构造成矿作用非线性动力学

谭凯旋　谢焱石　杨建明
黄晓乃　赵志忠　著

地质出版社
·北　京·

内 容 提 要

本书将构造、流体与成矿作为一个统一的体系，从构造变形、应力、流体流动与质量迁移、地球化学反应及成岩成矿作用等多种地质过程的耦合与反馈出发，建立了构造成矿的反应-输运-力学耦合的综合动力学模型和1～3维模拟计算方法。以湖南沃溪金锑钨矿床、水口山铅锌金多金属矿田、柿竹园钨锡铋钼多金属矿床等典型矿床为实例，系统研究了成矿的构造背景和构造成矿、控矿特征，构造作用与含矿流体形成、演化、运移及沉淀成矿的关系；分析了断裂构造、断裂带元素分布的多重分形特征和矿体厚度、品位空间变化的混沌特征及其动力学机理；通过计算机模拟研究了构造作用、流体运移与成岩成矿反应的相互耦合关系和构造成矿的非线性动力学过程与机制。

本书对从事地质过程动力学、成矿动力学、矿床地球化学、构造地质学等专业和环境地质学、水文地质学、非线性科学理论与应用等相关专业的研究人员均有重要参考价值，也可供相关专业的高年级学生和研究生参考。

图书在版编目（CIP）数据

构造成矿作用非线性动力学/谭凯旋等著. -北京：地质出版社，2003. 6
ISBN 7-116-03835-3

Ⅰ. 构… Ⅱ. 谭… Ⅲ. 地质构造-成矿作用-非线性力学：动力学 Ⅳ. P541

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2003）第033436号

责任编辑：江晓庆
责任校对：黄苏晔
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）82324573（编辑室）
网　　址：http：//www.gph.com.cn
电子邮箱：gzs@gph.com.cn
传　　真：（010）82310759
印　　刷：北京地大彩印厂
开　　本：787mm×1092mm 1/16
印　　张：12
字　　数：292千字
印　　数：1—800册
版　　次：2003年6月北京第一版·第一次印刷
定　　价：30.00元
ISBN 7-116-03835-3/P·2377

（凡购买地质出版社的图书，如有缺页、倒页、脱页者，本社发行处负责调换）

前　言

近 20 年来，人们发现自然界和社会生活中广泛存在远离平衡态的非线性现象和非线性过程，非线性科学已成为当代科学技术的发展前沿之一。地质作用、地球化学作用和成矿作用也大都是复杂的非线性动力学过程，受到多种因素的非线性耦合作用，并具有开放体系和远离平衡态两个显著特征（於崇文，1998、1999、2000；Ortoleva，1994）。因此非线性科学从诞生起就与地球科学有着密切的关系，一些非线性理论还是起源于对地学现象的研究，如分形理论最初开始于对海岸线的研究。近 10 多年来，地球科学中的非线性现象与动力学机制的研究越来越受到重视，地质体系的非线性动力学还作为几次国际会议的主题并出版了论文集，涉及地质、地球化学、地球物理、矿床、石油、地震等广大领域。

成矿系统是地球物质系统的组成部分，成矿作用既是地质作用的特殊产物，又是一种重要的地质过程。因此，矿床是一个复杂的地质系统，成矿作用是一个复杂的动力学过程（於崇文，1994、1998、1999、2000）。矿床的形成受到多个过程（如成矿元素的活化、迁移与含矿流体的形成，流体运移与汇聚、沉淀成矿等）的制约，而且每一个过程又可能受到多种因素的影响。在众多的因素中，构造和流体起了最重要的作用（陈国达，1978；翟裕生，1996、1997）。构造活动与构造应力是流体运移的重要驱动力之一（Ge，et al.，1992；孙雄等，1998），而构造变形特别是断裂作用可以显著增高岩石的渗透率（Holness，1997；Sibson，1996；Curewitz，et al.，1997），并提供流体运移的通道和成矿的场所（McCaffrey，et al.，1999；Sibson，et al.，1988、1994、1996；Tsang Chin-Fu，1998、1999）。流体作为从矿源地汲取并搬运成矿物质的主要媒介，在促使成矿物质从分散到富集成矿的过程中起了重要的作用（翟裕生，1996；贾跃明，1996）。因此，必须开展构造成矿作用或构造-流体-成矿作用的动力学研究，并将构造-流体-成矿系统及其动力学作为一个统一的整体，从它们的耦合作用来研究成矿系统的形成过程和动力学机制（翟裕生，1996；邓军等，1999、2000；谭凯旋等，1999、2001；Valentine，et al.，2002）。

构造成矿作用或构造-流体-成矿作用是各种转变过程（如矿物相变、化学反应）、各种输运过程（如流体流动、质量迁移、能量输运、动量传递等）和力学过程（如应力、应变和构造变形）的耦合，也就是反应-输运-力学（reaction-transport-mechanism，简称 RTM）的耦合与反馈作用。如流体-岩石反应影响成矿流体的形成和金属矿物沉淀，构造（压溶作用）和热影响反应的进行，岩石的矿物、化学组成直接影响流体-岩石的反应；构造变形（如断裂、压实作用）影响岩石的渗透率、流体流动汇聚与成矿，变形受岩石结构与力学性质和应力的控制，同时也受流体（压力）和流体-岩石反应（填充断裂空间和断裂愈合）的影响。流体-岩石反应可影响岩石的矿物组成、结构和力学性质，进而又影响到构造变形，断裂中流体活动产生矿物沉淀可堵塞流动通道和导致断裂的愈合，并进一步影响成矿的寿命和矿床规模的大小。因此，构造成矿作用和构造-流体-成矿体系与很多其他地质体系一样，是非平衡的和非线性的动力学过程，必须从多过程、多因素的非线性耦合作用来研究构造成矿作用的动力学过程和动力学机制（邓军等，2000；谭凯旋等，2001）。

本书以湖南水口山铅锌金多金属矿田、湘西沃溪金锑钨矿床、柿竹园钨锡铋钼多金属矿床等3个典型矿床为实例，运用分形、混沌等非线性理论并结合地质地球化学分析和计算机模拟，系统研究了构造成矿的非线性特征，构造作用-流体运移-成岩成矿化学反应等多过程间的相互作用和非线性耦合关系；建立了构造成矿作用的反应-输运-力学耦合的非线性动力学模型和数值模拟方法，通过理论分析和计算机模拟研究构造成矿的非线性动力学过程和动力学机理。

本书的研究工作主要得到中国科学院资源与生态环境研究“九五”重点项目“构造成矿作用的非线性动力学研究”（项目编号：KZ952-s1-402）的资助，其中动力学模型和水口山矿区的研究还分别得到国家自然科学基金项目“滇西兰坪盆地流体演化与成矿作用的动力学研究（项目编号：49702024）”和“地球化学和成矿体系中的非线性耦合与自组织(项目编号：70171057)”的资助。研究过程中得到陈国达院士、欧阳自远院士、刘顺生研究员、范蔚茗研究员、林舸研究员等的指导和帮助。部分动力学模拟计算工作是在美国印第安纳大学地球动力学计算实验室（Laboratory for Computational Geodynamics，Indiana University）完成的，在模型设计和模拟计算中得到该实验室P．Ortoleva教授以及A．Park博士、K．Tuncay博士的帮助。野外工作中得到了有关矿山和地质队的许多同志的帮助。本书的出版得到南华大学的支持和资助。在此谨对以上单位和专家一并表示衷心的感谢！

全书共分6章，前言、第一章、第二章、第六章由谭凯旋执笔，第五章由谢焱石执笔，第三章由谢焱石、赵志忠、黄晓乃执笔，第四章由杨建明、谭凯旋执笔，最后由谭凯旋统一审核定稿。由于作者水平有限，难免存在不妥甚至错误之处，敬请广大读者批评指正。

目　　录

前　言
第一章　概论……（1）
　第一节　地质和构造成矿系统的复杂性与非线性……（1）
　第二节　分形理论在构造成矿研究中的应用……（5）
第二章　构造成矿作用的非线性动力学模型和模拟方法……（13）
　第一节　动力学模型……（13）
　第二节　数值模拟方法……（26）
　第三节　数据输入和输出……（32）
第三章　矿床地质与构造成矿特征……（38）
　第一节　湘西沃溪金锑钨矿床地质与构造成矿特征……（38）
　第二节　水口山铅锌金多金属矿田地质与构造成矿特征……（55）
　第三节　柿竹园钨锡多金属矿床地质与构造成矿特征……（69）
第四章　构造与成矿流体的形成和演化……（87）
　第一节　湘西沃溪金锑钨矿床成矿流体特征……（87）
　第二节　水口山铅锌金多金属矿田成矿流体特征……（92）
　第三节　柿竹园钨锡多金属矿床成矿流体特征……（99）
　第四节　构造影响成矿流体形成演化的动力学机理……（102）
第五章　构造成矿的分形动力学……（110）
　第一节　断裂构造的分形与多重分形特征……（110）
　第二节　湘西沃溪金锑钨矿床裂隙-脉系统的分形及混沌特征……（117）
　第三节　湘西沃溪金锑钨矿床金品位的分形及混沌特征……（133）
　第四节　石英脉厚度与金品位空间变化分形结构的成矿指示……（144）
　第五节　水口山铅锌金多金属矿田断裂带中元素的分形特征……（147）
　第六节　构造成矿作用的分形与混沌动力学……（156）
第六章　构造成矿作用的动力学模拟……（160）
　第一节　湘西沃溪金锑钨矿床构造成矿动力学……（160）
　第二节　水口山铅锌金多金属矿田构造成矿动力学……（168）
　第三节　柿竹园钨锡多金属矿床构造成矿动力学……（174）
　第四节　构造聚流成矿作用……（177）
参考文献……（178）

第一章　概　　论

第一节　地质和构造成矿系统的复杂性与非线性

一、地质系统的复杂性

现代科学的发展将一个新的接力棒交给了非线性科学，非线性科学是研究自然科学的各个不同领域内的非线性系统所具有的超越不同学科领域局限性的共性及其研究方法的新学科。非线性科学的发展使人们对自然的认识正经历着从简单性向复杂性的根本转变（Nicolis，et al.，1977）。这种复杂性的内容是广泛的，包括系统组成的复杂性，系统演化随时间变化的复杂性，以及随着空间位置而变化、形成非常复杂图案的空间变化复杂性等。

地球科学在非线性科学的形成和发展过程中起了重要作用（赵鹏大等，1992），地质作用、地球化学作用和成矿作用大都是复杂的非线性动力学过程，受到多种因素的非线性耦合作用，并具有开放体系和远离平衡态两个显著特征。地质系统的复杂性主要表现在以下几个方面。①地球系统组成的复杂性和层次性。地球系统由地核、地幔、土壤-岩石圈、大气圈、水圈及生物圈等多圈层构成，各圈层又由大量的子系统或单元组成，并形成许多层次，如岩石圈由岩浆岩、变质岩和沉积岩3大类岩石组成，岩石又由各种矿物组成，而矿物又由化学元素组成，等等；②地质系统的非均匀奇异性。由于地质系统组成的多层次性，就必然存在大大小小的尺度，从而造成空间不均匀的奇异性，如矿床规模大小悬殊，空间分布极不均匀，特别是一些超大型矿床主要分布在少数几个国家和地区，它们一般是处于开放的、远离平衡的系统之中；③各子系统和各组元之间非线性相互作用过程的不可逆性。最明显的就是流体-岩石（水-岩）相互作用和各圈层之间的相互作用；④系统对初值变化具有很强的敏感性。即小的原因可能引起大的后果，甚至可能引起系统行为的质变；⑤空间中形成图案的稳定性。通常在某些局部发展形成各种各样的自组织形态，使其对某些微扰的敏感性减弱，在空间中形成较为稳定的图案。

二、地质过程动力学体系

反映一个系统的复杂性的重要标志之一是系统的层次结构。根据系统的组织形式、时间尺度、功能和相互作用的层次结构，可以划分出具有不同复杂性的地质系统及揭示各系统复杂性的动力学作用方式和动力学研究内容（图1-1）。

三、非线性地质动力学

随着非线性科学的发展及其在地球化学中的引入和应用，一门新的地球科学分支学科——非线性地质动力学正在逐步诞生。地质作用是各种转变过程（如矿物相变、化学反应等）和各种输运过程（如流体渗流、扩散、质量迁移、能量输运、动量传递等）的耦合。根据地质过程中的主要动力学机制、动力学体系的特征及目前的研究现状，从图1-1中的

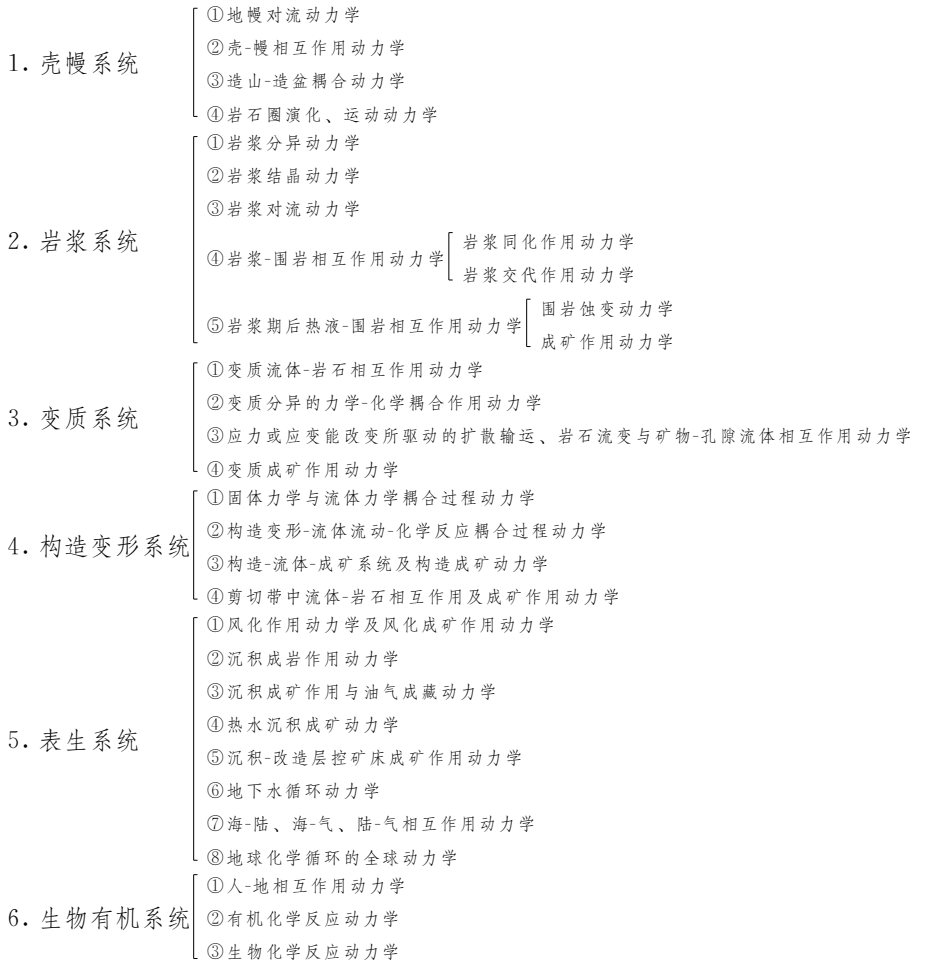


图 1-1　地质过程的动力学体系

地质动力学体系可概括出非线性地质动力学的主要研究内容如下。

1. 地质过程的非线性反应动力学

化学反应是一种最重要的地质和地球化学作用，例如水-岩反应影响到岩石的风化、成岩作用、变质作用、成矿元素的活化迁移与矿床的形成、环境变化和水质等。化学动力学研究地质过程中化学反应的速率，各种内外条件对速率的影响及化学反应的历程（或机制），又可分为：

矿物溶解、风化动力学
矿物结晶、生长动力学
矿物表面吸附动力学
同位素分馏和交换动力学
有机反应和成油成烃动力学

由于上述地质过程中的化学反应主要是多相（非均相）反应体系，因而大多数反应具有非线性特征，如反应中组分的振荡变化、矿物和岩石中的环带构造、条带构造、结构单元层的混层等，目前主要开展了矿物-水非线性反应动力学和矿物沉淀、结晶和生长的非线性动力学的研究。

2.非线性地质流体动力学

地质流体动力学主要是研究流体在地质体中的宏观运动速率与机制。根据介质和流体的性质又可分为：

孔隙介质流体动力学

断裂（裂隙）介质中流体动力学

均质（单相）流体动力学

非均质（多相）流体动力学

由于地质介质和地质流体通常是不均匀的（为了研究的方便，目前主要作均质来处理），地质中的流体动力学具有非线性特征（Sahimi，1993），如双扩散对流等。

3.流体-岩石相互作用非线动力学或流体流动-反应耦合的非线性动力学

研究流体流动与流体-岩石反应之间耦合过程的动力学（此处流体包括岩浆、变质流体、热液流体和地下水等）简称流动-反应耦合非线性动力学。流动-反应的耦合作用可以形成岩石和矿床中的许多非线性现象，如矿床的分带、围岩蚀变分带、岩石中的指状反应前锋、聚流作用和岩溶作用等。当流体流过孔隙岩石时，岩石中的一些易溶矿物便发生溶解，使岩石的孔隙度（渗透率）增大，因而流入的流体量也增大，这又进一步促进矿物的溶解并更增大孔隙度，这样在流体流动与化学反应的耦合中产生正反馈作用，并将导致反应前锋的形态不稳定性和聚流作用的发生。

4.力学-流动-化学耦合非线性动力学

研究构造变形、流体运动、化学反应相互耦合作用的动力学，常简称为力学-化学耦合非线性动力学（Dewers，et al.，1990；Ortoleva，1994）。岩石、矿床和构造中许多重要的复杂现象，如变质层理（变质分异层状构造）、缝合线构造、矿物晶体中的位错构造、板劈理、破劈理、折劈理、压力影构造、轴面面理、石英杆状构造、盆地中流体分隔仓、流体异常压力的形成与流体阶段性释放等，均被认为可能是由力学-化学耦合作用形成的非线性复杂现象。

5.壳-幔相互作用动力学

研究地壳和地幔（特别是岩石圈和软流圈）相互作用的热、质传输、力学和化学过程之间的控制、响应、反馈和耦合及其与壳幔不均一性、大陆增生、造山作用、拆沉作用、岩浆作用和成矿作用的动力学关系，这已成为全球动力学和大陆动力学研究的前缘。

6.造山-造盆耦合动力学

造山带和盆地是大陆地壳最明显相对的两个构造单元，山脉和盆地的相间排列构成大陆地貌的最基本特征。把盆地和山脉作为一个动力学系统来考虑，研究山脉、盆地的相互作用和造山-造盆的耦合动力学，揭示大陆动力学体制。

7.非线性成矿动力学

研究成矿流体形成、运移与沉淀成矿的动力学过程与动力学机制，构造-流体-成矿耦

合动力学，生物-流体-成矿系统及耦合动力学。它实际上包含在前四个方面的研究之中，鉴于成矿系统的特殊性和矿产资源的重要性，有必要单独开展非线性成矿动力学的研究。

8. 地球化学全球循环的非线性动力学

从全球的尺度研究元素的地球化学分布与循环，如碳、硫、氧、氮、磷等元素在大气圈、生物圈、地壳、湖泊、海洋、河流和沉积物中的分布及其循环的速率、机制和模式，称之为地球化学循环动力学或全球动力学。对地球化学全球循环的动力学研究（Lasaga，1980）表明，各种元素循环之间的非线性耦合和各个库之间的非线性耦合能够深刻影响地球化学循环动态行为的反馈过程的发生和循环过程的稳定性，强调在地球化学循环中开展非线性动力学研究的重要性，并称之为非线性全球动力学。

四、构造成矿作用的复杂性与非线性动力学

成矿系统是地球物质系统的一个组成部分，成矿作用既是地质作用的特殊产物，又是一种重要的地质过程。因此，矿床是一个复杂的地质系统，成矿作用是一个复杂的动力学过程。矿床的形成受到多个过程（如成矿元素活化、迁移与含矿流体的形成，流体运移与汇聚、沉淀成矿等）的制约，而且每一个过程又可能受到多种因素的影响，其中构造是最重要的控制因素。构造活动与构造应力是流体运移的重要驱动力之一（Ge，et al.，1992；孙雄等，1998）；而构造变形，特别是断裂作用，可以显著增高岩石的渗透率（Holness，1997；Sibson，1996；Curewitz，et al.，1997），并提供流体运移的通道和成矿场所（McCaffrey，et al.，1999；Sibson，et al.，1994、1996；Tsang Chin-Fu，1998、1999）。因此，必须开展构造成矿作用或构造-流体-成矿作用的动力学研究，即将构造-流体-成矿系统及其动力学作为一个统一的整体，从它们的耦合作用来研究成矿系统的形成过程和动力学机制。

构造成矿作用受构造-流体-岩石-化学的耦合作用的控制，如流体-岩石反应影响成矿流体的形成和金属矿物沉淀反应，构造（压溶作用）和热影响反应的进行，岩石的矿物、化学组成直接影响流体-岩石的反应；构造变形（如断裂、压实作用）影响岩石的渗透率、流体流动汇聚与成矿，变形受岩石结构与力学性质和应力的控制，同时也受流体（压力）和流体-岩石反应（填充断裂空间和断裂愈合）的影响。因此构造-流体-岩石的耦合作用通过影响岩石渗透率、流体流动和化学反应而控制成矿作用的发生和矿床规模的大小。只要当断裂通过有利的地层岩石才能显著增高渗透率，并长时间保持以使巨量流体较长时间汇聚形成大型矿床。

构造成矿动力系统是一个时空复杂系统，目前已认识到了成矿作用普遍具有多期、多阶段性的重要特征，并提出了“多因复成矿床”、“沉积-改造矿床”、“叠生矿床”等概念，这种成矿作用的多期、多阶段性正是成矿动力系统在时间演化上复杂性的表明；而矿床在空间上分布的不均匀性、自相似性和多重分形分布特征，特别是一些大型、超大型矿床的形成和分布以及矿床的分带性等，都是成矿动力系统在空间演化上复杂性的表现，它们构成了成矿作用的时空耗散结构。根据时空混沌理论和耗散结构理论，“成矿作用的发生”实质上就是成矿的非平衡定态失稳并转变为新的有序（耗散结构），成矿动力系统在时间上对初始条件的敏感依赖性和在空间上对边界条件的敏感依赖性无疑会影响到成矿作用的局域化，因而在相似的地质构造环境中，有的地区产出了大型、超大型矿床，而有的地区却没有或仅有小型矿床。

构造成矿动力系统由流体及各种组分、岩石及岩石中各种矿物等众多单元组成，所以它是一个具有极高自由度的系统。每一个单元都在一定条件下表现出非线性，从外部流入成矿系统的能量不断改变各单元的状态，状态量在达到单元所能承受的值后，即发生逆转，表现出非线性特点。同时，每个单元又都以某种方式和系统中的其他单元发生相互作用（如流体中组分与围岩发生反应）。其结果是以随机方式流入系统的能量，在系统中以单元非线性和单元之间相互作用的自组织方式被吸收和耗散。最后系统进入自组织临界状态。在临界状态下，由于自组织的作用，小事件可以引发大事件而发生成矿作用。临界状态的一个结果是“弱混沌”的存在，因而矿床存在预测的可能性。在“弱混沌”系统中，分形结构的存在成为临界状态的时间和空间上的识别标志。

根据上述构造成矿动力系统的时空复杂性、对初始条件和边界条件的敏感依赖性、自相似的分形结构和自组织临界性等特征，成矿动力学的研究内容和方法可归纳为以下 4 个方面：①分析成矿系统中各类地质数据的分形结构特征及其地质意义，这样既可查明成矿系统的复杂程度，又可以在一定程度上反映其成因特征，为建立反映成矿动力学本质特征的数学模型提供依据；②建立综合的多过程耦合的非线性成矿动力学模型，对模型进行稳定性分析和数值模拟，分析初始条件、边界条件等对成矿动力学的影响，分析成矿的自组织临界性，分析成矿作用的动力学条件与动力学机制；③通过分形结构分析了解成矿规律，建立矿产预测的分形模型；④在上述研究基础上进一步分析研究区的成矿条件、成矿远景与找矿方向。

第二节　分形理论在构造成矿研究中的应用

分形几何学（fractal geometry）是非线性科学的重要内容之一，它是由法裔数学家曼德尔布罗特于 20 世纪 80 年代初创立的一门新的几何学（Mandelbrot，1982），它为研究自然界的不规则形状和复杂过程提供了新的定量方法。分形的基本特征就是自相似性或标度不变性，它可以用分数维这一特征量来定量描述。自相似性或标度不变性也是地学中的一个普遍现象（Korvin，1992；Turcotte，1992），因而分形理论在地质科学中具有广阔的应用前景。

前面已指出，矿床是一个复杂的地质系统，构造成矿作用是一个复杂的非线性动力学过程，这种构造成矿作用的复杂性必然会导致矿床的分布在空间上是极不均匀的，并在一个矿床中也将导致矿体空间展布和品位变化的复杂性，而描述这种时空复杂性的有效方法就是分形方法。利用分形方法，可以研究构造成矿过程的非平衡性和矿床分布及其制约因素的复杂性和不规则性。矿床的空间分布的研究历来受到矿床地质研究者的重视，一方面有助于矿床成因机制的研究，另一方面有助于揭示区域成矿规律并指导找矿勘探。近年来的研究发现，矿床的空间分布也具有分形分布特征，并随尺度范围的变化而具有两个分形关系（李长江等，1996；施俊法等，1998；Carlson，1991；Blenkinsop，1994）。

断裂是构造变形和地壳演化的重要产物之一，也是一种重要的构造作用方式，它对热液迁移和矿床的形成、油气运移和油气藏形成、地下水迁移和废物的地下储存、地壳运动和地震灾害的研究等方面都具有重要意义。因此，断裂构造的研究历来受到广大地质工作者的高度重视，特别是在矿床的研究中，很多学者都是通过对断裂构造的分形研究来探讨

构造成矿、控矿机理和矿床分布规律的。

一、分形研究的理论基础与方法

目前，人们对分形的理解通常指具有自相似性或结构对称性的几何对象与各种动力学过程，而将定量描述上述自相似性的参数称为“分数维”或简称“分维”。分形和分维具有几个基本性质：①自相似性。指事物的局部（部分）与整体在形态、信息和功能等方面具有统计意义上的相似性；②标度不变性。指适当放大或缩小分形对象的几何尺寸，整体结构并不改变；③无标度区特性。指自然现象的分形特征只有在一定的尺度范围内和在一定的层次中才能表现出来，这个具有自相似性的范围称之“无标度区”；④相对于欧氏几何学中只存在整数维，分维几何中的维数可以是整数，亦可以是分数；⑤自然界中的分形常常是具有自相似分布特征的随机现象，因此必须采用概率统计的方法进行分析与处理。

1. 容量维 D_0（Capacity Dimension）

容量维又可称作盒维数（Box-counting dimension），实际上是 Hausdorff 维数 D_0的一种具体实现，其定义是以覆盖为基础的。其具体分析方法是，以边长为 r 的正方形格子构成二维正交网格去覆盖研究区域，在不断改变长度 r 的取值下，分别计算出研究对象所分布的网格数 $N(r)$。若 $N(r)$ 与 r 满足如下幂定律关系：

$$N(r) = Cr^{-D} \tag{1.1}$$

C 为常数，则研究对象为分形，D 为分维值。显然，若在双对数坐标中 $N(r)$ -r 图为一直线，则该直线的斜率为 $-D$，也即为容量维 D_0，这就是通常所称的数盒子法。

2. 信息维 D_1（Information Dimension）

如果不像容量维定义中仅仅考虑覆盖所需求的个数 $N(r)$，而是考虑分形集的元素在覆盖中出现的概率，便可得到信息维 D_1。假定将分形体用边长为 r 的正方形分割为 $N(r)$份，若分形集的元素出现在第 i 个单元的概率为 P_i，则根据信息论，这时的总信息量为

$$I(r) = -\sum_{i=1}^{N(r)} P_i(r)\ln P_i(r) \tag{1.2}$$

式中：$\sum_{i=1}^{N(r)} P_i(r) = 1$。若变化 r，则有 $I(r) = I_0 - D_1\ln r$，从而信息维为：

$$D_1 = -\lim_{r\to 0}\frac{I(r)}{\ln r} = \lim_{r\to 0}\frac{\sum_{i=1}^{N(r)} P_i(r)\ln P_i(r)}{\ln r} \tag{1.3}$$

可见，容量维恰好是等概率情况下 $[P_i \approx 1/N(r)]$ 信息维 D_1 的特例，$D_1 \leqslant D_0$。在实际计算中，变换盒子边长 r 值，如果 $I(r)$ 与 $\ln r$ 之间存在线性关系：

$$I(r) = -D_1 \ln r + I_0 \tag{1.4}$$

则可由直线的斜率求出信息维数 D_1。

3. 多重分形分析

由单分形集合构成的非均匀分布分形集合称为多重分形。分形和多重分形的区别主要在于分形的标度指数和分维值为常数，且二者相等；而多重分形的标度指数和分维值是连续变化的。Evertsz 和 Mandelbrot（1992）认为，分形主要应用于物体的集合，而多重分形应用于测量之中。对于具有几何支撑的连续随机空间分布变量，这种支撑可以由通过 k 维空间 R^k（k=1，2，3）分割产生的许多单元组成。假设 $\mu(S)$ 表示集合 S 在 R^k 中的测度，将研究区划分为边长为 r 的正方形单元格子，边长为 r 的第 i 个单元中的信息量为 $\mu_i(r)$，则分配函数 $x_q(r)$ 定义为：

$$x_q(r) = \sum_{i=1}^{N(r)} \mu_i^q(r) \tag{1.5}$$

式中：$N(r)$ 是边长为 r 的单元总数；q 为任意实数，$-\infty \leqslant q \leqslant \infty$。如果测度 $\mu_i(r)$ 服从多重分形模式，对于任何 $x_q(r)$ 方程（1）分配函数与单元大小 r 具有简单的幂定律关系：

$$x_q(r) \propto r^{\tau(q)} \tag{1.6}$$

式中：$\tau(q)$ 为 q 阶矩的幂指数（标度指数）。如果满足多重分形假设，在 $x_q(r)$ 对 r 的双对数图中构成一系列的直线，每一个 q 值对应一条直线，每一条直线的斜率给出一个 $\tau(q)$ 值。对于单分形也可以获得一组直线，但是对任何 q 值，所有的 $\tau(q)$ 值为一常数，或者 $\tau(q) = -\tau(-q+2)$。

多重分形的多重分维值 D_q 可由 q 阶矩的幂指数 $\tau(q)$ 求出：

$$\tau(q) = D_q(q-1) \tag{1.7}$$

如果 r 较小，表述测量本身自相似性的关系式：

$$\mu(r) = r^{\alpha} \tag{1.8}$$

可用来定义奇异指数 α。具有相同 α 值的所有小区域组成一个分维为 $f(\alpha)$ 的分形子集，对于具有相似性的多重分形，α 为 q 的函数 $\alpha = \alpha(q)$，由（1.2）和（1.4）式可得出：

$$\alpha(q) = \frac{d\tau(q)}{dq} \tag{1.9}$$

在单分形中，对所有的 q 值，其 $\alpha(q)$ 都相同；而在多重分形中，分维谱函数 $f(\alpha)=f\{\alpha(q)\}$ 具有如下形式：

$$f(\alpha)=q\alpha(q)-\tau(q) \tag{1.10}$$

分维谱 $f(\alpha)$ 曲线上的每一个点都代表了具近似相同的奇异指数 α 的 S 子集的分维值。$q=0$ 时，$f(\alpha)$ 达到最大值 $f_{\max}\{\alpha(0)\}=-\tau(0)$，对应于盒维数 D_0；在二维集合中，$f_{\max}\{\alpha(0)\}\leqslant 2$，$q=1$ 时的 $f\{\alpha(1)\}$ 就是信息维 D_1。

显然，对于多重分形来说，标度指数 $\tau(q)$ 和多重分维 D_q 都是从整体上来描述多重分形的特征，而只有奇异指数 α 和分维谱函数 $f(\alpha)$ 才能表述多重分形的局部特征。

二、断裂构造的分形结构与空间分布的复杂性

断裂体系空间分布分维值的大小是断层数量、规模、组合方式及动力学机制的综合体现，是一项综合性指标，它可以作为断层构造复杂程度的一个定量参数（Scholz，et al.，1985）。影响断裂构造分维值的因素有介质的物化性质、构造应力场及区域构造活动强度等。一般说来，发育于构造活动强烈的较浅部的脆性、张扭性断裂带，断裂长度较大，小断层及分支断层繁多，带内破碎程度高，断层构造也复杂，从而具有较大的分维值；反之，发育于构造活动较弱地区深部的韧性、剪切断裂带，断层较为稀少，小断层及分支断层也相应较少，其分布的分维值也较小。

对中国大陆深断裂系空间分布规律的研究表明（连长云等，1995），断裂构造分布的复杂性因其发育的程度和规模而增大。中国大陆的深断裂系在深度或规模上可分为 3 个层次：即超岩石圈断裂、岩石圈断裂和壳断裂；从形成时代上则可分为 3 个时段：即前古生代、古生代和中新生代。从规模与形成时代上对它们分别进行分形研究表明，断裂系由深而浅或由老到新，分维值依次升高。根据分维值变化的这种规律性可以看出，浅部的壳型断裂以脆性小型断裂为主，且分布较为密集，断裂构造分布形式较为复杂，故分维值较大；深部发育的韧性超岩石圈断裂，分布稀疏，因而分维值较小。从时间演化上的规律来看，从前古生代到中新生代，晚期断裂叠加在早期断裂之上，增加了断裂的不规则程度和占领空间的能力，使得断裂构造复杂程度增加，分维值也因而增大。

日本岛弧断层系的空间分布也表现出分形分布特征与分维值的区域性变化（Hirata，1989），整个日本岛弧断层系的分维值为 1.05～1.60，北伊豆半岛的分维值为 1.49，山口地区的分维值为 0.72，岛弧中部地区的分维值为 1.5～1.6，并随离开中心距离的增加而减小。

不仅大范围的区域断层体系具有不同的分维值，小范围的应力差异也可产生具有不同分维值的断裂构造分布。对平顶山高庄矿煤中断裂分布的分形特征研究表明（陈江峰等，1999），不同的区块具有不同的分维值，其范围介于 1.180～1.869 之间。将区内各块段的分维值作分维等值线图与煤中断裂分布图对比发现，在矿区中部断裂分布相对简单稀少的区域恰好与分维值 $D\leqslant 1.58$ 所圈闭的区域相对应。在矿区南端，断裂分布密度大，条数多，展布形式复杂，这一特性在相应的分维等值线图中与分维值 $D\geqslant 1.62$ 所圈闭的区域相对应。可见，分维等值线图可以定量刻画小范围的煤层中断裂分布的复杂程度，断裂构

造分布的复杂性与高分维值之间具有良好的一致性。

断裂构造的分形结构特征还与断裂的发育演化有关，随着应变的增大和断裂的演化，分维值也不断变化，当变形达到饱和时，断裂的分维值也将达到一个常数（Cowie，et al.，1995），从而分维值可作为断裂构造发育的成熟度和复杂程度的测量。Cello（1997）在对意大利 Apennines 构造带中部第四系断层进行分形研究时发现，在断裂构造完全发育和连通之前，它们本质上是三维空间中的二维特征（盒维数为 1 左右），随着断裂的发育和连通，分维值也增大（>1），断层间的连通在断裂力学中起了重要作用。根据自组织临界理论，断层的演化过程就是通过小断裂的连接并自组织到一点，使应变集中到具分形几何的主要断裂上，最终形成具分形分布特征的断层体系。

三、断裂分形结构与流体成矿作用

断裂在增高岩石渗透率、引导流体流动、汇聚和控制矿床的形成过程中起着重要的作用，因此断裂构造的分形结构特征与矿床的关系是人们研究的重要方向之一。近来的研究表明，断裂构造体系的分维值可指示矿床定位及成矿流体运移的条件。断裂组成越复杂，规模越大，断裂分布的分维值就越高，断裂构造的活动性也就越强，从而愈有利于成矿元素的活化、成矿流体的运移聚集与大型超大型矿床的形成。

湘中锑矿带是世界上最著名的锑矿产区，断裂构造对锑矿床的空间分布起着明显的控制作用。对湘中各锑矿带断裂体系的盒维数和信息维数计算表明（卢新卫等，1999），不同的锑矿带断裂体系具有不同的分维值，断裂体系分维值大的地区，锑矿床数量较多，规模较大，分布也较均匀；反之，断裂体系分维值小的地区，锑矿床较少，分布也不均匀。锡矿山-龙山矿带断裂体系的盒维数和信息维皆大于 1.80，且较其他矿带大，该矿带内与锑矿成矿作用有关的 NNE 向断裂极为发育。相应地，该矿带锑矿床数量及规模也较其他矿带大，湘中 80％的锑矿储量集中在该矿带。著名的锡矿山超大型锑矿床和龙山大型金锑矿床就产于该矿带。江西德兴斑岩铜矿区内（金章东等，1998）铜厂矿区（D=1.813）断裂分维值高于富家坞矿区（D=1.801），其矿床规模也是铜厂矿区大。因此，断裂的分维值越大，越有利于流体成矿作用，特别是只有当某一地区断裂体系的分维值大于其临界值（1.8 左右）时，才有可能形成大型、超大型矿床。

对断裂岩石块体进行二轴压缩试验的数值模拟表明（Zhang，et al.，1994），岩石的断裂变形随分维值的增大而显著增大。地质体的连通性与断裂分布的分维值有关，并存在一个断裂分维临界值，低于该临界值则连通性差，当断裂分布分维值达到或高于该临界值时，则断裂的连通性好，发育连续的断裂族贯穿整个地质体。对不同岩性及不同大小分布与断裂方向的模拟得出这个断裂分维临界值为 1.22～1.38。因此，分维值大的区域，常是应力集中（释放）、断裂发育和连通性好的地段，从而为成矿流体的运移、聚集提供了有利的运移通道和汇聚场所。成矿流体沿着断裂带上升，在浅部的构造有利部位聚集成矿。并且，这种具分形结构的断裂和热液体系，也导致了矿床的分形分布（Carlson，1991；谭凯旋等，2000）。

四、矿床的分形和多重分形分布

国内外众多的研究表明，矿床的空间分布具有分形或多重分形结构特征。如 Carlson（1991）对美国盆岭省热液矿床分布的分形分析得出，美国西部盆岭省 4775 个热液贵金属

矿床在1～1000km范围内具有两个分形关系，在1～15km范围内分维 D_0 值为0.50，15～1000km范围内分维 D_0 值为1.51。导致矿床分形分布的主要原因是分形热液体系的活动（Carlson，1991；Blenkinson，1994）。Carlson（1991）认为，盆岭省热液矿床分布出现两个分形控制的原因，是在15～1000km的大范围内矿床受分形岩浆活动的控制，而在1～15km的小范围内受分形的热液和断裂体系的控制。谭凯旋等（2000）对新疆阿尔泰地区的研究表明，该区的热液金、铜、铅、锌和稀有金属矿床的空间分布为多重分形分布，在 $q=-2$～14范围内，标度指数为－5.4915～12.8071；奇异指数 $\alpha(q)$ 随 q 值变化较大，为0.9248～2.2865；分维谱具单峰曲线特征。在 $q=0$ 时，矿床分布在1～150km范围内出现两个分形关系，在1～16km范围内 D_0 为0.23，在16～150km范围内 D_0 为1.59。矿床的多重分形分布主要是受该区断裂构造的多重分形分布的控制，因为断裂构造在增高岩石渗透率和岩石的连通性、驱动流体流动与汇聚及成矿过程中起了重要作用（Zhang，1994；Sibson，1996；Cox，1999）。受多重分形的断裂构造系统的控制，其热液流体系统也必定为多重分形分布，即每一个分形断裂体系控制了一个大的分形热液流体体系；每一个热液体系中，由于其分形断裂体系又产生数个流体对流循环单元，依次，每一单元又由几个更小的单元组成，矿床在这些热液单元尺度上共生，从而导致整个地区的矿床为多重分形分布。

矿石品位的空间变化信息可以反映矿化过程中热液流体的时间演化特征。分形几何学的发展又为品位的空间分布是否具有分形结构提供了定量描述的可能性。在此，可将一定时间范围内的某种性质的事件看作空间变量的复杂函数，矿石品位即是取自空间序列的合适变量值集，而品位的变化又是矿床理论研究，生产各环节均关注的、参与空间场变化的变量组合。作为表征矿化程度强弱的变量矿石品位一般不服从正态分布，而是以一个长长的拖尾为其显著特征。按照统计学原理，符合正态分布的样品，它们之间是相互独立和随机分布的。如果样品之间存在某种相关时，那么母体的分布就要偏离正态分布，也就是说，矿石品位空间分布具非均一性，各测量值之间不是彼此独立的，而应具有内在相关特征，分维 D 值可以表征这种内在相关特征。D 值越小，样品之间品位的差异越大，均一性就差，矿体中高出平均品位的样品在局部地段相对集中的趋势就越大，暗示矿体中出现富矿段的可能性大，但分散且规模较小。与此相反，D 值越大，品位的差异性越小，即均一程度好，矿体中高出平均品位的样品在局部地段相对集中的趋势则越小，暗示富矿体出现的可能性较小，但矿体规模相对较大。

对矿床品位进行分形研究的重要目的之一，就是要了解其品位空间分布的分维结构与矿体赋存部位在空间上是否存在某种关系，进而通过这种关系来评价和预测成矿过程中流体运移方向、矿石沉淀有利部位等行为。利用不同部位矿床品位的分维值来预测矿体产出部位、规模和流体运移方向等方面不失为一种值得进一步探索的新思路。

用分形理论对矿石品位数据、矿石储量、矿体形态、矿体空间分布方面都可以建立其分形模型，进行矿产预测。

由计算方法可知，对矿体厚度变化而言，D 值越小，样品之间厚度差异越大，即厚度空间分布的均一性程度越差，矿体中高于平均厚度的样品在某一地段相对集中的可能性也越大，但分散且规模小；相反，D 值越大，厚度之间差异越小，矿化越均一，如果出现厚矿体规模也越大。

五、构造成矿分形研究中的几个主要问题

从前述分析可见，断裂构造的分形特征有深远的地质意义和丰富的内涵，从而断裂构造的分形研究有着广泛的地质应用前景。近年来，国内外广泛开展了断裂构造的分形研究，并将其应用于矿床、油气藏和地震研究中。但是目前的研究还存在以下几个主要问题，今后需要做进一步的改进和探索。

（1）断裂构造的分形结构和分维值可以作为断裂空间分布复杂性及其发育、演化成熟度的测度，但是目前对这种测度关系没有得到很好的了解，断裂发育、演化的分形动力学机制也还不清楚；有必要从模拟实验和计算机数值模拟对其分形动力学机理做深入研究。

（2）不同的分形分析方法所得到的分维值，不仅数值不相等，而且其地质含义也不相同，因此在进行地质意义讨论特别是不同地区的研究结果进行对比时应充分注意这一点。此外在进行断裂分形分析时，还存在断裂取舍以及断裂是否充分出露和发现的问题，例如对一个较大区域的断裂做分形分析时，小规模的断裂将会因在地质图上反映不出来而舍去，而目前还没有一定的取舍原则和标准。不同的应用领域可能要有不同的取舍标准，一般的断裂构造空间分布的分形结构分析，按断裂规模的大小进行取舍就行了。但是在进行某些应用研究时就不能按断裂规模进行取舍，如在成矿研究中，实际上许多矿床的形成和产出是直接受一些规模较小的次级断裂所控制，因而在进行分形分析时就应将这些重要的小断裂做适当放大处理，而不能舍去；同样，在进行地震和工程地质研究时，对规模小但有重要影响的活动断裂也要进行放大处理而不能舍去。断裂的出露和发现程度对分形研究也有重要影响，如果一个地区的第四系沉积物覆盖严重，断裂出露情况较差，可能有较多的断裂未被发现，那么在进行分形分析和分维计算时将造成较大的分析误差，在这种情况下作分形分析时必须进行出露面积的校正。

（3）断裂构造的分形结构特征与流体活动和金属矿床的形成与分布有密切的关系。断裂分维值越大，越有利于流体流动和矿床的形成。因此断裂分形研究不仅可以应用与成矿理论的研究之中，而且可以作为矿床预测及找矿的一个新指标和新工具。但是，在今后应特别重视以下几个方面的问题：①断裂构造只是控制流体成矿的重要因素之一，在不同的地质和成矿背景下，断裂对成矿的贡献不完全一致，甚至会有较大差别。因此，在不同地区、不同矿种和不同成因类型矿床的研究中应充分注意这一点。②断裂构造的分形结构与流体成矿关系的内在机制还不十分清楚，有必要对它们之间的动力学耦合关系和动力学机制进行深入研究和了解。③在分析和解释中应充分了解地质构造演化和成矿背景，在分析中应区分成矿前、成矿期和成矿后断裂构造，在做断裂的分形分析时应剔除掉成矿后的断裂。当然如果成矿后断裂对矿床有重要改造作用或影响到矿床的保存，也应进行分析。此外，不同方向、不同力学性质的断裂的控矿意义不一致，也应分别进行分析研究。

（4）对矿床和断裂构造的分形研究大多采用数盒子法，主要是该方法应用起来比较简单、方便；但是该方法仅考虑有断层进入的格子数，而没有考虑每一个格子中断裂的条数或断裂的总长度，这无疑会影响到分析的信息量和分形结构特征，信息维的计算中就考虑了断层的条数。目前有些学者认为，矿床和断裂构造为多重分形分布（Cowie，et al.，1995；Agterberg，et al.，1996；施泽进等，1995），多重分形分析比单分形分析（盒维数、信息维）更能真实地反映断裂构造的复杂性和本质特征。在多重分形分析中，一般计算每一方格中断裂的总长度，并且可以对出露较差的地区和边缘效应进行面积校正（谭凯旋等，

2000；Agterberg，et al.，1995、1996），所获得的标度指数 τ（q）和多重分维 D_q 可以从整体上反映出断裂构造的多重分形结构特征，而奇异指数 α（q）和分维谱函数 f（α）更能反映出断裂多重分形的局部特征。因此今后要加强断裂构造和成矿的多重分形研究。

第二章　构造成矿作用的非线性动力学模型和模拟方法

构造成矿作用是各种转变过程（如矿物相变、化学反应）、各种输运过程（如流体流动、质量迁移、能量输运、动量传递等）和力学过程（如应力、应变和构造变形）的耦合，也就是反应-输运-力学（reaction-transport-mechanism，简称 RTM）的耦合与反馈作用。如流体-岩石反应影响成矿流体的形成和金属矿物沉淀反应，构造（压溶作用）和热影响反应的进行，岩石的矿物、化学组成直接影响流体-岩石的反应；构造变形（如断裂、压实作用）影响岩石的渗透率、流体流动汇聚与成矿，变形受岩石结构与力学性质和应力的控制，同时也受流体（压力）和流体-岩石反应（填充断裂空间和断裂愈合）的影响。流体-岩石反应可影响岩石的矿物组成、结构和力学性质，进而又影响到构造变形；断裂中流体活动产生矿物沉淀可堵塞流动通道和导致断裂的愈合并进一步影响成矿的寿命和矿床的规模。因此，构造成矿作用与很多其他地质现象一样，都能够也只能够用这种强烈耦合的 RTM 模型来研究和解释，并且这种非线性耦合动力学可在大尺度（如沉积盆地）上起作用。由此，建立一个完全耦合的、综合的反应-输运-力学动力学模型和模拟计算方法是构造成矿体系的复杂性和非线性动力学研究所迫切需要的。笔者建立了包含地球化学反应、流体和能量迁移、岩石力学与构造变形的构造成矿作用的综合动力学模型和模拟方法，利用有限元方法求解岩石变形、断裂作用和断裂网络统计动力学、流体流动、有机和无机地球化学反应和成岩、成矿作用、压力溶液和其他压实力学、热迁移的方程组，可以对构造成矿作用进行 1～3 维动力学模拟。

第一节　动力学模型

笔者建立的构造成矿作用的反应-输运-力学耦合动力学模型是基于描述如下一组地质过程的物理、化学定律和数学公式：①地壳沉降/沉积或隆起/剥蚀、挤压/拉伸、大地热流和海平面历史；②三维粘弹性/塑性多重变形过程的岩石变形作用；③断裂作用和三维断裂网络动力学模式；④各向异性断裂渗透率；⑤水-岩相互作用和质量迁移（包括平流和扩散）；⑥压力溶液引起的化学压实和应力引起的机械压实作用；⑦有机物质的热分解，使用动力分解网络；⑧流体流动。

该模型和模拟过程中综合了构造成矿中起作用的大多数地质因素和地质过程（图 2-1），所考虑的这些过程都是强烈耦合的。所有因素的计算都是自一致进行以保证所有过程（图 2-1）间的相互耦合作用和共同演化。例如，温度的确定受流体运移的影响，流体运移又受岩石孔隙度变化的影响，孔隙度又因矿物溶解或沉淀反应而演化，而反应速率与温度相关。又如孔隙流体压力影响应力，应力的变化可引起断裂作用，断裂作用又能影响孔隙流体压力。类似地，应力可以影响矿物的溶解度和溶解作用，矿物溶解能影响岩石的流

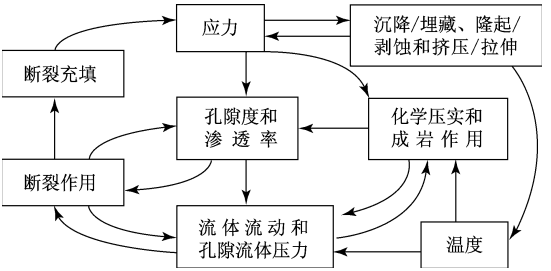


图 2—1　构造成矿的反应-输运-
力学耦合作用和变量网络图

变学，因此又影响到应力。

一、构造变形

构造变形的模拟采用递增应力流变学方法（Ortoleva，1994），这样在模拟中考虑了变形与岩石、流体和地热等过程的强烈耦合作用和所有可能起作用的应变力学。总应变速率可表示为：

$$\varepsilon = \sum_i \varepsilon^{(i)}(\sigma, p, \Theta, T) \tag{2.1}$$

式中：ε 为总应变速率；σ 为应力张量；p 为流体压力；T 为绝对温度；Θ 为岩石结构变量，定义为岩石的矿物组成、含量、颗粒大小、孔隙度、堆积方式等状态变量的总量，同时也包含了岩石的断裂状态（断裂数量、长度、宽度和方向）和岩石强度 Γ。本文所考虑的应变过程 i 包括孔隙弹性（ε^{pe}）、粘塑性力学过程（ε^{vp}）、压力溶液（ε^{ps}）和断裂作用（ε^{fr}）。式（2.1）表明岩石变形与岩性特征有关，即强烈依赖于岩石结构。岩石结构的演化假设为马尔柯夫过程，即岩石状态的变化速率仅取决于瞬时状态而不是先前的历史，有：

$$\frac{\mathrm{d}\Theta}{\mathrm{d}t} = A(\Theta, \sigma, f, T) \tag{2.2}$$

式中 f 为每个宏观体积元中的流体性质（相和组成）。因此，岩石结构与应力以及其他因素相耦合，岩石流变学取决于 Θ（以及 f 和 T），从而构成一个应力/应变⇔结构反馈循环。

1. 孔隙弹性变形

孔隙弹性应变速率可以表示为应力 σ、流体压力 p 和岩石结构 Θ 的函数：

$$\varepsilon^{ep} = C^{-1}(\Theta)\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}(\sigma + \alpha(\Theta)\, pI) \tag{2.3}$$

式中：C 为孔隙弹性系数矩阵；α 为有效应力系数；$\mathrm{d}/\mathrm{d}t$ 表示材料的时间导数。此式表

达了变形与流体性质和岩石结构之间的强烈耦合作用。当介质为各向同性时，第四列弹性张量可表达为：

$$C_{ijkl}=K\delta_{ij}\delta_{kl}+G\left(\delta_{ik}\delta_{jl}+\delta_{il}\delta_{jk}-\frac{2}{3}\delta_{ij}\delta_{kl}\right) \tag{2.4}$$

式中：K 和 G 分别为排空孔隙介质的总模量和剪切模量。这些模量以及宏观孔隙介质的有效应力系数可应用 Berryman（1986）的方法，由颗粒大小、矿物成分、孔隙度和矿物弹性性质近似计算出。

2. 粘塑性变形

非弹性力学对应变 ε 的贡献可表示为非线性粘滞度的形式：

$$\varepsilon^{(vp)}=\eta^{-1}(\sigma+\tilde{\alpha}pI) \tag{2.5}$$

第四列粘滞度张量 η 与应力、流体压力和岩石结构有关。有效应力中第二项有一个系数 α 通常取为一个单位，粘滞度张量假设为各向同性：

$$\eta_{ijkl}=\kappa\delta_{ij}\delta_{kl}+\mu(\delta_{ik}+\delta_{jl}+\delta_{il}+\delta_{jk}-\frac{2}{3}\delta_{ij}\delta_{kl}) \tag{2.6}$$

式中：μ 和 κ 分别为剪切粘滞度和总粘滞度，为了与断裂作用相联系，假定剪切粘滞度取决于屈服函数 F，可采用过渡形式：

$$\frac{1}{\mu}=\frac{1}{\mu_-}+\left[\frac{1}{\mu_+}-\frac{1}{\mu_-}\right]\frac{1}{1+\exp\left[-(F+w)/\Delta\right]} \tag{2.7}$$

μ_- 和 μ_+ 分别为屈服前（$F<0$）和屈服后（$F>0$）的粘滞度。$w=\Delta\ln(\mu_-/\mu_+)$ 因而对 $F=0$ 时有 $\mu=0.5(\mu_-+\mu_+)$。像 k、μ_-、和 μ_+一样，屈服过渡的宽度 Δ 也取决于 Θ。

粘滞度与结构的关系目前还不很清楚，据推测颗粒-颗粒接触面积将强烈影响粘滞度。假设相对于颗粒-颗粒接触面的自由面积越大，粘滞度就越低。粘滞度可近似表示为颗粒大小和孔隙度的函数：

$$\mu_-=A\exp(-\phi/B\varphi^0)^n g(r) \tag{2.8}$$

式中：A、B、n 为表示物质性质的参数，$g(r)$ 为颗粒大小 r 的校正值。

对于 M 矿物体系（$i=1,2,\cdots M$），考虑体积分数平均值：

$$\eta_-^{-1}=\frac{1}{1-\varphi}\sum_{i=1}^{M}\varphi_i\eta_i^{-1} \tag{2.9}$$

这里 η_{-i} 是纯矿物 i 岩石的 η_- 值，φ_i 为矿物 i 所占据的岩石体积分数。

3. 压力溶液

力学与化学的耦合作用通过压力溶液反映出来。在受应力的颗粒与颗粒接触处的颗粒溶解而引起压实作用，从而对应变 ε 提供贡献。这个压力溶液贡献的速率 ε^{ps} 取决于颗粒与颗粒接触处的应力，因而也取决于宏观应力 σ、流体压力 p 和岩石结构 Θ。流体的组成会影响到颗粒的溶解，因此 ε^{ps} 也取决于流体的组成，对于具 N 个流体组分的体系来说，可用一组浓度 $c=\{c_1, c_2, \cdots, c_N\}$ 来描述其流体组成特征。因此，ε^{ps} 取决于应力 σ、岩石结构 Θ、流体压力 p 和流体组成 c。

对应力支撑的单个矿物体系，考虑为被截去了顶端的球形的周期排列，其应变为 (Dewers, et al., 1990、1994)：

$$\varepsilon_{33}^{ps}=\frac{G_3}{L_3} \tag{2.10}$$

这里 G_3 为垂直方向上压力溶解引起的颗粒缩短速率，L_3 为颗粒高度。颗粒用高度 L_3，两个水平长度 L_1 和 L_2 及球体半径 L_4 来描述。速率 G_3 取决于垂直于水平颗粒接触面的正应力 P_3，对于颗粒接触面积 A_3 (θ) 和流体压力 p，有：

$$L_1 L_2 \sigma_{33}=-A_3 p_3-(L_1 L_2-A_3)\ p \tag{2.11}$$

该公式可扩展到多矿物体系和不同大小与形状的颗粒的随机排列。

通过矿物溶解的化学计量和孔隙流体组成 c ($=\{c_1, c_2, \ldots, c_N\}$) 将化学与压力溶解速率定律相联系，以石英为例，有：

$$\frac{dL_3}{dt}=G_3=k_3\ (c_{SiO_{2(aq)}}-K\ (P_3)) \tag{2.12}$$

式中：d/dt 为物质导数，k_3 为速率常数，K 为平衡常数。

4. 断裂作用

断裂是构造变形的重要方面之一，断裂作用可以改变岩石的力学性质，增高岩石渗透率和引导流体流动。越来越多的地质证据表明，流体在断裂过程中具有重要作用，流体压力对断裂力学有显著影响 (Segall, et al., 1984; Sleep, 1995、1997; Yamashita, 1997、1998)。笔者在模拟中设计了断裂网络动力学模式，并考虑了各向异性的特性。断裂作用引导了流体流动，也引导了岩石弱化的方向；而且断裂作用导致的岩石流变参数的变化可以影响整个应力张量，并进一步影响断裂作用的方向。因此，在模拟中笔者将断裂作用与固体和流体相质量、动量和能量守恒方程耦合起来，发展了一个断裂长度、宽度和方向的概率统计模式，从而可以模拟断裂网络的生长、几何、方向和强度。每一方向范围断裂组与时间相关的特征是，通过从应力张量中提取与断裂面正交的应力，并应用局部与瞬间流

体压力和岩石特性来计算。断裂作用引起的体积应变及断裂的成核、生长或愈合直接与应力计算相耦合。

(1) 岩石强度与断裂成核

断裂作用与岩石强度密切相关，为此引入岩石强度变量 Γ，定义为岩石颗粒之间焊接好的颗粒表面积分数，$0 \leqslant \Gamma \leqslant 1$，大的 Γ 值为强硬岩层，小的 Γ 值为软弱岩层。显然岩石强度与岩石结构有关，它也包含于岩石结构变量 Θ 之中。这样流变学量如岩石强度或粘滞度取决于 Γ 值，Γ 的运动方程为：

$$\frac{d\Gamma}{dt} = R(\Gamma, F) \tag{2.13}$$

式中：F 为与宏观应力、流体压力、岩石结构、矿物组成和温度有关的破裂函数。在三维空间中，破裂函数取如下形式（Drucker，1952）：

$$F = aJ_1 + \sqrt{J_2} - b \tag{2.14}$$

式中：J_1 为有效应力张量的第一不变量，J_2 为有效应力张量偏量的第二不变量，系数 a、b 可用从常规三轴压缩实验获得的内摩擦角 φ 和内聚力 C 来表示（Desai，1984）：

$$a = \frac{2\sin\varphi}{\sqrt{3}\ (3-\sin\varphi)} \tag{2.15}$$

$$b = \frac{6\,C\cos\varphi}{\sqrt{3}\ (3-\sin\varphi)} \tag{2.16}$$

可以认为，内聚力与岩石强度有关，对于完整岩石（Γ=1），b 值很大，随岩石强度损失，与内聚力有关的 b 项也将趋于 0。因此 b 是与 Γ 相关的函数，取 $b = b^* \Gamma^n$，b^* 是当 Γ=1 时的 b 值，n 为唯象幂。

破裂函数 F 与岩石强度 Γ 的定性演化关系如图 2-2，该模式反映出断裂是一个快速而愈合是相当慢的演化过程。本文中，$R(F, \Gamma)$ 取如下形式：

$$R(F, T) = K(\Gamma, F)\left[-F + d_3\left(\frac{1}{2} - \Gamma\right) + \frac{d_2}{\Gamma} + \frac{d_1}{1-\Gamma} + d_4\right]\Gamma(1-\Gamma) \tag{2.17}$$

式中：d_1、d_2、d_3 和 d_4 为物质常数，函数 K 的选取要使当 Γ 值小且 $F < F_\eta$ 时，K 值也小，以确保愈合作用很慢。

剪应力与岩石强度是强烈耦合与反馈的，考虑一个简单剪切体系，其总剪切应变速率由孔隙弹性和非线性粘滞度的贡献之和给出，从递增应力流变学得出剪应力的常微分方程如下：

$$\frac{d\tau}{dt}=\frac{G_f}{\mu(\Gamma)}\left[2\dot{\varepsilon}\mu(\Gamma)-\tau\right] \tag{2.18}$$

式中：τ 为剪应力；$\dot{\varepsilon}$ 为总剪切应变速率；G_f 为弹性剪切模量；μ 为剪切粘滞度。剪切粘滞度取随岩石强度而增大的函数形式 $\mu=\mu^{*}\cdot\Gamma^{m}$。

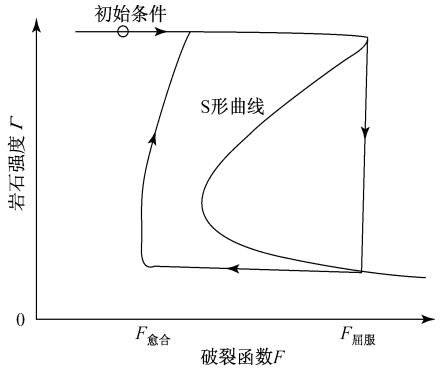


图 2—2　岩石断裂与岩石强度的关系

式（2.13～2.18）构成一组剪应力和岩石强度间强烈耦合的非线性常微分方程组，结合后面的流体质量和能量守恒方程，就构成包含流体压力、岩石结构与其他应力张量分量的断裂动力学函数。

假设围岩中剪应力与断层中的相等，并且围岩是弹性的，就可将这个断裂体系与围岩的运动结合起来：

$$\frac{d\tau}{dt}=\frac{G_c}{L_c}\left(v_c-2\varepsilon_{xy}L_f\right) \tag{2.19}$$

这里 G_c 与 L_f 是围岩的剪切模量和断层的半宽度，v_c 是围岩在距断层 L_c 处的速率。围岩的弹性位移量 d 由下式给出：$d=v_c t-2\varepsilon_{xx}L_f$ 类似地，假设应变在距断层 L_c 处的聚合速率可以忽略不计，则下面方程可用来限制正交于断层的应力和应变：

$$\sigma_{xx}=E_c\frac{L_f}{L_c}\varepsilon_{xx} \tag{2.20}$$

这里 $E_c=K_c+4/3\,G_c$，K_c 是围岩的总模量。

（2）断裂生长

首先考虑一个孤立断裂的生长动力学模式。然后，应用这个模式来发展断裂网络统计动力学定律。

如果裂隙张力（Segall，1984）或断裂传播能（Sonnenthal 等，1994）超过临界值，那么断裂开始生长；如果裂隙张力没有超过临界值，断裂就发生愈合（Segall，1984）。对于一个圆形平面断裂，其半径 r 的变化速率 F 可取如下形式（Segall，1984；Atkinson，1984）：

$$F=v_f\left[1-\exp\left(-u/RT\right)\right] \tag{2.21}$$

有限传播速率 v_f 与生长机制有关，这里，生长和愈合的限制动力学机制可以是表面、颗粒边界、薄膜扩散或矿物反应（Atkinson 1984；Dutton 1974；Swanson 1984；Smith 等 1984）。如果断裂是“可逆的”（即断裂和愈合发生的机制相同），那么 v_f 是相同的而与 F 的符号无关（也即 u 的符号）。然而，事实常常并非如此，v_f 可随 u 的符号或大小而变化，Segall（1984）和 Atkinson（1984）给出式（2.21）中的因子 u 为：

$$u=\frac{V}{a}\left[\frac{\pi(1-\nu^2)}{E}r\sigma_{ne}^2-Q\right] \tag{2.22}$$

式中：V为固体的摩尔体积，a为断裂宽度（张开度），ν为孔隙介质的泊松比值，E为孔隙介质的杨氏模量，Q为裂隙伸长（生长）力的临界值，σ_{ne}为远离断裂处正交于断裂平面的有效应力分量（拉张为正）

$$\sigma_{ne}=\sigma_n+p$$

式中：σ_n为远离断裂处正交于断裂平面的总应力分量。式（2.22）中第一项为断裂传播能。当断裂传播能超过临界值 Q，而 $u>0$ 时，断裂开始生长（$F>0$）。

即使构造背景为压应力，流体压力的增高也可以产生足够的有效张应力来驱动断裂生长（Pollard 等，1988）。在式（2.22）中设 $u=0$，即可得到临界流体压力

$$p^*=-\sigma_n+\left[\frac{QE}{\pi(1-\nu^2)\ r}\right]^{1/2} \tag{2.23}$$

式中第二项可看作岩石的抗张强度，它随断裂长度的增加而减小。

有限传播速率 ν_f 与温度和断裂宽度有关（Wang 等，1983）：

$$\nu_f=\frac{\nu'}{a^m T}\exp\left[-\frac{E_f}{RT}\right] \tag{2.24}$$

式中 ν'、m 和 E_f（活化能）取决于断裂速率的控制机制，一般假设表面扩散为速率控制机制（Brantley 等，1990）。

断裂宽度 a 采用如下公式：

$$a=r\sigma_{ne}/E,\quad \sigma_{ne}>0 \tag{2.25}$$

当断裂产生时，σ_{ne}为正值，a 随断裂半径 r 的增大而增大（Sleep，1988）。当 $\sigma_{ne}<0$ 时，可简单地认为 $a=0$。但是，实际上在 $\sigma_{ne}<0$ 时，由于断裂愈合作用，a 演化的动力学是很慢的。

对式（2.21）和式（2.22）作深入分析可看出，断裂传播所需的有效张应力随断裂长度的平方根的倒数减小而减小。这表明在常应力条件下断裂可以不受限制地生长。但是实际上断裂的生长要受到许多方面的限制，主要是因为：①a 和 r 的增大引起岩石膨胀并增高压应力；②断裂打开流体流动通道从而引起流体压力降低。同样，断裂的生长增高了总孔隙度（即基质加断裂的贡献），这将引起流体压力降低（Rice and Rudnicki，1979；Etheridge，et al.，1983），以至当产生足够大的孔隙度而不再满足断裂生长条件（$p>p^*$）

时，断裂就会停止生长。断裂引起渗透率的增高也会因流体压力的消耗而限制断裂的生长（Domenico and Palciauskas，1988）。此外，断裂端点间的力学相互作用也会限制断裂的生长，如在断裂网络的发展中，断裂平均间距与断裂平均长度有关（Pollard and Aydin，1988）。

上面的公式的不足之处是还不能直接研究断裂的愈合作用，并且当 a 和 r 均趋于 0 时，方程是多解的。为了克服这一点，可考虑作如下的修改，即引入 r 和 a 的成核值 r_n 和 a_n，以及修正值 r^*、a^* 和 u^*，有

$$\begin{aligned} a^* &= a_n + \frac{r}{E}\sigma_{ne}\,\theta(\sigma_{ne}) \\ r^* &= (r^2 + r_n^2)^{1/2} \\ u^* &= \frac{\pi(1-\nu^2)V}{Ea^*}[r^* \mid \sigma_{ne} \mid \sigma_{ne} - Y] \end{aligned} \tag{2.26}$$

式中：$Y = EQ/\pi(1-\nu^2)$，$\theta(x) = 1$（$x>0$）或 0（$x\leqslant 0$）。需注意到，当 $R \gg R_n$，$a \gg a_n$，$\sigma_{ne} > (Y/r^*)^{1/2}$时，式（2.22）和式（2.26）中 u、a、$r \to u^*$、a^*、r^* 是一致的，F 也是有效的。但是，当 $\sigma_{ne} < (Y/r^*)^{1/2}$时，在所修改的公式中 $F<0$，且断裂仅发生愈合作用。当 r、$a \to 0$ 消失时，这些公式也得到很好的定义。r_n 和 a_n 可合理地取与颗粒大小同一数量级的值（Atkinson，1984）。利用该公式可以预测出，当 σ_{ne}较大时，断裂会发生愈合作用，而前人的公式只能预测出断裂生长。

（3）断裂网络统计动力学

岩石抗张强度和其他性质的不均匀性，使得断裂网络的产生过程中导致统计的结果。使用 Ortoleva（1994）的公式，在本模式中考虑了材料性质和断裂的统计分布。通过这种统计处理，流体压力的缓慢增高将产生少量的大断裂（从最弱的地方开始），而压力的快速增高导致小断裂的高密度分布。

考虑一组断裂级别，标注为 $i=1, 2, \ldots, N_f$，设 $a^{(i)}$为第 i 级断裂的宽度（张开度），$L^{(i)}$为第 i 级断裂的长度，$\eta^{(i)}$为每单位岩石体积中 i 级断裂的数量。

这些变量通过如下公式演化：

$$\frac{\mathrm{d}r^{(i)}}{\mathrm{d}t} = F^{(i)} \tag{2.27}$$

$$\frac{\partial \eta^{(i)}}{\partial t} = -\underline{\nabla} \cdot (\eta^{(i)}\underline{u}) \tag{2.28}$$

式中 $F^{(i)}$为第 i 级断裂的生长速率。$F^{(i)}$取决于抗张强度 $\tau^{(i)}$，即 $[QE/(\pi(1-\nu^2)r)]^{1/2}$。

对 $\tau^{(i)}$和 $\eta^{(i)}$的分布作些假设，就可引入统计学。首先定义如下一组方程：

$$\eta = \sum_{i=1}^{N_{fr}} \eta^{(i)} \tag{2.29}$$

$$\eta^{(i)}=\eta^{(i)}/\eta \tag{2.30}$$

如果假设断裂本身特性不变化（即永远有变化，但不很明显，以致不会改变断裂级别），那么对于一给定的岩石材料，其 $\eta^{(i)}$ 不变化，因此，通过定义材料的时间导数 $\mathrm{d}/\mathrm{d}t$，有

$$\frac{\mathrm{d}\eta^{(i)}}{\mathrm{d}t}=0$$

对式（2.28）中所有 i 求和，得出：

$$\frac{\partial\eta}{\partial t}=-\underline{\nabla}\cdot(\underline{u}\eta) \tag{2.31}$$

为简单起见，假设 $\eta^{(i)}$ 不随成岩作用或其他过程而变化，即等于沉积时的值。因此，$\eta^{(i)}$ 为沉积时即确定了的固定参数，在下面模拟中，对典型级别 i^* 和高斯宽度 Δ，可假定：

$$\eta^{(i)}=b\exp\left[-(i-i^*)^2/4\Delta^2\right] \tag{2.32}$$

正交化因子 b 由下式给出：

$$b^{-1}=\sum_{i=1}^{N_f}\exp[-(i-i^*)^2/4\Delta^2] \tag{2.33}$$

分析中，i^* 和 Δ 分别取 $N_f/2$ 和 1。Δ 的这个选择值给出比较窄的分布。$\eta^{(i)}$ 表达了一个 i 级断裂的抗张强度的统计分布。为简单起见，这里采用高斯分布来表示断裂的分布，在计算机处理中忽略了断裂成核的产生或消失，以及成岩作用引起的抗张强度的变化。

对于第 m 个断裂的长度 L 的变化速率取如下形式：

$$\frac{dL_m}{dt}=R(L_m,\ a_m,\ p,\ \Theta,\ \sigma) \tag{2.34}$$

式中断裂延伸速率 R 取决于正应力 σ、流体压力 p 和围岩结构 Θ，a 是法线为 $\underline{n}$ 的断裂张开度。

断裂张开度变化的速率为

$$\frac{\mathrm{d}a_m}{\mathrm{d}t}=A(L_m,\ a_m,\ \sigma,\ p) \tag{2.35}$$

（4）断裂方向

断裂方向也是断裂动力学模拟的一个重要部分。断裂方向影响到流体流动方向并引起

岩石性质的非均匀性，因此模式中必须能模拟断裂方向、断裂密度、连通性和定向参数的演化历史，以及这些因素对应力演化的影响和响应。

预测单个断裂的方向需要计算最小压应力的方向和大小。当断裂之间发生相互作用形成断裂网络时，这个问题会变得更加复杂。为了描述这个复杂现象，笔者提出了如下断裂方向的计算方法。设 i 表示断裂统计类别，ω 为方向，即假设为 N_0 个断裂方向的离散集合之一，那么 $N_0 N_f$ 为各类断裂的总数。设 $n^{(i\omega)}$ 为 i，ω 类断裂的法线，则有：

$$\begin{aligned} n_x^{(i\omega)} &= \cos\left[\frac{\pi}{N_0}(\omega-1)\right] \\ n_y^{(i\omega)} &= \sin\left[\frac{\pi}{N_0}(\omega-1)\right] \qquad \omega = 1,\cdots,N_0 \\ n_z^{(i\omega)} &= 0 \end{aligned} \tag{2.36}$$

断裂方位的数量 N_0 根据研究所要求的详细度和准确度而选取。在三维模拟中，有：

$$\begin{aligned} n_x^{(i\omega)} &= \frac{1}{\xi}\sin(\phi_k)\cos(\theta_l) \\ n_y^{(i\omega)} &= \frac{1}{\xi}\sin(\phi_k)\sin(\theta_l) \qquad k = 1,2,\cdots,m_1;\ l = 1,2,\cdots,m_2 \\ n_z^{(i\omega)} &= \frac{1}{\xi}\cos(\phi_k) \\ \phi_k &= \frac{\pi}{2m_1}(k-1);\ \theta_l = \frac{\pi}{m_2}(i-1) \\ \xi^2 &= [\sin(\phi_k)\cos(\theta_l)]^2 + [\sin(\phi_k)\sin(\theta_l)]^2 + [\cos(\phi_k)]^2 \end{aligned} \tag{2.37}$$

给出 $N_0 = \frac{m_2}{2} + (m_1-1)\ m_2 + 1$ 个独立方向（m_2 为偶数）

正交于断裂面的应力分量可由下式计算：

$$\sigma_n^{(i\omega)} = (n^{(i\omega)})^T \underline{\sigma}\, \underline{n}^{(i\omega)} \tag{2.38}$$

式中：上标 T 表示一行矢量，$n^{(i\omega)}$ 表示一列矢量，$\underline{\sigma}$ 为 3×3 矩阵，有效正应力 $\sigma_{ne} = \sigma_n^{(i\omega)} + p$ 可用来计算断裂的长度和宽度（张开度）。

断裂的方向与最小压应力的方向和大小有关，采用正交于断裂面的法线表示：

$$\hat{n}_m = \hat{n}\ (\sigma,\ p) \tag{2.39}$$

(5) 断裂孔隙度和渗透率

断裂孔隙度（断裂所占据的岩石体积分数）由下式给出：

$$\phi_f = \sum_m \Delta_m \tag{2.40}$$

第 m 个断裂空间 $\Delta m = \pi L_m^2 a_m$。设 η' 为断裂能成核的点位的数量密度。定义未变形岩石

的 $\eta'=\eta$，由于成岩作用和力学过程引起岩石结构变化可以引起 η'不同于 η，在最简单的情况，断裂成核位置不产生或破坏，η'服从守恒 $\partial\eta'/\partial t+\nabla\cdot(\eta' u)=0$。在体积为 V 的宏观体积元中，有 $V\eta'$个断裂。为了计算断裂扩容作用，考虑固体的固定体积 V_0 以及它在时间 δt 内的变化，未断裂岩石的体积 V_{unfr}与未断裂岩石的孔隙度 ϕ_0 和 V_0 有关：$V_{\text{unfr}}=V_0+\phi_0 V_{\text{unfr}}$。因此，$V_{\text{unfr}}=V_0/(1-\phi_0)$，包含 V_0 的岩石总体积为：

$$V=(1-\phi_0)^{-1}V_0+V\Delta \tag{2.41}$$

对于固体固定体积 V_0，考虑不可压缩和不产生热膨胀，则在时间 t 时岩石的体积 $V(t)$可表示为：

$$V(t)=V_0(1-\phi_0)^{-1}(1-\Delta)^{-1} \tag{2.42}$$

注意断裂引起的应变速率为：

$$\varepsilon^{(\text{fr})}=\lim_{\delta t\to 0}\frac{V(t+\delta t)-V(t)}{V(t)\,\delta t} \tag{2.43}$$

可以得到：

$$\varepsilon^{(\text{fr})}=(1-\Delta)^{-1}\frac{\mathrm{d}\Delta}{\mathrm{d}t} \tag{2.44}$$

断裂的张量特征通过正交于断裂平面的法线与每一个断裂的方向有关，可表达为：

$$\varepsilon_{kl}^{(\text{fr})}=(1-\Delta)^{-1}\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}(\Delta n_k n_l) \tag{2.45}$$

这里 $\mathrm{d}/\mathrm{d}t$ 表示物质对时间导数。这样，断裂渗透率（各向异性）可以由下式近似计算出来：

$$K^{\text{fr}}=\sum_m \phi_f \beta\frac{(a_m)^2}{12}(\delta_{kl}-n_k n_l) \tag{2.46}$$

式中：n 为断裂平面的单位法线，下标 k、l 表示断裂的 2 个面的法线；β 为考虑断裂连通性的因子。对于大的断裂长度和断裂密度，β 接近 1，而对于小的则接近 0。

二、质量守恒

流体质量守恒方程可近似表示为

$$\phi\beta\rho_f \frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}t} = -\rho_f \varepsilon - A \frac{K\rho_f}{\mu_f w^2} (p - p^*) + B \tag{2.47}$$

式中：A 为无量纲岩石性质参数；K 为岩石渗透率；μ_f 为流体粘度；ρ_f 为流体密度；β 为流体压缩系数；p^* 为上部流体逸出处的流体压力；w 为压力弥散的特征长度；B 为进入体系的流体流量。右边第一项表示变形引起的体积变化，第二项为流入或流出系统的达西流的近似值，最后一项是从外部（包括下伏深部）流体源流入的流体量（$B>0$）。

岩石总渗透率假定取决于岩石强度和孔隙度：

$$K = K_0 \frac{\phi^3}{\Gamma^2} \tag{2.48}$$

式中：K_0 为参考态渗透率，假设其值随岩石强度的损失而增大，因此，考虑了破裂后压力的释放力学。当 Γ 在能产生破裂的典型强度范围内变化时，渗透率可增加两个以上的数量级。

孔隙介质中同时存在反应与输运时，流体中溶质质量守恒方程为：

$$\frac{\partial(\phi c_i)}{\partial t} + div(\phi v c_i - \phi D_i \nabla c_i) = R_i \tag{2.49}$$

式中：c_i 为流体中 i 组分的浓度；v 为流体的速度；D_i 为水溶液中 i 组分的扩散系数；R_i 为包含 i 组分的总化学反应速率，可分为矿物溶解/沉淀（非均相的）反应 $R_i^{\min}$ 和水溶液（均相的）反应 R_i^{aq}，因此

$$R_i = R_i^{\min} + R_i^{aq} \tag{2.50}$$

矿物溶解或沉淀反应速率可用溶质组分浓度在单位时间里的变化速率来描述

$$\frac{dc_i}{dt} = \frac{S}{V}(A, V) k \left\{ \prod_{\substack{i=1 \\ v_i<0}}^{N} c_i^{v_i} - \prod_{\substack{i=1 \\ v_i>0}}^{N} c_i^{v_i} \frac{1}{K_j} \right\} \tag{2.51}$$

式中：S 为反应矿物表面积；V 为反应溶液体积；K_j 为平衡常数；k 为反应（溶解）速率常数，它是温度的函数，即服从 Arhenius 方程：

$$k = k_0 \exp\left(\frac{-E_a}{RT} \right) \tag{2.52}$$

式中：E_a 为活化能；k_0 为指前因子；R 为气体常数；T 为温度（K）。假设矿物颗粒为球形的简单体积，则反应速率与矿物颗粒的体积变化有关：

$$\frac{dc_i}{dt} = n\rho_{\text{molar}}\left(4\pi r^2 \frac{dr}{dt}\right) \tag{2.53}$$

式中：n 为数量密度（即单位体积中的矿物颗粒数）；ρ_{molar} 为摩尔密度；r 为矿物颗粒半径。

固相的质量平衡方程为：

$$\frac{\mathrm{d}\phi}{\mathrm{d}t} = (1-\phi)\ \varepsilon \tag{2.54}$$

这里假设固相颗粒是不可压缩的。

三、能量守恒

能量守恒方程（热方程）为：

$$\left(\sum_m \phi_m \rho_m C_m + \phi\rho_{\mathrm{f}} C_{\mathrm{f}}\right)\frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (K_T \nabla T - \rho_{\mathrm{f}} C_{\mathrm{f}} qT) \tag{2.55}$$

式中：ρ_m 为第 m 矿物密度；C_m 为 m 矿物热容；ϕ_m 为 m 矿物的体积分数；C_f 为流体热容；K_T 为流体与岩石的联合热导率（$K_T = \sum_m \phi_m K_m + \phi K_f$）；$K_m$ 为 m 矿物的热导率；K_f 为流体的热导率；q 为达西流。

四、流体流动

流体流动采用达西定律描述：

$$q = -\frac{\kappa}{\mu_{\mathrm{f}}}(\nabla p - \rho_{\mathrm{f}} g) \tag{2.56}$$

式中：κ 为渗透率张量。

五、力平衡方程

三维空间中三个应力分量采用力平衡方程来计算：

$$\sum_{i'=1}^{3} \frac{\partial \sigma_{ii'}}{\partial x_{i'}} + f_i = 0 \tag{2.57}$$

体力 f_i，由下式给出：

$$f_i = g\rho_m \delta_{i3} \tag{2.58}$$

式中：g 为重力加速度，ρ_m 为质量密度，下标 3 表示方向向上。

第二节　数值模拟方法

一、模拟流程

模拟中的地质和物理、化学信息间的相互作用如图 2-3，即将 RTM 方程与地质体边界的影响（沉积/剥蚀、基底热流、气候、海平面、拉张/压缩或隆起/沉降历史）一致求解，使外部影响，如沉积物输入、剥蚀、海平面、热和构造效应等，可以影响地质体内部 RTM 过程。模拟中考虑一个向前的时间步长，递增演化步长的目的是将成矿状态从时间 t 推向后面的时间 $t+\mathrm{d}t$。在这个时间间隔 $\mathrm{d}t$ 内对地质和物理化学过程两个不同的运算同时进行。地质信息用来确定成矿系统边界能量和质量的输入与输出，以及加入体系边界的构造历史（即整个区域变形或应力）。物理化学过程用来确定局部状态空间分布在 $\mathrm{d}t$ 内的演化，包括应力、流体性质、矿物含量、岩石结构、断裂特征和温度。其他性质（如渗透率、岩石流变学参数、热导率、反应表面积等）根据它们的基本状态变量也在每一时间进行计算。

