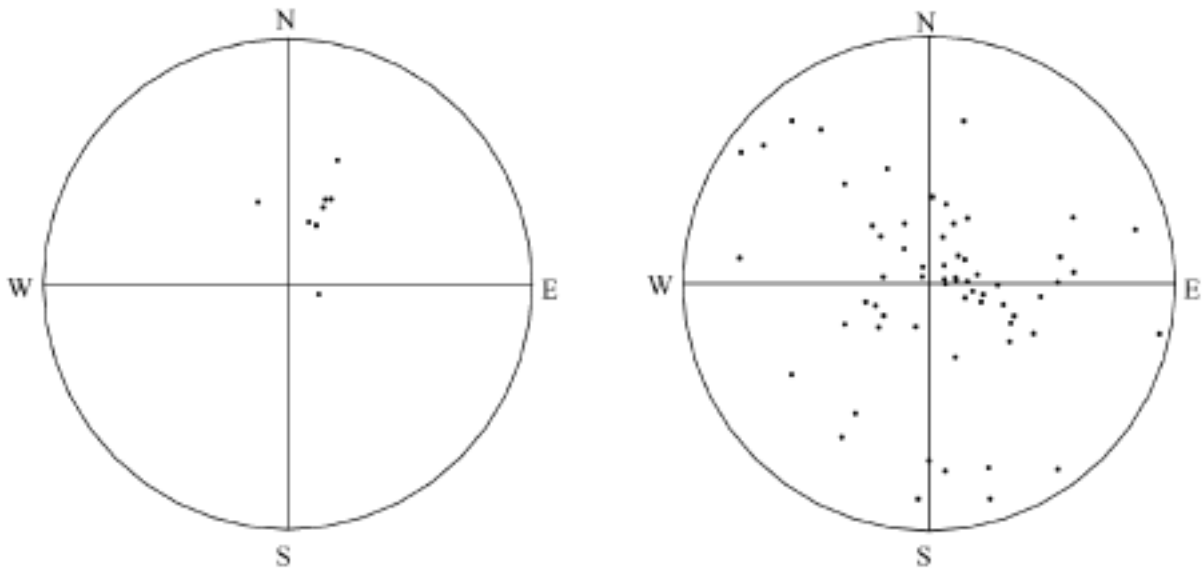


图 12 12　矿体及围岩含矿裂隙对比图

左图为矿体中的含矿裂隙法线分布图，每一个点代表一组含矿构造裂隙；

右图为矿化的石英二长闪长斑岩中含矿裂隙法线分布图，每一点代表一条统计裂隙的法线投影

浆冷凝之后，可能由岩浆期后构造和热液系统共同作用下形成，沿着北西向断裂的扩容空间旁侧密集发育，既是热液活动的通道，又是容矿的构造空间。

第三节　矿床成因分析

对于凤凰山铜矿的成因（矿田内的其他矿床基本类似于凤凰山铜矿床），长期以来缺乏系统的研究，过去总是笼统地称之为矽卡岩矿床，或者称之为高温岩浆热液矿床。我们通过凤凰山铜矿床的研究后认为，矿床的形成主要与中酸性岩浆活动有关，并经历了从高温矽卡岩阶段到中低温热液阶段的以岩浆热液为主的复合型热液成矿作用，成矿物质主要来自岩体，成矿流体为岩浆水和大气降水之混合，矿石的沉淀和定位则与构造直接相关，其证据如下：

1）矿体与矽卡岩关系密切，凤凰山铜矿的主要一种矿石类型就是含铜磁铁矿，系矽卡岩期湿矽卡岩阶段和氧化物阶段形成的。

2）主要含铜矿物都在矽卡岩形成以后形成，常呈细脉状、网脉状和浸染状产于矽卡岩或磁铁矿之中（照片 6、7），显微镜下见有黄铜矿沿裂隙交代磁铁矿、斑铜矿交代黄铜矿。

3）一些由角砾状矿石组成的矿体（照片 8），见有含铜磁铁矿角砾、含铜矽卡岩角砾，胶结物为浸染状黄铜矿化石英二长闪长斑岩。表明在矽卡型矿体形成以后发生了与浅成岩浆活动有关的隐爆成矿作用，属斑岩型中低温热液成矿。

表 12 5　凤凰山铜矿铅同位素组成与铜陵地区其他矿床的对比

矿床	分析对象		$^{206}Pb/^{204}Pb$			$^{207}Pb/^{204}Pb$			$^{208}Pb/^{204}Pb$			来源
	岩(矿)石	矿物	最大	最小	平均	最大	最小	平均	最大	最小	平均	
凤凰山	块状黄铁矿	黄铁矿			18.483			15.548			38.397	自测
	角砾状矿石	黄铁矿			18.470			15.534			38.349	
	黄铁石英脉	黄铁矿			18.464			15.553			38.520	
	黄铜黄铁石英脉	黄铁矿			18.539			15.586			38.520	
	块状黄铜矿	黄铜矿			18.460			15.572			38.455	
	含铜磁铁矿	磁铁矿			22.027			15.741			38.600	
	花岗闪长岩	长石(3)	18.849	18.58	18.704	15.606	15.578	15.588	38.776	38.48	38.661	Yuanming Pan et al.,1999
铜官山	矽卡岩铜矿石	黄铁矿(5)	23.667	17.784	18.875	15.882	15.513	15.613	38.464	37.842	38.237	
	菱铁铅锌矿石	方铅矿(7)	19.330	18.320	18.390	16.45	15.53	15.80	40.74	37.9	38.98	
	白云岩/灰岩	全岩(4)	19.08	18.379	18.76	16.644	15.47	16.18	40.33	38.446	39.221	
	石英闪长岩	长石(10)	18.426	17.512	17.99	15.691	15.244	15.51	38.844	37.281	38.124	
冬瓜山	角砾状矿石	黄铁矿(1)			17.344			15.134			36.994	
	层控块状矿石	方铅矿(3)	18.271	18.032	18.181	15.69	15.468	15.583	38.61	38.03	38.37	
		磁铁矿(1)			19.129			16.057			38.607	
金口岭	矽卡岩铜矿石	黄铜矿(4)	18.2	17.986	18.1	15.657	15.417	15.551	38.534	37.981	38.269	
	石英闪长岩	长石(3)	17.934	17.8	17.882	15.566	15.492	15.519	38.242	37.976	38.069	
		全岩(2)	17.81	17.49	17.65	15.35	15.34	15.345	37.79	36.69	37.24	
新桥	层控块状矿石	黄铁矿(11)	18.782	18.366	18.562	15.813	15.601	15.67	39.062	38.226	38.62	
		黄铜矿(1)			18.42			15.76			38.08	
	黄铁 方铅矿脉	方铅矿(2)	18.32	18.278	18.299	15.54	15.525	15.532	38.295	38.20	38.247	
	闪长岩	全岩(1)			18.433			15.691			38.544	
铜陵 C_2h 沉积岩		方铅矿(2)	18.271	18.032	18.151	15.592	15.468	15.53	38.47	38.03	38.25	

注：自测数据由中国地调局宜昌地质矿产研究所测试；分析对象中括号内的数字表示样品数。

4）矿石矿物黄铁矿、黄铜矿的铅同素组成比较均一，与岩体中长石铅同位素组成非

常类似 (表 12 5)，反映铜成矿的物质主要来自岩浆岩。磁铁矿的铅同位素则明显地不一样，反映磁铁矿形成时可能有更多的围岩成分的参与。

5) 流体包裹体成分测量结果 (表 12 6) 显示成矿流体偏碱性且富含硫，其中 Na^+ 多于 K^+，这与新屋里岩体中 Na_2O 高于 K_2O 相对应，表明流体与岩体间具有密切的关系；其中最富的块状黄铜矿中 K^+ 异常高，说明成矿流体中富钾质；同时，流体中较富含 CO_2 和 SO_4^{2-}，说明碳还原剂和硫还原剂在铜矿石的沉淀中可能起了重要的作用；此外，流体中富 Ca^{2+} 贫 Mg^{2+}，与赋矿地层主要是灰岩而非白云岩相吻合，表明围岩参与了成矿流体的水岩反应。

表 12 6　凤凰山铜矿石矿物中流体包裹体的气液相成分

矿　石	寄主矿物	气相成分 (w_B/ 10^{-6})					液相成分 (w_B/ 10^{-6})									
		H_2O	CO_2	CO	CH_4	H_2	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Li^+	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	pH
黄铁石英脉	黄铁矿	350.0	21.40	0.085	0.05	0.12	21.31	21.61	14.56	1.24	0.015	0.45	28.35	145.5	0.0	6.1
黄铜黄铁石英脉	黄铁矿	280.5	0.50	0.00	0.02	0.11	3.84	4.06	4.47	5.14	0.015	0.30	7.20	118.7	0.0	6.2
块状黄铁矿	黄铁矿	250.0	0.50	0.00	0.02	0.10	1.12	1.5	1.76	0.56	0.01	0.15	3.64	93.2	0.0	6.3
块状黄铜矿	黄铁矿	310.5	87.5	0.09	0.07	0.12	21.58	5.81	36.38	3.23	0.01	0.4	8.50	96.30	21.5	6.2
含铜磁铁矿	磁铁矿	360.0	71.2	0.07	0.05	0.12	1.51	2.73	24.96	0.38	0.02	0.25	4.80	5.00	14.1	6.8
角砾状矿石	黄铁矿	260.8	0.5	0.00	0.00	0.10	1.57	1.29	20.63	0.37	0.01	0.20	3.50	91.50	14.1	6.3

注：中国地调局宜昌地质矿产研究所测试。

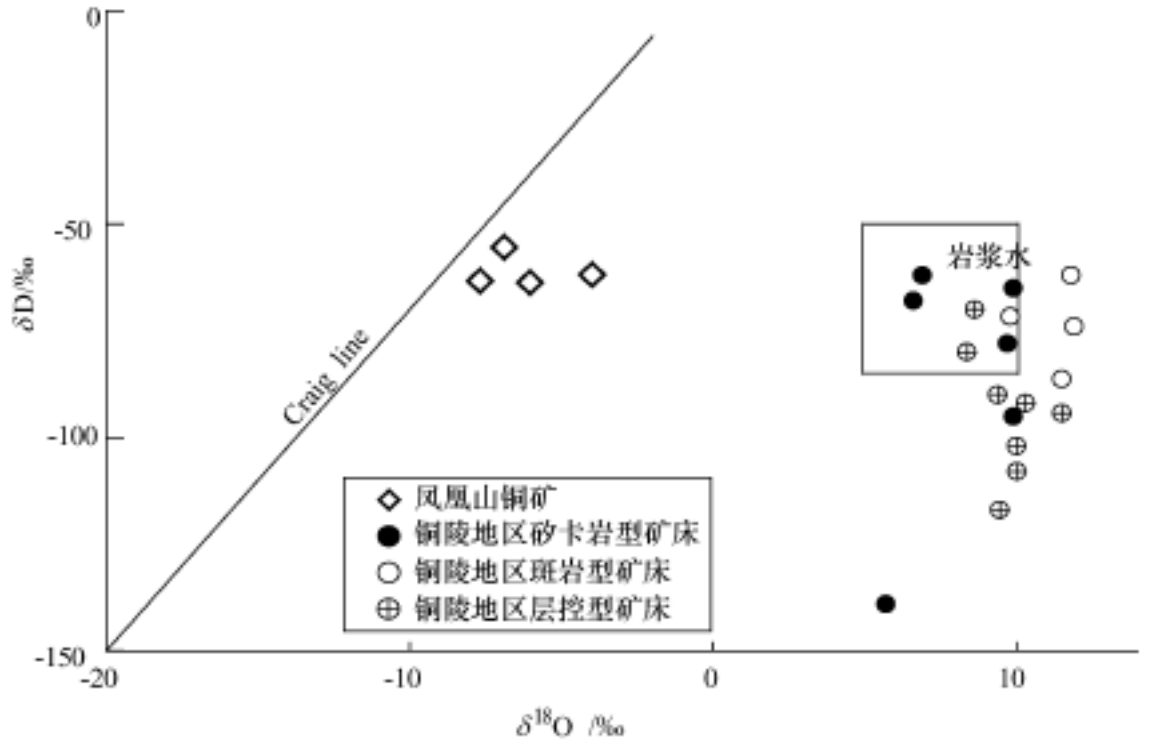


图 12 13　凤凰山铜矿流体氢氧同位素组成及其与铜陵地区三大类型铜矿床氢氧同位素组成对比

由于凤凰山铜矿氧同位素也是直接测量包体水的，与之对比的其他矿物则是通过测寄主矿物而计算出来的，所以凤凰山的 $\delta^{18}O$ 要明显偏低

6) 矿石中石英和方解石的流体包裹体的氢氧同位素分析结果显示（图 12 13），δD 为 - 55.4‰～ - 63.7‰，基本同于岩浆水，而 $\delta^{18}O$ 为 - 7.69‰～ - 3.99‰，明显偏向大气降水。其原因，一是由于现测包裹体水的氧同位素组成，并不能等同于成矿时成矿流体的氧同位素组成，因为在成矿后漫长的地质演化过程中，流体包裹体与寄主矿物（含有大量的氧）间的同位素交换反应会使 $\delta^{18}O$ 明显降低；二是因为成矿过程中发生了来自岩浆水的成矿流体和来自大气降水的流体间的相互反应。

7) 矿石中与黄铜矿共生的石英、方解石和粗粒石榴子石中原生流体包裹体均一法测温结果最低的为与黄铜矿共生的大颗粒方解石中的流体包裹体，其温度只有 185℃（表 12 7）。

表 12 7　凤凰山铜矿流体包裹体均一法测温结果

采样位置	样品名	包裹体寄主矿物	测量包裹体数	温度范围	最佳温度	平均温度
药园山 240 中段	黄铁石英脉	石英	10	205～252	225～232	230
相思树测区	含铜方铅石英脉	石英	10	187～245	218～226	221
药园山 300 南	黄铁钾长石英脉	石英	10	186～230	205～212	210
药园山 300 中段	角砾状矿石	方解石	10	168～203	175～186	185
相思树测区	含铜矽卡岩	石榴子石	10	218～279	235～246	243
相思树 360 中段	黄铜黄铁石英脉	石英	10	192～235	205～213	212

注：中南大学地质研究所测定，所测温度单位为℃，未进行压力校正。

根据矿床的成因特征及其控矿构造特征，我们可以推断成矿定位的过程为：主要来自岩浆岩的高压成矿流体（等于或超过静岩压力），在构造变形场和温度场的双重控制下向岩体边界的扩容断裂带运移，由于扩容性断裂，特别是位于围岩中的扩容性断裂与地表连通，其间的流体主要来自大气降水（具静水压力），当岩浆来源的流体流入后，流体压力的突然降低和两种完全不同流体间的反应，导致矿石的沉淀。

第四节　找矿潜力、找矿方向和找矿标志

一、找矿潜力和找矿方向

找矿方向问题对一个地区的找矿勘查的成败是至关重要的，找矿方向主要解决三个问题：一是到什么地方找矿？二是找什么样的矿（包括矿种和矿床类）？三是用什么方法才可能找出这些矿？要回答这三个问题，可以从两个方面入手：一是应用已有矿床上总结出来的经验模式和经验规律根据类比原则分析与已有矿床地质条件类似的区段；二是从成矿的概念模式分析具有有利成矿的地质条件及异常背景。前者便于操作应用，也是一种常用的找矿哲学，但对于勘探程度较高的地区，往往其成效并不显著，一般是难于取得突破性成果；而后者比前者难于操作，而且对研究主体和研究工作有更高的要求，往往也带有更大的冒险性，但也往往是取得突破性找矿成果的哲学思路。对于凤凰山矿田，我们必须从两个方面入手来分析，既要从类比角度分析与已有矿床相同的地段，更要从求异的角度分析具有独特地质条件和地球物理及地球化学显示的异常地段。应用矽卡岩 - 斑岩成矿最新理论，分析凤凰山矿床的地质条件、成矿规律和各种异常。以矽卡岩 斑岩成矿理论为指

导，综合分析铜陵地区成矿规律和凤凰山矿田的控矿因素后，我们认为凤凰山矿田的找矿潜力和找矿方向主要有以下三个方面：

1．接触带矽卡岩型铜矿床仍有较大找矿潜力，不应该放弃这种类型矿床的找矿

接触带矽卡岩矿床是目前凤凰山矿田中主要的矿床类型，受接触带和断裂带双重控制。尽管对地表地质条件有利地段大多开展过一定勘查工作，但这类矿床仍存在很大的找矿潜力，主要在三个方向：①现采药园山矿区的深部，特别是 31 线以北地段的深部；②矿田东面的仙人冲矿区的东部；③其他已有矿床、矿点的深部。

2．斑岩型铜矿床的找矿前景不容忽视，应该重视斑岩型矿床的找矿

尽管以前在凤凰山矿田没有发现成型的斑岩型铜矿床，但种种迹象表明这一地区斑岩型铜矿床的找矿前景不容忽视，应该重视这种矿床的找矿。目前已有的证据表明斑岩型铜矿床的找矿潜力主要集中在现采凤凰山铜矿南部的相思树至清水塘一带；此外，凤凰山矿区西北部的花岗闪长斑岩区也具找矿前景。对于斑岩型铜矿找矿前景的具体分析如下：

1) 本区的成矿岩体完全具备成矿斑岩的特征，新屋里岩体除了主体为花岗闪长岩和石英二长闪长岩外，还有斑状石英二长闪长岩、花岗闪长斑岩和石英二长闪长斑岩和闪长玢岩等，是一个复式岩体。在凤凰山矿区以南的相思树至清水塘一带岩体发育有大范围的石英绢云母化、钾化和黄铁矿化。

2) 已揭露的矿体中，除了产在接触带中与矽卡岩密切相关的矿体外，还有产在岩体和大理岩中的小型脉状铜矿体。在离岩体较远的大理岩中还发育有细脉状的含铜方铅矿石英脉。这种脉状矿体、矽卡岩型矿体常常与斑岩型矿体密切相伴（卢焕章等，1995），它们是一个统一的热液成矿体系的不同组成部分，往往是先发现一种，然后再发现另一种类型的，从而大大扩大矿床的储量。这一规律已在许多矿床被证实。加拿大 Gaspé 半岛的 Gaspé 矿田在 1938 年就发现了小规模的矽卡岩型铜矿体，尔后随着斑岩型矿体的不断发现而使矿床规模不断扩大，20 世纪 90 年代后期又在原矿区北部的 1000～1700m 深处找到了大型斑岩铜钼矿床（铜储量 170 万吨，钼 20 万吨）（Hussey & Bernard，1998），有趣的是，Gaspé 矿田从控矿构造上来看，非常类似于凤凰山矿田，都是受大型向斜构造控制。我国现采的最大的斑岩铜矿——德兴铜矿，其含铜石英脉在古代就已开采，20 世纪 50 年代初勘查时也认为只是与石英有关的小型铜矿床，尔后发现细脉浸染状矿化，70 年代引进斑岩铜矿成矿理论后进一步勘探，证明为一特大型的斑岩型铜钼矿床。江西城门山大型铜矿床的发现也经历了由块状硫化物型到矽卡岩型再到斑岩型的过程。

3) 矿田范围内角砾岩十分发育且与矿体关系密切，矿体的近矿围岩中都发育较大范围的角砾岩化，有些矿体即为含矿角砾岩（角砾状矿石），这种角砾岩的最根本的特征就是胶结物中都有硫化物矿化，角砾成分复杂，有大理岩、矽卡岩、磁铁 - 赤铁矿类矿石，还有花岗闪长岩和石英二长闪长岩等与成矿关系密切的岩浆岩。一般矿体中的角砾成分比远离矿体的角砾成分更复杂，矿体中的角砾形态也显得更浑圆一些，而离矿体远的角砾基本保持棱角状，看不出明显的错动。显然，这种角砾岩在其形成过程中成矿流体可能起了重要的作用，因为其胶结物都普遍矿化，可以看成 Jébrak（1997）所称的热液角砾岩（Hydrothermal breccias）。但从角砾形貌及其与构造断裂的关系来看，构造在其形成过程中起着重要的作用，但不是简单的裂隙扩展引起的构造破碎（tectonic comminution）以及断层两盘相对运动引起的磨碎（attrition wear）所形成的。因流体压力增高引起的水力致

裂（hydraulic fracturing）、因流体压力降低而引起的临界破裂（critical fracturing）也应是其形成的重要机制。除此之外，矿区内还发育有岩浆隐爆角砾岩，其角砾成分复杂，岩体、矽卡岩、矿石（含铜磁铁矿、含铜菱铁矿等）和大理岩都有；大小相差很大，大者可达 1m 以上，小者只有几 mm，胶结物为岩浆质，胶结物和角砾中都有矿化，可能由浅成岩浆隐爆作用形成。从国内外众多的研究成果来看，热液角砾岩和隐爆角砾岩在斑岩 - 矽卡岩 - 浅成低温热液矿床中普遍发育，是密封在塑性岩体中的具很高静岩压力的流体突破岩体外层的低渗透性的硬壳后，在脆性的静水压力体系中与构造应力耦合作用形成的。这两种角砾岩应该是斑岩型 - 矽卡岩型 - 浅成低温热液型系列矿床的组成部分之一，它的广泛发育，预示着斑岩型铜矿床的找矿前景不可低估。

3. 层控矽卡岩型块状硫化物矿床是至今仍未证实的重要的找矿方向

已发现的冬瓜山层控矽卡岩型矿床主要产在中 下石炭统、下二叠统和中 下三叠统碳酸盐岩和蒸发岩中，这些地层通过泥盆系和中 上石炭统之间的层间滑动构造与成矿岩体相连。这种有利成矿条件在凤凰山矿田也同时存在，有利成矿的地层组成向斜的一翼，在深部可与新屋里岩体相连；加之泥盆系和中 上石炭统之间的层间滑动构造在离岩体较远的向斜两翼非常强烈（图 11 1），以及局部地段在这种构造部位还发育有铁帽（如朱家山等），在深部也可与新屋里岩体相连通。因此，凤凰山矿区外围的深部存在找到冬瓜山式矿床的可能性。

二、找矿标志

对上述可能存在的勘查对象，可以通过如下一些直接或间接的找矿标志来进行勘查和预测分析。

1. 蚀变模式

热液作用在形成矿体的同时，也必然要在矿体周围更大体积的围岩中形成各种热液蚀变，通过分析蚀变的空间分布模式可以预测隐伏矿体的空间展布位置。

对于凤凰山矿田，可能存在的隐伏矿体有矽卡岩型（包括冬瓜山式层控矽卡岩型）和斑岩型。矽卡岩型矿床的矿化蚀变主要有硅化和透辉石、透闪石、阳起石矽卡岩化等；斑岩型铜矿存在钾长石 - 黑云母化带→石英 - 绢云母化带→泥化带→青磐岩化带的蚀变分带规律，同时发育大范围的浸染状和细脉浸染状的黄铁矿化，但在本区，最典型的矿化蚀变是钾长石黑云母化、石英 - 绢云母化和黄铁矿化。

2. 成矿构造

走向北北西、北东、北北东和近东西向的扩容性断裂且与岩体接触带或矽卡岩带相套合并出现复杂的角砾岩时，是寻找矽卡岩型矿床的有利标志。多组断裂的交叉处、发育斑岩型矿床特征蚀变的网状裂隙和劈理化带等则是寻找斑岩型铜矿床的有利标志。

3. 岩浆岩

花岗闪长岩、石英二长闪长岩、花岗闪长斑岩、石英二长闪长斑岩、花岗斑岩、二长花岗岩等的小岩株或岩枝，是形成矽卡岩型和斑岩型铜矿床的有利条件。当有岩浆隐爆角砾岩或热液角砾岩与之相伴出现时，则是寻找斑岩型铜矿床的有利标志。

4. 地球化学与化探异常

形成斑岩型铜矿床的中酸性小岩体一般具有无明显 Eu 负异常的右倾型稀土配分曲

线。隐伏矿体上会具有明显的 Cu 的原生晕正异常及与之相关的 Mo、Au、Ag、Pb、Zn 等的正异常。

电化学提取方法可获得深部矿体的信息，因此在隐伏铜金矿体的上部会出现相应元素的电化学异常。

5. 物探异常

矽卡岩和斑岩体上方都会有明显的磁异常，但矽卡岩矿体上的磁异常比斑岩体要强，利用磁法探测可以获得一定强度的磁异常。本区的矽卡岩矿体中含有丰富的磁铁矿，可以引起较强的磁异常。

岩体中含有微量的放射性元素 U、Th 和具有放射性同位素的 K，斑岩型矿化与钾化有密切的关系，这些元素或同位素的放射性特征是放射性勘查技术的应用依据。

硫化物矿体中大量的金属矿物的存在，在外来电场的作用下可以产生激发极电和电磁效应，反映出低电阻、高电导、高极化率等特点，利用多频激电技术还可以获得不同的相位异常。因此可以采用激电、TEM、CSAMT、EH4 等地球物理勘查技术可以获得隐伏矿体信息。

第五节　勘查靶区和勘查战略

根据上述分析，我们认为在凤凰山矿田范围内还可以找到规模可观的隐伏矿床（体），其中找矿潜力最大的区段应该是现采凤凰山矿床以南的相思树至横山岭一带（图 11 1）。在这一带，上述三种矿床类型都有可能存在。所以我们把凤凰山铜矿找矿勘查的首选工作靶区定在凤凰山以南相思树到横山岭一带，统称凤凰山铜矿南区。

根据凤凰山矿田的成矿规律、找矿标志以及斑岩 - 矽卡岩型矿床的特征，我们采取了如下勘查战略对首选工作靶区进行预测性勘查。

1) 以综合信息论作为找矿预测研究的哲学思想，力求以快速、低成本的地质、地球物理和地球化学方法采集有关隐伏矿床的各个方面的信息，在集成综合信息的基础上对该区的潜在资源作出可靠的预测评价。

2) 运用陈国达院士（1982，1985，1996）的活化构造及成矿理论体系研究矿田的成矿地质条件后，我们认为该区的铜矿床具有多因复成性，矿床的形成和定位既受前印支期形成的东西和南北向的基底构造的控制，也受印支期和后印支期形成的北东和北西向盖层构造的控制，潜在的找矿对象除符合已有矿床模式的产于主接触带上的矽卡岩型矿体外，更主要的应该是岩体内部受断裂构造和捕虏体控制的矽卡岩型铜矿体和受斑岩体控制的斑岩型铜矿体。

3) 虽然在凤凰山矿田范围内以前还未发现过斑岩型铜矿体，但从成矿地质条件和地表所见的蚀变特征来看，本区的斑岩型铜矿的寻找应该是很有潜力的，应该作为找矿的一个重要目标。从国内外的找矿勘查经验来看，矽卡岩、斑岩型和脉型的铜矿属于同一个成矿系列，往往在空间上紧密相伴，在开采其中的一种时，如能找到相伴的另外一种，则其储量会成倍地增加。这种实例很多，美国 Bingham 铜矿是全世界第四大斑岩铜矿床，铜金属储量 2254 吨，含铜 0.98%。这个已有一个多世纪开采历史的超大型铜矿床最初

(1863) 只是在现采矿床的外围开采脉状的铅锌银矿床和金矿床；1893～1947 年间主要开采斑岩体外含铜 6%的脉状铜矿；1905 年，才在斑岩体中发现了现采的斑岩型铜矿床。近年来又在 Bingham 岩株的西北部找到了一个大型的矽卡岩型铜金银矿床，铜金属储量 120 万吨、金 207 吨、银 425 吨，含铜 1.98%、金 3.4g/t、银 9.67g/t（裴荣富等，1999; Guibert & Park, 1985）。对于斑岩型铜矿，同处于长江中下游成矿带的城门山和武山铜矿也都是在开采矽卡岩型铜矿床后再找到斑岩型铜矿体的，从而使矿床扩大到大型规模。

4) 地质找矿信息的获取侧重于观测各种找矿地质标志和查明工作区内各种地质要素的空间变化规律。由于斑岩型铜矿一般都与特定的岩浆岩体有关，而且还能形成特征的蚀变分带规律，许多隐伏的斑岩型铜矿体都是在研究蚀变分带规律的基础上发现的，所以我们在地质调查中将岩浆岩研究和蚀变特征调查作为主要的研究内容之一。

5) 地球物理找矿信息的获取着重采用何继善院士发明的伪随机多频激电技术测量极化率和相对相位，辅以地面磁测。在相思树测区，为了充分利用 1 号验证钻孔，利用 GDP 16 电法系统进行了大面积的井中充电激电测量，并对 1 号钻孔进行了测井。为了对相思树测区的深部构造和岩体变化有更充分的推理依据，还利用 GDP 16 进行了可控源音频大地电磁测深（CSAMT）。

6) 采用非规则大范围组合采样的构造地球化学方法作为主要的地球化学探矿技术，这一技术不仅能发现深部矿化引起的弱异常，还可最大限度地减少样品数，降低成本。

7) 对重要地段进行了地电提取 Cu、Au 测量，激电测深和 γ 能谱测量。

8) 为了尽量避免地质、地球物理和地球化学方法本身的不足，相互取长补短，我们特别强调地质、地球物理和地球化学测量和钻（坑）探工程密切配合进行，积极反馈信息，以便调整工作的设计，减少无效工作，提高结论的准确性。

第十三章　构造地球化学勘查与找矿分析

第一节　成矿构造分析

示范区内基岩出露的地段，各种构造，特别是作为热液和元素迁移最有利通道的断裂、裂隙、节理和劈理构造，都十分发育，这是应用构造地球化学方法探测深部隐伏矿化信息的最有利条件。通过对示范区进行详细地质调查和构造分析，区内有利成矿的构造条件是：

1) 区内发育三个方向的接触带构造：①北西方向（NW310°左右）、②北东方向（NE30°左右）、③近东西方向。与这三个方向相对应的断裂构造也很发育，其中还发育有基性岩脉、碱性岩脉或脉状矽卡岩化。当这些断裂活动与接触带构造套合，并与流体活动耦合时，最有利于成矿。

2) 区内矿化裂隙构造发育，主要有三种类型：①发育在花岗闪长岩和石英二长闪长（斑）岩体中的 NNW 向的和 NEE 向的断裂中的黄铁绢英岩脉，颗粒较粗，脉宽一般在 3cm 以上；②产在大理岩中的含铜方铅石英方解石脉，走向主要为 NEE 至 SEE，次为 NW 至 NNW 向，脉较窄，一般在 1cm 下；③产在矽卡岩化石英二长闪长斑岩中的黄铜黄铁矿脉，走向 NW 向为主，次为 NE 向，脉宽 1cm 以下，在 - 300m 南沿探矿坑道的石英二长闪长斑岩中还发现有宽约 20cm 的黄铜矿脉。所有这些成矿裂隙构造都是深部隐伏矿体存在的指示标志。

3) 区内构造显示出多期变形特征，主要构造形迹可分为三期：①印支期（新屋里岩体侵位以前）形成的以 NE 向新屋里复式向斜为主体的构造，伴随这期构造形成的主要是 NE 向的次级紧闭型倒转褶皱、逆冲断层、劈理化带（主要是碳酸盐岩的压溶劈理）、布丁构造，其次为走向 NW 和 NNW 的张性横向断层。由于张性断层主要位于沟谷地带，多被第四系覆盖，但从地貌和示范区地质要素的变化规律和地球物理资料的解译来看，这一类型构造也是本示范区主要的构造之一，且与铜成矿关系密切。NE 向的劈理化带总是被后期近 EW 走向的矿化裂隙所切断，本身也发生了矿化。②燕山晚期新屋里岩体侵入期形成的构造，主要有 NNW、NW 和 NEE 向断裂构造及相伴的褶皱，以及与岩体边界平行的劈理构造。该期形成的劈理构造内普遍发育矿化。③成岩成矿后形成的构造，主要为 NNE 向和 NW 向的左行断层及相伴的节理构造，对成矿有破坏作用。

这种多期次、多方向的构造叠加造成了本区复杂的构造型相，其中断裂裂隙构造为成矿元素和矿化相关元素的扩散创造了条件，有利于形成大范围的扩散晕，便于用构造地球化学方法发现隐伏矿体引起的弱地球化学异常。

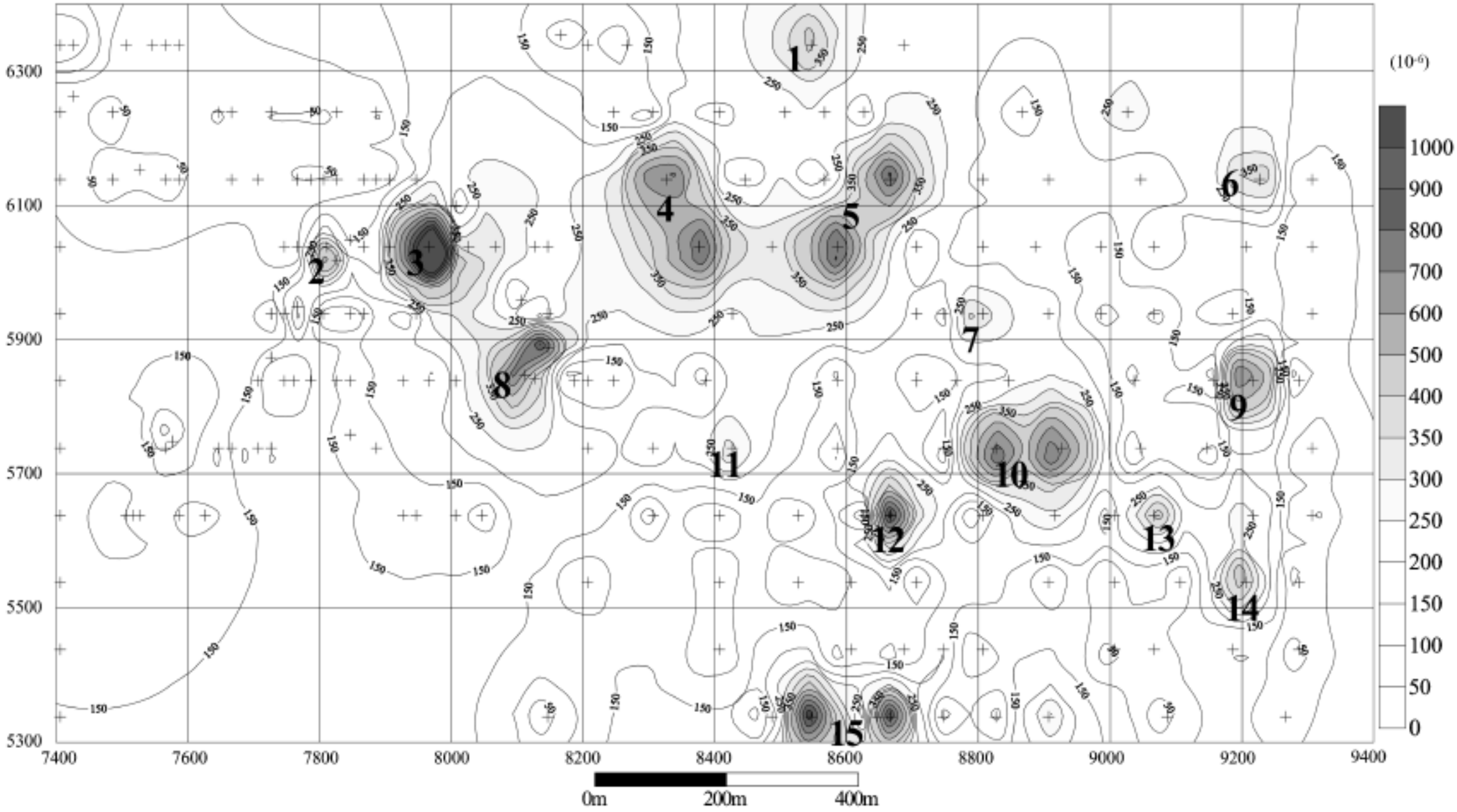


图13-1 Cu构造地球化学等值线图

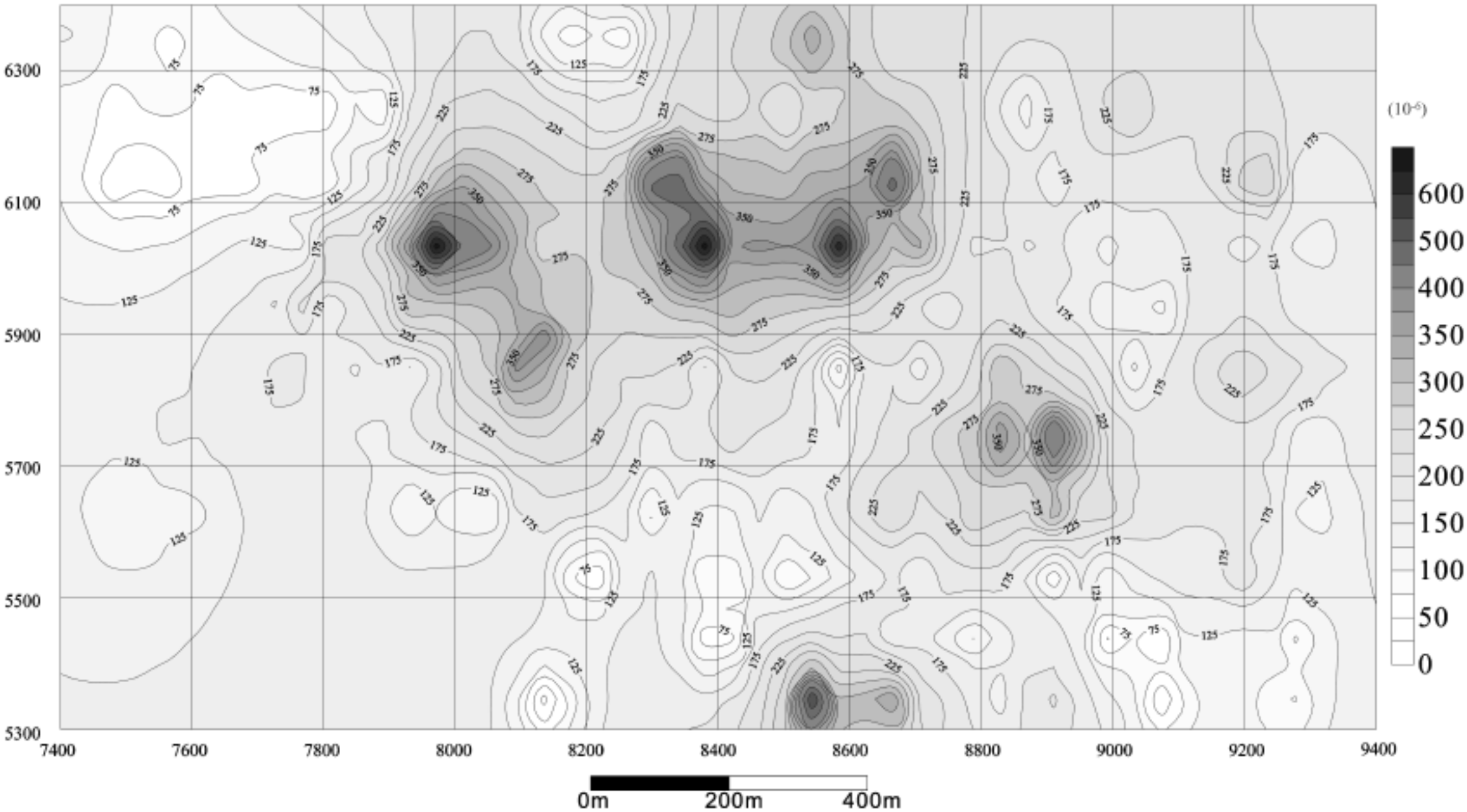


图13-2 Cu 的构造地球化学一次滤波后的等值线图

第二节　勘查结果及找矿意义分析

1) 铜元素的浓集中心主要在相思树至江家冲一带，但从异常的规模来分析，此区的异常并不是地表和近地表所见到的矿体所能解释的，深部还应该存在更大规模的隐伏矿体，实际上在相思树所施工的第一个验证钻孔就已证实了深部具有大的隐伏矿体。

2) 本区的异常主要呈三个方向展布（图 13 1，13 2)：①北东东向异常，分布在相思树至江家冲一带，异常中心轴线为 56/ 106—100/ 110 连线，整个异常区呈哑铃状。②北西向异常，沿 126/ 96—70/ 106—56/ 110 一线和 142/ 104—92/ 112 线分布。③南北向异常，沿 180/ 100—180/ 112 一线分布。这种异常展布规律实际上反映了构造控矿的可能，四个异常展布带对应着四个断裂构造带。

3) 示范区内 Cu 的异常浓集中心主要有 15 个（图 13 1)，其位置、特征和地质背景及对应的地球物理异常及其解译见表 13 1。综合地质、地球物理、地球化学特征分析，以相思树示范区的异常浓集中心最具找矿潜力。

表 13 1　相思树示范区 Cu 的构造地球化学浓集中心特征及解译简表

编号	位　置	w (Cu) / 10^{-6}	地质特征	地球物理特征	解 译
1	114/ 116	460	暗灰至红色花岗闪长岩，含黑云母较多	近矿充电激电的高异常区	可能存在隐伏矿体
2	38～44/ 110	2650（42/ 110 点）～31，平均 709	大理岩与岩体接触带，大理岩中有褐铁矿化，140/ 110 处见有矽卡岩化和黄铁矿化，42/ 110 点的岩体中出露有产状 13°∠76°、厚约 2m 的含铜黄铁矿脉	弱的多频激电异常	沿北北东走向接触带可能存在分散型矿化
3	52～62/ 110	3130（56/ 110 点）～274.7，平均 856.16	出露石英二长闪长岩，有较强的褐铁矿化，局部见较强的硅化，在 60/ 110 点见有矽卡岩化和较弱的黄铁矿化	多频激电异常很弱	同上
4	97/ 110—92/ 112	3600（97/ 110 点）～88，平均 1244.5	出露花岗闪长岩，发育有北东东向的石榴子石硅灰石矽卡岩脉，矽卡岩和矽卡岩化花岗闪长岩中发育有黄铜和黄铁矿化	具有平稳的中等大小的近矿充电激电异常	江家冲铜矿，在其深部应该还存在规模更大的隐伏矿体
5	118/ 110～126/ 112	4300（118/ 110 点），平均 1395.75	花岗闪长岩中发育有北东东向的石榴子石硅灰石矽卡岩脉，矽卡岩化花岗闪长岩中发育有黄铜矿、斑铜矿和黄铁矿化	具有平稳的中等大小的近矿充电激电异常	
6	182/ 112	450	花岗闪长岩中发育北东东走向、宽约 10cm 黄铁钾长石英脉	近矿充电激电负异常区内	可能存在隐伏的斑岩型矿化
7	140/ 108	420	花岗闪长岩中出露一宽约 5m 黄铁绢英岩脉，中间为黄铁石英脉，两侧为强黄铁矿化的绢英岩	近矿充电激电异常的高变化梯度带内	可能存在隐伏的斑岩型矿化

续表

编号	位　置	w (Cu) / 10^{-6}	地质特征	地球物理特征	解 译
8	60～72/ 106—74/ 107	13700 (70/ 10 点) ～193.8, 平均 5104	靠近石英二长闪长斑岩与大理岩的接触带，岩体发生矽卡岩化，沿裂隙发育黄铜矿化 (大多已变成孔雀石化) 和黄铁矿化，岩体发育有较强黄铁矿化、硅化和绢云母化	多频激电强异常区和近矿充电激电弱异常区内	深部隐伏矿体已被 1 号验证孔所证实
9	181/ 106	970	靠近岩体与大理岩的接触带，接触带发育有矽卡岩，岩体有较强的硅化和黄铁矿化	近矿充电激电负异常区内	接触带的分散型矿化
10	138/ 104～152/ 104	2800 (142/ 104 点) ～10, 平均 1270	大理岩中发育较多走向近东西向的含铜黄铁方铅石英细脉 (< 2cm)，在其他方向的裂隙中亦发育有黄铁矿化，局部有孔雀石化	近矿充电激电平稳异常区内	大理岩下伏的岩体和接触带中可能存在隐伏的矽卡岩型和斑岩型矿体，其走向可能以近东西向为主
11	102/ 104	360	大理岩中发育近东西走向的含铜方铅石英细脉 (< 1cm)	近矿充电激电平稳异常区内	
12	122/ 102～130/ 102	1500 (126/ 102 点) ～53, 平均 776.5	大理岩中缝合线发育，并发育近东西走向的含铜方铅石英细脉，在 126/ 102 点处含铜方铅石英脉大于 10cm	近矿充电激电平稳异常区内	
13	166/ 102	510	T_2d 白云岩，发育有近东西走向的含铜方铅石英细脉，东 5m 见褐铁矿化角砾岩	近矿充电激电高异常变化区	
14	180/ 100～181/ 102	520 (180/ 100 点) ～300, 平均 410	T_2d 白云质大理岩中发育有近南北走向的方铅石英脉，白云质大理岩中网状裂隙较发育，局部发育角砾岩	近矿充电激电异常区高变化带内	下伏岩体和接触带可能存在近南北走向的隐伏矿
15	114/ 96～126/ 96	2600 (126/ 96 点) ～10, 平均 1403	大理岩中发育切穿缝合线的走向北西 (320°) 和走向北东 (72°) 的含铜方铅石英脉	近矿充电激电平稳异常区内	下伏隐伏岩体中可能存在隐伏矿体，向南出示范区

第十四章　激电勘查与找矿分析

第一节　多频激电扫面异常特征及其意义

对相思树示范区西段的700m×1000m范围进行了100m×20m网度的多频激电扫面测量，每条测线从2号点做到90号点（即900m长），并在44线已知剖面上进行了有效性实验，通过对所测得的极化率 *Fs*（似频散率）、相对相位及二者的对应关系与地质背景进行对比分析（图14 1，14 2，14 3），发现如下规律性：

1）在人为电力干扰较小的前提下，多频激电技术对寻找本示范区的硫化物型隐伏矿体是有效的，判别矿致异常的标准为：①连续2点以上极化率 *Fs* > 4%；②低频与高频的相对相位分离，即 $\Delta\varphi_{1-2} > \Delta\varphi_{2-3}$，或 $\Delta\varphi_{2-3} > \Delta\varphi_{1-2}$，二者相差越大，变化相反时，更有可能反映的是矿致异常；③极化率（似频散率）异常与相对相位异常相对应。

2）综合考虑极化率（*Fs*）、和相对相位差（Δφ）的特征以及二者的吻合程度，在相思树示范区内可确定两个有意义的激电异常带——东部异常带和西部异常带。东部异常带呈北北西走向，从102线至112线以86/ 102—80/ 104—72/ 106—70/ 108—68/ 110—70/ 112为轴线展布，到112线后转向北北东向，而102线往南并未封闭。西部异常带从呈北北东向沿44/ 112—42/ 110—38/ 108—34/ 106—32/ 104—28/ 102轴线展布，向南亦未封闭。这两个异常带基本对应着两条接触带构造。

3）对比东部异常与西部异常带，东部异常带的 *Fs* 和 Δφ异常都强，连续性也要好得多，而且Δφ异常的特征更符合找矿有利的异常特征，所以东部异常应该是更优先的找矿区段。

4）在116线的44号点至62号点、114线的50号点至52号点，存在一半圆形的强异常，并且向北仍未封闭，虽然是全区最强的异常区，但并非矿致异常。因为异常极高，*Fs* 和 Δφ的空间变化太稳定，表现出强干扰特征。另外该地段太靠近矿山生产区（地表不到100m为露天采场，露天采场对应的地下有采矿坑道），推测应为地下分散型矿化（包括黄铁矿化）叠加强电力干扰引起的异常，找矿指示意义不大。

5）根据矿致异常的判别标准，多频激电示范区内，最有可能找到隐伏矿体的地段为：74～90/ 102、54～66/ 104、80～84/ 104、64～76/ 106等地段，其中106线的70号点具有极佳的指示深部矿化的异常特征（图14 1），我们在设计验证工程时已充分考虑了这一特征。考虑到激电测量的有效深度、深部的隐伏矿体如果没有在浅部形成一强蚀变的硫化物晕，激电也难以全面反映，所以，并不是说只有这些点的范围内才有可能找到隐伏矿体。

6）根据72/ 108和32/ 102点多频激电测深结果，推测72/ 108点的异常源的深度为125m左右，32/ 102点的异常源的深度为30m左右。

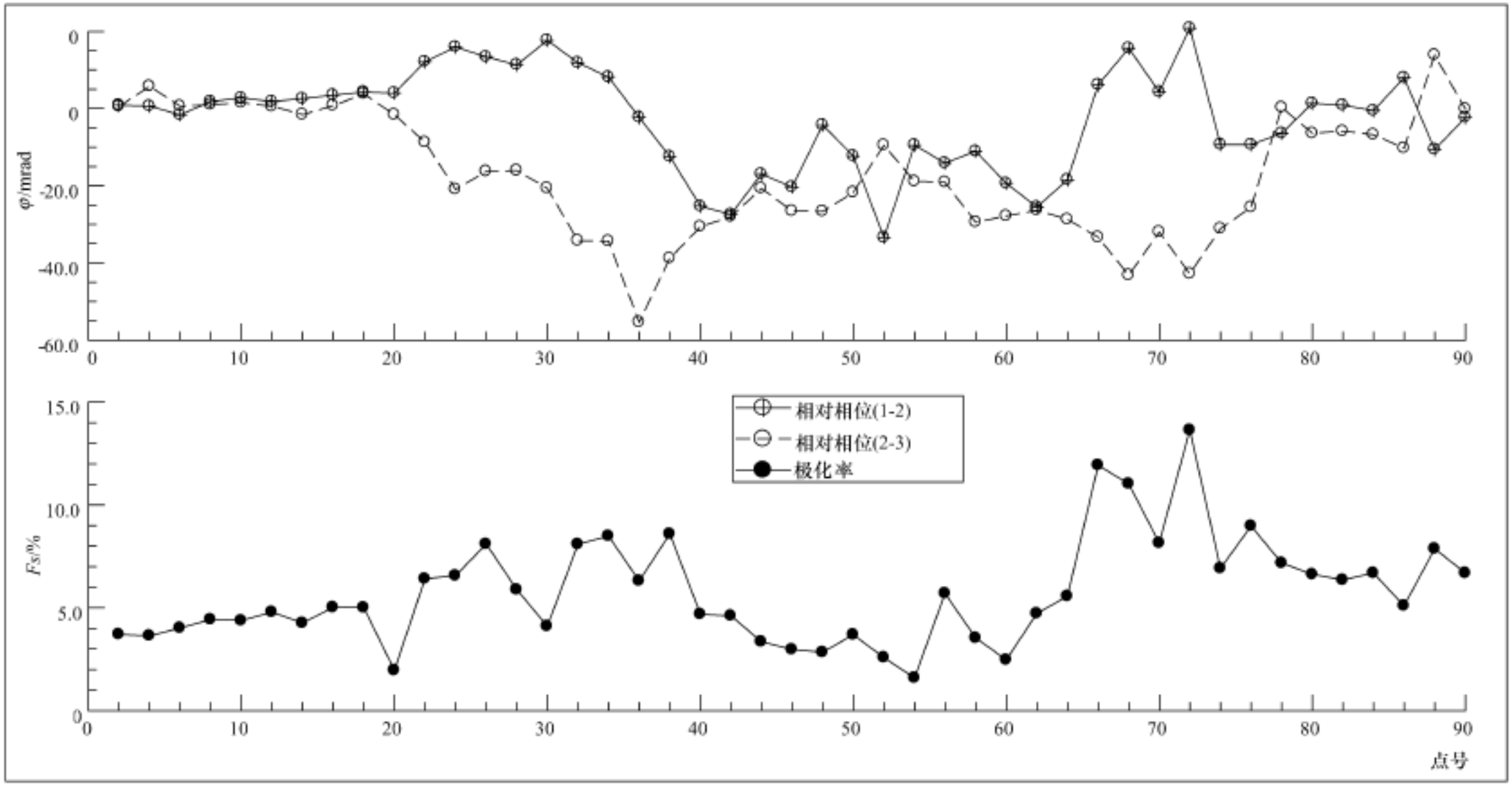


图 14-1 106 线极化率 (*Fs*) 及相对相位(φ)变化图

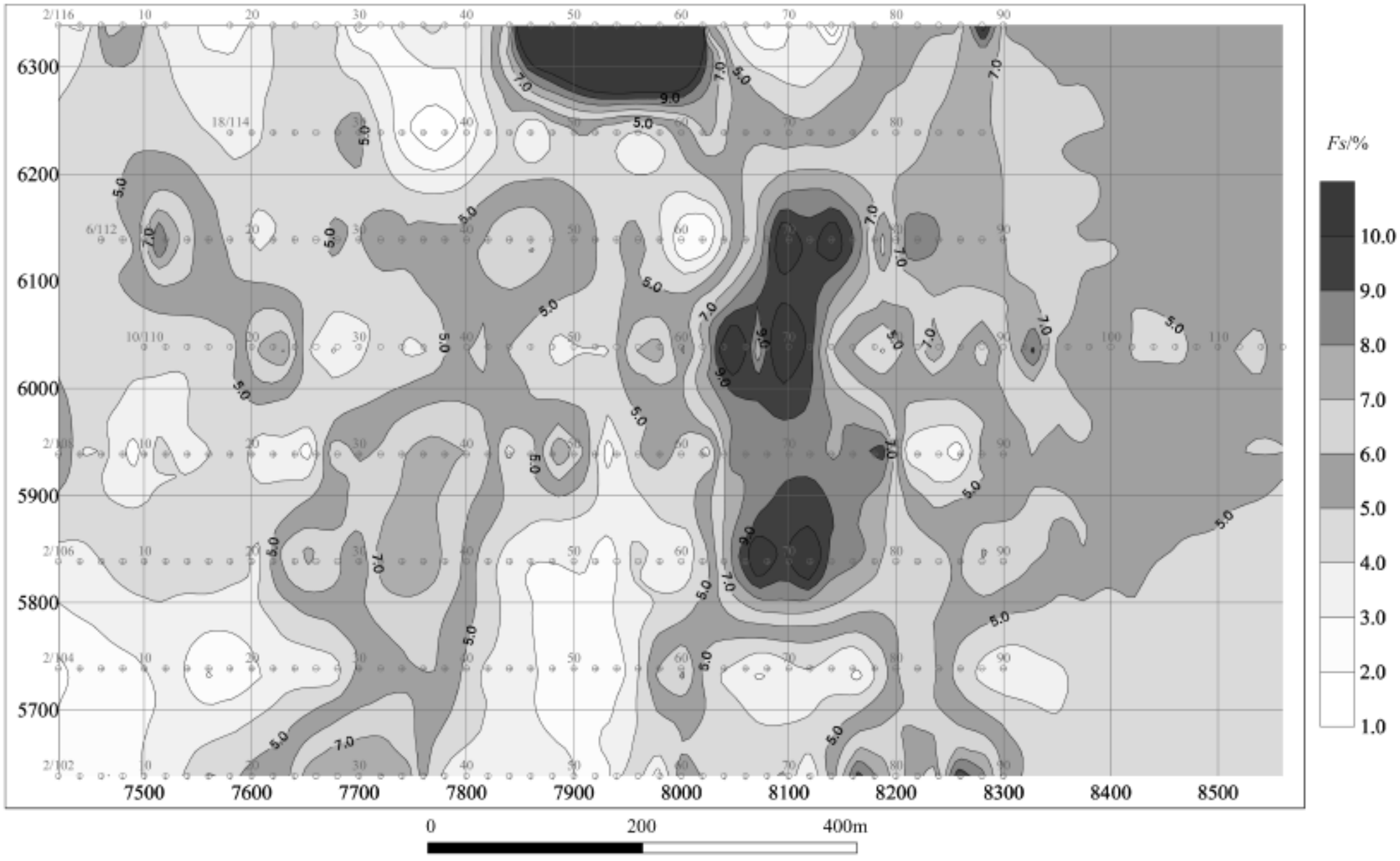


图 14-2　相思树示范区多频激电似频散率等值线图

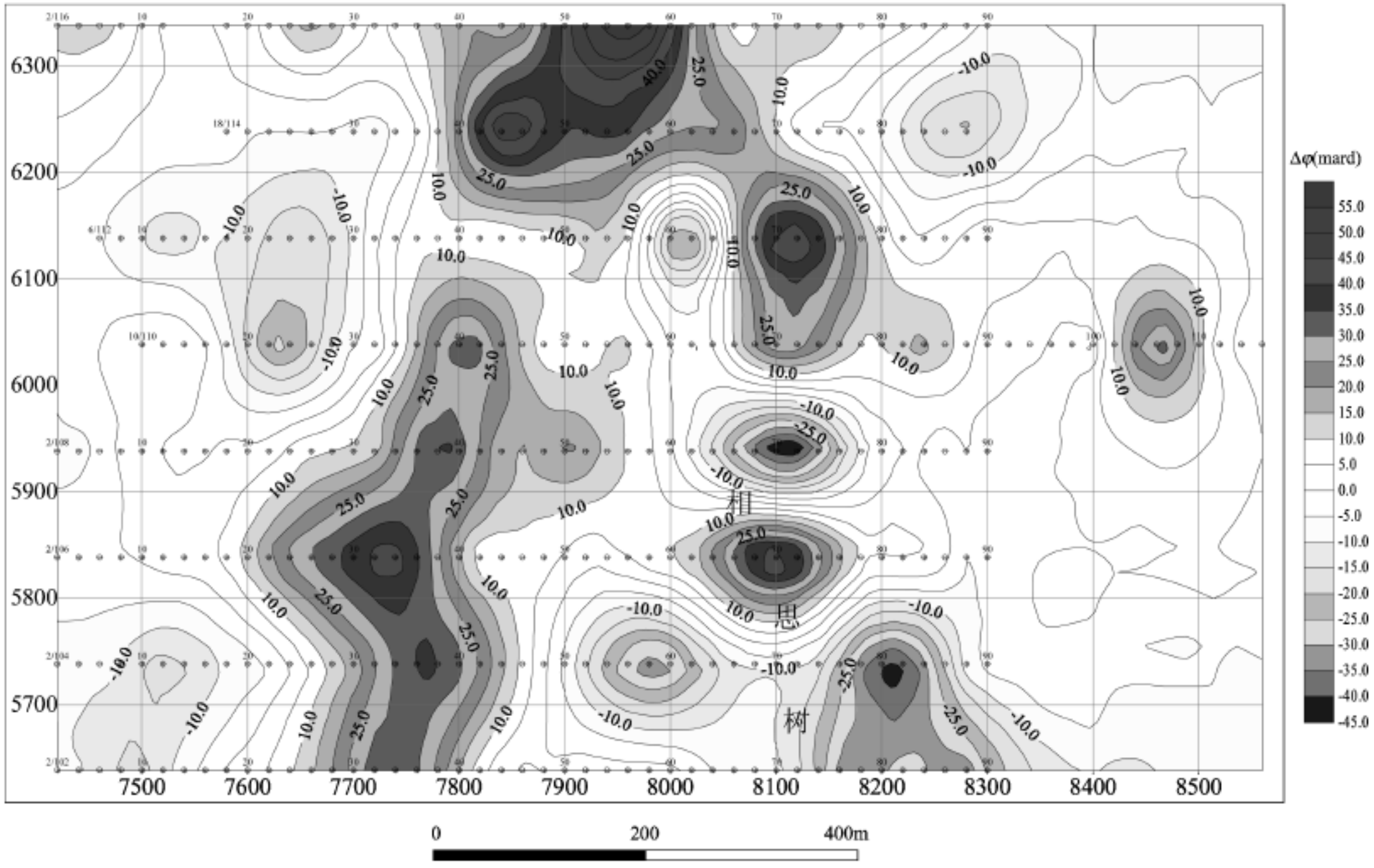


图 14-3　相思树示范区多频激电相对相位差等值线图

第二节　近矿充电激电异常特征及其意义

一、方法简介

近矿多参数激电法是适应矿山深边部找矿而采用的一种地球物理勘查技术，其原理是将一个供电极置于已揭露矿体（坑道或钻孔见矿断面）上，而另一个供电极放在预测矿体可能延伸的走向方向或有利的构造方向上，直接对矿体进行充电。从而大大增强信号强度，提高信噪比，加大可探测范围。该项技术可解决如下地质问题：首先是追索矿体沿走向延展情况及分布形态，研究矿体间的空间关系（矿体是否相连、矿体尖灭位置等），寻找地—井或井—井之间被遗漏的盲矿体，以及钻井或坑道底部的盲矿体。如果有足够大的供电电流，还可以研究不同频率接头点的锯齿形频谱（非线性激电），推测矿体物质成分，粗略估计矿体规模、储量等地质问题。

1. 工作参数

地面供电极：垂直观测剖面，该供电极距钻井口距离应大于井口至井中矿体的充电极的 5 倍左右；

井中供电极：放在井中见矿段处或附近，最好接近矿体下盘；

测量极 MN：10～20m，依点距而定；

发射电流：5～10A；

工作频率：0.25Hz、1Hz，或 0.25Hz、4Hz。

2. 观测参数

观测参数包括以下四个：$Re\triangle VD$、$Im\triangle VD$、$Re\triangle Vg$、$Im\triangle Vg$ 等。

