湘东北前寒武纪地质与成矿

贾宝华　彭和求　等著

地质出版社
·北　京·

内 容 提 要

本书详细论述了湘东北地区前寒武纪基底的地质组成、特征及其与 Rodinia 超大陆汇聚、裂解过程的联系，深入讨论了前寒武纪基底的控矿、成矿地质条件。本书是对湘东北地区前寒武纪基底首次深入系统的总结，集中反映了湖南省近年来前寒武纪研究的重要进展和最新认识。

本书是岩石学与构造学，变质地质学与大地构造、地球动力学分析，同位素年代学与岩相学、矿物学分析，矿床学和岩石地球化学相结合，跨学科交叉研究的新成果，可供从事地质、找矿和岩石学研究、教学人员及相关专业人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

湘东北前寒武纪地质与成矿/ 贾宝华等著 . —北京:
地质出版社,2005.3
ISBN 7-116-04508-2

Ⅰ. 湘… Ⅱ. 贾… Ⅲ. 前寒武纪地质 - 矿床成因论 - 研究 - 湖南省 Ⅳ. P617.264

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2005)第 077481 号

责任编辑:白 铁
责任校对:关风云
出版发行:地质出版社
社址邮编:北京海淀区学院路 31 号,100083
电 话:(010)82324508(邮购部);(010)82324579(编辑部)
网 址:http:// www.gph.com.cn
电子邮箱:zbs@ gph.com.cn
传 真:(010)82310759
印 刷:北京印刷学院实习工厂
开 本:787 mm×1092 mm 1/16
印 张:9 图版: 1 页
字 数:230 千字
印 数:1—600 册
版 次:2005 年 3 月北京第一版·第一次印刷
定 价:40.00 元
ISBN 7-116-04508-2/ P·2593

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社出版处负责调换)

前　言

在扬子克拉通的东南缘有一条引人注目的前寒武纪基底出露带,呈向北西弧形突出的北东东-南西西向延伸,规模巨大,长约 1000 公里,常被称为"江南古陆"(刘钟伟,1994)或"江南造山带"(黄汲清,1945)。在湖南境内基本上沿雪峰山脉走向通过,故湖南段又称其为"雪峰古陆"或"雪峰造山带"。湘东北地区位于"雪峰古陆"北东段,习惯称幕阜地块,为扬子地块与华夏地块交接地,在解释扬子地块与华夏地块的拼接、演化以及中国南方大陆岩石圈的结构和增长机制、区域成矿规律等方面起着极为重要的作用,因而长期以来受到国际地学界的广泛关注。

为探寻湘东北地区前寒武纪大陆地壳的基底性质,元古宙造山带的构造演化;为解决华南古大地构造格局、演化及为 Rodinia 泛大陆事件提供地质依据,追溯湘东北地区陆壳生长、陆壳物质再循环及壳幔相互作用的过程;为深入研究湘东北地区前寒武纪基底矿床的形成和定位与构造动力的内在联系,揭示大型矿床区的大规模成矿作用的成矿物质巨量供给来源、传输和聚集的规律,湖南省地勘局在国土资源部地调局"1∶25 万长沙市幅-益阳市幅区域地质调查"项目(工作时间:2000～2002,项目编号:0100143010)的基础上,部署开展了"湘东北前寒武纪基底地质演化与控盆、控矿规律研究"科研项目(工作时间:2001～2003)。同时对前寒武纪基底中的一些重大地质问题还展开了博士论文专题研究。对此,项目组制定了要研究的重点内容及研究的思路、方法。

重点研究内容

①古元古代结晶基底涧溪冲岩群、连云山岩群研究;②文家市蛇绿混杂岩带和科马提质玄武岩系及其它基性岩墙群的研究;③把矿床和区域成矿作用与元古宙造山带的时空演化关系看作地球动力学的一个重要信息开展研究;④通过深入总结湘东北地区元古宙造山带的时空演化规律,再造 Rodinia 超大陆的汇聚和裂解过程。

研究的思路、方法

①本次研究的基本方法是典型地区解剖和全区综合性研究相结合,强调以野外观察和岩石学研究作为全部工作的基础,并与 1∶25 万长沙幅、1∶25 万益阳幅区域地质调查及相关的前寒武纪地质与成矿科研专题研究相结合;②在构造解析的基础上进行 Sm-Nd 同位素和微量元素地球化学示踪研究;③通过 Sm-Nd、单颗粒锆石 U-Pb 及高分辨率离子探针测年(SHRIMP)和对比验证,准确厘定涧溪冲岩群、连云山岩群等的形成年龄、变质年龄、混合岩化年龄以及长三背

岩体等的结晶年龄等;④通过开展变质、变形年代学研究,建立研究区元古宙造山运动的时间序列,并进而为 Rodinia 泛大陆聚合和裂解过程提供地质依据;⑤把区域成矿作用作为地球动力学的一项重要信息,探讨前寒武纪基底直接及间接成矿作用,基底的控岩、控矿规律及成矿谱系等。

研究的重要进展和最新认识

1) 将原中元古代冷家溪群分解为中元古代冷家溪群、古元古代连云山岩群和涧溪冲岩群,揭示了造山带核部复杂的地壳结构。湘东北地区地壳结构下部为涧溪冲岩群和连云山岩群组成的结晶基底,顶部为冷家溪群等浅变质岩系组成的褶皱基底。并详细研究了涧溪冲岩群、连云山岩群的物质组成,确认连云山岩群、涧溪冲岩群形成于岛弧环境。

2) 益阳古火山岩由石嘴塘玄武质科马提岩和大渡口拉斑玄武岩组成,是陆缘增生时期形成的一套沟、弧岩浆建造,代表了吕梁期重要热事件。

3) 连云山岩群是迄今为止在湘东北地区所发现的一套变质达角闪岩相局部达高角闪岩相(麻粒岩相)的中、深变质岩系。它经历了一个漫长复杂的变质过程,整个变质过程为近顺时针方向演化的 pTt 轨迹。Nd 同位素示踪和递增变质作用的热历史反映出层圈间、壳幔间相互作用强烈。现今的连云山岩群是通过岩石圈地幔拆沉、多期底侵和基底活化而折返至地表的。涧溪冲岩群 pTt 轨迹显示,在板块碰撞机制下,经历早期升温升压、构造沉降,晚期降温减压,逐步抬升的过程。即早期为挤压、碰撞造山特点,而晚期则作为整个湘东北盆岭构造系的一部分而整体隆升。

4) 连云山岩群主要变形机制以位错蠕变、位错滑移和重结晶作用为主,局部构造片(麻)岩(含矽线石钾长片麻岩)中,扩散蠕变机制也起一定的作用。这不仅反应了岩石的塑性流动变形机制,而且标志着角闪岩相—高角闪岩相(近麻粒岩相)的中、上地(局部下地壳)壳形成环境。冷家溪群经历了多期褶皱叠加,变形机制以碎裂作用和压溶机制为主,是一种发育于地壳浅层次的低温低压条件下的韧性变形。

5) Sm-Nd 同位素分析和高分辨率离子探针测年(SHRIMP)表明湘东北地区在 2557Ma 已发生了壳幔分离事件,2500～1800Ma 期间形成了较广泛的不成熟地壳,2100～1800Ma 是湖南结晶基底形成的重要阶段。并指出古元古代和中元古代是湘东北地区陆壳的两个重要生长阶段。地壳生长的方式主要有垂向增生和侧向加积两种。湘东北前寒武纪地壳演化经历了吕梁旋回原始硅铝壳形成和武陵—雪峰旋回韧性再造过程。

6) 研究并验证了湘东北地区在 Rodinia 超大陆汇聚和裂解过程中的重要地位。通过文家市蛇绿混杂岩带的厘定确证了武陵运动与格林威尔造山事件存在紧密的联系,其过程可与 Rodinia 超大陆的汇聚过程相对比。新元古代中后

期裂谷作用具全球性,板溪群是 Rodinia 超大陆开始裂解期的裂谷沉积。

7)湘东北地区前寒武纪基底地壳在演化过程中,不同时代的构造-建造带,对成矿作用无论在水平方向上,还是垂直方向上的分带性,都有明显的控制作用。古、中元古代及新元古代早期主要形成矿源层及金多金属成矿系统,晚期出现热动力变质改造矿床类型。元古宙时期雪峰山造山带以形成贵金属、稀有金属及磷、锰矿床为特征。

8)前寒武的成矿作用可划分为三种类型:①沉积成矿作用,形成层状—似层状 Mn、P、(Fe、Cu)矿床和含 Au、Sb 多金属成矿物质的建造(或矿源层);②由前寒武纪变质岩系、含矿建造提供成矿物质、成矿流体,又赋存于前寒武纪岩层中的层控-构控型的金(多金属)矿床的成矿作用;③由前寒武纪基底的局部熔融形成的"S"、"I"型岩浆岩入侵定位在前寒武纪基底地层中的斑岩型、岩浆热液 W、Sn、Mo、Bi、Cu、Pb、Zn 等多金属矿床,这类矿床的成矿物质大部分或一部分由基底提供,但成矿都是岩浆和岩浆-热液活动的结果,显示出物质来源老、成矿时代新的特点,但岩浆却又是源于前寒武系,这类矿床可归于与前寒武纪间接成矿作用密切相关的"成矿系统。"根据前寒武纪成矿作用的上述特点,划分了 3 个成矿系统。

本书是在"1∶25 万长沙市幅-益阳市幅区域地质调查"项目、"湘东北前寒武纪基底地质演化与控盆、控矿规律研究"科研项目以及本文第一作者博士学位论文的基础上编撰而成。从选题、研究工作的开展到书稿的撰写等整个研究工作期间,得到了导师翟裕生院士的悉心关怀和指导。最后,在项目总负责人贾宝华的主持下,拟定了全部工作计划、本书的编写思路和编写提纲;项目负责人彭和求拟定了课题的工作方法及具体工作时间。

本书第一章、第五章、第六章由贾宝华编著,第二章由彭和求、唐晓珊编著,第三章和第四章由彭和求、贾宝华编著,最后由贾宝华、彭和求统篇定稿。此外,参加前期 1∶25 万区调项目及相关省局科研项目工作的同志有:黄建中、陈俊、陈渡坪、何江南、郭乐群、郑基俭、陈必河、王先辉和彭云益等。

书稿写成后,承蒙中国地质大学翟裕生院士,中国地质科学院任纪舜院士,中南大学戴塔根教授,中国地质调查局叶天竺教授级高工,国土资源部天津地质矿产研究所陆松年研究员,中国科学院长沙大地构造研究所王道经研究员,湖南省国土资源厅陈三新高级工程师、李国清高级工程师,湖南省科技厅陈岳麓高级工程师等审阅和评议,并提出了许多宝贵的建设性意见。此外,湖南省国土资源厅科技外事宣传处胡东风高级工程师、蔡悦林高级工程师等也对该项目提供了热情帮助和支持。作者谨向以上有关人士和单位致以衷心的感谢。

本书中的研究内容为阶段性成果,许多内容目前正在深入研究之中,书中难免存在不足和纰漏,恳请读者批评指正。

目　　录

前　言
第一章　概述 …… (1)
　第一节　前寒武纪地质调查研究简史 …… (2)
　第二节　区域地球物理背景 …… (3)
　　一、重磁场特征 …… (3)
　　二、深部构造特征 …… (3)
　第三节　区域地质概况 …… (5)
第二章　古元古代基底的确认及特征 …… (8)
　第一节　涧溪冲岩群地质特征 …… (8)
　　一、岩石组成 …… (8)
　　二、地球化学特征 …… (13)
　　三、变质作用 …… (19)
　　四、同位素年代探讨 …… (26)
　第二节　连云山岩群地质特征 …… (33)
　　一、岩石组成 …… (33)
　　二、地球化学特征 …… (36)
　　三、变质作用及深部作用过程 …… (42)
　　四、连云山岩群同位素年代探讨 …… (51)
第三章　古元古代基底构造-岩浆作用 …… (54)
　第一节　基底变形 …… (54)
　　一、涧溪冲岩群构造变形 …… (54)
　　二、连云山岩群流变学特征 …… (56)
　第二节　古元古代基性火山活动 …… (61)
　　一、地质概况 …… (62)
　　二、岩石学特征 …… (63)
　　三、岩石地球化学 …… (64)
　　四、成矿作用 …… (69)
　　五、讨论与结论 …… (69)
　　六、同位素年代探讨 …… (70)
　第三节　关于古元古代基底的形成 …… (75)
　第四节　古元古代大地构造演化初探 …… (76)
第四章　中-新元古代湘东北块体的聚合与裂解 …… (78)
　第一节　中元古代海洋封闭岩石序列 …… (78)
　　一、剖面描述 …… (78)
　　二、岩石组成 …… (81)

三、地球化学及构造环境 …… (83)
第二节　武陵运动及湘东北块体的初步成型 …… (89)
一、武陵运动及冷家溪群变形 …… (89)
二、文家市蛇绿混杂岩带 …… (89)
三、雪峰山造山带湘东北块体的初步成型 …… (97)
第三节　新元古代湘东北块体的裂陷过程及岩石充填序列 …… (98)
第四节　新元古代湘东北块体聚合与裂解的岩浆记录 …… (98)
一、九岭-长三背东西向同碰撞型花岗岩带 …… (99)
二、罗里-梅仙-钟洞北西向似埃达克岩(adakite)带 …… (99)
第五节　湘东北块体在 Rodinia 泛大陆重建中的意义 …… (103)
一、Rodinia 泛大陆汇聚过程的验证 …… (103)
二、Rodinia 泛大陆裂解过程的验证 …… (104)
第六节　陆壳再造及生长 …… (104)
第五章　湘东北前寒武纪成矿作用 …… (106)
第一节　海相沉积锰、磷(铁)成矿系统 …… (106)
一、湘潭锰矿 …… (107)
二、永和磷(锰)矿床 …… (108)
第二节　浅变质碎屑岩系金(多金属)成矿系统 …… (109)
一、万古金矿床 …… (111)
二、浅变质岩系金(Cu, Pb, Zn, Ag, 等)成矿系统特征 …… (114)
三、成矿系统的控制因素 …… (117)
四、金矿成矿系统的作用过程 …… (119)
第三节　与花岗岩类有关的多金属成矿系统 …… (121)
一、与武陵-雪峰期花岗岩类有关的铜、铅、锌、银、金等多金属成矿系统 …… (122)
二、与燕山期花岗岩有关的多金属成矿系统 …… (122)
第六章　区域成矿谱系简析 …… (126)
第一节　成矿系统的相关性 …… (126)
第二节　基底演化与成矿谱系 …… (127)
一、古元古代结晶基底构成期——矿源“胚胎”形成 …… (127)
二、中元古代过渡性洋盆与造山带转换——直接矿源层形成 …… (129)
三、新元古代幕阜(雪峰)古隆起与盆山耦合——矿床初成 …… (129)
四、显生宙基底改造及改造过程中的成矿作用 …… (130)
第三节　找矿方向分析 …… (130)
结　语 …… (132)
参考文献 …… (133)

第一章　概　　述

研究区湘东北地理位置是指湖南境内北纬 28°线以北、东经 113°线以东的长沙—岳阳地区(图 1-1)。

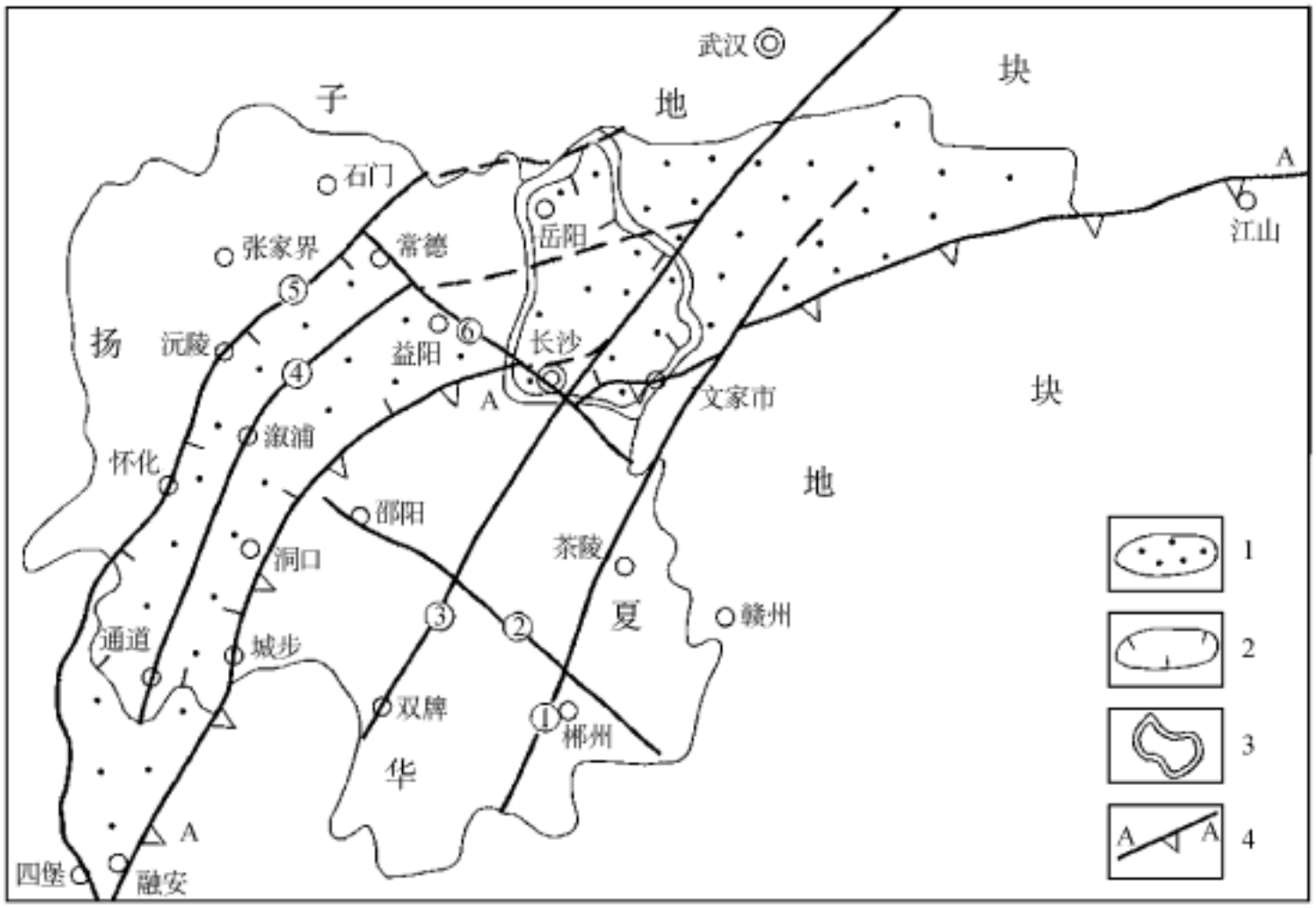


图 1-1　湘东北大地构造背景略图

1—江南古陆；2—雪峰古陆；3—湘东北；4—江山—文家市碰撞缝合带。①、②、③、④、⑤、⑥分别为茶陵-临武断裂、郴州-邵阳断裂、长寿街-双牌断裂、溆浦-通道断裂、怀化-沅陵断裂、常德-长沙转换断裂

构造部位上为扬子与华夏两地块交接地带,属‘雪峰古陆”东段,习称幕阜构造块体。东与江西九岭构造带相连;西与雪峰山构造带相接,北西向常德-安仁转换断层⑥为其接触边界;北与扬子地块台褶带以岳阳北断层相隔;东南有文家市断裂构造带与平乐凹陷相分离。其独特的构造部位与物质组成在解释扬子与华夏两地块的拼接、演化以及华南陆块岩石圈的结构和增长机制、区域成矿规律等方面起着极为重要的作用,因而长期以来受到国际地学界的广泛关注(王晓青等,1936;黄汲清,1945,1956;陈国达,1956;郭令智等,1980,1986;张文佑,1959, 1986;许靖华,1987;任纪舜等,1990;沈渭洲等, 1993; Hsu K J, et al., 1988, 1990;Jahn B M, et al., 1990)。

第一节　前寒武纪地质调查研究简史

早在 1936 年王晓青、刘祖彝就对湖南的前寒武系进行了实地调查研究,并命名为“冷家溪系”。1938 年,王晓青再次研究后,统称之为“板溪系”。黄汲清(1945)将这一横亘于桂北—黔西南—湘西(东)北—赣北—皖南—浙江且长期隆起遭受剥蚀的前寒武纪浅变质岩区称之为“江南古陆”。尔后,陈国达(1956)认为扬子准地台以南地区属“华夏活化区”(地洼),存在前震旦纪古陆,吕梁运动使古老的变质岩构成“下构造层”,是中国古陆的一部分。1958 年湖南地质局 413 队在桃源茶庵铺冷家溪剖面(“王、刘氏命名剖面”)中发现一角度不整合面,创名“武陵运动”,将不整合面以下地层命名为“冷家溪群”,之上的地层称“板溪群”(湖南省地质矿产局,1982)。张文佑(1959)在华南划分出“华夏台背斜”和“江南台背斜”一级构造单元。

20 世纪 60～70 年代,湖南省地质矿产局区调所在湘东北地区相继完成了 1∶20 万浏阳县幅、平江县幅等区域地质矿产调查,对湘东北地区前寒武纪地层作了较详细的划分,积累了不少浅变质地层、建造等方面的资料。

20 世纪 80 年代以来,一些地质学家相继以板块构造观点解释华南大地构造。郭令智(1980,1986)、李春昱(1981)、乔秀夫(1981)、赵明德等(1983)将“江南古陆”(湖南段的“雪峰古陆”)看成是最早沿扬子板块东缘增生的一条元古宙岛弧褶皱带。特别是许靖华(1980,1987)将华南与北美阿巴拉契亚南部中生代造山带对比,提出雪峰隆起可能是异地成因的构造岩片,“板溪群”(包括冷家溪群和板溪群)是混杂岩。这些观点在中国地学界引起了极大的争论,并推动雪峰山地区大地构造性质和演化的研究与认识不断引向深入。后经许多学者的研究业已证明:雪峰隆起不是异地成因的构造岩片,“板溪群”不是混杂岩,雪峰山造山带是一个多旋回、复合型的陆内造山带(汤加富,1988;陈心才等,1991;贾宝华,1994;唐晓珊等,1994,1996;金文山等,1997;丘元禧等,1997;傅昭仁等,1999)。

该时期湖南省地质矿产局区调所先后在本区开展了大量的 1∶5 万区域地质调查工作及相关的片区总结,对该区岩石地层单位行了系统清理研究,解决了前寒武纪地层多重划分问题。其间,陈心才等(1991),唐晓珊等(1996)结合当时华南前寒武纪大地构造研究热点,对“雪峰古陆”的大地构性质、板溪群属性、武陵运动性质等前寒武纪地质问题进行了系统分析研究,初步建立了湖南(湘东北)中新元古代地层年代格架。

汤加富(1988)还指出华南地区具有“扬子式”、“华夏式”和“湘赣式”三种基底结构,湘赣式浅变质基底之下可能存在结晶基底。杨明桂等(1988)也推测“江南古陆”地区中元古界之下存在早元古代变质岩系。

包括湘东北在内的“江南古陆”,不但地质构造复杂,而且蕴藏着丰富的矿产资源。郭文魁(1987)根据中国的主要成矿地质事件,以构造-岩浆为主线将其划归为中国东部滨太平洋构造域多金属成矿带的一个重要组成部分;翟裕生(1994,1999)将中国境内的成矿区域划分为 6 个成矿域,湖南地跨扬子成矿域和华南成矿域,湘东北属江南地块金-锑-钨-铅-锌-锡成矿带。前寒武纪基底构造不仅是决定区域地质构造格局的重要因素和成矿空间场所,而且也是导致各类物质迁移和富集以形成大型、超大型矿床的基本条件(徐嘉炜,1995;涂光炽等,2000;毛景文等,2002;华仁民等,2003;Hofman, ,1977;Barley M.E. et al .,1992)。并且,根据花岗岩地球化学,尤其是 Sm-Nd 同位素资料,表明湖南地区诸多岩浆源于元古宙基

底的熔融(刘义茂等,1986;涂光炽等,2000;彭建堂等,2002)。

刘英俊、马东升等对江南雪峰古陆地区的金矿床进行了较系统研究,认为元古宙冷家溪群、板溪群是"江南型金矿床"的主要矿源层(刘英俊等,1989,1989,1991)。近年来陈柏林(2001)、马东升等(2002,2003)、顾雪祥等(2003)、肖红全等(2003)、毛景文等(2002)在研究各类矿床的成因、成矿背景等的同时,还对各类矿床在成矿系列、成矿区带等成矿规律方面进行了系统总结,并利用 Ar-Ar 法、Sm-Nd 等时线法等新的技术方法来确定成岩成矿年龄。

20 世纪 90 年初全球 Rodinia 泛大陆研究热潮兴起,以西澳大利亚大学李正祥等(1995,1996)为首的一批学者,通过构造—地层对比、古地磁极移轨迹等方法的运用,肯定了华南古大陆与超大陆具有密切关系,并提出了华南古大陆在 Rodinia 超大陆中的可能位置。广泛分布有前寒武纪地层的雪峰古陆湘东北段无疑成为探索我国南部中—新元古代碰撞造山带及扬子与华夏地块相互作用等一系列重大地质问题的关键地区。

第二节　区域地球物理背景

一、重磁场特征

本区重磁场特征基本反映了本区前寒武纪地层及其构造骨架。

(一) 重力场特征

本区重力异常总体表现为一相对重力高(图 1-2),其间包含了一些低值负异常圈闭体,反映了元古宙变质基底隆起和莫霍面的抬升,以及其变质岩区大量花岗岩侵入体的存在。

湘东北区的重力异常形态特征与西部洞庭湖乃至湘西北区以及南部的湘中地区差异明显。原因之一是西部和南部二地区有巨厚的古生界盖层存在。并且,研究区与这二地区重力异常边界分别明显,形成了二条清晰的重力异常带:一是沿南县—益阳一线,二是沿常德—安仁一线,系构造岩浆岩带的综合反映。

研究区比较明显的重力梯度带主要是宁乡—公田、长寿街—沙市北北东向梯度变异带和长沙市—文家市近东西向梯度变异带。梯度带的形成除与两侧地壳和盖层厚度差异有关外,主要与软流圈上隆及岩石圈断裂有关,为深部断裂构造带的反映。

重力垂向二阶导数异常以及重力上延 15km 的重力垂向二阶导数异常滤掉了表层密度不均匀的影响,更能清晰反映基底构造和构造岩浆活动带分布特征(图 1-3)。

(二) 磁场特征

研究区主体为 0～20nT 的正磁场区,磁场较弱,强度小,也表现出如同重力场一样的分布特征,为元古宇冷家溪群浅变质岩系弱磁场体的反映。并且,存在幕阜山(40～80nT)、连云山(40～150nT)、文家市(40～60nT)等局部磁异常分布区。这些局部异常主要与中、深变质岩系及基性—超基性岩带分布有关。

二、深部构造特征

图 1-4是湖南"雪峰隆起"及邻区直接利用爆破地震测深所获得的莫霍面实际测深资料,参考布格重力异常的近似结果编制的莫霍面等深线图,较好地反映了区内莫霍面起伏及

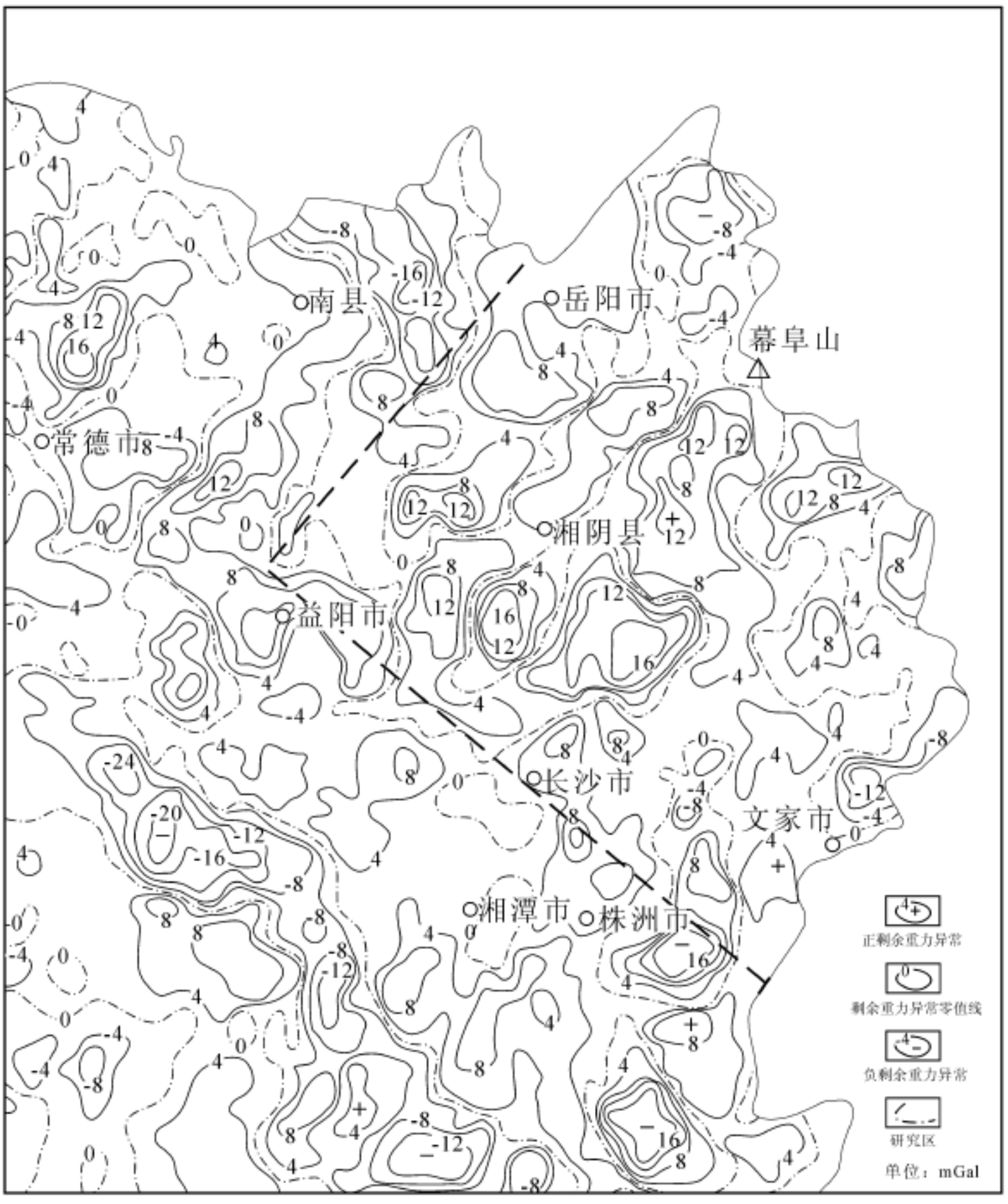


图 1-2　湘东北地区剩余重力异常平面图

(据湖南省地质矿产局物探队,1991;饶家荣,1993)

断裂分布。湘东北具幔坪表现特征,莫霍面 31～32km,略向北东倾斜。沿断裂带和不同方向组断裂交汇部位,存在金、铜、铅、锌矿床(点)及相应元素组合的化探异常,反映出与其深部地质地球物理背景条件有关。

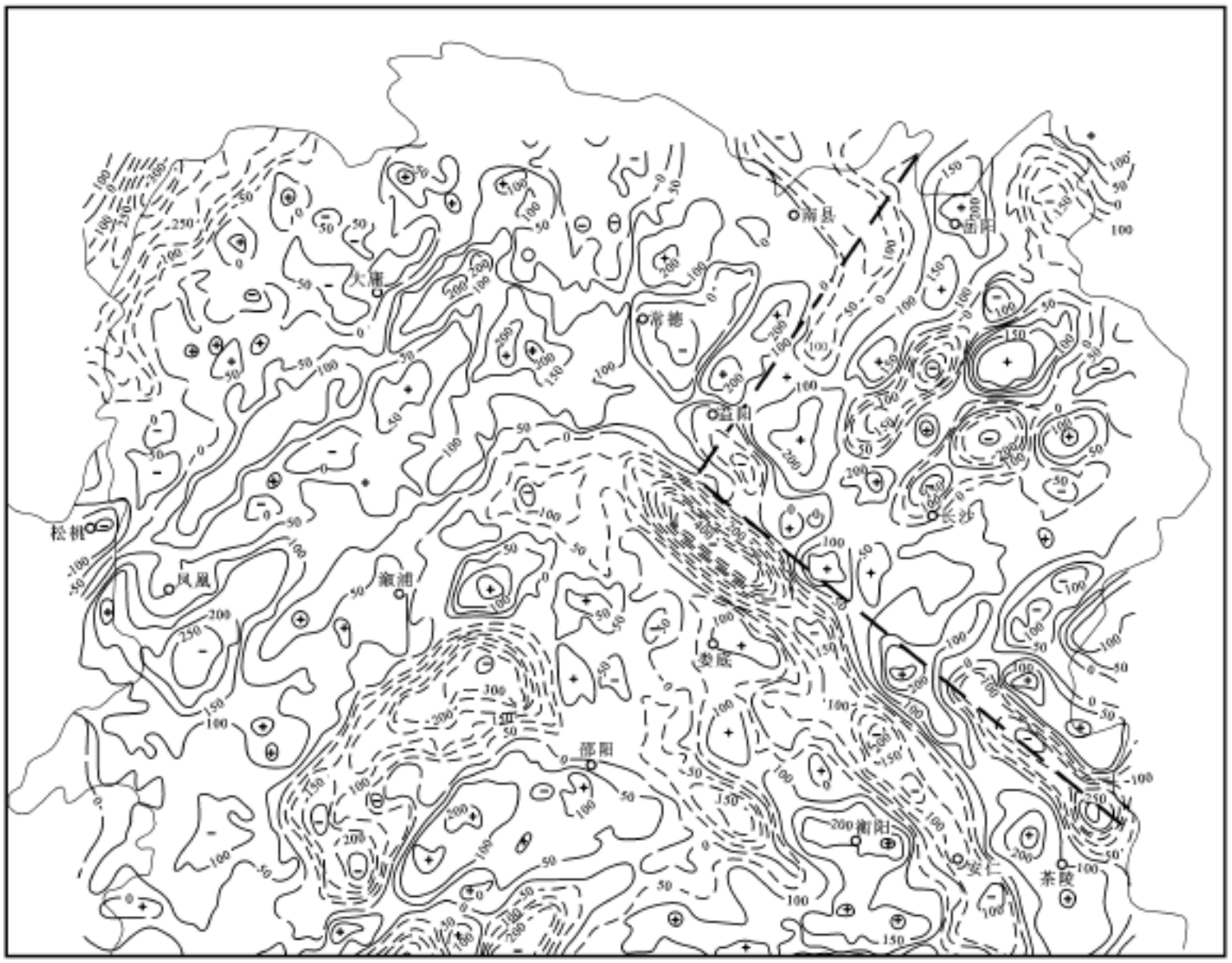


图 1-3　湘中北地区重力上延垂向二次导数异常图

(据湖南省地质矿产局物探队,1991;饶家荣,1993)

第三节　区域地质概况

“江南古陆”呈近东西向横贯华南,是扬子地块与华夏地块俯冲碰撞而成的复合型造山带。湖南境内“雪峰古陆”湘东北段是其重要组成部分(图 1-1),在地壳构造发展演化历史中,表现出长期作为一个整体具统一性的同时,又有自身的表现特点。其中,本次在文家市发现的蛇绿岩是确定该区元古宙构造性质及演化的关键之一。其与新元古代碰撞花岗岩、冷家溪群海洋封闭沉积序列、尤晚期磨拉石建造等,共同纪录了中—新元古代古陆块汇聚、碰撞等构造事件。沿文家市带(扬子地块东南缘)存在武陵期板块俯冲造山作用。也正是这一构造作用造就了雪峰古陆湘东北区地质构造格局的成型(见附图一)。

湘东北地区乃至湖南前寒武纪时期地壳演化进程,人们的认识一直停留在中元古代开始,具有两个地质构造演变时期:一是中元古代海洋封闭沉积序列的形成与武陵期构造变形、变质历史;二是新元古代板溪期开始的裂陷(谷)海盆发展演变历史。直至近些年,我们



图 1-4　湘中北地区莫霍面及断裂分布推断图

①鄂湘黔深断裂带；②麻阳-澧县深断裂带；③靖州-溆浦深断裂带；④通道-安化深断裂带；⑤桃江-城步岩石圈断裂带；⑥桃江-城步地壳仰冲断裂带；⑦湘乡-祁东地壳隐伏逆冲断裂带；⑧常德-安仁转换断裂带；⑨醴陵-衡东逆冲断裂带；⑩沅江-桃江深断裂带；11 宁乡-公田深断裂带；12 南县-汨罗深断裂带；13 邵阳-郴州深断裂带

在前期工作基础上,通过 1∶25 万长沙市幅、益阳市幅区域地质调查,以及有关地层学、岩浆作用、变质作用、构造地质学和同位素年代学的研究表明,于中元古代冷家溪群之下,确认了古元古代基底岩石的存在。也就是说,湘东北地区乃至湖南前寒武纪地质演化历史当上溯至古元古代,具有三个演变阶段,形成了本区“双基底”+盖层的复杂地壳结构(湖南省地质调查院,2002,2004)(表 1-1)。

结晶基底由古元古代涧溪冲岩群、连云山岩群共同组成。涧溪冲岩群为一套富铁镁质的变拉斑玄武岩夹变火山碎屑岩、磁铁石英岩沉积;连云山岩群是一套变质程度达角闪岩相的中—深变质岩系,由变沉积岩系、变火山岩系等组成,岩石原岩具火成和沉积的双重性。显然,它们是历经构造变动、岩浆活动、断裂逆冲和变质作用以及混合岩化和花岗岩化作用的产物。现呈断片(穹)状出露于地表,为晚期断裂构造抬升或抽拉所致。

表 1-1　湘东北前寒武纪地层划分简表

地壳结构	系	组			代号
盖层	震旦系	留茶坡组			$Z_2 l$
		金家洞组			$Z_1 j$
	南华系	洪江组			$Nh_2 h$
		大塘坡组			$Nh_1 d$
		富绿组			$Nh_1 f$
	青白口系	板溪群		通塔湾组	$Qb_1 t$
				马底驿组	$Qb_1 m$
				横路冲组	$Qb_1 h$
褶皱基底	蓟县系	冷家溪群		扬林冲组	$Jx_2 l$
				小木坪组	$Jx_2 x$
				黄洴洞组	$Jx_1 h$
				南桥组	$Jx_1 n$
	长城系			雷神庙组	$Ch l$
结晶基底	滹沱系	连云山岩群	涧溪冲岩群	陈家湾岩组	$Ht c$
				斫木冲岩组	$Ht d$
				枫梓冲岩组	$Ht f$
				南棚下岩组	$Ht n$

中元古代海洋封闭沉积序列,分开了其北的扬子地块(湘中北)与其南的华夏地块(湘中南)。期末的武陵构造运动使该洋盆向北产生消减,使该谓之冷家溪群的沉积序列产生变形和低级变质作用,形成了东西向褶皱断裂隆升体,即褶皱基底。褶皱基底冷家溪群为一套浅变质具复理石韵律的砂泥质岩夹细碧角斑岩建造,是活动大陆边缘环境下的产物。

武陵运动之后,湘东北区基本上处于持续隆升状态,而南侧则开始了新一轮拉张裂陷活动,形成独特的雪峰期北高南低的古地理构造格局。隆升区浅表发生伸展活动,形成的断陷内具磨拉石沉积;南部拉张裂陷区则先后沉积了具盖层属性的新元古代板溪群、南华系和震旦系。同沉积断裂发育、岩浆活动频繁。其中,北西向常德-安仁走滑断裂此间已经形成,促使‘雪峰隆起”产生东西分异,即西侧雪峰山区新元古代—早古生代沉积盖层广布,本区则隆升加剧,缺乏沉积。

晚前寒武纪的北高南低古构造地理格局一直延续到早古生代,寒武纪地层仅沿本区南周缘沉积,与下伏震旦系为连续沉积过渡,但沉积特点发生明显改变。直至加里东构造运动才使这一格局发生重大改变。

中新生代北北东—北东向构造对本区隆升基底改造作用明显,为正相交叉叠置关系,呈现以断裂隆升、断裂沉陷、断裂-岩浆岩带为表现形式的盆-岭构造景观。

第二章　古元古代基底的确认及特征

长期以来,人们对湖南出露最老地层的认识一直只停留在中元古代冷家溪群上(湖南省地质矿产局,1982,1997;唐晓珊等,1994)。20 世纪末,随着新一轮国土资源大调查工作的开展,我们在对 1∶25 万长沙市幅、益阳市幅和 1∶5 万官渡幅、泮春幅进行区域地质调查工作过程中,相继在湘东北涧溪冲和连云山地区发现一套变质相对较深,且与冷家溪群为断层接触的古老地层(郭乐群等,2003;湖南省地质调查院,2002,2003,2004)。通过四年的努力,特别是在湖南省地质矿产勘查局所属科研项目"湘东北前寒武纪基底组成与控岩、控矿规律"深入研究的基础上,获得了地质学、岩相学、地球化学、同位素年代学和变质岩石学等方面资料,基本确认湘东北地区存在古元古代结晶基底,并将结晶基底地层划为两个岩群:涧溪冲岩群和连云山岩群。

第一节　涧溪冲岩群地质特征

一、岩石组成

涧溪冲岩群出露于湘东北浏阳市文家市,清江水库至仓溪一带,面积 150km^2 左右,周边为断层围限,以两个"岩片"的产露形式构造就位在中元古代冷家溪群中,岩片相隔约 15km,呈北东走向,属晚期构造"推覆-抽拉"作用的产物。由南棚下岩组、枫梓冲岩组、陈家湾岩组和斫木冲岩组等组成。代表性剖面分别为仓坊公路剖面("Ⅰ"号剖面(湖南省地质调查院,2002))和仓溪剖面("Ⅲ"号剖面(湖南省地质调查院,2002)),分别见图 2-1(a)、图 2-1(b)。

(一) 剖面描述

1. 仓坊公路剖面(图 2-1(a))

上覆地层:下侏罗统高家田组:长石石英砂岩、砂质页岩。

——————断　　层——————

古元古代涧溪冲岩群

南棚下岩组

32～31. 绿灰色、灰绿色绿帘阳起片岩、阳起绿帘片岩,片理发育。弱变形域岩石呈菱形—不规则的块体。　89m

30. 灰绿色块状斜长角闪岩—绿帘斜长角闪岩,厚 15～20m,岩石具花岗变晶结构、变余辉绿结构,块状结构。与寄主岩黝帘次闪石片岩、黝帘次闪石岩关系不清。　64m

29～25. 灰绿色帘石阳起透闪片岩、帘石透闪片岩、阳起绿帘片与绿帘阳起石岩不等厚互层。绿帘阳起石岩具杏仁状构造,原岩为玄武岩。　413m

24～22. 灰绿色绿帘阳起片岩、阳起绿帘片岩夹帘石透石阳起片岩。　256m

21～18. 浅灰绿色帘石透闪阳起片岩。片理极发育,揉皱、膝折强烈,见后期石英脉体和黄铁矿化,表明断层和热流作用存在。　95m

——— 断　　层 ———

17. 浅灰绿色块状—似层状绿帘阳起石岩,层内韧性剪切变形。绿帘阳起石岩有 0.5mm 左右的斜长石斑晶,细小的气孔,具杏仁状构造,原岩为玄武岩。 59.9m

16. 浅灰色、灰绿色阳起绿帘片岩夹块状阳起绿帘石岩,有不少长英质脉体充填。 112m

——— 断　　层 ———

15. 浅灰色二云母片岩夹粉砂质千枚岩(石英绢云微晶片岩),片理及千枚理上定向排列着被压扁拉长的小砾石,是断层角砾再变形的产物。具变余层理构造,原岩为泥质岩夹粉砂岩。 16m

14. 浅灰色绢云千枚岩与片理化变岩屑石英杂砂岩呈韵律相间分布,具变余层理构造,原岩为泥质岩和岩屑杂砂岩。在变岩屑石英杂砂岩中变余粒序层理构造,由上至下,粒度逐渐变细,指示倒转层序。 24m

——— 断　　层 ———

13. 深灰色、灰绿色帘石透闪阳起片岩。 82m

12. 灰绿色似层状、块状绿帘阳起石岩偶夹 1～2 层 0.5～1m 的二云母石英片岩。原岩为火山-沉积岩。 235m

——— 断　　层 ———

11～10. 浅灰—黄灰色绢云片岩、二云母片岩、绢云石英微晶片岩,夹三层似层状—扁豆体状绿帘透闪阳起石岩。绿帘透闪阳起石岩有 0.3～0.6mm 左右的斜长石斑晶,细小的气孔,具杏仁状构造,原岩为玄武岩。 106m

9～8. 浅灰绿色透闪阳起片岩,往上渐变为阳起绿帘片岩。有石英细脉充填。 127m

7. 绿灰色透闪阳起片岩与帘石透闪阳起片岩,其底部有 2m 厚的含磁铁石英岩透镜体。 119m

——— 断　　层 ———

枫梓冲岩组

6. 青灰色、浅黄灰色绢云千枚岩、石英绢云微晶片岩相间叠置。岩层片理、千枚理发育,丝绢光泽极强,构造面理上有变质矿物定向排列形成线理。与下伏岩系呈断层接触。 152m

——— 断　　层 ———

5. 深灰、黑灰色绢云千枚岩、绢云石英千枚岩。岩石千枚理、“X”剪切面理发育。岩石可呈大小不一的菱形岩块,沿千枚理、“X”剪切面有石英细脉充填。与下伏岩层呈断层接触。 75m

——— 断　　层 ———

4. 浅灰色绢云千枚岩,千枚状构造,小型膝折构造常见。顶部有 15m 宽的构造变形带,带内发育构造片理、揉皱、石英布丁与断层泥等。 159m

3～1. 青灰色绢云千枚岩。千枚理发育,具强的丝绢光泽,“X”型剪切节理发育,裂面或近侧有断层泥。尚有宽 20cm 左右的煌斑岩脉入侵充填。 335m

下伏:中元古代冷家溪群:板岩与条带状板岩互层,断层接触。

2. 仓溪剖面(图 2-1(b))

上覆地层:下二叠统:茅口灰岩、含燧石团块灰岩

——— 断　　层 ———

古元古代涧溪冲岩群

斫木冲岩组

17. 浅绿灰色、灰绿色透闪阳起片岩夹透闪片岩、斜长角闪片麻岩、糜棱岩化斜长角闪片岩。顶部有厚 18cm 左右暗色闪长岩侵入。 78m

16. 浅灰色、灰色二云母片岩、二云母石英片岩夹两层透闪片岩、阳起片岩。透闪片岩中可见长约 0.7mm 左右的放射状透闪石斑晶。 40m

15. 灰绿色、黄灰色透闪片岩夹强蚀变碳酸盐化斜长角闪岩。底部有断层。 11m

——————断　　层——————

14. 绿色、绿灰色阳起石岩。岩石中有晚期石英脉穿插。 23m

13. 黑云母片岩、黑云石英片岩夹一层斜长阳起片岩及似层状或状或透镜状强蚀变角闪斜长岩。 43m

12. 浅灰绿色黝帘阳起石片岩。矿物阳起石，呈深绿—墨绿色斜柱状晶体，岩石片状构造明显。 16m

——————断　　层——————

陈家湾岩组

11. 灰色长石二云石英片岩、长石二云母片岩、绿泥石英片岩、(黝帘)阳起石英片岩为主夹1～2 层阳起大理岩、似层状斜长角闪岩。 93m

10. 浅灰色二云母片岩、石英白云母片岩夹 2～3 层似层状—透镜状黝帘阳起石岩(黝帘透闪阳起石岩)。黝帘阳起石岩厚 0.8～5.0m，可追索长 50～1000m 不等。 39m

9. 浅灰色二云母片岩夹绿色泥石二云石英片岩。岩石呈微纹带构造，具变余层理，原岩为沉积岩。 231m

8. 浅灰色二云母石英片岩、二云母片岩互层夹绿泥二云母片岩、帘石阳起石岩。有脉状花岗闪长岩侵位。片岩微褶形成 S-C 组构，指示岩层曾发生向北西的韧性剪切活动。 468m

——————断　　层——————

7. 灰色二云母石英片岩夹绿泥云母石英片岩。顺片理面有藕节状石英脉产出。 252m

6. 浅灰色石英二云母片岩、绿泥二云母片岩夹黝帘阳起石岩透镜体。黝帘阳起石岩呈透镜状，大者延长 0.5～3.0m，小者延长 0.5～1.0m。该层底部有一走向北东的石英脉，脉宽 2～3m，断续延伸 500～600m，似断层硅化岩。在黝帘阳起石岩中采 Sm-Nd 全岩等时线年龄样一组。 271m

——————断　　层——————

4～5. 浅灰黄色二云母片岩夹绢云石英千枚岩。绢云石英千枚岩中具变余层理构造，原岩为泥质岩和粉砂岩。与上一层相比，岩性基本相同，但变形较弱，千枚状构造至板状构造。 295m

3. 浅灰色二云母片岩夹石英二云母片岩及黝帘阳起石岩。黝帘阳起石岩可见 2～3“层”，最大者厚约 30m，追索长 150 余米，最小者宽 0.3m，长 10m 左右。其间尚夹有绿泥黝帘—透闪化辉长岩扁豆体，岩石中有不连续的粗、细粒度分层，可称之为准堆晶或亚堆晶结构。该层底部发育有宽 10m 的构造片理带，尚有煌斑岩脉充填。 341m

——————断　　层——————

枫梓冲岩组

浅灰—绿灰色绿泥白云长石石英片岩夹二云石英片岩。岩石片理及膝折构造发育。在该岩系中部的绿泥石白云长石石英片岩中采 Sm-Nd 全岩时线年龄样一组。底部有一条倾向南东、宽 50m 左右的断层。 597m

——————断　　层——————

下伏：冷家溪群：灰色条带状板岩、粉砂质板岩。

(二) 岩石组合特征

涧溪冲岩群各岩组岩石组合特征如下：

1. 南棚下岩组

该岩组其上与下侏罗统呈断层接触可划分为三个岩性段。

下段:灰绿色帘石阳起石片岩、透闪阳起石片岩夹块状、似层状绿帘石阳起石岩,中部偶夹有二云石英片岩、绢云母片岩。岩石经区域绿片岩相变质,构造面理置换较彻底,依稀可见不连续的水平色纹、色带(假流纹构造),微细的气孔构造。视厚 619m。

中段:为浅—深灰色绢云绿泥千枚岩与片理化变石英杂砂岩互层。可见变余层理,岩系厚度仅 40 余米。

上段:由阳起绿帘石片岩、方解石钠长石化绿帘绿泥片岩、帘石阳起石片岩、绿帘阳起石岩、绿帘角闪岩、斜长角闪岩相堆叠组成。下部以绿帘阳起石片岩为主(变玄武质熔结凝灰岩),绿帘石阳起石岩(变玄武质凝灰岩)呈岩块混夹于片岩之中。上部:寄主岩性基本未变,深灰绿色块状斜长角闪岩、绿帘斜长角闪岩(15～20m)较发育。

经岩石地球化学(湖南省地质调查院,2002)和 SiO_2-Zr/ TiO_2 图解(图 2-2)判别,南棚下岩组古火山岩原岩为玄武岩、粗玄岩、玄武质安山岩、安山岩、玄武-安山质熔结凝灰岩、凝灰岩系。其中所夹的二云石英片岩、绢云母片岩、千枚岩原岩为泥质岩、砂岩。

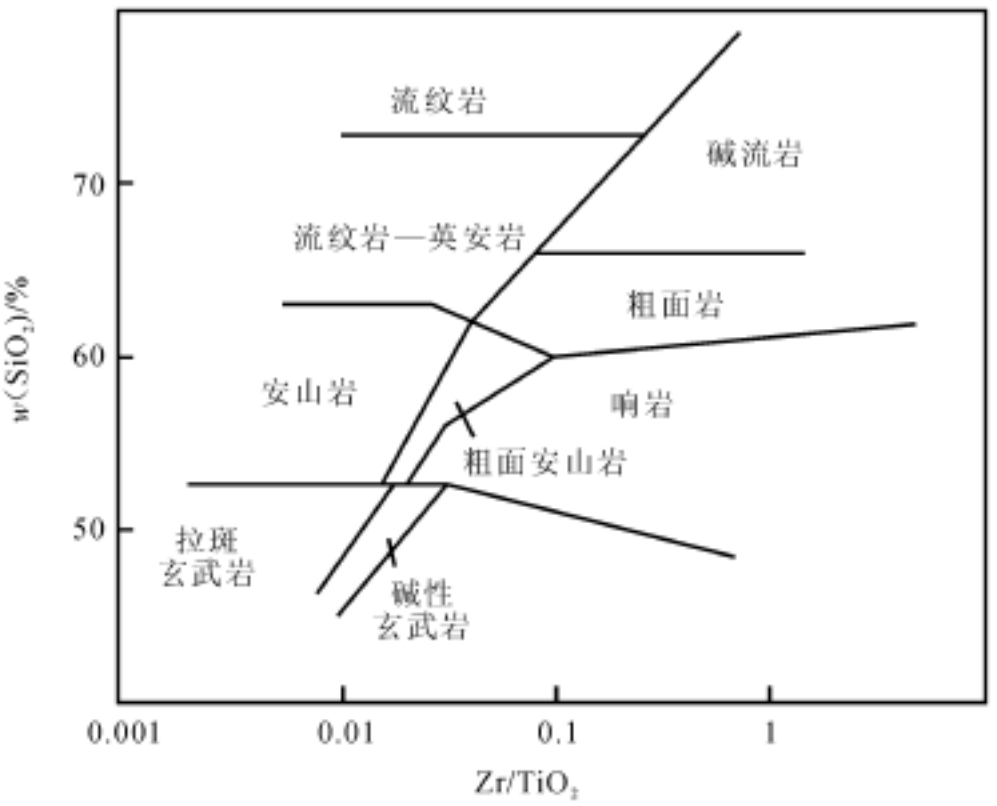


图 2-2　南棚下古火山岩 Zr/ TiO_2-SiO_2 相关图

(Winchester and Floyd, 1976)

2. 枫梓冲岩组

枫梓冲岩组主要分布在文家市南高升岭至枫梓冲一带,以石英二云片岩、二云石英片岩、绿泥长石石英片岩、绿泥白云长石石英片岩为主夹微晶片岩、石英绢云千枚岩,视厚度约 817m。

3. 陈家湾岩组

该岩组厚度最大约 1990m,大体上可分成三个岩性段。

下段:厚约 637m,浅灰色二云母片岩为主,夹 3～5 层透镜状—扁豆体状黝帘石阳起石岩,岩石片理发育。黝帘阳起石岩多呈浅灰绿色透镜体和扁豆体,宽 0.5～30m,长 5～150m,沿走向断续出现。在排定前见黝帘—透闪石化辉长岩,呈宽 5～7m 之透镜体,具

准堆晶或亚堆晶结构。

中段:灰色二云石英片岩夹绿泥云母石英片岩、绿泥二云母片岩及 1～3 个黝帘阳起石岩透镜体,厚约 523m。黝帘阳起石岩呈宽 0.2～1.0m 透镜体夹于中下部。

上段:以灰色石英二云母片岩为主,次为长石二云石英片岩、石英白云母片岩、绿泥石英片岩夹多层似层状—透镜状黝帘石化阳起石岩、阳起石大理岩及变石英闪长岩脉、花岗闪长岩脉,厚约 831m。黝帘阳起石岩可见 6～7"层",最长者断续延伸达 3000m 左右。阳起石大理岩仅见 1"层",呈似层状,变晶阳起石(48%)含量超过方解石(40%),滴盐酸起泡。

4. 斫木冲岩组

由黑云母片岩、黑云石英片岩、二云母片岩与变质超铁镁质岩构成,厚约 146m,被两条次级断裂将其分割成三段。下段:灰色黑云母片岩、黑云石英片岩与黝帘阳起石片岩、斜长阳起石片岩为主夹强蚀变斜长角闪岩。黑云母片岩与黝帘阳起石片岩之比约 1∶1。斜长石阳起石片岩多出现于中上部位,强蚀变角闪斜长岩呈构造透镜体(长 1～2m,宽 0.3～0.8m)夹于黑云母片岩之中。中段:灰绿色阳起石片岩、二云母片岩、白云母片岩互层夹透闪石片岩、斜长角闪岩。阳起石片岩片理不发育,可能是超铁镁质侵入岩。透闪石片岩中透闪石含量达 100%。上段:浅灰绿、绿灰色透闪石阳起石片岩夹透闪石片岩。顶部有片麻状角闪斜长片麻岩、糜棱岩化角闪片岩。

总之,上述岩性特征与组合明显反映涧溪冲岩群两种建造类型:沉积建造与火山建造,并具有强烈的火山活动间夹正常泥质、砂质沉积作用为特征。

二、地球化学特征

由上述可知,涧溪冲岩群实际上由变沉积岩和变火成岩二大套岩石类型组成,或独自成组、成段,或构成韵律旋回,以前者为主。变沉积岩和变火成岩类各自代表性岩石地球化学分析测试结果分别见表 2-1 和表 2-2。

(一) 变沉积岩类

1. 主元素

涧溪冲岩群各岩组中变沉积岩在主元素成分上无明显区别(表 2-1),总体上以中等的 SiO_2 含量(Al_2O_3/SiO_2 为 0.15～0.38,平均为 0.26)和 K_2O/Na_2O 比值(除个别较低外,一般在 0.91～7.59 之间,平均为 3.33)以及较高的($Fe_2O_3^* + MgO$)含量(6.52～11.37,平均为 8.65)为特征。多数样品的 CaO 含量低(小于 1.0%)而 $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ 比值高(大于 3.6)。在尼格里四面体图解和 $\log(Na_2O/K_2O)$-$\log(SiO_2/Al_2O_3)$图解中(湖南省地质调查院,2002,2004),样点主要落入泥质岩区,个别落入次长石砂岩区,表明其原岩为一套泥质沉积岩。

2. 稀土元素和微量元素

各岩组岩石稀土元素特征基本一致(表 2-1),稀土总量 142.73×10^{-6}～318.43×10^{-6},平均为 217.83×10^{-6},属轻稀土富集,δEu0.57～0.75,平均 0.66,铕中度亏损,重稀土平坦为特征,样品无铈异常。各岩组稀土元素球粒陨石配分型式(图 2-3)均为右倾斜雁型,并具良好的一致性,表明其物源相近或相同。稀土曲线与北美页岩(NASC)(Gromet L P, et al., 1984)和后太古宙平均页岩(PAAS)(Taylor S R, et al., 1985)的相当,而与太古宙沉积岩 AAS(Taylor, et al., 1981)有显著不同。

表 2-1　涧溪冲岩群变沉积岩化学主元素(w_B/ %)、微量元素(w_B/ 10^{-6})和稀土元素(w_B/ 10^{-6})分析结果

岩性	云母片岩				长英质片岩				绢云母千枚岩			砂质千枚岩		
样号	39-1	25-2	涧-5	金-1	22-1	22-2	19-1	指-1	26-4	罗-1	路-1	3-1	1-1	45-1
SiO_2	62.42	58.04	70.88	61.92	68.9	65.0	59.80	59.62	67.36	62.58	66.02	74.67	56.48	61.28
TiO_2	0.81	0.94	0.80	0.92	0.75	0.82	0.83	0.90	0.84	0.90	0.80	0.67	1.01	0.87
Al_2O_3	17.12	20.19	13.46	18.94	15.18	16.10	19.22	16.98	15.30	17.92	15.39	11.23	21.46	19.06
Fe_2O_3	3.05	6.00	2.79	3.08	1.68	1.14	4.67	3.38	3.42	1.23	0.84	2.12	3.30	6.29
FeO	4.44	2.60	2.66	4.34	3.94	5.00	3.50	4.64	2.88	6.34	6.80	3.60	4.50	1.12
MnO	—	0.04	0.04	0.10	0.06	0.06	0.07	0.09	0.10	0.07	0.08	0.05	0.05	—
MgO	2.30	1.68	1.35	1.66	1.44	2.07	2.07	3.69	1.48	1.55	1.89	1.44	2.46	1.00
CaO	1.75	0.22	0.49	0.14	0.44	0.51	0.22	1.04	0.07	0.76	0.35	0.15	0.22	0.29
Na_2O	3.02	0.54	0.73	0.56	2.55	2.09	0.68	0.63	2.23	1.15	1.46	1.16	0.90	3.97
K_2O	0.23	3.74	2.89	3.66	2.33	3.39	3.86	4.78	1.83	3.88	3.82	1.78	4.35	0.32
P_2O_5	0.10	0.13	0.13	0.14	0.19	0.19	0.06	0.16	0.13	0.15	0.16	0.06	0.11	0.07
Rb	172.0	97	144	144	91	88	174	236	126	151	109	102	79	213.0
Sr	23.0	8.0	13.8	42.5	50.9	41.4	38	36.5	25.0	33.6	35.7	49.0	22.0	20.0
Ba	329	390.0	435.0	474.0	315.2	365.0	393.0	725.0	453.0	469.0	408.0	325.0	358.0	394
Th	12.0	12.6	10.8	13.8	15.0	14.0	18.9	15.6	8.4	11.8	11.4	11.2	20.4	16.9
Ta	1.2	1.1	1.08	1.03	4.1	4.1	0.8	0.95	1.8	1.21	0.97	1.1	0.4	1.5
Nb	13.6	15.0	15.3	18.0	14.7	10.0	17.4	16.9	14.0	1.0	14.2	13.6	9.8	15.9
Ni	51.8	29.2	33.2	38.6	20.0	20.0	43.8	37.3	47.8	36.5	35.2	30.2	37.1	32.5
Zr	182	285.0	247.0	222.0	108.2	209.8	226.0	204.0	187.0	223.0	218.0	213.0	196.0	207
Hf	6.1	8.0	6.5	5.9	—	18.2	6.7	4.8	6.7	5.5	5.5	5.5	5.4	5.8
Sc	25.2	16.9	11.4	18.1	7.0	7.0	23.9	15.4	24.5	16.3	14.2	9.5	8.0	20.0
V	128.0	90.0	89.0	132.0	30.0	30.0	158.0	130.0	152.0	118.0	102.0	99.0	75.0	126.0
Cr	177.0	86	218	170	50	50	127	145	131	251	282	142	142	109.0
La	33.51	42.11	40.26	39.27	39.6	40.9	41.21	25.24	39.61	35.02	31.49	26.61	26.62	90.11
Ce	73.20	83.59	80.75	85.65	68.6	56.4	72.41	71.77	82.60	78.98	72.52	47.44	45.08	65.10
Pr	7.95	10.67	9.68	10.24	9.10	9.10	10.00	6.72	10.28	9.18	8.21	6.64	6.58	20.26
Nd	30.04	42.74	35.54	38.47	35.70	31.20	37.81	24.95	38.25	35.00	32.21	24.34	24.31	72.66
Sm	5.64	8.63	6.58	7.32	8.20	8.70	7.34	4.97	7.36	6.74	6.30	4.47	4.57	10.58
Eu	1.12	1.43	1.22	1.37	1.45	1.82	1.43	0.89	1.46	1.26	1.19	0.93	0.83	1.78
Gd	4.98	7.86	5.72	6.51	7.00	7.20	6.71	4.24	6.42	5.89	5.47	3.90	3.83	7.21
Tb	0.80	1.25	0.91	1.06	1.05	1.03	1.14	0.76	1.05	0.96	0.90	0.67	0.60	1.10
Dy	4.91	7.74	5.50	6.53	6.46	6.16	7.13	4.98	6.65	5.77	5.57	4.24	3.73	6.34
Ho	0.95	1.49	1.07	1.30	1.53	1.53	1.35	1.05	1.22	1.13	1.08	0.83	0.71	1.28
Er	2.76	4.43	2.93	3.71	4.12	4.00	3.89	3.14	3.51	3.22	3.10	2.52	2.12	3.66
Tm	0.47	0.73	0.48	0.61	0.66	0.63	0.65	0.56	0.57	0.54	0.51	0.60	0.35	0.62
Yb	2.82	4.42	2.98	3.80	3.62	3.00	3.99	3.39	3.60	3.43	3.21	2.59	2.18	3.65
Lu	0.44	0.69	0.48	0.58	0.61	0.59	0.61	0.53	0.55	0.54	0.49	0.40	0.34	0.56
Y	25.96	43.57	30.07	36.94	43.50	35.40	38.41	29.86	35.47	31.65	29.08	24.26	20.88	33.52
δEu	0.69	0.57	0.65	0.65	0.62	0.75	0.67	0.63	0.70	0.61	0.68	0.73	0.65	0.64
∑REE	196	261	224	243	231	208	234	182	238	219	201	150	143	318
Al_2O_3/ SiO_2	0.27	0.34	0.19	0.31	0.22	0.25	0.32	0.28	0.23	0.29	0.23	0.15	0.38	0.31
K_2O/ Na_2O	0.08	6.93	3.96	6.54	0.91	1.62	5.68	7.59	0.82	3.37	2.62	1.53	4.83	0.08
Al_2O_3/ (Na_2O + CaO)	3.59	26.57	11.03	27.06	5.08	6.19	21.36	10.17	6.65	9.38	8.50	8.57	19.16	4.47
$FeO^{※}$ + MgO	9.48	9.67	6.52	8.77	6.89	8.09	9.77	11.37	7.43	9.00	9.44	6.95	9.93	7.77

注：39-1、45-1、22-1、22-2、25-2、26-4 枫梓冲岩组，指-1、金-1、罗-1、路-1、19-1 陈家湾岩组，1-1、3-1、涧-5 斫木冲岩组。$FeO^{※}$示全铁。样品分析测试：湖北省地矿局实验研究所实验室。

表 2-2　涧溪冲岩群变火山岩主元素(w_B/ %)、稀土元素(w_B/ 10^{-6})和微量元素(w_B/ 10^{-6})分析结果

岩性	绿帘阳起石(片)岩									阳起绿帘石(片)岩						斜长角闪岩	
样号	16-2	14-2	涧-1	涧-2	Ⅰ-27	Ⅰ-31	Ⅱ-11	Ⅱ-10	12	Ⅰ-9-1	Ⅰ-9-2	Ⅱ-8	4	Ⅰ-24	Ⅱ-1	11	Ⅱ-42
SiO_2	57.68	58.80	47.64	50.29	52.38	52.2	50.02	51.75	50.83	54.66	53.72	53.22	53.52	53.49	53.22	49.64	50.11
TiO_2	0.84	0.74	0.41	0.43	0.78	0.76	0.34	0.46	0.31	0.76	0.65	0.54	0.69	0.66	0.87	0.71	0.41
Al_2O_3	15.83	13.87	7.12	5.70	14.76	14.22	6.77	16.85	15.17	12.86	12.85	11.24	14.82	13.84	14.78	13.23	16.11
Fe_2O_3	4.67	1.62	2.26	1.84	1.05	1.91	1.34	1.44	1.01	2.19	2.11	0.79	2.44	2.52	2.02	1.96	1.56
FeO	6.16	7.02	8.54	8.40	7.78	7.13	8.69	5.58	6.63	7.39	6.82	6.68	6.72	6.48	8.44	7.78	6.17
MnO	0.14		0.18	0.18	0.15	0.16	0.16	0.12	0.15	0.18	0.16	0.15	0.15	0.15	0.17	0.17	0.15
MgO	3.86	5.81	21.04	21.50	6.93	7.99	20.47	8.93	9.96	6.49	7.64	11.89	7.18	8.25	6.07	8.54	8.5
CaO	4.71	4.67	6.18	6.82	6.11	9.3	3.55	6.58	9.84	9.27	9.65	9.24	7.17	9.14	7.22	8.36	11.8
Na_2O	2.04	1.70	0.37	0.20	4.12	2.02	0.25	2.68	1.92	2.54	2.03	0.68	3.81	1.72	3.94	3.14	0.77
K_2O	2.04	1.69	0.29	0.12	0.34	0.69	0.87	1.59	0.53	0.5	0.30	0.53	0.72	0.07	0.35	0.4	0.04
P_2O_5	0.12	0.09	0.04	0.04	0.05	0.07	0.02	0.01	0.06	0.08	0.07	0.04	0.07	0.07	0.09	0.07	0.11
灼失量	7.19	2.30	7.88	5.90	8.04	3.76	-	4.56	1.94	1.68	2.47	2.96	5.31	3.82	2.98	9.64	3.66
Rb	120.0	84.0	0.70	1.30	25	30.1	61.2	62.8	25.0	2.0	6.60	17.5	10.0	49.4	45.6	9.0	10.1
Sr	190.2	73.0	7.70	9.10	115	96.3	100	55.7	128.0	82.9	120	42.5	106	111	114	59.5	100
Ba	309.4	316.0	30.0	30.0	128	155	80	410	89.5	34.4	3.5	88	127	182	98	43.6	259
Th	9.00	9.90	7.60	6.20	2.1	2.6	6.9	4.9	1.40	1.6	6.6	5.5	3.75	2.9	6.1	2.32	6.6
U	/	/	※	※	1.2	1.1	0.1	0.3	1.01	1.0	0.5	0.4	1.27	1.6	0.6	1.10	2.4
Ta	4.10	0.30	0.15	0.36	0.51	0.41	0.35	0.38	0.35	0.4	0.23	0.25	0.20	0.3	0.34	0.48	0.3
Nb	7.70	11.20	4.4	4.60	6.3	5.4	2.3	4.3	4.40	6.3	6.20	4.9	2.5	3.9	6.3	2.0	7.3
Ni	20.0	36.70	214.0	221.0	370	171	454	136	82.6	98	124	256	81.5	93.3	16.4	127	11.3
Zr	288.2	191.0	49.0	53.0	59.6	74	90.0	80.0	54.30	46.4	93.0	70.0	86.9	61.1	74.0	67.1	100
Hf	/	5.80	0.70	1.40	2.6	2.6	3.3	1.9	2.30	2.9	4.4	4.3	3.31	2.7	4.6	1.50	4.3
Sc	3.00	16.4	24.80	26.60	38.4	44.2	44	44.1	29.70	36.2	37	40.3	43.6	38.2	34	41.6	35
V	20.0	118.0	133.0	142.0	250	220	130	140	191.0	235	190	180	236.0	237	250	238	300
Cr	30.0	316.0	2691.0	2485.0	370	171	1334	445	808.0	352	475	1030	269.0	393	581	160	16.5
La	18.30	30.82	3.23	3.29	10.2	8.56	9.30	9.06	5.06	8.74	12.7	9.84	12.45	9.74	13.1	7.59	4.91
Ce	39.40	62.37	6.58	5.48	18.4	16.2	5.89	13.2	12.45	15.3	22.7	14.5	29.77	9.74	23.8	15.76	12.02
Pr	2.36	3.02	2.20	1.55	2.42	2.07	1.45	2.11	2.42	1.45	1.91	2.08	3.28	2.09	3.26	2.27	2.14
Nd	19.71	28.82	4.22	4.26	11.2	10.2	6.34	9.09	6.38	9.52	12.4	9.17	12.77	17.9	14	8.91	5.74
Sm	4.30	5.52	1.19	1.21	2.68	2.36	1.17	1.82	1.57	2.49	2.66	2.17	3.01	9.59	2.89	2.29	1.39
Eu	1.15	1.11	0.31	0.29	0.63	0.69	0.37	0.63	0.50	0.68	0.74	0.63	0.90	0.61	0.88	0.74	0.46
Gd	4.30	4.96	1.37	1.50	3.11	3.08	1.16	2.54	1.78	3.03	3.43	2.63	3.52	3.14	4.19	2.73	1.60
Tb	0.66	0.80	0.24	0.26	0.51	0.50	0.18	0.43	0.34	0.52	0.57	0.46	0.60	0.50	0.67	0.48	0.26
Dy	4.01	4.91	1.65	1.76	3.29	3.36	1.14	2.70	2.18	3.43	3.63	6.17	3.82	2.92	4.26	3.09	1.75
Ho	1.01	0.98	0.34	0.36	0.63	0.69	0.24	0.54	0.45	0.70	0.79	0.56	0.79	0.60	0.86	0.65	0.34
Er	1.68	2.12	1.34	1.20	1.82	1.99	0.70	1.60	1.78	1.99	2.00	1.75	2.28	1.77	2.52	1.88	1.01
Tm	0.42	0.49	0.17	0.18	0.28	0.29	0.14	0.25	0.22	0.31	0.30	0.27	0.36	0.28	0.39	0.30	0.17
Yb	2.29	2.83	1.00	1.06	1.72	1.79	0.96	1.53	1.34	1.97	1.75	1.71	2.28	1.75	2.39	1.89	1.05
Lu	0.36	0.24	0.26	0.29	0.25	0.28	0.15	0.25	0.32	0.31	0.31	0.25	0.37	0.28	0.35	0.30	0.27
Y	24.08	26.91	9.62	10.46	18.7	23.1	19.3	36.6	12.26	25.1	27.6	24.3	26.03	23.5	24.1	19.3	20.27