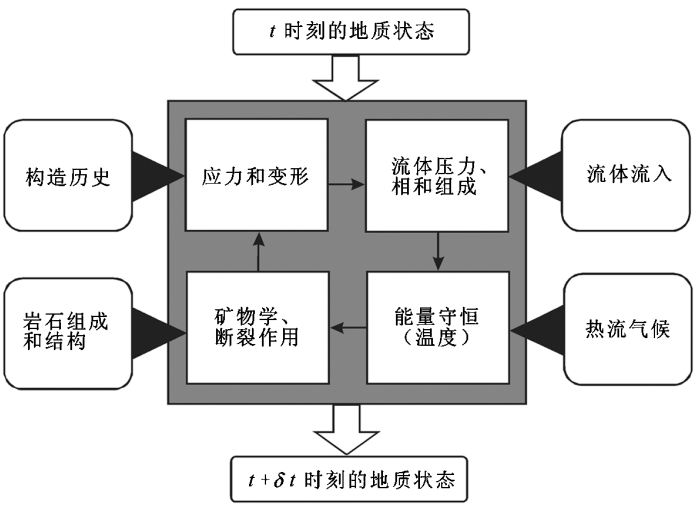


图 2-3　每一计算时间步长内地质数据和反应-迁移-力学过程间的相互作用示意流程图

地质输入数据分如下 4 类（图 2-3）。

（1）构造数据，给出在 δt 期间地质体在侧向范围和形状上的变化，用于计算地质体中应力和岩石变形空间分布变化的边界条件。这个计算是通过求解岩石递增应力流变学和力学平衡方程组的应力/应变模型来进行的。

（2）地质流体数据，包括海平面变化以及从海洋、大气和深部基底源中注入的流体的组成。这类数据被模型中的水文和化学模块用来计算流体压力、流体组成和流体相的空间分布的演化。这些物理化学计算是基于孔隙介质中单相或多相流体流动和流体相组分质量守恒（即反应-迁移方程组）。物理化学方程从内部数据库提取渗透率-岩石结构关系、相

对渗透率公式、化学反应速率定律、反应和相平衡热力学数据。

（3）热流的空间分布，包括地热梯度和地层剖面顶部设定的温度（即气候和洋底温度），用来计算地质体温度在时间间隔 δt 内的空间分布的演化。这个演化是应用能量守恒方程和矿物与岩石的热性质（传导和比热）方面的数据来计算。

（4）岩石矿物资料，提供详细的岩石结构特征，包括颗粒大小、形状、矿物学、矿物含量等。采用物理化学定律和数据来计算盆地内 δt 期间岩石和矿物结构空间分布的变化。这些物理化学计算涉及自由面颗粒化学动力学、压力溶液和颗粒的旋转与断裂、颗粒成核速率定律，同时也应用了断裂成核、延伸和张开动力学定律以及胶结物充填动力学。

二、数值方法

笔者采用更新的 Lagrangian 方法来分析与时间相关的弹性-粘性-塑性地质物质的大变形问题。主要分两个步骤，首先在有限元的积分点求解递增应力流变学方程，然后利用球形变化计算位移。在每个时间步长中，这两个步骤的迭代一直进行到两个连续迭代间位移变化小于给定的允许误差。采用变化梯度迭代技术，并用一个简单的对角线前处理法，来求解递增的位移。有限元程序和迭代算法是平行的，将 Galerkin 型有限元近似法用于饱和度、浓度和压力的计算。非线性项和边界条件在完全隐含的方式中处理。在多相模块中发展并实现了一个逆风方法，来稳定饱和度前锋。由于动力学方程组具有高度的非线性行为和求解需要大时间步长，故采用 Newton-Raphson 技术求解离散化中产生的非线性代数方程。有限元格子随沉积或剥蚀而变化，当盆地顶部的沉积物厚度达到临界厚度时，计算中加入一个新的沉积物层。相反，当剥蚀引起顶部岩层在局部很薄时，有限元格子局部重新组织以保证数值和地形上的精度。这个共生、重组织格子也需要沉积的详细信息和确保数字的稳定与精度。沉积柱顶部与下伏流体的相互作用，通过正交应力值和假设没有切线剪切进行计算。非剪切横向边界条件允许盆地两侧有自然压实作用。横向挤压/拉伸和下沉/隆起可在侧面和底部加入。侧面和底部对流体是不渗透的。所有计算模块包裹在一个整体结构中，以确保全部方程在每一时间步长都满足。时间步长动力学地变化以确保计算精度和计算效率。

考虑如下形式的本构方程：

$$(\sigma_{ij} + \alpha p\delta_{ij}) = D_{ijkl}(\varepsilon_{kl} - \varepsilon_{kl}^{vp}) \tag{2.59}$$

式中：σ_{ij}为柯希（Cauchy）应力张量（变形几何中每单位面积受的力）；ε_{kl}为变形张量速率；D_{ijkl}为第四级弹性张量；α 为有效应力系数。为简单起见，用 ε_{kl}^{vp}表示所有变形过程而不单是孔隙弹性。

1．位移重新公式化

Δt 时间内在${}^{t}\underline{x}$ 的物质点通过位移$\underline{w}$ 运动到${}^{t+\Delta t}\underline{x}$：

$${}^{t+\Delta t}\underline{x} = {}^{t}\underline{x} + \underline{w} \tag{2.60}$$

如果$\underline{\sigma}$ 在时间上连续变化，那么可得到：

$$\underline{w} \underset{\Delta t \to 0}{\sim} \Delta t \, \underline{v} \tag{2.61}$$

因此对于小 Δt，$\underline{w}$ 和$\underline{v}$是等价的。在下面，用于变化的离散时间就是小的 Δt，以使只讨论在整个小时间间隔 Δt 内的变形。当小位移在很多小 Δt 前进步骤上累积时可模拟出大尺度的变形。

在小时间 Δt 时期内应用的边界条件可以写成如下形式。设 S_ϕ 和 S_w 分别为已指定力和位移的体系边界的部分，则所施加的边界条件为：

$$w_i = w_i^s \text{（} S_w \text{ 上）}，\ \sigma_{ij} n_j = t_i \text{（} S_\phi \text{ 上）} \tag{2.62}$$

这里，t_i 为拖拉，w_i^s 为指定的位移。式（2.59）和式（2.57）构成一组有关应力张量和变形速率的非线性方程组。因为变形很大，体系构成一个运动的边界问题。

2．积分公式

为了获得积分形式，将式（2.57）乘以一个任意选择的连续位移，如：

$$\delta w_i = 0 \text{（} S_w \text{ 上）} \tag{2.63}$$

然后在整个体积 V 上对其积分：

$$\int_{t+\Delta t_V} ({}^{t+\Delta t}\sigma_{ij,j} + {}^{t+\Delta t} f_i)\, \delta w_i dv = 0 \tag{2.64}$$

应用散度定理，式（2.64）可写成

$$\int_{t+\Delta t_V} {}^{t+\Delta t}\sigma_{ij} \delta_{t+\Delta t} e_{ij} dv = \int_{t+\Delta t_V} {}^{t+\Delta t} f_i \delta w_i dv + \int_{t+\Delta t S^f} {}^{t+\Delta t} t_i \delta w_i ds = {}^{t+\Delta t} R \tag{2.65}$$

式中：左边的上标指物体的结构，左边下标指坐标轴，e_{ij}为小应变张量：

$${}_{t+\Delta t} e_{ij} = \frac{1}{2} \left({}_{t+\Delta t} w_{i,j} + {}_{t+\Delta t} w_{j,i} \right) \tag{2.66}$$

注意到

$$\delta_{t+\Delta t} e_{ij} = \delta \frac{1}{2} \left({}_{t+\Delta t} w_{i,j} + {}_{t+\Delta t} w_{j,i} \right) \qquad {}_{t+\Delta t} w_{i,j} = \frac{\partial w_i}{\partial {}^{t+\Delta t} x_j} \tag{2.67}$$

3．递增形式

式（2.65）的解需要确定物体在时间 $t+\Delta t$ 的位置。因此，定义第二个 Piola-Kirchoff 应力 ${}^{t+\Delta t}_{t}S_{ij}$（即指在 $t+\Delta t$ 时间的应力且在时间 t 的结构中测定）：

$$\int_{{}_tV} {}^{t+\Delta t}_{t}S_{ij}\delta {}^{t+\Delta t}_{t}l_{ij}dv = {}^{t+\Delta t}R \tag{2.68}$$

这里

$$\begin{aligned}
{}^{t+\Delta t}_{t}S_{ij} &= \frac{{}^{t}\rho}{{}^{t+\Delta t}\rho}\left({}^{t}_{t+\Delta t}x_{i,s}\,{}^{t+\Delta t}\sigma_{srt}\,{}^{t}_{t+\Delta t}x_{j,r}\right)\\
{}^{t+\Delta t}_{t}l_{ij} &= \frac{1}{2}\left({}_{t}w_{i,j}+{}_{t}w_{j,i}+{}_{t}w_{k,i}\,{}_{t}w_{k,j}\right)
\end{aligned} \tag{2.69}$$

式中：l_{ij}是 Green-Lagrange 应变张量。由于应力和应变是未知的，采用以下的逐步分解：

$$\begin{aligned}
{}^{t+\Delta t}_{t}S_{ij} &= {}^{t}\sigma_{ij}+{}_{t}S_{ij}\\
{}^{t+\Delta t}_{t}l_{ij} &= {}_{t}e_{ij}+{}_{t}\eta_{ij}\\
{}_{t}e_{ij} &= \frac{1}{2}\left({}_{t}w_{i,j}+{}_{t}w_{j,i}\right)\\
{}_{t}\eta_{ij} &= \frac{1}{2}\,{}_{t}w_{k,i}\,{}_{t}w_{k,j}
\end{aligned} \tag{2.70}$$

将式（2.70）代入式（2.68）得

$$\int_{{}_tV} {}_{t}S_{ij}\delta_{t}l_{ij}dv+\int_{{}_tV} {}^{t}\sigma_{ij}\delta_{t}\eta_{ij}dv = {}^{t+\Delta t}R-\int_{{}_tV} {}^{t}\sigma_{ij}\delta_{t}e_{ij}dv \tag{2.71}$$

当应力增量${}_{t}S_{ij}$给出在递增位移量中，式（2.71）变成递增位移的非线性方程。应注意到式（2.65）和式（2.71）在理论上是等价的。

当变形速率很小时，式（2.69）可写成：

$${}_{t}S_{ij} = D_{ijkl}\left({}_{t}e_{kl}-\Delta t\dot{\varepsilon}^{vp}_{kl}\right)-\alpha\Delta t\dot{p}\delta_{ij} \tag{2.72}$$

4．有限元公式

式（2.71）可以线性化为

$$\int_{{}_tV} {}_{t}S_{ij}\delta_{t}e_{ij}dv+\int_{{}_tV} {}^{t}\sigma_{ij}\delta_{t}\eta_{ij}dv = {}^{t+\Delta t}R-\int_{{}_tV} {}^{t}\sigma_{ij}\delta_{t}e_{ij}dv \tag{2.73}$$

将式（2.72）代入式（2.73）给出

$$\begin{aligned}&\int_{{}_tV} D_{ijkl}\,{}_te_{ij}\delta_t e_{ij}dv+\int_{{}_tV}{}^t\sigma_{ij}\delta_t\eta_{ij}dv\\&={}^{t+\Delta t}R-\int_{{}_tV}{}^t\sigma_{ij}\delta_t e_{ij}dv+\int_{{}_tV}(\Delta tD_{ijkl}\dot{\varepsilon}^{\mathrm{vp}}+\alpha\Delta t\dot{p}\delta_{ij})\,\delta_{t+\Delta t}e_{ij}dv\end{aligned}\tag{2.74}$$

当采用一个使用 8 节点程序块要素的标准公式时，对于节点值的近似位移分量产生的组合矩阵方程为

$$(K_L+K_{NL})\ \bar{w}={}^{t+\Delta t}R-F-Z\tag{2.75}$$

这里

$$\begin{aligned}K_L^e&=\int_{{}_tV^e}B_L^TDB_Ldv\\K_{NL}^e&=\int_{{}_tV^e}B_{NL}^T\,{}^t\sigma B_{\mathrm{NL}}dv\\F^e&=\int_{{}_tV^e}B_L^T\hat{\sigma}dv\\Z^e&=\int_{{}_tV^e}B_L^T(\Delta tD\dot{\varepsilon}^{\mathrm{vp}}+\Delta t\alpha\dot{p})\,dv\\K_L&=\sum K_L^e\qquad K_{NL}=\sum K_{NL}^e\qquad F=\sum F^e\qquad Z=\sum Z_e\end{aligned}\tag{2.76}$$

这里求和运算符表示元素矩阵的集合，式（2.76）中 B_L、B_{NL}、D、$\hat{\sigma}$、${}^t\sigma$ 分别是线性应变位移转换矩阵、非线性位移矩阵、弹性系数矩阵、柯希应力矩阵和变形结构中柯希应力矢量。必须认识到式（2.76）是所求解实际式（2.72）的近似。与体系的非线性有关，线性化式（2.71）可以引入误差。为此必须在每一时间步长迭代直到式（2.71）满足所需要的允许误差。误差（*Error*）由下式给出：

$$Error={}^{t+\Delta t}R-\int_{{}_{t+\Delta t}V}\sigma_{ij}^l\delta_{t+\Delta t}e_{ij}^l dv\tag{2.77}$$

式中：上标 l 指近似值。应注意到式（2.77）和式（2.74）的右边是相似的，除了粘-弹性应变产生的最后一项积分外。

5．迭代步骤

由于非弹性效应，方程解由 2 步求得。第一步用非线性方程求解递增应力，这需要在每个选择的点求解 6 个未知量（应力张量分量）。求解高斯点应力增量，可产生包含应力积分的有效积分。如果采用隐含模式，可以写出：

$${}_tS_{ij}^m=D_{ijkl}\,({}_te_{kl}^{m-1}-\Delta t\,({}^{t+\Delta t}\dot{\varepsilon}_{kl}^{\mathrm{vp}})^m)+\Delta t\dot{p}\delta_{ij}\tag{2.78}$$

这里 m 为迭代数。递增位移可由下式求解出：

$$(K_L+K_{NL})\ \bar{w}^m={}^{t+\Delta t}R-F^m-Z^m \tag{2.79}$$

定义第 m 和第 $m-1$ 次迭代间的递增位移变化为：

$$\Delta\bar{w}^m=\bar{w}^m-\bar{w}^{m-1} \tag{2.80}$$

将式（2.80）代入式（2.79）得

$$(K_L+K_{NL})\ \Delta\bar{w}^m={}^{t+\Delta t}R-F^m-Z^m-(K_L+K_{NL})\ \bar{w}^{m-1} \tag{2.81}$$

考虑式（2.71）、式（2.75）和式（2.77），则式（2.81）可改写为：

$$(K_L+K_{NL})\ \Delta\bar{w}^m={}^{t+\Delta t}R-{}^{t+\Delta t}F^m \tag{2.82}$$

这里

$${}^{t+\Delta t}F^m=\int_{{}^{t+\Delta t}V^m}{}^{t+\Delta t}B_L^m\,{}^{t+\Delta t}\hat{\sigma}^m dv \tag{2.83}$$

迭代一直进行到 Δw 变为合理地小。当得出 $t+\Delta t$ 时刻的解，变形结构中的柯希应力可用下式计算出：

$${}^{t+\Delta t}_{t}S_{ij}={}^{t}\sigma_{ij}+{}_{t}S_{ij} \tag{2.84}$$

$${}^{t+\Delta t}\sigma_{sr}=\frac{{}^{t+\Delta t}\rho}{{}^{t}\rho}\,{}_{t+\Delta t}x_{S,j}\,{}^{t+\Delta t}_{t}S_{ij}\,{}^{t+\Delta t}_{t}x_{r,j} \tag{2.85}$$

这样就完成了 $t=t+\Delta t$ 的迭代。必须注意到，因为粘滞度和弹性参数取决于应力状态、破裂函数和孔隙度，因此它们在每次迭代中都被修正。

为了得到最优的收敛速率，笔者为式（2.80）引入动力张弛参数。这个参数依赖于收敛速率而自动变化。考察式（2.82）表明，由于其右边接近 0，递增位移变为 0，即得到解。这一点无论怎样严格的刚性矩阵也可达到。因此，这里只计算刚性矩阵的线性部分。

三、边界条件

用来影响构造成矿系统流变学问题的边界条件表示于图 2-4 中，这些条件强调由大区域构造引起的侧向挤压/拉伸和沉降/隆起。地质体顶部与上伏流体（大气或海底）的相互作用通过正交应力和（假设）缺乏切线剪切来计算。非垂向剪切侧向边界条件允许在地质体侧面产生天然压实。非线性和耦合作用是建立综合的成矿模式的前提。现代非线性动力

体系理论揭示并支持大量自治产生的现象。例如，非线性体系可以在时间上周期性或混沌振荡，在空间上组织有规律的空间模式（Ortoleva，1987a 和 b、1990、1994；Nicolis and Nicolis，1987；Turcotte，1992）。这种自治的时空组织发生的必要条件是体系充分保持远离平衡（Nicolis and Prigogine，1977）。这种潜在的自治行为表明，很多成矿模式、油藏、断层运动和其他现象不能用与沉积、火山作用和构造有关的模式来直接解释，即不能归结于外部模块。由于动力学过程的大网络和守恒方程的非线性，计算模拟方法可能是研究构造成矿系统非线性现象和它们产生的条件范围（整体构造、沉积历史等）的惟一方法。

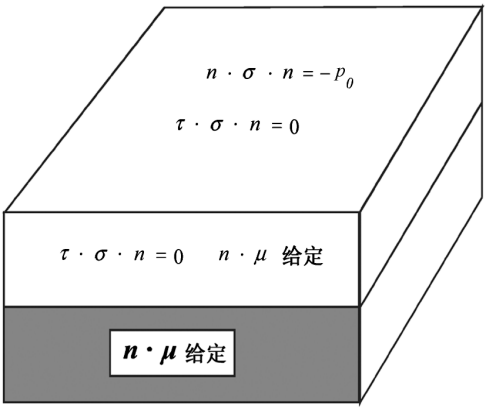


图 2—4　构造成矿系统动力学模拟的边界条件

自治时空模式形成所必需的远离平衡条件可在构造成矿体系中获得。作用于地质体边界的流和力可使构造成矿系统维持非平衡。沉积输入给盆地提供矿物和流体化学组分，埋藏之后在局部压力、温度或其他条件下呈现非平衡状态。改变构造力、热流或流入岩浆或大气水流体也可引起盆地全部或部分为非平衡状态。其他因素是超载驱动压实作用和浮力驱动低密度流体（油、气体或热水溶液）上升。驱动盆地远离平衡的这些因素直接或间接地施加在盆地边界。因此，如图 2-3 所示，成矿系统内引起变化的条件是以施加于守恒方程的解的边界条件来表示。显然，快速埋藏、大的地热梯度或大量的化学不稳定的干络根是有利于增大盆地自治行为的因素。这里提出的综合的 3 维完全耦合模式被设计用来研究这些丰富的盆地自治行为。

第三节　数据输入和输出

数据输入程序与模拟程序是分开的，通过图形用户界面面板输入和保存数据。首先弹出一个输入数据文件的驱动面板，需给出一个数据文件名；然后弹出数据输入面板，该面板上分不同类型数据的输入按钮。如前所述（图 2-3），需要准备 4 类地质数据作为模拟的边界条件和初始条件，并且需要对所模拟研究的地质体或地区的不同位置分别准备和输入上述 4 类数据。数据输入主要有 4 个面板：①Well data：输入钻井或研究剖面的名称、编号、坐标、井口或地面高程，深度；②Sed.compositions：输入各井位（剖面）的地层组成，按从上至下顺序输入各地层的岩性名称、厚度、矿物组成、矿物含量（体积分数）、矿物颗粒大小、流体代码、孔隙度；③Subsidence History：输入挤压/拉伸历史、隆起/沉降历史和温度与热流历史（古地热梯度）；④Water compositions：输入各流体代码，流体中各组分的摩尔浓度。有关物质和反应的物理化学、热力学和动力学性质参数主要由 EQ3/6 软件提供，不需要输入；反应动力学数据根据所发表的文献确定，仅部分缺少的数据则在合理的范围内进行估计并输入数据文件中。主要热力学和动力学数据列于表 2-1 至表2-4。

表 2-1　模拟程序数据库中主要水溶液组分的物理化学性质

组分	数据库编号	电价	德拜-休克尔半径	鲍林半径	摩尔质量
OH^-	1074	−1.0	3.5	0.775	17.008
H_2O	1001	0.0	0.0	1.596	18.016
H^+	1019	1.0	9.0	0.9495	1.008
SiO_2（aq）	1037	0.0	−0.5	1.2461	60.09
CO_3^{2-}	1061	−2.0	4.5	1.463	60.01
Ca^{2+}	1010	2.0	6.0	1.1332	40.08
HCO_3^-	1020	−1.0	4.5	1.7228	61.018
CO_2（aq）	1050	0.0	4.0	1.2	44.01
H_2S（aq）	1319	0.0	4.0	−10.0	34.086
HS^-	1069	−1.0	3.5	1.647	33.078
SO_4^{2-}	1040	−2.0	4.0	1.8268	96.07
O_2（g）	1048	0.0	0.0	−10.0	0.0
Fe^{2+}	1018	2.0	6.0	0.9782	55.85
Ag^+	1002	1.0	2.5	0.9157	107.9
Cu^{2+}	1065	2.0	6.0	−10.0	63.55
$As(OH)_4^-$	1005	−1.0	4.0	−10.0	142.952
Hg^{2+}	1021	2.0	5.0	1.0992	200.6
$AuCl_2^-$	1162	−1.0	4.0	−10.0	267.9
Cl^-	1011	−1.0	3.0	1.5863	35.45
H_2SO_4	1323	0.0	4.0	−10.0	98.086
$Al(OH)_3$	1119	0.0	4.0	0.41	78.004
K^+	1024	1.0	3.0	1.333	39.1
Mg^{2+}	1026	2.0	8.0	1.0561	24.3
Na^+	1028	1.0	4.0	0.891	22.99
NaCl	1411	0.0	4.0	1.617	58.44
Pb^{2+}	1032	2.0	4.5	1.1892	207.7
Zn^{2+}	1047	2.0	6.0	1.0464	65.39
$ZnOH^+$	1675	1.0	5.0	−10.0	82.398
$ZnCl^+$	1677	1.0	5.0	−10.0	100.84
$PbCl^+$	1481	1.0	4.0	−10.0	243.15

表 2-2　模拟程序数据库中主要矿物组分的物理化学性质

矿物	数据库编号	速率标注号	摩尔密度	质量密度	摩尔重量	热导率
石英	2521	724097778	0.0440709	2.648	60.085	0.0769
方解石	2113	778793366	0.0270759	2.71	100.089	0.0357
黄铁矿	2517	934998932	0.0417618	5.011	119.99	1.0
辉银矿	2005	934998932	0.0292411	7.248	247.87	1.0
黄铜矿	2128	934998932	0.0228833	4.2	183.54	1.0
毒砂	2038	934998932	0.0378408	6.162	162.84	1.0
辰砂	2133	934998932	0.0351872	8.187	232.67	1.0
金	2275	934998932	0.0978782	19.282	197.0	1.0
高岭石	2321	724098090	0.010048	2.594	258.162	0.0232
伊利石	2304	724098180	0.00171207	2.66	1553.67	0.0232
斜绿泥石	2135	719523643	0.00170987	2.66	1555.67	0.0
白云母	2404	724098136	0.00710751	2.831	398.311	0.0232
钠长石	2013	724097883	0.00999142	2.62	262.225	0.0231
钙长石	2031	724097821	0.00992053	2.76	278.211	0.0168
钾长石	2309	908914265	0.00919762	2.56	278.333	0.0249
白云石	2206	783463722	0.015542	2.866	184.403	0.055
方铅矿	2264	929557662	0.0317563	7.6142	239.77	0.05
闪锌矿	2586	929557805	0.0419639	4.0898	97.46	0.035

输出结果有 100 余个变量，包括各矿物含量、颗粒大小、矿物成核速率、岩石孔隙度、渗透率；流体离子强度、各组分浓度、饱和浓度、流体压力、流速；岩石粘滞度、热容、热导率；应力、断裂长度、断裂渗透率等。笔者编制了 1～3 维模拟结果的图形输出程序。1 维图形输出程序是以 Java 编写的，它可以查看某一变量在一个研究位置上随时间的演化和在地层垂直剖面上的变化。2 维和 3 维图形输出程序是在 AVS5.0（Advanced Visual Systems）软件上编写的，可以查看某变量在 2 维剖面和 3 维空间中的分布和演化。

该模型利用有限元方法求解岩石变形、断裂网络统计动力学、岩石破裂、多相流体流动、有机和无机地球化学反应与成岩成矿作用、压力溶液和其他压实力学、热迁移的方程组。可用于模拟计算以下变量在地质体和成矿系统内空间分布的演化：① 岩石结构和矿物学；② 流体性质；③ 温度；④ 岩石变形；⑤ 断裂网络特征；⑥ 应力。这些性质通过环境的影响在整个地质时期对它们相互之间的相互作用都有响应。本研究中应用递增应力公式来综合一组反应、输运、力学过程，以研究地质体和构造成矿系统的变形、断裂作用、应力历史和共同演化的流体、矿物和热体系。该模型和程序除了研究构造成矿动力学外，还可应用于：① 盆地演化和油藏定位质量；② 预测地震循环性质和断层动力学；③ 研究

表 2-3　模拟程序中部分反应的平衡常数表达式系数

反应式	平衡常数表达式：$\lg K = A_0 + A_1 t + A_2 t^2 + A_3 t^3 + A_4 t^4 + A_5 t^5 + A_6 t^6 + A_7 t^7$							
	A_0	A_1	A_2	A_3	A_4	A_5	A_6	A_7
$H_2O = OH^- + H^+$	−14.9349	0.0435869	−2.64698E−4	1.54839E−6	−7.88128E−9	2.68543E−11	−5.14917E−14	3.98172E−17
$HCO_3^- = H^+ + CO_3^{2-}$	−10.617	0.0141352	−1.22141E−4	−5.05488E−7	1.21036E−8	−7.34645E−11	1.94697E−13	−1.9236E−16
$CO_2(aq) + H_2O = H^+ + HCO_3^-$	−6.557	0.013389	−3.14679E−4	4.18208E−6	−3.57072E−8	1.68995E−10	−4.0876E−13	3.93406E−16
$H_2S(aq) = H^+ + HS^-$	−7.65	0.0473121	−0.00107252	1.46291E−5	−1.17513E−7	5.26079E−10	−1.21802E−12	1.1339E−15
$H^+ + SO_4^{2-} = HS^- + 2O_2(g)$	−146.794	0.61964	−0.00215357	7.0522E−6	−1.94617E−8	4.05544E−11	−5.49392E−14	3.72736E−17
$H_2SO_4 = 2H^+ + SO_4^{2-}$	1.8464	−0.0382107	2.58028E−4	−2.94586E−6	1.54243E−8	−3.0288E−11		
$Na^+ + Cl^- = NaCl$	−1.8551	0.0111829	−4.51473E−5	3.18141E−7	−1.41415E−9	2.65572E−12		
$Zn^{2+} + H_2O = ZnOH^+ + H^+$	−9.85	0.0384114	−1.13291E−4	−4.69907E−8	3.7624E−9	−2.34313E−11	6.32969E−14	−6.46513E−17
$ZnCl^- = Cl^- + Zn^{2+}$	−0.01	0.0160003	−0.00240355	5.66308E−5	−5.90955E−7	3.079E−9	−7.86358E−12	7.83775E−15
$PbCl^- = Pb^{2+} + Cl^-$	−1.6	1.44187E−4	8.79007E−6	−8.04154E−7	1.03021E−8	−6.13638E−11	1.74492E−13	−1.92318E−16

表 2-4　模拟程序中主要矿物反应的平衡常数表达式系数和动力学参数

矿物反应式	平衡常数表达式系数								动力学参数		
	A_0	A_1	A_2	A_3	A_4	A_5	A_6	A_7	速率系数	活化能	调整因子
$SiO_2(c)=SiO_2(aq)$	−4.5021	0.0237566	−1.72712E−4	1.22752E−6	−6.56081E−9	2.28006E−11	−4.46827E−14	3.69289E−17	0.0411719	91410.0	0.01
$CaCO_3=CO_3^{2-}+Ca^{2+}$	−8.5488	6.476E−4	−1.70555E−4	4.26337E−7	4.99943E−9	−4.49516E−11	1.35529E−13	−1.45009E−16	1.79126E−8	25790.0	1.0E−4
$FeS_2+H_2O+1/4H^++1/4SO_4^{2-}=2.25HS^-+Fe^{2+}+O_2(g)$	−99.9271	0.39431	−0.0016035	6.56285E−6	−2.53696E−8	7.39799E−11	−1.30549E−13	9.67546E−17	9.99991E−15	0.0	0.0
$Ag_2S+H^+=HS^-+2Ag^+$	−39.7042	0.1614	−6.70698E−4	2.84304E−6	−1.04122E−8	2.5158E−11	−3.27707E−14	1.48177E−17	9.99991E−15	0.0	0.0
$CuFeS_2+2H^+=2HS^-+Cu^{2+}+Fe^{2+}$	−34.6976	0.0960411	−5.68759E−4	3.49523E−6	−1.89081E−8	6.66508E−11	−1.29934E−13	9.98253E−17	9.99991E−15	0.0	0.0
$FeAsS+2.5H_2O+0.75O_2(g)=HS^-+Fe^{2+}+As(OH)_4^-$	51.2079	−0.23712	6.2752E−4	−1.03272E−6	−2.46209E−9	2.02057E−11	−4.81175E−14	3.83989E−17	9.99991E−15	0.0	0.0
$HgS+H^+=HS^-+Hg^{2+}$	−42.3261	0.14868	−6.6154E−4	3.39834E−6	−1.65194E−8	−5.61135E−11	−1.08627E−13	8.61129E−17	9.99991E−15	0.0	0.0
$Au+H^++Cl^-+O_2(g)=0.5H_2O+AuCl_2^-$	1.0471	0.0183928	−0.00106955	3.05232E−5	−3.77327E−7	2.24455E−9	−6.32998E-12	6.7934E−15	9.99991E−15	0.0	0.0
$Al_2Si_2O_5(OH)_4+H_2O=2SiO_2(aq)+2Al(OH)_3$	−27.1472	0.103194	−9.54598E−4	2.09889E−5	−1.94669E−7	8.50506E−10	−1.82484E−12	1.57395E−15	1.36482E−12	30430.0	0.01
伊利石$+3H_2O=OH^-+3.5SiO_2(aq)+2.3Al(OH)_3+0.6K^++0.25Mg^{2+}$	−46.408	0.170458	−0.00154648	2.75501E−5	−2.43589E−7	1.05054E−9	−2.24589E−12	1.93264E−15	1.08439E−12	30430.0	0.01
斜绿泥石$+4H_2O=10OH^-+3SiO_2(aq)+2Al(OH)_3+5Mg^{2+}$	−107.928	0.219099	−0.00270638	3.75618E−5	−3.01365E−7	1.25626E−9	−2.65047E−12	2.24022E−15	1.04493E−17	0.0	0.01
白云母$+4H_2O=OH^-+3SiO_2(aq)+2Al(OH)_3+K^+$	−51.9994	0.188774	−0.00169282	3.31963E−5	−3.01101E−7	1.3072E−9	−2.7979E−12	2.40809E−15	1.0736E−12	30430.0	0.01
钾长石$+2H_2O=3SiO_2(aq)+Al(OH)_3+K^++OH^-$	−32.9218	0.133004	−0.00105646	1.44567E−5	−1.18623E−7	4.9965E−10	−1.05814E−12	9.05012E−16	1.59283E−6	56520.0	0.01
钠长石$+2H_2O=OH^-+3SiO_2(aq)+Al(OH)_3+Na^+$	−29.4592	0.113413	−9.858172E−4	1.42625E−5	−1.18082E−7	4.98006E−10	−1.05442E−12	9.01092E−16	4.00721E−7	56520.0	0.01
钙长石$+4H_2O=2OH^-+2SiO_2(aq)+Ca^{2+}+2Al(OH)_3$	−34.9977	0.0875048	−0.00117519	2.3662E−5	−2.12578E−7	9.187E−10	−1.96257E−12	1.68348E−15	1.26555E−6	56520.0	0.01
白云石$=Ca^{2+}+Mg^{2+}+CO_3^{2-}$	−17.8404	−0.005759	−3.19565E−4	9.08084E−7	8.9038E−9	−8.44077E−11	2.58352E−13	−2.78872E−16	2.06997E−11	25790.0	0.0
方铅矿$+H_2O=OH^-+Pb^{2+}+HS^-$	−31.1323	0.104734	−5.95129E−4	3.72979E−6	−2.02954E−8	7.20839E−11	−1.41738E−13	1.11966E−16	1.00002E−18	0.0	1.0
闪锌矿$+H_2O=OH^-+Zn^{2+}+HS^-$	−27.6949	0.0995799	−0.00108266	8.84965E−6	−4.19026E−8	8.8519E−11	−2.08482E−14	−1.21121E−16	1.00002E−18	0.0	1.0

化学废物储存库或分隔间的力学稳定性；④ 盆地水、矿床、石油和有关资源的综合处理等。该模型模拟中所包含的地质过程和所能模拟的地质现象综合列于表 2-5 中。

表 2-5　模型和模拟中所包含的地质过程及所能模拟的地质现象

地　质　过　程	涉　及　的　方　面
地质和构造历史	沉降/沉积，隆起/剥蚀，挤压/拉伸，地热
3 维流变学	变形和力学压实
3 维断裂动力学	断裂渗透率、长度、宽度和方向统计学
流体与岩石作用	岩石组成和结构变化
扩散和平流质量迁移	所有流体相中所有组分的输运
有机质热成熟	油和气体生成
多相流体流动	水、油、气的排出、迁移和圈闭
热迁移	对流和传导
模拟现象	
岩石结构和性质的演化，非均匀性增强或破坏	岩石矿物组成、含量、颗粒大小、孔隙度、渗透率、密度、粘滞度和其他性质的演化
流体的演化	流体的温度、压力、组分及浓度的演化，流体超压和低压的发展及分隔仓的形成与演化，流体迁移与流场的演化
构造变形	断裂的长度、宽度、方向的演化，褶皱的演化，应力空间分布的演化
封闭形成和破裂	矿床和油气藏的空间定位

第三章　矿床地质与构造成矿特征

文中选择湘西沃溪金锑钨矿床、水口山铅锌金多金属矿田和柿竹园钨锡多金属矿床等3个矿区为研究实例。这3个矿床的大地构造位置分别处于扬子-特提斯构造域内的九岭-雪峰山隆起带、湘中-桂中特提斯构造带和湘东南-桂东加里东岩浆构造带等3个不同的二级构造单元中（图3-1），是上述不同构造单元内具有典型代表性的大型或超大型矿床。这3个矿床的地质、构造特征和矿床成因具有明显的差异。

第一节　湘西沃溪金锑钨矿床地质与构造成矿特征

一、区域成矿地质背景

湘西沃溪金锑钨矿床地处扬子-特提斯构造域的九岭-雪峰山隆起带内的二级构造单元——桃源-芷江过渡变形带内（图3-2），其东南缘与古华夏地块毗邻。桃源-芷江过渡变形带的岩石圈结构具过渡性质，因而构造复杂多样，兼具各种特征，是研究华南大地构造格架与演化的重要地区。带内金属矿床十分发育，尤以金、锑矿床为甚，本次研究所涉及的湘西沃溪金锑钨矿床是其中大型矿床之一，区内的这些矿床（点）多为产于前寒武系浅变质岩中的石英脉型金、锑矿床（点），中生代是区内金、锑矿床（点）的主要成矿阶段。

1. 区域成矿大地构造背景与构造演化特征

如前所述，湘西沃溪金锑钨矿床地处扬子-特提斯构造域内的九岭-雪峰山隆起中的桃源-芷江过渡变形带内，其岩石圈具有过渡性质，特殊的岩石圈构造性质与演化以及古扬子地块与古华夏地块之间的多次开合对本区的构造作用、岩浆作用和变质作用具有重要的影响或控制。

区域内目前出露的最老地层为中元古代冷家溪群，该地层的原始沉积为一套砂、页岩组成的复理石建造，在桃源县的桃花源一带出露最为典型。近年来，部分学者推断在九岭-雪峰隆起西部可能存在更老的古元古代结晶基底，并认为它是古扬子地块内一个相对规模较大的陆壳基底，而在东部则零星分布着一些规模较小的古元古代陆壳，这些零星的古元古陆壳分布在古扬子地块和古华夏地块之间的原始华南洋之间，从而形成当时一种相对复杂的构造格局。

中元古代末的武陵运动使古扬子地块和古华夏地块之间发生拼合形成原始的古中国大陆（或称古中国地台），其间的原始华南洋消失，武陵运动致使冷家溪群发生强烈的构造变形和区域变质，形成一套绿片岩相浅变质岩系（板岩和千枚岩等），并造成了板溪群的马底驿组不整合覆盖在其上，从而形成了区内的古老的近东西向构造体系。在湘西沃溪金锑钨矿床鱼儿山矿段以南约2.5 km处分布于冷家溪群内的石英角斑岩，即受此构造体系控制，这些岩体群及单个岩体大多呈近东西向展布。

根据区域构造样式分析，区内发生的武陵运动的应力方式表现为南北向的挤压，并形

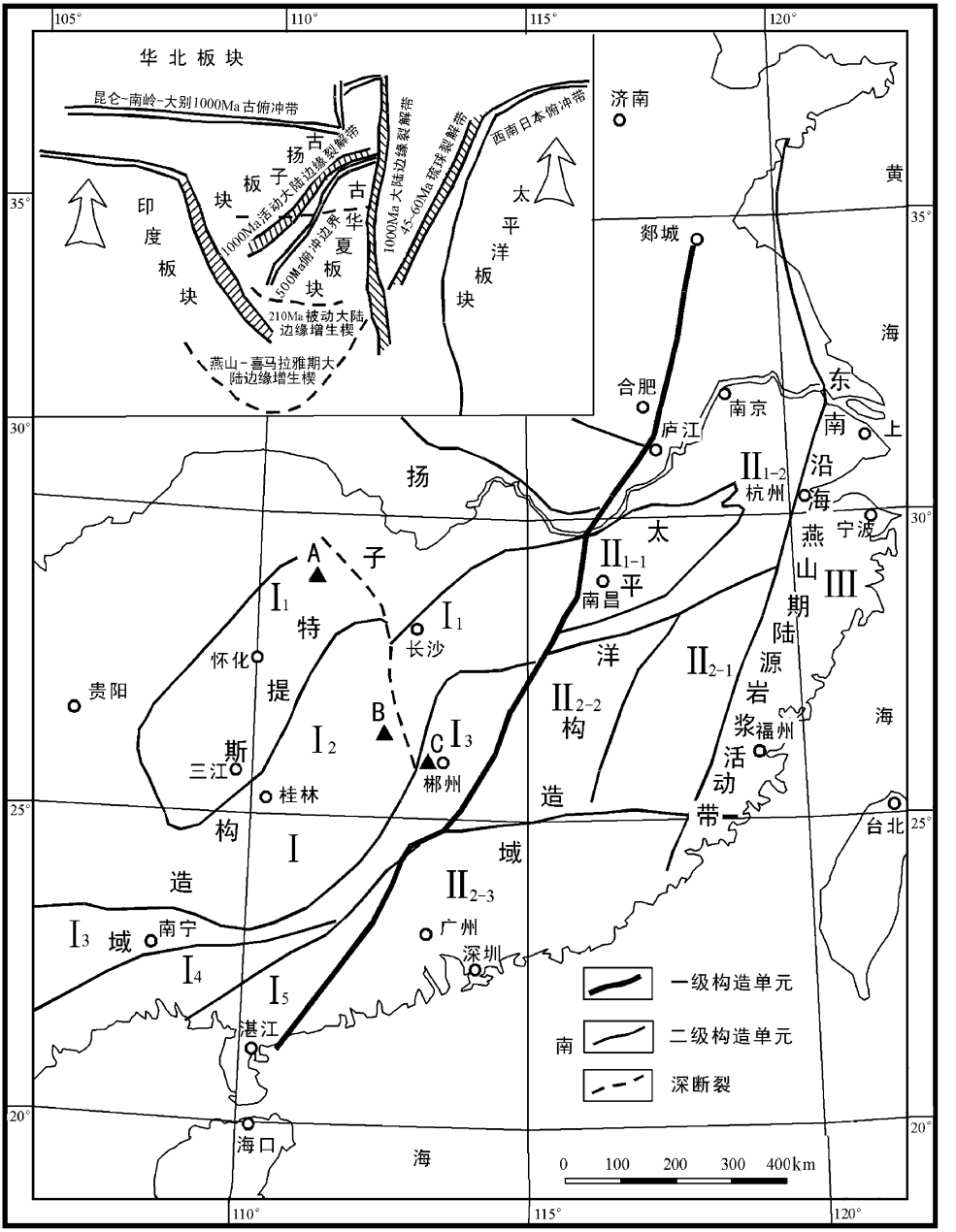


图 3-1　华南大地构造图

（据谢窦克 1996 年资料修改）

Ⅰ—扬子-特提斯构造域；I_1—九岭-雪峰隆起带，I_2—湘中-桂中特提斯构造带，I_3—湘东南-桂东加里东岩浆构造带，I_4—钦州凹槽带，I_5—云开大山变形隆起带。Ⅱ—太平洋构造域；II_1—下扬子构造域（II_{1-1}—江南隆起，II_{1-2}—浙西-赣东北边缘褶皱带），II_2—华夏构造域（II_{2-1}—武夷山变质隆起带，II_{2-2}—赣南加里东构造褶皱带，II_{2-3}—粤东-闽东南印支期被动大陆边缘）。Ⅲ—东部海岸燕山期岩浆活动带。A—湘西沃溪金锑钨矿床；B—水口山铅锌金多金属矿田；C—柿竹园钨锡多金属矿床

成近东西向的构造形迹，可以说，中元古代末的武陵运动奠定了区内陆块的形成、增生和扩展的基础。须指出的是，中元古代末的武陵运动不仅使两大陆块拼合并发生整体隆升，在隆升的同时，区内也形成了一些陆内坳陷，这些坳陷接受了来自周边抬升陆块的剥蚀物

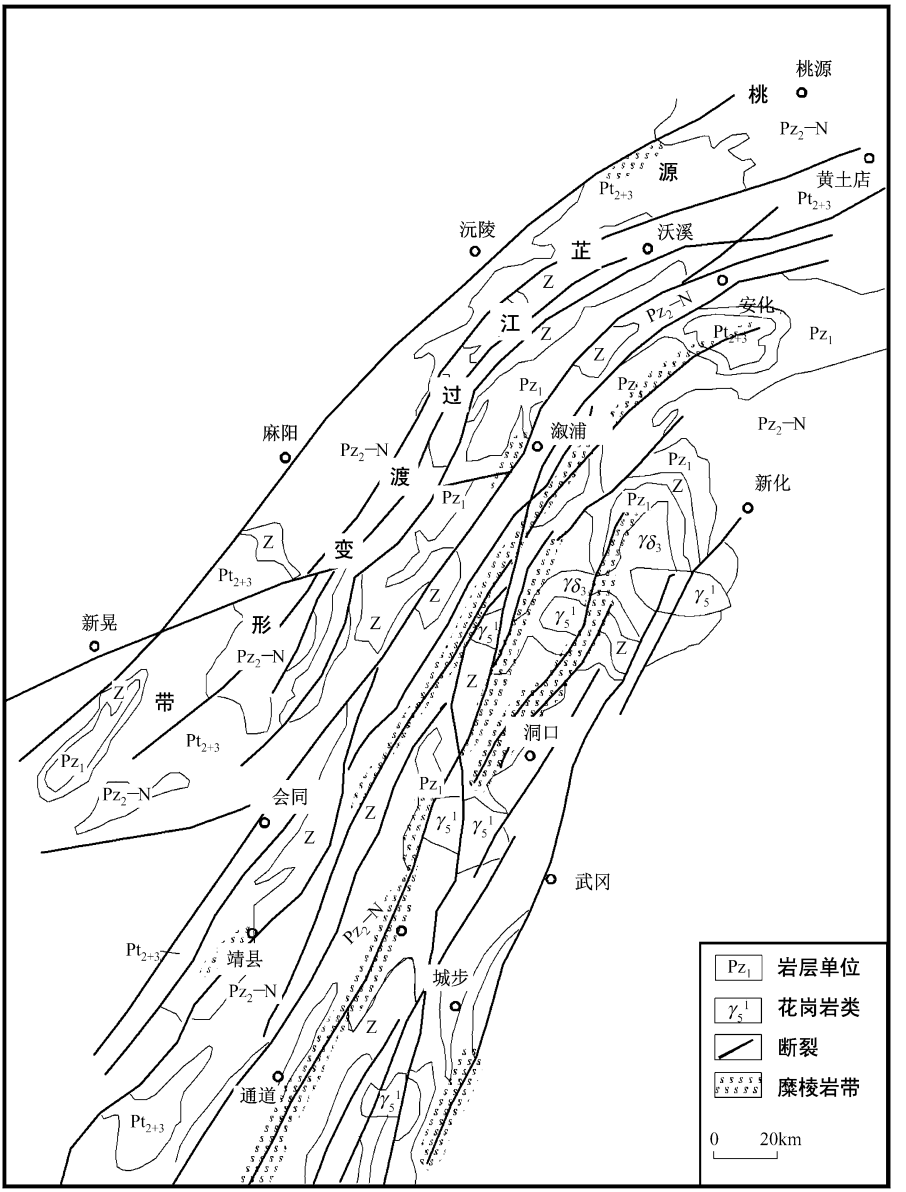


图 3-2　湘西沃溪金锑钨矿床区域构造图

Pz_2—N—上古生界—上第三系；Pz_1—下古生界；Z—震旦系；Pt_{2+3}—中新元古界；γ_5^1—印支期花岗岩；$\gamma\delta_3$—加里东期花岗闪长岩

而沉积了板溪群的马底驿组和五强溪组，这些陆内坳陷沉积盆地的形成和分布严格地受武陵运动形成的近东西向构造带控制，伴随沉积作用的同时，区内形成了芷江-溆浦-安化深

大断裂，并引起区内板溪群沉积发生南北分异。而本矿区在区域上位于该断裂带之北缘，因而多发育陆源红色碎屑沉积建造（如马底驿组地层），但缺失下震旦统江口组。

新元古代区内的构造作用主要表现为古扬子地块陆缘发生拉张和裂解，并在区内形成一系列的拉张断陷盆地，这些盆地开始接受来自周缘的碎屑沉积，从而造成下震旦统不整合或超覆于前震旦纪变质岩系之上，其时的变质作用不强，因而马底驿组紫红色板岩变质很弱，其粘土矿物成分有时以蒙脱石为主，在五强溪组中也多见浅变质砂岩。

新元古代末的雪峰运动形成了九岭-雪峰古陆，强化了近东西向的褶皱构造和隆起作用，并产生了一系列近东西向的复式背、向斜，并由此诱发了很明显的层滑剪切活动，湘西沃溪金锑钨矿床及其外围的近东西向层滑剪切带，即于此时初步形成一个雏形并开始活动。

如前所述，在本区局部凹陷地方存在震旦纪的一些沉积，但本区及九岭-雪峰隆起的其他部位大都缺乏加里东期的志留系，反映本区陆块在震旦纪—早古生代一直处于褶皱隆升阶段。九岭-雪峰隆起作为华南加里东地槽褶皱带的北缘部分，其大地构造性质历来就有争议。郭令智等（1980）首先提出该区为加里东岛弧褶皱系。刘宝 等（1993）虽然也赞同在早古生代期间，古扬子板块与古华夏板块之间存在着洋壳，但是认为由于华南洋盆之上堆积了巨厚的沉积层，从而避免了古华夏板块与古扬子板块之间的直接碰撞，在这种情况之下，雪峰地区所处的华南盆地成了极好的缓冲地带并成了主要的变形体。由此形成的华南加里东地槽造山带，不同于一般的由 B 式俯冲作用形成的特提斯造山带，沉积盖层和基底之间的滑脱作用占有重要的地位，当沉积层和基底之间的滑脱作用和沉积层的变形作用推进到扬子大陆边缘后，滑脱作用受阻，进一步的应力作用导致先期断裂的复活，形成扬子大陆边缘变形区。任纪舜（1992）则一直坚持华南加里东地槽是一个陆内裂陷槽和冒地槽带。丘元禧（1997）则将上述两种观点结合起来，认为古地磁极视移曲线所指示的古扬子和古华夏地块之间并未有明显的分离，而且区内至今未发现有公认无争议的洋壳残留体，但沿武夷—云开一线又确有岛弧火山岩和花岗岩的存在（只是数量有限），以及东部闽浙地区确有深水沉积和小洋盆的物质记录，因此认为，古扬子地块和古华夏地块原来可能是同处于一个统一的古大陆，后来才分裂的，在裂陷扩大之初表现为坳拉槽，后来才出现有限的小洋盆，伴随小洋盆闭合的同时，出现规模不大的岛弧及其岩浆活动。但是，正因为这种有限小洋盆的有限消减作用，使得在小洋盆封闭以后，区内的总体构造作用已属于陆内俯冲造山作用的范畴，并于早古生代末使古扬子陆块与古华夏陆块重新拼合。

对于古扬子地块边缘的桃源-芷江过渡变形带而言，该区在该时期沉积缺乏，且无强烈的变质作用，反映该区可能处于古扬子陆块周缘褶皱造山带中的局部拉张断隆区内，区内马底驿-黄土店大断裂带附近的竹园、叶家山、太平铺等地存在的加里东期钠碱性基性岩的侵入，可能就是张性拉裂所引起的岩浆活动。

晚古生代区域基本上处在隆起区，地壳相对稳定，构造作用也相对较弱，局部地段发育海西期近海陆相和浅海相沉积，如桃源沙坪等地见有少许陆相和浅海相的中、上泥盆统的红色砂、砾岩和碳酸盐岩分布。

三叠纪末的印支运动，使区域内的地壳发生活化，其中侏罗纪—白垩纪期间隆起作用强烈，构造反差强度大，变动激烈频繁，侵蚀-堆积作用快，因此砾岩建造和类磨拉石建造十分发育，如矿区内所分布的白垩系巨厚砾岩层即为例证。

中生代至新生代，区内断陷作用继续发育，形成了较大的陆相盆地，区内的沅江第三

纪盆地即是此阶段形成，在该盆地中发育第三系含泥碳酸盐建造。

中、新生代的印支运动和燕山运动使区域地壳形成一些块断、剪切构造，它们对本区构造演化的影响甚大，不仅使区内的先期构造重新活化，而且在先期构造上叠加了一些北东、北北东向的构造和一些雁列构造。

由上可知，区域内的构造演化非常复杂，反映区域构造的形成具有多阶段、多期次、多方向和多性质等特征。

2.区域地层特征

区域上出露的中元古界冷家溪群是湖南境内出露最古老的地层，主要分布于九岭-雪峰隆起沅陵—益阳段，为一套巨厚的火山-陆源碎屑复理石建造，厚度可达 25000 m。反映当时本区处于活动型陆缘海槽沉积环境，地壳发生大幅度下降并接受沉积。冷家溪群的岩性以淡灰绿色浅变质碎屑岩、泥质岩（板岩）、含凝灰质细碎屑岩等为主。底部夹有较厚的白云质灰岩透镜体，顶部以砂岩为主，局部地段还发育有上地幔物质上涌形成的裂隙式火山基性—超基性熔岩。冷家溪群是本区重要的赋矿层位之一。

区内的龄家溪群可进一步划分为 3 段：下段为灰绿色、青灰色条带状板岩，夹少量透镜状变质粉砂岩、细砂岩和细碧质玄武岩；中段为灰色巨厚层变质粉砂岩夹灰色板岩；上段为灰色板岩、条带状板岩夹厚层状变质细粒石英砂岩和变质石英砂岩。

须指出的是，湘西北地区中元古界的冷家溪群与上元古界的板溪群的接触关系在不同地区有所不同，其中在永顺—石门—岳阳一线以北冷家溪群大都发生了强烈褶皱，上元古界板溪群以高角度不整合于冷家溪群之上。而芷江—溆浦—长沙一线以南则中元古界与板溪群呈连续沉积。

区内的板溪群是呈不整合覆盖于冷家溪群之上的，板溪群自下而上可划分为马底驿组和五强溪组，其中马底驿组自下而上又可分为 3 段：上段为深灰色变余凝灰岩夹砂质板岩、条带状板岩、粉砂岩，下部夹数层黑色炭质板岩；中段为以紫红色为主的浅变质粉砂质板岩、砂质板岩，钙质板岩夹薄层灰岩或透镜体；下段由以灰绿色为主的块状、巨厚层状浅变质砂岩、砂砾岩和砂质板岩组成。

马底驿组中段的紫红色绢云母板岩和钙质板岩是区内的主要含矿层位，为一套浊流沉积，主要标志有：具有鲍马序列、发育韵律层理、交错层理、水平层理、槽模、低脊小水流波痕和重荷模等，沉积物由悬浮、跳跃和滚动等组合而成。何继善等（1997）根据不同大地构造背景和古地理格局下沉积物的矿物成分和化学成分分析，认为这套浊积岩的沉积环境是被动大陆边缘的浊流沉积。

区内的五强溪组可分为 4 段，但在矿区外围仅出露两段。第一段为灰绿色厚层变质长石石英砂岩及变质砾岩；第二段为灰绿色变余凝灰岩及变余凝灰岩夹砂岩、板岩。

区内震旦系可分为上、下两统。下统下部为南沱冰渍组，由深灰、灰黑色泥砾岩组成，岩石无层理，砾石成分复杂，分选性差。下统上部为南沱砂岩组，下部为厚层状黄白色、灰白色含砾长石石英粗粒砂岩，向上过渡为中—粗粒砂岩，与五强溪组呈假整合接触。上统下部为陡山沱组，以黑色炭质板岩和硅质板岩为主，底部有含黄铁矿板岩和细砂岩。上统上部为灯影组，由深灰色、灰黑色条带状硅质岩或燧石岩组成。

区内白垩系呈不整合覆盖于新元古界之上，主要为一套厚层状红色砂岩、砾岩，在矿区范围内十分发育。

第四系为残坡积层、冲积层。

区内不同地层和不同岩性的成矿元素的富集特征表明（表 3-1，表 3-2），区内地层含锑普遍较高，一般是地壳平均含量（泰勒值）的数倍至数百倍，反映区内地层中锑元素相对富集的基本特征。这些地层中又以寒武系下统含炭质板岩锑含量最高，部分锑矿床即赋存在寒武系中。板溪群、震旦系、寒武系主要为碎屑岩建造，锑平均含量（质量分数，下同）达 6.2×10^{-6}，为克拉克值的 31 倍，地层厚度大于 4000 m，岩石孔隙度高，构造裂隙发育，有利于地下水循环，可认为是区内锑成矿的“矿源层”。

表 3-1　湘东北地区地层金锑含量

界	元素 / 地层	w（Sb）$/10^{-6}$	w（Au）$/10^{-9}$
下古生界	S	1.3	3.9
	O	0.95	4.2
	ϵ_3	4.8	2.05
	ϵ_2	5	5.5
	ϵ_1	31.45	3.9
新元古界	Z	1.23	1.53
	Ptw	3.28	1.5
	Ptm	2.0	4.5
中元古界	Ptl	2.87	2.66
泰勒值		0.2	4

表 3-2　湘东北地区沉积岩、变质岩含金特征

岩类	岩性	样数	w（Au）$/10^{-9}$	标准差
沉积岩	碎屑岩	63	2.092	2.472
	碳酸盐岩	59	0.814	0.925
	硅质岩	8	1.913	1.106
变质岩	碎屑岩	29	1.714	0.960
	泥质岩	108	2.231	2.897
	碳酸盐岩	2	1.65	0.919
	火山岩	3	1.10	0.520

各地层中金的含量虽然都不很高，与地壳平均含量相当，但是研究表明（刘英俊等，1993），地层中金含量并不是判别“矿源层”的惟一标志，金的活化迁移与金在岩石中的赋存状态有关。实验研究表明，湘西地区元古界中的金具有较强的溶解迁移能力。表 3-2 中也反映出，泥质岩类（板岩、千枚岩、炭质板岩）和碎屑岩类金含量的标准差较大，表明这些岩石中发生过金的活化转移。因此，这些围岩地层为金的成矿提供了物质来源。

3. 区域岩浆活动特征

中元古代区域范围内的岩浆活动主要表现为频繁的火山活动，其中最主要的是在益阳石咀塘冷家溪群中上部发育一套厚度超过 1000 m 的铁镁质-超铁镁质火山岩系，以熔岩为主，次为凝灰岩、层凝灰岩。火山岩系可分两个大旋回五个大层，以第一旋回为主。火山岩厚度大于 1350 m，具基性岩水下喷溢的枕状构造，由橄榄玄武岩、单辉玄武岩、玄武岩组成多个旋回。其中部层位的化学成分与正常玄武岩有较大区别，富 MgO、Cr、Ni，其

中 w（MgO）达 9%以上，个别达 20.16%，并具有单斜辉石的中空骸晶所构成的放射状鬣刺结构。根据火山岩低硅、低钾钠和高钙镁的特点，该喷出岩定为科马提质玄武岩-拉班玄武岩建造。火山岩系经受了绿片岩相区域变质，并遭受过透闪石化、绿泥石化、碳酸盐化等蚀变作用，且在动力作用下，片理化带发育。火山岩［平均 w（Au）为 6.81×10^{-9}］内外带均见到含金石英脉，普遍发有残坡积金矿或冲积型金矿。

新元古代区内岩浆活动主要有两类，一类是沿深大断裂及两侧侵入的基性、超基性岩类，如沿溆浦-通道断裂带分布的陇城岩群和隘口岩群。一般成群成带分布，呈北东向展布，长数百米至十余公里，宽 10～200 米。岩石蚀变强烈，通过原岩恢复可分为超基性的辉橄岩、橄辉岩、辉石岩及基性岩类的辉长岩、辉绿岩等几个类型。

在区域东段中心喷发式火山岩发育，主要岩性为安山质火山集块岩、集块熔岩、次火山角砾岩、安山凝灰岩及凝灰岩。火山岩中发现有金矿化石英脉。

区域范围内加里东期岩浆活动微弱，只在九岭-雪峰隆起的雪峰山断隆带与龙山-白马山东西向隆起带交会部位发育一个较大的白马山岩体，该岩体对本区影响不大。而印支—燕山期岩浆活动主要集中于九岭-雪峰隆起的东南缘地段。

二、矿床地质特征

1. 成矿构造特征

从区域构造形态上看，矿区构造应以北东向和东西向构造为主，而北北东向和北西向次之（图 3-3）。

矿区的褶皱构造主要由一系列轴向呈北东、北东东和东西向的穹窿所组成，它们总体

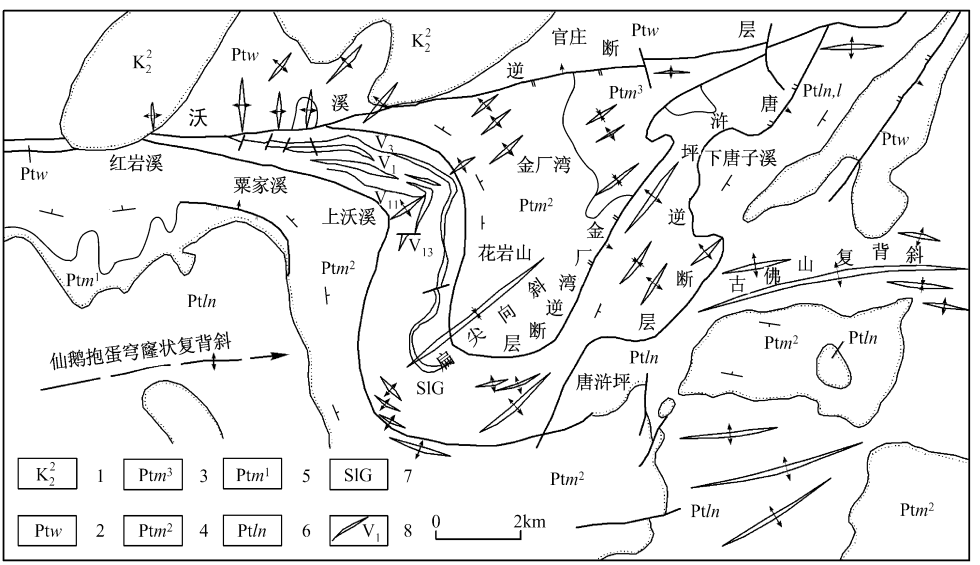


图 3-3　湘西沃溪金锑钨矿床矿区构造图（1∶20 万）

（据湖南 237 地质队）

1—白垩系红色砾岩；2—板溪群五强溪组；3—板溪群马底驿组上部；4—板溪群马底驿组中部；5—板溪群马底驿组下部；6—冷家溪群；7—灰绿色板岩夹层；8—矿脉及编号

上构成了弧形的古佛山穹窿褶皱构造（或称古佛山复背斜），湘西沃溪金锑钨矿床在整体上受此穹窿构造控制，矿床就处在穹窿的北翼。矿体整体走势呈北东向倾伏，进入深部后，往东偏转，最后变为近东西向侧伏，这与整个古佛山复背斜的发育特征是一致的。

在矿区范围上，古佛山复背斜以唐浒坪为界，西为呈北东展布的仙鹅抱蛋穹窿，东为明月山-拖毛岭穹窿，轴向也为北东向，继续往东，则转化为东西向的仙池界穹窿。仙鹅抱蛋穹窿和明月山-拖毛岭穹窿两者呈递错排列，略成右行。湘西沃溪金锑钨矿床则位于两个穹窿之间偏北部位，而且正好位于仙鹅抱蛋穹窿构造的北东倾伏部位。

从1∶5万区域构造分区图上可以看出，湘西沃溪金锑钨矿床位于干溪坪-香草湾断隆带和官庄断陷带交界地域，为隆起和凹陷的交界处，类似于位于背、向斜过渡的翼部区，该处剪切作用强烈，利于成矿作用的发生。

区域上发育的规模较大的断裂主要有官庄-黄土铺大断裂，湘西沃溪金锑钨矿床即位于官庄断陷带与干溪坪-香草湾断隆带的分界线官庄-黄土铺拉伸大断裂之南侧，紧靠断裂带。

如从断裂构造分析来看，湘西沃溪金锑钨矿床处于官庄-黄土铺大断裂与大型北西向安化-鄢县隐伏深断裂交接的地段内。横穿矿区内的沃溪大断层是官庄-黄土铺断裂带组成部分之一，它从总体上控制着区内金、锑矿床的形成与产出规律。

关于沃溪大断层的性质问题，一直存在两种观点，黄瑞华等（1990）认为它是区内一条张剪性的非顺层断裂，其主要理由有8点。① 沃溪大断层是向北缓倾斜的断层，其上盘（北盘）为较新地层，出露的地层为白垩系、震旦系和五强溪组；下盘（南盘）为较老地层，主要由马底驿组组成。至今还未见到在上盘分布有较老地层和在下盘分布有较新地层的现象。根据构造地质学对断层性质的分类，它显然应属于正断层范畴。② 沃溪断层带内脆性变形十分发育，其构造角砾岩带最厚可达9 m，破碎构造岩呈碎裂状和角砾状。角砾大小不等，大者50 cm×30 cm，小者粒径1～2 mm或更小。角砾成分主要为变质砂岩、板岩等，胶结物为泥质、砂质、硅质和碳酸盐。一般胶结紧密。此外，还可见到铁质和硅质角砾岩。③ 断层带内还分布有碎粒岩亚带，亚带宽约0.5 m，主要矿物成分为石英、方解石。石英含量大于85%，颗粒较小的石英呈粉末状和微蠕虫状，颗粒较大的石英多呈次棱角状、港湾状。二者杂乱分布，无定向显示，且波状消光普遍，方解石多以细脉状产出。岩石具碎粒结构、细碎斑结构。这些特征都表示该断裂具有张性特征。④ 沃溪断层带内所影响的五强溪组，其脆性破裂十分发育，断层破裂带厚可达9 m。⑤ 在矿区西部，如鱼儿山矿段，沃溪大断层与产状和地层较一致的矿层层脉带和蚀变带逐渐靠近，并呈切割现象，而在矿区东部，如沃溪和上沃溪矿段，沃溪大断层产状与弧形弯曲状的层脉带和蚀变带的产状极不协调，呈相互垂直状态，以及后者逐渐远离向南的趋势。另外，在官庄南部，可见沃溪大断层切割马底驿组中、上段地层的现象。⑥ 垂直沃溪大断层的多条实测剖面均显现该断层在产状上与马底驿组和五强溪组为非顺层关系。⑦ 在鱼儿山矿段，其主矿脉直接赋存于沃溪断层带内，而赋存于紫红色板岩的层滑断裂中的支脉与沃溪断层呈“入”字型，两者夹角大约为15°～50°。⑧ 在区内的1∶5万官庄幅地质图及说明书中，马底驿组与五强溪组之间还划分出了通路湾组，这3组地层在湘西沃溪金锑钨矿床沃溪大断裂两侧的分布，亦显示出沃溪断层与地层为非顺层关系。

但还有许多学者认为沃溪大断层为一压扭性断裂，并具有逆掩、推覆性质。其理由有

以下 4 点。① 沃溪断层构造带中见有一条分布较为稳定的断层泥带，具千枚状构造，主要由层状硅酸盐粘土矿物组成，显示有定向构造特征，反映压性断裂特征。② 湘西沃溪金锑钨矿床产于沃溪大断层之下，赋存于马底驿组中的矿层和矿脉与断层距离不等，矿层小型和微型层间褶皱构造发育，剪切型的条带状构造显著，各单矿层相互间大致平行，显示出层滑性质，而沃溪大断层又具顺层性质，因而二者在形成上具有一定的时空成因联系(在构造作用下，先褶皱形成层滑，继续的构造应力作用产生断裂，具逆冲性和压性特征)。③ 在沃溪断裂带中，出现大量发生过韧性变形的岩石，即糜棱岩，在糜棱岩中发育典型的 S-C 剪切面，这是压扭性断裂的显著标志。④ 发育于断层内的各种构造岩的显微组构特征显示，构造岩中的石英波状消光明显，具有变形纹、变形带、扭折带和机械双晶，颗粒重结晶明显。所有这些特征反映沃溪大断层应具有挤压、剪切和推覆性质。

结合区域构造演化分析认为，区内地处古扬子地块南缘并和古华夏地块毗邻，构造演化比较复杂，古扬子地块与古华夏地块之间发生过多次开合，沃溪大断层的性质随着古扬子地块与古华夏地块的拼合会发生变化，因此，该断层在某个时期显示张性特征，而在另一时期显示压性特征都是可能的，纵观区域的演化特征，区内的断裂性质可能发生过多次转变，总体说来，在断裂形成之初，断裂的性质可能表现为压性与压扭性，而在后期，尤其是中生代以来，受太平洋板块俯冲的远程效应影响，断裂可能更多地显示张性特征。

2. 围岩及其蚀变特征

矿区内分布的地层主要有中元古界的冷家溪群、新元古界的板溪群和震旦系、白垩系及第四系。其中板溪群马底驿组是区内最主要的含矿层位。该层位岩石矿化蚀变最为强烈。

矿床的近矿围岩蚀变主要有褪色化、硅化、黄铁矿化、绢云母化，碳酸盐化、绿泥石化、伊利石化和叶腊石化等。

褪色化：在充填了含金锑钨石英脉、紫红色绢云母板岩、含钙绢云母板岩的断裂构造中，沿断裂两侧的围岩由紫红色褪色为黄白色、黄褐色、浅肉红色等，称之为褪色蚀变带，主要由硅化、黄铁矿化、绢云母化、碳酸盐化等蚀变类型发生叠加而构成区内重要的找矿标志。褪色化蚀变带大多分布在矿脉两侧，宽度比矿脉要大，一般可达 0.2～2.0 m，最宽可达 20.0 m，围岩的蚀变强度、宽度与矿化强度、矿体厚度及围岩微裂隙发育程度关系密切。

硅化：分布于近脉褪色化蚀变岩中。硅化主要有两种方式，一种是由石英、玉髓等交代蚀变岩中的绢云母、斜长石等矿物或原岩中石英重结晶所致；另一种是石英或玉髓以细小脉体穿插于褪色板岩中，其产状往往随断裂的发育程度而异，可以呈网脉状。硅化作用在钨矿化阶段及金锑矿化阶段均较发育，当围岩的硅化作用较强时，矿体的规模比较大，矿化作用也比较强。当硅化作用与黄铁矿化、辉锑矿化相伴时，矿体的金锑矿化强烈。

黄铁矿化：发育于脉内和近脉的褪色化蚀变岩中，呈浸染状、细脉状、团块状、条带状产出。近脉黄铁矿化强烈，向两侧逐渐减弱。呈粗—中粒星散浸染状分布的黄铁矿，其金矿化一般较弱；而呈半自形—他形细粒细脉状、条带状和团块状产出者，则金矿化强。这些特征均是区内矿床中指示金矿化的重要标志。

绢云母化：是矿区范围内分布最广泛的一种蚀变类型。蚀变作用产生的绢云母多呈片状，以颗粒粗大与原板岩中的细粒绢云母相区别。正是区域沉积岩在变质作用过程中的绢

云母化，才使 SiO_2 和 Sb、W 等成矿组分从岩层中析出，进入成矿流体，发生矿化。

伊利石化：多呈细鳞片状产于层脉脉壁的层间断层泥中，一般宽 1～2 cm，常与细粒黄铁矿、白钨矿、辉锑矿、自然金共生。

碳酸盐化：主要发生在矿化后期，呈细小圆粒状均匀分布于黄铁矿化、硅化带的外缘。碳酸盐化使围岩中的白云母、方解石、铁白云石、菱镁矿含量增加。不论何种形式的碳酸盐化，在其较发育的部位，一般矿化作用均较弱，在矿脉尖灭消失地段和远离矿脉的紫红色板岩中比较常见。

绿泥石化：蚀变岩石多为灰绿色、暗绿色，呈鳞片状、条带状、细脉状产出。主要分布在矿化减弱的贫矿和无矿地段。尤其在矿脉底部层的 V_2 脉中最为发育，其次是 V_1 脉，局部与石英组成条带状矿脉。

3.*矿体（矿脉）特征*

沃溪金锑钨矿床赋存于板溪群马底驿组中上段紫红色绢云母含钙板岩中，含矿石英脉多沿层间断裂、分支断裂及次级张剪裂隙充填。按矿体的产出状态可分为层脉、网状细脉（网脉）和切层节理脉 3 种类型，其中层脉规模最大，网脉次之。

层脉的特征是含矿石英脉沿层间断裂充填，矿体产状与岩层基本一致，局部呈小角度斜交。矿区内共发育有 7 条层脉，自南往北（自下而上）依次为 V_6、V_5、V_2、V_1、V_3、V_4、V_7 脉（图 3-4），其中后 5 条层脉及其部分支脉具有工业价值。矿区西部的层脉呈近东西走向，倾向北。从十六棚公往东转向北西，倾向北东东，倾角一般为 25°～ 35°，局部可达 40°～ 50°。深部 V_7 盲脉走向转为近南北，倾向东，倾角 30°～ 40°。矿体在总体上受区内的横跨褶皱控制，层间断裂在其倾伏背、向斜轴部剥离张开部位，形成富厚矿体，而在其翼部，层间断层紧闭，矿脉变薄，并逐步狭缩为蚀变带或含断层泥的无矿带。所以，矿体形态沿走向呈扁豆状、透镜状，而沿倾向随背、向斜轴部侧伏方向连续延伸，矿体向

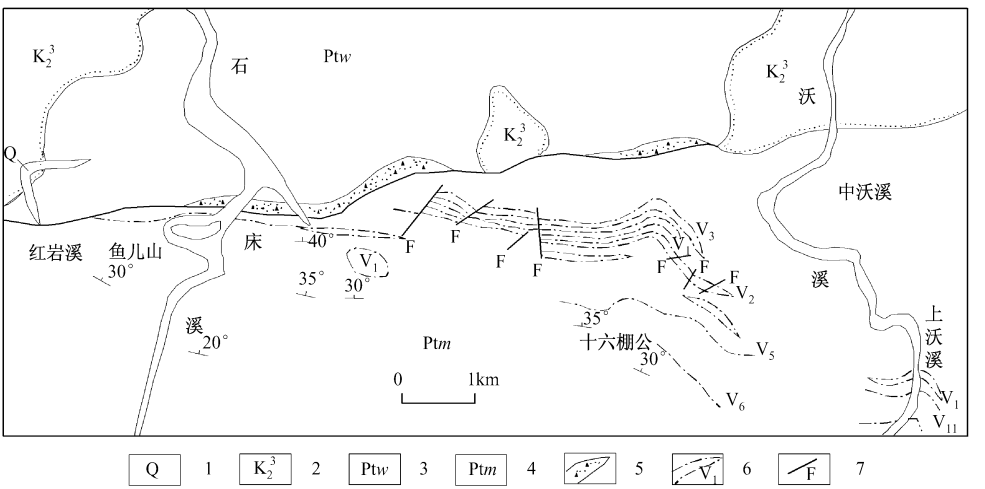


图 3-4　湘西沃溪金锑钨矿床矿体产出示意图（1∶10 万）

（据湖南 237 地质队）

1—第四系；2—白垩系红色砂砾岩；3—板溪群五强溪组；4—板溪群马底驿组；5—破碎带；6—蚀变带及石英脉编号；7—断层

北东侧伏，走向长 40～350 m，倾斜深 500～2300 m 的板柱状矿体。

网脉多指平行于层脉或沿层脉两侧不同方向羽状张剪性裂隙充填的含矿石英脉，单脉长 0.4～5 m，厚度数毫米至数十厘米不等，呈网格状、树枝状、帚状或层间细脉状产出，与蚀变围岩组成厚大的网状细脉带矿体。矿体形态也受构造控制，呈似层状、扁豆状、楔状等。矿体走向长 20～200 m，倾斜延伸 50～300 m，厚 3～8 m。网状细脉带矿体主要发育于 3 条层脉相近部位，层脉与节理脉相交的“入”字型构造部位，层脉分支复合部位和波状褶曲的背斜轴部部位。网状细脉带矿体与层脉具有相同的矿物组合、围岩蚀变等矿化特征。多以含金、钨为主，属同源成因的不同形态矿体。主要发育于矿床上部，在 20 中段以下的深部仅局部有小矿体发育，且越往深部网脉矿体越不发育，并逐步表现为依附于层脉的细脉矿化。

节理脉多发育于区内的次级张裂隙中，规模小，一般产于层脉下盘或两条层脉之间，走向长 10～50 m，倾斜延伸 10～60 m，厚 0.2～1.5 m，倾角较陡（40°～ 70°），在空间上受层脉限制，只向一侧延伸，矿体比较短小，但品位较高。

此外还有一种与层脉平行的小盲脉，在区内向斜轴部的深部（26 中段以下）的 V_1、V_2 底部较为发育，脉距 30～40 m，一般出现 1～4 条含金石英脉，走向长 20～50 m，倾斜延伸 50～100 m，厚 0.2～1.5 m。此种类型盲脉，一般均有工业矿化，矿体呈雁行排列，单条矿脉规模较小，但品位较高，

4. *矿石的矿物组成与结构构造特征*

矿石中金属矿物主要有自然金、辉锑矿、白钨矿、黄铁矿，其次为方铅矿、闪锌矿、黄铜矿，少量毒砂、方锑金矿等。脉石矿物有石英（占 80%以上），其次为方解石、铁白云石、绿泥石、绢云母及少量叶蜡石、伊利石、高岭石等。次生矿物有褐铁矿、水绿矾、锑华等，矿石中有用元素为金、锑、钨，有害元素为砷、铅。

含金石英脉中金、锑、钨 3 种元素均具工业价值，平均品位：Au 8.79g/t，w（Sb）2.54%，w（WO_3）0.36%；往深部（24 中段以下）成矿元素更加富集。矿石中金、锑、钨三者含量之间的相关关系是：金与锑呈正相关关系，相关系数 0.42～0.54；钨与锑无明显关系。金、锑、钨沿走向的变化大于沿倾斜延伸的变化。品位变化与矿脉厚度变化没有明显的相关关系。

从水平方向来看，金、锑、钨矿化在十六棚公矿段的中心最富集，向西具有钨含量相对增高，而金、锑矿化相对变弱的趋势；向东则钨、锑矿化减弱，而以金为主的细脉带型矿化增强。从垂向上看，区内矿体成矿元素的富集规律是：上部钨含量高，向下逐步变贫，而金、锑品位向下则逐渐增大。

自然金是矿区主要经济矿物，其成色很高，多呈不规则粒状、片状、树枝状、环带状、乳滴状等，主要赋存于石英、黄铁矿的微裂隙、晶面及边缘部位，其次赋存于辉锑矿边缘并被交代或包裹，少数赋存于白钨矿、毒砂、伊利石中。自然金粒度一般较细，0.2～2 mm 粒径的可见金约占 18%。

辉锑矿多为铅灰色，形态为致密块状、针状、毛发状等，多呈条带状，浸染状、细脉状充填于石英裂隙中形成致密块状集合体的辉锑矿脉，部分呈不规则状充填胶结围岩角砾，主要胶结交代石英、白钨矿、黄铁矿等早期矿物。辉锑矿还是重要载金矿物之一，为

本区仅次于自然金的主要经济矿物。

白钨矿是矿区内仅次于自然金、辉锑矿的第三种经济矿物，呈白色、淡褐黄色，半自形、他形晶，多呈不规则粒状、团块状和细脉状产出。粒径 0.01～8 mm，充填于石英裂隙或钙质板岩中，常被后期石英、黄铁矿、辉锑矿切割、交代和胶结成角砾状构造。白钨矿主要赋存于顶部层状矿脉和网脉中，向深部品位变低。

此外，矿石中还含有少量的黑钨矿、方锑金矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等，它们大多呈星点状、细粒状、浸染状产出。脉石矿物以石英是最主要的载金矿物。

矿床内矿石的主要结构有中细粒自形—半自形粒状结构、他形粒状结构、镶嵌结构、溶蚀结构、交代残余结构、压碎结构、聚片双晶结构、花岗鳞片结构和次生加入结构等。

常见的矿石构造主要有条带状构造、角砾状构造、块状构造、网脉状构造和浸染状构造等。

三、构造成矿特征

1. 沃溪大断层与成矿的关系

湘西沃溪金锑钨矿区内，沃溪大断层是一条主干断裂，呈近东西向，倾向北，倾角约 30°，纵穿矿区长达 15 km 以上，断层破碎带宽约 20～100 m，断层带中发育的构造岩主要有碎裂板岩、构造角砾岩、碎粒岩、糜棱岩和含砾断层泥等。

从区域上看，沃溪断层上盘（北盘）主要为五强溪组，并有白垩系分布，下盘（南盘）主要为马底驿组，而从矿区范围来看，上述分布关系更为明显，且紧贴断层主滑面下部分布有一层厚可达 1 m 左右的断层泥，故有人认为断层主断面位于马底驿组紫红色板岩中；从矿床目前产出情况来看，层脉矿体、网脉矿体和裂隙型矿体均产于沃溪大断层下盘的马底驿组中；在沃溪断层上盘所施的钻孔显示，沃溪断层上盘均只发育五强溪组，而下盘只发育马底驿组。

目前，人们对沃溪大断层与区内金锑矿床的关系存在两种不同的认识：一种观点认为，沃溪大断裂为成矿前形成的，为区内矿床的导矿构造（张振儒，1989；罗献林，1984）；另一种观点则认为，该断层为成矿后形成的，它与区内的成矿作用关系不大（奚小双，1995；何继善等，1997❶）。持后一种观点者主要是基于以下现象和分析：该断裂带中不仅没有见到矿化的石英脉，连矿化异常也不明显，即使在距层脉很近的鱼儿山矿区，断层角砾中的各矿化组分含量也与紫红色板岩中的差不多。如果是成矿前的导矿构造，就必定有大量矿液通过它运移，在断裂带中就不可能不留下矿化的痕迹。因此认为，区内矿床的导矿构造是矿区内的顺层滑动断裂，而不是沃溪大断层。

笔者通过详细的野外考察和综合分析，认为沃溪大断层与区内的金锑成矿密切相关。首先，沃溪大断层中并不是没有一点矿化，在官庄乡政府南侧，断裂带中可见石英脉、硅化和黄铁矿化现象；其次，关于区内的层间滑动断层是最主要的导矿构造的结论是值得商榷的，因为层间滑动的形成是由于岩层发生褶皱时岩层沿褶皱两翼产生的顺层滑动，因而规模一般不大，这种方式形成的主滑断面与褶皱形态一致，不会切穿岩层，因此深部流体很难穿过岩层进入地壳浅部，而金等成矿元素大多来自地壳深部，所以必须有足够规模的

❶ 据何继善等 1997 湘西金矿沃溪矿区深边部地质地球物理探矿研究（科学报告）。

深大断裂存在，并有流体活动才能将其带上来，层间滑动断层显然还不具有此能力；第三，沃溪大断层自中元古末即开始活动，而区内矿床的形成时代为中生代，因此，这条断层肯定不能称为成矿后断裂，既然这一断裂早就存在，而且在成矿期表现为张性活动，很难想象区内的成矿与它没有一点关联。

可以认为，沃溪大断层应是区内深部流体向上运移的主要通道，深部流体带来了金等成矿元素，至地表附近时，与地表水流体混合后一起沿区内的顺层滑动断裂流动，并最终于构造有利部位形成矿床，因为沃溪断层在作为流体通道时，表现为张剪性性质，流体流速较快，流体溶解能力未达到饱和，因此，成矿元素没有发生沉淀而形成明显的矿化，当流体进入层间滑动断裂带后，速度减小，溶解能力下降，在与围岩作用过程中就使部分成矿元素发生沉淀，最终富集形成矿床。

2．*层间滑动断层与金锑成矿*

对湘西沃溪金锑钨矿床地层、构造、矿床和成矿作用的综合分析研究发现，以往研究所指的矿区成矿和控矿层间断裂，其实是发育在褶皱两翼的层间滑动剪切断裂带，矿区内每一条层状矿脉即为一条层滑剪切断裂。因此，矿区有多条层间断裂，这些断裂中都赋存有层脉，它们组合在一起，即构成本矿区特有的成矿断裂构造组合——层滑剪切成矿断裂系统。