3. 转换参数

转换参数包括 UD、Ug、Fs、$\Delta\varphi$ 等四个。

二、资料解译

1. -502m 标高近矿激电资料解译

图 14 4 为示范区 -502m 标高近矿多参数激电法（Fs、ΔU、φ）异常平面等值线图。根据钻孔 ZK1 的地球物理测井资料分析，在围岩上电性特征是高电阻率、高电位、低极化率和低相位；在矿化密集段或矿体上电性特征是高极化率、中等相位、中等电阻率，以及中等电位；在较富矿体上，突出表现为高极化率、高相位、低电阻率，以及低电位。根据上述典型识别特征，结合两个验证钻孔岩心资料，以及 CSAMT 电阻率二维反演断面图提供的信息，在标高为 -502m 水平面以上，相位（φ）等值线基本上反映石英二长闪长(斑）岩侵入的方向和侵入的态势。相位图上，大致 -50mrad 反映岩体侵入形态，但不能圈定岩体的分布范围。从相位异常曲线宏观分布规律来看，是由南东方向 -40mrad 逐步向北西推进至 -200mrad，推测岩体是从南东向北西方向侵入研究区。在研究区西部和北西部接近边界处出现相位高值区，均以大梯度递增，推测此处存在不同电性的接触带；相位异常集中在示范区东部和东北部，成带状分布，长约 1km，最宽约 260m，最窄处约

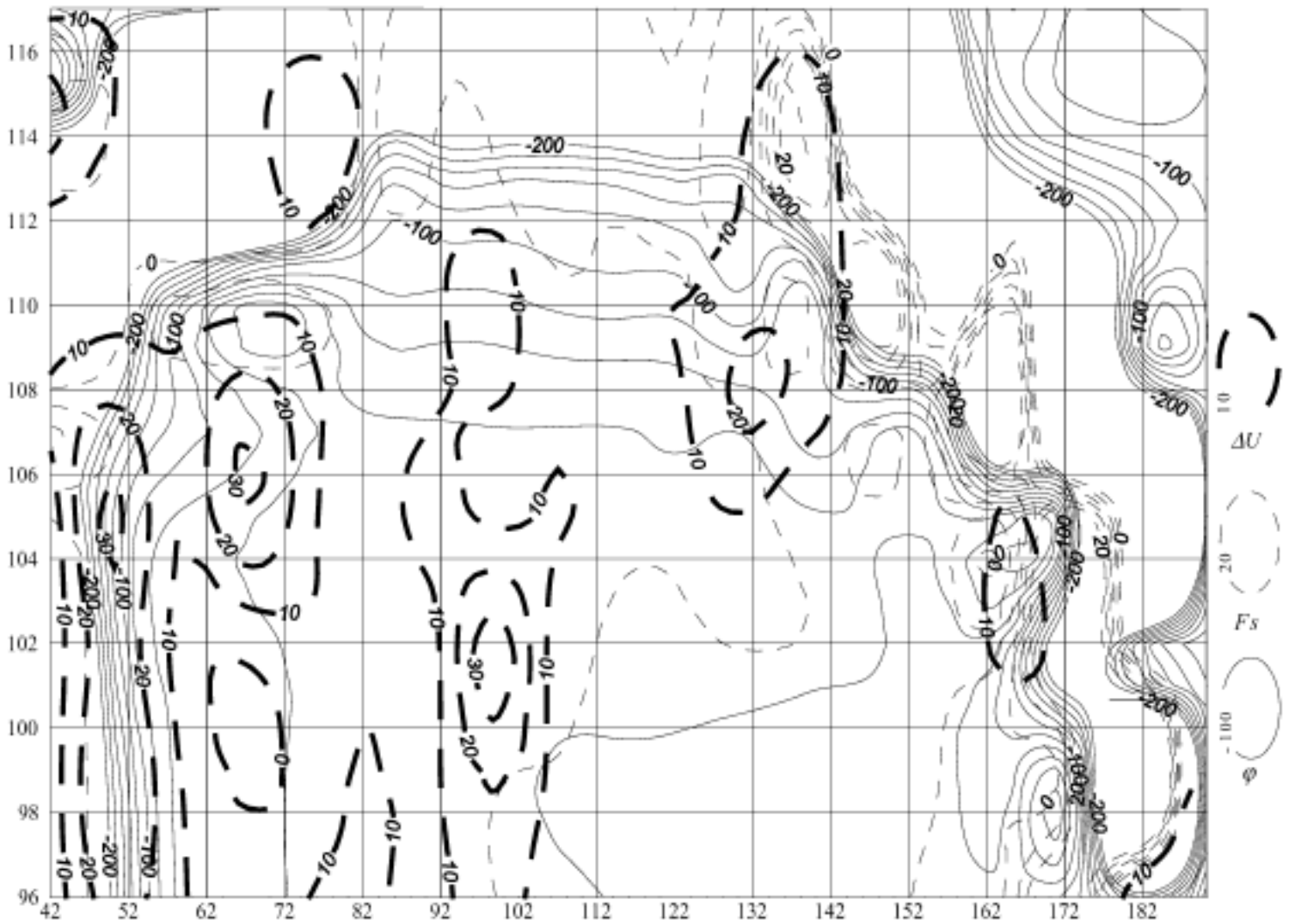


图 14 4　示范区 - 502m 近矿多参数激电法元素等值线平面图

80m，是区内为封闭状的有一定规模的相位异常，推测是矿化较理想的分布区。

示范区激电异常（*Fs*）主要分布在东部与东北部，由南向北存在四个封闭的激电异常，且与激电相位异常完全重叠。正东部的最大 2 号激电异常长约 500m，宽约 100m，其余三个规模稍小，其规模依次为 3 号异常长约 200m，宽约 80m；4 号异常长约 100m，宽约 70m；以及第四个异常长约 170m，宽约 60m。

在研究区主要有两类电位差（Δ*U*）异常：第一类是高值异常，电位差在 20～30mv 左右；第二类是电位差为零的异常。高值异常有四个，第一个位于 104 线与 106 线之间，中心点在 50 号测点，与相位异常重叠；第二个异常位于 104 线与 108 线间，中心异常在 106 线的 68 点；第三个异常位于 98 线至 104 线间，异常中心在 101 线的 98 点；第四个异常位于 106 线与 110 线间，异常中心在 132 点附近。其中第一和第三两个高值电位差异常为带状分布。第二类电位差异常位于 98 线至 102 线间，异常中心位于 67 点附近。

综合分析上述三种不同类型的异常，概括出两类典型的组合异常：第一类组合异常的特征是高极化率（*Fs*），高相位（φ）和低电位差（Δ*U*），此类组合异常已被测井证实是矿致异常的最佳反映；第二类组合异常是高电位差（Δ*U*），低极化率（*Fs*）和低相位（φ），推测异常可能是由特征的细脉浸染状矿体所引起的。

2．- 370m 标高近矿激电资料解译

图 14 5 是示范区 - 370m 标高处近矿多参数激电法（*Fs*、Δ*U*、φ）异常平面等值线图。该深度平面上相位异常总体分布规律与 - 502m 标高水平面上的相位异常分布规律基

本类似，从研究区东南部 - 30mrad 的低值异常，逐渐推向北西方向 - 200mrad 的高值异常，相位异常曲线呈现面状分布，未见局部相位异常出现。从相位异常的分布特征推测，比较明显的是反映岩体侵入态势，对含矿有利空间位置无法分辨。

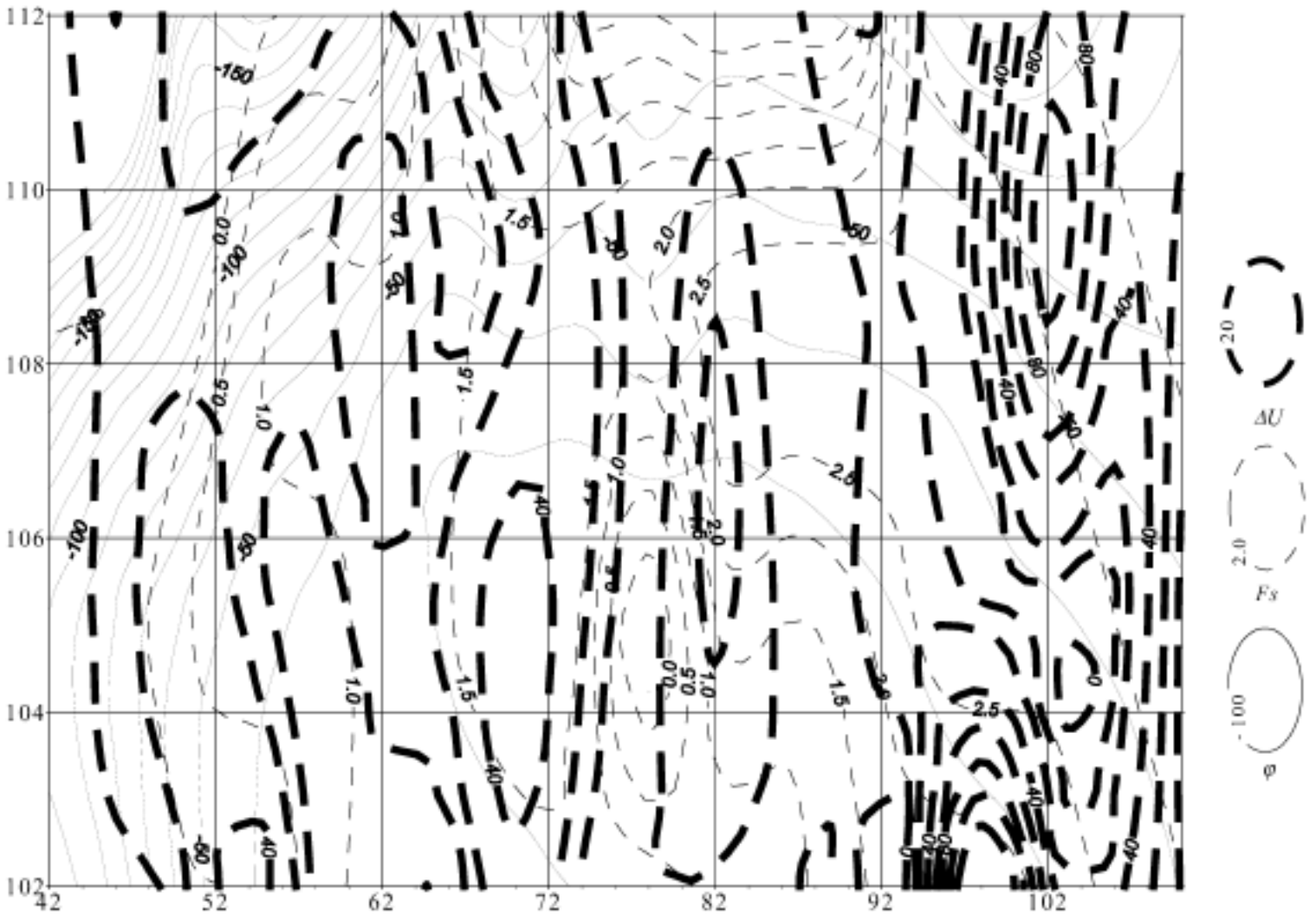


图 14 5　示范区 - 370m 近矿多参数激电法元素等值线平面图

激电异常（*Fs*）的空间分布规律是由西向东逐渐升高，*Fs* 值从 0 逐渐变化到（3%），反映矿化物质来源于东部岩体的基本趋势。激电局部异常有两个：第一个位于 104 线至 109 线之间的 70 点至 74 点，长约 250m，宽约 45m，异常中心在 72 点附近，ZK5301 钻孔恰好位于异常中心点附近；第二个局部异常位置是 107 线至 109 线之间的 82 点至 92 点间，大致成等轴状分布。

示范区电位差异常有六个：第一个电位差异常在 102 线至 106 线之间的 51 点至 56 点范围内，异常长 180m，宽约 30m，此异常有往南延伸的趋势；第二个异常在 106 线至 110 线间的 60 点至 64 点范围内，长 200m 以上，宽约 40m；第三个异常位于 102 线至 107 线间的 68 点至 74 点区段内，异常长约 290m，宽约 60m；第四个异常位于 104 线至 108 线间的 81 点至 83 点区段，长约 200m，宽约 20m；第五个异常位于 102 线至 105 线间的 94 点至 107 点范围内，平面中出现长度 120m，最大宽度 80m，此异常有向南继续延伸的明显趋势；第六个异常位于 106 线至 112 线之间的 98 点至 106 点区间，长约 300m，最大宽度 80m。

根据上述三个类型异常的资料解释分析，综合出两类组合叠加异常：第一类组合异常具有低极化率（*Fs*）、低相位（φ）和高电位差异常。此类异常已被钻孔验证，产生异常

的原因是以细脉浸染状矿为主体的体积化矿引起。第二类组合异常特征是高极化率（*Fs*）、低相位（φ）和低电位差异常。该异常推测为非矿致异常。

3. 近矿激电法综合异常解译

近矿多参数激电法圈定出六个异常区：第一异常区位于102线至110线之间的60点至80点范围内，它是-370m和-502m两个近矿多参数异常叠加的结果，长约255m，宽约130m。该异常已被验证钻孔揭露，是矿致的异常区。第二异常区位于96线至106线之间的166点至184点范围内，此异常北边已封闭，南部尚未封闭，异常长约450m，最大宽度约130m；它是高极化率（*Fs*）、高相位（Δφ）和低电位差（Δ*U*）异常区，该结果与ZK1多参数测井成果非常一致，推测是最有利的含矿有利空间位置。第三异常区位于104线至110线的158点至166点范围内，异常长约230m，最大宽度70m，异常类型与二号异常一致，推测为含矿有利空间部位；第四异常区位于108线至112线的144点至151点范围内，异常长约150m，最大宽度75m，也属于含矿有利空间部位；第五异常区位于112线与116线的134点至142点范围内，异常长约190m，最大宽度约75m，同属于含矿有利空间位置。第六异常区位于106线至110线间的82点至92点范围内，长和宽均为100m，在平面上为等轴状分布。109线84点的多参数测深结果在300m和500m有弱矿化层位出现，江家冲铜矿就在附近，推断6号异常有含矿空间存在，但矿化较弱。

上述一至五个异常均是在-502m供电获得的结果，-370m供电仅圈出第一与第六个异常。由于-370m充电的示范区范围是40点至112点间，故2～5号异常未能覆盖。

第三节　多频激电相位测深及其解译

多参数测深工作的目的主要是探测地面物探异常分布区内，引起异常的目标体的深度、大致厚度，以及目标体的性质（是矿致异常还是非矿异常），是当前异常空间定位的重要手段之一。

项目研究第一阶段完成测深点16个，分别为102线32点（或表示为32/102，下同），108线72点，1号钻孔（70/106点北东30°方向20m），108线74点，109线84点，106线100点，100线46点，104线36点，104线66点，104线84点，106线34点，106线66点，108线38点，108线50点，110线56点，112线66点。测深点布置成4个剖面（图14 6），即A—A′剖面（46/100—36/104—34/106—38/108），B—B′剖面（36/104—50/108—56/110—66/112），C—C′剖面（46/100—66/104—66/106—ZK1—74/108—84/109），以及D—D′剖面（38/108-50/108-66/106-84/104）。

一、各测深点特征及解译

（1）102线32点

视电阻率（ρs）测深曲线类型为KHAA型，地电断面中的第一、第三电性层为相对低阻，其余各电性层均为高阻，推测第一层是浮土，第二层是石英二长闪长（斑）岩，因风化作用，电阻率降低，第三层为大理岩，以下均为石英二长闪长（斑）岩的电性反映。

极化率（*Fs*）测深曲线类型为KH型极化断面，激电异常在A_0等于40m至150m的

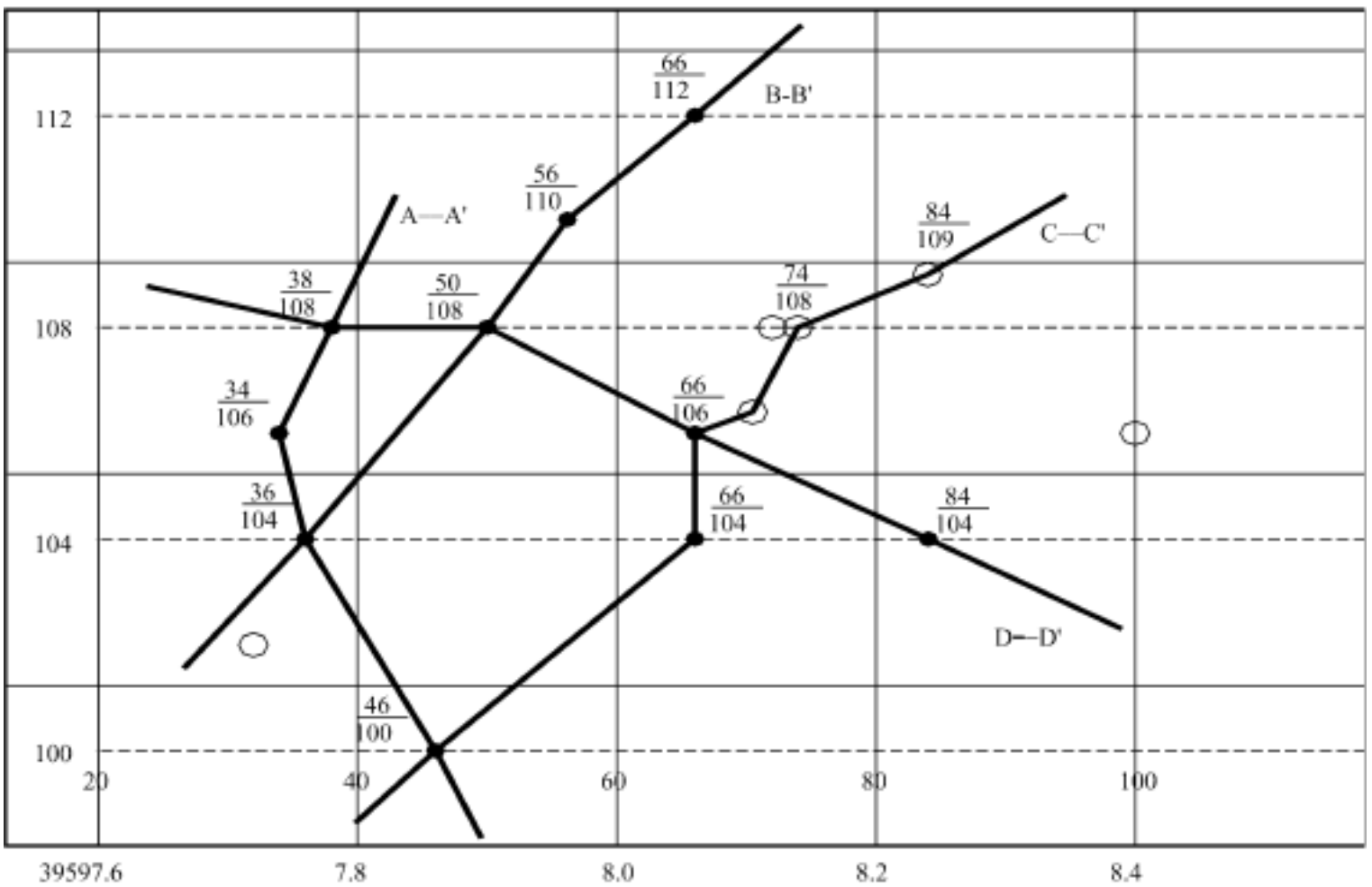


图 14 6　物探综合测深点布置图

极距范围内出现。异常目标体中心埋藏深度推测是 40m 左右。

相位差 (Δφ) 测深曲线中，Δφ 异常与 *Fs* 异常对应较好，异常出现的 A_0 极距范围内非常吻合，推测 32 点浅部存在矿致异常目标体。

(2) 108 线 72 点

视电阻率测深曲线表现为 KHAA 型，地电断面是 ρ1 < ρ2 < ρ3 < ρ4 < ρ5，ρ1 层是第四纪风化层的反映，ρ2 电性层是石英二长闪长 (斑) 岩，ρ3、ρ4、ρ5 均反映岩体的电性变化。

极化率 (*Fs*) 测深曲线类型为 KH 型，激电异常出现在 100m 至 340m A_0 极距段内，目标极化体中心埋深约 260m。由于极距仅 1000m，对深部隐伏矿尚不能探测出来，然而已明显看出 *Fs* 在 1000m 极距开始快速上升，预示下部可能存在含矿层。

相位差 (Δφ) 异常与 *Fs* 异常所反映的极距位置基本吻合，但 $\Delta\varphi_{1-2}$ 与 $\Delta\varphi_{2-3}$ 在异常段均正值，且分离程度差，说明含矿性差。当 $A_0 \geq 1000$m 后，Δφ 异常快速增加且为负值，预示下部还有矿化更好的层位存在。

(3) 1 号钻孔

视电阻率 ρ_s 测深曲线反映为 AAHA 型，地电断面是 ρ1 < ρ2 < ρ3 < ρ4 < ρ5 < ρ6，ρ1 至 ρ3 电性层为石英二长闪长 (斑) 岩，ρ4 为局部破碎带引起，ρ5，ρ6 反映岩体的电性。由于 ρ5 曲线变化不大，说明属于同一岩性。

极化率 (*Fs*) 测深曲线为 KAAA 型极化断面，大约在极距为 350m (深度约 140m)

处为含矿层位。在极距等于1000m（深度约400m）以上存在明显的含矿层，且厚度较大。

相位差（Δφ）测深曲线与 *Fs* 曲线反映规律一致，Δφ曲线也清楚揭示400m以上有厚度较大的含矿层位。

(4) 108线74点

视电阻率（ρs）测深曲线类型为AAHA型，地电断面 ρ1 < ρ2 < ρ3 < ρ4 < ρ5 < ρ6。ρ1、ρ2、ρ3反映岩体电性的变化情况，ρ5、ρ6推测是岩体反映。

极化率（*Fs*）测深曲线，大致表现为AAAK型极化断面类型，极化率按逐步升高的规律变化，推断矿化程度也是随深度的增加而加强，大约在极距为1500m以上（约600m以上）开始减弱。

相位差（Δφ）测深曲线比 *Fs* 测深曲线反应灵敏，大约在极距位1200m以上（相当于500m以上）深度处矿化消失。

(5) 109线84点

视电阻率（ρs）测深曲线类型是AAKA型，ρ1 < ρ2 < ρ3 < ρ4 < ρ5 < ρ6。此类型反映的是同一电性层，推测为隐伏的石英二长闪长（斑）岩体。

极化率（*Fs*）测深曲线类型为KHAAK型极化断面，最大极化率 *Fs* 仅为4%，反映出整体矿化程度差。根据测深曲线分析，推测在80m、240m及400m左右依次有弱矿化层位出现，其中240m左右矿化较强。

相位差（Δφ）测深曲线仅在极距为600m和1000m两处出现异常，且相位异常幅值小，异常宽度窄，推测矿化弱，且较薄。

(6) 106线100点

视电阻率（ρs）测深曲线类型是AKHAA型，ρ1 < ρ2 < ρ3 < ρ4 < ρ5 < ρ6。推测ρ1、ρ2、ρ3、ρ4均反映大理岩和矽卡岩化大理岩层位，ρ5、ρ6反映石英二长闪长（斑）岩体。

极化率（*Fs*）测深曲线类型为HKAK型极化断面，最大极化率 *Fs* 仅为3%，推测矿化弱，仅在200m和300m深度处稍有矿化反映。

相位差（Δφ）测深曲线仅在极距为500m和750m两处稍有相位异常反映，推测此处没有含矿层位。

(7) 100线46点

极化率（*Fs*）测深曲线类型是KHK型，相位（φ）测深曲线类型是HKH型。根据两种类型的测深曲线分析，推测地下存在着两个矿化层位：第一层位于中心埋深约240m，但是极化率低最大约2%，相位约-10mrad，推测含矿性差；第二层中心埋深约800m左右，极化率约30%，最大相位约-16mrad，可见含矿性也一般。

(8) 104线36点

极化率（*Fs*）测深曲线类型是KHA型，相位（φ）测深曲线类型是QQQ型。分析两类曲线类型沿纵深的分布规律，极化率测深曲线明显反映两个矿化层，而相位测深曲线则是连续矿化，无明显层位。不过，根据钻探揭露的含矿层规律，推测仍然是两个含矿层：第一含矿层位的中心埋深约450m，极化率约5.3%，相位约-25mrad，推测含矿性中等；第二含矿层中心埋深已超过600m。极化率和相位均未达到极大值。从图中显示的数据。极化率大于10%，相位大于-36mrad。推测含矿性好。

(9) 104 线 66 点

极化率测深曲线类型是 KHK 型，相位测深曲线为 KQH 型。依据两类曲线类型分析，推测地下存在两个含矿层位：第一层中心埋深约 320m，极化率约 2%，相位约 - 4mrad，推测含矿性差；第二层中西埋深约 700m，极化率大于 4%，相位约 - 13mrad，含矿性一般。

(10) 104 线 84 点

极化率测深曲线类型是 KHK 型，相位测深曲线为 HKH 型。两类测深曲线对应很好，均反映此点之下存在两个含矿层位：第一层位的极化率不高，约 4.5%，相位高，约 - 60mrad，推测含矿性好，中心埋深为 250m；第二层埋深约 600m，极化率约 25%，相位极大值约 - 120mrad，含矿性好。

(11) 106 线 34 点

极化率测深曲线类型是 KHK 型极化断面特征，相位曲线类型为 QQQ 型。此点测深曲线类型又出现与 36/ 104 点相类似的情况，极化率测深曲线反映出两个含矿层位，而相位测深曲线反映的规律则是连续矿化。但根据地质规律推测，主要还是两个层位：第一层位中心埋深约 280m，极化率约 3%，相位约 - 16mrad，含矿性一般；第二层位中心埋深约 600m，极化率约 10%，相位极大值约 - 28mrad，矿化层含矿性较好。

(12) 106 线 66 点

极化率测深曲线类型是 AAK 型，相位测深曲线为 HKH 型。此点测深曲线类型比较特殊，极化率测深曲线反映的是连续矿化的地电特征，而相位测深曲线则反映有两个含矿层位。根据地质规律，推测为两个层位：第一含矿层位中心埋深约 150m，极化率约 4%，相位极值约 - 19mrad，含矿性一般；第二层中心埋深约 600m，极化率约 4.2%，相位极值约为 - 26mrad，含矿性稍好。

(13) 108 线 38 点

极化率测深曲线类型是 KHK 型，相位测深曲线类型为 QHK 型，具有连续矿化特征。根据对测深曲线分析，推测地下存在两个含矿层位：第一层中心埋深约 250m，极化率约 3.6%，相位极值约 - 14mrad，含矿性一般；第二层中心埋深约 600m 以上。极化率约 9.6%，相位极值大于 22mrad，含矿性一般。

(14) 108 线 50 点

极化率断面类型为 HAKH 型，相位断面类型是 KQHK 型。高极化率对应高相位，低极化率对应低相位。分析断面类型特征，该断面存在两个含矿层位：第一层位中心埋深约 320～400m，极化率约 7%，相位极值约 - 30mrad，且具有连续矿化的明显趋势；第二层中心埋深 800m 以上，极化率超过 8%，相位极值大于 - 30mrad。两个层位含矿性均好。

(15) 110 线 56 点

极化率测深曲线类型表现为 AAA 型激化断面特征，故推测大地具有连续矿化的可能；相位测深曲线类型为 QHK 型。推测是两层矿化体：第一层矿化体中心埋深约 400m，极化率约 4%，相位极值约 - 23mrad，推测含矿性较好；第二层矿化体，推测中心埋深超过 800m，极化率大约 6%，相位极大值大于 25mrad，含矿化好。

(16) 112 线 66 点

测深曲线类型与 56/ 110 点类似。极化率测深曲线类型为 AAK 型，此类型反映大地

具有连续矿化特征；相位测深曲线为 HKH 型。推测有两个矿化体存在：第一矿化体中心埋深约 200m，极化率约 2.5%，相位极值约 - 12mrad，含矿性较差；第二个矿化体推测中心埋深在 600m 左右，极化率约 5.5%，相位极值约 - 19mrad，含矿性一般。

二、多频激电相位测深资料的综合评价

为了宏观地研究分析激电相位异常的分布规律，将各点测深曲线类型组成四个激电相位异常断面图。下面分析四个断面中相位异常的空间分布情况。

1. A—A′激电相位异常拟断面图分析

图 14 7 是 A—A′剖面 (46/ 100—36/ 104—34/ 106—38/ 108) 上激电相位异常在断面中空间分布规律，整个相位异常由 - 100m 逐步延深至 - 700m 以上，且相位值明显增大，推测矿化下部更好。相位异常中心位于 36/ 104 和 34/ 106 之间，图中用方格表示的推测矿致异常体产状较陡，且倾向南西，朝南侧伏，整个异常体向深部延伸较大，在图中已超过 - 700m。

2. B—B′激电相位异常拟断面图分析

图 14 8 是 B—B′(36/ 104—50/ 108—56/ 110—66/ 112) 剖面上激电相位异常在拟断面中的空间分布规律，该图中相位异常形成两个中心。第一个中心位于 34/ 104 至 56/ 110 之间的 - 360m 深度上，第二中心位于 34/ 104 至 50/ 108 之间的 - 600m 深度处。此图清晰反映出两层矿化体。从相位异常展布趋势，推测朝南西方向倾斜。

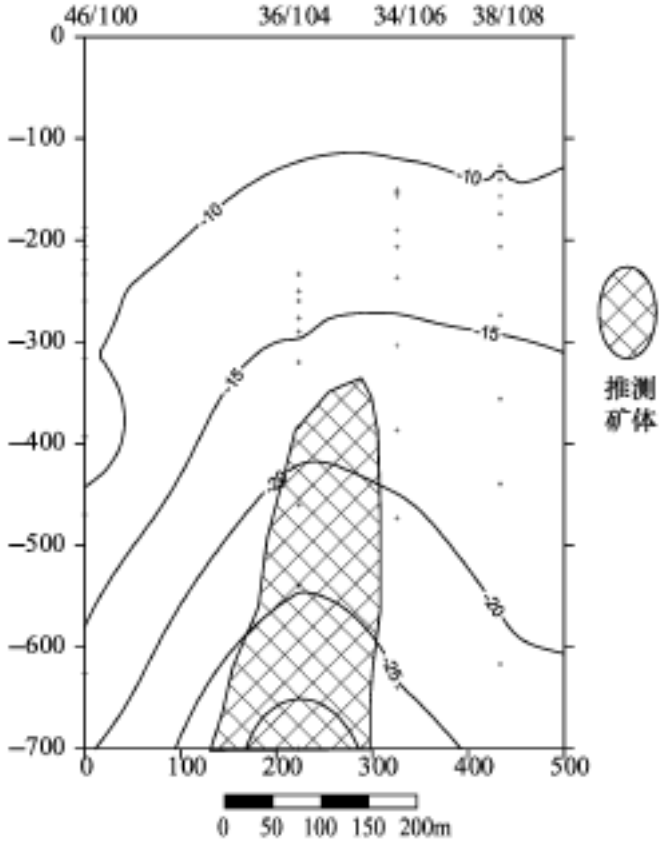


图 14 7　凤凰山南区 A—A′剖面
激电相位异常剖面图

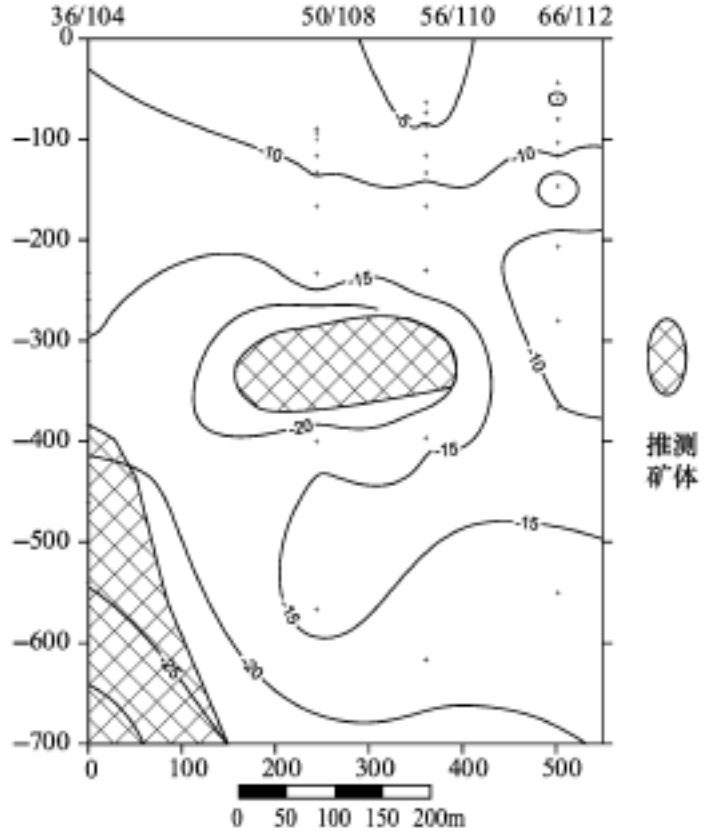


图 14 8　凤凰山南区 B—B′剖面
激电相位异常剖面图

3. C—C′激电相位异常拟断面图分析

图 14 9 是 C—C′(46/ 100—66/ 104—66/ 106—ZK1—74/ 108—84/ 109) 剖面上激电相位异常的空间分布形态，异常中心位于 66/ 104～74/ 108 之间的 - 500m 深度上，推测矿致异常倾向南西，朝南侧伏，且产状陡，深部近于直立。

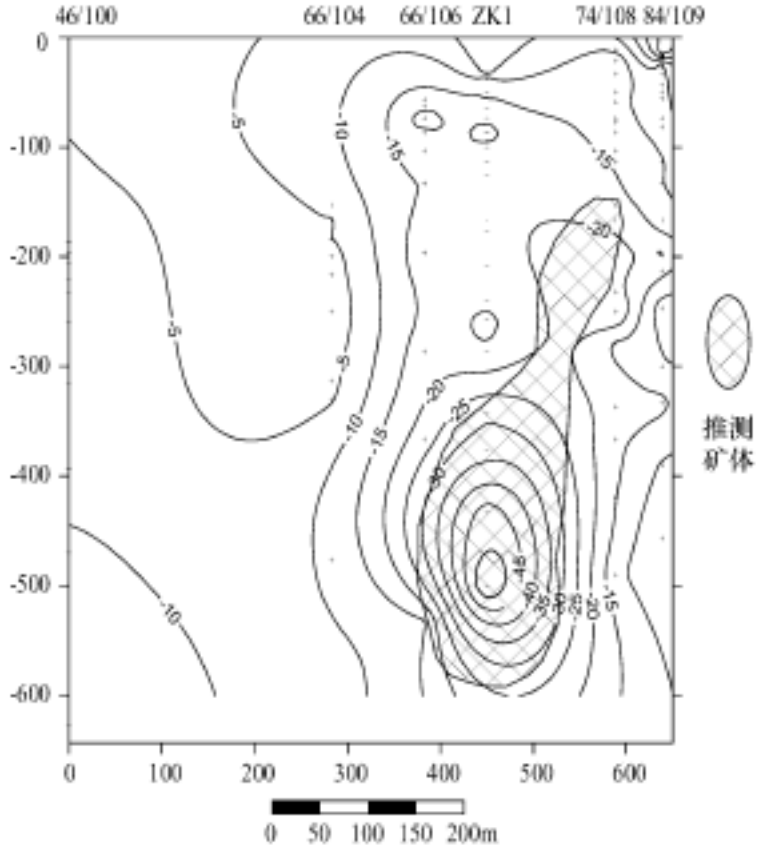


图 14 9　凤凰山南区 C—C′剖面
激电相位异常剖面图

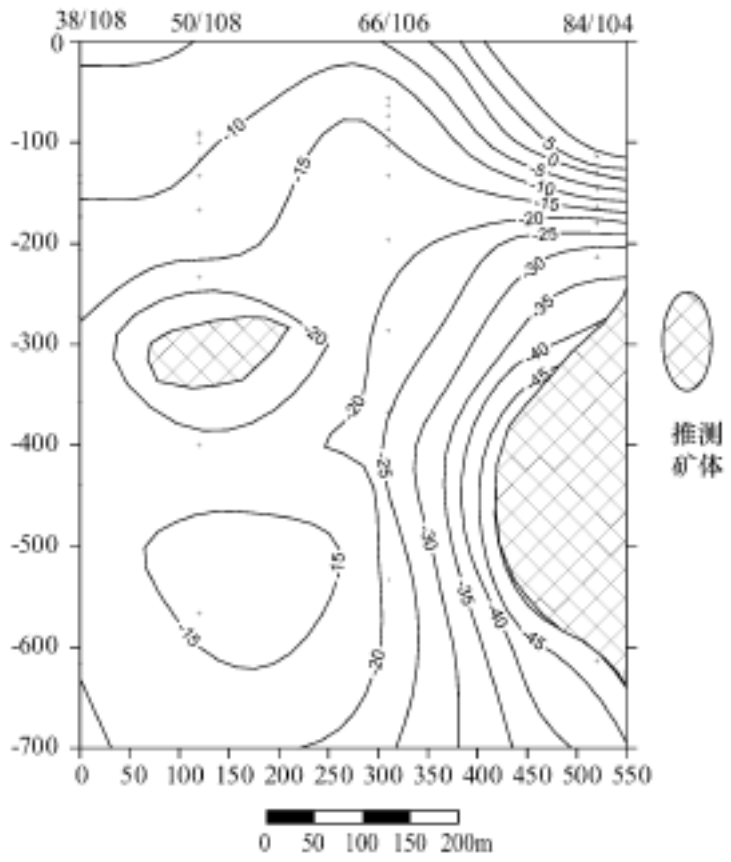


图 14 10　凤凰山南区 D—D′剖面
激电相位异常剖面图

4. D—D′激电相位异常拟断面图分析

图 14 10 是 D—D′(38/ 108—50/ 108—66/ 106—84/ 104) 剖面上激电相位异常的空间分布形态，2 个异常中心分别位于 50/ 108 点 - 300m 深度和 84/ 104 点 - 450m 深度上。其中前一中心与 B—B′剖面相同，后一中心向东南方向尚未封口。

基于上述四条断面图分析，异常体产状较陡，倾向南西。

第十五章　CSAMT 测量与找矿分析

第一节　CSAMT 工作参数

本次研究中采用的工作参数为：接地偶极距长度 AB = 1.5km，最大收、发距离为 9.5km，最小收、发距离为 5.5km，接收偶极距为 40m，半扇角 1/ 2φ= 15°，最大发射电流为 10A，工作频率范围是 4～4096Hz。工作方式为电磁场标量测量，观测参数包括总场水平磁场（H_y）振幅、总场水平磁场相位（ϕ_y）、总场水平电场（E_x）、振幅、总场水平电场相位（ϕ_x）、卡尼亚电阻率 ρa（Ω·m）、相位差 Δφ（mrad）、全域复电阻率 ρs（Ω·m）。

第二节　结 果 解 译

研究区内投入可控源大地电磁测深法的主要任务有三个：①寻找含矿有利空间位置；②了解断裂构造的分布情况；③宏观圈定大理岩与石英二长闪长（斑）岩的接触关系。为此，示范区内采用 100×40m 网度进行现场数据采集，经过室内数据处理后获得 11 条剖面上的 CSAMT 电阻率二维反演断面图。为便于分析研究大理岩和石英二长闪长（斑）岩空间上的接触关系，特别选择了研究区内比较典型的物探 96 线（图 15 1）和物探 116 线（图 15 2）两条剖面。根据矿区 1∶5000 地质图，96 线完全是大理岩分布区，116 线基本是石英二长闪长（斑）岩分布区，这两条剖面上的电性分布基本能够代表大理岩和石英二长闪长（斑）岩的电性特征；再结合室内岩、矿石电性研究资料、ZK1 电测井资料以及钻孔柱状图分析，为正确研究和解释 CSAMT 提供的深部信息提供可靠依据。

（1）96 线 CSAMT 电阻率反演

图 15 1 是示范区 96 线 CSAMT 电阻率二维反演断面。该断面图横坐标比例尺是 1∶5000，纵坐标比例尺是 1∶10000（以下断面图均采用上述比例尺绘制）。96 线小号测点一侧正好通过尾砂坝，丢点较多。纵观 96 线电性分布情况，大理岩为中阻反映，电阻率在 400Ω·m 之内变化，且层状结构表现突出，地层厚度已超过 1000m。图中左上部 78 点至 104 点之间，深度从 105～ - 50m 标高处的局部电阻率异常反映 T_2d 地层，厚度约为 150m 以上，它与 T_1n 地层在 104 点接触。图中右上角 134～150 点的局部低阻推测有矿化，因氧化后形成的铁帽叠加其上，该层厚度约为 270m。此外，位于 78 点至 124 点，中心埋深在 - 200m 的局部低阻区，推测含水性较好，也可能是尾砂坝泄漏点，值得注意。

（2）116 线 CSAMT 电阻率反演

图 15 2 是 116 线 CSAMT 电阻率二维反演电阻率断面。基本特征在整个断面上呈现

高阻反映，电阻率在 2000～7500Ω·m 之间变化，故大部分为石英二长闪长（斑）岩分布区。大理岩与石英二长闪长（斑）岩之间的接触关系是非线形锯齿状接触，地面上大约在 76 点附近开始，然后在 - 250m 标高处，石英二长闪长（斑）岩呈舌形插入大理岩中，电阻率为 1250～2000Ω·m 之间的电性分布区，推测为矽卡岩化石英二长闪长（斑）岩分布范围。

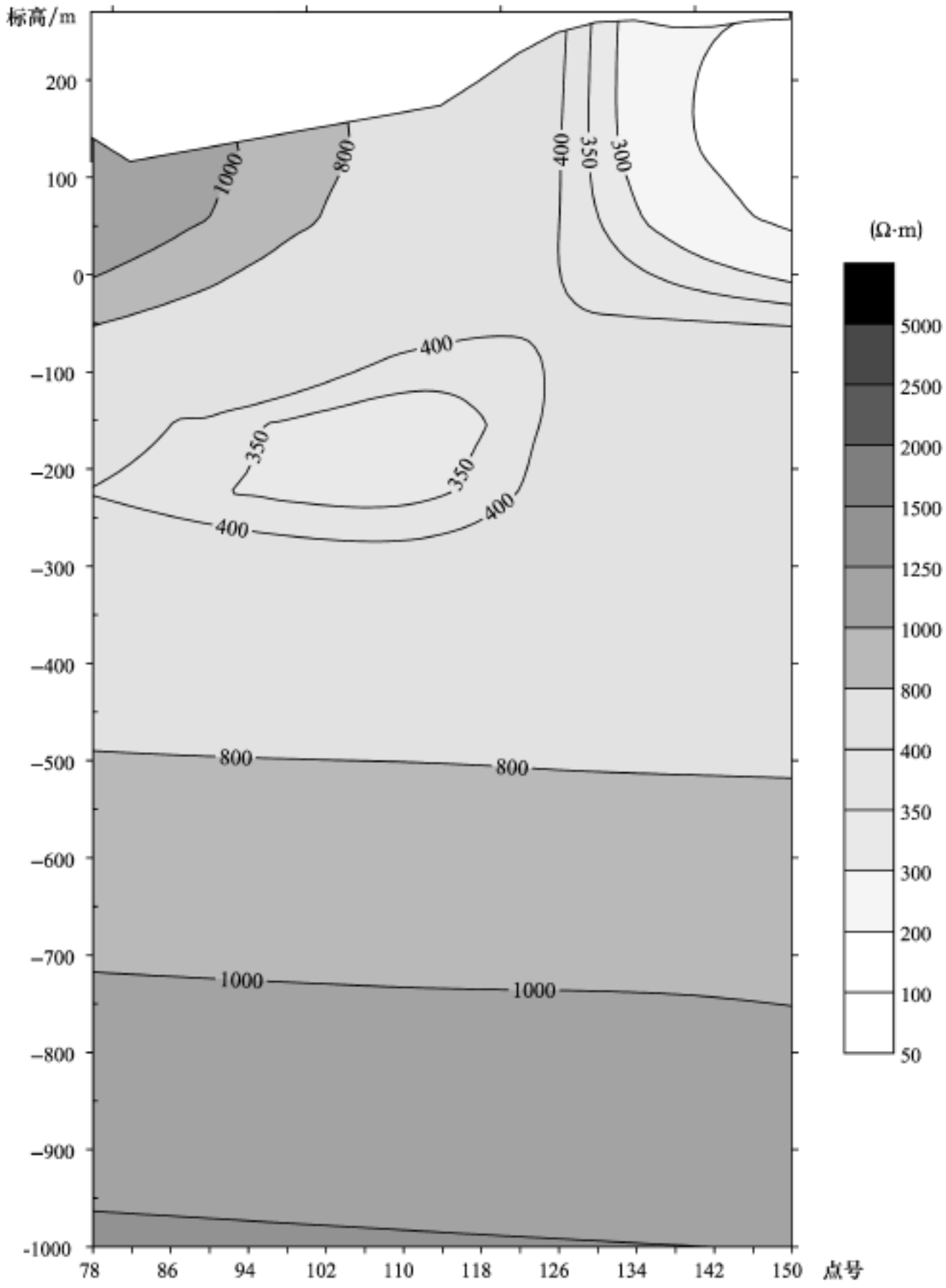


图 15 1　物探 96 线 CSAMT 电阻率二维反演断面图

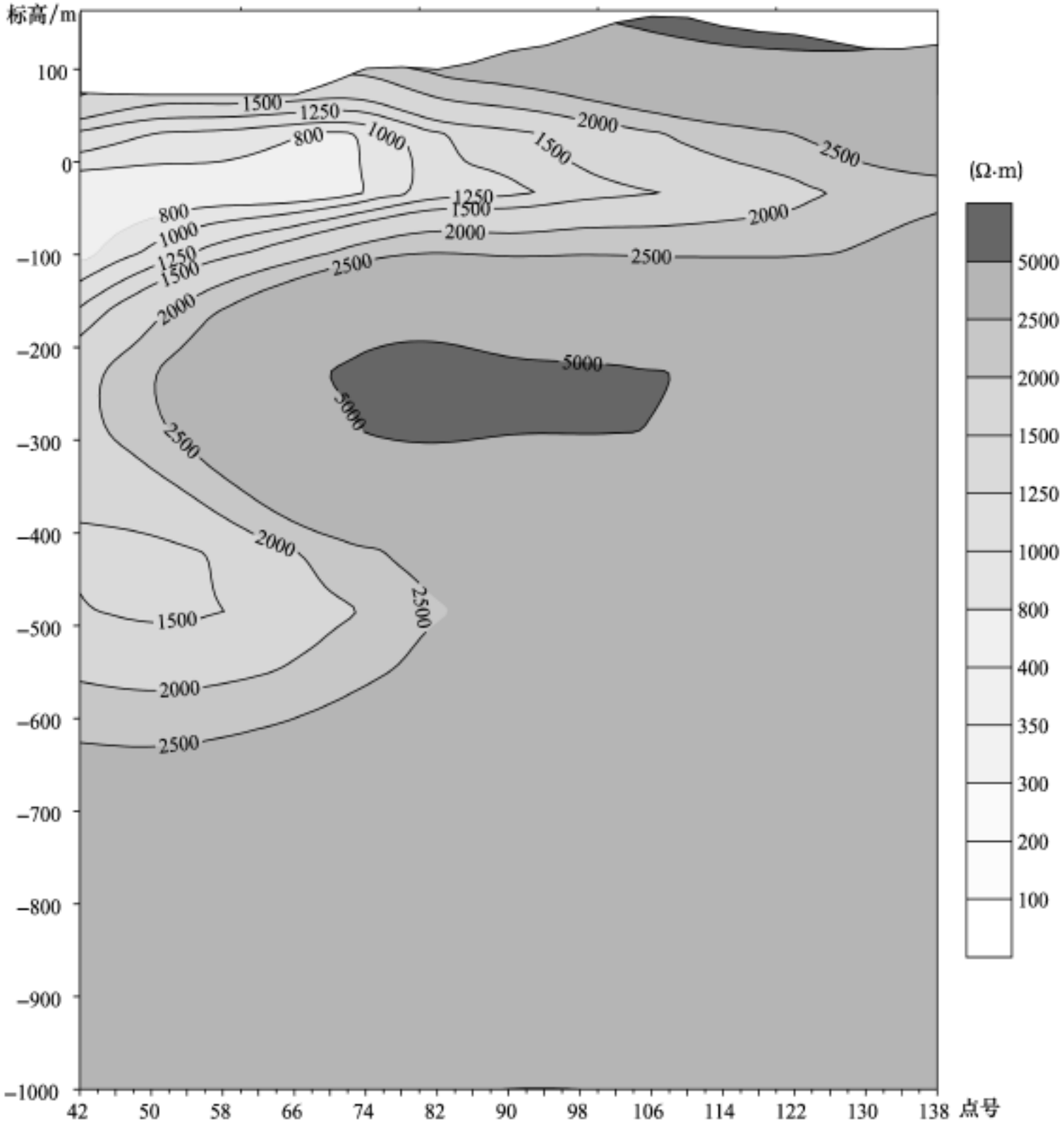


图 15 2　物探 116 线 CSAMT 电阻率二维反演断面图

(3) 资料分析

基于图 15 1 和图 15 2 的 CSAMT 电阻率二维反演资料的分析，获得如下规律性认识。

石英二长闪长（斑）岩，在断面中的基本电性特征是高阻反映，电阻率大致为 2000～7500Ω·m之间变化；大理岩，在断面的基本电性呈现中阻反映，宏观电阻率为 400～1250Ω·m；矽卡岩化石英二长闪长（斑）岩，或矽卡岩化大理岩的典型特征电性为中高阻，电阻率大致为 1250～2000Ω·m。实际上该类岩性为石英二长闪长（斑）岩与大理岩之间的岩性过渡带，此过渡带的电性特征是追索两类岩石之间空间接触关系的识别标志。

因此，CSAMT 电阻率二维反演断面图能为立体填图提供丰富的地下信息，尽管这些资料只能间接了解地下介质的宏观分布概况，但这些信息对指导找矿工作是大有裨益的。

(4) 其他剖面线的反演结果

98 线 CSAMT 电阻率二维反演断面图基本上反映以大理岩为主，电阻率在 400～800Ω·m。在 - 150～ - 850m 标高处，由于大理岩受石英二长闪长（斑）岩热液蚀变的影响，变成矽卡岩化大理岩穿入大理岩中。主体矽卡岩化石英二长闪长（斑）岩集中分布在 - 300～ - 850m 深度范围内，以舌形顺层穿入，分布在断面左上角的 78 点至 114 点之间，电阻率在 100～400Ω·m 范围内。深度为 120～ - 70m 的低阻体，是尾砂坝浸湿程度的分布形态，位于断面上部，在 130 点左右分布的局部中阻体推测是矽卡岩化石英二长闪长(斑) 岩引起，或者是矽卡岩化大理岩引起。断面右上角，146 点左右，埋深在 220～ - 20m 标高的局部低阻体，推测与矿化有关，可能为硫化物风化后的铁帽。

100 线 CSAMT 电阻率二维反演断面图反映两大电性层。断面上部，电阻率为 400～1250Ω·m 的分布区推测是大理岩的分布范围；电阻率为 1250～2000Ω·m 的分布区是矽卡岩化石英二长闪长（斑）岩分布形态；电阻率在 2000Ω·m 以上的第二大电性区推测是隐伏的石英二长闪长（斑）岩。

102 线 CSAMT 电阻率二维反演断面图上主体电性为 2000～5000Ω·m，反映石英二长闪长（斑）岩占据剖面大部分，电阻率在 400～1250Ω·m 范围内的大理岩主要分布在本断面右上角，其次在剖面图左上角，标高在 - 100～ - 200m 的大理岩被夹在石英二长闪长(斑) 岩中，且电阻率较低，埋深为 200m 左右。此低阻推测与矿的关系较大，或与 F_1 断层切割形成的含水通道有关。断面中大理岩与岩体的过渡带推测是矽卡化石英二长闪长(斑) 岩分布区，其形态与侵入体的就位形态一致。

104 线 CSAMT 电阻率二维反演断面图中电性的宏观分布规律分析表明，断面浅部除 66 点以西外，电阻率在 400～1250Ω·m 的电性分布区，推测是大理岩的存在范围；电阻率在 2000Ω·m 以上的电性分布空间推测是石英二长闪长（斑）岩分布区域。二者之间是矽卡岩化大理岩或矽卡岩化石英二长闪长（斑）岩的分布范围。断面左上角低阻区推测是石英二长闪长（斑）岩形成的风化壳，且在 58 点至 62 点间有断层通过，加速岩体风化。大理岩中的低阻体是位于 80 点至 86 点以及 106 点至 112 点间的断层引起充水的结果，但 74 点与 86 点间有 *Fs*、Δφ 异常，推测此段有含矿层存在。

106 线 CSAMT 电阻率二维反演断面图反映的电性特征以中高阻为主，浅部 400～800Ω·m 的电性层大致反映大理岩的分布形态与分布空间，2000Ω·m 以上的电性区推测是石英二长闪长（斑）岩的分布空间，二者之间的电性过渡区推测是矽卡岩化石英二长闪长(斑) 岩，岩体在 68 点以西已出露地表，局部风化，使其电阻率下降至 400Ω·m 左右，类似于大理岩的电性。断面右上角的 120 点至 132 点之间，标高在 125～20m 范围内推测有矿化体存在（图 15 3)。

108 线 CSAMT 电阻率二维反演断面图上，基本电性特征是以中高阻为主，整个断面推测是矽卡岩化石英二长闪长（斑）岩或矽卡岩化大理岩和石英二长闪长（斑）岩组成，断面左上方浅部低阻体是出露岩体风化形成。由于岩石风化后，电性降低，从电性上很难与大理岩区分开来。从断面上看母岩在 110 点以东开始出露地面，绝大部分隐伏在断面的深部，2000Ω·m 以上的电性分布空间能够大致勾绘出它的分布形态，其余部分均为矽卡岩化石英二长闪长（斑）岩。从断面图上还获知，大约在 70 点附近的地表有弱矿化可见。

110 线 CSAMT 电阻率二维反演断面图中，电性规律表现为从 NW 向 SE 方向，电阻

率从中阻（400～1250Ω·m）逐步过渡到中高阻（1250～2000Ω·m），最后变成高阻（2000～5000Ω·m）。这种电性上的渐变过程，实际上反映大地介质由大理岩—矽卡岩化石英二长闪长（斑）岩—石英二长闪长（斑）岩的过渡状况。大致可以看出，石英二长闪长(斑) 岩是从 SE 方向向 NW 方向延展。电性的过渡带，只要有构造通过，就有成矿的可能。如 42 点至 46 点间，－600m 深处为低阻，推测为矿体。

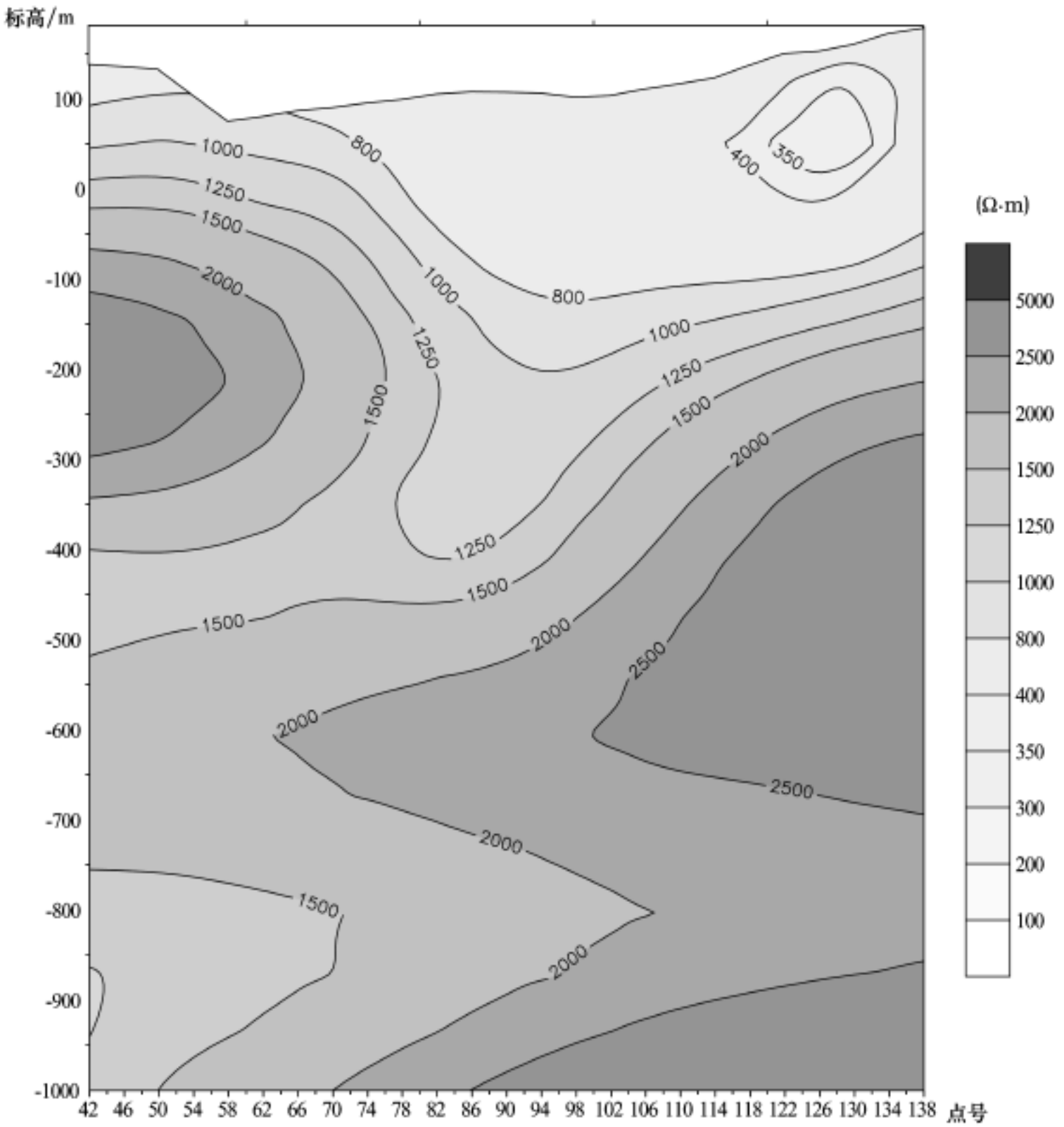


图 15 3　示范区 106 线 CSAMT 电阻率二维反演断面图

112 线 CSAMT 电阻率二维反演断面图上的电性分布规律与 110 线类似，只是大理岩的出露范围减小；由 NW 向 SE 方向，电性由中阻（400～1250Ω·m）过渡到中高阻

(1250～2000Ω·m)，最后变化到高阻（2000Ω·m 以上），相应的岩性由大理岩过渡为矽卡岩化石英二长闪长（斑）岩，最后变为石英二长闪长（斑）岩。电性的断面分布形态基本上反映岩性的空间分布规律。断面图左上角深度范围在 50～150m 范围内的低阻推测与矿化有关，其中 64 点至 76 点间有 *Fs*、Δφ异常，需用坑道钻探验证。

114 线 CSAMT 电阻率二维反演断面图上呈现中高阻反映，过渡带电性比较发育，中阻电性区仅分布在断面上部 80～ - 150m 标高范围内，然后在 80 点附近成舌形穿入中高阻电性层中，高阻电性区分布在 - 550m 标高以下，在过渡电性带中仅有局部位置出现。基于上述电性的分布规律，推测上部中阻异常为大理岩引起，厚度不大，且向东扩展，而后逐渐尖灭；高阻电性区反映隐伏石英二长闪长（斑）岩体的分布态势，几乎占据了剖面绝大部分，二者之间为矽卡岩化闪长岩。42 点至 72 点间，标高在 30～ - 80m 深度处的低阻推测是角砾状大理岩中充水或矿化引起，且矿化引起的可能性较大。

(5) 总结

综上所述，CSAMT 电阻率二维反演结果能够宏观地反映研究区岩性变化情况，经与钻孔地质资料对比，基本吻合，说明可控源音频大地电磁测深应用于立体填图方面是行之有效的。通过 11 条 CSAMT 断面的分析，归纳出如下认识：

1) 含矿有利空间部位大致在 104 线至 112 线范围内，这几条剖面上 1250～2000Ω·m 电性层比较发育，从而间接指示矽卡岩化石英二长闪长（斑）岩空间位置及分布形态，其中 104 线至 108 线对赋矿更为有利，这些地方是寻找铜金矿较有利的地方。

2) 根据 96 线 130 点至 150 点间右上角的低阻分布位置，恰好与地面上有铜、铅矿化的部位吻合，故推测 102 线中 74 点至 86 点存在 *Fs*、Δφ异常，在 - 100～ - 200m 标高，以及 134 点至 142 点间 + 280～ + 100m 标高之间存在找矿的有利部位。

3) 104 线中的 74 点至 118 点间有 *Fs*、Δφ异常，标高 100～0m 之间是找矿的有利部位。

4) 110 线中的 42 点至 48 点，标高为 - 550～ - 650m；112 线上的 42 点至 78 点，标高为40～ - 170m;114 线上的 42 点至 70 点，标高为 20～ - 70m 处的低阻异常，也是找矿的有利位置，它们属同一异常体，均在大理岩中且埋深不大，值得注意。这些异常均位于大理岩中，是一种新类型含矿有利部位。

第十六章　地电化学提取测量与找矿分析

凤凰山南区开展地电化学勘查采用了恒电压提取勘查方法。地电化学提取的面积约 0.5km^2，线距 200m，点距 20m。其中从 100～112 线 20 号点至 100 号点，采用东西布线的方式；从 120 号、140 号、160 号和 180 号点布置南北向测线，从 100 线至 106 线，每 20m 一个测点（图 16 1）。

