# 中国东南部
# 中生代火成岩与矿床

李文达　毛建仁　朱云鹤　谢华光　著




（北京）

地震出版社

登录号 105768
分类号 P588.1
种次号 001

# 中国东南部中生代火成岩与矿床

SY21/24

李文达 毛建仁 朱云鹤 谢华光 著

石油大学0140116

石油大学(北京)
藏书

地震出版社
1998

## 内 容 提 要

本书介绍中国东南大陆中、新生代构造-岩浆源分区特征，各源区矿床组合类型与岩浆源区的关系。对所划分的六个构造-岩浆-成矿区，对比探讨了它们的异同及其与深部构造活动的关系。

**中国东南部中生代火成岩与矿床**

李文达　毛建仁　朱云鹤　谢华光　著

责任编辑：宋炳忠

责任校对：王花芝

*

地 质 出 版 社 出版

北京民族学院南路 9 号

中国地质大学轻印厂印刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售

*

787×1092　1/16　10.75 印张　275 千字

1998 年 4 月第一版　1998 年 4 月第一次印刷

印数　001—600

ISBN 7-5028-1536-8/P·943

(1970)定价：15.00 元

# 序

本书是地质矿产部南京地质矿产研究所在“八五”期间完成的重大基础研究项目《中国东部濒太平洋地质构造、岩浆演化及成矿作用（编号 85-02）》下属的一个二级课题《中国东南部地质构造、岩浆活动及成矿（编号 85-02-203）》研究报告的基础上经原课题主持人李文达教授及毛建仁研究员，朱云鹤和谢华光副研究员编著而成，最后经李文达教授根据原报告鉴定意见修改定稿而成。

原报告及本书所反映的实际上是南京地质矿产研究所广大研究人员多年从事中国东南沿海各省兼及长江中下游鄂、皖、赣等省的火山岩盆地、火山构造、火山-侵入杂岩、基底变质岩、构造单元（地体）划分及演化的研究成果的系统总结和提炼，并在“八五”期间进一步补充必要的关键性的野外和室内工作，按照“八五”新课题的要求，采用多学科协作配合的方式，充分利用地质、地球化学、地球物理资料，将本区划分为六个构造-岩浆-成矿区，并加以对比，探讨其间的异同及与深部构造活动的关系。最后还对比了环太平洋带内的四大部分之间的共性和特性。确如“八五”课题任务所要求的，在此前已有成果和发现的问题的基础上作了更高和更深层次的探讨。总的成果无疑地使我国东南沿海这一在中生代以来地质构造、岩浆活动、区域成矿的研究在深度和广度上都有大步的前进。报告在鉴定中获得高度的评价，是客观和实事求是的。

本书的首席作者李文达教授，抱病参考了参加报告鉴定的专家的建议，在原报告的基础上加以修改定稿成书。不幸的是李文达教授不及亲自见到它的出版已溘然长逝了，这不仅是他个人的遗憾，更是我国地质界的一大不幸。

我和文达教授相识很久，40 年代在昆明西南联大，50 年代在北大和原北京地质学院长期共事，互相切磋。我深知他为人诚恳，极富感情，工作任劳任怨、高度负责。他最大的特点是勤于写作，无论是专业论著，科普读物，或国外访问，地质旅行见闻，他都乐于执笔。我有几次将些外文书草草译出，也都是他不厌其烦地细心校阅，甚至补译大量附图的说明，使之得以印出。60 年代以来我转到地质部，他也转到南京地矿所，中间一段时间未得机会见面，但从 80 年代特别是我转到地矿部科技司后，由于要了解重点科研项目进度，又经常见面，或在南京，或在北京。1992 年以来我生病以后失去了外出的机会，见而的机会少了，以后知道他身体也不甚好，去年知道他修改定稿此书是在两次住院之间抱病完成的。后来不久在 30 届地质大会期间见他兴致勃勃参加了大小会议，并几次主持专业讨论会，以为他自此会康复如常，方自庆幸，不料不及半年他竟在南京逝世了。失此良友确不止是我一个人损失，也是大家的不幸，谨借为文达同志最后一部著作写序之机，加赘数语以寄哀思并向他的劳绩致敬。

张炳熹

1997 年 10 月 3 日

# 前　言

本书是根据地质矿产部“八五”重大基础研究项目《中国东部濒太平洋地质构造、岩浆演化及成矿作用》下属的一个二级课题《中国东南部地质构造、岩浆活动和成矿》的研究报告编写而成的。研究区的范围包括安徽南部，江苏、浙江、福建、广东、江西东部、广西东部和海南岛、台湾。

本区的研究程度较高。南京地质矿产研究所相继完成长江中下游地区庐枞、宁芜、溧水和溧阳等中生代火山盆地的研究后，又对浙、闽、粤、赣地区火山构造、火山地层和旋回，火山岩系列和岩相及矿产方面做了大量工作，相继有一批较高水平的专题研究报告公开出版问世。“七五”期间我所承担的地矿部重点攻关项目《东南大陆火山地质与矿产》已对火山地质、火山-侵入杂岩，基底变质杂岩，构造地体与矿床作了整体研究。其成果在整体上已达到国际当代研究水平，尤其在火山地质研究等方面具国际先进水平（评委会评语），“八五”期间我所承担的地矿部找矿攻关项目《东南沿海火山岩区基底构造、火山-侵入杂岩与成矿关系研究》开展了新一轮地质找矿科研工作，在基础地质和找矿靶区优选方面取得了一系列新成果，并被评为国际先进水平。上述科研成果都为本项目的开展和取得重要成果奠定了工作基础。东南大陆也是地矿部学科生长点之一，是陆相火山岩动力学的研究基地。在前人工作基础上，本项研究根据研究中发现的问题进行了更高更深层次的研究。以系统总结为主，选择有代表性的矿区及构造带辅以必要的野外工作和测试工作量，充分利用地质、地球化学和地球物理资料，采用多学科配合的方法，从整体上研究中国东南部构造、岩浆和成矿作用特征。其创新之处在于运用大陆边缘块体的碰撞和伸展的最新理论，以东南大陆的基底构造单元为基础，以重要边界断裂带为边界，将研究区划分为六个构造-岩浆-成矿区，深入探讨中、新生代岩浆作用产物和矿床地球化学特点与中下地壳演化和壳-幔相互作用等深部构造效应的关系。这一系统研究在国内尚属首次，这方面的研究在国际上也是处于研究前沿的热点。获得的成果概括为以下几点：