湘西沃溪金锑钨矿床从上至下发育四条（V_4、V_3、V_1、V_2）主要层脉，按它们所夹地层之垂直厚度来估算，层滑剪切断裂系统厚约 200 m，层滑剪切断裂系统的主滑脱面在 V_3 层脉附近，故矿区内 V_3 脉规模最大，延伸最深。其他层脉附近为次滑脱面位置，在 V_3 脉与其下伏的 V_1 脉之间，滑脱的相对距离最大，周围岩石应变相当强烈，故为网状矿脉发育的主要地域，有时甚至出现二层层脉合二为一的现象。如果还把 V_4 脉与上覆的 V_7 脉和下伏的 V_5、V_6 脉以及脉之间所夹地层厚度也计算在内，则整个层滑剪切断裂系统垂直厚度可达 400 m。

在各层滑剪切带内发育一系列的构造岩，主要有糜棱化板岩、构造角砾岩、含砾断层泥、条带状矿石（糜棱化构造岩）和糜棱化石英脉（含矿石英脉）。

糜棱化板岩的面理发育，实质上是一系列平行间隔排列的微型强剪切应变带，表现为微层状构造，纹层的形成主要是由于绢云母和石英含量差异所致。

构造角砾岩的表现形式多种多样，区内许多矿石即为构造角砾岩。如板岩角砾岩为含金黄铁矿石英矿石、含辉锑矿石英矿石，角砾状辉锑矿石和角砾状辉锑矿金矿石，碎裂化硅化辉锑矿矿石，含金石英脉矿石等，构造角砾岩主要特点是角砾状构造明显。

含砾断层泥的泥质物为绢云母、绿泥石和粘土矿物等，砾石成分有石英、矿石和围岩角砾等，在局部地段它们也构成矿体的一部分。

条带状矿石实质上为糜棱化构造岩。该构造岩的条带状构造特别明显，可见有围岩条带、白钨矿条带、黄铁矿条带、石英条带和硅化岩条带等，条带多发生过揉皱。条带中还可见到微层板岩条带、呈揉皱状的绢云母线和呈平行条带的绿泥石脉。条带内含绢云母、绿泥石及微小的千枚岩角砾。

糜棱岩化石英脉为区内的含矿石英脉。它分布很广，遍布整个矿区，产出实体又十分明显，故通常被单独列为一种构造岩。其特征是既常呈平行细小的复脉出现，又呈较粗或较厚的脉状体出现。糜棱岩化石英脉不仅揉皱作用强烈，形成明显的背、向形构造，而且

碎裂、破裂亦十分显著，其主要成分石英多受应力作用而发生应变。

剪切带内的矿物或矿石矿物均受到应力应变改造，呈现出塑性变形和脆性变形特征。常出现带状和波状消光、变形纹、机械双晶、扭折带、细微裂隙、亚颗粒和动态重结晶颗粒等微型构造现象。剪切带内还出现很多小型构造，如面理、线理、构造透镜体、小型褶皱构造等，但这些小型构造与区内矿床联系不是十分明显。

区内层滑剪切带具有构造分带性，由于应力应变时空上的差异以及地质体的边界条件不同，所以剪切带的发育程度并不是到处都均匀发育，而是有所差异，并呈现不同的构造分带特点，其中以控制 V_7 层脉的剪切带的分带现象最为明显。

由此可见，剪切断裂构造主要由片理化带、含砾断层泥和石英脉组成，实际上它们都是区内的矿石。区内大多含砾断层泥带位于石英脉带之上，但在局部地方也可见到含砾断层泥位于石英脉之下的情况，如在 27 中段所见的 V_7 南西沿脉即有这种情况，该处片理化带不发育，只发育有上覆的 10 cm 左右厚的石英脉带和下伏 15 cm 的含砾断层泥带，两者也都是矿石。

含砾断层泥带的角砾岩和角砾构造较发育表明，在伴随着石英脉带形成之前，区内有着比较重要一期的张剪性构造活动。

需要指出的是，沃溪大断层中的含砾断层泥带均产在断层带内主断面的上部，在鱼儿山地区，则均产在矿体的上部，它们的含矿量甚微，至今还未见到构成矿石的地段；而层滑剪切构造带内的含砾断层泥带则在剪切带的主断面（石英脉带）上、下均有分布，且本身就是矿石，构成矿体的一部分。

在区内还发育一些隐伏层滑剪切断裂，它们发育于主滑脱剪切面下部，在空间上，它们多呈雁行排列，在沃溪矿区深部的回香湾向斜北翼的主剪切面（V_4、V_3、V_1、V_2）下就发现了 3 条隐伏层滑剪切断层。

这几条隐伏层滑剪切断层走向为 NE30°左右，长 50～120 m，倾向控制达 100 m，倾向南东，倾角一般为 50°～ 60°，个别达 80°，有 2～20 cm 厚的断层泥，断层面上阶步明显，羽状裂隙发育，为层滑剪切断层系下盘隐伏矿体的控矿、储矿和成矿构造。

隐伏剪切断层的开闭程度和次级羽状裂隙的发育程度控制着 V_1、V_2、V_3 脉矿体的形态和规模。3 条隐伏剪切断裂整体展布方向与主矿体剪切带和倾伏向斜的褶皱轴向平行。平面上 3 条隐伏断层在总体上虽然平行排列，彼此相距 20～30 m，与主断裂相距 50 m，但隐伏层滑剪切断裂中心线在水平面上的投影位置有依次由南西向北东排列趋势，呈现出右行边幕式排列规律。剖面上，单条隐伏剪切断层延伸不远，整体侧伏方向为 NE50°左右，且整体延伸较远，呈现上灭下现的后行边幕式排列规律。

关于这些层滑剪切系性质，以往根据层滑剪切带的面理特征以及小型褶皱轴面倾向特征，多认为层间滑移具逆冲性质，为逆性滑动，但从宏、微观全面分析来看，这种“层滑”作用是非常复杂的。

如果是纯粹的逆冲滑动，那么矿区整个层滑剪切断层系之上、下滑移距离应该相当大且十分明显，但根据各矿段、含矿层和各中段所绘制的等高线及所描出的构造要素却表明它们相互位移距离不大。勘探和开采过程中也显示了这一特点。此外，层内发育的小构造有的也显示了“正性”层滑特征（图 3-5），层滑剪切断层系的构造角砾岩也多处见有，角砾状构造分布也较普遍，所有这些说明层滑亦具有“正滑”（拉张、张裂）特点。

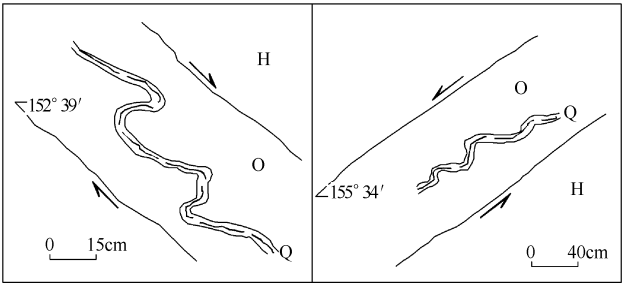


图 3-5 湘西金矿田香湾向斜中发育的层间小褶皱，由于层滑形成的张性裂隙中被含矿石英脉充填

左图为 28 平 V_1 盲脉；右图为 27 平 V_3 西天井之 26 平巷口

H—蚀变围岩；O—矿脉；Q—石英脉

成矿阶段以及矿石矿物的充填与破碎，也反映了层滑剪切带具有压剪与拉张交替的性质。湘西沃溪金锑钨矿床成矿阶段一般划分为 3 期，而根据矿物的生成顺序和脉的穿插关系予以详细划分，则至少可以划分出 6 个阶段：早期白钨矿和黄铁矿阶段、黑钨矿-白钨矿石英阶段、黄铁矿化阶段、黑钨矿石英细脉和白钨矿黄铁矿石英细脉阶段、辉锑矿阶段、石英-碳酸盐阶段。每一次成矿，均表明是一次裂隙发生了张裂，从而显示出区内发生过多次张裂现象，张裂之后又愈合关闭（成矿所致），关闭之后又受到压剪作用（由矿物形变可见，如每个阶段的石英均呈定向排列，具板条状，且有局部弯曲现象）。

由上可见，矿区层滑剪切断裂系在应力应变上，具有交变性，即张剪和压剪交替进行。交变性是成矿作用的最有利构造条件之一，也是本矿区为特大型矿床的原因之一。也就是说，本矿区的层间断裂实系层滑过程中张剪-压剪交变进行的脆-韧性剪切断裂。

区内还发育一组走向北东、倾向北西的横断层。该组断层的形成晚于层滑断层，常将层滑剪切断层切断呈左型雁列排列。规模较大的横断层有 F_9 和 F_7，它们引起的水平错开在 100 m 以上，其他横断层规模较小，水平断距 0.1～50 m 不等。区内的横断层多具正断层性质，与区内矿床关系不明显，因此，本次不再做重点分析。

综上所述，区内层滑断裂带是区内的重要成矿构造，每一条层间滑动带都产出相应的矿脉，断裂带内的许多构造岩本身就是矿体，而断裂带的多次活动又决定了成矿的多期性，断裂带活动性质和活动规模决定了矿床产出规模，所有这些都说明该类断裂不仅为区内成矿流体提供了运移通道，而且还是区内矿床的容矿与储矿空间，它们直接控制着区内成矿流体的活动，并使流体中的成矿元素在这些部位发生富集并最终形成矿床。

3. 节理构造及其与成矿的关系

马底驿组中发育多组节理。其中与板岩面理产状相近的节理产状 5°～67°∠25°～33°，其一部分为雪峰运动形成的节理，多为张剪节理，内有网羽状矿脉充填；另一部分是燕山运动的产物，一般为压剪节理，常切错网羽状矿脉。在层间含矿断裂上盘的近矿围岩中，还发育一组剪节理，它们与层间矿脉呈锐角斜交，其产状优选方位为 120°∠40°，其内常有网羽状矿脉充填。与层间含矿断裂呈较大角度相交的张剪复合节理，多发育在层间矿脉下盘，节理面粗糙不平，并受后期扭动作用影响而呈弯曲态，其内常有网羽状矿脉充填，

且这种网羽状矿脉在近层间矿脉处加厚，产状变化较大，主要有 3 组，其产状分别为 345°～ 360°∠41°～71°、243°～282°∠56°～88°和 89°～128°∠26°～28°。层间断裂两侧发育的这些节理控制着网羽状矿脉的空间展布、规模和形态。网脉就是密集分布且强烈矿化的网状矿脉，发育于层脉与层脉、层脉的底脉与棚脉及层脉与支脉之间，或层脉的旁侧及层脉沿走向产状发生变化和层脉尖灭的部位，其形态、产状和规模都受层脉所限制。根据其产出形态，可分为平行层脉细脉、斜交细脉、弧形细脉和节理细脉 4 种类型。

平行层脉细脉：由含矿热液充填层间裂隙而形成，脉壁较为平直，顺层延伸较远，脉幅稳定，产状与层脉一致，且随层脉产状的变化而变化。一般靠近层脉处较为密集，远离层脉处则逐渐稀疏而消失，常与斜交细脉构成网格状矿体。

斜交细脉：与层脉呈大角度相交，常发育于层脉旁侧，由含矿热液充填与层脉斜交的裂隙而形成，分布十分广泛。这类细脉平直，厚数厘米，一般靠近层脉处较厚，远离层脉处则变薄。

弧形细脉：在层脉的旁侧，发育有少量呈“S”形的弧状细脉。其脉体中间大，两端小，在矿床中分布较少。

节理细脉：为含矿热液充填层脉旁侧与尾端的节理裂隙而形成的细脉。脉体平直而稳定，一般延伸不远，倾角较陡且其尾端常呈树根状分支。在上部常受层脉所限制，向一侧延伸，脉体短而小，品位高。

不同形态类型的细脉，在空间上成群成组密集分布从而构成了各种不同形态的网脉状矿体。主要有似层状矿体、扁豆状矿体、网格状矿体、树根状矿体及楔状矿体，其中似层状矿体分布广泛，规模最大，网格状矿体分布最少，规模最小。

4. *褶皱构造与成矿的关系*

区域上的巨型褶皱构造和矿区范围内的各种中小型褶皱构造的有机配合，奠定了湘西沃溪金锑钨矿床有利的褶皱成矿构造背景。湘西沃溪金锑钨矿床位于干溪坪-香草湾断隆带和官庄断陷带交接地带，为隆起和凹陷的交界处，类似于处于背、向斜过渡的翼部区，根据褶皱变形分析，该处岩石变形最为强烈，各种次级构造最为发育，岩石的剪切作用强烈，因而是成矿的理想场所。

矿区的褶皱构造主要由一系列呈北东、北东东和东西向的穹窿所组成，总体构成了古佛山复背斜，湘西沃溪金锑钨矿床整体上受此复背斜的控制，矿床处在区内次级褶皱明月山-拖毛岭穹窿和仙鹅抱蛋穹窿之间的偏北部，而且正好是仙鹅抱蛋穹窿构造向北东倾伏的部位，该处是穹窿构造的转折部位，岩石变形强烈，具有良好的成矿环境。

区内矿体总体走势为向北东方向倾伏，进入深部后，往东偏转，最后变为近东西向侧伏，这与整个古佛山复背斜的发育特征一致，说明区内矿床明显受到该复背斜的控制，它也是区内矿床的一级褶皱成矿构造。

湘西沃溪金锑钨矿床区二级褶皱成矿构造为一复向斜，即田香湾复向斜（或称十六棚公复式向斜）。该复向斜轴向在浅部为北东向，往深部转变为近东西向。由于复向斜北翼被沃溪大断层斜切，所以在地表出现不完整；进入深部后（－310 m），复向斜轴部远离沃溪大断层，使得复向斜轴部形态十分完整。复向斜轴部在深约－360 m 处出现倒转现象。倒转处轴面倾向北，倾角约 50°。复向斜两翼的产状表现为北翼较陡，南翼较缓。

田香湾复向斜由一系列的背、向斜组成，由西至东依次为红岩溪背斜、鱼儿山向斜和

背斜、粟家溪向斜、田香湾向斜（十六棚公西向斜、中背斜和东向斜）、上沃溪背斜、金厂湾背斜等。这些褶皱以田香湾向斜（田香湾复式向斜的主干褶皱）构造发育最好，而且还见有另一现象：即由褶皱倾伏方向，大致可把复向斜划分为粟家溪向斜及以西、田香湾向斜及以东的两个部分，前者倾伏方向近于北，后者倾伏方向约北东 45°。在这二者的中介处，恰有矿区西部大断层 F_7 穿过，因此，该处是区内最理想的成矿场所，事实上湘西沃溪金锑钨矿床的矿体在这一区域产出最好。

湘西沃溪金锑钨矿床自西而东大致可划分为红岩溪、鱼儿山、粟家溪、十六棚公、中沃溪和上沃溪六个矿段。这些矿段又受到田香湾复向斜的次一级背、向斜构造控制。如红岩溪矿段受红岩溪背斜控制，鱼儿山矿段受鱼儿山向斜控制，粟家溪矿段受粟家溪向斜控制，十六棚公和中沃溪矿段受田香湾向斜（或十六棚公西向斜）、十六棚公中背斜和东向斜的控制，上沃溪矿段受上沃溪背斜控制，这些次级褶皱为区内的三级褶皱成矿构造。

区内的沃溪矿段又称十六棚公矿段，是湘西沃溪金锑钨矿床的主要成矿地段。在矿段浅部－85 m 以上，为一幅宽达 1100 余米的舒缓背斜构造，但往－85 m 以下时，该构造复杂化，而分异为东向斜、中背斜和西向斜（田香湾向斜）。

这些次级褶皱对矿床的控制作用主要表现为控制着矿体的形态及矿体的产出部位（图 3-6）。一般地，在这些褶皱的轴部，由于褶皱两翼地层发生了层间滑动，引起该部位虚脱而形成较大的空间，因此有利于成矿流体的聚集，故是最好的储矿空间。事实上，区内褶皱轴部的矿质一般较好，矿体在这部位一般呈柱状产出。

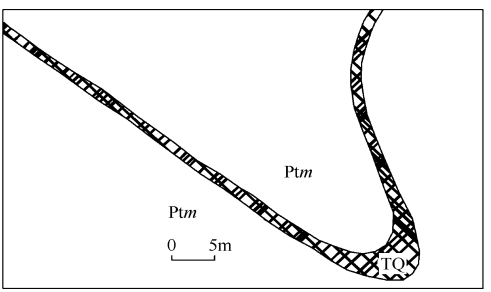


图 3-6　28 中段 V_3 脉矿体横剖面略图

（矿体受倒转向斜控制，产状与向斜一致，矿体厚度增大处，为向斜的核部）

TQ—辉锑矿石英脉；Pt*m*—板溪群马底驿组

前已指出，湘西沃溪金锑钨矿床的层脉矿体产于层滑断裂带中，而这些层滑断裂在不同部位由于岩石性质的差异肯定有所变化，因此大型褶皱两翼上的层间小褶皱可以影响层滑断裂面的产状，并直接影响矿层（体）的产出状况，这些两翼上的小褶皱就成了区内的四级成矿构造。这些小褶皱的存在可以控制着矿脉的产出厚度，如导致矿脉产出呈石香肠状或尖灭与重现，这类现象在矿区内常见。

总之，区内各级褶皱对区内矿床的形成与分布具有一定的影响，正是这些褶皱（区域褶皱与矿区内的大、中、小型褶皱）、断裂构造与流体的共同作用，控制了湘西沃溪金锑钨矿床的形成。

第二节　水口山铅锌金多金属矿田地质与构造成矿特征

一、区域成矿地质背景

1. 成矿大地构造背景与构造演化特征

位于湖南省常宁县境内的水口山铅锌金多金属矿田是一个大型铅、锌、金、银（铜）多金属矿田，其大地构造位置处于扬子-特提斯构造域的湘中-桂中特提斯构造带内的晚古生代坳陷边缘（图 3-7），郴州-临武北东向深大断裂在区域的东南部穿过，该深大断裂带是扬子-特提斯构造域内湘中-桂中特提斯构造带与其南的湘东南-桂东加里东岩浆构造带的边界。区内经历的多阶段构造运动决定了区内岩石圈地壳也经历了多阶段的构造演化。

湘中-桂中特提斯构造带内又可以分成 2 个次级构造单元，即湘中燕山断陷带与湘中-桂中印支褶皱带。

湘中燕山断陷带主要分布在区内的东部地区，湘南东北部为该带的南端部分。它由一系列隆起和凹陷组成，沿 NE40°方向呈雁行式展布。隆起和凹陷间发育有大断裂，其性质以正断层为主，高角度逆断层次之（倾角介于 70°与 80°之间）。由北西向南东依次可进一步划分出 3 个次级构造单元。① 攸县断陷：断陷内发育的沉积岩主要由白垩系—下第三系组成。② 武功山断隆：出露于本区东北角，基底为震旦系—奥陶系组成的加里东期褶皱，盖层主要为泥盆系—二叠系组成的印支期褶皱。③ 茶陵断陷：北起茶陵，南至永兴一带，呈北东向展布，由白垩系—下第三系组成。

湘中-桂中印支褶皱带广泛分布于湘中地区，其大部分地区表现为泥盆系—三叠系组成的印支期褶皱，在其中的一系列隆起上出露震旦系—奥陶系，属加里东期褶皱，与盖层为明显的角度不整合。该带可进一步划分为 2 个次级构造单元：①祁阳弧形褶皱带（惯称“祁阳弧”）。分布于本区的西北部，区内属祁阳弧的南段，为泥盆系—三叠系组成的褶皱，并发育一些同期断裂，部分隆起区出现加里东期褶皱。祁阳弧以祁阳褶皱带为弧顶，向西突出，它形成于印支期，燕山期又重新活动，尤其是断裂活动极为活跃，以逆断层为主。弧形南翼又分为苗儿山-关帝庙串珠状隆起带（包括越城岭、牛头山和四明山隆起）和祁阳褶皱带。前者是加里东期线状隆起、印支期穹状隆起与燕山期继续隆起的叠加产物，后者是由泥盆系—三叠系组成的印支期线状褶皱；②湘中加里东-印支穿插褶皱带。位于本区中部，大致呈南北向展布，往南进入粤北和桂北。后者可进一步分成几个小单元：阳明山-塔山加里东隆起褶皱带，主要由震旦系—奥陶系组成，泥盆系—石炭系零星分布于断陷槽地中；江永-新田印支坳陷褶皱带，分布于本区西部，呈北东向展布，由泥盆系—石炭系组成；江华-临武加里东隆起褶皱带，分布于本区西南部，是由震旦系—寒武系组成的加里东期褶皱，泥盆系—石炭系分布在隆起带的边缘，不整合于其上，该构造带南部延入粤北；耒阳-宜章南北向印支褶皱带，分布于本区中部，向南延入粤北，由泥盆系—三叠系组成，本褶皱带内包括桂阳褶皱带和永兴-郴州两个更次一级的南北向构造单元，它直接与湘东南加里东褶皱带相衔接。

湘中-桂中印支褶皱带，在加里东和印支期发生褶皱以后，又受到燕山运动的影响。主要表现为断裂运动，以逆断层为主。自西向东发育 4 条大断裂带，即都庞岭-东安断裂

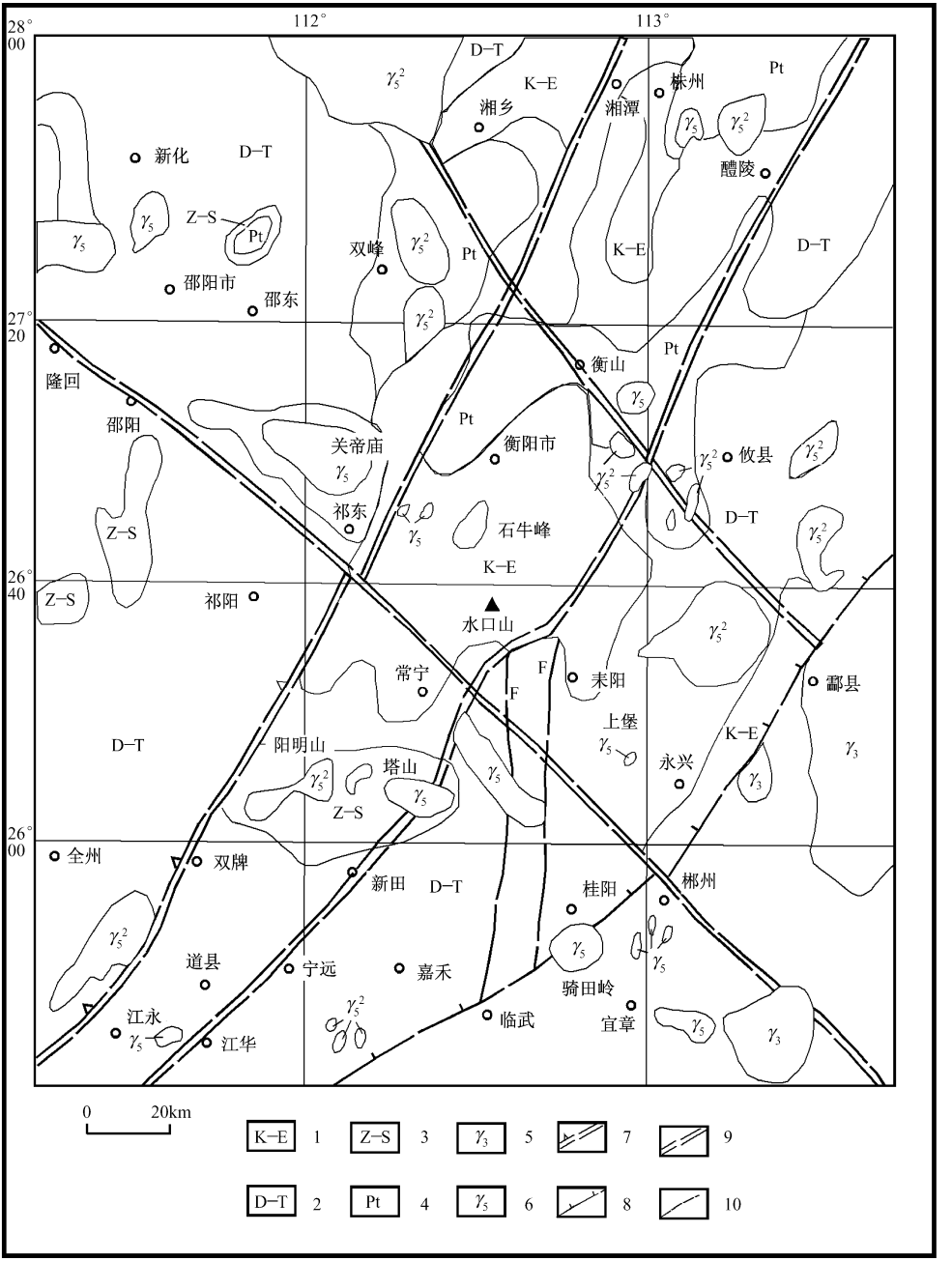


图 3-7　水口山铅锌金多金属矿田区域构造地质图

1—白垩系—第三系；2—泥盆系—三叠系；3—震旦系—志留系；4—元古宇基底；5—加里东期花岗岩；6—燕山期花岗岩；7—古生代 A 型俯冲带；8—板内俯冲带（酃-郴-兰深断裂）；9—转换断层；10—壳断层

带、姑婆山-阳明山断裂带、兰山-祁阳断裂带和桂阳-耒阳断裂带。以上 4 条断裂带都大致呈南北向展布，前 3 条断裂都北延穿过塔山-阳明山加里东褶皱带，向南延入粤北和桂北。

湘中-桂中特提斯构造带构筑在古扬子地块基底之上，因而与古扬子地块具有相同的结晶基底，中元古代开始，表现为雪峰隆起东南缘断陷带，并接受来自周围的碎屑物沉积，这种构造格局一直持续至新元古代末，并在断陷盆地内形成了一套由浅海相碎屑岩夹火山岩组成的沉积建造。新元古代末—志留纪在断陷内形成一套复理石砂页岩夹灰岩、硅质灰岩为主的沉积建造。加里东运动使该断陷盆地受到南北向构造挤压，并发生褶皱回返，形成区内一系列东西向的线状紧闭褶皱和断裂，并伴生北东向和北西向的断裂构造，形成“米”字型基底构造格局，这种构造格局对后期的构造发展具有一定的影响。

加里东运动以后，古华夏地块与古扬子地块在其北部拼合，古特提斯残留海南移，使区域接受海浸，该区也长期处于坳陷和沉降状态。从泥盆纪至早三叠世，区内沉积了巨厚的海相碳酸盐岩建造，夹海陆交互相含煤建造。整个区域的地壳活动在此阶段表现为垂向的震荡运动，且活动强度不大。

随着古特提斯海的彻底封闭，区内地壳从中三叠世开始又进入强烈的活动阶段，主要表现为垂向的块断运动，形成一系列的断陷盆地，在盆地中沉积了一套陆相碎屑类磨拉石建造夹含煤建造、含铜建造。印支运动使区内受到东西向水平挤压，造成古生代巨厚的沉积物受到强烈挤压而形成南北向的宽展型褶皱，并发育一系列南北向的断裂，区内发育的耒临南北构造带即形成于此期，燕山运动使区内地壳转为南北向反剪，改造和发展了前期构造。印支、燕山运动还引起了区内的岩浆活动，尤以燕山期岩浆活动最为强烈，主要表现为大量花岗岩和花岗闪长岩呈岩株与岩基形式入侵，这些岩浆活动还带来大量成矿物质，从而在区内形成规模大、数量多的有色稀有金属矿床。

总之，多期多阶段的构造演化奠定了区内复杂的构造格局。区域内总体构造轮廓为一系列近南北向的褶皱和断裂组成的耒临构造带，形成了印支期的东西向水平挤压应力场，受基底“米”字型构造的影响而导致局部东西向力耦出现，使南北构造发生扭曲，形成一些向东突出的弧形构造，一些早期北东向和北西向的基底大断裂在后期构造应力作用下又重新复活。燕山晚期的南北向反剪应力改造了南北构造带，同时还形成了一些北北东向构造叠加于南北向构造之上。这种复杂的构造系统不但控制了区内岩浆活动和岩浆岩的分布，而且也控制了区内的内生金属成矿作用，使区内许多大型有色、稀有金属矿床产于南北构造带的弧形部位或产于南北向构造与其他方向构造的交汇处。

2．区域地层特征

中元古界的冷家溪群在本区北部出露，由一套厚度巨大的浅变质砂岩、板岩、千枚状板岩、千枚岩组成，中部夹凝灰岩及基性火山岩，厚度大于 2000 m。

新元古代末该处为古华夏地块的陆缘沉降带，在边缘断陷盆地中形成发育有台地边缘滩、礁相沉积，岩石类型以碳酸盐岩为主，并夹有泥质岩和硅质岩沉积。在深水斜坡带，沉积作用复杂、沉积类型多样，主要发育一套复理石砂页岩夹灰岩、硅质灰岩为主的沉积建造，沉积厚度较大。

震旦系在区内分布较为广泛，根据岩石建造特征，可以双牌—耒阳—安仁一线为界，分为南北两个不同岩相区。南区为一套厚度巨大的复理石砂泥质建造，根据岩性组合特征可划分为 3 个岩性段：下段由灰绿色厚层变质砂岩夹灰绿色砂质板岩组成，呈韵律交替出现，厚度大于 800 m；中段为灰绿色厚层变质砂岩和变质长石石英砂岩夹灰绿色板岩、砂质板岩、硅质板岩及含铁硅质岩等，局部夹有薄层含砾凝灰质砂岩，厚度为 400～1200 m；

上段为灰白色、灰黑色薄层硅质岩夹薄层灰绿色板岩，厚度数米不等。

北区震旦系可分为上下 2 个统。下统由下至上为江口组、莲沱组和南沱组。江口组与下伏板溪群呈假整合接触，其下段为灰绿色变质含砾砂岩、砂岩、凝灰质砂岩夹板岩，厚数百米；上段为灰绿色含砾板岩、砂质板岩夹多层板岩和砂岩。在祁东、安仁等地还夹有含铁板岩、含铁硅质岩或赤铁矿层，厚度变化大，从数米至数十米不等。莲沱组与江口组呈整合接触，其下段由灰绿色变质砂岩夹多层含砾变质砂岩和板岩组成，厚度不大；上段由黑色板岩组成，其中夹透镜状含钙白云岩，厚度也不大。南沱组主要由暗灰绿色、灰黑色厚层块状冰碛砾岩组成，厚度不大，与莲沱组呈假整合接触。上统可分为 2 个组，下部陡山沱组与下伏南沱组呈假整合接触，主要由白云质灰岩、炭质板岩和硅质板岩等组成，其上段局部有 1～2 层薄层透镜状硅质磷块岩。该组厚度由北往南逐渐变薄，厚度数十米。上部为留茶坡组，主要由浅灰色、灰黑色厚—中厚层硅质岩组成。该组在本区自北西向南东有逐渐变薄之势，厚度通常为数米至数十米。

本区寒武系与震旦系呈连续沉积，以双牌—常宁—攸县一线为界区内北部与南部岩性相差较大。南区发育一套厚数千米的浅海相复理石建造，反映该区在早古生代早期处于极不稳定的迅速下沉的堆积环境。由下而上可分为 3 个岩性段。下段为深灰色—灰黑色厚至巨厚层浅变质细—中细粒石英砂岩夹板岩、深灰色厚至巨厚层浅变质细粒石英砂岩夹板岩、深灰色中厚—厚层浅变质细粒及粗粒石英砂岩与板岩互层，其顶部有一层含磷硅质炭质板岩，厚数百米。中段的下部以浅变质长石石英砂岩为主，夹板岩、炭质板岩、硅质板岩和泥质板岩，厚逾千米；上部为灰—灰黑色石英砂岩夹深灰—灰黑色板岩及数层极不稳定的含钙质砂岩、泥灰岩、泥质灰岩和白云岩，厚度大，最厚可逾 3000 m。上段为深灰色中厚—巨厚层状浅变质细粒石英砂岩夹深灰—灰黑色板岩、炭质板岩和砂质板岩，上部仍可见泥灰岩透镜体，厚度大于 500 m。

北区的下统为小烟溪组，其岩性为深灰色薄—中厚层硅质岩、硅质板岩和炭质板岩，这些岩性段相间呈互层，厚数百米。中统为探溪组，是一套深灰色硅质岩夹薄层泥质灰岩，厚约 2000 m。上统包括两个组：下部为米粮坡组，主要为硅质岩，其顶部有 6 m 厚的白云质泥灰岩，该组厚约 70 m；上部为田家坪组，为粉砂质板岩夹黑色薄层硅质板岩和泥质粉砂岩，厚约 60 m。

区域上的奥陶系分布与寒武系相似，也可分为两个区，但范围相对小一些，它与后者呈整合接触。南区的下统主要由灰至灰黑色板岩、泥质板岩和砂质板岩组成，厚数百米。中统主要由黑色薄层硅质岩和炭质板岩组成，其上都由西向东砂质明显增多，总厚超过千米；上统为灰绿和深灰色中—厚层细粒石英砂岩夹长石石英砂岩和板岩，厚逾千米。南区的奥陶系含多种笔石化石。北区的下统下部为白水溪组，该组岩石由深灰及灰绿色页岩、条带状页岩和粉砂质页岩组成，厚约千米；上部为桥亭子组，由青灰—深灰色页岩和砂质页岩夹粉砂岩组成，厚数百米。中统下部为烟溪组，由黑色炭质硅质页岩或灰黑色硅质页岩组成，厚数十米；上部为磨刀溪组，由黑色页岩、炭质页岩和硅质岩组成，厚度逾百米。上统下部为石冲组，在本区以黄绿色泥岩为主，其间夹有页岩及细粒石英砂岩，厚 488 m；上部为五峰组，由灰—灰绿色中—厚层状砂岩、长石石英砂岩夹页岩和砂质页岩组成，厚度可达千米。北区奥陶系产笔石、三叶虫等化石。

区域上的泥盆系可分为 3 个统。区内的下统缺乏早期沉积，因而仅有中上部沉积，主

要分布于西部的江永、江华、道县等地。其岩性由一套灰紫及紫红色为主的石英砂岩、粉砂岩、砂质页岩、含砾砂岩及石英砾岩组成，与泥盆系呈角度不整合接触，厚逾百米。中统下部跳马涧组分上、下两段，下段主要分布在衡阳—常宁—桂阳一线以西地区，由灰—灰绿色中—中厚层石英砂岩或粉砂质页岩组成，厚数百米；上段，在东、西部均有沉积，其岩性为紫红色和灰白色石英砂岩、泥质粉砂岩和砂质泥岩，底部往往有石英砾岩，厚度数百米不等。在西部，上段与下段呈整合接触，其他地区则与前泥盆系呈不整合接触。中统上部为棋梓桥组，与跳马涧组呈整合接触，区内南部发育白云岩、白云质灰岩和灰岩，底部可见泥灰岩或钙质页岩，厚度数百米不等。在区内北部零陵的寨子岭和常宁塔山发育一套以泥灰岩和泥岩为主，夹有灰岩的沉积建造，厚数百米。上统下部为佘田桥组，棋梓桥组呈整合接触，且分布范围基本相同，在区域南部发育浅灰—深灰色中厚层灰岩，厚数百米。在茶陵—攸县一带发育一套由泥灰岩、泥岩、粉砂岩及硅质岩组成的沉积建造，一般厚 600 m 左右，化石丰富。上统上部为锡矿山组，可分三个岩相区，即灰岩相区、灰岩-砂岩相区和砂岩相区。灰岩相区主要分布于零陵、郴县、临武、道县和江华等地，其下段以灰岩和白云质灰岩为主，以含团块状硅质结核及白云质条带为特征，底部往往为泥灰岩；上段为粉砂质灰岩、砂页岩、泥灰岩和钙质白云质泥岩，总厚度数百米。灰岩—砂岩相区主要分布在本区东北部，其下段为灰岩、白云质灰岩、泥灰岩和瘤状灰岩，底部为页岩；上段为薄层含云母石英细砂岩、粉砂岩夹钙质页岩和黑色页岩，总厚度小于 200 m。砂岩相区仅分布于茶陵和攸县一带，下段为砂质、粉砂质泥灰岩，上段为砂岩，总厚度只有 100 余米。

区内的石炭系与下伏的泥盆系呈整合接触。其下统下部为岩关阶，自下而上分为邵东段、盖公坳段和刘家塘段。邵东段主要由灰岩和白云质灰岩组成，局部为白云岩，厚数米。盖公坳段主要由白云质灰岩、灰岩及少量白云岩组成，厚约数十米。刘家塘段主要由灰岩和泥质灰岩、砂质页岩组成，厚约百米。上部为大塘阶，可分为石磴子段、测水段和梓门桥段，其中石磴子段主要为白云岩、白云质灰岩、灰岩夹少量泥灰岩组成，厚数百米。测水段主要由石英砂岩、粉砂岩及粉砂质页岩组成，局部出现含砾砂岩或砾岩，一般见煤线或薄煤层，厚度数米至数十米不等。梓门桥段主要由白云质灰岩、白云岩及少量灰岩组成，厚数十米。中统黄龙组主要为白云质灰岩、灰岩和白云岩，厚度达数百米。上统船山组由灰岩、白云质灰岩及少量白云岩组成，厚逾百米。

区内二叠系下统下部为栖霞组，由生物碎屑灰岩、白云质灰岩、含燧石结核灰岩和白云质灰岩组成，厚约百米。下统上部为当冲组，由灰黑色页岩、炭质页岩、硅质页岩和硅质岩组成，硅质岩中含铁锰质较高，风化淋滤后常形成铁锰矿层，厚数米至数十米。上统下部为龙潭组，它与当冲组呈假整合接触，主要由长石石英砂岩、石英砂岩、泥质粉砂岩、砂质页岩和炭质页岩组成，其上段含多层煤，下段含较多的菱铁矿结核。本组厚数百米。上统上部为大隆组，由硅质岩、硅质页岩以及少量硅质灰岩和炭质页岩组成，厚度达 50～200 m。

区域上出露的三叠系下统下部为张家坪组，由泥灰岩、灰岩、白云质灰岩夹粉砂质页岩、泥质粉砂岩和少量砂岩组成，厚数百米，厚度变化较大；上部为管子山组，由砂岩、粉砂岩、粉砂质页岩夹少量泥灰岩和白云质灰岩组成，厚数百米。中统在本区只在局部地区有残留，其岩性为含瓣鳃类、腕足类和有孔虫的白云质灰岩。上统在本区分布零星，且

岩性相差不大，主要由砂岩、泥岩、粉砂岩、砂质页岩和炭质页岩组成，局部夹 1～2 层煤层，厚数百米，最厚处可逾千米。

区域上的侏罗系零星分布，与下伏的三叠系呈整合接触。下统由下至上可分为石康组和高家田组。石康组底部为灰色厚层砾岩、石英砾岩，向上为灰色砂岩、粉砂岩夹砂质泥岩，厚约 200 m。高家田组底部为杂色砾岩，中下部为长石石英砂岩、砂质页岩和炭质页岩夹透镜状煤层，上部为砂岩、页岩和粉砂质页岩。中统在本区北部可分 2 个组，下部为跃龙组，其下段为黄灰色和黄绿色砂质泥岩、泥岩夹长石石英砂岩；上段为灰绿色泥质粉砂岩、砂质泥岩夹砂岩和紫红色泥质粉砂岩，厚数百米。上部为家塘铺组，其底部为灰白色巨厚层含砾长石石英砂岩、砂砾岩；其上为黄绿色厚—巨厚层长石石英砂岩、紫红色及黄绿色粉砂质泥岩夹灰白色石英砂岩，厚逾千米。上统是一套陆相火山碎屑岩系。仅分布于该区与湘东南-桂中加里东岩浆构造带相邻地段，岩性为浅灰色、灰绿色流纹质晶屑岩屑凝灰岩，中夹英安斑岩、晶屑凝灰质流纹斑岩、层凝灰岩、层火山角砾岩、长石石英砂岩、粉砂岩、绢云母粉砂质页岩及粘土岩，厚数百米，呈不整合覆盖于中泥盆统棋梓桥组之上。

白垩系与下伏侏罗系为假整合接触，与其他前白垩纪的地层呈角度不整合接触；主要分布在北部的一些中生代盆地中，为典型的陆相碎屑沉积。岩性和岩相变化均较大，下统东井组下部为棕红色砾岩、砂质泥岩互层；中部为红棕色泥岩夹砂砾岩和长石石英砂岩；上部为浅棕色长石石英砂岩与棕红色泥岩互层，厚度为数米至百余米不等。其上为神皇山组，该组下部为棕红色砾岩、含砾砂岩夹长石石英砂岩；上部为棕红色砂岩和泥岩，夹数层黄色泥岩。上统戴家坪组的下部为棕红色块状砾岩，向上过渡为含砾砂岩、粉砂岩及棕色泥岩夹粉砂岩和灰绿色泥岩；上部为棕红色含砾细砂岩、粉砂质泥岩及浅灰色泥岩，厚数百米。

区内第三系与下伏白垩系呈假整合接触，自下而上可分为 3 个统。古新统东塘组底部为紫红色砾岩，向上过渡为紫红色泥岩夹灰绿色泥岩，中部为紫红—棕红色砂质泥岩夹砂岩及灰白色砂岩和含砾砂岩；上部为灰白色砂岩和赤褐色砂岩、泥岩互层。始新统茶山坳组的下部为杂色砾岩、砂砾岩、长石砂岩夹泥岩；中部为灰绿色泥岩与棕红色粉砂质泥岩互层，夹少量砂岩，为一套含膏盐沉积建造；上部为棕红色粉砂岩、粉砂质页岩及泥岩互层，夹灰绿色泥岩，厚数百米。始新统高岭组为棕红色砂岩、粉砂岩和泥岩组成的呈现多个韵律的含盐岩系，厚约 300 m。渐新统栗木坪组的下部由棕红色和灰白色交互出现的砂岩和泥灰岩组成的不等厚互层岩系；上部以棕红色泥岩为主夹少量灰绿色泥岩及粉砂岩，厚约 400 m。

区内的第四系，更新统多为坡积、洪积与冲积物，主要由粘土、砂砾石层组成，厚数米，与下伏地层呈角度不整合接触；全新统主要为河流洪积和冲积物，厚零至数十米。

3．区域岩浆活动

根据岩浆岩与地层的接触关系和同位素地质年龄数据，区域内的岩浆活动以印支期和燕山期为主，而加里东期、海西期岩浆活动较少见。印支期岩浆活动主要发生在三叠纪，燕山期岩浆活动主要发生在侏罗-白垩纪，这是区内最重要的岩浆活动时期，具有强度大、延续时间长等特点。燕山期岩浆活动按活动时间可分为早、晚两期，早期岩浆活动较强烈，主要发生于侏罗纪，晚期岩浆发生在白垩纪。整个燕山期岩浆活动以侵入作用为主，

喷发作用少见。

区内岩浆岩以中酸性岩为主，岩石类型主要包括黑云母花岗岩、黑云母二长花岗岩、白云花岗岩、花岗闪长岩和闪长岩，还伴有浅成-喷出相花岗斑岩、石英斑岩、流纹岩等。局部地段可见基性岩类出露。如橄榄玄武岩、玄武岩和辉绿岩等，各阶段的岩浆岩特征如下。

印支期岩浆岩主要分布在耒阳-宜章南北向印支褶皱带的两侧。较大的岩体有骑田岭、塔山、阳明山和五峰仙等，呈岩基和岩株产出。其岩石类型多为黑云母花岗岩，其次为角闪石黑云母花岗岩（骑田岭岩体）或黑云母二长花岗岩（五峰仙岩体）。

燕山期岩浆岩具有分布广、岩体数目多以及与区域成矿作用关系密切等特点，部分印支期岩体在这一时期重新活动，形成不同时期岩体混杂在一起。岩石类型主要为黑云母花岗岩，次为二长花岗岩、二云母花岗岩、花岗闪长岩和斜长花岗岩，局部地段还发育极少的基性脉岩（如辉绿岩、橄榄玄武岩和玻基橄辉岩）。早期岩浆活动规模较大，多呈较大的岩基和岩株产出，晚期岩浆活动规模较小，多呈零星分布，大多呈岩枝、岩脉、岩墙和岩筒产出，岩石类型除酸性岩外，还有基性岩浆活动，花岗岩的矿物成分与早期近似，只是钾长石含量和浅色云母含量略高，而斜长石和深色云母含量略少。

区域岩浆活动显示一定的规律性。首先，它在总体上受到区域构造运动的控制，印支运动和燕山运动是区域内 2 次强烈的构造运动，伴随构造运动的岩浆活动也很强烈，骑田岭、五峰仙、大东山等岩体就是这些构造运动的产物。其次，岩浆活动与成矿作用关系密切，本区内生金属矿产绝大多数与岩浆活动密切相关，且不同时期的岩浆活动和不同的岩石类型、矿化类型和矿化强度也具依赖关系，区内的铜山岭、香花岭多金属矿床均和区内燕山期的岩浆活动关系密切。

二、矿田地质特征

1. 矿田构造特征

水口山铅锌金多金属矿田构造的基本轮廓由一系列近南北或北北东向的褶皱和断裂组成，并伴有北西向和东西向次级褶皱和断裂（图 3-8）。

（1）褶皱构造

矿田内发育有 3 个较大的Ⅰ级褶皱，由西往东分别为大市倒转背斜、盐湖复式向斜和老盟山-狮子岭背斜。这些褶皱轴向大致为近南北或北北东，延伸长度大于 20 km，贯穿矿田南北。中部的盐湖复式向斜，结构较复杂，在其翼部发育一系列次级倒转背斜和向斜，按其规模可进一步划分为几个Ⅱ级和Ⅲ级褶皱。Ⅱ级褶皱由西往东可分为马颈口倒转向斜，石坳岭倒转背斜和四丘田倒转向斜，这些次级褶皱的轴向延伸长度一般为 5～10 km，走向南北或北北东，但石坳岭倒转背斜受北东向基底大断裂 F_{10} 的影响而呈北东向。Ⅲ级褶皱走向近南北，轴向长约 1.5～2 km，由西往东依次为鸭公塘倒转背斜、杨家岭倒转向斜、仙人岩倒转背斜、垒底罗倒转向斜、老鸦巢倒转背斜、庙门前倒转向斜和康家湾隐伏倒转背斜。矿田中已知的主要侵入体和矿体均产于盐湖复式向斜中的次级倒转背斜部位。东部的老盟山-狮子岭背斜中，还发育一些次级的北西向褶皱，长度一般 1～2 km。

（2）断裂构造

矿田内断裂构造发育，常与各级褶皱相伴产出，按其规模大小也可划分为 3 级。

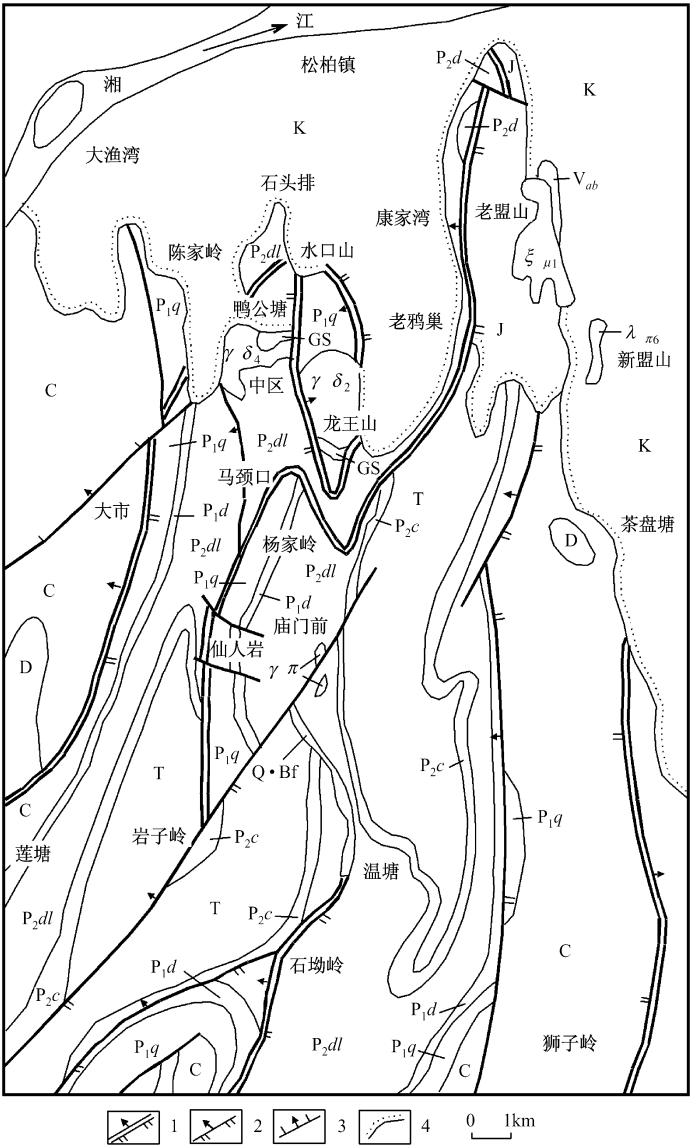


图 3-8 水口山铅锌金多金属矿田地质图

K—白垩系；J—侏罗系；T—三叠系；P_2c—二叠系长兴组；P_2dl—二叠系斗岭组；P_1d—二叠系当冲组；P_1q—二叠系栖霞组；C—石炭系；D—泥盆系；$\gamma\delta_4$（$\gamma\delta_2$）—花岗闪长岩；ζu_1—英安玢岩；$\lambda\pi_6$—流纹斑岩；$\gamma\pi$—花岗斑岩；V_{ab}—英安质熔火山角砾岩；Q·Bf—硅化角砾岩；GS—铁帽。1—推覆断层；2—逆断层；3—正断层；4—不整合界线

1）Ⅰ级断裂。走向南北或北北东，局部偏转为北东向，长度达数十公里，纵贯矿田南北，为压性-压剪性的逆冲断层，区内由西往东发育有 F_{65}、F_{22}、F_{60}、F_{20}等 4 条较大的Ⅰ级断裂。沿断裂带有负重力异常、磁异常和瞬变电磁异常显示，并有岩株、岩豆、岩脉等小侵入体断续分布。硅化角砾岩沿断裂带呈长条状分布，是该区断裂的一个重要特征和标点。Ⅰ级断裂活动时期长，大多形成于印支期（部分可能是加里东期形成的基底深大断裂

在印支期重新活动），并在燕山早、晚期或喜马拉雅期仍继续活动，如 F_{65}在书堂山一带经钻孔证实，二叠系逆冲覆盖于白垩系之上，F_{22}断层可见当冲组逆冲覆盖于侏罗系高家田组之上。

2）Ⅱ级断裂。主要为逆冲断层，多发育于矿田Ⅱ、Ⅲ级倒转背斜两翼，走向以南北向和北北东向为主，少数为北东向，倾向东或西，一般倾向东的断距大于倾向西的。延伸长度 4～8 km。沿断裂带有小花岗闪长岩体侵入，并有硅化角砾岩产出，还有物探异常显示（包括重力异常、磁异常、瞬变电磁异常等）。较为重要的有大渔湾 F_{16}逆冲断层、大市-杨家 F_{14}正断层、马颈口—几古岭一带的 F_4、F_5 逆冲断层、鸭公塘—仙人岩的 F_3 逆冲断层、老鸦巢的 F_1、F_2 逆冲断层以及烟洲的 F_{101}逆冲断层。

以老鸦巢的 F_1、F_2 逆冲断层为例。F_1 断层位于老鸦巢倒转背斜的东翼，其南段在胡椒岭呈 NE30°，往北延伸至老鸦巢后转为 NW340°，延伸长度约 4 km，倾向西，倾角在垂向上变化较大，与地层岩性有关，地表—Ⅳ中段（－104.9 m）为 60°～ 70°，Ⅳ～Ⅸ中段（－300.8 m）为 30°～ 40°，Ⅸ中段以下倾角大于 70°，在地表（火车坪）见当冲组硅质页岩逆冲于白垩系红层之上。F_2 断层位于老鸦巢倒转背斜西翼、鸭公塘以南走向北北西（345°～ 350°），鸭公塘以北转为 NE10°，倾向东，倾角与 F_1 相似，上、下较陡，约 60°，中部较缓 20°～ 30°。

3）Ⅲ级断裂。Ⅲ级断裂规模较小，一般延伸长 1～2 km，主要发育有 3 组，即北东向、北西向和东西向，东西向断裂以正断层为主。这些Ⅲ级断裂直接控制了矿田内岩体和矿体的产出，特别是这些Ⅲ级断裂与Ⅰ、Ⅱ级断裂的交汇处，多有岩体产出，并有物探异常显示。

（3）裂隙构造

矿田内裂隙构造比较发育。根据野外观察和老鸦巢矿区坑道内裂隙的统计分析，老鸦巢矿区发育 5 组裂隙，其主要产状分别是：①335°∠76°；②42°∠50°；③360°∠70°；④290°∠52°；⑤121°∠49°。其中①、②两组为褶皱早期（印支期）在东西向挤压作用下形成的 X 型剪节理，③组为与①、②两组同期形成的张节理，并被晚期（燕山期）南北向反剪应力所派生的北西向挤压应力所利用而成为其一组剪节理；④、⑤两组是在晚期花岗闪长岩侵入上升过程中所产生的局部应力场作用下而形成的一对 X 型剪节理。这 5 组裂隙中常见有铅锌、黄铁矿脉及方解石脉充填，特别是①、②两组裂隙的交汇处常为富矿体产出的场所。

老鸦巢矿区花岗闪长岩中，也发育 2 组裂隙，即 320°∠45°和 185°∠75°，在两组裂隙中也多有黄铁矿细脉及铅锌矿、方解石脉充填。

Ⅲ级背、向斜核部比两翼裂隙构造更发育，而近矿围岩内裂隙规模比远矿围岩中大 1 倍左右。区内的裂隙构造既是成矿流体的细微通道，又是成矿流体充填交代沉淀的场所，在两组裂隙交汇处可形成较富的矿体。

2. 地层与围岩蚀变特征

矿田内发育晚古生代至新生代地层（表 3-3）。晚古生代主要为浅海相碳酸盐岩建造夹含铁含煤的滨海砂页岩建造以及局部的深海凹槽钙泥质页岩、硅质页岩相沉积建造，且有火山物质加入，厚度 3000 m 以上。中、新生代则为陆源碎屑磨拉石建造，厚度上万米。其中下二叠统栖霞组的厚层状炭质条带灰岩、含燧石灰岩是本矿田的铅锌铜金银的主要赋

存层位。当冲组薄—中厚层状含铁锰硅质岩、泥灰岩、泥质页岩是本矿田金的主要赋存层位。上二叠统斗岭组薄层状砂页岩、炭泥质页岩以及下二叠统当冲组的泥灰岩、泥质页岩是良好的遮挡层。矿区围岩中成矿元素、微量元素富集情况见表 3-4。从该表中可以看出，二叠系下统当冲组的 Cu、Pb、Ag、As 含量较高，超过沉积岩平均值的数倍，二叠系下统栖霞组的 Pb、Ag 较富。尽管该层位岩石和区域上沉积岩平均值相差不大，但这并不能反映区内围岩与成矿的关系，关键是要弄清各成矿元素有没有发生活化转移。

表 3-3　水口山矿田地层划分及岩性特征

地层时代			厚度/m	岩性描述
系	统	组		
白垩系	下统	东井组 K_1d	300～500	紫红色砾岩、砂岩、粉砂岩
侏罗系	中统	跃龙组 J_2y	＞100	含砾砂岩、粉砂质泥岩
	下统	高家田组 J_1g	534～910	砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩
三叠系	下统	大冶组 T_1d	220～300	泥灰岩夹页岩
二叠系	上统	长兴组 P_2c	40	硅质页岩、钙质泥岩
		斗岭组 P_2dl	175～320	砂页岩夹煤层
	下统	当冲组 P_1d	35～95	上段含锰硅质岩，下段泥灰岩
		栖霞组 P_1q	120	灰岩、含燧石灰岩
石炭系	中上统	壶天组 C_{2+3}	360～410	白云岩、白云岩灰岩
	下统	梓门桥组 C_1z	70～110	炭质灰岩、白云岩
		测水组 C_1c	15～50	砂岩、炭质页岩夹煤层
		石磴子组 C_1s	150～240	厚层灰岩
		孟公坳组 C_1m	150	灰岩、钙质页岩、粉砂岩
泥盆系	上统	锡矿山组 D_3x	90～250	砂岩、粉砂岩夹灰岩

表 3-4　水口山矿田各地层的元素丰度值（$w_B/10^{-6}$）

地层代号	Cu	Pb	Zn	Au	Ag	As	Sb	Sn	Mo	Cr	Ni	Co	Mn	Ti	V	Ba
K_1d	38.1	34.7	73.1	0.006	0.08	43.7		12.8	0.8	25	14.2	0.6	360	1197	76	102
J_1g	27.4	39.2	48.4	0.0018	0.062	40.0	12.3			53.7	24.8	11.9	132.3	2232	83.7	198.4
T_1d	55.7	20.4	68.2	0.0049	0.08	11.9	3.0	4.4	1.0	85.9	48.3	35.4	95.0	1302	86.6	289.2
P_2c	42.1	15.8	61.3	0.0014	0.099	16.8	3.0	7.1	9.2	103.5	22.3	9.4	289	972	91.1	191.3
P_2dl	44.3	50.9	69.3	0.0030	0.14	18.9	5.73	6.5	1.0	87.3	35.1	18.8	77.8	3532	134.1	262.1
P_1d	57.1	51.6	57.8	0.0053	0.253	46.5	6.21	12.0	4.0	81.6	41.4	13.7	1052	1329	308.2	184.4
P_1q	15.4	55.5	30.1	0.002	0.07	35.0		16.0		20.0	20.0	＜5	42.5		35.0	102
C_{2+3}	33.7	6.2	31.4			22.4	45.0	5.8	0.25	20.0	11.2		370	2556.4		102
C_1z	36.3	10.2	36.1			27.4	12.0	14.3	1.26	6.0	8.2		703	589	10.8	
C_1c	35.6	7.9	53.4			45.7	38.8	34.8	0.33	11.0	20.0	0.05	85.5	2337		102
C_1s	23.8	7.2	11.2		0.08	18.7	20.0	5.6	1.1	1.0	3.8		447	570		
C_1m	37.2	15.9	51.5			12.5		25	0.39					850		
D_3x	30.4	12.4	59.7			68.0	35.0	8.7	0.68	50	9.8	0.25	47.5	1482	59.4	102
沉积岩平均值①	40	15	72	0.0051	0.065	8.6	1.0	3.9	2.9	63	56	15	1100	3200	90	460

①据黎彤等 1981 年资料。

研究表明，区内白垩系地层与区内成矿关系不大，各成矿元素未发生过活化转移，而其余地层中的 Cu、Pb、Zn、Au、Ag 等元素均不同程度地受到了后期地质作用的改造，特

别是二叠系下统的栖霞组、当冲组所受影响最大，使得这两组地层中成矿元素含量最高，它们是区内成矿最有利的层位。可以认为，引起这两组岩层成矿元素富集的地质作用就是区内流体-岩石作用过程中的交换作用，即流体与围岩发生了物质成分的交换。

矿床围岩蚀变的种类很多，主要蚀变类型有矽卡岩化、角岩化、硅化、大理岩化、绿泥石化、绢云母化等，均系浅成侵入岩体本身或与围岩接触交代的蚀变产物。在老鸭巢矿床可见蚀变分带现象。康家湾矿床虽然没有见到大的火成岩体，但有些钻孔在深部打了矽卡岩和角岩，因此推断在地表 1km 以下应有火成岩体存在。另外该矿床铅同位素年龄（132.2 Ma）与燕山晚期新、老盟山岩体年龄（128 Ma）相当，虽然二者在空间上没有联系，但他们有时间上的联系，这说明在新、老盟山岩体也可能存在同时代的矿化活动。

3. *矿田岩浆活动特征*

矿田内出露的岩浆岩主要有燕山中期侵入的花岗闪长岩、花岗斑岩体（钾氩法测定黑云母同位素年龄 143～160 Ma）和燕山晚期的英安质潜火山岩、火山岩系列的英安玢岩、流纹斑岩体（老盟山岩体全岩钾氩法同位素年龄 128 Ma），大小岩体共有 72 个，总面积达 4.5 km^2。面积较大的有 2 号与 4 号花岗闪长岩体、新盟山流纹斑岩体、老盟山英安玢岩体。其中 2 号、4 号岩体侵位于鸭公塘倒转背斜中，新、老盟山岩体侵位于狮子岭－新盟山背斜北端，仙人岩岩体侵位于仙人岩倒转背斜中。岩体的主要地质特征是：① 岩石贫硅，铝过饱和，富铁钾，偏碱性。副矿物磁铁矿、磷灰石偏高，磁铁矿质量分数最高达 1320×10^{-6}，显示有幔源物质加入且壳幔混源程度较高；② 微量元素含量高出华南同类岩石，富 Cu、Mo、Bi、Pb、Zn、Au、Ag 等元素；③ 稀土元素的含量（质量分数），侵入岩高（193.31×10^{-6}～208.3×10^{-6}），火山岩偏低（77.75×10^{-6}～79.08×10^{-6}），但分配曲线相似；④湖南地质研究所测得花岗闪长岩体中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.706，$\delta^{18}O$ 值为 11.6‰；⑤单个岩体规模中等，小于 2 km^2，以蘑菇状、岩被状、岩盆状为主。以上特征显示岩浆岩来自深源，沿深大断裂上升与硅铝壳混熔。同时，在矿物组成和结构构造上显示出的特征都说明这些岩体在封闭系统中上升，至开放系统中呈浅成、超浅成侵位，或隐爆成潜火山岩，或爆发成火山岩。同时携带大量成矿物质。

4. *矿床特征*

水口山铅锌金多金属矿田已探明或在开采的有康家湾、老鸦巢、鸭公塘、中区、龙王山、温塘等矿床。根据矿体产出空间位置、矿物共生组合、矿床成因等因素，可划分为以下主要矿床类型。

（1）铜铅锌黄铁交代型矿床

该类型矿床产于燕山中期花岗闪长岩体与碳酸盐岩的接触带，为岩浆期后中高温热液矿床。鸭公塘、老鸦巢、中区铅锌（铜）黄铁矿床均属此类。矿体形态复杂，呈囊状、筒柱状、扁豆状。矿石物质成分较复杂，主要金属矿物有闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、黄铜矿，其次有毒砂、砷黝铜矿、辉银矿、银黝铜矿、辉铜矿、斑铜矿、磁铁矿、白钨矿，辉钼矿等，非金属矿物主要有石英、方解石，其次有透辉石、石榴子石、硅灰石、萤石、蛇纹石、符山石等。主要围岩蚀变有大理岩化、矽卡岩化、角岩化和硅化等。该类矿床部分铅锌矿体中含 Ag 较高，可达 40～300 g/t，但 Au 品位多为 0.3～1 g/t，构不成工业矿体。

(2) 铅锌金银黄铁充填型矿床

该类型矿床与火成岩体没有明显的空间关系，距岩体接触带较远，但严格受构造的控制，矿体主要产于硅化角砾岩中。康家湾铅锌金银矿床是此类矿床的典型代表。矿体呈似层状、透镜状，主要金属矿物有方铅矿、闪锌矿、黄铁矿，其次有少量磁黄铁矿、赤铁矿、毒砂、黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、辉银矿、深红银矿、银黝铜矿、砷黝铜矿、硫铜银矿、自然金、自然银等；脉石矿物主要有石英和玉髓，次为方解石、白云石、水云母、绢云母。矿石结构有自形—半自形粒状结构、乳浊状分离结构、骸晶结构、交代残余结构，矿石构造有块状构造、条带状构造、角砾岩构造、脉状构造，显微揉皱构造等。

(3) 金黄铁铅锌叠加型矿床

该类型矿床也是近几年在水口山矿区发现的新矿床类型，是一种贫 Pb、Zn 富 Au 的金矿体，平均 Au 品位 3～7 g/t，老鸦巢矿区 4 号金矿体是其典型代表。矿体产于接触破碎带与断裂交汇部位，具有多期成矿叠加的特征。燕山中期花岗闪长岩的侵入，在岩体与碳酸盐岩的接触带形成早期铅锌黄铁交代型矿体。燕山晚期构造运动使早期的部分岩体和矿体破碎成为角砾，含金成矿热液沿断裂上升，在角砾带内进行充填沉淀，形成角砾状金矿体，角砾成分主要有花岗闪长岩、铅锌黄铁矿体、碳酸盐围岩等，金矿化主要发生于胶结物中。该类型矿床主要金属矿物有黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、自然金，次为斑铜矿、白铁矿、辉铜矿、黝铜矿、针铁矿、铜蓝等，非金属矿物有方解石、石英、玉髓、石榴子石、透辉石、硅灰石、长石、绢云母等。金矿物以自然金为主 (80.5%)，呈不规则显微粒状或片状、长条状，赋存于石英、闪锌矿、黄铁矿、方解石、方铅矿的裂隙及颗粒间隙中。矿石结构主要有压碎结构、粒状结构、骸晶结构、交代熔蚀结构、交代残余结构等。矿石构造有块状构造、浸染状构造、角砾状构造及细脉网状构造。

三、构造成矿特征

1. 断裂构造成矿特征

断裂构造是控制矿床的形成与分布，以及控制矿体的产出与形态、产状、规模的重要条件。在水口山铅锌金多金属矿田，加里东期深大断裂控制了区域岩浆岩及铅锌（铜）金银矿田的构造格架。水口山铅锌金多金属矿田在大地构造位置上处于扬子-特提斯构造域的湘中-桂中特提斯构造带内，其南部有郴州-临武深大断裂穿过，区域经历了多期构造运动与多方向构造应力的改造，使得区内构造十分复杂，其基底呈“米”字形构造格局，区域表层则主要是印支构造层中的南北向褶断带，由南北向倒转背向斜和大致平行于褶皱轴面的逆冲断层组成。深大断裂构造给区内岩浆的侵入提供了良好的通道，而盖层中褶皱轴部的破碎虚脱部位是岩浆侵位和成矿流体与围岩发生作用（充填交代作用）的良好空间。区域上的耒阳-临武南北构造带、近东西向的湘江壳断裂和北西向的汝城-宋阳构造带也通过矿田。正是这些地质构造条件共同控制了水口山多金属矿床的产出部位。

对矿田内的矿体来说，区内的Ⅰ级断裂对其具有重要意义，这些断裂一般起导矿作用，局部地段还是容矿构造。如 F_{22} 断层控制了康家湾矿床的形成，且Ⅵ号矿体即产于该断层破碎带中；大市一带 F_{65} 深部(501 孔)可见铜矿化，而 F_{60} 控制了温塘铅锌金矿体的形成。

此外，区内的Ⅱ级断裂也同样具有成矿意义，由西向东主要有蓬塘-石头排逆冲断层（F_1）、石凹岭-康家逆冲覆断层（F_2）、狮子岭-新盟山逆冲断层（F_3）。它们长期活动，构

造复杂，有利于深部岩浆和矿液的流通，老鸦巢铅锌金矿床、康家湾铅锌金银等矿床的形成都与它们有密切关系。老鸦巢花岗闪长岩的侵入及矿体的形成均与 F_1、F_2 两断层有关，这两条断裂在为岩体与成矿流体的运移提供空间的同时，也为矿体的形成提供了必要的空间。

区内的Ⅲ级断裂构造的成矿作用主要体现在它们使区内的Ⅲ级褶皱构造被破坏，使岩层渗透性增强，有利成矿流体运移至Ⅲ级褶皱的转折端及其他虚脱部位，同时使流体与围岩接触面积扩大，有利于流体-岩石发生交代作用，同时，这些Ⅲ级断裂构造本身还是重要的储矿空间，因此可以说，区内的Ⅲ级构造是使区内矿床形成规模过程中最重要的因素。

矿区内的推覆断裂构造的控矿作用也十分明显，此种双层构造推覆断裂带，它本身为岩浆岩提供了有利空间。同时由于构造作用形成剪切应变，为成矿元素的活动迁移提供了能源，造成剪切应变集中地段的成矿元素活化迁移，在剪切应变释放区富集。具体控矿作用有如下 3 点。

（1）区内铅锌矿体常产于推覆体的附近，或由构造岩席所形成的硅化破碎带，为铅锌矿化提供了富集场地，如温塘铅锌矿床。

（2）推覆断层所带来的外来岩席或推覆体内所发育的褶皱构造及产生的犁式断裂带，在燕山早、中期，一方面为岩浆入侵创造条件，另一方面为铅锌黄铁矿床提供了有利沉淀的富集场所。如老鸦巢铅锌矿床即产于由推覆断裂（印支期）带来的异地碳酸盐褶皱岩席与次级断裂相交的复合部位，而石头排-陈家岭-马颈口脉状含金黄铁矿体或铅锌矿体，同样受此种推覆滑脱构造制约。

（3）主滑脱面断层泥和角砾岩带是良好的聚集空间。前面所论及推覆断裂带，在燕山早、中、晚期控岩、控矿。这里指燕山晚期推覆滑脱带再次活动，对金银矿化起富集作用。这种构造活动，将深部由褶皱期所形成的层间硅化角砾岩与含金黄铁矿体，以及深部栖霞、当冲组泥岩、泥灰岩、灰岩，再进一步推覆位移改造。在地表经风化淋滤所形成的黑土夹角砾及原生含金多金属硫化物，经风化淋滤后的金参与其中，进一步次生富集，形成黑土夹角砾型金矿或断裂破碎角砾岩金矿床，如仙人岩、新塘矿区。

2. *褶皱构造成矿特征*

褶皱构造在矿田内也分为 3 级，其中的Ⅲ级褶皱为矿田的成岩成矿提供了良好的容矿空间。由西向东分别为鸭公塘倒转背斜、杨家倒转向斜、仙人岩倒转背斜、庙门前倒转向斜、康家湾隐伏倒转背斜。

这些印支期形成的一系列倒转褶皱控制了岩体的侵位形态和蚀变作用发生的部位，并控制成矿流体的充填交代活动，在水口山铅锌金多金属矿田鸭公塘、老鸦巢、中区矿床赋存于鸭公塘倒转背斜轴部南北两倾伏的端部，康家湾矿床则受康家湾隐伏短轴倒转背斜控制，这些倒转背斜均为矿田中的Ⅲ级褶皱构造。在构造应力作用下，于倒转背斜的翼部和轴部产生虚脱空间，形成规模较大的层间破碎带（图 3-9），为岩浆的侵入和矿液的充填提供了有利场所，形成厚大矿体。

3. *岩浆岩侵位构造成矿特征*

区内的岩体构造也对成矿具有一定的控制作用，矿区内的围岩蚀变，大多发生在岩体

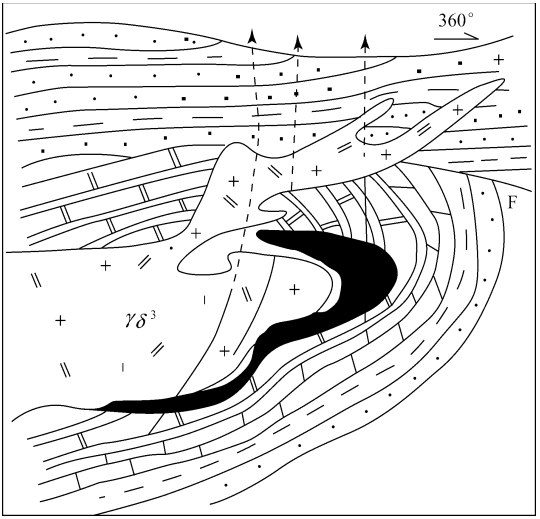


图 3-9　倒转背斜、岩体超覆综合控矿示意图

与围岩的接触构造带中，蚀变越强，矿化也就越强，在与围岩相接触的岩体顶部，蚀变和矿化通常都较强烈，区内的花岗闪长岩、英安质斑岩、英安质火山岩与铅锌金银矿床成矿专属性强，如板片内陆壳改造型与钨、锡、钼（铋）、钽（铌）关系密切，既有壳源又有幔源的同熔型则与铜、金、银关系密切。矿田内的花岗闪长岩、英安质斑岩、花岗斑岩，自下地壳同熔作用后，沿深断裂迁移至浅部，经分异作用和挥发作用，有用元素逐渐析出、富集，最终在适当物化条件下沉淀成矿。矿田中各类岩体成矿元素的背景含量都高(高出华南花岗岩数倍至数十倍)。矿田东侧的火山岩类与浅成侵入岩类同源而时间稍晚。岩体侵入到了白垩系地层之中。火山岩具有高的 Pb、Zn、Cu、F、Cl 元素含量，这些特征表明了矿田铅锌金银矿床的形成与矿田内岩体构造与各类岩浆岩存在明显的相关关系。

在成矿空间的控制上，区内的花岗闪长岩多呈蘑菇状、花瓶状、岩盆状产出，易于构成有利成矿的超覆接触构造，如老鸦巢铅锌矿床产于二叠系栖霞组。当冲组地层与花岗闪长岩呈超覆接触（即岩体超覆控矿模式，图 3-9），运用这种模式找到了鸭公塘、中区矿床，又进一步总结为有倒转背斜、岩体超覆构造、顶部砂页岩作遮挡层的“三角地带”成矿模式。对于超覆岩体控矿的另一个重要作用，则在于岩体的侵入与碳酸盐岩接触时，形成围绕岩体边缘的大规模侵入接触破碎带，给后来筒柱状，囊状矿体形成提供了良好的容矿空间。此外，由于深源岩浆具多期爆发式侵入特点，从冷凝的岩浆中释放的气、液流体在强大内力作用下，在早期岩体、矿体和蚀变围岩的某种脆弱部位产生隐爆，形成隐爆角砾岩，其中基质内金矿化最高。

综合以上分析表明，水口山铅锌金多金属矿田成矿作用受构造控制明显，根据各矿区矿体产出的空间位置及与构造的关系，可划分如下 7 类主要控矿构造。

(1) 断裂控矿构造。是该区重要控矿构造之一。矿体产于逆断层破碎带中，特别是断层产状变化处和断裂交叉部位。矿体规模较大，品位高，呈似层状、透镜状产出。如康家湾 6 号矿体产于 F_{22}断裂中，老鸦巢 2 号金矿体、1A 铅锌矿体产于 F_1 断裂中，温塘铅锌金银矿体产于 F_{60}与 F_8 交汇处。

（2）剪节理控矿构造。矿体产于两组剪节理交叉处，矿体规模大，品位高，呈筒柱状、束状产出，如老鸦巢矿区 3B、3A、2A 铅锌矿体。

（3）张节理控矿构造。矿体产于近东西向的追踪张节理中，不常见，矿体呈锯齿状，规模小，如老鸦巢矿区 14 号铅锌矿体。

（4）背斜翼部层间断层控矿构造。是该区重要控矿构造之一。矿体产于层间断层破碎带中，呈似层状、透镜状，规模大，品位高，如康家湾部分矿体。

（5）岩体超覆接触带控矿构造。当岩体呈超覆状产出时，则产于下部接触带中。这是老鸦巢、中区、鸭公塘矿区接触交代型铜铅锌矿体的重要控矿构造之一。矿体规模大，品位高，呈似层状、大凸透镜状，产状与接触面一致。

（6）断层与接触带复合控矿构造。矿体产于断层与岩体接触带交汇处的角砾岩中，是该区重要控矿构造之一，矿体规模大、品位高，呈大透镜状、筒柱状产出。如龙王山大部分金矿体，老鸦巢 4 号金矿体。

（7）断层与背斜复合控矿构造。当走向断裂切割倒转背斜时，矿体产于两者交汇部位及附近，是该区重要控矿构造之一。如老鸦巢矿区大部分矿体产于 F_1、F_2 两断层上盘的老鸦巢倒转背斜中，康家湾矿区受 F_{22} 断层和康家湾倒转背斜的控制。这种背斜与断层复合控矿构造被称为“背斜加一刀”模式。

在上述 7 类控矿构造中，很显然断裂的控矿作用最大。总之，是区内各种构造的综合作用促成了区内铅锌金银矿床的形成。

第三节　柿竹园钨锡多金属矿床地质与构造成矿特征

一、区域成矿地质背景

1. 区域成矿大地构造背景与构造演化特征

柿竹园钨锡多金属矿床地处南岭中段的湖南省郴县，其大地构造位置处于扬子-特提斯构造域的湘东南-桂东加里东岩浆构造带的次级构造单元——湘东南加里东褶皱带内，区内经历了多阶段构造运动改造，包括加里东运动、印支运动和燕山运动。这些构造运动均属于区域性造山运动，并伴随有强烈的岩浆活动，形成了本区复杂的构造格局（图 3-10）。

湘东南加里东褶皱带北起酃县，南到汝城，西至郴州-临武深大断裂与扬子-特提斯构造域的湘中-桂东特提斯构造带相接，在东部与赣西南连成一片，为区内的一个加里东期褶皱带。区内主要褶皱方向为北东、北西或东西向，并伴有大量加里东期岩体分布。基底由寒武系—震旦系组成，盖层为上古生界，且分布局限，均呈北北东或近南北向条带状分布。如汝城-沙田、文明司-瑶岗仙和资兴-旧市 3 个条带，均受断裂控制，其中文明司-瑶岗仙条带规模较小。汝城-桂东断裂带，包括延寿圩断裂及汝城断裂，均属逆断层。该断裂带长度超过 100 km，北端经桂东进入万洋山岩体，南端切入诸广山岩体南部，呈北北东—北东向展布，燕山晚期的辉绿岩群和安山玄武岩屑凝灰角砾岩沿断裂分布。彭公庙断裂带（亦称资兴大断裂带）包括资兴-长城岭逆断层和布田-曹田逆断层，呈 NE30°～45°方向延伸，北端错断彭公庙岩体和万洋山岩体后进入赣西，南端则进入粤北，总长在 200

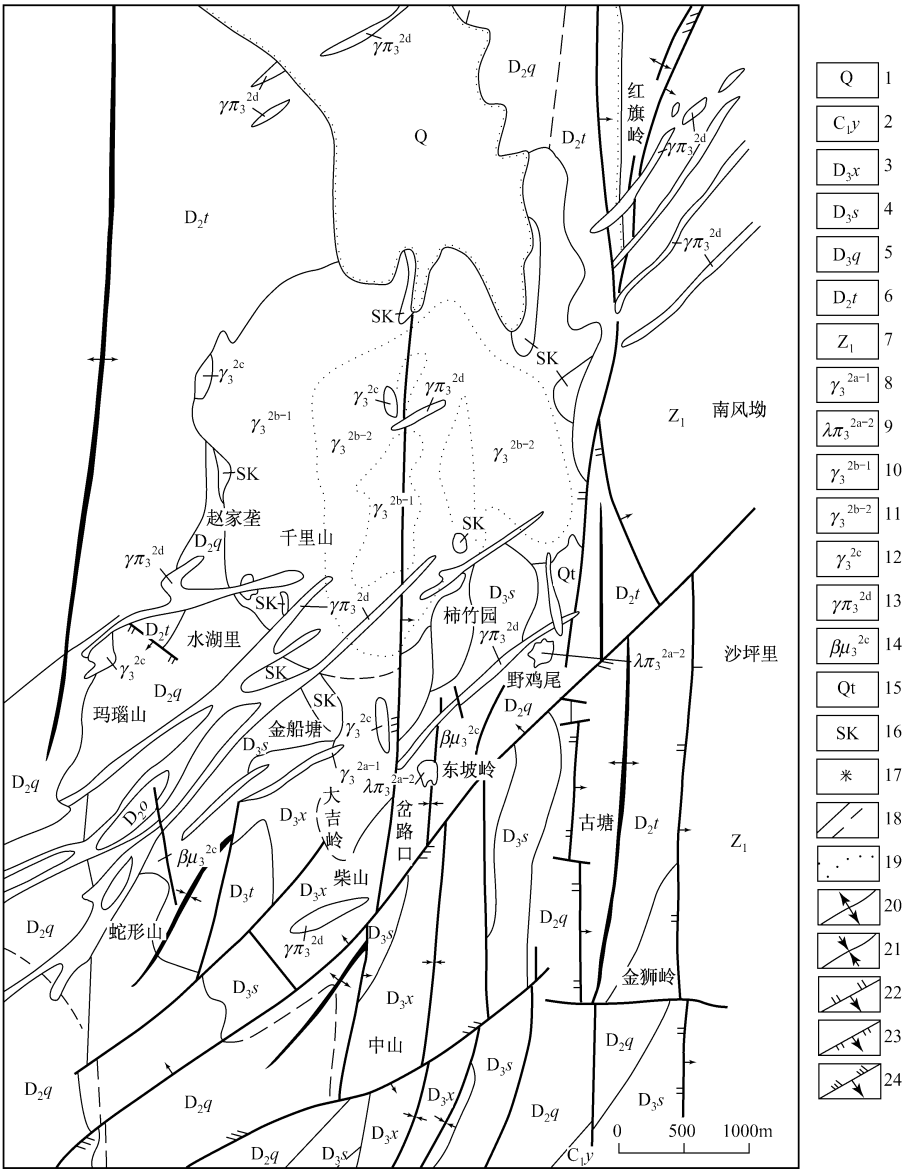


图 3-10　柿竹园钨锡多金属矿床及邻区区域地质图

（据刘义茂等，2000）

1—第四系；2—下石炭统岩关阶；3—上泥盆统锡矿山组；4—上泥盆统余田桥组；5—中泥盆统棋梓桥组；6—中泥盆统跳马涧组；7—震旦系；8—细—中粒斑状黑云母钾长花岗岩；9—绢英斑岩；10—细粒斑状黑云母钾长花岗岩（边缘相）；11—中粗粒黑云母花岗岩（中心相）；12—细粒黑云母钾长花岗岩；13—花岗斑岩；14—辉绿斑岩；15—石英脉；16—矽卡岩；17—石英岩化；18—实测、推测地质界线；19—渐变地质界线；20—背斜轴；21—向斜轴；22—压性断层；23—张性断层；24—扭、压性断层

km 以上。上述断裂从加里东期到印支-燕山期都有活动。盖层褶皱发生于印支期，呈北东和近南北向，构成郴（县）-资（兴）复式背斜。

本区地壳在整个地质演化历史过程中，经历了多次强度不等的振荡运动和褶皱运动，据此并结合沉积建造、岩浆活动和变质作用的特点，可划分为5个主要的演化阶段。

雪峰期：表现为不甚强烈的振荡运动。主要发育一套碎屑岩建造，局部可见含铁碧玉岩建造，变质程度较深，构造线是北北东向。构造运动末期表现为上升运动，与上覆震旦系呈假整合接触。