注:14-2、16-2 陈家湾岩组,涧-1、涧-2 斫木冲岩组,Ⅰ-9-1、Ⅰ-9-2、Ⅰ-24、Ⅰ-27、Ⅰ-31、Ⅱ-1、Ⅱ-8、Ⅱ-10、Ⅱ-11、Ⅱ-42、4、11、12 南棚下岩组。※空白表示该项未分析。样品分析测试:湖北省地矿局实验研究所实验室。

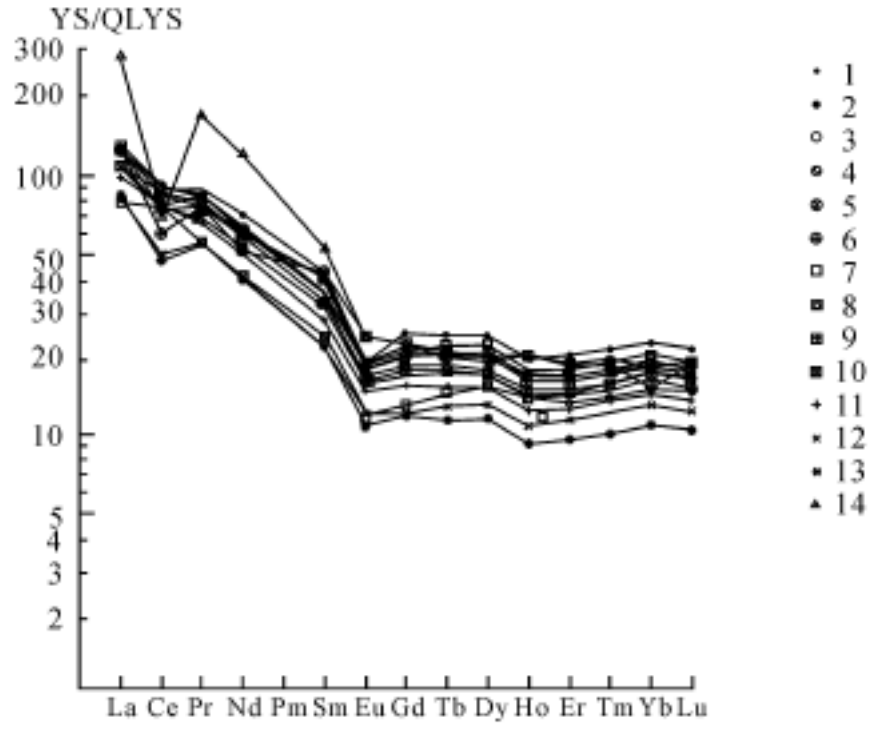


图 2-3　变沉积岩稀土元素配分曲线图

1～14 分别为表 2-1 中 39-1,25-2,涧-5,金-1,22-1,22-2,19-1,指-1,26-4,罗-1,路-1,3-1,1-1,45-1

微量元素以富 Cr、Sc、Zr、Hf,贫 Ba、Ni、Sr、Ta、Nb 为特征,尤 Sr 含量大大低于地壳平均丰度值。Sr、Ba 仅为地壳均值的 1/ 12,而非活动元素和高强场元素如 Th、Ta、Zr 等高于克拉克值,原始地幔标准化曲线与典型的后太古宙平均页岩(PAAS)和上陆壳相似(湖南省地质调查院,2002,2004)。

3. 构造环境

各岩组变沉积岩中的 SiO_2、La、Th、Sc、Th/ Sc、La/ Sc、LREE/ HREE 等组分及其比值显然与上陆壳组分相当,显示受陆壳演化的制约。M.R.Rhatia (1983)、B.P.Roser (1986)认为,利用碎屑岩的化学成分,特别是微量元素成分判别构造环境,各岩组变质碎屑岩样点在 La-Th-Sc 图解(图 2-4)和 Th-Co-Zr/ 10 图解(图 2-5)中除极个别样点落入活动大陆边缘区外,绝大多数样点落入大陆岛弧区。其稀土元素特征亦介于 M.R.Bhatia (1986)的大陆岛弧与大陆边缘杂砂岩之间,而元素对比值的平均值更接近于大陆岛弧杂砂岩。这说明涧溪冲岩群变质沉积岩形成于岛弧环境。

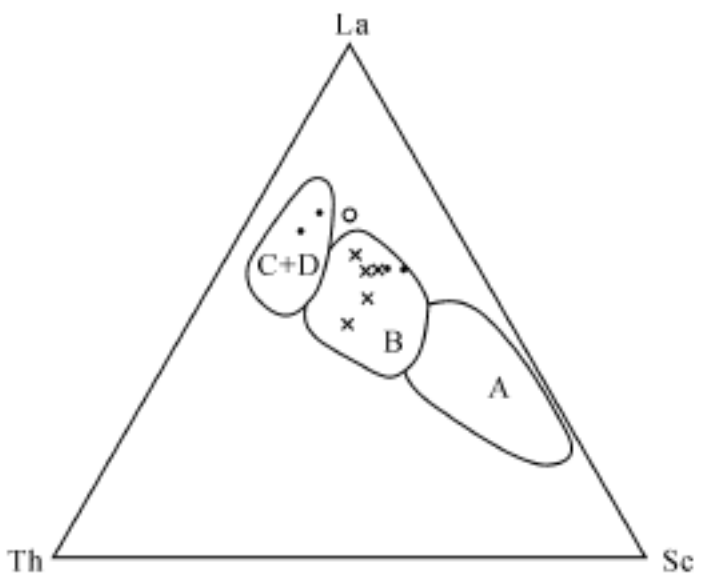


图 2-4　杂砂岩构造环境 La-Th-Sc 图解

● 枫梓冲岩组;× 陈家湾岩组;○矾木冲岩组;A—大洋岛弧;B—大陆岛弧;C—活动大陆边缘;D—被动大陆边缘

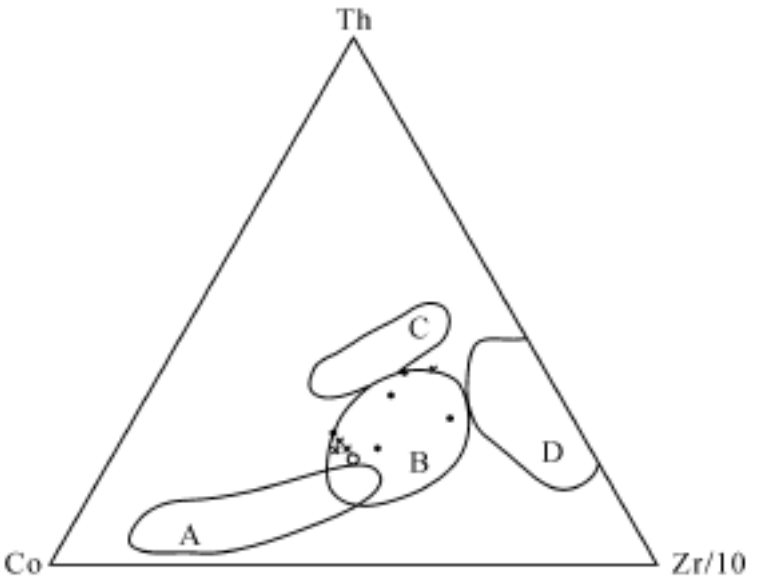


图 2-5　杂砂岩构造环境 Th-Co-Zr/ 10 图解

(据 Bhatia 等,1986)

图例同图 2-4

(二) 变火山岩类

涧溪冲岩群变火成岩主要岩石类型有黝帘石-阳起石岩、黝帘透闪石岩、帘石黑云角闪岩、阳起透闪石片岩、变玄武岩、阳起绿帘石片岩、透闪石化辉长岩、斜长角闪岩等,经岩石地球化学判别,形成于洋壳环境。下面主要以南棚下岩组为代表进行阐述。

1. 主元素

绿帘石阳起石岩、绿帘阳起石片岩、阳起绿帘石片岩类的主元素变化范围是 SiO_2: 50.11～54.66(w_B/ %,下同),变化范围较小,均一性较好, TiO_2: 0.34～0.81 平均 0.65, Al_2O_3: 11.24～16.85, MgO 6.46～11.89 平均 8.01, $FeO^{※}$/ MgO > 1 的样品占 4/ 5, CaO 平均含量 7.82, K_2O 0.3～1.59。在 *A-F-M* 和 $FeO^{※}$-$FeO^{※}$/ MgO 图解(湖南省地质调查院, 2002,2004)中,样点都落入大洋拉斑玄武岩区。唯透闪石绿帘石片岩(Ⅱ-11)高 MgO (20.47)、低 Al_2O_3、TiO_2,与低 K 洋中脊拉斑玄武岩的化学成分相当,在 Al_2O_3-$FeO^{※}$/ ($FeO^{※}$ + MgO)图(湖南省地质调查院, 2002, 2004)中落入科马提岩区。

2. 微量元素和稀土元素

Rb、Ba、La 等大离子亲石元素相对富集,高强场元素 Th、Nb 含量高, Ta、Zr、Hf、Y 等相对于 Ti、P 的丰度高, La/ Nb > 1, $(La/Nb)_N$ = 2.19～4.1, $(La/Sm)_N$ = 1.92～2.47, Zr/ Nb = 10.8～13.7, Th/ Y 值 > 1, Ti/ Y 值 202～417, 平均 271.8(仅透闪石-绿泥石片岩为 124), Ti/ V 值变化在洋底玄武岩(20～50)范围内。在 Zr/ Y-Zr 图解(图 2-6)中,样品落入 MORB 与 IAB 重叠区及近侧,表明火山岩形成于大洋背景。

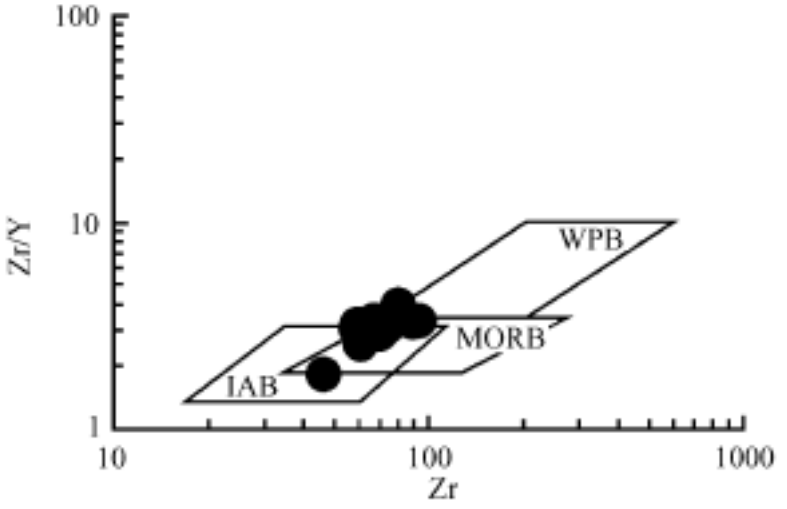


图 2-6　南棚下古火山岩 Zr/ Y-Zr 相关图

(据 Pearce 等, 1980)

WPB—板内玄武岩区; MORB—大洋玄武岩区; IAB—岛弧玄武区

微量元素原始地幔标准化曲线(图 2-7)上有 Rb、Th 的高峰, Zr、Hf 的正异常, Sr、P、Ti 的低谷。Th 的强富集, Nb 不亏损又无 Hf、Zr 的负异常,表明它不同于典型的岛弧玄武岩, La/ Nb 值 > 1 及 Ti 的负异常显示它也不同于弧后盆地玄武岩。

总之,高强场元素 Th、Nb 的丰度及 La/ Nb、$(La/Nb)_N$、$(La/Sm)_N$ 等值都高于冷家溪群南桥组辉绿-玄武岩类及 N-MORB 的范围。在 Th/ Yb-Nb/ Yb 图解(湖南省地质调查院, 2002,2004)中样点投影在 N-MORB 平均成分之上岛弧玄武岩区的右边,表明源区的富集趋势。

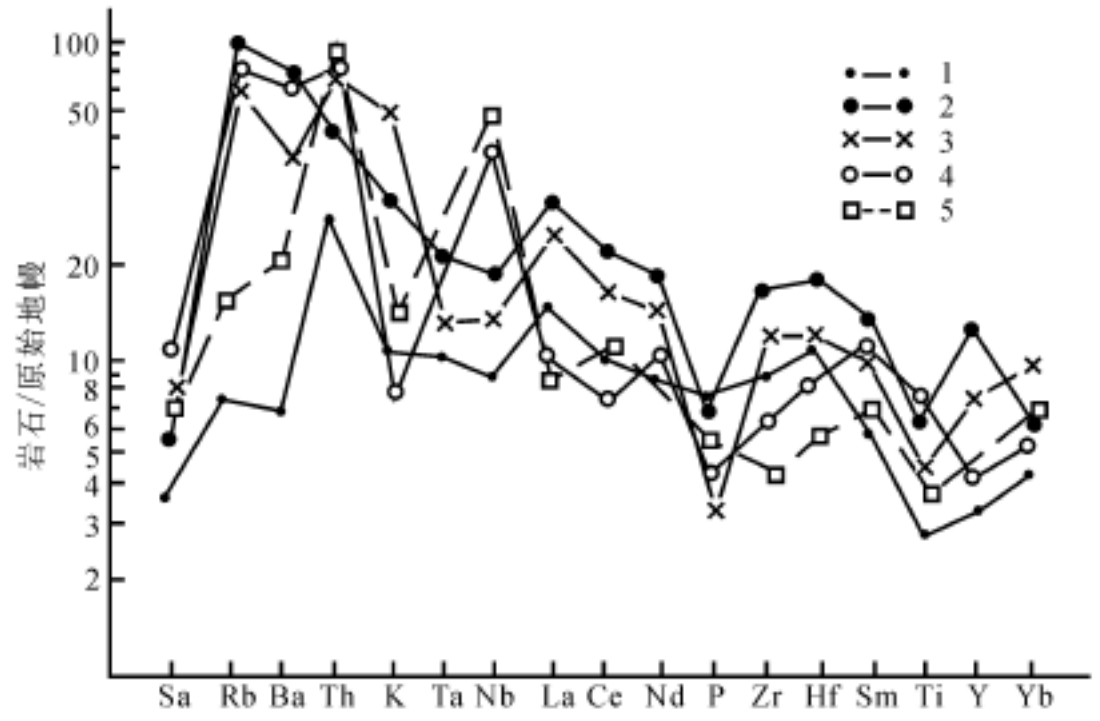


图 2-7　南棚下古火山岩微量元素蛛网图

(据 Wood, 1979)

1～5 分别为表 2-2 中Ⅰ-9-1、Ⅰ-24、Ⅱ-1、Ⅱ-8、4

稀土总量:透闪绿帘片岩最低 40.13×10^{-6}, δEu = 0.97, 铕无亏损;绿帘阳起石(片)岩、阳起石绿帘石片岩, REE(49.88～78.8)$\times10^{-6}$, La/Nb = 2.19～4.1, 轻重稀土分馏微弱, δEu = 0.71～0.91, 微弱负铕异常。球粒陨石标准化稀土模式近于平坦(图 2-8), 与冷家溪群南桥组高度亏损 N-MORB 稀土配分模式差异明显。透闪石绿帘石片岩可能是原岩的部分熔融程度较高, 也可能是玄武岩浆分离出来的堆晶岩。

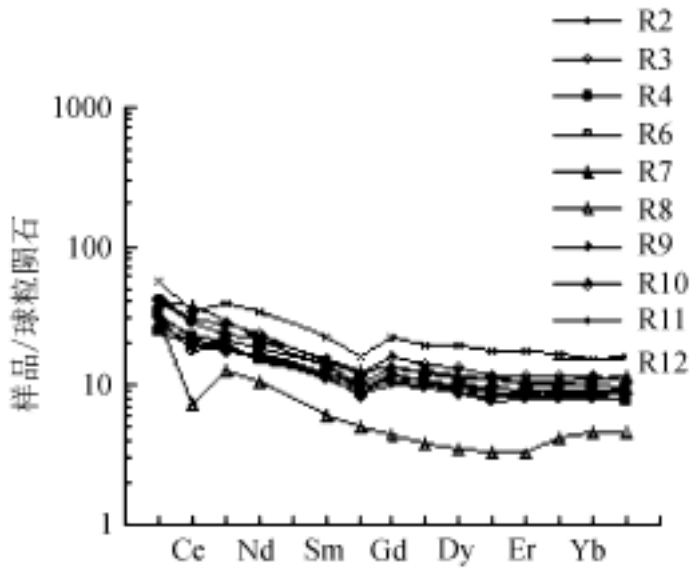


图 2-8　南棚下古火山岩稀土元素分布型式图

R2～4 分别为Ⅱ-8、4、Ⅰ-24; R6-7 分别为Ⅱ-10、涧-1; R8 为Ⅱ-11; R9～11 分别为Ⅰ-27、Ⅰ-31、12; R12 为Ⅱ-42

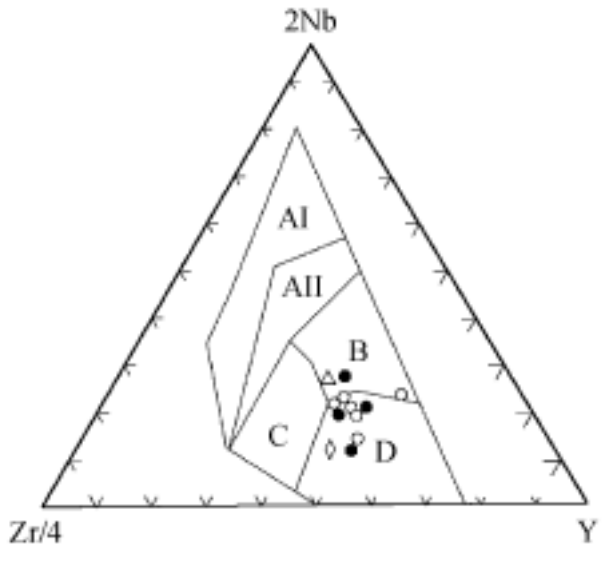


图 2-9　南棚下古火山岩 2Nb-Zr/4-Y 图解

AⅠ、AⅡ—板内碱性玄武岩区; AⅡ、C—板内玄武岩; B—富集型 MORB; C、D—岛弧玄武区; ◇阳起石绿帘石片岩; ●绿帘石阳起石片岩; ○透闪石绿泥石片岩; △斜长角闪岩

3. 构造环境

岩石化学成分的主要特征是低 K_2O、Al_2O_3, Th、Nb 较富集, 而无 Zr、Hf 的负异常, La/Yb 值 > 1 等特征与岛弧、弧后盆地玄武岩相区别。经 Zr/Y-Zr 图(图 2-6)判别, 样品都落在 MORB 与 IAB 相重叠的区域或近侧, 在 2Nb-Zr/4-Y 图(图 2-9)中, 4/5 样品落入 D 区, 1/5 样品落入 B 区。在 $(Tb/Ta)_N$-$(Th/Ta)_N$ 图(图 2-10)中样点主要落入 OIA 区为 Mariana 型

内弧玄武岩,少数样点落在 IAB 线的下方。在 Cr-Y 图(图 2-11)中,3/4 样点落入洋内岛弧区或与 VAB 的边线上,表明南棚下古火山岩可能形成于洋内弧向岛弧过渡的构造环境。

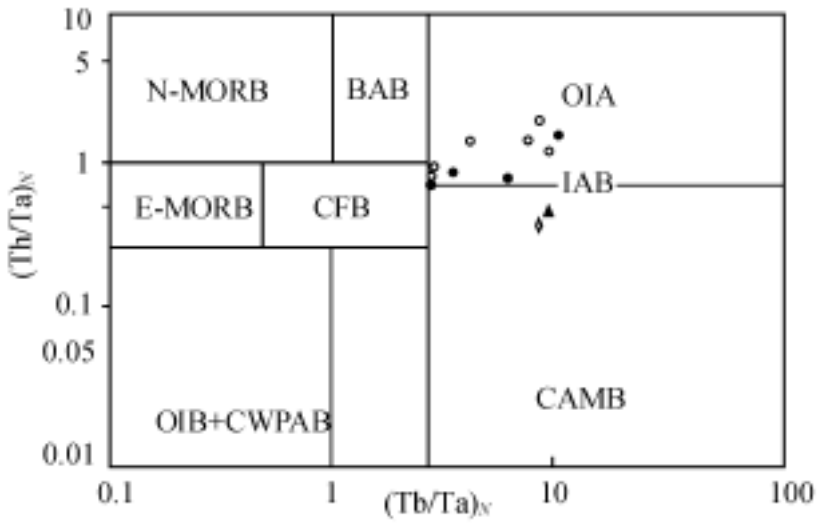


图 2-10　南棚下古火山岩(Tb/Ta)$_N$-(Th/Ta)$_N$ 图解

N-MORB—正常 MORB; E-MORB—异常 MORB; BAB—弧后盆地玄武岩; CFB—大陆溢流玄武岩; OIA—Mariana 型洋内弧玄武岩; IAB—岛弧玄武岩; OIB—洋岛玄武岩; CW-PAE—大陆板内碱性及过渡玄武岩;CAMB— 大陆活动边缘玄武岩。图例同图 2-9

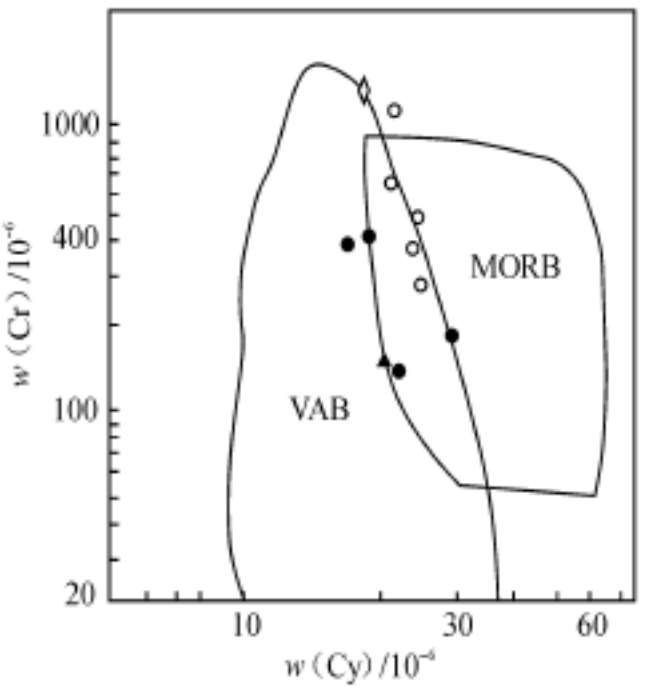


图 2-11　南棚下古火山岩 Cr-Y 图解

VAB—岛弧玄武岩; MORB—大洋玄武岩;图例同图 2-9

三、变质作用

(一) 岩相学特征

湘东北涧溪冲岩群是一套区域变质和韧性剪切变形变质的复变质岩,属绿片岩相。根据岩石组分、变余结构构造特征,可将其分成变基性火山岩和变质沉积岩两个大类。

1. 变基性火山岩组合

此类岩石在南棚下岩组中最为典型,其余岩组中呈脉状产出。常见的岩石类型有阳起石-绿帘石(黝帘石)岩、透闪石片岩、阳起石片岩、绿帘石-阳起石岩、阳起石-绿帘石(黝帘石)片岩、斜长角闪黑云母岩和斜长角闪岩等。恢复原岩为熔结凝灰岩、玄武岩、富铁镁质基性火成岩。

(1)阳起石-绿帘石(黝帘石)片岩、绿帘石(黝帘石)-阳起石(片)岩

灰绿色致密块状,具显微纤状变晶结构,局部变余晶屑结构、变余凝灰结构、变余假流纹构造,部分岩石具定向片状构造。主要变质矿物为阳起石、绿帘石,次要变质矿物为绿泥石、石英、云母及少量斜长石斑晶屑残余。粒柱状变晶阳起石颗粒较粗,粒径 0.2～0.8mm 不等;绿帘石(黝帘石)变晶粒径较小,一般 $d<0.001$mm;纤状阳起石变晶与隐晶尘状绿帘石(黝帘石)常呈团块或条纹产出。团块或条纹为火山凝灰质塑变波屑,浆屑压扁拉长,经重结晶而成,可见没有蚀变完全的斜长石晶屑,保留有斜长晶屑外形和双晶特征。

具斑状变晶结构的岩石,变斑晶含量 5%～20%不等,成分为阳起石变晶或阳起石与绿帘石(黝帘石)变晶集合体,变晶大小在 0.5～3mm 之间,集合体外形保留了原基性斜长石宽板状自形晶形,围绕此晶形外有一圈宽约 0.2mm 的海绵边。其成分为更细的绿帘石尘状物和泥质物的混合体,基质阳起石纤状变晶杂乱-半定向分布,其间夹有微晶-隐晶的绿帘石变晶、石英变晶及绿泥石鳞片变晶。阳起石变晶粒度 $d<0.1$mm,绿帘石变晶更细,绿帘石尘

状物和微晶往往呈小团块集合体状,部分岩石集合体团块外圈有净边发育,净边为石英,外形轮廓为斜长石宽板状自形晶。

(2)透闪石片岩

具粒状纤柱状变晶结构,变斑状结构,片状构造。变质矿物组合透闪石 + 阳起石 + 黝帘石,岩石主要由变晶新生的纤柱状透闪石及细小粒状黝帘石,少量黄铁矿、石英、阳起石等定向排列分布组成。变斑晶透闪石因动力变质呈椭圆状、眼球状(照片 2-1),大小 $a = 0.4\text{mm}$, $b = 0.2\text{mm}$。有的变斑晶之间单双晶纹明显变形弯曲或折断。



照片 2-1　透闪石眼球状斑晶(×12)

(3)斜长角闪黑云母岩

产于沙坝下等地。具柱粒状鳞片变晶结构,及变余嵌晶包含结构,块状构造。变质矿物组合,斜长石 + 黑云母 + 角闪石 + 石英。主要矿物斜长石(40%)、黑云母(28%)、角闪石(20%);次要矿物石英、绿帘石(黝帘石)(2%)、方解石(4%)。角闪石,褐色,柱状,具多色性和吸收性,N_g'——暗褐色、N_m'——褐色、N_p'——浅褐色,$N_g' > N_m' > N_p'$,发育一组解理,$N_g' \wedge C = 18°\sim22°$,正延性,多数向绿色种属过渡或变为绿色种属粒径 $0.2\times0.4\sim1\times8\text{mm}^2$。在部分角闪石晶体内残留有浑圆形橄榄石嵌晶假象。据此恢复原岩成分应属辉石岩类。

黑云母:板片状、条状,经常交代角闪石,N_g'——褐色、N_p'——浅黄。呈条带富集定向分布,粒径 $0.1\times0.2\sim0.8\times4\text{mm}^2$。

斜长石:自形—半自形粒状,板状,可见钠氏双晶,多数被帘石、绢云母等交代,粒径 $0.2\times0.4\sim1.2\times1.6\text{mm}^2$。

(4)斜长角闪岩类

区内主要包括细中粒斜长角闪岩和浅色细粒斜长角闪岩两个岩石类型。在退变质过程中,斜长石蚀变为绢云母和绿帘石,并产生钠长石,普通角闪石蚀变为绿泥石、黑硬绿泥石。在雷公糙可见由灰黑色细中粒斜长角闪岩(碎斑)和浅灰色细粒斜长角闪岩构成的角闪岩角砾岩。

细中粒斜长角闪岩:板柱状变晶结构,块状构造,主要矿物有斜长石、普通角闪石;次要矿物有绿泥石、石英;副矿物有方解石等。斜长石:长板状,粒度在 $1.5\times0.3\sim0.2\times0.1\text{mm}^2$,斜长石半自形—自形,且构成近三角形的孔隙,为变余辉绿结构。斜长石大部分已蚀变为绢云母和绿帘石,在斜长石假象外包围有钠长石,可见小双晶,钠长石是在退变质过

程中形成的。普通角闪石短柱状,自形程度不如斜长石,粒度 1.2×0.8～0.3×0.2mm^2,褐色,多色性明显,N_g'——暗褐,N_p'——淡褐,正高突起,可见两组完全菱形解理,$N_g' \wedge C$ = 16°～20°,集中在 18°左右,正延性,其中有绢云母、绿帘石包裹体。在Ⅲ-2-4 号样斜长角闪岩中,镜下可见角闪石具环带结构。

浅灰色细粒斜长角闪岩:柱粒状变晶结构,块状构造,主要矿物有斜长石、绿泥石、石英、普通角闪石。斜长石,柱状,半自形—自形,自形程度高,在斜长石之间充填其它矿物,为变余辉绿结构,粒度 0.5×0.25mm^2,无色,最高干涉色Ⅰ级灰。斜长石 80%都已蚀变为绢云母和绿帘石,使表面混浊,且产生少量钠长石。绿泥石沿边缘和解理交代普通角闪石,系晚期退变质产物。矿物组合为斜长石 + 普通角闪石 + 石英,属角闪岩相。据其结构构造判断其原岩可能为辉绿岩。

2. 变质沉积岩组合

(1)泥质变质岩类

以富含白云母及石英为特征,为各类白云母片岩、白云石英片岩、绢云石英千枚岩等。岩石类型主要以千枚岩类为主。

a. 绢云石英千枚岩

岩石为灰—浅灰白色,显微鳞片变晶结构,千枚状构造。主要矿物为新生的显微鳞片状绢云母、黑云母雏晶及细粉砂级石英碎屑。它们作明显的优先定向排列,其中石英因韧性剪切略有压扁拉长;板劈理有微细褶皱现象,大致具膝折雏形。

b. 二云石英片岩、二云母片岩

显微鳞片花岗变晶结构,片状构造。变晶新生的云母鳞片和重结晶的石英颗粒作明显的定向排列,而且云母鳞片呈连续条纹或条带状定向产出。

c. 绿泥石英片岩

鳞片花岗变晶结构,片状构造。变质矿物组合为石英 + 绿泥石 + 黑云母 + 黝帘石 + 榍石。主要矿物石英 50%、绿泥石 39%;次要矿物黑云母 5%、黝帘石 5%;副矿物榍石几粒。绿泥石黑云母鳞片作明显的定向分布;石英常见压扁拉长,粒径大小 0.03～0.25mm 左右,定向排列。沿片理或微裂隙可见石英脉、方解石脉穿入或渗入。

d. 石榴二云母片岩

花岗鳞片变晶结构,片状构造。变质矿物组合为:白云母 + 黑云母 + 石英 + 石榴子石 + 绿帘石 + 电气石。主要变质矿物为白云母(40%±)、石英 40%±、黑云母(15%);次要矿物为石榴子石 3%、棕褐色电气石少许、绿帘石少许;副矿物磁铁矿少许。变晶矿物作明显的定向排列,石英地被压扁拉长有时甚至呈条带相间出现,石榴子石为铁铝榴石,呈细小粒状集合体。黑云母部分被绿泥石交代。

e. 黝帘二云母片岩

花岗鳞片变晶结构,片状构造。变质矿物组合:白云母 + 黑云母 + 石英 + 黝帘石 + 电气石。主要变质矿物白云母(23%)、石英(32%)、黑云母(27%)、黝帘石(17%);次要矿物电气石、绿泥石;副矿物锆石、磁铁矿。黝帘石,呈无色,细小粒状,变晶零星散布于岩石中,具异常干涉色,粒径 0.05～0.2mm。

(2)石英岩类

石英岩类变质岩主要岩石种类有磁铁石英岩和绢云石英岩,花岗变晶结构,块状构造。

磁铁石英岩主要矿物成分为石英(＞95%)、磁铁矿(5%)。绢云石英岩主要矿物有石英60%、绢云母(35%);次要矿物有白云母(3%)、电气石(2%)。石英,他形粒状,粒径0.08～0.15mm,因静态重结晶石英颗粒界线平直;绢云母,鳞片状定向排列;白云母鳞片状,粒度0.07×0.02mm^2,与绢云母作为胶结物;电气石,短柱状、粒状,棕褐色。

(二) 矿物学特征

绿片岩相区域变质岩中所涉及到的变质矿物多达十几种,现将代表性矿物电子探针分析结果列表2-3,并择其分述如下。

1. 白云母

白云母是涧溪冲岩群岩石中出现最广泛的变质矿物之一。依粒度不同可划分为粒度较大的片状白云母和细小鳞片状绢云母。绢云母是涧溪冲岩群各岩片多期低绿片岩相变质作用产物,而白云母则是较晚期强变形带中形成的。绢云母呈黄白色—无色弱多色性,突起明显。白云母片状,二轴负晶,$2V = 15°～20°$。

2. 钠长石

钠长石主要有两种,即变余斑晶(Ⅰ-17-1)和细小变晶(49-1)。钠长石变余斑晶颗粒较大,呈不规则状、眼球状和透镜状,无色,最高干涉色Ⅰ级灰,可见聚片双晶和简单双晶,钠长石内有绿帘石和黝帘石包裹体。绿片岩相变质作用过程中形成的钠长石为细小它形粒状,可见双晶和解理,它们为较纯的钠长石,这表明变质作用程度局限于绿片岩相。

3. 角闪石类

本区绿片岩相变质岩中的角闪石主要有普通角闪石、阳起石和透闪石等,它们一般分布于强变形带中。角闪石多呈蓝绿色或绿色,柱状或细小针柱状,平行分布,并构成矿物线理。镜下多色性明显:深蓝色—淡黄色或蓝绿色—淡绿色,可见角闪石式解理。根据Al^{IV}-Al^{VI}图解(图2-12)和$(Na+K)_A$-Al^{IV}图解(图2-13),可判断以绿片岩相高压型角闪石为主,并有绿帘角闪岩相高压型角闪石和近麻粒岩相低压型角闪石。多变质成因角闪石的出现,说明涧溪冲岩群绿片岩相变质岩复杂的变质作用。

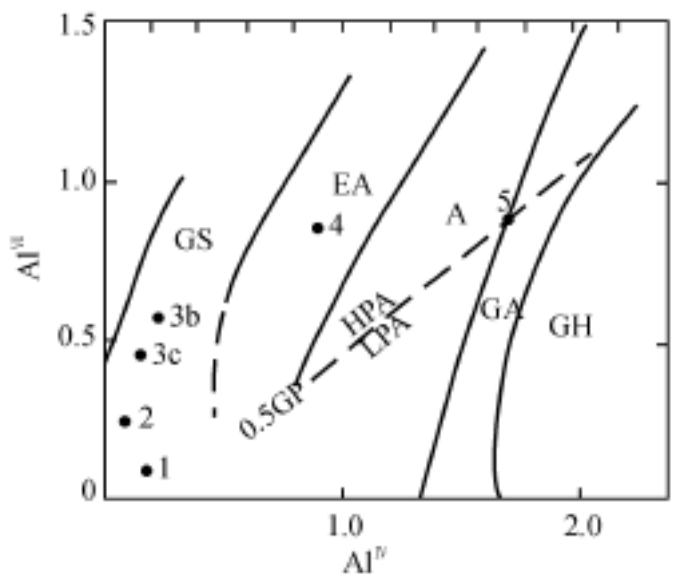


图2-12 Al^{IV}-Al^{VI}图解

(Raase, 1974)

GS—绿片岩相; EA—绿帘角闪岩相; A—角闪岩相; GA—普通角闪石麻粒岩相; GH—紫苏辉石麻粒岩相; HPA—高压型; LPA—低压型; 1—Ⅱ-4-2; 2—Ⅱ-14-1; 3—Ⅲ-3-2; 4—Ⅲ-15-3; 5—Ⅲ-2-3; b—边部; c—核部

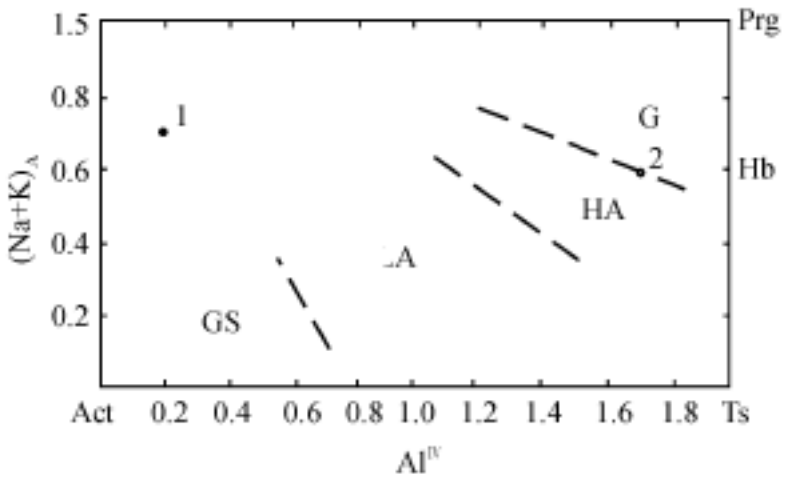


图2-13 $(Na+K)_A$-Al^{IV}图解

(据安三元, 1992)

GS—绿片岩相; LA—低角闪岩相; HA—高角闪岩相; G—麻粒岩相

图例同图3-12

普通角闪石,分褐色和绿色种属两种。绿色普通角闪石呈柱状或短柱状,粒度 0.8×0.2～0.2×0.1mm^2,镜下具强多色性,N_g'——绿,N_p'——淡黄绿,$N_g \wedge C = 16°$～$22°$正延性,最高干涉色Ⅱ级蓝。褐色普通角闪石(Ⅲ-2-3 及沙-1)呈短柱状,N_g'——暗褐,N_p'——淡褐色,正高突起,$N_g' \wedge C = 16°$～$21°$,一般为 10°,正延性,可见简单双晶,内有早期绢云母、绿帘石包裹体。从表 2-3 中可看出两者成分变化较大,表示温压环境有所变化。

阳起石大部分为纤状变晶,单体长度 $d = 0.1$～0.4mm,有的具放射状排列特征;还有小部分呈毛发状与石英、绿泥石、绿帘石中较粗者($d = 0.03$～0.08mm)集中在一起呈团分布。个别阳起石变斑晶内保留了玄武岩基质中斜长石微晶(长条状)杂乱分布的特点或局部可见由阳起石交代不彻底的斜长石晶屑,隐约感到其双晶纹或保留了斜长石晶屑假象。碎斑状阳起石呈柱状、眼球状,粒度 1×0.5mm^2,淡绿色,弱多色性,正中突起,最高干涉色Ⅱ级绿,$N_g' \wedge C = 10°$～$15°$,一般为 14°,可见简单双晶,因塑性变形,双晶发生扭曲。在阳起石碎斑外围常有晚期退变质的绿泥石反应边。

透闪石,分变斑晶和纤状两种。透闪石变斑晶,短柱状,1.2×1～0.8×0.05mm^2,无色,中正突起,$N_g' \wedge C = 4°$～$18°$,正延性,最高干涉色Ⅱ级蓝,包裹有绿帘石。

4. 绿(黝)帘石

为绿片岩中的主要组成矿物,多数呈隐晶的尘状集合体,其形态各异,大小悬殊,大者 $d = 5$mm±,小者 $d = 0.2$～0.5mm,压扁拉长(Ⅰ-32)。少数呈粒状变晶($d = 0.1$～0.3mm)集合体,完全保留了斜长石或辉石晶屑的轮廓。据这些特征推断,其原岩为玄武质熔结凝灰岩。

5. 绿泥石

为角闪石、阳起石退变质矿物。据其电子探针成分分析,按 Foster(1962)的分类,为铁镁绿泥石。

6. 黑硬绿泥石

多产于强应变带的斜长角闪岩(Ⅱ-4-2)中,束状集合体。沿边缘交代普通角闪石,为晚期退变质阶段产物。由其电子探针分析可知,黑硬绿泥石贫铝富镁,可能与其产于强应变带中有关。

(三) 变质作用及 *P-T-t* 趋势

涧溪冲岩群经历了三个阶段(图 2-14)较复杂的变质作用过程。

1. 早期低绿片岩相变质作用(M_1)

该期变质为涧溪冲岩群主期变质作用。

变泥质岩、变火山碎屑岩矿物组合为:①石英 + 绢云母±(斜长石)±(黑云母);②石英 + 绢云母 + 绿泥石±(斜长石)±(黑云母)。其典型矿物组合为绢云母 + 绿泥石±(雏晶)黑云母,属低绿片岩相。

变基性岩矿物组合为:钠长石 + 绿帘石 + 绿泥石 + 阳起石 + 方解石±黑云母。

根据主期矿物组合中黑云母少量出现,而以绿片岩相矿物组合为主,说明绿片岩相变质温度为 $T = 450$℃±。利用角闪石 NaM_4-Al^{IV} 压力计(Brown, 1977)求得压力 $p = 5.8 \times 10^8$ Pa(Ⅱ-4-2);利用 Hb-Pl 温度计(Blunedy & Holland, 1990)求得温度 $T = 350$～450℃(Ⅱ-4-2);利用 Hb-Pl 压力计(Blunedy & Holland, 1990)求得阳起绿帘石岩(Ⅲ-15-3)早期阳起石压力 $p = 5.07 \times 10^8$ Pa(三种压力计所得平均值(湖南省地质调查院, 2002, 2004))。

因此早期绿片岩相变质作用的温度压力条件为:$T = 350$～450℃,$p = 5.07$～5.8×10^8 Pa,深度 $D = 16.7$～19.14km,地热梯度 $dT/dD = 21$～24℃/km,属中压绿片岩相变质。

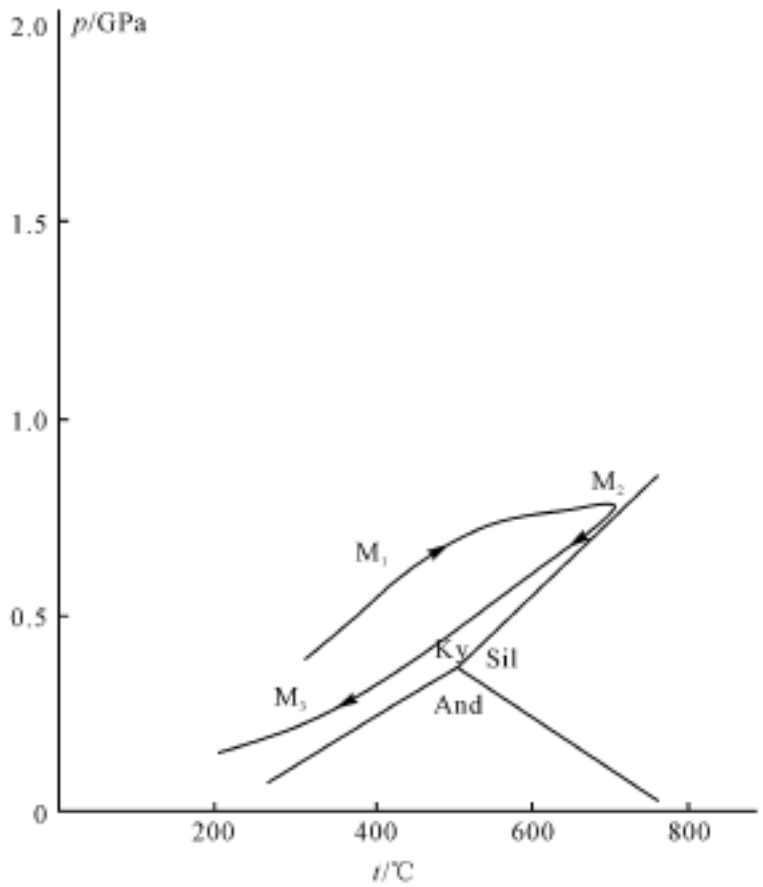


图 2-14　洞溪冲岩群 *p-T-t* 轨迹

2. 中期角闪岩相变质作用(M_2)

该期变质矿物组合为:普通角闪石 + 斜长石 + 石英 + 黑云母,与之相伴有强烈的韧性剪切变形。利用角闪石—斜长石温压计求得温度压力条件为 $T = 727℃$, $p = 8.2\times10^8$Pa(三种压力平均值(湖南省地质调查院,2002,2004)),深度 $D = 27$km,地热梯度 $dT/dD = 26.9℃/km$,属中—高角闪岩相变质。从与其断层接触的变辉绿岩的锆石表面年龄为800Ma±,估计其变质年龄在 800Ma 左右,系晋宁运动所致。

3. 晚期低绿片岩相变质作用(M_3)

晚期表现为绿泥石、白云母、绿帘石、黑硬绿泥石等低温矿物部分置换普通角闪石、黑云母、阳起石等早期较高温矿物。这期相当于低绿片岩相的退变质作用(M_3),根据上述退变质矿物的 *p*-T 稳定域可推断 *p-T* 条件为 $T = 200\sim350℃$, $p = 2\times10^8\sim3\times10^8$Pa,深度 $D = 5.6\sim8.0$km,地热梯度 $dT/dD = 35.7\sim45℃/km$,属低压相系的低绿片岩相变质。

洞溪冲岩群 *p-T-t* 轨迹(图 2-14)显示在板块碰撞机制下,早期升温升压,构造沉降,晚期降温减压,逐步抬升的过程。

四、同位素年代探讨

(一) 洞溪冲岩群 Sm-Nd 同位素年代学研究

洞溪冲岩群 Sm-Nd 同位素分析结果见表 2-4。

1. 南棚下岩组

该组阳起石绿帘石片岩(Ⅰ-24)中样号为 1、2、3、4、5 之 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 值为 0.1506～0.1537,平均值为 0.15208,属基性岩类。$^{143}Nd/^{144}Nd$ 为 0.512069～0.512117,平均值为 0.512089;6、7、8号样Sm、Nd含量显著增大,为前五个点Sm、Nd含量3～4倍,但Sm/Nd

表 2-4　涧溪冲岩群 Sm、Nd 同位素分析测试结果

岩性		样号	$\frac{w(Sm)}{10^{-6}}$	$\frac{w(Nd)}{10^{-6}}$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2δ	$\frac{TDM}{Ma}$	$\varepsilon_{Nd}(t)$等时线年龄
陈家湾岩组(黝帘阳起石岩)		1	5.4693	27.8184	0.1189	0.511887	0.000009	2024	2030±8Ma I_i = 0.510297 $\varepsilon_{Nd}(t)$ = 5.7
		2	5.4379	28.4831	0.1154	0.511840	0.000007	2024	
		3	4.3413	19.8087	0.1325	0.512068	0.000007	2024	
		4	4.0648	18.7800	0.1309	0.512047	0.000008	2023	
		5	6.99144	35.8006	0.1168	0.511858	0.000006	2025	
		6	9.2279	53.2068	0.1049	0.511699	0.000004	2026	
斫木冲岩组	透闪阳起石片岩	1	1.2578	5.2396	0.1451	0.512643	0.000004	2070	2068±17Ma I_i = 0.51024 $\varepsilon_{Nd}(t)$ = 5.5
		2	1.1248	3.8506	0.1766	0.512677	0.000003	2075	
		3	1.1578	3.9222	0.1786	0.512295	0.000004	2047	
		4	1.2001	4.8208	0.1505	0.512215	0.000005	2055	
	斜长角闪岩	1	1.2578	5.2396	0.1415	0.512643	0.000004	1967	1857.5Ma I_i = 0.510480 $\varepsilon_{Nd}(t)$ = 4.7
		2	1.1248	3.8506	0.1766	0.512368	0.000004	2075	
		3	1.1166	4.3798	0.1541	0.512092	0.000004	1993	
		4	1.2905	5.9219	0.1317	0.512506	0.000006	1960	
		5	1.0012	3.6604	0.1654	0.512729	0.000004	2925	
南棚下岩组(阳起绿帘石片岩)		1	2.2899	9.0075	0.1537	0.512117	0.00002	2610	2594±49Ma I_i = 0.509488 $\varepsilon_{Nd}(t)$ = 4.3
		2	2.3897	9.5935	0.1506	0.512064	0.00003	2609	
		3	2.3280	9.2048	0.1529	0.512103	0.00003	2610	
		4	2.2856	9.1561	0.1509	0.512069	0.00002	2609	
		5	2.3158	9.1931	0.1523	0.512093	0.00003	2609	
		6	7.7136	36.9343	0.1263	0.511648	0.00004	2605	
		7	7.4980	32.8321	0.1381	0.511850	0.00004	2607	
		8	6.8857	35.0360	0.1188	0.511520	0.00004	2064	

注:由天津地科所同位素实验室分析测试完成。

比值都基本相似。由上述八个点构成的 Sm-Nd 全岩等时线年龄为 2594±49Ma、I_i = 0.509488(I_i 为 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 初始值,下同)、$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 4.3(图 2-15)。该等时线各样点之 *TDM* 年龄为 2604～2610Ma,平均 2607.5Ma,远远小于 D 上限值,表明为密集点群。$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 4.3 与同龄亏损地幔的 ε_{Nd}值相等,说明岩浆从地幔分离后,未受壳内污染,快速成岩,属来自中等亏损上地幔的干净玄武岩浆。上述参数表明,涧溪冲岩群南棚下岩组可能为新太古代末、古元古代早期的变质岩系,在 2594±49Ma 成岩。

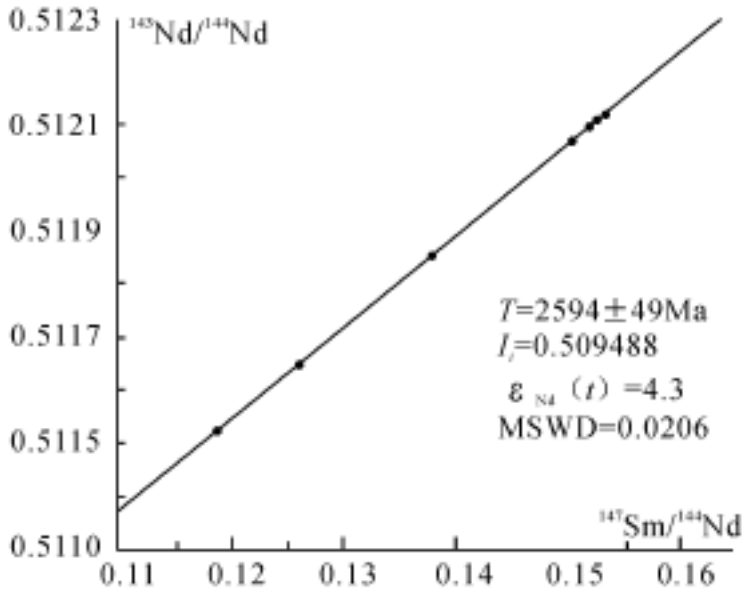


图 2-15　南棚下岩组 Sm-Nd 全岩等时线图

2. **陈家湾岩组**

该组黝帘石阳起石岩 Sm-Nd **全岩等时线年龄** 2030±8Ma、I_i = 0.510297、$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 5.7 (**图** 2-16)。

图 2-16　陈家湾岩组 Sm-Nd 全岩等时线图

3. **斫木冲岩组**

该组阳起石透闪石片岩 Sm-Nd **全岩等时线年龄**(**图** 2-17)2068±17Ma、I_i = 0.51024、$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 5.5, **与** TDM **平均值** 2062Ma **相一致。另斜长角闪岩全岩等时线年龄为** 1857.5Ma、I_i = 0.510480、$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 4.7(**图** 2-18), **等时线** $\varepsilon_{Nd}(t)$ **值略小于同龄亏损上地幔** $\varepsilon_{Nd}(t)$ **值, 然而该等时线各样点的** $^{147}Sm/^{144}Nd$ **跨度达** 0.045, **表明成岩过程中** $^{143}Nd/^{144}Nd$ **与** $^{147}Sm/^{144}Nd$ **一直保持良好的线性关系, 在计算** TDM **值与** I_i **的一元回归分析拟合度达** 99.953%。TDM **平均值为** 1998.8Ma **表明与地幔分离的时间是** 1998.8Ma **左右, 岩浆在壳内曾滞留** 145Ma **后在吕梁造山运动晚期拉张环境下成岩。**

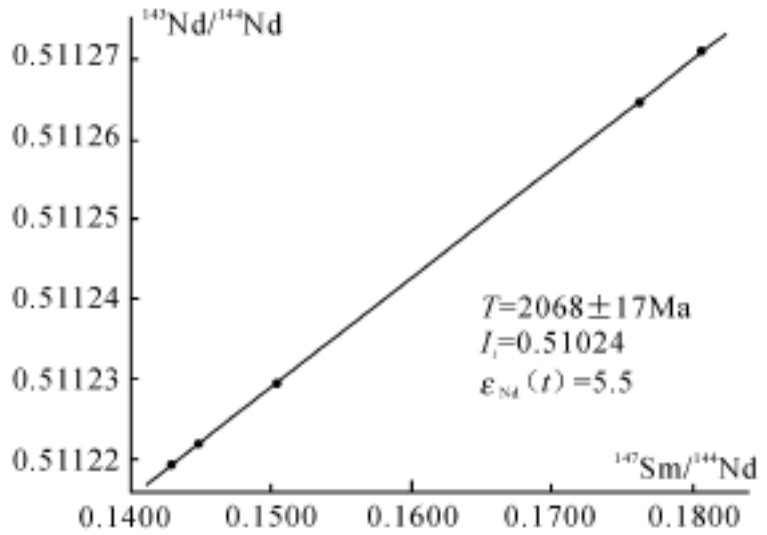


图 2-17　斫木冲岩组透闪石片岩 Sm-Nd 全岩等时线图

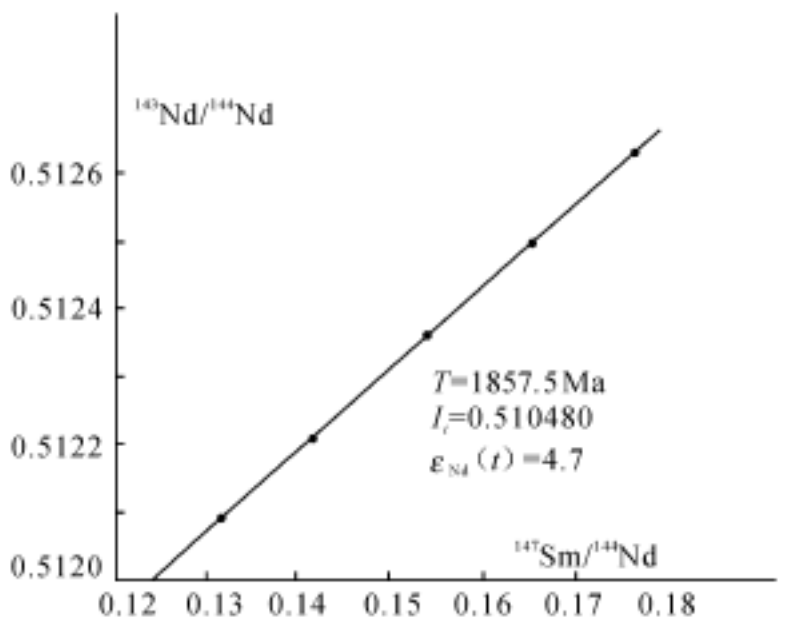


图 2-18　斫木冲岩组斜长角闪岩 Sm-Nd 全岩等时线图

涧溪冲岩群测得的 Sm-Nd 全岩等时线年龄数据 1857Ma、2030Ma、2068Ma 与华南陆壳最广泛的成壳事件时间 1.8～2.1Ga 相吻合，此时也是吕梁造山运动的巅峰时间，亏损上地幔及深部构造活动频繁强烈，导致壳、幔岩石较高程度的部分熔融和伸展成盆事件，造就了不成熟的华南绿岩基底的形成。

(二) 涧溪冲岩群锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究

1. 样品描述及分析方法

进行锆石 SHRIMP U-Pb 年代学分析的样品岩性为南棚下岩组阳起石绿帘石片岩(Ⅰ-24)，采样位置、岩性与前述对南棚下岩组进行 Sm-Nd 全岩等时线年龄分析的样品相同。样品破碎后过 60 目的筛，经淘洗及电磁选分选出锆石，并在双目显微镜下挑选出近二组锆石用于测试。一组浅黄色—无色，纯净透明，晶形完好，约 38 颗，长 100～200μm，宽 35～60μm；另一组呈圆形或椭圆形，浅褐色，半透明，约 20 颗，长 60～140μm，宽 20～40μm。

将待测的锆石置于环氧树脂样品座中，然后磨光至一半，抛光，暴露出颗粒内部并镀金，然后在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针室进行阴极发光(CL)照相，以确定锆

石颗粒的内部结构,供 SHRIMP 测定。锆石的 U、Th 和 Pb 同位素组成分析在北京离子探针中心 SHRIMP Ⅱ离子探针上进行,仪器的实验条件与澳大利亚国立大学 SHRIMP Ⅱ基本一致(宋彪等,2002),分析方法和步骤参见 Compston(1992)、Williams(1987)等文献资料。所用的标准锆石是 SL13(年龄,572Ma;U 含量,238×10^{-6})和 TEM(417Ma),前者用于标定 U、Th 和 Pb 的含量,后者用于年龄校正。年龄计算中,采用 Steiger 和 J ger(1977)给出的衰变常数,普通铅校正采用^{204}Pb 直接测定法,年龄置信度为 1δ(95%置信水平)。数据处理采用 Ludwig(2001) SQUID 和 ISOPLOT 程序(Ludwig,1999)。

2. 锆石的 CL 图像特征

阴极发光照片(图 2-19)揭示,第一类磨圆形锆石内部均匀,没有明显的结构特征(如颗粒 CA8.1),个别发育较模糊的韵律环带结构(如颗粒 CB10.1)。这些磨圆形锆石内部裂隙和双晶纹发育。裂隙弯曲呈弧形或互相交错相连,而双晶纹多平直,呈板条状,灰、浅灰和深色条带。这种特征表明磨圆形锆石经历了复杂的构造变形和塑性流变改造。

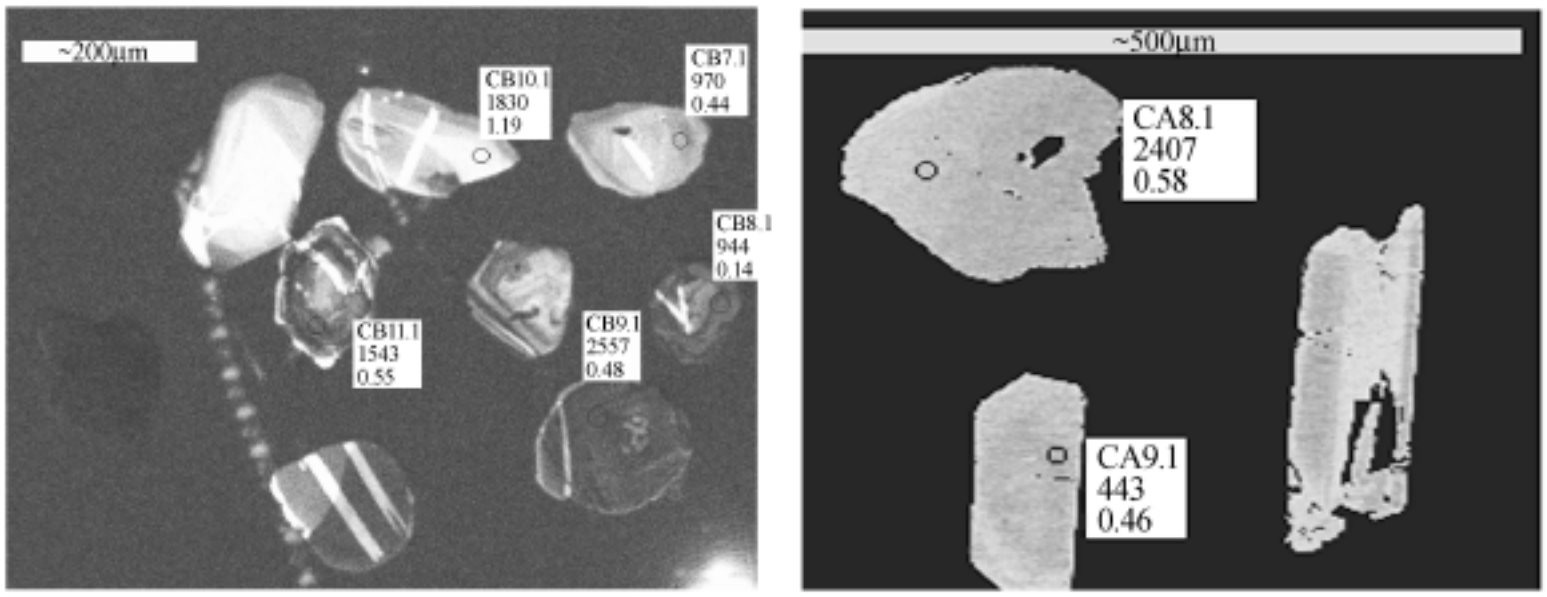


图 2-19　南棚下岩组阳起石绿帘石片岩(Ⅰ-24)的锆石 CL 图像、形态类型及年龄

圆圈表示测点中心,圈外数字为点号、年龄(Ma)和 Th/U 值

第二类锆石为柱状,晶形完好,在阴极发光照片中,有些具有清晰的振荡环带,有些锆石具有模糊的韵律环带结构,多数锆石没有显示特征的内部结构(如颗粒 CA9.1 等)。

3. 锆石 SHRIMP 测定结果及地质意义

样品(Ⅰ-24)分析的 17 颗锆石和 17 个数据点,其年龄共分四个组(表 2-5)。第一组 2 个分析给出^{207}Pb/^{206}Pb 年龄为 2407Ma(CA8.1)、2557Ma(CB9.1),它们 U、Th 含量和 Th/U 比值分别为 224×10^{-6}、657×10^{-6},126×10^{-6}、302×10^{-6}和 0.58、0.48。

第二组 4 个分析给出^{207}Pb/^{206}Pb 年龄为 1759Ma(CB2.1)、1779Ma(CB3.1)、1830Ma(CB10.1)和 1850Ma(CB5.1),年龄比较一致,平均为 1805Ma(图 2-20),它们 U、Th 含量和 Th/U 比值分别为 172×10^{-6}、84×10^{-6}、102×10^{-6}、248×10^{-6},166×10^{-6}、56×10^{-6}、118×10^{-6}、168×10^{-6}和 1.00、0.69、1.19、0.70,Th/U 比值高,平均为 0.90。

第三组 6 个分析给出^{207}Pb/^{206}Pb 年龄为 944～1543Ma,它们 U、Th 含量和 Th/U 比值分别为(382～889)$\times10^{-6}$,(59～368)$\times10^{-6}$和 0.14～0.92。

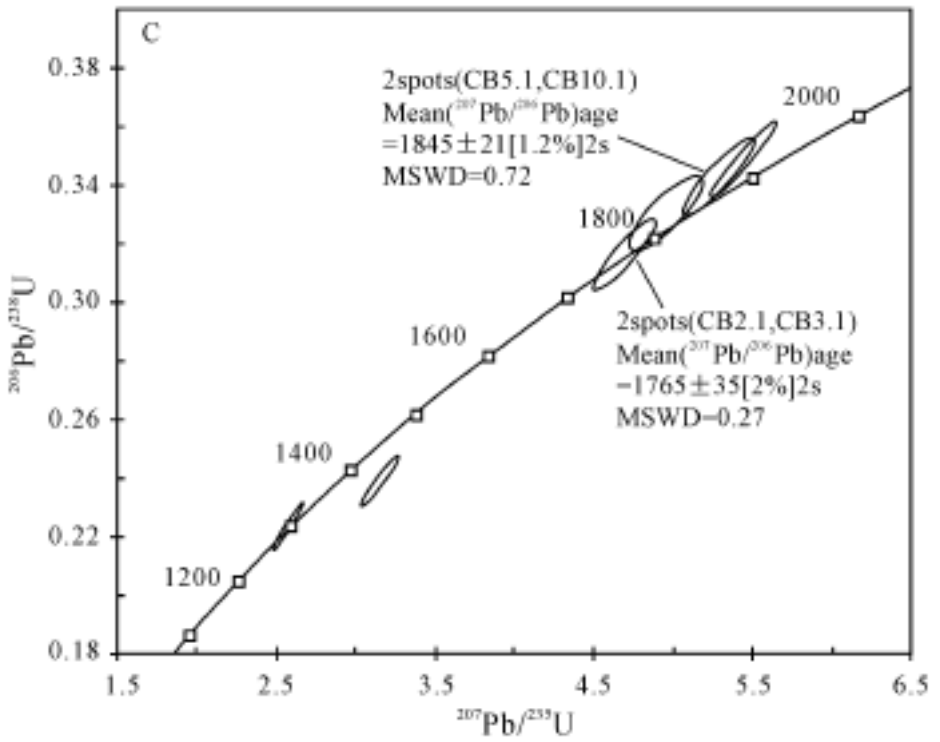


图 2-20　涧溪冲岩群锆石 U-Pb 一致曲线图

第四组 4 个分析给出^{206}Pb/^{238}U **年龄为** 429Ma(CA10.1)、443Ma(CA9.1)、444Ma(CA2.1)**和** 455Ma(CA4.1),**平均为** 443Ma,**它们** U、Th **含量和** Th/U **比值分别为** 501×10^{-6}、231×10^{-6}、188×10^{-6}、656×10^{-6},139×10^{-6}、102×10^{-6}、49×10^{-6}、127×10^{-6}**和** 0.29、0.46、0.27、0.20,Th/U **比值低,平均为** 0.31。

上述数据清楚地表明这一样品中存在多个年龄不同的锆石群体,尽管代表每一锆石群体的数据点因受锆石数量的限制而只获得了较少的分析结果,但仍提供了分析岩石演化的年代学信息。

Th/U **比值是分析锆石成因的一个重要地球化学依据。研究表明,岩浆锆石的** Th/U **比值高,一般大于** 0.2,**通常在** 0.5 **以上**(Rowley, et al., 1997; Hacker B R, et al., 1998; VAVRA G, et al., 1996, 1999);**相反,变质锆石** Th/U **比值低,一般小于** 0.1～0.2 (Williams, 1987; Rowley, et al., 1997; Hacker B R, et al., 1998; VAVRA G, et al., 1996, 1999)。**根据上述经验和锆石的** CL **图像特征,对南棚下岩组阳起石绿帘石片岩锆石成因及意义阐述如下**:

第一组与第二组虽然都为岩浆锆石,但 Th/U **值和年龄的较大差异揭示了这两类锆石晶域形成的地球化学环境和构造地质背景的差别。第一组最老锆石** Th/U **值为** 0.48,**系岩浆成因的岩浆锆石;** $\varepsilon_{Nd}(t)$ = 4.3,**未受地壳污染;** 2557Ma **的年龄与该套火山岩的** TDM **年龄** 2608Ma **基本一致,因此其年龄可能代表这套基性火山岩的母岩从地幔中分异出的时间,说明湘东北地区在古元古代早期或太古宙末期存在基性玄武岩浆底侵作用,并伴随着古老岩石圈地幔的增生。第二组具有最高的** Th/U **值,系岩浆成因。虽然这些锆石经历了复杂的构造变形和塑性流变改造,可能由于重结晶作用而变得稳定,不易丢失铅,而保留古老的年龄信息**(Pidgeon, 1966),**其平均年龄** 1805Ma **可能代表阳起石绿帘石片岩的形成年龄。**

其它各组锆石群体随年龄变小, Th/U **比值总体下降,除个别外一般小于** 0.5,**其年龄反映成岩期后不同的地质事件。**

第三组锆石年龄离散性强，Th/U 比值变化较大，表明锆石可能发生铅的部分丢失和重结晶作用，重结晶作用可以使辐射损伤引起的部分蜕晶锆石的晶格愈合，导致 Th/U 比下降，在高级变质作用时，如果有其它富 Th 的矿物形成，也可以导致新生锆石具有低的 Th/U 比值（Rowley，et al.，1997；Hacker B R，et al.，1998；VAVRA G，et al.，1996，1999）。