(1) 讨论了东南大陆区域构造的总体格架，构造边界、前寒武纪基底特征，简要回顾了东南大陆岩石圈构造问题，尝试性地阐述了东南大陆岩石圈构造演化历史，提出中生代大规模的火山-侵入作用和成矿作用主要发生在大陆伸展地壳减薄期，并叠置在华夏和扬子陆块内几个性质明显不同的基底构造单元之上。构造环境经历了 176～150Ma 的挤压，145Ma 由挤压向伸展扩张的转换，125～105Ma 的扩张增强以及 92Ma ± 进入裂解阶段，这一理论总结为中生代区域构造演化提供了有效的年代学制约，具有实用价值。

(2) 建立了区域构造演化年代学框架与岩浆作用产物之间关系的总体特征：176～150Ma，在诸广山地区壳源 S 型二长花岗岩-花岗岩组合；145～125Ma，在浙闽粤赣地区，壳-幔混合源 I 型高钾钙碱性英安质-流纹质火山-侵入杂岩带，在中下扬子地区有高钾富碱钙碱性闪长岩类；125～105Ma，在东南沿海地区，有不对称双峰式低钛玄武岩-英安流纹岩组合，中下扬子地区为橄榄安粗岩系粗安岩-响岩质火山-侵入杂岩；在赣南地区为 S 型高氟流纹岩-黄玉花岗岩；92Ma，在浙闽沿海形成幔源 A 型碱性（长）花岗岩以及大量基性岩脉。

随时间更新，壳-幔混合源花岗质火山-侵入杂岩中的幔源组分增加。这是当前火成岩岩石学研究领域中的一个重要方向。

(3) 在华夏陆块内，挤压作用之后，岩石圈伸展塌陷的重力驱动导致地幔上涌，142～139Ma 的玄武岩和基性岩脉的存在，是东南大陆地壳开始扩张的标志。基性岩浆底侵垫托(underplating) 为中地壳变质基性火山岩熔融提供热源，形成高钾钙碱性英安质-流纹质火山-侵入杂岩。双峰式火山岩中（125～105Ma）玄武岩和流纹岩的 Sr、Nd 同位素很相似，是玄武质岩浆底侵于下地壳，使下地壳物质熔融并形成壳-幔过渡层的证据。在扬子陆块内，自华北陆块与扬子陆块碰撞对接后的伸展作用，在 140Ma ±，致使上地幔较深层位的次富集型二辉橄榄岩地幔部分熔融，形成富碱玄武质岩浆，并与下地壳岩石发生同化混染和分离结晶形成闪长质岩类。126～110Ma ±，富集型二辉橄榄岩地幔部分熔融并与下地壳岩石混染，形成橄榄安粗岩系粗安质-响岩质岩类。这一认识证明本区具有研究壳-幔相互作用的优越的天然条件，由此而得出的当代大陆动力学中的科学命题具有先进性。

(4) 将华夏陆块内具经济价值的金属矿床概括为三大类：① 斑岩型 Cu、Sn、W 和 Ag－Pb－Zn 矿床；② 浅成低温热液型 Ag、Pb、Zn 和 U 矿床；③ 中低温浅成热液型 Sn、W、Nb、Tb 和 REE 矿床。有关岩体中长石和矿石硫化物中铅同位素以及岩石 Sm-Nd 同位素特征表明：岩石和矿石的铅同位素很相似，说明两者是同源的；矿床中金属大部分来自岩浆源区，一部分来自上地壳特定岩相层；有些矿石铅同位素偏离长石区，是由于上侵过程中受上地壳混染的结果。在中下扬子区，Cu（Au）矿床与高钾富碱钙碱性闪长岩和花岗闪长岩有关（137Ma ±），Fe 矿床与橄榄安粗岩系粗安岩类（110Ma ±）有关。火成岩类中长石铅同位素与矿石和矽卡岩中硫化物的铅同位素大致相似，表示成矿物质与火成岩类大致同源，但矿石，尤其是矽卡岩中硫化物易受地层污染，常出现异常。岩浆硫的 $\delta^{34}S$ 高值可达 13‰，是三叠纪蒸发岩混染的结果。上述论点再次证实矿床的地质地球化学特征也必然是深部壳-幔相互作用的反映，这一研究使得矿床的形成首先与岩浆作用的深部过程联系起来，具有较高的理论意义。