加里东期：在加里东早期区内地壳以下降为主，沉积了一套厚度巨大的具韵律的复理石建造。晚期表现为上升及强烈的褶皱和断裂运动，致使整个湘南志留系全部缺失，泥盆纪下统也部分缺失，泥盆中统跳马涧组明显地角度不整合于前泥盆系之上，并伴随大规模的岩浆活动。

印支期：加里东运动以后，本区西部除几个隆起区外，全区开始大面积沉降。发育着滨海碎屑岩建造，随着海侵范围的继续扩大，晚古生代浅海相碳酸盐岩建造遍及全区。印支期开始，地壳大面积缓慢上升，海水退出，至此，湘南结束了海相沉积。印支运动主要表现为强烈的褶皱造山运动，使西部和中部上古生界及三叠系强烈褶皱，形成轴向近南北和北北西为主的一系列复式褶皱和断裂；而在本区东部，则使加里东期褶皱基底进一步褶皱成北东或北北东向的线状或准线状的复式褶皱构造，并伴随有强烈的岩浆活动。

燕山期：燕山运动的特点是以块断运动为主，褶皱运动次之，形成断续的断陷盆地，在盆地中沉积了厚度巨大的陆相红色建造（K—E_1），这说明燕山期地壳具不均衡的升降运动。根据地层的不整合关系又将其分为早、晚2次活动。燕山早期的运动发生在中晚侏罗世。使白垩系的东井组直接覆盖在侏罗系中统的石鼓组或石鼓组下统之上。燕山晚期的运动发生在晚白垩世和早第三纪之间，使古新统的东塘组与白垩系上统戴家坪组呈假整合接触。这一时期的岩浆活动亦非常强烈，是湘南主要有色金属成矿期。

喜马拉雅期：主要表现为继承性的上升运动，形成“V”形河谷和侵蚀阶地，断裂活动次之，表现为两种形式：一种为新生断裂，另一种是沿老断裂的继承性活动，伴有地震发生。

综上所述，本区构造运动的特点是：加里东期以前区内地壳构造活动较强烈，沉积了厚度巨大的碎屑沉积，褶皱作用强烈，变质程度较深，岩浆活动也较频繁。加里东期末，地槽回返上升，构成本区之褶皱基底；加里东期以后，本区地壳构造活动减弱，其构造性质表现为大陆内部的海侵，沉积建造以浅海相碳酸盐岩为主，并在其晚期发育有陆相的含煤建造及山间盆地的红色建造，酸性、中酸性岩浆活动以及褶皱和断裂活动均较强烈。

2．区域地层

柿竹园钨锡多金属矿床所处的湘南地区地层出露较齐全，自中元古界至第四系均有分布。

中元古界的冷家溪群仅局部出露，由一套厚度巨大的浅变质砂岩、板岩、千枚岩组成，中部夹凝灰岩及基性火山岩，厚度大于1500 m。

晚元古界的出露包括板溪群和震旦系。其中板溪群是一套厚度较大的陆内裂谷型沉积，它与下伏的冷家溪群呈假整合接触。该群可划分为马底驿组和五强溪组。马底驿组出露不全，其下部为变质砂岩夹板岩，中部由含钙千枚岩和千枚状板岩组成，上部由含炭千枚岩、板岩及炭质板岩组成，厚为872～2253 m。五强溪组的底部为变质火山岩，其岩性主要为凝灰质砂岩和砂砾岩，夹多层变余层凝灰岩和板岩，上部主要为变质砂岩、粉砂

岩、板岩和硅质板岩，局部夹凝灰质板岩，厚为 1400～3345 m。

震旦系分布较为广泛，为一套厚度巨大的复理石砂泥质建造，岩性单调，下界未露，缺乏明显的分层标志。根据岩性组合特征可划分为 3 个岩性段：下段由灰绿色厚层变质砂岩夹灰绿色砂质板岩组成，呈韵律交替出现，厚度大于 871 m；中段为灰绿色厚层变质砂岩和变质长石石英砂岩夹灰绿色板岩、砂质板岩、硅质板岩及含铁硅质岩等，它们组成交替韵律，局部夹有薄层含砾凝灰质砂岩，厚度为 400～1200 m；上段为灰白色、灰黑色薄层硅质岩夹薄层灰绿色板岩，厚度为 4～14 m。

寒武系与震旦系呈连续沉积，但其岩性及古生物特征变化颇大，发育一套厚度巨大的浅海相复理石建造，总厚达 5000 m 以上，其中古生物化石罕见，反映该区在寒武纪时处于极不稳定的迅速下沉的堆积环境。按其岩性可分上、中、下 3 个岩性组。下组的下部为深灰—灰黑色厚至巨厚层浅变质细—中细粒石英砂岩夹板岩，局部有一层 0.3～1 m 厚的石煤；中部为深灰色厚至巨厚层浅变质细粒石英砂岩夹板岩;上部为深灰色中厚—厚层浅变质细粒及粗粒石英砂岩与板岩互层,其顶部有一层含磷硅质炭质板岩,本组厚约 303～800 m 。中组分为上、下 2 段：下段以浅变质长石石英砂岩为主，夹板岩、炭质板岩和硅质板岩，厚 1068～1201 m；上段为灰—灰黑色石英砂岩夹深灰—灰黑色板岩及数层极不稳定的含钙质砂岩、泥灰岩、泥质灰岩和白云岩，厚 773～2250 m。上组为深灰色中厚—巨厚层状浅变质细粒石英砂岩夹深灰—灰黑色板岩、炭质板岩和砂质板岩，上部可见泥灰岩透镜体，厚 512～2178m。

奥陶系的分布与寒武系相似，但范围相对小一些，它与后者呈整合接触，主要由灰至灰黑色板岩和砂质板岩组成，厚 195～600 m。中统主要由黑色薄层硅质岩和炭质板岩组成，其上部由西向东砂质明显增多，总厚超过 1000 m。上统为灰绿和深灰色中—厚层细粒石英砂岩夹长石石英砂岩和板岩，厚 774～3365 m。该区的奥陶系含多种笔石化石。

泥盆系根据岩性可分为 3 个统。下统缺乏早期沉积，因而仅有中上部沉积。中统的下部为跳马涧组，可分上、下两段，区内缺失下段沉积，上段岩性为紫红色和灰白色石英砂岩、泥质粉砂岩和砂质泥岩，底部往往有厚度不等的石英砾岩，厚度一般为 150～571 m，与前泥盆系呈不整合接触；中统的上部为棋梓桥组，与跳马涧组呈整合接触，其岩性为白云岩、白云质灰岩和灰岩，底部可见厚度不等的泥灰岩或钙质页岩，厚度变化较大，为 250～1048 m。上统的下部为佘田桥组，与棋梓桥组呈整合接触，且分布范围基本相同，以浅灰—深灰色中厚层灰岩为特征，湘南以此岩性为主，但各地稍有差异，厚度一般为 112～750 m；上统的上部为锡矿山组，其下段以灰岩和白云质灰岩为主，以含团块状硅质结核及白云质条带为特征，底部往往为泥灰岩，上段为粉砂质灰岩、砂页岩、泥灰岩和钙质白云质泥岩，总厚度为 210～670 m。

石炭系发育齐全，厚度也比较大，各统、阶和段之间皆为连续沉积，与下伏的泥盆系呈整合接触，依据其岩性与化石特征，可分为 3 个统。下统的下部为岩关阶，自下而上分为邵东段、盖公坳段和刘家塘段。邵东段主要由白云质灰岩和灰岩组成，局部为白云岩，厚 2.7～58.7 m；盖公坳段主要由灰岩、白云质灰岩及少量白云岩组成，厚 20～336 m；刘家塘段主要由灰岩和泥质灰岩夹少量页岩组成，厚 100～200 m。上部为大塘阶，可分为石磴子段、测水段和梓门桥段。石磴子段主要为白云岩、白云质灰岩、灰岩及少量泥灰岩组成，厚 343～501 m；测水段主要由石英砂岩、粉砂岩及少量页岩组成，局部出现含砾砂岩

或砾岩，一般见煤线或薄煤层，厚度为 6.4～214 m；梓门桥段主要由白云质灰岩、白云岩及少量灰岩组成，厚度为 23～106 m。中统黄龙组主要为灰岩、白云质灰岩和白云岩，厚度为 240～400 m。上统船山组由灰岩、白云质灰岩及少量白云岩组成，厚度为 119～280 m。

二叠系下统的下部为栖霞组，由生物碎屑灰岩、含燧石结核灰岩、白云质灰岩组成，厚 55～174 m；上部为当冲组，由灰黑色页岩、硅质页岩和硅质岩组成，硅质岩中含铁锰质较高，风化淋滤后常形成铁锰矿层，本组厚度为 11～125 m。上统的下部为龙潭组，与当冲组呈假整合接触，主要由长石石英砂岩、石英砂岩、泥质粉砂岩、砂质页岩和炭质页岩组成，其上段含煤多层，下段则含较多的菱铁矿结核，本组厚 250～1100 m；上部为大隆组，由硅质岩、硅质页岩以及少量硅质灰岩和炭质页岩组成，厚度达 50～195 m。

三叠系下统的下部为张家坪组，由泥灰岩、灰岩、白云质灰岩夹粉砂质页岩、泥质粉砂岩和少量砂岩组成，厚度变化较大，为 200～1386 m。下统的上部为管子山组，由砂岩、粉砂岩、粉砂质页岩夹少量泥灰岩和白云质灰岩组成，厚度为 261～729 m。中统在本区只局部有残留，其岩性为含瓣鳃类、腕足类和有孔虫的白云质灰岩。上统分布零星，但岩性相差不大，主要由砂岩、泥岩、粉砂岩和炭质页岩组成，局部夹 1～2 层煤，其厚度差异较大，150～1000 m 不等。

侏罗系的分布极为零散，其下统发育较全，中统次之，上统在绝大部分地区缺失。下统可分为上、下 2 个组。下组为石康组，其底部为灰色厚层石英砾岩，向上为灰色砂岩夹砂质泥岩，厚度为 198 m。上组为高家田组，其底部为杂色砾岩，中下部为长石石英砂岩、砂质页岩和炭质页岩夹透镜状煤层，上部为砂岩、页岩和粉砂质页岩，总厚度为 356～590 m。中统在本区北部也分上、下 2 个组。下组为跃龙组，其下段为黄灰色和黄绿色砂质泥岩、泥岩夹长石石英砂岩；上段为灰绿色泥质粉砂岩、砂质泥岩夹砂岩和紫红色泥质粉砂岩，厚度大于 546 m。上组为家塘铺组，其底部为灰白色巨厚层含砾长石石英砂岩，其上为黄绿色厚—巨厚层长石石英砂岩、紫红色及黄绿色粉砂质泥岩夹灰白色石英砂岩，厚度大于 940 m。在本区东南部，本统统称为石鼓组，其底部为灰色中粒长石石英砂岩与泥岩互层，上部为灰白色泥质砂岩、砂岩和泥岩互层，顶部夹紫红色泥岩，厚度大于 139 m。上统是一套陆相火山碎屑岩系，仅分布于临武源跨塘、狮子口及桂西地区，岩性为浅灰色、灰绿色流纹质晶屑岩屑凝灰岩，中夹英安斑岩、晶屑凝灰质流纹斑岩、层凝灰岩、层火山角砾岩、长石石英砂岩、粉砂岩、绢云母粉砂质页岩及粘土岩，其厚度为 438～706 m，呈不整合覆盖于中泥盆统棋梓桥组之上。

区内的白垩系主要分布在东部及赣西地区的一些中生代盆地中，为典型的陆相碎屑沉积，岩性和岩相变化均较大，与下伏侏罗系为假整合接触，与其他前白垩纪地层呈角度不整合接触。下统东井组下部为棕红色砾岩、砂质泥岩互层；中部为棕红色泥岩夹砂砾岩和长石石英砂岩；上部为浅棕色长石石英砂岩与棕红色泥岩互层，总厚度为 10～180 m。向上为神皇山组，其下部为棕红色砾岩、含砾砂岩夹长石石英砂岩；上部为棕红色砂岩和泥岩，夹数层黄色泥岩，局部地区顶部有伊丁玄武岩夹层。上统戴家坪组的底部为棕红色块状砾岩；向上为含砾砂岩、粉砂岩及棕色泥岩夹粉砂岩和灰绿色泥岩；上部为棕红色含砾细砂岩、粉砂质泥岩及 3 层浅灰色泥岩，总厚达 609 m。

下第三系自下而上可分为三个统。古新统东塘组的底部为紫红色砾岩，下部为紫红色泥岩夹灰绿色泥岩，中部为紫红—棕红色砂质泥岩夹砂岩及灰白色砂岩和含砾砂岩，上部

为灰白色砂岩和赤褐色砂岩、泥岩互层，厚 246 m；与下伏白垩系呈假整合接触。始新统茶山坳组的下部为杂色砾岩、砂砾岩、长石砂岩夹泥岩；中部为灰绿色泥岩与棕红色粉砂质泥岩互层，夹少量砂岩，含石膏及钙芒硝；上部为棕红色粉砂岩及泥岩互层，夹灰绿色泥岩，厚达 245 m。始新统高岭组为棕红色砂岩、粉砂岩和泥岩组成的呈现多个韵律的含盐岩系，厚 285 m，最厚可达 400 m。渐新统栗木坪组的下部为棕红色和灰白色交互的砂岩和泥灰岩构成的不等厚互层岩系，上部以棕红色泥岩为主夹少量灰绿色泥岩及粉砂岩，厚 437 m。

第四系更新统多为古老山麓堆积及洪积-冲积物，主要由红色亚粘土、蠕虫状黄褐色粘土及稍固结的砂砾石层组成，厚 0～30 m，与下伏地层呈角度不整合。全新统乃为现代沉积，主要为河流洪积和冲积物，厚零至数十米。

地层的元素地球化学分析（表 3-5）显示：① 前泥盆系复理石建造中的成矿元素平均丰度普遍较高，其中钨、锡、铅和锑的含量是地壳平均值几倍到几十倍；② 上古生界碳酸盐岩建造中铅、锌、铜和锡的平均丰度普遍较抵，但泥盆系中的丰度相对高于石炭系；③ 三叠系中的铅、锌和铜的丰度普遍高于泥盆系和石炭系，这可能是由于该系大部分为陆屑含煤建造，其中的粘土矿物和有机质具有很强的吸附作用，使这些元素相对富集；④ 在中生代的陆屑含煤建造和红色建造中，微量元素的丰度普遍高于陆台型碳酸盐岩建造，个别元素的丰度甚至高于前泥盆系复理石建造，其富集原因可能与这一时期蚀源区的岩石类型和风化富集作用有关；⑤ 钨和锑在不同时代地层中普遍较高，但没有明显的集中趋势，锡的丰度也普遍较高，并在泥盆系中略显集中。

表 3-5　湘南地层沉积岩微量元素丰度（$w_B/10^{-6}$）①

时代	岩石	W	Sn	Pb	Zn	Cu	Sb	Hg	Mn	Ni	Co
K	红色砂岩	5	4.92	55.15	37.49	24.81	16.36	0.02	659.7	19.24	8.17
J	碎屑岩	5.38	5.65	25.16	49.26	22.84	15.87	0.02	214.5	24.98	7.64
T	碎屑岩	5	6.57	32.47	35.27	23.36	16.92	0.07	169.9	14.69	6.04
P	碎屑岩	5.53	3.55	18.2	40.59	20	16.10	0.04	455	26	6
C	碳酸盐岩	5	2.28	10.09	18.92	9.37	15.22	0.06	219.5	7.05	3.39
D	碳酸盐岩	5.89	3.82	15.49	22.80	14.42	15.83	0.03	250.6	9.43	4.96
O	杂砂岩	0	7.36	27	76	31		0.03	215	62.16	8.52
Є	杂砂岩	6.02	6.86	30.53	54.93	34.26	17.33	0.03	189.9	36.20	8.51
Pt	杂砂岩	5.59	7.78	17.73	51.61	37.71	18.43	0.04	264.8	34.77	9.10
地壳平均值②		1.3	2.5	16	83	47	0.5	0.083	1000	53	18

① （据王昌烈等，1987）；

② 据维诺格拉多夫 1962 年数据。

区域地层中钨、锡、铅和锑等成矿元素的相对富集对区内矿床的形成具有重要的意义。

3. 区域岩浆活动特征

湘南多阶段的地壳运动，引发区内多期岩浆活动，全区在加里东期、燕山晚期都有比较强烈的岩浆活动，只有印支期岩浆活动较弱。其中燕山期岩浆活动无论从其规模、强度

来说，都远远超过其他时期的岩浆活动，同时与该期岩浆活动有关的矿产也极为丰富，矿种主要有有色金属和稀有金属，从而使湘南获得“有色金属之乡”的美名。燕山期后，湘南地区岩浆活动趋于平息。

(1) 岩浆活动的期次

根据岩浆岩与地层的接触关系和同位素地质年龄数据，湘南的岩浆活动大致可以分为3期。加里东期岩浆活动主要发生在早古生代后期至中泥盆统跳马涧组沉积之前，岩浆活动时限为530～360 Ma。印支期岩浆活动主要发生在三叠系，其侵入的最新地层为石炭系和二叠系，因此，其岩浆活动时限为250～190 Ma。燕山期岩浆活动主要发生在侏罗—白垩纪，这是一个非常重要的岩浆活动时期，具有强度大、延续时间长等特点。燕山期岩浆活动按先后可分为早、晚两期，早期岩浆活动最为强烈，主要发生于侏罗纪，活动时限大致为188～136Ma；晚期岩浆发生在白垩纪，活动时限为136～66 Ma。整个燕山期岩浆活动以侵入作用为主，喷发作用仅在局部地区有所发现。

(2) 岩石特征

湘南地区的岩浆岩以中酸性岩为主，岩石类型主要包括黑云母花岗岩、黑云母二长花岗岩、白云母花岗岩、花岗闪长岩和闪长岩，还伴有浅成-喷出相花岗斑岩、石英斑岩、流纹岩等。局部地段还有基性岩类出露，如橄榄玄武岩、玄武岩和辉绿岩等，各阶段岩浆岩的特征如下。

加里东期岩浆岩 区内规模较大的加里东期岩体主要分布在资兴—桂东一带。如彭公庙、桂东、赤水和万洋山等岩体。这些岩体多侵位于下古生代以前的地层，中泥盆统跳马涧组砂岩直接覆盖于岩体之上，其底部都有数层花岗质碎屑岩。彭公庙岩体和诸广山岩体也都具有此类现象。

岩石类型总体以花岗岩类为主，包括黑云母花岗岩、二云母花岗岩、二长花岗岩和花岗闪长岩等。它们多呈岩基和岩株产出，各岩体的造岩矿物及含量相差不多，石英平均含量为31.6%，钾长石平均含量为30.9%，斜长石平均含量为29.6%，黑云母一般为3%～5%，个别岩体（如九嶂山西岩体）可高达15%，白云母含量甚微，角闪石仅存在于个别岩体的局部地段（诸广山岩体北部和九嶂山西岩体），含量为1%～4%，钾长石多为微斜和微条纹长石，次为微斜条纹长石，条纹构造比较发育，可见格子双晶。斜长石多具聚片双晶，卡斯双晶少见。斜长石的环带构造只在个别岩体中见及，且主要为正环带。

印支期岩浆岩 区内印支期岩浆岩主要分布在耒阳-宜章南北向印支褶皱带的两侧，如大东山岩体等。印支期岩浆岩多呈岩基和岩株产出，其岩石类型多为黑云母花岗岩，其次为角闪石黑云母花岗岩或黑云母二长花岗岩。岩石中石英、钾长石的含量略高于加里东期花岗岩，分别达到33.3%和36.6%，而斜长石含量则低于加里东期花岗岩，为23.3%，其他造岩矿物（如黑云母和白云母）的含量差别不大。

燕山期岩浆岩 本期岩浆活动具有分布广、岩体数目多以及与区域成矿作用关系密切等特点，较典型的岩体有诸广山南、千里山、瑶岗仙等岩体。岩石类型主要为黑云母花岗岩，次为二长花岗岩、二云母花岗岩、花岗闪长岩和斜长花岗岩。局部地段还发育极少的基性脉岩（如辉绿岩、橄榄玄武岩和玻基橄辉岩）。早期岩浆活动规模较大，多呈较大的岩基和岩株产出，以酸性侵入岩为主，岩石的矿物成分包括石英（34%）、钾长石(39.5%)、斜长石（21.6%）、黑云母（2.8%）、白云母（1%～2%）、角闪石等；晚期岩

浆活动规模较小，多呈零星分布，大多呈岩枝、岩脉、岩墙和岩筒产出，岩石类型除酸性岩外，还有基性岩浆活动，花岗岩的矿物成分与早期近似，只是钾长石含量和浅色云母含量略高，而斜长石和深色云母含量略少。两期岩浆岩的主要造岩矿物都显示钾长石以微斜条纹长石和微斜长石居多而微条纹长石和正长石较少的特点。微斜长石中格子双晶常见，正长石中卡斯双晶常见。斜长石的牌号（*An*）大多介于 5 与 25 之间，一般斑晶斜长石的含钙量高于基质斜长石，钠长石双晶普遍发育，并发育卡-钠复合双晶，黑云母在镜下多呈淡棕色或棕黄色，部分已被白云母所交代。

（3）岩石化学成分

区内各期岩浆岩主要的化学成分具有如下规律：① 所有花岗岩的 SiO_2 含量均超过 70%，加里东期—燕山期，活动时间越晚，岩石的 SiO_2 含量越高（表 3-6）；② 加里东期—燕山早期，碱金属的总量逐步增多，K_2O+Na_2O 由 6.73%增至 8.16%，且 $K_2O>Na_2O$，K_2O 含量在各期花岗岩中变化不大，Na_2O 则以印支期最高，燕山晚期最低；③ 加里东期—燕山期，岩石中的 Fe_2O_3、FeO、TiO_2、CaO 和 MgO 等氧化物含量均有逐渐减少之趋势。

表 3-6　湘南各期花岗岩平均化学成分（w_B/%）

岩浆期	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	灼失量	总量
加里东期	70.27	0.38	14.00	1.51	2.66	0.06	1.15	1.62	2.36	4.37	0.08	0.43	0.45	99.34
印支期	72.32	0.28	13.72	1.60	1.85	0.05	0.35	1.01	36.0	4.55	0.31	—	0.82	100.46
燕山早期	74.3	0.18	13.35	0.80	1.42	0.09	0.32	0.74	3.16	4.80	0.07	0.51	0.57	100.31
燕山晚期	73.79	0.11	13.61	0.63	1.13	0.13	0.30	1.08	1.81	4.23	—	0.94	—	97.76
南岭花岗岩	72.06	0.23	13.63	1.34	1.74	0.14	0.52	1.00	3.35	4.41				

注：据王昌烈等 1987 年资料。

各期花岗岩的微量元素也具有一定的规律性，加里东期—燕山期，铜、铅和锌的丰度逐步增大，燕山期花岗岩中这些元素的丰度（w_B）分别达到 50×10^{-6}～80×10^{-6}、50×10^{-6}～118×10^{-6}、110×10^{-6}～500×10^{-6}，超出世界花岗岩平均值的 2～5 倍，区内在这一时期形成的有色金属矿床数量多，规模比较大，反映区内矿床的形成与燕山晚期花岗岩关系较密切。

钨、锡、钼和铋等成矿元素与花岗岩关系密切，这些成矿元素在不同时期花岗岩中分布极不均匀，但丰度均高于酸性岩的平均值。区内加里东期花岗岩的这组元素的丰度普遍较低，印支期逐渐增高，燕山早期达到高峰，燕山晚期又趋降低。这组元素的工业富集情况明显地反映出与它们的丰度呈正相关关系，如在加里东期仅见微弱矿化，印支期矿化增强，燕山早期就形成了极其重要的工业矿床，燕山晚期矿化又逐渐减弱。

锂、铍、铌、钽等稀有元素在不同时期花岗岩中丰度变化亦大，一般地，从加里东期至燕山期，这些元素含量逐步增高，一般高出酸性花岗岩平均值的 2 倍以上，其中燕山期花岗岩铍的平均丰度比酸性花岗岩高出近 24 倍。锂一般分散于花岗岩的云母中，未见形成独立矿物。铌、钽和铍在花岗岩中也多分散在造岩矿物中，且晚期花岗岩中铍的含量比早期高些，矿化也强些。

总之，区域岩浆活动具有其独特的特性，主要表现在如下几个方面。① 构造运动控制着区域岩浆活动，也就是说岩浆作用是伴随地壳运动而产生。已有的研究显示，湘南缺

乏雪峰运动的踪迹，因而也就未发现这一时期的岩浆活动。而区内志留纪末的加里东期运动强烈，不仅使中泥盆统以角度不整合覆盖于寒武—奥陶系之上，而且发育大量的该期岩浆岩，说明伴随加里东运动的同时，存在大规模的岩浆活动，形成一些规模较大的岩基，如彭公庙、万洋山等岩体。同样，印支运动和燕山运动也是区域内一次强烈的构造运动，伴随构造运动的岩浆活动也很强烈，大东山等岩体就是这些构造运动的产物。② 不同时期岩体在空间展布上呈现一定的规律性。加里东期岩浆岩主要分布在湘南东西两侧的加里东褶皱带，印支期和燕山早期岩浆岩主要分布在宜章南北向构造带及其两侧，而燕山晚期的岩墙或岩脉成群分布。因此可以说，岩体成带分布这一特征在湘南十分明显。③ 区内的岩浆活动具有明显的多阶段性和继承性等特点。湘南地区除海西期岩浆活动尚无定论外，其余各期岩浆活动都有发现，往往在同一地区出现不同时期的岩浆活动叠加现象，除了时间上表现出多阶段外，在成因上还明显地反映出继承性，表现为同一区域不同岩浆活动阶段生成的同一类岩浆岩，其成分做有规律地演化，如 SiO_2、K_2O 和 Na_2O 的含量由加里东期至燕山期依次递增，而基性组分则依次递减。④ 岩浆活动与成矿作用关系密切。本区内生金属矿产绝大多数与岩浆活动密切相关，且不同时期的岩浆活动和不同的岩石类型、矿化类型和矿化强度也具依赖关系，在加里东期花岗岩中可见钨、锡矿化；印支期钨、锡矿化增强，但仍未见工业富集；燕山期是最重要的成矿期，这一阶段的矿化种类多，主要的矿产有钨、锡、钼、铋、铜、铅、锌、金、银等。同时不同类型的岩浆岩具有一定的成矿专属性，如花岗闪长斑岩和石英闪长斑岩主要与铜矿化有关，而黑云母花岗岩、二云母花岗岩和花岗斑岩与有色、稀有和稀土金属矿化关系密切。

二、矿田地质特征

1. 成矿构造特征

柿竹园钨锡多金属矿床是东坡多金属矿田内的一个超大型矿床，东坡矿田包括东坡、柿竹园、野鸡尾、张家湾、金狮岭、柴山、大吉岭、金船塘、横山岭、玛瑙山、百步窿、蛇形坪、青石板、玉皇庙、红旗岭、水里湖、天鹅塘等十数个矿床，其中以柿竹园钨锡多金属矿床规模最大。整个矿田长约 10km，宽约 7km，其范围东起西山背斜西翼，西至五盖山背斜东翼，北至牛婆垅、红旗岭，南达金狮岭以南椿木山一带，其中矿床大多以千里山岩体为中心，在平面上呈同心环状分布，矿体均分布于千里山岩体接触带及其附近碳酸盐岩层的特定部位，矿床所涉及的矿种包括钨、锡、钼、铋、铜、铅、锌、铁、锰、金、银等。区内所有矿床都受到矿区构造的严格控制。

矿田处于区域性北北东向的东坡-月枚复向斜北部的仰起端。该复向斜东接西山背斜，西连五盖山背斜，轴向为近南北或略偏北北东，在其两侧各有一条高角度外倾冲断层，构成“对冲断陷式”复式向斜。复向斜的两翼发育一系列形成于印支期的次级褶皱，由东至西依次为：金狮岭向斜、古塘背斜、中山向斜、岔路口背斜、金船塘向斜，其中有些次级褶皱因被后期断裂构造破坏而显得不完整。

区内的中山向斜与柿竹园钨锡多金属矿床关系密切，它由 2 个更次一级的褶皱组成，即柿竹园-太平里向斜和柿竹园-野鸡尾背斜（图 3-11）。

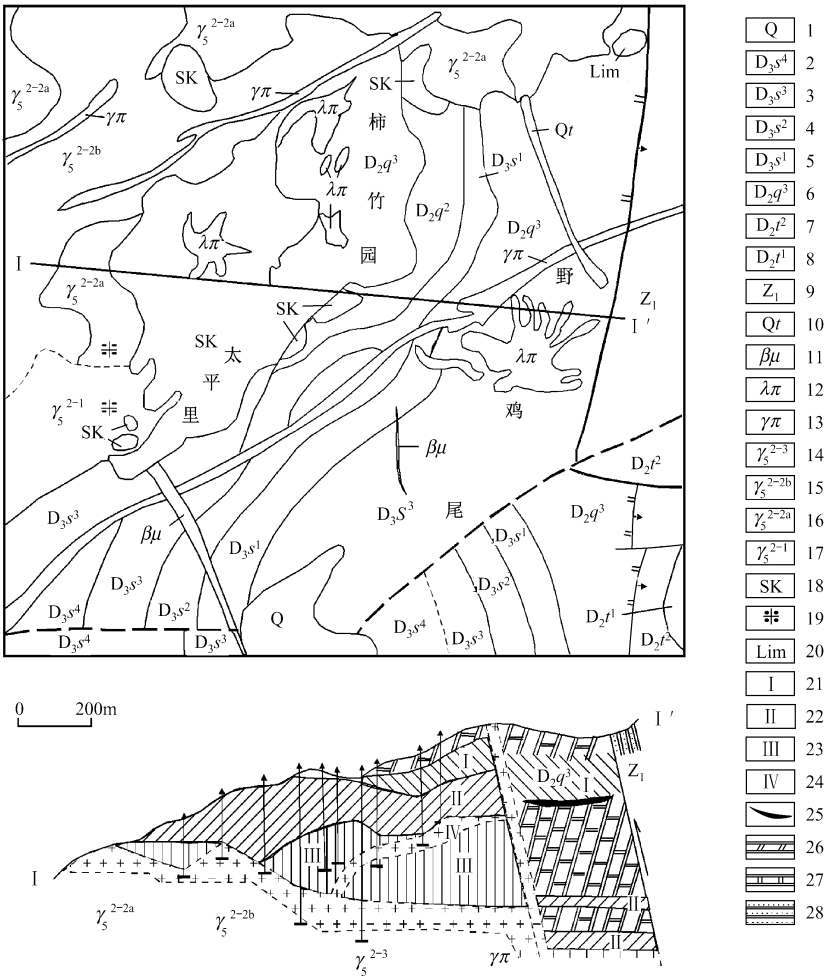


图 3-11　柿竹园矿区地质略图

（据王昌烈等，1987）

1—第四系，2～5—佘田桥组灰岩第一至第四段；6—棋梓桥组第三段；7～8—跳马涧组第一、第二段；9—震旦系；10—石英脉；11—辉绿岩脉；12—石英斑岩；13—花岗斑岩；14—17 燕山期花岗岩（晚、中、早）；18—矽卡岩；19—云英岩化；20—铁帽；21—网状大理岩锡石；22—矽卡岩钨铋矿体；23—云英岩-矽卡岩钨锡钼铋矿体；24—云英岩钨锡钼铋矿体；25—铅锌矿体；26—白云质大理岩；27—大理岩；28—浅变质砂岩

柿竹园-太平里向斜是中山向斜北端向西分支的一个次级褶皱，位于千里山岩体南东部，其北端仰起。该向斜轴向延长约 1000 m，轴向北北东，褶曲平缓，轴部由佘田桥组组成，东翼为棋梓桥组，西翼已全部蚀变成矽卡岩，两翼岩层倾角相近，为 30°～ 45°。

柿竹园-野鸡尾背斜是中山向斜北端向东伸出的另一分支，延长约 900 m。核部为棋梓桥组灰岩，西翼为佘田桥组灰岩，东翼被南北向 F_1 断层所破坏，故未见佘田桥组灰岩出露。

断裂构造十分发育是本矿田地质构造的一大特点。区内断层按其走向大致可分为 4 组，即近南北（包括北北东）向断层、北东向断层、北西向断层和东西向断层。

近南北（包括北北东）向断层主要分布在矿田两侧，形成时间最早，活动时间延续较长，多属于高角度冲断层，规模较大，延长超过 7000 m，其本身多被后期北东向、东西向断层错断。另外，在区内花岗岩体以及东坡和柿竹园矿区中可见细粒花岗岩、石英斑岩、辉绿岩和石英脉呈南北向展布，它们实为沿后期断裂充填之地质体，这些断裂形成时间比上述高角度冲断层要晚。前者为印支期—燕山早期的断裂，而后者多为燕山中晚期的产物。

北东向（40°～ 60°）断层在矿田内最为发育，其倾角近于 80°～ 90°，为高角度冲断层。其延伸长度多为 3000～4000 m，沿断层普遍有花岗斑岩充填。根据岩脉的空间位置分布及与断裂相互关系分析，断层具明显的分枝复合现象。此组断裂应为区域性断裂带中的一段。

北西向断层（300°～ 330°）在区内所见不多，且延长一般不超过 1000 m，在许多地方它们和北东向断裂并存，其形成时间略晚，空间上表现为切穿后者。矿区内可见晚期无矿石英脉沿其充填，说明该组断裂与矿化关系不大，属成矿后构造。

东西向断层的分布也较局限，主要分布在跳马涧组砂岩中，在千里山岩体中也有这类断层活动痕迹。它们往往被细粒花岗岩脉充填，区内的部分铅锌矿体受此组断层控制。

矿区中围岩的节理与裂隙十分发育，区内节理可分为成矿期节理和后期节理，前者多被各种岩脉充填，而后者很少充填。从节理裂隙的空间展布规律可以发现，区内的构造活动具有脉动性和继承性，区内的节理表现如下特征。

(1) 区内节理发育具有多方位性，这从沿节理裂隙充填的脉岩可以得到证实，如沿节理产出的花岗斑岩走向以北东 25°～ 65°为主；石英斑岩则受北西 285°～ 345°方向和北东 25°～ 35°两组裂隙控制；辉绿岩脉走向以北北西为主，个别为北北东向；细粒花岗岩脉以北北东向为主，个别呈北西向；石英脉、长石脉和长石石英脉均以北东向为主，个别呈北西向；云英岩脉走向以北东向较集中，北西向较分散。

(2) 泥盆系灰岩中节理以北东向和北西向为主，而砂岩中方向较为复杂，由灰岩蚀变而成的矽卡岩中的节理方向和发育程度与原岩相似。

(3) 燕山期花岗岩中的节理比较复杂，早期节理以北东向为主，北西向次之；中期节理以近南北向为主，北西向次之（边缘相中两者同等发育）；晚期节理则以北东向为主。

由于各期次岩浆岩节理裂隙的展布方向略有不同，因此野外可根据区内节理的发育情况和它们之间的配套关系来作为划分岩浆活动期次的依据。

矿区内的劈理构造也很发育，其中以余田桥组泥质条带灰岩中的劈理构造最为发育，它们成为区内流体的良好通道，有利于渗滤交代的进行和形成巨大的矽卡岩矿体。这从矽卡岩的条带构造与灰岩中劈理的产状和密度近乎一致可以得到证明。

2. 矿床的围岩与围岩蚀变特征

矿田内出露的地层主要是泥盆系，其分布范围约占矿田面积的 3/4。矿田东侧局部有震旦系下统出露，第四系不甚发育。

震旦系下统为一套浅变质的碎屑沉积物，主要由灰—灰绿色中厚层细粒长石砂岩、粉砂岩、长石石英砂岩夹粉砂质板岩及含砂绢云母板岩等组成，仅分布于矿田东侧边缘，厚度不明。

矿田内的泥盆系因受岩浆侵入及断裂活动的影响，蚀变强烈，是区内重要的成矿围

岩。中统跳马涧组与下伏震旦系呈角度不整合接触（多为断层接触）。

跳马涧组主要分布于矿田东、西两侧，出露面积较大，总厚度大于 358 m。按岩性特征可分上、下 2 段。下段的底部为紫色、灰白色含砾砂岩和砾岩，砾石成分以脉石英为主，其次为板岩、硅质岩和砂岩碎屑，胶结物为泥质或铁质成分；上部为中厚层状细—中粒紫红色砂岩夹灰白色和暗绿色石英砂岩。跳马涧组上段主要为厚层状的灰白色石英砂岩，其顶部还夹黄绿色和黄色薄层状粉砂岩和砂质页岩，有铁锈质沉积物，局部夹有层状赤铁矿层。

中泥盆统棋梓桥组主要分布于矿田中部和南部，总厚度在 520 m 以上，按岩性可分上、中、下 3 个岩性段。下段由灰色中—厚层泥晶白云岩组成，底部局都可见薄层粉砂岩和页岩，风化面具刀砍状构造。中段为浅灰—深灰色厚—巨厚层粉晶-泥晶白云岩质灰岩，局部为泥晶灰岩。上段为灰白色含白云质粉晶灰岩，局部常见薄层泥晶-泥质灰岩。

上泥盆统佘田桥组主要分布在柿竹园、东坡山和柴山一带，由薄层泥质条带泥晶灰岩及中厚层条带状和似扁豆状泥晶灰岩组成，总厚度近 300 m，由上至下可分成 4 个岩性段。第一段，上部为深灰色厚层状泥晶-粉晶灰岩夹灰白色混晶灰岩，含白云质团块和条带；下部为深灰色中厚层含泥质泥晶灰岩；底部为泥质条带灰岩，条带密集，抗风化能力强。第二段，上部为深灰色厚层含泥质泥晶灰岩，含少量泥质条带；下部为深灰色薄层状泥晶泥质灰岩。第三段，上部为深灰色厚层泥质条带粉晶-泥晶灰岩夹中厚层泥质条带泥晶白云质灰岩，向下为稀疏泥质条带灰岩和厚层泥晶灰岩；下部为深灰色薄—中厚层泥质条带泥晶灰岩，其顶部有一层厚 50cm 的薄层泥晶泥质灰岩，风化后呈黄褐色，并以蜂窝状构造为其特征。第四段，上部为深灰色中厚层泥晶灰岩，局部含少量细微泥质条带，中部为深灰色薄—中厚层泥质条带泥晶灰岩；下部为灰—深灰色厚层粉晶-泥晶灰岩。佘田桥组与下伏棋梓桥组呈整合接触。

上泥盆统锡矿山组主要分布在矿田中部金船塘和烟冲沟一带，主要由厚层块状含燧石结核灰岩、癞痢状含白云质灰岩等组成，厚 362.7 m，未见顶部。按岩性特征分 4 个岩性段。第一段，灰—深灰色中—薄层泥晶含泥质白云质条带灰岩。第二段，上部为灰黑色中—厚层状含燧石结核粉晶灰岩，下部为灰黑色厚层泥晶灰岩与深灰色泥晶含白云质灰岩互层。第三段，深灰色厚层癞痢状粉晶灰岩。第四段，上部为灰黑色薄—中厚层状含泥质泥晶灰岩，呈条带状密集排列；下部为深灰色中—厚层状含燧石粉晶灰岩，燧石含量较多，呈稀疏结核状。

第四系在矿田中不发育，多为残坡积层，只在甘港河两岸见有砂砾层堆积，厚度一般为 10 m 左右。

对矿田沉积岩进行成矿元素的含矿性研究表明（表 3-7）：① 钨的平均丰度（w_B）在前泥盆系碎屑岩中最高，达 28×10^{-6}，是维氏值的 21.5 倍，在跳马涧组砂岩中也比较高，达 13.6×10^{-6}，而佘田桥组和棋梓桥组碳酸盐岩中钨的平均丰度都很低；② 钼与钨相似，在前泥盆系碎屑岩中最高，其次是跳马涧组石英砂岩，分别达 14×10^{-6}和 9.7×10^{-6}，而棋梓桥组和锡矿山组碳酸盐岩均低于维氏值；③ 铋的平均丰度高于维氏值 1000 倍以上，除前泥盆系碎屑岩中较高外，在泥盆系的碳酸盐岩中变化不大。④ 锡、铅和锌元素在泥盆系碳酸盐岩中的丰度高于前泥盆系碎屑岩。这表明地层中一些成矿元素的分布，明显地受岩性控制。

表 3-7　矿区围岩中成矿元素平均丰度（$w_B/10^{-6}$）

层 \ 含量	W	Sn	Mo	Bi	Pb	Zn	Cu
D_3x	1.6	＜10	0.86	23.3	443.3	226.7	11.7
D_3s	0.27	＜10	0.43	16.6	56.7	333.3	13.7
D_2q	0.2	＜10	0.56	20	125	250	27
D_2ta	13.6	20	9.7	30	100	1000	36
C—z	28	3.3	14	46.6	33.3	91.7	36.7
地壳平均值①	1.3	2.5	1.1	0.009	16	83	47

①据维诺格拉多夫 1962 年数据。

矿区内的围岩蚀变十分发育，主要的蚀变岩有矽卡岩、云英岩、网脉状矿化大理岩、脉状长石岩等，它们与区内燕山期岩浆活动关系密切。蚀变作用早期形成矽卡岩，中期主要形成云英岩，晚期形成石英脉、萤石脉及方解石脉等低温热液脉体。

矽卡岩是矿区内规模最大、分布最广的蚀变岩和主要的赋矿地质体，产于主体花岗岩东南缘接触带，底面与花岗岩体顶面吻合，呈近南北向分布，微向东倾，倾角 5°～ 20°。矽卡岩体南北长超过 1200 m，东西向最大宽度约 1000 m，一般厚度为 150～200 m，最厚大于 500 m。向南、北两个方向，矽卡岩逐渐变薄直至尖灭，东南被花岗斑岩所截而下跌 200 余米，西部因剥蚀而部分出露地表。

区内的云英岩根据不同的形态可分为 2 类，即面状云英岩和脉状云英岩，前者主要发育在花岗岩体顶部，尤其在岩体顶部隆起处最发育，为一些不连续的平缓或倾斜状透镜体，一般长 400 米左右，宽约 150 米，厚数十米，以富石英云英岩为主，另有黑鳞云母石英云英岩及石英黄玉云英岩等。往深部云英岩化逐渐减弱，过渡为花岗岩。面状云英岩一般都有钨、锡、钼、铋矿化。脉状云英岩以富石英云英岩为主，另有鳞黑云母石英云英岩及石英黄玉云英岩，多由花岗质岩脉蚀变改造而成，脉宽数厘米到数十厘米，它们或平行排列或呈网脉交错分布于接触带附近的矽卡岩裂隙中，且离岩体愈近脉体愈密集，其含脉率最高可达 74%。

网脉状矿化大理岩多产于矿床上部，顶部与大理岩或灰岩相接，部分出露地表，下部与矽卡岩相连。

网脉状长石岩是分布在矽卡岩裂隙中的浅色蚀变岩，其分枝现象普遍而复杂，往往在主脉旁伸出多级支脉而呈树枝状。主脉的宽度一般数厘米至数十厘米，支脉的宽度可小于 1 毫米。有钾长石脉及斜长石脉两种，前者主要分布在接触带附近，后者则分布在矽卡岩及蚀变大理岩中。

区内的各蚀变岩类与围岩蚀变在空间上都具有一定的分带性，蚀变岩由岩体向外（上）大致呈带状分布，在千里山岩体的内接触带为云英岩，外接触带由内至外（或由下至上）依次出现云英岩脉与脉状长石岩叠加的矽卡岩→矽卡岩→网脉状矿化大理岩，并以这 4 种蚀变岩类为基础分别构成矿床的 4 种矿石类型。蚀变分带也是以岩体接触带为中心向外或向上构成一个同心圆状的分带：中心为云英岩化带，向外依次为云英岩网脉-矽卡

岩、矽卡岩和网脉状矿化大理岩带。这 4 个蚀变带以中心蚀变最强，向外蚀变作用逐步减弱。

3. *矿区岩浆活动特征*

区内与成矿关系密切的千里山花岗岩体产于东坡-月枚复式向斜北部仰起端，呈岩株状产出，出露面积约 10 km^2，平面上呈北宽南窄的倒置葫芦形状（图 3-11）。其形成时代从燕山早期至燕山晚期，由于岩浆发生多次多阶段同源间歇性侵入，造成各期次岩体相互叠置，构成一复式岩体。每次岩浆活动都有衍生的岩脉，并伴有强度不一的蚀变和矿化，给柿竹园钨锡多金属矿床的形成提供了必要的条件。

该岩体中主要发育有斑状黑云母花岗岩、花岗斑岩、石英斑岩和基性脉岩（煌斑岩、辉绿岩等）。王昌烈等（1987）根据岩体的侵入先后分为 2 期 5 次侵入。

（1）燕山早期侵入岩（γ_5^2）

燕山早期第一次侵入岩（γ_5^{2-1}），主要分布于千里山岩体南端的大吉岭至太平里一带，总体方向为北北东向，出露面积为 1.1 km^2，岩性主要为细粒斑状黑云母花岗岩，斑晶以石英为主，长石次之，这是区别于第二次侵入岩的主要特征。岩体的东、南和西 3 面与泥盆系接触，接触面西陡东缓。北面与第二次侵入岩接触，接触界面不很清楚，但两者在短距离内岩性变化显著，局部可见前者被后者侵入时产生的烘烤现象。

燕山早期第二次侵入岩（γ_5^{2-2}），为千里山花岗岩的主体部分，出露面积约 8.4 km^2，按结构可分为边缘相和中心相，其间为过渡关系。边缘相主要分布在岩体的西部和北部，而东部和南部由于接触带产状平缓，多被围岩覆盖。西北部为细粒斑状黑云母花岗岩，以长石斑晶为主，斑晶粗大，粒径一般可达 3～4 cm；而东部边缘相主要为细粒黑云母花岗岩，近似等粒或少斑结构，花岗岩边部常见有似伟晶岩带或团块伟晶岩以及似伟晶岩脉。中心相主要分布在岩体的中心部位，在地形上比较低洼，岩性为灰白色或褐红色中粒—中粗粒黑云母花岗岩。

燕山早期第三次侵入岩（γ_5^{2-3}），以细粒黑云母花岗岩和细粒白云母花岗岩为主，在较大岩枝的中心部位有细粒斑状黑云母花岗岩。它们多呈小岩枝或小岩脉侵位于第一次和第二次花岗岩中，出露面积小，分布在张家湾、玛瑙山等地。它与早期花岗岩呈侵入接触，两者界线清楚，在其顶部常有似伟晶岩带。

（2）燕山晚期侵入岩

花岗斑岩（$\gamma\pi$）和石英斑岩（$\lambda\pi$），多呈岩脉和岩墙出现，脉体走向北东 25°～ 65°，倾向北西，倾角很陡，分枝复合现象非常普遍，脉宽数十至百余米，长数百米至数千米。这类脉岩成群出现，脉群分布范围西起骑田岭岩体的东部，北东延至宝峰仙岩体，断续延伸约 30 km，宽约 6 km。按地理分布大致可分为 7 大岩脉群。其中花岗斑岩计有百余条。柿竹园矿区全部花岗斑岩脉只是这些岩脉群的一部分。它南起五盖山背斜东翼，往北东切穿千里山花岗岩体，尔后插入西山背斜，显然为较晚的侵入岩。石英斑岩主要呈岩枝状分布于野鸡尾、东坡山和柿竹园等地。

辉绿（玢）岩（$\beta\mu$），呈岩脉状侵入于花岗岩和泥盆系灰岩中，走向多为南北向或北西向，一般比较规则，宽为 20 厘米至数米，长一般数十米至数百米不等。它切穿花岗斑岩，是区内最后一期的岩浆活动。

除以上三种脉岩外，矿区还有伟晶岩、细晶岩、细粒花岗岩和煌斑岩等，但规模相对较小。

岩体中的成矿元素研究表明（表 3-8），Cu、Pb、Zn、W、Sn、Mo 和 Bi 等成矿元素在花岗岩中普遍较高，且均高于世界花岗岩平均值，其中 W、Sn、Mo 分别高出数倍至数十倍，Bi 甚至高出数千倍。从成矿元素在岩体中的分布来看，除锡外，其他元素在各期岩石中比较均匀，锡在晚期岩体中富集，局部可构成矿体。

表 3-8　千里山岩浆岩部分微量元素丰度（$w_B/10^{-6}$）

元素	γ_5^{2-1}	γ_5^{2-2a}	γ_5^{2-2b}	γ_5^{2-3}	γπ	βμ	花岗岩平均值
W	18.8	14.9	12.3	21.8	16	20	1.5
Sn	62.5	41.5	29.8	959.6	112.6	50	3
Mo	20.4	22.9	19.3	23	14.3	15	1
Bi	65	55.5	81	53.5	30	＜20	0.01
Be	21.8	35	33.5	22.2	14.1	6	5.5
Nb	53.7	47	26.2	21	27	—	20
Ta	9.5	7.5	2.0	14.3	—	—	3.5
Y	82	46.7	148.5	52.5	140	—	34
Zr	118	132	68.1	43.3	180.5	—	200
Cu	41.5	53.3	20.9	61.3	27	30	20
Pb	100	110.3	117.9	100	100	7	20
Zn	—	11.3	23.3	—	37	45	60
Ni	1	8.4	4.7	—	4	35	8
Cl	360	332.7	267.7	450	280	—	240
F	1600	2390.8	2567	3183	2575	—	800
B	60	67.5	72.3	60	20	17	15
Rb	642	557	778	830	665	—	200
Sr	33.8	70.4	13.3	21	18	—	300

注：据维诺格拉多夫 1962 年数据。

三、构造成矿特征

本矿区位于扬子-特提斯构造域的湘东南-桂东加里东构造岩浆带内的次级构造单元——湘东南加里东褶皱带内，以郴州-临武北东向深大断裂为北界与湘中-桂中特提斯构造带相接，该断裂的两侧分属 2 个不同的构造区、地球化学区与成矿区。在断裂东南部隆起区，大量出现与区域重熔型花岗岩有关的各种 W、Sn、Bi、Mo、Pb 和 Zn 等多种金属矿床，而在西部坳陷区则出现如水口山、铜山岭及宝山一类的与深源岩浆有关的 Au、Cu、Pb 和 Zn 等多金属矿床；柿竹园处于二者的过渡区，且兼具赣南 W、Sn、Bi、Mo 和西部 Sn、Cu、Pb、Zn 的成矿特征，因而是华南最有利的钨多金属成矿区。

1. 区域断裂成矿作用

柿竹园钨锡多金属矿床处于矿田内近南北向断裂带和近东西向断裂带的交汇部位。矿

区北东向和北西向深大断裂十分发育，它们对钨锡矿床及有关花岗岩的形成具有重要的控制作用。如九峰山-会昌-仙游东西向基底断裂向西延伸呈隐伏状态在柿竹园地区通过，北西向的邵阳-郴州深大断裂也于柿竹园南部通过，西侧则有茶陵-郴州-临武深大断裂通过。这 3 条深大断裂交会形成了一系列热点或热柱，以至于地幔气流和深部大岩浆房源源不断地为该区提供成矿物质和能量。在北北东向、北西向深大断裂与东西向深大断裂的交汇处，矿化相对集中。深大断裂对成矿的作用表现为：① 由于地壳富有钨锡元素，地壳深熔生成花岗岩（莫柱荪，1989），经分异演化后成矿，深大断裂的次一级断裂往往为岩体定位之中间及矿液通道；② 沿断裂广泛分布的煌斑岩脉不仅表明大断裂切割的深度，而且说明地幔流体及热能可以向上传导，所引起的区域高热场对于花岗岩的形成、分异演化和成矿均具有重要作用；③ 幔汁和幔气多以 H^+、OH^-、CO、CH_4、Ar、He 等形式向上运移，这些对于成矿也都有着积极作用。

矿区近南北向断层南起长城岭，向北延至桥口附近而后向东偏转，沿茶永盆地东缘向北北东一直到永兴龙行市，形成一条长 160 km 的断裂构造带。它与南起五盖山背斜北端，往北东延至五马垅的北东向断裂构造带交会于千里山岩体东南部，在柿竹园附近形成一个宽 2km 的构造交叉破碎带，两组断裂将本区岩层密集切割成为大小不等的岩块。这个破碎带中心就是矽卡岩发育最厚、岩脉和岩枝穿插最频繁的地方。由这个中心向外，破碎程度由强变弱。这就是形成柿竹园钨锡多金属矿床、矽卡岩及云英岩脉、含钨石英脉、萤石脉等各种含矿网脉充填交代的必不可少的先导构造条件，也正是这一交叉破碎带的薄弱部位，导致岩浆的侵入。岩浆沿断裂侵入的同时，其上升力加深了岩石的破碎，形成多组方向不同的断裂构造，为岩脉和矿脉充填交代提供了场所，从而形成了网脉状的含矿脉体。从局部构造看，呈现一片分不清主次的网脉，但从整个区域看，可以较清楚地区分出控岩和控矿构造的主次，以及不同矿化受控于不同方向的构造。

（1）近南北向和北东向两组构造是控岩构造。区域岩浆岩带的分布和五仙岭、千里山两个岩体都呈现近南北向的拉长分布可作为佐证之一。千里山岩体的分枝和后期岩脉的产状几乎均向西或北西倾斜，说明岩浆从西或北西侵入，受近南北及东西向两组构造控制。此外，细粒花岗岩及辉绿玢岩的近南北向分布亦可作为佐证。

（2）走向北西（340°±）和北东（45°±）的两组断裂构造为控矿、储矿构造。矿体受这两组断裂控制比较明显，含钨、钼石英脉几乎均受北东 30°～ 60°方向的断裂控制。

（3）含黑钨矿的云英岩脉受走向北东（50°±）和北西（340°±）的 2 组断裂控制。据统计，矿区内 90％以上的含黑钨矿云英岩脉均沿这两组断裂分布。

（4）矽卡岩脉受北东（60°±）、北西（320°±）和近南北向（5°±）3 组断裂构造控制，其数量以北东最多，北西次之，近南北向最少。

（5）网脉状矿化大理岩中由黑鳞云母、电气石、萤石、石英及硫化物等组成的网脉主要充填在北西向和北东向两组断裂构造之中。锡和部分铍矿物就主要集中产于这 2 组方向的脉中。

（6）除上述较大的构造控制着矿体之外，泥盆系中上统灰岩中非常发育的劈理构造亦是主要控矿构造。由于这些劈理的发育提供了充填交代的重要通道，使这些地方首先形成矽卡岩并在形成的矽卡岩之上发生进一步交代形成矿床。

2. 褶皱构造成矿特征

前文说过，柿竹园钨锡多金属矿床处于区域性北北东向的东坡-月枚复向斜北部的仰起端。复向斜仰起端往往可以为成矿流体提供必要的聚集空间。此外，区内复向斜的次级褶皱中山向斜及其两个更次一级褶皱（柿竹园-太平里向斜和柿竹园-野鸡尾背斜）也都与柿竹园钨锡多金属矿床关系密切，柿竹园-太平里向斜西翼由于褶皱与断裂作用的双重作用，岩层比较破碎，并发育众多裂隙构造，从而控制着这部位成矿流体的运动规律。在该处裂隙发育地段，围岩多发生了蚀变，大多围岩已蚀变成矽卡岩，从而使该部位成为区内成矿的有利部位。柿竹园-野鸡尾背斜东翼被南北向 F_1 断层所破坏，并引起该褶皱部分岩层破碎，岩层渗透性增强，有利于成矿流体在其中运动并与围岩发生交代，引起围岩发生蚀变并导致成矿元素富集。

3. 岩浆侵位构造与成矿

矿区内千里山岩体侵入于北东、东西、南北及北西向断裂，即米字型断裂交会区域。各组断裂（带）大都处于高角度，其交线实际上是陡立的裂隙带，各期次的岩浆及热液多沿这陡立裂隙带上升，形成了热柱。当各时期及不同深度的岩浆房连通这一应力最集中、压力梯度最大的交叉构造时，岩浆总是处于高位，从而导致更多的成矿物质和挥发分集中于热柱中。而矿体定位于上古生界褶皱近底盘缓倾滑动剪切面与向斜轴部中和面以下复合的破碎带，下通热柱构造，是极佳聚矿构造形式。本区岩浆热液的运移在下古生界及中、晚元古代碎屑岩中进行，细碎屑岩成分与岩浆成分相近，在较高温高压的深部，不至于发生大规模的混合交代，从而有利于岩浆热液在运移过程中的分异作用，在浅部，有利于在减压、降温条件下进行不混熔相分离。岩浆热液的聚矿与定位却在具相对封闭的碳酸盐岩和矽卡岩中。上部微裂隙往下为小裂隙，再往下变为断裂和破碎带，有利于矿质集存。岩浆岩的港湾式凹陷面与佘田桥组不纯灰岩接触有利于巨厚矽卡岩的生成，佘田桥灰岩中的泥质条带和近水平破碎带控制了成矿定位空间。

该矿田热柱下通元古宙富矿源基底，有时尚通富矿源的富集上地幔。热柱主要立于下古生界富 W、Sn、F、B 的细碎屑岩，保证了岩浆分异作用的稳定性和另一淋滤矿源的加入。热柱顶端是泥盆、石炭系以碳酸盐岩为主组成的复向斜，当千里山花岗岩沿向斜轴贯入时，又形成一个广阔的岩体鞍部的一个凹槽，成矿物质都基本上聚集在凹槽上的平卧矽卡岩透镜体中。这种结构可谓是槽中槽，3 次岩浆与熔、流体携带的成矿物质，绝大部分都被屏蔽和叠加在这槽中槽构造中。容矿槽顶部约 4 km 是断陷水盆，由于千里山岩体的侵入，形成新的加热中心，地表广阔湖盆的供水加压，共同驱动了地下水的对流-淋滤-蒸馏成矿作用。

此外，岩浆在侵位过程中，一方面充填已有的空间，另一方面又挤压围岩以进一步扩大空间（扩容作用）。由于岩浆的侵入和挤压，使得在岩浆与接触带附近的围岩不断产生新的节理、裂隙和断裂，岩浆流体就沿这些裂隙贯入，并通过扩容作用使其空间增大，最终形成众多的岩枝、岩脉，有的岩枝贯入可达数百米。在裂隙、断裂广泛发育的外接触带，矽卡岩矿体厚度大，相反，当围岩的裂隙不发育时，矽卡岩矿体较薄，但内接触带的云英岩矿体厚度较大，这是因为岩体外接触带裂隙和断裂不发育，有利于后期成矿流体在岩体隆起部位聚集，岩体发生强烈云英岩化和矿化。因此，接触带直接控制着矿化富集的

范围。

总之，区内的构造运动控制着区内的岩浆活动，而形成的各级构造不仅为区内成矿流体活动提供了必要的空间，还为成矿元素最终富集形成矿床提供了容矿和储矿空间；因此，构造从总体上控制着矿床的形成、定位与空间展布。

第四章　构造与成矿流体的形成和演化

第一节　湘西沃溪金锑钨矿床成矿流体特征

一、成矿流体地球化学特征

湘西沃溪金锑钨矿床产于板溪群马底驿组紫红色—灰白色含钙绢云母板岩的层间断裂带及次生裂隙中。矿石中金属矿物主要有自然金、辉锑矿、白钨矿、黑钨矿、黄铁矿，其次有少量的毒砂、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿；脉石矿物以石英为主，其次有方解石、绢云母、绿泥石、白云石、伊利石等。按矿物共生组合可划分5种主要矿石类型：白钨矿-石英型；辉锑矿-自然金-石英型；白钨矿-辉锑矿-自然金-石英型；黄铁矿-自然金-石英型；白（黑）钨矿-自然金-石英细脉-蚀变板岩型。根据矿物共生组合关系、矿石结构构造与包裹体资料，可划分4个流体活动与成矿阶段：①无矿碳酸盐-石英阶段；②石英-白钨矿阶段，为白钨矿的主要成矿期；③石英-自然金-硫化物阶段，为自然金、辉锑矿的主要成矿期，其特点是硫化物大量出现；④石英-碳酸盐阶段。

各成矿阶段流体包裹体的物理化学特征列于表4-1。成矿流体包裹体为中—低温热液流体，（均一温度为99～264℃），并且成矿流体温度随不同成矿阶段由早期至晚期呈明显下降趋势（265℃→195℃→115℃）。成矿流体的盐度为4.3%～8.2%，与地下热水盐度值相近似，属中等盐度热液，从成矿早期至晚期成矿流体盐度呈现增高的趋势。成矿流体的密度为0.83～0.99g/cm^3，属中等密度流体。随着成矿作用由早期至晚期演化，成矿流体密度逐渐增大。

表4-1　湘西沃溪金锑钨矿床成矿流体物理化学特征

成矿阶段	温度/℃	压力/MPa	盐度 w（$NaCl_{eq}$）/%	密度/（g·cm^{-3}）	pH_t	$pH_t-pH_t^0$
石英-白钨矿	264	28	5.7	0.83	8.11	2.1
石英-金-硫化物	210～165（195）	20	4.3～8.2（7.0）	0.94～0.91（0.93）	6.42	0.7
石英-碳酸盐	128～99（115）	20	7.5	0.99	6.01	−0.1

注：据牛贺才等（1992），括号内为平均值，pH_t为t温度下成矿流体的pH值，pH_t^0为t温度下中性溶液的pH值。

根据流体包裹体均一化温度、成矿流体盐度和密度，估算出成矿流体的压力为20～28MPa，属低压力流体成矿，并且随成矿早期至晚期，成矿压力不断降低。压力估算结果表明，湘西沃溪金锑钨矿床成矿作用明显受断裂构造控制，它的储矿构造为一低压系统的构造扩容空间或构造减压区。事实上该区矿床确实受断裂构造的控制，矿体主要产于层间断裂带中。

成矿流体的pH值为6.01～8.01，略高于或接近于相应温度下中性溶液的pH值，表明成矿流体为弱碱性，随着成矿作用的持续，成矿流体的碱性程度逐渐减弱，pH值逐渐

降低。

成矿流体包裹体的气、液相成分列于表 4-2。气相成分以 CO、CO_2、CH_4 为主，其中 CO 含量最高，说明成矿流体为还原性流体。由成矿早期至晚期，(CO_2+H_2O)/（$CO_2+H_2O+CO+CH_4$）值逐渐减小，反映了成矿过程中流体的还原程度逐渐增大。

成矿流体的液相成分分析（表 4-2）中，SO_4^{2-}仅是流体中总硫的形式，在本矿床成矿物理化学条件下，它反映了成矿流体中 HS^-的含量从早期至晚期是逐渐增高的。成矿早期的石英-白钨矿阶段，成矿流体以 HCO_3^-为主，Cl^-含量高于 F^-，K^+含量明显高于 Ca^{2+}、Na^+，显示出变质水的特征。中晚期成矿流体中阴离子的相对丰度为 $HS^->HCO_3^->(Cl^-+F^-)$，且 $F^->Cl^-$，阳离子以 Ca^{2+}为主，显示出地下热水的特征。随着矿化作用的进行，成矿流体中地下热水所占比例逐渐增大。

表 4-2　湘西沃溪金锑钨矿床成矿流体包裹体成分①

成矿阶段	气相成分（w_B）/10^{-6}					液相成分/mol								
	CH_4	CO	CO_2	H_2O	R②	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	HCO_3^-	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}
石英-白钨矿	0.001	2.73	6.59	678.9	0.996	0.44	2.08	0.27	0.001	0.001	8.13	0.42	0.67	1.42
石英-金-硫化物	0.001	8.60	6.95	793.1	0.989	0.08	0.46	1.75	0.11	0.11	0.61	0.24	0.19	1.50
石英-硅酸盐	0.001	9.63	7.70	624.0	0.985	0.11	0.69	2.44	0.01	0.01	0.44	0.33	0.06	2.58

①据牛贺才等 1992 年资料；②R=（CO_2+H_2O）/（$CH_4+CO+CO_2+H_2O$）。

综合上述，湘西沃溪金锑钨矿床的成矿流体在中低温、中等盐度、弱碱性、弱还原性的条件下，以建造水和大气降水混合为主的热液流体在构造减压的低压环境中成矿。

二、氢、氧同位素与成矿流体的来源和演化

对采自湘西沃溪金锑钨矿床不同地点硫化物自然金脉石英中的石英进行了矿物氧和包裹体水氢同位素分析，并收集了部分前人数据，同时将矿物的 $\delta^{18}O$ 值换算成流体的 $\delta^{18}O$ 值，一并列于表 4-3 中。不同矿脉、不同地段石英的 $\delta^{18}O$ 值变化不大，为＋15.7‰～＋18.5‰，与围岩地层板岩的 $\delta^{18}O$ 值（15.4‰～17.1‰）非常接近，显示出继承性特征。将包裹体水氢氧同位素数据投到 δD-$\delta^{18}O$ 关系图上（图 4-1），可见成矿流体落在变质水、岩浆水与同生层间水的重叠部位，表明成矿流体是以变质水和建造水为主的混合热液，并可能伴有少量岩浆水（滕雁等，1999）。从不同成矿阶段（表 4-4）来看，早期的石英-白钨矿矿化阶段成矿流体以变质水为主，主要矿化的石英-硫化物-自然金阶段的成矿流体则以建造水为主，成矿流体具有明显的混合迹象（牛贺才等，1992）。从表 4-4 可以看出，成矿流体的氧同位素组成，从早期的碳酸盐-石英阶段（396℃）到晚期的石英-碳酸盐阶段（143℃），随着温度的降低而有规律的降低（图 4-2），反映出大气降水参与流体成矿且其量不断增大。在主成矿的硫化物自然金石英阶段出现了贫氢同位素的流体（δD 值－81‰～－84‰），说明流体与其沉积围岩发生了较强烈的水-岩反应并溶解了地层中的有机物质，因为有机质具有很低的 δD 值（＜－80‰），从而可出现贫 D 的流体；并且有机质的参与对金的溶解、迁移和成矿有重要意义。

表 4-3　湘西沃溪金锑钨矿床氢氧同位素组成（‰）

采样位置	样品数	$\delta^{18}O_{石英}$	$\delta^{18}O_{石英}$（平均）	$\delta^{18}O_{H_2O}$	δD_{H_2O}	资料来源
鱼儿山地表	1	+18.2	+18.2	+7.2	−65	本文
栗家溪 V_1 地表	1	+17.6	+17.6	+6.6	−57	
十六棚公 V_3 地表	1	+18.1	+18.1	+7.1	−65	
10 中段 V_3 脉	1	+17.2	+17.2	+6.2	−56	
20 中段 V_3 脉	1	+18.5	+17.2	+6.2	−66	本文
	6	+15.7～+17.8			−	②
26 中段 V_3 脉	2	+16.9～+17.8	+17.4	+6.4	−109～−122	①
28 中段 V_3 脉	1	+17.5	+17.5	+6.5	−59	本文
29 中段 V_3 脉	1	+17.5	+17.5	+6.5	−63	
−110mV_4 脉	2	+16.5～+18.3	+17.4	+5.6	−64	②
−210mV_4 脉	3	+16.8～+18.2	+17.5	+5.5	−64	
18 平 V_4 脉	3	+16.9～+18.1	+17.6	+5.7	−81	
20 平 V_4 脉	2	+16.9～+18.3	+17.6	+5.7		
围岩浅色板岩	3	+15.4～+17.1	+16.5			

注：表中数据由中国地质科学院矿床地质研究所测定（2000 年 5 月），$\delta^{18}O_{H_2O}$是取温度 213℃计算求得。

①据张澄博 1995 年资料；②据张理刚 1985 年资料。

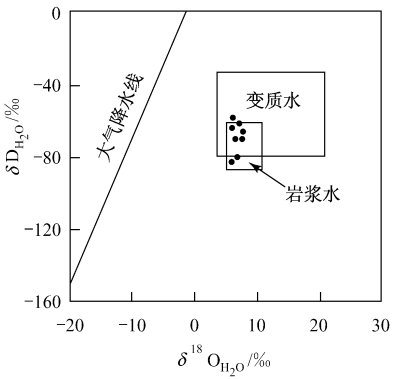


图 4-1　湘西沃溪金锑钨矿床氢氧同位素组成

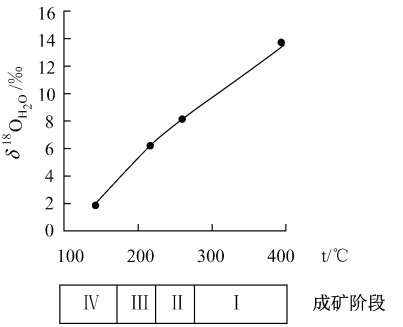


图 4-2　各成矿阶段成矿流体的氧同位素组成

表 4-4　湘西沃溪金锑钨矿床不同成矿阶段矿物和流体氢氧同位素特征

成矿阶段	矿石类型	测定矿物	样品数	温度/℃	$\delta^{18}O_{矿物}$	$\delta^{18}O_{H_2O}$
Ⅰ	碳酸盐脉石英	石英	1	396	+17.8	+13.6
Ⅱ	含钨脉石英	石英	2	259	+16.6	+8.1
		黑钨矿	2	259	+3.6	+9.8
Ⅲ	硫化物自然金脉石英	石英	9	213	+17.1	+6.1
		石英	7	213	+17.8	+6.7
		石英	1	200	+16.9	+5.2
		石英	1	200	+18.3	+6.59
Ⅳ	碳酸盐脉石英	石英	1	143	+18.1	+2.0
全区		石英	20	396～143	+17.3	+6.2

注：据本文、罗献林等（1984）、成都地质学院（1985）资料综合整理。

成矿流体的空间演化方面，从表 4-3 可见，V_3 脉从 10 中段至 29 中段氧同位素值随深度的增加而略有增加，但氢同位素的变化在垂向上无明显的规律；在地表，氢氧同位素的变化从西（鱼儿山）到东（十六棚公）亦无明显的规律。这种氧同位素的空间分布特征，反映出湘西沃溪金锑钨矿床在主矿化期成矿流体以建造水和大气降水的混合为主，沿断裂构造形成的扩容空间下渗，与围岩发生氧同位素交换，随着深度的增加，氧同位素交换程度也增高，从而 $\delta^{18}O$ 值随深度呈现略有增加的趋势。而流体与岩石的氢同位素交换主要取决于岩石中的含水矿物的含量，特别是与有机质的反应最能影响流体的 δD 值，因此流体的 δD 值无明显的空间变化规律。氢、氧同位素在横向上无明显的变化规律说明成矿流体可能主要是垂向迁移，而不是横向迁移。

三、硫同位素

湘西沃溪金锑钨矿床不同矿石矿物和地层的硫同位素组成列于表 4-5。其总的特征有如下 6 点：

(1)地层中不同层位的硫同位素组成有明显差异，冷家溪群中 $\delta^{34}S$ 为＋12.9‰～＋23.5‰，平均＋18.5‰；板溪群五强溪组中为＋6.3‰～＋19.4‰，平均＋14.78‰；板溪群马底驿组中为－10.0‰～－2.1‰，平均－6.12‰，这可能与原岩的沉积环境不同有关。

表 4-5　湘西沃溪金锑钨矿床地层和矿石矿物的硫同位素组成（‰）

地层/矿脉	测定矿物	岩　　性	样数	$\delta^{34}S$ 范围	$\delta^{34}S$ 均值
五强溪组	黄铁矿	灰色砂岩与石英砂岩	4	＋6.3～＋19.4	＋14.78
马底驿组	黄铁矿，黄铜矿，辉铜矿	紫红色板岩夹灰色板岩	5	－10.0～－2.1	－6.12
冷家溪群	黄铁矿	灰绿色砾岩与板岩	4	＋12.9～＋23.5	＋18.5
矿　脉	黄铁矿	脉中微细粒浸染状	7	－1.3～－2.2	－1.7
	黄铁矿	近矿蚀变围岩中粗粒浸染状	6	－0.3～＋4.1	－2.5
	辉锑矿	层脉中	6	＋2.1～－8.6	－2.76
	闪锌矿	层脉中	3	－3.8～－8.3	－5.7
	方铅矿	层脉中	2	－5.1～－12.5	－8.8
	黄铜矿	层脉中	1	＋1.1	＋1.1
	合　　计		25	－12.5～＋2.1	－3.63

注：据湘西沃溪金锑钨矿床、罗献林等（1985）、成都地质学院等资料综合整理。

(2) 矿床中各种金属硫化矿物的 $\delta^{34}S$ 值为－12.5‰～＋2.1‰，与围岩马底驿组的硫同位素组成比较近似，数据变化幅度中等，在直方图上虽有塔式效应，但呈现多峰分布特征（图 4-3），这些特征说明硫具有多来源性质，并可能主要来自围岩地层的板溪群马底驿组。

(3) 同一矿物或同一矿物在层脉内和近矿蚀变围岩中的 $\delta^{34}S$ 值差别很小，说明同一矿物成矿硫均一化程度较高，是在相同的物理化学条件下形成的；但是不同矿物的硫同位素组成有较大差别，其 $\delta^{34}S$ 平均值的大小顺序为：黄铜矿＞黄铁矿＞辉锑矿＞闪锌矿＞方铅矿，这与平衡条件下的分馏顺序黄铁矿、闪锌矿＞黄铜矿＞方铅矿＞辉锑矿不一致或相反，这说明流体体系中硫同位素总体上没有达到平衡，很可能不是平衡分馏，而是动力

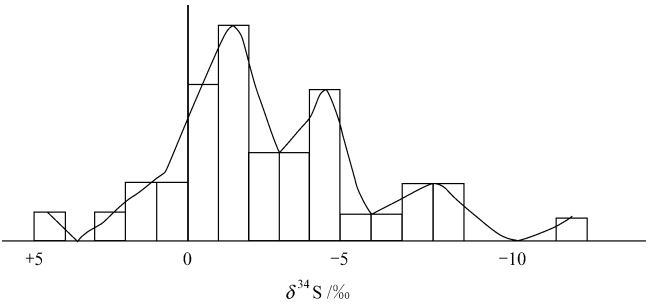


图 4-3　湘西沃溪金锑钨矿床硫同位素组成直方图

学分馏，即流体体系的物理化学环境变化大而快（如构造减压、高渗透率引起流体快速流动等），矿物沉淀和成矿反应较快。

（4）不同矿脉之间进行比较分析（表 4-6），可见其 $\delta^{34}S$ 值差别很小，说明它们是同一流体体系和相同的物理化学条件下成矿。

表 4-6　湘西沃溪金锑钨矿床不同地点、不同矿脉的硫同位素组成（‰）

地　点	矿脉	矿（岩）石特征	样数	$\delta^{34}S$ 范围	$\delta^{34}S$ 均值	测定矿物
鱼儿山	V_1	辉锑矿石英脉	1		+0.8	辉锑矿
十六棚公	V_4	白钨矿、辉锑矿石英脉	5	−8.6～+1.1	−2.3	黄铜矿、黄铁矿、辉锑矿、闪锌矿
		上盘黄铁矿化板岩	1		+1.9	黄铁矿
	V_3	辉锑矿石英脉	7	−12.5～+4.3	−4.1	黄铁矿、辉锑矿、方铅矿、闪锌矿
		上、下盘黄铁矿化板岩	2	−1.8～−0.7	−1.2	黄铁矿
	V_1	辉锑矿石英脉	3	−6.2～+0.7	−1.7	辉锑矿、黄铁矿
		下盘黄铁矿化板岩	1		−0.8	黄铁矿
上沃溪	V_1	黄铁矿化石英脉	2	−1.9～0	−1.0	黄铁矿
		下盘黄铁矿化板岩	1		+1.3	黄铁矿
唐浒坪	V_1	黄绿色硅化板岩	1		−0.3	黄铁矿

注：据湘西沃溪金锑钨矿床、罗献林等（1985）、成都地质学院等资料综合整理。

（5）对各个矿脉内与上、下盘近矿蚀变围岩的 $\delta^{34}S$ 值进行比较分析，可见矿脉内的 $\delta^{34}S$ 值要明显低于上、下盘围岩的值，这说明流体主要聚集在高渗透率的断裂带中流动并成矿；而上、下盘围岩因渗透率低，流体渗透速率很慢，导致断裂带矿脉内与其围岩存在明显的硫同位素动力学分馏，因为轻同位素 ^{32}S 的反应速率比重同位素 ^{34}S 的大，从而使得矿脉内比围岩相对富集轻同位素 ^{32}S，即矿脉内 $\delta^{34}S$ 值比围岩小。这也说明了断裂构造对流体活动和成矿有重要的控制作用。

（6）对同一矿脉在不同标高的硫同位素组成进行比较（表 4-7），可见随着深度的增加，其 $\delta^{34}S$ 值逐渐减小，这同样是受动力学分馏的影响，并说明成矿流体是由下部沿断裂往上运移的。因为受动力学分馏的影响，早期沉淀的矿物要比晚期沉淀的矿物相对富集 ^{32}S，流体由下部向上流动，下部沉淀成矿相对比上部要早，从而下部的 $\delta^{34}S$ 值比上部要小，出现随深度增加 $\delta^{34}S$ 值逐渐减小的规律性变化。

表 4-7　湘西沃溪金锑钨矿床各矿脉不同标高的硫同位素组成（‰）

矿脉	标高/m	样数	$\delta^{34}S$ 范围	$\delta^{34}S$ 均值	测定矿物
V_4	−60	1		+1.1	黄铜矿
	−110	3	+0.9～+1.1	+1.0	黄铁矿（2）、辉锑矿（1）
	−160	2	−8.6～−5.0	−6.8	辉锑矿（1）、闪锌矿（1）
V_3	−110	4	−1.8～+4.3	+0.5	黄铁矿（3）、辉锑矿（1）
	−135	2	−2.9～−1.6	−2.2	方铅矿（1）、闪锌矿（1）
	−185	3	−12.5～−7.4	−9.4	黄铁矿（1）、方铅矿（1）、闪锌矿（1）
V_1	−110	4	−6.2～+0.7	−1.5	黄铁矿（3）、辉锑矿（1）

注：据湘西沃溪金锑钨矿床、罗献林等（1985）、成都地质学院等资料综合整理。

第二节　水口山铅锌金多金属矿田成矿流体特征

一、成矿流体特征

水口山铅锌金多金属矿田可划分为 2 个成矿期和 4 个成矿阶段，各成矿期和成矿阶段的流体地球化学特征列于表 4-8 和表 4-9。

表 4-8　水口山铅锌金多金属矿田成矿流体物理化学特征

成矿期	成矿阶段	温度/℃	压力/MPa	盐度（$w(NaCl_{eq})$）/%	密度/g·cm^{-3}	pH	E_h	R	Na/K	F/Cl
第一成矿期	高温热液矽卡岩阶段	334～430（368）	30.8	13.6～46.4（16.4）	0.97	7.54	−0.53	0.01	12.37	1.42
	中温热液黄铁-石英-硫化物阶段	215～287（264）	13.5	5.15～11.35（9.28）	0.91	6.26	−0.72	0.02	25.63	0.39
第二成矿期	低温热液金-石英-硫化物阶段	132～203（165）	2.9	3.15～6.12（4.59）	0.92	7.8	−0.82	0.74	2.53	1.68
	石英-碳酸盐阶段	98～150（136）	1.3	1.35～5.40（3.34）	0.94	7.66	−0.71	0.26	2.71	2.77

注：据本文和有色 217 地质队资料综合，括号中为平均值。

表 4-9　水口山铅锌金多金属矿田成矿流体化学组成

成矿期	成矿阶段	气相成分/（$w_B/10^{-6}$）						液相成分/（$w_B/10^{-6}$）					
		H_2	N_2	CH_4	CO	CO_2	H_2O	F^-	Cl^-	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
第一成矿期	高温热液矽卡岩阶段	0.33	4.42	—	—	619.26	479	1.69	2.57	0.41	2.99	202.7	5.41
	中温热液黄铁-石英-硫化物阶段	0.20	3.38	—	—	233.84	1036	0.99	4.79	0.79	11.9	7.60	0.36
第二成矿期	低温热液金-石英-硫化物阶段	0.79	3.1	16.7	5.58	125.53	1608	1.83	3.46	2.23	8.06	3.44	0.25
	石英-碳酸盐阶段	0.27	2.24	0.75	2.75	71.99	1257	1.61	2.87	1.90	8.39	3.00	0.75

注：据本文和有色 217 地质队资料综合。

第一成矿期为铅锌铜成矿期，以铅锌铜铁硫为主，伴生金银，形成矽卡岩型和接触交代型铅锌铜黄铁矿矿床。矿床产于燕山中期花岗闪长岩体与碳酸盐岩的接触带，为岩浆期后中高温热液矿床。鸭公塘、老鸦巢、中区的铅锌铜黄铁矿矿床均为该期形成。矿物成分较复杂，主要金属矿物有方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿，其次有毒砂、砷黝铜矿、辉银矿、银黝铜矿、磁铁矿、辉铜矿、白钨矿等，非金属矿物主要有石英、方解石，其次有透辉石、石榴子石、硅灰石、萤石、蛇纹石、符山石等。矿石具交代残余结构、固熔体分离结构、骸晶结构等。上述矿物组成和矿石结构说明该成矿期具中、高温热液特征。

第一成矿期可进一步划分为高温热液矽卡岩阶段和中温热液黄铁-石英硫化物阶段。矽卡岩阶段成矿流体具高温（平均 368℃）、高盐度（w（$NaCl_{eq}$））（平均 16.4%，最高达 46.4%）、中等压力的特征，富含 CO_2、Na、Cl、Ca、Mg；为弱碱性（pH 值平均为 7.54）、弱还原（Eh 为－0.53）的 NaCl＋$CaCl_2$＋CO_2＋H_2O 型流体。黄铁-石英硫化物阶段的成矿流体具中温（平均 264℃）、低压（平均 13.5MPa）、中等盐度、富含 Na、Cl、CO_2 的特征，为弱酸性（pH 值平均为 6.22），低还原度（E_h 为－0.72）的 NaCl＋CO_2＋H_2O 类型流体。

第二成矿期为金银铅锌成矿期，是矿田金银的主要成矿期。它既可叠加于第一成矿期之上使早期贫金银矿床富化而成为金工业矿体，也可单独形成金银铅锌黄铁矿矿床。康家湾铅锌金银矿区是该期成矿的典型代表，主要有层间破碎角砾岩充填型铅锌金银矿床、断裂复活破碎-叠加充填型金矿床、碳酸盐岩中充填型铅锌硫伴生金矿床和断层破碎带角砾岩充填型铅锌金银矿床。该期成矿最重要的特征是受构造的控制。矿物组合相对比较简单，金属矿物主要有方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、自然金、辉银矿等，脉石矿物主要为石英、方解石。