第四组锆石具有晶形完好、柱状、纯净透明、无变形、Th/U 比值低等特点，可能是晚期因变质作用和热扰动而产生的新生锆石。实验证明：如果长时间处在 600～650℃的高温下，蜕晶锆石会不断地、及时地进行调整，使得由蜕晶到重结晶过程变得相对短暂、迅速，完全重结晶的锆石有可能失去以往的年龄信息（Pidgeon，1966）。443Ma 的年龄恰好是晚期变质锆石对加里东运动构造-热事件的地质记录。

综合 Sm-Nd 同位素和锆石 SHRIMP U-Pb 同位素分析结果表明湘东北地区在古元古代早期或太古宙末期存在基性玄武岩浆底侵作用，基性岩浆壳-幔分异作用的时间在 2557Ma 左右，洞溪冲岩群在 1800～2000Ma 成岩，构成研究区的绿岩基底，其后又经历了复杂的构造变形和塑性流变改造。

第二节　连云山岩群地质特征

一、岩石组成

连云山岩群分布在幕阜山—连云山区，大部被印支、燕山期花岗岩吞噬、肢解或断层破坏而不完整，唯连云山区连绵出露 140km^2 有余。

连云山岩群是由变质沉积岩、沿片理贯入的有英云闪长岩-斜长花岗岩和斜长角闪岩、透辉石角闪岩等，经多期次变形变质后达角闪岩相的变质岩系。

根据各种变质岩组合特征，暂将其划分为下、中、上三段（郭乐群等，2003；湖南省地质调查院，2002，2004）。其具体特征可以平江嘉义五星水库—石坳—仁和洞实测部面为代表（图 2-21）。

五星水库—石坳—仁和洞实测剖面

中元古代冷家溪群雷神庙组：

浅灰色千枚状粉砂质绢云母板岩夹千枚状砂板岩

——————断　　层——————

连云山岩群

上段（Ht Lc^3）

1. 浅灰色石榴黑云母石英片岩，二云片岩。白云母类矿物含量变化很大，前者为 30%左右，后者达 80%～85%。石英略有压扁拉长，与片状矿物定向平行分布，岩石片理发育。　45.4m
2. 灰绿色石榴斜长角闪岩，偶夹花岗质片麻岩。石榴斜长角闪岩呈透镜状，角闪石，柱状变晶被绿泥石、透闪石、黑云母交代，石榴子石为变斑晶，呈浅红色的多边形粒状，大小 0.6～1.6mm，片理发育。花岗质片麻岩，很薄，仅 0.2m，鳞片变晶结构，片麻状构造，顺围岩片理机械贯入，片理产状 200°∠75°。　1.0m
3. 浅灰色二云母片岩为主夹石榴黑云石英片岩。发育宽 1m 左右的断层，断层产状 200°∠75°。　20.0m

——— 断　　层 ———

4. 浅灰色长石二云石英片岩夹石榴长石黑云石英片岩。岩石具微条带构造,片理与微条带斜交,夹角 67°～70°,岩层走向近 SN 向。 51.3m

5. 浅灰色石榴角闪石英片岩夹混合岩化石榴角闪透辉石英片岩,石榴角闪石英片岩呈似层状,厚 0.5m,呈 2～3 层产出,岩石具条带状,片状构造;混合岩化石榴角闪透辉石英片岩,片状,厚 0.8～1.0m,含 10%左右的透辉石变斑晶。 5.1m

6. 浅灰色石榴二云母片岩,片理发育。 51.4m

7. 浅灰色石榴十字二云母片岩,十字石含量 3%～8%,岩石具鳞片变晶和斑状变晶结构、片状构造,片理发育,有细小的石英细脉顺片理机械贯入,岩石有明显的微褶。 98.3m

8. 浅灰色石榴二云母片岩。 60.0m

9. 灰绿色石榴斜长角闪岩。 2.1m

10. 浅灰色石榴斜长二云石英片岩。岩石具鳞片变晶和斑状变晶结构、片状构造,片理发育,有细小的石英细脉顺片理机械贯入,岩石有明显的微褶。 110.0m

11. 浅灰色石榴绿泥白云石英片岩,偶夹石榴黑云石英片岩。石榴黑云长石石英片岩,岩石片理发育,由长英质细脉和黑云母、长石组成的微层相间而呈密集的条带构造。 211.7m

12. 浅灰色斜长二云石英片岩和浅灰色石榴二云石英片岩互层。片理产状 240°∠55°。 36.6m

13. 浅灰—褐灰色石榴黑云母片岩。 18.0m

14. 浅灰色十字二云母片岩和黑云石英片岩互层,岩石片理发育,微褶皱明显。十字石在部分二云母片岩中达 7%～10%。 73.4m

15. 浅灰色含矽线石二云母片岩。 90.4m

16. 浅灰色石榴二云石英片岩。岩石具鳞片变晶和斑状变晶结构、片状构造,片理发育,有微褶。 120.0m

17. 浅灰色斜长二云石英片岩。片理产状 210°∠55°。 240.5m

18. 灰绿色石榴斜长角闪岩夹浅灰色薄层黑云石英片岩。斜长角闪岩似层状,厚 0.5～1m,石榴子石变斑晶呈条带状分布,条带长达 22mm。岩石中有的长英质细脉(宽 1.0～1.5mm),沿片理机械贯入,使岩石呈岩、脉交互的条带状构造。取 SHRIMP 年龄样一组。 19.0m

19. 浅灰色石榴二云石英片岩与浅灰色石榴二云片岩互层。 259.5m

20. 浅灰色含矽线石二云石英片岩,偶有透镜状石英浅粒岩。 39.8m

21. 浅灰色十字二云母片岩夹薄层黑云石英片岩。 48.6m

22. 浅灰色石榴二云石英片岩。 289.8m

23. 浅灰色含绿泥石白云石英片岩。 45.5m

24. 浅灰色斜长二云石英片岩。 54.6m

25. 浅灰色含石榴子石钾长片麻岩,斑状变晶结构,片麻状构造。 175.0m

26. 浅灰色十字二云母片岩与浅灰色含矽线石二云石英片岩互层。 378.5m

中段(Ht Lc^2):

27. 混合岩化浅灰色斜长二云石英片麻岩。 389.2m

28. 浅灰色含矽线石二云石英片麻岩。片麻理产状 190°∠40°。 68.9m

29. 浅灰色石榴二云石英片麻岩夹浅灰色薄层石榴二云片岩。 108.7m

30. 混合岩化浅灰色石榴二云石英片岩。 299.0m

31. 浅灰色含矽线石二云石英混合岩。顺片理贯入的脉体为:二云英云闪长岩、英云闪长岩及大量的浅色富白云母斜长花岗岩等。片理产状 230°∠50°。 187.5m

32. 深灰色混合岩化细粒斜长角闪岩。 1.3m

33. 灰—深灰色含石榴二云混合岩夹浅灰色含矽线二云石英片麻岩。 447m

——— 断　　层 ———

下段(Ht Lc^1):

34. 深灰色黑云斜长片麻岩,偶见脉、带状细粒英云闪长岩。 135.8m

35. 浅灰色黑云母片岩。 67.8m

36. 灰色含石榴长石黑云石英片岩,偶也有矽线石。 358.0m

37. 灰色二云石英片岩,有较多的花岗伟晶岩脉,细粒二长花岗岩脉侵入。 100.0m

——— 侵入接触 ———

J_2 Dηγ:片麻状细粒斑状黑云二长花岗岩

综上所述,连云山岩群上段岩性主要为含十字石、矽线石、石榴子石变斑晶的(二)云母片岩、(二)云母石英片岩夹较多的斜长角闪岩,偶见浅粒岩;中段岩性主要为灰—深灰色含石榴二云混合岩和混合岩化浅灰色矽线石、石榴子石变斑晶的斜长二云石英片麻岩,夹少量混合岩化细粒斜长角闪岩;下段岩性主要为灰色二云石英片岩、浅灰色黑云母片岩,偶见脉、带状细粒英云闪长岩。

二、地球化学特征

连云山岩群是一套斜长片(麻)岩-斜长角闪岩-浅粒岩岩石组合,其主元素、微量元素、稀土元素分析结果见表 2-6、表 2-7。利用 *si* 和(*al* + *fm*) - (*c* + *alk*)图解(图 2-22)恢复其原岩,原岩主要为火山岩和沉积岩类。沉积岩类主要为厚层泥岩、少量砂岩及个别钙质沉积岩。变火山岩进一步用 $10TiO_2$-MnO-$10P_2O_5$ 三角图解(图 2-23)可判断,其原岩类型主要为岛弧环境下形成的玄武岩。上述图解判别结果说明连云山岩群主体岩石原岩性质具有火成和沉积的双重性。

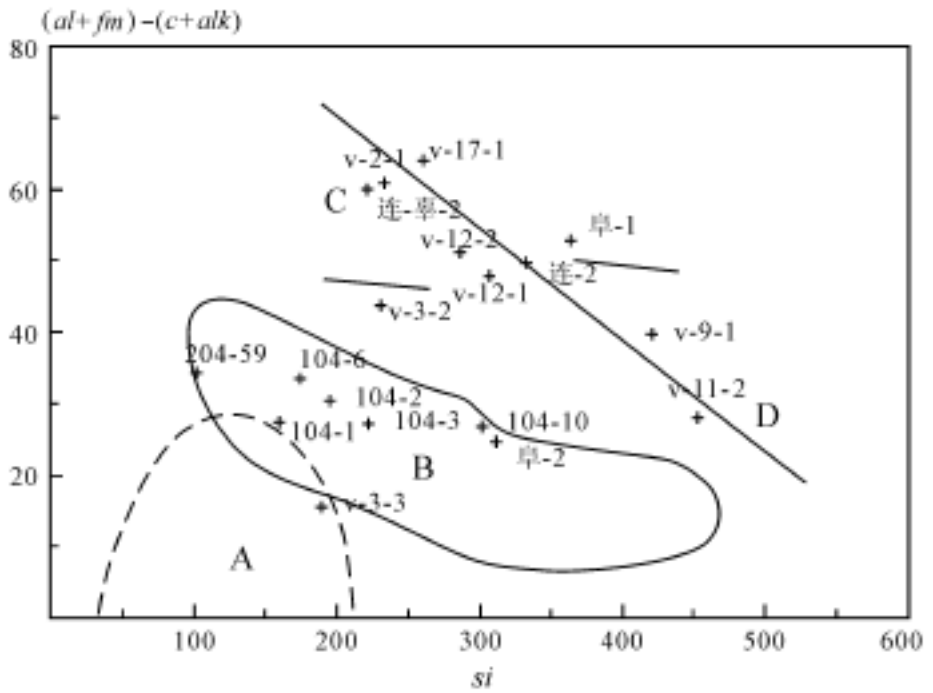


图 2-22　连云山岩群原岩恢复 *si*-(*al* + *fm*) - (*c* + *alk*)图解

(据 Symoner, 1953)

表 2-6　变沉积岩岩石主元素(w_B/ %)、微量元素(w_B/ 10^{-6})、稀土元素(w_B/ 10^{-6})分析结果

样号	名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	灼失
v-2-1	红柱黑云母片岩	62.39	0.76	17.06	1.02	6.57	0.09	3.42	0.67	3.73	1.42	0.11	2
v-3-2	黑云石英片岩	62.79	0.68	14.86	1.11	7.85	0.38	2.08	5.06	1.06	1.89	0.13	0.56
v-3-3	二云石英片岩	60.19	0.65	14.58	1.17	7.08	0.88	1.47	10.82	1.43	0.7	0.13	0.03
104-7	石英斜长角闪岩	51.25	1.83	19.79	3.99	11.13	0.25	4.97	0.41	0.39	3.01	0.03	4.21
v-17-1	石榴阳起石英片岩	62.81	0.89	16.51	0.73	7.2	0.13	2.24	0.3	0.47	5.57	0.15	1.79
104-9	石榴十字黑云母片岩	58.26	1.9	17.12	3.22	11.33	0.37	4.24	0.26	0.21	0.93	0.04	2.83
v-9-1	黑云斜长片麻岩	73.9	0.37	12.57	0.62	3.56	0.05	0.92	1.17	2.69	2.27	0.22	0.7
v-12-1	二云母片岩	69.92	0.36	13.73	0.6	4.38	0.11	3.04	2.69	3.1	0.11	1.77	0.14
v-12-2	二云石英片岩	66.32	0.58	15.44	0.43	5.57	0.09	2.24	0.68	3.98	1.66	0.53	1.48
阜-1	二云绿泥石片岩	70.22	0.5	14.65	0.93	4.03	0.11	1.33	0.43	2.57	2.51	0.11	1.86

样号	名称	Rb	Sr	Ba	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	V	Cr	Ni	Sc	U
v-2-1	红柱黑云母片岩	181	70	420	14	1.15	180	7.2	13.2	135	111	44.8	24	2.4
v-3-2	黑云石英片岩	154	138	145	15.4	0.6	169	5.7	12.9	104	306	57.2	19.9	1.8
v-3-3	二云石英片岩	10.8	316	20	10.8	0.5	149	6.4	11.9	95	236	68.1	18.2	1.7
104-7	石英斜长角闪岩	150	32.3	766	23	2.1	370	12.3	22.1	290	217	88.1	36.8	1.7
v-17-1	石榴阳起石英片岩	371	24.7	512	19.4	1.6	195	6.9	18.4	156	198	43.4	22.7	3.1
104-9	石榴十字黑云片岩	58.3	129	196	25.5	2.1	420	13.8	32.1	290	230	76.2	38.4	2.8
v-9-1	黑云斜长片麻岩	122	144	312	8.8	1.7	212	7.1	24.7	48.8	209	24.1	7.2	44
v-12-1	二云母片岩	135	130	500	19	1.1	260	9.6	17.6	43	64.1	15.3	9.7	2.4
v-12-2	二云石英片岩	212	59	350	14	0.55	190	7.3	11.2	110	47.7	23.1	18	2.6
阜-1	二云绿泥石片岩	215	964	390	28	1.4	155	6.6	8.5	85.2	209	29.8	10.6	2

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
v-2-1	39	62	7.71	31.6	6.18	1.28	6.24	0.85	5.13	0.85	2.47	0.38	2.35	0.29	19.8
v-3-2	28.96	72.12	7.41	28.59	6.05	1.18	5.83	0.92	5.12	1.09	3.1	0.51	3.39	0.51	30.37
v-3-3	21.06	54.12	6.01	20.84	4.55	0.92	4.22	0.69	3.81	0.83	2.4	0.41	2.72	0.41	23.55
104-7	46.99	100.4	10.32	43.87	8.43	1.21	8.82	1.35	7.3	1.53	2.5	0.77	4.86	0.67	41.97
v-17-1	29.94	20.49	7.54	28.87	5.76	0.84	5.19	0.89	5.32	1.03	1.8	0.51	3.26	0.35	29.93
104-9	74.25	154.4	11.44	65.26	11.88	1.69	12.3	2.12	13.36	2.53	2.32	1.14	7.18	0.55	69.46
v-9-1	41.67	87.75	8.9	34.7	6.39	1.39	5.69	0.89	4.94	0.96	2.12	0.43	2.68	0.23	26.98
v-12-1	47.9	88.2	9.69	42.1	8.58	1.13	8.05	1.14	6.89	1.31	3.61	0.57	3.756	0.45	27.1
v-12-2	30.3	55.3	6.32	26.5	5.01	0.85	5.22	0.8	4.81	0.81	2.69	0.4	2.52	0.31	19.9
阜-1	15.68	31.35	3.94	14.02	2.9	0.69	2.8	0.44	2.72	0.54	1.61	0.28	1.73	0.27	14.46

注:样品分析测试由湖北地矿局中心实验室测试完成。

表 2-7　变火山岩岩石主元素(w_B/ %)、微量元素(w_B/ 10^{-6})、稀土元素(w_B/ 10^{-6})分析结果

样号	名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	灼失
104-1	硅化斜长角闪岩	56.75	0.69	14.06	0.66	8.45	1.88	3.51	11.11	0.57	0.7	0.14	1.62
104-2	石榴阳起石岩	60.06	0.71	15.62	1.18	6.73	0.58	2.66	7.03	1.97	2.08	0.1	1.03
204-59	变斜长角闪岩	47.95	0.66	13.39	1.19	9.85	0.3	9.49	13.48	0.78	0.31	0.2	1.12
104-3	阳起黑云长石石英片岩	62.36	0.66	15.43	0.93	5.87	0.38	1.9	5.97	2.01	2.97	0.11	2.35
104-6	混合岩化二云石英片岩	58.26	0.68	15.28	1.04	7.23	0.58	4.06	9.29	0.37	1.34	0.11	1.79
104-10	阳起长石石英片岩	68.58	0.44	15.1	0.38	4.08	0.08	1.17	3.24	4.28	1.11	0.16	1.44
阜-2	黑云斜长片麻岩	68.9	0.39	14.64	1.07	3.1	0.06	1.17	3.08	3.2	3.07	0.2	0.3
连-辜-2	变斜长角闪岩	57.88	0.85	20.92	0.9	5.94	0.08	1.91	0.4	0.95	6.08	0.33	2.65

样号	名称	Rb	Sr	Ba	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	V	Cr	Ni	Sc
104-1	硅化斜长角闪岩	175	102	278	13.7	0.4	239	7.3	9.5	100.9	140	35.6	13.6
104-2	石榴阳起石岩	246	36	708	16.8	1.3	197	5.6	21.5	138	117	44.7	19.6
204-59	变斜长角闪岩	190	26	254	14.7	0.8	187	5.5	16.9	127.8	143	35	19
104-3	阳起黑云长石石英片岩	170	108	281	15.3	1.1	217	6.5	11	90.3	114	32.3	13.1
104-6	混合岩化二云石英片岩	142	146	234	16.9	1.2	221	7	13.2	71.1	127	28.6	11.6
104-10	阳起长石石英片岩	82	289	514	16.2	0.7	166	5.3	19.5	79.4	126	50	17.4
阜-2	黑云斜长片麻岩	169	104	240	15	1.2	213	7.2	9.1	78.7	99	25.9	11.7
连-辜-2	变斜长角闪岩	174	71	289	15.8	0.5	166	5.3	8	79.9	89	25.1	13.4

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
104-1	31.16	62.75	8.95	32.98	6.13	1.23	5.83	0.88	4.8	1.05	3.07	0.42	2.74	0.45	26.84
104-2	42.38	77.29	10.77	39.61	7.09	1.16	6.22	0.97	5.48	1.01	2.59	0.39	2.59	0.4	26.16
204-59	44.12	78.12	10.66	37.74	6.71	0.94	5.43	0.85	5.38	1.07	2.93	0.43	2.91	0.47	28.34
104-3	32.11	56.89	8.08	30.18	5.81	1.3	5.29	0.84	5.17	1.03	2.81	0.43	2.82	0.46	27.7
104-6	34.53	71.05	8.87	33.91	6.83	1.31	6.2	1.04	6.21	1.17	3.25	0.5	3.3	0.53	32.54
104-10	34.94	70.25	8.49	31.31	5.58	1.24	5.22	0.82	5.21	0.99	2.82	0.46	2.96	0.47	27.04
阜-2	29.95	58.61	7.85	28.44	5.5	1.04	4.92	0.83	4.83	1.01	3.01	0.42	2.84	0.47	27.93
连-辜-2	25.41	49.27	6.87	25.46	4.82	0.79	4.52	0.72	3.87	0.83	2.31	0.31	1.86	0.3	20.74

注:样品分析测试由湖北地矿局中心实验室测试完成。

(一) 变沉积岩类岩石地球化学特征

变沉积岩的主元素、微量元素、稀土元素分析结果见表 2-6。从表中可以看出,变质沉积岩的主元素平均值接近于太古宙与古元古代变沉积岩的岩石化学主元素平均值。主元素变化范围较宽,SiO_2 51.25～73.9(w_B/ %,下同),Al_2O_3 12.57～19.79,FeO 3.56～11.33,MgO 0.92～4.97,CaO 0.26～10.82,Na_2O 0.21～3.98,K_2O 0.11～5.57。既反映了岩石组成的复杂性,亦是历次变质作用对原岩的化学系统干扰程度不一致的体现。利用主元素在周世泰 K-A 图解中(图 2-24)投点位置,变沉积岩基本为一套泥质-粉砂质岩类,个别为钙泥质岩石。Bhatia(1983)认为变质砂岩 Fe_2O_3 + MgO、TiO_2、Al_2O_3/ SiO_2 等是大地构造环境判别的重要参数,并给出了五个已知环境下的不同参数,对照该地区变沉积岩的三个参数(表 2-8),可以看出变沉积岩形成环境具被动大陆边缘特征,同时兼具活动大陆边缘特征。

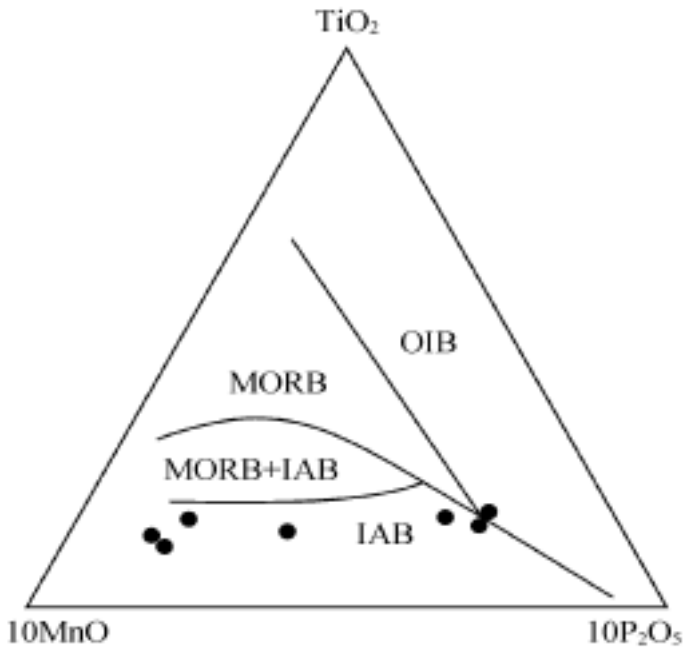


图 2-23　连云山岩群变火山岩 TiO_2-MnO-P_2O_5 环境判别图解

(据郑学正,1986)

IAB—岛弧玄武岩,OIB—洋岛玄武岩,MORB—洋中脊玄武岩

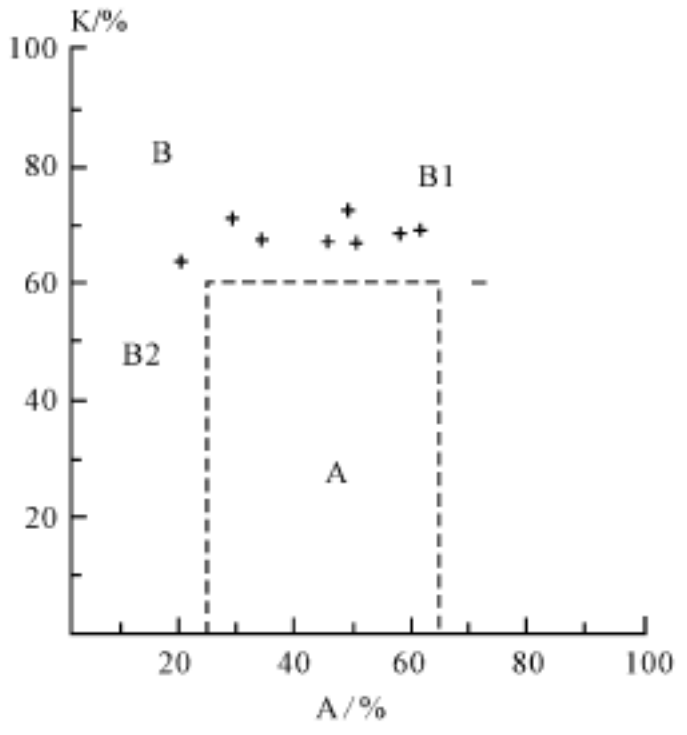


图 2-24　连云山岩群变沉积岩 K-A 图解

(据周世泰,1988)

A—火成岩区;B—沉积岩区;B1—泥质粉砂质岩亚区;B2—碳酸盐亚区

表 2-8　变沉积岩类不同构造环境下的部分常量元素特征表

	Fe_2O_3 + MgO(w_B/ %)	TiO_2(w_B/ %)	Al_2O_3/ SiO_2
大洋岛弧	8～14	0.8～1.4	0.24～0.33
大陆岛弧	5～8	0.3～0.7	0.15～0.2
活动大陆边缘	2～5	0.25～0.45	0.1～0.2
被活动大陆边缘	变化范围较大		
连云山地区	1.06～8.96	0.21～1.83	0.13～0.27

微量元素特征,陆源碎屑岩中的微量元素相对而言具有较大的稳定性,用一些敏感元素和它们的比值研究源区类型和沉积构造环境比较适宜,由于它们的不活动性,成岩作用、蚀变作用、变质作用对其影响甚微。从表 2-6 中可以看出,岩石微量元素中大离子亲石元素:K、Rb、Ba、Ti,亲岩浆元素 Ta、Th、La、Ca、Cr、Ni 等丰度高。

部分微量元素平均值及相关比值和东澳大利亚的五个已知构造环境下的变质砂岩微量元素(部分稀土元素)对比(表 2-9),大多接近活动大陆边缘的构造环境,同时又具有被动大陆边缘的双重性质,相当于被动陆缘裂谷活动环境。Bhatia(1986)研究的被动边缘变质砂岩、杂砂岩稀土元素特征大体一致,同时兼具大陆岛弧的某些特点(表 2-10),源区类型相当于克拉通内构造高地。铕中等亏损,δEu 平均为 0.64(0.45～0.83);ΣCe/ ΣY 比值平均为 4.6(1.94～20.5),为较稀土富集型,以平均值作稀土模式图,为向右缓倾斜曲线,铕谷较明显(图 2-25)。

表 2-9　变沉积岩类不同构造环境下的部分微量元素特征表

	大洋岛弧	大陆岛弧	活动大陆边缘	被活动大陆边缘	连云山地区
Th	2.27	11.1	18.8	16.7	17.6
Zr	96	229	179	298	222
Ti	0.48	0.39	0.26	0.22	0.77
Hf	2.1	6.3	6.8	10.1	7.6
Nb	2	8.5	10.7	7.9	16.2
La	8.72	24.4	33	33.5	41.9
Ce	22.53	50.5	72.7	71.9	83.4
Nd	1.36	20.8	25.4	6	35
Sc	19.5	14.8	8	31	18.2
V	131	80	48	26	126.7
Zr/ Hf	45.7	36.3	26.3	29.5	28.5
Zr/ Th	48	21.5	9.5	19.1	13.3
Ti/ Zr	56.8	19.7	15.3	6.74	33.9
La/ Th	4.26	2.36	1.77	2.2	2.2
La/ Sc	0.55	1.82	4.55	6.25	3
Th/ Sc	0.15	0.85	2.59	3.06	1.3

表 2-10　变沉积岩类不同构造环境下的部分稀土元素特征表

构造环境	REE 参数							
	源区类型	La	Ce	ΣREE	La/ Yb	La_N/ Yb_N	ΣCe/ ΣY	δEu
大洋岛弧	未切割岩浆弧	8±1.7	19±3.7	58±110	4.2±1.3	2.8±0.9	3.8±0.9	1.04±0.11
大陆岛弧	切割的岩浆弧	27±4.5	59±8.2	146±20	11±3.6	7.5±2.5	7.7±1.7	0.79±0.13
活动大陆边缘	基底隆起	37	78	186	12.5	8.5	9.1	0.6
被活动大陆边缘	克拉通内构造高地	39	85	210	15.9	10.8	8.5	0.56
连云山地区		47.9	83.4	223.3	20.1	11.9	4.6	1.92

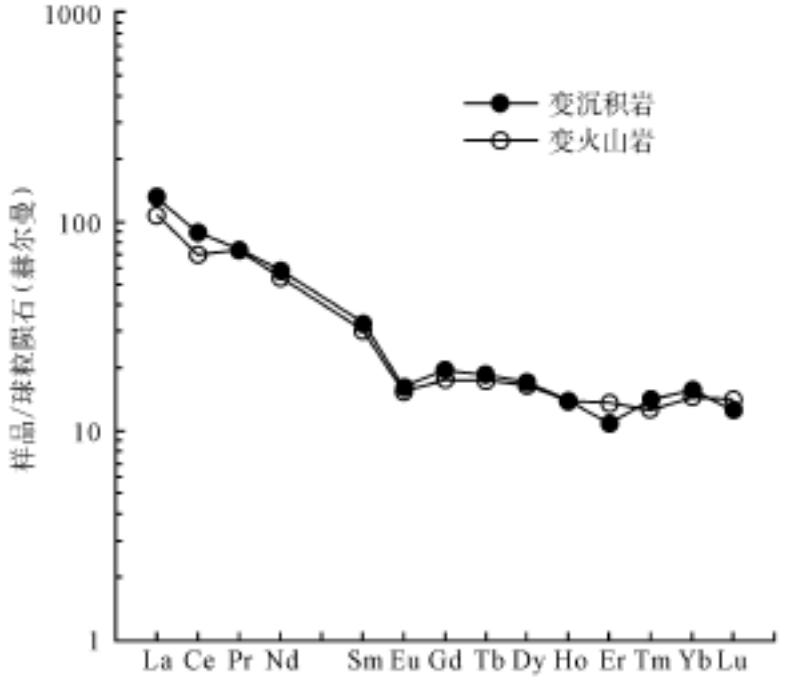


图 2-25　变沉积岩及变火山岩稀土元素配分型式图

Sr 同位素值变化范围大,如斜长黑云片岩类的$^{87}Sr/^{86}Sr = 0.753\sim0.772$,石榴十字黑云母片岩的$^{87}Sr/^{86}Sr = 0.712\sim0.718$,反映岩石类型和变质过程中 Rb-Sr 系统受干扰程度的差异。样点的 Rb-Sr 点阵展布及可能有地质意义的线性拟合年龄为 466～602Ma、214Ma、75Ma 三个时限区间,表明成岩后其 Rb-Sr 系统至少受到三次较强的干扰。

总之,连云山地区的变沉积岩,原岩为一套泥砂质较高的岩石,形成环境为靠近大陆岛弧近侧的被动大陆边缘和活动大陆边缘区,为比较成熟的大陆边缘岛弧。

(二) 变火山岩类岩石地球化学特征

变火山岩类岩石主要为片岩、片麻岩、斜长角闪岩等。其岩石化学成分总体变化范围较大(表 2-7),SiO_2 47.95～68.9($w_B/10^{-6}$,下同),Al_2O_3: 14.06～20.92,Fe_2O_3: 0.38～1.19,FeO: 3.1～8.45,MgO: 1.17～9.49,CaO: 3.08～11.11,Na_2O: 0.57～4.28,K_2O: 0.31～6.08。经 Symoner(1953)($al+fm$) - ($c+alk$) -si 图解(图 2-22)判别,均落在火山岩区内,以高 Si、Al、Na 低 Mg 为特色,造成这种结果可能是变质作用所致。根据郑学正(1986)部分主元素 $10TiO_2$-MnO-$10P_2O_5$ 三角图解,样点绝大多数落入 IAB 区,一个点落入 OIB 区,总体反映为岛弧环境下形成的基性-中性火山岩特征(图 2-23)。

微量元素特征(表 2-7):总体反映为 Rb、Th、Cr、V 等元素丰度高,Sr、Zr 等元素丰度低,在 Pearce(1980)微量元素 Ti-Zr 图解中,样点落于岛弧玄武岩区(图 2-26)。而在微量元素原始地幔标准化蛛网图(图 2-27)中为一锯齿状曲线,以 Ta、Nb、Zr、Hf、Sm、Y、Yb 等元素形成低谷,与 Pearce(1982)总结的岛弧钙碱性-过渡类型玄武岩蛛网图相似,唯一不同点就是 Cr 含量较高。

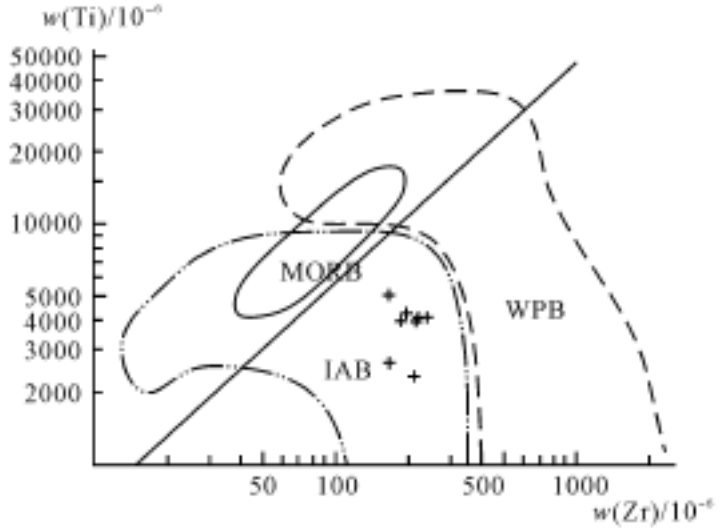


图 2-26 变火山岩 Ti-Zr 图解

(据 Pearce, 1980)

MORB—洋中脊玄武岩;IAB—岛弧玄武岩;

WPB—板内玄武岩

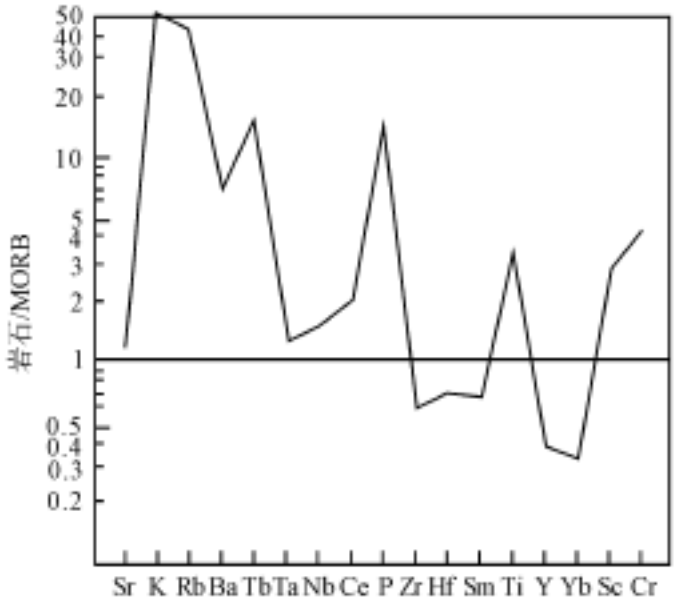


图 2-27 变火山岩微量元素蛛网图

(据 Poli, 1979)

稀土元素特征(分析结果见表 2-7)表现为总量中等偏高,$\Sigma Ce/\Sigma Y$ 比值为 2.86～3.89,为轻稀土富集型,δEu 值较大(0.5～0.77),有轻微亏损;以平均值作稀土配分模式图,为向右缓倾斜曲线,铕谷较明显,与变沉积岩曲线基本一致(图 2-25)。与 Erey 等(1986)总结出的洋岛碱性玄武岩曲线相同,反映该地区火山岩是经 5% 左右的低度熔融形成的,物质来源于未亏损地幔(Gast, 1968)。

总体来说连云山地区的变火山岩原岩是一套钙碱性—碱性基性—中性火山岩,形成于

岛弧环境。

三、变质作用及深部作用过程

(一) 地质产状

连云山岩群是一套变质达中—高角闪岩相的中—深变质岩系,并经受了多期混合岩化和热接触变质作用。其组成复杂、岩石类型多样,按地质产状可划分为变沉积岩和变火山岩等二个组合。变沉积岩系主要包括:十字石榴黑云母片岩、混合岩化石榴二云石英片岩、含矽线石堇青石石榴子石钾长片麻岩。变火山岩主要包括:石榴斜长角闪岩、黑云母斜长角闪岩等。

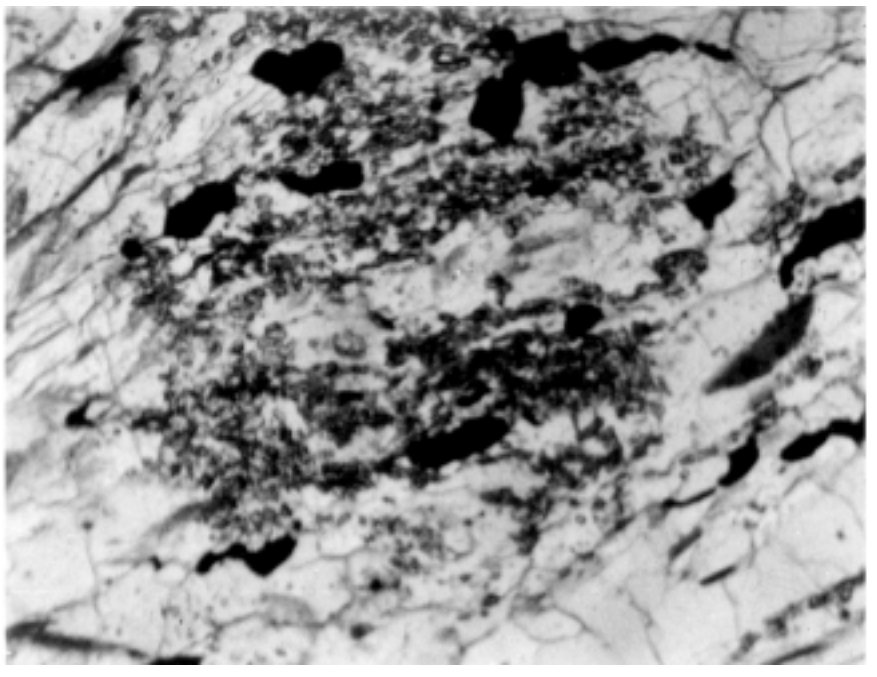
连云山岩群变质作用程度在空间上具有局部分布不均一性。在连云山麓,连云山岩群主要是由一套角闪岩相的十字石榴黑云母片岩、混合岩化石榴二云片岩、斜长角闪岩等组成。往北至幕阜山附近,则呈穹隆展露,核部为花岗质片麻岩,周缘依次为含矽线石堇青石石榴子石钾长片麻岩、十字石榴黑云母片岩、石榴云母片岩等,呈高角闪岩相向低角闪岩相演变。即围绕花岗质片麻岩穹隆呈现侧向递增性,这也说明连云山岩群早期角闪岩相变质与燕山期连云山岩体、幕阜山岩体无关。

(二) 岩相学特征

1. 变沉积岩系

十字石榴黑云母片岩,岩石为片状构造,鳞片花岗变晶结构。出现特征变质矿物十字石与石榴子石、黑云母、斜长石、石英组成峰期变质矿物组合。十字石呈长柱状和板柱状,局部有溶蚀,内部含丰富的石英包体。绿泥石沿边缘和解理处交代黑云母,系晚期退变质作用的产物。根据特征矿物十字石可判断其原岩为富铝泥质岩,属角闪岩相十字石亚相。

含矽线石堇青石石榴子石钾长片麻岩,片麻状构造,斑状变晶结构,基质为鳞片花岗变晶结构。基质主要为钾长石、黑云母、白云母、石英、矽线石与变斑晶石榴子石、堇青石组成变质峰期矿物组合。矽线石呈纤状、毛发状束状集合体,为典型的高温矿物。堇青石变斑晶中含有大量的十字石、少量的黑云母等包裹体(照片 2-2),十字石呈短柱状与黑云母定向排列,与主期片理小角度相交,系早期变质作用的产物。



照片 2-2　堇青石变斑晶中 St、Bi 定向排列并与主期片理斜交

(正交, ×10)

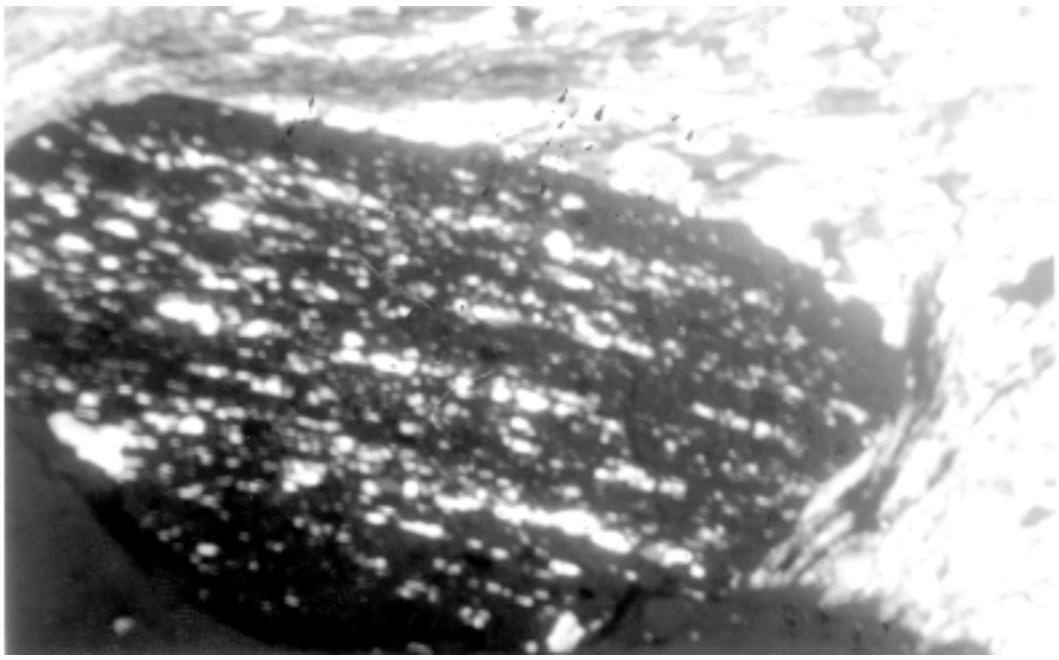
2. 变火山岩系

石榴斜长角闪岩,主要为块状和芝麻点状构造,斑状变晶结构。变斑晶为石榴子石;基质为粒柱状变晶结构,主要组成矿物为角闪石和斜长石,二者呈大致定向排列构成面理,此外还有少量石英、黑云母等,它们平衡共生,组成峰期组合。普遍角闪石呈港湾状,内有绿帘石、石英和黑云母等早期矿物组合。

(三) 变质作用期次分析

通过矿物平衡共生组合分析、变质反应关系、矿物世代划分和变斑晶显微构造分析等多方面综合研究,连云山岩群经历过 5 期次变质作用阶段(彭和求等,2002)。

早期绿片岩相变质作用(M_1):绿片岩相区域变质是前角闪岩相变质残留,由于后期角闪岩相进变质作用,该期变质矿物组合已几乎完全消失,仅在铁家龙石榴斜长角闪岩(1025-2)的角闪石晶体中发现绿帘石、石英和黑云母包裹体残留,在水家坪黑云斜长片麻岩(1016-1)的斜长石斑晶中存在细小柱状阳起石和黝帘石等包裹体残留,在连云山十字石石榴石云母片岩(Ⅳ-5-1)的前构造期石榴子石变斑晶中早期片理与主期片理较大角度斜交(照片 2-3),组成早期片理的变质矿物组合为绿片岩相斜长石、石英、绿泥石和云母等。早期片理 S_1,基本无变形迹象。综合上述特征分析,早期共生矿物组合为钠长石 + 绿帘石 + 阳起石(或透闪石) + 绿泥石 + 石英,是低温绿片岩变质相。且据其区域性残存分布、早期片理 S_1 无变形迹象推断其系埋藏变质作用所致。



照片 2-3　变斑晶 Gt 中早期片理与主期片理大角度斜交

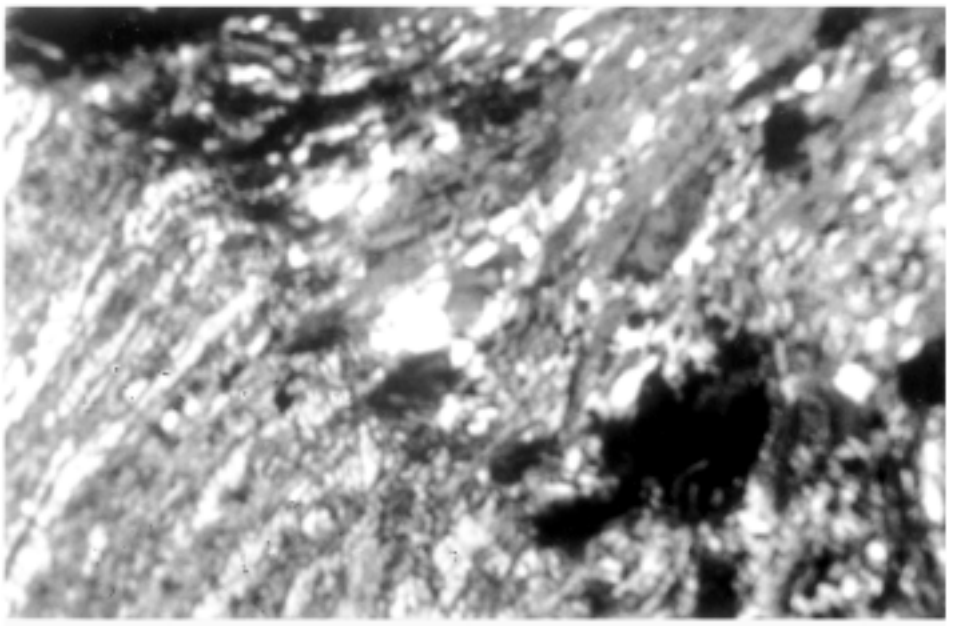
(正交, ×10)

角闪岩相变质作用(M_2):其矿物组合以粗粒石榴子石变斑晶与特征变质矿物十字石及基质矿物角闪石、斜长石、黑云母、石英等为代表,不出现矽线石。角闪石、斜长石和黑云母构成区域面理。典型共生矿物组合为十字石±黑云母 + 白云母 + 斜长石 + 石英,据普遍出现特征矿物十字石、石榴子石而无矽线石判断其变质程度达角闪岩相十字石亚相。

高角闪岩相或麻粒岩相变质作用(M_3):在幕阜山花岗质片麻岩穹隆核部出现典型高温矿物堇青石、矽线石和钾长石组合带,在堇青石变斑晶内有短柱状十字石、黑云母等平行定向排列并与主期片理斜交(照片 2-3)。矽线石柱状或纤状晶束的出现是高于十字石带的标志,矽线石开始出现说明变质地温梯度已跨过蓝晶石—矽线石单变线。说明在十字石亚相

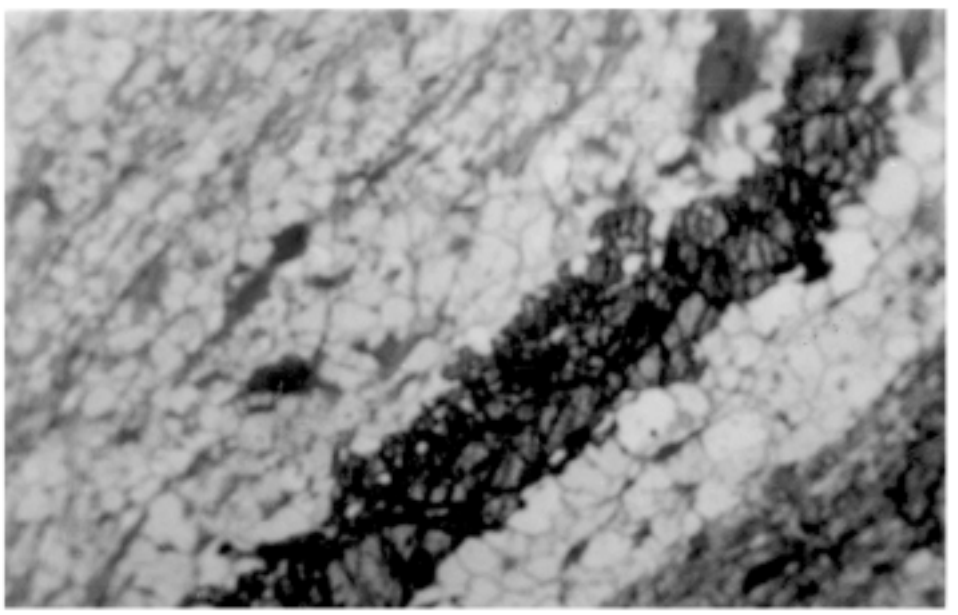
之后发生过递增变质作用。

角闪岩相变质作用(M_4):早期十字石巨斑晶因韧性伸展作用而片理化(照片 2-4),并形成新生矿物组合石英 + 长石 + 黑云母 + 石榴子石;早期石榴子石变斑晶塑性变形呈眼球状集合体;沿早期片理充填新生型细粒状石榴子石集合体(照片 2-5)。该期石榴子石与早期石榴子石之区别为:早期石榴子石一般呈较大的筛状变晶结构和环带结构,边缘有溶蚀呈圆形或椭圆形;晚期石榴子石个体相对较小,表面干净,外形为正六边形。上述变质特征仅在连云山地区被发现,推测与连云山变质核杂岩、燕山期连云山岩体有关。根据沿新生面理发育石榴子石 + 黑云母 + 长石 + 石英的矿物组合,判断为角闪岩相,并且该期变质作用伴有石榴子石、十字石的韧性流变,说明温度很高,达花岗质成分的熔融条件。这与野外观察到的燕山早期连云山地区发生过剪切深熔混合岩化相佐证。



照片 2-4　早期 Gt 变斑晶因韧性伸展而片理化

(正交, ×10)



照片 2-5　沿早期片理充填的细粒 Gt 集合体

(正交, ×10)

晚期绿片相区域变质作用(M_5):晚期表现为绿泥石、白云母、绿帘石等低温矿物部分置换普通角闪石、黑云母、石榴子石等早期较高温矿物,其矿物组合以绿泥石 + 白云母等矿物组合为代表,具低绿片岩相变质特征。

综合上述,连云山岩群中角闪岩相变质作用和绿片岩相变质作用不具连续递变的特点,

而表现出叠加的关系。其中十字石亚相相当于中温角闪岩相,矽线石—钾长石带相当于高角闪岩相或麻粒岩相,整个岩石变质程度较高,并有混合岩化作用发生。

(四) 变质作用演化

1. 变质温度、压力估算

各矿物的电子探针分析结果见表 2-12。利用变基性岩石榴斜长角闪岩(1025-2、1025-3)中峰期变质矿物变斑晶石榴子石及基质矿物斜长石、角闪石组成的温压计求得其温度、压力见表 2-11。早期绿片岩相变质作用(M_1)阶段温压估算。该阶段绿片岩相变质的矿物共生组合为绿帘石 + 阳起石 + 石英 + 黑云母(1025-2),判断属低绿片岩相。该组合的温度为 400～500℃(Yardley, 1989)。在富铝片麻岩(153)中,石榴子石中的包体矿物组合为黑云母 + 白云母 + 绿泥石 + 石英 + 斜长石,根据反应方程式绿泥石 + 斜长石 = 铁铝榴石 + 绿泥石 + 石英 + H_2O 发生的温压条件实验资料,上述组合形成的温压条件估计为 $T \leq 500℃$, $p \leq 4 \times 10^8$ Pa。角闪岩相变质作用(M_2)阶段温压估算。

表 2-11 连云山岩群变基性岩主期变质矿物的温压估算结果

岩石名称	T/ ℃	温度计	P/ 10^8Pa	压力计
石榴斜长角闪岩 (1025-2)	450(Core) 404(rim)	Hb-Gt(Graham & Powell, 1984)	10.31(rim) 9.38(Core)	Al in Hb (Hammartron & Zen, 1986)
			11.20(rim) 10.15(Core)	Al in Hb (Hollister et al., 1987)
			8.51(rim) 7.14(Core)	Al in Hb (Johnson & Rutherford, 1988)
石榴斜长角闪岩 (1025-3)	520		8.23(rim) 8.37(Core)	Al in Hb (Hammartron & Zen, 1986)
			8.86(rim) 9.02(Core)	Al in Hb (Hollister et al., 1987)
			6.76(rim) 6.87(Core)	Al in Hb (Johnson & Rutherford, 1988)

该阶段以峰期特征变质矿物十字石大量发育为特征。根据形成十字石的变质反应,Hoschek(1969)标定其平衡温度为 540～546℃±15℃(韩郁菁, 1993)。另据 1025-2 变基性岩,边缘压力为(8.5～11.2)×10^8 Pa,温度为 404℃,平均深度 D = 33km, dT/ dD = 12.2℃/ km;核部压力(7.1～10.1)×10^8 Pa,温度为 450℃,平均深度 D = 29.3km, dT/ dD = 15.4℃/ km。该变基性岩为高压相系高绿片岩相—低角闪岩相变质岩,从早期(核部)到晚期(边缘)经历了一个降温增压的过程。据 1025-3 号变基性岩样,边缘压力为(6.8～8.9)×10^8 Pa,温度为 524℃,平均深度 D = 26.2km, dT/ dD = 20℃/ km;核部压力(6.9～9.0)×10^8 Pa,温度为 524℃,平均深度 D = 26.7km, dT/ dD = 20℃/ km。据此可推断 M_2 阶段经历了早期近高压低角闪岩(高绿片岩)相至晚期的中压相系的角闪岩相变质作用。

高角闪岩相或近麻粒岩相变质作用(M_3)阶段温压估算。该阶段出现典型高温矿物组合石英 + 钾长石 + 斜长石 + 矽线石 + 铁铝榴石 + 堇青石,其温度压力范围可由变质反应线白云母 + 石英 = 矽线石 + 钾长石和角闪岩相向麻粒岩相过渡的变质反应矽线石 + 黑云母 + 石英 = 堇青石 + 石榴子石 + 正长石 + H_2O 来限定,温度为 660～735℃,压力在(3.5～8.0)×10^8 Pa之间(游振东等, 1988; Ehlers, 1980)。角闪石相变质作用(M_4)阶段温压估算。

该阶段以早期十字石斑晶片理化,石榴子石变斑晶眼球状化为特征,并伴以连云山岩群剪切深熔作用和混合岩化,据此判断其温度大于 700℃(Massonne,1992),即位于泥质岩系花岗质成分初始熔融线以东。

晚期低绿片岩相退变质作用(M_5)阶段温压估算。据混合岩化石榴斜长角闪岩(连 5-8、连 5-14)和富白云母斜长花岗质片麻岩(连-193)流体包裹体测温资料见表 2-13,低温组温度

表 2-13　连云山岩群流体包裹体测温结果

样号		大小/ μm	气液比/ %	均一温度/ ℃	备注
连-5-10(185)	1	5	6	312	石榴斜长角闪岩;低温组Ⅱ213～297℃;平均为 265℃,中温组为 301～342℃,平均为 321℃
	2	5	6	297	
	3	8	10	291	
	4	8	10	293	
	5	5	7	301	
	6	6	7	247	
	7	6	10	285	
	8	6	10	260	
	9	6	15	338	
	10	5	10	342	
	11	6	10	312	
	12	8	10	213	
	13	6	10	232	
连 5-14(189)	14	5	6	285	石榴斜长角闪岩;低温组Ⅱ204～285℃,平均为 251℃;中温组为 308～386℃,平均为 336℃
	15	5	6	204	
	16	6	5	230	
	17	6	15	386	
	18	10	10	283	
	19	5	10	308	
	20	5	10	314	
连-193	21	6	10	199	富白云母斜长花岗质片麻岩;低温组Ⅰ119～199℃,平均为 163℃;中温组 371～415℃,平均为 391℃
	22	8	10	193	
	23	5	10	395	
	24	6	20	382	
	25	5	5	119	
	26	5	5	124	
	27	5	5	173	
	28	5	10	394	
	29	8	10	371	
	30	15	20	415	
	31	5	7	132	
	32	5	7	195	
	33	5	10	146	
	34	5	5	160	
	35	6	10	193	

注:由中国地质大学(武汉)流体包裹体实验室英国莱芝仪分析测试。

范围为 119～199℃及 204～297℃两组。低温组反映后期退变质(伴随混合岩化和热液蚀变)温度。以石榴斜长角闪岩(样品 1025-1)中退变质矿物绿泥石的化学成分,利用 Cartelin-earu 等(1985)的绿泥石温度计计算得 T = 235℃。与流体包裹体测温资料相对较高的低温组温度一致。以断陷红盆 NE 向边界断裂中变余糜棱岩(49-1)多硅白云母的化学成分(表 2-11),利用白云母温压计(图 2-28、图 2-29),估计温压条件为 T = 250℃, P = 1.1×10^{8}Pa, D = 3.6km, dT/dD = 69.40℃/km,属低压绿片岩相。

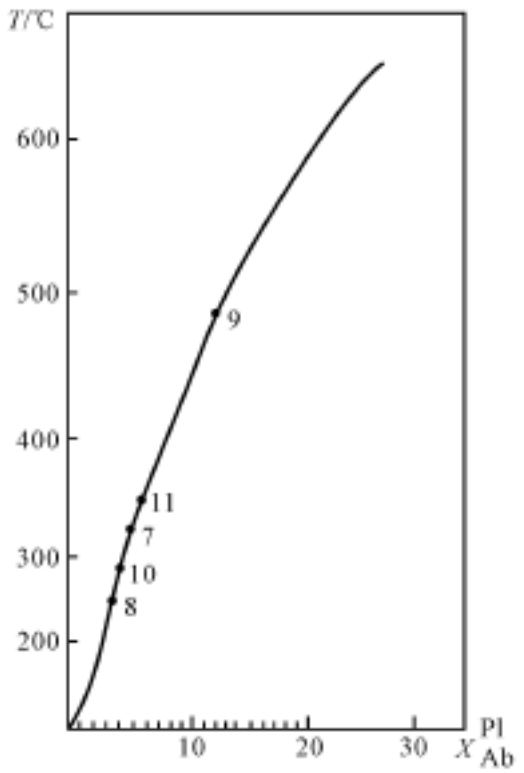


图 2-28 钠云母分子%与温度关系图
(据 Landert, 1959)
7—22-1; 8—49-1; 9—连-灶-3; 10—9-3; 11—17-3

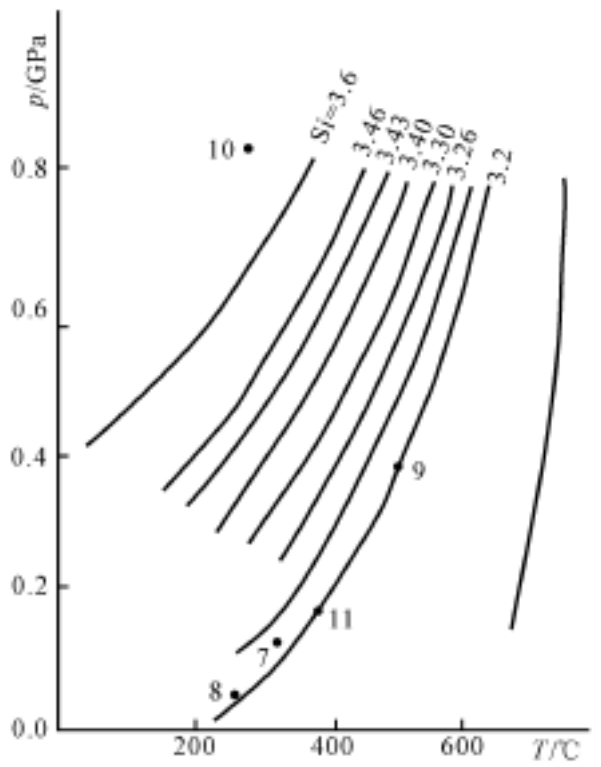


图 2-29 多硅白云母 P-T 稳定曲线
(据 Velde, 1967)
图例说明同图 2-28

2. P - T - t 轨迹的重建及深部作用过程

将温压估算结果和矿物世代分析综合起来进行考虑,对连云山岩群进行 P-T 作图,获得如图 2-30 所示的 P-T 轨迹,整个过程似顺时针方向演化的 P-T 轨迹。根据这个 P-T 轨迹,我们认为连云山岩群经历了吕梁运动初期的构造埋藏变质作用(M_1)以及随后深埋到 33km 深度的近高压变质作用(M_2^1)、随后增厚的地壳,因重力均衡隆升,同时基性岩浆底侵作用和下地壳对中上地壳加温仍在继续,从而使连云山岩群—变质地体具降压增温的轨迹(M_2^1—M_2^2 段)。

这个研究结果获得年代学和 Nd 同位素示踪(湖南省地质调查院,2002, 2004;彭和求等,2002)研究的支持,在幕阜山地区被石榴斜长角闪岩(1025-2)侵入的十字石榴黑云母片岩(1025-1), Sm-Nd 全岩等时线年龄 1905±25Ma, $\varepsilon_{Nd}(t)$ = 5.4, T_{DM} = 1947.5Ma;连云山地区石榴斜长角闪岩(连-辜-5) Sm-Nd 全岩等时线年龄 1960±3Ma, $\varepsilon_{Nd}(t)$ = 5.6, T_{DM} = 1980.9Ma。综合前述涧溪冲岩群与后述连云山岩群 SHRIMP 年龄、Sm-Nd 同位素年龄和 Nd 同位素示踪揭示,在 25.57 亿～19.80 亿年左右幕阜—连云山地区广泛存在基性岩浆底侵作用,随后 1800Ma 左右吕梁碰撞造山作用使地壳收缩增厚先存低绿片岩相浅变质岩系发生板块俯冲至 33km 深处并遭受近高压绿片岩相(低角闪岩相)—角闪岩相变质作用(M_2^1—M_2^2 期)(湖南省地质调查院, 2002, 2004;彭和求等, 2002)。由于缓慢抬升、充分的热弛豫、连续的增温(持续低侵作用),深部岩石受到加热必然引起变质地体近等压增温,产生

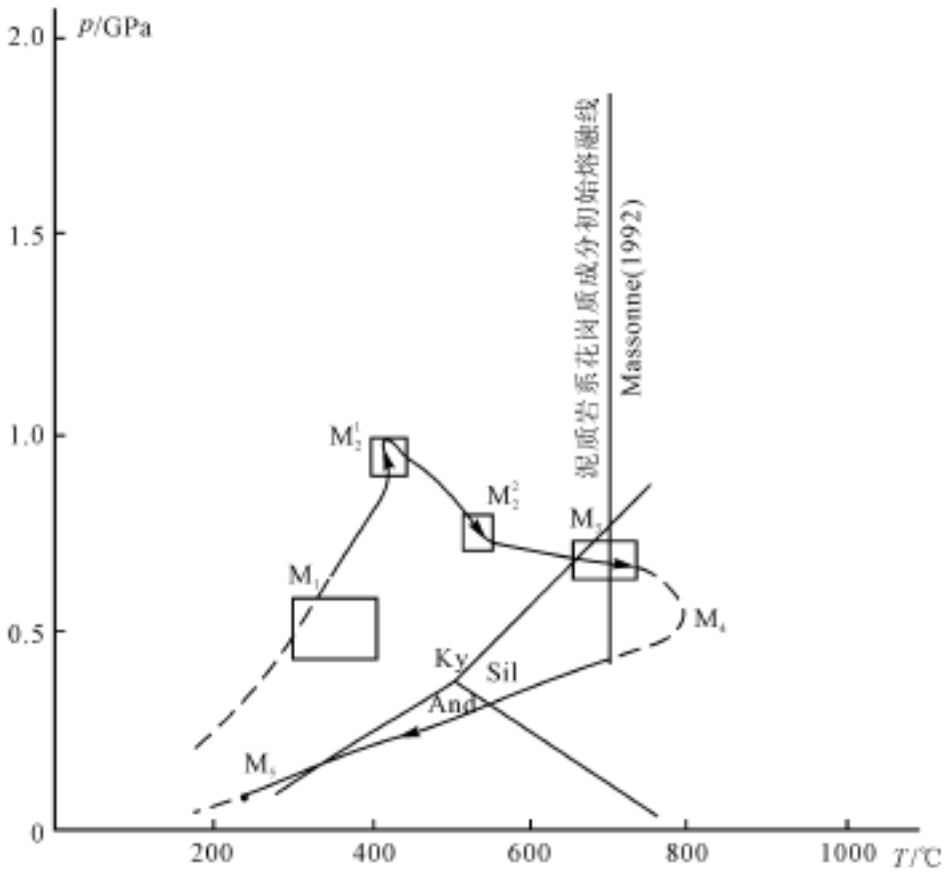


图 2-30　连云山岩群变质作用 *P-T* 轨迹

P-T 图解中 M_2^2—M_3 段递进变质作用轨迹。

虽然研究区历经后期武陵运动(10 亿年)、加里东运动和印支运动,但是区域性的热流增高尚不足以使吕梁期已达角闪岩相变质的连云山岩群再次发生矿物相的转变。因此武陵期、加里东期和印支期的 *P-T* 轨迹难以确认。只有在侵位的炽热花岗岩体周围叠加的热变质晕内才有可能,M_3 期变质作用产生的高温矿物组合堇青石、矽线石和钾长石就是核部存在花岗质片麻岩这一额外热源所致。花岗质片麻岩岩石组合与九岭等晋宁期岩体岩石组合相似,该期连云山岩群 SHRIMP 变质年龄为 830Ma,因此推断 M_3 期变质作用与晋宁期构造热事件相对应。

M_4 期变质作用仅存在于连云山地区,220Ma 的 SHRIMP 年龄可作该期变质年龄的估计值。伴随该期变质有剪切重熔型花岗岩(连云山岩体)形成和连云山岩群再次混合岩化。据研究 M_4 期高角闪岩相区域变质与燕山期岩石圈地幔拆沉、基底再次活化和底侵作用密切相关。之后,湘东北地区进入了 NE 向盆-岭构造形成和发展阶段,九岭-幕阜山岭快速抬升,连云山岩群发生降温降压的低绿片相退变质作用。绿片岩相退变质时期与九岭-幕阜山岭第一阶段隆升时期对应:即 131～120Ma(彭和求等,2004)。

综上所述:

1)连云山岩群,是迄今为止在湖南所发现的一套变质达角闪岩相,局部达高角闪岩(麻粒岩相)的中、深变质岩系。主期角闪岩相变质系吕梁运动所致。

2)连云山岩群经历了一个漫长复杂的变质过程,至少经历了 5 期变质作用,整个变质过程为顺时针方向演化的 *P-T* 轨迹。

3)在 1800Ma±,由于碰撞地壳明显加厚,板块俯冲使连云山岩群深埋到地下 33km 深处,接受了近高压变质作用。Nd 同位素示踪和递增变质作用的热历史反映出层圈间、壳幔间的相互作用强烈。现今的连云山岩群是通过岩石圈地幔拆沉、多期底侵和基底活化而折

返至地表的。

四、连云山岩群同位素年代探讨

(一) 连云山岩群 Sm-Nd 同位素及全岩等时线年龄

连云山岩群内黑云斜长石英片岩、石榴十字黑云母片岩的 Sm-Nd 同位素研究结果列入表 2-14，岩石的$^{147}Sm/^{144}Nd$ 值 0.1071～0.1375，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 平均 0.511958，介于中、酸性岩类同项参数范围，样品岩石与尼格里值 Si-mg 图(湖南省地质调查院，2002)、Zr/ TiO_2-Nd/ Y 图解(湖南省地质调查院，2002)所判别的结果一致，属安山岩—流纹岩、英安岩类。由表 2-14 给出的两条等时线年龄，1960±3Ma，I = 0.510379，$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 5.6(图 2-31a)和 1905±25Ma，I_i = 0.510445，$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 4.3(图 2-31b)，两条线都为密集点群，密集度 D 值分别为 2.9Ma和5.35Ma，远小于 D上限值。等时线的年龄应是可信的，但两等时线年龄都比它们

表 2-14　连云山岩群 Sm-Nd 同位素特征

样号	岩性	$w(Sm)/10^{-6}$	$w(Nd)/10^{-6}$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$Error(2\delta)_m$	$\frac{T_{DM}}{Ma}$
-2-3	黑云斜长石英片麻岩	5.5257	26.3968	0.1266	0.512014	0.000008	1981.4
-2-5		5.0010	23.1827	0.1304	0.512063	0.000009	1982.4
-2-7		5.5326	26.8652	0.1245	0.511987	0.000008	1980.7
-2-9		5.0438	24.6959	0.1235	0.511974	0.000009	1980.6
-2-6		5.3548	28.0737	0.1153	0.511868	0.000004	1979.3
1-1	石榴十字黑云母片岩	8.3542	42.0886	0.1200	0.511949	0.000002	1947.4
1-2		7.3264	36.7877	0.1204	0.511954	0.000002	1947.6
1-3		10.6215	54.0514	0.1188	0.511934	0.000003	1946.8
1-5		10.6457	56.0837	0.1148	0.511884	0.000002	1944.9
1-6		10.1670	51.5684	0.1192	0.511939	0.000003	1947
1-7		11.0300	56.7032	0.1176	0.511919	0.000003	1946.2
1-11		16.2767	71.5750	0.1375	0.512168	0.000004	1957.9
1-12		16.4534	92.6-8763	0.1071	0.511787	0.000003	1942.7
1-13		11.3546	56.3701	0.1218	0.511972	0.000003	1947.5