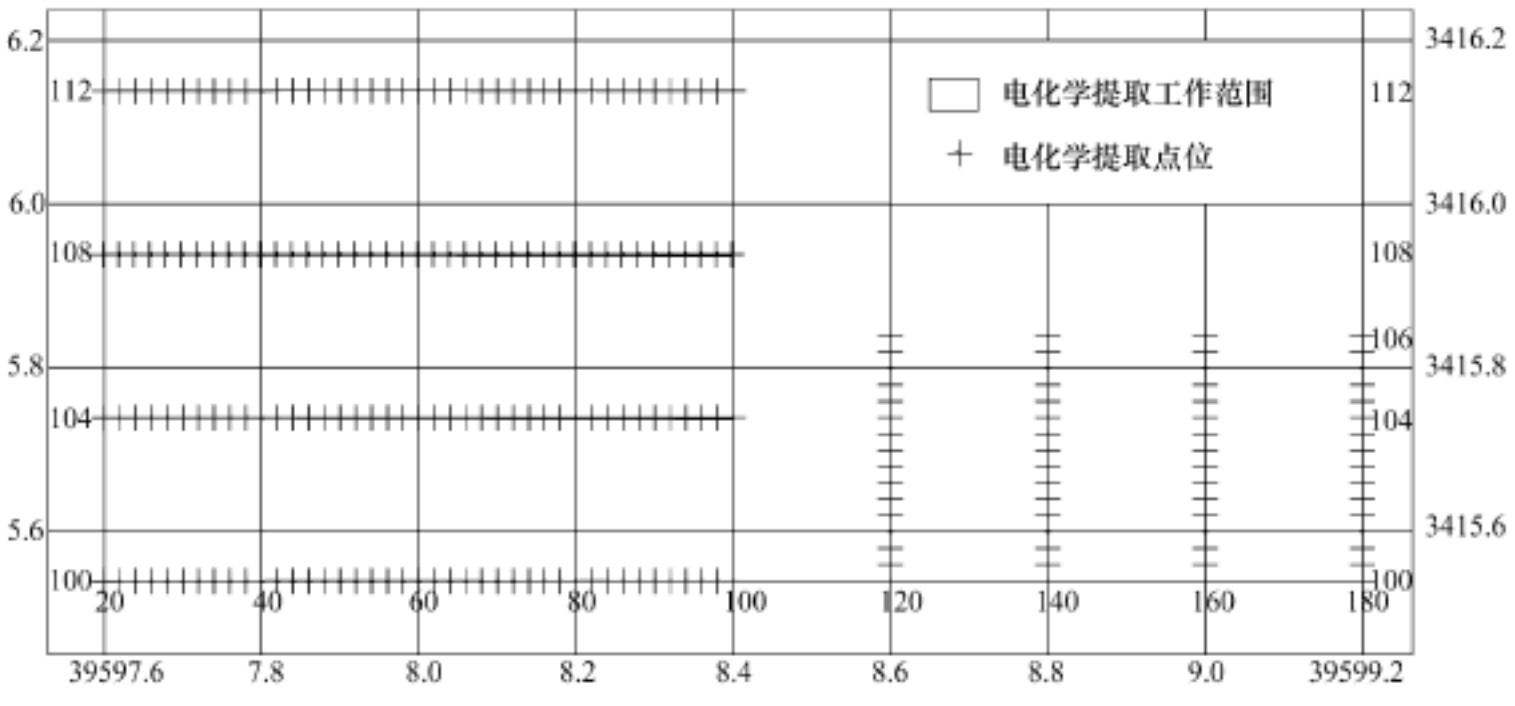


图 16 1　南区地电化学提取测线测点分布图

野外作业中，除实施 108 线吸附恒电压提取在雨天进行外，其余各测线均在晴天进行。

实施恒电压提取时采用农网供电，电压起伏较大。各测线实施恒电压提取的仪器输出的直流电压、电流变化见下表 16 1。

表 16 1　相思树地段恒电压提取输出直流电压、电流值

测线号	初始电压/ V	初始电流/ A	正常工作	
			电压/ V	电流/ A
112 线	225	5.4	180～250	1.7～2.0
108 线东部 27～41 号测点	234	5.7	209～280	3.7～5
108 线西部 1～16 号测点	200	7.3	204～242	3.9～6
104 线	201	7.0	155～210	5～6
100 线	237	6.6	200～250	2.6～6
FD_1FD_2 线	245	10.2	240～310	0.5～2.5
FD_3FD_4 线	270	4.9	250～300	0.5～3

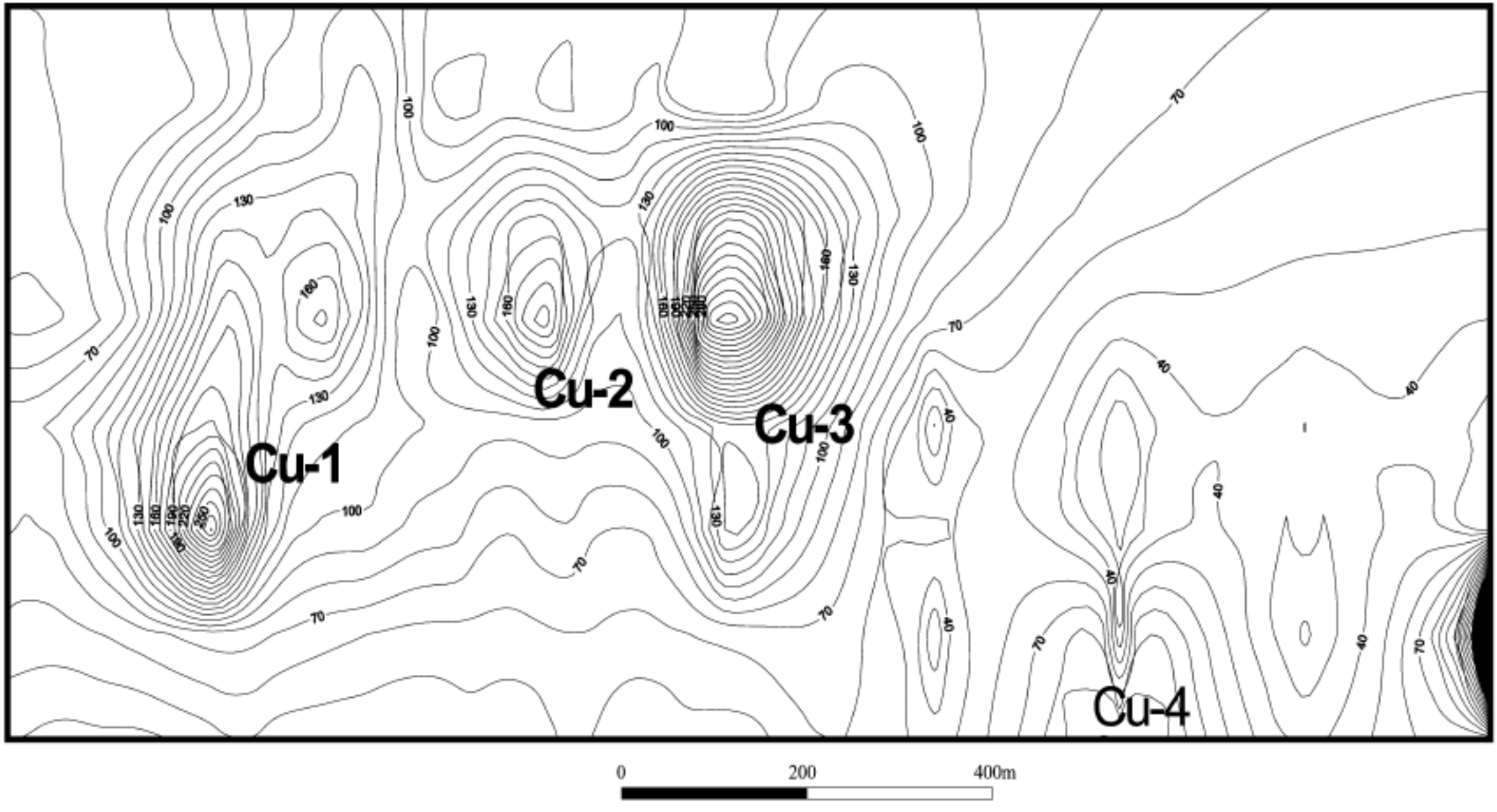


图16-2 地电提取Cu含量(w(Cu)/10^{-6})等值线图

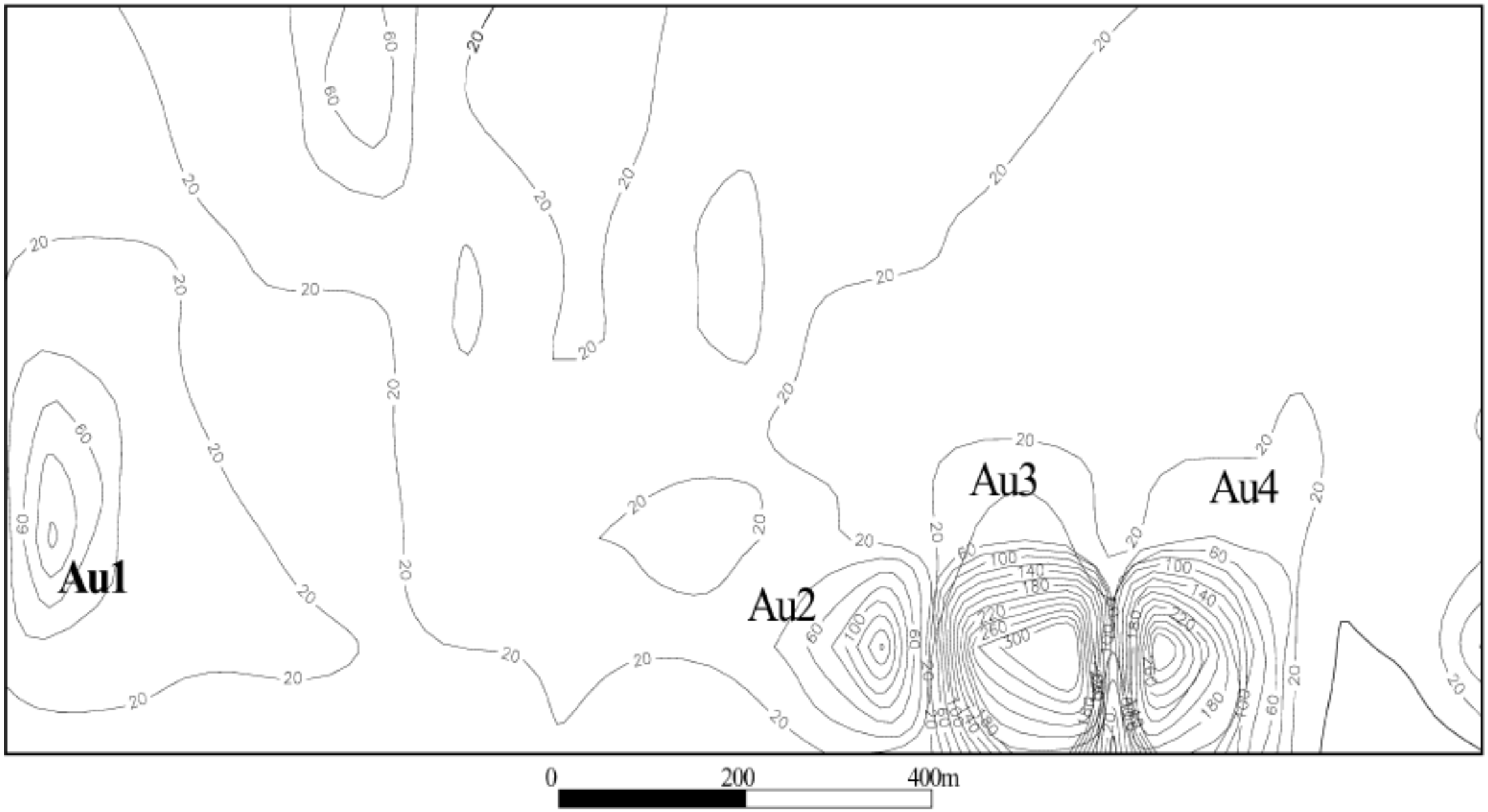


图 16-3 地电提取金含量(w(Au)/10^{-9})等值线图

本次共提取样品226个，分析元素为铜、金，并绘制地电化学提取Cu含量等值线图(图16 2)。提取样品的测试结果经过数据处理后，获得了南区综合铜背景值40.94×10^{-6}，其标准离差2.63，异常下限48.82×10^{-6}；南区东段金背景值20.26×10^{-9}，标准离差3.37，异常下限30.57×10^{-9}。故在南区异常下限值为Cu 50×10^{-6}，Au 30×10^{-9}。图上显示了凤凰山铜矿南区4个铜异常带和4个金异常（图16 2、16 3)。

1) Cu-1异常带。呈近南北向分布，北端未封闭，异常带南北长大于650m，东西宽200m，面积大于130000m^2，由5个异常组成。异常带最高峰值Cu为1322×10^{-6}，异常带平均值为180.97×10^{-6}，最高富集系数为32.29，平均富集系数为4.42。金异常位于铜异常带西侧，为一个孤立的点异常，其值为404×10^{-9}，异常位于石英二长闪长岩与下三叠统南陵湖组大理岩西接触带以及内接触带的大理岩捕虏体内，异常规模大，浓集明显，成矿条件十分有利，是相思树地段找矿勘探重要的靶区。

2) Cu-2异常带。呈近南北向分布，南北长大于600m，东西宽60～120m，面积大于54000m^2，铜元素异常最高峰值为834×10^{-6}，平均值为165×10^{-6}，最高富集系数为20.37，平均富集系数为4.03，异常浓集于纬线5.95，经度8.15，异常产于石英二长闪长岩与下三叠统南陵湖组大理岩的接触带内，在石英二长闪长岩与大理岩接触带上见正长斑岩脉穿插，该接触带坑道和钻探揭露发现新的富铜矿体。异常形态规整，规模较大，浓集清晰，为含矿异常，亦是找矿勘探的重要靶位。

3) Cu-3异常带。沿经线8.4呈南北向展布，南北长大于650m，东西宽最大达120m，面积约40000m^2，它是一个铜、金综合异常，异常明显浓集于纬线5.95经线8.40处。铜元素异常最高峰值为1244×10^{-6}，异常平均值为236.91，最大富集系数为30.39，平均富集系数为5.79，金异常由四个孤立的点异常组成，其值分别为206×10^{-9}、30×10^{-9}、29×10^{-9}、27×10^{-9}。铜金异常重合性较好，异常带位于石英二长闪长岩与南陵湖组大理岩接触带附近，异常带内正长斑岩脉穿插频繁，矽卡岩发育，勘探发现富铜矿体。异常形态规整，浓集显著，异常带浓度高，富集系数大，成矿条件有利，是本区段找矿勘探的重要有利靶位。

4) Cu-4异常带。本异常带位于东段，由两个孤立的铜异常呈东西向展布。其中西部异常有两个测点的分析值较高，铜的分析值分别是192×10^{-6}，和462×10^{-6}；同时金异常也很清晰，金的分析值分别是493×10^{-9}和3660×10^{-9}，金、铜异常重合性好。东部异常只有一个孤立的铜、金点异常，其铜和金的分析值分别是416×10^{-6}和67×10^{-9}，产于中三叠统东马鞍组白云岩、白云质灰岩与下三叠统南陵湖组大理岩的接触带上，由于异常规模小，为孤立的点异常，无进一步工作的意义。

南区东段还发现两个孤立的金、铜异常，异常规模小，无进一步工作的价值，东段北部石英二长闪长岩与南陵湖组角砾状大理岩接触带内，虽然有矽卡岩和花岗质角砾岩产出，但隐伏矿床吸附恒电压提取勘查，未发现异常，因此在地电化学勘查范围内亦无进一步工作的意义。

第十七章　强场源瞬变大地电磁法试验结果解译

强场源瞬变大地电磁仪是本研究中有关资源探查技术设备升级的成果。研究过程中利用该仪器做了两个剖面的试验研究，其中一个剖面为已知矿体的 55 线，另一个剖面为 51 线。通过野外采集数据和室内处理，提供了 55 线和 51 线的视电阻率断面图，见图 17 1，17 2。

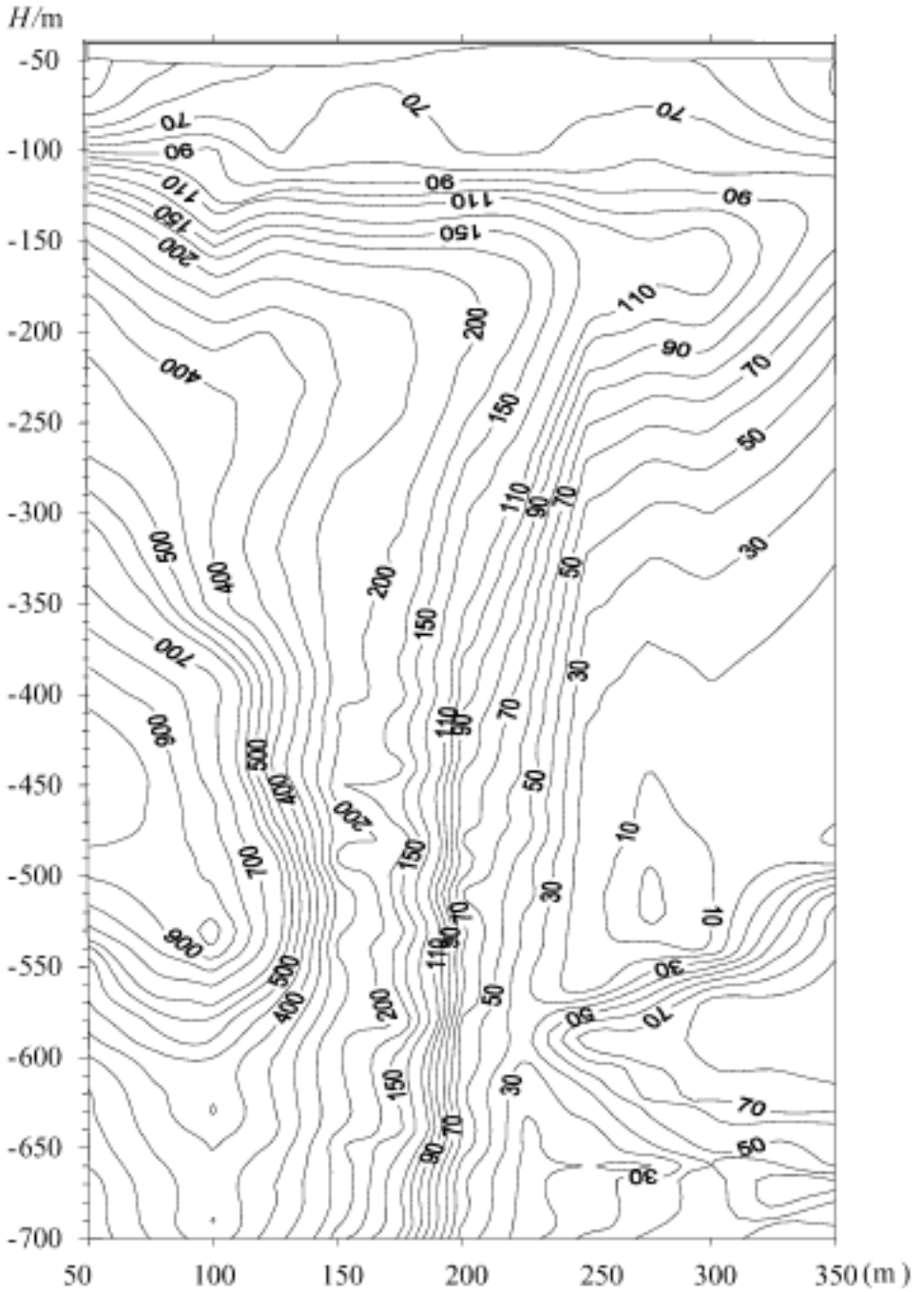


图 17 1　铜陵凤凰山铜矿相思树测区 55 线 1 号钻孔见矿情况及视电阻率（Ω·m）断面图

已知剖面 55 线方位为 NE57°30′—SW237°30′，按照 50m 间距共测量了 7 个点，小号点位于 NE 侧，大号点位于 SW 侧，分别对应于视电阻率断面图上的横坐标（50m、

100m、150m、200m、250m、300m、350m)，其中 5 号点即是 - 300m 中段南沿坑道所揭露的矿体中心在地面的垂直投影点，距离 1 号钻孔的开孔位置约 12m (NE 侧)。断面图上的纵坐标为从地表开始的深度，等值线为视电阻率值在剖面上的分布情况。

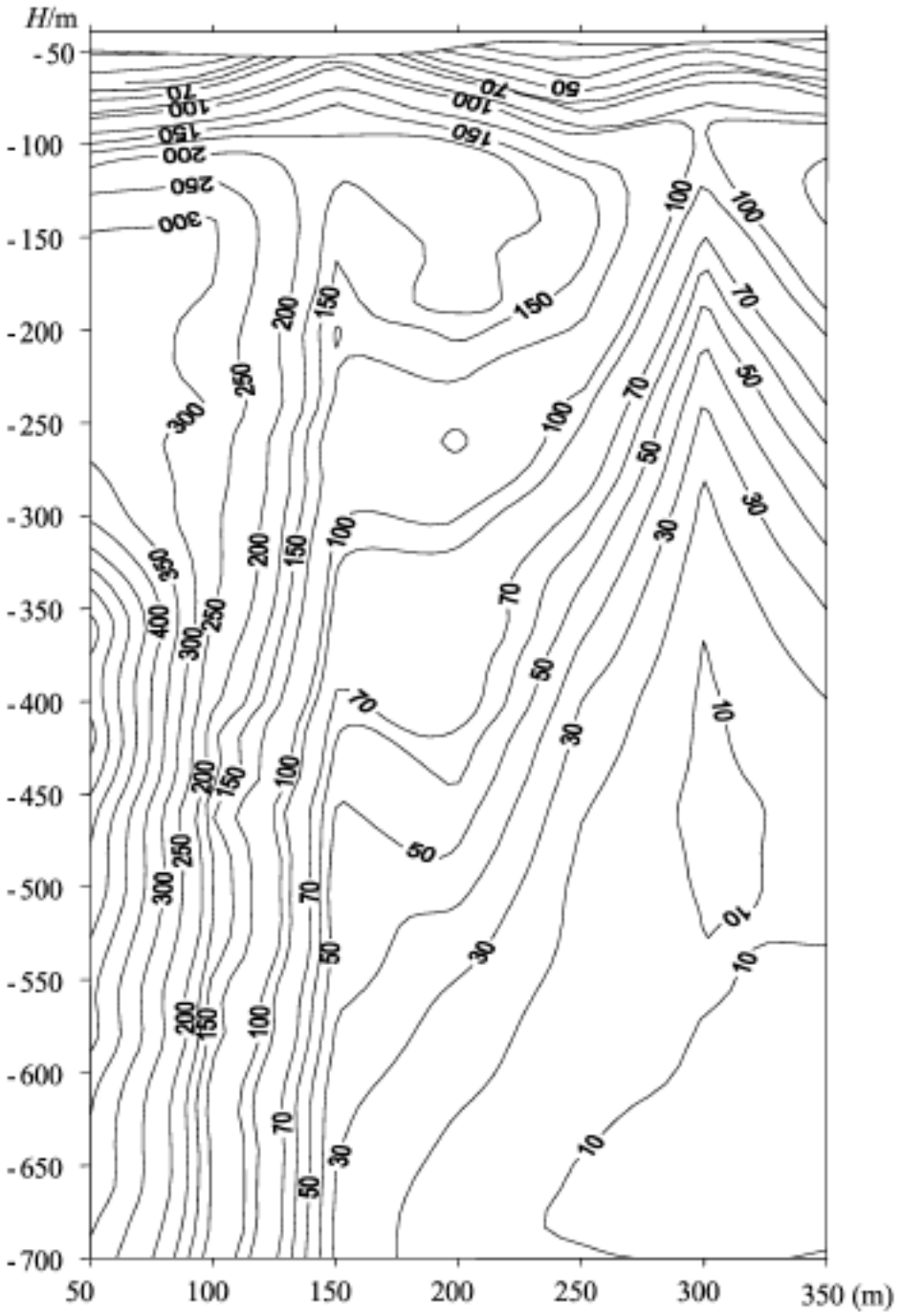


图 17 2　铜陵凤凰山铜矿相思树测区 51 线视电阻率 (Ω·m) 断面图 (电流为 32A)

从视电阻率剖面图上可以看出，低阻体可分为两段，对应的深度范围为 - 370～ - 560m和 - 640～ - 700m，上部异常段明显强于下部异常段。其中，异常最强的两块均位于上部异常段中，一块分布在 5 号点和 6 号点之间 (- 490～ - 540m)，另一块分布在 6 号点和 7 号点之间 (- 450～ - 490m)。

与 1 号钻孔 (5 号点 SW 侧 12m) 对比而言，较好地显示了比较集中的低阻地段 (- 356.81～ - 539.54m) 的见矿深度。对于不太集中的薄层矿段和贫矿段，由于综合效应无法给出比较准确的见矿深度，但仍能给出一个大致的有利的矿化空间，如视电阻率小于 70Ω·m 的等值线严格分布在 4 号点和 7 号点之间，如果说矿化和含矿斑岩体是密切相随的，则这个空间是否可指示含矿斑岩体的伸展空间，值得思考。因为就目前情况而言，

SW 侧的滴水岩附近恰是这个含矿斑岩体的舌状突出部位的就位空间，是下一步找矿值得注意的地段。

另外，异常最好的两块均非目前 - 300m 中段已揭露的矿体，一块大致位于已知矿体的下部（ - 490～ - 540m），可能对应的就是“ - 502m 附近的矿体群”矿群；另一块位于其 SW 侧约 100m 附近（ - 450～ - 490m），提示我们在 55 线穿脉 SW 侧和已知矿体的下部应是非常有利的找矿空间，应做进一步的验证工作。从低阻体的伸展情况来看，异常体是向 SW 延伸的，且越往 SW 深度越浅，但并不能因此推测单个矿体也一定是 SW 浅、NE 深，是向 NE 倾斜的。因为虽然整个低阻体是向 SW 延伸的，且越往 SW 深度越浅，但其最强的两块低阻体实际上是相互分离的，可能是相邻的两个独立的异常体。因而这种延伸情况也可能是反映的一种不同异常体间的空间组合关系（矿体的构造配套方式）。

51 线其方位与 55 线平行，点位也是一一对应平移而来的。视电阻率小于 70Ω·m 的范围分布在 3～7 号点之间，最强的低阻体分为两块，一块分布在 6 号点附近，深度约为 - 430～ - 470m，规模相对较小；另一块分布在 5.5～7 号点之间（事实上在 7 号点并未封闭），规模较大。这两个异常地段实际上与 55 线所揭示的 SW 侧为有利的找矿地段是一致的，也是与多频激电测深结果揭示的有利地段是吻合的。

第十八章　γ能谱测量与找矿分析

第一节　γ能谱测量的目的及本次工作设计

γ总量测量是测定地质体中能使γ辐射仪产生的响应总和。在实际测量中，所使用的单位是具有1放射性元素单位（u_r）的地质体能使γ辐射仪产生的响应相当于含1×10^{-6}平衡铀的地质体所产生的响应，亦即是1×10^{-6}的当量铀含量。在找矿勘查中，γ能谱测量主要解决如下两个方面的问题：①研究和圈定热液矿化蚀变带的分布范围。例如在硫化物矿化蚀变带，常常有绢云母化、泥化、钾长石化等钾质蚀变，同时常含有一定量铀和钍放射性元素，因此利用γ能谱测量能简便迅捷地圈定热液矿化蚀变带的分布，有效地区分热液脉（包括石英脉）与水成脉，从而达到圈定金属矿床找矿远景区的目的。②能够较准确迅捷地圈定地层与岩浆岩及变质岩的界线及其分布，甚至上述地质体内更小地质单元的界线及更小单元地质体的分布。例如沉积岩、岩浆岩、变质岩地质体的分布，沉积岩层内的分层，侵入岩的中心相与边缘相的分界等地质问题。

测量仪器的主要技术指标

(1) 能量分辨率

<10%（对^{137}Cs光电峰）；

(2) 含量测量范围

铀道（2～1000）$\times10^{-6}$，

钍道（3～1000）$\times10^{-6}$，

钾道（0.5～1000）$\times10^{-2}$；

(3) 测量时间

1～9999s内任选；

(4) 测量道宽

∑0.5～2.77 MeV，

K　1.38～1.56 MeV，

U　1.66～1.90 MeV，

Th　2.44～2.77 MeV；

(5) 仪器使用环境温度范围

-5～+50℃，高温、低温试验，其计数率误差应<±15%（与常温25℃比较）；

(6) 液晶屏显示方式及数字单位

液晶屏循环显示出各种需要读出的参数，含量值U和Th为10^{-6}，K为%，时间为s；

(7) 仪器长期稳定性

计数率的相对误差 < ±10%。

γ能谱测量野外作业有航空γ能谱测量和地面γ能谱测量。由于γ射线在岩石中穿透能力较低（不到1m），但是含铀地质体（岩体、蚀变岩体及矿化体）的次生晕在较大的范围内广泛发育，因此地面γ能谱测量仍占有很重要的地位。

本次γ能谱测量使用H-90A微机γ-能谱仪，在野外作业前，由核工业地质研究院进行校准。测量方法采用路线穿越法，剖面方向为东西向，剖面间距为100m，测点间距为20m，共施工10条剖面，每条剖面长800m，共获391个测点数据。

第二节　γ能谱测量结果及其意义

根据相思树示范区γ能谱测量及统计计算结果进行计算机作图，获得U、Th、K和总量等值线图（图18 1～18 4）。从图上可以看出，K有3个清晰的异常，分别是K-1、K-2和K-3；1处U异常（U-1）；1处Th异常（Th-1）。它们在空间分布上套合性好，组成3个综合异常M-1、M-2和M-3。

(1) M-1

主要是K异常（K-1），南北长408m，东西最宽74m。K-1异常由13个测点异常组成，异常最高值20.1%，异常最低值12.2%（除两个较低值点外），异常平均值13.65%。最大富集系数3.72，平均富集系数2.52。异常产于下三叠统薄层至中厚层灰岩、白云质灰岩与花岗闪长岩体的接触带附近，异常中心地段构造热液活动强烈，形成了角砾状大理岩化灰岩。该异常规模大、形态规整、浓集清晰、峰值较高，并与地电化学铜金异常套合好，是区内铜金矿床找矿重要靶位。

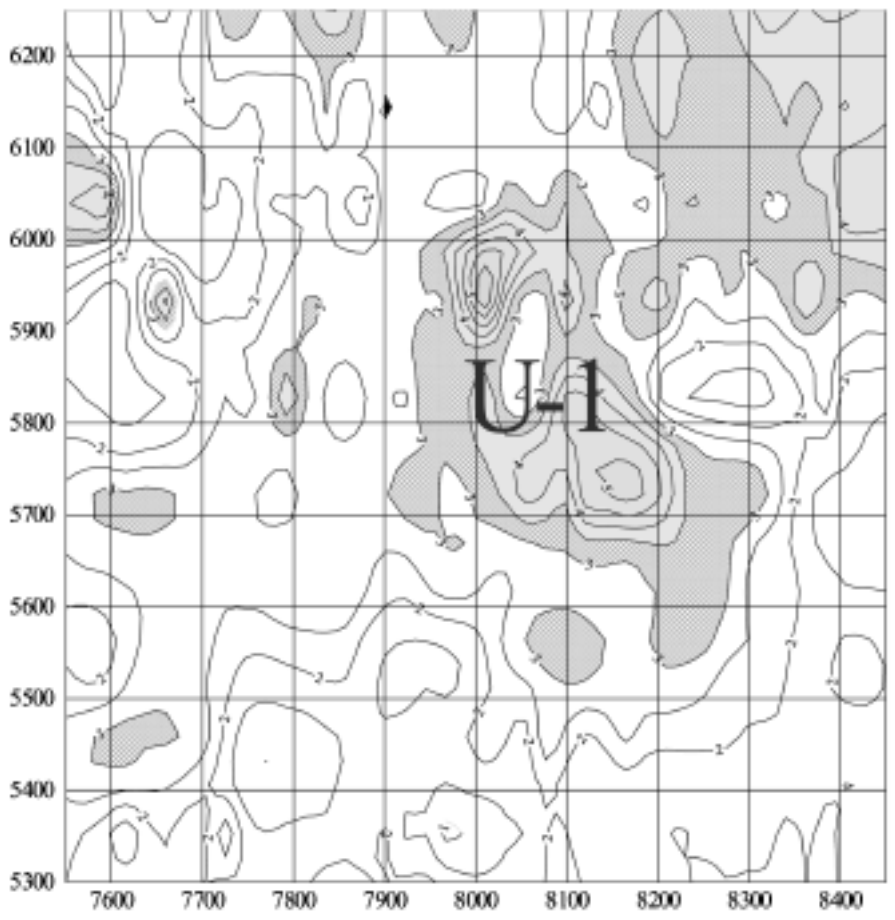


图18 1　U-γ射线等值线图

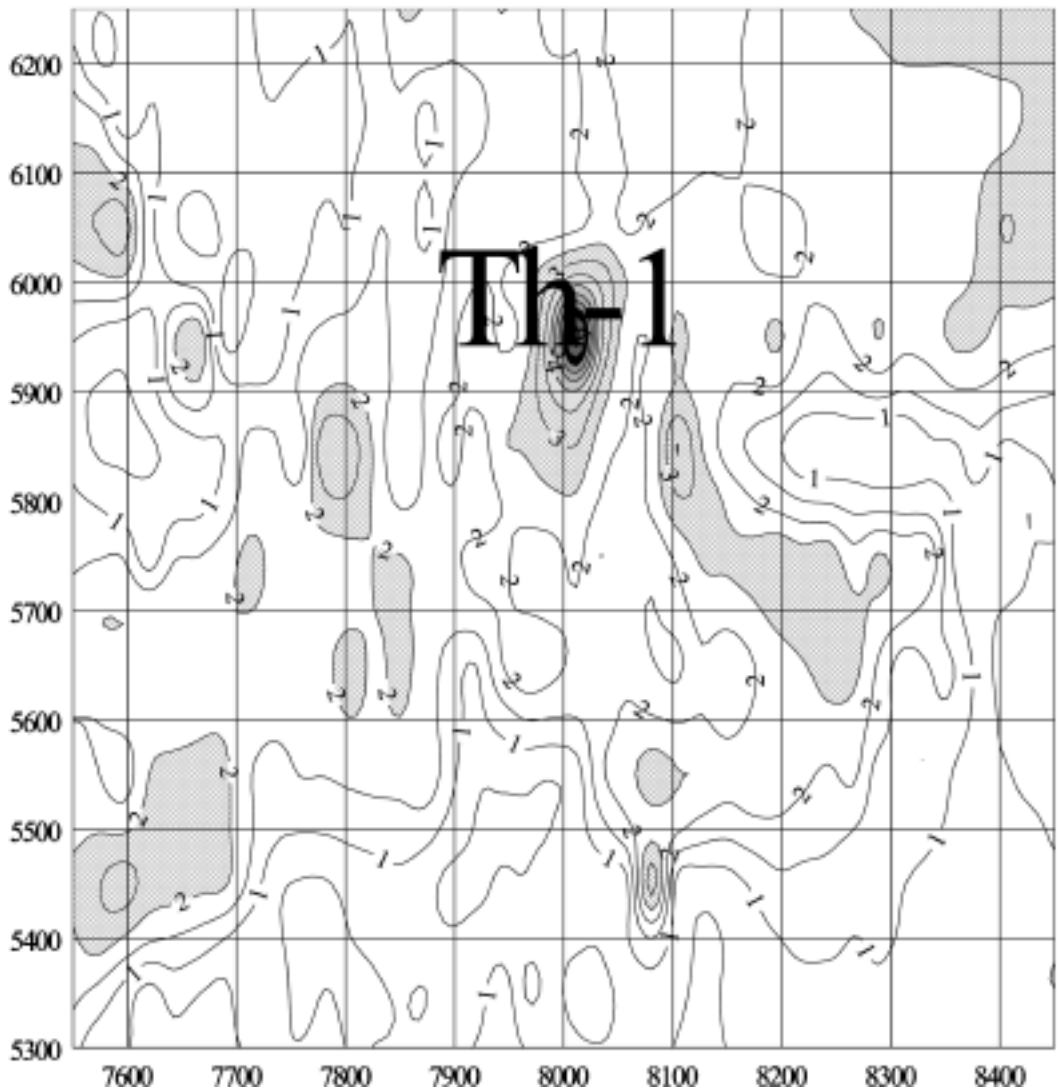


图 18 2　Th - γ 射线等值线图

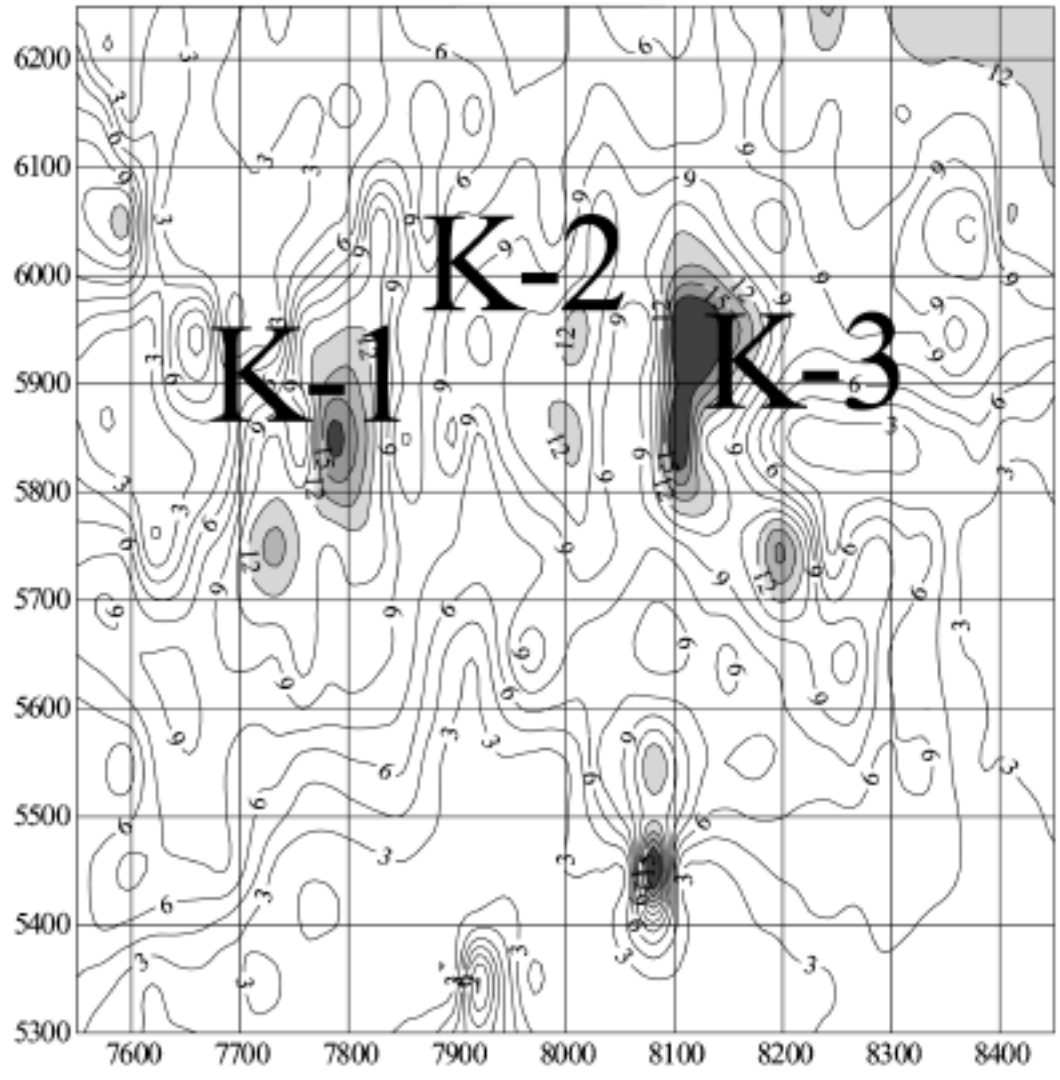


图 18 3　K - γ 射线等值线图

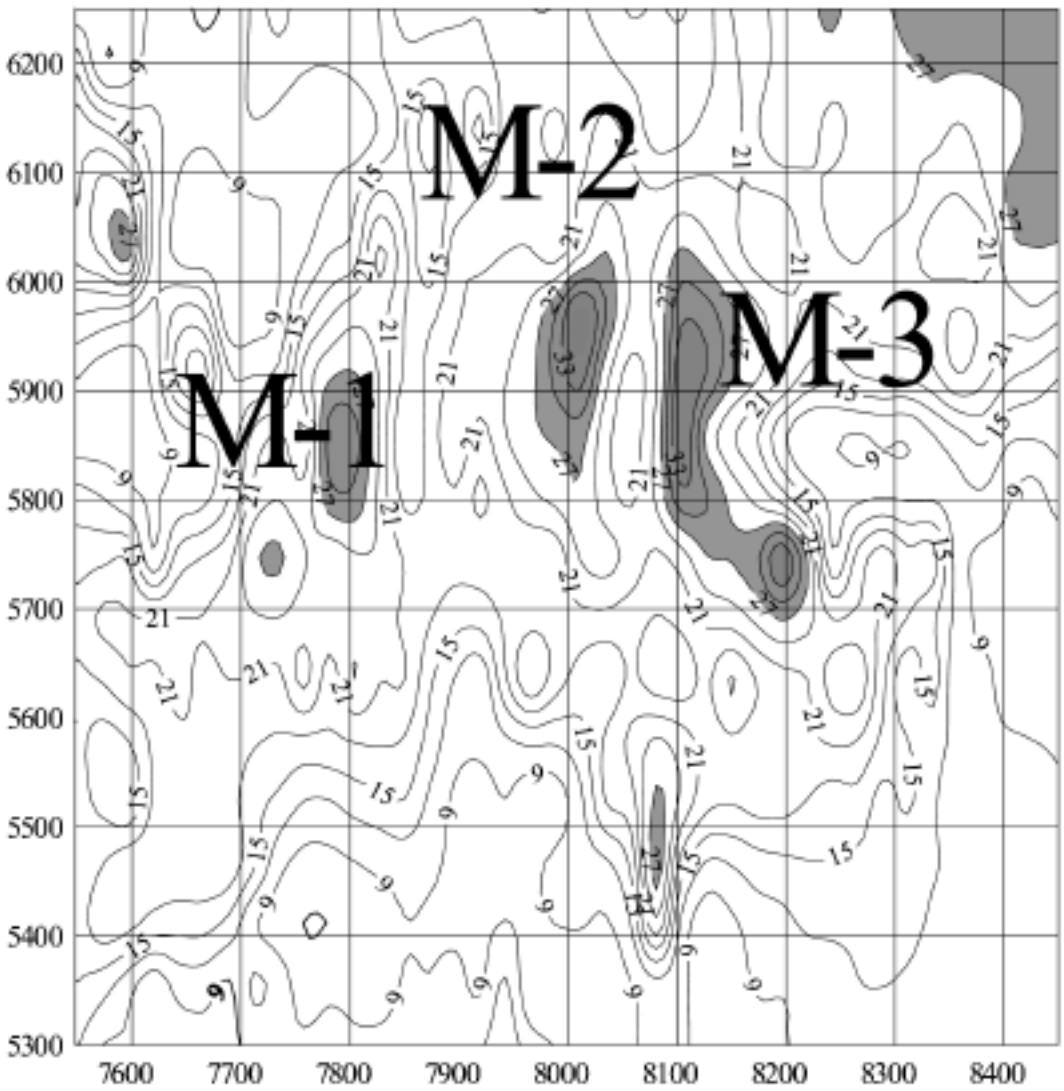


图 18 4　γ 射线总量等值线图

(2) M - 2

主要是 K 异常 (K - 2)，南北长 205m，东西宽 15m。其值分别是 13.0%、13.5%、13.1%和 12.6%，平均值为 13.05%。最大富集系数 1.13，平均富集系数为 1.09。在异常分布范围内主要为石英二长闪长斑岩，见有矽卡岩化花岗闪长岩、矽卡岩和正长斑岩，有地电化学铜金异常相伴，是相思树地段铜金矿床找矿重要靶位。

(3) M - 3

U、Th 和 K 都有异常 (U - 1、Th - 1、K - 3)，异常南北长 405m，东西宽 80m，U - 1 异常由一个点异常组成，其值为 8.4×10^{-6}，Th - 1 异常也由一个点异常组成，其值为 7.6×10^{-6}，K - 2 由 13 个异常测点组成，异常最高值为 24.3%，最低值为 10.3% (接近异常下限)，异常平均值为 15.25%。最大富集系数为 4.5，平均富集系数为 2.82。该异常产于中三叠统薄层至中厚层灰岩延伸到花岗闪长岩的凸出接触带上，接触带内有矽卡岩产出，矽卡岩体呈南北向延伸，与异常延伸方向一致。异常范围内矽卡岩发育，也是很好的铜矿找矿有利靶位。

第十九章　矿床综合预测分析及验证

第一节　综合信息集成与隐伏矿床定位预测分析

一、成矿预测单元的划分及各单元找矿有利信息描述

在对前述各项探查工作获取的各项地质、地球物理和地球化学信息进行区分、解释及对各项信息的空间相关关系进行综合对比分析后，我们在凤凰山南区内划分了 8 个预测单元，分别编号为 A、B、C、D、E、F、G 和 H，其中 A、B、C、G 属Ⅰ级预测区，其余属Ⅱ级预测区（图 19 1）。

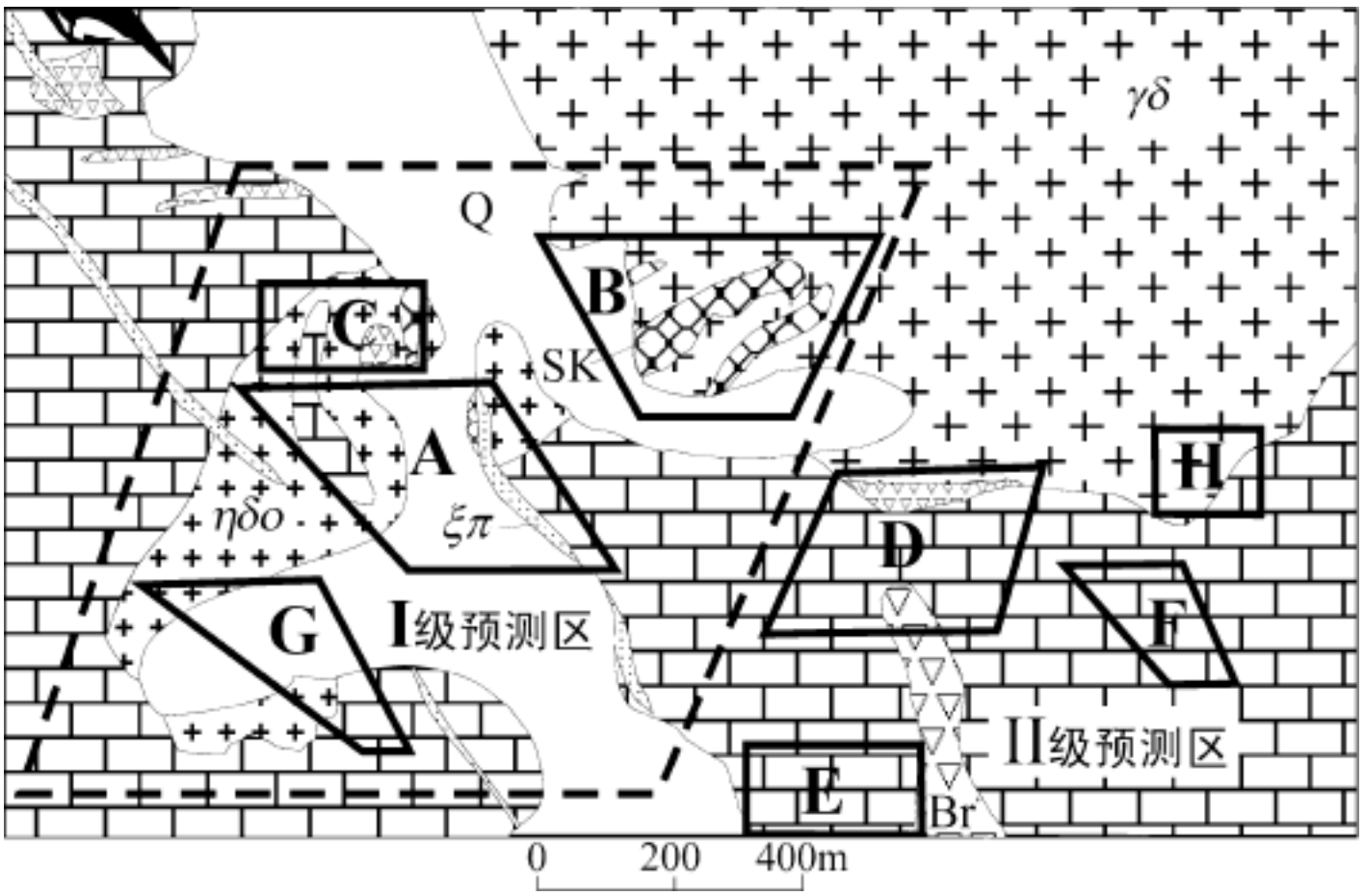


图 19 1　凤凰山南区预测单元分布图

Br—角砾岩；其他图例同图 11 1 和图 12 1

1. A 预测单元主要的有利找矿信息

1）处于有利的成矿构造部位，发育有北西向的张性断裂带，此断裂带与控制现采区内Ⅱ号矿体的断裂相似；

2）地表岩石发育有较强的硅化、绢云母化和黄铁矿化，局部沿裂隙发育有黄铜矿化和孔雀石化；

3) 沿此区段分布有测区最强的 Cu 的构造地球化学浓集中心，中心点即位于相思树附近;

4) 在此区段内具有多频激电相对相位（Δφ）和极化率（*Fs*）综合异常、-370m 近矿充电激电综合异常、-502m 近矿充电激电综合异常，而且这些异常比较稳定，连续性较好，物探综合测深结果显示深部存在找矿目标体;

5) 地电化学提取结果显示很强的铜的异常带;

6) 瞬变电磁法试验剖面在此预测区内，反映出很好的矿致异常和找矿前景;

7) γ能谱测量显示全区最强的 K 异常;

8) 上述各种有利找矿的信息在空间上套合较好。

2.B 预测单元的有利找矿信息

1) 此区靠近新屋里岩体的主接触带，在岩体中发育三条 NE 走向的含矿矽卡岩;

2) 地表的花岗闪长岩和矽卡岩普遍发生较强的硅化、黄铁矿化和钾长石化，局部发育黄铜矿化、孔雀石化，浅部有江家冲铜矿（正在开采);

3) 具有铜的构造地球化学浓集中心;

4) 地电化学提取也显示了铜异常，异常带向东尚未封闭;

5) 多频激电测量只有一条剖面穿过本单元的局部，仍显示出明显的异常;

6) 位于-502m 近矿充电激电的大范围平缓的极化率异常范围内，并具有-370m 近矿充电激电强综合异常，CSAMT 测量显示整体的高阻中存在低阻带。

综合各方面的信息，我们认为本区除了江家冲铜矿现开采的位于-150m 以上的矿体外，在-500m 左右深度还有可能找到规模更大的隐伏矿体。本区矿体主要呈北东东走向，向南倾，倾角中等。目前江家冲铜矿开采的矿体主要为矽卡岩型，推测下部有可能存在斑岩型隐伏矿体。

3.C 预测单元的主要有利于找矿的信息

1) 此区靠近新屋里岩体的西接触带，岩体中有大理岩的捕虏体，地表亦发育有矽卡岩;

2) 地表岩体发育有黄铁矿化，在 42/110 点南约 20m 处发育有厚约 2m 的含铜块状黄铁矿脉，岩体中发育有岩浆质胶结的角砾岩，角砾岩中有方铅矿化;

3) 具有 Cu 的构造地球化学浓集中心，地电化学提取显示铜的异常带经过此区，向北扩展尚未封闭;

4) 在 38/110～44/110 点有弱的多频激电异常，位于-502m 近矿充电激电的正极化率向负极化率过渡的变化带上;

5) CSAMT 反演结果显示在 48/110 以南的-600m 深处存在低阻体。

推测其隐伏矿体的埋深可能达-500m 以下，走向为北北西向。

4.D 预测单元的主要有利的找矿信息

1) 此区靠近新屋里岩体的南接触带，地表出露的是南陵湖组的大理岩，从蚀变和构造特征并结合地球物理解译结果，推测大理岩之下应该存在隐伏岩体;

2) 地表岩体发育有大量的近东西走向的含铜方铅石英脉，并出露有褐铁矿化的角砾岩;

3) 存在较高 Cu 的构造地球化学浓集中心，异常展布呈北东东向，地电化学提取显示金的异常;

4) 位于 - 502m 近矿充电激电的大范围稳定的极化率 *Fs* 正异常区内;

5) 102 线的 CSAMT 反演结果显示在 130′ 130 点以东的 - 300m深处存在低阻体。

根据地质特征和地球化学及地球物理的解释结果，本区隐伏的铜、金矿体可能在 - 300～ - 500m 的岩体的内接触带上，岩体的外接触带的大理岩中可能存在脉状铅锌矿体，矿体的走向为北东东向和近东西向，向南倾。

5.E 预测单元的有利找矿信息

1) 此区有利成矿的构造条件为北西向的张性断层与北东向的背斜核部的交叉部位，背斜与张性断层相交形成的具有屏蔽性质的扩容空间有利于成矿热液聚集成矿;

2) 地表出露的大理岩和白云质大理岩中发育有东西走向和北东东走向的含铜方铅石英细脉，并发育有大量的角砾岩，角砾岩见有黄铁矿化 (大多已变成铁帽);

3) 具有 Cu 的构造地球化学浓集中心;

4) 位于 - 502m 近矿充电激电中等大小范围的平缓的极化率 *Fs* 正异常区内;

5) CSAMT 反演结果显示深部存在低阻体。

这一预测区向南延伸并未封闭，隐伏矿体赋存的深度可能要到 - 300m，甚至可能更深。

6.F 预测单元的主要有利找矿信息

1) 此区位于次级背斜的轴部，不仅发育有北东东走向的劈理和裂隙，还发育有北北东走向 (产状 105°∠45°) 的劈理构造，其中都发育有含铜方铅矿化;

2) 地表大理岩和白云质大理岩中发育有褐铁矿化角砾岩;

3) 具有 Cu 的构造地球化学浓集中心;

4) 位于 - 502m 近矿充电激电的近南北走向的强综合异常带内;

该区的隐伏矿体可能位于大理岩下隐伏岩体的内接触带上，推测走向为北北东向。

7.G 预测单元的主要有利找矿信息

1) 此区靠近新屋里岩体的南接触带，位于新屋里复式向斜的轴部附近，向斜轴与石英二长闪长斑岩体的边部基本平行，为有利的成矿构造部位;

2) 98 线以南的大理岩露头中发育大量的角砾岩，二者的角砾成分主要为硅化大理岩、其次为石英，胶结物中有矽卡岩化、黄铁矿、大颗粒方铅矿化和孔雀石化;

3) 在 22 - 40/ 102 段具有弱的多频激电异常，102 线以南未进行多频激电测量，基本都位于 - 502m 近矿充电激电异常区内;

4) 102 线的 CSAMT 反演结果显在 - 200m 左右的深部存在低阻体。

此区可能存在与岩浆隐爆作用相关的角砾岩型的隐伏铜矿体，其深度可能在 - 200m 以下。

8.H 预测单元的主要有利找矿信息

1) 此区横跨岩体的东南接触带，接触带上发育有矽卡岩;

2) 地表岩体发育有黄铁矿化、钾化、硅化;

3) 位于 - 502m 近矿充电激电的正极化率向负极化率过渡的变化带上;

已开展的探查工作中，西部做得比东部更详细，所以西部有利找矿的信息也更多。我们将西部 A、B、C、G 四个预测单元划为 I 级预测区，东部的四个预测区划为 II 级预测区。后面的验证工作也都集中在 I 级预测区内。

二、层次法信息集成分析

1. 变量选择及重要性比较

为综合集成各方面的信息，我们将各方面的信息划分为如下 6 个方面的 14 项变量。

(1) 地层方面

a_1：南陵湖组（$T_1 n$）地层

(2) 构造方面

a_2：NNE 向断裂

a_3：NE 向断裂

a_4：NW 向张性断裂

(3) 地球化学方面

a_5：Cu 构造地球化学异常或电化学异常

(4) 岩浆岩方面

a_6：石英二长闪长（斑）岩的蚀变叠加情况

(5) 地球物理方面

a_7：γ能谱测量异常

a_8：CSAMT 测定的低阻异常

a_9：近矿充电激电综合异常

a_{10}：多频激电扫面圈定的综合异常带

(6) 其他

a_{11}：热液角砾岩

a_{12}：含水矽卡岩矿物组合

a_{13}：成矿岩体超覆于围岩之上

a_{14}：接触带

表 19 1　凤凰山矿区变量相对重要性判断表

等级	最重要	相邻中值	很重要	相邻中值	较重要	相邻中值	稍重要	相邻中值	不重要
变量 \ 等级值	1	2	3	4	5	6	7	8	9
a_1							√		
a_2			√						
a_3			√						
a_4			√						
a_5					√				
a_6			√						
a_7							√		
a_8								√	
a_9						√			
a_{10}						√			
a_{11}							√		
a_{12}			√						
a_{13}		√							
a_{14}					√				

用层次法集成分析各预测单元的各项信息时，首先对上述 14 个因素在成矿系统中的重要性进行量化分级赋值，从最重要（赋值 1）到不重要（赋值 9）分 9 级赋值（表 19 1)。赋值的依据主要是对凤凰山矿田控矿因素及成矿规律的认识以及斑岩 - 矽卡岩成矿理论。

将表 19 1 转换成相应的判断矩阵，其中 $(a_{ij})_{14\times14}$ 中任一元素 a_{ij} 表示专家对第 i 行的 a_i 与第 j 列的 a_j 变量比较判断的结果。转换的规则为：

$$a_{ij}=\begin{cases} a_j - a_i + 1 & \text{当 } a_j > a_i \\ \dfrac{1}{(a_i - a_j) + 1} & \text{当 } a_j < a_i \end{cases}$$

其中 a_{ij} 为判断矩阵中第 i 行、第 j 列的元素值，表示任意两个变量 a_i 与 a_j 比较判断的结果（i，$j=1$，2，3…14)。

根据以上转换规则，我们算出铜陵凤凰山矿区两两比较矩阵（表 19 2)。

2. 各变量（元素）相对排序权重

求解各变量权重的方法有多种，本研究选用两种方法来求权重。为了便于表述和程序化计算，我们设计表 19 2 为 $A=(a_{ij})_{14\times14}$ 的矩阵。

表 19 2　找矿信息变量两两比较矩阵

	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9	a_{10}	a_{11}	a_{12}	a_{13}	a_{14}
a_1	1	0.2	0.2	0.2	1/3	1/5	1	2	1/2	1/2	1	1/5	1/6	1/3
a_2	5	1	1	1	3	1	5	6	4	4	5	1	1/2	3
a_3	5	1	1	1	3	1	5	6	4	4	5	1	1/2	3
a_4	5	1	1	1	3	1	5	6	4	4	5	1	1/2	3
a_5	3	1/3	1/3	1/3	1	1/3	3	4	2	2	3	1/3	1/4	1
a_6	5	1	1	1	3	1	5	6	4	4	5	1	1/2	3
a_7	1	1/5	1/5	1/5	1/3	1/5	1	2	1/2	1/2	1	1/5	1/6	1/3
a_8	1/2	1/6	1/6	1/6	1/4	1/6	1/2	1	1/3	1/3	1/2	1/6	1/7	1/4
a_9	2	1/4	1/4	1/4	1/2	1/4	2	3	1	1	2	1/4	1/5	1/2
a_{10}	2	1/4	1/4	1/4	1/2	1/4	2	3	1	1	2	1/4	1/5	1/2
a_{11}	1	1/5	1/5	1/5	1/3	1/5	1	2	1/2	1/2	1	1/5	1/6	1/3
a_{12}	5	1	1	1	3	1	5	6	4	4	5	1	1/2	3
a_{13}	6	2	2	2	4	2	6	7	5	5	6	2	1	4
a_{14}	3	1/3	1/3	1/3	1	1/3	3	4	2	2	3	1/3	1/4	1

表 19 3　铜陵凤凰山矿区比较矩阵按列归一化表

	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9	a_{10}	a_{11}	a_{12}	a_{13}	a_{14}
a_1	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01
a_2	0.12	0.11	0.11	0.11	0.13	0.11	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.11	0.1	0.13
a_3	0.12	0.11	0.11	0.11	0.13	0.11	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.11	0.1	0.13
a_4	0.12	0.11	0.11	0.11	0.13	0.11	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.11	0.1	0.13
a_5	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.04	0.05	0.04
a_6	0.11	0.11	0.11	0.11	0.13	0.11	0.11	0.1	0.12	0.12	0.11	0.11	0.1	0.13
a_7	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01
a_8	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01
a_9	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.05	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.02
a_{10}	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.05	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.02
a_{11}	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01
a_{12}	0.11	0.11	0.11	0.11	0.13	0.11	0.11	0.1	0.12	0.12	0.11	0.11	0.1	0.13
a_{13}	0.13	0.23	0.23	0.23	0.18	0.23	0.13	0.12	0.15	0.15	0.13	0.23	0.2	0.18
a_{14}	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.04	0.05	0.05

(1) 和法求权重

1) A 的元素按列归一化，即先将 A 的元素按列相加，得列和向量 B_{14}。再用 B_{14} 中的各个分量分别去除 A 中对应列的各个元素，则得到的 A 为归一化后的矩阵。计算结果见表 19 3。