(5) 华夏和扬子两陆块内中生代壳-幔混合源火山-侵入杂岩在岩石系列、空间展布、物质来源、壳-幔混合类型以及矿床地球化学方面的差别是明显的，可以推论两陆块在岩石圈结构组成，壳-幔相互作用过程以及动力学背景也是有差别的。大约在 220～210Ma，受特提斯构造域的影响，华北与扬子陆块碰撞，而华夏西南部是离散块体的拼合，在 145Ma ± 两陆块都进入了太平洋构造域的左旋走滑-拉张体系，但是在扬子陆块内，自碰撞对接后约有 50～60Ma 没有岩浆活动记录，而华夏陆块内壳源型岩浆活动一直持续到 155Ma ±。因此，两陆块的碰撞-伸展模式应各具特征。这一工作为进一步研究东南大陆岩石圈演化的动力学模型奠定了坚实的基础。

(6) 本研究区与东太平洋安第斯、美国西部成矿带的对比表明，它们的区域构造演化尽管都经历了挤压-扩张-裂解的演化过程，但东太平洋活动带主要由大洋板块向大陆板块俯冲增生以及俯冲角度变化的机制所制约，而东南大陆主要是多个微陆块碰撞拼贴及其后的伸展扩张，深部壳-幔作用、岩浆作用和成矿作用受微陆块边界性质的影响，造成了两岸迥然不同的岩浆-成矿作用分带性，因而不能用统一的模式来解释。这无疑为创立具中国特色的大陆边缘地质理论提供了科学依据。

本项研究是在地矿部科技司和南京地质矿产研究所领导下进行的。研究工作自始至终得

到项目首席科学家郭文魁院士和陈毓川院长的具体指导和关心。部科技司彭维震处长和孙培基先生给予诸多鼓励和关怀。报告编写过程中引用了我所研究报告中的大量资料，其中主要有陆志刚、陶奎元、谢家莹、谢窦克、王文斌、陈鹤年等著的《中国东南大陆火山地质及矿产》；谢家莹、陶奎元、尹家衡、毛建仁、谢芳贵等著的《中国东南大陆中生代火山地质及火山-侵入杂岩》，以及李文达、王文斌等有关中下扬子区矿床研究的成果，在此表示深深的谢意。报告中多处引用了张理刚、邢凤鸣等专家的同位素数据和论点，在此表示深切感谢。中国科学院张炳熹院士和宋叔和院士，以及赵一鸣、袁忠信和洪大卫研究员精心审阅了报告全文，提出了宝贵意见，并对成果给予充分肯定和高度评价。本书的执笔分工为：前言，李文达、毛建仁；第一章，毛建仁；第二章，朱云鹤；第三章，毛建仁；第四章，李文达、谢华光、毛建仁；结论，李文达、毛建仁。

南京地质矿产研究所实验室、同位素组和宜昌地质矿产研究所承担了大量分析测试工作，全书插图由宋雪芬、黄光昭完成。工作中得到浙江省、福建省、广东省、江西省、安徽省和江苏省地质矿产局（厅）和有关地质大队、矿山的大力支持，在此一并致谢。

# 目　录


序

前　言

**第一章　中国东南大陆在环太平洋构造域中的重要性** …… (1)

一、研究区的构造边界及特征 …… (2)

二、研究区的前寒武纪基底特征 …… (3)

三、东南大陆岩石圈构造问题 …… (6)

四、东南大陆岩石圈构造演化的讨论 …… (10)

**第二章　中国东南大陆中、新生代构造-岩浆源区分区界线** …… (16)

一、郯庐断裂带 …… (17)

二、江绍断裂带 …… (17)

三、海丰-丽水断裂带 …… (19)

四、长乐-南澳断裂带 …… (19)

五、邵武-河源断裂带 …… (20)

六、吴川-四会断裂带 …… (21)

七、江南断裂带 …… (21)

**第三章　中（新）生代岩浆作用与源区分区性特征** …… (23)

一、中生代岩浆作用与演化 …… (23)

（一）岩浆作用的多期性 …… (23)

（二）岩石系列、组合和地球化学特征 …… (25)

二、Pb、Sr、Nd 同位素反映分区性特征以及火成岩与基底源岩的关系 …… (37)

（一）火成岩 Pb、Sr、Nd 同位素反映的分区性特征 …… (37)

（二）晚中生代酸性火山-侵入杂岩与基底源岩的关系 …… (51)

（三）中新生代基性岩类同位素反映的地幔分区性 …… (54)

三、源区组成和火成岩的壳-幔比例 …… (56)

四、构造岩浆演化与壳-幔分异 …… (66)

（一）构造-岩浆演化 …… (66)

（二）岩石圈的岩石学-地球物理综合模型 …… (68)

（三）东南沿海中生代火山-侵入杂岩的类型 …… (69)

**第四章　各源区矿床组合类型与岩浆源区的关系** …… (71)

一、构造-岩浆-成矿区的基底、盖层和火成岩的含矿性 …… (71)

（一）中下扬子区 …… (71)

（二）南扬子区 …… (75)

（三）武夷区 …… (79)

（四）浙闽粤滨海区 …… (85)

（五）赣南区 …… (93)
二、与成矿有关岩体 Pb 同位素和矿石 Pb 同位素所显示的深部过程信息 …… (103)
（一）中下扬子区——西区（A）及东区（B） …… (104)
（二）东南大陆各分区（C、D、E、F） …… (120)
三、有关各源区成矿作用与深部构造效应的几点综合 …… (140)
四、与环太平洋其他成矿带异同性比较 …… (143)
（一）四个构造-岩浆-成矿带的成矿元素分带性 …… (143)
（二）成矿带控矿地质条件异同性对比 …… (144)
**结　论** …… (149)
**主要参考文献** …… (152)