第二成矿期又可进一步划分为低温热液金-石英-硫化物阶段和石英-碳酸盐阶段。金-石英-硫化物阶段成矿流体具低温（平均 165℃）、低压（平均 2.9MPa）、低盐度（平均 3.6%）的特征，流体中 CO_2 进一步减少，Na/K 降低，还原度上升，为弱碱性（pH 7.80）的 NaCl＋CO_2＋H_2O 型流体。石英-碳酸盐阶段成矿流体以超低压（1.3MPa）、低温（平均 139℃），低盐度（3.34%）为特征，成矿溶液中 CO_2 含量减少，Ca、Mg 含量增高，为 NaCl＋H_2O 型流体，除沉淀少量浅色闪锌矿、方铅矿外，主要沉淀出石英、方解石。

从上述分析可看出，水口山铅锌金多金属矿田成矿流体的演化特征是，从早期至晚期，温度、压力、盐度均显著降低。

二、成矿流体和成矿物质来源

1.H、O、C 同位素特征与成矿流体来源

水是成矿热液的基本组分，通过热液水的 H、O 同位素研究，可以确定热液的来源。本次测定了矿田与金属矿物共生的方解石和石英的 O、C 同位素，并收集了部分前人资料，一并列于表 4-10 和图 4-4。根据石英-水分馏方程（张理刚，1985）：

$$1000\ln\alpha_{石英-水}=3.42\times10^6\,T^{-2}-2.86$$

和 O'Neil 等（1969）的方解石-水分馏方程

$$1000\ln\alpha_{方解石-水}=2.78\times10^6\,T^{-2}-2.86$$

表 4-10　水口山铅锌金多金属矿田矿物和成矿流体的 O、C 同位素特征（‰）

矿区	成矿期	样号	矿物	$\delta^{18}O_{矿物}$	$\delta^{18}O_{H_2O}$	$\delta^{13}C_{矿物}$	$\delta^{13}C_{CO_2}$	资料来源
康家湾	Ⅱ$_1$	Bu56-1	石英	12.01	1.35			刘伟（1989）
	Ⅱ$_1$	Bu56-2	石英	12.19	1.53			刘伟（1989）
	Ⅱ$_1$	90TS-87	石英	10.93	0.27			本文
	Ⅱ$_2$	90TS-102	方解石	13.58	0.93	−3.70	−5.20	本文
	Ⅱ$_2$	Bu90	石英	15.36	−4.15			刘伟（1989）
	Ⅱ$_2$	Bu92	石英	16.81	−2.70			刘伟（1989）
	Ⅱ	ZK1082	方解石	9.73	0.20	−3.39	−3.20	湖南 217 队
	Ⅱ	ZK1314	方解石	10.63	1.10	−2.21	−2.02	湖南 217 队
老鸦巢	Ⅰ	90TS-82	方解石	15.37	5.84	−4.66	−4.47	本文
	Ⅰ		方解石	13.06～13.51	4.93～5.58			李洪昌
F_{22}断层中		ZK1032	方解石	11.47	−5.62～1.94	0.59	0.40	有色 217 队
F_1 断层中		89TS-18	方解石	15.35	5.82	−2.62	−2.43	本文
矿区花岗闪长岩				11.6	7.54～9.34			李洪昌

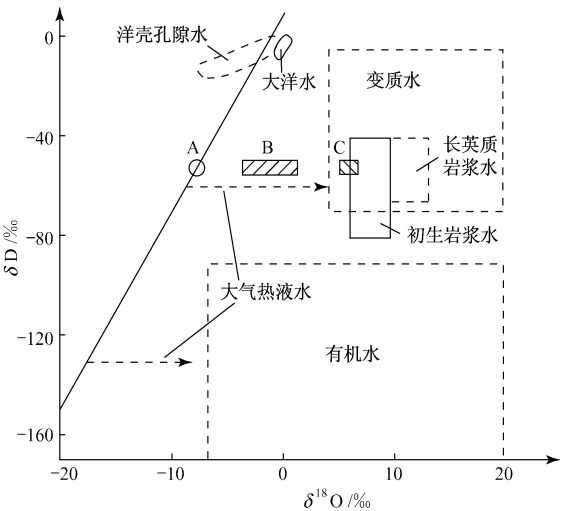


图 4-4　水口山铅锌金多金属矿田成矿流体 δD-$\delta^{18}O$ 图

A—中生代大气降水；B—康家湾矿区；C—老鸦巢矿区

可以计算与方解石或石英相平衡的热液水的氧同位素组成，计算结果列于表 4-3。可以看出，康家湾矿区成矿热液水的氧同位素组成 $\delta^{18}O=-4.15‰\sim+1.53‰$与 Sheppard（1986）的岩浆水（$\delta^{18}O=+5.5‰\sim+10‰$）和矿田岩浆水（$\delta^{18}O=+7.45‰\sim+9.34‰$）相差较大，而较接近南岭地区中生代大气降水的 $\delta^{18}O=-8‰\pm$（张理刚，1985），但仍有差别，因此，矿田第二期金银铅锌成矿期成矿热液来源可能主要是由大气降水组成。有意义的是，F_{22}断层中方解石脉之氧同位素组成（$\delta^{18}O=-5.62‰\sim+1.94‰$）与成矿热液的氧同位素组成一致，说明了成矿热液的活动与 F_{22}断层的活动密切相关。由表 4-10 还可看出，康家湾矿区从成矿早期至晚期，成矿热液的 $\delta^{18}O$ 值显著降低，可能表明了成矿热液中大气降水所占比例在成矿晚期越来越大。

康家湾矿区流体包裹体的氢同位素组成 $\delta D=-48.5‰\sim-53.7‰$（刘伟，1989），也

与南岭地区中生代大气降水（$\delta D=-60\pm10‰$，张理刚，1985、1989）相当接近，并且也接近 Sheppard（1986）岩浆水（$\delta D=-50‰\sim-90‰$），说明了成矿热液具有大气降水和部分岩浆水混合组成特征。

据包裹体成分分析，含碳物质主要为 CO_2，占 98%以上，因此可用 $\delta^{13}C_{CO_2}$来代表康家湾成矿热液的碳同位素组成（表 4-10）。根据 Bottinga（1969）的方解石-CO_2 分馏方程

$$1000\ln\alpha_{方解石-CO_2}=-8.914\times10^8T^{-3}+8.557\times10^6T^{-2}-18.11\times10^3T^{-1}+8.27$$

计算的成矿热液碳同位素组成为 $\delta^{13}C_{CO_2}=-3.20‰\sim-2.02‰$。碳酸盐岩溶解产生的 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值为-8‰～＋4‰（Ohmoto，1986），岩浆岩的 $\delta^{13}C$ 值为 $-5\%\pm2‰$（Ohmoto，1986），比较起来，成矿热液主要来源于碳酸盐岩围岩，少部分来自岩浆岩。

老鸦巢矿区成矿流体的氧同位素组成 $\delta^{18}O=+4.93‰\sim+5.58‰$，比康家湾矿区高，较接近岩浆水，表明该矿区成矿热液组成中岩浆水所占比例较大。

综上所述，氢、氧、碳同位素分析表明，成矿热液由岩浆水和大气水混合组成，热液体系属于开放体系，并且随着构造的演化，从早到晚，开放程度逐渐增大。

2.S、Pb、Rb-Sr 同位素特征与成矿物质的来源

（1）硫同位素特征与硫源

本文作了 6 个矿物的 S 同位素分析，并收集了前人的 131 个数据，共计 137 个，其特征列于表 4-11。鸭公塘-老鸦巢铜铅锌矿物的硫化矿物（方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿）的 $\delta^{34}S$ 值范围为$-5.99‰\sim+10.30‰$，平均值 0.93‰，直方图（图 4-5）上呈明显的塔式分布，峰值在 $\delta^{34}S=0‰$附近。康家湾铅锌金银矿床硫化矿物的 $\delta^{34}S$ 值为$-7.36‰\sim+3.52‰$，平均 0.24‰，在直方图上（图 4-5）也呈明显的塔式分布，峰值在 $\delta^{34}S=1‰$附近。矿物的硫同位素特征似乎表明硫来源于上地幔或下地壳。但是仅根据矿物的硫同位素特征来判断硫的来源是不准确的，因为矿物的硫同位素组成不能代表成矿热液的硫同位素组成，成矿热液的物理化学性质对矿物的硫同位素组成会产生一定影响。因此必须通过恢复成矿热液硫同位素组成来探讨 S 的来源。

表 4-11　水口山铅锌金多金属矿田矿物和成矿流体的硫同位素特征

成矿期	矿　区	矿　物	样　数	$\delta^{34}S_{矿物}$/‰		热液的 $\delta^{34}S_{\sum S}$/‰	
				范　围	平均值	范　围	平均值
Ⅰ 铜铅锌成矿期	鸭公塘	黄铁矿	21	0.23～6.07	2.15	20.77～26.61	22.69
		闪锌矿	20	−5.39～1.87	−0.61	16.05～23.31	20.83
	老鸦巢	方铅矿	12	−5.99～10.30	0.42	17.65～33.94	24.05
		黄铜矿	10	0.30～4.04	2.30	22.24～25.78	24.22
		总平均	63	−5.99～10.30	0.93		22.59
Ⅱ 金银铅锌成矿期	康家湾	黄铁矿	34	−6.17～3.52	0.64	17.26～26.95	24.07
		闪锌矿	27	−5.44～2.74	0.44	19.6～27.24	24.97
		方铅矿	13	−7.36～1.31	−1.22	19.96～28.63	26.10
		总平均	74	−7.36～3.52	0.24		24.71

由矿物的 S 同位素组成计算成矿热液的总硫同位素组成的计算公式（Ohmoto，1972）为

$$\delta^{34}S_{\sum S} = \delta^{34}S_{矿物} - \Delta_{H_2S}^{矿物} + \Delta_{H_2S}^{HS^-} X_{HS^-} + \Delta_{H_2S}^{S^{2-}} X_{S^{2-}} + \Delta_{H_2S}^{SO_4^{2-}}\left(\frac{R}{R+1}\right)$$

式中：R 为热液中氧化态硫与还原态硫的比值，即 $R = X_{\sum SO_4^{2-}} / X_{\sum H_2S^0}$

因为 $\Delta_{H_2S}^{HS^-} \approx 0$，$X_{S^{2-}} \approx 0$，上式可简化为

$$\delta^{34}S_{\sum S} = \delta^{34}S_{矿物} - \Delta_{H_2S}^{矿物} + \Delta_{H_2S}^{SO_4^{2-}}\left(\frac{R}{R+1}\right)$$

式中：$\Delta_{H_2S}^{矿物}$ 为矿物相对于 H_2S 的 S 同位素富集系数，几个主要矿物的 $\Delta_{H_2S}^{矿物}$ 计算公式为(Barnes，1979)

$$\Delta_{H_2S}^{ZnS} = 0.1\times10^6\,T^{-2},\quad \Delta_{H_2S}^{PbS} = -0.63\times10^6\,T^{-2},\quad \Delta_{H_2S}^{Gn} = -0.05\times10^6\,T^{-2}$$

$$\Delta_{H_2S}^{Py} = 0.4\times10^6\,T^{-2},\quad \Delta_{H_2S}^{SO_4^{2-}} = 5.26\times10^6\,T^{-2} + 6.0$$

根据成矿条件(T、$\lg f_{O_2}$、pH)可计算成矿热液的总硫同位素组成，结果也列于表 4-11，并绘制成直方图(图 4-5)。可见，第一成矿期热液总硫的 $\delta^{34}S$ 值为 16.05‰～3.94‰，峰值 22.6‰左右；第二成矿期热液流体总硫的 $\delta^{34}S$ 值为 17.26‰～28.63‰，峰值为 25‰左右。这表明成矿流体的硫主要来自上地壳沉积岩中。据 Nielsen(1979)研究，海相沉积硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 值，二叠纪为 10‰～15‰，石炭纪为 15‰～20‰，寒武纪—泥盆纪为 20‰～30‰，因此，结合矿田的区域地质条件分析，部分硫可能来自下古生代地层中。

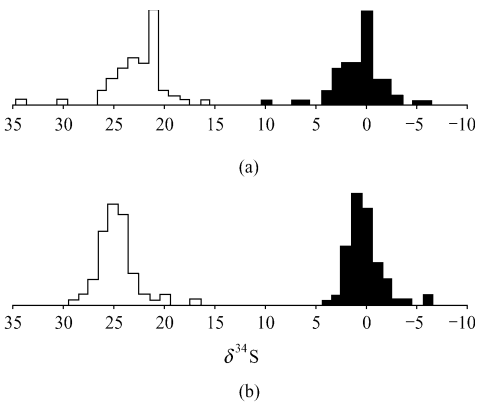


图 4-5　水口山铅锌金多金属矿田硫同位素组成直方图

黑框为矿物的硫同位素组成，白框为成矿流体的总硫同位素组成

(a)鸭公塘、老鸦巢矿区；(b)康家湾矿区

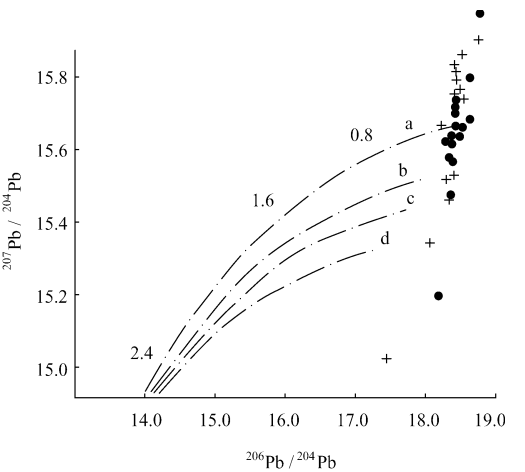


图 4-6　水口山铅锌金多金属矿田铅同位素组成在南岭铅同位素演化曲线(张理刚，1989)上的位置

a—地壳；b—混合地壳；c—地幔；d—下地壳

＋鸭公塘、老鸦巢矿区；•康家湾矿区

(2)铅同位素特征

矿区方铅矿的铅同位素组成列于表 4-12，其特征是铀铅变化小，钍铅变化大。将铅同位素数据投影到南岭铅构造图上(图 4-6)，可以看出，铅同位素组成大多位于上地壳演化线附近，少数位于混合地壳和地幔演化线附近。铅的来源主要是上地壳沉积岩，并混合少量的幔源铅。

表 4-12　水口山铅锌金多金属矿田矿石铅同位素组成

矿区	序号	样　　号	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
鸭公塘老鸦巢	1	CK238	18.446	15.513	38.658
	2	CK258	18.589	15.726	38.940
	3	秤砣岭	18.486	15.736	38.936
	4	秤砣岭	18.553	15.753	38.947
	5	SVL81-3	18.509	15.799	39.177
	6	SV81-12	18.515	15.823	38.955
	7	SV81-3	17.441	15.058	36.404
	8	康 7	18.729	15.889	39.118
	9	74242	18.39	15.45	38.70
	10	康 6	18.493	15.782	38.745
	11	74240	18.10	15.32	39.118
	12		18.63	15.85	39.35
	13	Pb-19	18.36	15.50	39.21
	14	Pb-08	18.34	15.64	38.87
康家湾	15	ZK1034	18.182	15.180	37.892
	16	ZK1083	18.451	15.553	38.579
	17	ZK1006	18.402	15.607	38.675
	18	ZK1155	18.362	15.599	38.406
	19	ZK1114	18.420	15.458	38.597
	20	ZK1314	18.489	15.649	38.607
	21	ZK1051	18.445	15.640	38.607
	22	ZK1093	18.385	15.563	38.366
	23	ZK1119	18.441	15.625	38.679
	24	ZK1114	18.419	15.637	38.636
	25	123B7-2	18.40	15.963	39.499
	26	117C1-9	18.505	15.721	38.866
	27	113C1-4	18.525	15.697	38.790
	28	123BC-5	18.512	15.698	38.874
	29	康 7	18.693	15.784	38.959
	30	90TS84	18.443	15.622	38.544
	31	90TS85	18.547	15.644	38.591

(3)Rb-Sr 同位素特征

对康家湾矿床及邻区的含矿硅化角砾岩进行了 Rb、Sr 同位素分析(刘顺生、谭凯旋，1996)，分析中将胶结物和角砾分离，分别进行分析测试，分析结果见表 4-13，并计算了各样品的初始 Sr 同位素比值，结果也列于表 4-13 中。可见，各样品的初始 Sr 同位素比值($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 为 0.70951～0.72974，大多数样品明显高于地幔的 Sr 同位素比值和矿区花岗岩的 Sr 同位素比值($^{87}Sr/^{86}Sr=0.706$)，这表明成矿流体和成矿物质主要来源于上地壳，部分来自岩浆岩。

表 4-13　水口山铅锌金多金属矿田含矿硅化角砾岩 Rb、Sr 同位素分析结果

序号	样　号	采样位置	岩　性	$Rb/10^{-6}$	$Sr/10^{-6}$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$
1	89TS19B	老鸦巢	基质物	41.863	46.420	0.714752	2.603	0.71033
2	89TS141B	大渔湾	基质物	22.428	15.685	0.723376	4.130	0.71636
3	89TS156	鹰角岭	基质物	0.909	3.512	0.710844	0.784	0.70951
4	89TS78	石坳岭	基质物	1.567	11.365	0.712790	0.398	0.71211
5	89TS128B	康家湾五中段	基质物	8.038	20.654	0.731651	1.125	0.72974
6	89TS128A		角　砾	6.552	20.492	0.710955	0.920	0.70939
7	89TS128		全　岩	61.696	15.950	0.733332	11.181	0.71432
8	Sh89L1B	康家湾七中段	基质物	83.374	14.730	0.757577	16.403	0.72974
9	Sh89L1A		角　砾	9.199	6.480	0.718125	4.100	0.71116

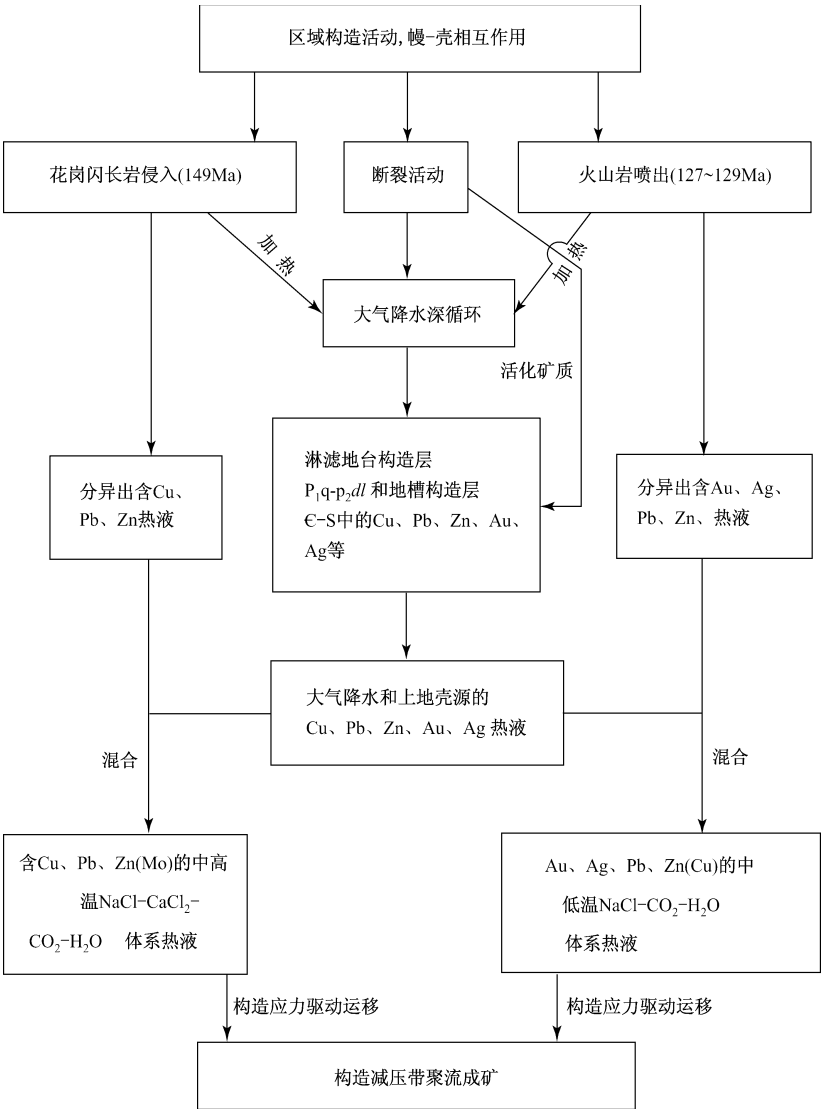


图 4-7　水口山铅锌金多金属矿田成矿流体演化与成矿综合模式

三、成矿流体演化与成矿作用的综合模式

综上分析，水口山铅锌金多金属矿田流体演化与成矿具有如下主要特征：①早期成矿流体（第一成矿期）为与岩浆岩有关的中—高温、中—高盐度、中等压力的 $NaCl+CaCl_2+CO_2+H_2O$ 型流体，晚期成矿流体主要为大气降水形成的低温、低盐度、低压力的 $NaCl+CO_2+H_2O$ 型流体；②成矿物质主要来自上地壳，即由于水-岩反应而溶解地层中的成矿物质，同时也有部分来自深源岩浆；③从成矿早期至晚期，成矿流体的温度、盐度、压力逐渐降低，以及 $\delta^{18}O$ 值逐渐减小，反映出流体中大气降水所占比重逐渐增大；④低的成矿流体压力（特别是第二成矿期）表明经历了明显的构造减压作用，构造扩容空间和减压对成矿有较大的控制作用。因此，水口山铅锌金多金属矿田成矿流体演化与成矿作用可用图 4-7 来综合表述。

第三节　柿竹园钨锡多金属矿床成矿流体特征

柿竹园钨锡多金属矿床为一矽卡岩-云英岩复合型的 W、Sn、Mo、Bi、Be 多金属矿床，主要产于泥盆系佘田桥组灰岩与花岗岩的接触带上。矿床具明显分带，从下至上，由岩体往外依次为：①云英岩型（或云英岩化花岗岩型）钨锡铋钼矿床；②网脉状云英岩-矽卡岩型钨锡钼铋矿床；③矽卡岩型钨铋矿床；④云母电气石网脉状大理岩锡矿床。成矿流体活动与花岗质岩浆侵入作用密切相关，具有多期次叠加的特征，可将成矿流体和成矿作用划分为 3 期 9 个阶段（表 4-14）。

表 4-14　柿竹园钨锡多金属矿床流体活动与成矿期次顺序

岩浆活动	流体与成矿期次	顺序号	主要矿物
第一次花岗质岩浆侵入活动	干矽卡岩化阶段	1	钙铝-钙铁榴石、透辉石、钙铁辉石、符山石、方解石
	湿矽卡岩化阶段	2	角闪石、绿帘石、磁铁矿
	云英岩化及 W、Sn 石英脉阶段	3	石英、云母、黄玉
	矽卡岩化末阶段	4	萤石
第二次花岗质岩浆侵入活动	脉状矽卡岩阶段	5	钙铝榴石、符山石、透辉石
	伟晶岩阶段	6	长石、石英、黑磷云母
	云英岩化及黑钨矿石英脉阶段	7	石英、云母、萤石
	硫化物阶段	8	石英、黄铁矿、磁黄铁矿
第三次岩浆活动	无矿石英-萤石脉阶段	9	石英、萤石

一、成矿流体特征

早期矽卡岩矿物中包裹体一般为 5～40μm，形态不规则；晚期为 20～80μm，形态比较规则。可分为 4 类包裹体：A、液体包裹体；B、气体包裹体，仅见于早期矽卡岩中；C、含子矿物包裹体，产于各种矽卡岩矿物中，早期矿物中包裹体子矿物有石盐、钾盐、氯化钙、石膏、方解石、硅酸盐矿物，晚期仅有方解石；D、纯气体包裹体。根据矿物包裹体的初熔温度、子矿物种类和相态确定流体体系主要为 $NaCl-CaCl_2-H_2O$、$NaCl-KCl-CaCl_2-H_2O$ 和 $NaCl-CaCl_2-MgCl_2-H_2O$ 体系；其次为 $NaCl-H_2O$、$NaCl-KCl-H_2O$ 体系。晚期矽卡岩矿物中包裹体为 $CaCl_2-NaCl-KCl-H_2O$ 体系。

流体的盐度（$w(NaCl_{eq})$，下同）一般为 10%～25%，最高达 51.7%。

早期矽卡岩成矿流体的温度为 350～525℃，晚期为 243～286℃，为高—中温热液成矿条

件。在矽卡岩成矿过程中，成矿流体普遍发生了沸腾作用，沸腾前成矿流体压力为 60～85MPa，沸腾期间和沸腾后成矿流体压力为 32～58MPa。

矽卡岩成矿流体的演化特征有如下五点。

(1)岩浆-流体不混溶阶段(超临界流体)：岩浆结晶分异作用分离出超临界流体，温度大于或等于 550～600℃，压力大于或等于 60MPa，盐度 15%～20%，密度 0.50～0.65g/cm^3，主要组成为 H_2O、NaCl、KCl、HCl、$FeCl_2$、Al、Si 及 W、Sn、Be、B 等。

(2)接触交代作用阶段(临界以下流体)：温度大于或等于 520～580℃，压力大于或等于 60MPa，盐度 12%～25%，密度 0.50～0.65g/cm^3，主要组成为 H_2O、NaCl、KCl、$CaCl_2$、Al、Si、$FeCl_2$ 及 W、Sn、Be、B 等，流体体系为 $CaCl_2$-NaCl-KCl-($FeCl_2$)-H_2O。

(3)流体沸腾-接触交代作用阶段：由于裂隙的产生，体系压力突降到 32～58MPa，使流体产生沸腾，形成高密度、高盐度液相和低密度、低盐度蒸气相的流体，并使体系温度下降。液相液体温度 480～572℃，压力 32～58MPa，盐度 48%～70%，密度 1.21～1.68g/cm^3，组成主要为 NaCl、KCl、$CaCl_2$、$FeCl_2$、H_2O；气相流体温度 480～572℃，压力 32～58MPa，盐度 1%～4%，密度 0.21～0.32g/cm^3，含 Sn、B、Be 等。

(4)湿矽卡岩化阶段：为岩浆水与残余液体的混合，温度 300～480℃，压力 30～60MPa，盐度 5%～18%，密度 0.65～0.92g/cm^3，流体体系为 $CaCl_2$-NaCl-KCl-H_2O。

(5)大气降水＋岩浆水混合阶段：流体温度 200～300℃，压力 30～60MPa，密度 0.7～0.85g/cm^3，盐度 0.3%～4.5%，流体体系为 NaCl-H_2O。

其他类型矿床(如石英脉型)的成矿流体主要为 NaCl-H_2O-CO_2-H_2S-(CH_4)不混溶体系，其次为 NaCl-H_2O 流体体系，其特点是：①多为不混溶流体的体系；② X_{CO_2} 和 X_{H_2S} 很高。

综上所述，柿竹园钨锡多金属矿床流体体系主要有如下 3 种：

(1)千里山花岗质岩浆结晶分异过程中，直接分异出中等盐度的成矿流体 NaCl-KCl-H_2O 体系。石英脉、云英岩型锡矿床的形成与这类流体体系有关。

(2)与接触交代作用有关的高盐度富钙流体 $CaCl_2$-NaCl-KCl-H_2O 体系。此流体体系由岩浆成因流体交代碳酸盐岩地层形成。

(3)富 CO_2、H_2S 的低盐度不混溶流体 NaCl-CO_2-H_2S(-CH_4)-H_2O 体系。这是较晚期硫化物矿床形成的主要成矿流体体系。

总之，该区成矿流体从富氯、高温、高盐度、高氧逸度的岩浆成因流体向富 H_2S＋CO_2、低温、低盐度、低氧逸度的混合流体(岩浆成因流体＋大气降水)演化，最后演化为纯大气降水流体。

二、成矿流体、成矿物质的来源

1.矿床硫同位素

该矿区辉铜矿、黄铜矿、黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为 4.8‰～7.85‰，变化幅度小，直方图呈塔式分布，表明硫主要来源于岩浆。但远离花岗岩体的铅锌矿床的 $\delta^{34}S$ 值变化范围大，为 −10.93‰～＋9.87‰，与前者有较大差别，反映出是多来源的。

2.矿床氢、氧同位素与成矿流体的来源和演化

云英岩脉中石英 $\delta^{18}O$ 为＋11.2‰～＋14.0‰，与本区花岗岩基本一致(全岩＋7.8‰～＋10.8‰，石英＋9.8‰～＋11.0‰)，黑钨矿的 $\delta^{18}O$ 值平均为 3.2‰，成矿流体为＋4.2‰～

+11.3‰，表明主要属正常岩浆水。晚期石英-萤石脉中石英的 $\delta^{18}O$ 值降低为 4‰～5‰，介于该地区中生代大气降水（$\delta D=-50‰$～-52‰，$\delta^{18}O=-8.5‰$）与岩浆水之间，萤石包裹体的氢、氧同位素组成较复杂，矽卡岩中包裹体的 $\delta D=-56‰$，$\delta^{18}O=-0.2‰$；云英岩中包裹体 $\delta D=-52‰$～$-73‰$，$\delta^{18}O=-2.9‰$～+1.3‰，显示出岩浆水与大气降水的混合特征。晚期矽卡岩中包裹体 $\delta D=-56‰$，$\delta^{18}O=-6.0‰$；萤石脉包裹体 $\delta D=-51‰$，$\delta^{18}O=-8.5‰$，已基本上为大气降水特征。

三、成矿流体的演化

综合上述，该区成矿流体的形成演化机制如下。

(1)岩浆结晶分异作用与成矿物质的分离。随千里山花岗质岩浆冷却结晶，岩浆中水渐

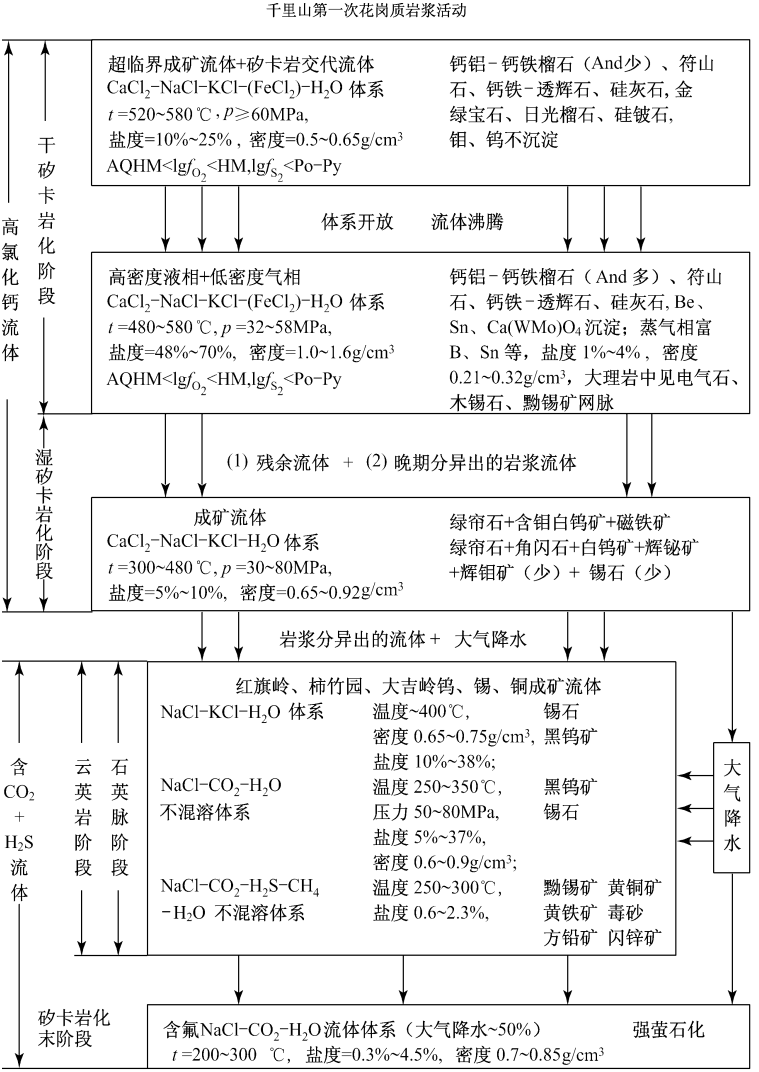


图 4-8　柿竹园钨锡多金属矿床第一期成矿流体演化模式图

趋饱和，继而发生流体-熔体不混溶。Cl、B、Na、K、W、Sn、Mo、Bi、Be、Cu 等与成矿有关的组分和成矿物质分配到流体相中，形成盐度为 10%～20%的富成矿物质和挥发分的成矿流体。

(2)流体-结晶质再平衡与成矿元素的释放。在流体-结晶矿物的再平衡过程中(如黑云母＋流体 A→白云母＋石英＋流体 B)，低价态金属(Fe、Sn、Bi、Cu、Pb、Zn)和部分高价态金属(Mo、W)可以进入流体相(Engster，1985)。

(3)水-岩作用与地层中部分成矿物质的溶解迁移。大气降水在地层中循环可与岩石发生化学反应，溶解地层中的部分成矿物质，形成络合物进行迁移，其中 Sn、Cu、Pb、Zn、Fe 等成矿元素主要以氯络合物形式迁移，而 W、Mo 则可能以 WO_4^{2-}、HWO_4^-、Mo_4^{2-} 等形式迁移。

成矿流体的形成、演化与成矿过程可归纳于图 4-8 和图 4-9 之中。

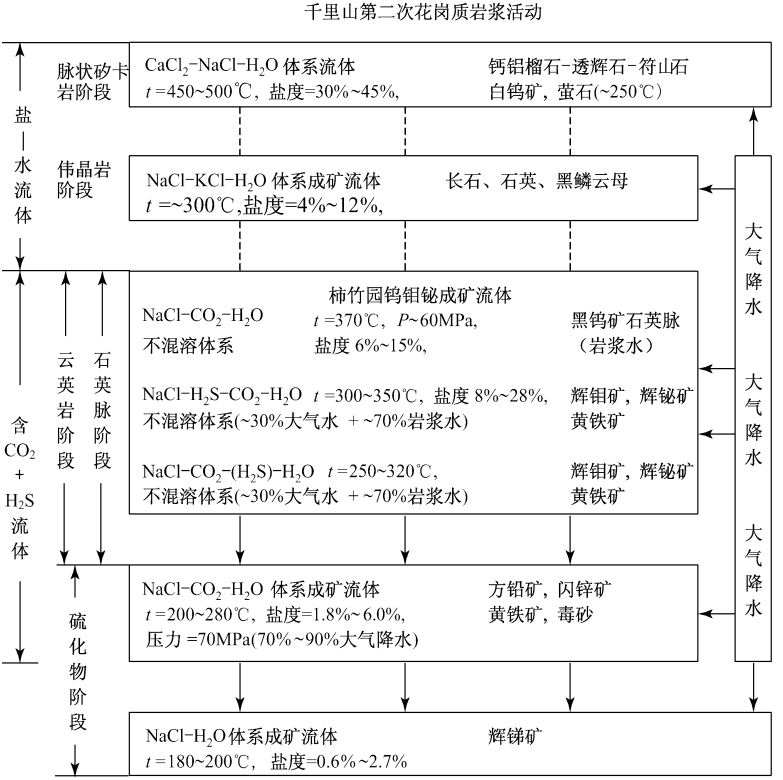


图 4-9　柿竹园钨锡多金属矿床第二期成矿流体演化模式图

第四节　构造影响成矿流体形成演化的动力学机理

构造对成矿流体形成演化的控制作用主要表现在 4 个方面：①构造应力和构造扩容空间对流体压力的影响；②构造应力对地层(矿源层)中矿物，特别是成矿物质溶解与活化迁移的影响，这是导致一般流体向成矿流体转化的关键，主要是通过压力溶解作用来进行；③构造应力通过影响流体压力来进一步影响流体体系中各组分间的热力学平衡关系和各组分的浓度与饱和度，这又影响到流体中组分，特别是成矿物质的稳定性和成矿反应的发生；④构

造应力对流体运移的驱动，高渗透率的构造扩容空间对流体的引水渠作用和提供成矿空间场所。下面通过应用第三章动力学模型和模拟程序进行的计算机模拟来重点分析湘西沃溪金锑钨矿床和水口山铅锌金多金属矿田中构造对成矿流体形成演化的动力学控制过程与机理。

一、湘西沃溪金锑钨矿床

上述的地球化学分析表明，湘西沃溪金锑钨矿床成矿流体为中低温、中等盐度、弱碱性、弱还原性的以建造水和大气降水混合为主的热液流体，在构造减压的低压环境中成矿。成矿物质主要来源于围岩冷家溪群和板溪群地层。

图 4-10 是不同地层中流体 H^+ 浓度随时间演化的模拟结果。由该图可见，不同地层中流体的 H^+ 浓度相差不大，均介于 4×10^{-7} 与 8×10^{-7} 之间，为近中性至弱碱性，不同地层流体的 H^+ 浓度之间也存在一定的差异；此外还可看出，主要成矿层位的板溪群马底驿组中段中流体 H^+ 浓度的演化线位于其他地层的下方（特别是早期 20Ma 以前），即在主要成矿地层中流体的 H^+ 浓度低于其他围岩地层（图 4-11），H^+ 浓度的增高可影响流体中成矿组分的溶解度并使络合物的稳定性降低，从而导致沉淀成矿。这也说明了马底驿组中段是最有利的主要成矿层位，而其他地层是成矿流体和成矿物质来源的供给者。

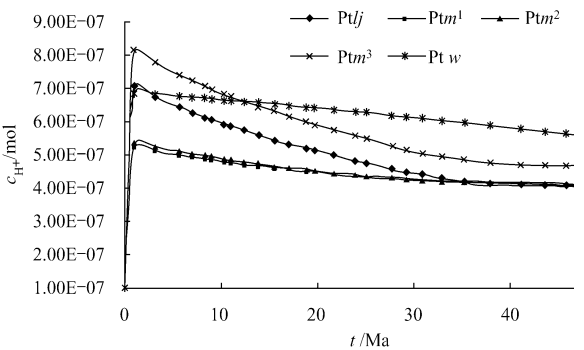


图 4-10　湘西沃溪金锑钨矿床不同地层中流体 H^+ 浓度的演化

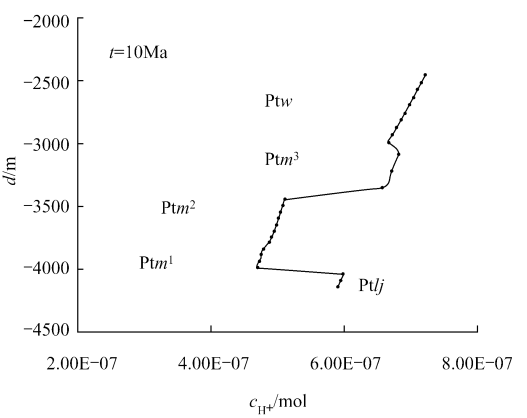


图 4-11　湘西沃溪金锑钨矿床
流体 H^+ 浓度演化在不同地层中的分布

图 4-12 是不同地层中流体液相 SiO_2 浓度演化的模拟结果。SiO_2 是成矿流体中的重要组分之一，它与 Au 可形成 Au-Si 络合物有利于 Au 的活化迁移，石英是最主要的脉石矿物，湘西沃溪金锑钨矿床主要为石英脉型金矿床。由图 4-12 可见，不同地层中流体 SiO_2(aq)浓度的演化曲线基本重合，反映出这些围岩地层都是有利的矿源层。图 4-13 为不同地层中流体成矿组分 Sb^{3+} 浓度的演化模拟结果，可见不同地层中也都基本一致，同样反映出这些围岩地层都是有利的矿源层。

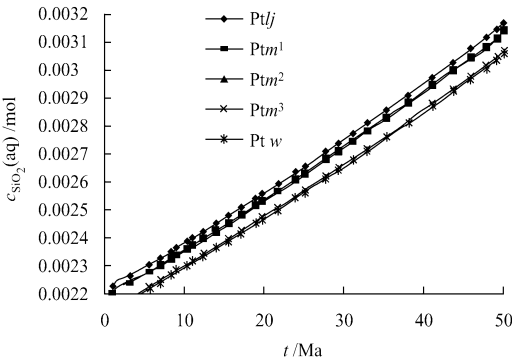


图 4-12　湘西沃溪金锑钨矿床不同地层中流体 SiO_2(aq)浓度的演化

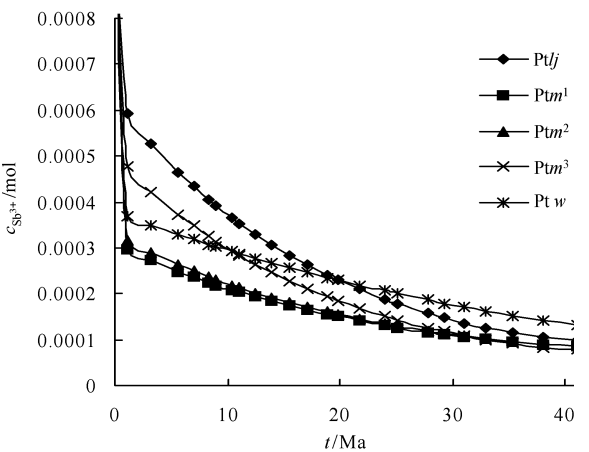


图 4-13　湘西沃溪金锑钨矿床不同地层流体中主要成矿组分 Sb^{3+} 浓度的演化

图 4-14 为地层中石英矿物压力溶解速率演化的模拟结果。图 4-15 为石英压力溶解速率与应力演化关系的模拟结果。石英的压溶速率从早期至晚期逐渐降低，且受应力的控制，并随应力的增高而显著增大(图 4-15)。从金属矿物的压溶作用更能直接反映出成矿流体形成演化的动力学控制机理。图 4-16 为地层中 Au 压溶速率随时间演化的模拟结果。从早期至晚期 Au 的压溶速率逐渐减小，并在大约 40Ma 之后变为 0；与石英相似，金的压溶速率也与应力呈正相关关系(图 4-17)，并随应力的减小而减小，当应力小于一定值(临界值)后，其压溶速率变为 0。上述模拟结果表明，应力对矿物的压溶作用和成矿物质的活化迁移、成矿流体的形成有重要的影响。

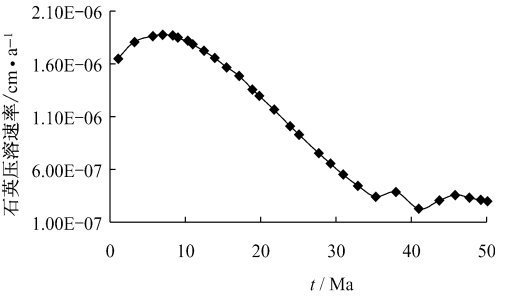


图 4-14　湘西沃溪金锑钨矿床流体成矿过程中围岩中石英压溶速率的演化

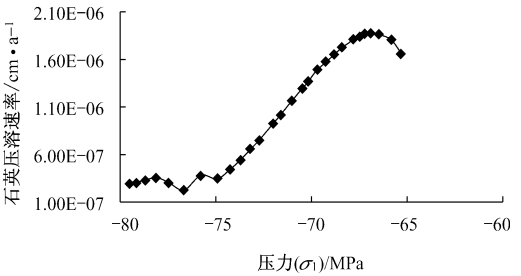


图 4-15　湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中围岩中石英压溶速率与应力演化的关系

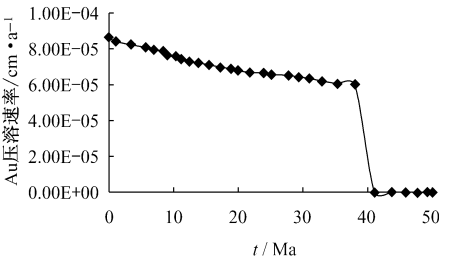


图 4-16　湘西沃溪金锑钨矿床流体成矿过程中地层中成矿元素 Au 压溶速率的演化

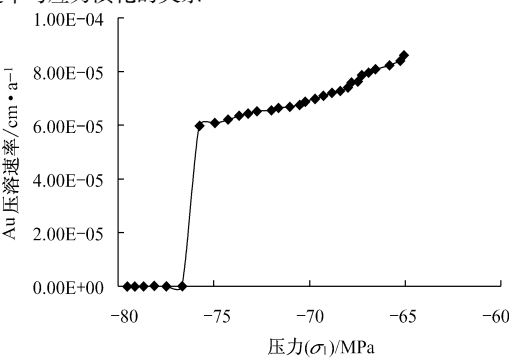


图 4-17　湘西沃溪金锑钨矿床流体成矿过程中地层中成矿元素 Au 压溶速率与应力的关系

二、水口山铅锌金多金属矿田

前述的流体地球化学特征和示踪分析可知，水口山铅锌金多金属矿田早期成矿流体为中—高温、中—高盐度、中等压力的 $NaCl+CaCl_2+CO_2+H_2O$ 型流体，晚期成矿流体变为低温、低盐度、低压力的 $NaCl+CO_2+H_2O$ 型流体；从成矿早期至晚期，成矿流体的温度、盐度、压力逐渐降低；成矿物质主要来自上地壳，即由于水-岩反应而溶解地层中的成矿物质，同时也有部分来自深源岩浆。

图 4-18 是水口山铅锌金多金属矿田不同地层中流体 H^+ 浓度随时间演化的模拟结果。

由该图可见，不同地层中流体的 H^+ 浓度的演化基本相同，下二叠统栖霞组地层中略高于其他地层。各地层中流体的成矿组分 Pb^{2+} 浓度演化的模拟结果（图 4-19，图 4-20）反映出下二叠统栖霞组地层中要明显高于其他地层，但其余地层中也有一定的含量。这些结果都表明，水口山铅锌金多金属矿田中各地层都可为成矿提供物质来源，而以下二叠统栖霞组地层的贡献最大。

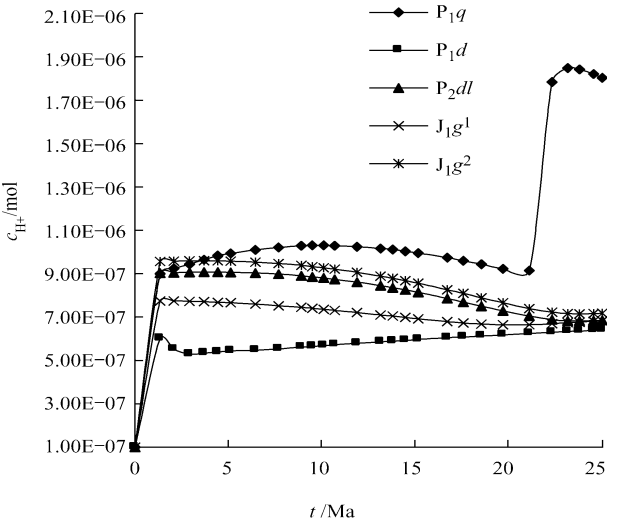


图 4-18　水口山铅锌金多金属矿田
不同地层中流体 H^+ 浓度的演化

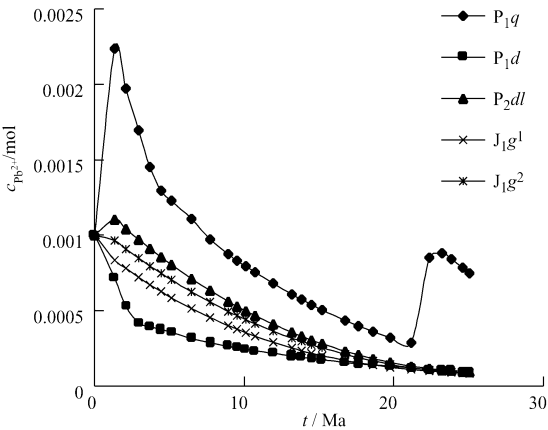


图 4-19　水口山铅锌金多金属矿田不同
地层流体中 Pb^{2+} 浓度的演化

对地层中的一些主要造岩矿物和金属元素（矿物）的压力溶解作用进行了模拟。石英的压溶速率先随时间而增高，大约于 18Ma 左右达到最大值，然后又随时间迅速降低（图 4-21）。方解石压溶速率的演化比较复杂（图 4-22），随时间呈不规则的振荡性变化（混沌振荡），并在 20～23Ma 期间出现了负值，负的速率表示矿物的沉淀和重结晶。这说明方解石的压溶作用比较复杂，是一个非线性过程。对不同地层中的 Pb 和 Zn 压溶作用的模拟结果（图 4-23，图

4-24)表明,各地层中 Zn 的压溶速率相差不是很大,总的来说都是随时间的增加而减小。在下二叠统栖霞组和上二叠统斗岭组中的压溶速率略高于下二叠统当冲组和下侏罗统高家田组,这说明各地层对 Zn 成矿的物源都有贡献,可能下二叠统栖霞组和上二叠统斗岭组的贡献稍大一些。不同地层中 Pb 的压溶速率有较大的差异,其中以下二叠统栖霞组最大,其次为下侏罗统高家田组,下二叠统当冲组中速率最小,在 30Ma 后接近于 0,上二叠统斗岭组中在整个模拟过程中 Pb 的压溶速率均为 0。模拟结果说明,下二叠统栖霞组可能是 Pb 成矿的主要矿源层。这也反映出 Pb 和 Zn 的成矿物质来源可能存在不完全一致性。对主要矿源层下二叠统栖霞组中 Pb 和 Zn 的压溶速率与应力演化的关系进行分析(图 4-25、图 4-26),可见 Pb 和 Zn 的压溶速率都是随应力增高而显著增大。这说明构造应力对地层中 Pb 和 Zn 等成矿物质的溶解迁移和成矿作用有重要的控制意义。

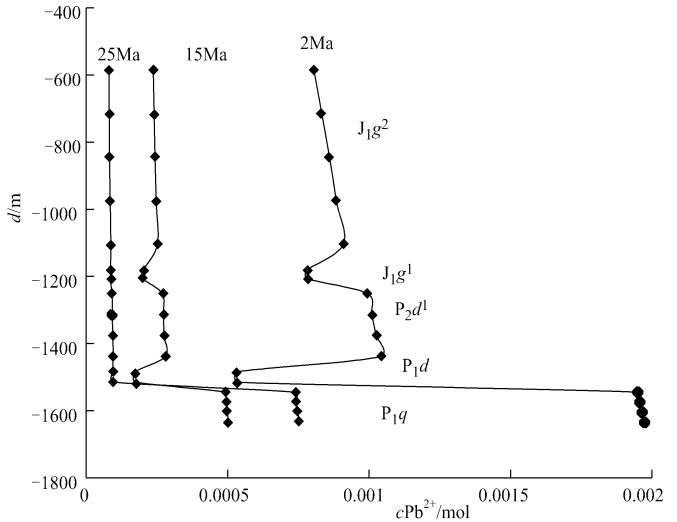


图 4-20　水口山铅锌金多金属矿田流体中
Pb^{2+} 浓度演化在不同地层中的分布

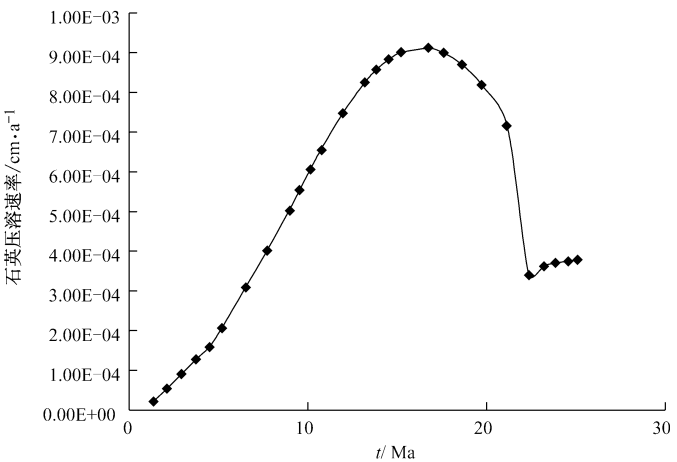


图 4-21　水口山铅锌金多金属矿田成矿流体
活动中围岩中石英压力溶解速率的演化

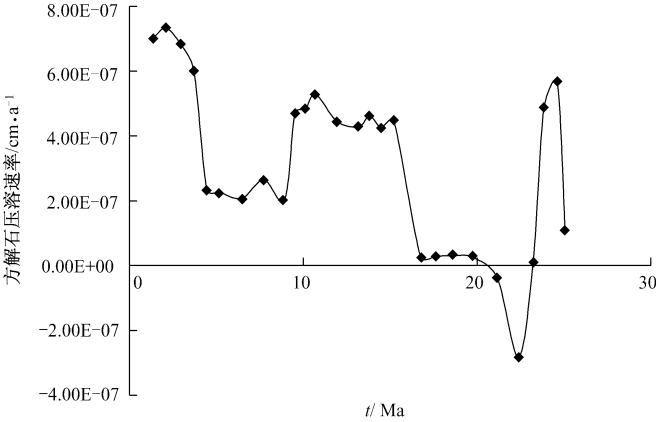


图 4-22　水口山铅锌金多金属矿田成矿过程
中围岩方解石压溶速率的演化

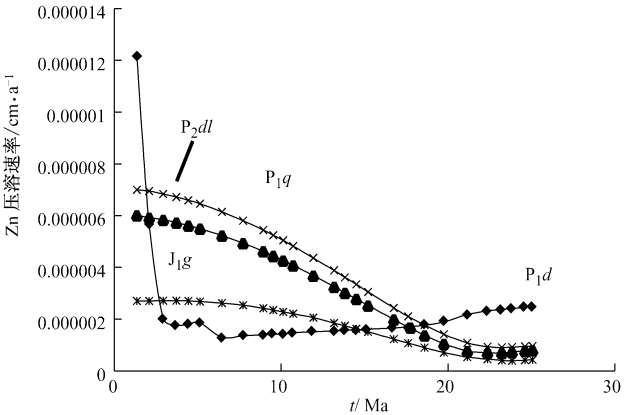


图 4-23　水口山铅锌金多金属矿田不同地层中 Zn 压溶速率的演化

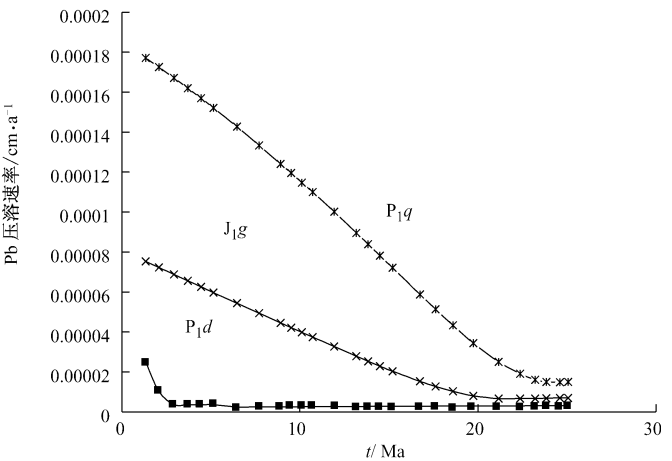


图 4-24　水口山铅锌金多金属矿田不同地层中 Pb 压溶速率的演化

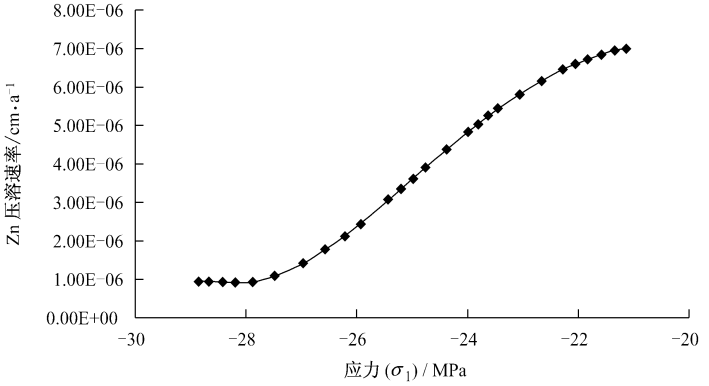


图 4-25　水口山铅锌金多金属矿田主要矿源层中 Zn 压溶速率演化与应力的关系

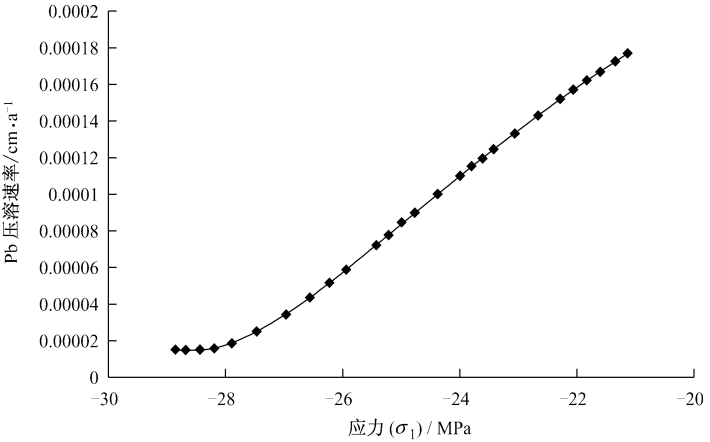


图 4-26　水口山铅锌金多金属矿田主要矿源层中 Pb 压溶速率演化与应力的关系

第五章　构造成矿的分形动力学

第一节　断裂构造的分形与多重分形特征

断裂构造的分形研究在近年来越来越受到重视，人们已认识到断裂构造的分布和几何形状具有分形结构（Hirata，1989），分维值大小可以作为研究区断裂连通性和构造成熟度的判别标准之一（Cowie，et al.，1995）。近年来发现断裂分布具有多重分形标度性质（Cowie，et al.，1995）。

由单分形集合构成的非均匀分布分形集合称为多重分形。分形和多重分形的区别主要在于分形的标度指数和分维值为常数，且二者相等；而多重分形的标度指数和分维值是连续变化的。多重分形在空间上包含所有具有连续分维谱的分形，从多重分形模式中可以推导出具有不同分维值，如容量维、信息维、关联维等的各种分形模式。Evertsz 和 Mandelbrot（1982）认为，分形主要应用于物体的集合，而多重分形则应用于测量之中。对于具有几何支撑的连续随机空间分布变量，这种支撑可以由通过 k 维空间 R^k（$k=1$，2，3）分割产生的许多单元组成。假设每一个单元都可以看作一个集合，那么测量可假设为具有一组空间物体的单元中集合的交叉，这些空间物体包括点、线段、面积、体积等。下面对各矿区的断裂构造进行多重分形分析。

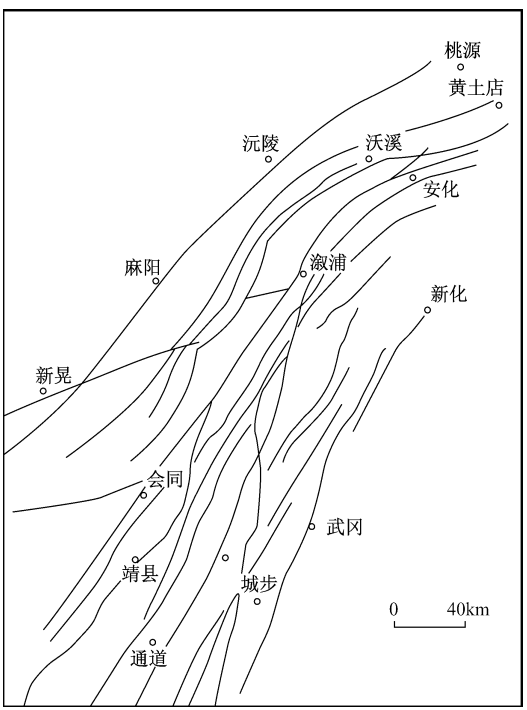


图 5-1　湘西沃溪金锑钨矿床区域断裂构造简图

本次研究分别对湘西沃溪金锑钨矿床区域断裂构造（图 5-1）、水口山铅锌金多金属矿田断裂构造（图 5-2）以及柿竹园钨锡多金属矿床区域断裂构造（图 5-3）进行了多重分形分析。测量中采用了 5 个单元尺度，其中湘西沃溪金锑钨矿床取 r 分别为 2.5、5、10、20、40km，后两个矿区取 r 分别为 250、500、1000、2000、4000m，分别测量出每个单元（i）中的断裂总长度（μ_i）。此次测量数据全部通过 MapInfo 图形数据库处理软件获得，根据式（1.5），分别取了不同的 q 值，计算了每一个 q 值下的分配函数值并由此得出 $\tau(q)$ 值，结果分别列于表 5-1、表 5-2 和表 5-3，不同 q 值下拟合直线的相关系数

均在 0.99 以上，表明具有较好的 $\tau(q)$ 估计值。根据统计结果，分别做出了 q-$\tau(q)$、q-$\alpha(q)$、α-$f(\alpha)$ 和 q-$f(\alpha)$ 的相关关系图（图 5-4、图 5-5 和图 5-6）。

通过整个湘西南区域断裂构造（图 5-1）的分析，对于湘西沃溪金锑钨矿床，获得一条多重分维谱，在 $q=0$ 时，$f(\alpha)$ 达到最大值（1.6401），其值等于 $\tau(0)$ 也即容量维 D_0。在水口山铅锌金多金属矿田，除对整个矿区做了一个多重分形分析外，作为对比，还分别选了一个有矿区和无矿区（图 5-2）进行了分析，整个矿区在 $q=0$ 时，$f(\alpha)$ 达到最大值（1.3827），有矿区和无矿区在 $q=0$ 时的 $f(\alpha)$ 值分别为 1.4222 和 1.2294。在柿竹园钨锡多金属矿床，就南边矿区和北边无矿区（图 5-3）分别进行了多重分形分析，在 $q=0$ 时，$f(\alpha)$ 达到最大值（分别为 1.5251 和 1.3315）。

根据以上分析，可以获得以下几点结论。

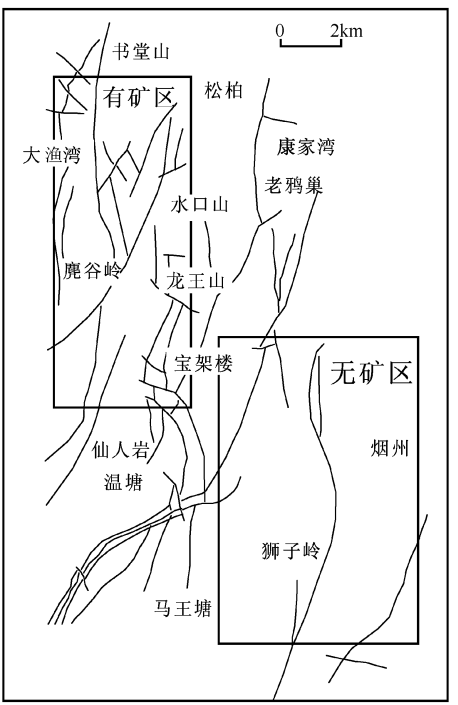


图 5-2　水口山铅锌金多金属矿田区域断裂构造简图

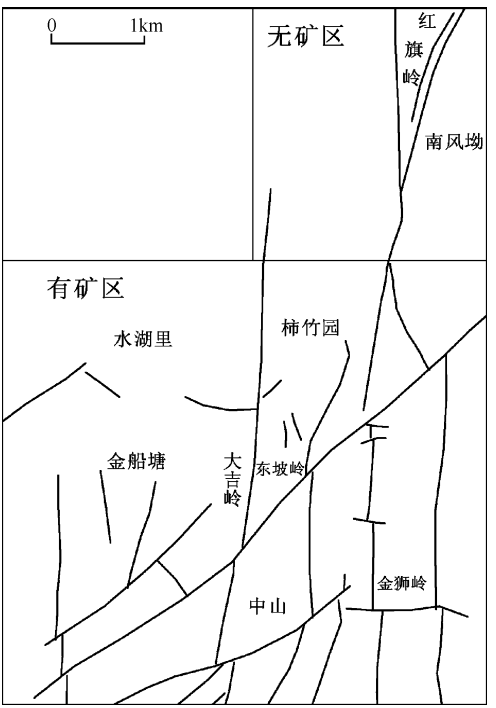


图 5-3　柿竹园钨锡多金属矿区断裂构造简图

1. 各矿区断裂构造为多重分形分布，其盒维数变化幅度大，说明该区断裂作用复杂。考虑自组织临界（SOC）理论所提出的断裂作用的耗散过程，断裂作用通过小断裂的连接而演化并自发组织到一点，使应变集中到具分形几何的主断裂带上；这就使得断裂构造在它充分发育之前表现出可变化的成熟度（Cowie，et al.，1993；Cello，1997），即变化的分维值，从而造成多重分形分布。因此该区断裂作用是通过断层间的连通而演化的自组织过程。

2. 从图 5-4 和图 5-5 都可以看出，在 q-$\tau(q)$ 的相关关系图上，有矿区的 $\tau(q)$ 明显大于无矿区，q-$\alpha(q)$ 的相关关系图上也有类似的规律；在 α-$f(\alpha)$ 的相关关系图上，多

重分维谱 $f(\alpha)$ 也呈一定的规律变化，水口山铅锌金多金属矿田 $f(\alpha)$ 最大值按有矿区(1.4222)、整个矿田（1.3326）到无矿区（1.2294）从大到小变化，在 $f(\alpha)$ 与 x 轴的左交点也按有矿区、整个矿田到无矿区从大到小排列；柿竹园钨锡多金属矿床的 $f(\alpha)$ 极大值也是南部有矿区（1.5251）显著大于北部的无矿区（1.3315）；湘西沃溪金锑钨矿床区域断裂构造多重分维谱 $f(\alpha)$ 的极大值为 1.6401，与水口山铅锌金多金属矿田和柿竹园钨锡多金属矿床有矿区的 $f(\alpha)$ 极大值接近。由此可见，断裂构造多重分维谱 $f(\alpha)$ 较高的峰值以及较大的与 x 轴的左交点都可以指示成矿的有利地区和远景区。

3. 岩石变形作用随断裂分维值的增大而显著增大，并存在一个分维临界值 $D_f=1.22\sim1.38$（临界值的变化受岩性和断裂方向分布的影响），当断裂分维超过临界值时，则断裂的连通性好，岩石渗透率将显著增高，从而有利于流体的活动和热液成矿作用（Zhang Xing and Sanderson，1994）。各个矿区断裂构造的分维值 D_0 为 1.4222～1.6401，均大于其临界值，是非常有利于流体活动和成矿作用的。

表 5-1　湘西沃溪金锑钨矿床区域断裂构造多重分形分析

q	$\tau(q)$	R^2	D_q	$\alpha(q)$	$f(\alpha)$	q	$\tau(q)$	R^2	D_q	$\alpha(q)$	$f(\alpha)$
−1.25	−4.5384	0.9874	2.0170			7	9.0020	0.9986	1.5003	1.4167	0.9149
−1	−3.8236	0.9874	1.9118	2.7484	1.0752	7.5	9.7078	0.9985	1.4935	1.4140	0.8972
−0.75	−3.1640	0.9875	1.8080	2.4222	1.3474	8	10.4160	0.9983	1.4880	1.4102	0.8656
−0.5	−2.6125	0.9902	1.7417	2.1280	1.5485	8.5	11.1180	0.9982	1.4824	1.4030	0.8075
−0.25	−2.1000	0.9908	1.6800	1.9448	1.6138	9	11.8190	0.9981	1.4774	1.4000	0.7810
0	−1.6401	0.9915	1.6401	1.8004	1.6401	9.5	12.5180	0.998	1.4727	1.3980	0.7630
0.25	−1.1998	0.9922	1.5997	1.6818	1.6203	10	13.2170	0.998	1.4684	1.3947	0.7297
0.5	−0.7992	0.9929	1.5984	1.6046	1.6015	11	14.6100	0.9978	1.4610	1.3905	0.6855
0.75	−0.3975	0.9936	1.5900	1.5984	1.5963	12	15.9980	0.9977	1.4544	1.3870	0.6460
1	0	—	—	1.5614	1.5614	13	17.3840	0.9977	1.4487	1.3850	0.6210
1.25	0.3832	0.9948	1.5328	1.5530	1.5581	14	18.7680	0.9976	1.4437	1.3840	0.6080
1.5	0.7765	0.9953	1.5530	1.5516	1.5509	15	20.1520	0.9976	1.4394	1.3840	0.6080
1.75	1.1590	0.9958	1.5453	1.5482	1.5504	16	21.5360	0.9975	1.4357	1.3840	0.6080
2	1.5506	0.9962	1.5506	1.5480	1.5454	17	22.9200	0.9974	1.4325	1.3835	0.5995
2.5	2.3200	0.9966	1.5467	1.5458	1.5445	18	24.3030	0.9974	1.4296	1.3830	0.5910
3	3.0964	0.9969	1.5482	1.5455	1.5401	19	25.6860	0.9973	1.4270	1.3835	0.6005
3.5	3.8655	0.9972	1.5462	1.5333	1.5011	20	27.0700	0.9973	1.4247	1.3830	0.5900
4	4.6297	0.9978	1.5432	1.5325	1.5003	22	29.8350	0.9972	1.4207	1.3825	0.5800
4.5	5.3980	0.9982	1.5423	1.4951	1.3300	24	32.6000	0.9971	1.4174	1.3823	0.5740
5	6.1248	0.9986	1.5312	1.4687	1.2187	26	35.3640	0.997	1.4146	1.3815	0.5550
5.5	6.8667	0.9988	1.5259	1.4562	1.1424	28	38.1260	0.997	1.4121	1.3810	0.5420
6	7.5810	0.9988	1.5162	1.4244	0.9654	30	40.8880	0.9969	1.4099		
6.5	8.2911	0.9988	1.5075	1.4210	0.9454						

表 5-2　水口山铅锌金多金属矿田断裂构造多重分形分析

无矿区					有矿区				整个矿田				
q	$\tau(q)$	R^2	$\alpha(q)$	$f(\alpha)$	$\tau(q)$	R^2	$\alpha(q)$	$f(\alpha)$	q	$\tau(q)$	R^2	$\alpha(q)$	$f(\alpha)$
−1	−2.8156	0.9874			−2.963	0.9874			−1.5	−4.1541	0.9875		
−0.9	−2.6164	0.9874	1.931	0.8785	−2.789	0.9874	1.7105	1.2496	−1.25	−3.5759	0.9879	2.2944	0.7079
−0.8	−2.4294	0.9875	1.8135	0.9786	−2.6209	0.9875	1.6535	1.2981	−1	−3.0069	0.9884	2.1414	0.8655
−0.7	−2.2537	0.9879	1.7075	1.0585	−2.4583	0.9879	1.6005	1.338	−0.75	−2.5052	0.9890	1.7742	1.1746
−0.6	−2.0879	0.9884	1.6155	1.1186	−2.3008	0.9884	1.5535	1.3687	−0.5	−2.1198	0.9897	1.5308	1.3544
−0.5	−1.9306	0.989	1.5375	1.1619	−2.1476	0.989	1.5135	1.3909	−0.25	−1.7398	0.9905	1.4742	1.3713
−0.4	−1.7804	0.9902	1.472	1.1916	−1.9981	0.9897	1.481	1.4057	0	−1.3827	0.9913	1.447	1.3827
−0.3	−1.6362	0.9908	1.4175	1.211	−1.8514	0.9905	1.4555	1.4148	0.25	−1.0163	0.9921	1.4252	1.3726
−0.2	−1.4969	0.9915	1.3735	1.2222	−1.707	0.9913	1.4365	1.4197	0.5	−0.6701	0.9929	1.3682	1.3542
−0.1	−1.3615	0.9922	1.3375	1.2278	−1.5641	0.9921	1.424	1.4217	0.75	−0.3322	0.9936	1.3402	1.3374
0	−1.2294	0.9929	1.308	1.2294	−1.4222	0.9929	1.4165	1.4222	1	0	—	1.3326	1.3326
0.1	−1.0999	0.9936	1.284	1.2283	−1.2808	0.9936	1.4125	1.4221	1.25	0.3341	0.9948	1.3296	1.3279
0.2	−0.9726	0.9942	1.2635	1.2253	−1.1397	0.9942	1.4115	1.422	1.5	0.6648	0.9953	1.3264	1.3248
0.3	−0.8472	0.9948	1.247	1.2213	−0.9985	0.9948	1.413	1.4224	1.75	0.9973	0.9958	1.324	1.3197
0.4	−0.7232	0.9953	1.2335	1.2166	−0.8571	0.9953	1.416	1.4235	2	1.3268	0.9962	1.3189	1.3111
0.5	−0.6005	0.9958	1.2215	1.21125	−0.7153	0.9958	1.42	1.4253	2.5	1.9865	0.9966	1.3129	1.2958
0.6	−0.4789	0.9962	1.212	1.2061	−0.5731	0.9962	1.424	1.4275	3	2.6397	0.9969	1.3085	1.2858
0.7	−0.3581	0.9966	1.204	1.2009	−0.4305	0.9966	1.4285	1.4305	3.5	3.295	0.9972	1.3077	1.282
0.8	−0.2381	0.9969	1.1965	1.1953	−0.2874	0.9969	1.433	1.4338	4	3.9474	0.9978	1.3068	1.2798
0.9	−0.1188	0.9972	1.1905	1.1903	−0.1439	0.9972	1.437	1.4372	4.5	4.6018	0.9982	1.304	1.2662
1	0	—	1.1785	1.1785	0	—	1.4447	1.4447	5	5.2514	0.9986	1.3021	1.2591
1.5	0.5883	0.9982	1.171	1.1682	0.7229	0.9982	1.4348	1.4293	5.5	5.9039	0.9988	1.2941	1.2137
2	1.171	0.9986	1.1629	1.1548	1.4348	0.9986	1.4166	1.3984	6	6.5455	0.9988	1.2895	1.1915
2.5	1.7512	0.9988	1.1589	1.1461	2.1395	0.9988	1.4084	1.3815	6.5	7.1934	0.9988	1.2848	1.1578
3	2.3299	0.9988	1.1563	1.139	2.8432	0.9988	1.3942	1.3394	7	7.8303	0.9987	1.2754	1.0975
3.5	2.9075	0.9988	1.154	1.1315	3.5337	0.9988	1.3864	1.3187	7.5	8.4688	0.9986	1.2719	1.0705
4	3.4839	0.9987	1.1514	1.1217	4.2296	0.9987	1.3862	1.3152	8	9.1022	0.9985	1.2612	0.9874
4.5	4.0589	0.9986	1.1482	1.108	4.9199	0.9986	1.3604	1.2019	8.5	9.73	0.9983	1.2508	0.9018
5	4.6321	0.9985	1.1445	1.0904	5.59	0.9985	1.3381	1.1005	9	10.353	0.9982	1.245	0.852
5.5	5.2034	0.9983	1.1403	1.0683	6.258	0.9983	1.3358	1.0889	9.5	10.975	0.9981	1.232	0.729
6	5.7724	0.9982	1.1357	1.0418	6.9258	0.9982	1.3351	1.0848	10	11.585	0.998	1.2187	0.6017
6.5	6.3391	0.9981	1.1309	1.0118	7.5931	0.9981	1.3296	1.0493	11	12.803	0.998	1.2115	0.5235
7	6.9033	0.998	1.126	0.9787	8.2554	0.998	1.3199	0.9839	12	14.008	0.9979	1.208	0.488
7.5	7.4651	0.998	1.1213	0.9447	8.913	0.998	1.3111	0.9203	13	15.219	0.9979	1.2035	0.4265
8	8.0246	0.9979	1.1166	0.9082	9.5665	0.9979	1.303	0.8575	14	16.415	0.9978	1.1995	0.378

续表

无矿区					有矿区				整个矿田				
q	τ（q）	R^2	α（q）	f（α）	τ（q）	R^2	α（q）	f（α）	q	τ（q）	R^2	α（q）	f（α）
8.5	8.5817	0.9979	1.1122	0.872	10.216	0.9979	1.2965	0.8043	15	17.618	0.9978	1.199	0.367
9	9.1368	0.9978	1.1082	0.837	10.863	0.9978	1.29	0.747	16	18.813	0.9875	1.1975	0.347
9.5	9.6899	0.9978	1.1042	0.8	11.506	0.9978	1.284	0.692	17	20.013	0.9879	1.1965	0.3275
10	10.241	0.9977	1.0994	0.753	12.147	0.9977	1.2767	0.6197	18	21.206	0.998	1.1945	0.295
11	11.339	0.9977	1.0955	0.7115	13.421	0.9977	1.2705	0.5545	19	22.402	0.9979	1.194	0.284
12	12.432	0.9976	1.091	0.66	14.688	0.9976	1.2635	0.474	20	23.594	0.9979	1.193	0.266
13	13.521	0.9976	1.0875	0.6165	15.948	0.9976	1.257	0.393	22	25.981	0.9978	1.1923	0.2485
14	14.607	0.9975	1.085	0.583	17.202	0.9975	1.252	0.326	24	28.363	0.9977	1.191	0.221
15	15.691	0.9975	1.0825	0.5465	18.452	0.9975	1.2485	0.2755	26	30.745	0.9977	1.1903	0.2015
16	16.772	0.9974	1.0805	0.516	19.699	0.9974	1.245	0.221	28	33.124	0.9976	1.1895	0.182
17	17.852	0.9974	1.079	0.491	20.942	0.9974	1.2415	0.1635	30	35.503	0.9976		
18	18.93	0.9973	1.0775	0.465	22.182	0.9973	1.2395	0.129					
19	20.007	0.9973	1.0765	0.4465	23.421	0.9973	1.238	0.101					
20	21.083	0.9972	1.075	0.417	24.658	0.9972	1.2353	0.0487					
22	23.232	0.9972	1.074	0.396	27.127	0.9972	1.2338	0.0155					
24	25.379	0.9971	1.0728	0.367	29.593	0.9971	1.2323	−0.019					
26	27.523	0.997	1.0718	0.3425	32.056	0.997	1.2313	−0.0435					
28	29.666	0.997	1.0713	0.329	34.518	0.997	1.2305	−0.064					
30	31.808	0.9969			36.978	0.9969							

注：有矿区情况下的 q 值同无矿区情况。

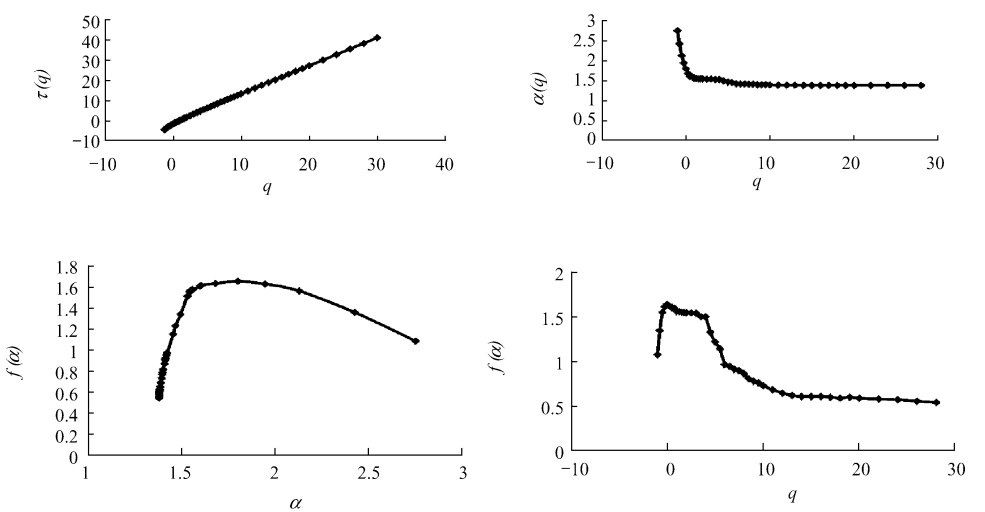


图 5-4　湘西沃溪金锑钨矿床区域断裂构造多重分形分析

表 5-3　柿竹园钨锡多金属矿区断裂构造多重分形分析

有矿区					无矿区				
q	τ（q）	D_q	α（q）	f（α）	q	τ（q）	D_q	α（q）	f（α）
−1.75	−7.1808	2.6112			−1	−2.9316	1.4658		
−1.5	−6.1029	2.4412	4.2950	−0.3396	−0.8	−2.5866	1.4370	1.6950	1.2306
−1.25	−5.0333	2.2370	4.1950	−0.2105	−0.6	−2.2536	1.4085	1.6493	1.2640
−1	−4.0054	2.0027	3.8632	0.1422	−0.5	−2.0918	1.3945	1.6015	1.2911
−0.75	−3.1017	1.7724	3.1692	0.7248	−0.4	−1.9333	1.3809	1.5690	1.3057
−0.5	−2.4208	1.6139	2.3404	1.2506	−0.3	−1.7780	1.3677	1.5365	1.3171
−0.25	−1.9315	1.5452	1.7914	1.4837	−0.2	−1.6260	1.3550	1.5040	1.3252
0	−1.5251	1.5251	1.5788	1.5251	−0.1	−1.4772	1.3429	1.4725	1.3300
0.25	−1.1421	1.5228	1.5304	1.5247	0	−1.3315	1.3315	1.4320	1.3315
0.5	−0.7599	1.5198	1.5232	1.5215	0.2	−1.0476	1.3095	1.4158	1.3308
0.75	−0.3805	1.5220	1.5198	1.5204	0.4	−0.7652	1.2753	1.3755	1.3154
1	0	—	1.4268	1.4268	0.6	−0.4974	1.2435	1.3045	1.2801
1.25	0.3329	1.3316	1.3752	1.3861	0.8	−0.2434	1.2170	1.2435	1.2382
1.5	0.6876	1.3752	1.3806	1.3833	1	0	—	1.2361	1.2361
1.75	1.0232	1.3643	1.3720	1.3778	1.5	0.6219	1.2438	1.2368	1.2333
2	1.3736	1.3736	1.3637	1.3539	2	1.2368	1.2368	1.2273	1.2178
2.5	2.0460	1.3640	1.3463	1.3198	2.5	1.8492	1.2328	1.2221	1.2061
3	2.7199	1.3600	1.3359	1.2878	3	2.4589	1.2295	1.2159	1.1888
3.5	3.3819	1.3528	1.3098	1.2024	3.5	3.0651	1.2260	1.2079	1.1626
4	4.0297	1.3432	1.2994	1.1679	4	3.6668	1.2223	1.1988	1.1284
4.5	4.6813	1.3375	1.2957	1.1494	4.5	4.2639	1.2183	1.1895	1.0889
5	5.3254	1.3314	1.2903	1.1261	5	4.8563	1.2141	1.1805	1.0462
5.5	5.9716	1.3270	1.2843	1.0921	5.5	5.4444	1.2099	1.1722	1.0027
6	6.6097	1.3219	1.2684	1.0007	6	6.0285	1.2057	1.1645	0.9585
6.5	7.2400	1.3164	1.2534	0.9071	6.5	6.6089	1.2016	1.1575	0.9148
7	7.8631	1.3105	1.2399	0.8162	7	7.1860	1.1977	1.1511	0.8717
7.5	8.4799	1.3046	1.2280	0.7301	7.5	7.7600	1.1938	1.1454	0.8305
8	9.0911	1.2987	1.2178	0.6513	8	8.3314	1.1902	1.1402	0.7902
8.5	9.6977	1.2930	1.2089	0.5780	8.5	8.9002	1.1867	1.1353	0.7498
9	10.3000	1.2875	1.2023	0.5207	9	9.4667	1.1833	1.1308	0.7105
9.5	10.9000	1.2824	1.1970	0.4715	9.5	10.0310	1.1801	1.1273	0.6784
10	11.4970	1.2774	1.1900	0.4030	10	10.5940	1.1771	1.1220	0.6260
11	12.6850	1.2685	1.1850	0.3500	11	11.7140	1.1714	1.1170	0.5730
12	13.8670	1.2606	1.1805	0.2990	12	12.8280	1.1662	1.1115	0.5100
13	15.0460	1.2538	1.1775	0.2615	13	13.9370	1.1614	1.1070	0.4540
14	16.2220	1.2478	1.1750	0.2280	14	15.0420	1.1571	1.1030	0.4000
15	17.3960	1.2426	1.1735	0.2065	15	16.1430	1.1531	1.1000	0.3570
16	18.5690	1.2379	1.1730	0.1990	16	17.2420	1.1495	1.0975	0.3180
17	19.7420	1.2339	1.1725	0.1905	17	18.3380	1.1461	1.0945	0.2685
18	20.9140	1.2302	1.1715	0.1730	18	19.4310	1.1430	1.0925	0.2340
19	22.0850	1.2269	1.1710	0.1640	19	20.5230	1.1402	1.0915	0.2155
20	23.2560	1.2240	1.1710	0.1640	20	21.6140	1.1376	1.0893	0.1727
22	25.5980	1.2190	1.1708	0.1585	22	23.7910	1.1329	1.0878	0.1395
24	27.9390	1.2147	1.1705	0.1530	24	25.9650	1.1289	1.0863	0.1050
26	30.2800	1.2112	1.1703	0.1465	26	28.1360	1.1254	1.0853	0.0805
28	32.6200	1.2081	1.1700	0.1400	28	30.3060	1.1224	1.0845	0.0600
30	34.9600	1.2055			30	32.4740	1.1198		