2) 将 A 的元素按行相加，得行和向量 C_{14}；然后将所得的行和向量 C_{14} 规一化。即得排序权向量 W_{14}：

W_{14} = (0.02, 0.115, 0.115, 0.115, 0.050, 0.115, 0.020, 0.016, 0.035, 0.035, 0.020, 0.115, 0.179, 0.050)^T。

3) 计算 λ_{max}，为下面的一致性检验作准备：

$$\lambda_{max} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{14}\frac{(AW)_i}{W_i} = 14.3。$$

(2) 根法求权重

1) A 的元素按行相乘；得列向量 T_1：

$$T_{1i} = \prod_{j=1}^{14} a_{ij} \quad (i = 1, 2, 3, \cdots, 14)$$

其中 T_{1i} 为向量 T_1 的第 i 个分量。

2) 然后对 T_1 中的每个元素分别开 14 次方，得到 T_2；再将方根向量 T_2 归一化，即得排序权向量 W_{14}。

3) λ_{max} 的计算同上法。

(3) 进行判断的一致性检验

因为判断矩阵的值都来源于专家的判断，变量之间的关系或多或少会有一些逻辑或传递上的错误。所以需要进行变量的一致性检验来决定模型的正确性。

进行一致性检验分以下三个步骤：

1) 计算一致性指标 CI：

$$CI = \frac{\lambda_{max} - 14}{14 - 1} = 0.023。$$

2) 查平均随机一致性指标 RI。供查阅的这种表根据不同的精度而有差异。本次使用数据来源于表 19 4。

表 19 4　平均随机一致性指标表

阶数	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
RI	0	0	0.52	0.89	1.12	1.26	1.36	1.41	1.46	1.49	1.52	1.54	1.56	1.58	1.59

注：据龚木森、许树柏重复 1000 次计算得出。

由于本次使用 14 阶矩阵，查表 19 4 得 $RI = 1.58$。

3) 计算一致性比例 CR：

$$CR = \frac{CI}{RI} = 0.015。$$

因 $CR < 0.1$，故判断矩阵的一致性可以接受。

3. 建立矿床预测数学模型

$y = (x_1, x_2, x_3, \cdots, x_{14})\ W^T$

式中 x_1，x_2，x_3，…，x_{14}为作为找矿标志的变量，取值为三态（-1，0，1），-1 表示单元中该标志中存在，0 表示不确定，1 表示存在；W 为对应的排序权重向量；T 表示矩阵；y 为成矿有利度，其值越大，反映该单元成矿的可能性越大。

本区的预测模型为：

$$y = (0.02x_1 + 0.115x_2 + 0.115x_3 + 0.115x_4 + 0.050x_5 + 0.115x_6 + 0.020x_7 + 0.016x_8 + 0.035x_9 + 0.035x_{10} + 0.020x_{11} + 0.115x_{12} + 0.179x_{13} + 0.050x_{14})$$

4. 评价预测单元

首先，对前述八个预测单元的各信息变量进行三态（-1、0 和 1，-1 表示不存在，0 表示不清楚，1 表示最强）取值，取值依据为前述对凤凰山南区所进行的各种地质、地球物理和地球化学探查所取得的结果，各单元的取值见表 19 5。

表 19 5　预测单元变量赋值表

变量 \ 单元名	A	B	C	D	E	F	G	H
a_1	1	0	1	1	1	0	1	1
a_2	0	0	0	0	1	1	0	0
a_3	0	1	0	0	1	1	0	0
a_4	1	0	0	0	1	0	0	1
a_5	1	1	0	1	1	1	1	1
a_6^*	0.6	0.7	0.4	0.3	0.5	0.5	0.5	0.6
a_7	1	0	0	0	0	0	0	0
a_8	1	1	1	1	1	0	1	0
a_9	1	1	1	1	1	1	1	1
a_{10}	1	1	1	0	0	0	0	0
a_{11}	0	0	0	1	1	1	1	0
a_{12}	1	1	1	0	0	0	0	1
a_{13}	1	1	1	0	0	0	0	0
a_{14}	1	1	1	0	1	1	1	1

注：a_6^* 视蚀变叠加强度取值在 0～1 之间。

根据表 19 5 各单元的变量赋值，应用前面已经建立的矿床预测的数学模型，计算各单元的成矿有利度为：

$$(y_1, y_2, \cdots, y_8)^T = (W \cdot B) \times 14 = (10, 10, 5, 2.5, 8, 5.5, 3, 6)$$

式中：y_i 为第 i 个单元的成矿有利度；W 为标志变量的权向量；B 为待评价单元的变量赋值矩阵。

可见 A 单元和 B 单元的成矿有利度最高，都为 10，其次为 E 单元和 H 单元，分别为 8 和 6。B 单元内的浅部已存在小型铜矿床（即江家冲铜矿），表明所计算出的成矿利度的值是可靠的。因此 A 单元内应是最有利的找矿靶区，验证工程在此区的深部揭露了较好的隐伏矿体（详细情况后述）。E 单元和 H 单元可作为下步找矿的重点区段。其他单元成矿有利度较低，并不一定表明其无矿，可能与资料较少也有关系，应进一步收集有关信息，必要时，再重新估算，以进一步扩大找矿成果。

第二节　预测结论的验证结果分析

从上面的预测分析看，现有的资料表明凤凰山南区的西段对成矿更有利，我们开展的勘

查工作也是在西段做得更详细一些。对西段主要找矿信息进行对比分析，根据各项信息的套合程度（图 19 2），在 A 单元 106 线 70 号点北东 30°方向 20m 处设计了验证钻孔 ZK1。

验证钻孔深 671.86m，共见到了 11 层矿体，总似厚度达 53.03m，平均 Cu 品位 2.15%，分为上下两个矿体群，具体见矿深度、矿石品位、矿体厚度见表 19 6。

表 19 6　1 号验证孔的见矿情况统计

见矿深度/ m		191.95	223.93	356.81	365.74	480.65	487.26	500.82	517.16	522.71	537.46	591.74
矿体视厚/ m		2.97	8.01	2.93	9.5	5.54	7.11	7.23	4.2	2.85	2.08	1.1
铜品位	最高值	1.08	0.908	1.835	11.46	3.889	2.763	4.588	1.205	1.079	1.751	0.65
(w (Cu) / %)	平均值	0.6	0.495	0.965	6.52	1.17	1.0472	2.98	0.881	0.647	1.68	0.311
矿体群		上层					下层					

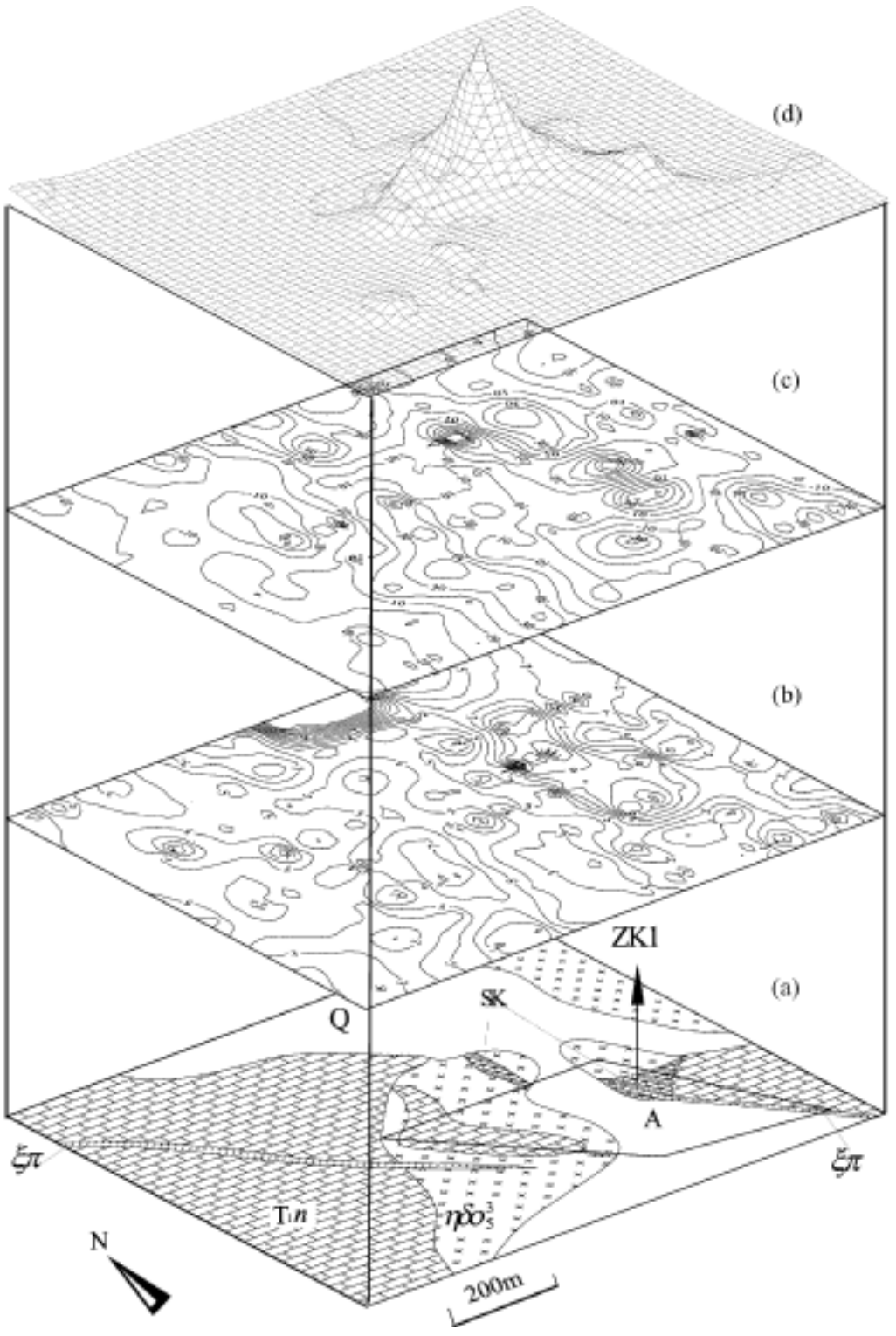


图 19 2　凤凰山南区西段地质、地球物理和地球化学信息综合对比图

(a) —地质图层；(b) —多频激电极化率等值线图层；(c) —多频激电相对相位差等值线图层；(d) —铜的构造地球化学异常图层；ZK1—1 号验证钻孔；$T_1 n$—下三叠统南陵湖组大理岩；Q—第四系；SK—矽卡岩；$\eta\delta o_5^3$—石英二长闪长岩；ξπ—正长斑岩

ZK1 验证钻孔的见矿情况不仅证实了我们的预测结论，更表明了示范区良好的找矿前景，特别是深部斑岩型矿化的发现，在凤凰山矿田还是首次，大大拓展了本区的找矿思路。

在 ZK1 完成以后，铜陵有色金属（集团）公司又在凤凰山铜矿的 - 300m 中段 41 线往南施工了 1100m 的坑道直至 1 号钻孔位置，揭露了铜金富矿体宽度 20m，Cu 品位平均为 2.8%。少量坑道钻孔也揭露了很好的上层矿体。上述验证结果显示了很好的找矿前景。坑道和钻孔控制的矿体形态见图 19 3，19 4。

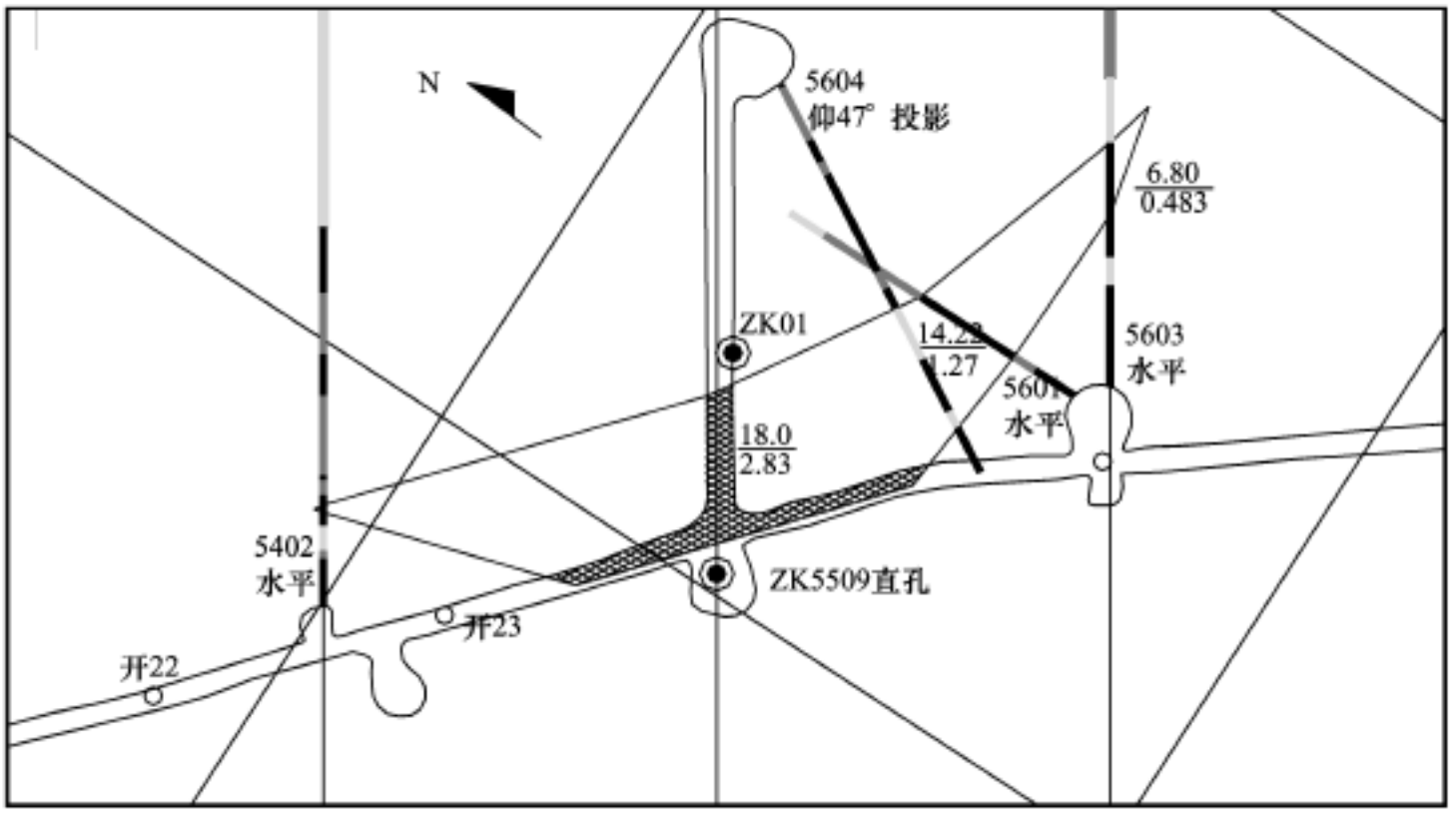


图 19 3　- 300m 中段坑道揭露矿体平面图

图中 ZK01、5602 等都为钻孔编号，$\frac{18.0}{2.83}$表示工程见矿 18.0m，平均品位 2.83%

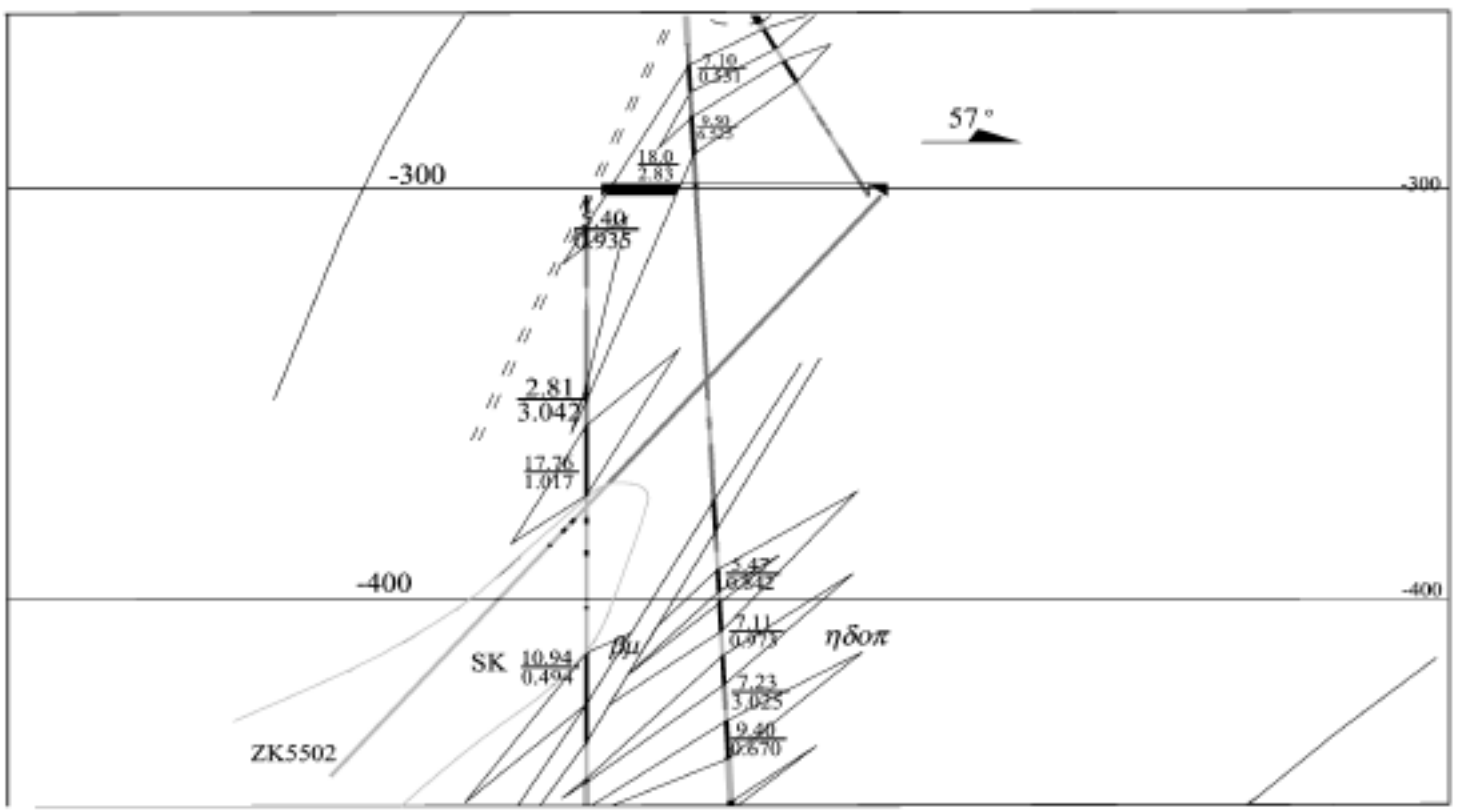


图 19 4　55 勘探线剖面图，示意 1 号钻孔所揭露矿体的剖面形态

图例同图 11 1，图 12 1 及图 19 3

根据 A 单元钻孔及坑道揭露的矿体及相关地质特征，我们推断钻孔在 - 300m 中段附近所见到的富铜金矿体是一个受 NW 走向（向南西倾）和 NEE 走向（向南倾）断裂带交叉部位控制的富矿包，并受北西走向断裂的产状变化的平缓部位的控制，向南南西方向侧伏。- 400m 以下的矿体为斑岩型铜（金）矿体，推测受 NW 走向陡倾斜断裂两侧缓倾斜断裂控制，空间展布规律及规模有待于今后更进一步的工作。

第三篇
个旧矿集区隐伏锡矿床勘查示范

制约个旧有色金属工业发展的关键问题是资源不足。“浅、近、易、富”矿体迅速消失，矿山生产资源日趋贫乏，多数矿山达不到生产设计能力，更严重的是部分矿山资源危急，难以维持正常生产，云锡集团公司所辖的 16 座矿山有 11 座已办理或正在办理关闭破产。因此，保有储量不足已成为严重影响云南锡业公司发展的一大障碍，从长远来看，甚至会影响到个旧市的经济发展与社会稳定。因此，急需加强地质找矿研究与找矿勘查，扩大矿产资源远景，为矿山生产寻找接替资源和后备基地。

第二十章　地质背景及资源背景

第一节　简　　况

个旧地区是一个以锡为主，并兼有铜、铅、锌、钨、银、铋等 20 多种金属的大型矿集区，区内目前已探明有色金属储量达 800 多万吨。个旧地区是目前世界上已探明锡储量最多的矿集区。

个旧矿集区不仅已探明的储量巨大，其开发历史也十分久远，最早可追溯到汉武帝时，距今已有两千多年。1910 年滇越铁路通车后，个旧就便成了世界的主要产锡地之一。1950 年，云南解放后，组建云南锡业公司，矿业更是快速发展，成了个旧地区的支柱产业。目前锡已建成有年采矿能力在 1000 万吨以上的 19 个国有矿山和 102 个城乡企业采矿点。正是由于这种悠久的开采历史和近代开始的大规模开采，个旧矿集区内已探明的储量已严重不足，大多数矿山都出现了不同程度的资源危机。其中云南锡业公司保有的储量只能维持 10 年左右的生产，急需寻找新的接替资源。

另一方面，个旧矿集区内还存在可观的找矿潜力。在 310km^2 矿集区内，已达到普查程度的只有近 100km^2，其中仅 27km^2 达到了详查程度，26km^2 提交了勘探报告。还存在大量的找矿空白区，而对于这种空白区，之所以过去未作为找矿工作的重点地段行过大量找矿勘查工作，主要有三个方面的原因：①可能是按照已有的矿床模式，这些地段不是成矿的有利地段；②可能是这些地段的地表显露的地质信息有限，而对深部的地质情况缺乏足够的了解，传统的技术又不足以探测到足够和可信的有关深部的地质信息，特别是深部的成矿信息，在这种情况也不能投入大量的勘探工作；③可能是这些地段的交通极不便利，工作条件太差，也难以投入大量的找矿勘查工作。实际上，这三个方面的原因都不能否认这些地段的找矿潜力，勘探程度高的大型矿集区内大的隐伏矿床往往就是在这些地段发现的，如本区的芦塘坝矿床、水口山矿田的康家湾矿床等。但是，要将这些空白地段的找矿潜力转化成可利用的资源，则是非常困难的，其中一个最主要的困难就是如何尽可能准确地预测这些潜在资源的空间位置。由于这些潜在的资源都是隐伏矿体，其控矿因素非常不明了，地表可获得的直接找矿信息又十分有限，间接找矿信息都存在严重的多解性。所以，要提高找矿预测的准确性，必须开展多学科的综合性研究。

第二节　大地构造背景及区域成矿特征

一、滇东南成矿区大地构造背景

个旧锡 铜多金属矿集区位于云南省东南部，是滇东南成矿区规模最大的一个锡 铜多金属矿集区。按地洼学说，其大地构造位置为东南地洼区滇桂地洼系个旧地穹列的西南隅，是东南地洼区、云贵地洼区、南北地洼区及滇西地洼区的交汇部位，也是中亚壳体与东亚壳体的过渡地带（陈国达，1977，1996），在晚古生代—印支期该区则属于扬子古地台边缘与南盘江张陷盆地衔接部位（图 20 1）。

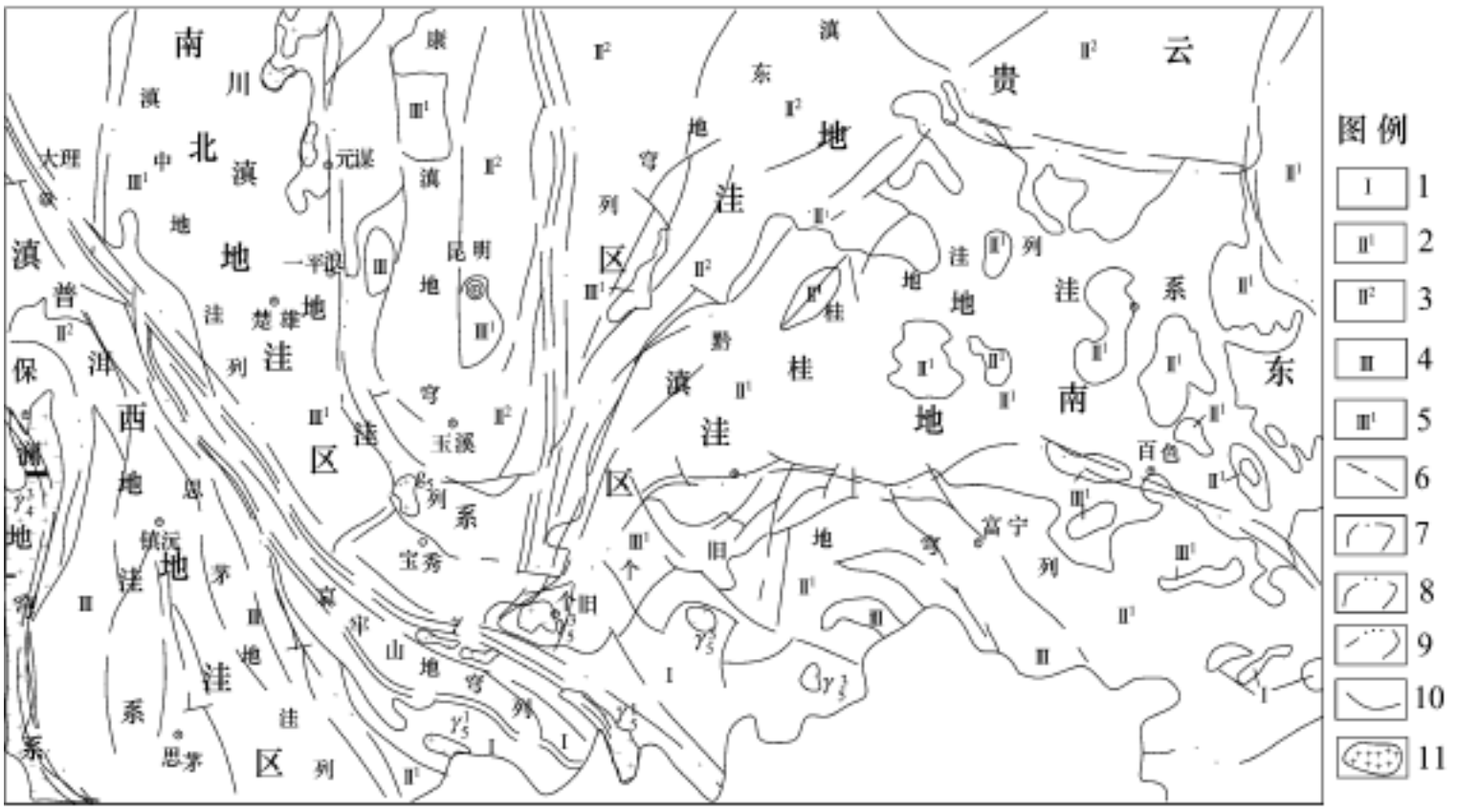


图 20 1　滇东南锡成矿区大地构造位置示意图

（据陈国达主编 1∶400 万中国大地构造图编制）

1—加里东褶皱区的地槽构造层；2—后加里东期地台区的地台构造层；3—后晋宁期地台区的地台构造层；4—中亚期地洼区的地洼构造层；5—华夏期地洼区的地洼构造层；6—断层；7—地洼区界；8—地洼系界；9—地洼列界；10—地层界线；11—花岗岩体

1. 区域地层及主成矿元素分布特征

区内沉积岩广布，地层发育齐全。除侏罗—白垩系缺失外，前寒武系至第四系均有出露。

其中本区最古老的地层分布于区域南部的哀牢山群，为一套深变质岩，具有不同程度的混合岩化，其岩性与区域南部屏边一带的瑶山群以及滇中大红山一带的大红山群底巴都组、大理点苍山的苍山群、北部的元谋苴林群下部普登组相比，形成时代为古元古代—太古宙。其中，哀牢山群、瑶山群中锡、铅的丰度值平均高于克拉克值 2～3 倍；钨、钼丰度值大体与克拉克值相当；铜、锌则略低（庄永秋等，1996）。

中元古代地层以昆阳群为代表，广泛出露于区域北西部，为一套厚度达万米以上的地槽型碳酸盐岩建造及类复理石建造，局部含中、基性火山碎屑岩和熔岩。变质较浅，一般为以板岩、千枚岩为主的低绿片岩相。该层位是云南重要的铜、铁赋存层位，著名的东川铜矿、易门及元江铜矿等均产于此，此外还有一些铅锌银矿产出。昆阳群中钨、铅的丰度值分别高于克拉克值 3.7 倍、3.0 倍；锡、铜丰度值分别高于克拉克值 1.25 倍、1.30 倍；但锌丰度值低于克拉克值（庄永秋等，1996）。

新元古界震旦系出露于个旧以西石屏—建水一带及区域东部屏边—文山一带，前者底部澄江组地层，以山间盆地或坳陷内的陆相灰紫-紫红色长石砂岩组成的一套磨拉石建造为主，并普遍存在底砾岩，该层铜的丰度 357×10^{-6}，浓集系数达 7.6；铅丰度 72.55×10^{-6}，浓集系数为 4.5；锡、锌丰度略高于克拉克值（张志信等，1991）。澄江组以上大部分为稳定的滨-浅海相砂页岩和碳酸盐岩建造；而出露于东部屏边—文山一带的屏边群为一套冒地槽型细碎屑岩类，复理石韵律发育，厚度达 5000m 以上，其沉积时代暂定为震旦纪（云南省地质矿产局，1990），该层一般有色金属成矿元素含量均不高。

区内显生宙地层，剖面完整，层序清楚，化石丰富，具有明显的时代依据，沉积特征对比明显（表 20 1），各不同地区地层岩性特征及其元素含量分布参见表 20 2。

表 20 1　滇东南地区晚震旦世以来沉积特征对比表

地层	石屏-建水地区	个旧-开远地区	屏边-马关(红河以北)地区
T_3^2- Q	陆相长石石英砂岩、砂砾岩、泥质粉砂岩、泥岩，含煤层，局部夹石膏层；属华夏式建造		
	厚 6379m	厚 1840m	厚 485m
T_1- T_3^1	滨海-陆缘碎屑岩相砂岩、泥岩、泥质页岩及煤层；厚2032m	滨浅海-浅海斜坡相碳酸盐岩夹玄武岩、凝灰岩；厚>7000m	滨浅海相碳酸盐岩，夹砂页岩、板岩及煤层；厚 6700m
P_2		玄武岩加凝灰岩、凝灰角砾岩及玄武质火山碎屑岩；厚>2000m	含杏仁的透闪阳起片岩；厚>1000m
D- P_1	P_1m：玄武岩夹中酸性熔岩及灰岩透镜体；>1853m $C_{1\text{-}2}$：浅海相砂页岩、鲕状灰岩夹基性火山岩；厚 1230m D：滨浅海相碳酸盐岩；厚650m	海相碳酸盐岩为主；厚 4870m	浅海相碳酸盐岩为主，局部夹硅质页岩；厚>2700m
S	浅海-次深海相石英长石砂岩夹泥页岩、泥质灰岩；厚1680m		
O	浅海相碳酸盐岩、砂页岩；厚1200~2000m	浅海相碳酸盐岩夹砂页岩；厚7200m	次深海相细碎屑岩、碳酸盐夹火山岩、硅质岩；厚约 8000m
ϵ			
Z_2	灯影组、陡山沱组粉砂岩、白云岩；厚191m		屏边群板岩、千枚岩、含砾绢云板岩及砂岩、粉砂岩；厚>4292m

注：竖线表示地层缺失或未出露；波浪线表示不整合线。

表 20 2　滇东南地区地层元素含量表

地层时代	地层名称及其代号	采样地点	样品数(件)	岩石类型	分析结果(w_B/ 10^{-6})														
					Sn	W	Mo	Cu	Pb	Zn	Ge	Cd	Be	Ti	Mn	Co	Ni	Cr	V
三叠系	个旧组 T_2g	个旧	43	碳酸盐岩(灰岩、白云质灰岩、白云岩等)	0.32	0.18	0.73	18.91	88.65	22.02	1.01	2.31	0.36	27.26	14.44	9.75	22.42	24.59	34.13
	个旧组 T_2g	屏边、河口	3	碳酸盐岩(灰岩、白云质灰岩、白云岩等)	1.70	0.10	0.92	15.97	76.93	15.48	1.03	1.65	0.74	5.08	13.91	9.45	10.21	25.83	37.6
	永宁镇组 T_1y	个旧	2	碳酸盐岩(灰岩、泥质灰岩)	1.30	0.00	0.10	36.15	95.7	59.05	0.94	2.79	1.54	326.15	46.55	23.45	55.60	63.30	65.30
二叠系	玄武岩 Pβ	屏边	1	墨绿色玄武岩	6.20	3.20	0.25	62.40	36.70	166.00	1.01	1.37	3.93	415	53.40	24.00	41.7	89.40	152.00
	玄武岩 Pβ	建水	4	玄武岩	3.33	1.59	1.49	95.35	38.73	112.58	1.00	2.25	2.18	11140	131.65	43.58	170.78	204.85	220.70
	火山岩 $P_1\lambda\phi$	建水	5	中基性火山熔岩	5.20	0.71	0.58	45.88	579.20	44.40	0.99	1.55	1.64	5830	328.78	30.49	22.07	51.59	108.34
石炭系	C_2+C_3	建水	1	大理岩	0.30	0.00	0.35	6.64	208	15.30	1.00	2.88	0.11	4.27	4.47	6.32	10.2	21.5	14.40
	大塘组 C_1d	建水	1	白云质灰岩	0.30	0.00	0.10	13.8	197	8.14	1.04	4.21	0.10	20.0	3.73	6.84	7.75	38.0	39.20
	岩关组 C_1y	建水	3	灰岩、含泥质白云质灰岩	0.30	0.00	0.18	24.03	702	15.11	0.90	4.84	0.37	18.83	7.89	10.99	26.6	23.33	26.57
泥盆系	驮山组 D_3t	石屏	2	灰岩、白云质灰岩	0.30	0.00	0.18	21.70	229.5	16.7	1.04	5.65	0.54	61.35	40.2	8.96	18.35	16.85	35.15
	石关山组 D_3s	石屏	2	灰岩、白云岩	0.30	2.18	0.38	24.95	283	9.74	0.81	5.23	0.17	27.45	89.2	12.6	41.4	19.85	20.85
	一打得组 D_3y	石屏	1	白云岩	0.30	0.00	0.20	40.4	1998	21.5	0.97	2.74	0.31	14.5	91.8	4.50	5.49	9.35	15.9
	东岗岭组 D_2d	石屏	7	灰岩、白云岩	0.30	0.00	0.94	7.70	104.16	28.29	0.99	2.63	0.26	42.77	109.73	8.79	17.06	15.2	23.47
奥陶系	下奥陶统 O_1	石屏	1	钙质页岩	7.0	0.50	1.75	11.1	61.7	65.7	1.08	2.49	6.00	4260	48.7	13.1	28.9	131	160
	下奥陶统 O_1	石屏	3	砂岩、石英岩	1.13	0.05	0.96	17.06	76.77	23.07	1.07	1.94	1.01	559.67	304.93	7.04	20.37	13.24	17.10
寒武系	筇竹寺阶、沧浪铺阶	石屏、屏边	3	砂岩、砾岩	1.96	0.18	0.61	10.42	25.85	20.03	1.06	1.49	2.48	246.67	86.60	9.88	29.93	24.47	32.90
	龙王庙阶、猫猫头组	石屏、屏边	4	泥岩、千枚岩	6.25	2.10	1.33	44.55	48.93	89.60	0.98	2.52	3.83	654.25	48.76	18.29	53.55	79.35	117.3
震旦系	澄江组 Zac	石屏	4	砂岩、粉砂岩、含泥质粉砂岩	4.18	1.35	0.46	357	72.55	99.88	0.93	2.43	3.25	3080	549	70.45	52.43	40.85	101.7
	屏边群 Zpn	屏边	11	砂岩、千枚岩、泥灰岩	4.25	1.28	0.99	29.88	23.19	42.42	1.03	2.10	3.02	393.09	52.51	29.14	38.02	91.37	132.58

注:本表数据来源张志信等,1991,云南锡矿的成矿地质环境、成矿系列与找矿远景研究;其中 Sn、W、Mo 为原子吸收光谱分析,其它为等离子直读光谱分析。

2. 区域构造系统

区域构造以深大断裂十分发育为主要特征（图 20 2)。这些断裂按其性质、规模及其发展演化活动程度，可分为两种类型：一类是长期演化活动的超壳型深大断裂，如区域南侧的北西向红河断裂、哀牢山断裂，该组断裂形成于晋宁期（官容生，1991)，经多期活动，控制着一系列岩浆活动；第二类为具有继承基底间歇性活动的同生大断裂，包括北东向的师宗-弥勒断裂、南盘江断裂、北西向的石屏-建水断裂、文山-麻栗坡断裂、南北向的小江断裂以及北东东向的蒙自-砚山断裂等，这些断裂一般形成于海西期或印支期，并在此后各构造演化期均有活动。这些构造北东向构造西南（南）端与北西向构造一起控制了印支—燕山期变质作用、酸性岩浆侵入及锡铜多金属矿化。如个旧矿区、老君山矿区、薄竹山矿区，区内深大断裂及其次级断裂、褶皱直接控制了锡铜等多金属矿化。

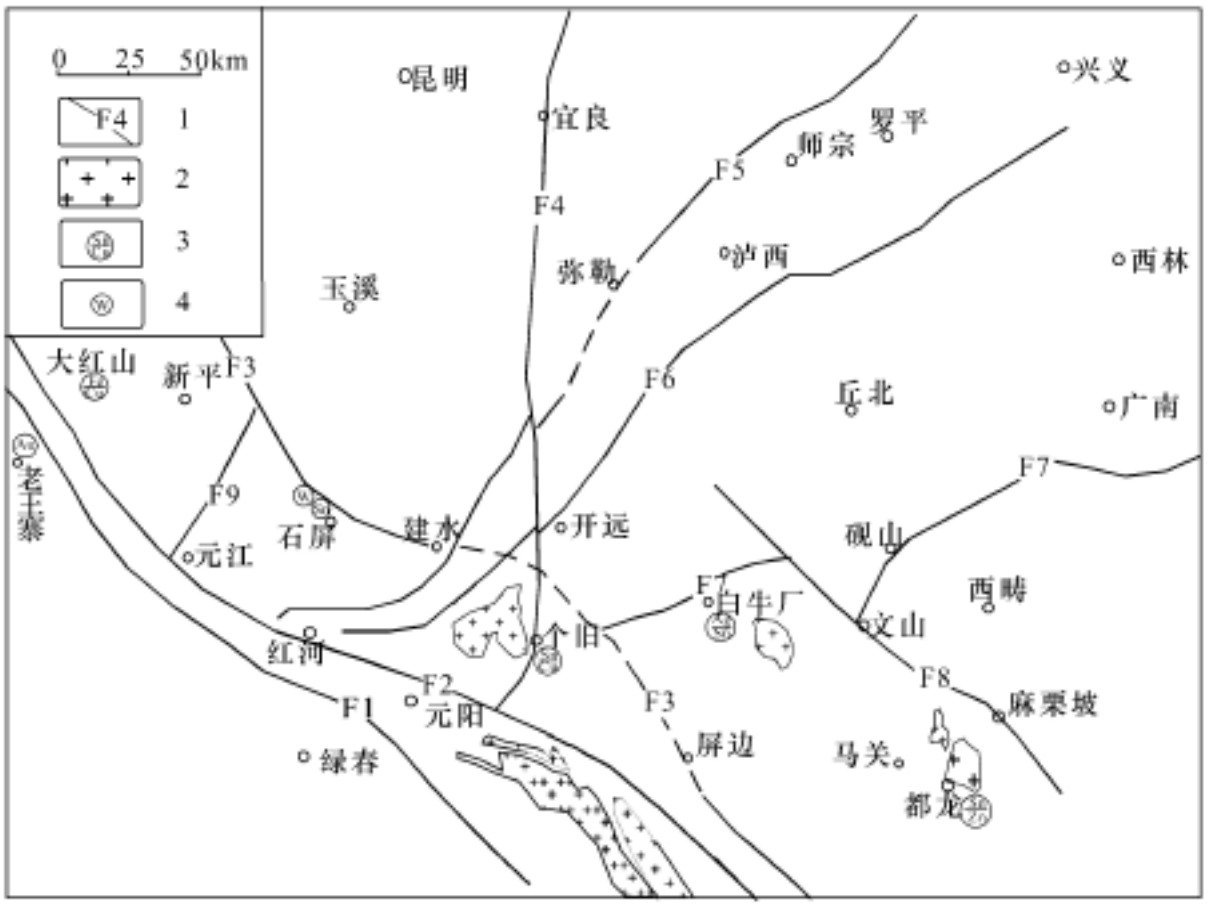


图 20 2　滇东南区域性构造、岩浆岩及主要多金属矿化区分布示意图

1—断裂及编号：F1—哀牢山深断裂；F2—红河断裂；F3—石屏-建水断裂；F4—小江断裂；F5—师宗-弥勒断裂；F6—南盘江断裂；F7—蒙自-砚山断裂；F8—文山-麻栗坡断裂；F9—绿汁江断裂。2—燕山期花岗岩；3—大型多金属矿床；4—中、小型矿床

3. 区域岩浆活动

区内岩浆活动具多期、多阶段特点，自元古宙至新生代的各主要构造活动时期，均有强度不等的岩浆活动。

①前海西期岩浆活动不强。②海西期岩浆活动以晚期基性和酸性喷出岩为主，其中二叠纪玄武岩广泛分布于建水、开远、金平、绿春、蒙自、文山等地，玄武岩中常可见到工业意义不大的自然铜矿。③印支期岩浆活动比较频繁，酸性侵入岩及基性喷出岩、侵入岩均有出露，主要沿红河深大断裂及小江断裂带分布，如个旧地区火山岩产于三叠系个旧组灰岩下部，火山岩总厚度达百余米，是个旧矿区铜、金的重要矿源层。④燕山期为本区最重要的岩浆活动时期，以中浅成酸性花岗岩浆侵入为主，其次为中性-基性-超基性侵入

岩，碱性岩仅有零星分布，整个燕山期的岩浆活动表现出岩浆演化的完整系列（1990，杨世瑜；1996，戴福盛），从基性、超基性到中性、酸性、碱性依次产出，广泛分布于个旧、文山、马关等地（见图 20 2）；同时出现矿化极为集中的特点，因此，燕山期岩浆活动，对滇东南地区尤其是个旧地区的有色、稀有及稀土金属的矿化富集，有着极为重要的作用。⑤喜马拉雅期岩浆活动大为减弱，局部有超基性-基性岩体及中酸性岩体分布。

4. 区域矿产分布规律

复杂的地质构造、岩浆活动成为十分有利的矿化条件，因此区内锡、铜等有色、稀有金属矿产矿床十分丰富。目前已知矿种达 58 种以上，其中有色金属矿产主要有锡、铜、铅、锌、钨、镍、铝、钼、钴、铋、汞、锑、铂、金、银等；稀有金属矿产主要有钽、铌、锂、铍、锆等。在矿产空间分布规律上，几乎所有矿床均沿红河断裂带两侧分布，如北侧的均以燕山期花岗岩体为矿化中心的个旧、文山薄竹山、马关都龙等多金属矿集区，整体上按等间距呈北西向与红河断裂平行展布，目前已发现的大中型锡、银、铜、铅、锌矿床即有 12 个，小型矿床、矿化点达数十处，其中个旧超大型锡、铜多金属矿床以其众多的矿化类型、巨大的资源储量而中外闻名。

5. 大地构造演化阶段的划分

依据《云南省区域地质志》（1990），扬子古地台的前加里东构造层是整个滇东南区域的结晶基底（吕梁构造层）和褶皱基底（扬子构造层）。扬子古地台是一个由古元古界优地槽型经吕梁运动形成的结晶基底，以及由中元古界冒地槽经晋宁运动全面褶皱回返形成的褶皱基底，其后一直长期处于较稳定的地台发展阶段，新元古代到古生代一般发育有地台型盖层，再后则一直隆起为陆。事实上，滇东南地区，自晚震旦世以来直至三叠纪末，主要表现为幅度不大的周期性升降，普遍沉积碳酸盐岩为主夹碎屑岩的稳定型沉积建造，除局部（如哀牢山变质带）有变质作用外，并无大规模的变质现象和褶皱作用发生，只是在早、中三叠世期间，局部存在一些相对较为活动的地带。如：沿个旧—开远—泸西一线出现的较为强烈的沉降、沉积作用，以致引起海底火山喷发和岩浆侵入活动，一些学者因此称之为冒地槽或再造地槽阶段（庄永秋，1996），然而，如从整个滇黔桂盆地来看，它仍属于大范围地台背景上的局部的、短暂性的活动带，何况没有形成通常认为造山期后常见的磨拉石建造，其沉积物也没有遭受较明显的变质作用，而大规模的中酸性岩浆侵入活动主要发生在燕山期（100～150Ma）（戴福盛，1990）。因此，按照陈国达地洼学说理论（陈国达，1977，1986），并结合该区不同构造层的显著差异，笔者认为现阶段滇东南成矿区所处的东南地洼区滇桂地洼系，应是由滇桂黔海盆经中晚震旦纪至三叠纪缓慢地台阶段演化之后，由燕山 - 喜马拉雅期构造活化而来，亦即：本区地壳构造发展演化至少先后经历了前地槽及地槽阶段（早元古代吕梁运动一直延续到中元古代晋宁运动后）、地台阶段（晚震旦世早期—晚三叠世早期）、地洼阶段（晚三叠世中晚期—至今）四个大地构造发展阶段。并在三叠纪期间，由于地壳的拉张作用，在地台背景上形成了一条以个旧 - 开远为中心呈北东向展布的拉伸型断陷盆地——断拉谷。

6. 构造层的划分

（1）前地槽构造层

该构造层代表地层包括出露于哀牢山的哀牢山群、出露于屏边一带的瑶山群以及出露于大红山的大红山群老厂河组，同位素年龄 1700～2500Ma，为云南省最古老的结晶基

底。三者中哀牢山群层位最低，瑶山群相当于它的中下部，大红山群老厂河组处于其上，变质程度一般均高达绿片岩-角闪岩相。与哀牢山群可对比的同期地层主要分布于滇中、滇北至川南一带，通过对上覆地层的沉积特征及侵入岩中的包体特征分析，推测哀牢山群在研究区及邻域内呈面状广布（彭省临等，1999)。崔军文（1987）对哀牢山群变质岩研究，恢复原岩为火山复理石建造，属于拉斑玄武岩和钙碱性系列岩石。因此，该构造层形成于活动的大地构造环境；而上部的大红山群老厂河组及其同期的元谋苴林群路古模组、凤凰山组及海资哨组，其原岩为石英砂岩-页岩-灰岩的原始海侵旋回（钱锦和等，1990)，发育复理石韵律，岩浆活动弱，该层位在川滇两省其他地区亦有所出露，可见其分布亦呈面状特征，说明该构造层形成于相对“稳定”的构造环境。

由于哀牢山群、瑶山群、大红山群老厂河组位于已知地槽构造层之下，因此，定为前地槽构造层。依据上述各构造层的分布特征、变形变质特征以及原岩建造特征分析推断：哀牢山群及其同期地层代表了原陆壳活动阶段构造层，而大红山群老厂河组及其同期地层代表了原陆壳“稳定”阶段构造层。

(2) 地槽构造层

以构造层特征划分，本区地槽地层构造层以罗平 - 开远 - 屏边一线可划分为东西两个不同的区域：西部地段以大红山群老厂河组以上层位（坡头山组、肥味河组、红山组、曼岗河组）及昆阳群和下震旦统澄江组为代表，构造层顶部为澄江组陆相红色磨拉石建造(灰紫-紫红色中粒长石砂岩)，并普遍存在底砾岩，厚度 100～2000 余米；澄江组以下昆阳群地层为一套厚度达万米以上的海底基性火山岩-细碧角斑岩和复理石建造，褶皱强烈并具广泛的低温区域动力变质现象，岩浆活动特点以大规模的基性火山喷发开始，演化到后期以酸性岩浆侵入活动为主，强度逐渐减弱。区域东部地槽构造层则以屏边群及其上覆寒武系 - 下奥陶统为代表，前者屏边群为一套具冒地槽性质的沉积建造，与其上覆下寒武统呈平行不整合接触，顶部为板岩、砂岩，中部千枚岩及石英粉砂岩，下部千枚岩含粉砂岩条纹及透镜体；其上覆地层依次为寒武系 - 下奥陶统细碎屑岩、碳酸盐及硅质岩类建造，下部具复理石韵律，中奥陶统 - 志留系缺失，因此，下泥盆统碳酸盐岩直接不整合于下奥陶统之上。

(3) 地台构造层

本区地台构造层在罗平 - 开远 - 屏边以西始于澄江组之上的南沱组（上震旦统)，以东（屏边一带）始于下泥盆统，两区自晚古生代起则逐渐接合，同步发展演化，直到上三叠统下部鸟格组为止。地台构造层主要为一套巨厚的滨浅海相碳酸盐岩沉积建造，局部夹杂有砂页岩，上部夹有多层玄武岩、凝灰岩岩层，其间除表现为两次大的沉积间断外，整个地台构造层内不存在明显的角度不整合面。因此，反映了该阶段，地壳运动以整体性周期升降为主的稳定型沉积环境。而该构造层上部层位（$C_2—T_2\,g$）火山岩的出现，则标志着地台演化已进入后期——余“定”期阶段。

(4) 地洼构造层

上三叠统中部火把冲组（$T_3\,h$）地层在研究区与其下伏地层呈假整合接触，岩性为紫红色、黄色砾岩、粗砂岩、砂岩、粉砂岩、炭泥质页岩，底部夹透镜状煤层，且厚度不稳定、变化较大，显示沉积建造具地洼初动期的华夏式建造类型——萍乡式亚建造特征；且自该层位往上，沉积建造均以陆相沉积为特征。这表明出全区性构造抬升，地壳运动已开

始进入地洼（地台活化）演化阶段。

因此，地洼构造层包括上三叠统中部火把冲组至第四系地层。区内该构造层出现多个间断或不整合面，全区大部分隆起为陆，侏罗系除中、下统在绿春及石屏一带有出露外，其他地区普遍缺失，白垩系则全区缺失；地洼演化期间岩浆建造十分发育，以燕山期强烈的酸性岩浆侵入活动为主要特色。局部地带也发现喜马拉雅期强碱性火山活动，形成规模不大的白榴碧玄岩质及少量橄榄玄武岩质溢流，但此期构造活动不强烈，对区内成矿作用影响不大。

7. 大地构造演化 - 运动特征分析

壳体大地构造理论认为（陈国达，1996）：壳体是地壳形成和发展过程中的一个演化和运动的综合性超级构造单元，每个壳体都有自己的诞生、成长、运动、变化和发展的历史特点，壳体的演化，一般由未成熟逐步向成熟演变，由低级阶段向高级阶段推进。因此，依据上述各不同的构造层特征，按历史-因果论大地构造学理论分析，认为滇东南地区大地构造演化经历了如下几个阶段：

(1) 前地槽及地槽阶段

本区前地槽和地槽发展阶段始于古元古代吕梁运动一直延续到中元古代晋宁运动后结束。

从构造层特征来看，前地槽活动阶段是在洋壳雏陆壳的基础上演化的，由于壳体刚性较弱，难以形成大的构造地形反差，构造层遂呈面状分布。当时的沉积物质来源以火山为主，少量为正常沉积，沉积建造类型多为火山复理石建造；岩浆活动以基性火山活动为主；构造变形复杂，区域变质作用强，混合岩化强烈。经过吕梁运动后，构造层结晶固化，使壳体稳定性提高，进入前地槽“稳定”阶段，构造活动相对宁静，陆壳成熟度有所提高。

地槽阶段是壳体演化中的一个关键时期，经过这一时期，壳体由不成熟向成熟转化，壳体透入性降低，厚度增大，刚性增强。本区自罗平 - 开远 - 屏边一线以西地区，其代表地层昆阳群厚度逾万米，同位素年龄 1700～720Ma，表面环境由深海—滨浅海—陆地演化，岩浆活动由幔源型（基性）过渡到壳源型（酸性），并逐渐减弱。晋宁运动使之强烈褶皱并发生广泛的低温区域动力变质作用，形成一套以千枚岩、板岩为主的岩石。昆阳群顶部的震旦系澄江组则是在地槽余动期，进入准平原化阶段，在山间盆地或坳陷内形成的一套灰紫-紫红色磨拉石建造。而自罗平—开远—屏边以东的屏边一带的屏边群，及其上覆寒武系—下奥陶统则为岩性单一、厚度巨大、岩浆活动少见的冒地槽型复理石建造。这说明，滇东南地区东西两部分可能属于不同的壳体单元，具分异演化的特点。

(2) 地台阶段

本区地台演化阶段，在罗平 - 开远 - 屏边一线以西部开始于晚震旦世早期，但区域东部屏边一带地槽活动则可能一直延续到志留纪末，后因加里东运动影响地壳抬升剥蚀而使下泥盆统地层直接不整合于下奥陶统之上。而泥盆系地层在整个区域内没有显著差别，说明滇东南地区分属于不同演化单元的东西两部分，在晚古生代初已经开始接合、同化，并以地台体制共同演化，并直至晚三叠世早期结束，属于扬子古地台的边缘地段。

从本区地台构造层的建造特征分析可知：地台阶段的沉积环境主要以滨浅海相为主，其西面、南面分别为康滇古隆起及哀牢山-越北古隆起环绕；岩浆活动主要在局部地段沿

深大断裂分布，但地台整体于二叠纪有大规模的基性火山活动，相当于四川峨眉山玄武岩，以海相喷发为主，尽顶部出现“红顶”，可能属于陆相喷发；变质作用微弱，仅出现于构造带附近；地壳活动主要以整体周期性升降为主，在地台发展的后期即“余定期”伴有地壳的水平拉张作用，地台构造层内未见不整合现象。

总体看来，本区地台演化阶段大部分时间内，构造活动强度不大，说明地幔活动处于休闲时期，地幔蠕动缓慢。说明壳体演化到地台阶段，已经历了几个动定周期，厚度较大，整体性及稳定性较前地台阶段提高。因此，这一时期局部的活动现象只发生在构造薄弱地带。随着地台阶段的延续发展，地幔热能的聚集越来越多，地幔活动加剧，进入地台演化的余“定”期。本区地台余“定”期始于早石炭世。最初热能以各种形式沿构造薄弱地带释放，引发岩浆活动及区域变质。晚二叠世，部分地区出现大量的海相及海陆交互相火山喷溢活动，地壳普遍隆起而遭受短暂剥蚀，表明地幔活动加剧，区内地壳张裂活动开始。至早三叠世早期由于印支运动的影响，个旧 - 开远一带为中心地壳迅速下降，形成北东向断拉谷雏形；而区域西部康滇古隆起仍保持稳定上升，说明壳体演化再度出现分异。至中三叠世，地壳拉张作用加强，具区域性的长期演化的同生断裂活动加剧，以至沿个旧 - 开远为中心的长槽状地带，沉降和补偿作用均十分发育，并伴有广泛的基性火山活动，形成以个旧 - 开远为中心的北东向断拉谷，该断拉谷演化至中三叠世活动加剧，沉积厚度巨大（图 20 3)。至晚三叠世中晚期，印支运动加剧，影响面更广，整个滇东南区域大面积隆起抬升，活动性质发生了质的变化，北东向个旧 - 开远断拉谷闭合，壳体演化进入的地洼阶段。

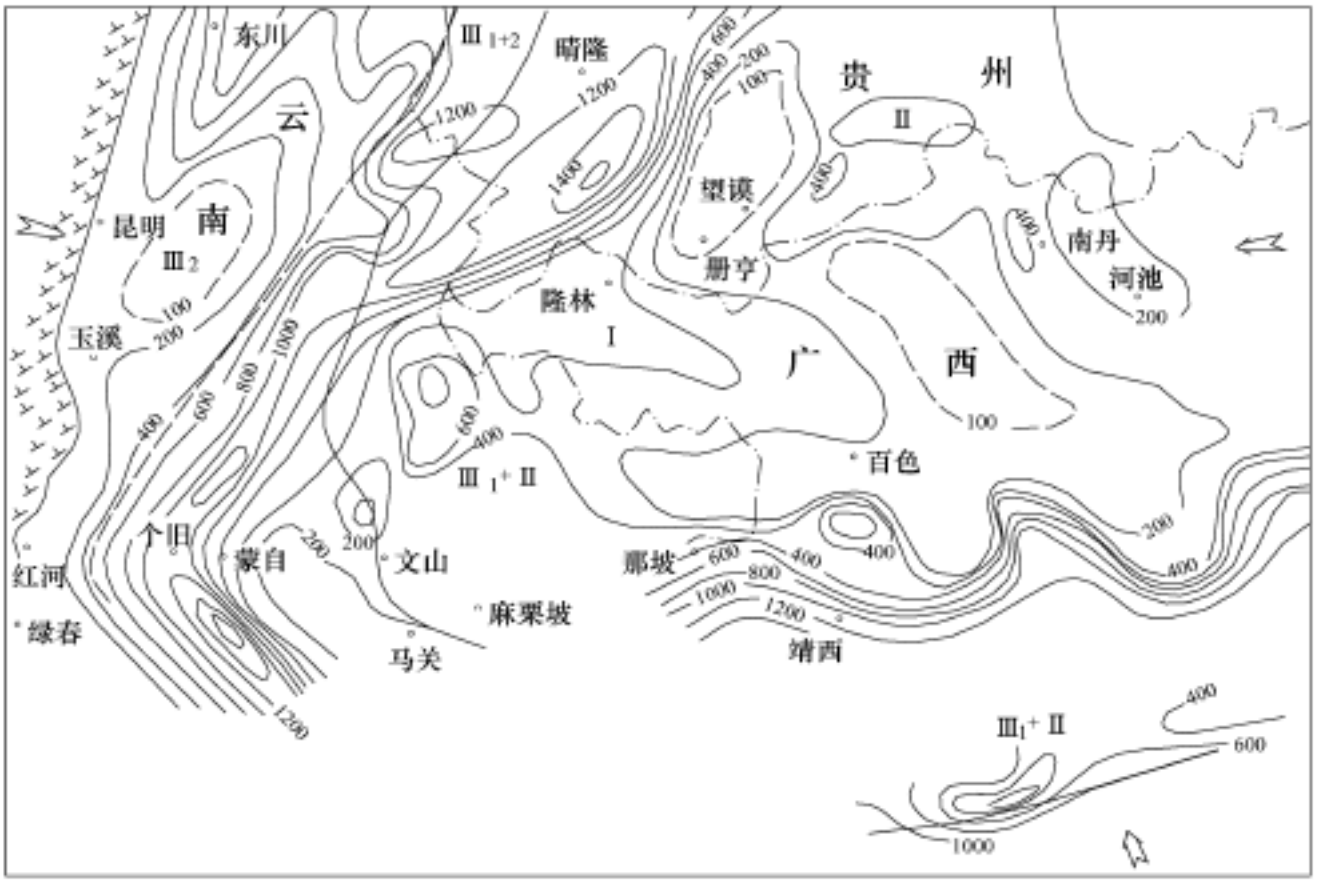


图 20 3　滇黔桂交界区早三叠世沉积相及沉积厚度等值线图

Ⅰ—盆地沉积区；Ⅱ—浅滩相；$Ⅲ_1$ + Ⅱ—开阔海台地相 + 台地边缘沉积区；

$Ⅲ_{1+2}$—开阔海台地相 + 陆缘碎屑相；$Ⅱ_2$—陆缘碎屑相

(3) 地洼阶段

地洼演化阶段始于晚三叠世中晚期（卡尼期至诺利期)。地洼初动期开始于晚三叠世中晚期至燕山早期，沉积环境由滨海过渡为陆地，沉积盆地不断缩小，岩浆活动弱，构造运动表现为整体缓慢隆升，伴随块断的差异升降，未发生不整合现象及区域变质作用。地洼激烈期相当于燕山中晚期至喜马拉雅期，构造运动非常强烈，主要表现在：地层普遍褶皱隆起；古构造断裂带重新继承活动；大量中、小型断裂和断裂带形成；旧盆地消失、新产生一些小型断陷盆地；岩浆侵入活动频繁，局部地段发生变质和小规模的基性火山活动。

就矿化意义而言，区域上呈北西西向带状展布的个旧、白牛场、都龙三大重熔型花岗岩基便是燕山晚期，即地洼剧烈期的产物（庄永秋，1996；官容生，1991；周建平，1997)，滇东南锡矿带上 Sn、W、Cu、Pb、Zn 等大型、超大型矿床的形成即与该期岩浆热液活动具有密切关系；喜马拉雅期的地壳大幅度隆升、剥蚀，在滇东南各成矿区内普遍造成了第四纪以残破积为主的规模不等的砂锡矿床。

从壳体演化、运动、发展及相互作用的角度来分析，本区地洼初动期由地台余“定”期过渡转化而来，由于壳体成熟度高，厚度及刚度大，抵御构造变形和破坏的能力增强，因此，壳体的整体运动特征明显，差异运动相对次要，只是继承古断裂带形成块断断裂，局部伴随岩浆活动；然而进入地洼激烈期，构造活动发生了突变。其根本原因除地幔蠕动流提供的热能增加，使本区的大地热流增高以外，很可能与南亚壳体在古生代晚期同欧亚超级复式壳体接合之后继续挤压有关，是两者的共同作用，而引起本区的强烈构造运动。