# CONTENTS

**Preface**

**Chapter 1 Significance of southeastern China continent in circum-Pacific ocean tectonic region** …… (1)

1. The tectonic boundaries and characteristics of study region …… (2)
2. Characteristics of Precambrian bases in the study region …… (3)
3. The tectonic problems in southeast continental lithosphere …… (6)
4. Discussions of the tectonic evolution in southeast continental lithosphere …… (10)

**Chapter 2 Boundaries of branch regions of Mesozoic-Cenozoic tectono-magmatic source regions in southeastern China continent** …… (16)

1. Tancheng-Lujiang faults …… (17)
2. Jiangshan-Siaoxing faults …… (17)
3. Haifeng-Lishui faults …… (19)
4. Changle-Nanao faults …… (19)
5. Shaowu-Heyuan faults …… (20)
6. Wuchuan-Sihui faults …… (21)
7. Jiangnan faults …… (21)

**Chapter 3 Mesozoic (Cenozoic) magmatism and subdivisible characteristics of sources regions** …… (23)

1. Mesozoic magmatism and evolution …… (23)
   1.1 Multiple periods of Mesozoic magmatism …… (23)
   1.2 Rock series, associations and geochemical characteristics …… (25)
2. Characteristics of subdivisible regions reflected by isotopic geochemistry and correlation of igneous rocks with bases sources …… (37)
   2.1 Characteristics of subdivisible regions reflected by Pb, Sr, Nd isotopic geochemistry of igneous rocks …… (37)
   2.2 Correlation of Late Mesozoic acidic volcano-pluton complexes with basis sources …… (51)
   2.3 Characteristics of mantle subdivisible regions reflected by Mesozoic-Cenozoic basic rocks …… (54)
3. The constitutes of sources and the ratios of crust-mantle for igneous rocks …… (56)
4. The evolution of the tectono-magmas and the differentiation of crust-mantle …… (66)
   4.1 The evolution of the tectono-magmas …… (66)
   4.2 The Lithologic-geophysical comprehensive model of lithosphere …… (68)
   4.3 The types of Mesozoic volcano-pluton in the coastal areas of

southeastern China …… (69)
**Chapter 4 Correlation of depositic associated types with magmatic sources** …… (71)
1. Ore-bearing properties of bases, covers and igneous rocks in various tectono-magmametalized regions …… (71)
1.1 Middle-Lower Yangzi region …… (71)
1.2 South Yangzi region …… (75)
1.3 Wuyi region …… (79)
1.4 Coastal region in Zhejiang—Fujian—Guangdong provinces …… (85)
1.5 South Jiangxi region …… (93)
2 Information of deep processes indicated by the lead isotope of plutons related with metallization and the lead isotope of ores …… (103)
2.1 Middle-Lower Yangtze region——west area (A) and east area (B) …… (104)
2.2 Various branch regions in southeast China continent …… (120)
3. On some syntheses of mineralized process related with deep tectonic efficient in various regions …… (140)
4. Comparison with other mineralized belts in circum-Pacific ocean on the same and different properties …… (143)
4.1 Zoning properties of mineralized elements in four tectono-magma-minerallized belts …… (143)
4.2 Comparison with the same an different properties of geological conditions for control mineralization in the mineralized belts …… (144)
**Conclusions** …… (149)
**References** …… (152)

# 第一章　中国东南大陆在环太平洋构造域中的重要性

中国东南大陆构造-岩浆-成矿带处于环太平洋构造-岩浆-成矿带的西南端，为全球性环太平洋成矿带的组成部分，同时又处于欧亚大陆板块的东南端，受欧亚板块、印度板块和菲律宾海板块运动的综合作用。这一地区为古亚洲大陆造山带与太平洋造山带的叠加部位，还受到特提斯体系的制约。纵观环太平洋构造-岩浆-成矿带有以下几种类型。

(1) 西太平洋北自堪察加经千岛群岛、琉球群岛、斐济至汤加构成火山岛链。

(2) 日本、新西兰和印度尼西亚等由大陆裂解后微陆块组成的岛弧带。

(3) 以安第斯山脉和喀斯特山脉为典型的东太平洋活动大陆边缘带。

(4) 美国西部盆岭山脉带。

(5) 北自楚科奇经锡霍特-阿林到朝鲜半岛并可延至中国东南和越南的东亚带。

环太平洋上述几个构造-岩浆-成矿带虽然都处于大陆边缘，与大陆板块和海洋板块间的相互作用有关，均不同程度地存在海洋板块的俯冲和消亡，但是经典的安第斯和沟-弧-盆体系的成岩成矿模式并不适用于中国东南大陆构造-岩浆-成矿带。中国东南大陆是由一系列大小不等的块体拼合而成的。就大地构造而言，从晚古生代以来增生作用形成的一系列山系错综复杂各具特色，从秦岭-大别-苏鲁带，江绍断裂—云开大山带，到福建沿海的长乐-南澳带，这一系列缝合带和造山带的形成机制、时代和演化还存在争议。究其主要原因，是由于东南大陆在地壳增生过程中，涉及到华北板块与扬子板块碰撞对接后的陆内造山-伸展作用，古太平洋板块向欧亚板块的俯冲-走滑，印度板块向欧亚大陆的多次碰撞、挤压和伸展的复合，情况甚为复杂。合理划分块体或构造-岩浆区是划分成矿带或成矿域的基础，确定块体边界断裂性质就成了本次研究的基础。凡是地壳的碰撞、挤压和伸展等大地构造运动，均能产生大规模的地温梯度及岩石圈物质的物性变化，其最显著的是岩浆生成和变质作用的发生。作为岩浆作用产物的火山岩、侵入岩是揭示大陆壳幔演化、层圈相互作用的天然窗口。在东南大陆，同一地区可存在不同时代的玄武-安山岩类，其地球化学特征有很大差别，反映了地幔化学构成和作用过程的不同，亦显示了地幔的垂向变化。不同地区火成岩地球化学特征的差异，无疑是不同块体构造-岩浆源区横向不均一性的反映，是阐明地壳增生、演化的重要证据。成矿元素的分区（带）性显然受壳-幔结构类型，基底变质杂岩类型，岩浆作用特征，上覆盖层性质以及构造演化历史等多种因素制约。岩浆作用与成矿作用的联系，是处于同一个物质场内不同时期演化的表现，构造-岩浆-成矿带的划分就是强调各分区这一物质能量综合场的整体作用特征和差别，强调成矿与岩浆源区深部作用过程的联系。较大较重要的地质事件总是和深部过程或广泛地说是同深部环境相联系的。矿床的地质特征也必然和深部地质过程有关，特别是岩浆活动和岩浆源区的物质组成，在矿床的地球化学特点上会留下某些记录。