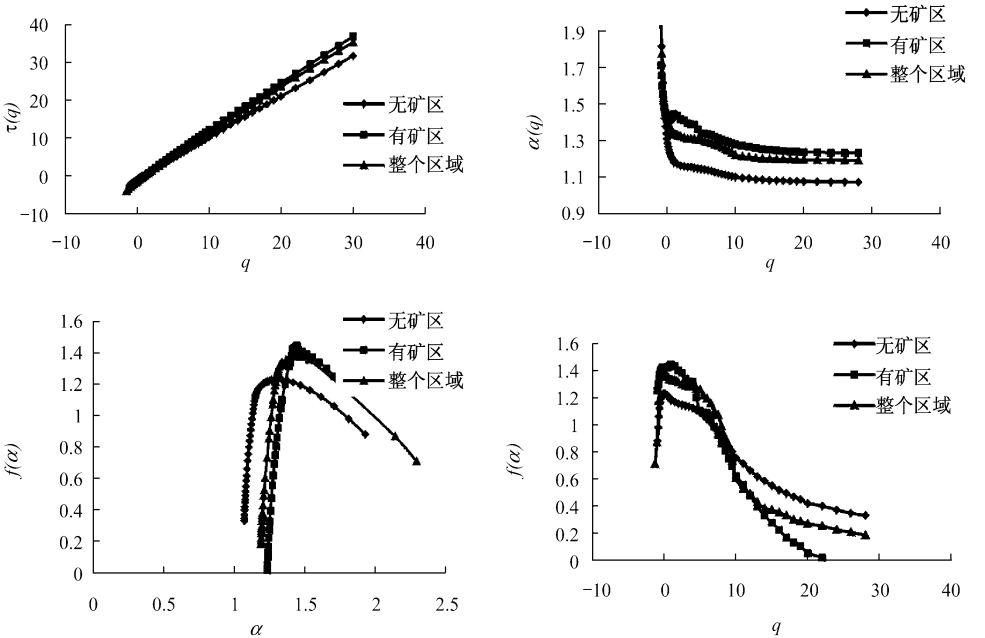


图 5-5　水口山铅锌金多金属矿田断裂构造多重分形分析

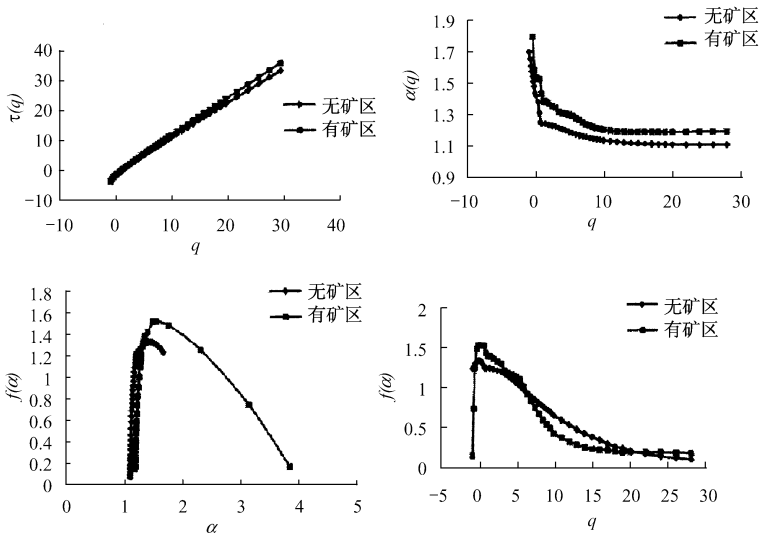


图 5-6　柿竹园钨锡多金属矿区断裂构造多重分形分析

第二节　湘西沃溪金锑钨矿床裂隙-脉系统的分形及混沌特征

一、含矿石英脉厚度变化特征

沃溪矿区内 V_4、V_3、V_1、V_2 等具有工业价值的 4 条矿脉在空间上相对集中，构成了一个矿脉组，4 条矿脉呈相互平行排列，产状与围岩产状基本上一致，在矿区西部，走向近东西，倾向北，从十六棚公至东部矿区，矿脉走向逐渐变为南东东，倾向也变为北北东。倾角一般较缓，为 25°～30°，局部可达 40°。在深部（24 中段以下），由于受构造的影

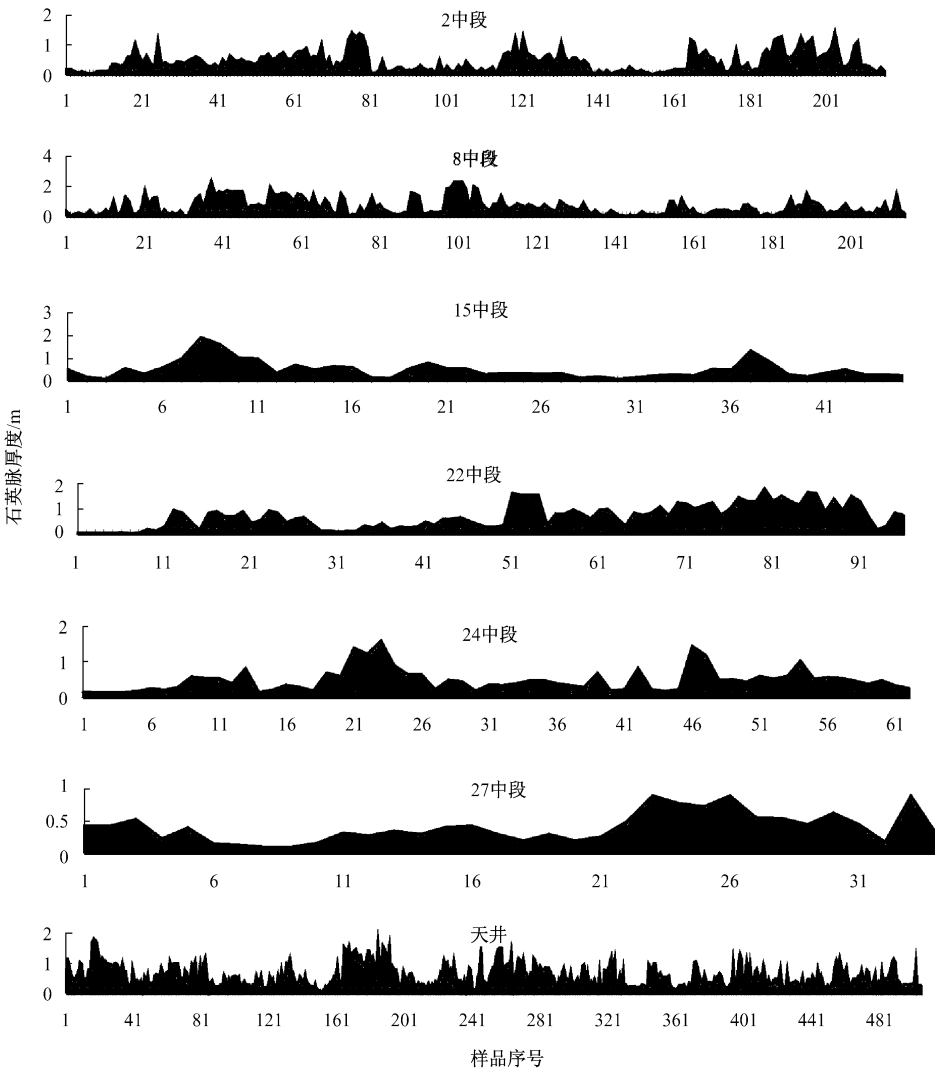


图 5-7　湘西沃溪金锑钨矿床 V_1 脉厚度变化图

各中段由西往东取样，天井从上至下取样，样品间距为 2m

响，矿脉的形态发生了变化，使其呈开阔的“U”形或紧闭的“V”形向斜。各矿脉都具有浅部较薄，向深部延伸变厚与浅部沿走向延伸较长，向深部变短的变化趋势。

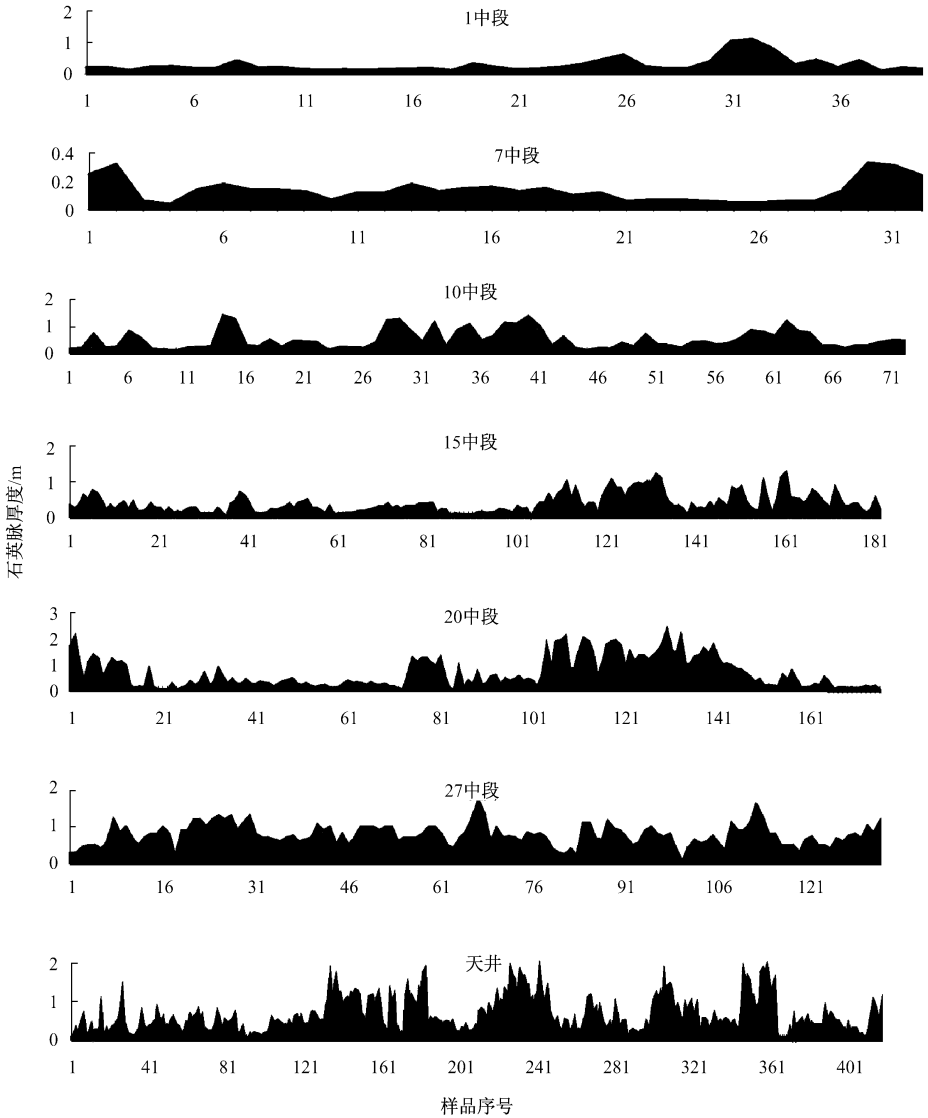


图 5-8　湘西沃溪金锑钨矿床 V_3 脉厚度变化图

（说明与图 5-7 相同）

含矿石英脉呈似层状，由众多的扁豆体状、透镜体状矿体组成，沿走向和倾向均呈舒缓波状起伏连续延伸。矿脉尖灭方式常见的有 2 种情况，一种是自然尖灭，表现为脉体由中心向边沿逐渐变薄，最后转变为无矿的断层线而消失，这种方式是本矿区最主要的尖灭方式；另一种则表现为矿脉在其尾端出现分支而逐渐尖灭。矿脉产状较为稳定，走向延伸 40～350m，倾向延伸大于 2400m。几条主要矿脉的平均厚度均在 0.5m 左右，最厚处可达

3～4m。

对所选 V_1、V_3、V_4 等 3 条矿脉的厚度数据进行了统计分析，按照 2m 的间距选取厚度测量数据，统计结果列于表 5-4。无论是在水平方向还是垂直方向上，矿脉厚度都呈现复杂的震荡性变化（图 5-7、5-8、5-9）。在整体上，V_4 脉的平均厚度最小，为0.475m，V_1 脉的最大，为 0.594m。垂直方向上，不同中段的平均厚度变化幅度较大，且是呈震荡性变化，V_3 脉由浅部向深部呈增厚的趋势，在 27 中段平均厚度达到 0.77m，V_4 脉的以 2 中段和 21 中段较厚，分别为 0.608m 和 0.610m。各中段矿脉平均厚度的变化情况是，以 V_1 和 V_4 2 条矿脉较为稳定，各中段平均厚度均为 0.5m 左右，其方差分别为0.016和 0.014；V_3 脉的变化则较为复杂，其方差达到 0.058。

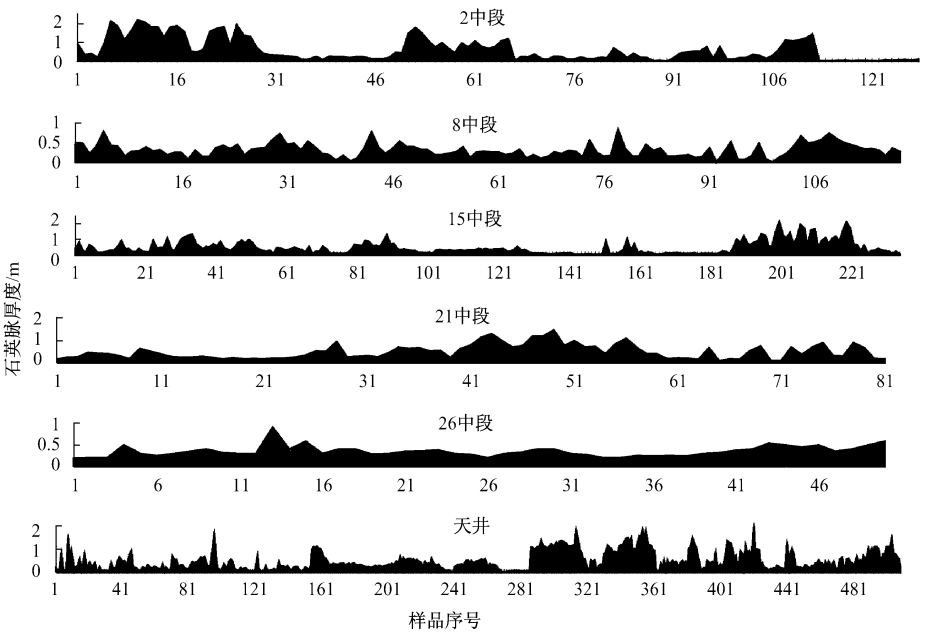


图 5-9　湘西沃溪金锑钨矿床 V_4 脉厚度变化图

（说明与图 5-7 相同）

二、厚度变化的分形结构特征

含矿石英脉厚度变化的分维值可以定量地反应矿脉厚度变化的复杂程度，如矿脉延伸的稳定性、厚度分布的均匀性等，从而体现构造演化的复杂程度，包括构造活动的形式、期次，也可以体现流体活动的强度，断裂构造的连通性等。一般说来，分维值越大，厚度分布越均匀，构造连通性越好，则流体活动就越均匀；反之，分维值变小，石英脉厚度不均匀（多呈透镜状、藕节状分布），构造连通性较差，流体活动的非均匀性就较强。

计算石英脉厚度分布分数维最常用的方法是幂指数法，其计算公式为：

$$D=-\frac{\lg[N(d)]}{\lg d} \tag{5.1}$$

式中：D 为分数维值；d 表示厚度；$N(d)$ 表示厚度大于 d 的样本数。如果石英脉

厚度分布具有分形自相似性结构特征，N（d）和 d 的数值在双对数坐标图中将成一条直线。其斜率则为－D 值。为了研究湘西沃溪金锑钨矿床构造活动及流体流动活动强度，曾对 V_1、V_3、V_4 等 3 条主要矿脉的厚度分布进行了分形研究。每条矿脉都选择了 5 或 6 个中段进行了分析（图 5-10、5-11、5-12），并选取了一个较为连续的天井系列数据进行了分析；作为对比，还对矿区外围的无矿石英脉进了测量（图 5-13），测量点分别位于栗家溪上游距鱼儿山矿区约 1.5km 和下游约 2km 处，分析结果列于表 5-4。整体上看，V_1 的分维值最小，为 0.6210，V_4 的分维值最大，达到 0.8158，V_3 居中 0.7455。天井的厚度变化分析也显示了类似的规律，也就是说，V_1 的厚度变化最为复杂，V_4 最为稳定；从空间上来说，V_1 在最上，V_4 位于最下部，从上到下，石英脉厚度变化趋于稳定。对于同一条矿脉来说，总体来看，垂直方向上从上至下分维值也呈现增大的趋势，即石英脉的厚度变化也由较浅部的不稳定趋于较深部的稳定。

表 5-4　湘西沃溪金锑钨矿床含矿及不含矿石英脉厚度分形和混沌分析结果

位　　置	样本数	d_{min}/m	d_{max}/m	$d_{平均}$/m	分维值 D	m　　值	混沌吸引子
V_1 脉体分析结果							
2 中段	216	0.01	1.45	0.473	0.8297	7	2.2
8 中段	215	0.01	2.40	0.699	0.4832	7	2.9
15 中段	45	0.10	1.93	0.511	1.4454	7	2.8
22 中段	96	0.04	1.80	0.717	0.3420	7	3.5
24 中段	62	0.15	1.60	0.501	1.3008	7	4.0
27 中段	34	0.10	0.90	0.407	1.5446	6	3.8
天井	506	0.04	1.85	0.610	0.7460		
整体	1174	0.01	2.40	0.594	0.6210		
V_3 脉体分析结果							
1 中段	40	0.10	1.10	0.292	1.4661	7	3.8
7 中段	32	0.04	0.33	0.135	1.3420	7	4.8
10 中段	72	0.10	1.40	0.509	0.7152	7	2.4
15 中段	180	0.04	1.25	0.371	1.0667	7	3.4
20 中段	176	0.06	2.35	0.686	0.6465	7	3.4
27 中段	132	0.05	1.73	0.770	3.9934	6	4.9
天井	418	0.05	1.90	0.601	0.7522		
整体	1050	0.04	2.35	0.565	0.7455		
V_4 脉体分析结果							
2 中段	128	0.02	2.20	0.608	0.5233	7	1.2
8 中段	117	0.01	0.82	0.313	0.9268	7	6.0
15 中段	234	0.04	2.10	0.470	0.9570	7	2.0
21 中段	81	0.10	1.46	0.501	1.0044	7	3.1
26 中段	50	0.19	0.90	0.353	3.3875	7	3.5
天井	509	0.04	1.85	0.610	0.8884		
整体	1131	0.01	2.20	0.475	0.8158		
无矿脉分析结果							
栗家溪上游	15	0.01	0.50	0.093	0.7293	-	-
栗家溪下游	31	0.02	0.97	0.105		-	-

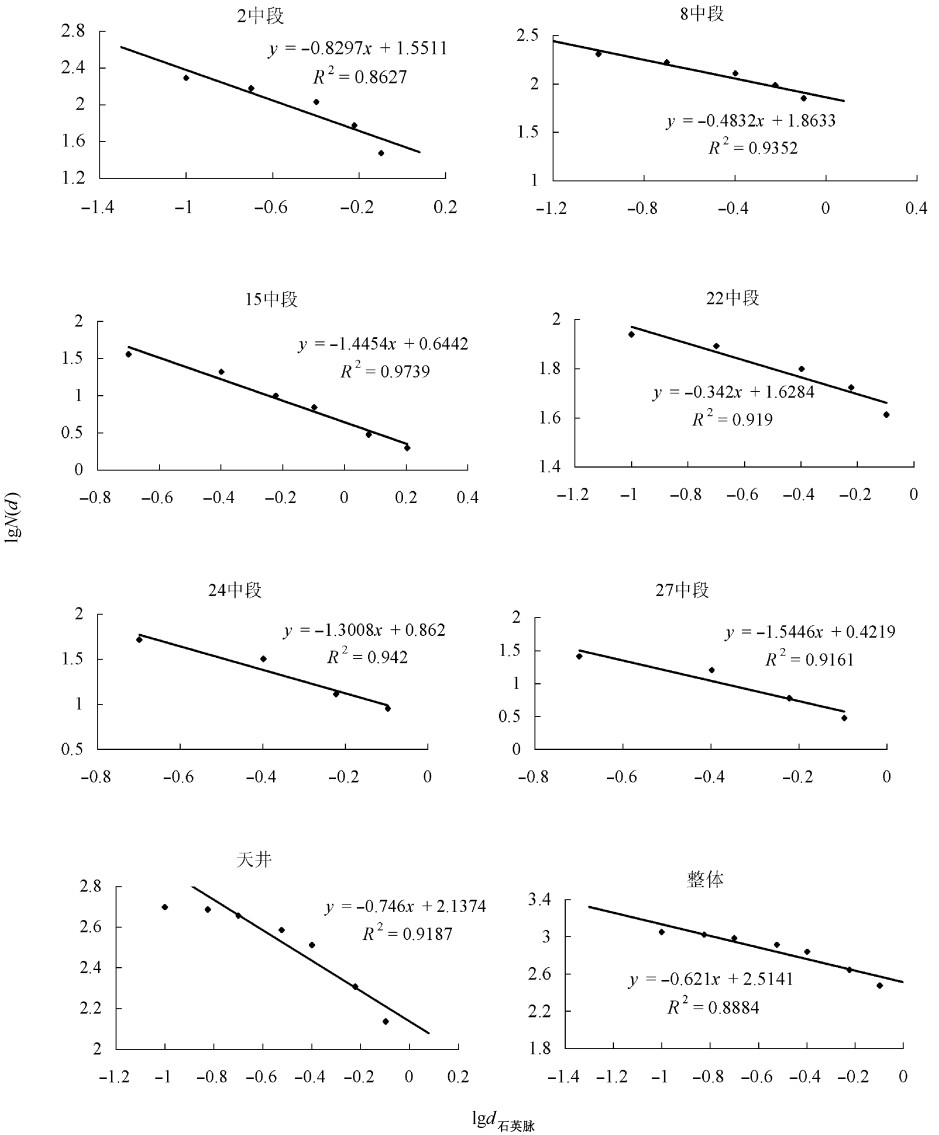


图 5-10　湘西沃溪金锑钨矿床 V_1 脉厚度变化分形分析

横坐标为石英脉厚度的对数值，纵坐标为大于该厚度的样品个数的对数值，其中整体是指对所有同一条矿脉厚度数据进行的分形分析

一般说来，脉体不同部位的厚度反应了该处流体的累积量，也就是说，石英脉的厚度变化规律不仅可以反映构造活动的复杂程度，也可以显示流体作用的强度和持久程度。根据前述的分形分析可以发现，V_1 脉的分维值最小，构造变形活动也更为复杂，持续时间相对较长，从而有较多的流体积累量，形成了较厚的脉体，平均厚度达到 0.594m。V_4 脉的分维值最大，构造活动相对较为简单，流体作用持续时间也要短一些，所以它的平均厚度也最小。对于同一条矿脉来说，也有类似的规律，除了个别中段可能由于统计数据量太

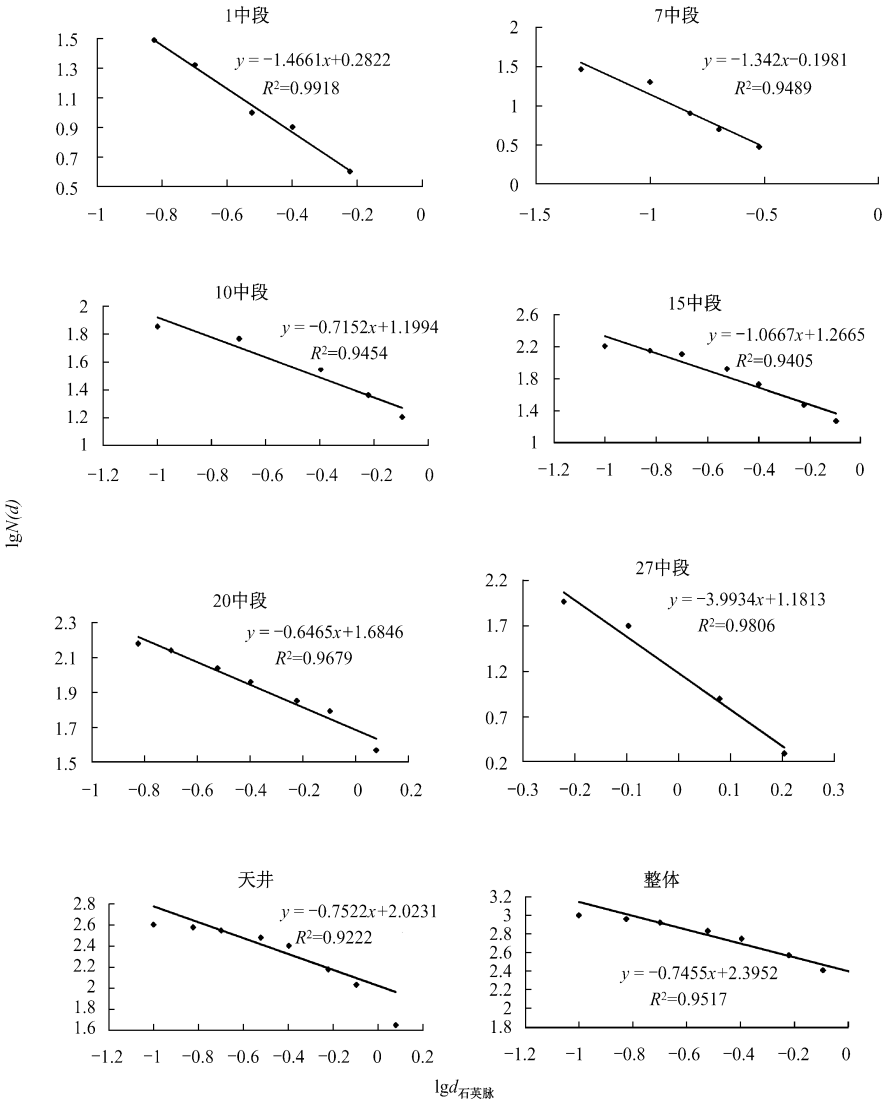


图 5-11　湘西沃溪金锑钨矿床 V_3 脉厚度变化分形分析

横坐标为石英脉厚度的对数值，纵坐标为大于该厚度的样品个数的对数值，
其中整体是指对所有同一条矿脉厚度数据进行的分形分析

少而有些差别外，分维值大的中段平均厚度比分维值小的中段要小，如 V_1 脉 2 中段的分维值为 0.8297，比 8 中段的分维值（0.4832）要大，它的平均厚度只有 0.473，明显小于 8 中段平均厚度。

三、长度与厚度的分形关系

断裂（脉体）生长及其标度律的研究表明（Scholz，et al.，1993），单个断裂（脉体）生长是一个自相似的过程，都按一定的厚度-长度比值（d/l）生长。脉体的表观尺寸分布

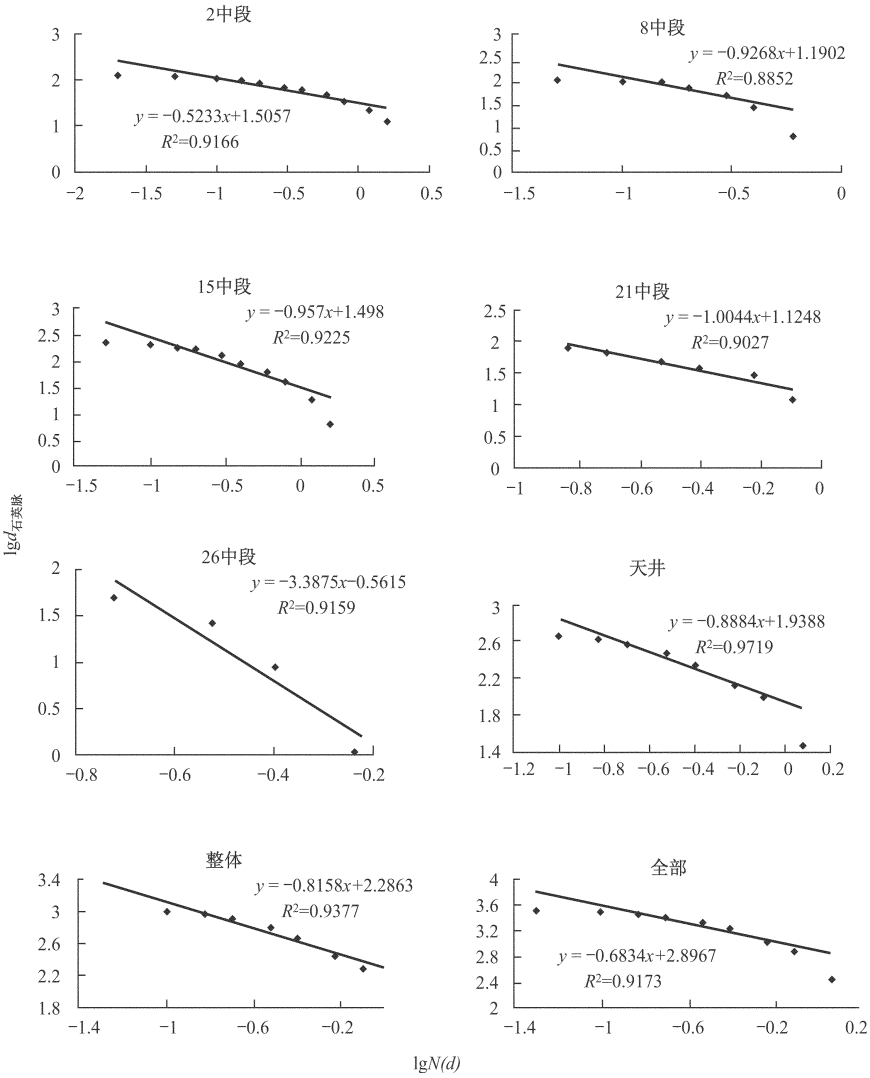


图 5-12　湘西沃溪金锑钨矿床 V_4 脉厚度变化分形分析

坐标意义同图 5-10，最后一图“全部”是指对 3 条矿脉的厚度数据进行的分形分析

服从一个经验关系：$l=kd^{D_a}$，其中 l 为脉体长度，d 为脉体最大真厚度，D_a 值即脉体长度-厚度关系的分维值。k 的取值范围一般为 $20\sim2000^{1-D_a}$mm，对较小的脉体而言，$0.6<D_a<1.0$，多介于 0.7 与 0.8 之间，而对于较大的脉体，$D_a>1$。这表明，在脉体生长早期，厚度的增长大于长度的延伸，总体表现为横向膨胀；晚期则相反，长度的延伸大于厚度的增长，总体表现为纵向延长。物体的几何特征随尺度的改变而呈指数函数变化称为自仿射（self-affine），也就是说，脉体的生长具有自仿射分形的性质。

表 5-5　石英脉长度-厚度统计分析及与金矿化的关系

石英脉性质	位置		D_a	R^2	$d_{平均}$（m）	w（Au）/10^{-6}
含矿石英脉	V_1	2 中段	0.9490	0.5652	0.473	8.58
		8 中段	0.9310	0.7005	0.699	5.76
		天井	1.0205	0.373	0.61	6.01
	V_3	15 中段	0.8453	0.6572	0.371	9.64
		20 中段	0.8715	0.7683	0.686	10.18
		天井	0.9725	0.6672	0.601	10.24
	V_4	2 中段	0.6633	0.8241	0.608	4.4
		8 中段	0.9561	0.724	0.313	9.67
		15 中段	0.6940	0.5176	0.47	9.84
		天井	1.0784	0.7485	0.61	15.17
无矿石英脉	栗家溪上游		0.6161	0.2804	0.093	
	栗家溪下游		0.4070	0.4324	0.105	

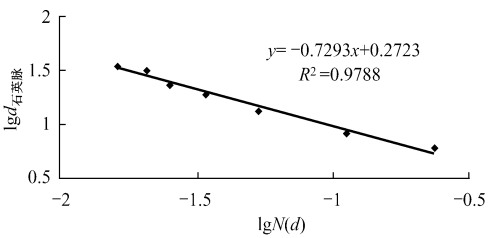


图 5-13　湘西沃溪金锑钨矿床无矿石英脉厚度变化分形分析

坐标意义同图 5-10

笔者对三条主要矿脉 V_1、V_3 和 V_4 不同中段及天井长度厚度数据进行了统计分析；作为对比，还对矿区外围的无矿石英脉进了测量，测量点分别位于栗家溪上游距鱼儿山矿区约 1.5km 和下游约 2km 处，统计结果见图 5-14 和图 5-15。为了探讨石英脉几何特征与金矿化的关系，将其几何特征统计分析数据并结合其平均厚度和平均金品位数据，一并列于表 5-5。然后对分维值 D_a 做升序排列，以 D_a 值、平均厚度和平均品位的对数值对空间位置作图（图 5-16）。从表 5-5 和图 5-16 可以看出，D_a 值在 0.4070到 1.0784 之间变化。且以无矿脉体的 D_a 值最小，其拟合度也最差（图 5-15），仅 0.2804～0.4324。也就是说，无矿石英脉的发育成熟度最差，脉体之间的连通性及流体活动都要低于含矿脉体。同时随着 D_a 值的增大，石英脉的平均厚度亦呈增大趋势，二者呈明显正相关关系，相关系数为 0.6636，其一次线性趋势线的斜率分别为 0.052 和0.0339，平均品位一次线性趋势线的斜率为 0.0217，略小于前两者的斜率值，平均品位与 D_a 值的相关系数为 0.4359。由此可见，D_a 值与其平均厚度及金矿化都有明显的正相关性，即 D_a 值越大，石英脉的平均厚度就越大，金矿化也越好。如 V_4 脉天井的 D_a 值为1.0784，平均厚度为 0.61m，平均金品位达到 15.17×10^{-6}；而 V_4 脉 2 中段的 D_a 值仅为0.6633，平均厚度为 0.608m，平均金品位仅 4.4×10^{-6}。但是，值得注意的是，平均品位与平均厚度之间的相关系数为－0.1804，呈微弱负相关关系。

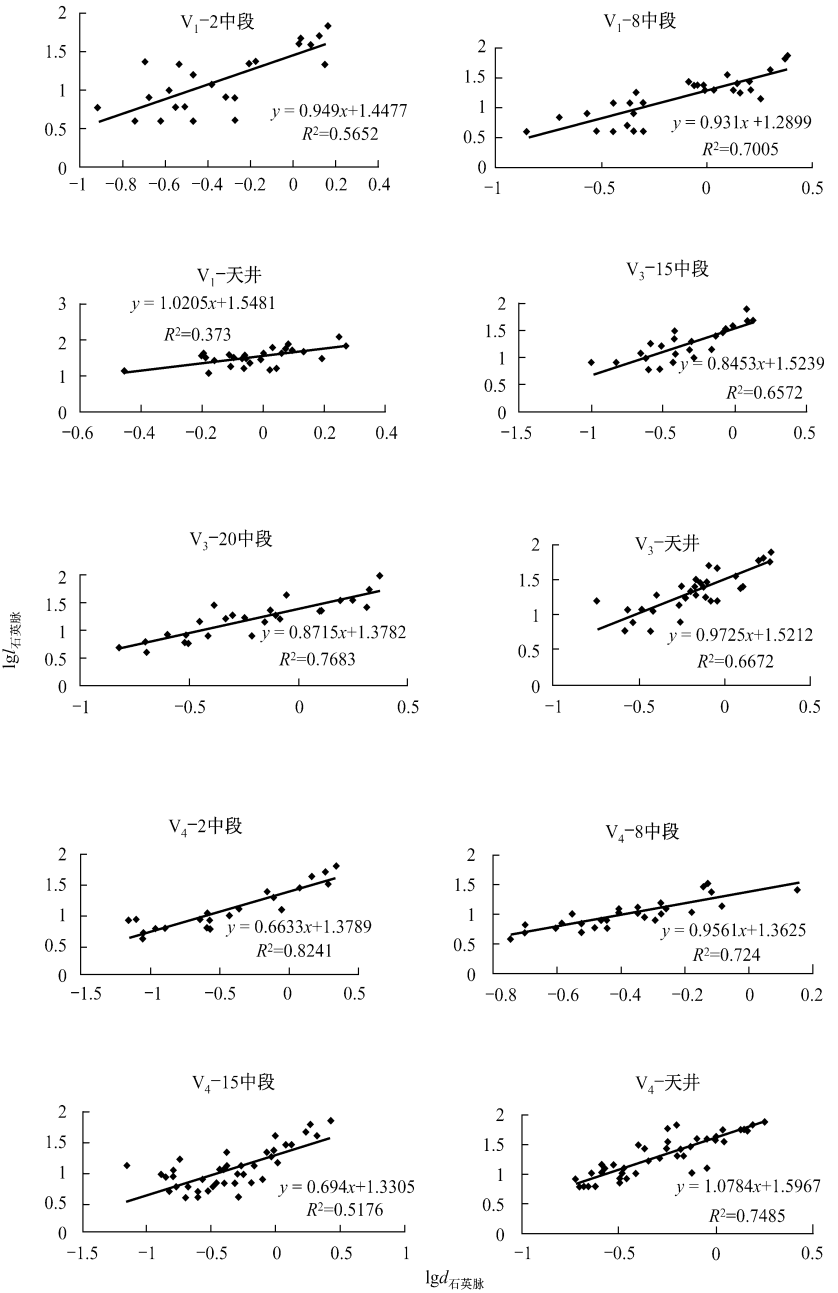


图 5-14　湘西沃溪金锑钨矿床石英脉长度-厚度对数关系图解

横坐标为厚度对数值，纵坐标为长度对数值

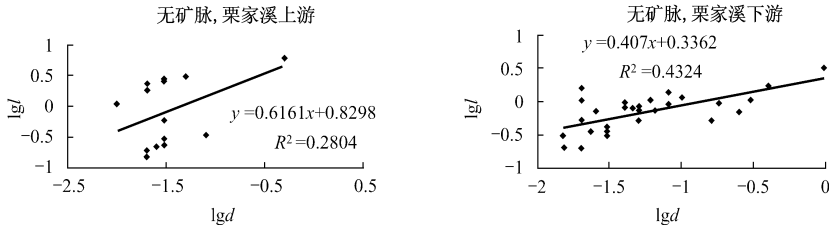


图 5-15　湘西沃溪金锑钨矿床无矿石英脉长度-厚度对数关系图解

横坐标为厚度对数值，纵坐标为长度对数值

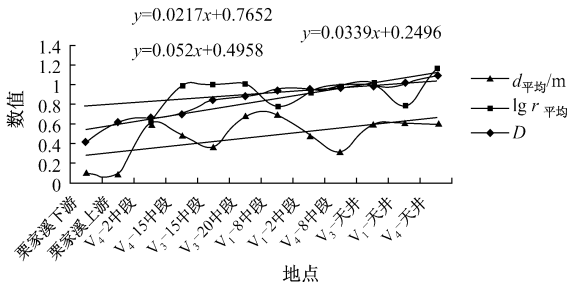


图 5-16　石英脉长度-厚度统计分析及与金矿化的关系

四、矿脉厚度空间变化的混沌吸引子

1.Lyapunov 指数与混沌的判别

在各种动力学研究过程中，特别是地学上感兴趣的许多动力学过程，由于地质历史演化的长期性，往往很难获得某一动力学演化过程的时间系列数据，而获得空间上的演化系列相对来说则容易得多（洪时中，1999），如地层层序的变化、沉积层理的空间演化、石英脉的厚度变化及元素含量的空间变化等。事实上，根据时空演化的相关性，可以把各种空间上的变化过程视作为一个时间上的动力学系统。一个决定论性动力学系统是按照某一确定规则随时间改变的系统。定义系统状态的变量数 m 称为相空间维数。按照变化规则是否关于时间连续，动力学系统可以分为离散的和连续的，很显然，笔者所关心的一般地学上的动力学系统都是离散的动力学系统（李翊神等，1994），如石英脉厚度变化、金品位空间变化等。

离散动力学系统由差分方程或映射给出：

$$X_{n+1}=f(X_n),\quad n=1,2,\cdots \tag{5.2}$$

其中：$X_n=〔X_1(n),\cdots,X_m(n)〕\in R^m$ 是时间变量取整数 n 的 m 维状态矢量；f：$R^m\rightarrow>R^m$ 是 m 维空间中的一个映射，为状态变化规则，一般可以依赖于 k 个控制参数 $i_1,\cdots,i_k$。

在离散动力学系统的演化过程中，若系统在 m 维相空间中长时间地渐近运动于一个维数低于 m 的结构上，则称该结构为吸引子。若该吸引子对初始条件具有敏感依赖性，那么该吸引子就称为奇怪吸引子。混沌轨道对于初始条件的敏感依赖性是指从 2 个相近邻

的初始条件出发的 2 条轨道之间的距离将随时间指数地增加，这种敏感依赖性可以用 Lyapunov 特征指数定量地表述。

本次研究中，笔者选取了矿区 3 条主要矿脉的不同中段石英脉厚度变化序列，进行了相空间重构，在二维空间中描绘了石英脉厚度变化动力学系统的相轨迹图（图 5-17）。从该图可以看出，各中段的石英脉厚度变化均存在一个吸引子，至于该吸引子是否为一个混沌吸引子，则要用 Lyapunov 特征指数才能做出判断，下面对此做一详细论述。

在各种动力学过程中，当混沌运动出现时，相毗邻的点随着时间的演化将以指数形式相分离。Lyapunov 指数 λ（x_0）度量了这种分离的强度，该指数是系统出现混沌的一个判据，正的 Lyapunov 指数对应混沌态，负的 Lyapunov 指数对应周期运动，准周期运动的 Lyapunov 指数为零。

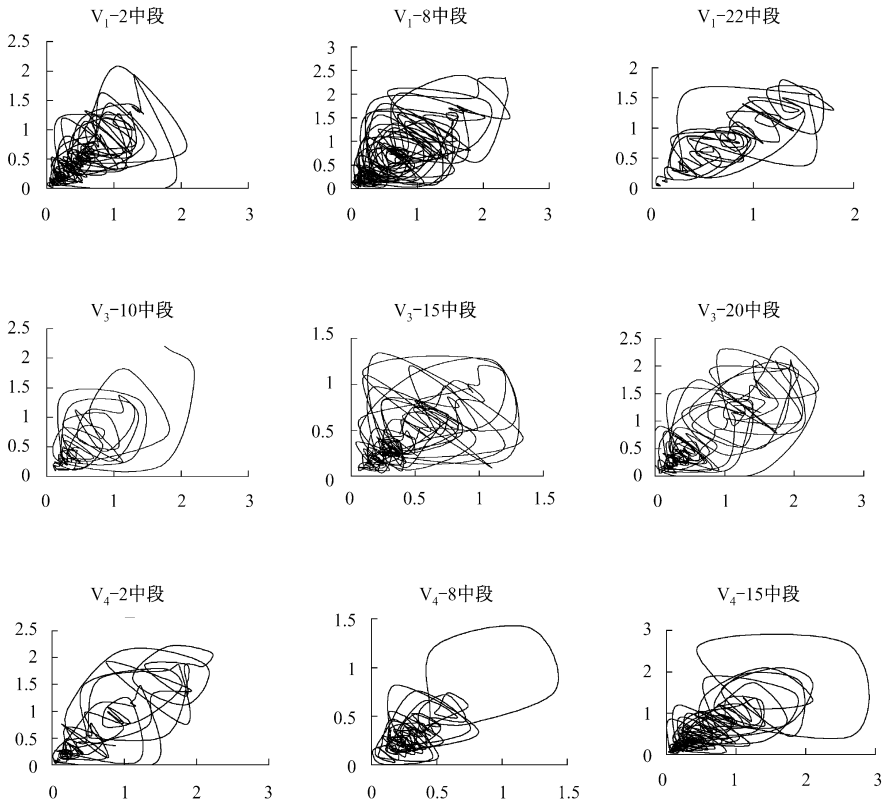


图 5-17　湘西沃溪金锑钨矿床矿脉厚度二维相空间轨迹图

厚度变化序列为 x_1，x_2，…，x_i，x_{i+1}，…；横坐标为 x_i，纵坐标为 x_{i+1}，单位为 m

从混沌意义上知道，混沌吸引子是整体上的稳定性和局部的不稳定相结合的结果，是伸长和折叠的产物。因此局部不稳定或伸长，使 n 维相空间中至少有 1 个 Lyapunov 特征指数为正。例如在 3 维相空间中，3 个 Lyapunov 指数的大小排列为

$$\lambda_1 \geqslant \lambda_2 \geqslant \lambda_3 \tag{5.3}$$

其中 $\lambda_1 \geqslant 0$，代表混沌吸引子。

混沌吸引子是耗散系统的专有特征，是扩散（expansion）与收缩（contraction）两种作用相互牵制的结果。为了维持吸引子的存在，总的收缩率必然要超过总的扩散率。这样，即使在系统具有几个正的 Lyapunov 指数时，如果对整个 Lyapunov 指数谱进行求和，所得结果仍然是负值。因此，在运用轨道跟踪时，每次都在最大方向上估计 λ_1，然后对所有估计值进行平均求取 λ_1。

要计算李雅谱诺夫指数，首先要进行相空间重构，重构的相空间是否接近实际未知系统，对系统的进一步刻画具有较大的影响。对于一 N 点的标量时间序列 $\{v(t_0+k\Delta t): k=0, 1, \cdots, N\text{-}1\}$，可以用 Takens 嵌入定理去重构相空间：

$$X_i=[x(t_i), x(t_i+p\Delta t), \cdots, x(t_i+(m-1)p\Delta t)],\ i=1, 2, 3\cdots, M;$$

$$x(t_r)=v(t_0+(r-1)\Delta t),\quad r=1, 2, \cdots, N.$$

这里 X_i 是重构相空间 R^m 中 M 点重构轨迹中的第 i 个点，而 $M=N-(m-1)p$，m 是嵌入维，p 为一可选参数，用来控制时间步长。令 $\tau=p\Delta t$，$\tau_w=(m-1)\tau$，则 τ 为时间延迟，τ_w 是时间窗，其中 t 为采样周期，我们需要选择 m，τ 和 τ_w 中的任意两个参数，另一个通过 $\tau_w=(m-1)\tau$ 直接求得。对一具体时间序列，一般选择其平均峰值时间（mtbp）作为 τ_w。另外，τ_w 的大小有一个范围，τ_w 必须满足 $\tau_{w,\min}<\tau_w<\tau_{w,\max}$，否则重构将会变坏，其中 $\tau_{w,\min}$可用 $\tau_{w,\min}=(\sigma_0)^{1/2}\sigma(x)/\sigma(dx/dt)$ 来估计，其中，σ_0 为均方差。

在选择了 τ_w 之后，还要对 τ 和 m 做出选择。由于 τ 的大小与信号自身的相关程度有关（相关程度越低，τ 就应越小），因此对带有噪声的信号重构时，τ 不能太大（杨绍清等，2000）。另一方面，随着 m 的增大，τ 也应减小，当 m 足够大时，τ 就可以选得很小。因此，文中选择最大的 m 而得到最小的 τ，即 $\tau=\Delta t$，$p=1$。

综上所述，文中采用下列方法来重构相空间：①求取原始时间序列的 mtbp；让 $\tau_w=$ mtbp，带有噪声的时间序列可经滤波后再求取 mtbp；②选择 $p=1$，即 $\tau=\Delta t$；③根据关系式 $m=\tau_w/\tau+1$ 计算 m 值。

下一步根据重构好的相空间来计算 λ_1。假设重构轨迹中的第 i 个点 X_i 的最近邻为 X_{ip}，即满足 $|X_{ip}-X_i|=\min_j|X_j-X_i|$。在这里需要对两点的时间间隔做出规定，假设 $\tau_w/\Delta t<|j-i|<R\tau_w/\Delta t$，$1<R<10$，$|j-i|>\tau_w/\Delta t$ 可以保证 X_i 和 X_{ip}在不同的轨道上。而 $|j-i|<R\tau_w/\Delta t$可以保证一次计算 λ_1 所需的点数很少，这样不仅节省了大量的计算时间，而且大大减少了计算时所需的存储空间。R 可以选择为一个常数，用以避免最近邻之间的距离为零，不可以太大和太小。R 太小会使最近邻之间的距离受到噪声的影响很大；太大又会使两个最近邻完全失去相关性，同样可能出现距离为零的情况。

为了能在扩散的最大方向上计算 $\lambda_1(i)$，可以用下式来求取之：

$$\begin{aligned}\lambda_1(i)&=\frac{1}{jh\Delta t}\lg\frac{\|X_{ip+jh}-X_{i+jh}\|}{\|X_{ip}-X_i\|}\\&=\max_h\left\{\frac{1}{h\Delta t}\lg\frac{\|X_{ip+h}-X_{j+h}\|}{\|X_{ip}-X_i\|}\right\}\end{aligned}\tag{5.4}$$

这里需要附加两个条件：

(i) $1<h<a\tau_w/\Delta t\qquad 0<a<1$

(ii) $\arccos\left\{\frac{(X_{ip}-X_i)-(X_{ip+h}-X_{i+h})^T}{\|X_{ip}-X_i\|\,\|X_{ip+h}-X_{i+h}\|}\right\}<b\ (80^0)\qquad 0<b<1,\ b\infty m.$

由于时间间隔小于 τ_w 时的两点可以认为是在同一条轨道上，所以条件（i）保证了由最近邻演化后的两点仍然分别保持在各自的轨道上，其中 a 也为常数。然而虽然有了条件（i）的限制，但还不能保证 $X_{ip+jh}X_{i+jh}$ 和 $X_{ip}X_i$ 的方向是基本一致的，用方向上相差比较大的 $X_{ip+jh}X_{i+jh}$ 与 $X_{ip}X_i$ 来计算 λ_1（i）同样是没有意义的。条件（ii）就是为了防止在有较大扭曲的轨道中计算 λ_1（i），m 越大扭曲的程度就越大，因而，限制的角度应相应增大，也即限制的条件应适当放松，但最大不能超过 80^0。条件（ii）使式（5.4）对 λ_1（i）的计算更加合理。由此可见，利用式（5.4）及两个附加条件计算的 λ_1（i）真正地代表了系统局部最大的 Lyapunov 指数，其中参数 b 与嵌入维 m 呈正比，它们可以用一简单的线性关系来表示。

最后，可得

$$\lambda_1=\frac{1}{M-1}\sum_{i=1}^{M-1}\lambda_1\ (i) \tag{5.5}$$

根据上述方法，计算了 3 条主要矿脉各中段脉体厚度变化序列的 Lyapunov 指数，其结果列于表 5-6 中。由该表中可以看出，各中段的 Lyapunov 指数变化范围为 0.0013～0.3407，均大于 0，m 值为 7～9。从而可以看出，湘西沃溪金锑钨矿床脉体厚度变化为混沌序列，说明脉体的生长形成过程为复杂的混沌动力学过程。

表 5-6　湘西沃溪金锑钨矿床石英脉厚度变化的 Lyapunov 指数与混沌吸引子

矿脉	位置	样本数	m	λ_1	混沌吸引子	R^2
V_1	2 中段	216	7	0.0013	2.2	0.9952
	8 中段	215	6	0.3407	2.9	0.9925
	15 中段	45	7	0.1841	2.8	0.9909
	22 中段	96	7	0.2800	3.5	0.9893
	24 中段	62	7	0.1724	4.0	0.9952
	27 中段	34	6	0.0728	3.8	0.9925
V_3	1 中段	40	7	0.1227	3.8	0.9909
	7 中段	32	7	0.0957	4.8	0.9698
	10 中段	72	6	0.1882	2.4	0.9942
	15 中段	180	7	0.3220	3.4	0.9952
	20 中段	176	7	0.2671	3.4	0.9925
	27 中段	132	6	0.2336	4.9	0.9909
V_4	2 中段	128	7	0.3134	1.2	0.9893
	8 中段	117	7	0.0604	6.0	0.9952
	15 中段	234	7	0.2871	2.0	0.9925
	21 中段	81	7	0.1895	3.1	0.9909
	26 中段	50	7	0.0756	3.5	0.9893

2．脉体厚度变化的混沌吸引子

根据上述分析可知，湘西沃溪金锑钨矿床脉体厚度变化为混沌序列，其生长形成过程为复杂的混沌动力学过程，因此必然存在一个混沌吸引子。混沌吸引子的分维值可以描述一个时间或者空间变化序列的复杂程度，据此可以把同一中段的石英脉厚度变化视为一空间序列。P．Grassberger 和 I．Procaccia（1983）给出混沌吸引子的维数定义为

$$D=\lim_{r\to 0}\frac{\ln C(r)}{\ln r} \tag{5.6}$$

式中的关联函数 $C(r)$ 可用下式求出：

$$C(r)=\lim_{N\to\infty}\frac{1}{N^2}\sum_{i,j=1}^{N}\theta(r-|x_i-x_j|)=\sum_{i=1}^{N}p_i^2 \tag{5.7}$$

式中：θ 为 Heivist 函数。具体计算时，对一系列石英脉厚度变化数据：t_1，t_2，...，t_S，取头 m 个数据 t_1，t_2，...，t_m，记为 $r_1=(t_1, t_2, \ldots, t_m)$，去掉 t_1，再往下取 m 个数据 $r_2=(t_2, t_3, \ldots, t_{m+1})$，一直取到 $r_N=(t_N, t_{N+1}, \ldots, t_{N+m-1})$，其中 $s=N+m-1$，共有 N 个点 r_1，r_2，...，r_N，给定一个数 r，然后检查有多少点对 (r_i, r_j) 之间的距离小于 r，把距离小于 r 的点对数 $N(r)$ 占总点对数 N^2 的比例记作 $C(r)$。适当的缩小尺度 r，可在 r 的一段区间内有 $C(r)=r^D$。对每一不同的 m 值，可以获得一系列的 $[r, C(r)]$ 数据对，以 lg r 对 lg $C(r)$ 作图，求出对应每一个 m 值的 D；若随着 m 的增大 D 值将达到一个饱和值，则该 D 值即为混沌吸引子的维数。

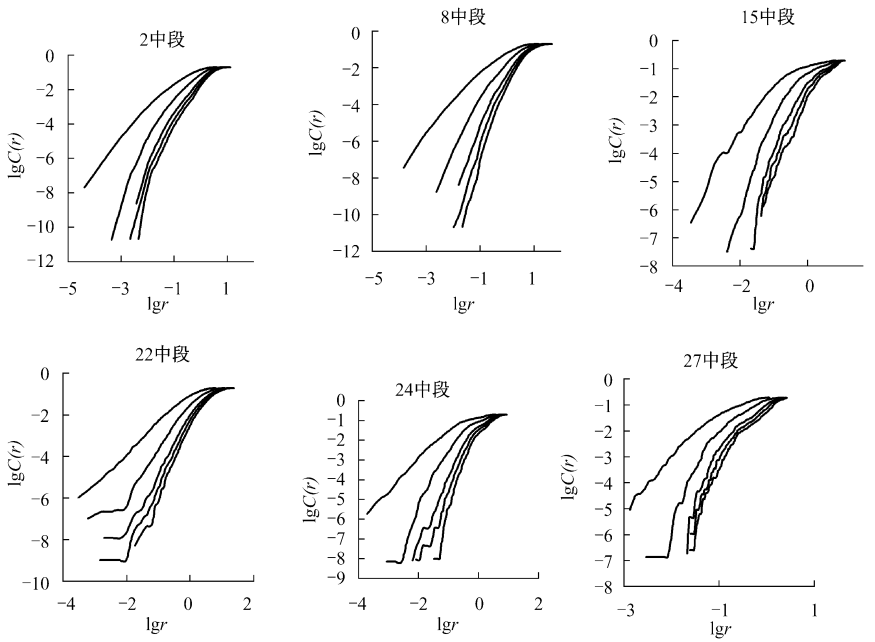


图 5-18　湘西沃溪金锑钨矿床 V_1 厚度变化的混沌吸引子维数分析

各图的曲线从左至右分别代表 $m=2$、4、6、7、8

根据上述方法，对湘西沃溪金锑钨矿床 3 条主要矿脉不同中段的石英脉厚度空间变化数据进行了混沌吸引子维数分析（图 5-18、5-19、5-20），取样间距为 2m，$m=2$、4、6、7、8，在 m 值达到 6、7 时，D 值达到饱和值，即混沌吸引子的维数。现将分析结果列于表 5-6。从该表中可以看出，各中段石英脉厚度变化序列均为非线性演化序列，反映了构造活动的复杂性及其与流体流动等多因素耦合叠加的结果；在相空间维数为 6～7 时，其演化出现一个混沌吸引子，吸引子的维数为 1.2～6.0。上述结果进一步证明，湘西沃溪金

锑钨矿床含矿石英脉厚度变化和脉体形成是一个非线性混沌演化过程，描述或控制本矿区含矿石英脉厚度变化的独立变量至少需要 6 个。

通过以上分析和总结，脉体的分形及混沌结构特征对构造-流体-成矿动力学具有以下几点指示意义。

（1）湘西沃溪金锑钨矿床 V_1 脉的厚度变化的分维值最小，构造变形活动也更为复杂，持续时间较长，从而有较多的流体积累量，形成了较厚的脉体；V_4 脉的厚度变化的分维值最大，构造活动相对较为简单，流体作用较弱，持续时间也要短一些，所以它的平均厚度也最小。对于同一条矿脉来说，也有类似的规律，分维值大的中段平均厚度比分维值小的中段要小。

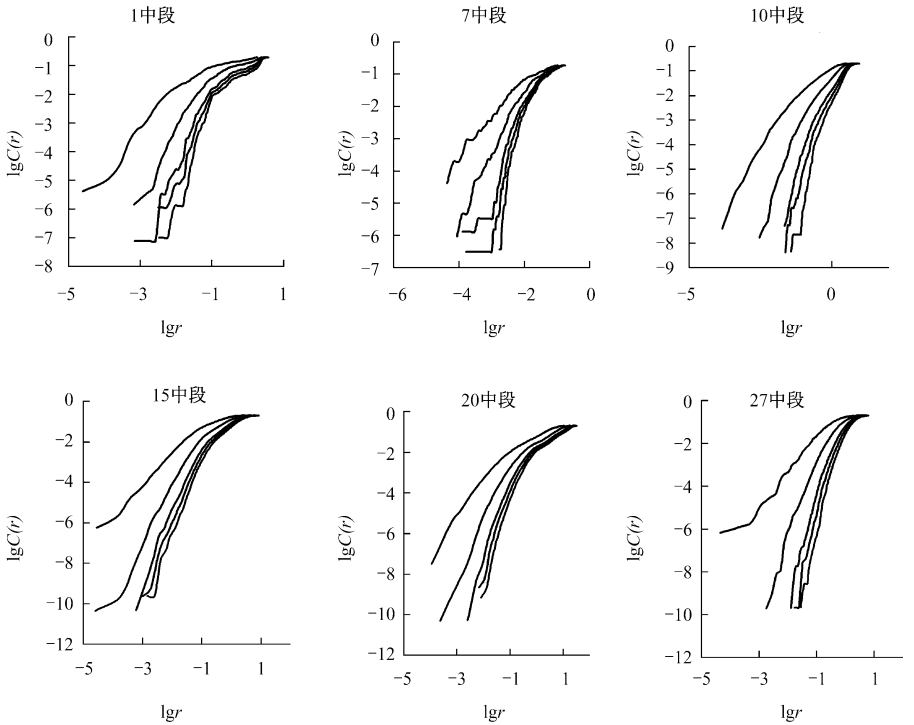


图 5-19　湘西沃溪金锑钨矿床 V_3 厚度变化的混沌吸引子维数分析

（说明与图 5-18 相同）

（2）含矿石英脉的厚度变化特征不仅可以反映构造活动的复杂程度，也可以显示流体作用的强度和持久程度，分维值可以定量地描述这种复杂程度。一般分维值越小，矿脉的平均厚度越大，构造和流体活动就越强烈。

（3）湘西沃溪金锑钨矿床石英脉长度厚度关系分维值 D_a 介于 0.407 与 1.0784 之间变化；且以无矿脉体的 D_a 值最小，其拟合度也最差，仅 0.2804～0.4324。也就是说，无矿石英脉的发育成熟度最差，脉体之间的连通性及流体活动强度都要低于含矿脉体。石英脉的平均厚度与 D_a 值呈明显的正相关关系，相关系数为 0.6636；平均品位与 D_a 值也呈明

显的正相关关系，相关系数为0.4359。由此可见，D_a 与其平均厚度及金矿化都有明显的正相关性，即 D_a 值越大，石英脉的平均厚度就越大，金矿化也越好。但是，值得注意的是，平均品位与平均厚度之间的相关系数为－0.1804，呈微弱负相关关系。

（4）湘西沃溪金锑钨矿床各中段含矿石英脉厚度变化序列均为非线性演化序列，反映了构造活动的复杂性及其与流体流动等多因素耦合叠加的结果，在相空间维数为6～7时，出现一个混沌吸引子，吸引子的维数变化于1.2～6.0之间。反映了矿脉厚度的空间演化为混沌过程，描述或控制本矿区含矿石英脉厚度分布的独立变量至少需要6～7个。

（5）在石英脉的形成过程中，存在着构造变形、流体活动、矿物沉淀与岩石渗透率之间的非线性反馈作用；同时，石英脉通过小脉体的连通生长，形成大的脉体，从而导致了石英脉厚度分布的分形和混沌演化结构。

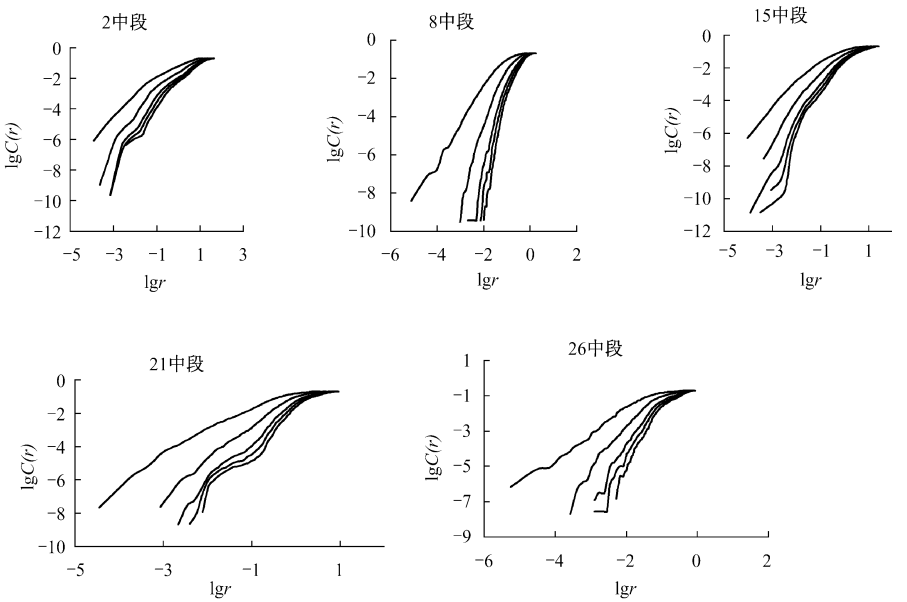


图5-20　湘西沃溪金锑钨矿床 V_4 厚度变化的混沌吸引子维数分析

（说明与图5-18相同）

（6）对于在3维空间内展布的石英脉体所作的二维厚度测量和统计，仅能反映它的一部分特征，不可能包括脉体厚度变化的所有信息，从而根据所得信息进行的一系列统计分析，其结论也只在一定的范围内有意义。因为要获取3维空间内脉体厚度的足够信息，其工作量远非2维测量所能比拟的，此外，脉体生长形成过程的复杂性和非线性性也为这一研究带来了更多的挑战性，而脉体的地表剥蚀为这一研究的进一步获取信息带来的就不仅是挑战，而是灾难，这也许只能通过某些精确的模型来解决了。

第三节　湘西沃溪金锑钨矿床金品位的分形及混沌特征

一、金品位的变化特征

众所周知，许多有色金属，尤其是金矿床的品位变化很大，分布极不均匀，往往存在一些样品品位高于一般样品品位的几倍、几十倍的高值品位的特高品位。这些特高品位的出现除了受取样、分析测试等人为因素的影响之外，最主要的是由于这些矿床成矿过程的复杂性所致（于润坤等，1998）。这就造成了样品品位的非正态分布，因特高品位的存在而产生了一个长长的拖尾，还有的则呈双峰或更复杂的多峰分布。

笔者对矿区 3 条主要矿脉 V_1、V_3、V_4 的金品位分布进行了统计，并将全部矿区的金品位数据做了一个整体统计，统计结果见图 5-21。由该图可以看出，各矿脉及矿区的全部数据都显示了特高品位的存在，即都存在一个长长的拖尾，且都具有多峰分布的特征，并以 V_4 脉最为明显。

金品位总体上的统计分布常呈多峰且带拖尾的复杂分布；在空间演化上，无论是水平方向，还是垂直方向，也总是呈不规则震荡变化。矿区的 3 条主要矿脉的不同中段的金品位变化规律见图 5-22、5-23、5-24。由表 5-7 可以看出，在整体上，V_1 脉的平均品位最小，为 5.77×10^{-6}，V_4 脉的平均品位最大，为 12.11×10^{-6}。垂直方向上，不同中段的平均品位变化幅度较大，且呈震荡性变化。各中段矿脉平均品位的变化情况是：V_3 脉较为稳定，

表 5-7　湘西金矿矿脉金品位（g/t）变化分形分析

矿脉	样品位置	样品数	g_{min}	g_{max}	$g_{平均}$	$g_{分叉处}$	D_1	R^2	D_2	R^2
V_1	2 中段	16	3.67	14.67	8.58	6.64	0.5471	0.9455	3.1292	0.9816
	8 中段	176	0.30	25.67	5.76	5.65	0.5287	0.9411	1.8001	0.9953
	15 中段	45	0.33	23.67	6.61	5.96	0.5181	0.9351	1.5084	0.9863
	24 中段	62	0.83	24.0	3.98	3.17	0.5000	0.9949	1.2759	0.9758
	27 中段	34	0.25	63.0	14.03	6.08	0.1702	0.9815	0.7402	0.9555
	天　井	481	0.33	77.67	6.01	6.55	0.4956	0.9630	2.2610	0.9858
	整　体	933	0.25	77.67	5.77	7.05	0.4223	0.9136	2.3977	0.9917
V_3	1 中段	40	0.5	19.67	10.21	8.79	0.1298	0.8690	2.8573	0.9049
	10 中段	46	0.33	47.0	10.16	8.41	0.1567	0.8695	2.6011	0.9982
	15 中段	177	0.75	43.67	9.64	7.13	0.1725	0.9729	2.3442	0.9955
	20 中段	177	0.07	56.0	10.18	5.52	0.1927	0.9570	1.3883	0.9878
	27 中段	132	1.0	75.0	14.49	7.43	0.2326	0.6774	1.3420	0.9977
	天　井	504	0.33	153.0	10.24	6.83	0.4606	0.8239	1.8148	0.9867
	整　体	970	0.07	153.0	10.58	8.71	0.2209	0.7268	2.2989	0.9912
V_4	2 中段	64	0.30	28.33	4.4	2.61	0.2573	0.9963	1.2331	0.9613
	8 中段	35	2.66	35.0	9.67	4.89	0.2805	0.9829	1.3770	0.9935
	15 中段	225	0.22	144.33	9.84	8.65	0.2956	0.9452	1.6669	0.9852
	21 中段	80	0.33	118.0	11.73	12.22	0.3215	0.9161	1.7624	0.9745
	26 中段	50	1.00	53.75	7.12	8.22	0.5221	0.9449	1.7732	0.9801
	天　井	378	0.10	113.5	15.17	7.36	0.1968	0.9439	1.0061	0.9661
	整　体	947	0.10	144.33	12.11	9.25	0.2072	0.9100	1.6573	0.9437
全　部		2850	0.07	153.0	9.52	11.35	0.4166	0.8226	2.1305	0.9762

注：各中段金品位值来源于湘西沃溪金锑钨矿床地测科。

其方差仅为 4.0，各中段平均品位均为 10.0×10^{-6} 左右；V_4 脉金品位变化相对也较为稳定，其方差为 8.1；V_1 脉的变化则较为复杂，平均品位变化幅度达到 11.051×10^{-6}，在 27 中段平均品位达到 14.03×10^{-6}，方差达到 14.9。

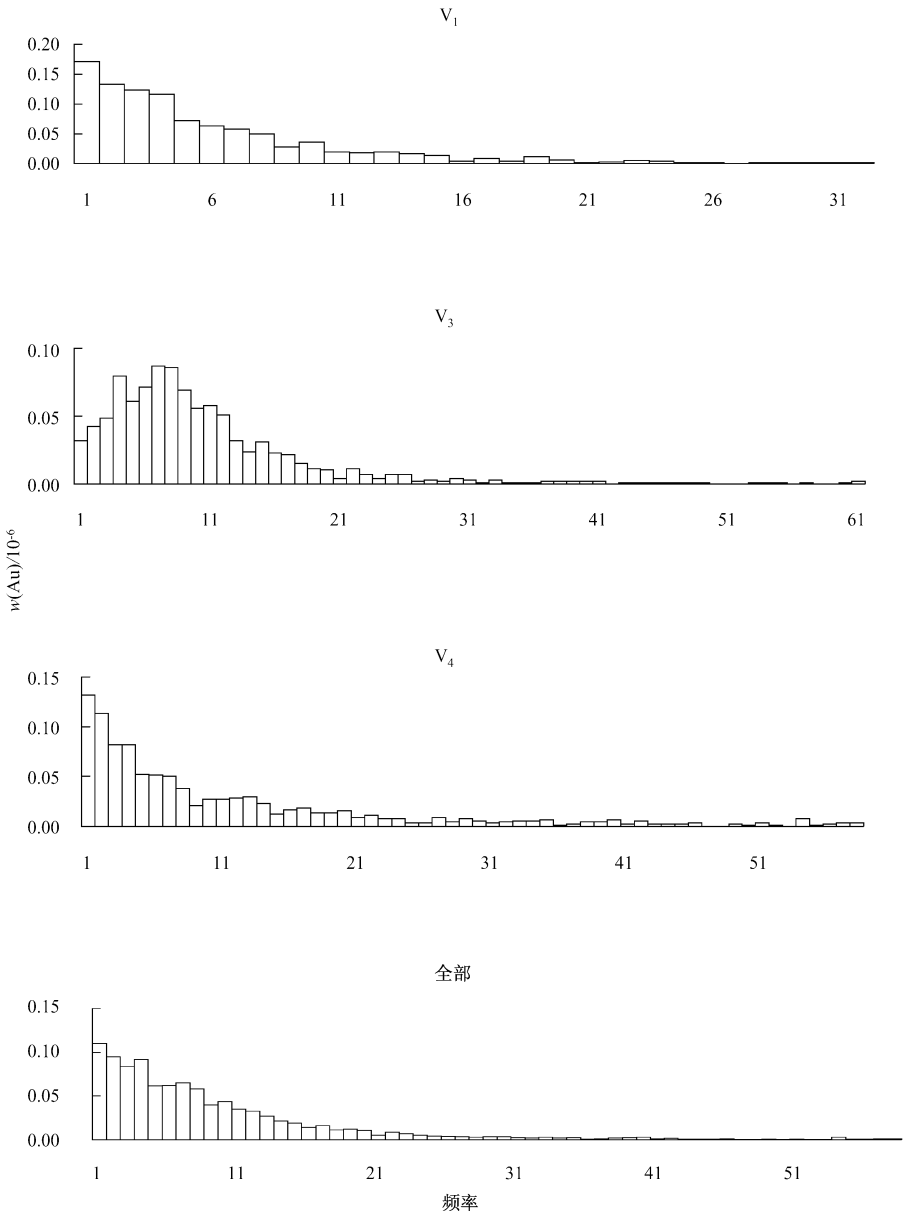


图 5-21　湘西沃溪金锑钨矿床金品位分布频率直方图

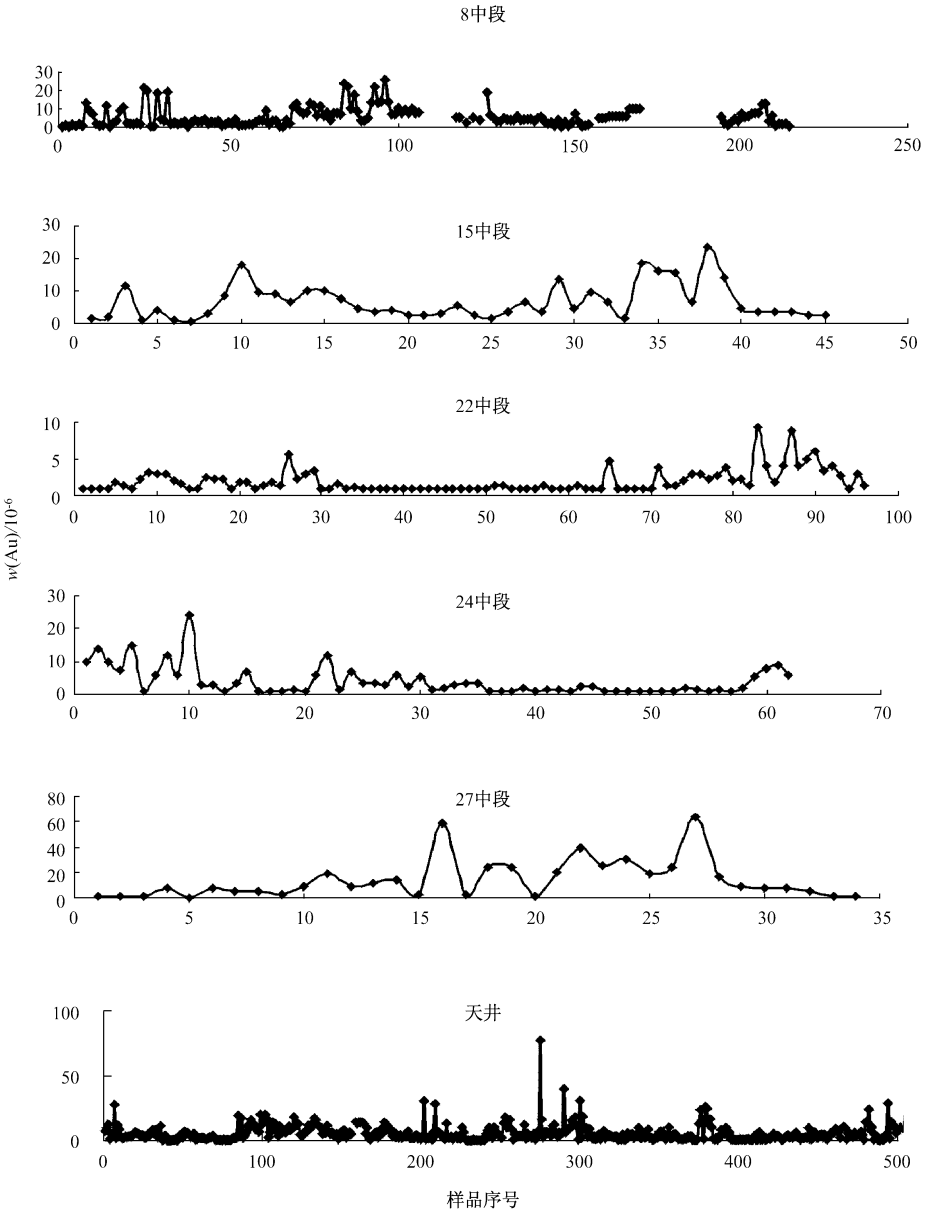


图 5-22　湘西沃溪金锑钨矿床 V_1 脉金品位空间变化特征

横坐标取样间距为 2m；水平方向从西至东取样，垂直方向从上至下取样

二、金品位空间变化的分形与混沌特征

1. 金品位空间变化的分形结构特征

矿石品位的空间变化信息可以反映矿化过程中热液流体的时间演化特征。如前所述，作为表征矿化程度强弱的变量矿石品位一般不服从正态分布，而是以一个长长的拖尾为其显著特征。按照统计学原理，符合正态分布的样品，它们之间是相互独立和随机分布的。

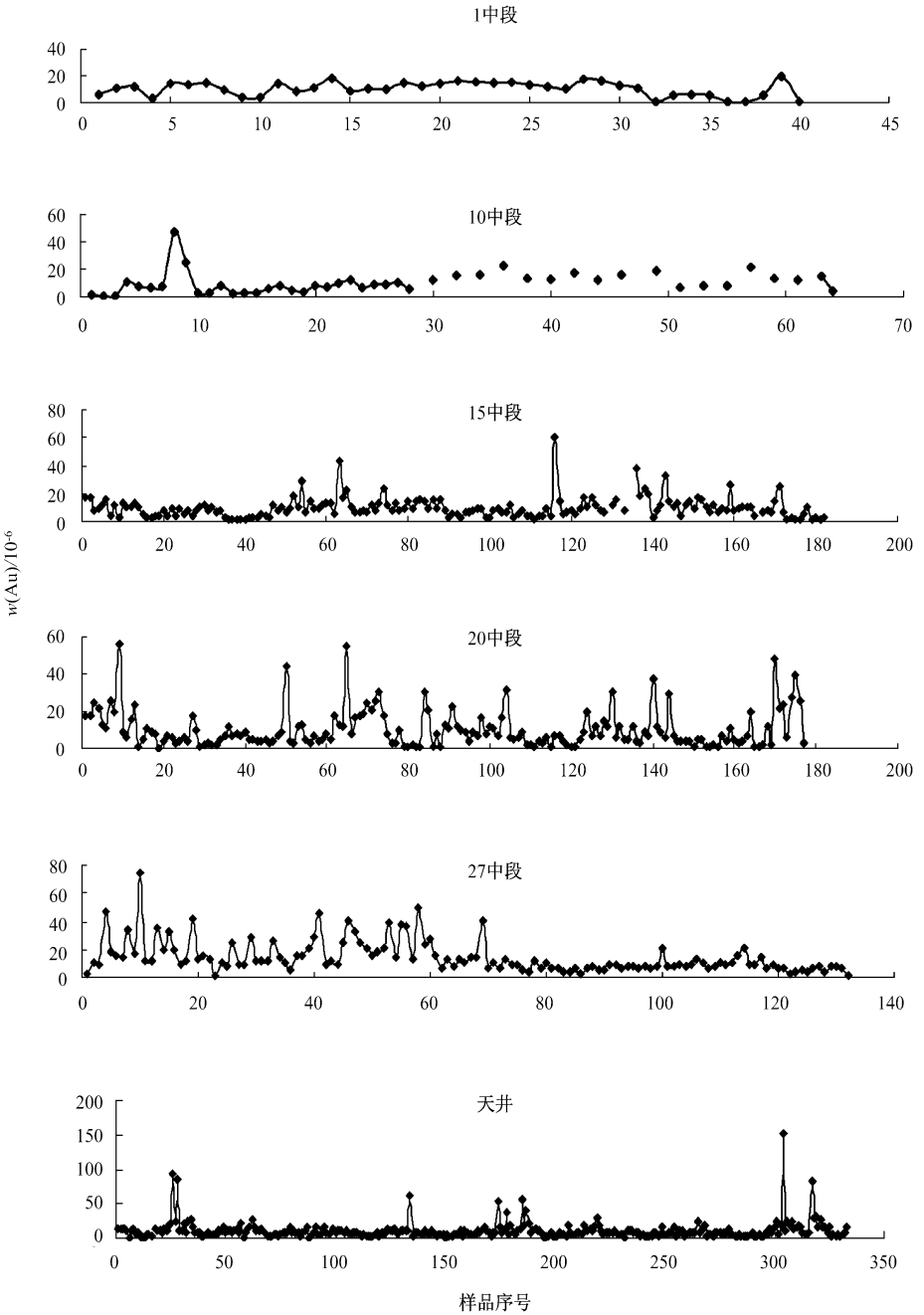


图 5-23　湘西沃溪金锑钨矿床 V_3 脉金品位空间变化特征

横坐标取样间距为 2m；水平方向从西至东取样，垂直方向从上至下取样

如果样品之间存在某种相关时，那么母体的分布就要偏离正态分布，也就是说，矿石品位空间分布具非均一性，各测量值之间不是彼此独立的，而应具有内在相关特征。因此，用什么方法表征这类矿床品位的变化特征一直是矿床研究中的一个重要课题。De Wijsian 早