注：分析测试由天津地科所同位素室测试完成。

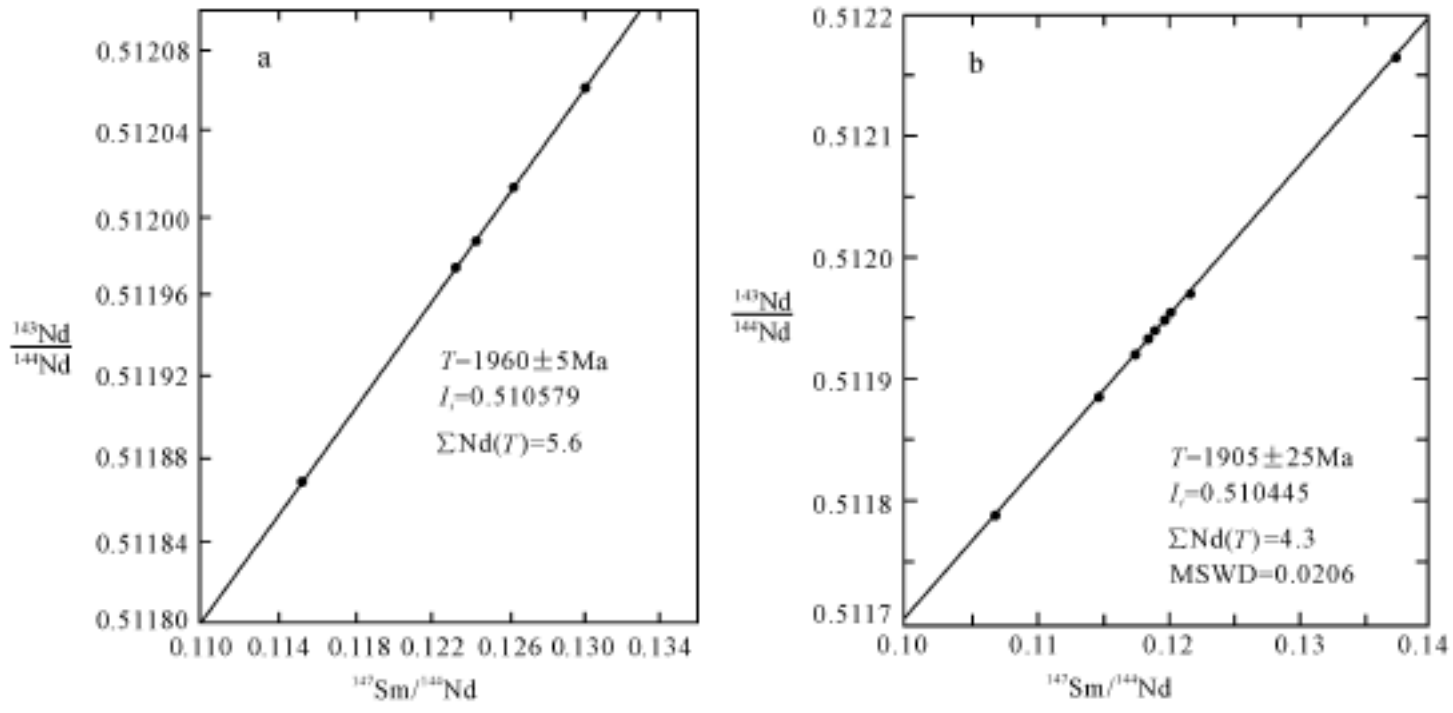


图 2-31　连云山岩群 Sm-Nd 全岩等时线年龄图

a—黑云斜长石英片麻岩；b—石榴十字黑云母片岩

的 T_{DM}值相差 20～37Ma,与同龄亏损上地幔的 ε_{Nd}值相差明显,应不是成岩年龄。从两条等时线岩石样品均为角闪岩相质岩石,1905Ma、1960Ma 应是角闪岩相变质时限,连云山岩群的成岩年龄应大于 1905～1960Ma。

(二) 连云山岩群 SHRIMP 年龄

连云山岩群中段石榴黑云斜长片岩(原岩为英安流纹质凝灰岩)的锆石分两组:一组呈自形,细小、柱状,具有环带;另一组呈圆或椭圆形,环带不发育(图 2-32)。自形晶锆石年龄环带清楚,一般小于 1000Ma,以 830Ma 和 430Ma 最集中,分别代表成岩期后雪峰期和加里东期的构造热事件,即分别对应前述连云山岩群 M_3 期高角闪岩相变质和加里东期湘东北(包括其西缘益阳)地区桃江岩基侵位、常德-长沙北西向转换断层走滑剪切。

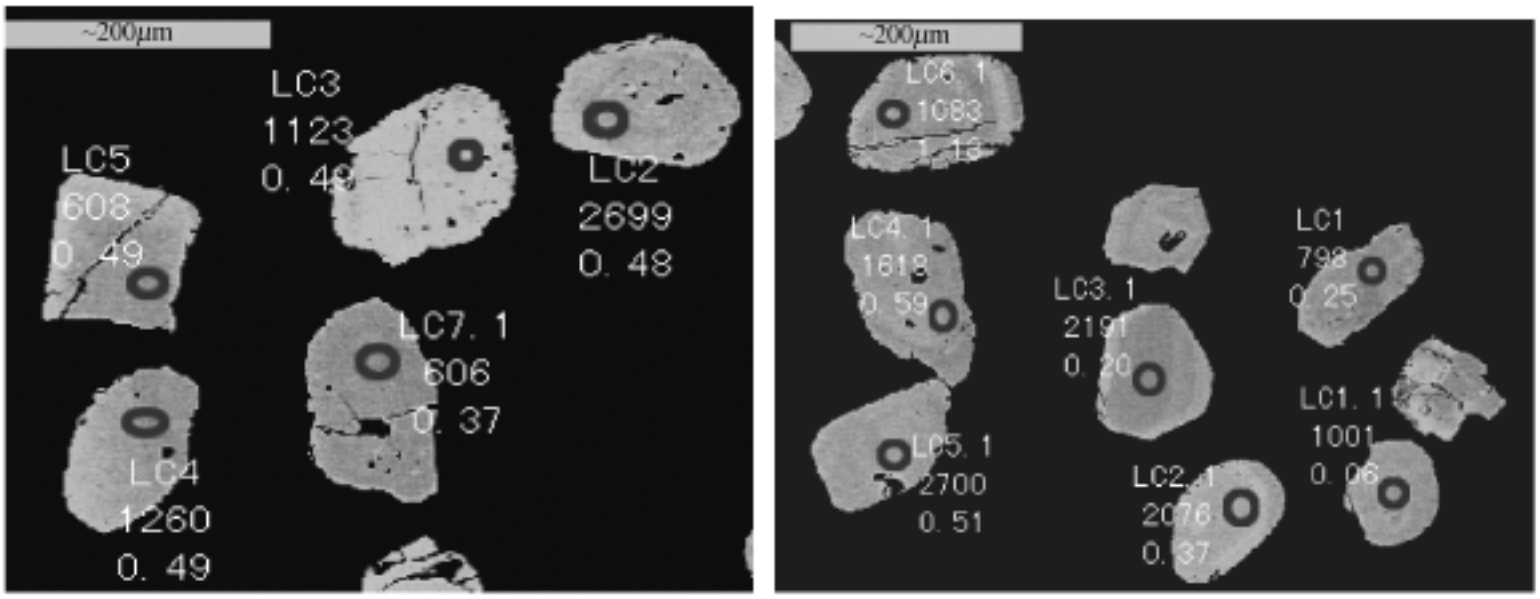


图 2-32　连云山岩群的锆石 CL 图像、形态类型及年龄

圆圈表示测点中心,圈外数字为点号、年龄(Ma)和 Th/U 值

磨圆形锆石年龄主要有三组(表 2-15、图 2-33):①2191±33Ma～2026±24Ma,②2577±4.6Ma～2486±5.9Ma,③2700Ma。虽然数据点较少,但仍反映了一定价值的年龄信息。2026～2700Ma 碎屑锆石说明湘东北地区存在古元古代—太古宙基底,至少在 2.7Ga 左右就开始了陆壳的形成过程。

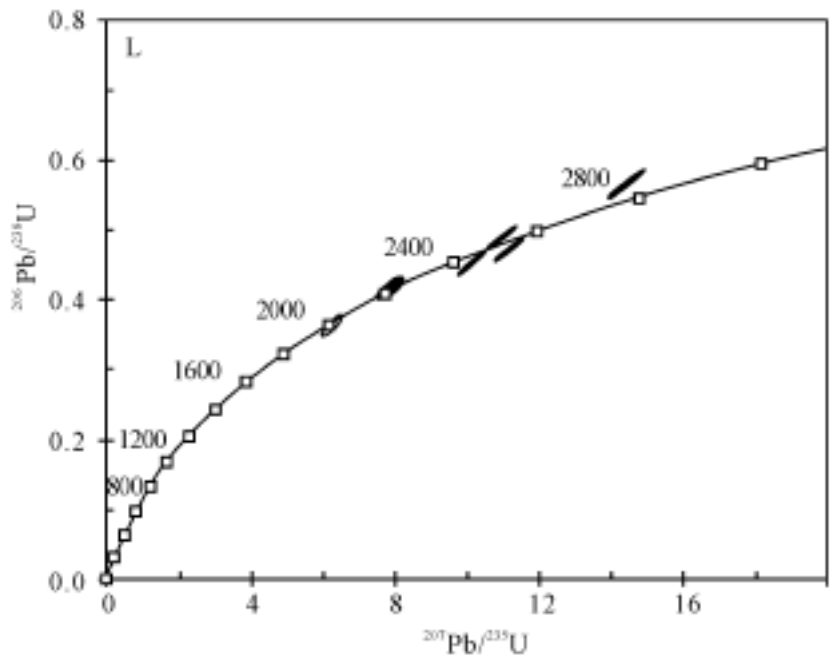


图 2-33　连云山岩群锆石 U-Pb 一致曲线图

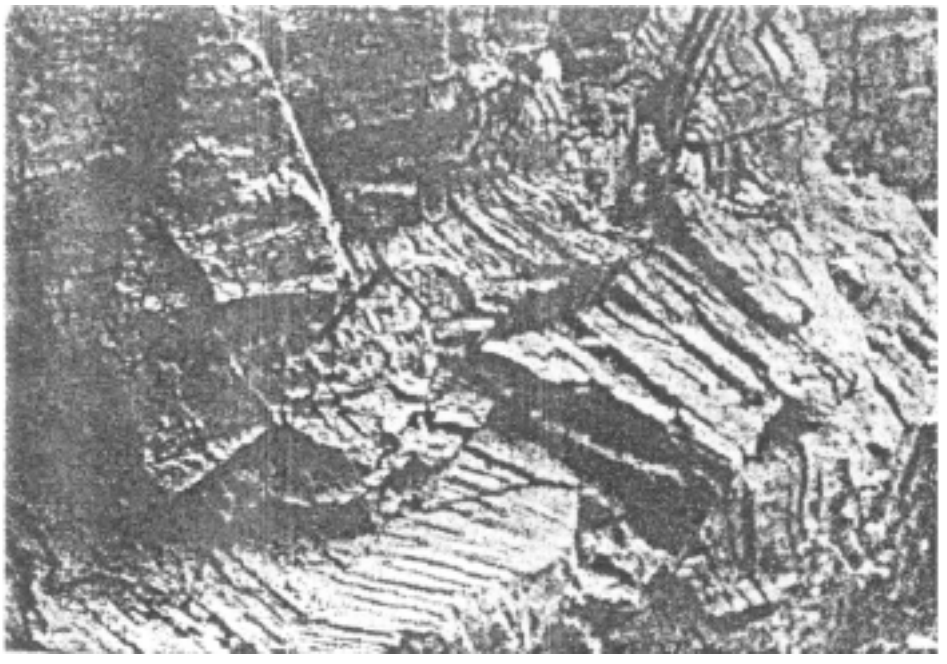
第三章　古元古代基底构造-岩浆作用

第一节　基 底 变 形

区内组成前寒武纪结晶基底岩系主要为涧溪冲岩群和连云山岩群。前者以韧性变形为主,可向脆性变形过渡转化;后者塑性流动构造发育广泛。由于露头有限,且受后期多次构造叠加影响,准确区分早期构造形迹有一定难度。

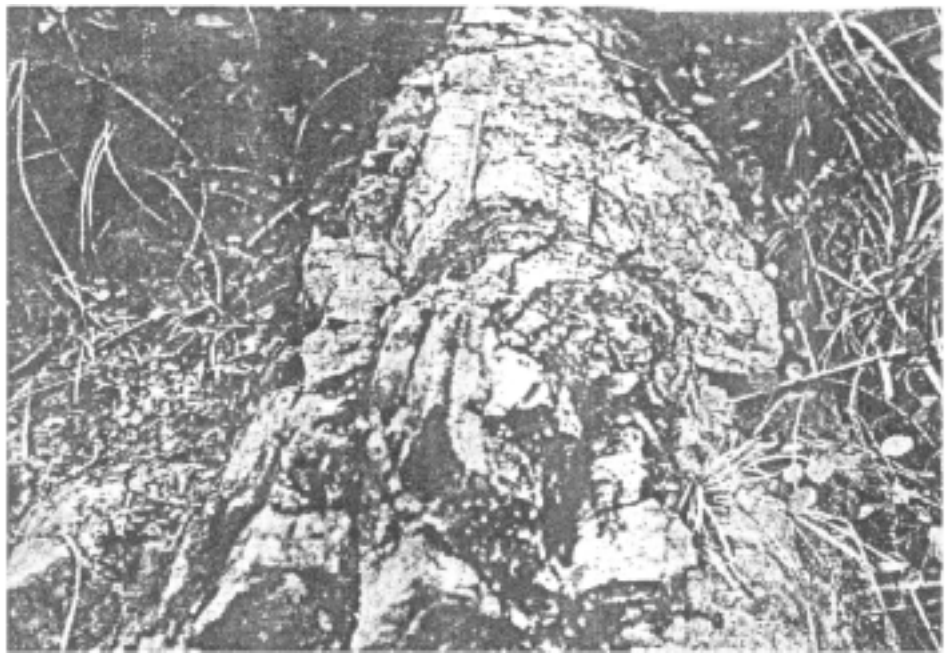
一、涧溪冲岩群构造变形

由断层围限的涧溪冲岩群最显著的特点是岩石全部为透入性构造面理所置换,呈断层构造岩片状。层理与片理已基本平行,无法区分,岩石全为构造片岩类(照片 3-1)。局部地段还保留着强烈置换作用形成的钩状褶皱、片内褶皱(照片 3-2)。片理已作为新的形面参与了褶皱变形,或发生弯曲、构成一些背向形,或发生膝折、呈尖棱状背向形等,形态非常复杂。多期构造叠加已使早期褶皱原始形态模糊不清,取而代之的是片理化褶皱带异常发育(图 3-1)。顺片理灌入的早期石英脉有些也一同卷入褶皱变形,成为不同方向背向形构造的组成部分;或形成布丁构造,并具旋转应变特点(图 3-2)。



照片 3-1　涧溪冲岩群早晚两期片理

折片带亦是最显著的表现形式,折劈理的切割是重要诱因,在剖面上形成众多细的微褶带和膝折带。小微褶一般南东翼长且缓、北西翼短且较陡。第一组褶纹线理产状是 35°～45°∠1°～3°或 225°∠10°;第二组是 15°～25°∠15°～35°。膝折面方向与折劈理方向近趋一致,野外观察有两个优势方向组:一是 196°∠6°、二是 260°～285°∠5°～15°,并为 225°∠10° SW 方向组褶纹线理叠复。



照片 3-2　涧溪冲岩群中南北向片褶

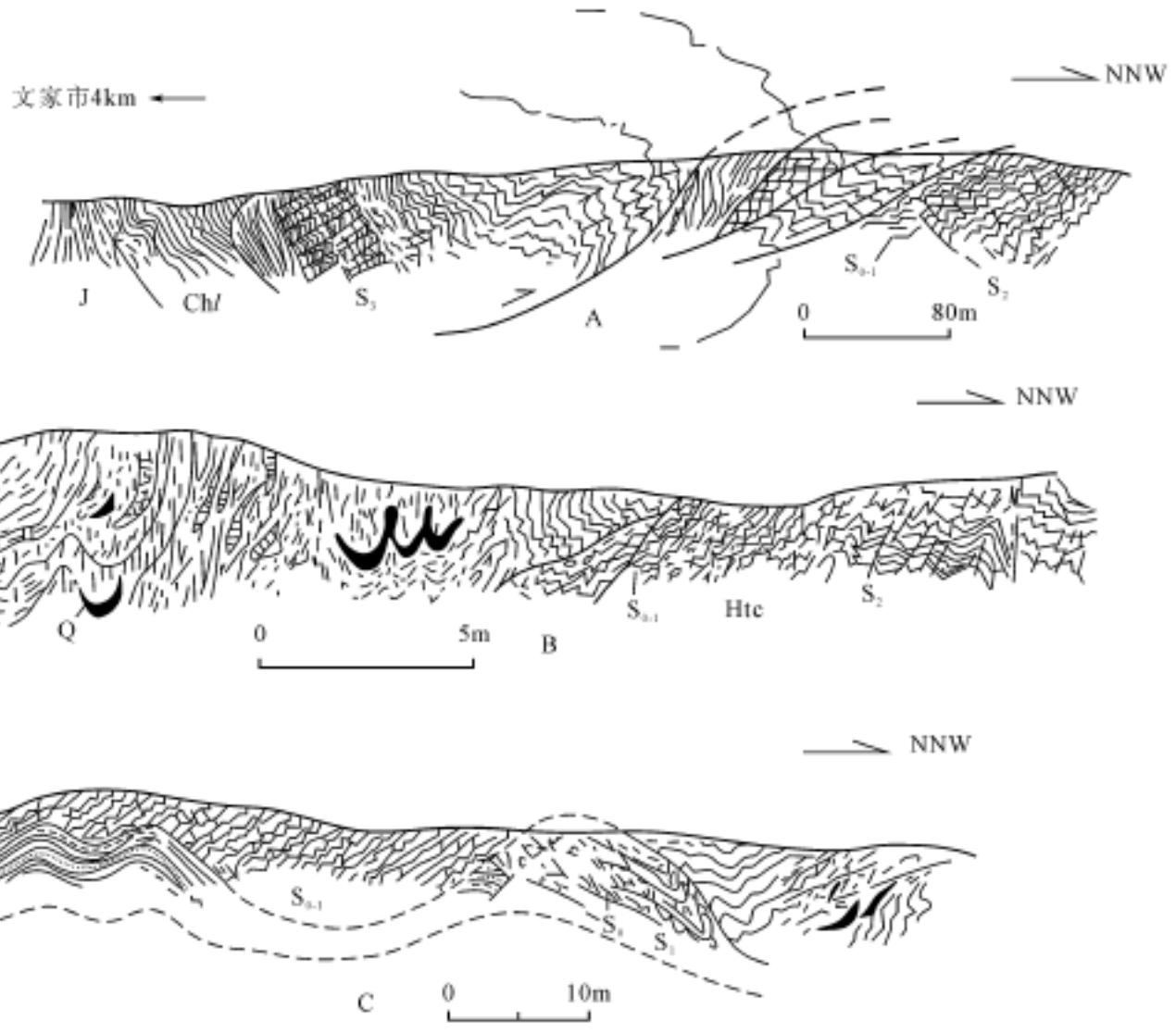


图 3-1　涧溪冲岩群三期构造变形

A—早期平卧褶皱;B—两期劈理置换;C—晚期宽缓圆柱状褶皱变形;Htc—陈家湾岩组;Ch*l*—长城系雷神庙组;Q—石英脉;S_0—层理;S_{0-1}—层劈一致;S_1(S_2)—劈理

通过面理与线理等小构造观察,大致恢复早期褶皱形态为南倾并强烈北倒的近平卧状,它伴随完全片理置换的产生。第一组褶纹线理具两个倾伏方向的变化预示着早期有近东西褶皱的存在。晚期系列纵向片理褶皱—冲断带,叠加剪切微褶带,使构造变形复杂化。

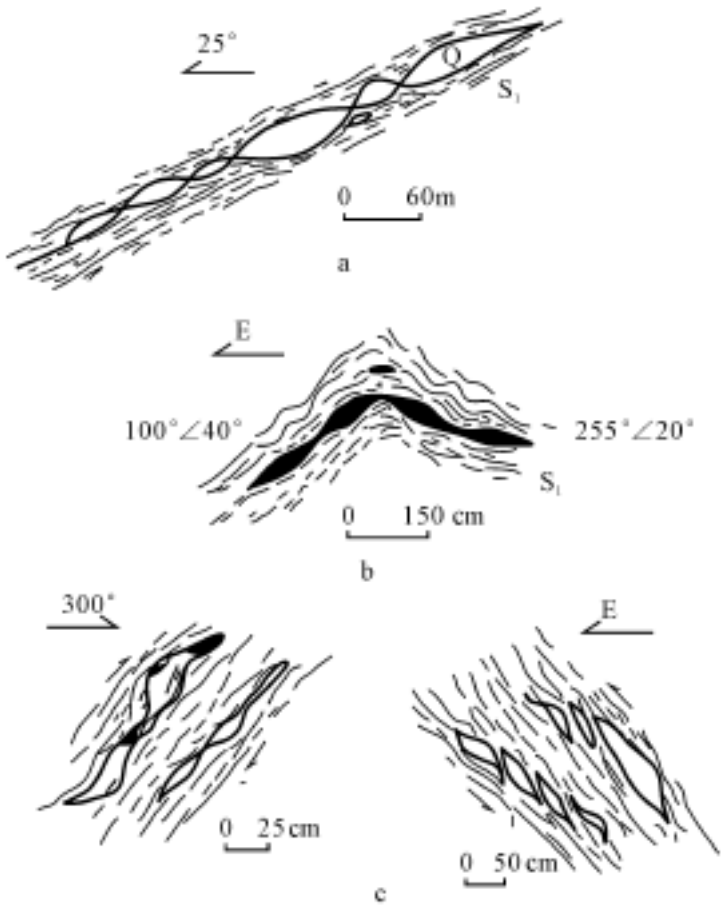


图 3-2　石英脉布丁构造素描示意图

二、连云山岩群流变学特征

流变学是研究物体流动与形变的科学。近年来对于岩石变形机制与流变学的研究日趋深入,并得到众多构造地质学家、岩石学家和构造物理学家的广泛关注。变形温度和应变速率是影响岩石和矿物变形方式的重要因素,也是研究岩石变形机制与流变学特征的一个重要参数。Kruhl(1995,1996)、Takahashi(1998)通过显微构造及实验构造地质学研究表明动态重结晶石英颗粒的几何边界具有明显分形结构,其分维数可作为地质温度计和应变速率计。本次利用野外构造解析、岩组、透射电镜、石英分形理论等手段,对连云山岩群结晶基底岩系的变形表象及机制进行了详细的观察和研究。这有助于查明‘雪峰古陆”基底岩系的变形环境,并揭示整个雪峰山造山带的地质演化历史。

(一) 野外构造解析

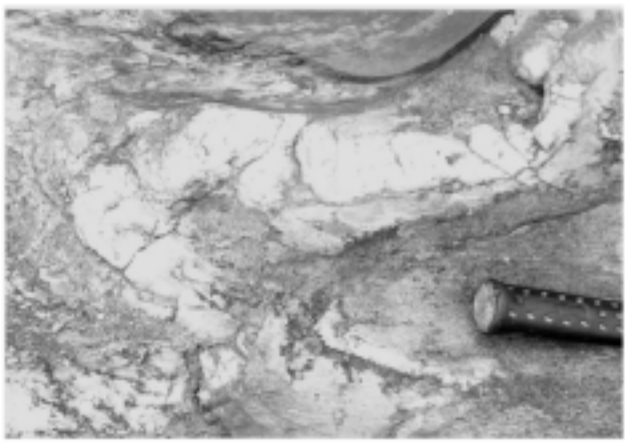
连云山岩群遭受了多期变质变形叠加,广泛发育各种类型不同构造层次的韧性剪切构造,并且早期韧性剪切构造常与后期韧性再造(主要是燕山期近 NE 向左行韧性走滑)形成的变形组构混为一体。宏观上表现为强烈塑性流变所形成的条纹条带构造;微观上,石英被显著地拉成丝带状并动态重结晶,长宽比可达 5∶1～10∶1。连云山岩群总体上以塑性或准塑性变形为主,并表现为大规模的透入性流动。

1. 褶皱变形特征

早期片内褶皱规模小,难以保存,其中以富白云母斜长花岗质片麻岩条带表现最为突出。片内褶皱的发育局限于一定成分层内,层序混乱,但对整个变质地层层序影响不大。片内褶皱特点多表现为两翼紧闭,转折端强烈加厚,形成相似或顶厚褶皱,西翼产状多平行区域片(麻)理;转折端与区域片(麻)理直交。由花岗质片麻岩等条带显示的片内褶皱部分被揪断形成片内无根褶皱或被晚期准共轴褶皱叠加、包容(照片 3-3A)。

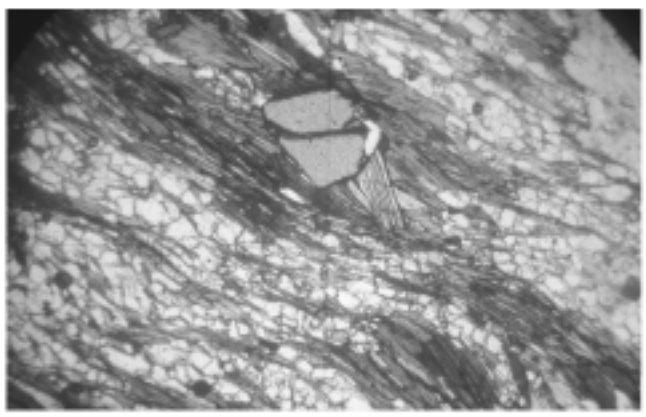

A


B


C


D


E


F

照片 3-3　连云山岩群构造变形特征照片

A—连云山岩群揉流褶皱;B—连云山岩群鞘褶皱;C—连云山岩群晚期无根褶皱;D—连云山岩群肠状脉体;E—连云山岩群面理构造;F—连云山岩群塑性流变(单偏光, d = 1.25mm)

片内褶皱是在顺层韧性剪切作用上,原始成分层,发生局部失稳,形成以原始成分层为变形面的顺层掩卧褶皱。在递进变形变质过程中,平行原始成分层的新生面理可进一步失稳变形,形成以新生面理—片(麻)理为变形面理的顺层掩卧褶皱或鞘褶皱(照片 3-3B),其运动学方向为北北东向近水平右行韧性剪切。

连云山岩群遭受过后期强烈的韧性再造叠加。野外观察,该岩石宏观上表现为强烈塑性流变所形成的条纹条带构造及由这些条纹条带所组成的片内无根褶皱、揉流褶皱(照片 3-3C),其运动学方向为近北北东向近水平左行韧性剪切。

晚期片内褶皱与早期片内褶皱的区别主要是:早期规模较小,难以保存,少见;晚期规模较大,常见。早期片内褶皱轴面近水平,晚期轴面近直立,走向 NNE,倾向 NW,倾角 60°～90°;早期褶皱脉体成分主要为富白云母斜长花岗质片麻岩,晚期褶皱脉体成分主要为长英质脉。

2. 粘滞型石香肠或构造透镜体

粘滞型石香肠或透镜体是连云山岩群顺层韧性剪切变形的重要特点之一,由于斜长角闪岩能干性高,因而香肠体或透镜体多以斜长角闪岩或长英质脉表现出来。香肠体成透镜体常与片内褶皱相结合,在片内褶皱翼部,强硬层被剪切揪断而香肠体化或扁豆体化(照片 3-3D)。

3. 区域片麻理、片理

这是本区较古老的一期面理,它是以原始层理为变形面,在一定温压条件下发生顺层剪切流动的结果。其中新生面理在白云石英片岩、黑云斜长片麻岩中表现最为突出,斜长角闪岩中次之,反映受原岩性质控制的差异剪切流动(照片 3-3E,照片 3-3F)。

新生面理,普遍遭受后期透入性走滑韧性剪切的叠加置换,在后期走滑剪切叠加较强的部位,这一期新生面理常残留于后期韧性剪切构造透镜体中。在镜下可观察到前构造期石榴子石变斑晶中早期片理(S_1)与主期片理(S_2)较大角度斜交。

(二) 显微构造及组构分析

为了探讨连云山岩群的形成机制,笔者选择代表性的样品对其进行了岩组分析,石英 *c*-轴组构的测量采用费氏台光学方法。所采样品为:①云母石英片岩(岩组测定结果如图 3-3,照片 3-3F),取自连云山石坳公路旁。手标本灰白色,切片产状 165°∠35°,与片理面垂直(即垂直于 *b* 轴的 *ac* 面);②碎裂岩化糜棱岩(图 3-4A、图 3-4B,岩组测定结果如图 3-4C),取自思村公路旁一剪切带,标本产状 110°∠45°,切片产状水平。

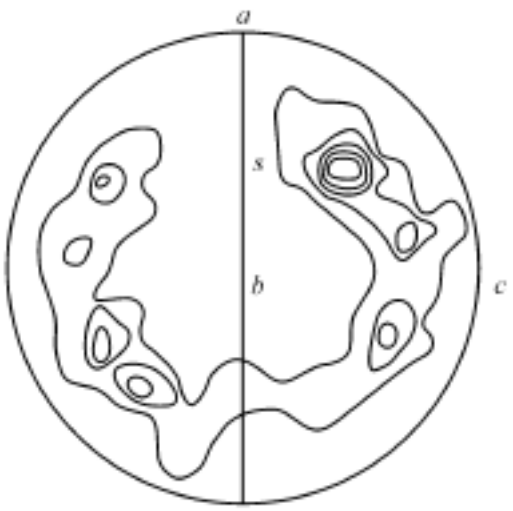


图 3-3　连云山岩群石英 *c*-轴组构图

等值线间距:1-3-5-7-9×10^{-2},S 为片理面(上半球投影,100 粒)

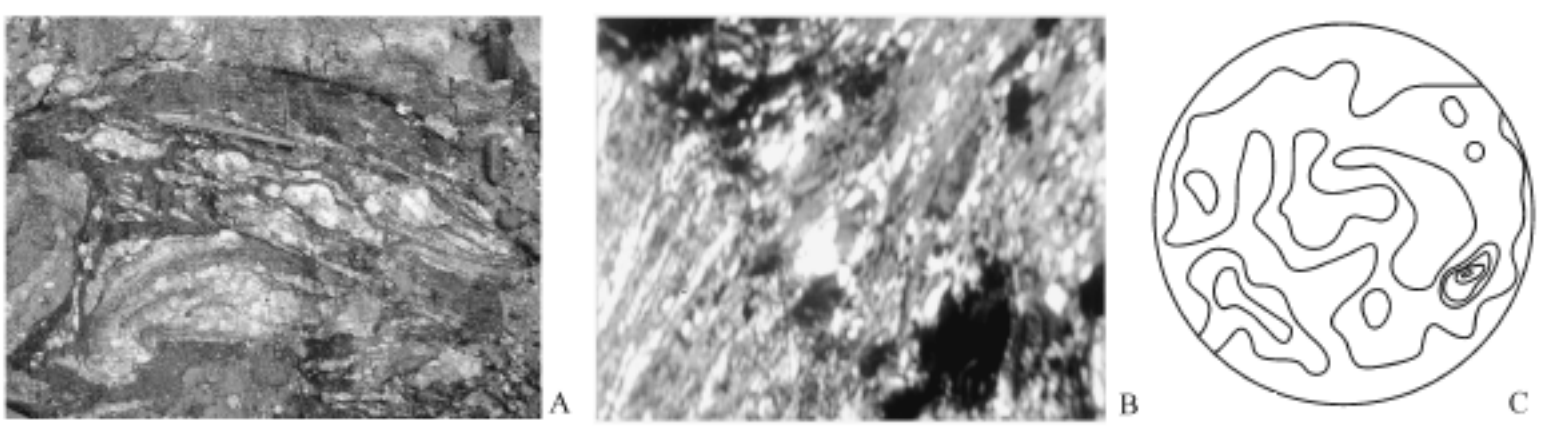


图 3-4　连云山岩群两期构造变形照片及其石英 *c*-轴组构图

A—连云山岩群两期面理;B—连云山岩群晚期面理(单偏光, *d* = 1.25mm);C—显微照片 B 的组构图(等值线间距 0.7-2.1-3.5-4.9-6.3×10^{-2},上半球投影,120 粒,切片产状水平)

1. 显微构造特征

样品 a 镜下观察主要矿物成分为石英、钾长石、白云母和绢云母，属变晶糜棱岩之构造片岩类。

石英：含量约 50%，有残斑和动态重结晶两种。残斑状石英呈长条状、扁豆状(照片 3-3F)，其长轴与面理方向一致，由于动态重结晶，边界整体较平直，晶内具强烈的波状消光。动态重结晶形成的石英颗粒细小，粒径在 0.00 *n*～0.0 *n*mm 之间。

钾长石：含量 10%～20%，多以残斑形式出现，呈粒状，具强烈的机械破碎，极少数呈不对称眼球状，根据其拖尾可判断呈左行剪切。残斑粒径为 0.0 *n*～0. *n*mm。

白云母：含量约 10%～20%呈鳞片状，片幅为 0.0 *n*～0. *n*mm，其长轴与片理方向一致。

石英、钾长石和白云母相间排列形成分异条带状构造(照片 3-3F)。

由上可知，此类岩石的主要显微构造特征表现在石英具有较强的塑性变形，且经动态重结晶而细化，说明形成于相对较深的构造层次。

样品 b 为碎裂岩化糜棱岩，镜下观察主要矿物成分与样品 a 基本相同，都有长条状的石英等，但石英边界多呈锯齿状，且受晚期改造的次级裂隙裂纹发育。

2. 组构分析

样品 a 石英光轴岩组图(图 3-3)近于一小圆环带，环带内存在一点极密和多个Ⅲ型或Ⅳ型次级极密(Fueten, 1992)，环带中心为 b 轴，属于 B—构造岩(郑伯让, 1989)。前述长条状石英即多为由矩形轮廓晶粒组成的Ⅳ型石英多晶条带(Boullier, 1978)。依 b 轴对称作小圆环状分布的轴极密和Ⅲ型、Ⅳ型位置的极密，这是扁平菱面体式博姆纹位移滑动，并伴有颗粒或 S 面绕 b 轴转动的结果(郑伯让, 1989; Fueten, 1992)。具有单一小圆环带及Ⅳ型石英多晶条带的组构特征表明连云山岩群经历过较高的温度和应变作用，形成于高绿片岩相—低角闪岩相变形环境(Etchecopar, 1987)，石英塑性流变以菱面滑移系的作用为主(Nicolas, 1976)。此外，多个极密的存在可能代表构造应力场的多次变化。

样品 b 石英光轴岩组图(图 3-4C)存在一个较强的点极密，与早期韧性剪切结果形成糜棱面理相对应，晚期构造活动(韧性或脆-韧性再造)强烈，使早期点极密有一定的分散。

(三) 自由位错法估算晚期韧性再造糜棱岩古应力值、应变速率

对晚期韧性再造条纹条带状混合岩，据李先福等(2000)透射电镜扫描研究，石英自由位错发育，位错网、位错壁等常见，位错壁、位错网等是位错蠕变的结果，属高温塑性变形。据其平均位错密度 4.5×10^{8} 计算出差异应力 $\Delta\delta$ 和相应的应变速率 ε 为：

$\Delta\delta(2)=80\text{MPa}$, $\varepsilon\text{wet}(2)=4.7\times10^{-12}\text{s}^{-1}$(李先福等, 2000)。

(四) 主期构造片(麻)岩分形特征探讨

对连云山岩群早期构造片(麻)岩(变晶糜棱岩)中石英的分形特征进行了尝试性的应用研究，估算应变速率。动态重结晶石英颗粒边界普遍呈不规则的港湾状、曲线状，表现为缝合线结构或锯齿状结构。实验构造地质学及显微构造研究表明，动态重结晶石英颗粒边界几何形态具有统计学上的自相似性和标度不变性，不同边界形态具有特定的分形维数(Kruhl, 1995; Takahashi, 1998)。

Kruhl 等研究了不同级别变质岩和花岗岩中石英颗粒边界形态，发现在光学显微尺度上，缝合线边界统计具有 1～2 个数量级以上的自相似性。在测量步长的两个数量级范围内 *L*-*r* 线性相关，二者遵循幂次定律，相关线的斜率即为分维数 *K*。不同温度范围的石英颗粒

边界的分形具有不同的维数,低绿片岩相变质岩中石英颗粒边界的分维数在 1.23～1.31 之间变化,高绿片岩相到低角闪岩相的分维数为 1.14～1.23,中角闪岩相—麻粒岩相及同构造花岗岩中的分维数则为 1.05～1.14。在石英颗粒缝合线结构形成过程中,随温度的升高石英颗粒边界的分维数减小,分维数可作为变形变质的温度计。Takahashi(1995)等通过大量实验研究得出结论:重结晶石英颗粒形状具统计学上的自相似性。在温度不变的实验条件下,分维数随应变速率的增加而增大;在应变速率不变的实验条件下,石英颗粒形态的分维数随温度的降低而增大。分维数随变形条件而发生系统变化,可以作为一组变形条件的指示计。Takahashi(1998)把分维数(K)、变形温度 T(K)和应变速率 $\varepsilon(s^{-1})$联系起来,通过最小二乘法线性拟合得到公式:

$$K = \log\varepsilon + \frac{\rho}{T} + 1.08$$

式中: $= 9.34\times10^{-2}$, $\rho = 6.44\times10^{2}$ (K)

很明显,分维数 K 的增大与 1/ T 及 ε 的增加密切相关。假定石英的显微构造保存良好,并已知变质矿物的变形温度,通过测量动态重结晶石英颗粒边界的分维数,就可建立塑性变形岩石新的古应变速率计。

连云山岩群中石英普遍发生了以颗粒边界迁移方式的重结晶,表现为拉长状、锯齿状等不规则状边界形态,可用来统计分析边界形态的分形特征。

1. 样品与统计法

我们选择了三个具代表性的样品,均系主期构造变形系列,其中石英多呈不规则的拉长状。从样品连-32、连-138 到连-147,石英粒度逐渐减小,亚颗粒比例递减,而重结晶颗粒比重增加。

笔者采用面积-周长法。首先对构造片(麻)岩显微照片进行扫描,然后在 AutoCAD 绘图软件中对动态重结晶石英颗粒边界逐个矢量化,借助软件特有的面积和周长查询功能统计测量每一颗粒的真实周长和面积,最后用所测面积确定具相同面积的圆的直径(即颗粒直径)。统计样品的分形特征见表 3-1 和见图 3-5。

表 3-1　连云山岩群动态重结晶石英颗粒边界的分形特征

样品号	测量数(N)	粒径分布 D/ pm	周长分布 P/ pm	分维数(K)	相关系数(R^2)	应变速率估算 S^{-1}
连-32	105	23.8～132.3	79.9～627.2	1.092	0.93	$10^{-8.8}$
连-138	102	21.7～283.0	77.0～1217.0	1.074	0.97	$10^{-8.9}$
连-147	141	12.94～257.4	53.79～1341.0	1.064	0.96	8.8×10^{-10}

2. 结果

分别以 $\log P$、$\log D$ 为纵横坐标,将三个样品的分布数据投于图 3-5 上。三个样品中动态重结晶石英颗粒边界统计数据相关系数大于 0.93,分维数在 1.064 到 1.092 之间。由此可见,动态重结晶石英颗粒边界具有统计意义上的自相似性。

动态重结晶作用使得矿物颗粒粒度随重结晶程度和应变强度的增加而减小。表 3-1 和图 3-5 反映出从连-32 到连-147 分维数不断地降低,重结晶石英颗粒粒径的范围也在不断减小。这说明分维数可真实反映重结晶程度及应变的强度。图 3-5 所示动态重结晶石英颗粒边界的分维数为 1.064～1.092,对照 Kruhl 温度计应为角闪岩相—麻粒岩相。

据样品中普遍出现特征矿物十字石、石榴子石判断其变质程度达角闪岩相十字石亚相,

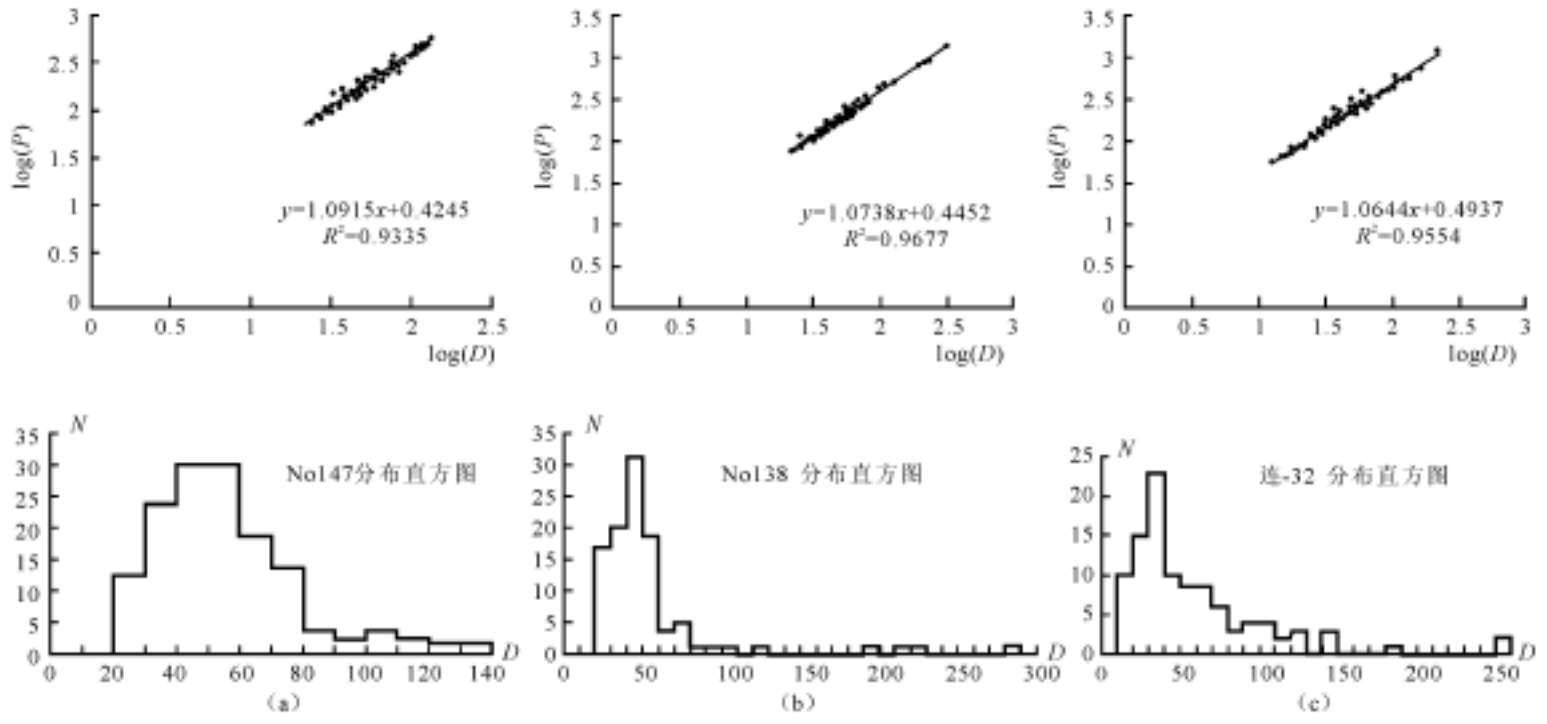


图 3-5　连云山岩群重结晶石英颗粒粒径-周长双对数图解及粒径-频率分布图

D—重结晶石英颗粒粒径; *P*—重结晶石英颗粒周长; R^2—相关系数; *N*—粒径分布频次; 一次方程 *y*(*x*)之斜率即分维数 *K*; 样品: a—连-147; b—连-138; c—连-32

标定其平衡温度为 540～546℃±15℃(游振东,1988)。另据斜长角闪岩(1025-30、1025-2)石榴子石与角闪石温度计求得温度分别为 520℃、450℃(彭和求,2002)。

基于此,我们取变形温度为 503℃(三者平均值),采用 Takahashi 的公式计算,获得应变速率为 $10^{-8.8}$～10^{-10},属于中应变速率向低应变速率过渡的变形条件。

(五) 讨论与结论

连云山岩群至少遭受了早期韧性剪切和晚期韧性再造两个阶段,总体上以塑性或准塑性变形为主,并表现为大规模的透入性流动。

透射电镜和岩组分析表明连云山岩群经历了高温塑性变形,石英塑性流变以菱面滑移系的作用为主,变形环境属高绿片岩相—低角闪岩相。

连云山岩群从早期构造片(麻)岩到晚期韧性再造形成条纹条带状混合岩,其应变速率从早期的中应变速率($10^{-8.8}$)到晚期的低应变速率(10^{-12})是逐渐降低的。

岩石的塑性流动变形机制不仅反应了角闪岩相的中、上地壳形成环境,而且据物理探测结果表明‘雪峰古陆”基底中更深层次的物质尚未抬升出来。

第二节　古元古代基性火山活动

湘东北地区早前寒武纪火山活动十分强烈。该地区早前寒武纪岩浆岩,均遭受区域变质作用和后期的构造运动的影响,岩石外貌及其产状有很大变化,形成变质岩系的一部分。早前寒武纪岩浆活动与构造背景有密切关系(图 3-6)。在空间分布上,火山岩主要分布在湘东北古陆块周缘,沿益阳至浏阳文家市北西向展布;在岩性演化上,从陆块边缘益阳古火山岩具枕状构造的科马提岩、拉斑玄武岩,文家市涧溪冲岩群基性火山岩,到陆块内部幕阜山—连云山地区连云山岩群内发育的基性-中性火山岩,记录了湘东北古陆块早期洋盆形成、洋陆俯冲、洋盆闭合到陆-陆碰撞前演化过程的基本信息。湘东北地区早前寒武纪火山

岩是陆缘增生时期所形成的一套沟、弧岩浆建造,代表了吕梁期重要热事件。其中尤以益阳古火山岩发育较好,保存较完整且处于本区西部边缘与雪峰山接触带的北西向转换构造带部位。下面以益阳古火山岩为例述之。

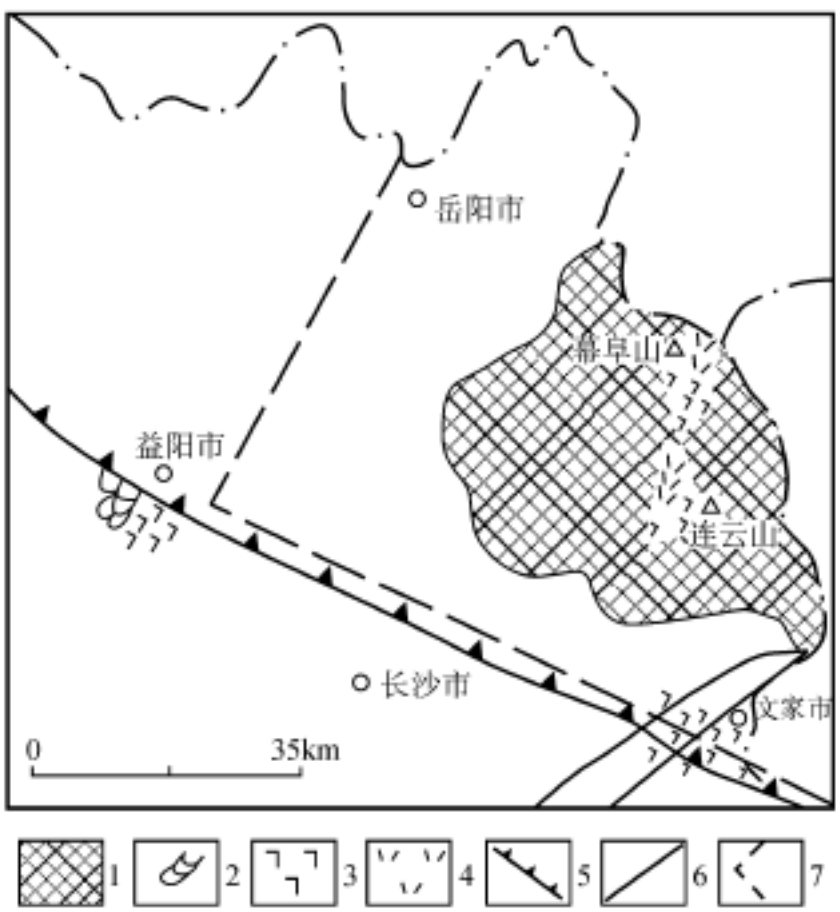


图 3-6　湘东北地区早前寒武纪火山活动区域背景略图

1—幕阜古陆块; 2—益阳石嘴塘科马提岩; 3—基性火山岩; 4—中性火山岩;5—益阳-浏阳北西向构造带; 6—断层; 7—湘东北研究区

湖南益阳古火山岩由于特殊的岩性和大地构造位置,在地质界引为关注,并取得了不少的成果。一般认为该火山岩浆来源于亏损的上地幔,但在火山岩的形成构造环境上成在较大分歧,有认为是蛇绿岩残片(金鹤生等,1986;贺安生等,1992;刘钟伟,1999),有认为火山形成于弧间拉张环境(肖禧砥,1988),还有人认为是局部地幔柱-弧相互作用的产物(王孝磊等,2003)。由此可见,对该地区火山岩的岩浆来源趋向一致,而对火山岩形成的大地构造背景存在较大分歧。而这一问题的解决,将直接影响湖南前寒武纪大地构造单元的划分、大地构造性质及演化及其地质找矿等问题。

本文在该地区开展的 1∶25 万益阳市幅区域地质调查(湖南省地质调查院,2003)和专题研究的基础上,经过进一步的野外调查和最新测试资料,对益阳火山岩的成因类型及形成的大地构造环境作如下探讨。

一、地质概况

区域上位于扬子板块东南缘雪峰山造山带中段,北西向常德-安仁岩石圈断裂与城步-桃江岩石圈断裂交汇部位,即湘东北块体之西南角(图 3-6)。与中元古代冷家溪群呈断层接触,围岩(冷家溪群)未见斑点等热接触变质现象,岩性主要为浅灰色中厚层状板岩夹变岩屑杂砂岩。在古火山岩内部有晚期变花岗闪长斑岩脉侵入。根据区域分布及产出状况,可

分为益阳石嘴塘火山岩和大渡口火山岩。

石嘴塘火山岩出露于益阳市中心拦江寺—石嘴塘一带,面积约 1km^2,具海底喷发特征,玄武岩发育枕状构造,枕体轮廓清晰(照片 3-4),呈椭球状或扁圆状,长轴呈定向排列,其断面一般为 0.5×0.8～0.7×1.5m^2,最大可达 1.1×5.0m^2。枕体底面较平直,顶面曲度较大,互相重叠产出;枕体普遍具脱玻化的玻质外壳,枕间为基性玻璃碎块和硅质岩充填。变玄武质科马提岩与外侧的大渡口拉斑玄武岩呈断层接触(图 3-7)。



照片 3-4　变玄武质科马提岩之枕状构造

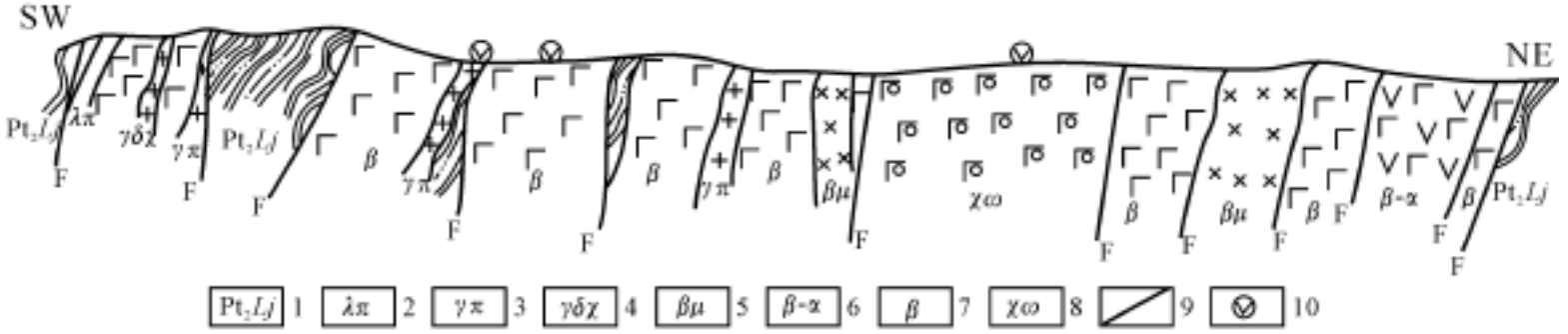


图 3-7　变玄武质科马提岩、大渡口拉斑玄武岩实测剖面

1—中元古代冷家溪群;2—变石英斑岩;3—变花岗斑岩;4—变花岗闪长斑岩;5—变辉绿岩;6—变玄武—安山岩;7—变拉斑玄武岩;8—变科马提岩;9—断层;10—同位素取样点

大渡口火山岩分布于益阳桃花仑—柳塘湾等地,出露 16km^2,厚度 1350 余米,大致可划分成两个喷发旋回,早期旋回厚度大,晚期旋回厚度较小,但出现短暂的猛烈爆发,形成火山角砾岩屑凝灰岩。大渡口变拉斑玄武岩与前述石嘴塘玄武质科马提岩及冷家溪群呈断层接触。地表岩石风化极强烈,多呈泥化基性岩,新鲜露头的枕状构造十分清楚,枕体呈椭圆状、扁平状,定向排列,大小一般为 0.5×0.8～1.1×1.5m,枕体底面平直,顶面曲度较大,但仍为流线型,枕体堆叠三角面极清晰。以大型枕状构造发育、枕体内结构的明显变化、枕体表面具杏仁、角砾状构造等特征与科马提岩相区别。

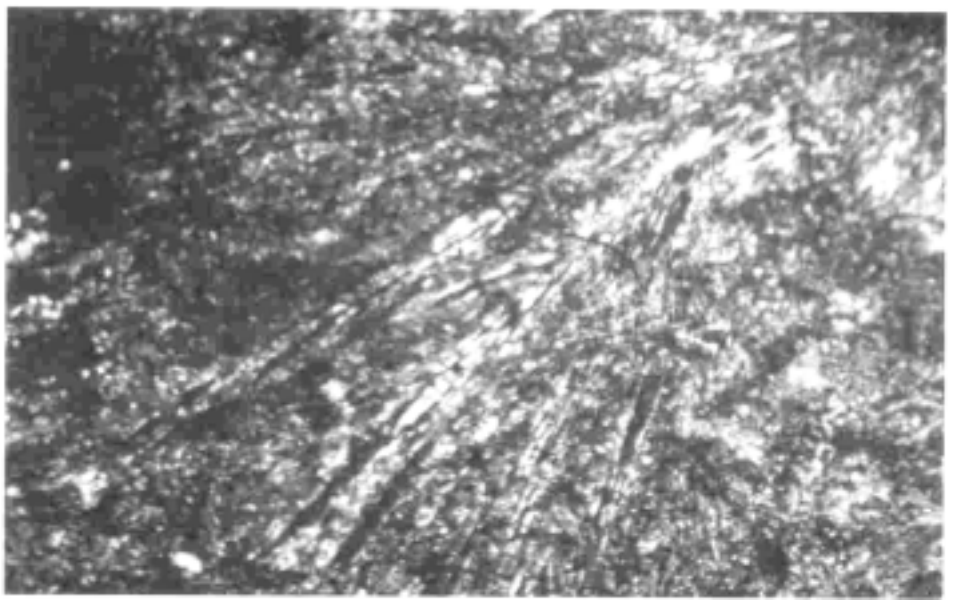
二、岩石学特征

按岩石学及岩石化学资料分析,益阳古火山岩可分为科马提岩类和拉斑玄武岩类。其

中科马提岩类进一步分为含橄榄石斑晶玄武质科马提岩和含单斜辉石斑晶玄武质科马提岩两种类型。

含橄榄石斑晶玄武质科马提岩新鲜岩石呈灰绿色、暗绿色、浅绿色，岩石主体为霏细状，原岩具玻基斑状结构，块状构造，原生矿物经变质已成为透闪石、(蛇纹石)、帘石、绿泥石，还可见次生石英。按矿物组合差异可定为透闪石岩、帘石化透闪石岩，依变质矿物及残晶矿物假象，原生矿物组合为橄榄石、单斜辉石、斜长石与火山玻璃。镜下矿物假象斑晶轮廓清晰，含量 10%～15%，粒径一般 0.3～1.2mm，斑晶形态呈六边形，柱条状，以橄榄石为主，次为单斜辉石，橄榄石已被蛇纹石、绿泥石、碳酸盐矿物取代，有次生石英充填交代，具熔蚀现象；单斜辉石已变质为透闪石、绿泥石。基质中以橄榄石为主，次为单斜辉石，单斜辉石已变质为透闪石、绿泥石。基质中的辉石皱晶，大小 0.03～0.3mm，呈细长柱条状，呈中空骸晶特征，反映岩石在淬火条件下的快速冷凝成岩，单斜辉石中空骸晶结构、鬣刺结构已多次发现，但中空骸晶橄榄石较少。

含单斜辉石斑晶玄武质科马提岩，常与含橄榄石斑晶玄武质科马提岩相伴或相间出现，新鲜者为灰绿色、深灰绿色及灰黑色，矿物组合与前者基本相同，不同之处是单斜辉石假象为斑晶(已被透闪石、绿泥石化)，最大者 0.05～0.1mm，长 0.025～0.5mm，“单斜辉石鬣刺”呈放射状、束状、丛状等晶团或晶群嵌布于基质之中(照片 3-5)，部分岩石中见斜长石残余假象，偶有斜长石聚片双晶呈斑晶出现(0.5mm×0.3mm)。



照片 3-5　玄武质科马提岩之鬣刺结构

(正交，×20)

分布于益阳桃花仑—柳塘湾等地的大渡口变拉斑玄武岩主要矿物组成透闪石(50%～80%)，次为帘石、绿泥石。残留辉石局部达 30%～40%，长石 30%～55%。

三、岩石地球化学

(一) 主元素

从表 3-2 可知，变玄武质科马提岩的化学成分并非均一。含单斜辉石斑晶玄武质科马提岩 SiO_2、TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、CaO_2、K_2O、Na_2O 比含橄榄石斑晶玄武质科马提岩略高，FeO、MgO、MnO、P_2O_5 则略低。在 TAS 图解(图 3-8)中，绝大部分玄武质科马提岩样点均

落入玄武岩(B)区,仅个别样点(S_3)落入苦橄榄玄武岩(PC)与玄武岩过渡区。在 Al_2O_3-MgO-(Fe_2O_3 + FeO + TiO_2)图(图 3-9)上可以看出,科马提岩类大部分样点落入玄武质科马提岩区,个别落入超镁科马提岩区;玄武岩类大部分位于高镁拉斑玄武岩区,个别样品落入高铁玄武岩区及钙碱性玄武岩区。在 FeO^*-MgO-(Na_2O + K_2O)图解(图 3-10)中,样点分布于(TH)区和(CA)区附近,反映了研究区火山岩属钙碱性系列,与图 3-8 显示的结果相一致。

表 3-2　益阳古火山岩岩石化学主元素(w_B/ %)分析结果

	石嘴塘玄武质科马提岩								大渡口拉斑玄武岩			
序号	s_1	s_2	s_3	s_4	s_5	s_6	s_7	s_8	s_9	s_{10}	s_{11}	s_{12}
Si_2O	49.44	47.52	49.59	47.56	44.84	47.63	50.83	51.06	51.66	50.08	50.95	52.16
TiO_2	0.50	0.53	0.56	0.36	0.34	0.90	0.53	0.55	0.84	0.97	0.84	0.84
Al_2O_3	11.21	12.63	13.24	10.79	9.24	13.58	11.67	12.18	15.35	14.34	14.15	15.31
Fe_2O_3	2.36	1.26	2.42	2.79	0.53	4.93	2.45	1.45	4.08	4.42	3.07	3.08
FeO	7.05	9.40	8.20	5.50	9.56	7.14	7.27	7.88	6.24	7.94	6.18	7.50
MnO	0.18	0.18	0.16	0.13	0.21	0.20	0.15	0.21	0.22	0.17	0.07	0.16
MgO	13.24	13.56	11.34	10.13	20.96	8.71	13.76	13.70	4.71	6.04	9.04	6.30
CaO	10.10	9.50	8.20	6.22	6.76	9.81	11.42	10.59	10.52	4.62	7.70	9.72
Na_2O	0.85	1.35	1.06	2.21	0.10	1.34	1.11	0.49	0.81	1.02	1.10	0.60
K_2O	0.25	0.32	0.79	1.16	0.04	0.04	0.49	0.54	0.28	1.02	1.10	0.60
P_2O_5	0.05	0.07	0.06	0.11	0.02	0.04	0.08	0.08	0.10	0.06	0.04	0.31
灼失量	4.41	4.45	4.15	3.84	6.00	5.29			3.95	8.50		

注:样品 s_7、s_8 号资料来自天津地矿所金文山等(1998),其他据 1∶25 万益阳市幅区调报告。(湖南省地质调查院,2003)

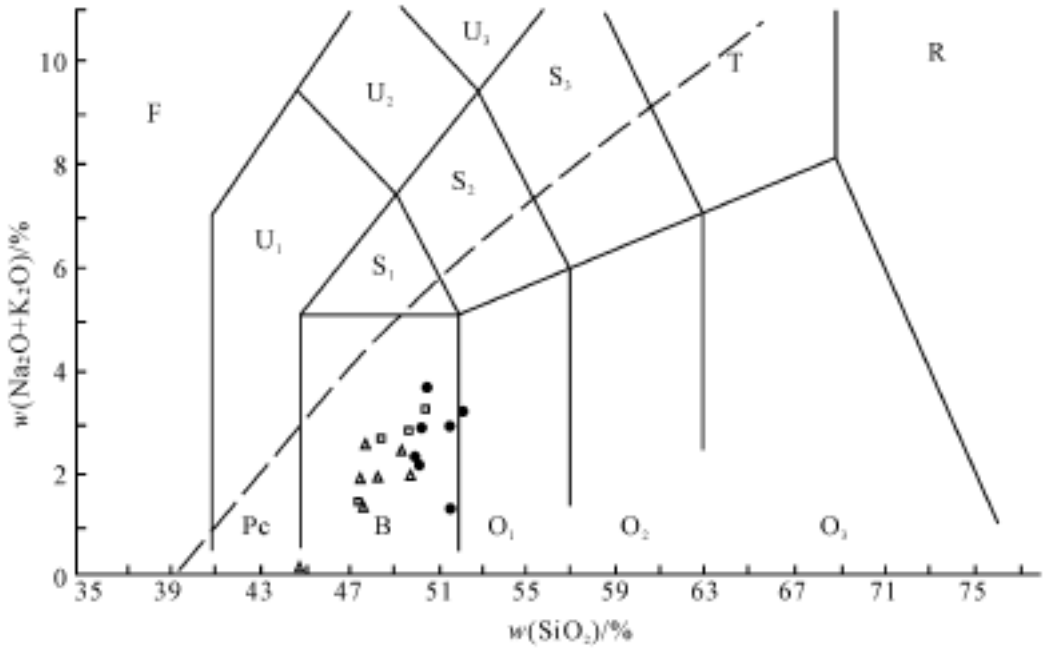


图 3-8　益阳玄武质科马提岩、拉斑玄武岩 TAS 图解

(据 Le Bas et al ., 1986)

▲含橄榄石斑晶玄武质科马提岩;□含单斜辉石斑晶玄武质科马提岩;●拉斑玄武岩。F—似长岩;U_1—碱玄岩、碧玄岩;U_2—响岩质碱玄岩;U_3—碱玄质响岩;T—粗面岩;S_3—粗面安山岩;S_2—玄武质粗面安山岩;S_1—粗面玄岩;Pc—苦橄玄岩;B—玄武岩;O_1—玄武安山岩;O_2—安山岩;O_3—英安岩;R—碱性流纹岩

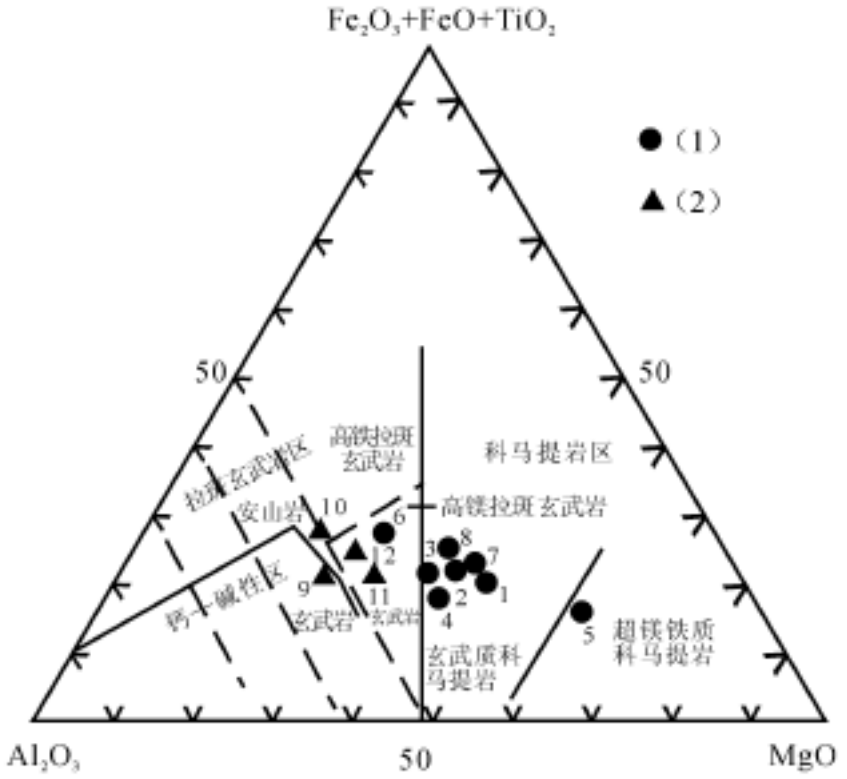


图 3-9　益阳古火山岩 Al_2O_3-MgO-(FeO^* + TiO_2)图解

(据 Jensen, 1976)

●玄武质科马提岩;▲拉斑玄武岩;1～12 号对应于表 1 中 S_1—S_{12}

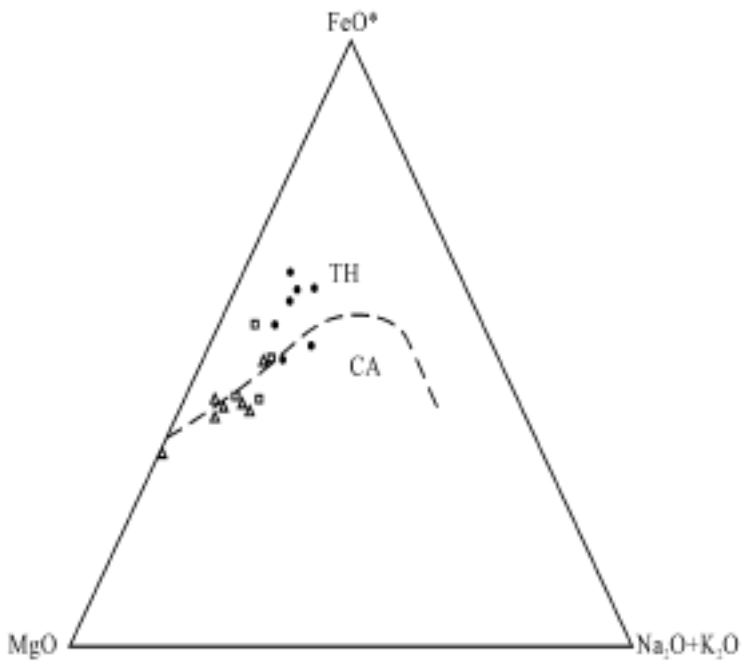


图 3-10　益阳古火山岩 FeO^*-MgO-(Na_2O + K_2O)图解

(据 Mac Donald, 1968)

CA—钙碱性玄武岩;TH—拉斑玄武岩;▲含橄榄石斑晶玄武质科马提岩;
□含单斜辉石斑晶玄武质科马提岩;●拉斑玄武岩

(二) 微量元素

火山岩痕量元素(表 3-3)总体上以 Rb、Th、K 等大离子亲石元素及轻稀土元素较富集为特征,在蛛网图上(图 3-11),除个别样品(s_3、s_8)的部分元素外,Ba、Nb、Ta、Sr、P、Ti、Ni 表现出相对亏损。其中 Ni 亏损最为明显,研究区火山岩与原始地幔岩比值均 < 1。Cr、Ni 均属上地幔岩相容元素,但研究区火山岩却前者富集,后者亏损,这与二者在上地幔岩中的赋存状态及与上地幔岩的部分熔融有关。上地幔岩一般主要由橄榄石、辉石及尖晶石等组成,

Cr 一般分布在尖晶石中或类质同相替代单斜辉石中的 Al,它在熔浆中的富集与尖晶石和单斜辉石的部分熔融有关;Ni 常是橄榄石中呈 Mg 的类质同相矿物,Ni 的含量变化,常与地幔橄榄岩中橄榄石的部分熔融或与 SiO_2 反应形成斜方辉石有关。而在上地幔岩部分熔融中,橄榄石相对是难熔矿物,尖晶石一般早于橄榄石。由此说明火山岩来源于部分熔融程度较低上地幔。Nb、Ta 一般富集于金红石或钛铁矿内。Sr 一般富集于斜长石中,这些元素的亏损,同样暗示着火山岩来源于部分熔融程度较低的上地幔岩或岩浆经历了金红石、钛铁矿及斜长石结晶的分异作用。

表 3-3　益阳古火山岩微量元素(w_B/ 10^{-6})分析结果

	石嘴塘玄武质科马提岩						大渡口拉斑玄武岩	
序号	s_1	s_2	s_3	s_5	s_7	s_8	s_9	s_{10}
Rb	30.0	14.30	29.8	24	17.0	23	29.00	6.00
Sr	42	49.0	191	28	77.10	80.53	38.00	22.60
Ba	103	119.0	323	81	99.5	211.2	96.00	31.90
Th	3.10	3.40	3.6	2.6	4.32	4.93	2.80	1.80
Ta	0.25	0.35	0.33	0.3	0.35	0.4	0.40	0.43
Nb	3.20	3.60	3.6	5.0	5.0	5.0	4.00	3.90
Ni	275	433.0	283	410			39.00	984.00
Zr	52	66.0	57	67	54.0	53	38.00	47.70
Hf	2.70	2.40	2.5	2.0	2.5	3.0	1.10	1.40
Sc	31.9	30.4	35.9		19.81	18.23		30.50
V	184.0	189.0	200	149	209.5	203.4	156.00	149.30
Cr	1035	1403	1035	1443	863	841.6	1508.0	2264.0