# 一、研究区的构造边界及特征

本研究区处于华南大陆的东部。华南大陆：东经苏北滨海穿越南黄海向朝鲜南部延伸，北以镇巴-镇平-襄樊-广济断裂带以及郯庐、嘉山-响水断裂带为界，分别与秦岭、大别山造山带和中朝陆块相接；其西缘隔龙门山、大村－小中甸及红河断裂分别与巴颜喀拉和三江印支褶皱带接壤；其东南侧与现今台湾中央山脉的弧陆碰撞带相邻；向西南被北西向的红河岩石圈断裂所截。黄海以及东海和南海的陆架部分是在华南大陆基底上发育的新生代内陆海和边缘海。

本次着重研究的范围为华南大陆东部，主要包括安徽南部、江苏、浙江、福建、广东、江西东部、广西东部和海南、台湾，覆盖这些省的全部或部分。区域构造单元分属扬子和华

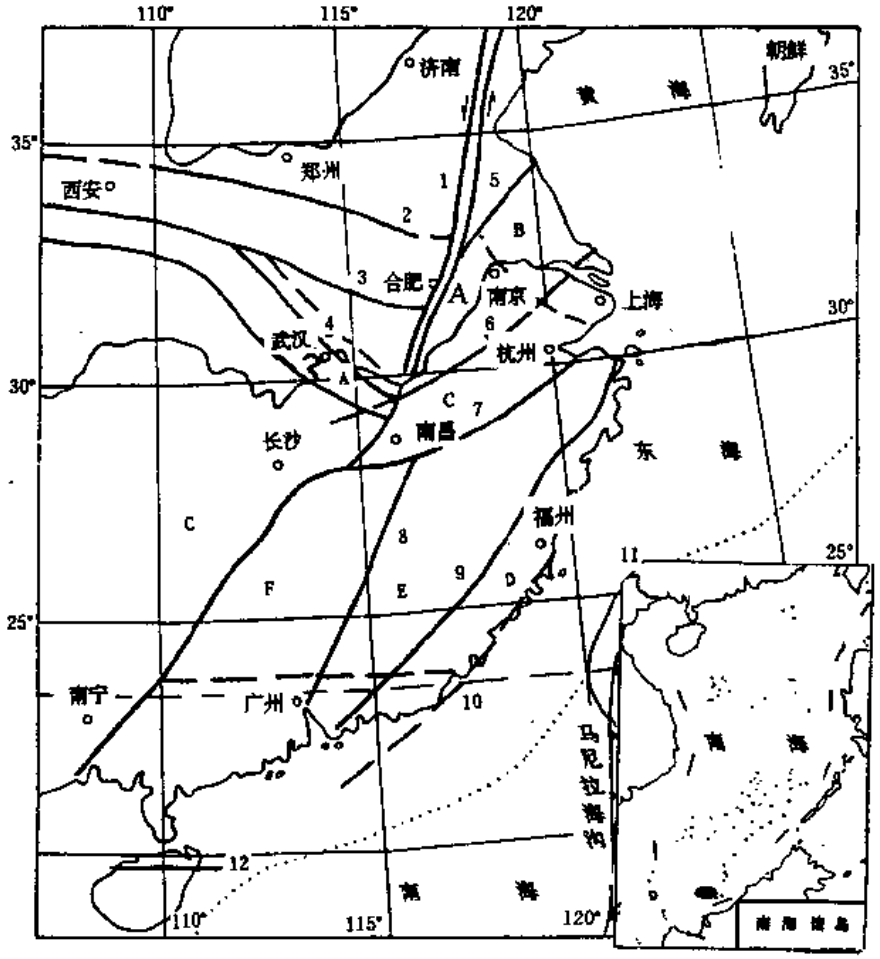



图 1-1　中国东南大陆构造-岩浆-成矿分区图

断裂带编号：1. 郯庐断裂带；2. 确山-肥东断裂；3. 信阳-舒城-桐柏断裂；4. 襄樊-随县-广济-宿松断裂；5. 嘉山-响水断裂；6. 南通-常州-宣城-石台-九江-岳阳断裂；7. 江山-萍乡-茶陵-郴州及连山-梧州-灵山-博白-合浦断裂；8. 邵武-石城-定南-河源断裂；9. 政和-大浦-丽水断裂；10. 长乐-南澳断裂；11. 中央山脉断裂；12. 文教-王五断裂。A、B、C、D、E、F 为各分区代号