总之，个旧及其邻域壳体从低级向高级的演化经历了前寒武至志留纪末的接合、泥盆纪—石炭纪同步演化、二叠纪—三叠纪边缘扩张分异以及地洼阶段共同活化等过程。说明，该区处于独特的构造环境，构造演化史较为复杂，显示了东亚与中亚两壳体过渡性特征。

二、个旧矿集区成矿特征

个旧超大型锡多金属矿集区是滇东南锡成矿带上的最主要的锡成矿区之一。到目前为止，区内已发现规模大小不等的矿床、矿点数十个，已探明的具有大中型规模的原生锡多金属矿床就有十处之多。

纵贯全区的呈南北向延伸的个旧断裂将矿集区内分割成东西两个部分，现有矿床主要集中分布在东部的马拉格、松树脚、高松、老厂和卡房五大矿田内（图 20 4)。矿床类型分为砂矿（锡、铅）和原生锡多金属矿两大类，其中原生锡多金属矿又分为锡石硫化物型(包括层间氧化矿型及接触带硫化矿型)、电气石细脉带型、锡石白云岩型、锡石云英岩型。此外，还有变基性火山岩型铜金矿床、矽卡岩白钨矿矿床、石英黑钨矿矿床等。矿床的分布表现出如下基本规律：

1) 主要矿床均受控于燕山晚期黑云母花岗岩，东区北部的马松岩体、南部的老卡岩体，这些岩体大都隐伏在地下 200～1000m 深处，分布范围广，其微量元素 Sn、W、Be、Li、Rb、Nb、Ta、F 等丰度值均高出世界正常花岗岩数倍，而与世界含锡花岗岩接近。这些岩体对锡石硫化物多金属矿床形成的矿质来源、能量来源以及空间分布等都起着决定性作用。主要表现在矿床、矿群围绕岩体突起分布；由岩体向外具有明显的金属分带现象；

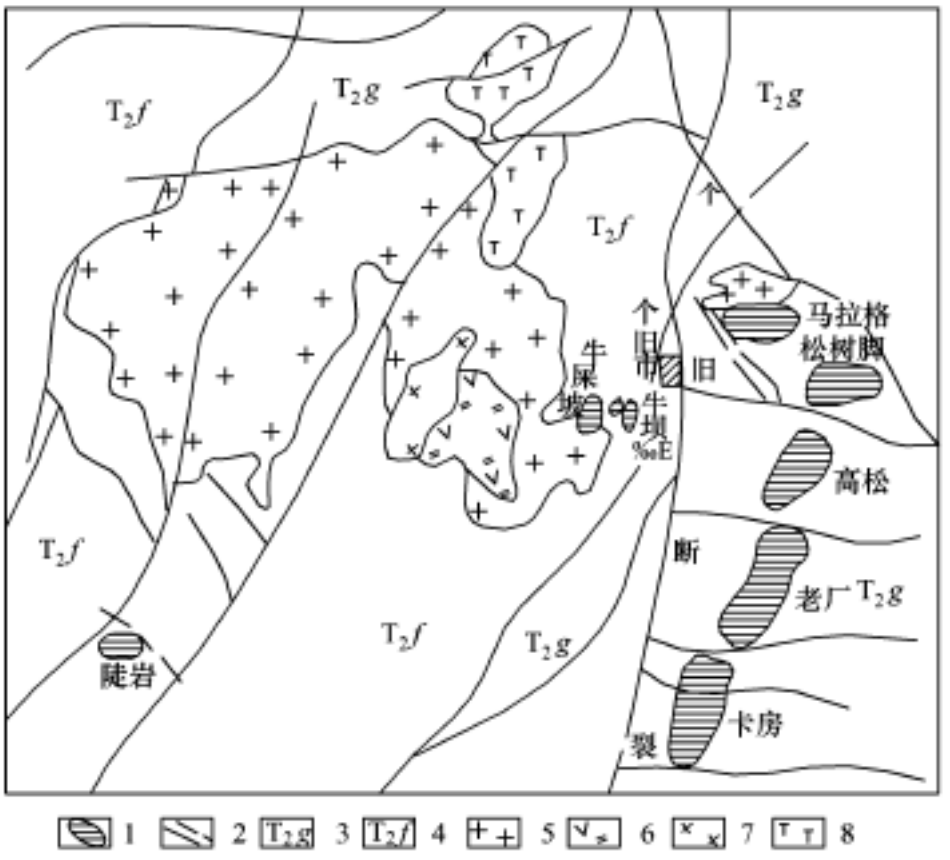


图 20 4　个旧多金属矿集区主要矿田分布示意图

1—主要矿田；2—主干断裂；3—中三叠统个旧组；4—中三叠统法郎组；5—花岗岩；6—二长岩；7—辉长岩；8—碱性岩

岩浆侵入和演化、岩体规模、产状、侵位深度以及岩石组构的变化等与锡矿化密切相关。

2) 五个大矿田的分布均在一组 NNE 向复式背、向斜和一系列南北向、东西向规模较大的断裂交汇部位，而次一级的 NE—NW 向褶皱、断裂构造则控制着矿床及矿体群的分布。

3) 矿床、矿体的富集产出明显受地层及岩性组合的控制，主要表现在 90% 左右的锡铜矿体赋存在个旧组卡房段灰岩夹灰质白云岩地层中，当沉积地层以灰岩、泥质灰岩为主时它们控制锡铜矿床的产出；当地层以灰岩、灰岩与灰质白云岩互层时则控制了锡铅银矿床的产出；当这种有利层位与花岗岩接触或为断裂交切，则往往形成大型的矿床或矿体。而其他层位则矿化相对较弱。

4) 变基性火山岩型铜（金）矿床，均呈层状、似层状、透镜状整合产出于 $T_2g_1^{1-2}$ 玄武岩层内或玄武岩顶、底面与围岩的接触部位，产状与围岩一致，主要分布在卡房新山、金光坡一带。该类型矿体呈多层状产出，常见有 2～3 层，最多可达 6～9 层。目前，该类矿床已发展为大-中型规模。

第三节　资源现状及找矿潜力分析

一、个旧矿区资源现状

个旧锡矿历史悠久，历经千余年开采，长盛不衰，驰名国内外，其锡储量之巨，堪称世界之最。目前已探明锡、铜、铅、锌、钨、银、铋、钼、镓、铟等有色、稀有及贵金属

矿产 20 多种，大小矿体 1300 多个，有色金属储量达 800 多万吨，其中锡的探明储量占全国锡储量的 39.14%，是世界锡储量的 24.66%，是我国最重要的锡工业基地。云南锡业公司即是依托个旧的锡铜等丰富的矿产资源而建立起来的中央直属大型企业，也是全国最大的锡业企业，为我国经济建设做出了重大贡献，也为地方经济的发展起到了强有力的促进和辐射作用。

但由于长期开采，个旧矿集的矿山中的有相当一部分已接近或超过服务年限，保有储量已严重不足。截至 2001 年底，个旧矿区保有资源储量 (图 20 5)：锡 40.95 万吨，铜 42.75 万吨，铅 44.8 万吨。就锡而言，其资源储量仅占云南省的 37.42%，储量占 38.83%，基础储量占 38.68%，各种储量占云南省的 1/ 3 多。云锡集团公司锡的年产量占全国的 40%以上，而储量仅占 1/ 9，由此可见个旧矿集区保有储量远满足不了生产发展的要求。保有储量具有以下特点：

1. 矿体小、数量多、分布范围广

多数矿体规模小，锡储量由几十吨至数千吨，大小不等，大型矿体只占总数的百分之几，并且分布于矿区几十平方公里的范围内，垂直高度分布达千余米。矿石类型复杂，氧化矿、网状矿、硫化矿、含锡白云岩、含锡花岗岩等应有尽有，这给规模化生产带来极大困难。

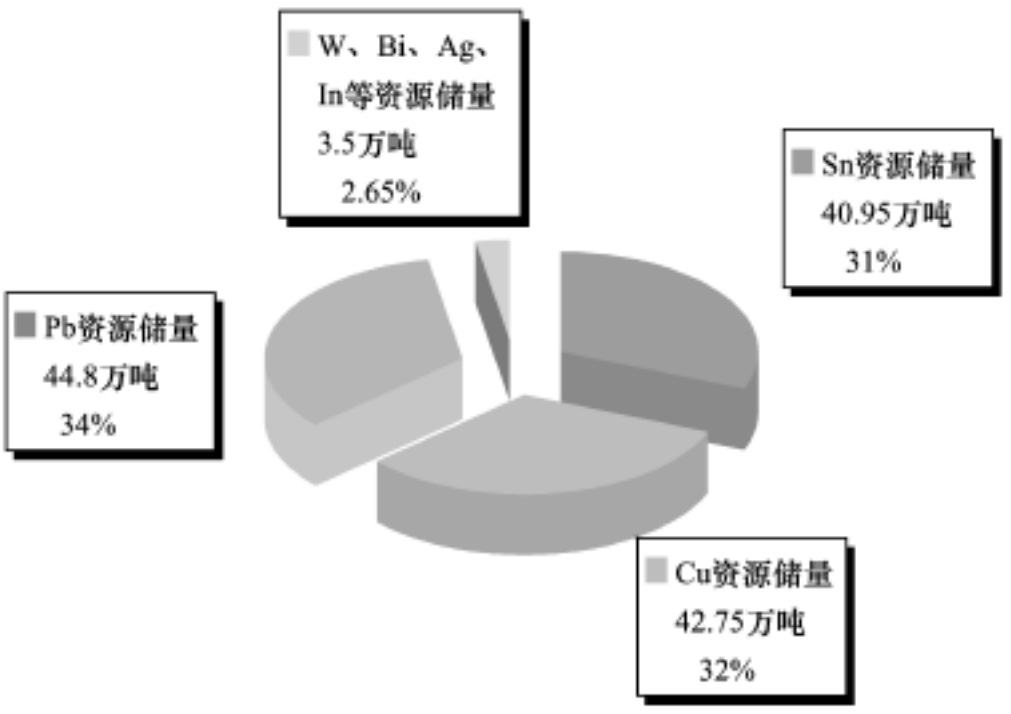


图 20 5　云南锡业公司有色金属资源保有储量 (2001)

2. 资源分布不均

五座坑下矿山资源占有极不均衡，与生产规模不相适应。原已具有一定生产规模的矿山由于资源急剧减少，生产日渐萎缩，而有的矿山由于发现了新的矿床储量大增，生产规模就得扩大，这就大大制约了生产与资源的合理配置，势必给生产安排部署带来极大的困难。

3. 矿体埋藏深

矿山经数十年的开采，生产逐渐转为深部以接触带硫化矿为主，其勘探程度及地质研究程度低，矿石类型复杂；有用有害组分增多，这给选矿和采矿带来极大的困难，特别开拓工程量投入大，制约条件增多，排水、通风、压气、供电、运输、提升等需大量投入，

生产成本高，经济效益差。

总之，现制约个旧有色金属工业发展的关键问题是资源不足，“浅、近、易、富”矿体迅速消失，矿山生产资源日趋贫乏，多数矿山达不到生产设计能力，更严重的是部分矿山资源危机，难以维持正常生产，云锡集团公司所辖的16座矿山已有11座已办理或正在办理关闭破产。因此，矿山保有储量不足问题已成为严重影响云南锡业公司发展的一大障碍，从长远来看，甚至会影响到个旧市的经济发展与社会稳定。因此，急需加强地质找矿研究与找矿勘查，扩大矿产资源远景，从而为矿山生产寻找接替资源和后备基地，以解燃眉之急。

二、找矿潜力分析

个旧矿集区是个勘探与研究程度较高的地区，因而也是一个找矿难度较大的地区，但从多方面的资料来分析，我们认为在个旧矿集区内，仍然存在较大的找矿潜力。其理由有如下几个方面：

1) 个旧矿区面积达1700余平方公里，其中西区1100km^2，东区近600km^2。西区除产出大面积的砂矿外，近年来发现了成带产出的锡铜多金属硫化矿，但工作程度及研究程度不够，很多隐伏矿床有待发现。如：个旧西区陡岩、保和、扯土白、田心、竹坡等地从卫星遥感资料上反映，有较明显的环状构造影像特征，这些环状构造分布区与已知的矿床(点)、化探次生晕Sn、Pb、Cu等有较好的对应性，因此依据东区的找矿模型推断这些地段可能存在有利成矿的花岗岩突起，仍是寻找花岗岩接触带锡铜矿床及层见铅锌铜矿床的有利地段。

2) 以往的大部分地质普查、勘探工作都集中在个旧东区的马拉格、松树脚、高松、老厂、卡房等几个大矿田范围，但仍有80%的地段未作深度的地质工作，特别是远离岩体的外围地带，工作程度仍然较低，而目前还没有足够的证据否认这些地区的找矿潜力，如：老厂、高松矿田有利成矿的个旧组地层广泛分布，而且最有利成矿的$T_2 g_1^6$层在高松矿田东部芦塘坝—阿西寨一带有较大面积出露，推测其深部延伸与花岗岩体及有利成矿的北东向、东西向组构造相交截，构成有利的成矿组合与空间；老厂矿田东部弯子街一带深部主要为$T_2 g_1^1$—$T_2 g_1^5$的有利容矿地层与花岗岩接触形成有利成矿的凹陷带构造。因此，以上地段有待于加强研究与开发，属寻找隐伏锡铜多金属矿床较为理想的地段。

3) 个旧矿区南部卡房新山以南的鸡心脑、龙树脚深部至黄泥坡、白龙背斜等地，在变基性火山岩下部已经发现有多层锡、铜矿体，尚未控制到深部花岗岩接触带，而卡房花岗岩分异良好与老厂花岗岩相近，地层层位有利，构造发育。因此，卡房新山仙人硐断裂以南一带仍然存在较大的找矿潜力。

4) 矿区的深部研究工作还很不够。尤其是在高松矿田，矿体、岩体埋深均较其他矿田要大得多，以往可能因勘探技术、手段等因素的限制，控制深度一般在1000m以内，仅限于寻找层间矿体，而按矿区矿体成矿规律来看，层间矿下部即花岗岩体与围岩的接触部位完全有可能存在矽卡岩型硫化矿体。

5) 在近两年的科研工作中，我们查阅了研究区附近的一些20世纪60、70年代的钻孔资料，发现这些钻孔岩心采取率非常低，许多钻孔采取率尚不到40%，在地层较为破碎地带采取率则更低，甚至为0，造成这种情况的因素一方面可能是当时钻探技术上的落

后，而另一方面则是由于当时对矿床成矿规律认识的不足，导致片面追求深部接触带型矿床，而忽略了层间矿存在的可能，尤其因层间破碎而采取率十分低的地带，往往是层间矿体赋存的有利场所。因此，对较早期的地质普查、勘探资料进行二次开发、整理，有望在过去的老区内发现新的有利成矿线索。

6) 针对近几年在花岗岩体内部发现的含锡花岗岩型矿体的找矿方面，至今尚没有重大突破。这类花岗岩型矿体一般是赋存于岩体突起的边部、顶部在岩浆的冷凝阶段形成的一些原生破裂构造中，即 Q 节理、纵节理、层节理及斜节理等被成矿溶液充填交代，并为后期成矿溶液所叠加改造而成。其上覆有厚大的矽卡岩硫化矿隔挡层，形成相对封闭的环境中。因此，在五子山背斜轴部附近的一系列花岗岩突起的矽卡岩矿体下部或附近应是寻找含锡花岗岩型矿体的最佳部位，一旦有突破，其前景必将十分乐观。

总之，在个旧这类具有较高研究程度的多金属矿集区，地质找矿工作的难度越来越大，已经从寻找“浅、近、富、易”矿体阶段过渡到寻找“深、远、边、难”矿体阶段。应用以往工作经验“就矿找矿”，也难以从根本上取得突破。因此，必须以最新成矿理论为指导，打破以往有关老区找矿的思维定式，借助最先进的找矿仪器、设备，密切结合矿山开采、勘探所获得的新资料开展细致扎实的工作。

第四节　找矿技术路线

由于测区内肯定不存在地表出露矿体，地表基本观察不到直接的找矿标志，找到近地表浅埋深隐伏矿体的可能性也极小，所以我们设计的技术路线着眼于寻找大埋深的隐伏矿床（体)。由于大埋深隐伏矿体在地表能测到的间接找矿信息（包括地球物理的和地球化学的）弱，影响因素多，而且与矿体间的对应关系是非常复杂的非线性关系，因此我们采用的技术必须具有灵敏度高、抗干扰能力强、探测深度大等特点，而且要用不同方法从揭示目标体（潜在隐伏矿体）的不同属性方面获取尽可能多的信息。基于这些考虑：我们采用的主要技术是在控矿因素和找矿标志调查基础上的可控源音频大地电磁测深法(CSAMT) 和构造地球化学方法，并最终通过对地质、地球物理和地球化学信息的综合集成处理达到对潜在隐伏矿床（体）的最合理的预测评价。具体各项工作的设计如下。

一、地质调查研究

分为可类比已有矿床研究和测区调查研究两个方面。

1. 已有矿床研究方案

1) 首先综合分析有关已知矿床的找矿标志和控矿因素的各种资料，找出已有经验模式和概念模式的合理及不合理的方面;

2) 对典型矿体的控矿因素及定位规律开展针对性坑道地质调查，从理论上分析矿体定位的机制;

3) 在上述两项研究的基础上，通过归纳推理、演绎推理建立找矿地质模型。

2. 测区地质调查研究

主要对测区的地层岩性、构造和蚀变等地质要素的空间变化规律进行调查分析，方案

如下:

1) 主要按物探测网进行，每个测点都进行详细的地质观测;

2) 对于主要的构造沿走向追索，调查构造的几何特征和成因特征;

3) 重新进行蚀变特征及其分布规律的调查。

二、地球物理探矿研究

1) 根据测区的地质特征及找矿要求，我们选用可控源音频大地电磁测深法(CSAMT) 作为探测测区地下电性分布变化的技术手段，采用美国引进的 GDP - 16 综合电法系统来进行，首先在已知矿区（芦塘坝矿区）进行有效性实验，校正工作参数，然后再在两测区进行扫面;

2) 应用有效的方法在驼峰山测区和阿西寨测区分别按 200m × 50m 网度和 250m × 50m 的网度进行剖面测量;

3) 对所测的数据进行数字滤波和数字成图处理，尽可能地消除各种干扰噪声。

4) 地球物理测量的质量控制按有关规范进行。

三、构造地球化学探矿研究

1) 对实验剖面和测区进行系统构造调查分析，确定构造展布规律和构造控矿规律，在此基础上再进行构造地球化学取样分析;

2) 采取非规则网度大范围组合取样法，不完全沿物探测线进行，主要构造要进行追踪取样，取样点根据构造展布规律和构造控矿规律而定;

3) 样品主要定量分析 Sn 以及与 Sn 成矿可能有关的 Cu、Pb、Zn、Mn、Li、As、Sb、Bi、Hg、W、Mo、Ag 和 B，分析精度和质量根据有关规范控制。

四、综合研究

1) 综合研究在上述各方面成果的基础上进行，在定性综合分析的基础上充分利用定量的信息集成技术;

2) 综合成果的解译充分利用可视化技术，力求直观明了。

第二十一章　成矿特征与矿床成因分析

第一节　矿集区地质背景

个旧锡多金属成矿区的分布范围约 1700km^2，其西面、北面至二叠纪出露的基性火山岩带为止，东侧以甲介山断裂为界，紧邻蒙自断陷盆地，南面以北西向的红河深断裂为界与哀牢山断块毗邻，中部则以南北向的个旧断裂将个旧成矿区分割为东西两部分。已知的各大型矿田均分布在个旧东区。区内岩浆活动频繁、强烈，褶皱、断裂构造发育，以碳酸盐岩类为主的沉积岩系厚度巨大 (图 21 1)。

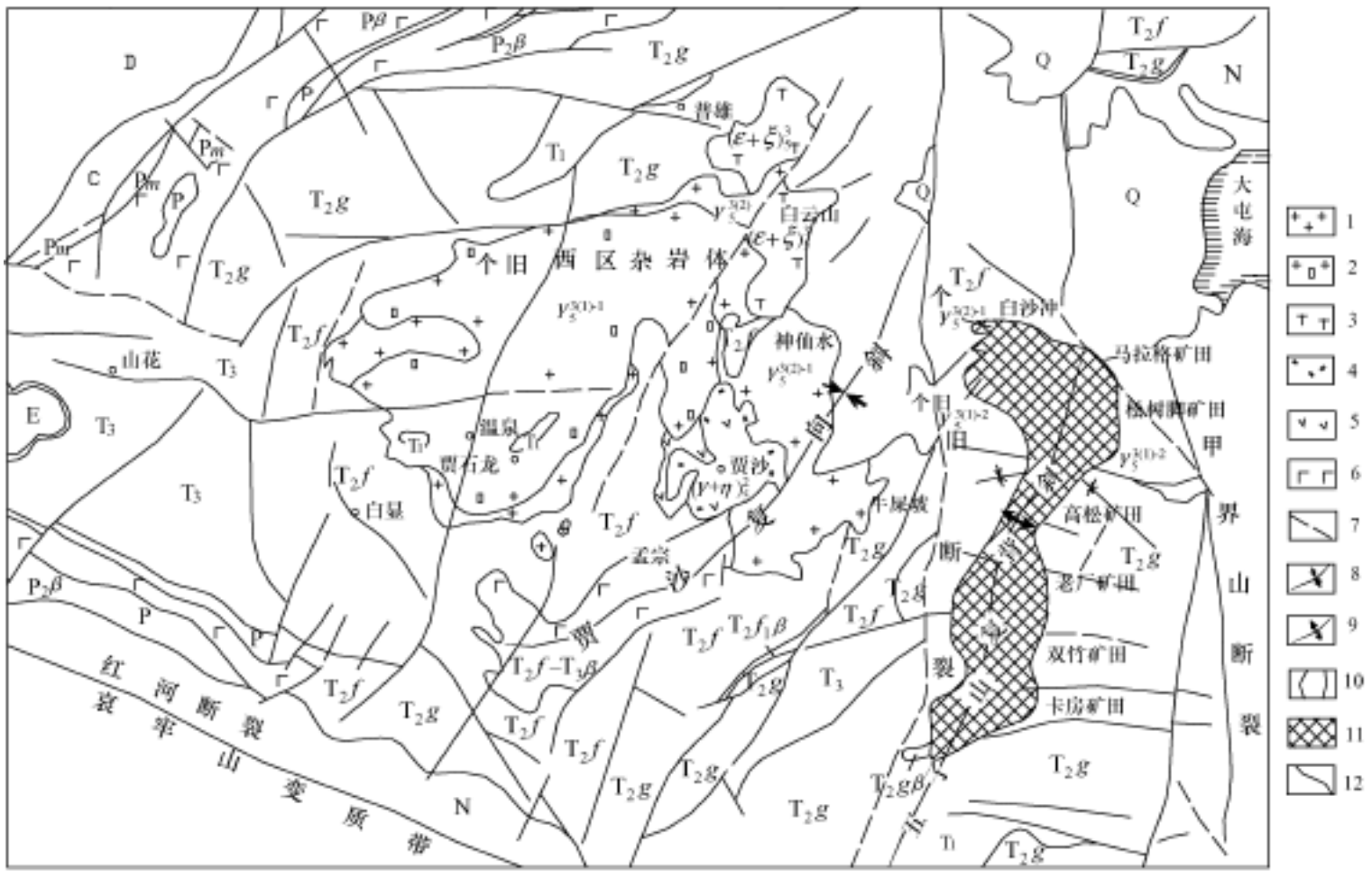


图 21 1　个旧多金属矿集区地质简图

(据庄永秋等，1996，有修改)

Q—第四系腐殖土；N—E—第三系砂砾石层；T_3—上三叠统泥页岩、砂岩夹砾岩及煤层；$T_2\beta$—印支期火山岩系；T_2f—中三叠统法郎组泥质碎屑岩、泥质灰岩；T_2g—中三叠统个旧组灰岩；T_1—下三叠统砂页岩及泥质灰岩；Pm—二叠系茅口组灰岩；Pβ—海西晚期火山岩系；C—石炭系灰岩；D—泥盆系灰岩为主砂页岩。$(\varepsilon+\xi)_5^3$—燕山晚期碱性岩；$\gamma_3^{3(2)-2}$—燕山晚期中细粒花岗岩；$\gamma_5^{3(2)-1}$—燕山晚期中粗粒花岗岩；$\gamma_5^{3(1)-2}$—燕山晚期少斑状花岗岩；$\gamma_5^{3(1)-1}$—燕山晚期斑状花岗岩；$(\varepsilon+\eta)_5^2$—燕山早期或印支晚期辉长岩-二长岩。1—中粒、中粗粒花岗岩；2—斑状花岗岩；3—霞石正长碱性岩；4—辉长-二长岩；5—变辉长岩；6—基性火山岩、变辉绿岩；7—断层；8—复式向斜；9—复式背斜；10—隐伏花岗岩脊；11—超大型锡多金属集中矿化区；12—地质界线

一、矿集区构造格局及其与矿田分布关系

成矿区内构造行迹主要为断裂及褶皱，尤以断裂构造为主，围绕个旧西区大杂岩体四周发育，且在东区则以南北向个旧断裂、甲介山断裂与其所夹持的近东西向构造交汇而呈现近“梯子格”状（图 21 1)。

区内主要大型构造，按走向可划分为：北东向、东西向、南北向及北西向四组，其中北东向构造是区内的主导构造。

1. 北东向构造

(1) 北东向断拉谷

该断拉谷主要是由于地台发展后期，即海西末至印支中期局部地幔平向蠕动流所直接或间接引起上部地壳的拉张下陷，以及局部较大的差异升降运动所综合而成的拉张构造，因此表现为拉伸型槽状断陷盆地。至燕山期由于地台活化，断拉谷被地洼构造作用所利用而再度活动，以酸性为主的侵入岩广泛侵入于盆地中心及东南，因此形成了以断拉谷为基础的地洼型断陷盆地。这条狭窄的断陷盆地自个旧以北呈北东向延展，自个旧以南则折向南东，向河口方向延伸，而个旧矿区恰处于该断陷盆地的转折部位。因此，这一槽状断陷盆地是成矿区背景上的一级构造。从空间上，它控制了整个个旧多金属矿区定位。

(2) 北东向复式褶皱

北东向复式褶皱包括五子山复背斜及贾沙复向斜。其中五子山复背斜，轴向北东 20°左右，核部宽缓，两翼倾角 20°左右，长约 40km，北东端仰起至蒙自断陷盆地边缘，向南西倾伏。轴部西南端出露二叠系龙潭组及下三叠统，北东端出露中三叠统法郎组，中部出露中三叠统个旧组。其下部为大面积的燕山期隐伏花岗岩岩体。五子山复式背斜覆盖了个旧东区的大部分面积，控制了东部成矿区，东区的五大矿田均分布在其覆盖范围内。因此，是区内最重要的控岩、控矿构造，属于个旧矿区的二级构造。

贾沙复向斜大体平行于五子山复背斜相伴而生，与五子山复背斜属于同一级别。位于个旧西区，其轴向 25°左右，北东端亦延伸至蒙自盆地边缘，南西端由于受后期构造作用的改造而呈现向西偏转，其北西翼大部分为西区大杂岩体占据，轴部为上三叠统砂页岩及中三叠统法郎组泥质岩—泥质灰岩夹火山岩。贾沙复向斜大体控制了西部成矿区，但控矿性明显不如五子山复背斜。

(3) 北东向断裂组

北东向断裂组大体呈北东 30°方向延展，延长二三十公里，自西而东大致以等距离平行分布，依次为渣腊断裂、龙岔河断裂、轿顶山断裂、杨家田断裂、牛坝荒断裂以及五子山复背斜轴部断裂带，上述断裂是与复式褶皱受同一应力场作用下是派生构造，因此，属于矿区的三级构造。其控岩控矿性因其构造部位和力学性质的不同而有较大差异。其中以五子山复背斜轴部断裂带控矿性最好，发育断裂带中的一系列更次一级的北东向平行或追踪断裂以及短轴背斜，是矿区内直接控制矿田、矿带的重要构造。

2. 东西向构造

区内东西向构造包括褶皱及断裂，以东区最为发育，西区次之，是控制矿田的重要构造。

(1) 东西向褶皱

个旧地区，近东西向褶皱与断裂交互出现平行排列，叠加于五子山复背斜（尤其是轴

部）之上。其中包括马松穹窿、老厂背斜、大青向斜以及卡房褶断带，所有褶皱大都呈短轴状，北翼舒缓、南翼陡倾甚至倒转。因此，这些横向的短轴褶皱应是矿区内的三级构造，属于五子山复背斜的次级挤压性构造。而西区的东西向褶皱不发育。

(2) 东西向断裂

东区的东西向断裂主要包括个松断裂、麒麟山断裂、背阴山断裂、蒙子庙断裂、老熊峒断裂、龙树脚断裂等。这些断裂延长 4～15km，向下部延深较大，倾角陡或近于直立，具有继承性和多期活动的特点，它们与相伴的东西向褶皱共同控制着东区的东西向矿带。因此，同属于区内的三级构造。

个旧西区的东西向断裂明显不如东区发育，自北而南主要有李浩寨断裂、宝山寨 - 纸厂断裂、田冲断裂、林清断裂等，这些断裂的矿化规模小。

3. 北西向构造

区域北西向褶皱、断裂不很发育。仅在区域西南陡岩—水塘一带发育较好，控制了这一地带的矿化，但矿化强度均较弱。区域东北边界白沙冲断裂规模相对较大，是个旧成矿区与蒙自断陷盆地的分界线，未见矿化。但在马拉格、老厂矿田分布的规模较小的北西向断裂，有较好的控矿性。

4. 南北向构造

区域上南北向构造主要是个旧断裂及甲介山断裂两大构造。其中个旧断裂位于成矿区中部，呈南北向贯穿整个成矿区，将个旧矿区分割为成矿特点截然不同的东西两部分，西区仅局部产出小规模的矿床、矿化点，而东区则矿化强烈，上规模的大型矿田、矿床均分布在个旧东区。甲介山断裂位于区域东部，是矿集区的东部边界。

沿上述两个纵向断裂均未见矿化，前人认为二者属于纵贯云南全省的南北向小江断裂带南延的分支断裂，是区域内的区划性构造。

综合上述，可以明显地看出，这几组构造的叠加、复合，不仅构成了本区网状构造格架，同时也控制了本区矿产的分布，尤其东区的花岗岩、地层岩性及断裂构造均较西区成矿有利，这三者的有利配置，使个旧东西两区的成矿性差异明显。发育东区的五子山复式背斜及其次级褶皱与北东向、近东西向断裂相互配置及其与花岗岩、有利地层的交割关系等，不但为深部岩浆侵位提供了有利空间及成矿作用集中的场所，并对矿田、矿床以至矿体起到了具体的定位作用，个旧东区绝大部分矿床基本上均产于这些有利部位。如：东区的几个主要大型矿田基本沿五子山复背斜轴部分布，并限制在南北向与近东西向构造交汇而成的“梯子格”内。因此，这些较高级次的构造组合基本控制了各大矿田的位置。

除了这些高级次的构造组合之外，一些伴随高级次构造而发育的低级次、小型构造则往往控制了矿体、矿群的产出，如：区内不同岩性的交互层发育，因此在褶皱挠曲及其他构造力作用下，易形成沿层展布的层间滑动、层间剥离等构造，同时在北东、北西和近东西向等几组陡倾断裂及节理裂隙构造中往往形成层间条状矿体、管状矿体、层状、透镜状、层脉交叉状及细脉带状矿体等（照片 9、10)。

二、沉积岩系变化及控矿层位分析

在个旧矿集区内，出露的地层以三叠系为主，老于中生界的地层多出露于区域外围，仅在区域的西北及西南部有少量二叠系火山岩系分布。三叠系以上的侏罗系、白垩系地

层，因印支运动的影响而缺失。第三系地层仅分布在一些山间盆地中，与上下地层呈不整合接触。第四系主要为山地残、坡积物及山间盆地的洪积、冲积物，多为含锡等砂矿物粘土（参见图 21 1)。

从各地层的岩性、岩相组合来看，二叠系下统主要是以玄武质熔岩为主的基性火山岩和酸性火山岩，上统为含煤系的砂、页岩及泥岩。下三叠统为含沉凝灰质砂页岩、泥灰岩夹泥岩、粉砂岩，在区域西南端可见与下伏二叠系为假整合接触。中三叠统个旧组主要为碳酸盐岩沉积，其下部夹火山岩及泥质灰岩。中三叠统法郎组为一套海陆交互相沉积层，且区域内不同地段其沉积建造各有不同，主要为泥岩、页岩、板岩、灰岩、白云岩等局部夹有较厚基性火山岩，由于受印支运动以及其后的燕山运动、喜马拉雅运动的影响，局部与下伏个旧组地层呈平行不整合接触，并遭受浅变质作用。上三叠统由于地壳活动日渐剧烈、海水变浅以至为陆，因此，主要为一套滨浅海相、海陆交互相及陆相沉积物质，主要为砂质页岩、粉砂岩夹泥岩，以及灰黑色板岩、砂岩、炭质页岩夹硅质砾岩层及煤层。

从上述各沉积建造特点看，由于中三叠世，个旧矿区处于一个以地台沉积作用为主的北东向槽状断拉谷环境中，其沉降与沉积补偿作用均十分强烈，因而形成了沉积厚度达 4000 多米的碳酸盐岩为主的地层。而区内已知的主要内生矿产几乎均赋存在三叠系碳酸盐岩地层中，并且在中三叠统个旧组灰岩夹白云岩地层中占绝大多数，因此，中三叠统个旧组碳酸盐岩是区内主要赋矿层位。

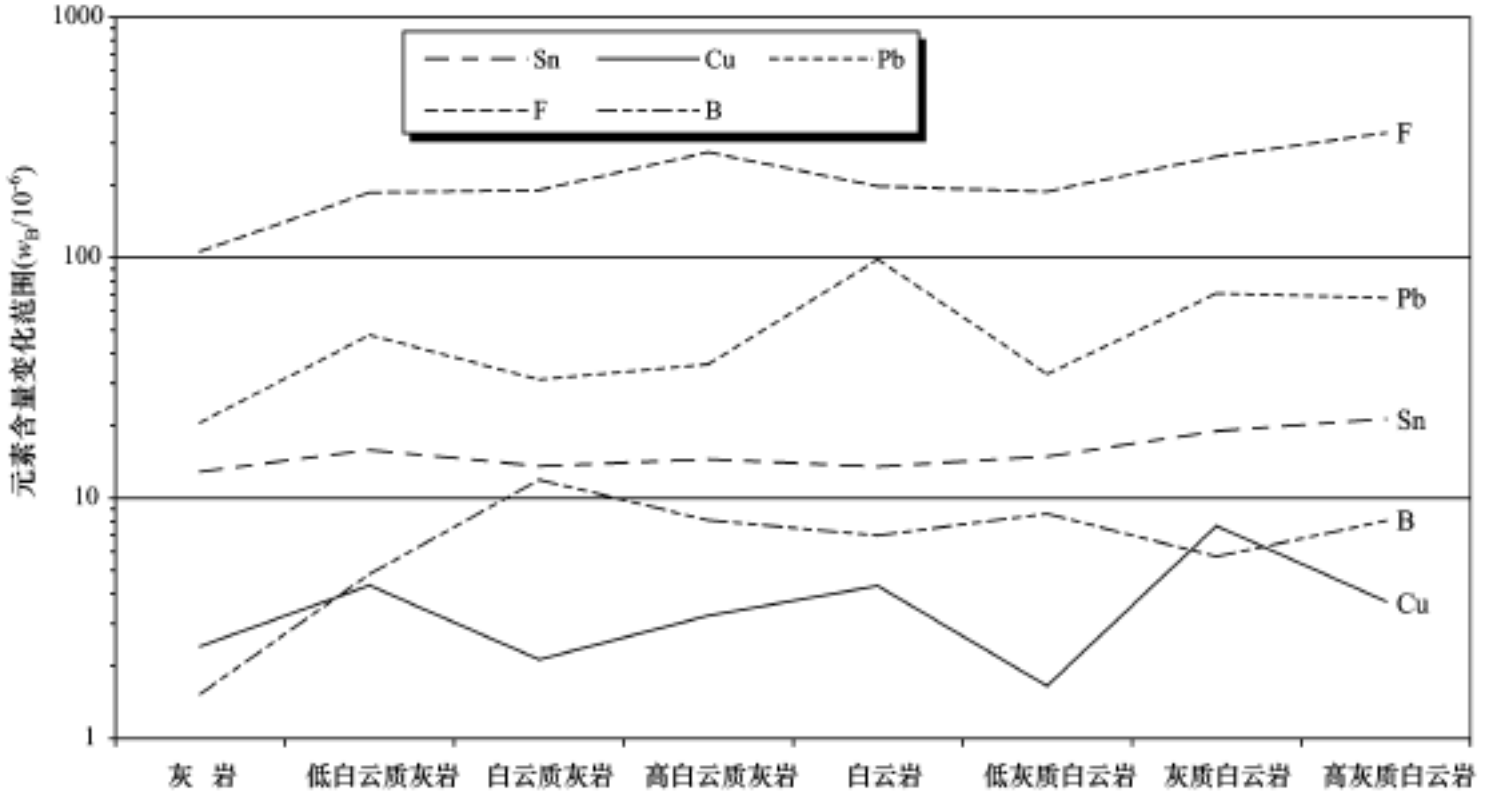


图 21 2　个旧组不同岩性岩石中成矿元素变化曲线图

从个旧组不同岩石类型的几种主要成矿元素及矿化剂元素含量（表 21 1 及图 21 2）分析表明：区内各岩性段中，含硅铝质较高的碳酸盐类岩石最利于铜的富集；钙镁质岩石利于锡、铜元素富集；而镁质高的白云岩则往往是铅的最佳富集层位；挥发分 B、F 的丰度值，在钙镁质岩石中高于钙质岩石，这与主成矿元素的含量分布显示了一致性。

表 21 1　个旧组主要岩石成矿元素含量（w_B/ 10^{-6}）

岩性 / 主要元素	灰岩	低白云质灰岩	白云质灰岩	高白云质灰岩	白云岩	低灰质白云岩	灰质白云岩	高灰质白云岩
Sn	12.86	15.82	13.6	14.44	13.51	14.88	19	21.38
Cu	2.41	4.32	2.13	3.24	4.30	1.65	7.65	3.71
Pb	22.64	47.7	31.15	35.98	98.4	32.75	70.9	67.8
F	106	187	191	275	198	189	263	330
B	1.53	4.83	11.9	8.06	7.0	8.6	5.7	8.04

注：由中南大学测试中心分析。

表 21 2　个旧组不同层位中主要元素丰度与世界碳酸盐岩及滇东区域地层元素平均含量比较

组	段	层	平均厚度/ m	成矿元素丰度值（w_B/ 10^{-6}）						造岩元素氧化物丰度（w_B/ %）					
				Sn	Cu	Pb	Zn	W	Mo	Si	Al	Ca	Mg	K	Na
中三叠世个旧组	白泥洞段（T_2g_3）	$T_2g_3^3$	40	1	3.28	12.63	15.79	0.2	0.8	2.03	0.05	49.8	0.76	<0.01	0.02
		$T_2g_3^2$	54	1.98	2.8	12.35	26.06	0.43	0.19	0.15	0.05	51.4	1.79	0.13	0.03
		$T_2g_3^1$	82	1.9	2.84	11.03	21.43	0.32	1.08	0.11	0.05	51.7	1.61	0.02	0.03
	马拉格段（T_2g_2）	$T_2g_2^4$	127	4.64	2.25	33.11	33.65	1.1	3.52	0.11	0.05	37.6	12.39	0.05	0.02
		$T_2g_2^3$	344	5	1.89	24.23	29.73	0.4	4.6	0.08	0.05	31.6	19.04	0.01	0.03
		$T_2g_2^2$	173	7	1.53	40.43	30.88	0.4	8.1	0.17	0.05	39.4	19.1	0.01	0.03
		$T_2g_2^1$	181	6.27	2.05	29.17	28.68	0.27	2.07	0.73	0.14	39.2	18.9	0.05	0.17
	卡房段（T_2g_1）	$T_2g_1^6$	112	7.46	3.71	22.64	28.15	2.19	2.35	0.75	0.09	42.2	8.11	0.04	0.02
		$T_2g_1^5$	515	5.85	4.7	11.49	26.53	0.92	1.35	1.31	0.33	48.4	2.88	0.01	0.02
		$T_2g_1^4$	165	5.93	3.7	14.85	34.72	1.29	1.55	2.18	0.16	39.3	10.4	0.12	0.04
		$T_2g_1^3$	105	6.4	16.46	14.92	47.99	0.3	1.45	10.09	2.15	37.6	5.53	0.78	0.1
		$T_2g_1^2$	83	5.5	6.19	19.69	13.99	0.99	1.54	1.91	0.60	31.9	14.4	0.23	0.03
		$T_2g_1^1$	332	4.45	7.3	12.14	14.35	0.25	1	4.93	0.53	46.2	2.5	0.19	0.05
		合计	2313	5.36	4.41	19.37	27.05	0.68	2.52	1.85	0.31	40.4	9.44	0.10	0.05
滇东三叠系主要元素平均丰度				5	37	18	86								
滇东区域地层元素总平均丰度				5	48	25	94	13							
世界碳酸盐岩中的丰度（涂和费）				0.*X*	4	9	20	0.6	0.4	5.14	1.54	42.3	7.79	0.65	0.11

注：资料来自庄永秋（1996）等整理的西勘 308 队及北京矿产地质研究所的测试数据。

前人曾依据岩性、岩相特征，较为详细地研究了中三叠统个旧组地层，并将个旧组碳酸盐岩划分为 3 段 11 层，且对全区探明的锡、铜、铅储量在各层中的分布做过初步统计，大致如图 21 3 所示。统计资料表明：个旧已知原生锡多金属矿体，绝大部分分布在个旧组地层中，尤其是在个旧组中下段地层中。其下段中 Sn、Cu、Pb 分别占全区已探明锡、铜、铅储量的 90%、96%和 44%；中段分别占 5%、1%和 49%。

从岩石的化学成分看，个旧组各层中主要元素丰度值与各层中的矿体富集程度并不十分一致，如表 21 2，Sn 在个旧地层中平均含量为 5.36×10^{-6}，与滇东区域地层丰度相当，除在白泥洞段含量较低外，在其他马拉格段、卡房段各层中并无明显差异，且与其他成矿元素及造岩元素均无明显的相关性，因此，容矿地层本身不可能是 Sn 的主成矿来源，

地层时代			厚度 (m)	柱状图	岩性及岩相特征	含矿性统计 0% 25% 50%
组	段	代号				
	白泥	$T_2g_3^2$	42～46		灰、浅灰白色，中-厚层状微晶灰岩，含层纹石，大理岩化明显，夹数层灰质白云岩。与上覆岩层假整合	
中三叠统个旧组	涧段	$T_2g_3^1$	29～155		浅灰色中厚层状微晶灰岩，重结晶现象普遍，局部见有鸟眼构造	
	马拉格段	$T_2g_2^3$	130～500		深灰色、灰色厚层状白云岩，下部夹中厚层状灰质白云岩，上部夹块状白云质灰岩，由微晶-粉晶屑组成。可见层纹石、核形石及膏模孔、鸟眼构造等	
		$T_2g_2^2$	90～300		灰色中厚层夹薄层灰质白云岩，白云质灰岩与白云岩互层。见有叠层石、核形石亮晶白云石、溶解角砾、膏模孔、鸟眼、干裂等构造	
		$T_2g_2^1$	20～340		深灰-灰色块状、厚层状微晶、粉晶白云岩，底部见塌积角砾岩，白云岩中见有层纹石、砾屑、砂屑白云岩	
	卡房段	$T_2g_1^6$	15～200		浅灰色中厚层状微晶-砂屑灰质白云岩与微晶灰岩互层，含有凝块藻团、球粒及纹层石。膏膜孔及鸟眼构造发育	
		$T_2g_1^5$	330～700		中上部为深灰色瘤状灰岩、中厚层状-薄层状微晶灰岩、砂屑灰岩，岩石中含有藻类团块、团粒及介形虫、棘屑、腹足类等生物碎片。下部为深灰色厚层状微晶灰岩夹少量灰云岩	
		$T_2g_1^4$	60～260		中上部为灰色中厚层夹薄层状微晶白云岩与灰岩互层；下部为浅灰色中厚层状微晶白云岩，具溶解角砾、变形层理、方解石晶簇脉、膏膜孔等，层纹石在白云岩中普遍发育	
		$T_2g_1^3$	70～140		上部为灰色中厚层状灰岩，普遍含有细粒分散状的黄铁矿沿层分布，多次出现含藻类等生物灰岩夹层。下部为灰黑色中-薄层状碳泥质泥晶-微晶灰岩	
		$T_2g_1^2$	37～130		灰-浅灰色中厚层状含灰质微晶白云岩与微晶灰岩互层，夹凝灰岩，岩石中藻类等生物碎屑	
		$T_2g_1^1$	90～575		上部为灰色厚层状灰岩，顶部夹有变辉绿岩。下部主要为灰-浅灰色中厚层状石灰岩夹薄层状灰岩，部分含泥灰岩	

图 21 3　中三叠系个旧组地层及其含矿性

而应以岩浆来源为主。Pb 在个旧组中平均含量为 19.37×10^{-6}，略低于滇东区域地层丰度，但与区域三叠系的丰度相当，其在个旧组各层中的丰度变化较大，高值区主要集中在卡房段 $T_2g_1^6$ 层及马拉格段，这与 Pb 储量在各层中的分布以及造岩元素 Mg 在各层中的分布比较一致，但存在一定偏差，说明富镁的白云岩容矿地层可能为成矿提供了部分 Pb 源，后期矿化活动又有一定叠加铅。这与铅同位素资料显示铅有不同来源较为一致，也说明可能与同沉积期间的海底火山作用及燕山期花岗岩浆侵入有关。Cu 在个旧组各层中的丰度，远远低于滇东区域地层丰度，但与世界碳酸盐岩中的丰度相当，个旧组各层中 Cu 的丰度与各层中铜矿的储量明显地正相关，同时与造岩元素 Si、Al 在各层中的变化非常

一致，这说明富硅、铝的地层为成矿作用提供了一定的铜源。

三、岩浆活动及其与成矿关系

1. 岩浆岩系列时空分布特征

个旧矿区整个岩浆活动经历了喷发-喷溢-侵入的发展过程。在时间上可分为海西、印支和燕山三个大的旋回，前两旋回以火山喷发 - 喷溢为主，燕山旋回以酸性-碱性岩浆侵入活动为主；按岩浆来源可分为深源岩浆和壳源重熔花岗岩浆两大系列，深源岩浆系列包括海西期-印支旋回的玄武岩与所夹的酸性火山岩，以及印支晚期的基性侵入岩；重熔花岗岩浆系列侧为燕山期地台活化地产物。空间上海西期二叠纪基性火山岩主要分布与个旧矿区外围的北面、西面、西南面；印支期的火山岩呈弧形分布与矿区的南部；燕山期以酸性、碱性岩为主的岩浆杂岩体广泛分布于个旧矿区的中央地带，是个旧岩浆 - 构造盆地的中心。研究表明在上述各期岩浆活动中，与成矿关系最为密切的为印支期基性火山喷溢和燕山期花岗岩浆侵入活动。

2. 印支期基性火山岩与成矿的关系

印支期基性火山岩主要分布与个旧矿区南部的卡房新山、金光坡、鸡心脑及老厂竹林、竹叶山一带。据秦德先等（2003）等分析资料：本区玄武岩 SiO_2 38.78%～45.32%，平均 42.37%，TiO_2 2.02% ～ 3.69%，平均 3.17%，Al_2O_3 10.06% ～ 14.52%、Fe_2O_3 0.55%～10.73%、FeO 4.80%～11.63%、CaO 6.10%～9.97%、MgO 8.52%～14.25%，Na_2O 0.93%～2.43%，K_2O 1.06%～4.50%。查氏特征值 Q = - 22.33～ - 6.50，平均 - 15.54。属硅不饱和、富碱、高钛，镁、铁偏高，铝偏低，具有大陆碱性橄榄玄武岩的组分特征。在 TAS 图解（图 21 4）中，该区玄武岩大都落入碧玄岩范围；按 Irvine 等（1971）硅-碱图划分火山岩系列，大都属于碱性玄武岩，部分属于亚碱性系列（图 21 5）；在 Wright（1969）的 AR - SiO_2 图解中，投影点大部分落入过碱性到碱性岩范围，里特曼指数 σ = 6.37～58.56，平均 24.78，大于 4；皮科克指数 CA = 42，小于 51，属钾质碱性岩系。

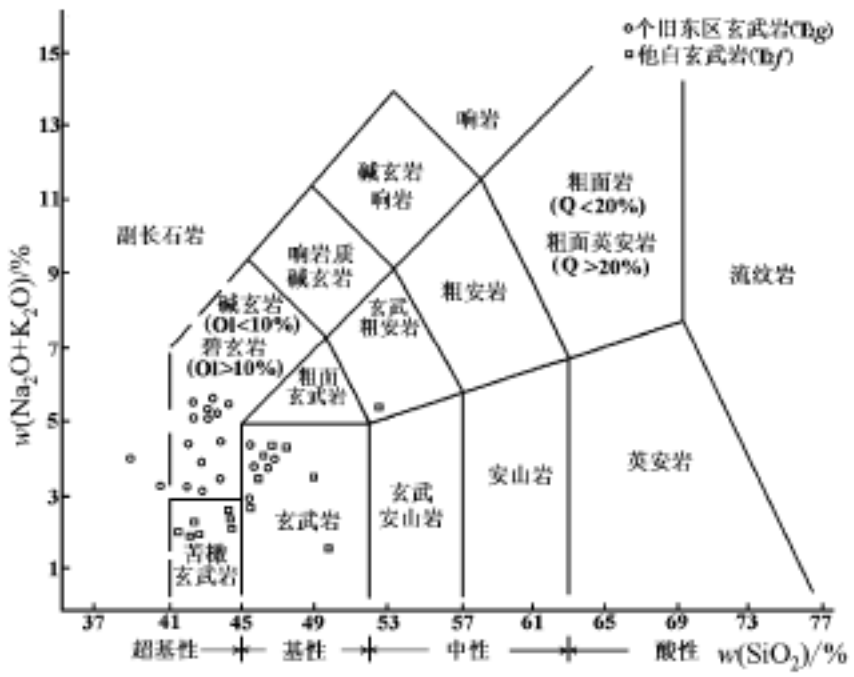


图 21 4　个旧矿区印支期玄武岩 TAS 图解

（据秦德先，2003）

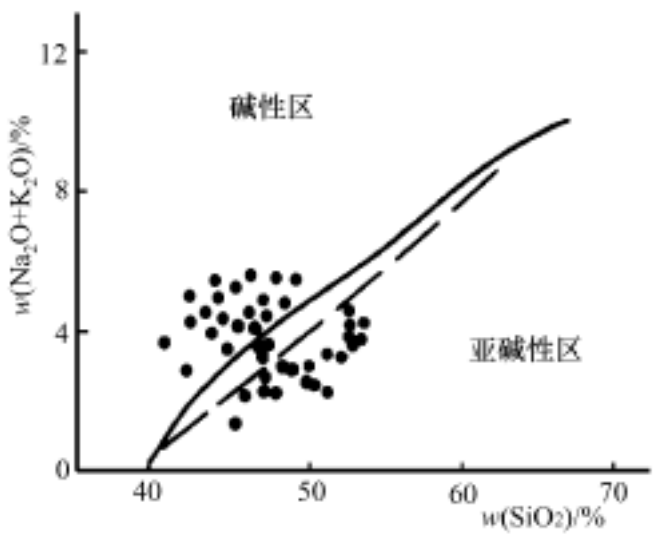


图 21 5　三叠纪玄武岩 SiO_2 - (Na_2O + K_2O) 图解

（据秦德先，2003）

而从个旧三叠纪基性火山岩中微量元素含量特征（表 21 3）可以看出，个旧三叠纪火山岩，平均含 Cu（109～329）×10^{-6}，Sn（18～99.2）×10^{-6}，Pb（71～73.7）×10^{-6}，Zn（154～204）×10^{-6}，而世界同类岩石的丰度分别为：Cu 100×10^{-6}，Sn 1.5×10^{-6}，Pb 8×10^{-6}，Zn 130×10^{-6}（1962，维纳格拉多夫）。比较之下可以看出：卡房碱性玄武岩中 Sn、Cu、Pb、Zn 几种主要成矿元素的含量高出世界同类岩石中的丰度数倍至上百倍，是矿床成矿元素的重要来源之一。

此外，在卡房新山、金光坡等地的变火山岩型（铜）金矿床往往产于玄武岩内或玄武岩与大理岩的接触带部位，且铜矿体常见顺层发育的纹层状构造、由硫化物纹层与火山岩纹层呈互层构成，局部还保留有软沉积滑脱构造、蜂窝状构造、胶状构造、条带状构造甚至在层状矿体中夹有火山岩薄层等（照片 11、12）（王力等，2003）。因此，在燕山期花岗岩成矿作用之前，由于印支期火山岩浆喷发以及岩浆结晶分异和喷发分异作用，导致喷发后的物质分布悬殊，可能已经形成了初始矿源层。随之而来的燕山期花岗岩浆侵入活动，不仅带来大量的成矿物质参与成矿，同时它作为一个巨大的热源，促使早期火山岩及地层内的成矿物质再度活化、迁移，并在有利部位进一步富集，定型成层状、似层状矿体。因此说，印支期火山岩系主要是作为丰富的矿源层而存在。

表 21 3　个旧矿区三叠纪基性火山岩微量元素含量表（w_B/ 10^{-6}）

地区	岩性	样数	Sn	Cu	Pb	Zn	W	Sb	Mo	Ag	As	Bi	资料来源
卡房	变玄武岩	2	18.0	109	71	154	0.45	4.4	1.5	0.54	24.5	0.10	云南有色地质局 308 队，1987
竹林		6	51.0	236	83	328	9.82	0.75	2.4	1.47	20.0	7.60	
竹叶山		19	99.2	329	73.7	204	9.1	0.60	2.20	1.26	27.4	4.70	
云南玄武岩平均值		2	118	11	60								云南省地质矿产局，1990
云南基性岩平均值		1	88	5	52								
世界基性岩平均值		1.5	100	8	130	1	0.1	1.4	0.1	2.0	0.007		维纳格拉多夫，1962

3. 燕山期花岗岩与成矿的关系

矿区内燕山期花岗岩类，作为本区的主要岩浆岩，在矿床的时空分布、物质与热能供给等方面有着决定性作用，因此与区内锡、铜多金属矿床的成矿关系最为密切。

个旧成矿花岗岩一般可划分为斑状黑云母花岗岩及粒状黑云母花岗岩两类。这些花岗岩体主要包括有龙岔河岩体、神仙水岩体、白沙冲岩体、马拉格-松树脚岩体、老厂-卡房岩体等。其中个旧西区岩体大部分出露地表，面积约 320km^2，但成矿性明显不如东区；东区岩体则大都隐伏于地下 200～1200m 处，仅白沙冲、北炮台等地有零星出露，与东区各大矿田成矿关系极为密切。据戴福盛（1996）研究，将个旧花岗岩划分为混合花岗岩和重熔花岗岩两类，它们均为地壳重熔花岗岩同一成岩系列，演化上相应地分为交代岩浆和重熔岩浆两个阶段。矿区（东区）各主要岩体的矿物岩石化学成分及微量元素含量（表 21 4）显示，矿区花岗岩体富硅、钾、钠，贫镁、铁，属铝过饱和系列的钙碱性花岗岩。岩体中富含 W、Sn、Pb、Sb 等微量元素和 B、F 等挥发分。而个旧含矿性较好的花岗岩与世界花岗岩的成分相比较来看，马松岩体、老卡岩体的 SiO_2 及 K_2O 含量均较高，TiO_2、Fe_2O_3、Al_2O_3、MgO 及 CaO 的含量却较低，这与世界含锡花岗岩显示十分相似的特点。说明该期岩浆活动不仅为区内成矿作用提供了热源，同时也提供了主要矿源。

表 21 4　个旧东区主要岩体化学成分（w_B/ %）及微量元素含量（w_B/ 10^{-6}）

岩体名称	岩石类型	SiO_2	Ti_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
马松岩体	似斑状花岗岩	71.72	0.02	13.19	2.06	1.35	1.02	1.01	0.03	3.66	5.08	0.096
老卡岩体	中细粒花岗岩	72.33	0.024	13.94	2.03	1.07	0.039	1.01	1.01	3.36	4.96	0.017
南岭花岗岩	含锡花岗岩	73.86	0.15	13.38	0.54	1.6	0.07	0.32	0.68	3.2	4.55	0.16
世界花岗岩	含锡花岗岩	73.44	0.22	13.61	0.92	1.38	0.06	0.47	1.30	3.13	4.52	0.12

岩体名称	岩石类型	Sn	Cu	Pb	Zn	W	Mo	F	B	Cl
马松岩体	似斑状花岗岩	14.18	28.82	7.76	210.8	3.5	1.91	0.22	10.31	300
老卡岩体	中细粒花岗岩	12.14	9.84	9.04	57.11	3.50	1.91	0.36	11.74	350
南岭花岗岩	含锡花岗岩	7.7	12	36	61	24	0.9	0.01	4.4	106
世界花岗岩	含锡花岗岩	3	20	20	60	15	1.0	0.06	0.26	130

注：据李石锦，1998，中南大学测试中心测试。

从各岩体的侵入时代及同位素年龄判断：区内岩浆岩为燕山构造期岩浆活动多阶段侵入的产物。按从早到晚的次序，岩浆呈现由偏中性经偏酸性到碱性演化次序；岩石粒度逐渐由粗变细，即由斑状中粗粒黑云母花岗岩→中粒黑云母花岗岩→中细粒黑云母花岗岩；岩石化学成分上，硅含量逐渐增加，铁、钙、镁含量逐渐下降；矿物成分上，石英含量逐步上升，黑云母含量逐步下降；岩石蚀变逐渐增强。

就矿化强度及控矿规模而言，分布于个旧东区北部的马松岩体、南部的老卡岩体是两个最重要的成矿母岩。两者均为隐伏岩体，分布范围大于 100 km^2。岩体对矿床的控制作用表现在：①上部的层间矿床及下部的接触带矿体群总是以岩体突起为中心，成群、成带围绕岩体的顶部和四周产出；②以岩体为中心成矿元素具有一定的分带性，如马拉格矿田由岩体向外依次分为 Cu→Cu、Sn→Sn、Cu→Sn、Pb→Pb、Zn、Sn 五个带；③矿床与花岗岩在地球化学特征上有一定的继承性；④岩浆侵入与演化、岩石组分及结构的某些变化常伴有锡矿化的差异和富集趋势；⑤岩体的产出形态、规模及侵位深度等对矿化强度和规模也有着重要影响，岩体表面的凹盆、凹槽以及四周的凹陷部位等都是接触带矽卡岩型锡-铜多金属矿床赋存的良好场所。

此外，对个旧花岗岩的成因问题，许多研究者获得的资料比较一致（李树基，1981；汪志芬，1983；曾骥良，1984；伍勤生等，1985；张志信等，1991），均倾向于认为个旧地区的花岗岩是由深部元古宙的结晶基底经重熔作用而形成的岩浆，上侵到一定深度固结而成。其理由大致有以下几点：①斑状花岗岩中大多数暗色捕虏体来源于同源稍偏基性的岩浆；②在 Ca - Na - K 三角图上，本区大多数花岗岩样品集中于岩浆花岗岩范围内，并显示富碱、富钾特点；③不同花岗岩的锶同位素比值 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 介于 0.710～0.715 之间，表明花岗岩为同源陆壳重熔型；④与花岗岩有密切成因关系的矿石铅同位素组成相当均匀，且铅的 μ 值为 8.8～9.0，属均匀高 μ 值地壳源铅，表明花岗岩属岩浆成因且成岩-成矿物质主要来自地壳较深部的陆壳重熔物质；⑤岩体中未发现铬铁矿、铬尖晶石，有别于幔源花岗岩；也不含石榴子石、堇青石、红柱石、矽线石等高铝矿物，而有异于混合岩化花岗岩；⑥对个旧花岗岩熔化实验，表明在 5000kg/ cm^2 压力下，按从早到晚的生成顺序，龙岔河岩体、马松岩体、老厂岩体的初熔温度分别为 650℃、640℃、615℃。推测个旧岩浆岩的形成深度为 15～22km，即相当于至哀牢山变质基底的距离，而哀牢山褶皱、结晶基底中锡、铜、铅、锌等元素丰度均较高（表 21 5），可以在重熔和分离结晶过程中逐步富集起来。

表 21 5　个旧地区结晶基底地层中微量元素含量（w_B/ 10^{-6}）

基底 / 岩系	样数	Sn	W	Cu	Pb	Zn	Ge	Cd	Be	Mn	Co	Ni	Cr	V
哀牢山群	24	4.28	2.16	26.53	28.02	74.86	1.05	1.81	1.65	59.18	18.27	30.48	118.58	82.83
昆 阳 群	100	3.12	4.97	65.15	52.75	57.21	0.75	0.97	3.02	156.09	16.88	75.44	75.80	61.15

注：数据来源于西南有色地勘局地质所张志信等，1991。

第二节　主要矿床成因类型

一、现有矿床分类

区内已有锡矿床主要可分为四种大的类型：①锡石-多金属硫化物矿床、②电气石细脉带型矿床、③锡石白云岩型矿床和④锡石云英岩型矿床及砂锡矿床。各类型原生锡矿床的主要特征见表 21 6。