注:说明同表 3-2。

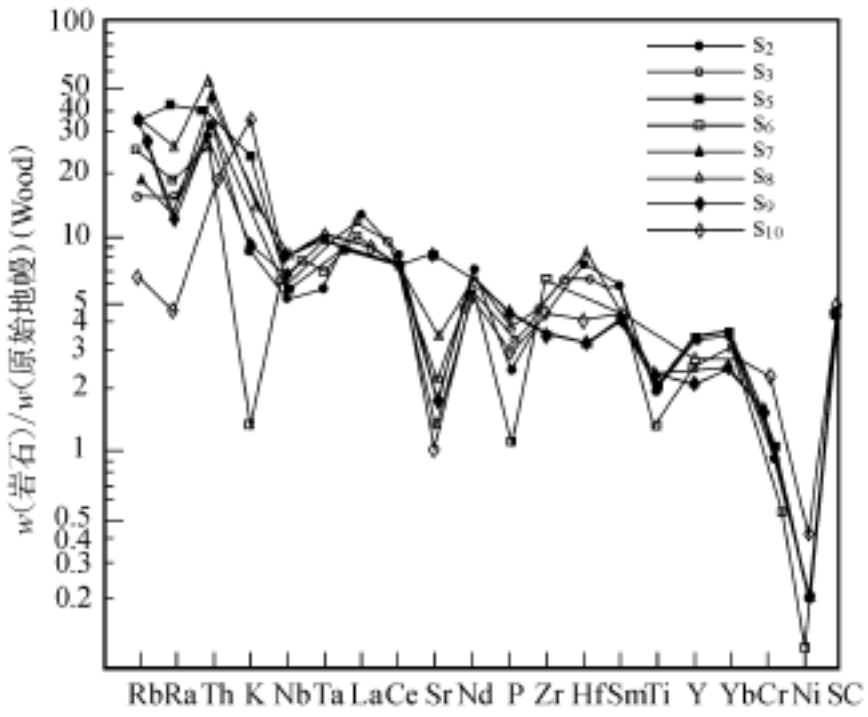


图 3-11　益阳古火山岩微量元素蛛网图

s_1 — s_{10} 号同表 3-3

(三) 稀土元素

从表 3-4 及图 3-12 可知,研究区科马提岩稀土元素总量较低,ΣREE 36.13×10^{-6}～50.22×10^{-6},LREE/ HREE 2.56～4.02,为轻稀土略富集,稀土元素球粒陨石标准化模式图为向右低缓倾斜的曲线。科马提岩除个别样品外,大部分样品 δEu 值略 > 1,铕轻度正异常,拉斑玄武岩 δEu 略 < 1,说明二者岩浆来源不一样。前者岩浆来源深度较大,可能与斜长石的部分熔融,岩浆未发生分离结晶作用有关,后者岩浆来源深度较浅,经历了轻微的结晶分离作用。

表 3-4　益阳古火山岩岩石稀土元素(w_B/ 10^{-6})分析结果

	石嘴塘玄武质科马提岩							大渡口拉斑玄武岩	
序号	s_1	s_2	s_3	s_5	s_6	s_7	s_8	s_9	s_{10}
La	8.95	8.65	7.39	6.85	3.35	6.86	7.26	6.25	6.53
Ce	16.79	16.79	14.34	13.82	12.66	13.0	14.9	14.70	13.61
Pr	1.84	2.19	1.97	2.01	1.68	2.37	2.26	2.41	2.15
Nd	9.32	9.14	8.36	7.8	6.83	7.22	7.88	7.86	7.07
Sm	2.32	2.22	2.30	1.66	1.02	1.74	1.78	1.55	1.74
Eu	0.61	0.59	0.89	0.77	0.43	0.72	0.67	0.45	0.41
Gd	3.2	2.39	2.71	2.22	3.36	3.51	3.39	2.04	2.13
Tb	0.39	0.42	0.49	0.37	0.8	0.35	0.29	0.36	0.37
Dy	2.61	2.62	2.82	2.33	2.54	2.25	2.28	2.34	2.52
Ho	0.58	0.57	0.62	0.50	0.21	0.45	0.50	0.49	0.52
Er	1.72	1.70	1.80	1.51	1.70	1.51	1.50	1.54	1.65
Tm	0.23	0.26	0.29	0.22	0.25	0.23	0.22	0.24	0.25
Yb	1.61	1.69	1.82	1.46	1.03	1.22	1.19	1.26	1.29
Lu	0.26	0.19	0.23	0.31	0.27	0.21	0.35	0.27	0.26
Y	15.13	15.13	16.41	12.51	9.23	11.16	11.25	10.12	13.04
ΣREE	50.22	49.42	46.03	41.83	36.13	41.45	44.47	41.76	40.1
LREE/ HREE	3.83	4.02	3.27	3.69	2.56	3.26	3.58	3.89	3.51
δEu	1.32	0.86	1.20	1.36	0.74	0.99	0.93	0.86	0.72

注:说明同表 3-2。

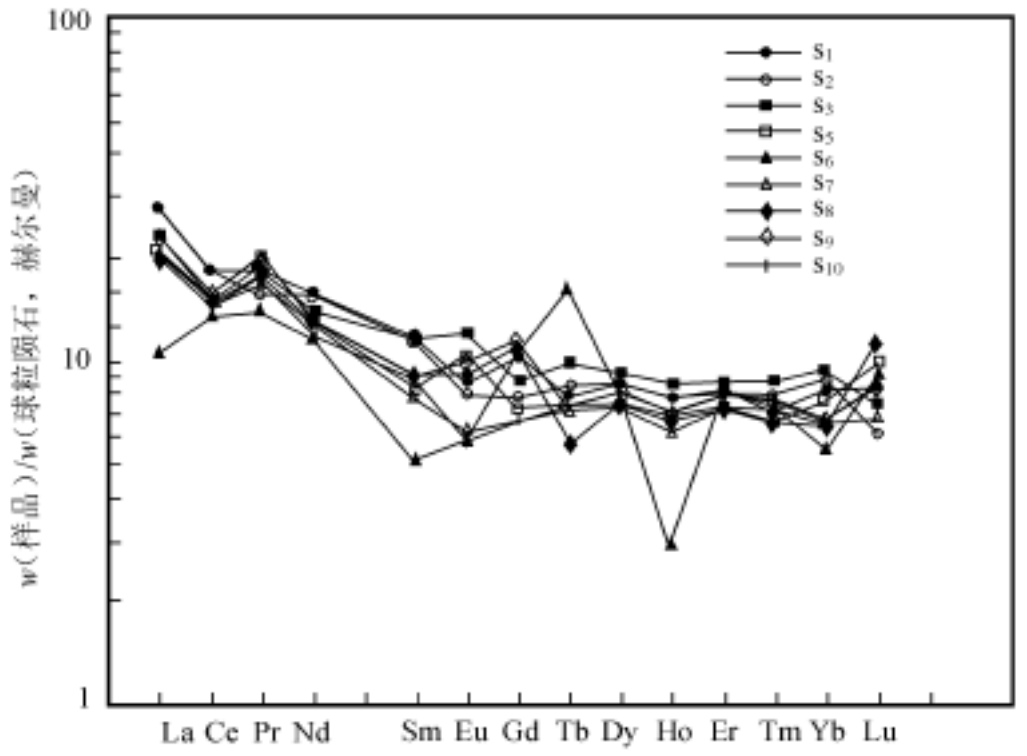


图 3-12　益阳古火山岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线

s_1—s_{10}号同表 3-4

四、成矿作用

科马提岩是绿岩带的重要标志。益阳古火山岩的研究表明在该地区存在元古宙绿岩带。而绿岩带在国内外视为重要的金等成矿找矿层位或金等矿源层,并从中发现了一些重要的金矿床,如南非、澳大利亚、我国的山东等。目前,该地区已有不少金矿床(化)显示。在石嘴塘南西邓石桥一小型金矿床取样研究表明(表 3-5),玄武岩中 Au、As、Sb 等元素丰度远远大于地壳中的丰度,为高度富集的元素,对金的成矿十分有利。由此可见,益阳古火山岩的研究,为该地区进一步找矿提供了重要信息,同时也暗示着该地区具有较好的找矿前景。

表 3-5　益阳邓石桥金矿床微量元素分析结果

	Au(w_B/ 10^{-9})	As(w_B/ 10^{-6})	Sb(w_B/ 10^{-6})	Cu(w_B/ 10^{-6})	Pb(w_B/ 10^{-6})	Zn(w_B/ 10^{-6})
地层(340)	9	45	16	27	35	35
玄武岩(80)	27	108	48	25	22	98
钻孔(1140)	53	38	31	32	9	55

注:资料来源据湖南省地矿局四一八队,湖南省益阳县邓石桥矿区岩金普查地质报告,1992;“地层(340)”括号内数字表示样品数。

五、讨论与结论

(一) 岩浆来源与成因

出露于益阳石嘴塘拦江寺—石嘴塘一带火山岩。岩石中常见中空骸晶结构,尚发现典型的中空骸晶橄榄石,单斜辉石发育鬣刺结构,与西澳大利亚西奥诺提玄武质科马提岩发育的鬣刺结构基本相似。只是本区主要是单斜辉石鬣刺结构,骸晶都在 1mm 以下,属显微鬣刺结构。根据 Brooms、Hart(1974)提出的科马提岩常量元素判别准则(w_B):$SiO_2 < 53\%$, $MgO > 9\%$, $K_2O < 0.9\%$, $TiO_2 < 0.7 \times 10^{-2}$, $CaO/Al_2O_3 > 1\%$,研究区科马提岩除个别 TiO_2, CaO/Al_2O_3 略小外,其余均符合科马提岩判别标准,可与世界某些地区如蒙罗、贝林圭、科拉半岛、库尔茨克等地的科马提岩对比(表 3-6),由此证明了该地区科马提岩的存在。

表 3-6　石嘴塘玄武质科马提岩与世界某些地区科马提岩特征对比

地区	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO^*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
石嘴塘	48.56	0.53	11.82	9.77	0.18	13.18	9.08	1.06	0.45
罗蒙	51.60	0.65	13.30	11.70	0.19	10.00	10.40	0.11	2.16
贝林圭	51.40	0.60	12.00	10.75	0.18	13.00	8.40	0.18	1.20
科拉半岛	50.37	0.68	8.36	10.32	0.13	15.84	8.30	0.01	1.77
库尔茨克	50.82	0.58	12.76	11.6	0.19	10.62	10.33	0.22	2.56

注:FeO^* 示全铁。

该地区火山岩具有高 MgO、富 Cr,贫不相容元素,稀土元素总量较低,轻重稀土元素分异不明显等特点,说明岩浆形成深度较大,部分熔融程度较高,主要来源于亏损地幔岩浆。其中拉斑玄武岩 Eu 略具亏损,暗示了岩浆经历了结晶分离作用。

(二) 构造环境探讨

从火山岩发育清楚的枕状构造足以说明,研究区火山岩形成于水下环境。其中石嘴塘火山岩中夹少量的薄层硅质岩,结合火山岩地球化学特征分析,暗示其形成于深海洋壳或洋脊环境。而大渡口拉斑玄武岩伴有角砾状火山岩,表明岩浆富含挥发分组分,结合地层沉积相岩石地球化学特征分析,拉斑火山岩形成于岛弧。在 FeO^*-MgO-Al_2O_3 图解(图 3-13)中,玄武质科马提岩除一个样点落入大洋岛弧,其余样点均落入大洋中脊与洋底区;拉斑玄武岩样点全落在造山带内(岛弧区)。

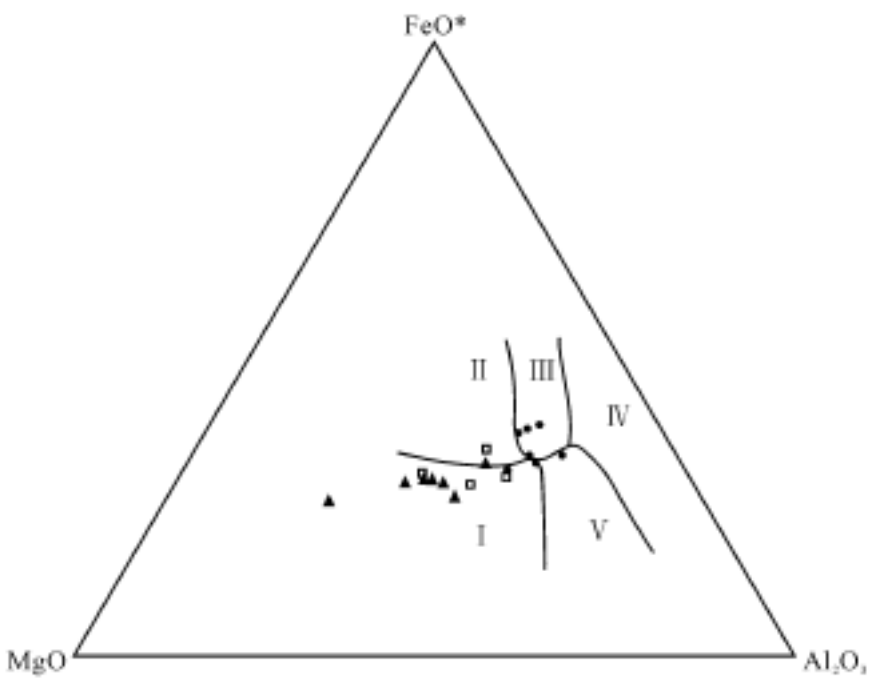


图 3-13 益阳古火山岩 FeO^*-MgO-Al_2O_3 图解

(据 Pearce, 1977)

Ⅰ—洋中脊及洋底;Ⅱ—大洋岛屿;Ⅲ—造山带;Ⅳ—大陆块内部;Ⅴ—扩张中心岛屿;

▲含橄榄石斑晶玄武质科马提岩;□含单斜辉石斑晶玄武质科马提岩;●拉斑玄武岩

(三) 大地构造演化

石嘴塘玄武质科马提岩、大渡口拉斑玄武岩,为太古宙-古元古宙的产物。前者形成于大洋构造环境,后者形成于岛弧构造环境,反应了该地区当时从洋壳形成到俯冲的构造运动演化过程。

(四) 成矿作用

益阳古火山岩的研究表明在该地区存在元古宙绿岩带,它是重要的金等成矿找矿层位或矿源层,暗示着该地区具有较好的找矿前景。

六、同位素年代探讨

(一) Sm-Nd 同位素分析

1. 石嘴塘玄武质科马提岩

采样地点位于益阳市区朝阳检察院石嘴塘公路旁。石嘴塘玄武质科马提岩的 Sm-Nd 同位素特征如表 3-7。样品中 Sm:1.5216～1.8673,平均 1.6234,Nd:6.2865～7.5733,平均 6.8360; Sm/Nd 比值 0.2374,$^{147}Sm/^{144}Nd$ 0.1439～0.1527,$^{143}Nd/^{144}Nd$: 0.511684～

0.511860。MSWD 为 0.000127,全岩等时线年龄为 3028±47Ma(图 3-14), I_i = 0.508806, $\varepsilon_{Nd}(t)$ = 2.0。该等时线年龄小于各样点的 T_{DM}:3190±72.5Ma,各样点的 D 值都在 10Ma 以下,为密集点群。$^{147}Sm/^{144}Nd$ 值 0.1439～0.1527,其差值达 0.0088,等时线上样点几乎呈等间距分布,等时线的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值在同龄地幔的 ε_{Nd}变化范围内,说明益阳可能在太古宙就开始了壳幔分异即陆壳增生过程。

表 3-7　石嘴塘玄武质科马提岩和大渡口拉斑玄武岩 Sm-Nd 同位素分析结果

采样地点(岩性)	样号	$w(Sm)/10^{-6}$	$w(Nd)/10^{-6}$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2δ	T_{DM}
玄武质科马提岩	石-1	1.8673	7.5733	0.1491	0.511788	0.000001	3190
	石-3	1.8605	7.5519	0.1489	0.511784	0.000001	3189.8
	石-5	1.5811	6.3983	0.1494	0.511794	0.000001	3191
	石-11	1.6587	6.5670	0.1527	0.511860	0.000002	3200
	石-12	1.7266	6.8991	0.1513	0.511832	0.000002	3196
	石-13	1.5216	6.2865	0.1463	0.511732	0.000001	3183.5
	石-14	1.5876	6.6707	0.1439	0.511684	0.000001	3178.2
	石-16	1.6557	6.7491	0.1483	0.511772	0.000002	3188.3
大渡口拉斑玄武岩	大-1	1.5674	6.4199	0.1476	0.512184	0.000002	2218
	大-2	1.4222	5.9337	0.1449	0.512144	0.000002	2220
	大-5	1.5754	6.4606	0.1474	0.512184	0.000002	2219
	大-11	2.2658	9.8597	0.1389	0.512056	0.000003	2218
	大-12	2.5156	10.7206	0.1419	0.512101	0.000003	2218
	大-13	7.0547	36.3799	0.1172	0.511740	0.000006	2217.9

注:分析测试由天津地科所同位素室分析测试完成。

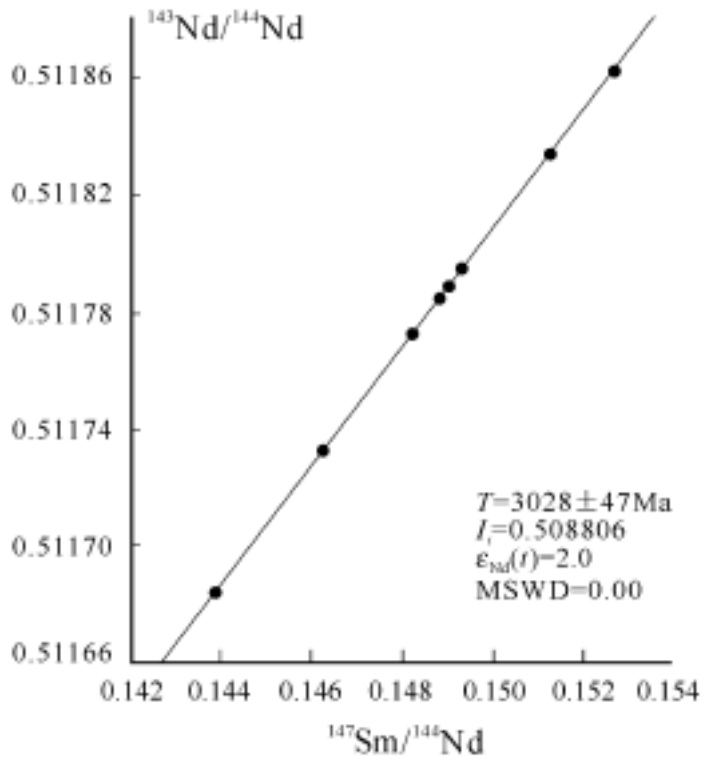


图 3-14　石嘴塘玄武质科马提岩 Sm-Nd 全岩等时线

2. 大渡口拉斑玄武岩

采样地点位于资水河畔大渡口。

其 Sm-Nd 同位素分析测试结果(见表 3-7)。表中 1、2、5 号样品成一组各项测值基本相似,或相同,而 11、12、13 号样品测值与 Sm、Nd 含量有较大的变化。但 Sm/Nd 均为 0.22～0.24 左右,唯 13 号样为 0.194,$^{147}Sm/^{144}Nd$,$^{143}Nd/^{144}Nd$ 均随同 Sm、Nd 值变化而变,1、2、5 号样为拉斑玄武岩,11、12 样为安山玄武岩、玄武安山岩,13 号样为基性凝灰岩,样点 $\varepsilon_{Nd}(0)$相差甚微(小于 1ε_{Nd}单位),且 T_{DM}值是基本相等的,表明为同源岩浆。由 6 个点组成的 Sm-Nd 全岩等时线相关性好(图 3-15),MSWD = 0.0335,为密集点群,各点均落于等时线之上,$^{147}Sm/^{144}Nd$之跨度达 0.0087,等时线 $\varepsilon_{Nd}(t)$与同龄地幔 ε_{Nd}值几乎相等,全岩等时线年龄为 2216±38Ma。

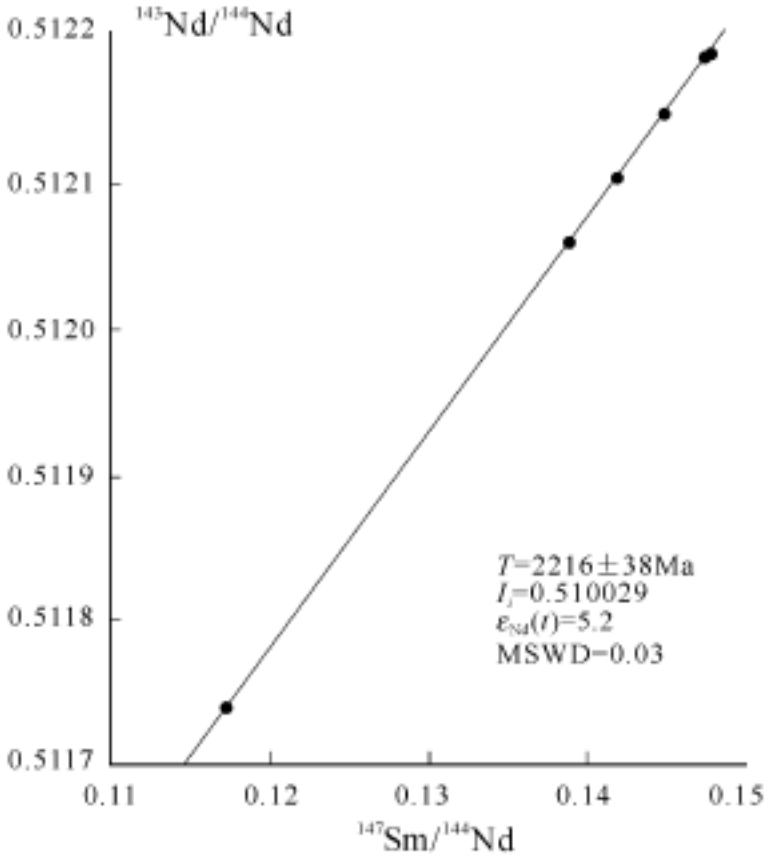


图 3-15　大渡口拉斑玄武岩 Sm-Nd 全岩等时线

(二) 石嘴塘玄武质科马提岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究

1. 样品描述及分析方法

进行锆石 SHRIMP U-Pb 年代学分析的样品岩性为石嘴塘玄武质科马提岩,采样位置、岩性与前述对石嘴塘玄武质科马提岩进行 Sm-Nd 全岩等时线年龄分析的样品相同。样品破碎后过 60 目的筛,经淘洗及电磁选分选出锆石,并在双目显微镜下挑选出近二组锆石用于测试。一组浅褐色—褐色,纯净透明—半透明,晶形完好,约 55 颗,长 100～240μm ,宽 35～60μm;另一组呈圆形或椭圆形,浅紫色,半透明,约 20 颗,长 60～140μm ,宽 20～40μm。

将待测的锆石置于环氧树脂样品座中,然后磨光至一半,抛光,暴露出颗粒内部并镀金,然后在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针室进行阴极发光(CL)照相,以确定锆石颗粒的内部结构,供 SHRIMP 测定。锆石的 U、Th 和 Pb 同位素组成分析在北京离子探针中心 SHRIMP Ⅱ离子探针上进行,仪器的实验条件与澳大利亚国立大学 SHRIMPⅡ基本一致

(宋彪等,2002),分析方法和步骤参见 Compston(1992)、Williams(1987)等文献资料。所用的标准锆石是 SL13(年龄,572Ma;U 含量,238×10^{-6})和 T_{EM}(417Ma),前者用于标定 U、Th 和 Pb 的含量,后者用于年龄校正。年龄计算中,采用 Steiger 和 J ger(1977)给出的衰变常数,普通铅校正采用^{204}Pb 直接测定法,年龄置信度为 1δ(95%置信水平)。数据处理采用 Ludwig(2001) SQUID 和 ISOPLOT 程序(Ludwig,1999)。

2. 锆石的 CL 图像特征

阴极发光照片揭示,除个别锆石没有明显的韵律环带结构(如颗粒 Y2-4、Y2-2 等)之外,多数具有清晰的振荡环带结构特征(图 3-16)。锆石 Y3-4.1 和 Y3-5 具直条状环带,可能指示其快速结晶,而锆石 Y3-2.1 和 Y3-1.2 具较复杂的韵律环带结构,环带呈弧形或互相交错相连。

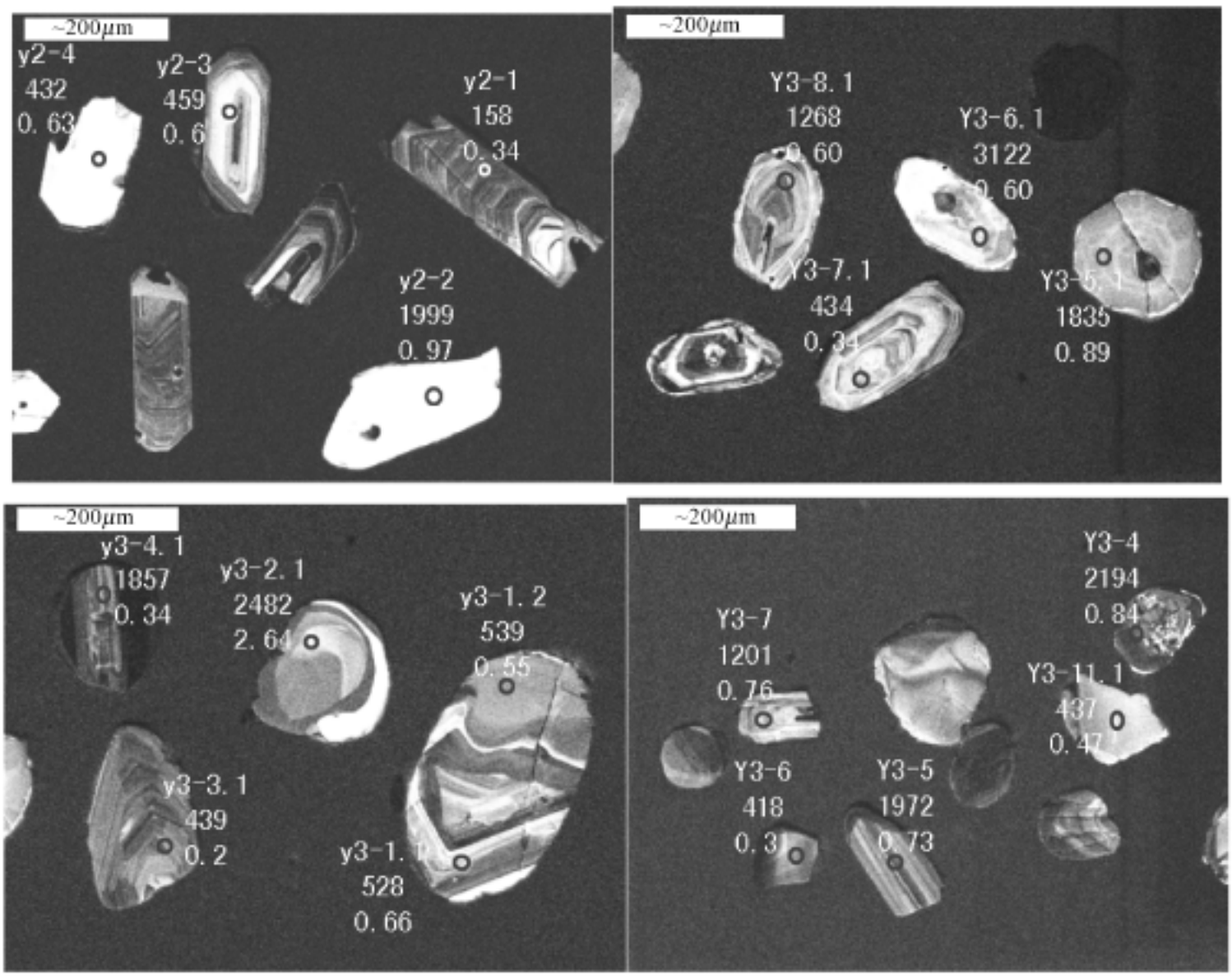
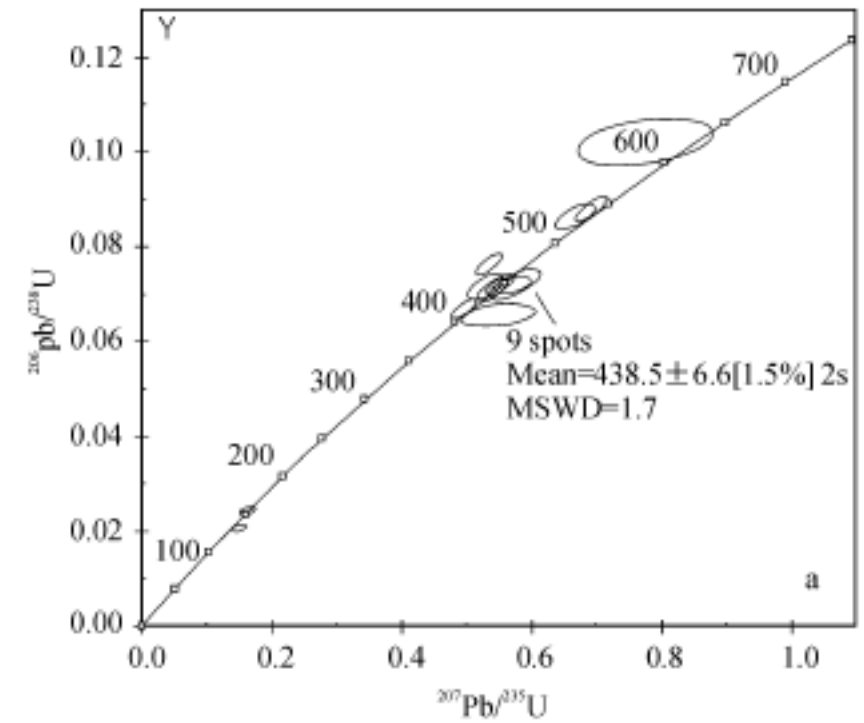


图 3-16　石嘴塘玄武质科马提岩锆石 CL 图像、形态类型及年龄

3. 锆石 SHRIMP 测定结果及地质意义

样品共分析 27 颗锆石和 28 个数据点(表 3-8)。锆石年龄数据从 132Ma 至 3122Ma 不等,较集中的数据有二组,其中一组 9 个分析给出^{206}Pb/^{238}U 年龄为 438.5 Ma(图 3-17a),它们 Th/U 比值较低,一般为 0.1～0.35,系变质锆石(Williams,1987),反映了研究区在加里东期遭受过强的构造热事件;另一组 4 个分析给出^{207}Pb/^{206}Pb 年龄为 1855Ma(图 3-17b),给出古元古代的年龄,它们 Th/U 比值分别为0.97×10^{-6}、0.89×10^{-6}、0.73×10^{-6}和0.34×10^{-6},较高,系典型岩浆锆石,解释为火山岩的形成年龄。其他几组数据较分散,分别对应



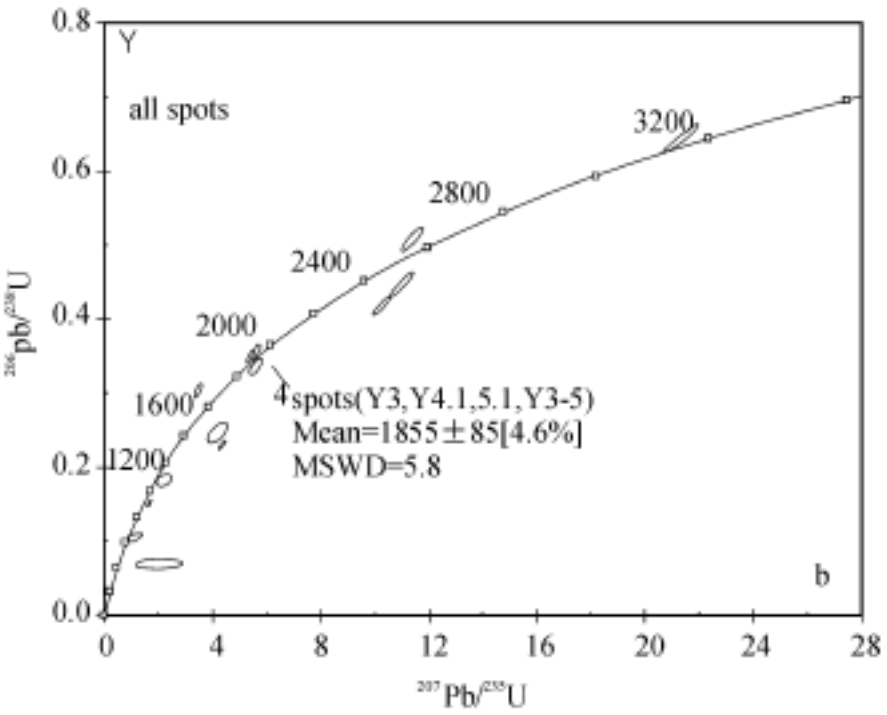


图 3-17　石嘴塘玄武质科马提岩锆石 U-Pb 一致曲线图

不同期次的地质事件。

此外,在石嘴塘玄武质科马提岩的锆石中保存有太古宙的信息,有 3 个颗粒集中在 2482～2640Ma 之间,一个颗粒为 3122Ma。

上述信息说明在湘东北地区不但存在古元古代地壳基底,而且在此基底之下还可能存在太古宙的下地壳基底。

第三节　关于古元古代基底的形成

如前所述,本区所确认的古元古代基底岩系涧溪冲岩群/ 连云山岩群都是呈断片或断隆状存在于冷家溪群之中,两者以断层相触。由于露头有限,尚未在它们之间发现不整合面存在。然而,基底岩系与冷家溪群无论是岩石组合面貌、岩石化学和地球化学特点,以及变质变形特征都具明显差别。系统的 Sm-Nd 全岩等时线年龄数据集中显示为 1857～2068Ma,

锆石 SHARMP 定年亦如此。

此外,本区分布有诸多不同的陆源改造型花岗岩。据锆石铀—铅同位素资料,采用韦瑟里尔图解法求取一致性曲线与回归直线的上(t_1)、下(t_2)两个交点,t_1 多落在元古宙。诸如:长沙市密岩山片麻状黑云母花岗岩锆石 U-Pb 不一致曲线上交点年龄 2361±182Ma,浏阳市长三背花岗岩锆石 U-Pb 不一致曲线上交点年龄 2021±141Ma(湖南省地质调查院,2002,2004)。另外,平江县冷家溪群石英角斑岩捕虏锆石$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄 1860±140Ma(唐晓珊等,1996);该区冷家溪群捕虏锆石$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄 1820Ma、1860Ma、2530Ma(甘晓春等,1993, 1997)。还有一些花岗岩钕模式年龄(T_{DM})值也介于 1800～2000Ma 之间,如丫家桥花岗岩 T_{DM}年龄值为 2028Ma。至少可以说,本区陆源改造型花岗岩中,有一部分岩体物源来自古元古界基底。

西邻的雪峰山区亦如此,如益阳沧水铺宝林冲安山集块岩捕虏锆石$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄 2040Ma、2260Ma(湖南省地矿局区调队,1992);桃江县王家村五强溪组石英角斑质凝灰岩捕虏锆石$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄 2160Ma、2280Ma,黔阳高涧群变玄武岩捕虏锆石$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄 2500Ma(唐晓珊等,1997)。即使雪峰山区有较厚的古生界盖层,但据物探资料推测(饶家荣,1991),在 5km 以下有古老结晶基底存在。另据区域重力异常图及航磁资料分析,该基底顺延至桂北一带。毛景文(1990)用 Sm-Nd 全岩等时线方法测定了桂北四堡群文通组镁铁质-超镁铁质岩的年龄为 2219Ma;韩发等(1994)用单颗粒锆石蒸发法获得四堡群中枕状玄武岩的$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄 1734～1863Ma,并获得了新的镁铁质—超镁铁质岩 Sm-Nd 等时线年龄为 1782±82Ma;李献华(1996)获四堡群沉积岩钕模式年龄值为 1.8～1.9Ga,并限定四堡群形成下限年龄 < 1.8～2.0Ga。

本区东延至江西境内,庐山地区星子群变质程度达高绿片岩相。金文山、林源贤(1994)获得斜长角闪岩 Sm-Nd 模式年龄为 2197Ma,其锆石 U-Pb 年龄测定结果为 1869±40 Ma(谢国刚等,1997)。并且,星子群的岩石地球化学特征研究结果也表明其介于新太古代—后太古代之间,形成的构造环境为活动大陆边缘。

由此表明,整个雪峰古陆中元古代冷家溪群之下存在古元古代结晶基底。也就是说,较为广泛存在的基底的形成,应该是一个有较大范围影响作用力的产物。一般而言,1860 Ma 是吕梁造山旋回期末的变形变质年龄,所以,本区变质结晶基底岩系当是经吕梁运动造就的产物。据李献华(1991)的研究,华南陆壳岩石钕模式年龄 1.8Ga 和 1.4Ga 出现明显的峰值,各类岩石残留锆石 U-Pb 年龄主要集中在 1.2～1.4Ga、1.8Ga、2.5Ga。2.5Ga 太古宙与元古宙界线时期,全球范围内没有造山运动纪录,暗示该时期可能存在超级大陆。那么,本区作为华南陆壳一部分,2.5～2.05Ga 期间形成的大量基性岩脉群,类似于显生宙基性岩脉群所指大陆的裂解和洋壳的发展。1.8～2.05Ga 正值吕梁造山运动高峰期,涧溪冲岩群/ 连云山岩群又变质变形强烈,当是该构造期这段地质历史的纪录。

湘东北地区发育的侵位于 25 亿～18 亿年之间并经历后期构造-热事件影响的基性古火山岩提供了划分古元古代/ 中元古代界线的构造-岩浆活动事件标志,及湘东北乃至华南与其它大陆早期构造演化对比的基本线索。

第四节　古元古代大地构造演化初探

湘东北地区上述同位素年代学、区域构造特征、沉积记录和岩浆活动等同时说明,无论

涧溪冲岩群、连云山岩群其主体岩石原岩性质都具有火成和沉积的双重性，构造背景是岛弧。古岛弧的存在意味着大洋盆地的存在，多岛弧-盆系是大洋岩石圈经过发生、发展向萎缩、消减演化的标志。据此，对湘东北地区早前寒武纪构造格架和演化简略概述如下：

石嘴塘玄武质科马提岩 Sm-Nd 全岩模式年龄 31.9 亿年，说明益阳在古元古代甚至太古宙就开始了壳幔分异即陆壳增生过程。陆壳增生结果之一就是在湘东北地区形成幕阜古陆核(连云山岩群中存在有 2700Ma 碎屑锆石说明幕阜古陆核至少在 2700Ma 左右就开始了陆壳的形成过程)；另外一些致密熔融和高热流的科马提质岩浆在拉张作用最强烈的某些地区达到地表，形成诸如石嘴塘超镁铁质科马提岩和玄武质科马提岩。这种强烈拉张作用的地区即相当于现代大洋中脊，从石嘴塘超镁铁质科马提岩和玄武质科马提岩发育的枕状构造表明，益阳地区存在古大洋盆地，因此石嘴塘科马提岩代表早期洋壳的残余体。在 22 亿～20 亿年左右益阳古大洋盆地开始俯冲、消减，因而在幕阜古陆核南西边缘从大渡口至浏阳文家市南棚下一带就出现了一条近北西向的岛弧火山岩带，湘东北地区进入岛弧演化阶段。涧溪冲岩群、连云山岩群即是该期构造环境下形成的产物，为岛弧火山碎屑沉积岩序列。1800Ma 期间的吕梁运动沿涧溪冲—连云山一线发生弧、弧碰撞，该二套岩石发生相应的变形变质作用，构成基底。总之，从石嘴塘科马提岩到南棚下古火山岩、大渡口拉斑玄武岩反应了该地区当时从洋壳形成到俯冲的构造运动演化过程。

第四章　中-新元古代湘东北块体的聚合与裂解

第一节　中元古代海洋封闭岩石序列

中元古代冷家溪群,属扬子地块褶皱基底,与前述连云山岩群等结晶基底岩系在变质、变形、沉积建造等方面有显著不同。它由雷神庙组、南桥组、黄浒洞组、小木坪组、杨林冲组等组成,为一套具复理石-类复理石建造特征的浅变质陆源碎屑岩系,广布于湘东北,出露厚度达 25000 余米。此外,该套地层还是本区的含金(多金属)建造(刘英俊等,1989,1991)。

一、剖面描述

冷家溪群雷神庙组、黄浒洞组和小木坪组的代表性地层剖面位于湘东北平江谈岑-湾里,南桥组的代表性地层剖面在湘东北浏阳中和乡南桥,而杨林冲组的代表性地层剖面出露在湘东北株洲市郊杨林冲。下面将其分别予以阐述。

(一) 平江谈岑-湾里雷神庙组、黄浒洞组和小木坪组剖面

小木坪组

46. 灰色薄层状砂质板岩与绢云母板岩构成韵律。　97.0m

45. 灰色薄层状含绿泥石绢云母板岩,往上夹砂质板岩与数层砂质灰岩透镜体,产微古植物。　211.7m

44. 灰色薄—厚层状砂质板岩夹绢云母板岩,下部夹中—薄层状变质岩屑石英杂砂岩,发育鲍马序列的 CDE、AE 组合,部分砂岩底面附近发育长条状砾石,且底面凹凸不平。　312.5m

43. 灰色薄层状纹层状绢云母板岩夹砂质板岩,下部夹钙质砂岩透镜体。产微古植物。　318.2m

42. 灰色薄—中层状砂质板岩与纹层状板岩,砂质板岩中发育砂泥薄互微层理。　122.3m

41. 青灰色薄层状纹层状绢云母板岩夹砂质板岩,上部夹薄层变质石英粉砂岩,产微古植物。　138.1m

————整　　合————

黄浒洞组

40. 灰色厚层状变质细粒石英杂砂岩与薄层状绢云母板岩构成 2 个韵律。　214.4m

39. 灰绿色薄层状绢云母板岩与含绿泥石砂质绢云母板岩构成韵律。产微古植物。　264.2m

38. 灰色中层状变质石英细—粉砂岩夹薄层状绢云母板岩,粉砂岩发育 CDE、DE 鲍马序列。　94.0m

37～35. 灰色薄—中层状绢云母板岩、砂质绿泥石绢云母板岩间夹中—厚层状变质石英杂砂岩、岩屑石英杂砂岩。杂砂岩中发育鲍马序列 AE、ADE 组合,部分底层面凹凸不平。　1425.3m

34. 灰色中—厚层状变质岩屑杂砂岩,下部夹薄层状砂质板岩。 100.9m

33. 灰色中层状砂质绢云母板岩夹薄层绢云母板岩与构成韵律,间夹中—厚层变中细粒石英杂砂岩,石英杂砂岩发育 ADE、AE 鲍马序列,底面凹凸不平。 442.6m

32～31. 上部为灰色中—厚层状变质岩屑杂砂岩夹薄层砂质板岩,砂岩中发育 AE、ADE 鲍马序列组合,底面凹凸不平。下部为灰色薄层状绢云母板岩。 195.8m

30. 灰色厚层状变不等粒岩屑杂砂岩、钙质岩屑杂砂岩夹板岩与粉砂质板岩,由下往上板岩逐渐减少。杂砂岩中发育 ABD、ABDE、ADE 鲍马序列组合。底面发育槽模构造。 218.6m

29. 灰色薄—中层状板岩夹砂质板岩与厚层状变质岩屑杂砂岩。 218.6m

28～27. 灰色厚层状变质岩屑杂砂岩夹薄层状板岩、含粉砂质绢云母板岩,往上板岩增多。杂砂岩中发育鲍马序列 AA、AE 组合,底面凹凸不平,底面附近有撕裂状板岩砾石。 446.3m

26. 灰色薄—中层状砂质板岩,下部夹厚层状变岩屑杂砂岩,顶部夹变粉砂岩。变杂砂岩中发育鲍马序列的 ADE、AD 组合,底面附近有板岩砾石,底面凹凸不平。 678.7m

24～25. 灰色薄层状绢云母板岩夹砂质板岩与变质粉砂岩,上部有斜长花岗岩脉穿插。 305.4m

23. 灰色厚层状变质粉砂岩,上部夹薄层纹层状绢云母板岩。产微古植物。 112.0m

22. 灰色厚层状变质岩屑杂砂岩,层间夹极薄层板岩,杂砂岩中发育鲍马序列的 AA、ADE、AE 组合,以 AA 组合占绝对优势,底面凹凸不平,底面附近含板岩砾石。 152.6m

————整　　合————

雷神庙组

21～20. 青灰色薄层状绢云母板岩、含绿泥石绢云母板岩。上部夹薄层状砂质板岩与变质砂质粉砂岩,粉砂岩中发育鲍马序列 CD、CDE 组合。 122.7m

19. 青灰色薄—中层状纹层状粉砂质绢云母板岩。 345.5m

————整　　合————

18. 灰色薄层状变质粉砂岩,往上为灰色薄层状绢云母板岩夹薄层状变质细粒石英杂砂岩与粉砂岩,产微古植物。 81.7m

17～16. 灰色、灰绿色薄—中层状纹层状绢云母板岩、砂质绢云母板岩,砂质绢云母板岩中发育鲍马序列的 CD、CDE 组合。 664.3m

15. 灰色薄—中层状变质石英细—粉砂岩夹板岩,往上为薄层状纹层状绢云母板岩夹薄层变质粉砂岩与砂质板岩。 133.2m

14. 灰绿色薄层状纹层状绢云母板岩,下部夹粉砂质板岩,产微古植物。 480.6m

13～12. 灰色薄层纹层状绢云母板岩夹薄层砂质板岩与厚层状变质岩屑石英杂砂岩,下部夹含岩屑杂砂岩。 312.9m

————整　　合————

11～8. 灰绿色、青灰色薄—中层状绢云母板岩夹粉砂质板岩,产微古植物,部分板岩发育毫米级水平纹层。 1789.6m

7. 灰绿色、浅灰白色中厚层状变质凝灰质岩屑石英杂砂岩夹凝灰质砂质板岩与沉凝灰岩,凝灰质砂质板岩由下往上增多。 154.0m

6. 浅灰色、紫红色薄层状纹层状凝灰质板岩。 64.2m

5. 青灰色薄—中层状绢云母板岩夹粉砂质板岩。产微古植物。 242.9m

4. 灰绿色、风化呈紫红色,灰褐色薄层状凝灰质板岩,发育鲍马序列的 CC、CE、CDE 组合。 58.7m

3～1. 灰色、灰绿色薄—中层状绢云母板岩夹紫红色薄层状凝灰质板岩。未到底(背斜核部)。 412.6m

其中雷神庙组产微古植物: *Taeniatum crassum*, *Triangumorpha* sp., *Trematosphaeridium* sp., *Leiopsophosphaera densa* sp., *L. aff. effusus*, *L. hyperborea*, *Laminartes* sp., *Protoleiosphaeridium solidum*, *Lignum* sp., *L. punctulosum*, *Polyporata* sp. 等。

黄浒洞组产微古植物: *Taeniatum crassum*, *Leiopsophosphaera* sp., *Trematosphaeridium* sp., *T. holtedahlii*, *Iignum punctulosum*, *Trachysphaeridium simplex*, *Polyporata* sp., *P. microporosa*, *Laminarites* cf. *antiquissimus*。

小木坪组产微古植物: *Trachysphaeridium* sp., *T. simplex*, *Protoleiosphaeridium solidum*, *Lignum* sp., *Leiopsophosphaera* sp., *Trematosphaeridium holtedahlii*, *Taeniatum* sp., *Laminarites antiquissimus*, *Polyporatamicroporosa* 等。

(二) 浏阳中和乡南桥南桥组剖面

黄浒洞组:深灰色条带状粉砂质板岩夹中—厚层变质岩屑杂砂岩

————整　　合————

南桥组

8. 浅灰色中厚层状砂质板岩夹变质凝灰质细砂岩与变流纹质凝灰岩、变石英角斑岩。 323.7m

7. 灰色薄层状砂质千枚岩、变质含长石石英杂砂岩与变石英角斑岩、帘石透闪石岩、帘石阳起石岩、变基性熔岩呈韵律,变火山岩呈层状—脉状,顶底面平整与沉积岩层呈整合接触,仅局部有穿层现象。 329.0m

6. 灰色、灰绿色绢云母板岩夹厚层块状帘石-次闪石岩。 97.4m

5. 灰色粉砂质绢云母板岩、条带状板岩夹中厚层状变质岩屑石英杂砂岩。 40.0m

4. 灰色绢云母板岩。 105.0m

3. 灰色厚层—块状变质岩屑杂砂岩、粉—细砂岩、板岩呈韵律,砂岩有 AC、ACE,板岩有 CDE、DE 等鲍马序列。 99.7m

2. 灰色绢云母板岩夹砂质板岩,砂质板岩中发育鲍马序列 CDE、DE 组合。 270.3m

1. 灰色厚层状粉砂质板岩夹中层状变质岩屑石英杂砂岩与似层状—脉状黝帘阳起石岩。板岩与杂砂岩中发育 CDE、ACE、CE 鲍马序列。 532.7m

————整　　合————

下伏地层雷神庙组:灰绿色粉砂质板岩夹中层状变质岩屑石英杂砂岩。

(三) 株洲市郊杨林冲杨林冲组剖面

上覆青白口纪板溪群横路冲组

9. 紫红色厚层状变石英砂岩与紫红色条带状粉砂质板岩呈韵律。 22.7m

8. 紫红色厚层状砾质凝灰质杂砂岩夹凝灰质粗砂岩,含变火山岩砾石及较多的火山岩屑,且砾石多呈浑圆状,分选性较好。 14.4m

————角度不整合————

蓟县纪冷家溪群杨林冲组 182.1m

7. 灰黄色块状变杂砾岩、砾质岩屑杂砂岩。砾石成分主要是板岩、变质砂岩、变凝灰岩类,石英砾石极少见,砾径 0.5～120cm,多呈半棱角状,尤其是超过 20cm 的大砾石(岩块),其周边参差不齐,颇具近源崩塌堆积之特征,岩石由砂、泥及细岩屑胶结。 10.6m

6. 灰黄色中层状变粉砂质细砂岩夹板岩,变砂岩略显沙纹层理。 10.6m

5. 黄—浅褐色变凝灰质杂砂岩夹变含砾屑砂岩,后者含板岩、变质砂岩砾石(5%～ 10.2m

10%),砾石多为半棱角状—半浑圆状。

4. 棕黄色块状变杂砾岩夹变凝灰质岩屑砂岩。变块状杂砾岩多集中在层序下部,向上砾石渐减,向砾质砂岩过渡,局部见有 10×30×50cm 之泥质岩块突出岩层层面。 13.0m

3. 黄褐色厚层状变含岩屑杂砂岩,岩屑成分主要是板岩,大多在 0.2～0.5cm,次棱角状、砂泥质胶结。 4.0m

2. 棕黄色厚层—块状变杂砾岩、砾质不等粒岩屑杂砂岩。杂砾岩含板岩、砂岩砾达 50%,亦见少量暗色中基性岩浆岩砾石,砾径 0.2～3cm,砾石多呈半滚圆状。砾质不等粒岩屑杂屑砂岩含砾 15%左右,其余为不等粒砂屑。 26.9m

1. 灰黄色薄—中层状细粒变岩屑杂砂岩与粉砂质板岩呈韵律,由下而上层序中砂岩由少变多,单层由薄变厚,粒径由细变粗,与板岩呈消长关系。 94.7m

————整　　合————

下伏小木坪组:灰黄色、黄绿色、灰色条带状粉砂质板岩与绢云母板岩互层夹极薄层变质粉砂岩。

二、岩石组成

雷神庙组:为一套深—半深海相粘土岩夹陆源碎屑浊积岩,是中元古代地层序列中分布最广、厚度最大的岩系(达 5863m),沉积-成岩时限为 1750～1350Ma(湖南省地质矿产局,1982;刘海臣等,1994),与华北长城纪时限基本相当。主体是一套深灰—灰色绢云母板岩、含粉砂质条带状板岩,夹少量变质细粉砂岩与板岩韵律层,细粉砂岩中常见 ABCE、CDE、DE 鲍马序列,属深—半深海盆地—浊积外扇沉积,部分地区出现中扇分支水道沉积。

南桥组:为灰、深灰色中—中厚层状变岩屑杂灰岩、石英云母千枚岩组成的韵律岩系,夹脉状、似层状变辉绿岩、黝帘石-阳起石岩、帘石阳起石岩、变石英角斑岩、变流纹质凝灰岩等。

黄浒洞组:该组与下伏雷神庙组或南桥组呈整合接触,为一套陆源碎屑浊积岩系,厚 2928.9m,主要由灰绿色厚层状变质含细砾岩屑杂砂岩、块状含砾岩屑杂砂岩、砂质粉砂岩、粉砂岩构成向上变细、单层变薄的往复式层序。底蚀槽模构造常见,其底蚀深度达 30～40mm。

其岩石特征、相序及沉积构造均反映黄浒洞组属上斜坡和水道化上、中浊积扇扇沉积。板岩中获 Rb-Sr 全岩等时线年龄 1350～1322Ma(湖南省地质矿产局,1982;刘海臣等,1994)。

小木坪组:为一套灰色条带状粉砂质板岩与绢云母板岩互层为主,间夹薄—中层状变质砂质粉砂岩、泥质粉砂岩,发育水平砂泥薄互纹层、滑塌、包卷变形层理、火焰状构造和底蚀构造,具斜坡—浅水陆棚凹陷沉积岩特征。厚 1199.8m。

该组板岩获 Rb-Sr 全岩等时线年龄 1280～1157Ma(湖南省地质矿产局,1982;刘海臣等,1994),为蓟县纪中、晚期沉积。

杨林冲组:分布在浏阳香花冲—株洲杨林冲一带,系一套浅变质的灰黄色杂砾岩、砂砾岩与砂质板岩,厚 182m。与下伏小木坪组呈整合接触。由下往上,由变岩屑杂砂岩或粉砂质板岩与砂砾岩、砾岩构成 3 个向上变粗的旋回层序。旋回层序间由明显的侵蚀冲刷面分隔。下旋回层为中—厚层状细中粒变岩屑杂砂岩为主间夹粉砂质板岩,砂岩富含岩屑,以杂基支撑为特征,上旋回层为变杂砾岩及变砂砾岩,砾石含量达 30%～50%不等,成分复杂,有变凝灰质砂岩、板岩、变硅质岩、变岩屑杂砂岩、变中基性火山岩,以棱角状至次圆状为主,形态各异,分选差,砾径大小不等,一般以 0.2～3cm 居多,1m^3 左右的大岩块也屡见不鲜,有的岩块凸出层面,有的砾石呈犬牙交错状堆积在一起形成“混杂堆积岩”。该套砾岩在横

向上极不稳定,多呈透镜状断续分布于山前地带。

总之,该组是块状变杂砾岩、变杂砂岩为主的粗碎屑岩组合,并常见底蚀—铲刮作用形成的凹凸面。反映强侵蚀、快速堆积之特点,为较典型的富基质碎屑流(泥石流)—滑塌沉积的流体机制,属造山期盆地封闭时沉积序列。

综上所述,中元古界冷家溪群浅变质岩系,纵向演化的特征代表了武陵期间裂谷盆地成生—萎缩—关闭演化的全过程和各发育阶段的沉积建造特点(图 4-1)。

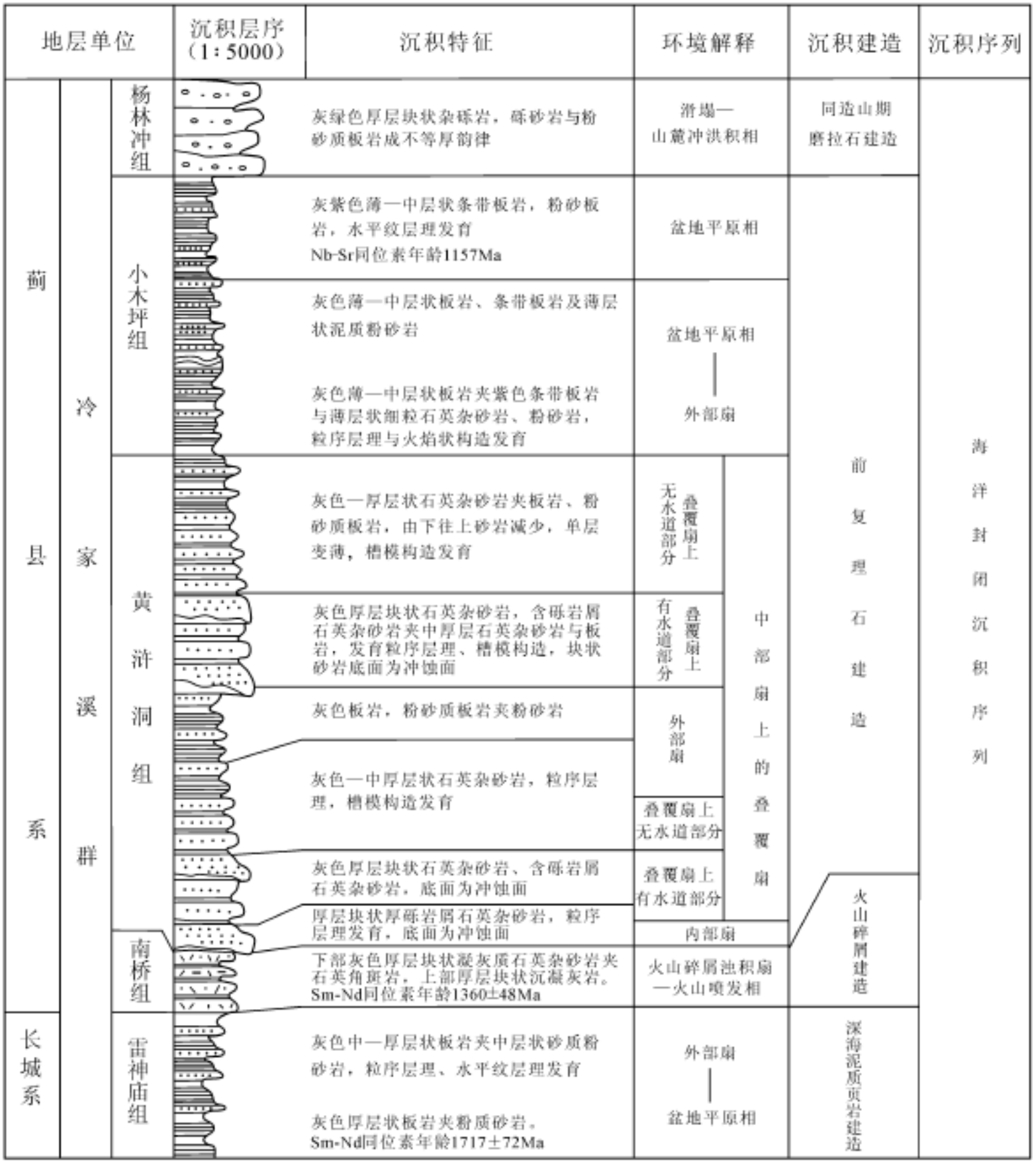


图 4-1　长城系-蓟县系沉积序列图

三、地球化学及构造环境

(一) 变沉积岩

1. 主元素

冷家溪群变沉积岩为一套厚数千米的复理石浊积岩深水-半深水砂泥质岩沉积,在主元素成分上无明显区别(表 4-1), SiO_2 含量中等, Al_2O_3/SiO_2 为 0.14～0.30, K_2O/Na_2O 为 0.73～14.12,平均 4.18,而 $Fe_2O_3^* + MgO$ 为 5.74～11.09,含量较高。除个别钙质砂岩外,多数样品的 CaO 含量低(一般小于 1.0%)而 $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ 比值高(一般大于 4.0%)。

表 4-1　冷家溪群变沉积岩主元素化学成分(w_B/ %)

地　区	官　渡　地　区				黄　金　洞				长　沙　市		
样　号	205 - 3	205 - 8	205 - 20	205 - 23	B - 11	B - 101	B - 110	B - 71	1044 - 1	1044 - 2	1
岩　性	砂岩	板岩	粉砂岩	板岩	砂岩	砂岩	砂岩	砂岩	砂岩	粉砂岩	板岩
SiO_2	73.13	60.93	67.34	62.94	73.34	77.31	71.44	72.92	73.72	65.10	61.70
TiO_2	0.75	0.82	0.76	0.74	0.71	0.63	0.72	0.67	0.52	0.65	0.91
Al_2O_3	11.89	18.34	10.62	17.83	13.78	11.07	16.28	14.28	10.37	13.02	13.30
Fe_2O_3	0.90	1.82	1.29	1.75	2.47	1.43	1.44	1.66	2.56	0.98	1.25
FeO	4.78	5.52	6.52	5.08	3.19	4.01	3.03	3.90	3.32	7.02	3.63
MnO	0.16	0.06	0.41	0.04	0.07	0.09	0.07	0.06	0.24	2.10	2.85
MgO	1.52	2.37	3.41	2.09	1.33	1.30	1.18	1.35	0.12	2.54	4.63
CaO	0.30	0.22	6.48	0.23	0.23	0.28	0.20	0.21	0.66	1.60	0.85
Na_2O	1.87	1.30	0.76	1.24	2.14	2.15	2.24	1.89	0.69	0.18	0.17
K_2O	2.26	3.95	0.41	3.84	2.52	1.57	3.25	2.91	3.84	2.44	2.40
P_2O_5	0.12	0.11	0.02	0.15	0.22	0.15	0.16	0.14	0.16	0.11	0.09
H_2O^+	1.62	3.76	1.03	3.31	-	-	-	-	1.94	5.19	4.63
Al_2O_3/SiO_2	0.16	0.30	0.16	0.28	0.19	0.14	0.23	0.20	0.14	0.20	0.22
K_2O/Na_2O	1.21	3.04	0.54	3.10	1.18	0.73	1.45	1.54	5.56	13.56	14.12
$FeO^* + MgO$	7.11	9.53	11.09	8.74	7.35	7.18	5.98	7.35	5.74	10.44	9.38
$Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$	5.48	12.07	1.47	12.13	5.81	4.55	6.67	6.80	7.68	7.31	13.04
来源	本专题				刘英俊(1991)				1:25 万长沙市幅区调报告		

注:① 本研究样品分析测试:湖北省地矿局实验研究所实验室;② FeO^* 表示全铁。

对比同时代地层中共生的砂岩和板岩,两者在主元素含量上存在一定的差异。与砂岩相比,板岩的 SiO_2 含量低,而 K_2O、Al_2O_3 和 $(FeO^* + MgO)$ 含量则较高,反映了板岩中粘土矿物和基性组分的含量相对较高。

2. 稀土元素和微量元素

大离子亲石元素 Rb、Ba 和 Sr 的含量变化较大(表 4-2),但总体上与北美页岩(NASC)(Gromet L P, *et al*., 1984)和后太古宙平均页岩(PAAS)(Taylor S R, *et al*., 1985)的成分相当。相对于砂岩,板岩的 Rb 和 Sr 含量较高,Ba/Rb 和 Ba/Sr 比值较低,而 Rb/Sr 和 Ba/

Rb 比值相当。K 与 Rb 呈明显的正相关关系,表明含钾的粘土矿物是控制这些元素含量变化的主要因素。

尽管稀土组分的绝对含量变化较大,但原始地幔标准化曲线与典型的后太古宙平均页岩(PAAS)和上陆壳(Gromet L P, *et al*., 1984)相似(表 4-2、图 4-2),以轻稀土富集[$(La/Yb)_N$、$(La/Sm)_N$ 和 LREE/ HREE 比值高]、显著铕负异常(δEu 一般为 0.60～0.70)和重稀土平坦为特征。其∑REE 较高,说明具有大陆地壳性质,LREE/ HREE 的比值大大超过

表 4-2　冷家溪群变沉积岩稀土元素($w_B/10^{-6}$)、微量元素($w_B/10^{-6}$)分析测试结果

地　区	官渡地区				黄金洞				
样　号	205 - 3	205 - 8	205 - 20	205 - 23	HJ3 - 2	HJ3 - 3	HJ3 - 4	HJ3 - 5	HJ3 - 6
岩性	砂岩	板岩	粉砂岩	板岩	板岩	板岩	板岩	板岩	板岩
Ba	305.1	401.5	45.6	391.7	421	422	409	425	456
Rb	88.0	176	27.0	179	195.7	203.2	194.9	179.2	208.5
Sr	100.4	46.6	67.4	50.8	176.0	72.4	68.9	74.5	75.1
Ta	1.0	1.2	0.8	1.0	0.9	1.2	1.1	1.2	1.2
Nb	12.4	15.2	12.8	14.4	9.2	11.2	11.2	11.8	11.9
Hf	7.8	5.9	5.3	4.7	5.0	5.7	5.6	6.1	6.1
Zr	346.0	218.0	209.0	198.0	147.5	172.8	171.9	180.1	181.9
Th	13.5	15.9	9.0	15.7	12.5	15.6	15.6	16.0	15.8
U	2.1	3.0	2.0	3.4	3.1	3.4	4.0	4.1	4.0
Cr	104.0	104.0	188.0	80.3	111.4	196.5	171.7	181.6	118.0
Ni	31.7	42.8	57.2	42.3	51.0	41.8	43.2	43.6	44.2
Sc	14.8	26.9	27.4	25.5	17.6	19.7	19.5	19.9	20.9
V	97.8	153.6	150.6	145.4	106.2	125.2	123.3	123.0	133.8
La	26.0	42.8	31.4	45.5	31.3	38.8	42.0	38.9	39.2
Ce	77.6	98.5	71.6	102.5	70.4	79.2	87.2	80.5	82.5
Pr	7.2	11.4	8.0	12.5	7.4	9.3	10.3	9.3	9.8
Nd	26.0	40.7	29.4	43.3	26.7	32.4	35.9	32.5	33.7
Sm	5.5	8.2	6.2	9.5	5.4	6.2	7.0	6.6	6.6
Eu	1.0	1.7	1.5	1.9	1.3	1.5	1.6	1.4	1.6
Gd	4.9	6.9	5.5	9.1	5.1	5.7	6.9	5.8	6.1
Tb	0.9	1.0	0.9	1.4	0.8	0.8	1.0	0.8	0.9
Dy	5.2	6.2	5.2	8.0	4.8	5.4	6.1	5.2	5.7
Ho	1.2	1.4	1.1	1.8	0.7	0.8	0.9	0.8	0.9
Er	3.4	3.8	3.0	4.7	2.7	2.8	3.2	2.8	3.3
Tm	0.5	0.6	0.5	0.7	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5
Yb	3.5	4.1	3.1	4.8	2.8	3.1	3.5	3.1	3.4
Lu	0.6	0.6	0.4	0.7	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5
Y	29.2	31.1	26.4	41.2	25.9	28.1	32.5	28.3	30.7
资料来源	本专题				顾雪祥(2003)				

注:本研究样品分析测试:湖北省地矿局实验研究所实验室。

了地壳平均值 2.5～3.0 倍,这显示了物源区发育了很厚的上地壳;稀土配分曲线呈“L”型;所有样品均无铈异常。这种稀土配分模式与特征参数表明,冷家溪群变沉积岩具有活动大陆边缘沉积之特点。

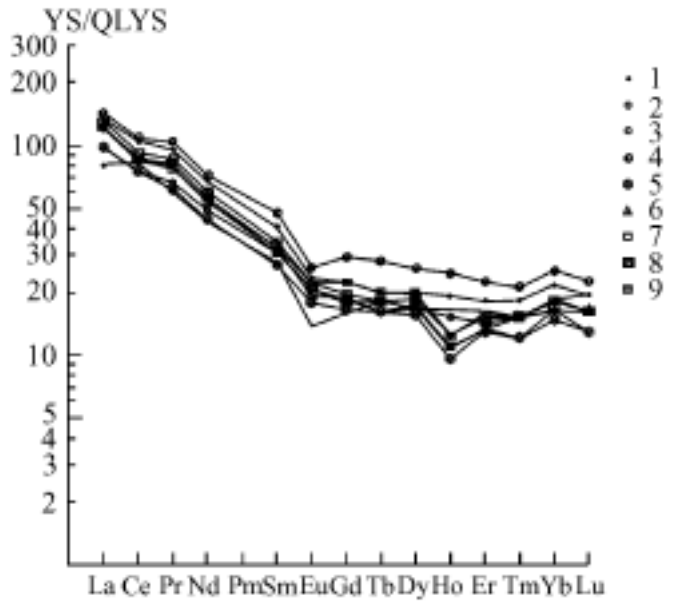


图 4-2　稀土元素的球粒陨石标准化曲线

1～9 分别为表 4-1 中

205 - 3,205 - 8,205 - 20,205 - 23,B - 11,B101,B - 110,B - 71,1044 - 1,1044 - 2,1

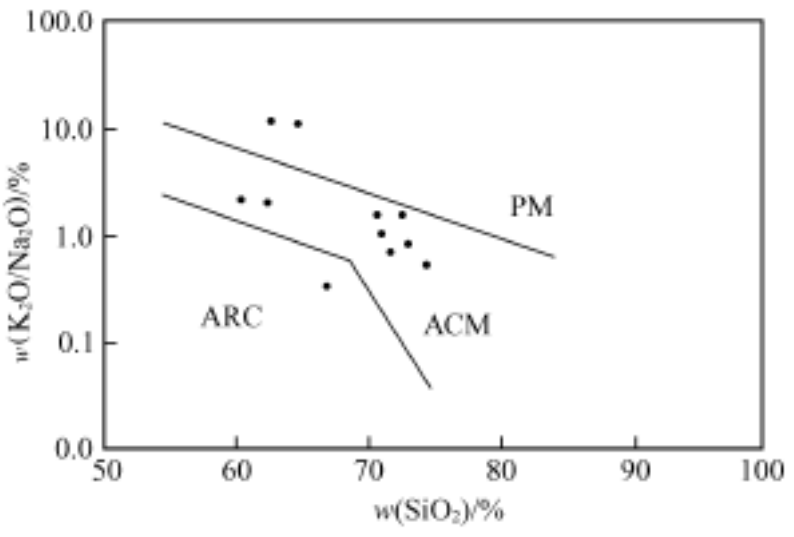


图 4-3　冷家溪群的 K_2O/Na_2O - SiO_2 构造环境判别图

(据 Roser *et al.*,1986)

PM—被动大陆边缘;ACM—活动大陆边缘;ARC—大洋岛弧

沉积盆地一般划分为三大构造类别,即被动大陆边缘(PM)、活动大陆边缘(ACM)和大洋岛弧(ARC),并且来自不同构造环境的砂岩和泥岩在 K_2O/Na_2O - SiO_2 图上落入明显不同的区域(Roser B P, *et al.*,1986)。在上述判别图解中,研究区样品多数落入活动大陆边缘区域(图 4-3),冷家溪群浊积岩的构造背景应属于活动大陆边缘。