夏两大亚板块。我们在工作过程中以江山-绍兴、广丰-萍乡大断裂为界，把北侧的扬子亚板块，南侧的华夏亚板块作为大的一级构造单元（图 1-1）。断裂带两侧基底变质相系明显不

同，扬子亚板块的江南地块为绿片岩相-低角闪岩相，而华夏亚板块则主要以低压高角闪岩相和低压低角闪岩相为特征，外围为低压绿片岩相环境（王鹤年等，1992）。分界线东段的江山-绍兴断裂带为华夏亚板块与扬子亚板块浙西前陆盆地在晋宁期的对接带（周新民、朱云鹤，1990，1992，1993）。该带为一宽达十几至数十公里，其内发生过巨大构造位移、剧烈变质和变形的复杂构造带，带内石角群超镁铁质岩-镁铁质岩-火山复理石组合与蛇绿岩套相似，系古大洋壳残块。石角群之上为变质火山砾岩层及紫红色变质含砾岩屑砂岩层不整合覆盖，相当于骆家门组的底砾岩。对接带南侧华夏亚板块前缘为宽达数百米至数千米的陡倾斜韧性剪切带，千糜岩带呈雁行排列，显示左旋平移剪切特征，沿此带局部发生混合岩化并伴有多期杂岩体侵入（王鹤年，1992）。

华夏亚板块西部以萍乡-茶陵-郴州及连山-梧州-博白-合浦断裂为界，其分界线大致沿武功山、万洋山、诸广山及云开大山西缘。该界线两侧构造-地层地体明显不同，东侧为加里东基底构造层，加里东花岗岩极为发育，基底断裂发育，断块造山明显；西侧以印支期盖层明显褶皱为特征，花岗岩及断裂不发育。如以前寒武纪基底出露为标志，邵武-石城-定南-河源断裂，可能代表了武夷地体的西界，其两侧则为加里东期增生的陆壳，仍归为华夏亚板块。

华夏亚板块西缘南段界线在云开火山与钦州-防城一线，钦防海槽于印支期关闭，沿连县-梧州-博白断裂带有超基性岩、中基性岩侵入，S型碰撞花岗岩发育，如海西-印支期的大容山、十万大山花岗岩带规模巨大，并伴有印支期S型火山岩。该断裂带长约410km，宽7～30km，可深切莫霍面。

华夏亚板块南界可能以海南岛南部九所-陵司断裂为界。任纪舜（1990）据南海西沙群岛西永-一井混合岩Rb-Sr等时线年龄为1465Ma这一数据，认为这些岛屿由前寒武纪变质岩组成，因此推测华夏亚板块的南界可向南进入南海。

根据目前资料，戴云山为一古老变质基底的隆起。近年来，在东海大陆架变质岩、台湾太鲁阁花岗岩，朝鲜半岛东南部片麻岩、日本飞弹变质岩中都测得年龄为1.4～1.8Ga，因此，华夏亚板块的东界向东以台湾中央山脉，向北延至朝鲜半岛东南部，日本本州西南直到菲律宾（任纪舜，1990）。就研究区而言，华夏亚板块以政和-大浦断裂为界，其东侧为滨海大片中生代火山岩出露区，西侧为武夷山基底变质杂岩大面积裸露区，中生代火山岩主要以盆地形式产出。

## 二、研究区的前寒武纪基底特征

### 1．中下扬子区

在南通-常州-九江-岳阳断裂以北，信阳-桐柏和嘉山-响水断裂以南属于扬子板块的中下扬子区，东段和中、西段变质基底差别很大。东段据HQ-13线地学剖面研究成果，在变质变形震旦系之下为一套低角闪岩相变质岩系，而中、西段（南京以西）据HQ-5线～HQ-9线和麻城-九宫山大地电磁测深结果，在变质变形的震旦系之下为一套绿片岩相浅变质岩，怀宁出露的洞岭群板岩、千枚岩和片麻岩（原岩为火山-沉积岩系）出露的基底地层经Sm-Nd同位测年，应属早元古（1895Ma）（邢凤鸣、徐祥，1994）。基底之上出露的盖层包括震旦—早三叠世的海相沉积岩，其中碳酸盐岩分布广，厚度大。中三叠世，在安庆—无为—和

县—南京一带有较稳定的膏盐沉积。镇江西北部的谏壁坤城群 K-Ar 法测定（角闪石）年龄为 1771Ma，很可能与洞岭群相当，盖层也基本相似。

**2．南扬子区**

在江山-绍兴断裂带以北，赣东北断裂以东所属扬子亚板块的南扬子区，大致由东南往西北依次分布了赣东北蛇绿岩带，低钾拉斑火山岩系，火山碎屑型复理石建造，钙碱性火山岩系，高钾火山岩系，前陆磨拉石建造、皖南伏川蛇绿岩套和碰撞型花岗岩带。

赣东北蛇绿岩带由蛇绿石化方辉橄榄岩、蛇绿石化辉石岩、辉长岩、闪长岩、细碧岩、白云岩、泥灰岩等组成，彼此无规律可循，杂乱分布，全岩 Sm-Nd 等时线年龄 1154 ± 43Ma（周国庆等，1991）。伏川蛇绿岩套自下而上的岩石序列是蛇纹石化方辉橄榄岩和辉石岩、伟晶辉长岩、闪长岩、低钾细碧岩、角斑岩、硅质岩和凝灰质板岩，全岩、矿物 Sm-Nd 等时线年龄 1024 ± 24Ma（周新民等，1989）。