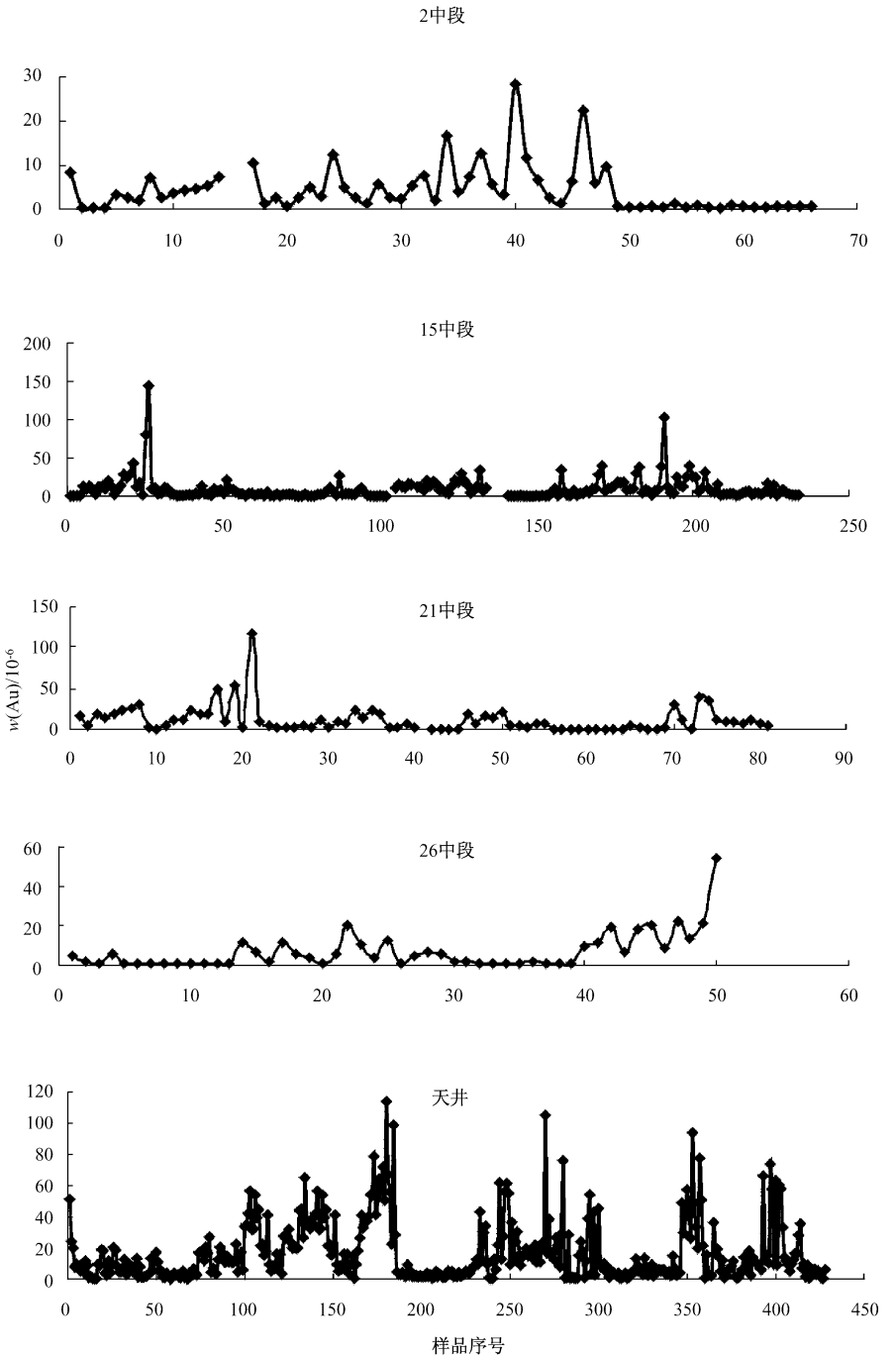


图 5-24　湘西沃溪金锑钨矿床 V_4 脉金品位空间变化特征

横坐标取样间距为 2m；水平方向从西至东取样，垂直方向从上至下取样

在20世纪60年代就利用金矿中金品位累计概率的双对数曲线研究金矿中金品位的分布，并且利用分数维 D 值表示金在空间上的聚集程度，高安秀树（1989）把这种维数称作 De Wijsian 分数维。

近年来，分形几何学的飞速发展，为品位的空间分布是否具有分形结构进行定量描述提供了可能性。在此，可将一定时间范围内的某种性质的事件看作空间变量的复杂函数，矿石品位即是取自空间序列的合适变量值集，而品位的变化又是矿床理论研究、生产各环节均关注的、参与空间场变化的变量组合。分数维 D 值可以表征金品位变化的内在相关特征，D 值越小，样品之间金品位的差异越大，均一性就差，矿体中高出平均品位的样品在局部地段相对集中的趋势也就越大，暗示矿体中出现富矿段的可能性大，但分散且规模较小。与此相反，D 值越大，金品位的差异越小，即均一程度好，矿体中高出平均品位的样品在局部地段相对集中的趋势就越小，暗示富矿体出现的可能性较小，但矿体规模相对较大。

对矿床品位进行分形研究的重要目的之一，就是要了解其品位空间分布的分维结构与矿体赋存部位在空间上是否存在某种关系，进而通过这种关系来评价和预测成矿过程中流体运移方向、矿石沉淀有利部位等行为。利用不同部位矿床品位的分维值来预测矿体产出部位、规模和流体运移方向等方面不失为一种值得进一步探索的新思路。近年来，国内也有许多学者的研究表明，矿石品位变化的分维值 D 可作为定量描述矿化类型的参数（沈步明，1993），结合其他地质信息，利用分维值可以确定成矿元素组合、成矿阶段、划分矿石类型等（周乔伟，1998），也可以获得成矿流体的空间演化特征（金章东，1998）。在工程上，D 值可以作为决定勘探网度和井下工程采样间距的一个参数（张连昌等，1999）。此外，通过分析金矿品位分布的分形结构，还可分析其矿化的时空结构特征（张均，2000）。

计算成矿元素品位变化分数维与计算石英脉厚度分布的分维值类似，也是用幂指数法，其计算公式为

$$D=-\frac{\lg[N(g)]}{\lg g} \tag{5.8}$$

式中：D 为分数维值；g 表示品位值；$N(g)$ 表示品位大于 g 的样品数。如果矿石品位具有分形自相似性结构特征，$N(g)$ 和 g 的数值在双对数坐标中将投成一条直线。其斜率则为 $-D$ 值。利用此方法所求得的 D 值可以反映品位空间分布的均一性程度和矿体的几何结构特征。D 值越小，金品位空间分布的均一性程度越差，矿体中高于平均品位的样品在某一地段相对集中的可能性就越大，但分散且规模小，成矿流体活动就较弱；相反，D 值越大，金品位之间差异越小，矿化越均一，如果出现富矿体规模也越大，说明成矿流体越集中，活动范围越大，保存时间越长。

为了研究湘西沃溪金锑钨矿床构造活动及流体流动规律，对 V_1、V_3、V_4 等3条主要矿脉的金品位变化进行了分形研究。每条矿脉都选择了5～6个中段进行了分析（图5-25、5-26、5-27），并选取了一个较为连续的天井系列数据进行了分析，然后对每一条矿脉及全部数据做了一个整体分析（图5-28），分析结果列于表5-7。总体看来，各中段的品位数据都具有2个分形关系，分叉处的品位基本上与该数据系列的平均品位相当，这说明成矿体系至少经历过2次主要的矿化，分别对应于湘西沃溪金锑钨矿床的Ⅱ、Ⅲ2个有用矿化阶

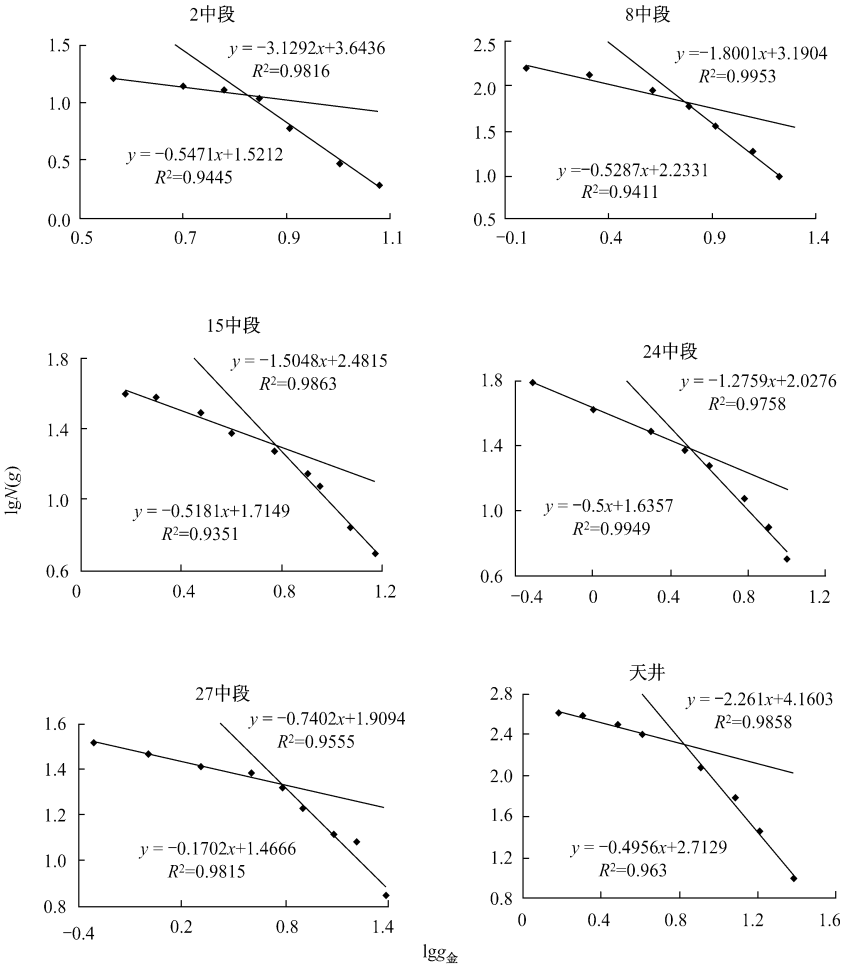


图 5-25　湘西沃溪金锑钨矿床 V1 脉金品位分形分析

横坐标为金品位对数值，纵坐标为大于该品位值样品数对数值

段，早期矿化阶段，即石英白钨矿黑钨矿阶段金的矿化程度相对较低，对应于低于平均品位的一段，晚期的石英硫化物（辉锑矿、黄铁矿）自然金阶段为主要矿化期，金的矿化程度较高，对应于高于平均品位的一段，下面就同一条矿脉从纵向上来讨论金品位分布分维值的变化规律及其对成矿作用及流体活动的指示意义。

根据 3 条主要矿脉 V_1、V_3、V_4 从不同中段金品位的分形分析(表 5-7)可以看出，对于同一条矿脉，在纵向上，D_1 值变化较为复杂，D_2 则由近地表向深部呈明显增大的趋势。我们知道，分维值越大，品位之间的差异越小，也就是说，低品位金的分布较为复杂，可能是早期矿化作用程度较低，还可能受到原生地层金含量非均匀分布的影响，从而呈现一个较为复杂的分布状态；而较高品位的矿石则由浅部的复杂趋向于较深部稳定。这表明，Ⅱ矿化阶段成矿流体组成或者运移比较复杂，可能既有建造水，也有变质水及大气降水；Ⅲ矿化阶段矿化部位较深，矿化由浅部向深部逐渐加强，表明成矿流体运移方向由下向上运移，从而在深部形成规模较大、矿化稳定的矿体。这与第四章中包裹体氢氧同位素分析结果一致。

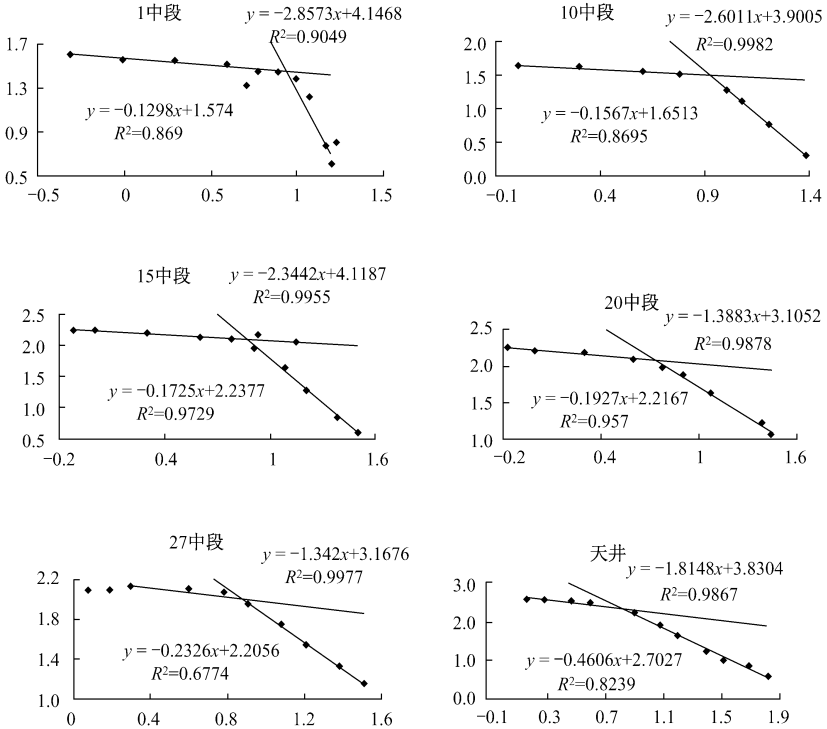


图 5-26　湘西沃溪金锑钨矿床 V_8 脉金品位分形分析

（坐标意义与图 5-25 同）

2. 成矿元素品位空间变化的混沌吸引子及其成矿学意义

如前所述，同样可以把金品位的空间变化视作一个离散非线性动力学过程；并根据金品位的空间变化序列来研究成矿流体的非线性演化动力学规律，与成矿元素空间分布的分形及混沌演化机理。

本次研究中，选取矿区 3 条主要矿脉的不同中段金品位变化序列进行了相空间重构，在 2 维空间中描绘了金品位变化动力学系统的相轨迹图（图 5-29），由该图可以看出，各中段的金品位变化均存在一个吸引子，至于该吸引子是否为一个混沌吸引子，则同样要用 Lyapunov 特征指数才能做出判断。

同样，根据上一节中所述方法，计算了 3 条主要矿脉各中段金品位变化序列的 Lyapunov 指数，其结果列于表 5-8 中，由该表 5-8 中可以看出，各中段的 Lyapunov 指数均大于 0，m 值在 8～10 之间变化。从而可以看出，湘西沃溪金锑钨矿床金品位变化为混沌序列，说明成矿流体的演化及成矿元素的沉淀富集成矿过程为复杂的混沌动力学过程。

混沌吸引子的分维值可以描述一个时间或者空间变化序列的复杂程度，同样，类似于石英脉的厚度，可以把同一中段的金品位变化视为一空间序列。根据前面所述方法，对湘西沃溪金锑钨矿床 3 条主要矿脉不同中段的金品位空间变化数据进行了混沌吸引子维数分析（图 5-30），取样间距为 2 m，m = 2、4、6、7、8、9、10、11，在 m 值达到 8～10 时，D 值达到饱和值，即混沌吸引子的维数，现将分析结果列于表 5-8。由该表可以看出，各中

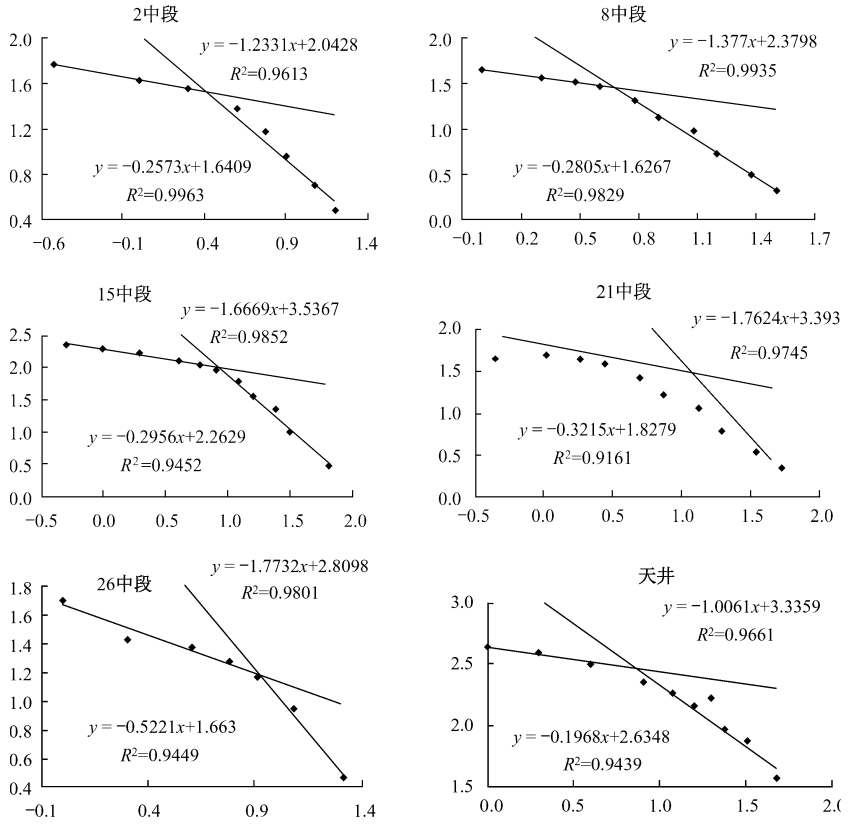


图 5-27　湘西沃溪金锑钨矿床 V_4 脉金品位分形分析

（坐标意义与图 5-25 同）

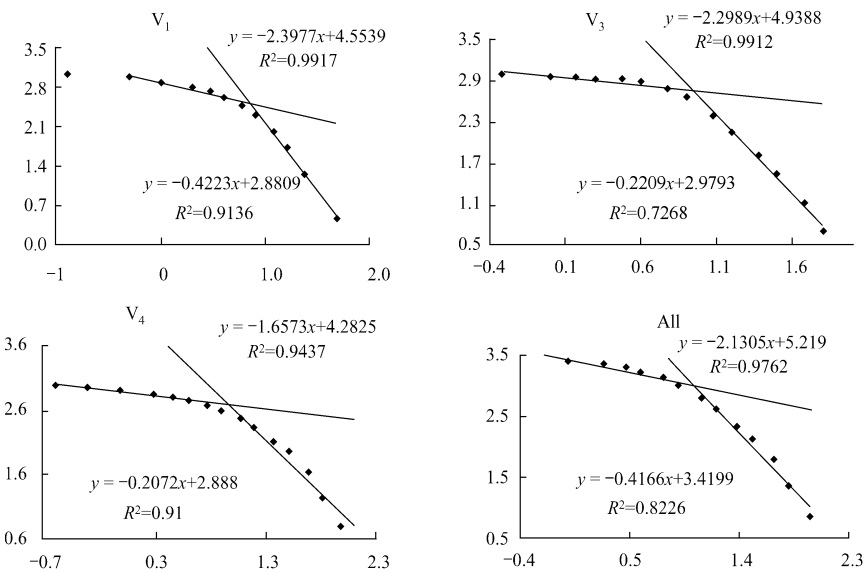


图 5-28　湘西沃溪金锑钨矿床矿脉金品位分形分析

（坐标意义与图 5-25 同）

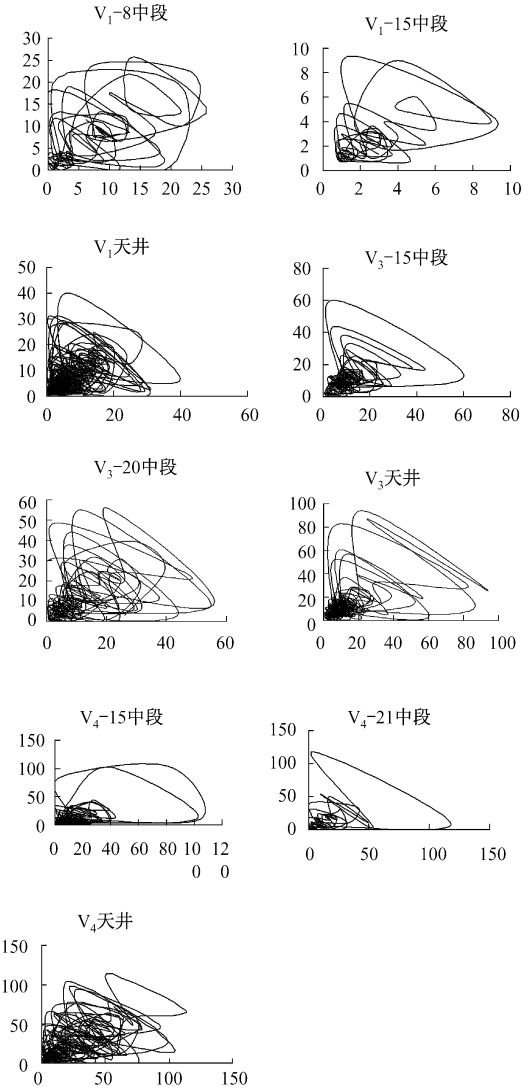


图 5-29　湘西沃溪金锑钨矿床金品位二维相空间轨迹图

品位序列为 x_1，x_2，…x_i，x_{i+1}，…；横坐标为 x_i，纵坐标为 x_{i+1}

段金品位变化序列均为非线性演化序列，反映了成矿流体演化的复杂性及其与构造应力、岩性、物化条件、各种化学过程等多因素耦合叠加的结果；在相空间维数为 8～10 时，其演化出现一个混沌吸引子，吸引子的维数为 1.53～4.72。上述结果进一步证明，湘西沃溪金锑钨矿床金品位变化和矿体形成是一个非线性混沌演化过程，描述或控制本矿区金品位变化的独立变量至少需要 8～10 个。

为了探讨混沌吸引子与 Lyapunov 指数之间的关系，以各中段金品位的混沌吸引子作升序排列，然后将二者投到同一图上（图 5-31）。由该图可以看出，二者呈负相关关系，相关系数为－0.3347，即混沌吸引子越大，Lyapunov 指数越小。

表 5-8　湘西沃溪金锑钨矿床金品位变化的李雅普诺夫指数与混沌吸引子

矿脉	位置	样品数	m	λ_1	混沌吸引子	R^2
V_1	8 中段	106	10	0.0856	1.94	0.9921
	15 中段	45	10	0.0560	3.08	0.9969
	22 中段	96	10	0.0560	2.39	0.9889
	24 中段	62	9	0.1557		
	27 中段	34	10	0.0767	4.72	0.9855
V_3	1 中段	40	10	0.0384	3.89	0.9822
	10 中段	46	8	0.1428		
	15 中段	177	9	0.1209	3.99	0.9698
	20 中段	177	8	0.2240	2.35	0.9942
	27 中段	132	9	0.1580	1.53	0.9952
V_4	2 中段	64	10	0.0663	1.74	0.9925
	15 中段	102	9	0.1232	1.99	0.9909
	21 中段	80	10	0.1128	2.53	0.9893
	26 中段	50	10	0.1431	2.44	0.9956

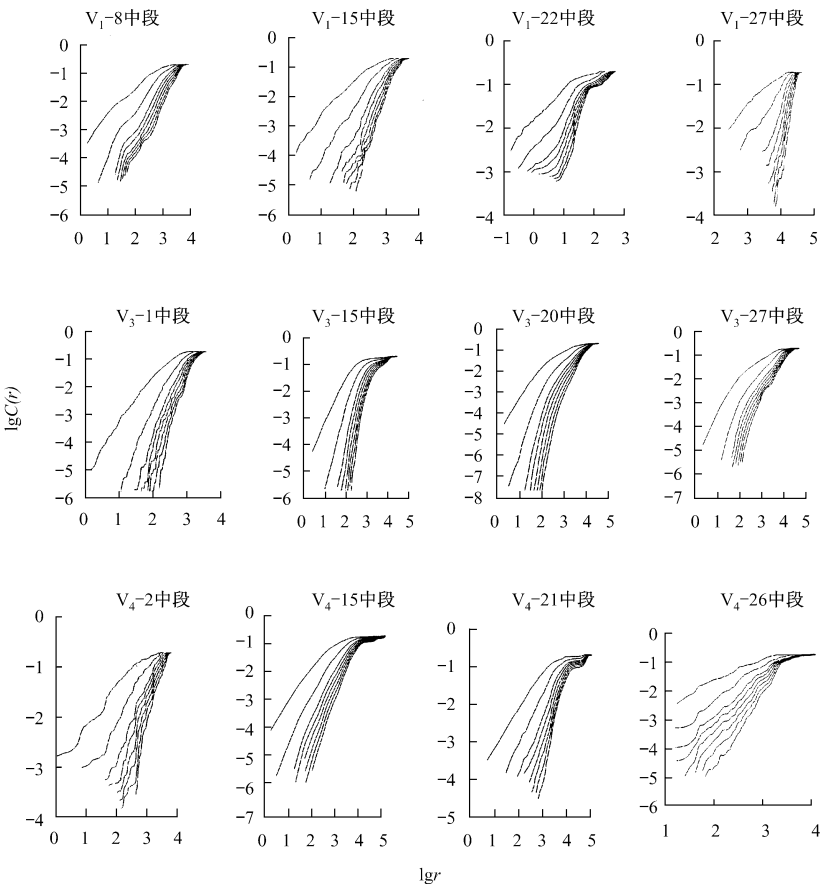


图 5-30　湘西沃溪金锑钨矿床金品位混沌吸引子关联函数图解

［C（r）的意义见式（5.7）］

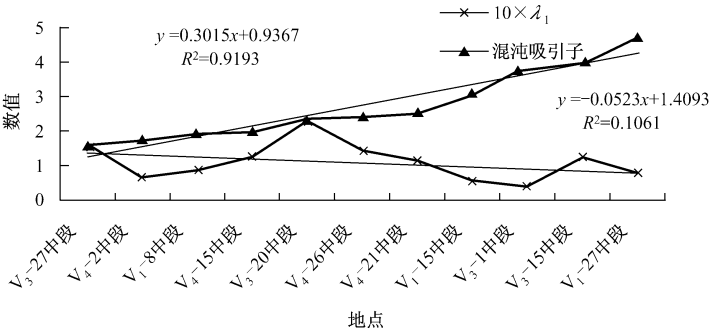


图 5-31　湘西沃溪金锑钨矿床矿脉金品位混沌吸引子与李雅普诺夫指数的关系

第四节　石英脉厚度与金品位空间变化分形结构的成矿指示

人们很早就发现，在各种脉型矿床中，脉体厚度与矿床品位存在着一定的相关性。但是这种相关性是十分复杂的，并不是简单的线性关系，所以，很长时间以来都找不到很好的方法来描述这种关系。近年来，随着分形理论在地学中的引入及其迅速的发展，人们逐渐发现，可以用某种分形关系来描述二者之间的这种复杂相关性。D.J.Sanderson 等(1994) 在对西班牙西部 Iberia 带钻孔中石英脉厚度和金品位的分析表明，二者大体服从幂次律分布，暗含着一种分形关系。脉厚（t）对累积频率（N）的双对数图反映出与金品位有关的系统变化。在方程 $N=ct^{-D}$ 中的幂指数 D，在高品位区间内较低，表明较厚的脉体中扩张作用较强，从而为含金流体的运移提供了通道。

根据第二节中石英脉厚度和第三节中金品位的分形与混沌特征的分析，可以各中段的平均金品位为依据，将各项指标进行排序，结果列于表 5-9，并将各项指标值投影到其样品位置图上(图 5-32)。由表 5-9 可以看出，石英脉厚度变化的重构相空间维数 m 要比金品位的重构相空间维数要小，前者为 6～7，后者达到 8～10，也就是说，控制湘西沃溪金锑钨矿床金品位所需要的最少参量要比控制石英脉厚度变化的参量要多 2～3 个。可以这么理解，控制石英脉厚度的主要参量是以构造应力、流体流量、岩石渗透率等物理过程为主，此外即是控制 SiO_2 沉淀的一些化学过程；而控制矿床品位的参量除了这 2 方面的因素之外，还有控制金等成矿元素沉淀的化学过程。显然，金等成矿元素的沉淀要比 SiO_2 的沉淀复杂得多。

从图 5-32 可以看出，除了平均品位的一次线性趋势线斜率为正之外，还有分叉处品位值、金品位变化混沌吸引子、平均厚度和石英脉厚度的分维值及其混沌吸引子的一次线性趋势线斜率为正值。但后四者的斜率值均很小。金品位 D_1、D_2 的一次线性趋势线斜率为负值，但也很小，几乎接近于零。通过相关性分析可发现，平均品位与分叉处品位值、金品位 D_1、D_2 值、金品位变化混沌吸引子维数、平均厚度、石英脉厚度变化分维值及其混沌吸引子维数的相关系数分别为 0.5621、－0.6459、－0.2238、0.3177、－0.0088、0.2552 和 0.5296。也就是说，其中分叉处品位值、金品位变化混沌吸引子维数、石英脉厚度的分维值及其混沌吸引子维数与平均品位呈正相关关系，其他皆为负相关关系。从而可以推断，金品位的分维值越小，石英脉厚度的分维值越大，金品位及石英脉厚度变化混沌吸引子维数越大，金矿化程度相对越好。

表 5-9　湘西沃溪金锑钨矿床石英脉厚度与金品位变化分形与混沌分析

样品位置	金品位							石英脉厚度				
	样品数	$\frac{g_{平均}}{g\cdot t^{-1}}$	$\frac{g_{分叉处}}{g\cdot t^{-1}}$	D_1	D_2	m	混沌吸吸子	样本数	$\frac{d_{平均}}{m}$	D	m	混沌吸引子
V_1—24 中段	62	3.98	3.17	0.5000	1.2759	9		62	0.501	1.3008	7	4.0
V_4—2 中段	64	4.4	2.61	0.2573	1.2331	10	1.74	128	0.608	0.5233	7	1.2
V_1—8 中段	176	5.76	5.65	0.5287	1.8001	10	1.94	215	0.699	0.4832	6	2.9
V_1—整　体	933	5.77	7.05	0.4223	2.3977			1174	0.594	0.6210		
V_1—天　井	481	6.01	6.55	0.4956	2.2610			506	0.61	0.7460		
V_1—15 中段	45	6.61	5.96	0.5181	1.5084	10	3.08	45	0.511	1.4454	7	2.8
V_4—26 中段	50	7.12	8.22	0.5221	1.7732	10	2.44	50	0.353	3.3875	7	3.5
V_1—2 中段	16	8.58	6.64	0.5471	3.1292			216	0.473	0.8297	7	2.2
V_3—15 中段	177	9.64	7.13	0.1725	2.3442	9	3.99	180	0.371	1.0667	7	3.4
V_4—8 中段	35	9.67	4.89	0.2805	1.377			117	0.313	0.9268	7	6.0
V_4—15 中段	225	9.84	8.65	0.2956	1.6669	9	1.99	234	0.47	0.9570	7	2.0
V_3—10 中段	46	10.16	8.41	0.1567	2.6011			72	0.509	0.7152	6	2.4
V_3—20 中段	177	10.18	5.52	0.1927	1.3883	8	2.35	176	0.686	0.6465	7	3.4
V_3—1 中段	40	10.21	8.79	0.1298	2.8573	10	3.89	40	0.292	1.4661	7	3.8
V_3—天　井	504	10.24	6.83	0.4606	1.8148			418	0.601	0.7522		
V_3—整　体	970	10.58	8.71	0.2209	2.2989			1050	0.565	0.7455		
V_4—21 中段	80	11.73	12.22	0.3215	1.7624	10	2.53	81	0.501	1.0044	7	3.1
V_4—整　体	947	12.11	9.25	0.2072	1.6573			1131	0.475	0.8158		
V_1—27 中段	34	14.03	6.08	0.1702	0.7402	10	4.72	34	0.407	1.5446	6	3.8
V_3—27 中段	132	14.49	7.43	0.2326	1.3420	9	1.53	132	0.77	3.9934	6	4.9
V_4—天　井	378	15.17	7.36	0.1968	1.0061			509	0.61	0.8884		
V_1—22 中段								96	0.717	0.3420	7	3.5
V_3—7 中段								32	0.135	1.3420	7	4.8

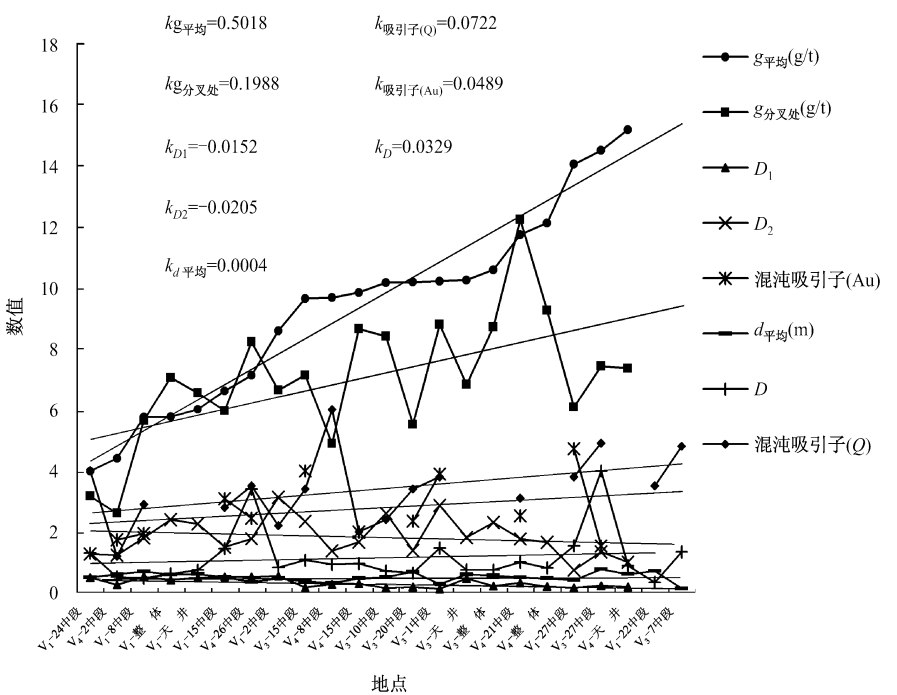


图 5-32　湘西沃溪金锑钨矿床石英脉厚度及金品位分维值及其混沌吸引子与成矿的关系

至于平均品位与平均厚度之间的关系，在第二节中也提到，呈微弱负相关关系。从这里可以看出，二者的相关性是相当微弱的，也就是说，湘西沃溪金锑钨矿床的金矿化程度与脉体的厚度没有明显关系，即矿体厚度大其金品位不一定就高。一般说来，脉体的厚度只能反映该处流体的累积量，并不能反映该处成矿元素的累积量，一个极端情况就是，很厚的无矿化的脉体在野外是很常见的。还有一种可能就是，也许早期的微弱矿化期某处的流体累积量很大，由于构造活动性及渗透率的变化，使得主矿化期流体累积量却反而较小，从而其金品位相对较低。另一方面，即使是同样的金累积量，亦即主矿化期也有同样的流体累积量，但由于脉体厚度大而使得金的沉淀相对分散，其金品位也相对会偏低。

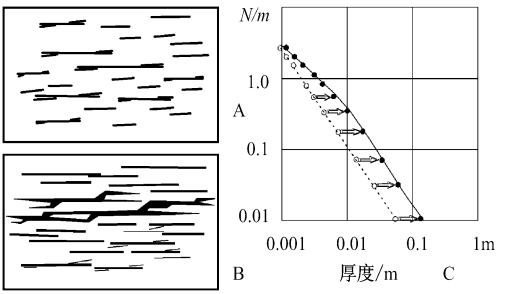


图 5-33　脉体生长演化示意图

A—较小孤立脉系；B—较大的相互连接的脉系；C—脉体厚度分布由 A 向 B 演化图示，假设在脉体总数没有增加的情况下大脉不断增长

金品位的分维值与金品位之间的关系前面已经进行了讨论，这里不再赘述。但是为什么金品位的高低对应着脉体厚度分维值的大小呢？设想脉系起源于岩块中的微裂隙发展而成的张裂隙，随着裂隙的发育和相互连接最终形成脉系（图 5-33）。讨论中有 2 个假设，即脉体的厚度与长度成正比，以及开始形成孤立的小脉体和局部聚集的小脉体服从幂次律分布（图 5-33A）。此阶段脉体与主断裂并不相连而且流体大部分来自围岩。随着脉体的发育，它们将相互连通形成脉系最终成为一些流体流经岩块的通道（图 5-33B）。这个简单模型的 2 个特点对于联系脉体的厚度和矿化之间的关系是非常重要的。

第一，模型（图 5-33）实质上是标度不变，包括裂隙的生成和相互连通从而导致了渗透率的迅速增长，此时形成大量相互贯通的脉群，而且将导致脉体的分形性质。这种大体积范围内的连通性使得深部的矿化流体得以上升和循环对流。

第二，随着较长裂隙和大型脉群的发展，变形增强，加强了岩块的扩张作用，其分维值也将要增大（图 5-33C）。研究表明，高品位的脉体厚度分布是由较低品位的脉体发展所致，亦即较宽的脉体的扩张作用强于较窄的裂隙（图 5-33C），从而形成一个脉体生长的正反馈作用，促进了流体的流动和金的沉淀，形成了金品位相对较高的脉体。

另外，对前两节中石英脉厚度和金品位方差的统计结果列于表 5-10。由该表中可以看出，金品位的方差远远大于石英脉厚度的方差，也就是说，金品位的变化范围及复杂程度远非石英脉的厚度可比。作这一分析也就是为了说明，由于这种变化的复杂性，金品位与脉体厚度的变化之间的相关性是相当复杂的；同时，据第二节中提到的脉体厚度数据获得的方式及其带来信息的复杂性和多解性，也为研究二者的关系带来了诸多的屏障。也就是说，要真正了解这二者之间的复杂关系，还有很长的路等着我们去探索。

表 5-10　石英脉厚度与金品位［w（Au）—10^{-6}］变化方差统计

矿脉	V_1		V_3		V_4	
指标	品位	厚度	品位	厚度	品位	厚度
方差	14.9	0.016	4.0	0.058	8.1	0.014

第五节　水口山铅锌金多金属矿田断裂带中元素的分形特征

湖南水口山矿田是一个大型铅锌金多金属矿田，包括老鸦巢、鸭公塘、中区、康家湾、龙王山等矿床。矿田内断裂构造极为发育，主要有 F_1、F_2、F_3、F_5、F_{16}、F_{20}、F_{22}、F_{60}、F_{65}、F_{98}等，走向南北或北北东向，长度几公里到几十公里。断裂作用与成矿关系密切，矿床严格受断裂构造控制，如康家湾矿床受 F_{22}断裂的控制，老鸦巢矿床受 F_1、F_2 断裂的控制，鸭公塘矿床受 F_3 断裂的控制，温塘矿床受 F_{98}断裂控制，F_5 及大渔湾的 F_{16}断裂也有矿化现象，为潜在的控矿断裂。

为了研究断裂构造对成矿元素活化迁移及富集的影响，笔者对各已知控矿断裂带内成矿元素及部分其他元素的含量分布进行了分形分析(图5-34、5-35、5-36、5-37)作为对

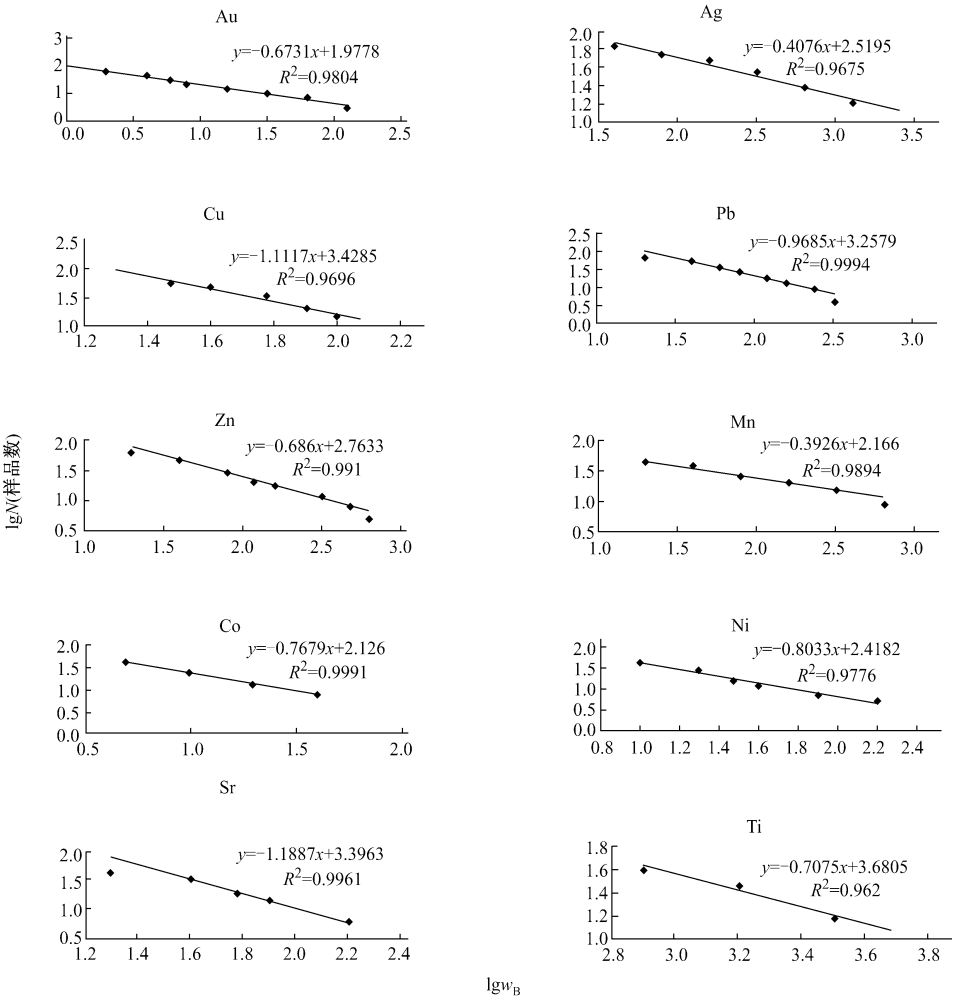


图 5-34　水口山铅锌金多金属矿田 F_1 元素分布分形分析

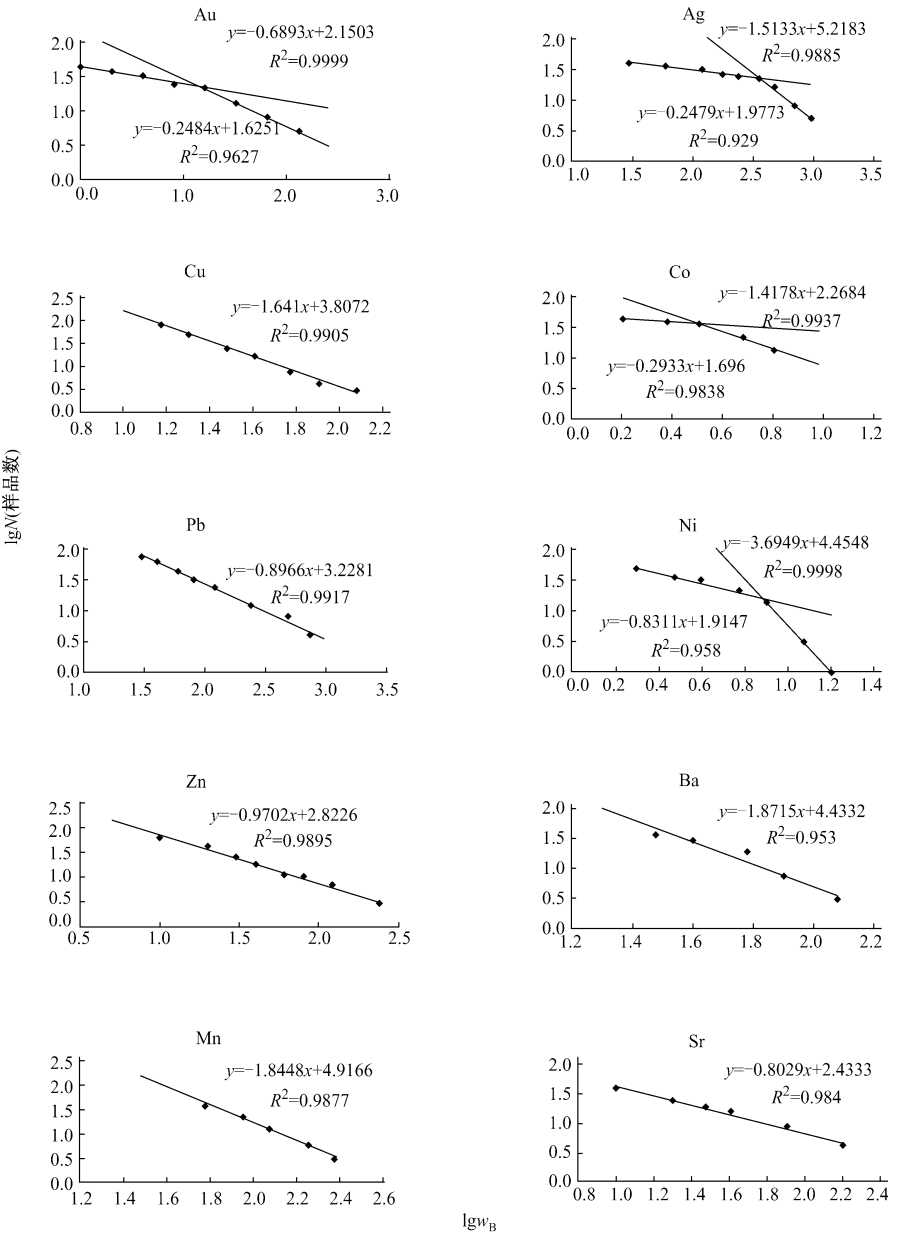


图 5-35　水口山铅锌金多金属矿田 F₃ 元素分布分形分析

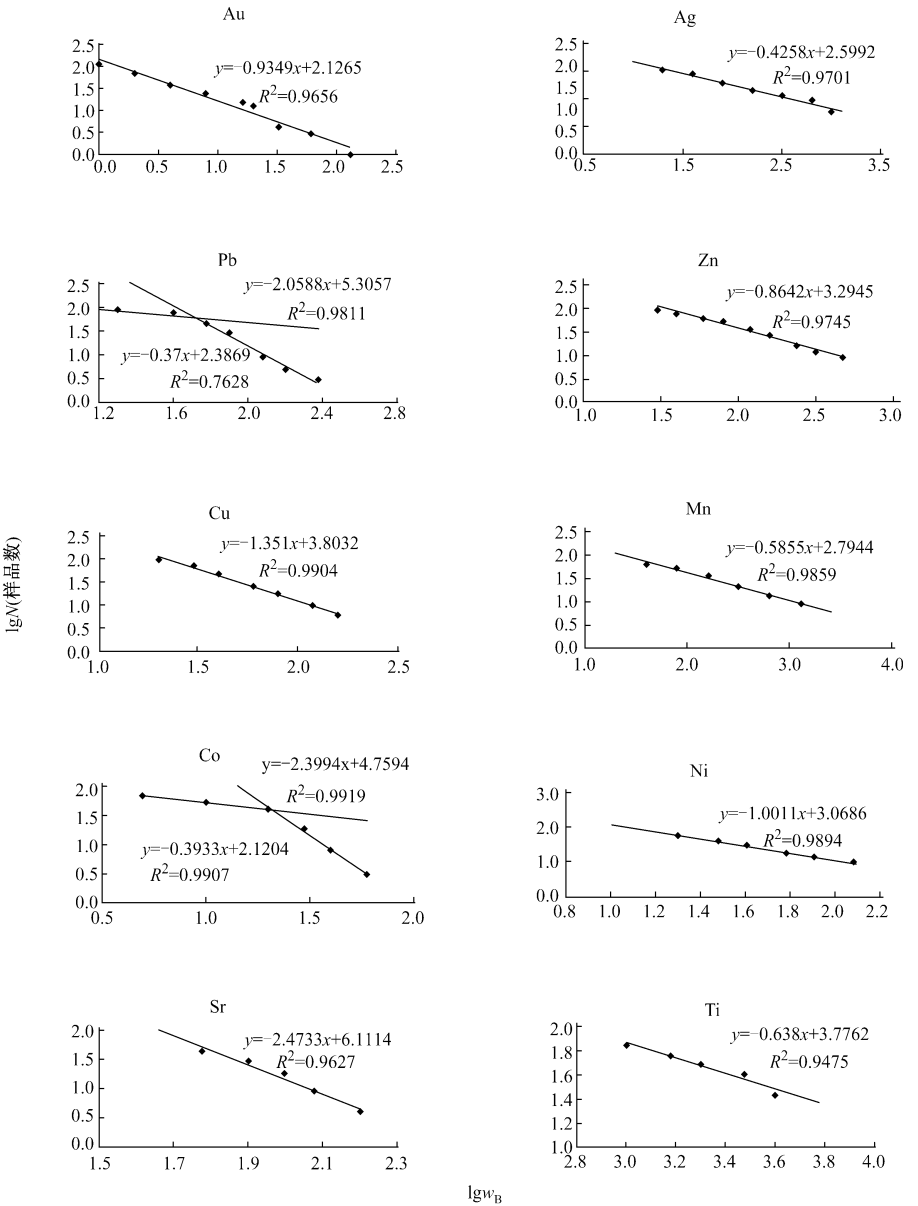


图 5-36　水口山铅锌金多金属矿田 F_{22} 元素分布分形分析

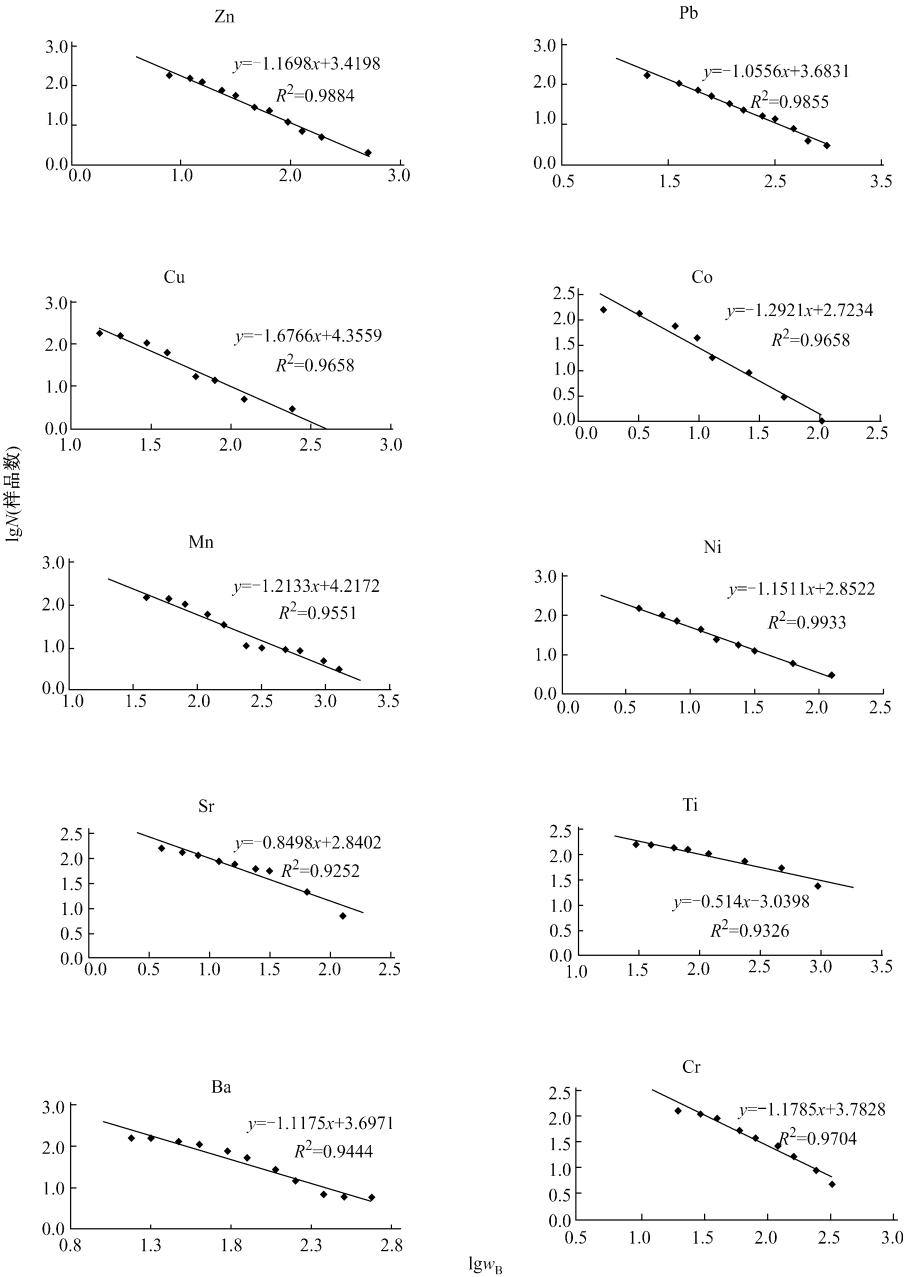


图 5-37　水口山铅锌金多金属矿田 F_{98} 元素分布分形分析

比，我们还研究了 2 条潜在控矿断裂带（图 5-38、5-39）及区域地层和矿区花岗岩体的元素含量分布的分形特征（图 5-40、5-41），分析结果列于表 5-11 和表 5-12，其中表 5-11 只列出了呈一个分形关系的元素，表 5-12 则列出了明显呈两个分形关系的元素。从以上分析中可以得出以下几点认识。

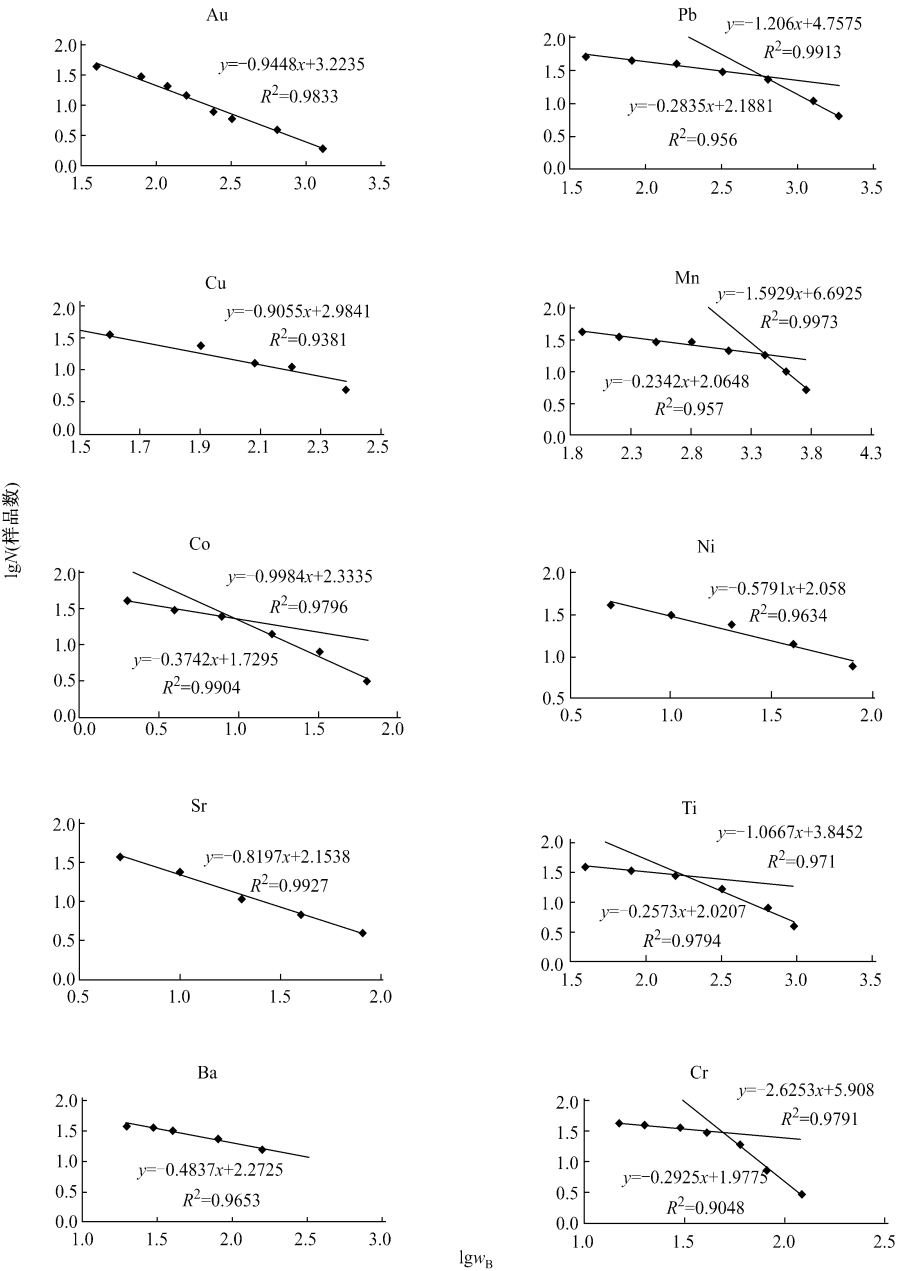


图 5-38　水口山铅锌金多金属矿田 F₅ 元素分布分形分析

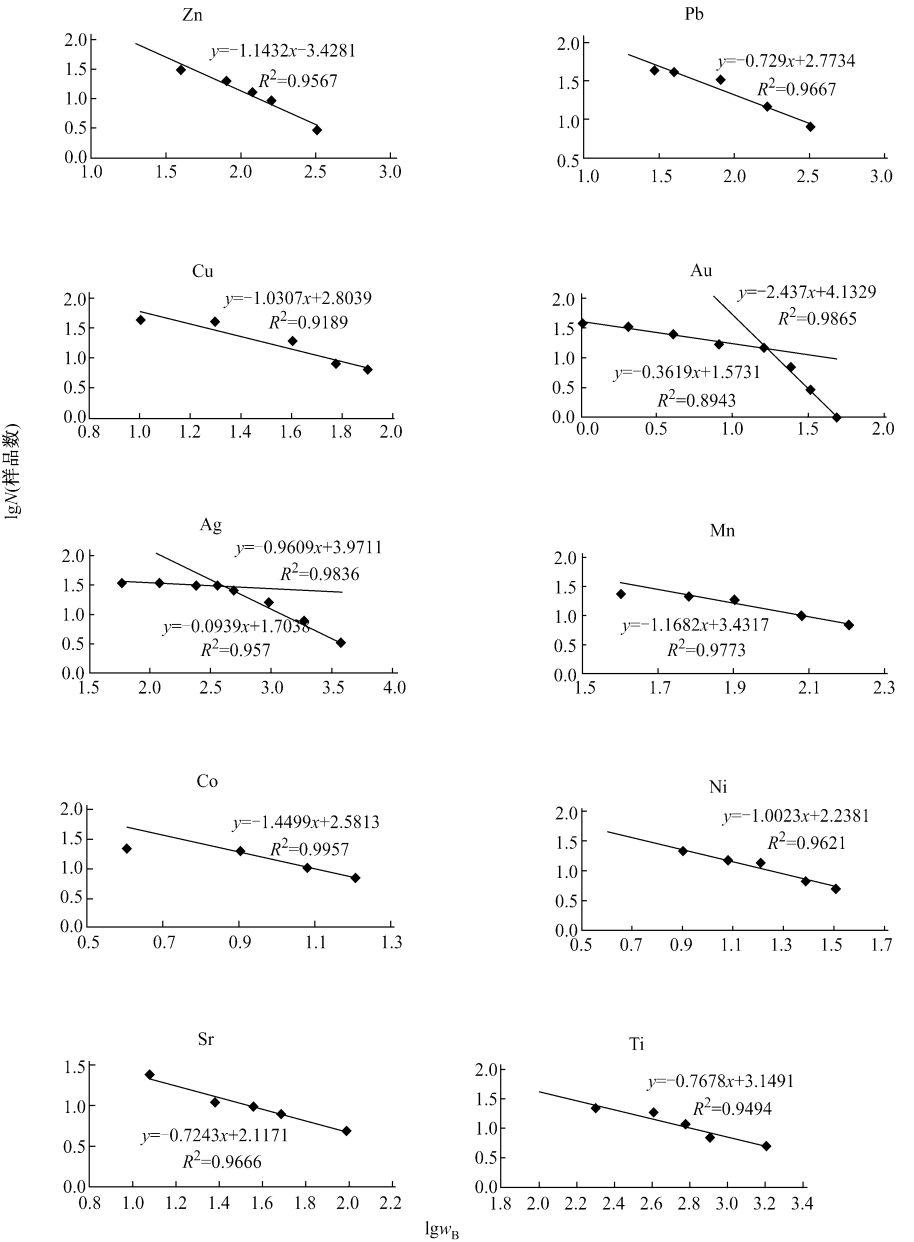


图 5-39　水口山铅锌金多金属矿田 F_{16} 元素分布分形分析

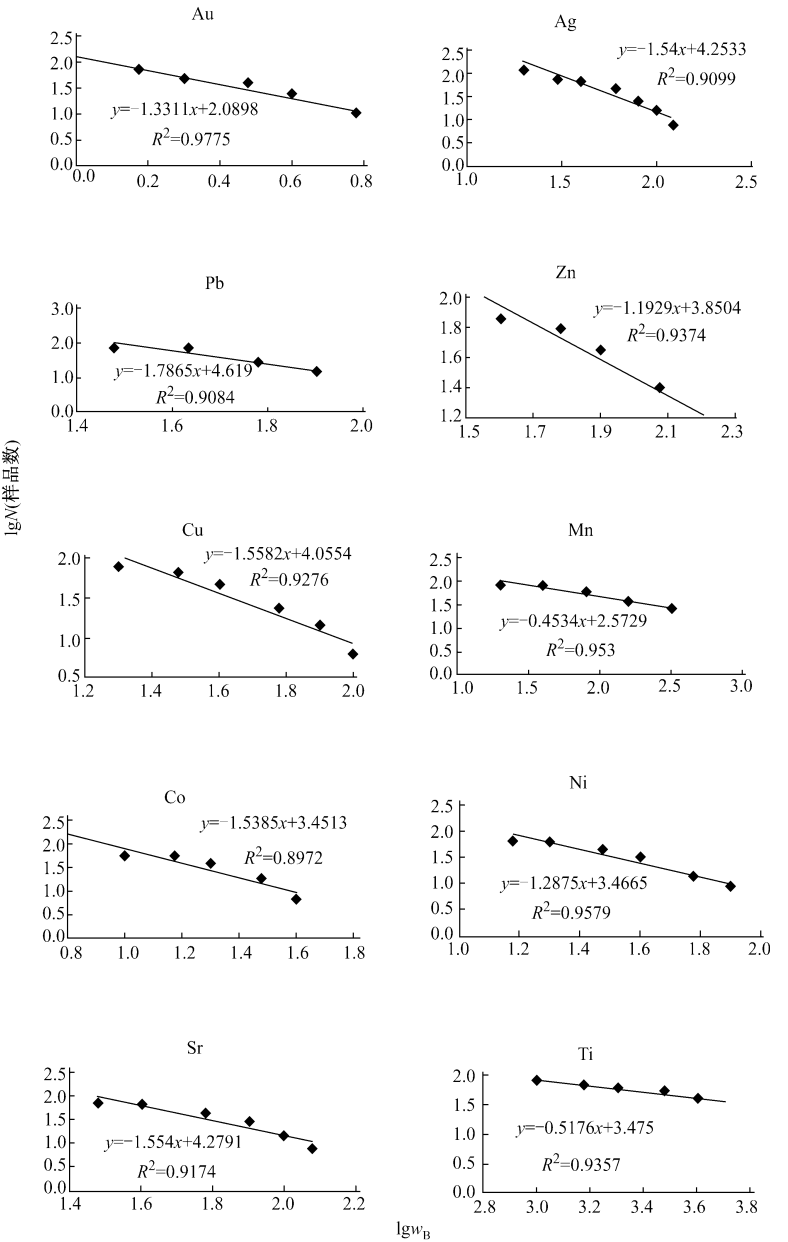


图 5-40　水口山铅锌金多金属矿田地层元素分布分形分析

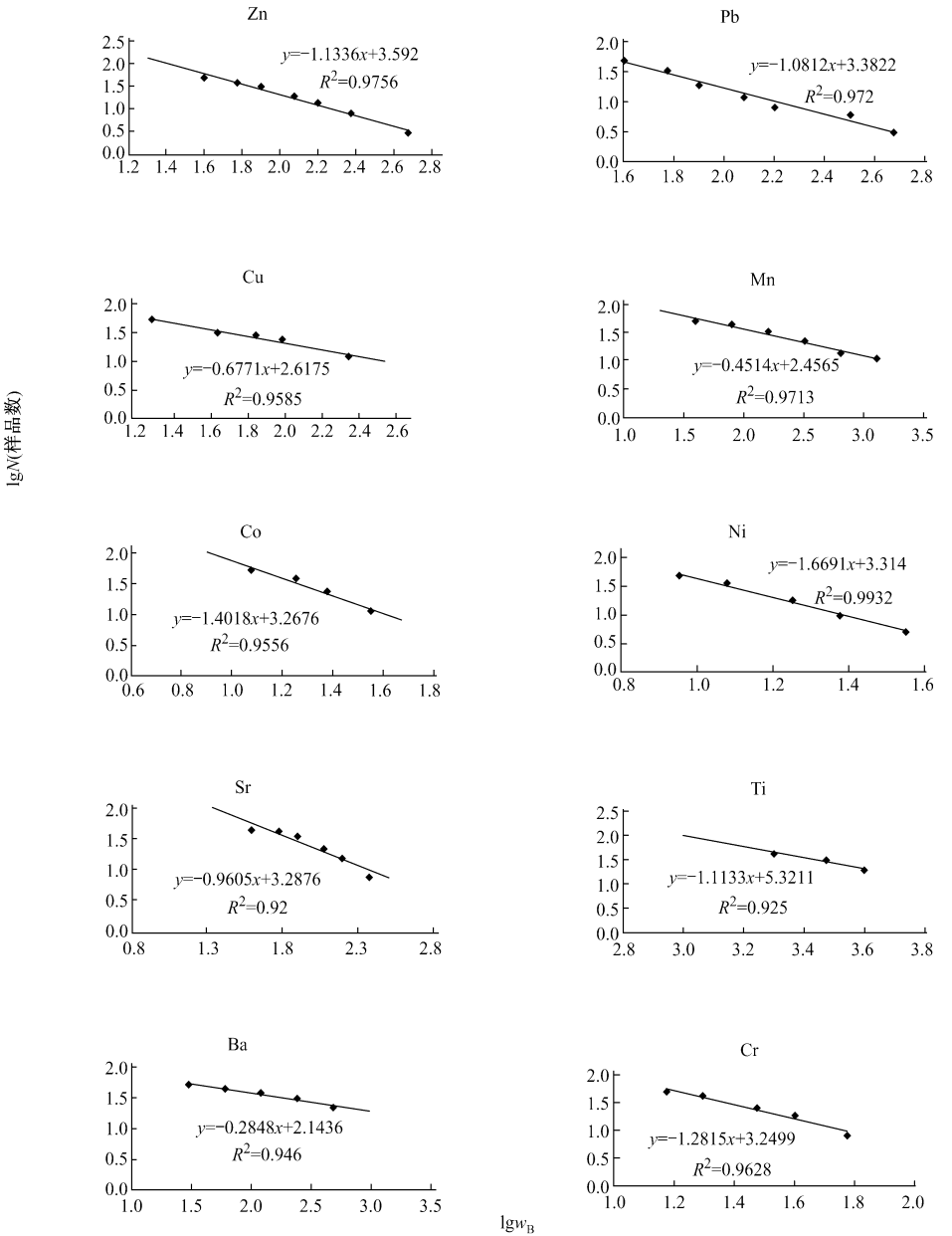


图 5-41　水口山铅锌金多金属矿田花岗岩元素分布分形分析

表 5-11　水口山铅锌金多金属矿田元素含量分布容量维分析

元素 / 项目	Pb	Zn	Cu	Ag	Au	Mn	Co	Ni	Sr	Ti	Ba	Cr	V
F1	0.9685	0.6860	1.1117	0.4076	0.6731	0.3926	0.7679	0.8033	1.1887	0.7075	—	—	0.6312
F3	0.8966	0.9702	1.6410	—	—	1.8448	—	—	0.8029	—	1.8715	0.8664	—
F5	—	—	0.9055	—	0.9448	—	—	0.5791	0.8197	—	0.4837	—	0.8342
F_{16}	0.7290	1.1432	1.0307	—	—	1.1682	1.4499	1.0023	0.7243	0.7678	0.8089	0.9458	0.9715
F_{22}	—	0.8642	1.351	0.4258	0.9349	0.5855	—	1.0011	2.4733	0.6380	1.1343	1.0721	1.4852
F_{98}	1.0556	1.1698	1.6776	0.5880	1.0814	1.2133	1.2921	1.1511	0.8498	0.5140	1.1175	1.1785	0.5660
花岗岩	1.0812	1.1336	0.6771	—	—	0.4514	1.4018	1.6691	0.9605	1.1133	0.2848	1.2815	1.4478
地层	1.7865	1.1929	1.5582	1.5400	1.3311	0.4534	1.5358	1.2875	1.5540	0.5176	—	1.4473	1.5826

表 5-12　具有两个分形关系的部分元素的分维值统计表

位　置	F_1		F_3					
分维值	Ba	Cr	Au	Ag	Co	Ni	Ti	V
D_1	0.0811	0.1185	0.2484	0.2479	0.2933	0.8311	0.3573	0.3958
D_2	1.5739	2.0478	0.6893	1.5133	1.4178	3.6949	1.5021	2.4292

位　置	F_5					F_{16}		F_{22}	
分维值	Pb	Mn	Co	Ti	Cr	Ag	Au	Co	Pb
D_1	0.2835	0.2342	0.3742	0.2573	0.2925	0.0939	0.8943	0.3933	0.37
D_2	1.206	1.5929	0.9984	1.0667	2.6253	0.9066	2.437	2.3944	2.0588

（1）区域地层和花岗岩体的元素含量分布都呈一个分形关系，即只具有一个分维值，而控矿断裂带和潜在的控矿断裂带内的部分元素，则明显具有两个分形关系，如 F_1 的 Ba、Cr，F_{16}的 Au、Ag，F_{22}的 Pb、Co 和 F_3、F_5 的一些元素等。这说明断裂带内的元素分布有两个地质过程控制，而地层和花岗岩体的元素分布则由于没有受到后期的断裂活动的改造作用，只具有一个分形关系，即分形分析只显示了元素的原生分布规律，对于断裂带而言，则可以看出经受了后期改造叠加作用。

（2）断裂带内的元素只有一部分具有两个分形关系，另一部分则也只具有一个分形关系，这可能指示了后期的改造作用十分强烈，特别是一些活动性较强的元素和 Cu、Pb、Zn 等成矿元素，富集程度高，取代或者掩盖了元素的原生分布规律。

（3）除个别元素外，断裂带内元素的分维值明显小于地层和花岗岩体内元素的分维值，特别是成矿元素，其分维值都小于 1 或接近于 1，也就是说，较小的分维值可以指示成矿作用的发生，另一方面，也说明 F_5、F_{16}断裂带也有较好的找矿前景。

第六节　构造成矿作用的分形与混沌动力学

在研究自然界广泛存在的不规则形态和复杂集合体过程中，Mandelbrot（1982）发现自然界的诸多无序变化决不意味着绝对无规律，而是可采用分维值来定量地描述自然界中自相似系统的复杂性和不规则性。通过现有的大量地质数据之间结构的研究表明，表征成矿作用的各种地质数据，如断裂构造的空间分布、矿床的分布、石英脉的厚度分布、矿石品位的分布等等，都广泛存在分形结构。许多学者已经开始通过研究这些分形结构特征来解决某些成矿学上的理论与应用问题。

构造-流体-成矿系统是地球物质系统的一个组成部分。该系统具有时空复杂性，对初始条件和边界条件的敏感依赖性，以及自相似的分形结构和自组织临界性等特征。它既有结构性即规律性的一面，又有随机性即复杂性的一面。区域地球化学元素含量的频率分布具有分形的特征，矿床的空间分布、成矿元素的品位分布及矿石的品位-吨位分布也具有分形的特征，而这些地球化学场中的元素分形分布又和构造活动，包括褶皱构造、断裂构造、裂隙构造及矿脉等的分形分布是密切相关的。这就是成矿系统规律性的一面。而复杂系统的本质在于非线性的动力学机制，非线性会导致正负反馈，正反馈促进系统的演化，使高值区变得更高值，太高时又会产生负反馈而自发抑制系统的发展。可见，矿床是一个复杂的地质系统，成矿作用是一个复杂的动力学过程。

一、构造活动与裂隙-脉体系统的分形生长

大量的野外实测和模拟研究表明，单个断裂（脉体）生长是一个自相似的过程，都按一定的厚度-长度比（d/l）值生长，即脉体的生长服从幂定律：$l=kd^{D_a}$。其分维值 D_a 在脉体生长早期，$0.6<D_a<1.0$，而在生长晚期，$D_a>1$（图 5-42）。这表明，在脉体生长早期，表现为单个脉体的膨胀，厚度的增长大于长度的延伸，总体表现为横向膨胀（图 5-43A），单个脉体厚度以中间最大，向两端逐渐减小至尖灭；单个脉体生长达到一定规模时，相邻脉体会通过相互连通而迅速生长（J.A.Cartwright，1995），其长度的延伸要远远大于厚度的增长，总体表现为纵向延长（图 5-43B）。脉体的生长过程中存在一个正反馈作用。根据脉厚度的分布模型，脉体的连续生长会导致一个负指数分布，只有当脉体是按尺寸成比例的生长时，才能得到一个幂次律分布。单个脉体的厚度服从幂次率分布：$N(d)\propto d^{-D}$，N 为厚度$>d$ 的矿脉数目，D 通常与分布的分维值相等。物体的大小分布由其出生率（成核率）、生长速度和死亡率（消亡速度）控制（B.D.Marsh，1988），脉体产生以后，不会消失，即死亡率等于零。所以一个稳定的出生率加上一个与其尺寸成比例的生长速度可以产生一个大小-频率的幂次律分布（Y.Ijiri，et al.，1977）。也就是说，脉体厚度越大，越有利于它的增厚，从而形成了一个正反

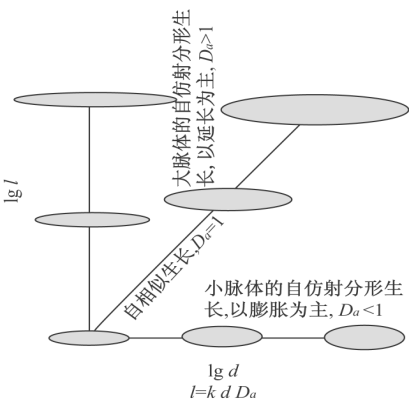


图 5-42　不同脉体自仿射和自相似生长示意图

横坐标为厚度对数值，纵坐标为长度对数值

馈。脉体生长的正反馈作用可以导致断裂向脆韧性剪切带演化并最终形成断层带。

由以上讨论可知，通过脉体间相互连通而形成的大脉体的生长过程必然是分形生长过程，其厚度的演化也必然是分形和混沌过程。那么脉体系又是如何发展的呢？现用图5-44的简单理论模式来讨论脉体系的发展。从一个初始小裂隙集合发展并产生一个连通的裂隙网络，根据具幂定律长度分布的裂隙的随机分布，裂隙网络的演化是一个渗透现象，裂隙体系在一定的断裂密度下将逐步连通形成一个无限的簇，并可用一个分维值来描述其特征。在一个无限簇中，提供穿越网络路径的裂隙集合称为脊骨裂隙，这个脊骨裂隙提供了流体流动路径和变形集中区。

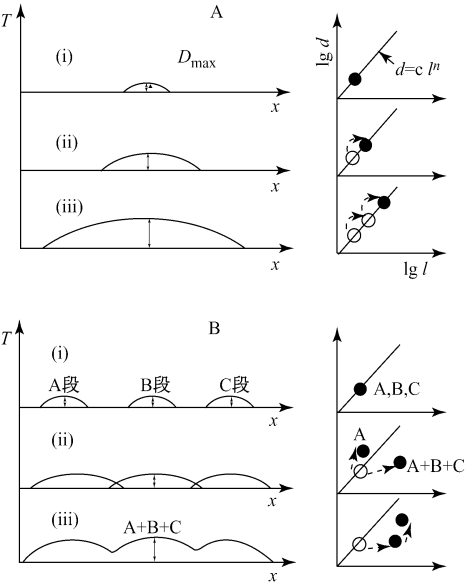


图5-43　石英脉生长示意图

A—单个脉体的生长过程，以横向膨胀为主；B—脉体通过相互连通而迅速生长，且以纵向延长为主，从而形成了具分形结构的脉体厚度变化

利用元胞自动机模型可模拟裂隙网络的生长。根据断裂力学，使用一组简单法则来控制断裂的开始、生长和连接：①最初断裂长度是幂次律分布；②厚度（张开度）正比于断裂长度；③在 $\Delta l \propto l^k$ 处断裂生长（Δl）发生，k 是常数；④在具有长度 l_1 和 l_2 的两个断裂其端点距离<0.1（l_1+l_2）时两个断裂发生连接。这样通过连通而逐步发展的裂隙系统，其脉厚度分布的分维值随着连通性的增大而减小（图5-43）。在渗透临界值处，一个无限长度的簇突然发展，这里集中了变形和流体流动（X.Zhang，et al.，1994）〔图5-44（c）〕，如果厚度正比于断裂长度，这也将产生断裂的突然张开并定位于这个簇的脊骨上，因为弹性屈服应力减小需要打开（张开）连通断裂的长条排列。因此，形成无限簇部分的脉将有比形成于孤立的脉或簇有更宽的厚度范围，这将以一个更低的分维 D 值来反映，即裂隙-脉体系的连通性越好，其分维值 D 越小。

同时，近年来的研究也表明，对一定的岩石组合存在一个临界有效应力 p_e（$=p_l-p_f$），大于该临界应力值将产生具分形结构的断裂体系。在临界应力处，断裂系统各离散元（包括断裂、断块）之间发生自组织现象，表现出一种非线性行为，并形成一个具分形分布特征的断裂体系。根据自组织临界理论，断层的演化过程就是通过小断裂的连接并自组织到一点，使应变集中到具分形几何的主要断裂上，最终形成具分形分布特征的断层体系。

由以上讨论可知，正是由于构造作用控制脉体（断裂）的分形生长，导致了矿（脉）厚度的分形分布及其长度与厚度的分形关系。

二、构造活动、流体作用及矿物沉淀之间的非线性反馈

构造-流体-成矿动力系统由流体及各种组分、岩石及岩石中各种矿物等众多单元组成，是一个具有极高自由度的系统。每一个单元都在一定条件下表现出非线性，从外部流入成矿系统的能量不断改变各单元的状态，状态量在达到单元所能承受的值后，即发生逆转，表现出非线性特点。同时，每个单元又都以某种方式和系统中的其他单元发生相互作

用，其中最主要的就是存在于构造活动、流体作用及矿物沉淀之间的非线性反馈作用。

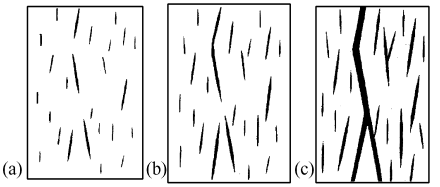


图 5-44　矿脉体系的生长模式

（a）开始为小而孤立的断裂系；（b）流体/断裂相互作用中正反馈导致裂隙（脉体）与长度成正比生长；（c）连通形成大的脊骨断裂和矿体

构造是成矿过程中最重要的控制因素，构造活动与构造应力是流体运移的重要驱动力之一（S.Ge，et al.，1992；孙雄等，1998），构造变形特别是断裂作用可以显著增高岩石的渗透率（R.H.Sibson，1996；M.B.Holness，1997；D.Curewitz，et al.，1997）。而岩石的渗透率又直接影响成矿流体的输运速度、输运方式和输运距离；流体的流动反过来又影响岩石的渗透率。流体活动较强时，一方面因流体压力增大而促进裂隙的产生、扩容，从而使得岩石渗透率增加；另一方面，渗透网络中矿物的沉淀可以引起岩石裂隙的封闭和渗透率的降低。强烈的流体作用会带来大量的成矿物质，这些成矿物质的沉淀又会反过来使得裂隙变窄，直至封闭，岩石渗透率又会变小。可见，流体活动与岩石渗透率的演化存在一个正负反馈的过程，是一个非线性的耦合作用关系。

另外，流体流动、矿物沉淀、岩石破裂和热传递之间的正反馈常发生于断裂产生和增长的部位。活动断层及附近的岩石渗透率依赖于岩石应变的积累，它在岩石破裂或者再次裂开之前可能有一到二个数量级的增长（S.F.Cox，1995；S.F.Cox，1999）。与此相反，强烈的粘土蚀变会降低全岩模量，并导致对断裂作用或流体流动的负反馈。

这种存在于构造活动、流体作用及矿物沉淀之间的复杂反馈作用可能就是产生地球化学场中元素分形分布的原因（D.L.Turcotte，1992），因为在区域构造应力和流体流动的耦合作用下，有微裂隙的地方更易于引起应力集中和流体汇聚，产生正反馈从而促进裂隙生长，于是孔隙度、渗透率、氧化还原条件等也将更加有利于成矿。随着矿物沉淀的积累，裂隙趋于闭合，孔隙度、渗透率也随之减小，在负反馈的作用下，抑制了裂隙的进一步生长。正是这种复杂的反馈机制控制了矿化体系的就位和矿物沉淀的优选区。