(二) 变火山岩

变火山岩主要是变辉绿岩、变玄武岩、变英安岩、变石英角斑岩及英安质凝灰岩,其地球化学特征见(表 4-3、表 4-4)。

在 SiO_2 - ($FeO + Fe_2O_3 + MgO$)图解(图 4-4)中变基性岩与变英安岩分属两极端元;在

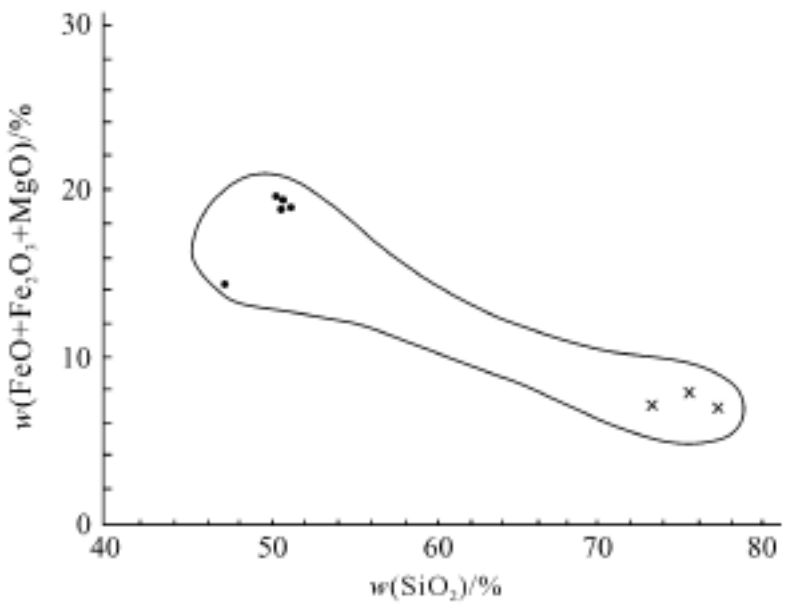


图 4-4　变火山岩 SiO_2-($FeO + Fe_2O_3 + MgO$)图解

●变辉绿岩、玄武岩;×变英安流纹岩、英安岩

表 4-3　冷家溪群变火山岩岩石地球化学(w_B/ %)

岩性 \ 化学成分	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	MnO	TiO_2	P_2O_5	H_2O^+	灼失量	总量
βμ-1	51.69	14.03	2.89	7.70	11.07	7.92	1.57	0.28	0.20	0.77	0.057		1.76	99.29
β-1	50.88	14.23	2.01	8.18	9.58	8.82	1.45	1.69	0.18	0.73	0.057		2.20	98.57
β-2	50.96	14.64	2.39	7.76	11.36	7.98	1.89	0.42	0.20	0.70	0.052		1.59	98.18
β-3	50.14	16.08	2.96	7.05	10.72	7.79	1.74	0.18	0.13	0.73	0.050		2.16	98.4
βμ-2	46.74	18.84	3.57	4.47	18.33	5.86	0.20	0.14	0.16	0.70	0.036		0.90	99.10
平均值	51.2	15.9	2.54	7.50	12.47	7.78	1.40	0.56	0.18	0.75	0.0504		1.72	98.71
ξ-1	73.17	13.32	1.06	4.40	0.74	1.68	3.95	0.80	0.09	0.68				
ξ-2	77.50	10.95	0.63	5.52	0.51	1.47	2.52	0.48	0.07	0.65				
ξλ-1	76.65	9.22	0.26	6.72	0.88	1.13	2.77	0.31	0.04	0.5	0.05	1.25	0.70	99.78
平均值	75.77	11.20	0.65	5.55	0.71	1.43	3.08	0.53	0.067	0.61	0.05	1.25	0.70	

	Ba	Rb	Sr	Zr	Cr	Ni	Co	Th	Nb	Ta	Hf	Ti	V	U	Sc	K	P
ξλ-1	50	8.0	190	45	691	32.8	15.4	13	12	0.62	18	3656	79	1.8	11	4399	218.2
β-1	250	60.7	43	300	296	36.6	15.0	15	13	1.0	13	4076	74	2.0	12	4648	219.9

岩石类型	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	HREE/LREE	δEu
ξλ-1	28.30	50.45	6.76	23.49	4.54	0.99	3.81	0.59	3.57	0.72	2.20	0.36	2.48	0.39	18.42	147.18	3.52	0.70
β-1	2.64	3.80	0.95	3.82	1.43	0.74	2.50	0.48	3.67	0.79	2.55	0.43	2.73	0.43	23.36	50.34	3.6	1.20
βμ-1	2.90	3.50	0.80	4.00	1.30	0.58	2.30	0.44	3.20	0.75	2.20	0.34	2.15	0.33				1.03

注:β—变玄武岩, βμ—变辉绿岩, ξ—变英安岩。ξλ—变英安流纹岩。样品分析测试:湖北省地矿局实验研究所实验室。

表 4-4　南桥组双峰式火山岩微量元素特征(w_B/ %)

岩性	Ti	Zr	Hf	Nb	Ta	Zr/ Nb	Nb/ La	Hf/ Th	Ce/ Nb	La/ Yb	Gd/ Yb
变玄武岩类	0.63～0.71	31～34.9	1.01～3.2	1.31～1.40	0.13～0.5	22.3～30.07	0.04～0.72	2.67～10.1	2.67～3.24	0.36～3.8	0.72～0.75
变石英角斑岩	0.51～0.65	331～340	1.7～9.5	3.0～9.8	0.5～1.0	11.3～34.9	0.1～0.34	1.55～3.53	5.14～11.6	5.5～8.6	0.86～81.23

注:资料来源 1∶25 万长沙市幅区调报告。　　(据湖南省地质调查院, 2002)

硅-碱图解(图 4-5)中,两端元岩石落入 S 区(亚碱性系列),两极趋势很明显;在 AFM 图解(图 4-6)中,两端元火山岩均落在拉斑玄武岩系列区,变玄武岩、辉绿岩样点落在 FM 线一侧,而变石英角斑岩、英安岩样点落在 FA 线一侧,上述特征表明该火山岩为典型的双峰式火山岩。

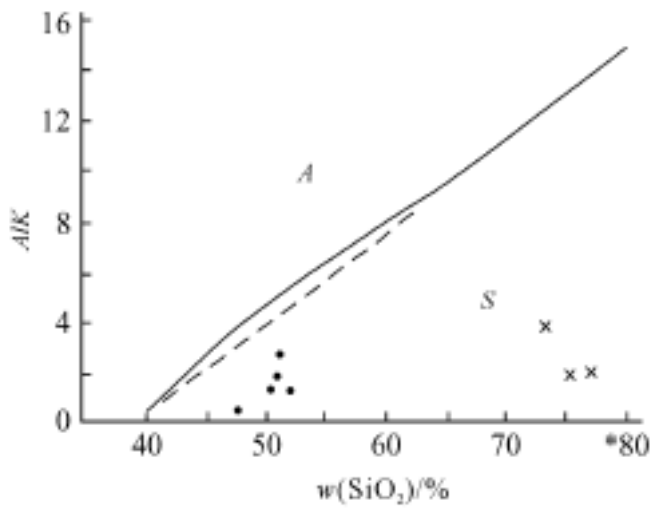


图 4-5　硅-碱图解

(T.N Irvine, 1971)

A—碱性系列;S—钙碱性系列。实线据 Mecdonald, 1968; 虚线据 T.N. Irvine, 1971; ●变辉绿岩、玄武岩; × 变英安流纹岩、英安岩

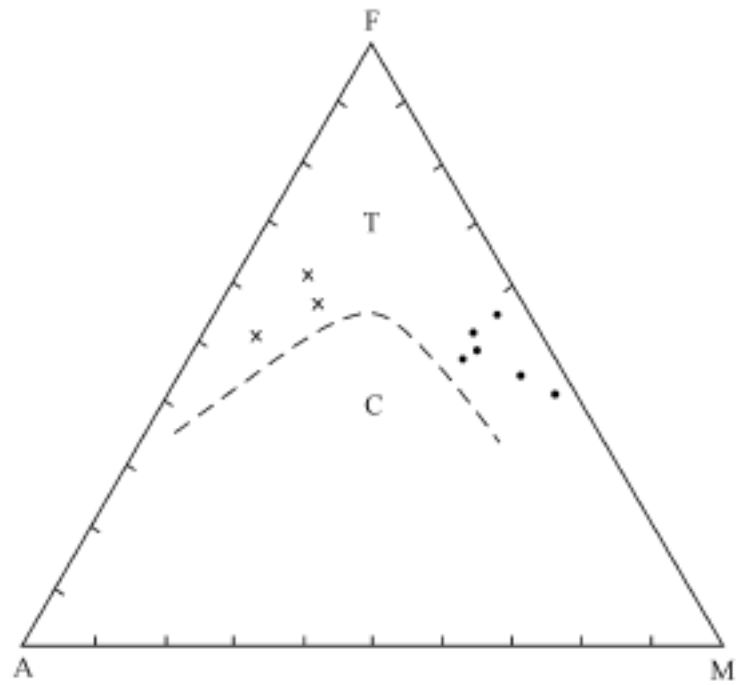


图 4-6　变火山岩 A-F-M 图解

(T.N Irvine, 1971)

图例同图 4-4

在 Hf/3-Th-Ta 图解(图 4-7)(Wood, 1980)中,变玄武岩、英安流纹岩样点则一同落入火山弧钙碱性玄武岩区;在 $TiO_2 \times 10$ - Al_2O_3 - $K_2O \times 10$ 图解(湖南省地质调查院, 2002)中除一个点落入大洋玄武岩区外,其余样点都落入岛弧造山带玄武岩区。

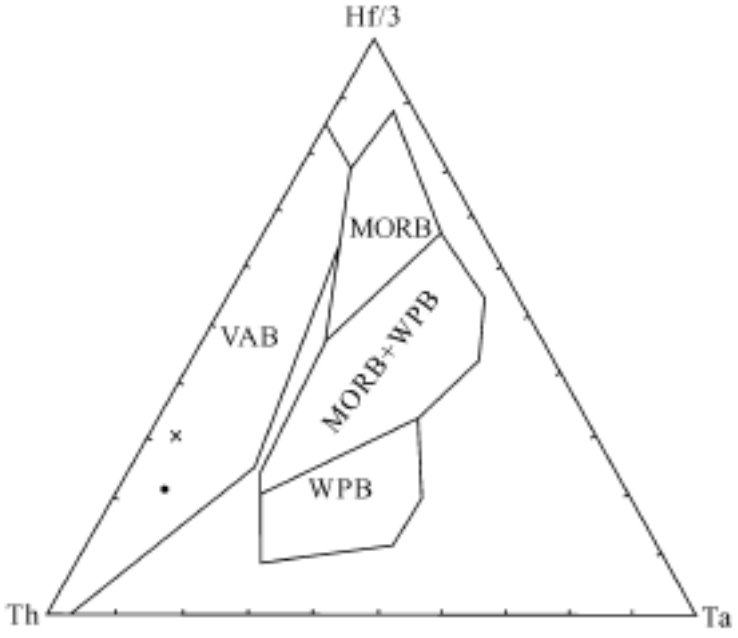


图 4-7　变火山岩 Hf/3-Th-Ta 图解

(据 Wood, 1980)

MORB—大洋玄武岩; VAB—火山弧及活动陆缘玄武岩; WPB—板内玄武岩。图例同图 4-4

在 Ti-Zr 图解(Pearce, 1982)内变玄武岩-辉绿岩样点少量落入 MORB(洋中脊玄武岩)区,多数落入 VAB(板内玄武岩)区,而石英角斑岩样点落入 WPB(火山弧玄武岩)区(湖南省地质调查院, 2002);在 $(Tb/Ta)_{N}$-$(Th/Ta)_{N}$ 图(Fekkak *et al.*, 2001)内,样点呈北西向斜贯于 CAMB-CFB-OIA-BAB-N-MORB 等区(湖南省地质调查院, 2002),可见南桥组火山岩

具有陆缘 IRT 和 E-MORB 的双重特征。两端元火山岩微量元素明显富 Zr、Ce、Hf,相对亏损 Nb、Ta、Ti,尤以石英角斑岩更甚(表 4-4)。变超镁铁质岩石相对大离子亲石元素亏损,Ta、Nb、Ti 与岛弧玄武岩相似,而石英角斑岩之 Nb、Ta 都高于岛弧玄武岩。

变玄武岩的原始地幔标准化曲线总体较平坦(湖南省地质调查院,2002),Rb、Ba、Ce、Zr、Hf、Sm、Y、Yb 相对于 Th、Ta、Na 略显富集,稀土配分曲线微左倾,$(La/Yb)_N = 0.136 \sim 0.38$,$(La/Yb)_N = 0.72 \sim 1.10$,轻稀土明显亏损,$\delta Eu = 0.79 \sim 1.20$。表明斜长石未分离结晶,具有原始玄武岩浆特征,从 K 的低含量及部分岩石 Zr/Nb 值≈30,又具有 N-MORB 玄武岩特点。

变石英角斑岩稀土配分曲线则为右倾型(湖南省地质调查院,2002),$(La/Yb)_N = 5.5 \sim 8.6$,轻稀土富集;$(Tb/Yb)_N = 0.86 \sim 1.23$,中稀土丰度类似 N-MORB 玄武岩;$Eu/Eu^* = 0.71 \sim 1.02$,铕弱亏损和不亏损;Zr/Nb = 11.3～34.9 与玄武岩差别较大,变石英角斑岩的不相容元素的 MORB 标准化曲线有 Ce 的尖峰,Ti、Ta、Ba、Th、Zr、Hf、Yb 相对富集,曲线特征完全不同于同组变玄武岩类,也不同于岛弧火山岩微量元素的特征。

从南桥组火山-沉积岩剖面上存在双峰式火山岩套、浊积岩序列,且具有活动大陆—岛弧杂砂岩属性,推测南桥期初始裂谷已演化到 N-MORB 玄武岩形成阶段,由于壳幔构造环境急剧变换,N-MORB 洋中脊很快夭折而转化成裂谷,小木坪期已为被动陆缘环境。杨林冲期则为盆地封闭—回返前阶段。

从黄浒洞组浊积岩及双峰式火山岩套中的基性端元岩石具 IRT 兼 N-MORB 双重特征、$\varepsilon_{Nd}(t)$ 从正值—负值变化、形成时限在 1.3Ga 等综合分析:黄浒洞期沉积海盆是活动陆缘拉张减薄基底上的深裂陷槽,已裂深达上地幔,并形成了 N-MORB 玄武岩(周金城等,2003),但 N-MORB 尚未成洋壳即行夭折,而转化成陆缘裂谷浊积盆地,导致了双峰式火山岩套的产生。与华南 1.3Ga 前后广泛发生的裂谷活动相吻合(唐晓珊等,1996;陆松年,1998;Li Z X, *et al*. ,1995,1996),南桥火山岩构造环境仍应是优地槽式的裂谷。

(三) 冷家溪群金等成矿元素分布特征

很多研究者都公布过他们测定的湖南雪峰隆起区冷家溪群金等微量元素丰度(刘英俊等,1991;马东升等,2003;罗献林,1990),此处采用我们开展长沙市地区 1∶25 万区调资料,按分布较广的三个岩组作综合统计列简表(表 4-5),以求避免构造、岩体和矿化影响。

表 4-5　冷家溪群各组成矿元素统计表　　(w_B/ %,Au、Ag 为 10^{-9})

地层组	样品数	As	Pb	Zn	Sn	Cu	Sb	Au	Ag	Mn	Co	Ni
小木坪组	22	20.9	17.8	80.9	6.9	51.8	1.07	0.0047	0.004	285.4	13.0	54.6
黄浒洞组	46	20.0	25.2	53.6	5.4	34.6	1.08	0.0051	0.035	242.6	9.8	26.7
雷神庙组	38	20.0	22.9	92.4	5.0	36.5	1.09	0.0046	0.041	296.0	83.9	24.9
上部地壳(克拉克值)		1.5	20.0	71.0	5.5	25.0	0.20	0.0018	0.050	600.0	10.0	20.0

(据湖南省地质调查院,2002)

由表可见冷家溪群 Au、As、Sb 大范围的平均含量相对较高,为上部地壳的 3 倍、30 倍和 5 倍。并且,各岩组中还普遍见有黄铁矿和毒砂,这些地段相应的含金更高,可达(120～178)×10^{-9},Au 与 As 呈正相关性,两者分布都具双峰特征。也就是说,冷家溪群中存在

Au、As 富集层位,这有利于它们在构造等地质作用过程中活化、迁移,而成为本区金矿化较普遍的重要因素。

成矿元素分布极不均匀。以金为例,黄泝洞组金含量最高,并且与岩性有直接关系,一般是金的含量泥质板岩 > 粉砂质板岩 > 细砂质板岩 > 杂砂岩。

与上部地壳克拉克值比较,冷家溪群 Au/ Ag 比值较高,分别是 0.12、0.14 和 0.11,为地层贫银化造成的。而 Au/ As 却相对偏低,可达一个数量级。Co/ Ni 一般都小于 0.5。

故可认为,冷家溪群具硫、金含量高、富集、易释放的特点,而构成本区金矿化的矿源层,其余相关金属元素相对富集。

第二节　武陵运动及湘东北块体的初步成型

一、武陵运动及冷家溪群变形

湖南省武陵山及雪峰山地区的板溪群与冷家溪群之间,存在一个明显的角度不整合,1958 年湖南省地矿局 413 队创名为武陵运动(湖南省地质矿产局,1982,1997),武陵运动相当于王鸿祯确定的晋宁运动早期(王鸿祯,1986),在湘东北镇头等地区可直接观察到新元古代板溪群横路冲组底部变质砾岩呈角度不整合于下伏的中元古代冷家溪群小木坪组凝灰质板岩之上(湖南省地质局区域地质测量队,1977)。

武陵运动以造山为主,使组成褶皱基底的中元古代冷家溪群强烈变形,具造山带构造变形特征。

总体构造轮廓是:

1) 发育了与山脉走向一致的颇具规模的三条近东西向韧性剪切带,自北而南是:幕阜山南缘带,沿渭洞—黄金洞一线展布;连云山—大围山东西向剪切带;以及湘潭-文家市剪切带,系构造隆起的东南边缘带。沿剪切带均有古元古代结晶基底和碰撞剪切变形花岗岩出露,强直片理带、剪切褶皱、岩石 S-C 组构、砾屑压扁拉长构造、砂岩杆状构造、压力影等塑性流变特征显著。

2) 主要褶皱形态为一系列东西走向轴面向南陡倾,斜歪、倒转或紧密同斜至平卧的复式褶皱,近剪切带褶皱强烈(图 4-8)。

3) 叠加变形明显(图 4-1,照片 4-1),至少三次,尤剪切带及附近表现强烈。另外,显生宙北东向构造改造强烈,尤以长(沙)-平(江)断裂以东,以致筛选早期构造困难。

武陵运动不仅结束了洋盆与造山带的转换,而且形成了古雪峰山造山带,并使扬子地块和华夏地块拼合成为 Rodinia 泛大陆的一部分。古雪峰山造山带的形成包括湘东北地区从新元古代开始就不再存在类似现代洋陆条件下的大陆边缘,代之而起的是新元古代裂谷盆地的发展阶段。

二、文家市蛇绿混杂岩带

(一) 文家市蛇绿混杂岩的一般地质特征

1. 文家市蛇绿混杂岩的产出位置

文家市蛇绿混杂岩出露于湘东北浏阳文家市雷公糙地区(图4-9),大地构造上位于扬

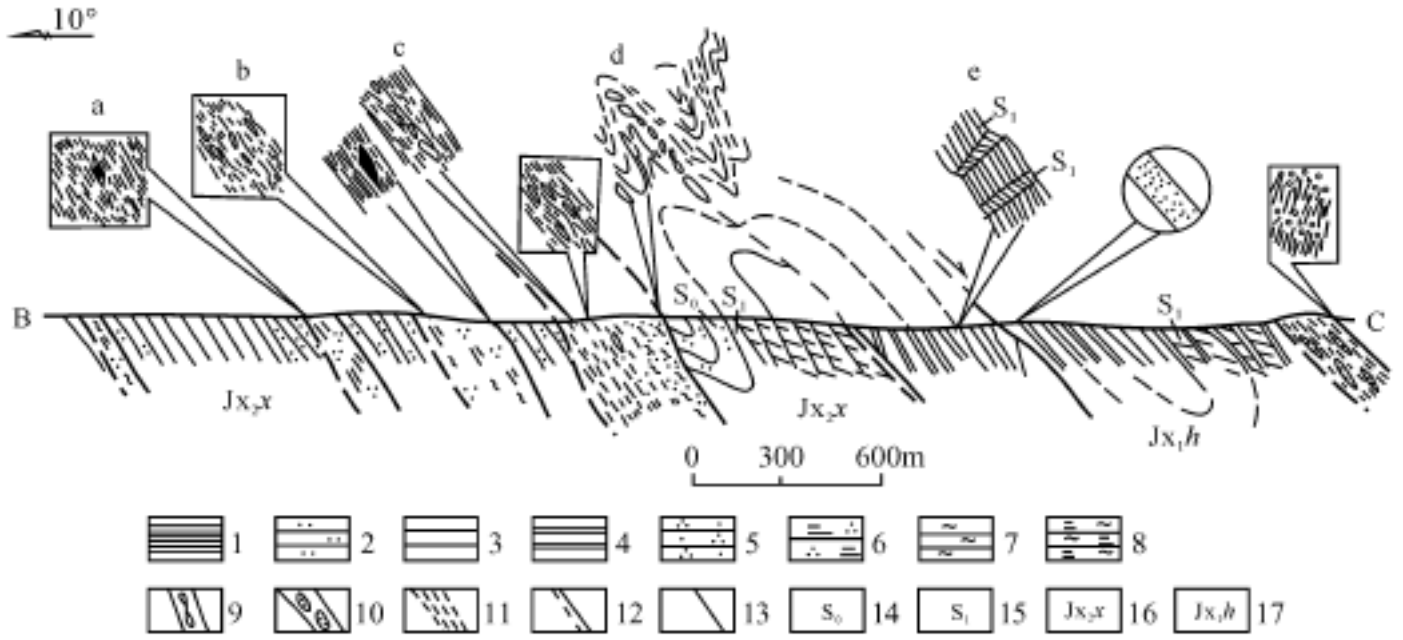
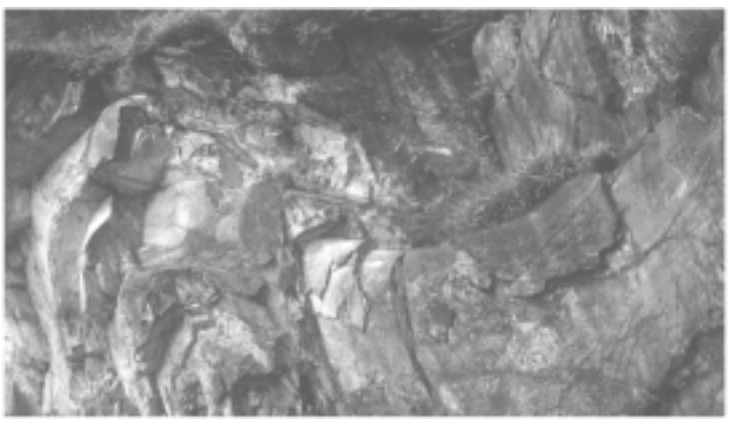


图 4-8　团结水库冷家溪群实测构造剖面图

1—片岩;2—粉砂质板岩;3—板岩;4—条带状板岩;5—变石英杂砂岩;6—绢云石英片岩;7—绿泥石片岩;8—绢云绿泥石片岩;9—石英脉;10—构造透镜体;11—劈理;12—韧性断层;13—断层;14—层理;15—早期劈理;16—小木坪组;17—黄浒洞组;a—黄铁矿压力影;b—变砂岩剪切透镜体;c—剪切褶皱;d—石英脉布丁褶皱构造;e—片褶构造



照片 4-1　冷家溪群叠加褶皱

子地块与华夏地块的拼接部位,出露宽约 5000m,呈北东东向延伸,往北东可与皖南伏川蛇绿岩套相连。它以强烈剪切变形的基质和裹入其中的不同时代、不同性质的构造岩块相互混杂为特征(贾宝华等,2004)。

2. 文家市蛇绿混杂岩的组成

文家市蛇绿混杂岩带由基质和混杂于其中的大小不一、性质各异的构造岩块组成。基质主要为中元古代冷家溪群板岩和古元古代涧溪冲岩群云母石英片岩、阳起石片岩等组成,其间混杂有蛇绿岩构造块体。蛇绿岩构造块体由洋脊型玄武岩、辉绿岩(墙)、镁铁质堆晶岩(辉长岩)、超镁铁质堆晶岩(辉石岩类)、硅质岩及相关的火山角砾岩组成。代表性的地段主要在文家市雷公糙附近(图 4-10)。

超镁铁质堆晶岩—变辉石岩类。剖面上出露宽度大约 20m,灰黑色块状,柱粒状鳞片变晶结构,及变余嵌晶包含结构,块状构造。变质矿物组合,斜长石 + 黑云母 + 角闪石 + 石英。主要矿物斜长石(40%)、黑云母(28%)、角闪石(20%);次要矿物石英绿帘石(黝帘石)(2%)、方解石(4%)。角闪石多数向绿色种属过渡或变为绿色种属,粒径0.2×0.4～1×

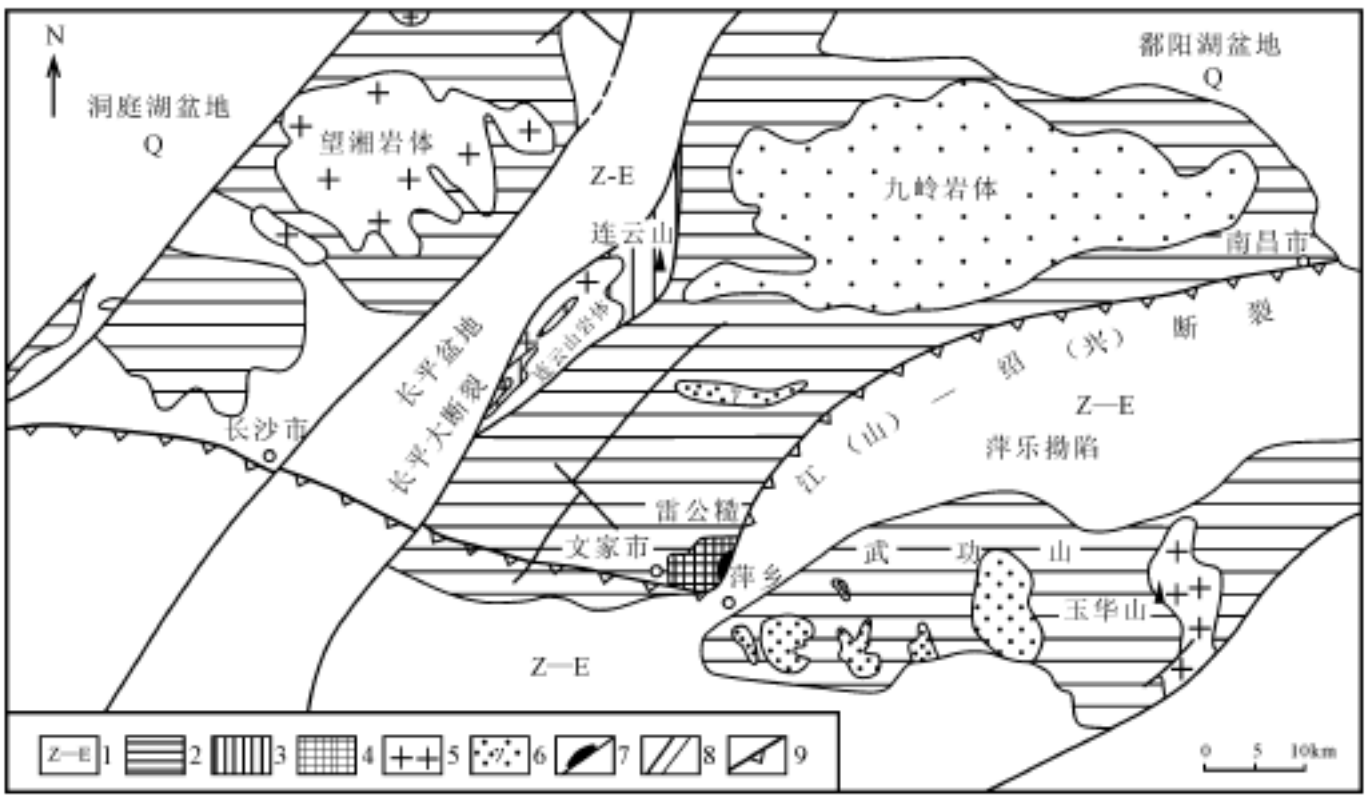


图 4-9　湘东北、赣西北地区地质略图

1—震旦纪至古近纪沉积盖层;2—冷家溪群褶皱基底;3—连云山岩群结晶基底;4—涧溪冲岩群;5—印支-燕山期花岗岩;6—新元古代花岗岩;7—文家市蛇绿岩;8—断层与地质界线;9—江(山)-绍(兴)断裂

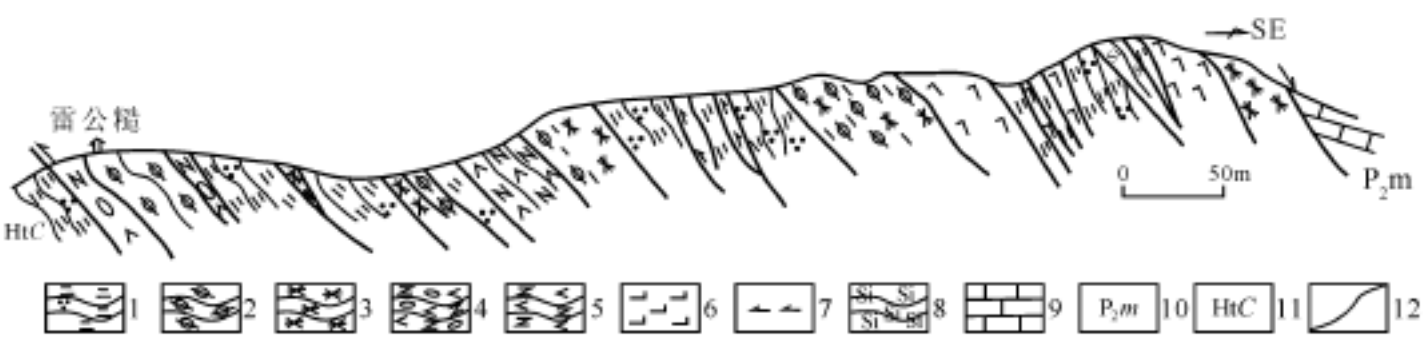


图 4-10　文家市蛇绿混杂岩剖面图

1—石英云母片岩;2—黝帘石次闪石岩;3—阳起石片岩;4—角砾状斜长角闪岩;5—斜长角闪岩;6—变玄武岩;7—变辉石岩;8—变硅质岩;9—灰岩;10—茅口组;11—涧溪冲岩群;12—断层

$8mm^2$。在部分晶体内残留浑圆形橄榄石嵌晶假像(湖南省地质局区域地质测量队,1977;湖南省地质矿产局,1982)。根据角闪石的这个特点,恢复原岩成分属辉石岩类。

火山角砾岩。剖面上可见 2～3 层相间呈透镜体产出,角砾残斑含量 85%,灰黑色,细中粒,成分为斜长角闪岩;基质含量 15%,灰白色,细粒,成分为角闪斜长岩。残斑细中粒斜长角闪岩:板柱状变晶结构,块状构造,主要矿物有斜长石(28%)、普通角闪石(50%);次要矿物有绿泥石、石英;副矿物有方解石等。斜长石:长板状,粒度在 $0.8\times0.5mm^2$,斜长石半自形-自形,且构成近三角形的孔隙,为变余辉绿结构。斜长石大部分已蚀变为绢云母和绿帘石,在斜长石假像外包围有钠长石,可见小双晶,钠长石系退变质形成。普通角闪石短柱状,自形程度不如斜长石,粒度 $1\times0.8mm^2$,褐色,在普通角闪石中有绢云母、绿帘石包裹体。在Ⅲ-2-4 号样斜长角闪岩中,镜下可见角闪石具环带结构。

镁铁质堆晶岩—辉长岩。剖面上可见宽度大约 2m,岩石具变余辉长辉绿结构,辉石已蚀变为透闪石,有时可见有斜长石嵌晶被包在辉石内。

变辉绿岩(墙)。剖面上呈宽 26～36m 的 3～5 个构造块体的形式贮存于云母片岩基质之中。岩石已变质成为斜长角闪岩,具板柱状变晶结构、变余辉绿结构,块状构造。

变玄武岩。剖面上也呈几个构造块体侵位于变质围岩之中,边界以韧性-脆性断层所围限,出露宽度 50～150m 不等。岩石变质成为阳起绿帘闪石岩,灰绿色,变余斑状结构,手标本可见杏仁状构造。斑晶原矿物为斜长石,含量 10%左右,呈板柱状,粒度 1～3mm,经强烈的钠黝帘石化,帘石已基本上取代了原矿物,局部地段尚有残留的斜长石边角。基质为显微花岗纤状变晶结构,由阳起石纤状变晶(d = 0.05～0.1mm)、绿帘石、石英粒状变晶组成,不定向。

变硅质岩因极低级变质作用而变质为绢云石英岩。剖面上见有 1m 宽的灰色薄层、条带状变硅质岩,纹层发育,变余层理清楚。主要矿物有石英 60%、绢云母(35%);次要矿物有白云母(3%)、电气石(2%)。石英,他形粒状,粒径 0.08～0.15mm,因静态重结晶石英颗粒界线平直;绢云母,鳞片状定向排列;白云母鳞片状,粒度 0.07×0.02mm^2,与绢云母作为胶结物;电气石,短柱状、粒状,棕褐色。

(二) 文家市蛇绿岩的岩石地球化学特征

1. 常量元素

文家市蛇绿岩各组分岩石的化学成分从表 4-6 中可以看出,各组分之间有较宽的变化范围,这是由于岩石受后期变质所致。(超)镁铁质堆晶岩普遍低 Na_2O、K_2O;变辉石岩富 MgO、CaO 而贫 Al_2O_3;变辉长岩高 Al_2O_3、CaO 而相对低 MgO。变辉绿岩、变玄武岩具有低 P_2O_5(0.126%～0.07%)和中等的 TiO_2(0.71%～1.38%),其中 TiO_2 比镁铁质岩高 1%左右,但它们均近似于深海拉斑玄武岩和岛弧拉斑玄武岩的平均含量(0.5～1.5),属亚碱性拉斑玄武岩系列。

表 4-6　文家市蛇绿岩的岩石化学成分分析结果(w_B/ %)

样品号	1(Ⅲ - 17)	2(Ⅲ - 15)	3(江 - 1)	4(Ⅲ - 2 - 3)	5(Z - 1)	6(沙 - 1)
岩性	变硅质岩	变玄武岩	变玄武岩	变辉绿岩	变辉长岩	变辉石岩
SiO_2	78.62	48.26	49.64	49.90	48.60	50.02
TiO_2	0.76	1.38	0.71	1.37	0.31	0.34
Al_2O_3	10.29	15.42	13.23	13.75	15.17	6.77
Fe_2O_3	0.59	5.64	1.96	1.51	1.07	1.34
FeO	3.30	6.50	7.78	6.88	6.98	8.69
MnO	0.02	0.20	0.17	0.14	0.17	0.16
MgO	0.84	6.88	8.54	10.95	10.38	20.47
CaO	0.07	7.68	8.36	8.35	10.62	3.55
Na_2O	0.16	1.10	3.14	1.96	2.35	0.25
K_2O	3.35	1.21	0.04	1.54	0.10	0.78
P_2O_5	0.034	0.126	0.07	0.13	0.03	0.02
H_2O^+	1.46	4.17	3.73	1.40	3.62	5.78

注:序号后括号内为野外样品编号。测试分析由湖北省地矿局实验研究所完成。

在 MgO-CaO-Al_2O_3 图解中(图 4-11a),变辉石岩落在超镁铁质堆积岩区附近,其它则落在镁铁质堆积区附近。变辉长岩在 MgO-K_2O 图解中,落于蛇绿岩的辉长岩范围内,均充分说明各岩石属于蛇绿岩的组成部分。

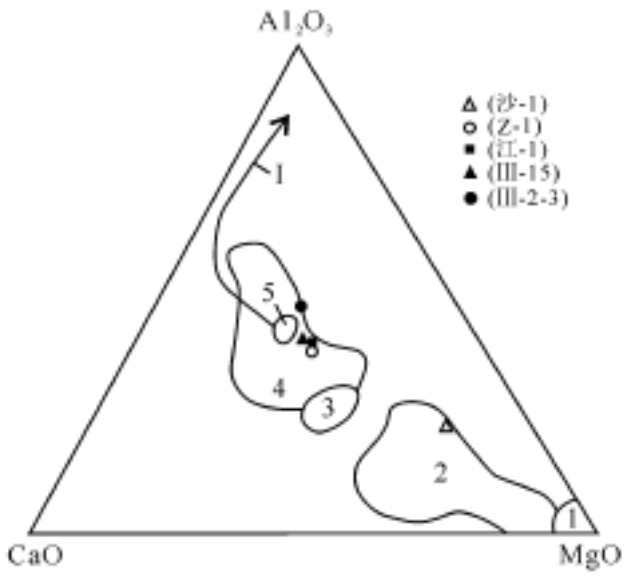


图 4-11a　MgO-CaO-Al_2O_3 图解

(据 R.G. Coleman, 1977)

1—变橄辉岩;2—超镁铁堆积区;3—科马提岩;
4—镁铁堆积区;5—大洋中脊玄武岩平均成分;
Ⅰ—斯科加尔得岩体趋势线

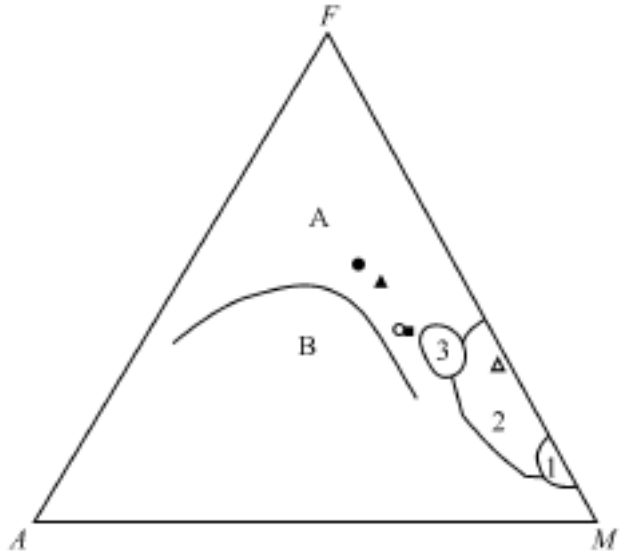


图 4-11b　*FMA* 图解

(据欧文等,1971)

1—变橄辉岩;2—超镁铁堆积区;3—科马提岩;
A—大洋拉斑玄武岩;B—非大洋拉斑玄武岩
图例同 4-11a

M/ F 值(超)镁铁质堆晶岩(变辉石岩)为 2∶1,变辉长岩为 1.26,变辉绿岩为 1.28,表明前者为镁铁质岩石,后二者为铁质岩石。这一点与上述图解有一定差异,应与岩石强蚀变有关。

在 FMA 图解中(图 4-11b),各组分均表明为大洋拉斑玄武岩特征。在 G.Serri(1981) FeO^*/ MgO-TiO_2 图解(图 4-12)中,均落在高钛蛇绿岩区,说明岩石形成于大洋环境。

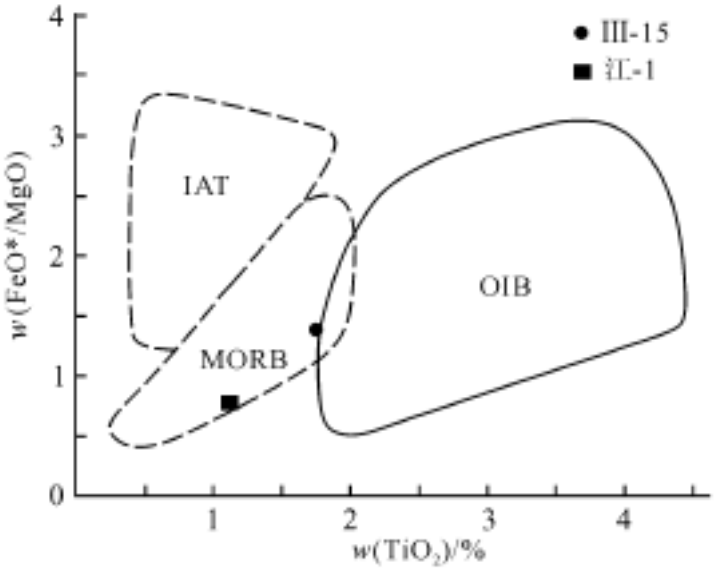


图 4-12　玄武岩 FeO^*/ MgO-TiO_2 图解

(G.Serri,1981)

IAT—岛弧玄武岩;MORB—洋中脊玄武岩;OIB—洋岛玄武岩

2. 稀土元素和稀有元素

蛇绿岩各组分稀土元素组成见表4-7,球粒陨石标准化曲线见图4-13。除变辉绿岩稀土总量中等外,变超镁铁质堆晶岩(变辉石岩)、变辉长岩、变玄武岩稀土总量均较低。∑Ce/∑Y值变超镁铁质堆积岩(变辉石岩)、变辉绿岩为1.88～3.67,为轻稀土稍富集,稍向右倾斜的曲线;变辉长岩、变玄武岩(Ⅲ-15)为0.36～0.61,重稀土稍富集,而变玄武岩(江-1)为1.07,轻、重稀土分异不明显,它们的球粒陨石标准化曲线为平坦型。δEu值变辉石岩、变辉长岩和变玄武岩(江-1)分别为0.97、1.04、0.91,δEu接近1,无明显的Eu异常;变辉绿岩、变玄武岩(Ⅲ-15)δEu值分别为0.79、0.75,示Eu弱负异常。δCe值全为大于1,反映铈亏损厉害。$(La/Yb)_N$值为0.61～11.11,相对于标准洋中脊玄武岩(N-MORB)与地幔柱洋中脊玄武岩(E-MORB)的过渡型,反映出岩石形成环境接近于洋岛或岛弧。

表4-7　文家市蛇绿岩的稀土元素分析结果($w_B/10^{-6}$)

样品号	1(Ⅲ-17)	2(Ⅲ-15)	3(江-1)	4(Ⅲ-2-3)	5(Z-1)	6(沙-1)
岩性	变硅质岩	变玄武岩	变玄武岩	变辉绿岩	变辉长岩	变辉石岩
La	45	7.55	7.59	33.20	1.38	9.30
Ce	58.1	7.66	15.76	53.90	2.4	5.89
Pr	8.21	2.55	2.27	6.48	0.42	1.45
Nd	36.2	11.6	8.94	29.60	2.29	6.34
Sm	6.68	3.55	2.29	4.98	0.86	1.17
Eu	1.66	1.16	0.74	1.32	0.38	0.37
Gd	6.41	6.28	2.73	5.24	1.46	1.16
Tb	0.85	1.06	0.48	0.73	0.31	0.18
Dy	5.55	2.51	3.09	4.67	2.21	1.14
Ho	1.13	1.54	0.65	0.81	0.48	0.24
Er	3.14	4.96	1.88	2.42	1.52	0.70
Tm	0.48	0.71	0.30	0.36	0.24	0.14
Yb	2.78	4.10	1.89	1.94	1.48	0.96
Lu	0.44	0.64	0.30	0.30	0.23	0.15
Y	25.5	33.8	23.65	18.8	13.67	8.36
∑REE	176.63	55.87	48.91	145.95	15.66	29.19
∑Ce/∑Y	3.37	0.61	1.07	3.67	0.36	1.88
δEu	0.77	0.75	0.91	0.79	1.04	0.97
$(La/Yb)_N$	10.66	1.21	2.65	11.11	0.61	6.37

注:编号说明及测试单位同表4-6,$(La/Yb)_N$,δEu经Wood(1979)球粒陨石标准化。

微量元素(表4-8)地幔标准化图解见图4-14。从图中可看出,文家市蛇绿岩组合的大离子亲石元素相对富集,高Ba,Th相对于Nb、Ta的丰度来说较高,Zr、Hf有弱正异常,超镁铁质堆积岩具有很强的Sr负异常特点,与岛弧玄武岩最突出的地球化学性质(低Nb、高Ba)相一致(夏斌等,1997;Volpe A M, 1990)。浅成—喷出岩类(变辉绿岩—变玄武岩)显示

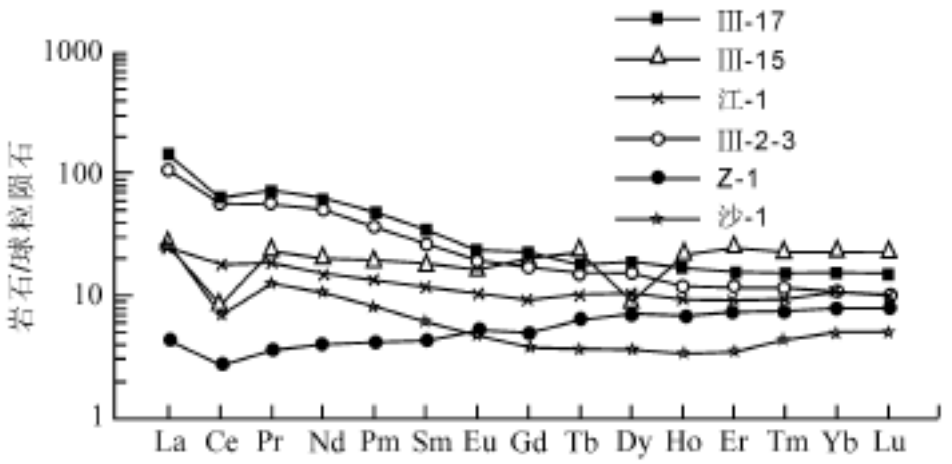


图 4-13　文家市蛇绿岩稀土元素配分型式图

表 4-8　文家市蛇绿岩的微量元素(w_B/ 10^{-6})分析结果

样品号	1(Ⅲ - 17)	2(Ⅲ - 15)	3(江 - 1)	4(Ⅲ - 2 - 3)	5(Z - 1)	6(沙 - 1)
Ba	150	235	43.6	410	45.0	80
Co	10.33	35.9	43.7	20.5	45.8	60.8
Cr	309	279	160	324	197	1334
Ni	22.8	69.4	127	208	111	454
Sr	3.3	50	59.5	300	70.9	4.5
Th	5.5	5.5	2.32	8.3	0.4	6.1
Sc	13	47	41.6	23.6	44.3	44
V	110	205	238	171	161	130
Rb	277	70.8	9.0	65.4	4.1	61.2
Ta	0.25	0.39	0.46	1.1	0.15	0.25
Zr	114	114	77.1	180	28.4	100
Hf	3.4	3.4	1.5	7.1	1.3	3.3
Nb	2.3	2.3	2.5	7.4	2.7	3.6
B	0.05				1.01	0.1

注:编号说明及测试单位同表 4-6。

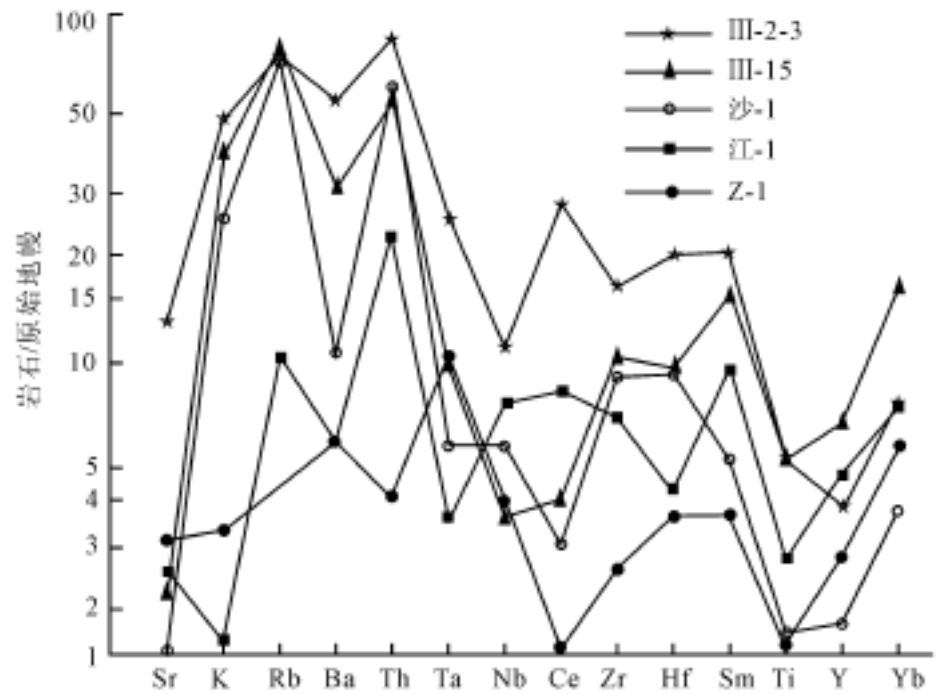


图 4-14　蛇绿岩中微量元素比值蛛网图

轻微的 Nb 负异常和明显的 Ti 负异常。一般认为,Nb、Ti 负异常与俯冲作用有关(杨金中等,1999),推断文家市蛇绿岩中的火山岩可能具有俯冲作用的成因特点。变玄武岩 Th 的高度富集和无 Zr、Hf 负异常说明它又不同于岛弧玄武岩(张旗等,1999; Sun S S, *et al*., 1979)。

硅质岩 ΣREE 为 176.63×10^{-6},轻重稀土分馏明显, ΣCe/ ΣY 为 3.37, $(La/Yb)_N$ 为 10.66,其配分模式曲线为轻稀土富集右倾型,δEu 值为 0.77,负 Eu 异常比较明显(图 4-13)。这些显示了深海硅质岩的特征。

(三) 构造环境

从前面的地球化学特征可知变辉石岩、变辉长岩和变玄武岩轻稀土弱亏损或弱富集,总体为平坦型,暗示其源于地幔,形成环境接近于洋岛或岛弧;而变玄武岩 Th 的高度富集和无 Zr、Hf 负异常说明它又不同于岛弧玄武岩(张旗等,1999; Sun S S, *et al*., 1979),应用 Pearce(1982)Zr/ Y-Zr 图解(图 4-15),均落在洋中脊玄武岩区;应用 Pearce(1975)K_2O-TiO_2-P_2O_5 图解(图 4-16),除变辉石岩落在碱性玄武岩区外,其余均落在大洋拉斑玄武岩区,应属残留洋壳的组成部分。综合上述特征,反映文家市蛇绿岩形成于洋中脊-岛弧的过渡环境即弧前有限小洋盆。

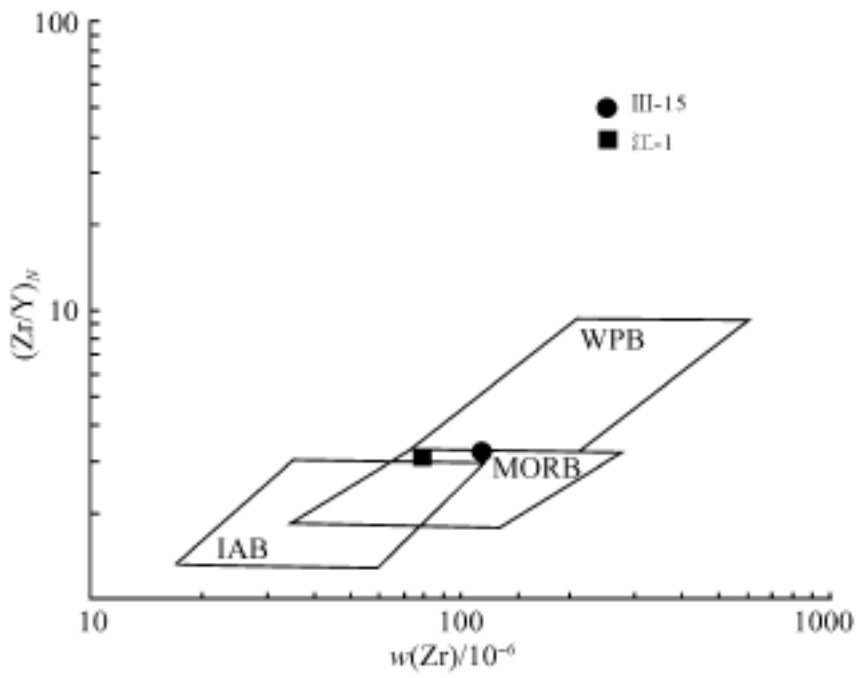


图 4-15 玄武岩 Zr/ Y_N-Zr 图解

(据 Pearce, 1982)

IAB—岛弧玄武岩;MORB—洋中脊玄武岩;WPB—板内玄武岩

(四) 文家市蛇绿岩的就位时代

文家市蛇绿混杂岩带内出露最老的地质体为古元古代涧溪冲岩群,缝合带以北为“晋宁期”同碰撞型花岗岩——九岭-长三背复式岩基(曾勇等,2002),而泥盆纪等地层呈角度不整合覆于混杂岩带之上,它们制约着可能存在的碰撞事件的时间。

九岭-长三背岩体单颗粒锆石 U-Pb 测定年龄为 1054Ma、935.1Ma、928.1Ma、913.5Ma(湖南省地质矿产局,1982;江西省地质矿产局,1984;程裕淇等,1994;曾勇等,2002;湖南省地质调查院,2002,2004);黑云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 快中子活化测定年龄为 937±40.5Ma(程裕淇等,1994)。913.5～1054Ma 是本区最重要的前寒武纪碰撞造山期。

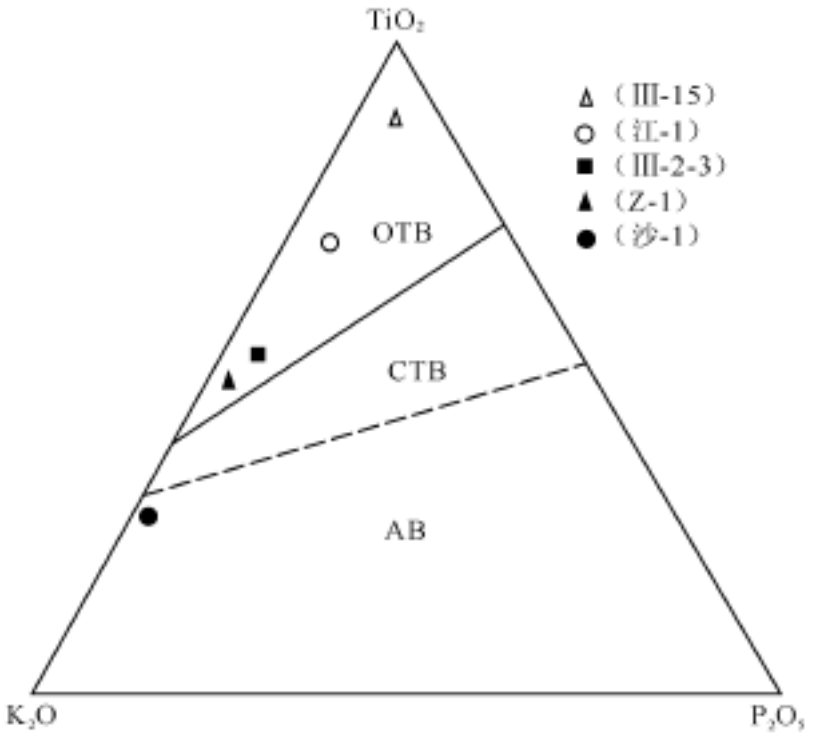


图 4-16　蛇绿岩 K_2O-TiO_2-P_2O_5 图解

（据 Pearce 等，1979）

OTB—大洋拉斑玄武岩；AB—碱性玄武岩；CTB—大陆拉斑玄武岩

三、雪峰山造山带湘东北块体的初步成型

（一）雪峰山造山带的初步成型

文家市蛇绿混杂岩带的厘定说明，在雪峰山造山带的湘东北地区也像在江南造山带的东段和西段那样（郭令智等，1984；邢凤鸣等，1992；周新民等，1993；郭福祥，1994），在元古宙时存在大洋板块俯冲及岛弧火山活动。中元古代冷家溪群顶部小木坪组普遍发育前陆浊积岩紫红色凝灰质板岩，反映水体变浅，代表此期板块俯冲造成盆地水体抬升，亦为武陵造山运动开始，沉积岩层褶皱回返上升的前兆。顶部小木坪组凝灰质板岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 1157Ma（湖南省地质矿产局，1997），表明华夏古板块聚敛运动从中元古代晚期蓟县纪就已开始，扬子古陆块与华夏古陆块对接，继而发生碰撞形成文家市蛇绿混杂岩带、杨林冲组山前磨拉石沉积（湖南省地质矿产局，1997）及江汉-洞庭弧后盆地、大陆边缘九岭-长三背岛弧岩浆岩组合。正是这一造山过程——武陵运动使东西绵亘 1500 km、雄伟壮观的江南雪峰造山带（包括湘东北块体段）得以形成，武陵造山运动的时限可初步限定为 913.5～1157Ma。

（二）造山期后的古构造背景

武陵运动造就了湘东北地区总体北西高、南东低的北东东向古构造轮廓，与区域重力场所反映的上地幔马蹄形隆起相似（饶家荣等，1993）。此时湘东北幕阜-雪峰古岭已具雏形，而其南东侧则与华南新元古代裂谷盆地相邻（湖南省地质调查院，2002，2004）。

1. 控盆断裂系

主要有三组：以转换断层系为主体的北西向断裂，如常德-安仁转换断裂；以碰撞对接带为主体，近北东东—北东向的长沙-文家市-赣东北蛇绿混杂岩带及以形成断隆、断凹为主体的近东西向断裂。上述三组基底断裂（或缝合带）基本上制约了湘东北乃至华南新元古代裂

谷盆地裂谷系的生成和发展。

2. 盆地基底构造特征

古元古代连云山岩群等中深变质岩系和中元古代冷家溪群等浅变质岩系共同构成了本区裂谷盆地的基底。连云山岩群以塑性变形为主,而冷家溪群则以脆-韧性变形为特征,发育紧密同斜甚至倒转褶皱,区域构造线走向近东西向。

3. 岩相古地理特征

从新元古代早期测区相邻岩相古地理环境分析,在盆区因裂陷盆地基底起伏不平的初始状态,亦构成隐伏的"盆"-"岭"景观。从新元古代湘桂海盆地、修水盆地、诸暨盆地近北东东—北东向区域展布分析,形成伸展型"盆-岭"构造的伸展—拉张应力方向应是近 NW-SE 向局部为近 NNW-SSE 向(湖南省地质调查院,2002,2004)。

第三节　新元古代湘东北块体的裂陷过程及岩石充填序列

新元古代早期,在古风化剥蚀基底之上,沿着一系列正向拉伸断裂逐渐形成了在幕阜古岭南东缘呈线状分布的地堑式盆地雏形。古岭边缘益阳沧水铺附近有安山质—英安质火山角砾及熔岩流和火山集块等喷发(湖南省地质矿产局,1982;陈心才等,1991;湖南省地质矿产局物探队,1991;潘传楚,1988),集块岩同位素年龄值为 921.9±23.8～933.2±2.1Ma(Zr_{U-Pb})(湖南省地质矿产局,1982;陈心才等,1991;甘晓春等,1993)。这是拉张作用的初始反映,但在区内总体上仍处于隆升状态。

随着拉张活动加剧,地壳浅部发生伸展,在本隆起区南侧有碰撞后裂谷开始形成,内充填板溪群早期沉积:横路冲组含砾砂岩和中厚层状板岩与变质砂岩韵律层;马底驿组紫红色泥质岩、粉砂质泥岩及紫红色条带状板岩;其中获 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 859～884.7Ma(湖南省地质调查院,2002,2004);通塔湾组泥质-粘土质岩与火山碎屑岩等。受雪峰运动影响,本区隆升加剧,又回到挤压构造体制,北侧隆起成陆,缺乏后续沉积,但南侧广大地域则仍不断沉陷,接受五强溪组及以上碎屑岩夹火山岩沉积。

隆起的古陆直至南华纪晚期,富禄间冰期才接受沉积,且分布较零星,为石英杂砂岩、含砾石英砂岩与板岩,以及大塘坡组的含锰碎屑沉积和碳酸盐沉积,具非补偿滞流沉积特点,其上有南沱组杂砾岩、泥砾岩组成的冰期沉积层。

震旦纪的陡山沱组—金家洞组硅质页岩含磷建造和硅质岩是造山运动后的第一个海相沉积层,本区分布仍零星,与寒武系为连续沉积。

第四节　新元古代湘东北块体聚合与裂解的岩浆记录

侵入定位于前寒武纪基底之上的元古宙花岗岩有九岭、大围山、长三背、葛藤岭东西向花岗岩带;罗里、梅仙、大章、团山铺、种德洞等北西向花岗岩带。它们不仅在空间分布上呈有规律性带状展布,而且在岩石学、岩石化学、构造环境等方面也具有不同的特性。两个花岗岩带可归属为九岭-长三背东西向同碰撞型花岗岩带;罗里-梅仙-种德洞北西向俯冲板片部分熔融有关的似 adakite 岩带。

一、九岭-长三背东西向同碰撞型花岗岩带

(一) 地球化学

该带花岗岩岩石类型主要有中细粒黑云母英云闪长岩、粗中粒(堇青石)黑云母花岗闪长岩、细粒二云母二长花岗岩。岩石化学成分如表 4-9 所列, *A/ CNK* 值全都≥1.0, 在 *A/ NK-A/ CNK* 图解中,各期花岗岩样品全都落在过铝花岗岩区(湖南省地质调查院, 2002, 2004),属强过铝花岗岩;类黑云母的 MF[Mg/ (Mg + Fe)]为 0.31～0.41, Al^{IV} 为 2.73(伍光英等,2001),表明其应属 S 型花岗岩。CaO/ Na_2O 比值基本上大于 0.3, 与澳大利亚拉克伦褶皱带强过铝花岗岩(Sylvester P J, 1998)一致。

该岩体花岗岩稀土配分曲线一致向右倾斜,稀土总量中等,轻稀土明显富集,铕中等亏损, Rb/ Sr 比值较高,表明岩浆物源以壳源为主,显示出陆壳重熔型花岗岩的特征。

在 ORG 标准化蛛网图(湖南省地质调查院, 2002, 2004)中, K、Rb、Ba、Th 等大离子亲石元素明显富集,与周围的元素相比,具明显的 Nb-Ta、Zr-Hf 负异常, Nb、Ti 谷峰显示含有与俯冲有关的组分。微量元素的这些特征通常类似于那些"碰撞花岗岩"(汪洋等, 2004; Wendt I, *et al*., 1992)(图 4-17)。

(二) 成岩的温压条件

岩体具斜长石韵律环带、岩浆结晶的贫 Mn 铁铝榴石的出现以及岩体结晶时的水压(3.1×10^8～6.5×10^8 Pa)(伍光英等,2001)等都表明岩体形成于中-低压的条件下。

在 3×10^8～6×10^8 Pa 压力下,一般含水花岗岩($X_{H_2O}=0.5$)的固相线温度在 720～740℃左右(Ebadi A, *et al*., 1991);有实验表明,在高温(> 850℃)时,几乎所有的锆石都会熔化(Watson, 1996)。九岭-长三背花岗岩含有一定量的残留锆石,因而花岗岩浆的形成温度应该小于 850℃,大于 740℃。进一步利用黑云母稳定度图解求得黑云母形成温度值为 800℃。这些分析表明岩体岩浆形成温度可能在 800～850℃之间,形成于中-高温、中-低压的条件下,并进一步反映出该岩体所处的造山带的类型,即高温碰撞型造山带。

(三) 构造背景及成因

Liegeois(1998)将整个造山过程分为活动边缘大洋板块的俯冲、同碰撞和后碰撞三个阶段,据 R. A. Batchelor(1985) R_1 -R_2 图解(图 4-17)显示出九岭-长三背花岗岩形成于碰撞的大地构造背景。

前面的讨论表明,新元古代早期湘东北地区存在华夏地块向扬子地块的板块汇聚作用及碰撞作用的地质记录—文家市蛇绿混杂岩带。在这一汇聚过程中,热的地幔岩浆底侵或贯入,使冷家溪群等地壳岩石发生"干"的深熔作用,形成富黑云母含堇青石的花岗质岩浆(Barbarin, 1996),并赋存于这种高温碰撞型造山带之中,且幔源组分可作为与残留的富云母包体伴生的少量镁铁质微花岗岩类包体保存下来。九岭-长三背花岗岩中含有丰富的富云包体和镁铁质微花岗岩类包体,这些镁铁质微花岗岩类包体具有典型的火成结构,也佐证了这一点。

二、罗里-梅仙-钟洞北西向似埃达克岩(adakite)带

(一) 花岗岩地质特征

该岩带出露于湘东北地区长-平断裂北西侧,已发现和圈定岩体 20 个。单个岩体规模小,最大的梅仙岩体和钟洞岩体分别为 13km^2 和 9km^2, 其余的面积多为 1～5km^2 或 < 1km^2。

表 4-9　长三背花岗岩主元素(w_B/ %)、稀土元素(w_B/ 10^{-6})及微量元素(w_B/ 10^{-6})分析结果

岩石名称	二云母花岗岩	英云闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩
序号	1	2	3	4	5	6
SiO_2	74.29	68.54	64.99	69.43	68.76	68.26
TiO_2	0.21	0.58	0.81	0.73	0.57	0.69
Al_2O_3	13.11	14.79	14.99	13.6	14.62	14.49
Fe_2O_3	0.59	0.33	1.42	0.39	1.62	0.75
FeO	1.51	4.06	5.36	4.80	3.01	5.00
MnO	0.02	0.09	0.13	0.08	0.08	0.09
MgO	0.54	1.58	2.11	1.74	1.69	1.86
CaO	0.13	1.88	1.53	1.55	2.31	2.05
Na_2O	3.00	2.80	1.98	2.37	2.64	2.45
K_2O	4.84	4.10	3.90	3.55	3.42	3.70
P_2O_5	0.10	0.18	0.12	0.15	0.14	0.12
灼失	1.66	1.07	2.66	0.40	1.02	0.92
ASI	1.26	1.19	1.46	1.29	1.19	1.23
La	12.61	37.79	31.71	27.32	36.48	33.03
Ce	26.98	84.04	67.87	58.98	67.95	63.56
Pr	3.22	10.77	8.69	7.68	8.24	7.99
Nd	13.58	37.91	30.60	28.55	32.30	30.46
Sm	3.93	8.35	6.90	6.01	6.69	5.64
Eu	0.37	0.97	0.89	0.83	1.06	0.99
Gd	4.47	7.60	6.31	5.57	6.38	6.76
Tb	0.975	1.327	1.082	0.84	0.92	0.84
Dy	6.91	7.58	6.17	5.48	5.77	5.73
Ho	1.43	1.48	1.26	1.01	1.17	1.25
Er	4.25	4.12	3.56	2.71	2.90	3.68
Tm	0.696	0.66	0.56	0.42	0.44	0.53
Yb	4.43	3.91	3.45	2.37	3.08	3.00
Lu	0.648	0.565	0.511	0.37	0.45	0.48
Y	37.71	37.53	31.09	27.75	31.15	29.26
δEu	0.30	0.40	0.45	0.43	0.49	0.49
W	1.5	0.2	0.2	0.7	-	-
Sn	7.1	4.1	4.5	5.0	-	-
Mo	0.7	1.0	4.8	2.0	-	-
Cu	2.5	28	83	30	-	-
Pb	15	18	37	26.5	87	23.0
Zn	40	70	70	65	-	-
Nb	7.6	14.8	16.8	13.5	10.47	10.09
Be	0.9	1.3	1.5	1.4	-	-
Li	2.8	72	63	68	-	-
Rb	253	200	195	177	170	173.4
Sr	20	77	63	74	87.3	73.23
Cs	9.8	16.4	13.2	-	11.87	13.80
Ba	210	650	493	340	348	371.8
Zr	74	206	197	180	163	157.4
Rb/ Sr	12.7	2.6	3.1	2.39	1.95	2.37

注:①测试分析由湖北省地矿局实验研究所完成;②“ - ”示该项未分析。

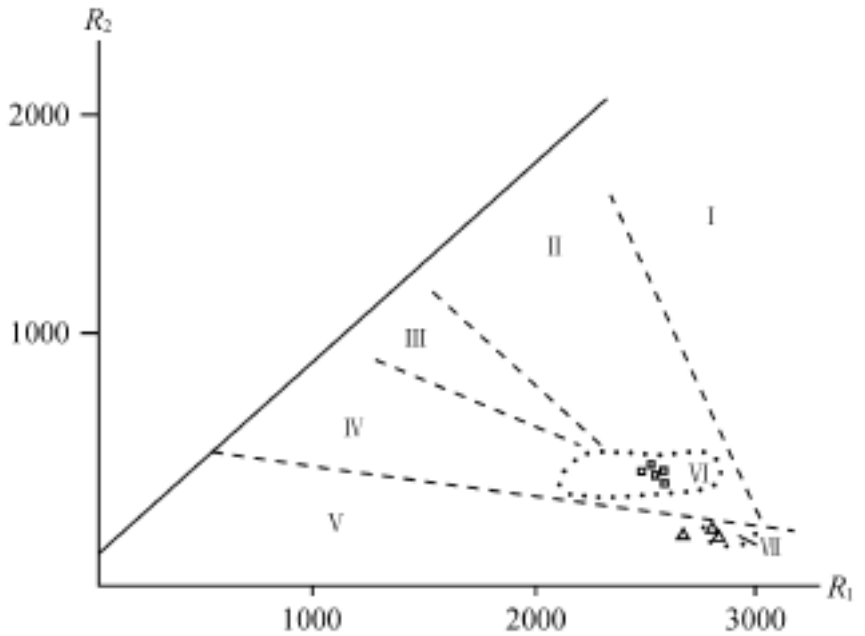


图 4-17　长三背花岗岩 R_1 -R_2 图解

(据 R.A.Batchelor, 1985)