火山岩是前寒武系地层的主要成员，分布广，连续性好，一般较新鲜。在浙西北、赣东北和皖南分别称为双溪坞群、登山群和井潭组、铺岭组。自南东往北西为浅海相低钾拉斑系列、陆相或海陆交互相钙碱系列和陆相高钾系列，爆发强度具增强趋势。三个系列的火山岩组合在空间上无严格界限。低钾拉斑系列由细碧-角斑岩组成，夹有鲕状灰岩团块，Sm-Nd 等时线年龄 978.40Ma（章邦桐等，1990）。钙碱性系列由玄武安山岩、英安岩-流纹岩及相应的火山碎屑岩组成，年龄为 875.3～903.6Ma（程海等，1989）。高钾系列主要为火山碎屑岩，以及富钾玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩，全岩 Rb-Sr 等时线年龄值为 817.7Ma（陈思本等，1988）。

在浙赣皖三省交界区的前寒武系地层，含大量浅海－次深海的碎屑沉积岩。在登山群中有厚逾千米的沉凝灰岩、粉砂岩、含火山角砾的碎屑岩，夹数十米厚的细碧-角斑岩，粒序层理发育，系复理石建造，年龄值为 1112.9 ± 53Ma（朱云鹤，1991）。在浙江地区，骆家门组主要由粗碎屑岩组成，底部砾岩中含有双溪坞群火山岩，花岗质砾石中结晶锆石年龄为 879Ma（浙江区调队，1990）。其上覆的虹赤村组也由低成熟度的岩屑砂岩组成。上墅组是一套覆盖于虹赤村（或骆家门）组之上的中基性、酸性双峰式火山岩，上述三组地层构成了巨厚碎屑岩系（含火山岩）-磨拉石建造（夏邦栋等，1983）。

在皖南有两条近东西向的前寒武纪碰撞型花岗岩带，一条以许村、休宁、歙县岩体为主，由大小 11 个侵入体组成，其同位素年龄为 928～963Ma（周新民等，1988；邢凤鸣等，1988）；另一条为莲花山岩体（花岗岩）和石耳山岩体（花岗斑岩-流纹斑岩），侵入井潭组，锆石 U－Pb 年龄为 753～766Ma（邢凤鸣等，1992）。综上所述，南扬子区的基底为优地槽、地台和地台活化阶段形成的三层构造。

**3．武夷区和浙闽粤沿海区**

即通常所称的“浙、闽变质岩地层”，在不同的地区被分别称为陈蔡群（浙南-陈蔡地区），八都群和龙泉群（浙西南）以及建瓯群或麻源群（福建）。但上、下时代变动较大，尚未能完全对应。其中浙西南变质基底为陈蔡群，由上、下两个亚群组成。上亚群以浅粒岩、变粒岩、大理岩夹斜长角闪岩为特征，底部具底砾岩与下亚群不整合接触，浅粒岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 901Ma（浙江区调队，1986），并为辉石橄榄岩侵入（892Ma）。下亚群以硅线石黑云斜长片麻岩为主，夹斜长角闪片麻岩及硅线石黑云石英片岩，变质岩中碎屑锆石 U-Pb 不一致线上交点年龄为 1438Ma。龙泉、八都、遂昌治岭头、龙游泉口一带广泛分布黑

云斜长片麻岩类，并普遍混合岩化，同位素年龄为1569～1813Ma，相当于陈蔡下亚群。龙泉查口、小梅一带曾命名为龙泉群，都为变粒岩、磁铁石英岩、石英片岩以及斜长角闪片岩、绿片岩等，相当于陈蔡上亚群。

闽西建瓯群解体后又新建有迪口组、麻源组、大岭组、龙北溪群、吴坊组、稻香组，历年来层序划分上、下反复，难以准确对比。随Sm-Nd同位素年龄研究的深入开展，原建瓯群时代变得愈来愈老。傅树超等（1991）首先确定了晚太古代－早元古代天井坪组，划分上、下两段。上段主要为黑云斜长变粒岩，偶夹二云片岩、长石石英岩，部分地区发育巨厚层状斜长角闪岩，宜昌地矿所用Sm-Nd全岩等时线法测得年龄为2682±148Ma，为晚太古代。下段为斜长变粒岩、二云片岩和石英片岩。天井坪组原岩建造为拉斑玄武岩-钙碱性中酸性火山岩-陆相沉积碎屑岩。

中元古代麻源群构造为武夷隆起古陆，环绕天井坪组外围分布。麻源群为一套厚度巨大的火山-沉积岩，共分四段，除第二段以黑云斜长变粒岩为主外，其余各段以各类片岩为主。原岩为火山碎屑沉积-中基性火山岩建造。在戴云山隆起尤溪、梅仙测得基底变质火山岩全岩Sm-Nd等时线年龄为1599±88Ma（黄春鹏等，1991），为中元古代喷发产物。原迪口组的岩性大致与麻源群相当。

上元古界龙北溪组上部为绿片岩类，中部为白（二）云母片岩夹薄层磁铁石英岩和条带状石英岩；下部为石英岩与白云质大理岩互层，夹石英片岩；底部含砾石英片岩和石英砾，与下伏麻源群呈假整合接触。上部绿片岩原岩为碱性玄武岩，以高钛低钾为特点，又夹有浅粒岩，火山岩具双峰式特征，系裂谷环境中形成，有含铜黄铁矿层。龙北溪组时代为800～900Ma（王鹤年等，1992）。