其中砂锡矿床多属残破积和岩溶沟谷堆积成因。原生锡矿床则以锡石 - 多金属硫化物型为主要矿床类型，其他几种类型矿床仅局部见有小型或中小型矿床，仅卡房变基性火山岩型矿床及老厂电气石细脉带型矿床规模较大。其中锡石 - 多金属硫化物型矿床锡储量在个旧成矿区内占 90%以上的绝对优势，分布遍及松树脚、马拉格、芦塘坝、高峰山、湾子街、塘子凹、双竹及新山等主要矿田，以其产出部位及矿石的次生氧化特征，习惯上划分为矽卡岩硫化物矿床和远离接触带的层、脉状氧化矿床。

二、锡石-多金属硫化物型矿床

个旧锡石硫化物型矿床习惯上又可分为接触带矽卡岩硫化物型以及远离接触带的层状硫化物型和脉状硫化物型三种。接触带矽卡岩硫化物矿床是指产于斑状或粒状黑云母花岗岩体与个旧组下部碳酸盐岩接触带的锡铜多金属硫化物矿床；远离接触带的脉状矿床是指主要产于花岗岩外接触带碳酸盐岩围岩中发育的东西向断裂中的以银铅锡为主的脉状矿床；而远离接触带的层状矿床是指产于花岗岩体上覆碳酸盐岩围岩中的似层状、条状、囊状及层脉交叉状锡铅锌矿床。

个旧矿区远离花岗岩接触带的脉状硫化物矿床主要产于东区的规模较大的近东西走向的断裂带及其旁侧，以银、铅、锡矿化为主，伴生铜、锌等。这些含矿断裂主要有马拉格元老断裂、芦塘坝 102 断裂、老厂蒙子庙断裂及卡房龙树脚断裂等。这类断裂一般下切较深，具有多期活动的特点，断裂破碎带中常见有构造透镜体、不同产状的扭裂面以及氧化矿角砾被断层泥胶结的现象（图 21 6）。断裂带在深部花岗岩侵入过程中，是矿液活动的通道和停积的场所，成矿作用以充填交代为主，矿体均产于断裂破碎带中，呈透镜状、脉状，矿体在走向和垂向上具有成串分布特点，矿体之间一般不连续，而呈断续分布。原生矿石绝大部分已氧化，仅局部存在硫化物残块。

表 21 6　个旧成矿区内主要原生锡矿床类型及其地质特征简表

矿床类型	锡石云英岩型	电气石细脉带型	锡石-硫化物型			含锡白云岩型	变基性火山岩型
			矽卡岩硫化物型	层间硫化物型	脉状硫化物型		
矿化类型	Sn, W	Sn, Be	Sn, Cu	Sn, Pb, Zn	Ag, Pb, Zn, Sn	Pb, Zn, Sn	Cu
伴生组分	Be, W, Mo, Nb, Ta	Be, Li, Rb, W, Cu	Pb, Zn, As, Bi, Be, Ag	Cu, Pb, Zn, Ag, W	Pb, Zn, Ag, Cu, In	Pb, Zn	Sn, Au, Ag, Bi, W
矿石矿物	锡石、白钨矿	锡石、绿柱石、磁黄铁矿、黄铜矿、黄铁矿、黑钨矿、白钨矿、辉钼矿	磁黄铁矿、毒砂、黄铜矿、黄铁矿、铁闪锌矿、方铅矿、锡石、黝锡矿、白钨矿、辉钼矿等	锡石、磁黄铁矿、黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、毒砂	锡石、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿	锡石、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、褐铁矿、赤铁矿、镜铁矿	磁黄铁矿、黄铜矿、黄铁矿、辉铜矿、自然铋、辉铋矿、白钨矿、辉钼矿、自然金、银金矿等
脉石矿物	石英、白云母、萤石、电气石	长石、石英、电气石、黄玉、萤石、锂白云母、透辉石、石榴子石、阳起石、符山石	透辉石、钙铁辉石、钙铝榴石、阳起石、透闪石、符山石、方解石、石英、萤石、方柱石、绢云母、石英	方解石、萤石、透辉石、石榴子石、阳起石、绿泥石、绢云母、石英	方解石、萤石、石英	方解石、菱铁矿、绿柱石	透辉石、阳起石、符山石、钙铁榴石、长石、方柱石、透闪石、方解石、石英、萤石、绿帘石、绿泥石
矿体形态	不规则状	细脉群、细脉带	透镜状、柱状、条状、似层状、囊状	似层状、条状、透镜状、脉状等	长条状、大脉状	网脉状、脉状、似层状、透镜状	层状、似层状、透镜状、脉状
矿石构造	浸染状	脉状、网脉状、细脉状	致密块状、条带状、浸染状	致密块状、细脉状、浸染状	致密块状、脉状	浸染状、网脉状	浸染状、块状、脉状、条带状
成矿作用	气成热液	气成 - 高温热液	高温热液	喷流沉积 + 高中温热液	中温热液	低温 - 中温热液	火山沉积成矿作用
矿体规模	小型	小型 - 大型	中型 - 大型	中型 - 大型	中型 - 大型	中型 - 小型	大 - 中型
产出部位	花岗岩 岩枝顶部	花岗岩突起顶部围岩	花岗岩与碳酸盐围岩的接触带	层间破碎带, 层间剥离、滑动带	东西向断裂	次级断裂	玄武岩内或玄武岩与大理岩的接触面
围岩性质	浅色中细粒黑云母花岗岩	大理岩、白云岩、白云质灰岩	矽卡岩、大理岩、白云岩	灰岩、白云岩、大理岩、矽卡岩	灰岩、白云岩	白云岩、灰质白云岩、灰岩	玄武岩、大理岩
围岩蚀变	云英岩化、萤石化、电气石化	矽卡岩化、方解石化、碳酸盐化	阳起石化、透闪石化、绿泥石化、绢云母化、金云母化	铁锰矿化、方解石化、褐铁矿化、阳起石化	铁锰矿化、方解石化	方解石化、铁锰矿化、绿泥石化	阳起石化、金云母化、萤石化、绿泥石化、绿帘石化
次生变化		部分氧化	部分氧化	氧化完全	氧化完全	部分氧化	部分氧化

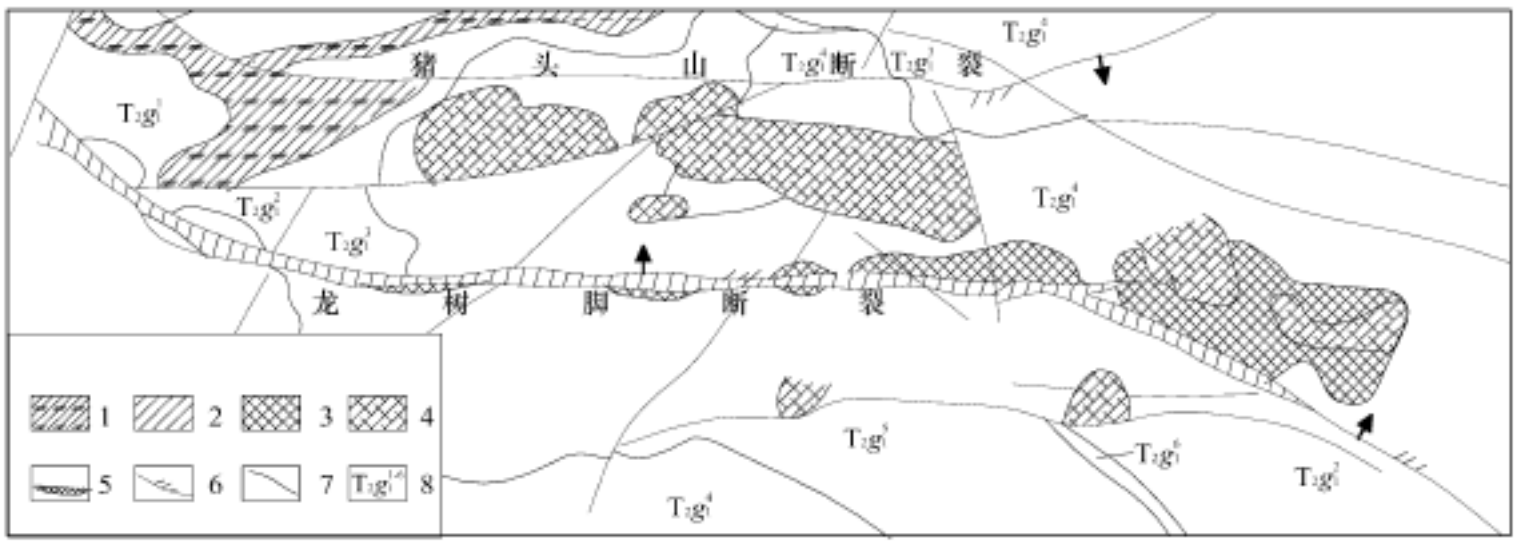


图 21 6　龙树脚断裂带素描图 (1640 中段 44 穿坑道顶板)

1—变基性火山岩；2—断裂带内浸染状锡铅矿体；3—断裂带银铅锡氧化矿体；4—层间银铅锡氧化矿体；5—地表出露的氧化矿；6—断裂；7—地层界线；8—中三叠统个旧组卡房段地层 1 - 6 层

矿物组成：氧化矿石主要以褐铁矿、赤铁矿与针铁矿为主，其次为锡石、方铅矿、白铅矿、砷铅矿、铅矾、菱铁矿、水锌矿、蓝铜矿、孔雀石、自然银、辉银矿、黝锑银矿、辉铅银矿、硫铜银矿、绢云母及粘土矿物等。硫化矿石主要组成有锡石、铁闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、辉铜矿、辉银矿、毒砂，以及方解石、白云石、透辉石、绿泥石、阳起石等。

结构构造：具自型、他型、半自型粒状结构，隐晶质及压碎结构。氧化矿石多呈土状、胶状、多孔状构造，少数呈块状、脉状构造；硫化矿石具浸染状、块状构造。

1. 远离花岗岩接触带的脉状硫化物矿床

脉状矿体产出主要受以下几个因素控制：东西向的主干断裂、与主干断裂伴生的次级裂隙以及断裂与有利岩层的交汇部位。一般沿主干断裂的走向偏转部位矿化最好，沿断裂面倾向由缓变陡的部位矿体厚大，如图 21 7 龙树脚断裂带内发育的银铅锡氧化矿体；其次与主干断裂相交或平行产出的次一级裂隙，破碎带变宽，矿体变厚且富；此外，断裂与个旧组卡房段白云岩与灰岩互层的有利岩层相交汇的部位，也是矿体赋存的有利空间，而且，常见矿体分支向层间贯入，产生层间似层状矿体。

本类矿床一般有如下找矿标志：①东西向断裂带之走向偏转部位、沿断裂面倾角由陡变缓部位以及断裂带与次级裂隙的交汇部位；②近矿围岩具明显的铁锰碳酸盐化、褐铁矿

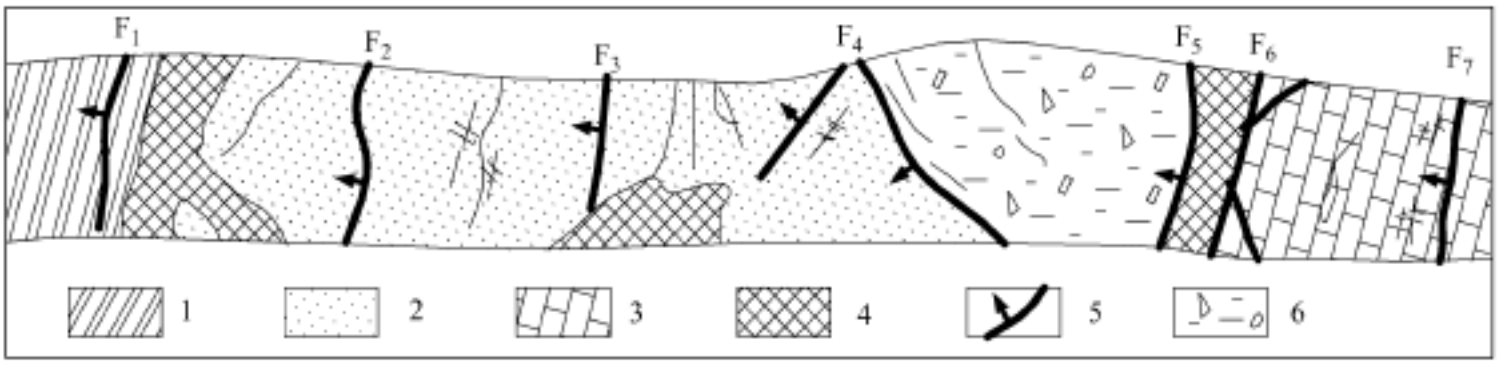


图 21 7　龙树脚断裂带内发育的银铅锡氧化矿体

(据《个旧锡矿地质》，1984)

1—大理岩；2—矿化大理岩；3—石灰岩；4—氧化矿；5—断层；6—角砾岩

化；③在化探原生晕异常规模大、形态完整，元素重合性好，铅锰异常具有明显方向性；④位于围绕花岗岩体金属元素分带的最外圈，即呈 Ag、Pb、Zn、Sn 组合带。

2. 远离接触带的层间层状矿床

该类矿床产于碳酸盐岩层中的花岗岩外接触带，由于这类矿床的锡石-硫化物矿体一般都已强烈氧化，因此，习惯上称之为层间氧化矿，其分布遍及全区各大矿田。矿体的定位及形态主要受地层岩性及构造控制。一般层间氧化矿床形成部位浅，受表层构造控制，矿体成群成带产出，容矿层位与成矿花岗岩体侵位的高度有关。如：马松岩体的西端主要侵位于个旧组中上段地层，受其控制的马拉格矿田层间氧化矿床尤其发育，矿体主要赋存于个旧组中部马拉格段地层中，分别以 $T_2g_3^1$ 与 $T_2g_2^4$ 的接触面、$T_2g_2^4$ 与 $T_2g_2^3$ 接触面以及 $T_2g_2^3$ 与 $T_2g_2^2$ 接触面为三个主要含矿部位。矿床多集中分布于马松背斜北西倾伏端挠曲带中，地层的表层褶皱和以北西走向为主的断裂构造对矿床有明显的控制作用；主要金属元素在水平方向或垂直方向上均具明显分带性（图 21 8），越靠近岩体 Cu 矿化越好，而远离岩体 Cu 矿化逐渐减弱，Pb、Zn 矿化逐渐加强，Sn 主要在靠近岩体的 Cu 带与远离的 Pb - Zn 带之间矿化最好。其中铜矿化带产于花岗岩体正接触带，以 Cu 为主，伴生 W、Bi，水平方向带宽 150～300m，埋深约 500m；铜锡带主要产于花岗岩体外接触带，多呈管状、条带状矿体，金属 Cu 为主，伴生 Sn，带宽约 400m，分布在地表以下 375～500m 之间；锡铜带以 Sn 为主，Cu 相对减弱，带宽约 200m，分布地表以下 250～375m 左右；锡铅带以 Sn、Pb 为主，伴生 Zn 矿化 Cu 矿化微弱，带宽 250m，埋深 75～250m；最外带铅锌锡带一般不具工业意义，主要为 Pb、Zn 矿化，Sn 矿化变弱，Cu 矿化消失；而岩体东倾伏端的松树脚矿田，岩体侵入于个旧组下部卡房段地层，这里的层间矿石不很发育，其三个主要容矿层都在卡房段上部，分布于荷叶坝穹隆东南翼挠曲带，矿石一般沿层间构造带呈似层状、条状；挠曲倒转部分形成陡倾斜脉状矿体（图 21 9）。

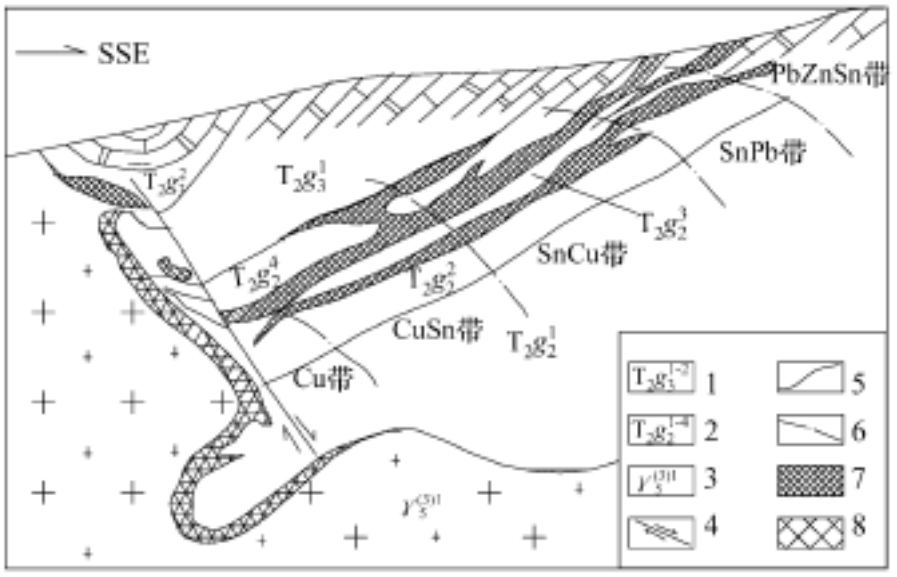


图 21 8　马拉格矿床矿体纵剖面图

1—中三叠统个旧组白泥洞段 1 - 2 层；2—中三叠统个旧组马拉格段 1 - 4 层；3—燕山期斑状黑云母花岗岩；4—断层；5—地层界线；6—金属元素分带界线；7—层间氧化矿体；8—矽卡岩接触带硫化矿体

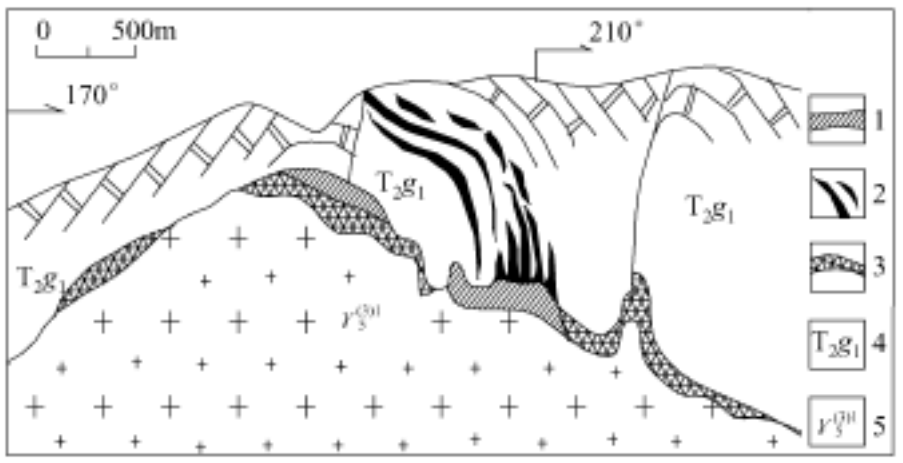


图 21 9　松树脚矿床地质剖面示意图

1—矽卡岩型硫化矿体；2—层间氧化矿体；3—矽卡岩；4—个旧组马拉格段地层；5—斑状花岗岩

老卡岩体侵位于个旧组卡房段，自 $T_2g_1^1$ 至 $T_2g_1^6$ 的六个岩性层中均有层间矿产出，在三个白云岩和灰岩频繁交替的互层带中尤为发育。层间

氧化矿沿老卡背斜轴分布，多数产在岩体北端开阔平台的上部地段，其深部有接触带硫化物矿床，上下两种矿床规模之大，占全区原生矿储量的 50％左右。此外层间矿受多方向多层次构造控制，北东、东西向及少数北西、南北向断裂相互交织如网，交切有利岩层部位，形成层状、网脉状矿群，矿体密集、重叠贯通，常常深延与接触带型矿体相连，倾斜延伸达数百米。矿体形态复杂，有似层状、条状、脉状、囊状、层脉交叉状等，在矿体上下盘的近矿白云质围岩中还常见到细脉浸染状矿化。

在马松岩体与老卡岩体的中间地带发育有阿西寨向斜，此处的高松矿田芦塘坝矿段为麒麟山、松树脚断裂所夹持，北东向的芦塘坝断裂贯穿矿田中部，是本段控制矿体产出的主要构造。当该断裂及其派生次级断裂、裂隙与个旧组卡房段 $T_2g_1^6$ 层位交汇时，则产生多层层间剥离及层间破碎，为矿液充填贯入提供了良好的空间，同时断裂本身也成为良好的容矿空间，因此，形成了多层次层脉相交的层间氧化矿（图 21 10）。

矿石矿物组成：上述这类层间氧化矿矿石主要由褐铁矿、赤铁矿、针铁矿、锡石等组成，其次为白铅矿、孔雀石、铅矾、砷铅矿、硬锰矿、软锰矿、菱铁矿等。矿石中仅局部可见硫化物残块，其中包括黄铁矿、方铅矿、毒砂、铁闪锌矿以及少量黄铜矿。

结构构造：矿石绝大部分已经氧化，一般呈土状、胶状及蜂窝状构造，矿物多呈自形、半自形及他形粒状结构。

近矿围岩蚀变：主要是褐铁矿化、铁锰矿化、孔雀石化及大理岩化。一般褐铁矿化、孔雀石化最具找矿意义，可作为锡、铜矿的直接找矿标志；而铁锰矿化一般与银铅矿化关系较为密切。

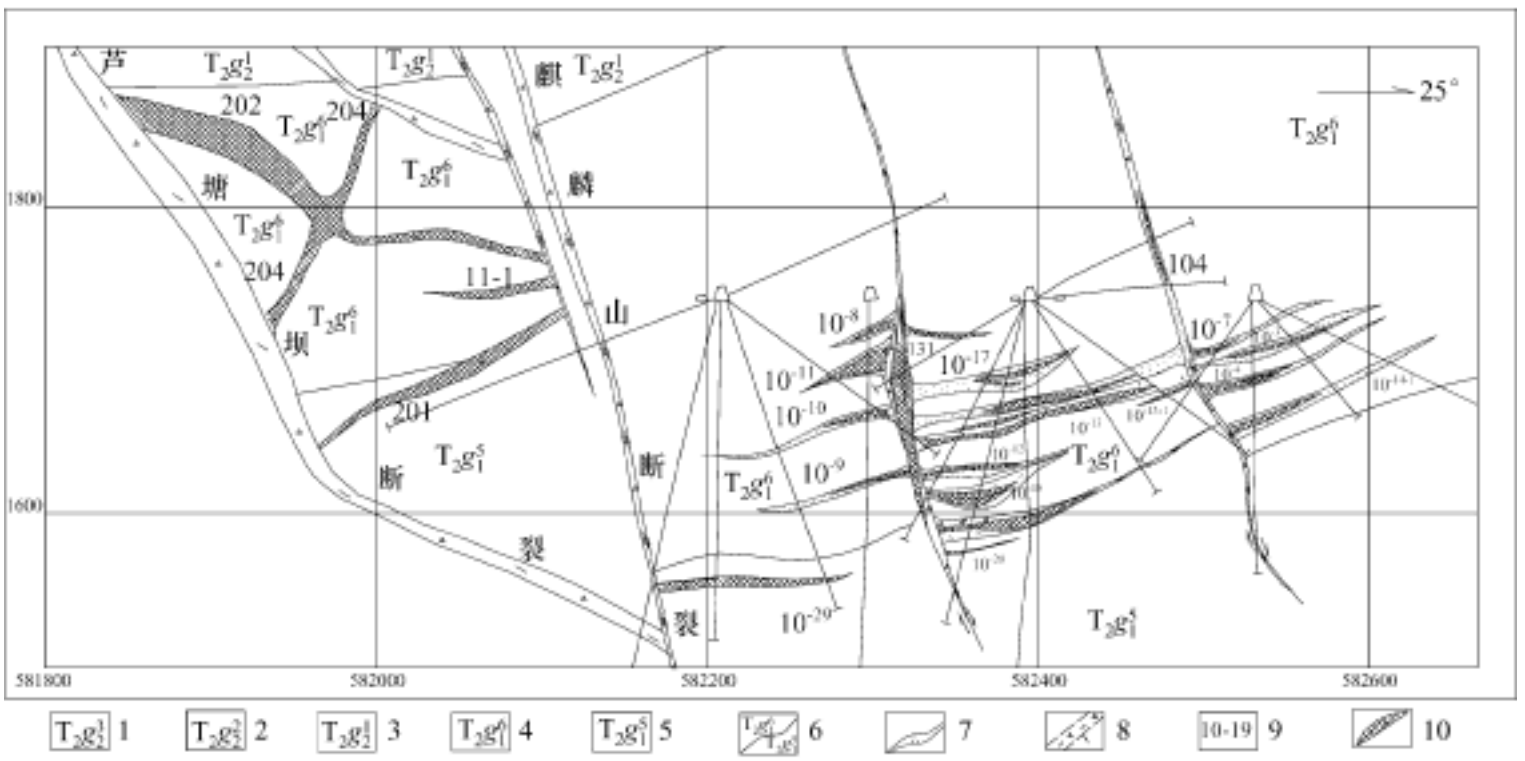


图 21 10　高松矿田芦塘坝矿段 204 线地质剖面图（深部）

1—中三叠统个旧组马拉格段白云岩夹少量白云质灰岩；2—中三叠统个旧组马拉格段灰质白云岩；3—中三叠统个旧组马拉格段白云岩；4—中三叠统个旧组卡房段石灰岩与灰质岩互层；5—中三叠统个旧组卡房段大理岩；6—地层界线；7—矿化围岩；8—推测断裂及产状；9—矿体编号；10—氧化矿体

3. 花岗岩接触带矽卡岩矿床

该类矿床主要产于花岗岩与碳酸盐岩围岩的接触带部位，在个旧矿区的马拉格、松树脚、高松、老厂、卡房五大矿田内分布广泛，规模大，是个旧矿区中最主要的一种矿床类

型，已探明的锡、铜储量分别占原生矿产的 44%和 81%。矿床以铜矿化为主，为锡铜共生矿床。

矿物共生组合：与层间矿基本相似，金属硫化物主要包括磁黄铁矿、黄铜矿、铁闪锌矿、黄铁矿、毒砂、方铅矿、锡石、黝锡矿及少量白钨矿、自然铋、辉铋矿、辉钼矿、磁铁矿等；脉石矿物有铁叶云母、萤石及残留的矽卡岩矿物。部分接触带硫化矿体在断裂交汇部位已被氧化，氧化矿石主要由褐铁矿、水针铁矿、赤铁矿、铁染粘土组成，含有少量绢云母、水金云母、白云母、方解石、石英等，有用矿物有孔雀石、砷钙铜矿、砖红铜矿、铜矾、锡石、白铅矿等。

矿石结构构造：矿石主要为粒状、变晶状及不规则状结构，呈致密块状、浸染状、斑杂状、网脉状构造。

矿体形态：形态复杂，依赖于岩体产出的形态，常见呈缓倾斜的透镜状、似层状与陡倾斜的柱状、脉状以及不规则的囊状、瘤状、凹兜状等。图 21 11 所示为产于老厂岩体 1021 突起与个旧组卡房段上部地层（$T_2g_1^5$）接触带的矽卡岩型硫化矿。

围岩蚀变：接触带型矿床的围岩蚀变普遍较强，其中对找矿意义较大的蚀变有矽卡岩化、云英岩化、硫化物化三种，除此之外，还见有透闪石化、金云母化以及白云石化等。一般碳酸盐围岩矽卡岩化发育于距岩体 300m 以内；黄铁矿化、金云母化等距岩体可达 500m；大理岩化及广泛分布的围岩褪色带则距岩体较远，达 600m 以上。

矿床主要受控于岩体形态，矿体选择定位在岩体形态复杂地段，如岩株波状起伏的开阔顶面（老厂弯子街）、蘑菇状（卡房新山）或塔松状（金竹林一带）岩体侧翼及叠加超覆的岩舌或岩枝下伏部位以及岩脉根部，在构造交切带上特别富厚，表现出接触构造和断裂构造在成矿时的双重控制。因此，该类矿体的空间定位一般有如下规律：①花岗岩体的突起部位；②岩脉发育部位；③断裂及有利成矿岩层与花岗岩相接部位；④花岗岩呈脊状、槽状、盆状部位；⑤岩枝、岩舌与主岩体构成的凹陷部位。

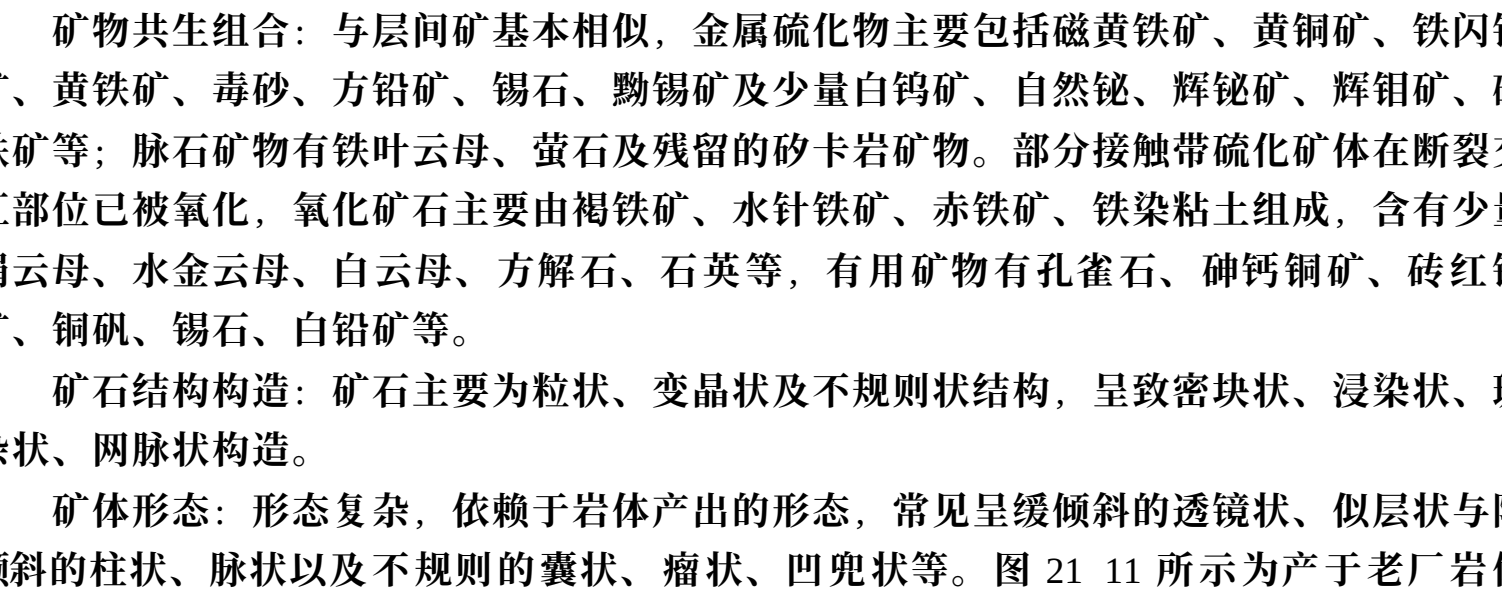


图 21 11　老厂矿田东深部 36 排地质剖面图（局部）

1—花岗岩；2—矽卡岩硫化矿体；3—层间氧化矿体；4—矽卡岩；5—个旧组卡房段上部地层

三、与花岗岩改造有关的变基性火山岩型铜（金）矿床

该类型矿床分布范围相对较小，仅见于个旧矿区南部的卡房新山、金光坡、鸡心脑及

老厂竹林、竹叶山一带。以前大部分研究者曾称之为变辉绿岩铜矿（李树基等，1984；黄廷燃，1984；汪志芬，1983）。然而，经过最近几年探采资料表明：矿区内所谓的变辉绿岩，与地层呈整合接触，同步褶皱，未见穿层现象，产出层位稳定，且在一些地带发现原岩气孔、杏仁体构造发育，呈半定向或无定向排列，含凝灰质成分。据镜下观察原岩矿物主要为橄榄石、斜长石、含钛普通辉石、角闪石及钛铁矿基质具变余间粒结构、交织结构，因此该基性岩应为变橄榄玄武岩，是与地层同时代的印支期海底火山喷发产物，而不是超浅成侵入体。它在空间上与卡房铜金矿床关系密切，矿体往往呈层状直接赋存在火山岩内或与围岩的接触带部位，同时也表现出花岗岩成矿作用的特点，如花岗岩与基性火山岩交接部位，矿体厚大、品位高，反之，矿体则规模不大、品位低。因此该类矿床在成因上及矿物组合等方面与其他类型矿床相比表现出不同的地质特征，既有火山沉积作用的特点也有花岗岩叠加成矿的特点，应属于海底火山喷发沉积 + 花岗岩浆热液叠加改造形成的多因复成矿床。

矿体形态：卡房新山、金光坡一带的铜（金）矿体，均呈层状、似层状、透镜状整合产出于 $T_2 g_1^{1-2}$ 玄武岩层内或玄武岩顶、底面与围岩的接触部位（图 21 12），产状与围岩一致。该类矿体未见穿层现象，且与围岩同步褶曲。玄武岩内矿体呈多层状产出，常见有 2～3 层，最多可达 6～9 层。矿体沿走向长一般为 20～200m，最长可达 600m，厚度为 2～8m，最厚处 60m。矿体倾角 10°～30°，并随岩层产状波动。目前，该类矿床已发展为大-中型规模。

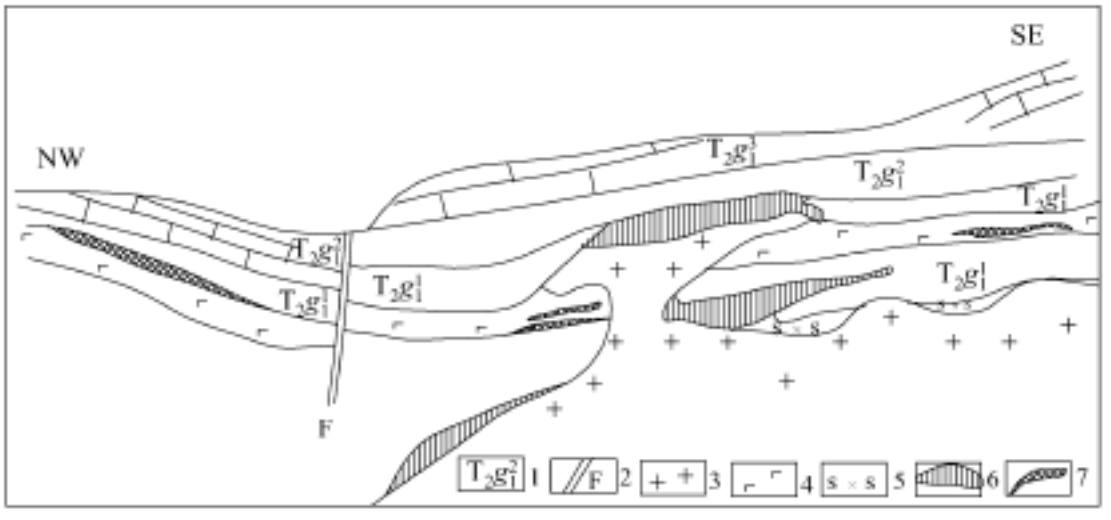


图 21 12　卡房新山矿床地质剖面示意图

1—中三叠统个旧组；2—断层；3—燕山晚期等粒状黑云母花岗岩；4—印支期变玄武岩；5—矽卡岩；6—花岗岩接触带锡铜矿体；7—玄武岩内铜金矿体

矿石矿物组成：原生硫化物矿石主要以磁黄铁矿、黄铜矿、毒砂为主，其次为白钨矿、黑钨矿、斑铜矿、辉钼矿、黝铜矿、锡石、自然铋以及微量的自然金等；氧化次生矿物主要有孔雀石、赤铜矿、黑铜矿、铜兰、赤铁矿、褐铁矿等。脉石矿物主要有透辉石、石榴子石、透闪石、石英、萤石、阳起石、金云母、绿泥石、方解石等。

矿石构造：以块状构造、纹层状构造、星点状构造、细脉状构造为主。其中块状构造主要由磁黄铁矿和黄铜矿组成，并以磁黄铁矿为主要组成；纹层状构造由磁黄铁矿、黄铜矿和萤石条带相间组成纹层，纹层与围岩层理一致；星点状构造由磁黄铁矿、黄铜矿、黄铁矿、等硫化物呈豆状、星点状分布在玄武岩中，呈定向排列特点；细脉状构造是由黄铜

矿、黄铁矿组成的不规则细脉，穿插在磁黄铁矿矿石中。

矿石结构：主要呈他形粒状结构、自形晶结构及网状结构。其中黄铜矿和磁黄铁矿常为它形粒状；早期毒砂和黄铁矿常呈自形晶嵌布于磁黄铁矿或脉石矿物中；晚期毒砂往往沿磁黄铁矿、黄铜矿晶体裂隙或解理进行交代，形成网状结构。

主要金属元素赋存状态：铜，主要为黄铜矿，少量呈类质同象赋存在黄铁矿、磁黄铁矿中，氧化后呈辉铜矿、斑铜矿、孔雀石、蓝铜矿、赤铜矿等；钨，以白钨矿为主，有少量黑钨矿；钼，主要以辉钼矿产出；铋，主要为自然铋及辉铋矿；金，以自然金、银金矿为主，少部分赋存于毒砂、辉钼矿、磁黄铁矿、黄铜矿中。

矿体分布规律：该类矿床在空间分布上与变基性火山岩密切相关。矿体主要分布在基性火山岩变质程度较深的部位，矿体常呈多层状分布在变基性火山岩与大理岩交界面以及变基性火山岩内，一般有 2～3 层，最多可达 6～9 层；其次在花岗岩与基性火山岩的交接部位，也是矿体主要赋存空间；在变基性火山岩随地层产状变化较大部位，矿体往往变厚变大，并易产出缓倾斜透镜状矿体。

第三节　矿田（矿床）定位规律及其控矿因素分析

一、现有矿田（矿床）的基本特征

成矿区内发现的所有具大型、超大型规模的矿田均分布在个旧东区北东向的五子山复式背斜所覆盖范围内。横跨五子山复式背斜之上的一系列近东西向断裂构造为南北向的个旧断裂及甲介山断裂所夹持，在个旧东区造成了“梯子格”状的构造格局，每一个“梯子格”控制着个旧东区的一个大型或超大型矿田，自北向南依次分布有马拉格矿田、松树脚、高松矿田、老厂矿田及卡房矿田（见图 20 4、21 1）。而横跨五子山复式背斜之上的一组短轴穹窿或褶皱，则是矿床矿体的直接定位空间。其中包括：矿区北部的轴向近东西的马松穹窿，南部的北东向的老卡背斜以及两者之间的轴向近东西的两翼较宽缓的大箐 - 阿西寨向斜。

上述五大矿田除卡房矿田已在前文介绍之外，其他矿田的基本特征如下。

1. 马拉格矿田

马拉格矿田产于矿区北部的马松穹窿北翼西倾伏端部位。包括几处锡铜、锡铅矿床。锡具大型规模，铜、铅为中小型规模。矿床以锡石-硫化物型层间氧化矿为主，在花岗岩与碳酸盐岩的接触带，有含铜、锡矽卡岩型硫化矿赋存，矿体较小而富，矿体形态复杂，有似层状、条状、透镜状、巢状、管状等，以管状矿体为典型，矿体横断面呈等轴状，沿倾向延伸较长。

马拉格矿田北部出露有北炮台岩株，它实际上是深部马松斑状花岗岩体的分枝部分。矿体在不同的层位受次级交叉断裂控制作用下，而呈现以北炮台岩株为收敛端，向南东侧大致呈扇形展布，矿体成群、成带状产出（图 21 13）。其层间氧化矿体主要集中于三个部位，即 $T_2g_3^1/T_2g_2^4$、$T_2g_2^4/T_2g_2^3$ 以及 $T_2g_2^3/T_2g_2^2$ 接触面。主要金属元素在水平方向或垂直方向上均具明显分带性，越靠近岩体 Cu 矿化越好，而远离岩体 Cu 矿化逐渐减弱，

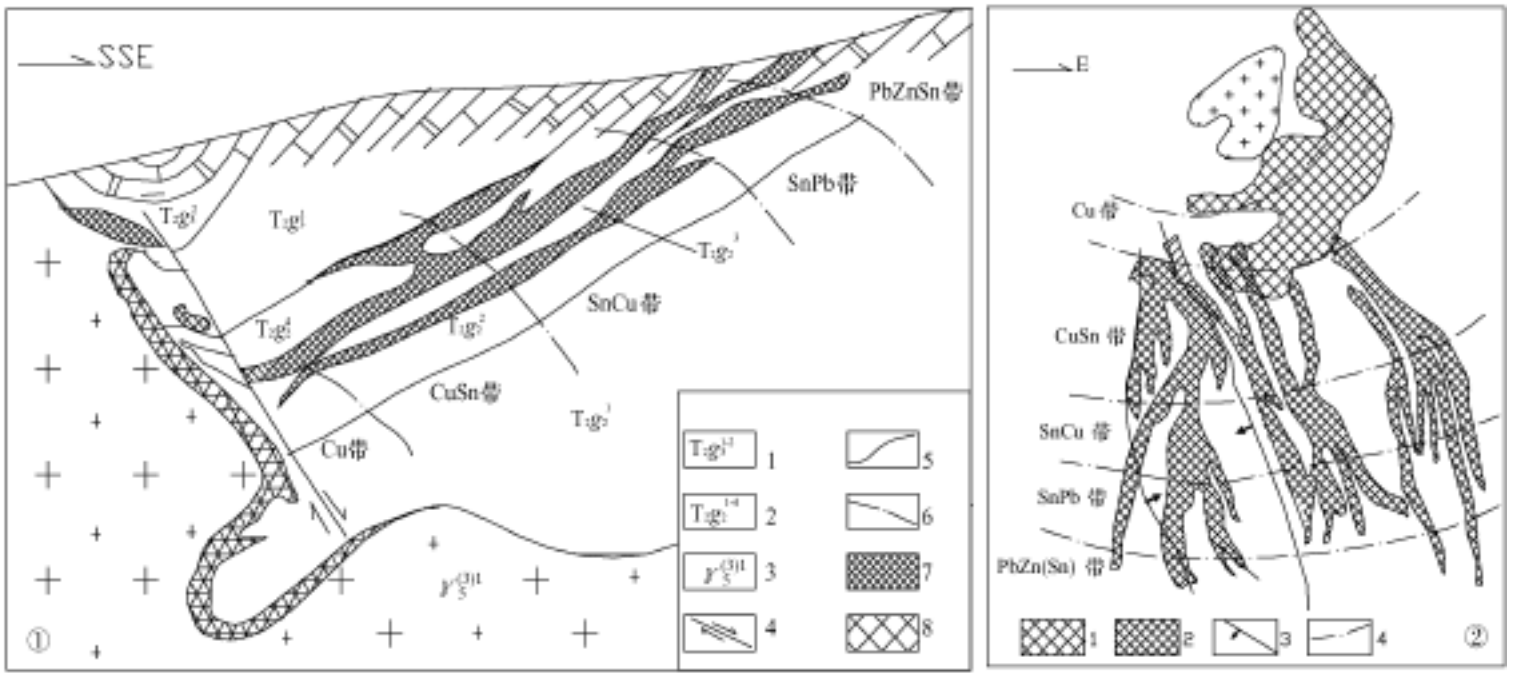


图 21 13　马拉格矿段地质示意图

①剖面：1—个旧组白泥洞段；2—个旧组马拉格段；3—斑状黑云母花岗岩；4—断层；5—地层界线；6—金属元素分带界线；7—层间矿体；8—矽卡岩型矿体

②平面：1—接触带矽卡岩型矿体投影；2—层间矿氧化矿投影；3—断层；4—元素分带界线

Pb、Zn 矿化逐渐加强，Sn 主要在靠近岩体的 Cu 带与远离的 PbZn 带之间矿化最好。其中铜矿化带产于花岗岩体正接触带，以 Cu 为主，伴生 W、Bi，水平方向带宽 150～300m，埋深约 500m；铜锡带主要产于花岗岩体外接触带，多呈管状、条带状矿体，金属 Cu 为主，伴生 Sn，带宽约 400m，分布在地表以下 375～500m 之间；锡铜带以 Sn 为主，Cu 相对减弱，带宽 200m 左右，分布地表以下 250～375m 之间；锡铅带以 Sn、Pb 为主，伴生 Zn 矿化，Cu 矿化微弱，带宽 250m，埋深 75～250m；最外带铅锌锡带一般不具工业意义，主要为 Pb、Zn 矿化，Sn 矿化变弱，Cu 矿化消失。

2. 松树脚矿田

位于马松穹窿的南翼东倾伏端。其矿田地质特征及成矿金属元素组合与马拉格矿田基本相似，矿床类型单一，为锡石-硫化物多金属矿。锡具大型规模，铜、铅为中小型。但其接触带型硫化矿床较马拉格矿田发育，矿体规模较大；层间氧化矿体小而富，形态复杂，一般沿层间构造带呈多层次似层状、条带状产出，在岩层较陡部位，矿体近于陡倾

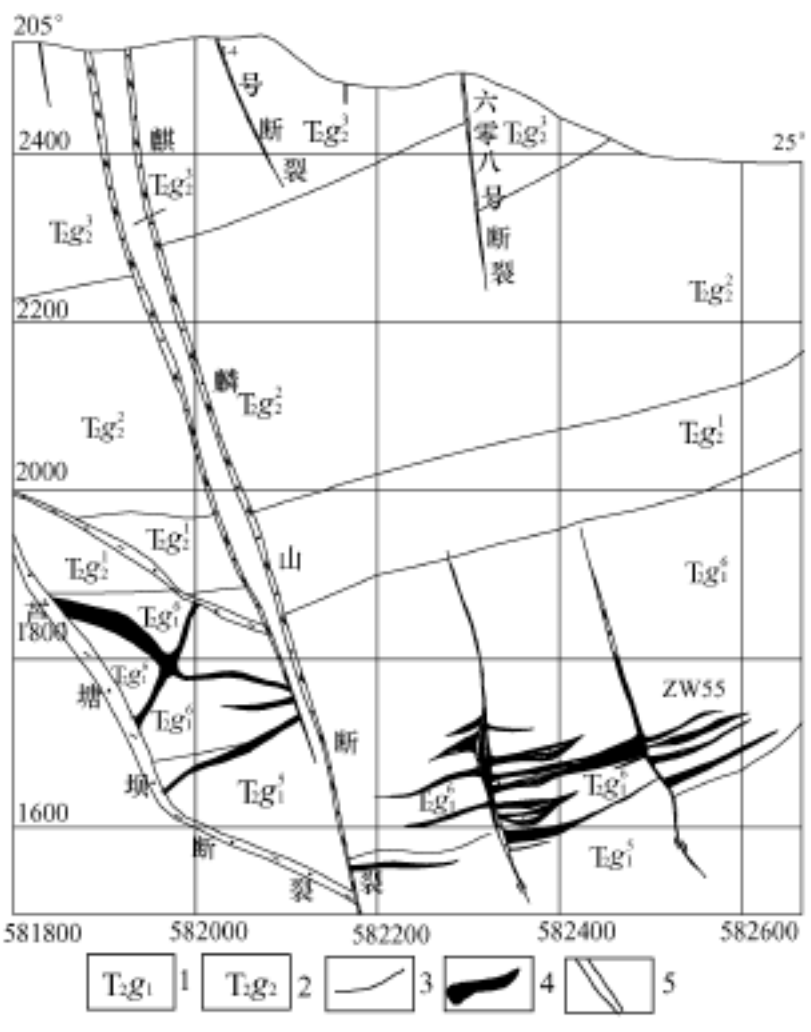


图 21 14　高松矿田芦塘坝矿段地质剖面图

1—个旧组卡房段地层；2—个旧组马拉格段地层；3—地层界线；4—层间矿体；5—断裂构造

斜脉状，常常与深部的花岗岩与围岩的接触带矿体相连（见图 21 9)。

3. 高松矿田

产于北部马松穹窿及南部的老卡背斜之间大箐-阿西寨向斜的两翼，所有矿体均隐伏于地下 800～1000m 处。该矿田与其北部的马拉格、松树脚矿田及南部的老厂、卡房矿田连成一片，共同构成个旧东区完整的五子山构造-岩浆锡多金属成矿带。矿田主要由高峰山、芦塘坝两矿段组成。前者产于老厂等粒黑云母花岗岩体的北延倾伏端，以接触带型矽卡岩硫化矿为主，矿体规模小，Sn、Cu 含量较低，矿床规模锡矿为中型、铜为小型；而芦塘坝矿段主要为层间氧化矿型富 Ag、Pb、Sn 矿床，受北东及近东西向的断裂带控制，主要产于个旧组卡房段上部灰岩、白云岩层间，矿体大都为氧化呈土状赤褐铁矿氧化矿石(图 21 14)。

4. 老厂矿田

矿化类型齐全，尤其锡矿化集中，规模巨大，达特大型，伴生铜、铅、钨达中型规模。各矿床类型呈现有规律的空间分布，即地表出露砂锡矿，浅部贯穿电气石细脉带矿床及含锡白云岩型矿床，浅部-中深部为层间氧化矿，深部接触带部位有矽卡岩-硫化物和云英岩型锡矿床（图 21 15)。

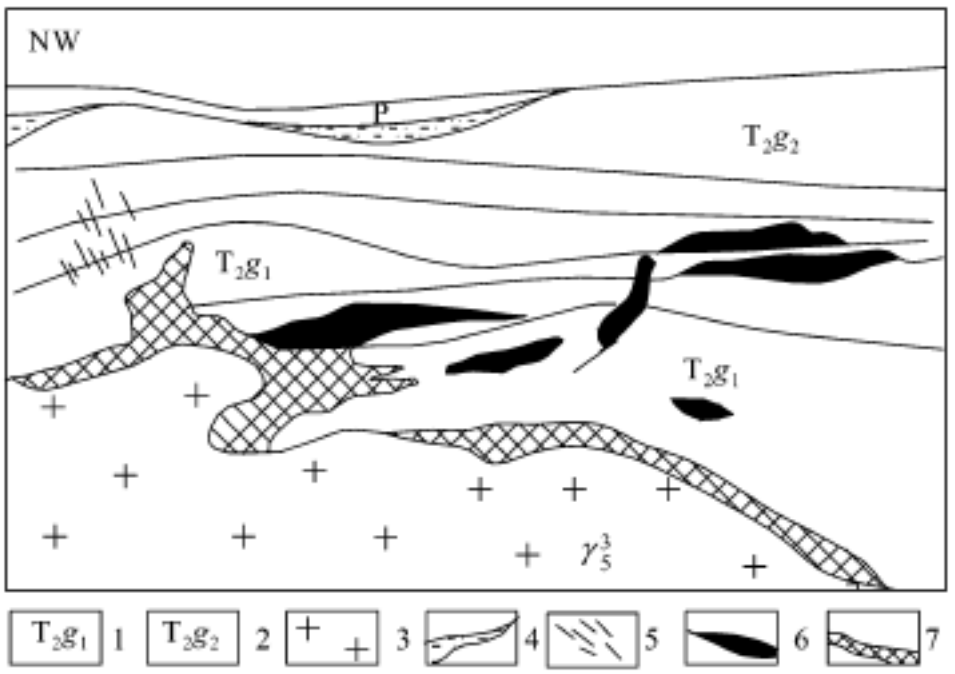


图 21 15　老厂弯子街矿段各类矿床剖面示意图

1—个旧组卡房段地层；2—个旧组马拉格段地层；3—等粒状黑云母花岗岩；4—砂锡矿；5—电气石细脉状矿床；6—层间氧化矿；7—接触带硫化矿

其中接触带矽卡岩型硫化矿，围绕花岗岩突起的南侧、南东侧分布，矿体呈透镜状、瘤状、盆状、似层状、柱状产出，长 100～500m，宽 25～250m，厚度介于 6～16m 之间。主要金属元素组合为 Sn、Cu、W、Bi、Ga、Ge 等。

层间氧化矿受褶皱构造控制十分明显。在老厂西部矿化区段、夹持于 NNE 向银硐断裂及 NWW 向忆苦冲断裂之间的个旧组卡房段顶部层位（$T_2 g_1^6$）中，层间矿体常成群、成带产出，一般 Sn 品位大于 1%；在老厂南部矿化区段，矿体沿 NE 向黄泥硐断裂带南西段分布，矿体总体展布趋势与主断裂平行，一些脉状矿体走向与黄泥硐断裂呈锐角相交，矿体规模较大，Sn 品位为 2%～3%。

老厂电气石细脉带矿床，主要是由电气石脉、矽卡岩脉、硫化矿脉、白云母萤石脉等细脉密集组成，具多期成矿特点，细脉带总体呈 NE 向展布，长 1500～2000m，带宽 100～400m。细脉带主要产于个旧组卡房段 $T_2g_1^5$、$T_2g_1^6$ 层的大理岩及白云岩中。Sn 品位约 0.46%，伴生有 Be、W、Bi、Mo、Cu 等金属元素。

二、现有矿田（矿床）的定位规律及其控制因素

从区域上看，个旧矿区内各大矿田大致呈南北向等间距成带状分布，矿田中各类矿床重叠，不同形态的各类矿体成群产出。控制矿田、矿床和矿体产出的主要因素有地层岩性、岩浆岩和构造三个大的方面。

1. 地层岩性控矿作用分析

中三叠统个旧组地层是以厚度巨大的碳酸盐岩为主，按岩性组合可以划分为上、中、下三段。下部卡房段以灰岩、灰岩与白云岩或含泥质灰岩互层，并有玄武岩、辉绿岩分布；中部马拉格段以白云岩为主夹灰岩层；上部白泥洞段以灰岩为主夹灰质白云岩组合。区内已知的锡多金属矿体，绝大部分分布在个旧组地层中，其中主要是分布在个旧组中、下段层位，且以下段为主。据西南有色地勘局 308 队对全矿区已探明的 Sn、Cu、Pb 储量统计资料表明：个旧组下段层位中 Sn、Cu、Pb 储量分别占全区已探明的 Sn、Cu、Pb 储量的 90%、96%、及 44%；中段层位 Sn、Cu、Pb 储量分别占全区的 5%、1%及 49%。其中 Sn 储量特别集中在个旧组下段的 $T_2g_1^5$ 及 $T_2g_1^6$ 两层；Cu 则主要集中在个旧组下段的 $T_2g_1^3$及 $T_2g_1^1$ 层中。因此，个旧组下部卡房段是个旧矿区的最主要控矿层。

从控矿层位的岩性及其组合规律来看，由灰岩、白云岩、泥质灰岩及其过渡性岩石所等组成的岩性互层带或者两种性质差异较大的岩层转换界面均是层间矿体聚集沉淀的有利场所，也是接触凹陷带矿床的发育部位。如卡房段中厚层灰岩夹薄层灰岩、泥质灰岩、白云岩的互层厚度达数百米，其层间破碎、层间滑动或层间剥离形成良好的容矿空间，含矿性最好；卡房新山一带由于岩层的塑性与脆性界面对上侵岩浆的不同的阻滞作用而使岩株周围形成蘑菇状凹陷带，从而发育有凹陷带式矽卡岩型硫化物矿床等。

而且，岩石地球化学性质的差异对锡多金属矿床的富集沉淀也有着重要影响。如区内含硅铝质较高的碳酸盐类岩石最利于铜的富集；钙镁质的碳酸盐岩石利于锡、铜元素富集；而镁质高的白云岩则往往是铅的最佳富集层位。一般地说个旧组碳酸盐岩围岩能为成矿溶液提供一个碱性环境，有利于亲硫的锡石 - 硫化物类矿物的沉淀成矿；从地层中某些成矿元素的丰度来看，碳酸盐岩围岩也能为成矿作用提供部分物质，但这绝不是矿床层控的主要因素。

2. 岩浆岩控矿作用分析

东区的一系列呈南北向带状分布的各大矿田的下部均隐伏有燕山期黑云母花岗体，各岩体在深部连成一大岩基，在大岩基上发育有若干小岩株状突起造成上覆地层的短轴状背斜或穹窿，这种上有背斜下有突起的构造岩浆组合是区内控制矿床产出的最有利地段；岩体上部的层间矿床及接触带部位的矽卡岩矿床均以岩体突起为中心，成群、成带围绕岩体的顶部及周围产出；在岩体突起的顶部凹陷部位（如凹盆、凹槽）、突起四周侧面的岩枝或岩舌沿不同岩性界面以及层间构造侵入而形成的多层次凹陷形如塔松状的构造部位，均是接触带矽卡岩型锡铜多金属矿床赋存的良好场所。

此外，围绕岩体突起金属元素分布具明显的分带性，一般由岩体向外依次分为 Cu→Cu、Sn→Sn、Cu→Sn、Pb→Pb、Zn、Sn 五个带；已有大量的资料表明个旧花岗岩属于深部地壳（即哀牢山褶皱、变质基底）重熔型花岗岩。而哀牢山褶皱、结晶基底的 Sn 等成矿元素均有较高的丰度值，可以在重熔和分离结晶过程中逐步富集起来，因此，这种深部地壳重熔型花岗岩浆的上侵不但为区内成矿作用提供了热源，也提供了主要矿源。

3. 构造控矿作用分析

矿区内五子山复式背斜及贾沙复式向斜是成矿区内两个大型褶皱构造，分别控制着个旧东、西两区，延长均达 30km，宽约 15km。但由于个旧东区的花岗岩、地层岩性、断裂构造均较西区成矿有利，因此两者控矿性相差悬殊，贾沙复式向斜控矿性差，即使按东区的成矿模型分析：东区几乎所有矿体均围绕岩体突起及其顶部、上部产出，大面积岩体均隐伏于地表 500m 以下，西区由于剥蚀程度深，花岗岩体大面积出露地表，即使岩体上部或顶部接触带曾经有 Sn、Cu 多金属矿床产出，也同样被剥蚀殆尽；而东区横跨五子山复式背斜之上的发育有一系列近东西向断裂构造，因受近南北向的个旧断裂及甲介山断裂所夹持，在个旧东区造成了“梯子格”状的构造格局，每一个“梯子格”控制着个旧东区的一个大型或超大型矿田，因此五子山复式背斜实际上是个旧锡多金属矿床的主要聚集区。

发育于五子山复式背斜之上的次级褶皱以及 NE、EW 向的断裂的相互叠加、交割，隐伏岩体与地层岩性的有利配置等，对个旧东区的矿田、矿床则具有具体的定位作用。如东区北部的马松穹窿实际上是由于其下伏的马松斑状花岗岩体的突起所造成，该穹窿上分布有马拉格、松树脚两大矿田，这两大矿田中所探明的 Sn、Cu、Pb、W、Ag 的储量分别占矿区探明储量的 22.75%、12.3%、16.9%、12.6%及 6.3%。按 Sn 金属储量划分，马拉格矿田达大型矿床规模（Sn：4 万～30 万吨为大型矿床），松树脚矿田达特大型（Sn > 30 万吨）；东区南部 NE 向的老卡背斜上发育有老厂、卡房矿田，共探明的 Sn、Cu、Pb、W、Ag 的金属储量分别占矿区储量的 67.5%、87.7%、70.1%、87.4%及 73.8%；在两个背斜之间的中部为轴向近 EW 两翼宽缓的大箐-阿西寨向斜，20 世纪 70 年代中至 80 年代初在该向斜的深部发现一个大型高松矿田，锡铅银均具较大的矿化强度，目前已在部分区段探明 Sn、Pb、Ag 金属储量分别占矿区储量的 9 .8%、13%、19.9%，其前景十分可观。

而较上述控制矿带、矿田的主体构造更低一级的构造或构造交汇则控制了矿群、矿体的定位。其中包括：断裂旁侧的羽状裂隙，断裂的转折部位，褶皱引起的层间滑动、层间剥离及挠曲构造，断层与有利岩层、岩体的交切部位等往往是矿体赋存的有利空间。

4. 多因素非线性耦合控矿分析

虽然从解剖学和线性的观点可以将控制矿田、矿床、矿体定位的因素归纳成地层、岩浆岩和构造三个方面，但实际上并不具有这三个方面的有利因素的空间就都能形成矿床(体)，往往在一些与已有矿床的地质条件非常类似的地段却找不到类似的矿床（体)、或者所找到的矿床（体）的规模相差甚远。另一方面，从世界各地的经验来看，在一些勘查程度较高的地区开展找矿，往往下一个最大的找矿发现与已有的矿床有很大的差别，在矿床类型、控矿因素和找矿标志诸方面都不同于已有的矿床，一般都是在一些被已有勘探模型忽略的地段取得的。这就表明，成矿作用是一个对初始条件极为敏感的非线性过程，其矿床（体）的最终定位是受多种因素非线性耦合作用所控制的。

个旧矿区的矿床主要都是来源于岩浆演化所形成的含矿流体在不同的地质环境中沉淀所形成，显然成矿物质的来源对整个矿集区来说是相同的，在矿床（体）的最后定位中所起的作用并不重要，重要的是控制成矿热液流动（成矿物质的传输）、热量的传输和矿石沉淀的化学反应等动力学过程的各种因素。这些因素应包括：岩石的变形、破裂以及由此引起的岩石渗透性结构的变化、岩石的化学反应活性及其变化、岩石的热传导性、应力场、应变速度、岩体的形态等，这些因素对成矿演化的“流体流动 - 岩石变形 - 热传输 - 化学反应”耦合过程中起着各不相同的作用。所以要提高从控矿因素的分析来预测找矿靶区的能力，就必须从非线性动力学的角度用数值模拟的方法定量分析各因素耦合作用的最终结果，这在本区是一项尚未开展过的非常有意义的工作。在个旧矿区找矿难度日益增大的今天，如果能从非线性动力学角度建立多因素非线性耦合控矿的数学模型，符合实际的边界条件下进行数值模拟，则对指导找矿具有非常重要的战略意义。