Ⅰ—幔源花岗岩;Ⅱ—活动大陆边缘花岗岩;Ⅲ—碰撞后隆起花岗岩;Ⅳ—造山晚期花岗岩;Ⅴ—非造山花岗岩;Ⅵ—同碰撞花岗岩;Ⅶ—造山期后花岗岩

岩性及主要造岩矿物平均含量见表 4-10。其中,不同岩体的黑云母含量稍有差异,若黑云母含量低于 10%的,属斜长花岗岩,但这 20 个岩体岩石结构相似,总体以英云闪长岩为主,部分为斜长花岗岩,梅仙岩体中部为石英闪长岩。

表 4-10　岩性及矿物成分平均含量

岩　　性	钾长石	斜长石(*An*)	石英	黑云母	白云母	角闪石
中细粒二云母斜长花岗岩	5.0	47.4(15～40)	37.9	6.3	3.4	
中细粒黑云母英云闪长岩	0.4	58.5(11～38)	29.1	12.0		
细中粒黑云母角闪石石英闪长岩		68.3(40～50)	15.8	5.3		10.6

(据湖南省地质调查院, 2002, 2004)

我们在进行 1∶25 万区域地质调查过程中,获得岩体锆石 U-Pb 模式年龄值为 786±15Ma,时代定为新元古代(湖南省地质调查院,2002,2004)。

(二) 地球化学特征

岩石化学成分平均值如表 4-11 所列,从表 4-11 中可以看出,梅仙等侵入岩具有如下特征。

1) SiO_2 含量为 58.43%～71.36%,为中酸性岩石,在侵入岩的 K_2O-SiO_2 图解中样点落入钙碱性-高钾钙碱性系列岩石区。

2) 高 Al_2O_3 (14.78%～17.45%)、Na_2O/K_2O(1.61～3.43)、La/Yb(11.96～15.78)(表 4-15)。岩石的 Na_2O 含量均大于 K_2O,表明梅仙等侵入岩主要是一种富钠的岩石,这与蚀变玄武岩或斜长角闪岩在高压(>1.2GPa)下熔融形成的熔体成分一致(Rapp R P, *et al*.,1995)。

3) 低 Y(6.76×10^{-6}～14.79×10^{-6})、低 Yb(0.69×10^{-6}～1.60×10^{-6})。

4) δEu 正异常或弱负异常(δEu=0.9～1.46)。

表 4-11　梅仙等岩体主元素(w_B/ %)、稀土元素(w_B/ 10^{-6})及微量元素(w_B/ 10^{-6})分析结果

岩石名称	二云母斜长花岗岩	黑云英云闪长岩	黑云母角闪石石英闪长岩
序号	1(3 个样品平均值)	2(9 个样品平均值)	3(3 个样品平均值)
SiO_2	71.36	67.02	58.43
TiO_2	0.33	0.51	0.85
Al_2O_3	14.78	15.52	17.45
Fe_2O_3	0.70	0.82	1.54
FeO	2.32	3.32	5.73
MnO	0.07	0.07	0.12
MgO	1.02	2.55	4.12
CaO	1.71	2.93	5.53
Na_2O	3.97	3.84	3.50
K_2O	2.47	1.91	1.02
P_2O_5	0.05	0.09	0.22
灼失	1.22	1.42	1.50
La	19.3	16.73	8.25
Ce	37.19	31.91	16.22
Pr	4.77	4.39	2.15
Nd	15.38	14.42	8.16
Sm	3.21	2.97	1.87
Eu	0.73	0.86	0.84
Gd	1.93	2.45	1.99
Tb	0.52	0.42	0.33
Dy	2.66	2.07	1.64
Ho	0.55	0.43	0.29
Er	1.58	1.12	0.78
Tm	0.30	0.21	0.12
Yb	1.60	1.06	0.69
Lu	0.25	0.17	0.10
Y	14.79	9.87	6.76
ΣREE	104.76	89.08	50.19
ΣCe/ ΣY	3.33	4.00	2.95
δEu	0.90	1.04	1.46
W	0.1	0.15	0.1
Sn	6.4	1.6	10.0
Mo	0.7	0.7	0.7
Cu	11.0	21.0	2.9
Pb	26.5	1.5	26.5
Zn	102	7.5	11.2
Nb	6.4	5.7	5.5
Be	1.3	1.2	1.6
Li	26	46	135
Rb	58	72	52
Sr	91	187	287
Cs	6.0	8.5	8.8
Ba	620	480	360
Zr	89	120	140
Rb/ Sr	0.64	0.39	0.18

(据湖南省地质调查院,2002)

5)在洋中脊玄武岩标准化的不相容元素图解中,显示出 Nb、Ta、Ti 亏损和重稀土元素强烈亏损。

与 Defant *et al*.(1990)和 Drummond *et al*.(1990)定义的埃达克岩(adakite)相比,梅仙等侵入岩除 Sr 含量偏低以外,二者的其它特征非常类似于俯冲板片熔融成因的 adakite(表 4-12)。

表 4-12　两类典型 adakite 岩与梅仙等侵入岩的地球化学特征对比(w_B)

岩石	俯冲板片熔融成因的 adakite	底侵玄武质下地壳熔融成因的 adakite	梅仙等侵入岩		
样品数	-	35	11(3)	2(9)	3(3)
SiO_2/ 10^{-2}	≥56.00	56.06～72.48	71.36	67.02	58.43
Al_2O_3/ 10^{-2}	≥15.00(很少小于 15.0)	14.53～19.81	14.78	15.52	17.45
Na_2O / K_2O	> 1.00	1.00～5.57	1.61	2.01	3.43
MgO/ 10^{-2}	< 3.00(很少大于 6.0)	0.10～2.56	1.02	2.55	4.12
Y/ 10^{-6}	≤18.00	2.00～15.00	14.79	9.87	6.76
Yb/ 10^{-6}	≤1.90	0.07～1.03	1.60	1.06	0.69
Sr/ 10^{-6}	> 400(很少小于 400)	355～1512	91	187	287
Sr/ Y	≥20.0～40.0	38.1～617.5	6.15	18.95	42.45
La/ Yb	≥10.0	26.9～142.9	12.06	15.78	11.96
Sr 异常	正异常	正异常	0.90	1.04	1.46
δEu	正异常或弱负异常	≥0.60	弱负异常	正异常	正异常

注:1(3)、2(9)、3(3)分别代表二云母斜长花岗岩、黑云母英云闪长岩、黑云母角闪石石英闪长岩,括号内数字代表样品数量。

(三) 成因、动力学及找矿意义

梅仙等侵入岩位于文家市蛇绿混杂岩带北部,指示华南板块是向北俯冲的,在洋壳板片向北俯冲时发生了洋壳的深融作用形成梅仙等中酸性侵入岩。

在斑岩铜矿的成矿模型中,Sillitoe(1972)曾提出了洋壳重熔模式。他认为大部分成矿金属是大洋地壳俯冲到地幔时,发生部分熔融而从洋壳中浸出的,在部分熔融过程中,浸出的金属作为钙碱性岩浆的一部分而上升,并最终成岩和成矿。最近的研究表明,俯冲板片熔融成因的 adakite 岩常与 Au、Ag、Cu、Mo 等热液和斑岩矿床密切共生,成矿物质来源于 adakite 质岩浆。梅仙等侵入岩周围的 Au 矿(化)脉其 Au 矿物质可能主要来自于这些埃达克岩质岩浆。

第五节　湘东北块体在 Rodinia 泛大陆重建中的意义

一、Rodinia 泛大陆汇聚过程的验证

武陵造山运动使扬子与华夏地块拼合是 Rodinia 超大陆发生聚合作用的一部分,文家市蛇绿混杂岩带、杨林冲组山前磨拉石沉积及洞庭弧后盆地、大陆边缘长三背-九岭岛弧岩

浆岩组合是格林威尔造山事件在华南的具体表现,记录了 Rodinia 超大陆的汇聚过程。武陵造山运动的时限 913.5～1157Ma。可与全球性格林威尔造山期相对比,支持 10 亿年左右格林威尔造山期形成 Rodinia 泛大陆的地质史实(贾宝华等,2004)。

二、Rodinia 泛大陆裂解过程的验证

在研究区西侧益阳沧水铺地区宝林冲组陆相火山岩的喷溢意味着泛大陆裂解过程的开始,自此,扬子东南缘与华夏地块之间发生超大陆裂解作用,同时接受板溪群等裂谷盆地沉积,形成广泛的南华系冰成岩层,直至奥陶纪新元古代裂谷系先后夭折。赋存于南华纪南沱冰碛层与震旦纪陡山沱组海相炭硅质板岩之间的长沙麻田等变基性岩则是研究其成盆深部作用背景的岩石圈“探针”。

综上所述,江南雪峰山造山带是目前中国唯一能确认,并且出露规模最大的元古宙构造岩浆岩带(陆松年,2001),是研究扬子克拉通东南边缘中、新元古代陆壳汇聚与裂解事件性质的理想地区。隶属于江南雪峰造山带东段的湘东北地区,发育有晋宁期文家市蛇绿混杂岩带、弧后盆地和碰撞成因‘S’型花岗岩等构造岩石组合,记录了 Rodinia 超大陆聚合和裂解过程的信息,是对 Rodinia 超大陆重建方案进行验证的关键地段(贾宝华等,2004)。

第六节　陆壳再造及生长

隶属于扬子与华夏地块拼接部位的湘东北地区是华南地壳生长最活跃的地方,属陆—洋壳过渡带,是地球上最显著的侧向不连续地区之一。地壳生长有独特的模式,陆缘裂解导致地幔柱垂直生长和板底垫托,为垂向生长形式;而片体拼贴和被动陆缘盆地增生棱柱体则为水平生长的主要形式。

文家市涧溪冲岩群阳起石片岩 Sm-Nd 全岩等时线年龄 2594Ma 和碎屑锆石 SHRIMP 年龄 2557Ma(湖南省地质调查院,2002),邻区汤湖花岗岩中残留锆石年龄 2500Ma(李献华等,1989);益阳枕状玄武岩中碎屑锆石年龄 3105 Ma(金文山等,1997;唐晓珊等,2004),益阳石嘴塘科马提岩 Sm-Nd 全岩等时线年龄 3028Ma(湖南省地质调查院,2003)及碎屑锆石 SHRIMP 年龄 3122Ma(湖南省地质调查院,2003;唐晓珊等,2004)。这些古老岩石信息在一个地区集中出现,表明湖南确实存在有太古宙岩石记录。虽然它很零星,但它很可能代表省区最早期的一次造壳事件,而 3105～2500Ma 是陆壳重要的生长阶段。

古元古代结晶基底主要有连云山岩群和涧溪冲岩群,综合其 Sm-Nd 同位素和锆石 SHRIMP U-Pb 同位素分析结果表明:湘东北地区在古元古代早期或太古代末期存在基性玄武岩浆底侵作用,基性岩浆壳-幔分异作用的时间在 2557Ma 左右,涧溪冲岩群在 1800～2000Ma 左右成岩,并伴随着古老岩石圈地幔的增生。此外湖南板溪群和江西九岭群、广西四堡群、丹洲群下部等给出 T_{DM} 为 21 亿～16 亿年,平均 19.6 亿年年龄值(陈江峰,1999)。通过化学和变质岩石学及邻区对比研究,厘定出省区在 18.6 亿～20.9 亿年期间内存在过花岗质岩浆活动事件及变质事件,确认了吕梁运动是一次重要造壳事件(主增生期)。吕梁运动的最终结果,在雪峰山造山带核部造就硅铝壳结晶基底而其边缘则主要是富幔质的结晶基底。

中元古代又是一个主要地壳增生期,并与华北、华南等相关的区域地壳增生期相一致。

该期地壳增生主要以侧向加积为主。古地磁研究成果表明,古元古代至中元古代早期(1539 Ma 前),扬子古陆块和华夏古陆块极移轨迹、运动方向基本一致,古纬度也很相近,表明该时期两地块可能处于统一的地块内。中元古代晚期,两地块极移曲线的较大差异,这与扬子和华夏地块沿歙县伏川和浏阳文家市一线裂开成盆的地质事实相符。中元古代末期(10 亿年左右),两者的极移曲线又比较接近(金文山等,1997)。综上所述,湘东北地区地壳侧向加积期限为 17.3 亿～10 亿年,该阶段地壳增生是通过两大地块侧向运动来实现地壳侧向加积增生的,并且侧向加积的方向是由北西往南东扩展。

新元古代是省境广泛发生底侵作用,与大量幔源物质涌入的地壳垂向加积增生期。主要特点是华南新元古代裂谷盆地形成和 Rodinia 超大陆解体,这标志着地壳增生方式由侧向加积型向垂向加积型转变。而 Rodinia 超大陆解体的地球动力学背景则是地幔柱上升、软流圈上隆(Li Z X , *et al*., 1992)的结果。地幔柱假说和垂向加积增生得到省内地质事实的支持。雪峰隆起及周缘新元古代一个主要特点是,广泛底侵作用和幔源物质形成面状侵位地壳。此外,在平江—梅仙一线发育一条在高温高压环境下产出的北西向埃达克岩带,其时代为 8 亿年左右,晚于同碰撞期九岭花岗岩,推测系俯冲板片部分融熔所致,而梅仙等埃达克岩体就是地壳垂向加积增生的加积体。

第五章　湘东北前寒武纪成矿作用

湘东北地区为扬子地块雪峰古陆(江南古陆)成矿带的一个重要组成部分,成矿地质条件优越。在广泛分布的元古宙地层中,蕴藏着较为丰富的矿产资源,主要有铁、锰、磷、金、铜、铅、锌、银、钴等,并形成了迄今为止较大的矿化范围区,大小矿产地约 70 余处,但成型的矿床相对较少,仅有桃林大型铅锌矿床和湘潭锰矿各 1 处;中型规模的有万古金矿床、黄金洞金矿床和七宝山铜、银、金、铅、锌多金属矿床和井冲铜矿床及永和磷锰矿床;小型的有雁林寺、洪源、杨山庄和中岳金矿及东冲等铜矿床(见附图二) 。

对湘东北地区矿产,过去有许多地质工作者(刘义茂等,1986;汤加富等,1988;刘英俊等,1993;涂光炽等,1993;毛景文等,2002;彭建堂等,2002;华仁民等,2003; Hofman, *et al*., 1977; Barley, *et al*., 1992)曾从多个不同角度或多个方面予以研究和论述,但从成矿系统理论方面研究则是在本次工作过程中做的初步尝试。

成矿系统理论是由翟裕生提出并加以系统论述的,“它是指在一定的时空域中,控制矿床形成、变化和保存的全部地质要素和成矿作用动力过程,以及所形成的矿床系列、矿化异常系列构成整体,是具有成矿功能的一个自然系统”(翟裕生等,1994,1999,2000,2002,2003;芮宗瑶等,2002)。

根据翟裕生的成矿系统理论,结合湘东北地区成矿地质(构造)背景,含矿岩石建造及矿种特征,将该区与前寒武纪基底有关的 Au、Cu、Ag、Pb、Zn、P、Mn 及其有关矿床的成矿系统划分如下:

Ⅰ 沉积磷、锰(铁)成矿系统;

Ⅱ 浅变质岩系 Au、Ag、Cu、Pb、Zn(以 Au 为主)成矿系统;

Ⅲ 与岩浆岩有关的 Pb、Zn、Cu、Ag、Au……成矿系统。

第一节　海相沉积锰、磷(铁)成矿系统

前寒武纪铁、锰、磷矿主要发育在南华纪与震旦纪地层中,属海相沉积型。区域上锰、磷、铁矿床的含矿层稳定,铁矿为早南华世长安冰期—古城小冰期之间冰期沉积,锰矿则是古城小冰期—晚南华世南沱冰期的间冰期沉积,磷矿沉积层位更位于其上。也就是说,沉积锰、磷(铁)成矿系统,并不局限于省境,而是晚前寒武纪遍及华南的一次大的构造转折时期环境波动的产物。也即矿床一般位于被动大陆边缘,地壳具有拉张构造活动和持续性沉降性质并反复振荡、局部地区出现海底火山活动,气候较炎热-气候寒冷及氧化与缺氧环境相交替的出现对成矿有直接控制作用。具体到本区而言,沉积盆地受隆升期的活动陆缘向被动陆缘过渡的大地构造环境的严格控制,抑或说大地构造沉积环境变化较剧烈,湘东北块体内部沉积层总体欠发育,仅在中北部梅仙、东部永和等地见有小的沉积盆地,盆地中见有锰、磷矿床(点);而湘东北古陆块体南西边缘则是华南新元古代裂谷盆地的一部分,盆地中发育

有大型锰矿床——“湘潭式锰矿”。在永和见锰、磷层位发生交替变更，也说明本区沉积环境有其局部独特之特点。由沉积(矿)层特点可见，磷、锰矿层属半封闭、欠补偿滞流沉积，是海盆饥饿期的产物。

考察浏阳永和震旦系，主要由细碎屑岩(泥岩、板岩、页岩)、磷块岩、白云岩和硅质岩、硅化灰岩组成，岩石粒度细、颜色深，条带、条纹构造发育，又有波状层理、叠层石特征，推断其沉积环境属浅海台地至台缘环境。含锰岩系是台地后缘浪基面下凹陷的沉积物，两种沉积环境的交替变迁造就了锰、磷交生矿床。

而锰矿的主要层位在区域上以南华世上部大塘坡组为主。含矿岩系最大特点是砂质成分少，为炭泥质成分高的黑色炭质页岩(或板岩)，次为含锰黑色页岩或含锰硅质岩，夹泥灰岩、泥质白云岩透镜体，含矿 1～6 层。也就是说湘潭式锰矿的含矿岩系都是黑色碳、硅、钙-泥质岩为主的岩石序列，并普遍含有星点—草莓状黄铁矿，很少或基本上没有粗砂屑岩及火山岩夹层；矿体以层状-似层状透镜体为主，矿石又以条带状、条纹状、块状构造为多；矿石矿物主要是锰质碳酸盐矿物，脉石矿物为粘土、石英；矿石中蓝藻化石丰富，有机质含量很高，又具泥微晶碳酸盐结构、藻类结构、团块结构、碎屑结构等特点，沉积环境应该是近海浅盆中浪基面之下、半封闭静水洼地、还原环境下的沉积物，沉积介质为富 S 质 NaCl 半淡化水，有利于蓝藻生物的繁衍及黄铁矿和有机质形成。

锰、磷矿床中出现大量有机质黑色岩系及藻屑磷块岩、藻屑碳酸锰矿石等表明，该类矿床形成于气候温暖环境，生物已从菌类转向蓝藻大量衍生繁殖阶段，盆地构造活动日趋稳定，也就是说锰磷矿的产出部位几乎都有微生物遗体堆积，矿石和含矿地层富含有机质。

沉积的锰、磷(铁)成矿系统中另一共性是与 SiO_2 有不可分割的关系，锰矿床中有硅质岩、锰质硅质岩，磷矿床中的硅化磷块岩、硅化磷质白云岩、硅化白云岩等等，硅化、硅质岩与矿体矿石形影相随，表明 Mn、P(Fe)的成矿作用和全过程都有 SiO_2 的掺入。

大塘坡组与陡山沱组也主要是含金、锑、铅、锌等的建造之一，金平均丰度 3.05×10^{-9}，Sb、Pb、Zn 平均丰度分别为 7.17×10^{-6}，65×10^{-6}，103.8×10^{-6}，Zn 最高达 487×10^{-6}，并且有些已成为工业矿床，可见 Mn、P(Fe)的成矿期也是新元古代含 Au、Sb、Pb、Zn、Ag 多金属及 BIF 建造重要的形成时期。

后期的表生氧化 - 淋滤等改造作用形成的氧化-淋滤带，破坏了矿石的结构、构造，但有明显的去硅、去钙作用，致使矿床氧化-淋滤带的矿石品位更高，更有利于开采利用。

现以湘潭锰矿和永和磷(锰)矿床为例分别简述。

一、湘潭锰矿

湖南前寒武纪锰矿主要赋存在早南华世大塘坡组，属海相沉积碳酸锰矿类型。大塘坡组锰矿习惯称湘潭式锰矿，主要分布于湘中，西起花垣民尔，东至湘潭鹤岭，是江南古陆南缘元古宙铁锰磷成矿域的重要组成部分。这些锰矿床中以湘潭鹤岭锰矿为代表，现阐述如下。

含矿地层为早南华世上部大塘坡组，含矿岩系的最大特点是砂质成分少、炭泥质成分高，主要为黑色炭质页岩(或板岩)，次为含锰黑色页岩或含锰硅质岩，夹泥灰岩、泥质白云岩透镜体。含矿 1～3 层，主矿体一层，其它的多为局部矿层。

本矿田的 6 个矿床中的主要矿层呈层状、似层状产出，沿走向长度以南木冲最短为 410m，湘潭锰矿最长，达 7000m，一般 1000～1450m。矿层斜深一般 100～450m，九潭冲最

深达 1000m。矿层厚度一般 0.4～6.41m,平均厚度 0.7～3.91m。

矿层沿走向有时相变为含锰页岩或含锰灰岩、含锰硅质灰岩,具一些分支复合和尖灭重显的现象,矿层厚度自矿区中心向四周边部有由厚变薄的特征。

矿层带具垂直分带现象。在鹤岭矿层自下而上为条带状矿石—碎裂状矿石—互层状矿石;在九潭冲下部为块状碳酸锰,上部为薄层似条带状碳酸锰;在金石下部为碳酸锰,往上相变为含锰硅质岩或含硅质灰岩。

矿层顶、底板为黑色页岩或含锰黑色页岩,含锰硅质岩。夹石不甚发育,主要是含锰黑色页岩、含锰硅质岩。

矿石类型主要为原生碳酸锰矿,地表见一些氧化锰矿。氧化锰矿的发育深度一般 8～35m,最深可达 52m。

矿石成分:碳酸锰矿的矿物成分主要为菱锰矿或钙菱锰矿,次为锰方解石、含锰方解石。脉石矿物有粘土、石英、方解石和一些有机碳、黄铁矿等。氧化锰矿的成分有硬锰矿、软锰矿和偏酸锰矿等。

矿石具假鲕状、粒状结构和条带状、显微似层状构造等。

矿石平均化学成分(w_B): Mn 一般 16.72%～22%(南木冲最高达 39.7%,白衣庵最低仅 13.27%), SiO_2 12.16%～24.44%, CaO 8.16%～18.04%, S 0.88%～1.39%, P 0.06%～1.42%。

矿石化学成分的变化,具有一些规律: Mn 含量与矿层的厚度成正相关,当矿层厚度大时,Mn 含量较高,反之则低; Mn 含量与 SiO_2、P、CaO 呈负相关,当 SiO_2、P、CaO 含量较高时,Mn 的含量变低。

次要矿层,以及矿田中的其它矿点的矿体形态呈透镜状、似层状产出,延伸长数十米至 500 m,厚 0.15～1.94m,平均小于 1m,含矿较贫。

二、永和磷(锰)矿床

整个矿区为构造倒转(半)向斜。磷矿产于震旦纪陡山沱组中,该组为炭质板岩、千枚状板岩、白云岩、灰岩及磷块岩、硅质板岩互层。矿体赋存于中部粘土质、白云质、炭质、铁锰质岩石中。顶板、底板、夹层均为白云岩或炭质板岩,含矿岩系全长 8km。磷矿床由下而上分一、二、三、四矿组,一、二、三矿组为主矿组,每个矿组由 3 个至数十个矿层组成,单矿层厚 0.01～5m,呈层状、似层状、互层状、透镜状,走向东西,向南倾斜,倾角 20°～70°。

一矿组,厚 4.77～108.92m,平均 43m。矿体呈层状,由灰白—灰色厚层状、块状或条带状的假鲕状白云质磷块岩、粘土质磷块岩、含硅质白云质磷块岩与炭质板岩组成,单层厚 2～20 cm,平均品位 P_2O_5 12.92%～25.29%。二矿组由 2～4 层白云质磷块岩、3～6 层碳质板岩夹磷块岩透镜体以及炭质板岩与薄层磷块岩互层构成,矿体由东到西逐渐变薄,厚 6～26m,最厚 57.74m,平均品位 21.36%,最高 40.05%。三矿组由 1～2 层厚层状白云质磷块岩和 1～3 层碳质板岩夹透镜状磷块岩相间组成,厚 3.19～18.19m,最厚 25.44m,品位 P_2O_5 13%～36.5%,平均品位 17.65%。

矿石类型有:白云质磷块岩(含胶磷矿 70%～90%),硅质磷块岩(含胶磷矿 25%～60%),炭质粘土质磷块岩(含胶磷矿 45%～70%),铁锰质磷块岩(含胶磷矿 75%～90%)。

矿石结构主要为非晶质结构、假鲕状结构、交代残余结构、粒状结构。

矿石构造有块状构造、角砾状构造、条带状构造。

矿物成分主要有胶磷矿、粘土矿物、白云石、石英,其次为碳质、碳磷灰石、黄铁矿、方解石、锰质等,在氧化带中有银星石、绿磷铁矿等次生矿物出现。

其具体层序如金狮冲采场所见(由上而下)。

——— 断　　层 ———

1. 灰白色厚层磷块岩	14.0m
2. 灰黄色粉砂质板岩	12.2m
3. 灰黑—褐色条带状锰质白云岩,夹薄层状锰矿与硅化白云岩透镜体,层状菱锰矿单层厚 10～20cm	4.3m
4. 黑色条带状-块状磷块岩,顶部有 0.9m 左右的硅化白云岩	4.1m
5. 浅灰色厚层状硅质白云岩,中部夹有 1m 左右的似层—透镜状的条带状磷块岩	29.8m
6. 浅灰色硅化含锰叠层石磷块岩夹黑色—褐色条带状磷锰矿	2.5m
7. 条带状-透镜状(菱)锰矿,底部有透镜状硅化白云岩,有云煌岩侵位	23.8m
8. 灰黄、浅灰紫色含锰泥质板状页岩	5.3m

——— 断　　层 ———

由上可见陡山沱组锰矿层,实质上是产于含磷岩系之中,与硅质-白云质磷块岩密切共生,三层锰矿累积厚 30 余米,中部一层最薄,近底部一层最厚。

锰矿层由透镜状矿体和具条带状的层状矿组成,矿石类型有条带—条纹状、块状两类,矿石在地表呈黑色、深棕色半风化状。结构以微晶质为主,有条带状、条纹状、块状构造及生物构造。

锰矿石的矿物组成为菱锰矿、铁白云石、石英白云母、钙锰氧化物。其化学成分为(w_B/%):SiO_2:3.41,TiO_2:0.05,Al_2O_3:0.91,Fe_2O_3:9.04,FeO:2.20,MnO:24.0,MgO:4.68,CaO:20.54,Na_2O:0.05,K_2O:0.25,P_2O_5:1.34;CO_2:32.08;属高铁磷的硅质碳酸锰矿石。锰矿实质上是一种磷-锰混生矿床。

第二节　浅变质碎屑岩系金(多金属)成矿系统

湘东北地区是“雪峰隆起”金矿带的一个重要组成部分(图 5-1),是该隆起金矿带三个矿集区之一,黄金洞矿床为典型代表,开采历史上百年。九五期间出现找金热潮,先后又有万古、洪源等矿床相继被发现,显示出该浅变质岩区仍有良好的找矿前景,按其空间分布大致可分为两个“三三”带(图 5-1)。

近东西—北西展布的三个带,由北往南是渭洞-黄金洞带,以黄金洞金矿床为代表;大洞-七宝山带,以万古金矿床为代表;秀山-洪源带,以雁林寺金矿床为代表。按矿床(点)集中分布区看,北东向可串成三列,西部为渭洞-大洞带;中部为黄金洞-连云山带(长-平断裂东侧带);东部为七宝山-洪源带,中部带又具有分划意义。矿床(点)的这种东西向成行、北东向成列的分布特点表明湘东北地区金(多金属)矿床形成的多期性和复杂性。东西向带一般形成早,北东向带系晚期叠加,主要是燕山期构造活动的产物,长-平断裂带构造活动影响尤其深远。

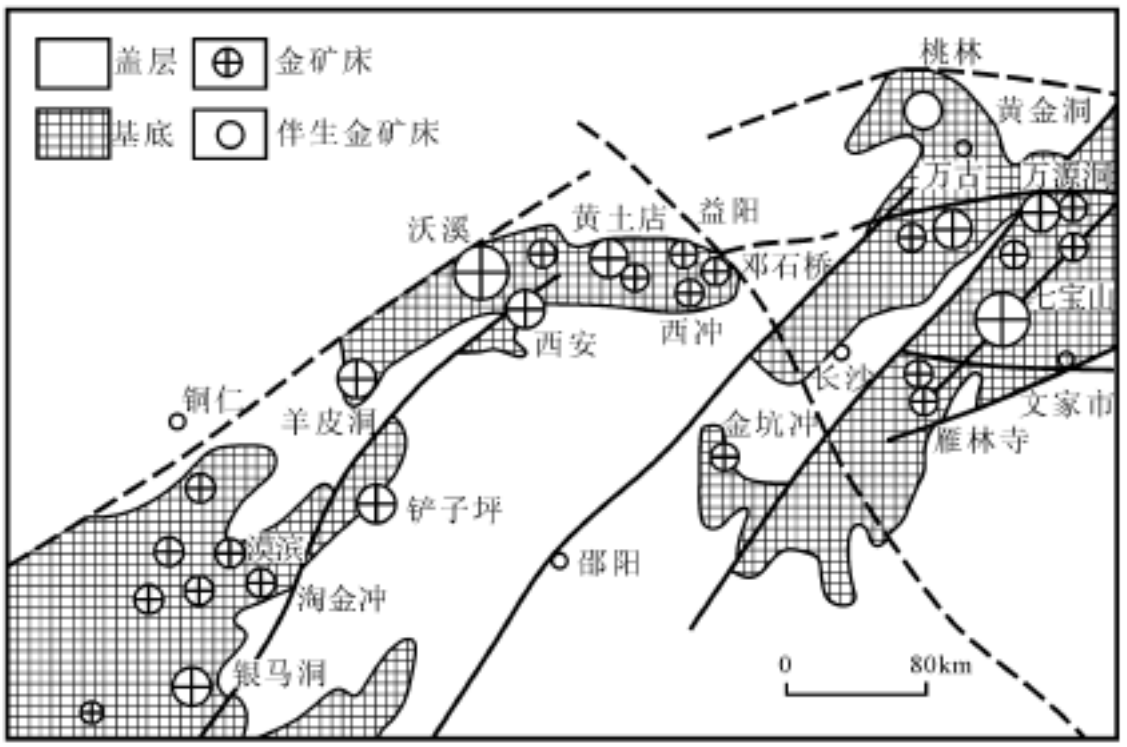


图 5-1　雪峰古陆金矿床分布图

关于湘东北地区变质碎屑岩系中以 Au 为主的多金属矿床,前人已有许多研究(刘英俊等,1989,1991;涂光炽等,1993;毛景文等,1997;湖南省地质矿产厅 402 队,1995),仅以黄金洞矿床而言,光是分类都有若干,诸如与浅变质岩系有关的热液型、构造蚀变岩型、沉积后期叠加热液型、层控型、沉积变质再造中温热液型、石英脉型、破裂蚀变板岩型、破碎带型等,这当然就会有不同的特征、不同成矿时代等。并且,这些观点都有各自一方面的充分论据。为什么会出现这种状况呢?客观上说,湘东北区变质岩系中金矿床的形成与元古宙基底的形成演化一样,都经历了长期复杂的地质过程,自古元古代以来的各地质构造发展阶段对矿床的形成都有不同程度的贡献,留下它们活动的"矿床特征信息"也就在所难免。另一个缘由是对浅变质碎屑岩系 Au 矿多进行单个研究,没有将各矿床成因结合区域地壳演化给予综合考虑。

针对这种情况,本书则不以研究已很细的某个矿床再多做重复工作,而是以成矿系统理论为指导,将湘东北众多的矿床(点)纳入系统的研究之中,再结合基其底构造演化,讨论其成矿系统特征、形成过程。从而,达到对本区金矿床形成演变历史的全面认识。

按此指导思想,考虑金成矿地质背景、成矿作用及成矿特点,本区浅变质岩系中的金矿床完全可归结为一个成矿系统的产物。该系统内的矿床均以石英脉和碎裂蚀变岩成矿类型为基本特征,并伴生有铅、锌、锑、银、铜等金属。基底岩性、硅质热液活动和构造作用尤为重要,其韧-脆性剪切断裂带系控矿的主导因素,即剪切断裂动力作用及其流体作用使得基底岩石中金等成矿物质活化、转移、富集,形成了一系列浅变岩系中的金矿床。

石英脉型(包括细脉带型):脉石矿物 95%以上为充填形成的石英,石英形成的时间可以持续较长,早期形成的石英破碎后又可为晚期形成石英或成矿胶结物质胶结构成角砾状矿石。

碎裂蚀变岩型(千糜岩、糜棱岩型):脉体中脉石矿物以强片理化、碎裂岩化及糜棱岩化碎裂围岩为主,主要蚀变为黄铁矿化、毒砂化、绢云母化、弱硅化等,石英一般呈细脉状或网

脉状或剪切透镜体状等,再次脆性剪切破碎特征明显。

在湘东北诸多金矿床(点)中,可同时具备这两种类型矿石,也可以一种为主,另一种为辅,彼此间相互过渡,而不同程度地分带、分段分布。现以万古金矿床为例概述之。

一、万古金矿床

通过矿区工作并在前人研究基础上(如毛景文等,1997),简述如下。

(一) 含矿围岩

万古金矿床位于长-平断裂带以西,平江县之南 8km 处。产于中元古代小木坪组绿色条带状粉砂质板岩中,小木坪组在矿区内北西向展布,为一向北东倾斜的单斜构造,分上下两段。

上段由一套变质杂砂岩、变质粉砂岩及变质泥质粉砂岩组成,厚度 > 500m。

下段,为主要的含金层,上部为含粉砂质板岩、粉砂质板岩及变质粉砂岩;中部为灰绿色板岩及含粉砂质板岩;下部为条带状粉砂质板岩,其条带由粉砂级石英与绢云母粘土矿物相间组成。顶底部分别见有细粒变质杂砂岩夹砂质板岩,厚度 600m。主矿层有两层,一层位于变质粉砂岩层中,另一层位于条带状含粉砂质板岩中。

(二) 控矿构造

矿区构造以断裂为主,沿与单斜地层产状近乎一致的一组北西向韧-脆性剪切带异常发育。形成两个带贯穿整个矿区,具有一定的稳定性并控制着含金石英脉的产出。韧脆性变化主要表现为千糜岩化、砂质剪切透镜体伴石英脉发育,褐铁矿化、黄铁矿化、绢云母化沿剪切带随处可见。最主要的表现形式是次级顺层层间破碎广泛发育,并成为矿区最有利的赋矿构造。该组方向剪切带发育时间早、活动时间长,早期与褶皱同时产出,以韧性为主要表现特征,晚期向脆性破裂转化,许多地段都以脆性断层的形式出现,碎裂-劈理化角砾岩带常有显示。这一长期活动多次的以剪切为主的断裂带,既输送了来自矿源层的成矿物质,又运移了与晚期成矿作用有关的含金热流体,当该断裂重叠在较好的成矿封闭圈时,又成为赋存矿体空间,目前已查明含矿构造 13 条。

综合分析表明,含矿构造至少经历了三次较大的构造性质转化,早期系顺层韧性推覆型剪切带,与褶皱同时形成,区域构造力方向为南北挤压。第二期在北东-南西构造力的作用下,整体上与该构造小区块发生右行剪切并随之顺时针旋转。后期因北北东—北东强大的反时针构造力的剪切作用,产生了张性改变,这种多次的挤压-剪切-拉张构造力的改变,促使成矿热液沿裂隙充填交代,形成金矿体,每次构造作用对成矿都有其独到的作用,作用的结果有如下表征:

1) 控矿构造与地层走向大体一致,顺层产出特征明显,含矿脉带受其严格控制沿走向延伸较稳定,连续最长者达 1875m。

2) 含矿脉带沿走向或倾向均为舒缓波状,倾角中等,矿(化)体膨大缩小与构造带的波状变化相适应,且有分支复合现象。

3) 含矿构造韧、脆性表征均有,从韧性→脆性的转化决定了金矿带的形成。

(三) 矿脉带地质特征

全区已发现 13 条矿脉带,受北西—北西西向剪切带控制,倾向北东,矿脉最长者 1875m,最短者 350m,矿脉带宽 0.5～26m。以发现最早的Ⅰ号矿脉带为例:

由两条主矿脉组成,二者间距 25～125m,其中Ⅰ号脉长 430m,走向 290°～330°,倾向北东,倾角 20°～55°,上陡、下缓,矿脉带平均厚 3.04m,出露标高最低 160m,最高 226m。矿脉主要由构造角砾岩、石英脉、碎裂含粉砂质板岩和石英脉组成,蚀变主要有硅化、褐铁矿化、绢云母化及少量的绿泥石化、方铅矿化、铁闪锌矿化、黄铁矿化、毒砂化等,并往往成带分布。

硅化带:因风化剥蚀,往往形成一些小的高地形地貌,或小陡坎地形,硅化蚀变岩往往形成一些含金石英脉陡壁,石英脉破碎,黄铁矿流失多形成一些小空洞,并且矿石质量较好,同时也说明,该带含有较多的细粒硫化物,呈不均匀分布。

绢云母化带:地表往往为浅色岩带,主要由高岭土、绢云母化粉砂质板岩组成,蚀变带往往就是金矿体,绢云母愈强烈,颜色越浅,矿石质量愈好。

铁质浸染带:为黄铁矿经氧化呈褐铁矿化,标志很明显,含矿性较好。

凡具备硅化、黄铁矿化、毒砂化及褐铁矿化、褪色化(绢云母化)等多种热液的蚀变叠加,金的富集程度就高,也是找金的必备的标志。

简之,矿脉带地表金矿化强且连续性好,工程控制地段含矿系数达 0.71。金矿化与硅化、褐铁矿化、毒砂化等关系密切,金在碎裂铁染石英脉中尤为富集。

(四) 矿体特征

在全区 21 条矿脉中,共圈出矿体 46 个。矿体形态、产状、规模受剪切矿脉带控制,呈透镜状、脉状、扁豆状,具尖灭侧现特征。矿体最大倾向延伸者达 300m 以上,走向最长者 520m。厚度一般 1.5～3m,但变化区间可达 0.46m～9.41m。矿体主要由含金石英脉、含金碎裂粉砂质板岩、构造角砾岩及断层泥组成,每个矿体中这 4 种组成物的份额各有不同,金的品位含量变化也很大,平均为 5～8g/t,在地表比较稳定,矿化也较连续。

(五) 矿石类型及结构构造

矿石类型主要有两种:

1)碎裂蚀变板岩型矿石:发育广泛,以其碎裂构造、较强的硅化、褐铁矿化与围岩相区别,具变余泥质、变余砂质显微鳞片变晶结构、片状矿物定向排列构成劈理,散乱分布的铁质团块,具沿劈理延伸方向的拉长现象。矿石中含大量的黄铁矿和毒砂,可分为早晚两期,晚期毒砂较黄铁矿多,均呈他形,条带状构造仍很明显。

2)石英脉型矿石:呈透镜块状石英集合体,石英含量达 95%以上。分两期,早期石英脉规模相应较大,晚期可呈细脉和网脉状穿插。相比较而言,晚期石英脉含有更多的毒砂与黄铁矿,且毒砂含量高于黄铁矿,具镶嵌结构,块状或角砾状构造。

另一种衍生类型的矿石是前两种发生构造破碎形成的构造角砾岩型矿石,即角砾由板岩和石英脉所组成,大小较悬殊,一般 2～5mm,分布杂乱,无定向,棱角—次棱角状,往往为细粒石英脉、褐铁矿及泥质绢云母胶结。

这两类矿石在空间上相伴而生,石英脉发育得多,矿化强,旁侧往往是破碎状板岩,再旁侧向板岩过渡,矿化也随之减弱。

(六) 矿石中金的含量及相关微量元素特征

构造破碎强烈,金矿化亦强烈。在同一矿带,未破碎的粉砂质板岩含金一般较低(65×10^{-6}～120×10^{-9}),而强烈破碎板岩一般都可达$(8～12)\times10^{-6}$。韧性变形岩石也含金较高,一般也可达$(3～16)\times10^{-6}$。

构造破碎带中,蚀变越强处,矿化越强的特征也表现得明显。同样在一个矿化带,褐铁

矿化板岩,含金一般达(8～26)×10^{-6},较碎裂板岩含金要高。

碎裂蚀变板岩型金矿石中 Au、Ag、As、Pb、Zn、Sb 有较大的富集,尤其是 Au 与 As,且两者正相关,从顶板围岩到底板围岩再至矿体,Au、Ag、As、Sb、Pb、Zn 等成矿元素含量是越来越高,显示本区金矿化对围岩中的成矿物质具继承性。

石英脉型矿石和碎裂蚀变岩型矿石的稀土特征差异较大,但板岩型矿石的球粒陨石标准化曲线与近矿围岩及冷家溪群岩石十分相似,两者稀土总量亦接近,但矿石较围岩的小,而石英脉型矿石的稀土总量却很小。这一方面说明,板岩型矿石与冷家溪群有明显的继承性,另一方面也说明成矿过程中有大量的硅质带入成矿带。

(七) 矿石组分及特征

板岩型矿石和近矿围岩至围岩中 7 个点的岩石化学分析结果平均值表明(表 5-1),从矿带到围岩,SiO_2,Fe_2O_3,CaO 含量由高到低,尤其是 SiO_2 由 73.31%→64.53%→60.95%,说明本区金与硅化极其正相关。

表 5-1　矿石和围岩化学分析结果(w_B/ %)

岩石	Si_2O	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	WO_3	H_2O	灼失
矿石	73.31	0.50	14.01	3.31	1.52	0.04	0.71	0.22	0.31	2.17	0.06	0.01	2.49	3.52
围岩	64.53	0.79	21.85	3.78	0.44	0.01	0.64	0.13	0.47	3.72	0.05	0.02	1.06	2.51

注:测试分析由湖北省地矿局实验研究所测试完成。

矿石的矿物成分较简单,金属矿物以黄铁矿、毒砂为主,次为赤铁矿、自然金及少量的方铅矿、铁闪锌矿、黄铜矿等,次生矿物以褐铁矿为主。

矿石中的金矿物主要为自然金,偶见银金矿。大小颗粒较悬殊,为不规则状-树枝状或片状,这说明其形成于一个较低温浅成的环境中(因高温、深成形成的金的自然形态较规则),与之共生的或载体矿物有毒砂、黄铁矿等。

自然金中 Ag 的含量低,其成色高,达至 986,当属地层成矿物质特征在金矿物中的再现。也就是说冷家溪群中 Au 丰度值高,Ag 丰度值低。

据矿物成生顺序及特点划分是本区金矿化两个主要阶段:

第一阶段为黄铁矿-毒砂矿阶段,即同沉积-变质阶段,即硫化物与砂泥质等一同呈胶状沉积成岩,并受区域变质作用影响,发生重结晶作用,使岩石中的金发生第一次聚集。

第二阶段为自然金-黄铁矿-毒砂-石英阶段,即改造再富集阶段,以石英脉和细粒半自形-他形硫化物广泛发育为特征,自然金产出并分布于石英脉型矿石中。

(八) 矿床流体包裹体

该区流体包裹体比较发育,以气-液相包裹体为主。其中,原生的成群出现,形态较规则,多边形者居多,个体也较大;次生的个体较小,形态亦不太规则。气液百分比为 10%～30%。成矿流体的盐度比较稳定,为 3.0%～3.8%,属低盐度热液。金矿床形成压力为(60～210)×10^5Pa,也比较低。用均一法测得包裹体的温度为 102～322℃,160～175℃和 220～235℃,为两个形成峰值,也说明形成期有两个。成矿温度在 145～250℃之间,属中低温热液环境,成矿流体的氧逸度较低,为(2.98～9.83～5.47)×10^{-40},处于弱酸性环境。

(九) 稳定同位素

硫同位素($\delta^{34}S$):矿脉及碎裂板岩中硫化物(黄铁矿和毒砂)的 $\delta^{34}S$ 为 -7.57‰～

-9.24‰,变化范围较小,说明矿石的硫源比较均一,并考虑与冷家溪群中的黄铁矿 $\delta^{34}S$ 值接近,推测在成矿过程中,地层提供一部分硫,深部也是一个重要的硫源。

氢氧同位素:石英样品测定 $\delta^{18}O$ 为 15‰～21‰,以富 ^{18}O 为特征,表明原始物质是沉积成因的($\delta^{18}O$ 值大于 14‰)。

(十) 矿床成因

以上特点说明其成因与世界上大多数脉状浅成低温热液金、银多金属矿床相似。

成矿时代认为有早、晚两个重要时期,石英包裹体 Rb-Sr 同位素年龄为 175Ma(毛景文,1993),代表晚成矿期的年龄值,早期多为武陵-雪峰期。

简之,金矿形成过程经历了沉积成岩(形成含矿岩系) 区域热动力变质变形(金的预富集) 构造热液作用叠加(金矿床形成)三大阶段。

二、浅变质岩系金(Cu,Pb,Zn,Ag,等)成矿系统特征

湘东北地区浅变质岩系中的金矿床如同万古金矿床一样都属同一类,其特征有许多共同点,只因构造部位不同各有差异(表 5-2)。

1)湘东北区冷家溪群成矿元素组合特征表现为 Au-As-Ag-Sb-Cu-Pb-Zn 组合,与同属一个古陆隆起带西侧的雪峰山区的 Au-Sb-W-Hg-As 组合有一定区别。该组成矿元素即使是同处湘东北矿区,在成矿系列或矿床的共生组合上也常具多变性。有些情况下,它们呈共生或伴生关系,而在另一些情况,它们之间又可彼此分离,各成矿元素有些可达工业品位,有些则达不到。各种元素的矿床同时发育,彼此间在不同尺度和空间分布上具有各自的特征。如自北而南,黄金洞地区为 Au-As(Pb-Zn)组合;七宝山地区为 Au-Cu-Ag-Pb-Zn-As 组合;雁林寺地区为 Au-Sb-As。同一矿区矿石微量元素组合也有几类,如大洞地区有 Au-As;Pb-Zn;Cu-Ag 等。总体而言,湘东北区 Au-As 元素组合是最基本的,也是最特征的,它也进一步确定了 Au 在矿石中的赋存状态,即毒砂为本区主要载金矿物。

2)矿体由石英脉矿石和破碎岩矿石组成,矿石中的矿物组合比较简单,以毒砂-黄铁矿-自然金-石英型为主。除黄铁矿和毒砂外,尚有少量的闪锌矿、方铅矿、钠铜矿、赤铁矿、辉锑矿、黄铜矿等,非金属矿物以石英和绢云母为主,自然金主要包在硫化物及石英中或粒间产出。金的成色高,一般都在 997～998。成矿作用阶段有三个:毒砂-黄铁矿阶段,石英-金-硫化物阶段和石英-辉锑矿阶段。Au 与 As、SiO_2 关系尤为密切,蚀变有硅化、黄铁矿化、毒砂化以及绢云母绿泥石化。其组合发育良好的,金矿化程度就高。从含 Au 石英脉的组成、交切及变形等特点反映出至少有三次大的构造活动期。

3)从湘东北几个矿床石英脉气液包裹体物化参数看,气液包裹体都较小,直径一般在 10～20 μm,液相比例较大,可占 80%～90%。均一法测温为 150～240℃,最高的黄金洞温度为 330℃,金矿形成为中低温环境,pH 值在 5～7,显中—弱酸性。包裹体成分 $H_2O>>CO_2$;$Ca^{2+}>K^{+}$,Mg^{2+};$HCO_3>Cl>F$;$Na^{+}>K^{+}$,成矿流体以富硫、富 HCO_3、贫 Cr 为特征,盐度一般较低,最高的雁林寺可达 4.25%(NaCl)。

4)涉及湘东北几个 Au 矿床的氢氧同位素特征,可以 Sheppard(1997) δD 对 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解释之(图 5-2)。硫同位素均以富轻硫为特征(图 5-3),其中,碎裂蚀变板岩型 Au 矿石 $\delta^{34}S$ 为 -13.2‰～12.6‰与围岩冷家溪群中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值(-13.1‰)一致,说明地层提供了一部分硫。

表 5-2　湘东北浅变质碎屑岩系中金与多金属矿床主要特征一览表

矿床特征	黄金洞矿床	大洞矿床
含矿地层	冷家溪群小木坪组	冷家溪群小木坪组
容矿岩石	碎裂板岩、石英脉、构造角砾岩	构造角砾岩、板岩、石英脉
矿石结构	自形粒状结构、不等粒他形粒状结构、交代残余结构、鳞片变晶结构等	碎裂、镶嵌、显微鳞片变晶结构等
矿石构造	块状、星点浸染状、条带状、角砾状、晶洞、晶簇网状、细脉状、蜂窝状、片状等构造	角砾状、块状、板状、条带状、网脉状、蜂窝状、晶簇、晶洞等构造
矿体形态	不规则脉状、透镜状、豆荚状、似层状等	透镜状、脉状
金属元素	Au、Cu、Pb、Zn、Sb 等	Au、Cu、Sb、Pb、Zn、Hg 等
变质程度	低绿片岩相—绿片岩相	低绿片岩相
构造特征	主要为轴向 290°的复式背、向斜，并形成一系列大致平行其轴向的挤压剪切破碎带，呈东西向或北西西至南东东向展布，成群成组出现，控制了本区金矿化的分布	以剪切断裂为主，北西西向，褶皱不发育，具多期次活动特征，与金矿化关系密切
矿床规模	中型金矿床	大型金矿床
蚀变类型	硅化、黄铁矿化、毒砂矿化、白云母化、绢云母化、绿泥石化	硅化、黄铁矿化、毒砂矿化、绢云母化、方铅矿化、铁闪锌矿化、褐铁矿化等
矿石组分	金属矿物：自然金、毒砂、黄铁矿、黄铜矿等；脉石矿物：石英、绢云母、白云石、方解石等；次生矿物：褐铁矿化、孔雀石、臭葱石、高岭土等	金属矿物：自然金、褐铁矿、赤铁矿、毒砂、黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、铁闪锌矿、辉绿矿、铜蓝等；脉石矿物：石英、长石、云母、绿泥石及粘土矿物
成因类型	沉积-动力变质改造中温热液裂隙充填型金矿床	沉积-动力变质改造中(低)温热液再造金矿床
矿床特征	雁林寺矿床	井冲铜多金属矿床
含矿地层	冷家溪群雷神庙组	冷家溪群
容矿岩石	板岩夹硅化板岩、石英脉、构造角砾岩	石英质构造角砾岩、硅质构造角砾岩板岩、石英岩、硅质岩、绿泥石岩等
矿石结构	镶嵌结构、碎裂结构、鳞片变晶结构等	自形、半自形、他形粒状浸染状结构、斑状碎裂结构及斑状压碎结构
矿石构造	块状构造、条带状构造、角砾状构造、网脉状、蜂窝状、晶簇、晶洞构造等	浸染状、块状、团粒状及细脉状构造
矿体形态	脉状、透镜状及细脉、网脉状	条带状、脉状、透镜状
金属元素	Au、Ag、Cu、Pb、Zn	Cu、Pb、Zn、Fe、Sb、Co 等
变质程度	低绿片岩相	低绿片岩相
构造特征	受区域大剪切断裂带控制及北北东向构造改造	总体为一单斜构造，以断裂构造为主，呈北北东向大致平行展布，主要有四条，与成矿关系密切
矿床规模	中型金矿床	中型铜矿床
蚀变类型	硅化、黄铁矿化、砷黄铁矿化，毒砂矿化、绢云母化、绿泥石化及碳酸盐化	硅化、绿泥石化及碳酸盐化等
矿石组分	金属矿物：自然金、黄铁矿、毒砂、砷黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等；脉石矿物：石英、绢云母、绿泥石、方解石、白云石、碳质物等；	金属矿物：黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、白铁矿、磁黄铁矿、磁铁矿、毒砂、自然铜、斑铜矿、辉铜矿、辉钴矿、硫锑铅矿、褐铁矿等；脉石矿物：石英、绿泥石
成因类型	沉积-动力变质再造中温热液金矿床	中温热液裂隙充填交代型铜多金属矿床

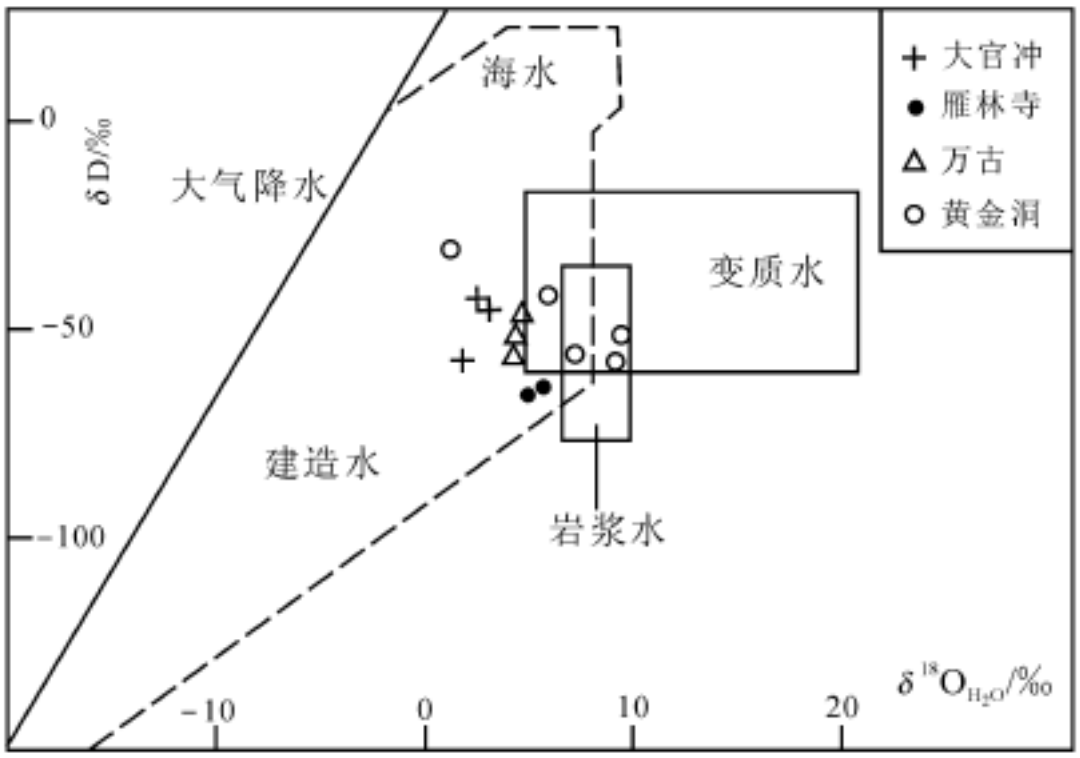


图 5-2　典型金矿床 $\delta^{18}O_{H_2O}$/ ‰— δD/ ‰图解

(据 Shepprde, 1997)

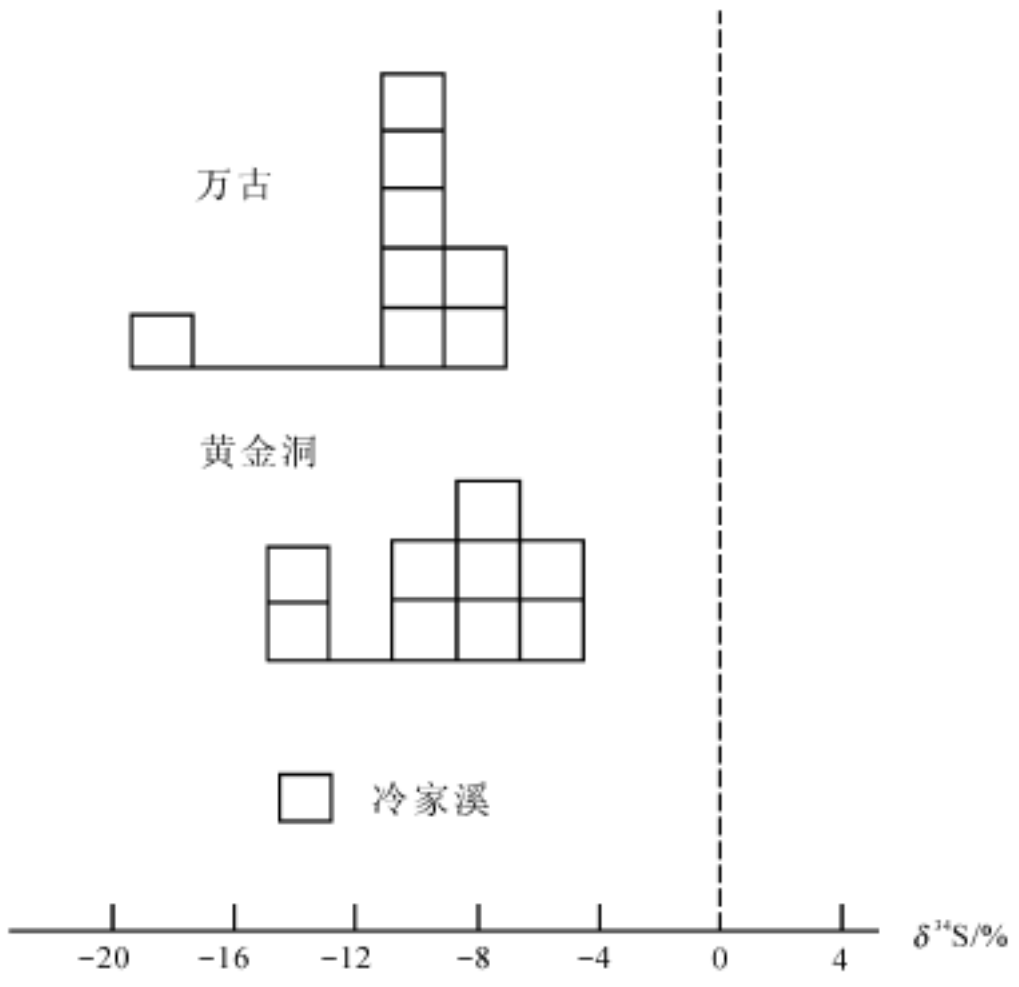


图 5-3　湘东北典型金矿床硫同位素分布图

利用铅同位素资料进行铅同位素模式年龄计算,其结论是成矿时代为雪峰-加里东期(400～800 Ma)(涂光炽等,1993;湖南省地质矿产厅 402 队,1995;毛景文等,1997;陈柏林,2001),而张理刚(1989)认为,对层控矿床而言,由于矿床物质多源性,不易进行铅同位素模式年龄计算,但矿石铅与围岩铅同位素组成相似(表 5-3)。在 Zartman(1981)图解(图 5-4)

表 5-3　湘东北金矿床黄铁矿同位素取值范围(w_B)

矿床	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	年龄范围/ Ma
大官冲	17.887～18.927	15.603～15.785	37.923～39.545	340～554
雁林寺	17.986～20.207	15.085～15.747	37.755～40.547	554～399
万古	17.994～18.129	15.624～15.771	38.44～38.493	354～591
黄金洞	17.76～17.96	15.508～15.589	37.702～38.202	430～565
围岩	18.85～18.97	15.58～15.79	38.06～38.36	

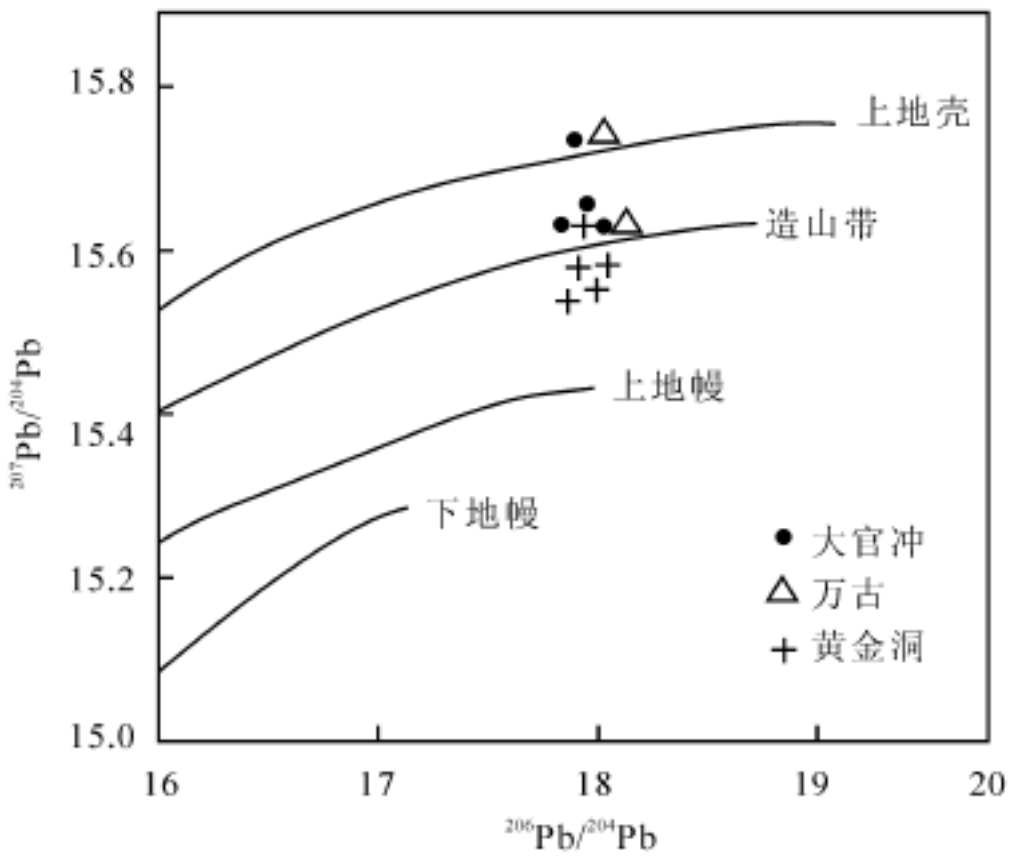


图 5-4　铅同位素 Zartman 图解

(据 Zartman, 1981)

上,铅同位素组成大部分投点于造山带,表明成矿与造山带形成有关(张湘炳等,1994)。

三、成矿系统的控制因素

浅变质碎屑岩系 Au(Cu, Pb, Zn, As, Ag)矿成矿系统的控制因素从矿床(点)的定位上可以确认有两个方面(张湘炳等,1994;湖南省地质矿产厅 402 队,1995;毛景文等,1997):

1)矿床(点)均产在浅变质碎屑岩系中。区域变质作用的影响有多大,虽不能完全断定,但地表地质调查发现,凡是未见明显构造活动迹象的区域变质岩中的石英脉,经取样分析可见有明显的金矿化,但又未达到工业品位。这至少可以说,变质作用对冷家溪群中金的预富集可能起到积极作用。一方面使原沉积岩中的金从分散状分布、难释放状态变为变质后的易活化、易释放的状态,即变质作用使金脱离碳质,并与有机物释出的 H_2O 和黄铁矿分离出来的 S^{2-} 结合形成硫金配合物。同时,粘土矿物重新结晶形成绢云母和绿泥石,金活动迁移的活化率提高 10～50 倍(王秀璋,1995)。并且,金更易向低级变质区迁移。因此浅变质细碎屑岩中含金普遍高,而成‘矿源层”或后生矿床的主岩,其岩石的含 Au 丰度值较高(一般

高出地壳克拉克值数倍),这已为前章第二节资料所证实,也成为公认的事实。刘英俊(1991)确定本区 Au 元素组合为 Au-As-Sb-W-Pb-Zn。简单说,本区成矿对冷家溪群表现出明显的依存关系。该区冷家溪群 Ag/Au、As/S、Co/Ni 比值低的特征在矿石与黄铁矿中有同样表现,以及前述的同位素特征等,都在一定程度上说明浅变质岩系与金矿化的关系密切,也就是说,Au 成矿系统受基底岩系控制比较明显。

2)成矿系统另一个受控制明显的因素在于构造。湘东北金多金属矿集区展布于雪峰古陆构造带,受控于浏阳—湘潭区域性韧-脆性大断裂构造带。该断裂构造带自武陵构造期就开始活动,韧性变形特征异常明显,并构成湘东北构造块体东南缘的边界断裂而长期活动,脆性构造破裂叠加作用明显,形成了复杂的断裂系统展现在长-平断裂以东广大地域,有利地维持了该区足够长的古地热异常场、稳定的热液对流系统和稳定的地球化学障及有利的成矿环境。该断裂带在地球场磁场上反映为一斜坡带,为地壳厚度变化带,也是湘东北区视基性度变化梯度较大的地带(图 5-5)。

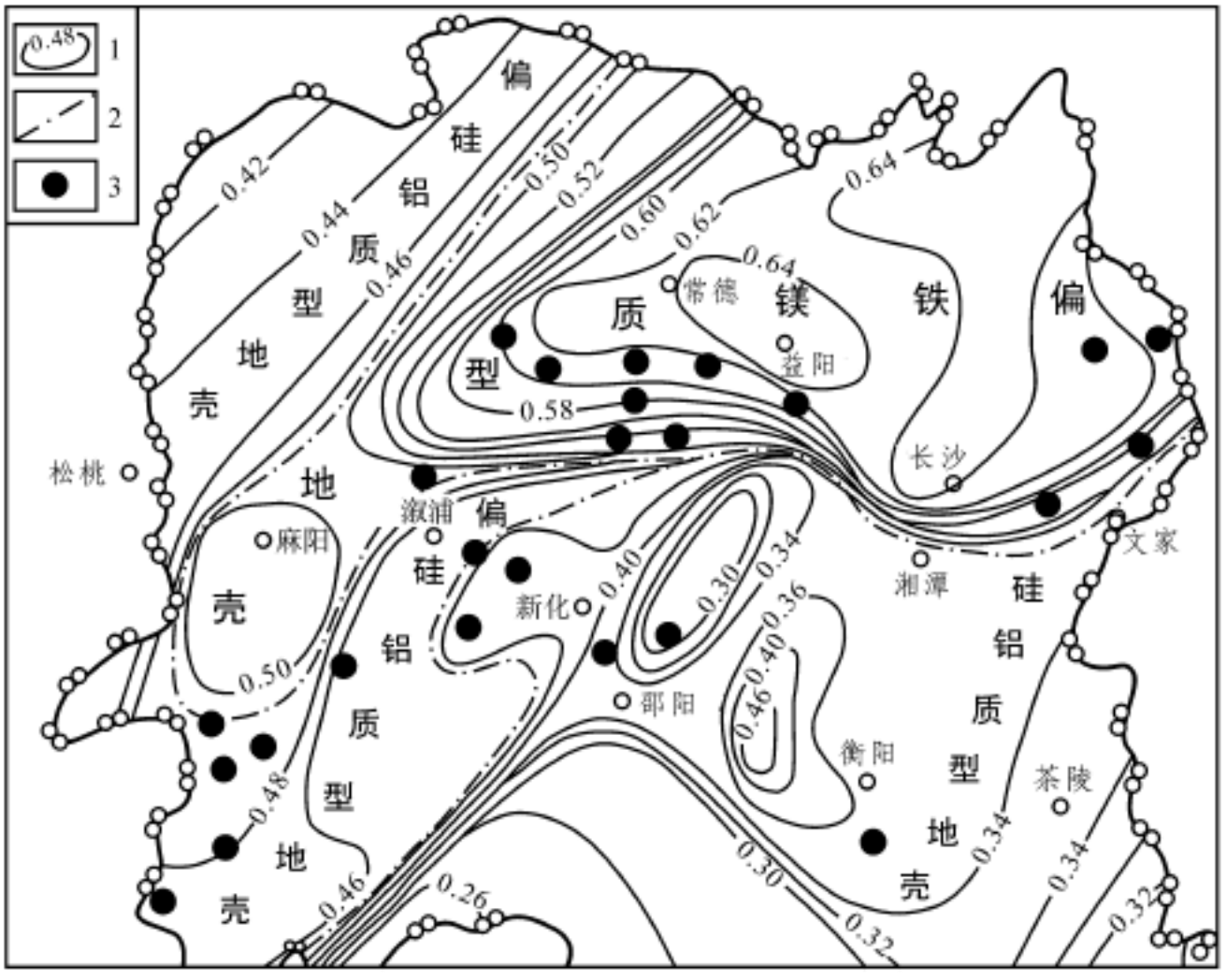


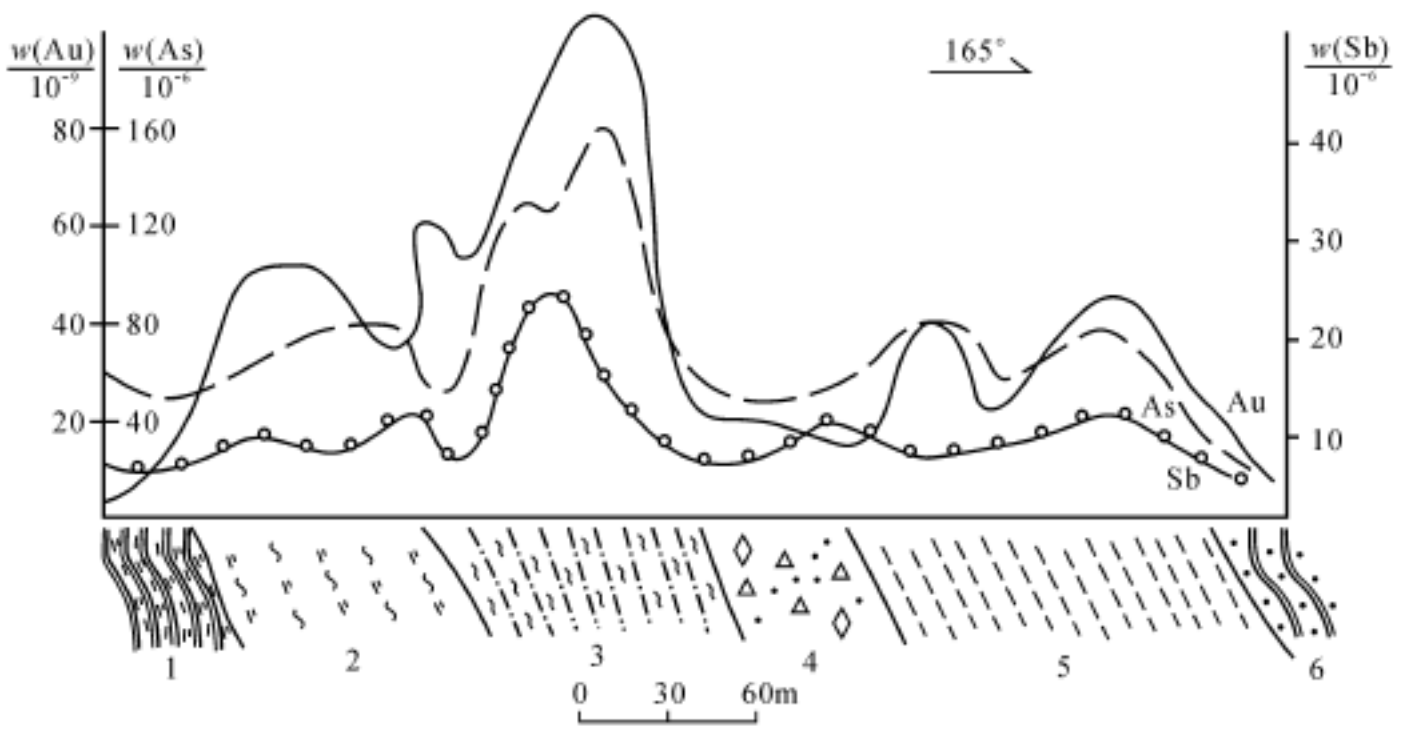
图 5-5　雪峰山及邻区地壳类型与金矿分布关系略图

(据湖南省矿产厅,1995)