三、具分形结构与混沌特征的矿物沉淀和矿床的形成

任何一种矿物的沉淀都是水岩相互作用的结果。水岩相互作用体系中化学反应和输运耦合过程所产生的岩石结构，甚至矿物分带现象都是系统在远离平衡的条件下，化学反应和输运过程的非线性动力学机制所演化出的自组织现象。水岩反应中硅酸岩矿物的离解与溶液中矿物的生成都是复杂的非线性反馈动力学过程。成矿过程中存在于构造应力、流体流动、矿物沉淀之间复杂的非线性反馈作用在浅成热液矿床中，可以产生许多惊人而优美的周期现象。而微小尺度上的震荡现象，则可能是不同矿物之间沉积速率迅速波动的结果（M.Schroeder，1990）。由于矿物沉淀与溶质的浓度之间存在着复杂的反馈作用，某一种矿物溶质浓度达到过饱和时，就会发生沉淀作用，由于正反馈的存在，这又会更加促使该矿物沉淀。当该溶质浓度减少到低于饱和状态时，会因负反馈作用而使得该矿物沉淀作用停止。此时，若有另一种矿物达到过饱和状态，则也会发生类似的复杂反馈作用而使得该矿物沉淀在前一矿物的表面。如此反复，就形成了优美的生长纹理结构。金属矿物的沉淀往往还受氧化-还原反应控制。如金通常与硫化物或硫盐有关，它的沉淀将受到一系列的氧化-还原反应控制，氧化-还原反应之间的震荡现象可以导致矿物的震荡沉淀（M.Schroeder，1990）。

根据双扩散对流理论，只要流体中受热不均匀因而存在着温度梯度，成分不均匀因而存在着浓度梯度，就有可能产生双扩散对流。一般说来，当瑞利常数 R 或 R_c 为 $10^3 \sim 10^4$ 时，流体将失稳产生对流，随着瑞利常数的增大，最终将导致时间耗散结构和混沌，从而形成了各种具分形和混沌结构的元素分布。

考虑这样一个矿化作用模型（申维，2000）：$X_{n+1}=\mu X_n$（$1-X_n$），其中 X_n 为区域成矿元素含量，X_{n+1}为单位时间后该区域的成矿元素含量，μ 为一矿化常数，可称之为成矿潜能，其大小与成矿的物理化学环境及成矿元素的种类密切相关。该模型也即著名的 Logistic 模型，当 μ 大于 3.569 945 672... 时，区域成矿元素的含量演化成混沌态，从而导致了成矿元素空间的混沌分布，也即品位空间上的混沌变化。

由此看来，各种热液矿床品位的分形分布也许就是地壳在确定性混沌状态下的产物。如流体流动与膨胀、流体-岩石反应是确定性的，但它们的相互作用及其产物（如矿物的沉淀）则是不确定的（混沌的）。换句话说，热液成矿作用的控制机理并非不可预测的（W.H.Richard，et al.，2000）。Henley 和 Hoffman（R.W.Henley，1987）给出了热液体系的金属沉淀量$\sum M_m$ 的表达式：$\sum M_m=\varepsilon f K_p \Delta\theta K_c$。其中，$K_p$ 为渗透率；$\Delta\theta$ 对流传递总热量；K_c 为流体输运相关金属的能力；ε 为系统的连续沉积效率。从上式中可以看出，该方程为一非线性方程，各参数强烈相互依赖，因此存在各种复杂的非线性反馈作用，从而造成了金属沉淀过程的确定性混沌现象。

从以上讨论可以看出，金等成矿元素活化、迁移及沉淀的复杂动力学过程中，存在着区域应力演化、岩石-构造变形、岩石-流体反应、流体流动、SiO_2 及成矿物质的出溶运输与沉淀就位等。也正是这些动力学过程的相互耦合和非线性反馈作用，形成了各种矿物的分形和有序的耗散结构，从而导致了矿床中成矿元素空间的分形分布，形成了复杂的矿床品位（如金品位等）的分形结构特征与各种具分形结构的矿（脉）体和矿床（M.B.Holness，1997）。

四、构造-流体-成矿作用的分形与混沌动力学机理

综合上述分析，构造-流体-成矿作用具有分形结构特征，并具体表现为断裂体系的分形分布，矿床的分形分布，裂隙-脉体系的分形分布和品位分布的分形变化等。分形断裂体系控制了分形热液流体体系，而每一个热液流体体系中，由于其分形的断裂、裂隙体系又将产生多个流体对流循环单元，依次，每个单元又由许多更小的单元组成，成矿作用在这些热液单元尺度上共生，然后通过构造变形、流体流动、水岩反应、矿物沉淀等之间的复杂反馈作用，从而导致构造成矿作用的分形结构。可将构造成矿作用的分形动力学机理归纳为图 5-45。

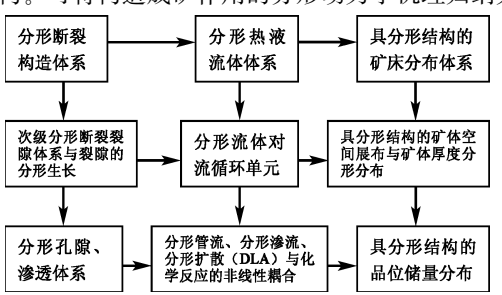


图 5-45　构造-流体-成矿的分形与混沌动力学机理

第六章　构造成矿作用的动力学模拟

构造成矿作用总体上是构造变形（构造应力）、流体流动和质量迁移、能量（热）迁移、各种地球化学反应（包括固-液相水-岩反应、液相平衡反应、成岩成矿反应、有机反应等）等多过程间的相互耦合作用。构造成矿作用的动力学就是主要研究上述各过程间的动力学耦合关系、动力学耦合过程和动力学耦合机制，其具体研究内容包括在各种过程耦合作用下主要变量的时空演化：①与成矿流体的形成和性质有关的变量，如地层中矿物（包括成矿物质）的溶解速率、流体中各组分的浓度与饱和度、流体温度、压力、离子强度等；②与流体运移有关的各变量，如应力与变形速率、岩石孔隙度、构造（断裂）渗透率等；③与沉淀成矿有关的变量，如矿物（金属矿物和脉石矿物）的成核速率、各矿物的沉淀量等；④上述各有关变量间的演化关系，如第四章中讨论的矿物压溶速率与应力的演化关系等。下面主要应用第二章的耦合动力学模型和模拟方法、模拟程序对水口山铅锌金多金属矿田、湘西沃溪金锑钨矿床、柿竹园钨锡多金属矿床的构造-流体-成矿耦合过程进行动力学模拟和初步的理论分析。

第一节　湘西沃溪金锑钨矿床构造成矿动力学

湘西沃溪金锑钨矿床主要产于板溪群马底驿组中段含钙绢云母板岩的层间断层破碎带中。根据矿床地质、地球化学特征，动力学模拟中考虑 5 个地层岩性，由下至上分别为：①冷家溪群（Pt*lj*），板岩，主要矿物组成（体积分数）为石英（0.6）、长石（0.15）、方解石（0.05）、高岭石（0.05）、伊利石（0.05），模拟厚度 150m；②板溪群马底驿组下段（Ptm^1），砂质板岩，主要矿物组成石英（0.51）、长石（0.15）、绢云母（0.09）、方解石（0.04）、高岭石（0.05）、伊利石（0.05），厚度 200m；③板溪群马底驿组中段（Ptm^2），含钙绢云母板岩，主要矿物组成石英（0.49）、方解石（0.12）、长石（0.1）、绢云母（0.09）、高岭石（0.05）、伊利石（0.05），厚度 400m；④板溪群马底驿组上段（Ptm^3），砂质板岩，主要矿物组成石英（0.6）、长石（0.15）、方解石（0.05）、高岭石（0.05）、伊利石（0.05）、绢云母（0.01），厚度 150m；⑤板溪群五强溪组（Pt*w*），长石石英砂岩，主要矿物组成石英（0.51）、长石（0.23）、方解石（0.05）、绢云母（0.03）、高岭石（0.02）、伊利石（0.02），厚度 600m。

一、构造对流体迁移和汇聚的动力学控制机理

图 6-1 是湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中不同地层断裂渗透率随时间演化的模拟结果，其中冷家溪群、板溪群马底驿组下段和上段的断裂渗透速率均随时间的增加而显著降低；马底驿组中段断裂渗透率先随时间的增加而逐渐增高，然后在 20Ma 后又逐渐缓慢降低；五强溪组的断裂渗透率则一直随时间的增加而缓慢增高。结合断裂渗透率演化随深度的分布（图 6-2），可见断裂渗透率以马底驿组中段和五强溪组中最高，且持续时间长。因此，这二地层是最有利于流体流动汇聚和成矿的，虽然湘西沃溪金锑钨矿床的矿体主要产

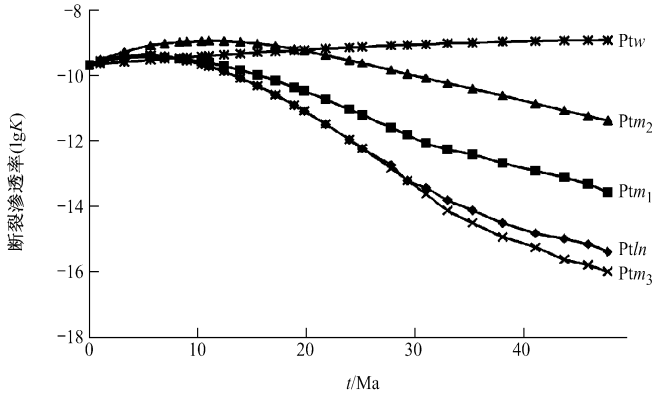


图 6-1　湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中
不同地层断裂渗透率的演化
（K 的单位为达西，下同）

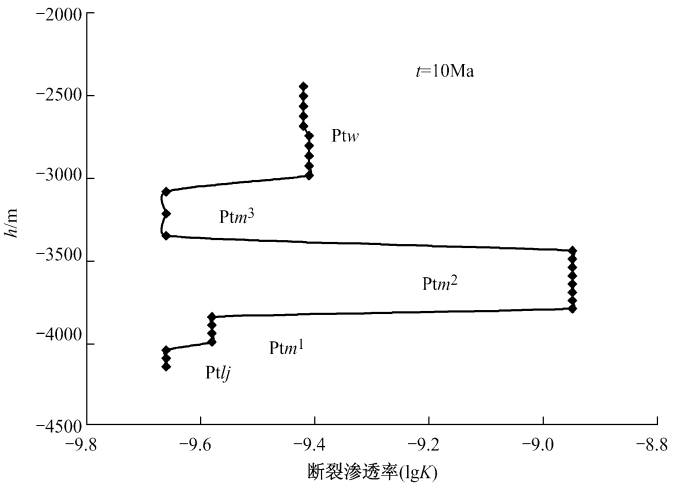


图 6-2　湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中断裂渗透率
演化在不同地层中的分布特征

于马底驿组中，但实际上该金成矿带中其他许多金矿床主要产于五强溪组中。

图 6-3 为湘西沃溪金锑钨矿床区断裂作用及断裂渗透率演化与空间分布的 2 维剖面模拟结果，可见断裂渗透率显著高于原岩石的渗透率，高的断裂渗透率将不同地层（包括低渗透率的地层）连通，对各地层中的流体起到引水渠的作用。图 6-4 是断裂带中流体流场演化的二维剖面模拟结果，开始时为一稳定的流场，断裂作用导致岩石孔隙度和渗透率（断裂渗透率）增高，断裂带为流体提供流动通道，并

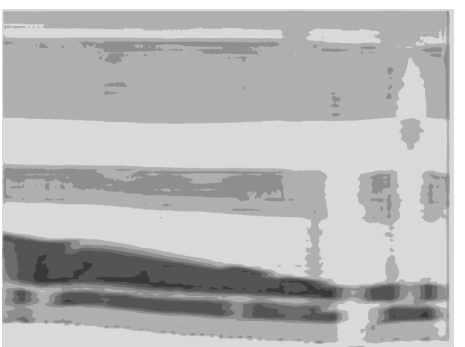


图 6-3　湘西沃溪金锑钨矿床断裂
渗透率分布及对岩石的连通作用
（颜色由浅至深其渗透率降低）

使流体在断裂带中汇聚(图 6-4b)。

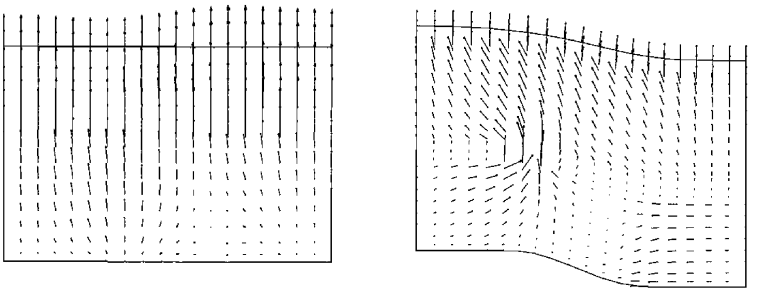


图 6-4　湘西沃溪金锑钨矿床断裂作用引起的流体流场的演化

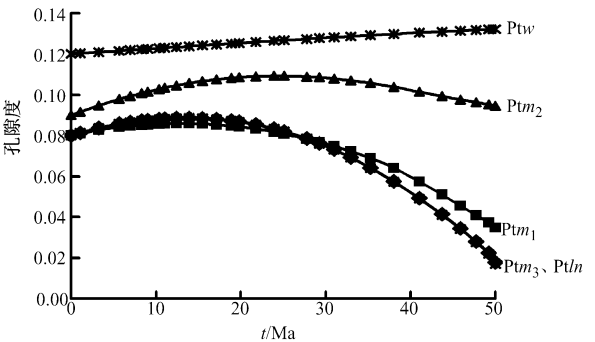


图 6-5　湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中
不同地层孔隙度的演化

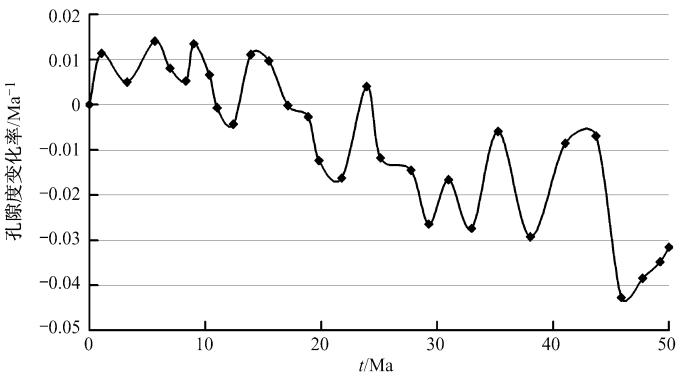


图 6-6　湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中
含矿层孔隙度变化速率的演化

岩石孔隙度也是影响成矿流体迁移的重要因素之一，图 6-5 是湘西沃溪金锑钨矿床各地层岩石孔隙度随时间演化的模拟结果。由该图可见，冷家溪群、马底驿组上段和下段中岩石孔隙度随时间的增加而逐渐降低，相反马底驿组中段和五强溪组中岩石孔隙度随时间的增加而逐渐增高；且后两个地层的孔隙度明显高于前三个地层，也说明马底驿组中段和五强溪组是有利于流体流动和成矿的层位。影响岩石孔隙度变化的主要因素有矿物的溶解

（增大孔隙度）、沉淀（减小孔隙度）和力学压实等，这些因素之间的耦合与竞争可导致岩石孔隙度变化速率呈现复杂的混沌振荡变化，见图 6-6。图中正的孔隙度变化速率表示孔隙度增大，负的速率表示孔隙度减小。

扩散作用是流体中成矿组分的重要迁移方式，扩散系数是研究和描述扩散作用的主要参数。图6-7是湘西沃溪金锑钨矿床不同地层中流体组分扩散系数随时间演化的模拟结

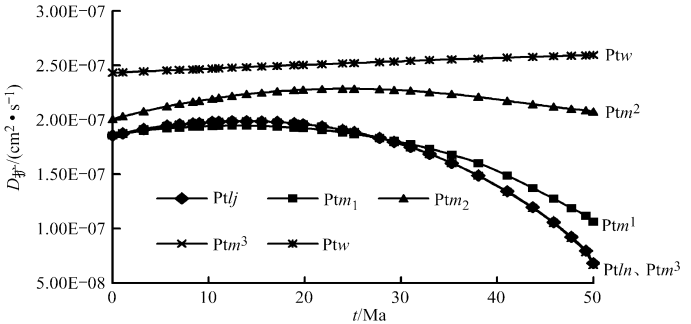


图 6-7　湘西沃溪金锑钨矿床不同地层中
流体中成矿组分的扩散系数的演化

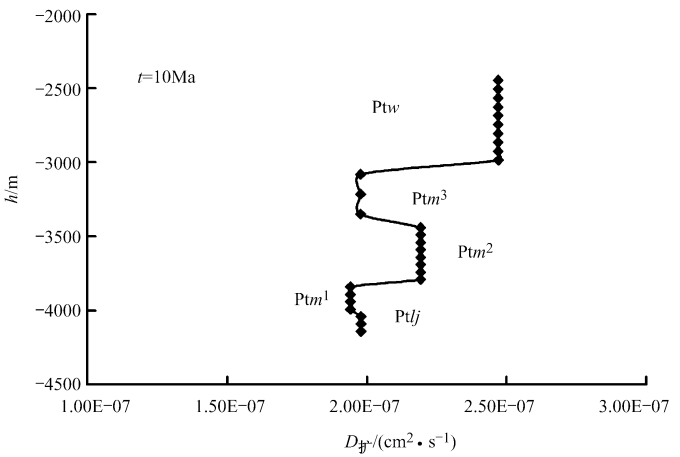


图 6-8　湘西沃溪金锑钨矿床不同地层
流体中成矿组分扩散系数的分布

果。由该图可见，马底驿组中段和五强溪组中扩散系数随时间的增加而逐渐增大，冷家溪群和马底驿组上、下段三个层位中的扩散系数则随时间的增加而逐渐降低；并且前两个层位中扩散系数显著高于后三个层位（图 6-8），这说明马底驿组中段和五强溪组两个层位是最有利于流体迁移和成矿的。进一步的模拟与分析发现，流体中组分扩散系数与断裂渗透率的演化具有复杂的关系（图 6-9），图中曲线呈指状，从二侧的曲线看，扩散系数与断裂渗透率呈正相关关系，即随断裂渗透率增大扩散系数也增大，这也符合正常的规律；但在中间区段出现扩散系数随断裂渗透率的增大而减小的反常现象，从而使曲线呈指状。究其

原因，主要是因为组分扩散与断裂渗透率之间存在非线性耦合关系，断裂渗透率的增大无疑有利于流体的流动和组分的扩散迁移，使扩散系数也随之增大；但随着扩散系数和扩散迁移的量的增大，一方面将引起断裂中矿物的沉淀并引起断裂渗透率的降低，另一方面将引起断裂带内应力的变化而影响进一步的断裂作用和断裂渗透率的发展，断裂渗透率的降低又会导致扩散作用和扩散系数的减小，并且这二者之间存在着竞争和时间滞后的问题，因此出现图 6-9 中复杂的演化关系。

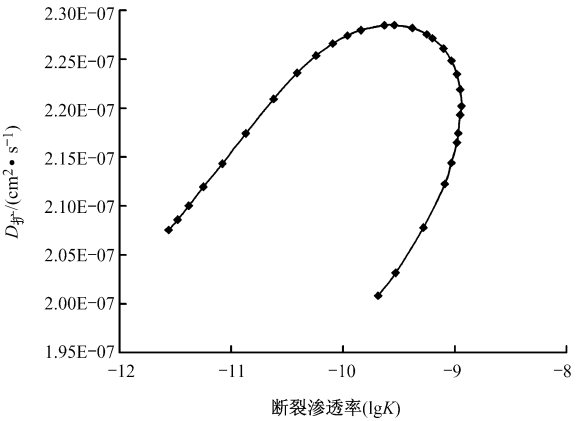


图 6-9　湘西沃溪金锑钨矿床流体中成矿组分扩散系数与断裂渗透率的关系

二、构造对矿物沉淀与成矿的动力学控制机理

流体压力的变化可影响流体的整个物理化学性质和矿物的沉淀，前述分析可知，湘西沃溪金锑钨矿床是在与构造有关的低压—超低压条件下成矿的。下面首先分析流体压力的动力学演化及其与构造的关系。由图 6-10 可见，湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中流体压力随时间的增加而逐渐降低，并与应力的演化密切相关（图 6-11），即流体压力与应力呈

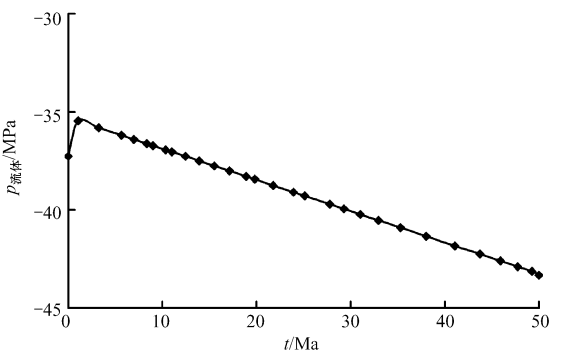


图 6-10　湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中流体压力的演化

正相关关系，应力增大，流体压力也增大。而成矿过程中应力的演化特征是随时间的增加而逐渐降低（图 6-12），并且横向（x-x）上的应力大于垂向（z-z）上的应力（图 6-12）。

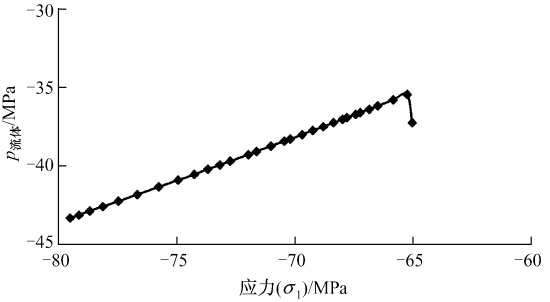


图 6-11　湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中
流体压力演化与应力的关系

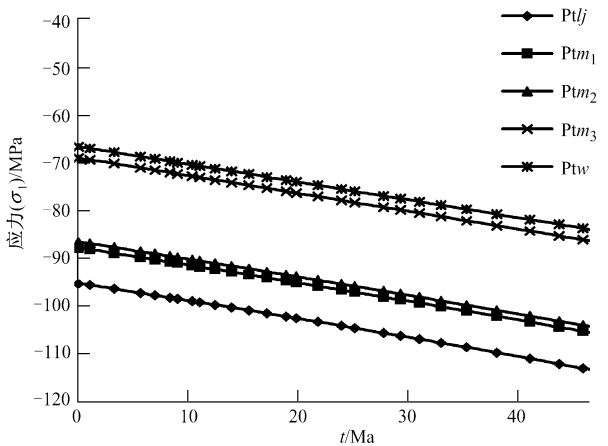


图 6-12　湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中
不同地层中的应力演化

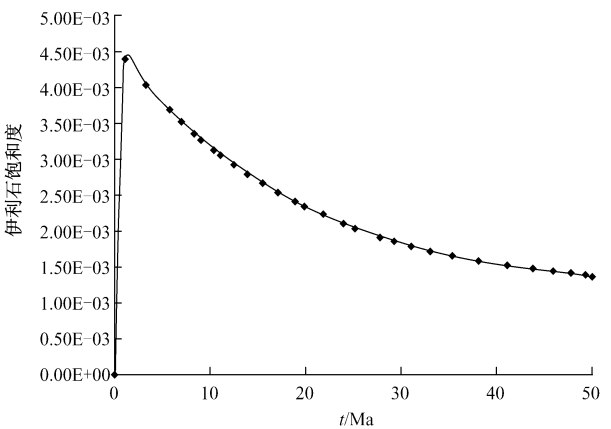


图 6-13　湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中
流体中伊利石饱和度的演化

流体中各组分的饱和度及其演化是影响矿物沉淀和成矿的重要动力学因素。伊利石是湘西沃溪金锑钨矿床的脉石矿物之一。图 6-13 为流体中伊利石饱和度随时间的演化曲线。由该图可见,在整个成矿过程中伊利石的饱和度均大于 0,即在整个成矿过程中都将有伊利石的沉淀。图 6-14 为流体中成矿组分辉锑矿和金的饱和度随时间的演化。在整个成矿过程中辉锑矿和金的饱和度均大于 1,其中辉锑矿的饱和度随时间而明显减小,而金的饱和度

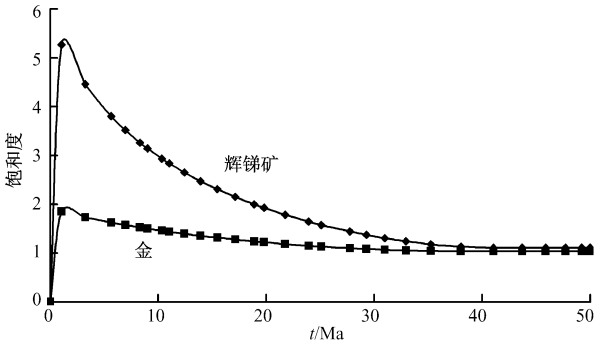


图 6-14　湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中流体中成矿组分饱和度的演化

变化不大，早期辉锑矿的饱和度显著高于金的饱和度，这些特征说明在整个成矿过程中都有辉锑矿和金的沉淀，但辉锑矿在早期的沉淀成矿更佳。流体中辉锑矿的饱和度与流体压力和应力的演化有关(图6-15、6-16),即饱和度随流体压力和应力的降低而降低,但

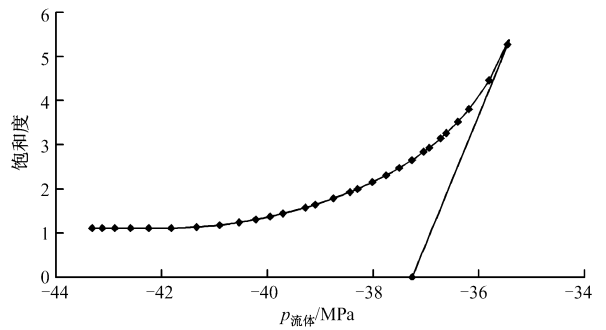


图 6-15　湘西沃溪金锑钨矿床成矿流体中Sb饱和度与流体压力演化关系

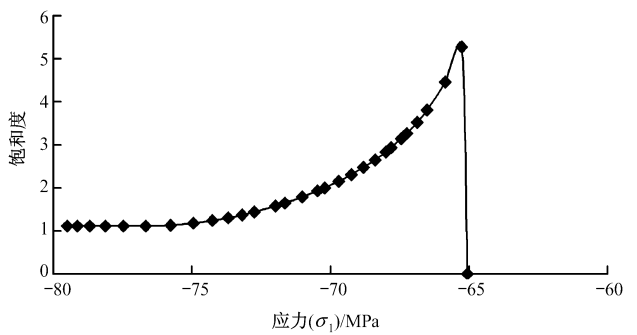


图 6-16　湘西沃溪金锑钨矿床成矿流体中Sb饱和度与应力演化关系

它们之间并非简单的线性关系。上述结果表明，构造应力对流体中组分的饱和度有明显影响，并由此控制了矿物沉淀和成矿的动力学过程。

矿物沉淀是成矿动力学过程最直接的反映，也是成矿作用的核心问题。图 6-17 为成矿过程中石英沉淀量随时间的演化。由该图可见，石英的沉淀量随时间的增加而不断增高，说明在整个成矿过程中都伴生有石英的沉淀，石英是成矿过程中的重要产物和脉石矿物，实际上该区为石英脉型矿床。成矿过程中方解石沉淀量的演化比较复杂（图 6-18），先随时间的增加而增高，后期又随时间的增加而降低，其沉淀量也比石英小，因此方解石并非湘西沃溪金锑钨矿床成矿的主要脉石矿物，这与实际情况吻合。

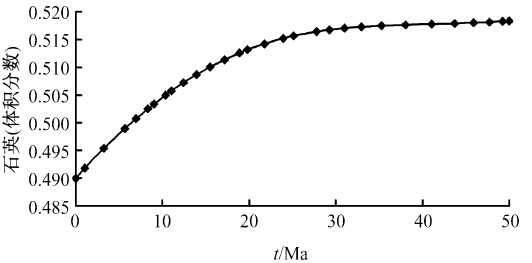


图 6-17　湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中石英沉淀量的演化

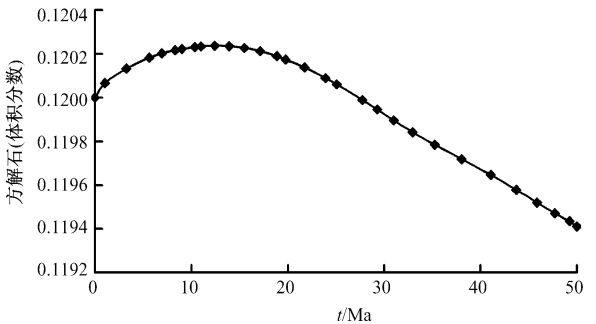


图 6-18　湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中方解石沉淀量的演化

图 6-19 是主要金属矿物辉锑矿和白钨矿沉淀成矿量随时间演化的模拟结果，它们的沉淀量都随时间的增加而逐渐增高，只是在后期白钨矿的沉淀量增加的幅度很小，并在整个成矿过程中辉锑矿的沉淀量高于白钨矿。上述结果说明，湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中辉锑矿和白钨矿是主要的成矿金属矿物，而白钨矿主要在早期沉淀成矿。这与实际地质情况相吻合。

对矿物沉淀和成矿作用进行了 3 维模拟（图 6-20）。模拟结果出现了 2 个主要矿体，这 2 个主要矿体均出现在马底驿组的中部；模拟结果还显示金属矿物沉淀量在矿体中的空间分布是不均匀的和变化的，图中颜色的深浅即表示矿物量的变化。

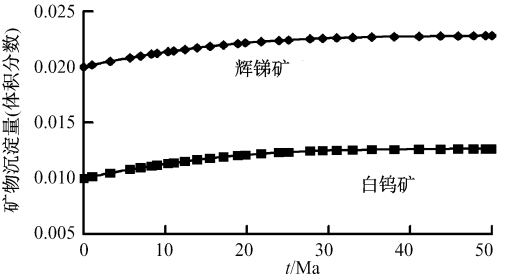


图 6-19　湘西沃溪金锑钨矿床成矿过程中辉锑矿和白钨矿含量的演化

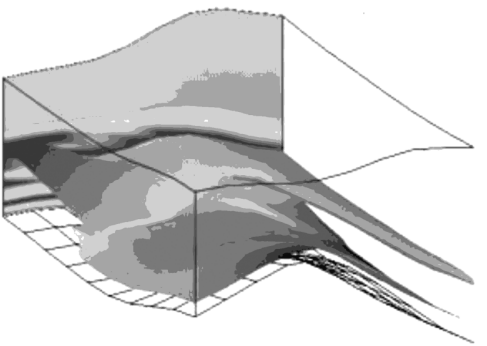


图 6-20　湘西沃溪金锑钨矿床主要矿体成矿空间定位的 3 维模拟结果

第二节　水口山铅锌金多金属矿田构造成矿动力学

根据水口山铅锌金多金属矿田的地质、地球化学和矿床特征，模拟了 5 个地层，由下至上分别为：①下二叠统栖霞组（P_1q）。灰岩，主要矿物组成（体积分数）为方解石(0.7)，模拟厚度 120m；②下二叠统当冲组（P_1d）。泥灰岩，主要矿物组成方解石(0.55)、石英 (0.15)、长石 (0.1)，厚度 60m；③上二叠统斗岭组（P_2dl）。砂页岩，主要矿物组成石英 (0.5)、长石 (0.2)、方解石 (0.05)，厚度 250m；④下侏罗统高家田组下段（J_1g_1）。砂砾岩，主要矿物组成石英 (0.45)、长石 (0.18)、方解石 (0.1)，厚度 60m；⑤下侏罗统高家田组上段（J_1g_2）。粉砂岩，主要矿物组成石英 (0.46)、长石 (0.23)、方解石 (0.05)、高岭石 (0.05)、伊利石 (0.05)，厚度 650m。

一、成矿过程中流体组分演化的动力学

H^+是成矿流体的重要组分之一，它决定了流体的 pH 值并影响到流体中成矿组分的饱和度、稳定性及沉淀反应的发生。图 6-21 是成矿流体 H^+浓度随深度在不同地层中分布演化的模拟结果。由该图可见，不同时间、不同地层中流体的 H^+浓度变化不大，都在 $5\times10^{-7}\sim2\times10^{-6}$之间，在该矿区成矿温度下为弱碱性环境(150℃时中性溶液 pH 值约为 5.8，200℃时约为 5.6)，这与前面的流体特征分析结果一致。由图 6-21 还可见，流体 H^+浓度随深度在当冲组和高家田组存在明显降低的突变带，而在栖霞组中略高于其余所有地层。

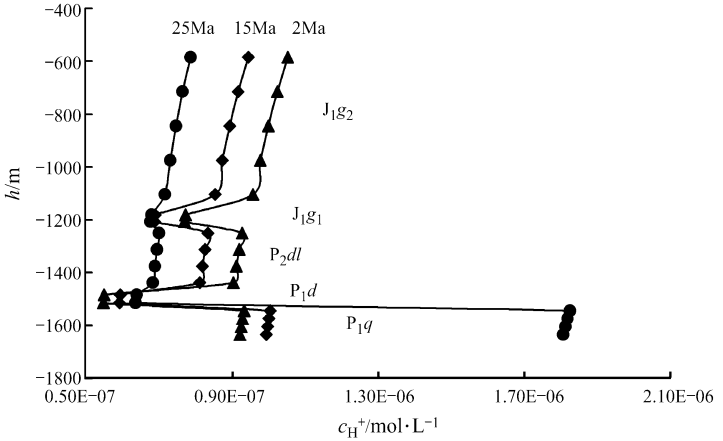


图 6-21　水口山铅锌金多金属矿田成矿流体 H^+ 浓度演化在不同地层中的分布

SiO_2 是成矿流体的主要组分之一，它决定了脉石矿物石英的沉淀。模拟结果（图 6-22）表明成矿流体中具有较高的 SiO_2 浓度，并随时间增加呈逐渐增高的趋势，这有利于成矿过程中脉石矿物石英的沉淀，因此水口山铅锌金多金属矿田成矿作用与硅化密切相关。

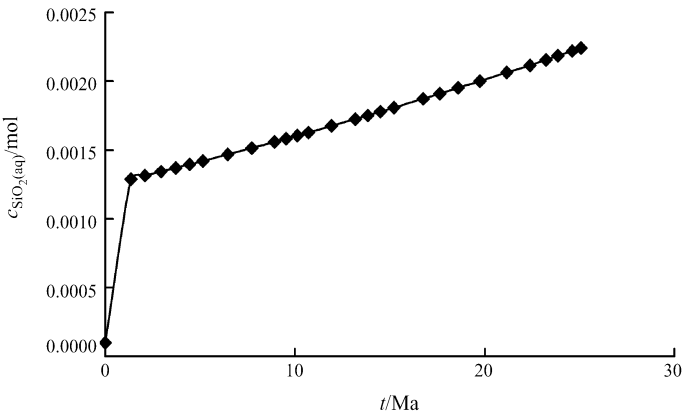


图 6-22　水口山铅锌金多金属矿田成矿流体中 SiO_2 浓度的演化曲线

Ca^{2+} 和 HCO_3^- 也是成矿流体的主要组分，它们影响着成矿过程中另一重要脉石矿物方解石的形成，而 HCO_3^- 还是重要的矿化剂。图 6-23 和图 6-24 分别是流体中 Ca^{2+} 浓度随时间的演化和随深度的分布。由图 6-23 可见，在早期 Ca^{2+} 浓度发生明显的突然降低，此后随时间的增加而逐渐略有降低；深度上的变化特征是在当冲组和高家田组下段 2 个层位发生明显的降低，而在栖霞组中略高于其他地层。HCO_3^- 浓度随时间的演化与随深度的分布特征与 Ca^{2+} 的情况完全相同（图 6-25 和图 6-26）。这些特征与流体包裹体分析结果吻合，并反映了栖霞组是最佳流体成矿层位。

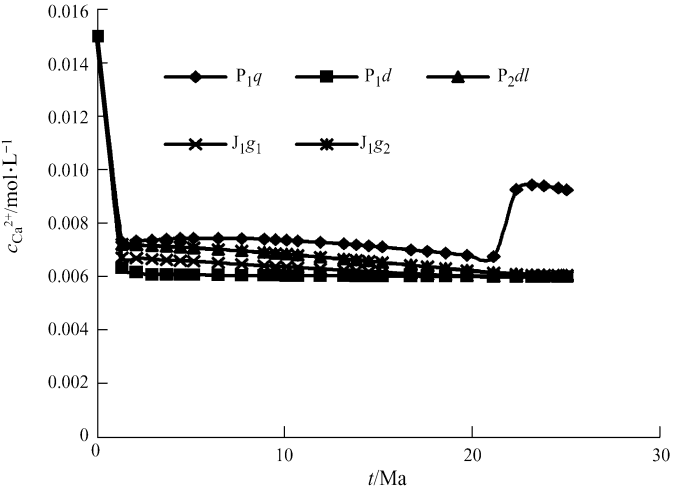


图 6-23　水口山铅锌金多金属矿田不同地层流体中 Ca^{2+} 浓度的演化

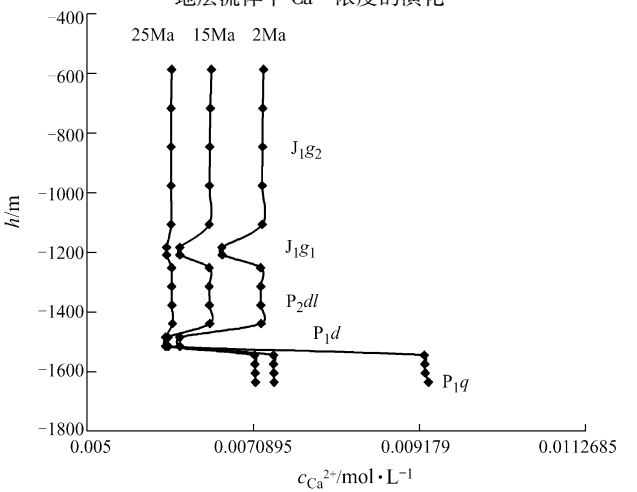


图 6-24　水口山铅锌金多金属矿田成矿过程中流体 Ca^{2+} 浓度随深度在不同地层中的分布

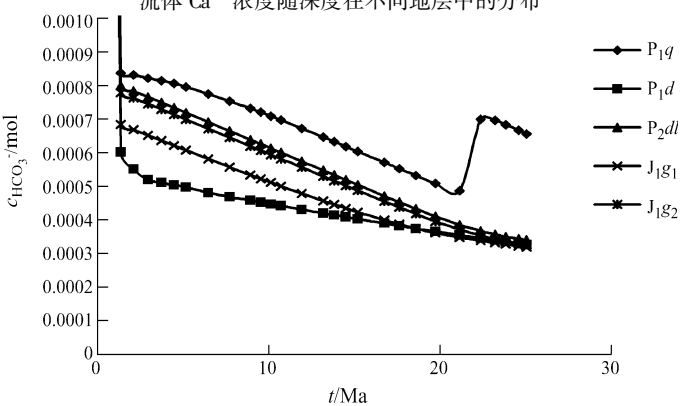


图 6-25　水口山铅锌金多金属矿田不同地层流体中 HCO_3^- 浓度的演化

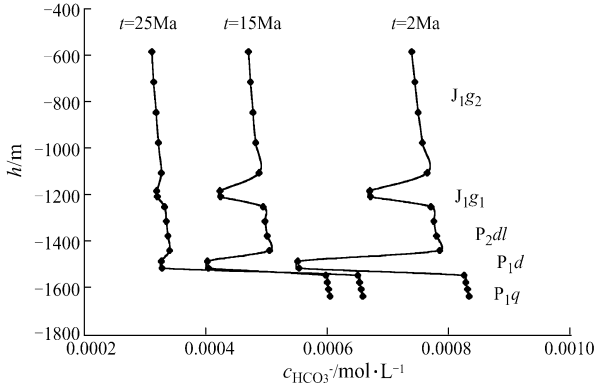


图 6-26　水口山铅锌金多金属矿田成矿流体中 HCO_3^- 浓度演化在地层中的分布

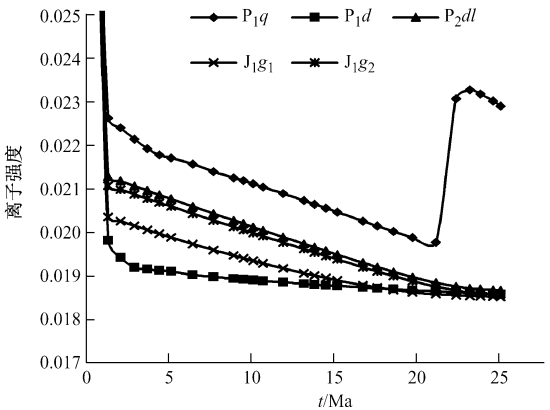


图 6-27　水口山铅锌金多金属矿田不同地层中成矿流体离子强度的演化

成矿流体离子强度随时间演化的模拟结果（图 6-27）表明，在早期离子强度较高，比后期高一倍左右，大约在 3Ma 左右发生了显著的降低，这与成矿流体盐度的分析结果相一致，即早期为中—高盐度、晚期为低盐度的流体。该图中还可见栖霞组地层中流体离子强度略高于其他地层，同样说明栖霞组是更有利的成矿层位。

二、构造对流体流动和汇聚的动力学影响

构造驱动流体流动、汇聚、提供流动通道和沉淀成矿场所是构造控制成矿作用的主要动力学机理之一，也是构造成矿动力学的重要研究内容。

流体中组分的扩散作用是质量迁移的重要方式之一。图 6-28 是不同地层中流体组分扩散系数随时间演化的模拟结果。由该图可见，除当冲组中扩散系数随时间的增加显著减小外，其余地层中则随时间的增加略有增高或下降不明显。栖霞组中扩散系数明显高于其他地层（图 6-29），是最有利于流体组分迁移和成矿的。

断裂扩容空间和高断裂渗透率的形成与演化是影响成矿流体运移、提供流动通道和成矿场所的重要因素。图 6-30 是水口山铅锌金多金属矿田不同地层断裂渗透率随时间演化的模拟结果。由该图可见，断裂作用可提供较高的断裂渗透率，其中当冲组的断裂渗透率

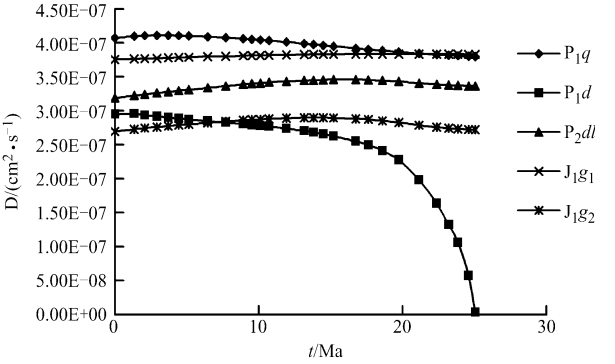


图 6-28　水口山铅锌金多金属矿田不同地层中流体组分扩散系数的演化

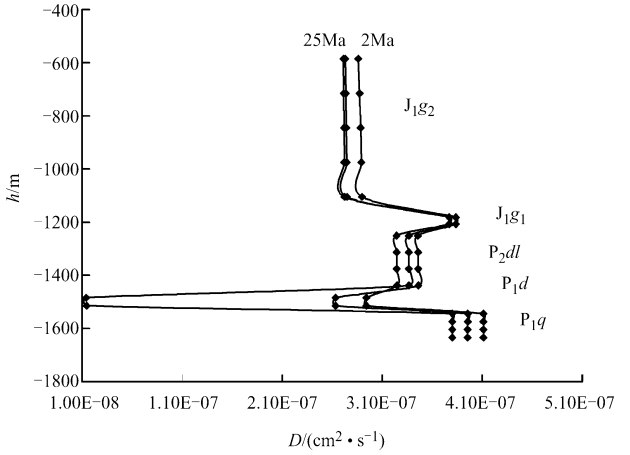


图 6-29　水口山铅锌金多金属矿田流体中组分扩散系数演化随深度的分布

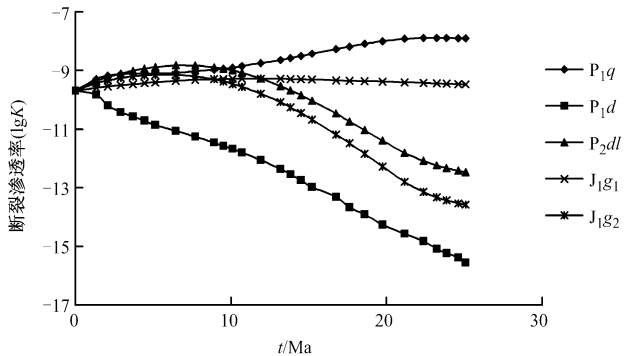


图 6-30　水口山铅锌金多金属矿田成矿过程中不同地层断裂渗透率的演化

随时间的增加显著降低，可降低 3～4 个数量级；其余地层的断裂渗透率在 10Ma 前略有增高，而在 10Ma 后，斗岭组和高家田组上段则显著降低，栖霞组中则逐渐增高，高家田组

下段则变化较小。断裂渗透率随深度的演化（图 6-31）反映出以栖霞组中断裂渗透率最高（特别是中后期），比相邻的当冲组地层高大约 4 个数量级。上述模拟结果表明，不同地层的岩性，其断裂渗透率的大小和演化特征有很大差异，主要是因为不同岩性的力学性质不同。这就是同一地区或矿区，有的断裂能成矿，有的断裂不能成矿或只有小的矿化；同一条断裂有的部位能成矿，有的部位不能成矿的重要原因之一。水口山铅锌金多金属矿田以栖霞组中断裂渗透率最大且持续时间长，因而是成矿的最佳构造岩性组合。图 6-32 为水口山铅锌金多金属矿田康家湾矿床主要成矿控矿断裂 F_{22} 的断裂渗透率、剪应力和流体流动势（流动方向）的 2 维综合模拟结果。由该图可见，高的断裂渗透率、高的剪应力和流体流动汇聚区三者完全吻合，且分布于下部的断裂均通过栖霞组，显然上部当冲组的低断裂渗透率可起到阻挡流体分散、促使流体汇聚的作用。康家湾矿床的主要工业矿体即产于 F_{22} 断裂附近的栖霞组与当冲组的层间断层破碎带中。

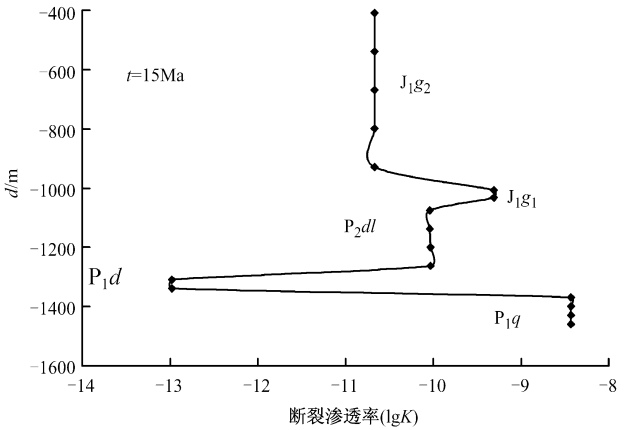


图 6-31　水口山铅锌金多金属矿田成矿过程中
断裂渗透率演化在不同地层中的分布特征

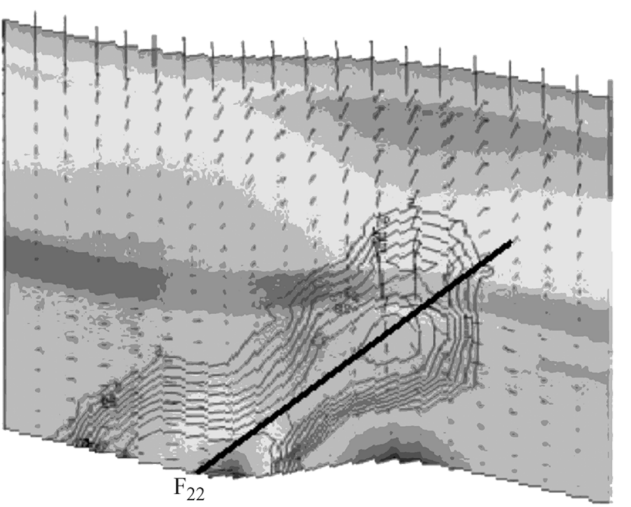


图 6-32　水口山铅锌金多金属矿田主要成矿断裂 F_{22} 的断裂
渗透率、剪应力和流体势演化的空间分布模拟结果（t=20Ma）

三、矿物成核与沉淀成矿的动力学

图 6-33 为方铅矿和自然金成核速率随时间演化的模拟结果。由该图可见，方铅矿的成核速率随时间的增加缓慢降低；而金的成核速率存在一个显著降低的突变，在 5Ma 之后的成核速率很小。上述特征说明，方铅矿的成矿时间较长，而金的成矿时间较短。图 6-34 为成矿过程中金、方铅矿和闪锌矿沉淀量（体积分数）随时间的演化。由该图可知，闪锌矿的体积分数大约是方铅矿的 1.8 倍，而方铅矿的相对密度约是闪锌矿的 2 倍，因此二者的沉淀质量基本相似。这与实际地质情况吻合。

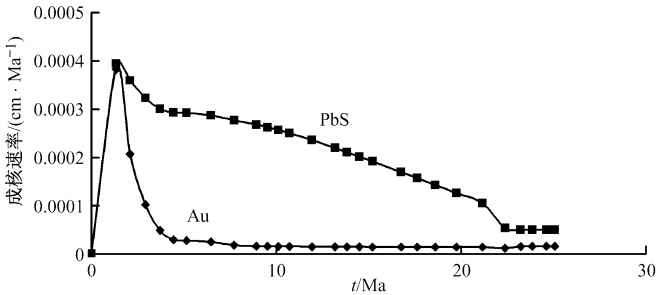


图 6-33　水口山铅锌金多金属矿田成矿过程中
方铅矿和自然金成核速率的演化

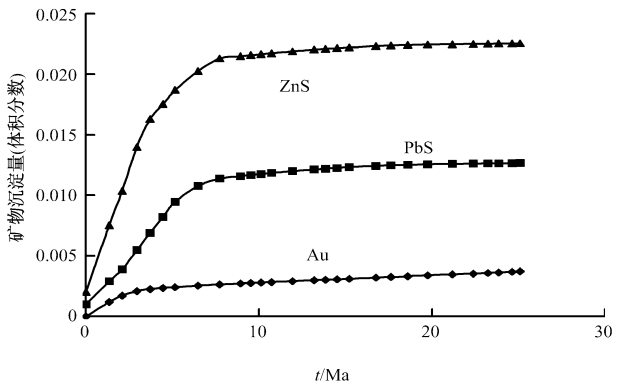


图 6-34　水口山铅锌金多金属矿田成矿过程中
金属矿物沉淀量的演化

第三节　柿竹园钨锡多金属矿床构造成矿动力学

柿竹园钨锡多金属矿床主要产于花岗岩与泥盆系佘田桥组灰岩的内外接触带，早期成矿流体与成矿物质主要来源于岩浆岩；而同位素地球化学分析表明，晚期的成矿流体明显有大气降水的参与，成矿物质也有大量来源于沉积地层围岩，并在矿床外围形成了低值淋滤异常带。成矿作用同样明显地受构造的控制，矿区范围内北东向、南北向、北西向和东西向断裂多达 40 多条，裂隙构造更是网状交织。这些断裂构造相互交切、贯通，为岩浆侵入和成矿流体的运移和汇聚成矿起了非常重要的作用。

一、成矿过程中流体组分和矿物沉淀的动力学演化

对成矿过程中流体中的一些主要组分 H^+、SiO_2、Ca^{2+}、CO_2 等的演化进行了动力学模拟。图 6-35 为流体中 H^+ 浓度随成矿时间演化的模拟结果。由该图可知，H^+ 浓度随时间的增加有逐渐降低的趋势，在整个成矿过程中变化的幅度也不很大，且在成矿温度的条件下呈弱碱性。流体中 SiO_2（液相）的浓度随时间的增加有微弱增高的趋势（图 6-36），说明成矿过程中有较充足的 SiO_2 来源，有利于成矿中脉石矿物石英的沉淀。成矿过程中石英沉淀量演化的模拟结果(图 6-37)表明,在整个成矿过程中石英的沉淀量逐渐增加,并在后期增加的速度(沉淀速度)比早期大。图 6-36 和图 6-37 的模拟结果相一致,均说明成矿过程中伴生大量的脉石矿物石英的沉淀,并以成矿后期的沉淀量更大。模拟结果也与地质实际情况比较吻合,该区石英主要出现在后期的云英岩化及钨、锡石英脉成矿阶段。

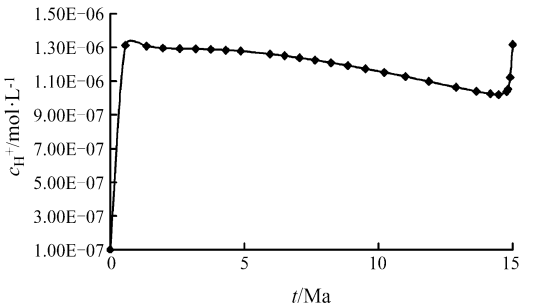


图 6-35　柿竹园钨锡多金属矿床成矿过程中流体 H^+ 浓度的演化

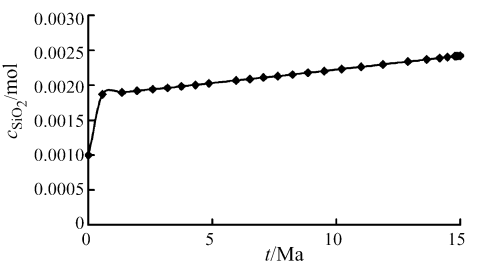


图 6-36　柿竹园钨锡多金属矿床成矿过程中流体 SiO_2（aq）浓度的演化

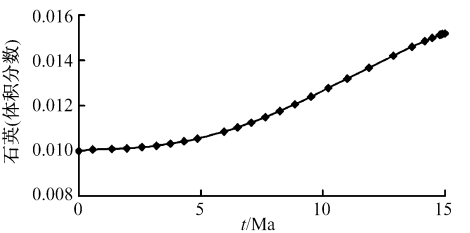


图 6-37　柿竹园钨锡多金属矿床成矿过程中石英沉淀量的演化

Ca^{2+} 是成矿流体中的重要阳离子，它与成矿过程中的矽卡岩化（柿竹园矿区主要为钙质矽卡岩）和方解石脉石矿物的沉淀有关。模拟结果(图6-38)表明,成矿过程中流体中

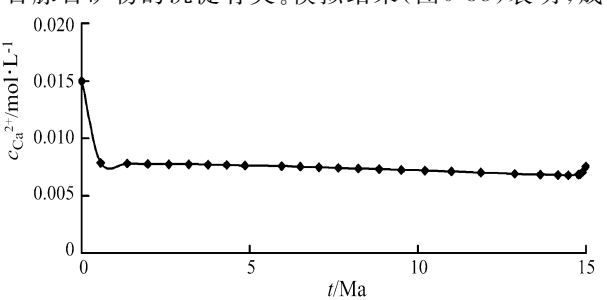


图 6-38　柿竹园钨锡多金属矿床成矿过程中流体 Ca^{2+} 浓度的演化

的 Ca^{2+} 浓度在早期存在显著降低的变化，在后期则具缓慢降低的演化特征，这与成矿早期为矽卡岩化阶段、大量的钙铝-钙铁榴石、钙铁辉石和方解石的形成相对应。

图 6-39 为成矿过程中流体离子强度的演化。由该图可见，在成矿早期流体的离子强度存在显著的降低，此后则趋于稳定或略有下降。这与该矿区早期成矿流体为中高盐度、晚期演化为低盐度流体的地质实际情况相一致。

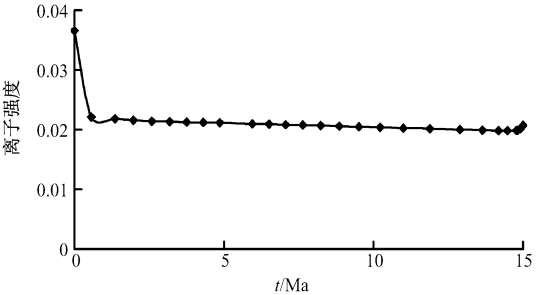


图 6-39　柿竹园钨锡多金属矿床成矿过程中流体离子强度的演化

二、构造对流体运移和成矿定位的动力学影响

柿竹园钨锡多金属矿床主要产于花岗岩与泥盆系佘田桥组灰岩的内外接触带，对佘田桥组灰岩在成矿过程中的断裂渗透率演化进行了模拟（图 6-40），其结果表明，断裂渗透率随时间的增加显著增高，可增高约 2 个数量级，最高断裂渗透率可达 10^{-8}Darcy，而无断裂时灰岩的渗透率一般为 $10^{-10}\sim10^{-14}$，可见断裂作用可显著增高岩石的渗透率，从而有利于流体的流动、汇聚和成矿。

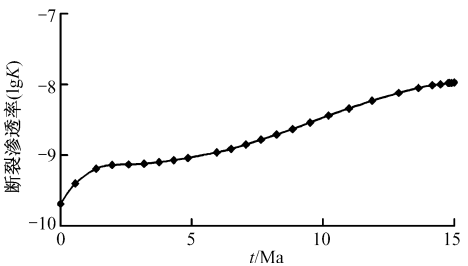


图 6-40　柿竹园钨锡多金属矿床成矿过程中佘田桥组断裂渗透率的演化

图 6-41 为流体中成矿组分扩散系数与应力演化关系的模拟结果。由该图可见，扩散系数随应力的增高而增大，显然构造应力有利于流体组分的扩散迁移和成矿。

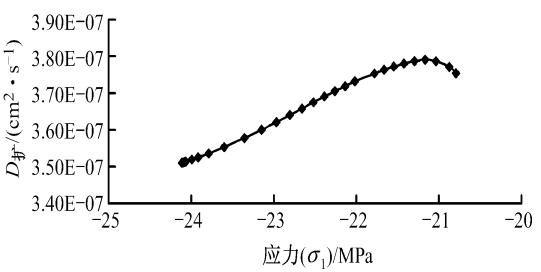


图 6-41　柿竹园钨锡多金属矿床成矿过程中流体组分扩散系数与应力的演化关系

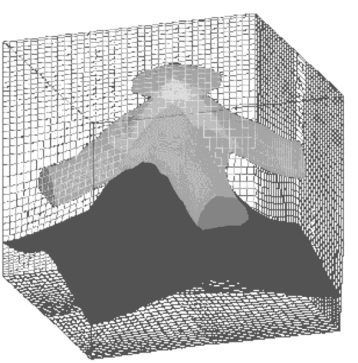


图 6-42　柿竹园钨锡多金属矿床岩浆侵入与成矿定位的三维模拟结果

对岩浆侵入、断裂作用、流体运移、矿物沉淀成矿的耦合作用进行了三维的动力学模拟，结果如图 6-42。由该图可见，主要矿体形成于岩体的上部接触带部位。

第四节　构造聚流成矿作用

前述对各矿床构造成矿动力学的模拟与分析表明，构造对成矿作用的控制最重要的一个方面就是增高岩石的渗透率，提供流体流动的通道和沉淀成矿的场所。一个矿床特别是大型超大型矿床的形成需要有大体积的流体来搬运成矿物质，例如对低溶解度的金来说，假设流体中金（包括各种金络合物）的总含量为 10×10^{-9}，那么形成一个 10t 左右的中型金矿床至少需要 $1km^3$ 以上的流体。显然对于孔隙或断裂岩石介质来说，必须存在一个相对于环境有高的渗透率并且能长时间保持的岩石区段，以便流体能长时间流动、汇聚和成矿。从上述的动力学模拟和分析可见，构造不仅能增高流体组分的扩散作用，而且断裂作用也可以显著增高岩石的渗透率，产生显著高于原岩的高断裂渗透率区域，这有利于成矿流体的流动、汇聚。但是模拟和研究的结果还表明，不同岩石的断裂渗透率大小和保持时间的长短存在着显著差异，只有在最佳的构造-岩石组合条件下，才能形成高的并能较长时间保持的断裂渗透率区域，也才能产生长时间的流体流动、汇聚和形成大规模的矿床。构造作用通过产生高的并能较长时间保持的构造渗透率部位，驱动流体长时间流动与汇聚，并形成矿床的这一构造成矿动力学过程与动力学机理，称之为“构造聚流成矿作用”。

参 考 文 献

陈国达．成矿构造研究法．北京：地质出版社，1978.

陈江峰，胡诚．煤中断裂分布的分形特征．煤田地质与勘探，1999，27（1）：7～9.

邓　军，杨立强，翟裕生等．构造-流体-成矿系统及其动力学的理论格架与方法体系．地球科学，2000，25(1)：71～78.

邓　军，翟裕生，杨立强等．剪切带构造流体成矿系统动力学模拟．地学前缘，1999，6（1）：115～128.

高学兑．水口山矿田主要金矿类型及其找矿方向．湖南地质，1995，14（4）：220～225.

高安秀树（沈步明等译）．分数维．北京：地震出版社，1989.

洪时中．非线性时间序列分析的最新进展及其在地球科学中的应用前景．地球科学进展，1999，14：(6) 559～565.

郭令智等．华南大地构造格架和地壳演化．见：国际交流地质学术论文集（一）．北京：地质出版社．1980.109～116.

贾跃明．流体成矿系统与成矿作用研究．地学前缘，1996，3（4）：245～252.

金章东．江西德兴铜厂斑岩体铜品位的分形结构．矿床地质，1998，17（4）：363～368.

金章东，卢新卫，张传林．江西德兴斑岩铜矿田断裂分形研究．地质论评，1998，44（1）：57～62.

李长江，蒋叙良，徐有浪，麻土华．浙江中生代热液矿床的分形研究．地质科学，1996，31（3）：264～272.

李翊神，汪克林，郭光灿，汪秉宏．非线性科学选讲．合肥：中国科技大学出版社，1994.

连长云，苏小四，朴寿成等．中国大陆深断裂系的分形特征．世界地质，1995，14（3）：35～39.

刘宝 等．中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿．北京：科学出版社．1993.

刘伟．湖南水口山多因复成铅锌金矿田成矿机理分析．见：陈国达主编，中国科学院长沙大地构造研究所集刊，第3号．北京：科学出版社，1989.

刘顺生，谭凯旋．开放体系成矿动力学——水口山矿田成矿机理探讨．北京：地震出版社．1996.

刘义茂等．柿竹园超大型钨矿床的成矿作用与成矿条件．湖南地质，1995，14（4）：211～219.

刘义茂，王昌烈，胥友志，卢焕章．柿竹园超大型钨多金属矿床的成因特征、成矿作用与成矿模式．涂光炽等著：中国超大型矿床（Ⅰ）．北京：科学出版社．2000.27～48.

刘英俊，孙承辕，马东升．江南金矿及其成矿地球化学背景．南京大学出版社．1993.

刘正庚，滕　雁，余景明．湘西沃溪金锑钨矿床断裂构造地球化学研究．黄金，1999，20（5）：5～9

卢新卫，马东升．湘中锑矿带断裂体系分维及其对成矿流体运移和矿床定位的指示作用．矿床地质，1999，18(2)：168～174.

罗献林，易诗军，梁金城．论湘西沃溪金锑钨矿床的成因．地质与勘探，1984，20（7）：1～10.

孟宪刚，朱大岗，骆学全等．雪峰山中段金锑矿构造控矿分析与资源评价．北京：地质出版社．1999.

牛贺才，马东升．湘西层控金矿床成因机制的研究．矿床地质，1992，11（1）：65～75.

丘元禧，张渝昌，马文璞．雪峰山陆内造山带的构造特征与演化．高校地质学报，1998，4（4）：432～443.

任纪舜等．中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿．北京：科学出版社．1992.

沈步明，沈远超．新疆某金矿的分数维特征及其地质意义。中国科学（B辑），1993，23（3）：297～302.

施俊法，王春宁．中国金矿床分形分布及对超大型矿床的勘查意义．地球科学，1998，23（6）：616～619.

施泽进，罗蜇潭，彭大钧等．四川地区断层空间分布的多重分形特征．现代地质，1995，9（4）：467～474.

孙　雄，洪汉净，马宗晋．构造应力作用下流体运动的动力学分析——构造流体动力学．地球学报，1998，19（3）：150～157.

谭凯旋，龚文君，李小明。地洼盆地砂岩铜矿床的构造-流体-成矿体系及其演化．大地构造与成矿学，1999，23（1）：35～41.

谭凯旋，刘顺生，谢焱石．新疆阿尔泰地区矿床分布的多重分形分析．大地构造与成矿学，2000，24（4）：333～341.

谭凯旋，谢焱石，赵志忠，王岳军。构造-流体-成矿体系的反应-输运-力学耦合模型和动力学模拟．地学前缘，2001，8（4）：311～321.

王昌烈，罗仕徵，胥友志等．柿竹园钨多金属矿床地质．北京：地质出版社．1987.

王甫仁，权玉钰，胡能勇等．湖南省岩金矿床形成条件及分布富集规律．湖南地质，1993，12（3）：163～170.

王书风，张绮玲。柿竹园矿床地质概论。北京：科学出版社.1988.
奚小双．湘西金矿顺层矿脉的构造特征和成因．中南工业大学学报，1995，26（4）．
谢窦克，马荣生等．华南大陆地壳生长过程与地幔柱构造．北京：地质出版社.1996.
于润坤，桑茂桢，贾水库，刘华生．一种计算矿床平均品位的新方法．黄金，1998，19（12）：26～28.
於崇文，岑　况，鲍征宇等．热液成矿作用动力学．武汉：中国地质大学出版社.1993.
於崇文，岑　况，鲍征宇等．成矿作用动力学．北京：地质出版社.1998.
於崇文．固体地球系统的复杂性与自组织临界性．地学前缘，1998，5（3～4）：159～182，347～368.
於崇文．成矿作用动力学——理论体系和方法论．地学前缘，1994，1（3）：54～82.
於崇文．大型矿床和成矿区（带）在混沌边缘．地学前缘，1999，6（1）：85～102，6（2）：195～230.
於崇文．地质作用的自组织临界过程动力学．地学前缘，2000，7（1）：13～42；7（2）：555～586.
翟裕生，张　湖，宋鸿林等．大型构造与超大型矿床．北京：地质出版社.1997.
翟裕生．关于构造-流体-成矿作用研究的几个问题．地学前缘，1996，3（3～4）：230～236.
张　均，周乔伟．分形方法在金矿化时空结构分析中的应用．现代地质，2000，14（1）：56～60
张理刚．湘西雪峰山区钨锑金矿床的稳定同位素地质．地质与勘探，1985，21（11）：24～28.
张理刚．成岩成矿理论与找矿．北京：北京工业大学出版社，1989.
张连昌，屈文军，赵世华等．新疆西滩金矿床金品位分维 D 值及其意义．西安工程学院学报，1999，21（4）：11～13.
张庆华．湖南水口山铅锌矿田地质特征及找矿思路．有色金属矿产与勘查，1999，8（3）：141～146.
张振儒．金矿床成因研究．长沙：中南工业大学出版社.1989.
赵鹏大，孟宪国．地质学的定量化问题．地球科学，1992，17（增刊）：51～56.
中国人民武装警察部队黄金指挥部．湖南省沃溪式层控金矿地质．北京：地震出版社.1996.
周乔伟．川西北某金矿元素品位分布的分数维特征研究．四川地质学报，1998，18（4）：280～284.
朱大岗，孟宪刚，王建平，田晓娟等．湘西雪峰山中段金矿区主要断裂带构造特征及其控矿作用．地质力学学报，1998，4（1）：63～71.
Agterberg F P，Cheng Qiuming，Brown A，Good D.Multifracral modeling of fractures in the Lac Du Bonnet Batholith，Manitoba.Computers & Geosciences.1996，22（5）：497～507.
Agterberg F.P.Multifractal modeling of the sizes and grades of giant and supergiant deposits.International Geology Review，1995,37:1～8.
Atkinson B K.Subcritical crack growth in geological materials.J Geoph Res，1984，89：4077～4114.
Barton C C.La Pointe P R.Fractals in Petroleum Geology and Earth Science Processes.New York：Plenum Press，1995.
Bathe K J.Finite element procedures.Englewood Cliffs，New Jersey：Prentice Hall，1996.
Berkowitz B.Analysis of fracture network connectivity using percolation theory.Mathematical Geology，1995，27：467～483.
Berry M V，and Lewis Z V.On the Weierstrass-Mandelbrot fractal function.London：Proc R Soc London，1980，70，459～484.
Berryman J G.Effective medium approximation for elastic constants of porous solids with microscopic heterogeneity.J Appl Phys，1986，59：1136～1140.
Blenkinsop T.G.The fractal distribution of gold deposits.In：Kruhl J.H.（eds），Fractals and Dynamic Systems in Geosciences.Berlin：Springer，1994，247～258.
Bottinga Y.Carbon isotope fractionation between graphite，diamond，and carbon dioxide.Earth and Planetary Science Letters，1969，5：5，Pages 301～307.
Boullier A M & Robert F.Paleoseismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks，Val d'Or，Quebec，Canada.Journal of Structural Goelogy，1992，14，161～177.
Brantley S，Evans B，Hickman S H，and Crear D A.Healing of microcracks in quartz：Implications for fluid flow.Geology，1990，18：136～139.
Brown S R.Transport of fluid and electrical current through a single fracture.J Geoph Res，1989，94：9429～9438.
Carlson C A.Spatial distribution of ore deposits.Geology，1991，19：111～114.
Cartwright J A，Trudgill B D，Mansfield C S.Fault growth by segment linkage：an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah.Journal of Structural Geology，1995，17（9）：1319～1326.

Cello G. Fractal analysis of a Quaternary fault array in the central Apennines, Italy. Journal of Structural Geology. 1997, 19 (7): 945～953.

Cowie P A, Sornette D, and Vanneste C. Multifracral scaling properties of a growing fault population. Geophysics Journal International, 1995, 122: 457～469.

Cox S F, Paterson M S. Experimental dissolution-precipitation creep in quartz aggregates at high temperature. Geophysical Research Letters, 1991, Vol.18, 1401～1404.

Cox S F. Faulting process at high fluid pressure: an example of fault-valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia. Journal of Geophysical Research. 1995, Vol.100, 841～859.

Cox S F. Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. In: McCaffrey K J W, Lonergan L & Wilkinson J J (eds), Fractures, Fluid Flow and Mineralization. Geological Society, London, Special Publications, 1999, 155: 123～140.

Curewitz D, Karson J A. Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. J Volconal Geotherm Res, 1997, 79: 149～168.

Desai C S, Siriwardane H J. Constitutive laws for engineering materials. Englewoods Cliffs, New Jersey: Prentice Hall , 1984.

Dewers T, Ortoleva P. A coupled reaction-transport-mechanical model for intergranular pressure solution, stylolites and differential compaction and cementation in clean sand stone. Geochim Cosmochim Acta, 1990, 54: 1609～1625.

Dewers, T, Ortoleva P. Nonlinear dynamical aspects of deep basin hydrology: Fluid compartment formation and episodic fluid release. Amer J Sci, 1994 294: 713～755.

Domenico P A, Palciauskas V V. The generation and dissipation of abnormal fluid pressures in active depositional environments. In: W Back, J S Rosenshein, and P R Seaber (eds), Hydrogeology, vol 2, Boulder, Colorado: Geological Society of America, 1988, 435～445.

Dr ü ker-Prager D C, Prager W. Soil mechanics and plastic analysis or limit design. Quarterly of Applied Mathematics, 1952,10:157～165.

Dutton R. 1974. The propagation of cracks by diffusion. In: R C Bradt, D P H Hasselman, and F F Lange (eds), Fracture Mechanics of Ceramics, Vol 2, Symposium on the Fracture Mechanics of Ceramics, New York: Plenum Press, 649～657.

Etheridge M A, Wall V J, and Vernon R H. The role of fluid phase during regional metamorphism and deformation. Journal of Metamorphic Geology, 1983, 1: 205～226.

Evertsz C J and Mandelbrot B B. Multifractal measures (Appendix B), in Peitgen, H O., Jurgens, H., and Saupe, D., Chaos and fractals: New York, Springer-Verlag, 1992, p.922～953.

Feder J. Fractals. New York: Plenum Press, 1988.

Fischer G J, Paterson M S. Measurements of permeability and storage capacity in rocks during deformation at high temperature and pressure. In: Evans B.& Wong T F. (eds) , Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks. Academic, San Diego, 1992, 213～252.

Fischer M P, Gross M R, Engelder T, Greenfield R J. Finite element analysis of the stress distribution around a pressurized crack in layered elastic medium-implications for the spacing of fluid-driven joints in bedded sedimentary-rock. Tectonophysics, 1995, 247: 49～64.

Ghaith A, Chen W, Ortoleva P. 1990. Oscillatory methane release from shale source rock. Earth Science Reviews, 1990, 29: 241～248.

Ge S , Garven G. Hydromechanical modeling of tectonically-driven groundwater flow with application to the Arkoma foreland basin. J Geophy Res, 1992, 97: 9119～9144.

Grassberger P, Procaccia I. On characterization of strange attractors. Phys. Rev. Lett., 1983, 50: 346.

Hancock P L, Al Kadhi A, Walper J L. Regional joint sets in the Arabian platform as indicators of intraplate processes. Tectonophyiscs, 1984, 3: 27～43.

Hansen J P, Skjeltorp A T, Fractal pore space and rock permeability implications. Physical Review B. 1998, Vol, 38, No.4, 2635～2638.

Henley R W, Hoffman C F. Gold: Sources to resources. PACRIM, Aust. Inst. Mining Metall, 1987, 159～167.

Hirata T. Fractal dimension of fault systems in Japan: Fractal structure in rock fracture geometry at various scales. Pure and Appl Geophys, 1989, 131: 157～170.

Holness M B. Deformation-enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle. London: Chapman & Hall, 1997.

Jones G, Fisher Q J, Knipe R J. Faulting, Fault Sealing and Fluid Flow in Hydrocarbon Reservoirs. Geological Society, London, Special Publications, 147, 1998.

Ijiri Y, Simon H A. Skew distribution and the sizes of business firms: Amsterdam, North-Holland Publishing Company, 1977, 231pp.

Korvin G. Fractal Model in the Earth Science. Amsterdam: Elsevier. 1992.

Koudina N, Garcia R G, Thovert J F, Adler P M. Permeability of three-dimensional fracture networks. Physical Review E, 1998, 57: 4466～4479.

Kruhl J H. Fractals and Dynamics Systems in Geoscience. New York: Springer Verlag, 1994.

Lorenz J C, Teufel L W, Warpinski N R. Regional fractures I: A mechanism for the formation of regional fractures at depth in flat-lying reservoirs. AAPG Bulletin, 1991, 75: 1714～1737.

Lowell R P, Cappellen P V, Germanvich L N. Silica precipitation in fractures and the evolution of permeability in hydrothermal upflow zones. Science, 1993, Vol.260, 192～194.

Mandelbrot B B. Fractal Geometry of Nature. San Francisco: W H Freeman& Co. 1992.

Marsh B D. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization, I. Theory. Contributions to Mineralogy and petrology. 1998, 99, 277～291.

Mathai S K, Roberts S G. Transient versus continuous fluid flow in seismically active faults: an investigation by electric analogue and numerical modeling. In: Jamtveit B & Yardley B W D. (eds), Fluid flow and transport in rocks: Mechanisms and effects. Chapman & Hall, London, 1997, 263～292.

McCaffrey K J W, Lonergan L, Wilkinson J J. Fractures, Fluid Flow and Mineralization. Geological Society, London, Special Publications, 155, 1999.

Maubeuge F, Lerche I. Geopressure evolution and hydrocarbon generation in a north Indonesian basin: two-dimensional quantitative modelling. Marine and Petroleum Geology, 1994, 104: 104～115.

Nicolis C, Nicolis G. Irreversible phenomena and dynamical systems Analysis in geosciences. Dordrecht, Holland: D. Reidel Publishing Co, 1987.

Nicolis G and Prigogine I. Self-Organization in Nonequilibrium Systems. New York: Wiley and Sons, 1977.

Oda M. An equivalent continuum model for coupled stress and fluid flow analysis in jointed rock masses. Water Resources Research, 1986, 22: 1845～1856.

Ohmoto H., Stable isotope geochemistry of ore deposit. In: Valley J W, Taylor H P Jr. and O'Neil J r (ed.), Stable isotope in high temperature geological processes, Rev. Miner., 1986, v.16, Mineralogical-Society of America, 491～559.

Okubo P G, Aki K, Fractal geometry in the San Andreas Fault system. Journal of Geophysical Reasearch, 1987, Vol.92, No.B1, pp.345～355.

Ortoleva P, Merino E, Moore C, Chadam J. Geochemical self-organization Ⅰ. Reaction-transport feedbacks and modeling approach. Amer J Sci, 1987, 287: 979～1007.

Ortoleva P, Merino E, Moore C H, Chadam J. Geochemical self-organization II: The reactive-infiltration instability. Amer J Sci, 1987b, 287: 1008～1040.

Ortoleva P. Geochemical self-organization. New York: Oxford University Press, 1994.

Ortoleva P (ed.). Self-organization in geological systems. Earth-Science Reviews 29 (1-4), 1990.

Pollard D D, Aydin A. Progress in understanding jointing over the past century. Geological Society of America Bulletin, 1988, 100: 1181～1204.

Ramsay J G. The crack-seal mechanism of rock deformatiom. Nature, 1980, Vol.284, 135～139.

Rice J R, Rudnicki J W. Earthquake precursor effects due to pore fluid stabilization of a weakening fault zone. J Geoph Res, 1979, 84: 2177～2193.

Richard W H, Byron R B. Self-ordering and complexity in epizonal mineral deposits. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 2000, 28: 668～719.

Roberts S J, Nunn J A. Episodic fluid expulsion from geopressured sediments. Marine and Petroleum Geology, 1995, 12: 195～204.

Roberts S, Sanderson D J, Fractal analysis of Sn-W mineralization from Central Iberia: insights into the role of fracture connectivity in the formation of an ore deposit. Economic Geology. 1995, 98, 360～365.

Sahimi M. Flow phenomena in rocks: from continuum models to fractals, percolation, cellular automata, and simulated annealing. Rev Mod Phys, 1993, 65 (4): 1393～1534.

Sanderson DJ, Roberts S, Gumiel P. A fractal relationship between vein thickness and gold grade in drill core from La Codosera, Spain. Econ. Geol., 1994, 89: 168～173.

Schneider F, Potdevin J L, Wolf S, Faille I. Mechanical and chemical compaction model for sedimentary basin simulators. Tectonophysics , 1996, 263: 307～317.

Scholz C H, and Aviles C A. Fractal dimension of the 1906 San Andreas fault and 1915 Pleasant Valley faults (abstract), Earthquakes Notes, 1985, 55: 20.

Scholz C H, Dawers J Z, Anders M H and Cowie P A. Fault growth and scaling laws: preliminary results. Journal of Geophysical Research, 1993, 98 (B12): 21956～21961.

Schroeder M. Fractals, Chaos, Power Laws. New York: Freeman, 1990, 429pp.

Segall P. Rate-dependent extensional deformation resulting from crack growth in rock. J Geoph Res, 1984, 89: 4185～4195.

Sheppard S M F. 1986, Characterization and isotopic variations in natural waters. In: Valley J W, Taylor H P Jr. and O'Neil J r (ed.), Stable isotope in high temperature geological processes, Rev. Miner., V.16, Mineralogical-Society of America.

Sibson R H, Robert F and Poulsen K H. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold deposits. Geology, 1988, 16, 551～555.

Sibson R H. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. J Struct Geol, 1996, 18: 1031～1042.

Sibson R H. Crustal stress, faulting, and fluid flow. In: Geofluids: Origin, Migration, and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins (eds. Parnell J.) . Sepc Publs Geol Soc Lond 78, 1994, 69～84.

Sleep N H. Trapping of melt by veins and dikes. J Geoph Res, 1988, 93: 10255～10272.

Sleep N H. Ductile creep, compaction, and rate dependent friction within major fault zones. Journal of Geophysical Research, 1995, 100: 13065～13080.

Sleep N H. Application of a unified rate and state friction theory to the mechanics of fault zones with strain location. Journal of Geophysical Research, 1997, 102: 2875～2895.

Smith D L, Evans B. Diffusional crack healing in quartz. J Geoph Res, 1984, 89: 4125～4135.

Sonnenthal E, Ortoleva P. Numerical simulations of overpressured compartments in sedimentary basins. In Basin compartments and seals, AAPG Memoir no.61, 1994, 403～416.

Sornette A, Davy Ph., Sornette D. Growth of fractal fault patterns. Physical Review Letter 65, 1990, 2266～2269.

Swanson P L. Subcritical crack growth and other time-and environmental-dependent behavior in crustal rocks. J Geoph Res , 1984, 89: 4137～4152.

Tsang Chin-Fu. Linking thermal, hydrological, and mechanical processes in fractured rocks. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 1999, 27: 359～384.

Turcotte D. L. Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1992.

Valentine G A, Zhang Dongxiao, Robinson B A. Modeling complex, nonlinear geological processes. Annu Rev Earth Planet Sci, 2002, 30: 35～64.

Wang J S Y, Tang C F, Sternbentz R A. The state of the art of numerical modeling of thermo-hydrologic flow in fractured rock masses. Environmental Geology, 1983, 4: 133～199.

Wang C, Xie X. Hydrofracturing and episodic fluid flow in shale-rich basins—A numerical study. AAPG Bulletin, 1998, 82: 1857～1869.

Wells J T, Ghiorso M S. Coupled fluid flow and reaction in mid-ocean ridge hydrothermal systems: The behavior of silica. Geochim. Et Cosmochim. Acta, 1991, Vol.55, 2467～2481.

Yamashita T. Mechanical effect of fluid migration on the complexity of seismicity. Journal of Geophysical Research, 1997, 102: 17797～17806.

Yamashita T. Simulation of seismicity due to fluid migration in fault zone. Geophysical Journal International, 1998, 132: 674～686.

Zhang X., Sanderson D J. Fractal structure and deformation of fractured rock masses. In: Kruhl S H (ed), Fractals and Dynamics Systems in Geosciences. New York: Spring-Verlag, 1994, 37～52.