第四节　成矿作用与成因分析

在个旧锡、铜多金属矿的勘查和研究历史上，与燕山期花岗岩有关的“典型岩浆热液成矿”观点曾一直占主导地位（邓玉书，1951；汪志芬，1983，1987；黄廷燃，1984；彭程电，1985；杨庆鳌等，1997）。但近几年来，一些学者（金祖德，1991；徐克勤等，1996；周建平等，1998，1999；秦德先，2002）等先后对这种观点提出了质疑，并认为个旧地区存在三叠纪同生沉积成矿或热水沉积成矿作用。

本文在综合研究前人资料的基础上，结合近几年来在个旧矿区科研找矿工作所获得的调研资料，发现该区不仅具有活化（地洼）构造体制的燕山期岩浆热液成矿作用的特点，同时具有地台构造体制的印支期断拉谷海底火山成矿作用及热水沉积成矿作用的典型特征。并通过区域成矿地质条件及矿床地质、地球化学特征的分析研究表明：个旧锡铜矿床具多因复成矿床的典型特征，即多大地构造演化阶段、多物质来源、多控矿因素、多成矿方式以及多种成矿作用等特点。

一、地台阶段印支期海底火山作用及热水沉积成矿作用

个旧地区火山岩主要为碱性玄武岩，分布于区内卡房、老厂、麒麟山的一带，分为熔岩、凝灰质熔岩、熔结凝灰岩三类。按产出层位划分，个旧地区印支期火山活动可分为三期：最早期火山岩为碱性橄榄玄武岩（照片 13），产于个旧组卡房段（$T_2 g_1^1$）下部，分布于矿区南部卡房新山、老厂一带，向北延至松树脚矿田南部麒麟山，面积在 125m^2 以上，呈层状产出，玄武岩主要有三层，单层最厚 30m，一般厚 5～10m，单剖面累积厚度 50～70m，在较厚的基性岩内常夹 0.2～4m 厚的若干层碳酸盐岩。在北部南麒麟山一带可见原岩气孔、杏仁体构造发育，呈半定向或无定向排列，在老厂、田坝还发现凝灰质成分。第二三期火山岩分布于贾沙以南的他白、牛屎寨一带，产于中三叠统法朗组（$T_2 f$），与围岩整合接触，展布面积达 40km^2。另外，保和、密岩山、水塘寨一带也有分布，主要为玄武岩及次火山辉绿岩。

在近两年对个旧锡矿的成因研究方面，发现区内诸多矿体尽管与燕山期花岗岩的控制

作用密不可分，但同时也发现有较多的同生成矿的痕迹，因此，我们针对前人研究的薄弱环节，着重调查分析了区内层状、似层状矿体的地质、地球化学特征，并综合前人的研究资料，可将个旧地区印支期热水沉积成矿活动的特征和标志概括为以下几个方面。

1) 个旧矿区中三叠统个旧组 $T_2g_1^1$ 中上部碳酸盐岩中的变基性火山岩，主要为印支旋回安尼期产物（周建平，1999；庄永秋，1996），原岩为橄榄玄武岩，由 1 至数层呈层状与碳酸盐岩互层产出；在个旧组 $T_2g_1^{2-4}$ 深灰色灰岩层中夹有紫红色、灰黄色等绢云母火山团粒玄武质凝灰岩和凝灰质灰岩，且该类岩石多呈薄层-中厚层状多层次整合产出于碳酸盐岩地层中，说明相应旋回期间均有火山活动；在卡房鸡心脑-陡牛破一带 $T_2g_1^3$ 层深灰色、灰黑色灰岩夹灰质白云岩中以及麒麟山 $T_2g_1^4$ 层纹状微晶白云岩中，见有鳞片状云母、绿泥石、高岭石等粘土矿物和方柱石、透辉石等变质矿物产出，这表明与其下伏的玄武岩可能有密切关系。

2) 一般认为，与围岩呈不整合产出的脉状、细脉状矿体为后生成因，与围岩呈整合产出的层状、似层状、条带状矿体为同生成因（徐克勤等，1996）。而个旧锡矿中的矿体明显地分为层状、脉状以及层脉交叉状等形态。其中产于层间的层状、似层状锡石硫化物矿体，围岩界线清晰，围岩蚀变弱或无蚀变，且层状矿体与地层同步褶皱弯曲；其矿石为致密块状、条带状、浸染状、透镜状、结核状、层纹状和波纹状等构造，反映了同生沉积的特征。如卡房、新山等地与变基性火山岩紧密伴生的铜、金矿床中，有关的火山岩铜矿体呈似层状、透镜状，产状与围岩一致，并呈多层状产于火山岩与大理岩交接面及火山岩内，一般 2～3 层，最多 5～6 层，有时在在矿化较强的变火山岩中还经常可以见到锡石的聚集（照片 14）。矿体中常见顺层发育的纹层状构造、由硫化物纹层与火山岩纹层呈互层状构成，局部还见软沉积滑动变形构造和顺层分布的蜂窝状构造等，因此，这类矿床具有典型的 VHMS 型矿床成矿特征；而赋存于个旧组碳酸盐岩层内的层状、似层状锡石硫化物矿体，虽较多地表现出多次矿化和被改造的特征，但其中仍保留有同生沉积的痕迹，如纹层状构造、胶状黄铁矿、鲕状黄铁矿等（照片 15），表明该类矿床与 SEDEX 型矿床相类似。

3) 对上述鲕状黄铁矿作电子探针分析（高振敏，2002），发现其 Cu、Zn 含量较高，Cu 含量最高可达 1.70%，Zn 含量最高可达 11.26%，Sn 含量最高可达 741×10^{-6}，它们均较外围黄铁矿高得多；胶状黄铁矿的电子探针分析结果，也同样显示 Cu、Sn 有较高含量，Cu 含量最高可达 755×10^{-6}，Sn 含量最高可达 551×10^{-6}。这种典型的同沉积矿物成分分析说明了与海底火山活动有关的热水沉积成矿作用的存在。Cu、Sn 等成矿金属物质有可能与胶状黄铁矿、鲕状黄铁矿一样，呈胶体吸附状态从热泉口或喷气孔喷出海底，并被迅速冷却沉淀下来，从而形成贫矿体或矿源层。

4) 个旧锡矿具有明显的层控特征，表现为 90%左右的锡、铜矿体赋存在个旧组卡房段灰岩夹灰质白云岩中，而其他层位矿化明显较弱或无矿化。

5) 层状、似层状矿体分布广，规模大，具有多层性，矿体延长往往达到数百米，最长超过千米。层状矿体与穿层的脉状矿体的矿石矿物组成和结构构造差异明显（见上文）。

6) 据秦德先（2002）资料，玄武岩中的矿石和围岩铅同位素 $\mu=9.50\sim9.64$，层状锡石-硫化物型矿床矿石与围岩铅同位素 $\mu=9.51\sim9.65$，两者均属于高 μ 值铅，按单阶段演化模式计算模式年龄的结果分别集中在 197～229Ma 及 202～256Ma。前者与赋矿的

玄武岩年龄一致，后者则与个旧组下段地层年龄其本相当。

7) 区内硫化物的 $\delta^{34}S$ 值介于 -2.2%～11.6%之间，变化范围较大，且呈双峰式分布，两个峰值分别集中在 0 和 8‰附近（王新光等，1992)。反映了硫的多来源特点，前者 $\delta^{34}S$ 值集中于 0 附近的硫同位素组成接近幔源硫，显示于基性火山作用有关；后者 $\delta^{34}S$集中于 8‰附近的硫可能来自还原环境中的沉积地层硫。

8) 据原冶金工业部地质勘探公司资料（个旧锡矿地质，1984)，个旧组含矿建造中含多层含膏碳酸盐，并发育白云岩化，且局部可见硅质砾岩层等，表明具有喷流热水沉积岩特征。

综合上述特征说明，个旧锡多金属矿区在印支期很可能已发生了成矿物质的初始富集作用，即在活化（地洼）构造体制阶段燕山期岩浆热液成矿作用之前，已先后发生了与海底火山活动有关的成矿作用及喷流热水沉积成矿作用。

从个旧矿区区域构造演化活动来看，由于早三叠世地壳的张裂作用，沿个旧—开远—泸西—黔西南的兴仁一线形成了一条沉降和补偿作用均十分发育的断拉谷（彭省临等，2002)，至中三叠世沿断拉谷拉张、断陷作用加剧，使地壳变薄，同时区内的小江断裂、南盘江断裂以及师宗-弥勒断裂演化为同生断裂；受重力均衡作用影响，引起深部高浓度地幔物质沿同生深断裂上拱，引起间歇性的海底火山喷发及热水喷流沉积成矿活动，富锡、铜等其他金属元素的热卤水稳定而持续地排泄到海底，形成了多层顺层发育的层状、似层状硫化物矿化体或贫矿层以及与之有关的热水沉积组构。

二、活化（地洼）阶段燕山期岩浆热液改造富集作用

个旧地区与成矿作用密切的花岗岩体，以个旧东区的燕山晚期中酸性黑云母花岗岩为主。岩体主要侵位于五子山复背斜轴部，除局部有零星出露外，大部分隐伏于地下 200～1500m。前人依据花岗岩与碳酸盐岩围岩接触交代形成的矽卡岩型矿体，以及岩体顶部的层间矿、下部的接触带矿呈围绕岩体突起或岩体形态变化较大的部位分布的事实，强调为典型的岩浆热液成因。并以此建立了花岗岩成矿模式，曾对矿区的找矿工作其到了很好的作用。但通过近几年的研究表明，花岗岩的这种成矿作用主要是在早期矿（化）体基础上的改造和叠加富化。其主要表现有以下几个方面。

1) 个旧花岗岩与个旧组灰岩接触界面范围广、面积大，但形成矽卡岩矿体只是局部的，只有在花岗岩与某个矿源层接触部位及穿过矿源层构造裂隙发育地段才会形成工业矿体。

2) 在个旧许多地段常见一些层间硫化物矿体与下部的接触带矽卡岩矿体上下连接，这很可能是同沉积期形成的锡石硫化物矿体，与后期岩体侵入接触时被叠加、改造而成为接触带硫化矿。

3) 个旧地区矿化类型众多，矿物组成复杂，差别明显。且不同矿化类型在空间上并无明显的渐变过渡关系，许多地带不同矿化类型在空间上的展布与岩浆热液矿床中常见的蚀变分带格局不相吻合，并具有很难分辨的矿物生成次序，反映了多次成矿事件在同一空间上的叠加。

4) 个旧矿区硫化物的硫同位素组成变化相当大，$\delta^{34}S$ 值出现了两个主峰值，范围分别为 $\delta^{34}S = 0$～ -1‰和 $\delta^{34}S = +8‰$～ +9‰，个旧东区的东西向断裂带脉状铅锌（银）

矿床中矿石铅同位素与矿区其他矿石铅同位素显著不同等，均反映了成矿物质的多来源性。

5) 区内层间层状、似层状氧化矿以强烈氧化为特征，仅局部残留有少量硫化物。相对其他矿化类型氧化得更彻底，其氧化深度可达到地表以下千余米，却没有见到次生富集带。这种现象在华南地区的热液矿床中并不多见，它很可能与燕山期岩浆 - 热液改造作用有关。

6) 在个旧矿区尤其是老厂矿田，常见层状氧化矿被较新鲜的后期含锡电气石脉穿切的现象，显然层状氧化矿形成于后期含锡电气石脉形成之前。

7) 在燕山期花岗岩与个旧组含矿变火山岩的复合部位，往往出现富矿体，表现出明显的叠加富化成矿特征。

总之，个旧超大型锡、铜多金属矿化区，具有“多大地构造演化阶段、多物质来源、多控矿因素、多成矿方式以及多种成矿作用”等特点，应属于典型的多因复成矿床。印支期同沉积成矿作用是其“量”的积累，随之而来的燕山期花岗岩改造富集作用则促成其“质”的飞越。因此，这种燕山期岩浆-热液叠加成矿作用更加重要，它同经典的内生岩浆成矿作用相比，其作用和影响首先在于它是一个巨大的热源，因岩浆热液的侵入可以促使早期矿源层或贫矿体再度活化、富集；其次，岩浆源本身也携带来大量的成矿物质，形成含矿流体而进一步叠加富化。

从以上分析表明，个旧矿区两种主要矿化类型即接触带硫化矿体和层间锡石氧化矿体，至少经历了两次成矿作用的叠加富化，兼具同生与后生的双重特征，是复控型矿化的代表；而变基性火山岩铜金型矿体中较多地保存了同生沉积矿化特征，是海底火山活动和热水沉积成矿作用的结构；而电气石细脉带型、锡石云英岩型等矿化类型产于燕山期花岗岩内外接触带的陡倾斜裂隙中，具有典型的后生成矿特征，是燕山期岩浆热液活动的产物。

三、多因复成成矿机制及成矿演化模式

多因复成矿床的形成往往是多个不同时间发生的成矿事件在同一空间上耦合的结果，其中具多期次演化活动的断裂系统对于多因复成矿床的形成起着重要作用。

从滇东南地区大地构造演化与成矿作用的继承性和递进性分析，成矿物质的初始聚集可以追溯到地槽期，其中哀牢山群及昆阳群地层内锡、铜、铅、钨等元素已有显著的富集(见表 21 5)；在地台演化的早期阶段，尤其是寒武纪和泥盆纪，在滇东南地区沿一系列同生断裂带或断拉谷已发生海底热水沉积活动（周建平等，1998)，形成了文山都龙、蒙自白牛厂及砚山芦柴冲等地区的 Sn、Cu、Pb、Zn 等多金属矿化。

而个旧锡、铜多金属矿床之所以矿化类型齐全、矿种繁多、规模巨大，自然与其所处的特殊的大地构造位置、优越的成矿地质条件以及丰富的物质来源密不可分，同时更是多种地质作用在同一空间上、长期相互耦合的结果。

就个旧矿区而言，作为印支期海底火山活动及热液喷流通道的断拉谷及其背景上的同生深断裂系统无疑代表了地壳薄弱部位，受随之而来的燕山运动影响而再次活化，使燕山期大规模期岩浆沿这些构造薄弱部位再度上侵，所以，燕山期岩浆沿该构造系统在个旧地区侵位是深大断裂及深部岩浆长期性和继承性演化的必然结果，并在构造有利部位对印支

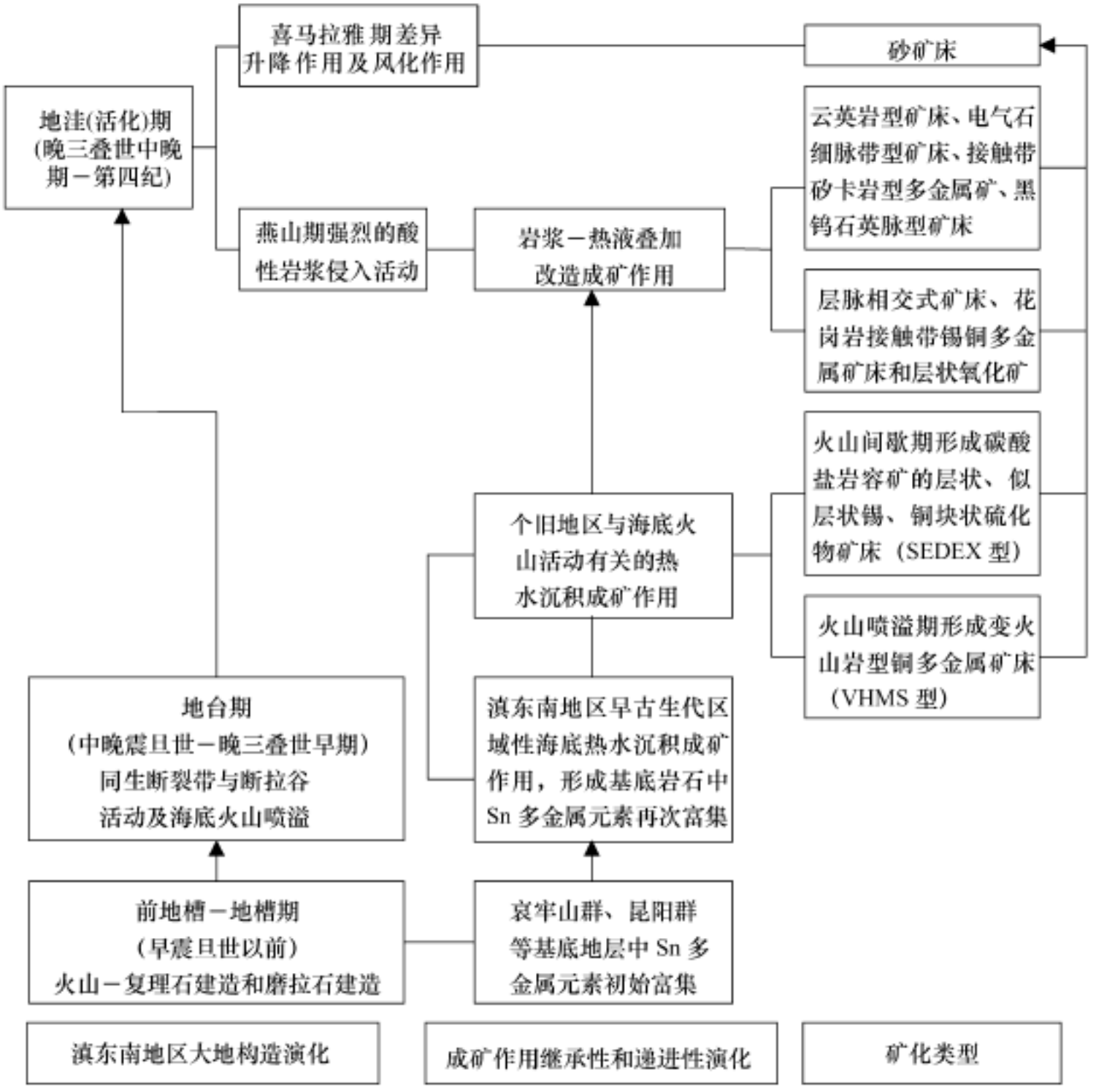


图 21 16　个旧锡、铜多金属矿床成矿演化模式图

期先成矿体或矿化体改造和叠加富化，形成接触带矽卡岩型矿体及一系列脉状矿体、层脉交叉状矿体。

从微观角度分析，多因复成成矿作用是矿物晶体生长的内在机制和规律的体现。多次成矿作用意味着有用矿物晶体的多次生长和聚集，由于早期形成的矿（化）体的存在，后期热液成矿过程中矿物晶体的生长会受到早期晶体的诱导，所以后期矿物晶体是在一种非均匀成核条件下形成的，也就是说，由于已存在早期的诱导粒子，后期晶体的生长无须克服很大的晶核能障碍就可以继承性生长，并且新晶核与诱导粒子之间成分、结构越相近，非均匀成核越易发生，因此相同晶相的粒子在诱导成核时最为有利和优先。当后期热液循环经过早期矿体时，成矿物质将优先围绕先存晶体增生，早期形成的矿（化）体往往成为后期热液成矿的地球化学障。

当然，在多次成矿作用过程中，早期形成的矿（化）体能否进一步生长和富集，还取

决于早期矿（化）体与后期热液流体的空间耦合情况，当早期矿（化）体恰好处在后期热液流体的还原性区域和流体物化性质的转化区域，则有利于早期矿（化）体再生长并进一步富集；如果早期矿（化）体处在后期热液流体的氧化区域时，则早期矿（化）体中的硫化物容易氧化破坏，造成部分矿质发生转移。

就个旧锡矿而言，一部分印支期热水沉积成因的矿（化）体与燕山期岩体接触带相耦合，对后期岩浆热液活动产生了诱导成矿作用，造成了同位叠生成矿现象。而另一部分远离岩体接触带的热水沉积矿体，由于处在后期热液流体的氧化区域而发生氧化，其中的硫化物遭到破坏，铅、锌等金属元素和硫发生迁移，可能成为后期远离花岗岩接触带的脉状铅锌（银）矿体的主要物质来源。还有一部分热水沉积矿体由于受后期岩浆热液活动影响相对较弱而较多地保留了原矿化特征。

至喜马拉雅期，由于地壳的隆起剥蚀，在个旧矿区形成了规模巨大的以残坡积为主的锡、铅等外生砂矿床。

因此，综合上文滇东南壳体构造演化特征及矿床多因复成成矿机制的分析，可将个旧锡、铜多金属矿床多因复合成矿演化模式概括为如下框图（图 21 16)。

第二十二章　驼峰山测区构造地球化学勘查与找矿分析

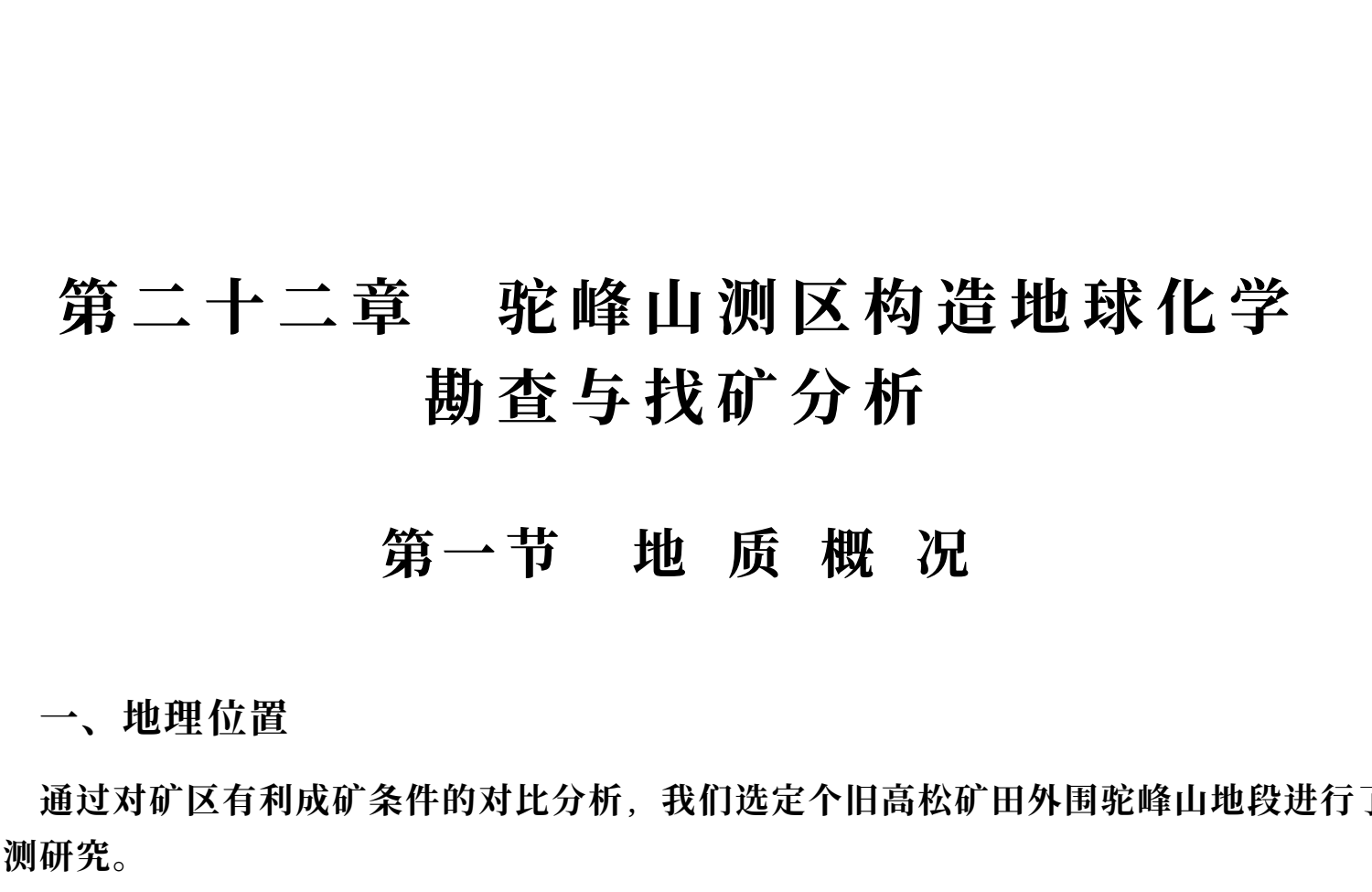
第一节　地 质 概 况

一、地理位置

通过对矿区有利成矿条件的对比分析，我们选定个旧高松矿田外围驼峰山地段进行了预测研究。

该区位于高松矿田西南部的驼峰山北部至大箐南山一带。整体上限制在莲花山断裂以东、芦塘坝断裂以西、炸药库断裂以北、麒麟山断裂以南的地区，即上述两组断裂相交汇所构成的格子状范围内（图 22 1）。

研究区内基岩出露较好，植被覆盖中等，海拔标高为 2350～2550m，相对高差 200m，为深切割的中等山地地形。


T2g2
T2g1
T2g3
T2g2
T2g1
T2g2
T2g1
T2g2
T2g1

二、地表有利找矿的地质信息分析

1. 地层与岩性

测区内出露地层为中三叠统个旧组马拉格段第一、二、三层，即 $T_2g_2^1$、$T_2g_2^2$ 及 $T_2g_2^3$。其中以马拉格段第二层（$T_2g_2^2$）为主，约占测区总面积的 80%，主要为灰色、浅灰色中厚层状含灰质白云岩，夹大小不等的灰岩透镜体；马拉格段第一层（$T_2g_2^1$）主要分布在测区南部外围，并在测区西南部有小面积出露，岩性主要为深灰色、灰色厚层状白云岩及含灰质白云岩；马拉格段第三层（$T_2g_2^3$）分布于测区西部及西部外围，岩性主要为灰、浅灰色中厚层至厚层状含灰质白云岩，夹少量白云质灰岩透镜体。

地表岩石基本上看不到明显的矿化，蚀变也很弱，仅沿一些断裂构造局部发育有铁锰碳酸盐化及褐铁矿化，很显然在地表或近地表找到工业矿体的可能性几乎是不存在的。但从地表出露地层分析，下面肯定存在有利成矿的层位——卡房段第六层（$T_2g_1^6$）和第五层（$T_2g_1^5$），依据区域地层厚度推算，最有利成矿的 $T_2g_1^6$ 应距地表 800m 左右。

2. 构造与蚀变

构造是矿体最定位和定形的主要控制因素，构造特征、构造组合特征以及沿构造发育的蚀变特征可以提供许多非常有意义的找矿信息。

测区内主干构造有轴向呈 NNE 走向的驼峰山背斜、近东西向的断裂（以马吃水断裂和驼峰山断裂规模最大)、北东向断裂（主要为大箐南山断裂)、北东东向断裂（主要为高阿断裂）和北西向、北北西向的次级小断裂（图 22 1)。

(1) 驼峰山背斜

该背斜轴线呈 NE20°左右，从南到北穿越整个测区。背轴部向 NNE 向倾伏，SSW 端仰起，褶皱轴面向东倾斜。背斜轴部地层平缓，两翼开阔，东翼岩层倾角 10°～20°，西翼倾角稍陡约 25°～40°。从理论上分析，背斜构造是一非常有利的控矿构造，由背斜构造引起的靠近轴部的层间虚脱和层间滑动构造是形成层间矿床的有利构造，背斜与断裂构造的交叉部位是矿液聚集的有利场所。从地表出露情况看，在驼峰山背斜轴部与马吃水断裂的交叉部位（170′ T6～ 175′ T6）发育的角砾有褐铁矿化和较强的硅化，在其与大箐南山断裂的交叉部位（113′ T8～117′ T8）角砾岩发育，并有较强的铁锰碳酸盐化，其矿化指示元素的含也异常地高（详见下文构造地球化学部分)，所以这些部位应该是有利找矿的构造部位。

(2) 马吃水断裂

这是驼峰山测区最有利的成矿断裂之一，位于测区北部，走向 270°～300°，向北东方位倾，倾角一般大于 75°，走向延长 6000 余米，两端均延伸至测区外围，测区内仅见 1000 余米，地表破碎带宽 1～10m，主要为大小不等、棱角分明的角砾岩，显示出较明显的张性特征，局部地段的角砾岩发育有较强的褐铁矿化和赤铁矿化（照片 16)，并且其中矿化指示元素的含量异常地高，如 T8 线 176 点及其周围，这些部位应该是找矿的有利部位。

(3) 高阿断裂

高阿断裂位于马吃水断裂南侧，测区中部，走向 270°～300°，倾向南西，倾角 75°以上，局部反倾，走向延长 6000 余米，东端延伸至区外，地表出露破碎带宽 0.5～1.5m，

主要由粒径大小不一的角砾岩组成，胶结物为钙质、铁质及泥质，地表蚀变、矿化弱，具多期活动特点并切断北东向芦塘坝断裂，表明其最晚的活动是芦塘坝断裂以后。高阿断裂与驼峰山背斜的交叉部位（125′ T7 东约 50m），与一些北西向次级断裂的交叉部位（100′ T2 及周围）应该是潜在的成矿有利部位，这些部位也具有矿化指示元素的构造地球化学异常（详见后面的构造地球化学部位），是找矿的有利部位。

(4) 驼峰山断裂

驼峰山断裂也是本测区内一条非常重要的潜在成矿断裂。位于测区南部，走向 300°～305°，倾向北东，倾角大于 75°，局部反倾。走向延长大于 2.5km，两端都延伸超出了测区，断裂带宽 2～20m。断裂带主要由碎裂化白云岩、白云质角砾岩及密集的破劈理带等组成，局部地段发育有较强的褐铁矿化、赤铁矿化和铁锰碳酸盐化。从理论上分析，这一断裂与驼峰山背斜及大箐南山断裂的交叉部位是成矿的有利构造部位，如果这些部位发育有较强的蚀变以及构造地球化学异常，则是找矿的有利部位，如 T2 线 20 点及以西地段。

(5) 大箐南山断裂

该断裂走向 NE65°左右，倾向南东，倾角一般在 70°以上。是本测区内规模最大的北东向断裂，类似于芦塘坝矿段的芦塘坝断裂，是测区内最重要的成矿断裂之一。断裂从南西向北东斜穿整个测区。断裂主要由碎裂化白云岩、白云质角砾岩和破劈理带等组成，褐(赤) 铁矿化发育。从理论上分析，这一断裂与驼峰山背斜以及与驼峰山断裂、其它次级小断裂的交叉部位是成矿的有利部位，如果这些部位又具有较强的蚀变和矿化指示元素的构造地球化学异常，则这些部位就是找矿的有利部位。以此标准，20′ T2 及以西、110′ T8 ～125′ T8 及周围、55′ T2～60′ T2 及周围是有利的找矿部位。

三、隐伏岩体

中酸性岩浆岩是个旧矿集区内最重要的成矿因素，岩体的产出形态则是一种最重要的找矿标志。本测区内未见有任何岩浆岩出露，但根据物探电测深及邻区钻孔资料分析，在测区深部存在隐伏的燕山晚期中粒黑云母花岗岩，埋深应在海拔 1200～1400m 之间，测区南东侧可能隐伏有小的岩株突起，即驼峰山突起，突起与背斜轴部叠合之处应该是矿体定位的理想场所，但本区内的此种部位却没有明显的其他找矿信息的显示，所以也不能做推定，但突起北侧的 110′ T8～125′ T8 及周围应该是一最有利的找矿部位。由于区内未有足够的钻孔控制深部的隐伏岩体的形态，现有推测主有是根据电测深资料所做，不够精确，也不够准确，所以隐伏岩体提供的找矿信息是十分有限的。只能供参考。

第二节　构造地球化学找矿研究

一、采样与分析

由于本测区内潜在隐伏矿床的埋深很大（按芦塘坝的条件类比分析，估计埋深至少应在 300m 以上），矿体的围岩和地表出露的岩石都是不利于成矿热液渗滤和成矿元素扩散的块状碳酸盐岩（白云岩、白云质灰岩和灰岩等），岩层的产状又比较平缓，所以按照常

规的化探原生法采取块状岩石样品，可能极难发现隐伏矿体引起的地球化学异常，我们在设计本项目的技术路线时就决定采用构造地球化学方法。所需样品采集基本上还是沿测线进行，但不一定是固定在各个测点，而是按更稀的密度，围绕非规则网度的测点在一定范围（10m^2 左右）内采取蚀变的构造岩和构造中的脉岩等组合成一个样品，本区采集的主要是褐（赤）铁矿化白云岩、褐（赤）铁矿化白云质角砾岩、白云岩等。

所有样品都定量分析了 Cu、Pb、Zn、Sn、Mn、Li、As、Sb、Bi、Hg、W、Mo、Ag 和 B。分析工作由地质矿产部云南省中心实验室完成，各元素的分析方法和检出下限见表 22 1。在分析过程中，根据 DZ0130.6 - 94 规定，插入岩石标样和水系标样进行质量监控，并从所送样品中随机抽取 5% 的内检样品编成密码进行内检分析，按 DZ0130.6 - 94 进行质量统计，合格率为 100%。

由于本区内碳酸盐岩中 Sn、B、Ag、Hg、Bi 的背景含量低，所用分析 Sn、B、Ag、Hg、Bi 方法的分析下限偏低，但其异常值一般要高于分析下限，所以整体上对整个测区内地球化学异常的确定和评价并无太大的影响。

表 22 1　元素定量分析方法及检出下限

元素	分析方法	检出下限
Cu	原子吸收光谱法（AAS）	0.5×10^{-9}
Zn	原子吸收光谱法（AAS）	5×10^{-6}
Pb	原子吸收光谱法（AAS）	5×10^{-6}
Mn	原子吸收光谱法（AAS）	20×10^{-6}
Li	原子吸收光谱法（AAS）	3×10^{-6}
As	原子荧光光谱法（AFS）	5×10^{-6}
Sb	原子荧光光谱法（AFS）	0.1×10^{-6}
Bi	原子荧光光谱法（AFS）	0.05×10^{-6}
Hg	原子荧光光谱法（AFS）	0.01×10^{-6}
W	极谱	0.2×10^{-6}
Mo	极谱	0.2×10^{-6}
Ag	定量光谱	0.04×10^{-6}
Sn	定量光谱	1×10^{-6}
B	定量光谱	5×10^{-6}

二、构造地球化学规律

1. 元素统计分布特征

对本区内各元素的分析数据的进行了统计分析，根据其统计特征值（表 22 - 2），可以发现如下规律：

1）由于驼峰山和阿西寨两测区同处于高松矿田，其地质背景十分类似，我们将两个测区的数据统在一起进行相关分析（表 22 2）和 R 型聚类分析（图 22 2），结果发现：在所有分析的 14 个元素中，Ag 和 Mn、W 和 Sb 的关系最为密切，其次是 Pb 和 Zn，Ag、

Mn 和 Mo，这与本区成矿元素组合关系基本是一致的，在矿体中 Ag 和 Mn、Pb 和 Zn 总是密切共生，同时，这四个元素也是远离接触带的层间氧化矿的特征元素组合，而 W 和 Mo 则属于岩体内及岩体接触带的高温成矿元素，从一个方面表明这些元素在本区的异常富集可能是层间氧化矿引起的，同时也与更深部位的岩体接触带及岩体内部的矿化有关，即层间氧化矿和接触带矿都具有找矿前景。

2) 按相关系数 0.5 进行聚类分组，则 Cu、Pb、Zn、Sn、Mn、As、Sb、Bi、W、Mo 和 Ag 在一组 (图 22 2)，表明这些元素是密切相关的，其富集可能与矿体密切相关，我们将这些元素作为本区的矿化指示元素。

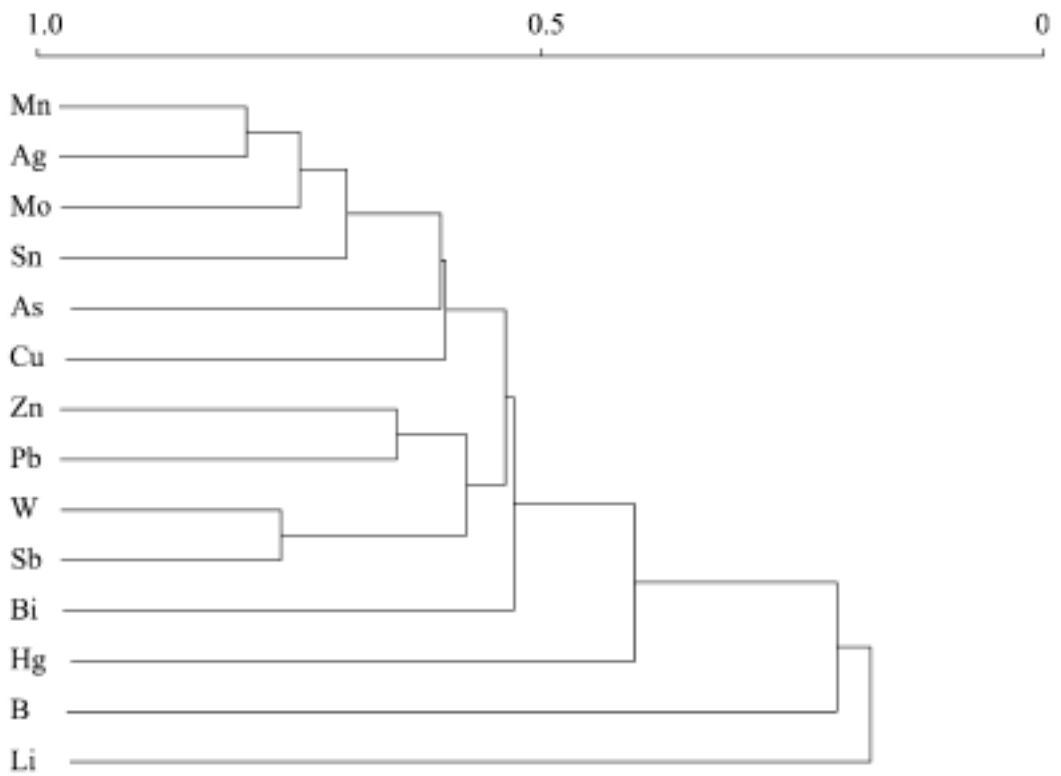


图 22 2　驼峰山-阿西寨测区构造地球化学分析元素 R 型聚类谱系图

表 22 2　驼峰山、阿西寨两测区构造地球化学分析元素的相关系数表

	Cu	Pb	Zn	Li	Mn	W	Mo	B	Sn	Ag	As	Sb	Bi	Hg
Cu	1	0.146	0.130	0.038	0.027	0.125	0.001	0.190	0.107	0.008	0.594	0.116	0.192	0.091
Pb	0.146	1	0.643	0.073	0.342	0.573	0.355	0.135	0.427	0.261	0.535	0.568	0.497	0.189
Zn	0.130	0.643	1	0.065	0.530	0.264	0.255	0.106	0.297	0.430	0.370	0.200	0.206	0.406
Li	0.038	0.073	0.065	1	-0.011	0.106	-0.095	0.121	-0.013	0.023	0.029	0.106	0.104	0.172
Mn	0.027	0.342	0.530	-0.011	1	0.060	0.739	0.031	0.566	0.792	0.429	0.048	0.142	0.135
W	0.125	0.573	0.264	0.106	0.060	1	0.055	0.072	0.162	0.100	0.413	0.758	0.411	0.093
Mo	0.001	0.355	0.255	-0.095	0.739	0.055	1	0.018	0.693	0.505	0.511	0.116	0.178	-0.027
B	0.190	0.135	0.106	0.121	0.031	0.072	0.018	1	0.115	0.025	0.226	0.192	0.205	0.135
Sn	0.107	0.427	0.297	-0.013	0.566	0.162	0.693	0.115	1	0.304	0.599	0.149	0.268	0.154
Ag	0.081	0.261	0.430	0.023	0.792	0.100	0.505	0.025	0.304	1	0.266	0.115	0.120	0.058
As	0.594	0.535	0.370	0.029	0.429	0.413	0.511	0.226	0.599	0.266	1	0.477	0.364	0.165
Sb	0.116	0.568	0.200	0.106	0.048	0.758	0.116	0.192	0.149	0.115	0.477	1	0.526	0.055
Bi	0.192	0.497	0.206	0.104	0.142	0.411	0.178	0.205	0.268	0.120	0.364	0.526	1	0.252
Hg	0.091	0.189	0.406	0.172	0.135	0.093	-0.027	0.135	0.154	0.058	0.165	0.055	0.252	1

3）本区的成矿元素（Mn、Ag、Pb、Zn、Cu、Sn、W）以及成矿相关的元素（As、Sb、Hg 等）变异系数都大于 1（表 22 3），表明本区的这些元素的分布是极不均匀的。从元素分布的机理上看，正常的沉积岩中元素含量的分布应该是相对均匀的，如果分布极不均匀，则可能是某种地质作用使其在局部地段发生了富集或贫化，从本区的情况看，Cu、Pb、Zn、W、Mo 的含量要高于地表地层（个旧组马拉格段）的背景含量，表明本区发生了这些元素的局部富集作用，也就是说，发生了这些元素的成矿作用。

4）据 Наумов（1989）的研究，越靠近矿体，成矿元素的分布越不均匀。也就是说其含量的变异系数越大，本区变异系数最大的是 Ag 和 Sb，其次是 Mn 和 W 等，那么可以推断，本测区在垂向上可能更接近含 Ag 和 Mn 高的矿体，Ag 和 Mn 含量高正是高松矿田层间氧化矿的典型特征，所以这也从一个侧面表明本测区地下存在层间氧化型矿体。

表 22 3　驼峰山测区成矿元素及相关微量元素构造地球化学含量统计结果

	Cu	Pb	Zn	Mn	Li	W	Mo	B	Sn	Ag	As	Sb	Bi	Hg
平均值	4.69	59.4	124.8	283	8.4	1.6	0.9	1.9	0.6	0.06	4.6	1.73	0.05	0.028
最小值	0.7	4.6	940	7.3	5.4	0.05	0.12	0.6	0.2	0.01	1.05	4.57	0.01	0.001
最大值	85.9	467	19	6891	16.7	38.8	7.08	13	6.3	0.11	31.9	0.12	0.36	0.269
标准离差	9	89.9	150.1	677	2.9	4.2	0.8	1.52	0.61	1	4.77	37.46	0.041	0.052
变异系数	1.91	1.51	1.21	2.39	0.34	2.62	0.89	0.8	1.01	16.6	1.03	21.65	0.82	1.857
T_2g_2	3.0	59.13	67.6	133	1.73	0.36	0.56	4.04	14.61	0.3	3.91		0.91	
全球碳酸盐	4	9	20	1100	5	0.6	0.4	20	0.n	0.0n	1	0.2		0.04

注：个旧组马拉格段（T_2g_2）的数据据於崇文等（1988）；全球岩酸盐值据 Turekian and Wedepoth，1961。

5）Sb 在个旧矿区的地球化学研究和化探找矿中过去的很少涉及，而本次研究显示，在驼峰山测区内，不仅其均值高，变异系数也高达 21.6，是本区最高的，所以应特别注意本区是否存在隐伏的锑矿床或含锑高的矿体。

6）根据本次研究分析数据的统计分布特征以及三〇八地质队所做的高松矿田化探原生晕资料，将本区主要元素的背景值及异常下限值确定如表 22 4。对比表 22 4 与表 22 3，可以看出本测区内各元素的所有样品的平均值要高于岩石中的背景值，特别是成矿元素（Cu、Pb、Zn、Ag、Mn），表明发生了这些元素的富集作用，也从一个侧面说明了本区发生了成矿作用。与区域地层中的元素的背景含量比较，本测区内 Sn、Ag、Hg 等元素的背景值明显地偏低，这可能与分析方法有关，其绝对数值只具参考价值，我们在分析时，主要是考虑数据的空间相对变化情况。

表 22 4　驼峰山测区地表岩石中成矿元素及相关元素的背景值及异常下限值

元素	Cu	Pb	Zn	Mn	Li	W	Mo	B	Sn	Ag	As	Sb	Bi	Hg
背景值	4	36	38	100	6	0.4	0.4	1.2	0.4	0.02	2.0	0.05	0.02	0.002
异常下限值	8	110	120	350	8.8	1.4	1.5	2.8	1.0	0.7	4.0	1.5	0.042	0.012

2. 元素的空间分布特征及意义

对全区各元素的浓度值分别进行逆距离倒数网格化数字成图（图 22 3），对比各元素的浓度值的空间含量分布与各地质要素（特别是构造）的空间关系，发现如下规律。

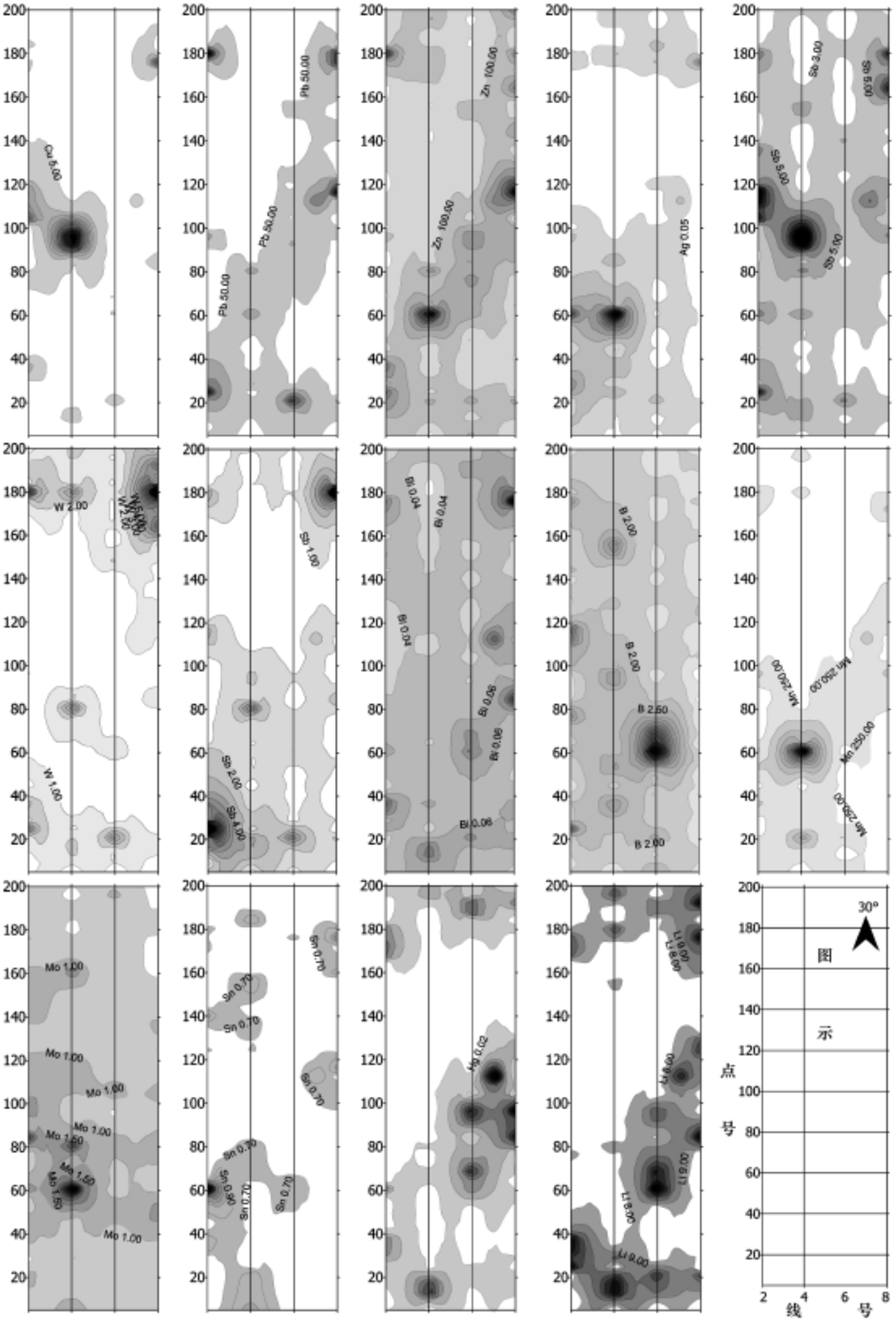


图 22 3　驼峰山测区主要元素分布等值线图

1) 除 Li 外，各元素的空间分布都比较集中，其浓集中心明显地受三条大的区域规模的断裂构造及一个大规模背斜的控制，即受近东西走向的马吃水断裂、驼峰山断裂、北东走向的大箐南山断裂带以及北北东轴向的驼峰山背斜，即各元素的浓集中心基本上都分布在这三条大的断裂构造带上或其附近，其中又以 Pb、Zn、W 和 Sb 的分布最为严格地受三条大的断裂构造控制，而且其最强烈的浓集中心又分布在三条大断裂构造的交叉部位、大断裂与次级断裂的交叉部位以及大断裂与驼峰山背斜轴的交叉部位，表明马吃水断裂、大箐南山断裂和驼峰山断裂是成矿热液的主要运移通道，它们的交叉部位以及它们与次级断裂的交叉部位、它们与背斜构造的交叉部位又是成矿热液聚集的场所，也是隐伏矿床的最佳找矿部位。

2) 从元素浓集中心的空间套合程度来分析，有两类元素，一类是 Pb、Zn、Ag 和 Mn，其浓集中心的空间位置套合程度较高，另一类是 Cu 和 As，其浓集中心的套合程度较高，而两类的浓集中心的在空间上的分布还是有明显的差异，前者的分布主要受马吃水断裂、大箐南山断裂和驼峰山断裂的控制，而后者除了受这三条断裂控制外，更主要的是受高阿断裂的控制。从成矿元素组合在垂向上的变化来看，前者属于定位于离岩体接触带较远的较浅部位的成矿元素组合，而后者则属于定位于岩带接触带上或靠近岩体接带的较深部位的成矿元素组合，可以推断，受大箐南山断裂、马吃水断裂和驼峰山断裂控制的潜在隐伏矿体的定位深度（指相对于现在地表的深度）要深，而高阿断裂控制的隐伏矿体的定位深度要浅。

3) Sn 的含量明显偏低，这可能与所使用的分析方法有关，但从已有分析数据的空间分布来看，Sn 的浓集中心主要集中在 2 线的 60 号点，为大箐南山断裂带上，其次为 8 线的 177 号点，为马吃水断裂上，浓集中心的高含量岩石样品都为褐铁矿化较强烈的白云质角砾岩。由于这两个浓集中心不仅位于有利成矿的构造位置上，而且还同样是 Pb、Zn、Mn 和 Ag 的浓集中心，因此从构造地球化学角度来分析，这两个地段应该是氧化型铅锌银和锡矿的有利找矿位置。

4) W 和 Sb 的浓集中心基本一致，二者都是两个浓集中心，其构造位置也十分特殊，都是处于大箐南山断裂与马吃水断裂及驼峰山断裂的交叉处附近，同时在这两个位置上还有 Pb、Zn、Ag、As 和 Bi 等元素的异常，按通常所接受矿床指示元素的分带模式，矽卡岩多金属矿床从上到下的元素分带序列为：Ba（As，Sb）- Ag - Pb - Zn - Cu - Bi - Co（Mo，W）- Sr；脉型多金属矿床从上到下的分带序列为：Ba - As - Ag - Pb - Zn - Cu - Bi - Co - Sn - As - W（В.Л. 巴尔苏科夫等，1988）。不管从哪个模式来分析，对比各有关元素的图可发现，在大箐南山断裂与驼峰山断裂交叉部位，下部元素的浓集强度要比马吃水断裂上的低，可以推断，受驼峰山断裂控制的隐伏矿体的深度要比受马吃水断裂控制的矿体的深度更大一些，那么也可以进一步推测，驼峰山断裂应该发生了成矿作用，但矿体可能是埋深较大的位于接触带附近的硫化物矿床，在这一地带找到大规模层间氧化矿的可能性相对要小。

5) 通过综合分析，在本测区内共圈定出 6 个综合异常，各异常位置、特征及其地质意义见表 22 5。这些异常基本上都是沿着几条主干断裂分布，从异常特征和综合背景来分析，以位于大箐南山断裂与马吃水断裂交叉处的 1 号异常和位于大箐南山断裂与驼峰山断裂的交叉处的 6 号异常区最具有利的找矿信息。

6) 将构造地球化学综合异常与 CSAMT 测得的低电阻率异常 (即高电阻率背景中的低电阻率值) 进行对比 (见图 25 1)，不难发现：1 号异常和 2 号异常正好位于本区最大最强的低电异常区内，异常主要出现在 6 频点 (16Hz) 和 7 频点 (32Hz)，反演深度在标高 1500～2000 间。3 号异常靠近这个大的低电阻率异常区，4、5、6 号异常内则没有这种大范围的低的电阻率异常，而 1 号、2 号异常的强度和范围都没有表现出与 4、5、6 号异常间的这种巨大的差异，有些元素的异常范围和强度在后者还要比前者更大更强，这种地球物理和地球化学异常的不一致可能与隐伏矿体的类型、产状和规模有关，4、5、6 号异常内可能不存在大规模的缓倾斜的层间氧化矿体，可能主要是更深的部位存在接触带型或沿断裂发育的矽卡岩型矿体。

对上面确定的几个主要异常区内进行再次检查取样，样品由云南地矿测试中心实验室完成，结果所取样品的成矿元素和成矿相关元素的含量都大大高于本区的异常下限 (表 22 6)，表明我们上述分析的事实基础是充分的，结论是合理的。

表 22 5　驼峰山测区构造地球化学综合异常特征简表

异常编号	中心位置	元素组合	构造位置及地质背景	构造地球化学特征	对应的卡尼亚电阻特征	地质意义
1	160 - 185/ T8	Cu, Pb, Zn, W, Sn, Mn, As, Sb, Bi, Li	马吃水断裂与南侧的分支断裂及大箐南山断裂的交叉部位，地表出露的为 $T_2 g_2^2$ 的白云岩，断裂构造上的高含量岩石主要为褐铁矿化白云岩	Cu、Pb、W、Sb 是全区最强的异常之一，异常强度都在 4 以上	有非常强的低电阻异常，主要集中在 6 频点和 7 频点	可能是隐伏矿体引起的异常
2	175 - 185/ T2	Pb, Zn, W, Mn, As, Sb, Bi, Hg	近东西向的马吃水断裂上，地表出露的主要为 $T_2 g_2^2$ 灰质白云岩和 $T_2 g_2^3$ 白云岩	Pb、Zn 异常最强，W、Mn 次之，异常强度都在 4 以上	有非常强的低电阻异常，主要集中在 6 频点和 7 频点	可能是隐伏矿体引起的异常
3	110 - 125/ T8	Pb, Zn, Sn, Mn, As, Bi, Hg, Li	沿大箐南山断裂分布，北界靠大箐断裂与高阿断裂、驼峰山背斜的交叉处，并发育有北东向的次级小断裂，地表出露的主要为 $T_2 g_2^2$ 白云岩	Pb、Zn 异常最强，异常强度在 4 以上，其他元素的异常相对较弱	有低电阻异常，主要集中在 6 频点，但电阻率比 1 区和 2 区要高 2 倍以上	可能是隐伏矿体引起的异常
4	100 - 120/ T2～90 - 105/ T4	Cu, Mo, Mn, As	高阿断裂横穿异常区，并发育有北东向次级小断裂，地表出露的为 $T_2 g_2^2$ 灰质白云岩和 $T_2 g_2^3$ 白云岩	Cu 和 As 的异常强且大，As 是全区最强的异常之所在，异常强度都在 8 以上	在 6、7 频点有相对低的电阻率 2000～5000Ω·m	可能是隐伏矿体引起的
5	55 - 65/ T2～55 - 65/ T4	Pb, Zn, W, Sn, Mo, Mn, Ag, Li	大箐南山断裂横穿异常区，并发育有北东和北西方向的次级小断层，地表出露的为 $T_2 g_2^2$ 灰质白云岩和 $T_2 g_2^3$ 白云岩	Zn、Sn、Mo、Mn、Ag 都是全区最强最大的异常，异常强度都在 4 以上	CSAMT 未测得明显的低电阻异常	
6	15 - 40/ T2～15 - 30/ T4～15 - 25/ T6	Cu, Pb, Zn, W, As, Sn, Mn, Ag, As, Sb, Bi, Hg, Li	大箐南山断裂与驼峰山断裂的交叉处，沿驼峰山断裂向东延伸，地表出露的为 $T_2 g_2^2$ 灰质白云岩和 $T_2 g_2^3$ 白云岩	Pb、Zn、Mn、As、Sb 的异常强，异常强度都在 4 以上，以 Pb 的异常规模最大	局部在 5、6、7、8 频点有低电阻率，异常呈很窄的带状分布	可能有脉状矿化接触带矿化

表 22 6　驼峰山测区构造球化学异常检查取样分析结果表（w_B/ 10^{-6}）

样号	位置	Cu	Pb	Zn	Li	Mn	W	Mo	As	Sb	Bi	Hg	B	Sn	Ag
T2 - 146E		7.5	201	632	11.8	392	1.92	1.47	8.85	0.41	0.14	0.239	4.0	2.3	0.056
T3 - 168 - E	2 号异常区	11.2	149	188	12.6	626	1.8	0.88	6.1	1.2	0.19	0.258	3.8	1.8	0.05
T6 - 177E	1 号异常区	7.6	76.8	173	9.6	272	1.52	0.44	2.65	0.72	0.15	0.076	6.6	1.9	0.027
T8 - 176	1 号异常区	5.3	288	192	8.8	139	3.84	0.05	4.47	2.58	0.12	0.018	7.4	1.5	0.023
T8 - 176E	1 号异常区	7.5	81.3	154	11.8	212	1.88	0.07	5.2	1.96	0.08	0.153	3.4	2.9	0.026
T8 - 115W	3 号异常区	17.5	904	1484	10.9	985	4.26	0.63	13.04	5.58	0.13	0.129	3.7	1.4	0.067
T7 - 110E	3 号异常区	7.8	220	880	13.5	526	2.88	1.12	10.25	1.96	0.16	0.29	4.4	2.4	0.4
T4 - 87E	4 号异常区	8.5	752	538	4.6	5890	2.88	13.64	45.98	6.06	0.3	0.048	3.4	24	0.4
T3 - 69	5 号异常区	4.8	133	315	5.8	1524	3.36	1.19	3.3	1.04	0.06	0.022	3.1	2.0	0.092

第三节　找矿预测分析

从成矿的构造条件和构造地球化学规律来分析，我们认为 1 号构造地球化学异常区是最有利的找矿靶区，而且其范围要比现有的构造地球化学异常区的面积要大，主要的潜在隐伏矿体应该在靠近驼峰山背斜轴部一带，向东可能延伸到大箐南山断裂，向南应到马吃水断裂南的次级断裂。这个靶区内应该存在层间氧化矿。深部也有可能存在接触带矿体。

2 号构造地球化学异常区存在的矿化可能是 1 号异常区的西延部位，但其主体仍在 1 号异常区内。

3 号异常区内找到隐伏矿体的可能也很大，潜在的隐伏矿体的赋存部位应该主要是在驼峰山背斜与大箐南山断裂的交叉部位，可能存在层间氧化矿。

从地质背景分析，4 号、5 号和 6 号异常区也是非常有利的找矿靶区，都具有形成层间氧化矿的条件，但从异常特征来分析，特别是与地球物理异常对比关系来分析，这些部位找到大规模缓倾斜氧化矿体的可能性要小于 1、2 号异常，但可能存在脉状矿化和接触带矽卡岩型矿化。到底这些异常是由大规模的工业矿体引起的，还是由大量沿断裂发育的分散型的矿化引起的还有待于更进一步的工作。

第二十三章　驼峰山测区 CSAMT 测量与找矿分析

第一节　工 作 布 置

驼峰山测区测量网度 200×50，线距 200m、点距 50m，共 4 条剖面，测线方向为北东 30°，测线编分别为 T2、T4、T6、T8，每条剖面长 2km，共计 8km，总测点数为 160 个。相邻两个测点为一个电偶极子，用 GDP—16 多道系统，同时观测 5 个电场值和一个磁场值。电场 E_x 的方向为剖面的方向（NE30°），磁场 H_y 的方向与电场的方向垂直（120°），磁探头距离设备和工作人员至少 5m 远。工作频率为 4～4096Hz。每一测点的每一频率的每一组数据采用多次循环、多次叠加、平均的方法提高数据质量；同时，同一测点、同一频率的数据至少采集 3 组，以检验数据的可靠性。场源电偶极子的中心点距实验剖面中点 8km，且场源电偶极子的中点与剖面中点的连线垂直实测剖面。

第二节　测量结果分析与解译

图 23 1a、b、c、d 分别为 T2 线、T4 线、T6 线、T8 线的 CSAMT 法卡尼亚视电阻率拟断面图。每条拟断面图的横向轴坐标是测点号，纵向轴坐标是工作测深频率。不难发现四条剖面有相同的电性分布特征：横向从 110 号点到 190 号点 、纵向 4～64Hz 都有明显低阻异常，而且规模较大，卡尼亚视电阻率最低达 10Ω·m，异常连续可靠。通过二维反演，计算这个异常的空间分布，如图 23 2a、b、c、d 所示。为了方便描述，我们在异常解译图（图 23 3a、b、c、d）中定义其为 1 号异常。1 号异常在图 23 1a、b、c、d 的视电阻率拟断面图中分布在 2000～10000Ω·m 的卡房段地层中，1 号异常为似透镜状，控制在 1400～2000m 的标高段。1 号异常从 T2 线、T4 线、T6 线、T8 线异常变大，而且向深部倾斜，可见 1 号异常倾斜方向与地层的倾斜方向一致。