1—视基性度等值线;2—地壳类型分界线;3—主要金矿床

在该区带的湘东北金矿床(点)又集中出现在三个近东西向构造带上,自北而南为黄金洞、七宝山和雁林寺三个带,这也是本区最为发育的三组韧-脆性剪切构造带(见附图二)。矿体呈层状、似层状、透镜状产于层间破碎带或次级东西—北西西向断裂中,是构造控矿的具体体现。也即长期演变形成的韧-脆性断裂构造是成矿物质的运移和聚集场所(于次级小韧-脆性变形带、层间剪切带)。晚期的纯脆性断裂一般没有金矿化发育,变质岩构造中虽也

有石英脉发育,但未见构成有工业意义的金矿化。另外,金矿化类型亦受构造变形的控制,含金蚀变碎裂岩(糜棱岩)型及石英脉型都是韧-脆性构造变形带的产物。含金石英脉与片理平行或小角度相交,与右行剪切变形运动学特征极其吻合。并且,沿韧-脆性剪切断裂带,成矿元素 Au 强烈富集,As、Cu、Pb、Zn 等元素也有不同程度的富集,而 Ti、V、Co、Ni 等则有迁出的趋势(图 5-6)。



1—绢云母泥质板岩;2—绢云母化退变质带;3—剪切糜棱岩化带;4—断层角砾岩带;5—片理化带;6—泥质粉砂质板岩

图 5-6　东瓜岭剪切带 Au、Sb、As 含量变化图

值得一提的是一些金矿床的产出部位在平面上一般都离花岗岩体接触带 8～10km 以上,通常不会将其与之相联系,并且,在该区地质调查过程中对金井岩体、连云山岩体、幕阜山岩体和张坊岩体等都做过含金分析,它们的 Au 含量一般为$(1.0～1.6)\times10^{-9}$,低于同类花岗岩石的克拉克值,至少从一个侧面说明岩体还不是以湘东北地区的黄金洞、万古金矿为代表的各类大小矿床(点)物质来源的提供者。也就是说该区 Au 矿床与区域岩浆岩没有成因上的联系。

四、金矿成矿系统的作用过程

区域成矿系统作用过程是成矿元素由分散→预富集→再富集,以及成矿后再循环的整个过程,包括了成矿物质的发生、运移、浓集和堆积的全过程。湘东北 Au(Pb,Zn,Cu,Ag)成矿系统中金矿床的形成就曾经历了成矿物质在含金建造中活化、转移而富集成的"源　运　储"多阶段构造-地球化学过程。

根据已有的大量地质资料和多种途径揭示的成矿信息,湘东北地区金成矿系统中的金矿床(点)的形成过程应是比较复杂的,不能简单地从某一方面完全认定矿床的形成时间,不然,有许多地质现象就很难以解释。

该区出露的最老地层一直以为是中元古代冷家溪群,本次调查明确获知,其下部有更老的(至少)古元古代基底存在。另外,黄金洞金矿床中的矿石铅同位素测定表明,在^{207}Pb

/ ^{204}Pb—^{206}Pb/ ^{204}Pb 图上形成一条二次等时线(斜率 0.33877),与多伊单阶段铅演化线的两个交点之一的 t_1 = 3500 Ma 和 Starcey(斯塔西)两阶段铅演化线的交点 t_1 = 3375 Ma(涂光炽,1993)也表明,基底岩系确实存在,且矿物质早期来源可能更古老,或说更深一层次?即湘东北地区冷家溪群这一大套浅变质碎屑岩系有着丰富的物质来源(前中元古界)。按稀土元素特征来判定,物源区发育了很厚的上地壳,且遭受到了中等程度的风化作用影响,并处于活动大陆边缘—岛弧环境,火山-沉积作用发育,在砂泥沉积物供应不断的情况下,能带入高丰度金的基性—超基性火山活动也常发生。因此,冷家溪群这一套堆积极厚的夹火山-次火山岩的碎屑浅变质岩含有较高的金、硫是有其大地构造背景的。中元古代末的武陵运动,使该区产生强烈的活动,形成中元古代末海洋封闭沉积地层的强烈褶皱,并伴随区域变质作用和韧性剪切带的动力变质分异作用。冷家溪群岩石、矿物组分和化学成分发生变化,导致“矿源层”形成。同时,在有利的构造地段,亦形成矿化预富集体。上述的地球化学和流体包裹体资料显示,成矿物质有相当一部分来自(动力)变质水,证实了构造动力分异和动力变质热液对金矿床成矿作用的贡献。尔后,该区逐渐隆升,直至雪峰构造期受持续的南(南)东方向的剧烈挤压,高强度热动力流不断产生,沿老构造活动带发生了脆性断裂构造叠加改造,构造流体活动频繁。在该区与深大断裂(浏阳—湘潭)有关的剪切断裂带,受不透水层限制的层间破碎带等各种构造扩容空间,均成为成矿溶液渗滤、上升、汇集、混合、沉淀的有利场所。以黄金洞为代表的矿床(点)此时相继形成,即为同造山带作用的产物。正常铅模式年龄指示,这一构造热变质作用的流体富集成矿过程,可持续到早寒武世。此后,长-平断裂以西,构造活动强度明显减弱,断裂以右行剪切走滑为基本特征,成矿活动亦有发生,但相对较弱,如大洞 Au 矿点等。

也就是说,区内金矿化作用发生在区域变质作用的主峰期之后,与韧性剪切变形和退变质作用同期。其成矿作用简要点是:

1)剪切断裂带于地表多呈狭窄的带状或线状,钻孔揭示,往深部明显增宽,韧性变形特征更趋明显,即越往深部,带内地热和剪切热越高,使岩石粘度下降,产生变形并向外扩展。从而,为剪切热流体与围岩发生化学作用、激活金成矿元素,提供了宽阔的空间条件。

2)剪切热变质流体中,阳离子主要是 Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+} 等,阴离子主要是 F^-、Cl^-、SO_2^{4-} 等。CO_2 含量高,并有少量的 H_2、N_2、CH_4。这很有利于形成金的络合物,尤其是在中温(300℃)近中性条件下。金在硫化物溶液中溶解度最高(Seward,1984),此时,成矿流体将从围岩中大量获取金元素。致使剪切带边部岩石的金含量低于区域金含量而贫化(图 5-7)。

3)当流体从较深层次进入中部层次后,引起广泛的退变质作用,改造区域变质矿物组合,绿泥石化、黄铁矿化、绢云母化常见。同时,伴有金矿化作用出现。进入浅层次,脆性破裂发生,压力骤减,温度发生变化,富氧的无水或其它溶液混合,形成含金石英脉及角砾岩型金矿,即韧性剪切带与脆性破裂转换带是金矿溶液良好的沉淀场所。湘东北这类构造带中取样分析结果或多或少都有金的显示即是好的诠释。如平江以西冷家溪群广布区北西—近东西向剪切带中野外取样调查结果:

大石糙带:长 16 km,宽 10 余米至 200 余米,Au 含量(0.35～2.00)×10^{-6};

严家岭带:长 5km,宽 300～800m,石英脉含金普遍,一般 10×10^{-9},高者 17.06×10^{-6},平均含量 2.644×10^{-6};

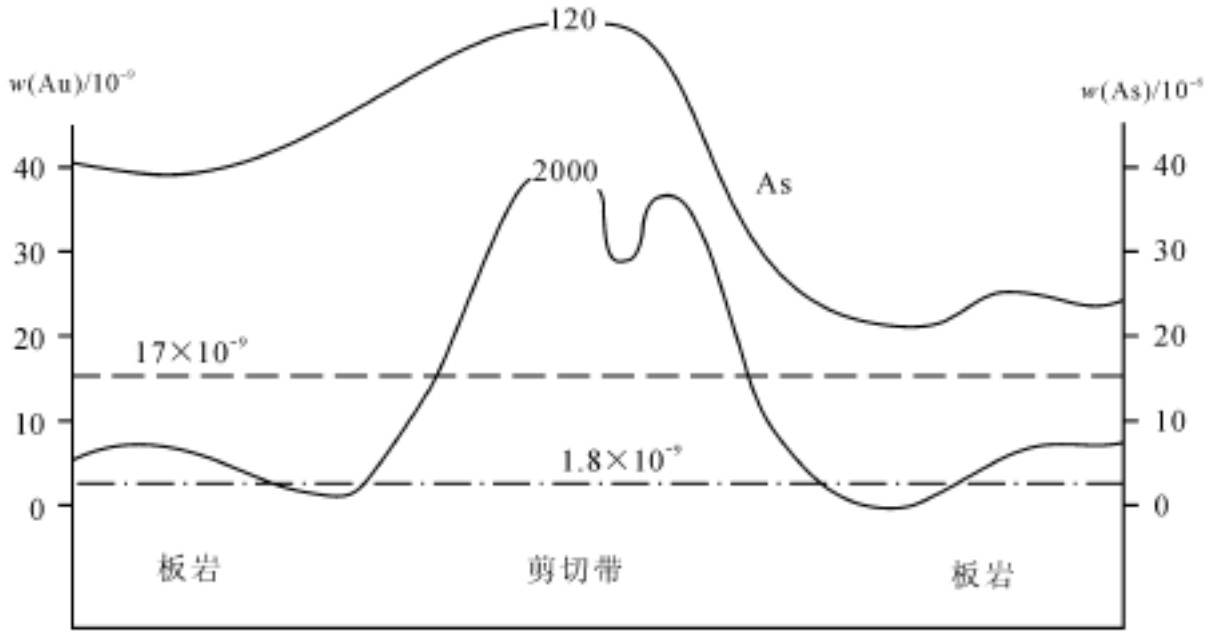


图 5-7　金枚矿区剪切带 Au、As 含量变化图

平直虚线和点划线分别为 As、Au 上地壳均值

高岭水库带:长 2 km,宽 20～100 余米,Au 含量 2×10^{-9}～0.2×10^{-6},褪色化带发育。

之后,该区更进一步迅速隆升,处于受剥蚀状态。在显生宙受到叠加改造作用,如加里东构造运动的影响。尤其是中生代以来的大规模断裂构造活动(断陷盆地产生、岩浆活动剧烈)、叠加改造属性明显,脆性破裂为主要表现形式。期间,地壳活动重新加剧,大地热流明显增高,促使本区金矿化发生改造叠加成矿作用,仍然是长-平断裂以东更为强烈,西侧也影响明显,许多同位素资料都显示有该期叠加成矿活动的存在,万古金矿即是其中代表。可以说,后期不同方向的构造活动叠加处,往往是有利金矿化富集的位置。

成矿作用具多阶段性,经历了多个大地构造旋回,从矿石矿物的组合规律、含金岩石的显微组构观测和硫化物形态及金的存在状态和含金性分析都有明显的表征。与之相对应的话,第一成矿时期当属黄铁矿-毒砂阶段,即受区域剪切热动力变质作用影响,金从原岩中释放出来,胶状、细粒硫化物发生重结晶;第二成矿时期,该阶段以形成自然金-黄铁矿-毒砂-石英组合为明显特征,微量元素比较复杂,Cu、Pb、Zn、Co、Ni、Sn、Au、Ag 等均有一定程度富集,Au 已单独形成矿床;第三成矿期叠加成因成矿特征表现明显,成矿规模、范围扩大,大量的花岗岩活动留下了它们的改造痕迹。

可以说 Au 成矿系统的形成是在有限的空间上通过长时间积累实现的,属于复杂型的成矿系统,是综合地质作用的产物。

第三节　与花岗岩类有关的多金属成矿系统

湘东北地区内生多金属矿产的成矿作用,相当大部分与岩浆岩有关,并与特定时代、特定成因类型、特定的岩石类型等相关联(表 5-4)。从表中简单对应关系可见,与元古宙花岗岩类有关的矿化较弱,矿点也较小,而与燕山期花岗岩类有关的矿化较强烈,各时代花岗岩类均和特定矿化有联系。

表 5-4　区内岩浆岩和成矿关系简表

时代	岩石类型	矿化	规模	产地
K_1	(二云母)白云母二长花岗岩、二长花岗伟晶岩及正长岩脉	铌钽矿、锡矿	前者大(贫),后者小(富)	坡里屋、影珠山、凤凰山、连云山、天井山等
J_3	二云母二长花岗岩	白钨矿化	较弱	飘峰山、白沙
J_2	黑云母—二云母—白云母二长花岗岩	黑钨矿、锡、铅锌矿	矿点、矿床	蕉溪岭、甑盖山、龙王排
J_1	花岗闪长斑岩、花岗斑岩、石英斑岩	铜 、铅、锌、金、银、硫铁矿	矿床(点)	七宝山
J_{x2}	中粒黑云母花岗闪长岩、二云母二长花岗岩	金、铜、锑	矿化	丁家山等

一、与武陵-雪峰期花岗岩类有关的铜、铅、锌、银、金等多金属成矿系统

武陵-雪峰期花岗岩都出露在浏阳—平江一带,受东西向与北西向构造带控制,有大围山、长三背、桂竹湾、渭洞、梅仙、三墩等十余个岩体,岩性多为黑云母石英闪长岩、角闪石-黑云母石英闪长岩,少数岩体含特征矿物堇青石。锆石 U-Pb 模式年龄分别为 1024～1146 Ma、905 Ma、838～801 Ma、689～676 Ma 等时段,为 Rodinia 泛大陆汇聚期和逐次裂解期的产物。与之有关的矿化有金、锑、铜、砷、钨。如长三背、板背花岗岩外蚀变带的东边冲锑矿点,罗家湾砷、金矿点,丁家山锑、金、黑钨矿点,双坪锑矿点,人溪乡铜、铅矿点等都与上述花岗岩有直接关系。丁家山锑、金、黑钨矿点在长三背花岗岩外蚀变带,围岩为冷家溪群板岩,矿脉与成群出露的东西向花岗闪长斑岩空间关系甚为密切。因为,岩体西南侧与之接触的白垩纪红层中未见任何矿化现象。罗家湾砷、金矿点位于岩体北侧蚀变带,围岩亦为冷家溪群,矿体 Au 品位为 21g/t,As 为 6.25%。

仙人溪铜矿点矿化石英脉产于葛藤岭花岗岩东西向破碎带中,矿石 Cu 品位 0.18%,Pb 品位 0.07%。

上列矿产规模都不大,但显示花岗岩有提供热能、热水及成矿物质诸方面的作用,暂归于武陵-雪峰期与花岗岩相关的成矿系统。

二、与燕山期花岗岩有关的多金属成矿系统

湘东北地区元古宙中的多金属矿床,除比较著名的桃林大型铅锌矿床和七宝山铜、银、金、铅、锌多金属矿床外,其余均为小型矿床及其矿(化)点。前两者研究程度已很高,余者点虽较多但不成型,研究程度也较低。此处仅从元古宙基底对成矿的控制或贡献方面论述一二。

1. 元古宙是本区燕山期铜多金属矿成矿物质的初始来源

所谓成矿物质的初始来源,意在元古宙提供矿物质不是直接的,而是通过花岗岩改变后转移实现的。则涉及两个问题,一是湘东北燕山期花岗岩类是由元古宙基底重熔而来,二是这些重熔花岗岩类含矿元素的确较高,对成矿有明显的贡献。

在华南这一较大范围内的中生代形成的花岗岩类已为众多学者论证过,是陆壳长期演化、多期次部分熔融和结晶分异的产物,正如涂光炽(1979)早就指出的"在华南地区早先形成的花岗岩类及其它成分类似的沉积变质岩类经过重熔作用,易熔成分首先释放出来,即所谓选择熔融,这些熔化了的成分在一定条件下再结晶为新的花岗岩类。这一过程的多旋回发展,就使富含成矿元素、碱金属及挥发分的花岗岩大多在演化偏晚阶段(中生代)形成的原因"。当然,在其列的湘东北地区的花岗岩类的形成也不例外,况且湘东北花岗岩类形成区全为元古宙浅变质岩分布区,也就是说现在中生代花岗岩类所占据的空间都是原元古宙所有,元古宙基底的"消失",才使中生代花岗岩类的出现成为可能。

本区花岗岩类岩体大小有 30 余个,我们在新近完成的 1∶25 万长沙市幅区域地质调查中关于其特征、成因已作了详细工作。250 个岩石化学样分析结果表明,区内岩石主要由过铝质的黑云母或二云母正长花岗岩、二长花岗岩及部分花岗闪长岩组成。岩石属铝质共生组合,具富石英共生组合亚型与正常石英共生组合亚型之间的特点。微量元素 Rb、Be、Li、Cs、Nb、Ta、W、S、∑REE 等大多高于或接近上地壳平均值(Taylor 等,1985)。我们以代表性的锶、氧稳定同位素化学特征列简表(表 5-5)作例证之一。从而判定,本区大部分花岗岩类成因类型为"S"型。为地壳硅铝质沉积变质岩经部分熔融作用形成。少数花岗岩类岩石成因类型具某些"Ⅰ"型特征,可划为"IS"或"SI"型,如七宝山地区的斑岩类。汪洋等(2004)对该区花岗岩类研究后认为,一类强过铝质花岗岩是再循环的表壳岩受到来自软流圈地幔的平流热传递过程带来的深部能量所导致的高温(>875℃)熔融的产物;另一类强过铝质花岗岩,为表壳岩受到侵入地壳中的基性岩浆的加热作用后发生部分熔融的产物(熔融温度在875℃以下)。并指出这些过铝质花岗岩的物源主要是泥质岩成分,少数源自砂岩成分区。就是说这类表壳岩是本区广布且巨厚堆积的以板岩类为主体的元古宙变质基底岩系。

表 5-5　全岩铷-锶等时线初始值及氧同位素值

时代	岩　体	岩　　性	全岩铷-锶等时线初始值	全岩 $\delta^{18}O$(SMOW)/ ‰
K_1	望湘	粗中粒二云母二长花岗岩	0.7284	11.0
		细中粒二云母二长花岗岩	0.7296	11.92
J_3		细中粒斑状二云母二长花岗岩	0.7206	10.8
		细中粒斑状二云母二长花岗岩	0.7185	11.7
	丁字湾	细中粒斑状二云母二长花岗岩	0.7211	
	金　井	细中粒斑状二云母二长花岗岩		11.79
J_2	幕阜山	细中粒斑状黑云母二长花岗岩	0.7141	
	连云山	中粒黑云母二长花岗岩	0.7145	
		中粒二云母二长花岗岩	0.7203	8.31
J_1	鳌鱼山	花岗斑岩		14.40
	七宝山	花岗斑岩	0.7086	11.60
		花岗闪长斑岩	0.7080	11.38

(据湖南省地质调查院,2002)

值得提出的是,德国地质学家已在望湘岩体中测全岩铷-锶等时线 8 组(利用原始数据,分属 8 个岩石单元组),以每组各样点$^{87}Rb/^{86}Sr$和$^{87}Sr/^{86}Sr$的平均值作区域等时线,这 8 组等时线平均值构成了以最早时代的密云山岩石单元(544Ma)→沙溪岩石单元(250Ma)→石板吴岩石单元(167Ma)→万寿宫岩石单元(132Ma)为终点的一条直线(彭和求等,2004; Wendt, *et al*., 1992)。据此推测,望湘复式岩体是否通过元古宙基底岩系熔融形成加里东期岩体后,再受印支、燕山期反复重熔分异而来呢?也就是说,湘东北地区的元古宙基底在区域构造运动的作用下,经加里东期、印支期和燕山早、晚期这样的多次反复重熔,才将一些不相容成矿元素,如 W、Sn、Mo、Ta 等在成岩最晚期(燕山期)富集成矿的。至于该期花岗岩与成矿的密切关联程度已有许多资料所证实,此仅从一些花岗岩体中成矿元素含量高即可说明之(表 5-6)。

表 5-6　某些花岗岩石中有关成矿元素含量($w_B/10^{-6}$)

时代	分析物	W	Sn	Mo	Cu	Pb	Zn	Nb
K_1	二云母-白云母二长花岗岩	4.4	50.0	0.86	12	13	40	22.8
J_2	黑云母二长花岗岩	5.4	9.2	0.64	114	107	135	
J_1	花岗闪长斑岩、花岗斑岩、石英斑岩	4.7	3.5	0.94	16	140	178	
T_3	黑云母花岗闪长斑岩	6.9	1.0	50.7	83	12	54	
维氏酸性岩平均值(1962)		1.5	3.0	1.0	20	20	60	20

(据湖南省地质调查院,2002;毛景文等,1997)

2. 元古宙基底也是显生宙尤燕山期 Cu、Pb、Zn、Au 等多金属矿成矿的直接参与者,这为本区元古宙尤中元古代冷家溪群浅变质岩系特征及地球化学属性所决定

从区域地球化学特征分析,这一含金建造中的富集元素与金成矿元素组合及区域矿种分布是一致的。在湘东北区,区域主要矿种是 Au、Cu、Pb、Zn、Sb、W 等,然而,我们在区域地质调查过程中大面积代表性采样结果表明(张湘炳等,1994):与地壳平均克拉克值相比,Au 一般富集 2～6 倍,As 一般 15～25 倍,Cu 是 1.3～1.4 倍,Pb 为 1.5～2.5 倍,Zn 为 1.6～2.0 倍,Sb 是 5.5～8.5 倍,W 是 1.6～2.5 倍。并且这些成矿元素在岩石多组段和地段一般都呈正相关性,Au、Pb、Zn、As、Cu 正相关性在长-平断裂以东尤明显。这同时也暗示,区内 Cu 多金属矿床的部分物质来源为变质围岩,如七宝山地区以斑岩型为主的多金属矿田中,除 Cu、Pb、Zn 形成独立成型矿床外,贵金属业已明显富集,构成了相对独立的 Ag 多金属矿床和斑岩型 Au 多金属矿床,成矿物质来源除与花岗斑岩(或深部相联系的岩浆岩)相关外,亦通过了周围受热地下水的对流循环作用,从围岩中萃取了部分成矿物质。地表可见最直接证据是矿区已知大小的黄铁矿型铜铅锌(金、银)矿体 200 余个,或产于冷家溪群中,或与岩体及壶天群界面处靠冷家溪群之中。即冷家溪群这一金含矿层在矿区为热液叠加改造后,在有利部位富集成金矿体。并且,震旦纪陡山沱组这一含矿层亦变成矿石层,如含锰粘土型锌矿石和黄铁矿(或褐铁矿化)型银矿石等。

而氧同位素研究表明,铜多金属矿床在中晚期蚀变矿化阶段,除岩浆水外,雨水亦参与其中,形成地下热液 $\delta^{18}O_{H_2O}$值变化于 2.71‰～8.04‰;且物理化学条件有利于金属硫化物沉淀,温度 300～350℃,pH 值 5～7,$f_{O_2}=10^{-29}$～10^{-37}(刘箩群,1994)。

桃林铅锌矿亦如此,据丁悌平等(1988)、张理刚(1989)报道,19 个石英的 $\delta^{18}O$ 值在 11.5‰～8.3‰,其 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 4.0‰～7.6‰,10 个矿物包裹体水的 δD 值为 - 31‰～ - 69‰,平均 - 47‰,蚀变花岗岩 $\delta^{18}O$ 值为 6.5‰,新鲜花岗岩石 $\delta^{18}O$ 值为 10.7‰～12.4‰,表明成矿作用与大气水有关。同时,分析了铅锌矿第一成矿阶段总硫值在 0 附近,而Ⅱ阶段总硫值为 15‰±,却来自围岩(变质岩)。且冷家溪群浅变质岩,平均含 Cu:100×10^{-6},Pb:134×10^{-6},Zn:63×10^{-6}。同时,我们也注意到一个基本事实,桃林铅锌矿体并不赋存于花岗岩体中,而是在外接触带围岩断裂破碎带中,以充填脉状形式产出。也就是说,含矿围岩是冷家溪群砂质板岩、变质粉砂岩时,即使化学性质不活泼,不易发生交代作用,但因具较脆的物理性质,受应力作用易破碎形成密集网状裂隙带、碎裂糜棱岩化带,便于矿液沿着碎裂裂隙充填富集成矿。而岩层中的绢云母、绿泥石化的千枚岩(泥质成分较高岩石)为屏蔽层,是矿液富集的良好圈闭层。

对矿区岩石中 Pb、Zn、Cu 含量的研究表明(王育民等,1988),断层带内的绢云绿泥构造片岩中的 Pb、Zn、Cu 的含量要比同类未变形的冷家溪群板岩中的含量要低,分别为其 0.18(Pb)、0.15(Zn)和 0.08(Cu)倍。这表明,岩石经构造片理后,金属元素含量明显降低,反映桃林铅锌矿的金属矿质可能主要来源于冷家溪群,为韧性剪切带的萃取围岩中的金矿元素并于破碎带中富集。

简之,桃林地区自中元古代末武陵运动形成冷家溪群褶皱基底后,燕山期发生了大规模花岗质岩浆侵入活动,形成幕阜山岩基,该期晚阶段的伸展构造活动,促使地下热水溶液循环,分散在围岩中的金属 Pb,Zn,Cu 被活化,随之被萃取而运移,遇到好的地层-构造封闭条件后沉淀聚集成矿。

第六章　区域成矿谱系简析

区域成矿谱系是指在特定成矿区域中,随着区域地质构造环境的发展演变,成矿作用阶段式分期推进,在不同地质时期内形成的多个成矿系统的有序关联(翟裕生等,1999)。湘东北区三个成矿系统的形成是该区带地质成矿历史演化的结果,在时空上有着内在联系。

第一节　成矿系统的相关性

一个成矿系统由诸要素组成,各要素之间既互相独立,又互相联系。成矿物质,它是永存不变的,参加到何种成矿系统中去,或成矿床(点)、矿段异常,得随时间、空间和地点的改变而变化。湘东北地区,成矿物质的主要来源是含矿建造。在含矿建造中,含矿物质含量远远超过上地壳和区域地层背景含量数倍,且有高活化率。在构造热事件中易析出、迁移富集成矿,是成矿系统的物质基础。我们以此为例述,可了解本区成矿系统的形成、继承、转化和改造叠加演变关系。

1)结晶基底的含矿性。从早前寒武纪绿片岩相岩系中采样分析结果得知,铜、金等成矿物质含量相当高(表 6-1)。成为湘东北金、铜、铅、锌、银、钨等多金属成矿系统形成的主要物源。

表 6-1　古元古界成矿金属元素丰度

时代	岩群	岩　性	样品数	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Sb	W	Sn
古元古代	连云山杂岩	十字石榴黑云母片岩	2	14.10	2.82	275.1	14.10	53.6	3.22	0.04	3.00
		弱片麻状斜长花岗岩	3	43.60	2.42	487.8	43.6	111.6	3.20	12.67	27.00
		黑云母石英斜长石片岩	6	51.40	2.11	546.3	51.4	138.4	4.45	17.76	27.00
		混合岩化斜长角闪岩、阳起石石英片岩	4	13.60	2.50	253.7	6.60	102.7	2.50	0.06	7.08
	涧溪冲岩群	长石石英绿泥石片岩	4	10.80	3.52	188.3	10.8	107.1	2.68	0.02	28.1
		石英二云母片岩、二云母石英片岩	4	41.80	0.78	351.2	41.8	127.2	3.98	1.15	24.0
		黝帘石阳起石岩、蚀变斜长角闪岩	4	44.90	1.41	975.6	44.9	147.3	5.76	0.58	181.0
		角砾状角闪斜长岩	2	29.45	1.02	663.4	29.5	129.5	2.68	0.86	75.8
		变玄武岩(黝帘石阳起石片岩)	2	14.75	2.42	253.7	14.8	55.8	2.50	0.06	1.87
		变科马提岩(阳起石透闪石片岩)	3	6.00	7.10	965.8	6.00	138.4	2.20	0.01	34.3
		黑色炭质千枚岩	5	12.20	3.75	41.95	12.20	111.6	5.70	5.76	6.77
		变玄武质熔结凝灰岩(黝帘石阳起片岩)	2	7.08	3.52	147.3	7.08	93.7	7.90	0.14	3.78
		变玄武-安山质凝灰岩(黝帘阳起石岩)	2	9.36	4.22	336.6	9.36	84.8	4.45	0	6.77
上陆壳平均丰度(泰勒)				1.8	0.05	25.0	20.0	71.0	0.2	2.0	

注:表内为平均值,Au = $n\times10^{-9}$,Ag……Sn = $n\times10^{-6}$,测试单位:湖南地质调查研究院实验室。

2)褶皱基底含矿性。从前一章第二节表述可知,冷家溪群岩性层中成矿元素金、铅、锌、锑、铜、钨、砷含量较高,继承性比较明显。即区域金多金属成矿物质来源于古元古代基底。平江罗家洞冷家溪群含铜板岩局部地段厚达 12～35m,品位 0.02%～1.45%。而普遍的是金矿(化)点广泛存在,原岩普遍含金是大陆地壳平均含量的 3 倍。砷的平均含量很高,为地壳平均值 12 倍。在岩石中,金与丰度成正相关,也因此,成为本区金成矿系统中矿床最具特征的相关元素。

3)青白口纪板溪群含矿性。从区域上而言,板溪群是大陆裂解海盆的巨型旋回,为厚数千米的火山碎屑—砂泥质建造。它集结晶基底、褶皱基底及构造旋回中壳、幔成矿物质于一身,形成了新的层状含矿建造。但本区雪峰期一直相对隆升,板溪群发育较差,取样分析结果表明成矿元素组合继承性还是明显,金是贯通元素,横路冲组 3.02×10^{-9}、马底驿组 2.05×10^{-9}、通塔湾组 1.37×10^{-9},反映出下部地层较上部地层含金量要高。

4)南华纪、震旦纪沉积层含矿性。在较大范围上,大塘坡组和陡山沱组均是含矿层,该期海侵广泛。一方面,沉积层中成矿物质组合具有继承性,以 Au、Pb、Zn、Cu、Sb 为特征。大塘坡组碳泥质锰质页岩 Au 平均丰度 3.05×10^{-9}, Pb、Zn 平均丰度为 65×10^{-6}、103.8×10^{-6},陡山沱组 Au、Sb、Ag 平均丰度为 11.9×10^{-9}、9.5×10^{-6}、80×10^{-6},铅锌在某些有利部位已形成矿床(点)。

留茶坡组,Au、Zn 为主,Au 平均丰度 4.96×10^{-9},Zn 平均丰度 120×10^{-6}。另一方面,沉积层为黑色碳泥质和锰质页岩建造和远硅质含磷建造,已在有利部分构成磷、锰工业矿床,转化为沉积成矿系统。

显生宙主要是对基底岩系中的成矿系统的改造叠加,如冷家溪群浅变质岩系 Au 成矿系统,在七宝山地区燕山构造改造为斑岩型 Au 多金属(伴生)成矿系统。

第二节　基底演化与成矿谱系

湘东北区域成矿系统形成过程与基底演化息息相关,是地壳拉张解体与聚合挤压过渡转化演变过程中的重要组成部分。本区基底经历的地壳演化过程最重要事件,一是基底形成过程中的武陵-雪峰运动,二是显生宙构造运动的改造活动。基底在这一形成和改造的地质演变过程中,相伴发生了矿化作用,形成了金矿建造及成矿系统。同时,也为晚期的成矿系统提供物质来源,且可以在新的地质条件下对其产生制约,从而,构成了本区最主要的金矿床成矿系列和颇具特色的铜、铅、锌、金、银多金属矿床成矿系列。其中,金成矿是一个多期次、多来源的复杂过程,Au, Cu 元素也是本区多金属矿床的贯通元素。下面则以其为基本要素,探求基底构造演化与成矿作用过程相互耦合(表 6-2)。

一、古元古代结晶基底构成期——矿源‘胚胎’形成

长期以来,我们将湖南成矿作用都从中元古代华南原始古陆裂解接受沉积算起。本次工作确认了湘东北存在古元古宙,这对重新认识湘东北→湖南(雪峰古陆)→华南古构造格局有重要意义,对成矿作用的过程也会理解得更全面。鉴于古元古代在本区保存不多,现依据区内和西南邻区为数不多的露头资料作一初步分析。

文家市—连云山一带出露的玄武质科马提岩、拉斑玄武岩、玄武质熔结凝灰岩及火山碎

屑—砂泥质沉积岩序经原岩恢复、构造环境判别,它们分属于洋中脊-洋岛弧-岛弧序列,表明该区 2500～1700Ma 年间地壳活动频繁。在这样一个活动构造背景下的沉积岩序列中,成矿元素 Au、Cu、Ag、Sb、Sn 等得到有效的初始聚集(表 6-1)。

该区西南边益阳石嘴塘—大渡口超镁铁质岩古火山岩,分布面积约 17km^2,厚度约 1350m。以富含 Au、As、Sn 为特色,其平均丰度分别为 5.54×10^{-9}、32.33×10^{-6}和 50.67×10^{-6}。其中玄武质科马提岩 Au 平均丰度 6.60×10^{-9}, Ag: 2.50×10^{-6}, Cu: 253.7×10^{-6}, Sb: 2.5×10^{-6}, Sn: 7.08×10^{-6},但岩石体积不大,提供的成矿物质自然有限,然而构造作用能使金高度富集,如拦江寺钻孔(ZK1)中,破碎玄武质科马提岩 Au 平均丰度为 518.5×10^{-9}。变拉斑玄武岩规模大,金的平均丰度亦达 5.35×10^{-9},其上部增至 $7.1\sim10.1\times10^{-9}$,矿化岩 Au 品位: $0.6\sim1.1\times10^{-6}$,最高为 53.82×10^{-6}。如石嘴塘王四村金矿围岩即为变拉斑玄武岩。

该期构造旋回大致分为:早期涧溪冲岩群形成;中期为连云山岩群的形成并受挤压造山作用影响,产生高级变质作用;晚期发生大规模熔融作用,花岗质片麻岩浆侵入其间,并冷凝之后致使原始陆壳形成。

二、中元古代过渡性洋盆与造山带转换——直接矿源层形成

早期形成的原陆壳基底,固结程度较低,沿文家市-江绍断裂一线发生裂陷,并逐步扩张成洋盆,使本区进入活动陆缘—岛弧演化阶段,形成了巨厚的砂泥质复理石浊积岩夹双峰式火山岩序列。沉积物源的丰富和火山物源的供给,金、砷、锑、铅、锌等成矿物质则有了充分保证,初步形成了金等金属元素的沉积层。末期的武陵运动使本区开始了洋盆与造山带的转换,使湘东北幕阜(雪峰陆块)隆起带初始形成,文家市一带黑云母角闪岩、辉长岩、科马提质玄武岩、变质硅质岩等蛇绿岩组合即是证据之一。该套岩石组合中,铜、金矿化较普遍,浏阳潭前—上白溪一带似层状铁镁质岩石中,铜平均含量 $(50\sim90)\times10^{-6}$,最高 $(400\sim680)\times10^{-6}$,并有黄铜矿、方铅矿、白钨矿、黑钨矿、镍黄铁矿等矿物出现。在这一造山过程中,近东西向的大型韧性剪切构造带沿湘潭—浏阳—文家市一带,于深部产生剪切重熔,浅部产生强烈的逆掩推覆,并伴随区域浅变质作用发生,导致深部高级变质岩区的金向浅部低级变质岩区大量转移,冷家溪群原始沉积层金丰度整体提高,形成本区直接矿源层。同时,在较大压力梯度变化带附近,还可初步聚集形成金矿化。

三、新元古代幕阜(雪峰)古隆起与盆山耦合——矿床初成

武陵运动后造就了本区总体北西高、南东低的古构造轮廓,南东侧与华南新元古代裂谷盆地相邻。控盆断裂主要是北东东向湘潭-浏阳-文家市深大断裂蛇绿混杂岩带及其两陆块对接形成的断隆和断凹,盆地基底为古—中元古代变质基底岩系。新元古代早期在相对低的凹陷处,如图区西南部见有杨林冲磨拉石建造,继而有马底绎组紫红色钙泥质板岩薄薄的沉积层发生,金平均品位降低至 2.15×10^{-9},反映出挤压隆升为主的构造体制。此间见有长三背等一系列近东西向同碰撞花岗岩产生,花岗岩体的岩石已完全糜棱岩化,即九岭岩体南缘的糜棱岩带西延。说明剪切作用在磨拉石等红色岩系沉积过程中仍在继续,是雪峰构造运动的反映。构造运动造成隆升加剧的同时,剪切应力于浅部逐渐脆性释放,在有利构造部位,如黄金洞等地,形成金矿床(黄铁矿同位素年龄 700 Ma,罗献林,1990)。与之类似的

还有大洞、羊角湾、芭蕉洞等地矿点。普遍特点是矿体由糜棱岩化蚀变岩(板岩)组成或破碎糜棱岩化蚀变岩以及剪切含金石英脉构成,矿体与围岩变质变形均较强,具明显的塑性或流动韧性变形特征且矿化范围宽,缘于剪切破碎带规模大,芭蕉洞已圈出 8 条矿脉带,3 个矿体,找矿潜力较大。由此,可认定此构造期为该区第一主聚矿期。

受江南碰撞高原这一古隆起控制,该阶段的沉积在本区先只限于新元古代早期沉积,即使南侧已相继开始了新一轮裂谷沉积,但直至南华纪中晚期其沉积作用才又影响到本区并延续到震旦纪。在永和地区的金狮冲、马鞍山、樟树冲一带,于大塘坡期出现了具有工业价值白云质磷块岩(锰矿层),并与碳质板岩在空间上密切相关,直到陡山沱期磷(锰)矿沉积达到高潮,且与西侧金家洞组硅质岩层为同期异相产物,两者在横向上于本区有犬牙交错现象,其含磷建造属孟祥化(1993)划分的远硅质含磷建造。也正是这种有利的古构造古地理环境等因素的耦合才造成了含磷、锰建造(形成工业磷、锰矿床),黑色岩系的发育,也反映了前寒武纪向寒武纪转折期的古地理环境的波动。

四、显生宙基底改造及改造过程中的成矿作用

下古生界仅出露寒武系,零星分布在平江大洲等地。加里东运动使整个雪峰古陆最终成型,尤在雪峰山南东侧表现强烈,但本区褶皱作用不明显。受南东-北西向挤压,基底断裂在一定程度有所发育,岩浆活动存在,但不明显,成矿总体上应不易。

中生代印支—燕山构造活动,尤其燕山运动在区内表现强烈,北东向大断裂—壳幔源和壳源岩浆活动为最典型的表现特征。在长-平断裂沿线及以东地区,基底岩石经燕山期构造-岩浆活动的改造,形成断裂构造及重熔(或壳幔源)花岗岩。岩浆沿断裂上侵过程中,分异演化程度高则形成钨、锡、铅、锌等岩浆热液矿床;若以岩浆热液为主的深源成矿流体注入次一级开放性容矿构造中,加之地下水的作用,引起热液系统的反应,则形成充填为主的铅、锌多金属矿床;若发生在浅部,金、铜、铅、锌等成矿元素往往向残余岩浆和气液中富集,并伴随酸性岩浆末期的斑岩体就位而生成矿床。

在长-平断裂以西,地表无岩浆活动地区,北东向断裂影响仍较明显,沿基底岩系中发育的老的近东西向—北西西向断裂受改造发生重新活动,金等成矿元素从矿源层中析出,沿断裂带活化转移,并发生富集叠加矿床。

简之,湘东北地区是金、铜、铅、锌、银、锡等多金属矿床的矿化集中区,了解基底具有良好的金、铜多金属等元素成矿地球化学背景和独特的构造演变史对认识该区多金属矿的物质来源、成因及分布有重要意义。

第三节　找矿方向分析

本区前人(刘英俊等,1989;涂光炽等,1993;毛景文等,1997;湖南省地矿局区域地质调查所,1991;湖南省地质矿产厅 402 队,1995)已多次进行过区域成矿预测、靶区优选等工作。诸如,本区中部长(沙)-平(江)断裂带附近及其以东地区,寻找铜、金多金属矿床,尤其注意在中元古代冷家溪群广布隆起区及与其相邻的古生代坳陷区(带)的边缘;北(北)东向构造与近东西向构造的复合部位;已知矿床地的周边地区;一些侵入岩体的周边等。这些固然是找矿的优选地点,并重点关注中生代以来比较发育的长-平断裂带和该方向组断裂与北西西

(近东西)向等其它方向组断裂构造复合部位。但本文根据前述分析,从元古宙基底性质及基底演化与成矿关系着眼,提出今后在该区找矿时应注意前已述及的近东西-北西向展布的三个带(见附图二)。

1. 渭洞-黄金洞带

黄金洞矿床及其周边地区,冷家溪群广布,金丰度值高,尤其上部小木坪组含矿岩系,岩石平均含量高达 51.12×10^{-6},显然构成金矿重要的赋矿层位。并且,该区冷家溪群中存在一组近东西向的韧性剪切带,带中硅化、绢云母化、毒砂和黄铁矿化等蚀变现象普遍,是矿液运移、聚集和储存的良好场所,矿山现开采的主要矿段的矿体,都在该组剪切带中。有充分资料证实,只要沿该类型含金剪切带及其深部寻找到新的该类型含金剪切带,都会有较好的收获。黄金矿开采百年而不衰的最大秘诀就在于此。

西北部的幕阜山南缘罗里—梅仙—种德洞一带,冷家溪群中产露有 20 余处新元古代比较特殊的小岩体,初步厘定为似埃达克质岩(adakite)带,且是武陵-雪峰构造期俯冲拼合带。但目前来说,无论是地质还是矿产工作程度都很低,应当加强老的俯冲拼贴带和俯冲板片熔融成因的埃达克质岩(adakite)以及相关 Au、Ag、Cu、Mo 等热液矿床的研究,以求得地质找矿工作新突破。

2. 大洞-七宝山带

七宝山一带,受北东向构造改造强烈,壳幔质中酸性岩浆岩发育,已知七宝山铜金多金属矿床。当关注与之类似成矿地质条件的区段,即元古宙基底"消失"、花岗岩类出现的地段,如鳌鱼山地区。

长-平断裂以西广大地域,冷家溪群广泛出露区,尤其是金预富集区,以及该区普遍存在的一系列近东西向韧-脆性剪切带的地段最易取得金矿找矿的突破。万古-大洞地区无疑是进一步加强工作的首选潜力区,可求得矿床规模的扩大。万古矿床东南,北西西向剪切构造带发育处的张家洞一带应有较大找金矿的潜力。大洞矿床之西北,剪切构造也延续不断,目前工作程度尚低,据已有资料显示,在宝盖-瓮江地区,存在剪切金成矿带,沿其有较好的多金属化探异常显示。

在万古-大洞带南西侧约 20 km,金井岩体与望湘岩体外侧冷家溪群中,存在着一条与之地质构造条件类似的北西向含金构造剪切带,硅化、绢云母化、褪色化、毒砂-黄铁矿化普遍,石英脉发育。且金化探异常和重砂异常吻合程度高,并具较明显的浓集中心。自西向东、计有大石糙-指泉岭金矿化带、高岭水库金矿化带和严家岭金矿化带。各带中均有找到金矿床的可能,值得作进一步普查找矿工作。

3. 秀山-洪源带

该带中洪源、雁林寺两个小型金矿床已为勘探工作证实外,当加强外围普查找矿,并注重北东向构造叠加复合部位。但此需提及的是文家市地区,尚未发现金矿床,但为强烈构造拼合地带,基性岩浆活动亦剧烈,并且硅化热液活动也存在,无论是基性岩或石英脉中取样分析均有金的显示,野外观察石英脉中有大量硫化物风化流失后形成的空洞,样品分析含金 $(0.46\sim0.86)\times10^{-6}$。与其相比,本区西南邻侧的益阳镁铁质-超镁铁质火山岩附近冷家溪群中有大量金矿床产出;本区东部的江西金山金矿也有类似的地质构造条件,为何文家市地区没有找到有工业意义的金矿体,值得研究并作进一步工作。

结　　语

湘东北地区处于“雪峰古陆”东段这一个特殊构造部位,且位于交通条件很方便的长沙市北部,其地质矿产研究程度之高显而易见,特别是八五、九五期间诸多地质找矿和科技攻关项目的实施,使本区成矿地质条件及成矿规律研究达到了较高水平,取得了引人注目的成果,在该区开展地质矿产研究工作,必有相当难度。

本书作者以区域成矿学理论为指导,通过一些新技术、新方法的应用,从探寻湘东北地区前寒武纪大陆地壳基底性质着手,在了解元古宙造山带构造演化及其与 Rodinia 泛大陆汇聚、裂解过程的关系基础上,比较客观地揭示了该寒武纪基底区矿床形成和定位及与构造演化的内在联系,并指出了找矿方向,从而深化了对本区元古宙基底组成、性质及矿化规律的认识。当然,这一新进展或新认识的取得,也离不开我们课题组在 1∶25 万区域地质调查和湖南前寒武纪基底及成矿作用专题研究中的共同努力,有关古元古代岩石和文家市蛇绿混杂岩带的发现与确认,更是集体劳动的结晶。因此,书中自然而然的引用基础地质成果资料偏多一些,而具体矿床(点)的工作资料显其不足。有关元古宙基底构造、成矿作用、矿化富集及矿床成因等许多问题则没有深入工作、研究,文章前后部分未很好地融为一体,留下了许多尚待解决的问题,诸如上节找矿方向中的三点,应在今后工作中引起注意。此外,从目前获得的资料看,湘东北及邻区,特别是其深部可能存在古元古代和太古代的结晶岩系,但所划分的连云山岩群、涧溪冲岩群作为古元古代结晶基底尚需进一步加强研究。

参 考 文 献

陈柏林 .2001. 论华南地区金矿床的形成时代 . 地质科技情报, 20(3):45～51

陈国达 .1956. 中国地台"活化区"的实例并着重讨论"华夏古陆"问题 . 地质学报, 36(3):239～272

程裕淇,沈永和,曹国权等 .1994. 中国区域地质概论 . 北京:地质出版社, 355～357

傅昭仁,李紫金,郑大瑜 . 1999. 湘赣边 NNE 向走滑造山带构造发展样式 . 地学前缘, 6(4):263～272

甘晓春,赵风清,李惠民等 .1993. 湖南板溪群的单颗粒 U-Pb 年龄 . 见:壳幔演化与成岩成矿同位素地球化学 . 北京:地震出版社, 10～12

顾雪祥,Oskar Schulz, Franz Vavtar 等 .2003. 湖南沃溪钨-锑-金矿床的组构学特征及成因意义 . 矿床地质, 22(2):107～116

顾雪祥,刘建明,Oskar Schulz 等 .2003. 江南造山带雪峰隆起区元古宙浊积岩沉积构造背景的地球化学制约 . 地球化学, 32(5):406～426

郭福祥 .1994. 华南大地构造演化的几点认识 . 广西地质, 7(1):1～13

郭乐群,唐晓珊,彭和求 .2003. 湘东北古元古代连云山岩群初步研究 . 湖南地质, 22(2):90～95

郭令智,施央申,马瑞士等 .1986. 江南元古代板块运动和岛弧构造的形成和演化 . 见:中国地质学会,中国地质科学院,国际前寒武纪地壳演化讨论文集(1). 北京:地质出版社,30～37

郭令智,施央申,马瑞士 .1980. 华南大地构造格架和地壳演化 . 见:26 届国际地质大会论文集(1). 北京:地质出版社,109～116

郭令智,俞剑华, 施央申 .1984. 中国东南部花岗岩类的时空分布与大地构造格架形成和演化的关系 . 见:徐克勤,涂光炽主编,花岗岩地质与成矿关系 . 南京:江苏科学技术出版社, 38～48

韩郁菁 .1993. 变质作用 *P-T-t* 轨迹 . 武汉:中国地质大学出版社

贺安生,韩雄刚 .1992. 益阳火山岩化学特征及形成构造环境分析 . 湖南地质,(4)269～274

湖南省地质矿产局 . 1997. 湖南省岩石地层 . 武汉:中国地质大学出版社, 4～33

湖南省地质矿产局 .1982. 湖南省区域地质 . 北京:地质出版社, 1～10

华仁民,陈培荣,张文兰等 .2003. 华南中、新生代与花岗岩类有关的成矿环境 . 中国科学(D 辑), 23(4):335～345

黄汲清 .1945. 中国主要地质构造单位 . 中央地质调查所地质专报,甲种第 20 号

黄汲清 .1956. 中国主要地质构造单元 . 北京:地质出版社, 1～162

贾宝华,彭和求,唐晓珊等 .2004. 湘东北文家市蛇绿混杂岩带的发现及意义 . 现代地质,(2):229～236

贾宝华 .1994. 湖南雪峰隆起区构造变形研究 . 中国区域地质,(1):65～71

江西省地质矿产局 .1984. 江西省区域地质志 . 北京:地质出版社

金文山,赵风清,李惠民等 .1997. 华南大陆深部地壳结构及其演化 . 北京:地质出版社, 1～90

李春昱 .1980. 中国板块构造的轮廓 . 中国地质科学院院报, 2(1):12～34

李先福,李建威,傅昭仁 .2000. 连云山西缘糜棱岩显微构造及古应力计算 . 武汉化工学院学报, 22(2):40～42

李献华,M Tatsumoto,桂训唐 .1989. 华南汤湖花岗岩中 25 亿年太古代残留锆石的发现及其意义初探 . 科学通报,(3)206～209

李献华,McCulloch M T.1996. 扬子南缘沉积岩的 Nd 同位素演化及其大地构造意义 . 岩石学报,12(3):359～369

李献华,李正祥,葛文春等 .2001. 华南新元古代花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及其构造意义 . 矿物岩石地球化学通报,20(4):271～273

李献华 .1998. 华南晋宁期造山运动—地质年代学和地球化学制约 . 地球物理学报, 41(增刊):184～193

刘海臣,朱炳泉 .1994. 湘西板溪群及冷家溪群的时代研究 . 科学通报, 39(2):148～150

刘义茂,张建中,孙爱萍等 .1986. 南岭及邻区基底构造层性质及其对成岩成矿的控制作用 . 地球化学文集 . 北京:科学出版社,31～36

刘英俊,季峻峰,崔卫东等 .1989. 湘东北中元古界冷家溪群微量元素分布特征 . 南京大学学报,(4):1～9

刘英俊,马东升,季峻峰 .1991. 论江南型金矿床的成矿作用地球化学 . 桂林冶金学院学报, 11(2):130～137

刘英俊,马东升 .1989. 华南金矿床的区域成矿条件及地球化学特征 . 见:国际金矿地质勘探学术会议论文集 . 黑龙江:东北工业出版社, 84～90

刘英俊,孙承辕,崔卫东等 .1989. 湖南黄金洞矿床毒砂中金的赋存状态研究 . 地质找矿论丛,(1):42～49

刘英俊,孙承辕,马东升 .1993. 江南金矿及其成矿地球化学背景 . 南京:南京大学出版社, 1～260

刘钟伟 .1994. 湖南前寒武纪火山岩地球化学特征及产出构造环境 . 湖南地质, 13(3):22～27

陆松年 .1998. 新元古时期 Rodinia 超大陆研究进展述评 . 地质论评, 44(5):489～495

罗献林 . 1990. 论湖南前寒武系金矿床的成矿物质来源 . 桂林冶金学院学报,10(1):13～26

马东升,潘家永,解庆林等 . 2002. 湘中锑(金)矿床成矿物质来源——Ⅰ同位素地球化学证据 . 矿床地质, 21(3):366～374

马东升,潘家永,解庆林等 . 2003. 湘中锑(金)矿床成矿物质来源——Ⅱ同位素地球化学证据 . 矿床地质, 22(1):69～85

毛景文,李红艳,徐珏等 . 1997. 湖南万古地区金矿地质与成因 . 北京,原子能出版社, 1～98

毛景文,王志良 . 2002. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景的初步探讨 . 矿床地质, 19(4):289～294

潘传楚 .1988. 关于建立“沧水铺群”和“沧水铺运动”的建议 . 江西地质,2(2):6～11

彭和求,贾宝华,唐晓珊 . 2004. 湘东北望湘岩体的热年代学与幕阜山隆升 . 地质科技情报, 23(1):11～15

彭和求,唐晓珊,郭乐群 .2002. 雪峰山东段——连云山岩群区域变质特征及岩石圈深部作用信息 . 资源调查与环境, 23(4):235～243

彭建常,胡瑞忠,林源贤等 .2002. 锡矿山锑矿床热液方解石的 Sm-Nd 同位素定年 . 科学通报, 47(10):789～792

彭建堂,胡瑞忠,邹利群等 . 2002. 湘中锡矿山锑矿床成矿物质来源的同位素示踪 . 矿物学报, 22(2):155～158

丘元禧,张渝昌,马文璞等 . 1997. 雪峰山的构造性质与演化 . 北京:地质出版社, 1～20

饶家荣,王纪恒,曹一中 .1993. 湖南深部构造湖南地质(增刊第 7 号), 13～60

饶家荣 . 1995. 桃江-城步壳下岩石圈碰撞断裂带及其地质意义 . 见:湖南地学新进展,湖南科学技术出版社, 144～148

任纪舜,陈廷愚,牛宝贵等 .1990. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化及成矿 . 北京:科技出版社, 1～30

任纪舜,牛宝贵,和政军等 . 1998. 中国东部的构造格局和动力演化,见:曹佑功主编,全球构造带超大陆的形成与裂解 . 北京:地质出版社, 1～12

任纪舜 .1990. 论中国南部的大地构造 . 地质学报, 64(4):12～17

芮宗瑶,王龙生,王义天 .2002. 成矿系统的始态、终态及其过程 . 矿床地质, 21(2), 137～147

沈渭洲,凌洪飞,章邦桐 . 1993. 江南元古宙岛弧基底变质岩 Sm-Nd 同位素研究 . 南京大学学报(自然科学版), 29(3); 460～467

宋彪,张玉海,万渝生等 .2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论 . 地质论评(增刊). 48:26～30

索书田,侯光久,魏启荣等 . 1995. 造山带内部的正花状构造 . 湖北地质,(9):1～13

汤加富等 .1988. 华南前寒武纪地壳构造演化与成矿作用 . 江西地质,(2):104～111

唐晓珊,黄建中,张纯臣 . 1994. 华南地体北缘(湖南部分)前寒武纪地层 . 中国区域地质,(4):303～310

唐晓珊,黄建中 .1996. 论湖南新元古代板溪群 . 长沙:湖南科学技术出版社, 66～69

唐晓珊,贾宝华,黄建中等 .2004 湖南早前寒武纪变质结晶基底的 Sm-Nd 同位素年龄 . 资源环境与调查,(1):55～63

唐晓珊 .1989. 湖南冷家溪群岩石地层研究 . 湖南地质,(1):1～9

涂光炽等 .1993. 华南元古宙基底演化和成矿作用 . 北京:科学出版社, 1～221

涂光炽,刘秉光,李朝阳等 .2000. 中国超大型矿床(I). 北京:科学出版社, 40～50

汪洋,邓晋福 .2004. 湘东北地区燕山晚期强过铝质花岗岩的岩石化学特征及构造背景探讨 . 大地构造与成矿学, 28(1):60～68

王鸿祯 .1986. 中国华南地区地壳构造发展的轮廓 . 见:王鸿祯主编,华南地区大陆边缘构造史 . 武汉:武汉地质学院出版社, 1～15

王晓青,刘祖彝 .1936. 湖南长常区地质志 . 前湖南地质调查所地质专报,乙种(1)

王孝磊,周金城,邱检生 .2003. 湖南中-新元古代古火山岩-侵入岩地球化学及成因意义 . 科学通报,(1)49～58

伍光英,陈辉明,贾宝华等 .2001. 湘东北长三背花岗岩体成因机制研究 . 华南地质与矿产, 1:23～25

夏斌,洪裕荣 .1997. 西藏达机翁蛇绿岩的岩石地球化学特征及其构造环境 . 地质地球化学,(1):46～52

肖红全,赵葵东,蒋少涌等 .2003. 湖南东坡矿田金船塘锡铋矿床同位素地球化学及成矿年龄 . 矿床地质, 22(3):264～268

肖禧砥 .1988. 湖南益阳元古代科马提岩出现鬣刺结构 . 科学通报,(4)286～288

邢凤鸣,陈江峰 .1992. 江南古陆东南缘晚元古代大陆增生史 . 地质学报, 66(1):59～72

徐嘉炜 .1995. 论走滑断层作用的几个主要问题 . 地学前缘,(2):125～136

许靖华 .1980. 薄壳板块构造模式与冲撞型造山运动 . 中国科学(B 辑),(11):1081～1089

许靖华 .1987. 是华南造山带不是华南地台 . 中国科学(B辑),(12):1107～1115

杨金中,沈远超,李光明等 .1999. 新疆东昆仑鸭子泉蛇绿岩的基本特征及其大地构造意义 . 现代地质,11(3):309～314

杨明桂,吴安国,钟南昌 .1988. 华南中晚元古代地层划分、沉积建造特征及其地壳构造演化 . 江西地质,(2):112～121

杨日红,李才,迟效国等 .2003. 西藏永珠-纳木湖蛇绿岩地球化学特征及其构造环境初探 . 现代地质, 17(1):14～18

游振东,王方正,桑隆康等 .1988. 变质岩岩石学教程 . 武汉:中国地质大学出版社

曾勇,杨明桂,赖新平等 .2002. 赣东北地区中晚元古代的岩浆作用与构造环境 . 华南地质与矿产,(3):37～43

翟裕生,邓军,彭润民 .2000. 矿床变化与保存的研究内容和研究方法 . 地球科学, 25(4):340～345

翟裕生,邓军,汤中立等 .2002. 古陆边缘成矿系统 . 北京:地质出版社, 1～200

翟裕生,彭润民,向运川等 .2003. 区域成矿学研究方法指南 . 武汉:中国地质大学出版社,1～100

翟裕生等 .1994. 大型构造与超大型矿床 . 矿床地质,增刊, 115～117

翟裕生等 .1999. 论成矿系统 . 地学前缘, 6(1):13～28

翟裕生等 .1999. 区域成矿学 . 北京:地质出版社, 186～191

翟裕生 .2000. 成矿系统及其演化—初步实践到理论思考 . 地球科学, 25(4):333～339

张理刚 .1989. 湘西雪峰山隆起区钨锑金矿床稳定同位素地质学 . 地质与勘探,21(11)

张旗,钱青,王焰 .1999. 造山带火成岩地球化学研究 . 地学前缘, 6(3):113～120

张文佑 .1959. 中国大地构造纲要 . 北京:科学出版社, 59～62

张文佑 .1986. 中国及邻区海陆大地构造 . 北京:科学出版社, 1～575

张湘炳,李志纯,谭克仁等 .1994. 构造与金成矿规律 . 北京:地质出版社, 1～200

郑伯让,金淑燕 .1989. 构造岩岩组学 . 武汉:中国地质大学出版社, 1～60

周金城,王孝磊,邱检生等 .2003. 南桥高度亏损 N-MORB 的发现及其地质意义 . 岩石矿物学杂志, 22(3):211～215

周新民,朱云鹤 .1993. 华南新元古代碰撞-造山缝合带的岩石学证据,见:李继亮主编,中国东南海陆岩石圈结构与演化研究 . 北京:中国科学技术出版社, 3～16

Bai J, Dai F Y. 1996. The early Precambrian crustal evolution of China. J Southeast Asian Earth Sci, 13(3～5):205～214

Barley M E, Groves D I. 1992. Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time. Geology, 20: 291～294

Batchelor R A, Bowden V P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, 48:43～45

Bhatia M R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. J Geol, 91:611～627

Bhatia M R, Crook K A W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basin. Contrib Mineral Petrol, 92:181～193

Blunedy J D and Holland T J B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer [J]. Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 104, 208～224

Boullier A M, Bouchez J L. 1978. Lequartz en rubans dans les myllonites. Bull Soc. Geol., Fr. 7:253～262

Brown E H. 1977. The crossite content of Ca-amphiboles as a guide to pressure of metamorphism. J. Petrol., Vol. 18, 53～72

Chen J F, Foland K A, Xing F et al. 1991. Magmatism along the southeast margin of the Yangtze block: Precambrian collision of the Yangtze and Cathysia blocks of China. Geology, 19:815～818

Chen J, Jahn B M. 1998. Crustal evolution of southeastern China; Nd and Sr isotopic evidence. Tectonophysics, 284:101～133

Coleman R G 著 . 鲍佩声译 .1982. 蛇绿岩 . 北京:地质出版社, 20～50

Compston W, Williams I S, Kirschvink J L *et al*. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. J. Geol. Soc., 149: 171～184

Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern are magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347: 662～665

Drummond M S, Defant M J. 1990. A model for trondhjemite tonlite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. J Geophys Res, 95: 21 503～21 521

Ebadi A, Johannes W. 1991. Beginning of melting and composition of first metls in the system Qz-Ab-Or-H_2O-CO_2. Contrib. Mineral . Petrol ., 106: 286～295

Ehlers E G & Blatt H. 1980. Petrology, W. H. Freeman. & Company, 511～682

Etchecopar A, Vasseur G. 1987. A3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. Jour. Struct. Geol., 9(5/ 6): 705～717

Fueten F. 1992. Tectonic interpretation of systematic variations in quartz C-fabrics across the Thompson Belt. Jour. Struct. Geol., 14(7): 775～789

Graham C M and Plwell R. 1984. A garnet-hornblende geothermometer, Calibration, testing and application to the Pelone Schist, southern California. J. Metamorphic Geol., Vol.2, 13～33

Gromet L P, Dymek R F, Haskin L A *et al*. 1984. The North American Shale Composite: Its composition, major and trace element characteristics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48: 2469～2482

Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, Ireland T, Walker D, Dong S W. 1998. U/ Pb zircon ages constrain the arcitecture of ultrahigh-pressure Qinling-Dabei oregen, China. Earth and Planetary Science Letters, 161: 215～230

H J Massonne. 1992. Evidence for low-temperature ultrapotassic siliceous fluids in subduction zone environment from experiments in the system K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O(KMASH). Lithos., 28, 421～434

Hofman A W. 1977. Early evolution of continents. Science, 275(24): 498～499

Hollister L S, Grisson G C, Peters E K, Stowell H H and Sisson V B. 1987. Conriumation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist , Vol. 72, 231～239

Hsu K J, Sun S, Li J. 1988. Mesozoic overthrust tectonics in south China. Geology, 16: 418～421

Hsu K J, Li J, Chen H. 1990. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology. Tectonophysics, 183: 9～39

Jahn B M, Zhon Z H, Li J L. 1990. Formation and tectonic evolution of Southeastern China and Taiwan: Isotopic and geochemical constraints. Tectonophysics, 183: 145～160

Jensen L S. 1976. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks of orogenic areas. Ont. Min. Nat. Resour., Misc. Rap., 66: 22

J. M. Hammartron and E-an Zen. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. Amer. Mineral., 71, 1297～1313

Johnson M C and Rutherford M J. 1988. Experimental calibration of an aluminium-hornblende geobarometer applicable to calc-alkaline rocks. EOS. 69: 1511

Kruhl J H, Nega M, Milla H E. 1995. The fractal shape of grain boundary sutures: reality, model and application as a geothermometer. 2nd Int. conf. on fractal and Dynamic Systems in Geosciences. Frankfurt. Book of Abstract, 84: 31～32

Kruhl J H, Nega M. 1996. The fractal shape of sutured quartz grain boundaries: application as a geothermometer. Geologishe Rundschau, 85: 38～43

Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen, A. and Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol., 27: 745～750

Liegeos J P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Lithos., 45: 15～19

Li X H, McCulloch M T. 1996. Secular variation in the Nd isotopic composition of Neoproterozoic sediments from the southern margin of the Yangtze bloek: Evidence for a Proterozoic continental collision in southeast China. Precambrian Res, 76: 67～76

Li Xian-hua, Li Zheng-xiang, Zhou Han-wen, *et al*. 2002. U-Pb zircon geochronology, geochemistry, and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: Implications for the initial rifting of Rodinia. Precambrian Res, 113: 135～154

Li Z X, Zhang L H, Powell C McA. 1995. South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia-East Antarctica

and Laureu-tia ? . Geology, 23(5):407～410

Li Z X, Zhaug L, Powell C MeA. 1996. Positions of the East Asian cratons in the Neoproterozoic supercontinent Rodinia. Aust J Earth Sci, 43(6)P:596～604

Li Zheng-xiang, Li Xian-hua, Zhou Han-wen *et al*. 2002. Grenvillian continental collision in South China; New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia. Geology, 30(2):163～166

Ludwig K R. 1999. Using Isoplot/ EX, version 2, A geochcronolgical Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication 1a, 47

Ludwig K R. 2001. Squid 1.02: A user manual. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 219

Nicolas A, Poirier J P. 1976. Crystalline Plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. John Wiley & Sons, London, 210～225

Pearce J A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate tectonic environments of Cyprus. Tectonophysics, 25(1):41～67

Pearce J A. 1982. Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J petrol, 25(4):956～983

Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Petrol, 25:956～983

Pidgeon R T, O, Neil J R and Silver L. 1966. U-Pb isotopic stability in a metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. Science, (154):1538～1540

Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8～32kbar: Implications for continental growth and crust～mantle recycling. J Petrol, 36:891～931

Roser B P, Korsch R J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/ Na_2O ratio. J Geol, 94(5):635～650

Rowley D B, Xue F, Tucker R D, Peng Z X, Baker J, Davis A. 1997. Ages of ultrahigh pressure metamorphism and protolith orthogneisses from the eastern Dabei Shan: U/ Pb zircon Geochronology. Earth and Planetary Science Letters, 151:191～203

Shi Y S, Shu L S, Brewer R C. 1994. Late Proterozoic terrane tectonics in the central Jiangnan belt, southeast Chuna. J South Am Earth Sei, 7(3/ 4):367～375

Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. Econ Geol, 67:184～197

Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos., 45:29～44

Sun S S, Nesbitt R W. 1979. Geochemical characteristics of midocean ridge basalts. Sci Lett, 44:119～138

Takahashi M, Nagahama H, Masuda T. 1998. Fractal analysis of experimentally, dynamically recrystallized quartz grains and its possible application as a strain rats meter. Journal of structural geology, 20(2/ 3):269～275

Taylor S R, McMilennan S M. 1981. The rare earth element evidence in Precambrian sedimentary rocks, implications for crustal evolution. In: Precambrian plate tectonics. Amsterdam, Oxford, New York: Elsevier, 527～548

Taylor S R, McMilennan S M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1～312

VAVRA G, GEBAUER D, SCHMID R *et al*. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe(SHRIMP)study. Contrib Mineral Petrol, 122:337～358

VAVRA G, SCHMID R, GEBAUER D, *et al*. 1999. Internal morphlogoy, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibole to granulite faces zircon: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). Contrib Mineral Petrol, 134:380～404

Velde B. 1967. Si^{4+} content of natural phengites. Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 14, 250～258

Volpe A M, Macdougall. 1990. Geochemistry and isotopic characteristics of mafic (Phulad ophiolite) relate rocks, Delhi Supergroup, Rajasthan, India: Implications for rifting in the Proterozoic. Precambrian research, 48:167～191

Watson E B. 1996. Dissolution, growth, and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geologic models and implications for isotopic inheritance[J]. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 87:43～46

Wendt I, Fesefeldt K, Henkes L *et al*. 1992. Radiometric Dating of the Wangxiang Intrusive Complex, Hunan Province, P. R. of China. Berlin: Geologisches Jahrbuch Reihe B., 1～37

Williams I S, Claesson S. 1987. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade

paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, Ⅱ. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contrib Mineral Petrol, 97: 205～217

Winchester J A, Floyd P A. 1976. Geochemical magma type discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Planet. Sci. 28, 459～469

Wood D A. 1997. A variably veined suboceanic upper mantle genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. Geology, 7: 499～503

Zartman R Z, Haines S M. 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs A case for bi-directional transport. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52, 1327～1339

Zhou Mei-fn, Yan Dan-ping, Kennedy A K *et al*. 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. Earth Planet Sci Lett, 196(1～2): 51～67

内部资料

陈心才,贾宝华,黄兆泉等 . 1991. **雪峰山及邻区大地构造性质及演化** . **湖南地矿局区调所(内部资料)**

湖南省地质矿产局物探队 .1991. **凤凰-茶陵地学断面及湖南深部地质地球物理综合研究**

湖南省地质局区域地质测量队 .1977. 1∶20 **万浏阳幅区域地质测量报告**

湖南省地矿局区域地质调查所 .1991. 1∶5 **万金井幅区域地质调查报告**

湖南省地质矿产厅 402 队 .1995. **湖南平江县万古矿区金矿普查报告**,1～220

湖南省地质调查院 .2002. 1∶25 **万长沙市幅区域地质调查报告**

湖南省地质调查院 .2003. 1∶25 **万益阳市幅区域地质调查报告**

湖南省地质调查院 .2004. 1∶5 **万泮春-官渡幅区域地质调查报告**

刘钟伟 .1993. **湖南省地体构造研究** . **湖南省地矿局研究所(内部资料)**