图 23 3a、b、c、d 中的 2 号异常在 T2 线、T4 线、T6 线、T8 线的 CSAMT 法卡尼亚视电阻率拟断面图中都有低阻反映，而且其与驼峰山断裂有关。但其规模与 1 号异常相比小得多，所以在二维反演的断面中（图 23 2a、b、c、d）没有指示，推测在 1600～2000m 标高的卡房段地层中。

T2 线、T4 线、T6 线、T8 线的 CSAMT 法卡尼亚视电阻率拟断面图的电阻率等值线不连续、且为低阻的地方是断裂的反映。驼峰山断裂、大箐南山断裂、高阿断裂、马吃水断裂在 4 条剖面中都有反映，特别高阿断裂在二维反演剖面图中还存在，说明高阿断裂规模较大、含水或含矿。

另外，T8 线线二维反演电阻率剖面图（图 23 3d）中，在 0～60 号点的地表有低阻异常，我们推断是第四纪粘土所致。

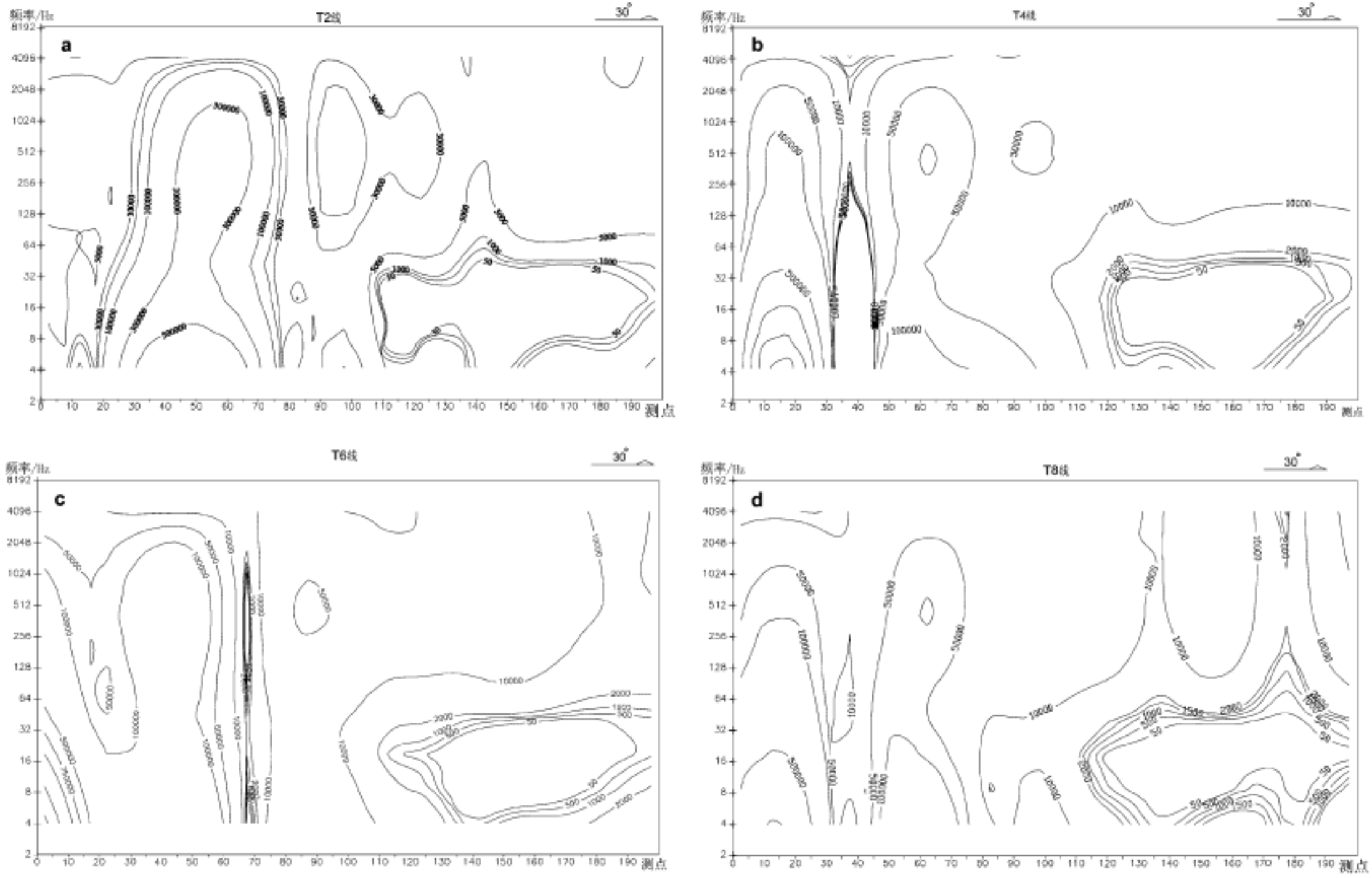


图 23-1 驼峰山各测线 CSAMT 法卡尼亚视电阻率 (Ω·m) 拟断面图

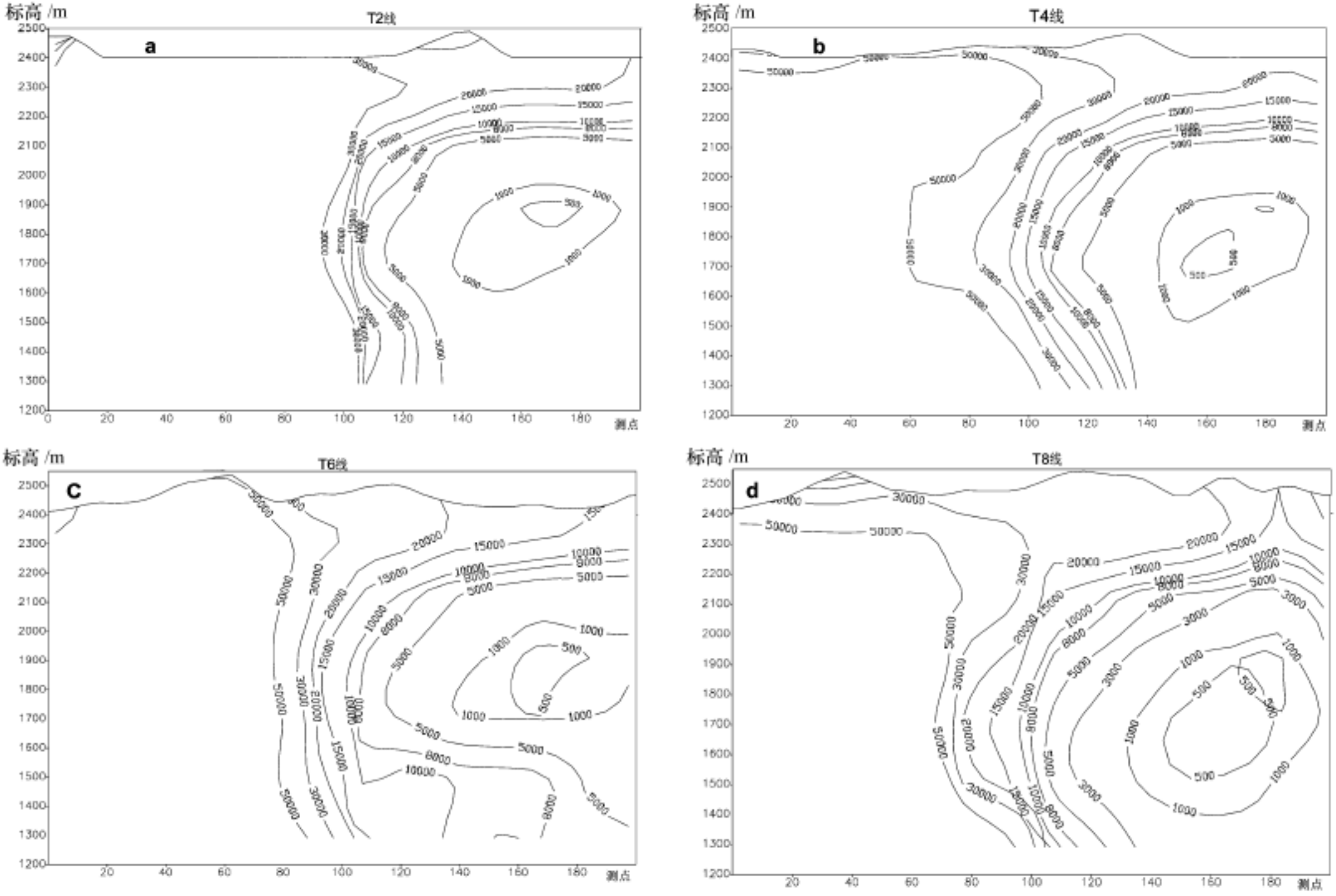
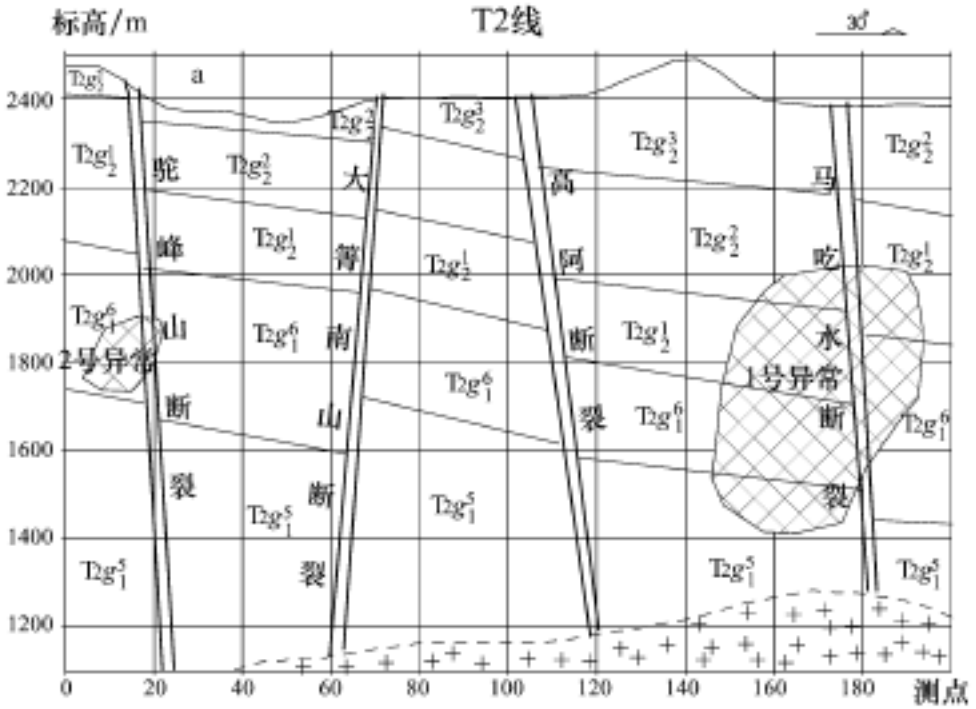
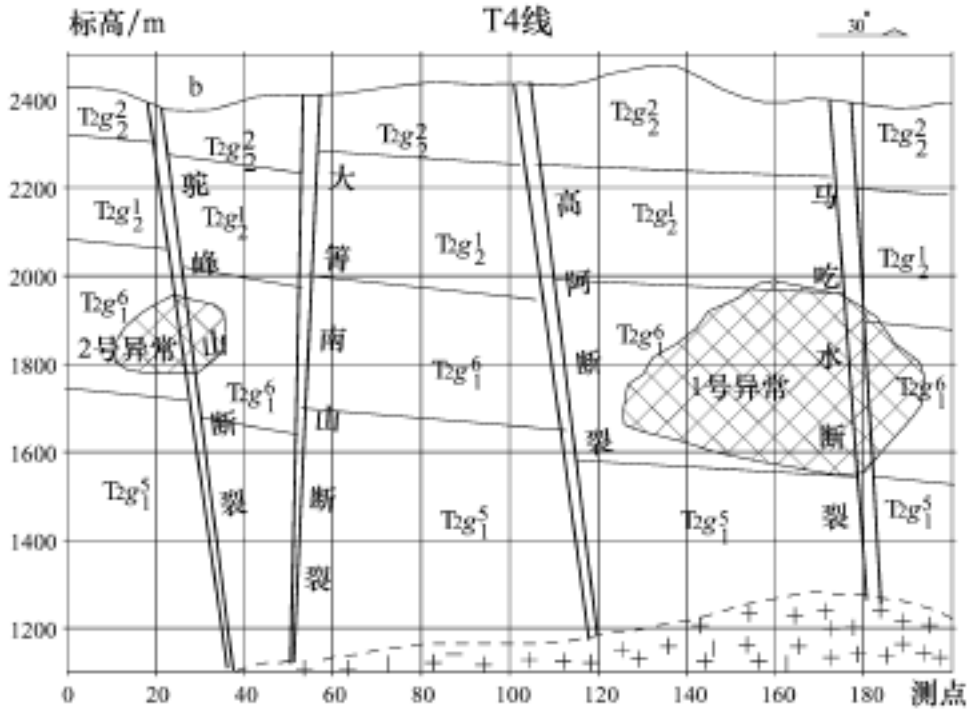
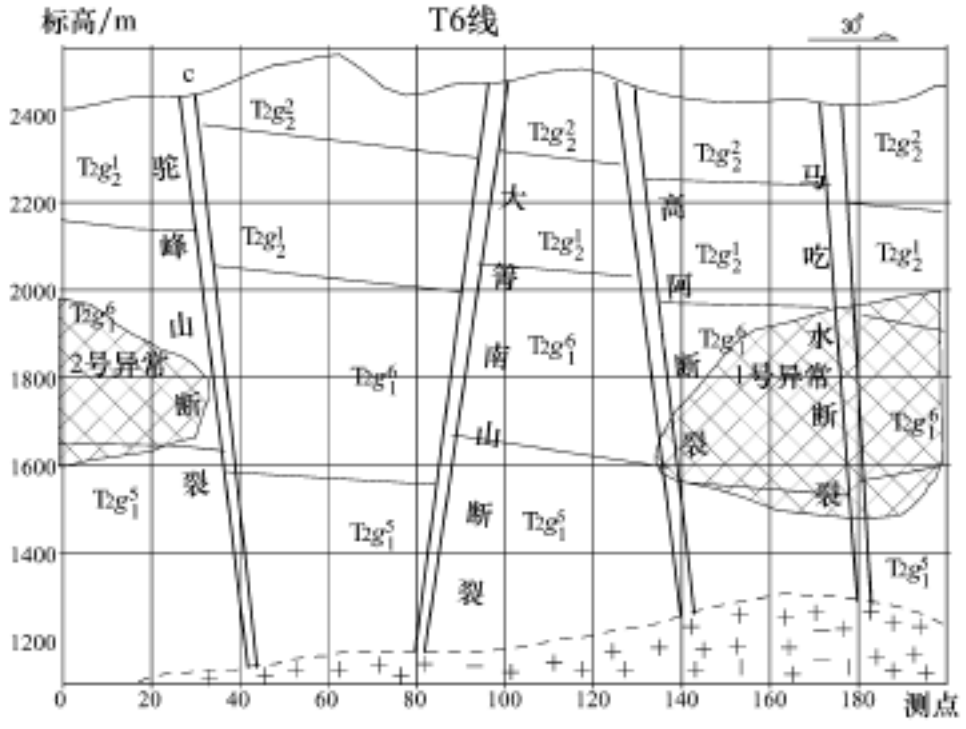


图 23-2 驼峰山测区 CSAMT 法二维反演电阻率 (Ω·m) 剖面图







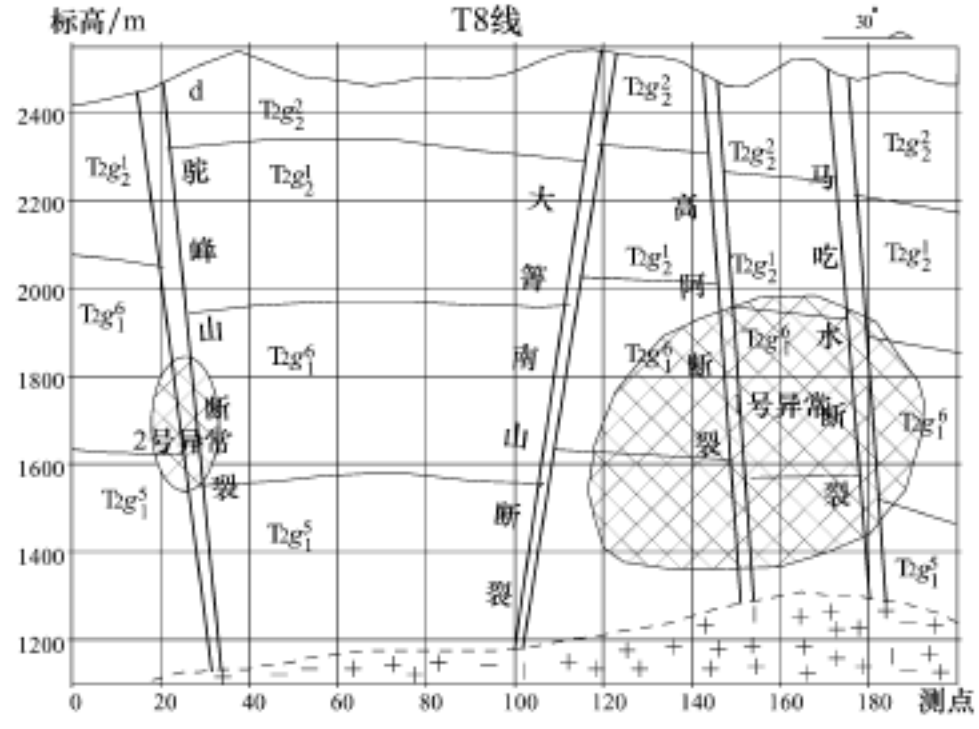


图 23-3 驼峰山测区各线CSAMT异常解译综合剖面图

第二十四章　驼峰山测区高频大地电磁法EH-4测量与找矿分析

第一节　工作布置及数据质量评价

为认证不同的地球物理方法的有效性，增强成矿预测的可靠性，我们对异常较好的驼峰山北段（80号点～200号点）的T8线及T10线（平行T8线东200m补测）采用高频大地电磁法（EH-4）进行了补充性测量工作。在T8线东增加T10线是为了查证原CSAMT测量发现的低阻异常带向东延伸的情况。工作网度仍按CSAMT测量网度（200m×50m）。

为了保证测量的精度及可靠性，我们用均方相对误差进行数据质量评估。均方相对误差采用以下公式计算：

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (\Delta x_i / \overline{x_i})^2}{2n}} \qquad (\%)$$

式中：δ是均方相对误差；$\Delta x_i = x_i - x'_i$，$\overline{x_i} = (x_i - x'_i)/2$，$x_i$，$x'_i$分别是第$i$点的原始观测值和检查测值；$n$为检查点数。

补充进行的EH-4测量的设计精度和实际达到的精度数据见表24 1，表明此次现场地球物理数据采集质量均达到设计规定的精度要求。考虑到测区处于矿山周边，人文干扰严重，加上地质噪声比较大，为保证原始数据的观测精度，在现场采集数据时，多采用滤波，陷波和多次叠加技术，实时监测离差和相关系数，直到观测数据达到满意指标为止。

表24 1　地球物理观测精度评价表

项目	设计精度	观测精度	总工作量	检查工作量	精度评价方法
驼峰山	10%	5.2%	65	10	δ（%）

第二节　资料解译及成矿分析

一、驼峰山T8线高频大地电磁测深电阻率二维反演剖面解译

图24 1a是T8线电阻率二维反演电性剖面。从电性宏观分布而言，除浅部之外，电性断面具有中高阻特性，电性在断面中分布不均匀，纵横向电性变化均较大，研究其原因，推测与构造活动剧烈有关，断裂活动破坏了地层间的正常层序，导致地层横向分布的

不连续性。总体而言，大致划分出五个电性层位：①第一电性层已出露地表，具有低阻电性特征，层理清晰，产状平缓，倾向北东，对数电阻率在 0.8～1.6；②第二电性层表现为中低阻特征，对数电阻率在 1.6～2.4，具有层状结构，产状平缓，倾向北东；③第三电性层电性具有高阻特征，对数电阻率在2.8～3.2,电性分布不均匀，层理结构不明显，本电性层中标高在 1900～2050m 的 80 点至 110 点间出现低阻异常，另外在标高 2000～2100m 的 160～180 点间出现第二个低阻异常，从断面中异常分布趋势，推测是一个异常，后因断裂破坏，被分成两个部分；④第四电性层，具有高阻特征，对数电阻率为 3.2，电性分布不均匀，具有层状结构，产状平缓；⑤第五电性层与上覆电性盖层接触界面不规则，大约在 130 点附近突变大。整体电性具有高阻特征，块状结构，电性分布均匀。

根据本区地层厚度，推测标高为 1900～2050m 的 80 点至 110 点间和标高 2000～2100m 的 160～180 间的两个低阻异常位于 $T_2\ g_1^6$ 有利成矿层位中，为两个含矿有利部位，推测是层间氧化矿的可能性较大。根据断面中电性有横向分布的不连续性，在 110 点，140 点，以及 175 点应存在三条产状陡倾断层，其中两条倾向北东，一条倾向南西。

二、驼峰山测区 T 10线高频大地电磁测深电阻率二维反演剖面的解译

图 24 1b 是 T10 线电阻率二维反演剖面。断面中电性的宏观分布规律大致是，除剖面顶层因风化剥蚀作用，电性呈现中低阻反映外，整个断面仍然以中高阻电性分布为主，具有层状结构特征，电性层平缓的朝北东倾斜。本断面大致划分为六个电性层位：①第一电性层以低阻为特征，对数电阻率在 1.2～1.6，具有层状电性结构，且电性分布比较均匀；②第二电性层具有中低阻特征，对数电阻率在 1.6～2.4，层状结构清晰，产状平缓，倾向北东，本层电性分布存在由南西向北东逐步升高的明显趋势；③第三电性层具有中高阻特征，由于低阻异常干扰，层状结构不明显，对数电阻率在 2.4～3.0，该电性层中，在标高中 1950～2100m 之间的 80 点至 130 点区段，出现一定规模的低阻异常区，此异常在南西方向未封闭，有在向南西方向延伸的趋势；④第四电性层具有中高阻特征，对数电阻率在 2.4～3.2 之间，层状结构，倾向北东；⑤第五电性层具有高阻特征，对数电阻率在 3.2

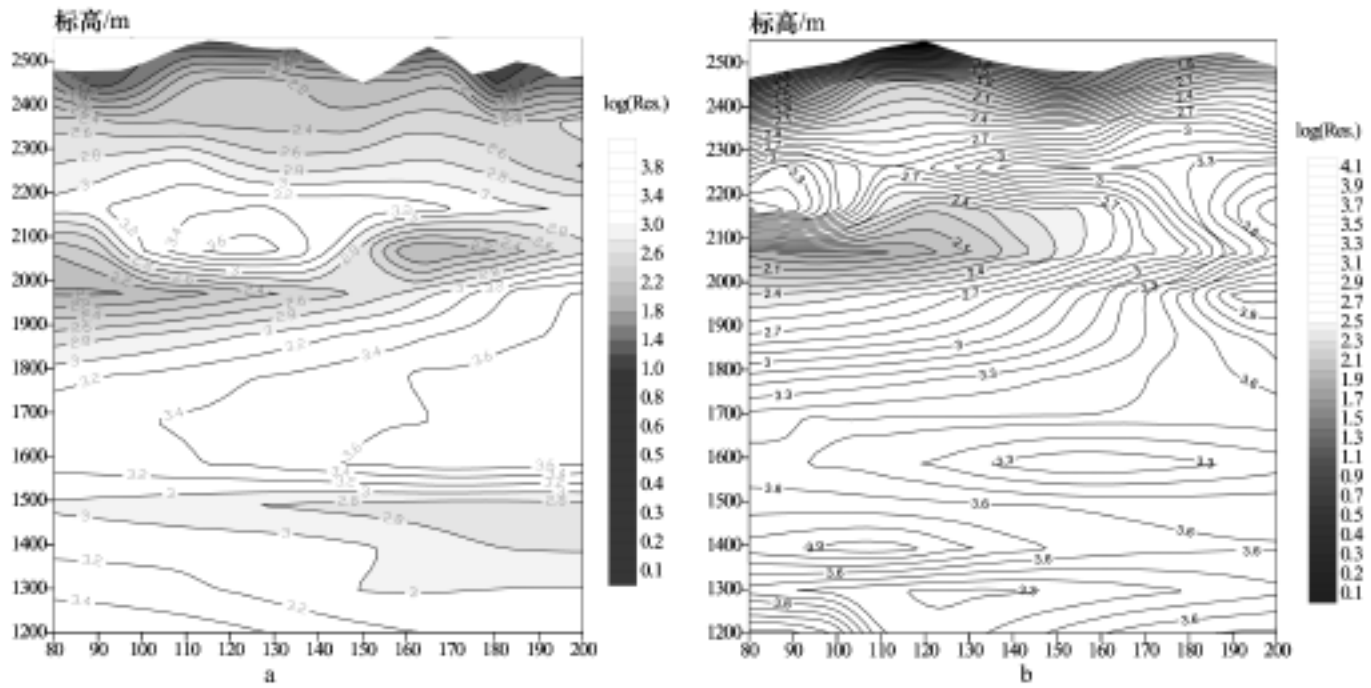


图 24 1　T8 线 (图 a) 和 T10 线 (图 b) EH - 4 法反演对数电阻率剖面图

以上，它与下层在电性上同属一个电性区间，唯一判别是下部电性层位中存在局部较高的电性体；⑥第六电性层具块状结构，对数电阻率在 3.2～3.8，它与上覆电性层接触界面比较规则，仅在 180 点附近出现突起，此电性层整体存在向北东倾伏的趋势。基于断面中电性分布出现局部突变的异常情况，推测断面中有构造活动，大约在剖面中的 90 点、125 点，以及 170 点附近有构造通过。

根据本区地层厚度，推测标高标高在 1950～2100m 的 80 点至 130 点之间的低阻异常位于 $T_2 g_1^6$ 有利成矿层位中，为两个含矿有利部位，推测是层间氧化矿的可能性较大。根据断面中电性有横向分布的不连续性，在 90 点，125 点，以及 170 点应存在三条产状陡倾断层，其中两条倾向北东。

第三节　异常综合评价

对比 T8 线的 CSAMT 和 EH - 4 的结果，二者所探测的低阻带基本吻合，这也从一个方面证明了这两种技术对本区探测的有效性。而从异常的形态来分析，EH - 4 法的异常更吻合地质规律一些。表明了 EH - 4 法可能更适合本区的隐伏资源勘查。

通过对这两条剖面以及在个旧矿集区开展的其他一些勘查结果的分析（应云南锡业公司保密的要求，其资料不能公开），我们认为高频大地电磁测深是一种快速、经济、有效的深部立体填图的地球物理方法。它们不仅能从深度和广度两个层面上研究测区内含矿有望靶区的空间位置，而且还可以确定其分布范围、延深情况，以及矿与构造之间的关系。

从测区高频大地电磁测深资料获得的异常的断面图可知异常的分布与地质构造在空间上存在较明显的依赖关系。如：驼峰山测区的北东向异常说明，异常与特定方向的构造有关，驼峰山测区应加强北东走向的构造研究。此点对指导今后找矿方向具有指导意义。

根据驼峰山测区地电断面的沉积盖层电性分布规律，发现：驼峰山测区的碳酸盐岩盖层，倾向北东，低阻异常与特定的层位 $T_2 g_1^6$、$T_2 g_1^5$ 关系密切。因此，在驼峰山测区开展深部找矿，往北东方向异常源埋深将越来越大。

从测区提供的断面电性信息分析，隐伏岩体埋深相对较大，驼峰山测区目前尚无矽卡岩型锡矿的异常出现。推测在驼峰山测区要寻找该类型矿，必须增大探测深度。

第二十五章　隐伏矿床综合定位预测分析及验证

第一节　综合异常区的确定

综合分析驼峰山测区成矿地质背景、地表找矿标志、构造地球化学异常特征和可控源音频大地电磁测深法（CSAMT）所测得的卡尼亚电阻异常特征，我们在驼峰山测区共确定了三个综合预测区（图 25 1），分别标名为 TFS - 1 区、TFS - 2 区和 TFS - 3 区。

第二节　各异常区成矿有利信息及成矿预测

一、TFS - 1 综合预测区

该综合异常区呈近东西向长带状沿马吃水断裂分布，南界到 140′ T2～145′ T8 一线，北界到 185′ T2～190′ T8 一线。

主要有利于找矿的信息有：

1）驼峰山背斜与马吃水断裂相交，深部的 $T_2 g_1^6$ 具有形成层间滑动构造的条件。

2）地表发育有角砾岩，具有褐铁矿化和铁锰碳酸盐化，并且其中的矿化指示元素含量高于背景 4～10 倍。

3）具有较强的矿化指示元素的构造地球化学异常，为 1 号和 2 号构造地球化学异常区所在。

4）CSAMT 法测得的卡尼亚电阻率在 6 频点（16Hz）和 7 频点（32Hz）具有极低的值，比背景要低 10^1～10^4 Ω·m，反演显示在标高 1600～2100m 间具有明显的低电阻异常。EH4 反演结果显示标高在 2000～2100m 的 160～180 点间出现低阻异常。

5）上述各种信息在空间位置上套合较好。

推测此区存在较大规模的隐伏的层间氧化矿型的铅锌银锡矿体，矿体主要受靠近背斜轴部的层间滑动构造和马吃水断裂及其分支断裂控制，可能具有多层相叠和层脉交叉的形态。

二、TFS - 2 预测区

TFS - 2 预测区主要沿大箐南山断裂分布，北界到 120′ T6～130′ T8 一线，南界到 90′ T6～100′ T8，西界到 100′ T5～120′ T8 一线，东界到测区以外。

主要有利的找矿信息有：



图 25 1　驼峰山测区综合预测图

1) 北东向的大箐南山断裂、近东西向的高阿断裂与驼峰山背斜轴部相交，深部的 $T_2\ g_1^6$ 具有形成层间滑动构造的条件。

2) 地表发育角砾岩，具有褐铁矿化和铁锰碳酸盐化，并且其中的矿化指示元素含量高于背景 4～10 倍。

3) 具有较强的矿化指示元素的构造地球化学异常，为 3 号构造地球化学异常，包含了部分 4 号构造地球化学异常。

4) CSAMT 法测得的卡尼亚电阻率在有低电阻异常，主要集中在 6 频点 (16Hz)，但异常范围较小，反演显示在标高 1600～2000m 间具有明显的低电阻异常。EH4 反演结果显示标高在 1900～2050m 的 80 点～110 点间出现低阻异常。

5) 上述各种信息在空间位置上套合较好。

推测此区存在较大规模的隐伏的层间氧化矿型的铅锌银锡矿体，矿体主要受靠近背斜轴部的层间滑动构造和大箐南山断裂及其分支断裂控制，可能具有多层相叠和层脉交叉的形态。

三、TFS - 3 综合预测区

该异常区呈三角带状沿驼峰山断裂和大箐南山断裂分布，其南界到 15′ T2～15′ T6 一线，北界到 50′ T2～40′ T6～30′ T8，西界到测区以外，东界到 T8 线。

主要有利的找矿信息有：

1) 北东向的大箐南山断裂与近东西向的驼峰山相交，深部具有 $T_2 g_1^6$ 有利成矿的地层和岩性组合。

2) 地表发育有角砾岩，具有褐铁矿化和铁锰碳酸盐化，并且其中的矿化指示元素含量高于背景 4～10 倍。

3) 具有较强的矿化指示元素的构造地球化学异常，为 6 构造地球化学异常，包含了部分 5 号构造地球化学异常。

4) CSAMT 法测得的卡尼亚电阻率在局部有低电阻异常，主要集中在 5、6、7 频点 (8Hz、16Hz、32Hz)，但异常范围很窄。

5) 上述各种信息在空间位置上主体是套合的。

推测此区存在陡倾脉型的铅锌银锡矿化体，矿体主要受大箐南山断裂、驼峰山断裂其分支断裂控制，深部在岩体的接触带可能存在硫化物型矿化体。找到大规模层间氧化型矿体的可能性要小于 TFS - 1 预测区。

第三节　预测结论初步验证

2001 年云南锡业公司，自驼峰山测区外围东南部标高 1950m 中段打入坑道并采用坑内钻探工程对驼峰山 TFS - 2 预测区进行了初步验证。

验证结果显示，1950m 中段坑道在通过 TFS - 2 预测区外围处，见有多处呈不连续的锡多金属矿化 (体)，规模不大，但品位较高，其中一条小矿体厚度 0.6m，Sn 最高品位达 20%。

坑道内 8 号钻窝 ZK2001 - 生 03 号验证钻孔，方位 210°，上斜倾角 + 50°，总进尺 194.25m。分别在进尺 20～28m 及 150～155m 处见两层状层间矿化，平面上见矿位置大致在 TFS - 2 预测区 10 线 100 号点附近，经换算第一层矿化 (体) 标高为 1965～1972m，平均品位 0.80%；第二层矿化 (体) 标高为 2065～2069m，平均品位 0.65%。

上述坑道及验证钻孔的初步见矿情况，与预测异常区的空间位置基本相当，显示出进一步验证结果有望发现较大规模矿床，其前景可观。

第二十六章　潜在资源预测及勘查战略分析

第一节　潜在锡资源找矿潜力预测分析

个旧锡矿历史悠久，产锡始于汉代，已历一千余年。据可统计资料（党玉涛，2002）显示：已开采矿量达 2.3 亿吨，锡金属量 100 万吨，铜 19 万吨，铅 24 万吨。但由于长期大规模生产，资源大量消耗，保有储量严重不足，致使一些矿山矿产资源危机，难以维持正常生产。资源问题已成为制约矿山企业发展、甚至威胁企业生存的根本问题。造成此类问题固然有其客观原因，即矿产资源的不可再生性。但在某种程度上看，一些所谓的“危机矿山”可能处于假危机状态，未必是资源完全枯竭，而是地质勘查工作严重滞后造成的。实际上，就以下几点分析说明：个旧矿区尚有大量找矿远景空间有待深入工作，有相当部分矿山资源潜力仍然较大。

一、有利的成矿背景是扩大资源量的前提

个旧矿区位于特提斯 - 喜马拉雅巨型成矿带与环太平洋巨型成矿带的交汇部位，是多期构造-岩浆活动的中心，矿区经历多次构造岩浆活动和多次成矿叠加改造，成矿地质条件得天独厚，是目前全球已知最大的锡矿集区。

矿区内广泛分布三叠系碳酸盐岩、碎屑岩，中生代巨厚的碳酸盐沉积层是矿床形成的有利物性条件和巨大的容矿空间。但目前在个旧矿区 1700km^2 范围内，已勘查地域仅 15％左右，其余 85％地域仍有较好的成矿条件，有待勘查验证。

个旧东区的大规模地质勘查工作主要集中在 20 世纪 50～70 年代，受当时成矿理论和勘查方法的局限，导致现有生产矿区外围和深部还有大量勘查空白区，需要采用新理论、新方法、新技术、新手段，加强综合研究，重新评价区内资源储量。

二、大范围的低勘查程度区域为地质找矿提供了巨大空间

个旧矿区面积达 1700km^2，其中西区 1100km^2，东区近 600km^2。西区除产出大面积的砂锡矿外，近年来发现了成带产出的锡多金属硫化矿，但工作程度及研究程度不够，很多隐伏矿床有待发现。东区的 580km^2 范围内还有 80％的地段未作深度的地质工作，在矿山生产及普查中已陆续发现了一些盲矿体。就目前已掌握资料的情况看：个旧矿区老厂东地段、个旧矿区阿西寨地段、个旧矿区驼峰山地段以及个旧矿区马拉格南地段等。以上四个地段应为今后找矿的首选勘探及研究地段，这几个地段与已发现的五大矿田的矿床具有相同的有利的地质环境，因此，具备较好的成矿远景，是较为理想的找矿地段，有望获得突破性找矿成果。

三、隐伏花岗岩分布面积大，找矿远景好

据滇东南地区区域重力异常图显示，整个滇东南地区的主要大型矿床无不与负重力异常区相对应。区域重力低异常区是深部隐伏花岗岩体的反映，大面积的低重力异常区预示着深部有大面积花岗岩基的存在。从卫星遥感图像上看，个旧矿区范围内众多的环形及线性影像构造明显：个旧矿区以西区花岗岩（体）为中心显示一个巨大的复式环形影像构造，该大型的环状构造内有两个次一级的环形构造，而更次一级的小的环形构造则呈多个密集分布（图 26 1)。

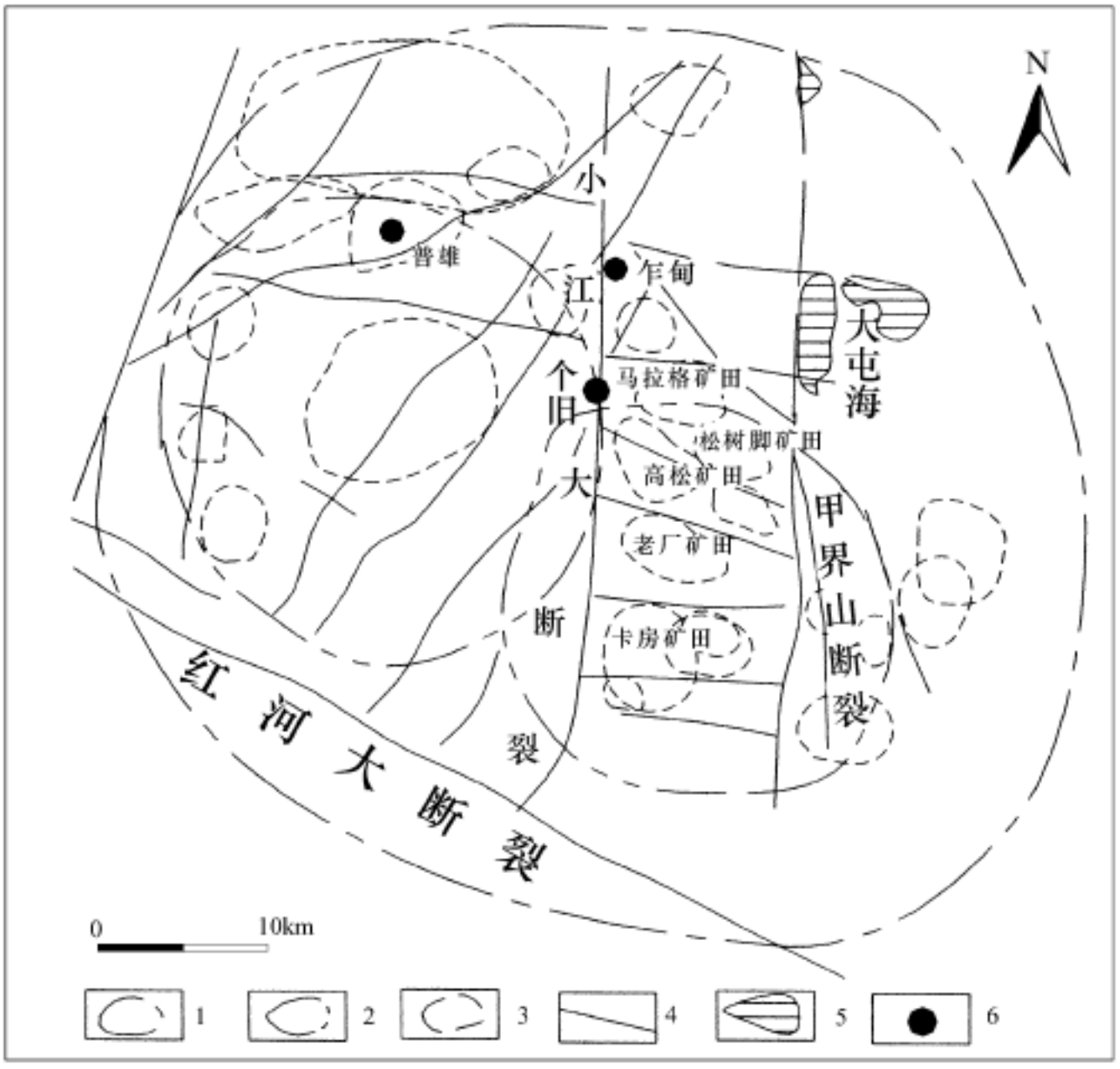


图 26 1　个旧矿区地质构造卫片解译示意图

1—一级环形构造；2—二级环形构造；3—三级环形构造；4—断裂构造；5—湖泊；6—主要地名

据矿区勘探资料显示，个旧环形影像构造与区域重力剩余负异常及局部重力低范围重合，两个次一级的环形构造分别与个旧东西区相对应，尤其东区的小型环状构造与隐伏花岗岩突起，已知的矿床（点）及化探原（次）生晕 Sn、Pb、Cu 等异常有较好的对应性，是矿区有利的控矿构造部位（矿床成矿中心)，这说明个旧环形影像基本上是构造和岩浆岩体的综合反映。

就整个矿区而言，则分布有众多的更次一级的环形构造尚未做更深入的地质调研工

作。依据矿体赋存规律推断这些环形影像地段可能存在花岗岩突起，是花岗岩接触带锡铜矿床及层间铅锌铜矿床赋存的有利空间。

四、矿区地质构造组合对成矿十分有利

矿区中各种不同方向组的、不同类型的构造发育，其中不同期次、不同方向构造交汇部位最有利于矿床的形成，高松矿田外围高峰山—驼峰山、芦塘坝—阿西寨一带及老厂矿田范围内各种方向的断裂、褶皱构造发育并形成有利成矿的构造组合型式。因此按矿区构造控矿规律推测，高松矿田、老厂矿田仍有较大的找矿潜力，一旦突破，高松矿田很可能会成为继老厂矿田之后的第二大矿田。

五、含矿地层分布面积广，成矿空间大

个旧老厂、高松矿田广泛分布有利成矿的个旧组，其中最有利成矿的 $T_2 g_1^6$ 层在高松矿田东部芦塘坝—阿西寨一带有较大面积出露。推测深部延伸与花岗岩体及有利成矿的北东向、东西向组构造相交截，构成有利的成矿组合与空间。老厂矿田东部一带深部主要为 $T_2 g_1^1$—$T_2 g_1^5$ 地层与花岗岩接触形成有利成矿的凹陷带构造。因此，认为在以上地段尚具有深部隐伏矿床找矿的良好条件。

六、新类型矿床的找矿前景乐观

围绕老矿山开展找矿，过去主要是简单的就矿找矿，即找与原来的矿床类型相同的矿床。而在实际的地质环境中，一个地区可以存在多种成矿作用，一个成矿系统在不同的构造-岩石环境中也能够形成不同类型的矿床。如果只找与原有矿床相同的矿种和矿床类型，实际上是人为地限制了找矿思路，降低了对该地区找矿潜力的评估。在找矿新类型（包括矿种）突破以后，找矿潜力就可以大大提高。实际上，在许多老矿山，发现的许多新类型矿床都是巨大的，其储量或价值可能不亚于原有的矿床。

在个旧矿区，火山岩、变火山岩型铜多金属矿，含锡花岗岩型锡矿，溶洞冲积型锡矿，铅锌矿和金矿等都是下一步地质找矿中极具潜力的新的矿床类型和矿种。因此，打破原有的就矿找矿思维模式，以新的成矿理论为指导，在如此超大型的个旧矿区找到新类型的矿床和新矿种是可能的。

第二节　勘查技术和战略评价

在个旧这种勘探和研究程度较高的进行深部及外围的隐伏矿床的地质预测的勘探是一项技术含量高且风险性大的战略性工程，战略和技术的选择是否合理对工程的成败起着关键性的作用。在驼峰山测区，我们采取了地质、地球物理和地球化学综合的方法，以 CSAMT 和 EH - 4 为主要的地球物理探测技术，以构造地球化学为主要的地球化学探测技术，主要基于个旧矿集区已有的矿床经验模式进行靶区筛选和矿床定位预测。从验证的结果来看，这种的战略和技术路线性是成功的，特别是引进了 EH - 4 技术，较好地适合个旧矿集区的地质和工作条件，取得较理想的结果。

为个旧矿集区更广大的有待勘查的地区取得更佳的找矿成果，我们认为除了坚持前述成功的技术和战略外，还要注意如下几个方面。

1. 加强地质理论研究、创新矿床概念模式

着重研究断裂构造、花岗岩和火山岩的成矿作用研究，争取在火山岩、变火山岩型铜多金属矿，含锡花岗岩型锡矿，溶洞冲积型锡矿，铅锌矿和金矿等新类型矿床方面取得突破，创建能有效指导矿床勘查的矿床概念新模式。

2. 重视有效的新技术新方法的应用

主要重视两大类型的新技术的应用：一是适用于僻远低工作区域的轻便的具有大探测深度的物化探新技；二是具有强抗干扰能力的能适应于生产矿山找矿的物化探新技术，特别是坑道物探新技术。

3. 加强多元信息的集成分析

这一次是过去工作的薄弱环节，应该从两方面入手：一是加强定性信息的量化；二是以 GIS 为平台加强多元信息的量化集成。这样可以减少预测分析的随意性，加强预测的精度。

参 考 文 献

常印佛，刘相培，吴言昌.1991. 长江中下游铜铁成矿带．北京：地质出版社，1～359

陈国达，黄瑞华．1984. 关于构造地球化学的几个问题．大地构造与成矿学，8 (1)：7～18

陈国达．1982. 多因复成矿床并从地壳演化规律看其形成机理．大地构造与成矿学，6 (1)：33～55

陈国达．1985. 成矿构造研究法（第二版）．北京：地质出版社，265～405

陈国达.1996. 地洼学说—活化构造及成矿理论体系概论．长沙：中南工业大学出版社，1～455

陈国达．1986. 地洼学说讲义．中国科学院长沙大地构造研究所

陈国达．1989. 关于地洼区的几个问题．大地构造与成矿学，13 (1)：1～16

陈国达主编.1997.1∶400 万中国大地构造图（按地洼学说编制）．北京：地图出版社

崔军文.1987. 哀牢山变质岩的原岩建造及其构造意义．中国区域地质，(4)：349～357

崔霖沛.1996. 寻找隐伏铜矿的物探工作部署和方法问题．国外地质科技，(4)：1～11

戴福盛.1996. 个旧矿区壳源重熔岩浆岩石系列特征、演化及成岩成矿作用．岩石矿物学杂志，15 (4)：330～344

戴福盛.1990. 个旧锡矿区两个成岩系列的演化．岩石矿物学杂志，9 (3)：224～233

戴自希．1998. 近年来世界金属矿产勘查的经验与启示．国外地质科技，(1)：19～26

党玉涛．2002. 个旧矿区地质找矿与研究简介．云南个旧矿区地质找矿与研究，个旧：云南锡业集团有限责任公司，1～14

邓玉书．1951. 云南个旧锡矿和构造的关系．地质论评，16 (2)：57～66

地质科技动态编辑部．1996. 近年国外发现的几个重要矿床（续报之六）——兼述近年国外矿产勘查概况．地质科技动态，(10)：1～29

地质科技动态编辑部．1999. 近年国外发现的几个重要矿床（续报之七）——兼述近年国外矿产勘查概况．地质科技动态，(1)：1～28

高学兑．1991. 外围找矿大突破、百年老矿展新貌．老区找矿大突破．全国有色重点老矿区（田）二轮找矿研讨会专辑，昆明：中国有色金属工业总公司西南有色地质勘查局研究所情报室，112～125

高振敏.2002. 云南个旧锡多金属矿床地球化学及找矿勘查应用研究．云南锡业公司，云南个旧矿区地质

官容生．1991. 滇东南构造岩浆带花岗岩体的含矿性探讨．矿物岩石，11 (1)：92～101

何继善．1994. 伪随机多频激电法研究．中国有色金属学报，4 (1)：1～10

黄廷燃．1984. 个旧原生锡矿典型矿床讨论．云南地质，3 (1)：36～46

金祖德．1991. 个旧层间赤铁矿型锡矿热液成因之否定．地质与勘探，27 (1)：19～20

黎彤，饶纪龙.1965. 论化学元素在地壳及基本构造单元中的丰度．地质学报，45 (1)

李楠等．1998. Visual Basic 6.0 入门与提高．北京：人民邮电出版社

刘亮明，彭省临．1999. 矿山企业持续发展的接替资源战略：兼论黄沙坪铅锌矿的深边部的找矿前景．矿产与地质，13 (5)：261～263

刘亮明，彭省临．2000. 低温非静水应力作用下固体岩石颗粒间流体的性状及传质作用．地球科学进展，15：395～399

刘亮明，王志强，彭省临，杨群周，邵拥军．2002. 综合信息论在储量危急矿山深边部找矿中的应用——以铜陵凤凰山铜矿为例．地质科学，37：444～452

刘亮明，吴延之．1995. 论经济发展对矿物原料的依赖性．桂林工学院学报，15 (3)：257～264

刘亮明．1993. 金家庄矿田断裂构造地球化学研究及隐伏矿床预测．地质与勘探，29 (7)：42～46

刘亮明．2000. 非静水应力作用固体的化学位及其构造地球化学意义．大地构造与成矿学，24 (4)：371～376

刘文灿，高德臻，储国正．1996. 安徽铜陵地区构造变形分析及成矿预测．北京：地质出版社，1～133

柳准之．1994. 扬子地块裂谷与微型裂陷的成矿作用，桂林冶金地质学院学报，14 (1)：10～22

卢焕章，池国祥等．1995. 典型金属矿床的成因及其构造环境．北京：地质出版社

裴荣富，吴良士，熊群尧等．1999. 超大型矿床的偏在性和构造聚敛场．北京：地质出版社

彭程电 . 1985. 试论个旧锡矿成矿地质条件及矿床类型、模式 . 云南地质, 4 (1): 17～32
彭省临, 陈国达, 赖健清 . 1999. 滇中及邻区大地构造演化 - 运动特征 . 中南工业大学学报, 30 (4): 36～341
彭张翔 . 1992. 个旧锡矿成矿模式商榷, 云南地质, 11 (4): 363～368
钱锦和, 沈远仁 . 1990. 云南大红山古火山岩铁铜矿 . 北京: 地质出版社
秦德先等 . 2002. 关于个旧锡矿成矿系列与综合信息成矿预测问题的讨论 . 云南个旧矿区地质找矿与研究, 云南锡业公司, 43～45
清源计算机工作室 . 1999. Visual Basic 6.0 开发宝典 . 北京: 机械工业出版社
施俊法, 吴传璧 . 1998. 70 年代以来国外大型特大型矿床发现背景统计分析 . 中国地质, (8): 40～42
孙海贵 . 1991. 深部找矿结硕果、科研深化求发展 . 老区找矿大突破 . 全国有色重点老矿区 (田) 二轮找矿研讨会专辑, 昆明: 中国有色金属工业总公司西南有色地质勘查局研究所情报室, 95～105
孙岩, 徐士进, 刘德良等 . 1998. 断裂构造地球化学导论 . 北京: 科学出版社, 246
汪志芬, 朱启金 . 1987. 个旧岩浆岩矿物中包裹体特征与锡多金属矿床的成矿关系 . 锡矿地质讨论会论文集 . 北京: 地质出版社, 286～294
汪志芬 . 1983. 关于个旧锡矿成矿作用的几个问题的讨论 . 地质学报, 57 (2) 154～163
王力, 彭省临, 杨斌 . 2003. 云南个旧锡多金属矿床成因新议 . 2003 湖南矿物岩石地球化学论丛 . 长沙: 中南大学出版社, 129～134
王新光, 朱金初, 沈渭洲 . 1992. 个旧锡矿的成矿物质来源 . 桂林冶金地质学院报, 12 (2): 164～170
王志强, 刘亮明, 谢国富, 赖健清 . 2002. 提高 VB 应用程序运行速度和效率的几种技巧 . 湖南矿物岩石地球化学论丛 . 长沙: 中南大学出版社, 134～136
闻广, 吴思本 . 1983. 安徽铜陵凤凰山岩体若干特征及成矿关系 . 中国地质科学院院报, 7: 1～22
吴学益, 钟德义, 周文华等 . 1984. 构造地球化学高温高压模拟实验研究及其初步结果 . 大地构造与学成矿学, 8: 251～260
徐克勤, 王鹤年, 周建平等 . 1996. 论华南喷流 - 沉积块状硫化物矿床 . 高校地质学报, 2 (3): 241～256
杨国清 . 1990. 构造地球化学 . 桂林: 广西师范大学出版社, 119
杨开庆 . 1984. 构造动力作用中的地球化学作用 . 大地构造与成矿学, 8: 359～368
杨庆鳌, 杨涤生 . 1997. 云南个旧锡多金属矿成矿演化与成矿模式 . 有色金属矿产与勘查, 6 (2): 82～87
冶金工业部西南冶金地质勘探公司编著 . 1984. 个旧锡矿地质, 冶金工业出版社
于喜璋 . 1991. 积极寻资源为矿山建设服务——青城子二轮找矿体会 . 老区找矿大突破 . 全国有色重点老矿区 (田) 二轮找矿研讨会专辑, 昆明: 中国有色金属工业总公司西南有色地质勘查局研究所情报室, 22～30
云南省地矿局 . 1990. 云南省区域地质志 . 北京: 地质出版社
张友山, 袁正午, 穆建宏 . 2000. 多频组合波电法的信号相干检测同步方案 . 中南工业大学学报, 31: 191～194.
张志信, 肖景霞, 汪志芬 .1991. 云南锡矿的成矿地质环境、成矿系列与成矿远景研究 . 昆明: 西南有色地质勘查局 .
赵化琛 . 1995. 我国若干裂谷构造特征及其成矿作用 . 矿产与地质, 9 (1): 38～48
赵鹏大, 陈永清等 . 1999. 地质异常成矿理论与实践 . 武汉: 中国地质大学出版社
郑荣才, 刘文均 . 1993. 哀牢山右江西部海西 - 印支期火山岩和板块构造环境 . 成都地质学院报, 20 (3): 10～23
周建平, 徐克勤 华仁民等 . 1999. 个旧等锡矿中沉积组构的发现与矿床成因新探 . 自然科学进展, 9 (5): 419～422
周建平, 徐克勤, 华仁民等 . 1998. 滇东南喷流沉积块状硫化物特征与矿床成因 . 矿物学报, 18 (2): 158～168
周建平, 徐克勤等 . 1997. 滇东南锡多金属矿床成因商榷 . 云南地质, 16 (4): 309～349
庄永秋, 王任重, 杨树培等 . 1996. 云南个旧锡铜多金属矿床, 北京: 地震出版社
庄永秋 . 1991. 依靠科技上台阶 . 老区找矿大突破 . 全国有色重点老矿区 (田) 二轮找矿研讨会专辑, 昆明: 中国有色金属工业总公司西南有色地质勘查局研究所情报室, 7～9
Shcheglov A D 著, (胡雄伟译) . 1992. 锡矿床与地幔 . 国外花岗岩类地质与矿产, (3): 9～11
B.Л. 巴尔苏科夫, C.B. 格里戈良, Л.H. 奥夫钦尼科夫著, (吴传璧, 邱郁文译) .1988. 金属矿床地球化学普查方法 .冶金工业出版社, 322
Castro A, (王星 译) . 1988. 花岗岩类的侵位与相关构造: 述评 . 国外花岗岩体构造研究, 地质矿产部情报研究所, 46～69

Craig J C, Webb J. 1999. Microsoft Visual Basic 6.0 程序开发环境 (第 5 版), 北京大学出版社

Г. Б. Наумов, (王义为 译). 1989. 矿床学的地球化学观点. 地质地球化学, (4): 46～52

Agterberg E P. 1992. Estimating the probability of occurrence of mineral deposits from multile map patterns. In: Merrian D E and Kurzl H (eds), In the Use of Microcomputers in Geology. New York: Plenum Press, 73～92

Ague J J, Brimhall G H. 1989. Geochemical modeling of steady state fluid flow and chemical reaction during supergene enrichment of porphyry copper deposits. Economic Geology, 84: 506～528

Anderson C G, Logan K J. 1992. The history and current status of geophysical exploration at the Osborne Cu & Au deposit, Mt Isa. Exploration Geophysics, 23, 1～7

Barnett E S. 1996. Discovery, geology and metal zoning of Nickel Rim depth deposit, Sudbury, Canada. Nickel'96, Kalgoolie, 131～138

Bateman R. 1984. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. Tectonophysics, 110: 211～231

Bonham-Carter G E, Agterberg E P, Wright D E. 1988. Integration of geological Datasets for gold exploration in Nova Scotia. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 54: 1585～1592

Brown W M, Gedeon T D, Groves D I, Barnes R G. 2000. Artificial neural networks: a new method for mineral prospectivity mapping. Australian Journal of Earth Sciences, 47: 757～770

Chung C F, Agterberg E P. 1980. Regression models for estimating mineral resources from geological map data. Mathematical Geology, 12: 473～488

D'Ercole C, Groves D I, Knox-Robinson C M. 2000. Using fuzzy logic in a geographic information system environment to enhance conceptually based prospectivity analysis of Missippi Valley-type mineralization. Australian Journal of Earth Science, 47: 913～927

Guibert J M, Park Jr C F. 1985. The Geology of Ore Deposits. W H Freeman and Company, 1～985

Harris D A, Pan R. 1999. Mineral favourability mapping: a comparison of artificial networks, logic regression and discriminant analysis. Natural Resources Research, 8: 93～109

Harris J R, Wilkinson L, Heather K, Fumerton S, Bernier M A, Ayer J. 2001. Application of GIS processing techniques for producing mineral prospectivity maps — A case study: mesothermal Au in the Swayze Greenstone Belt, Ontario, Canada. Natural Resources Research. 10: 91～124

Harris J R. 1989. Data integration for gold exploration in eastern Nova Scotia using GIS. Proceedings of Remote Sensing for Exploration Geology, Calgary, Alberta, 233～249

Heinrich C A, Walshe J L, Harrold B P. 1996. Chemical mass transfer modeling of ore - forming hydrothermal systems: current practise and problems. Ore Geology Reviews, 10: 319～338

Hobbs B E, Zhang Y, Ord A, Zhao C. 2000. Application of coupled deformation, fluid flow, thermal and chemical modeling to predictive mineral exploration. Journal of Geochemical Exploration, 69 - 70: 505～509

Hodgson C J. 1990. Uses (and abuses) of ore deposit models in mineral exploration. Geoscience Canada, 17: 79～89

Hussey J, Bemard P. 1998. Exploration of the Porphyry Mountain Cu - Mo Deposit. Mining Engineering, 50 (8): 36～44

Huston D L. 1998. The hydrothermal environment. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17 (4): 15～30

Jébrak M. 1997. Hythermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanism, morphology and size distribution. Ore Geology Reviews. 12: 111～134

Joesten R 1983. Grain growth and grain - boundary diffusion in quartz from the Christmas Mountains (Texas) contact aureole. Am J Sci, 283 - A: 233～245

Khesin B, Alexeyev V, Eppelbaum L. 1997. Rapid methods for interpretation of induced polarization anomalies. Journal of Applied Geophysics, 37, 117～130

King A. 1996. Deep drill hole electromagnetic surveys for nickle/ copper sulphides at Sudbury, Canada. Exploration Geophysics, 27 (1): 105～118

Knoll K. 1984. The lesson of Hemlo: persistence pay off. Canadian Mining Journal, 105 (4): 22～35

Knox - Robinson C M. 2000. Vectorial fuzzy logic: a novel technique for enhanced mineral prospectivity mapping, with refer-

ence to the orogenic gold mineralisation potential of the Kalgoorlie Terrane, Western Australia. Australian Journal of Earth Sciences, 47: 929～941

Lasaga A C, Richardson S W, Holland H D. 1977. The mathematics of cation diffusion and exchange under metamorphic conditions. In: Saxena S K and Bhattachans (eds), Energetics of geological processes. New York: Spring-Verlag, 354～388

Laznicaka P. 1997. Discovery of giant metal deposits and districts. In: Pei R F (Ed), Proc. 30th Int. Geol. Congr: Energy and Mineral Resources for 21th Century. Geology of mineral Economics VSP, 9: 355～366

Moon W M. 1990. Integration of geophysical and geological data using evidential belief function. IEEE Transaction of Geoscience and Remote Sensing, 28: 711～720

Nigrini A. 1970. Diffusion in rock alteration systems I: Predications of limiting equivalent ionic conductances at elevated temperatures. Am J Sci, 269: 65～91

Peng Shenglin, Yang Mu, Liu Liangming, Lai Jianqing. 2002. Approachs to location prognosis of concealed ore deposits (bodies) of productive mines. Journal of Central South University, 9 (2): 112～117

Reed M H. 1982. Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gasses and an aqueous phase. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46: 513～526

Rencz A N, Harris J R, Watson G P, Murphy B. 1994. Data integration for mineral exploration in the Antigonish Highlands, Nova Scotia. Canadan Journal of Remote Sensing, 20: 258～267

Roddy R K T, Bonham-Carter G E. 1991. A decision-tree approach to mineral potential mapping in Snow Lake area, Mantitoba. Canadan Journal of Remote Sensing, 17: 191～200

Rodriguez S E. 1974. Tectochemical investigation applied to exploration for hidden ore deposits, 24th IGC, Section4

Seigel H O. 1959. Mathematical formulation and type curves for induced polarization. Geophysics, 24: 547～565

Sumner J S. 1976. Principles of Induced Polarization for Geophysical Exploration. Elsevier, Amsterdam

WCED. 2002. Our Common Future. World Commission on Environment and Development. Oxford University Press

Webb M, Rowston P. 1995. The geophysics of the Ernest Henry Cu - Au deposit (NW) Queensland. Exploration Geophysics, 26: 51～59

Woodall R. 1994. Empiricism and concept in successful mineral exploration. Australian Journal of Earth Science, 41: 1～10