台湾中央山脉东翼的变质岩地层称作大南澳群（颜仓波，1960；王执明，1979），可以分成四层，即天祥层、九曲层、开南岗层和长春层。天祥层主要由石英-云母片岩、千枚岩、变质杂砂岩及变砾岩构成。九曲层主要由厚层的大理岩组成。开南岗层由淡绿色至黑灰色中粒角闪片麻岩组成。长春层由夹有绿泥片岩、石英岩或石英片岩的薄层大理岩组成，局部含锰和硬绿泥石，并呈混杂地块出现在天祥和长春层中，代表了残余的古洋壳（王执明等，1985）。大南澳群缺乏化石，在与长春层有联系的大理岩中，已发现少量二叠纪复杂筵科和珊瑚化石，在天祥及苏澳区的泥质片岩中发现一些中生代的双鞭毛藻化石，源头山中有年龄为316Ma的片麻岩（Rr-Sr年龄，王执明，1990）。大理岩的Rb-Sr年龄为200-240Ma（江博明，1984），角闪岩和伟晶岩中白云母的K-Ar年龄为86～82Ma（庄文星等，1986）。目前认为大南澳群为晚古生代至中生代的沉积变质岩群。

**4．云开-海南区**

云开大山地区基底变质岩由于变质较深，缺少化石，时代归属长期争论不休，曾被划为寒武系、奥陶系直至泥盆系。据最新资料，该区变质基底的云开群应属中、晚元古代，可分为上、中、下三亚群。上亚群顶部为硅质层，其下为含碳质、硅质板岩，粉砂岩和大理岩。中亚群为长石石英砂岩、片岩、千枚岩和变粒岩，并有基性火山岩喷发，已变质为斜长角闪岩、角闪岩；下亚群混合岩化发育，变质较深，有片麻岩产出，中亚群的硅铁建造为云开群的标志层，可形成沉积物容矿的超大型块状黄铁矿矿床。王鹤年等（1992）对中亚群硅铁建造中斜长角闪岩及变辉绿岩的Sm-Nd全岩等时线年龄测定值为808Ma，为晚元古代，可与福建龙北溪组对比。邱元喜（1991）曾测得云开群Rb-Sr同位素年龄为1900Ma，表明有中

元古代地层存在，云开群下亚群片麻岩可与闽西北的麻源群对比。

俞受鋆（1990、1992）在研究抱板群时，发现抱板混合岩为-侵入体，它侵入于金牛岭群（原旧村岭群），其 U-Pb 不一致线上交点为 1440.8Ma，岩体形成于中元古代，因此，金牛岭群年龄应大于 1440Ma。金牛岭群下亚群主要为千枚岩、板岩，地层 Pb-Pb 等时线为 1329Ma，上亚群主要为石英绢云母片岩、黄色粉砂岩。金牛岭群之上为石碌群，其下部为粗粒石英岩，上部为片岩，板岩、条带状硅质岩，有铁矿层，由含铁千枚岩、含铁砂岩和富铁矿层组成，顶部则为砂岩和粉砂岩。云开地区与海南岛前寒武纪基底变质岩时代相当，硅铁建造层位可以对比，因而元古宙时为统一陆块。

## 三、东南大陆岩石圈构造问题

东南大陆壳构造演化研究至今已有 70 年的历史。由 Grabau（1924）提出中国东南部存在太古界或元古界变质岩地层并称之为华夏古陆后，侯德封、王日伦和张兆瑾（1935）、陈旭和王宠（1941）以及周仁沽和扬超群（1951）等先后于闽东南、闽西北及广东等地建立了前寒武系的变质岩剖面。陈国达（1956）、徐克勤等（1962）也赞同这一地区有古老变质岩的分布，将其视为“加里东构造区”，上述先驱者们的工作为华南大陆基底的研究打下了基础。近年来，许多学者对华南大陆岩石圈构造研究提出了一系列新观点和新模式，大大促进了这方面的研究。我们将近年来的学术成果作一简要的回顾，目的在于在前人工作基础上，尝试性地阐述中国东南大陆岩石圈的构造演化。

重要的观点和他们提出的构造演化模式有下列几种：

**1．沟-弧-盆体系的大陆增生模式**

李春昱（1975）首先提出从浙江丽水至广东海丰沿线是早古生代晚期的板块消减带。郭令智等（1980）经系统研究后，认为中国东南部是扬子地块南缘自元古代后的一系列岛弧褶皱系，将江绍断裂带及其西延部分、政和-大浦断裂、长乐-南澳断裂和台湾东部断裂带归之为各岛弧褶皱系的东南边界，并作为相应时期北西倾向洋壳板块俯冲的贝尼奥夫带，建立了沟-弧-盆体系的大陆增生模式。王鸿祯（1986）认为华南整体构造发展史体现了大陆地壳逐步增生，地壳结构构造不断复杂化的前进过程。王联魁（1989），江博明等（1987，1989，1990）根据花岗岩的 Nd 模式年龄相继提出华南在 1000Ma 前已形成一个统一大陆，对大陆增生的看法提出异议。水涛、徐步台等（1986、1988），谢窦克（1989）根据东南部基底的几种同位素测定方法获得年龄几乎大于 860Ma，其时限在 900～2000Ma，上、下地层的不整合面约在 1400Ma，从而肯定了前寒武纪变质基底的存在。

**2．构造地层地体的分析和拼贴模式**

郭令智（1984，1989，1990），施央申等（1987），卢华复等（1990）根据沉作积用、动物化石群、变质作用和火成活动等特征，将华南划分出 5 个复合地体群和 23 个地体，指出了自元古代至新生代各时代的拼贴、联合、增生和离散过程。其主要依据是新的洋壳板块和古老的大陆板块碰撞，在增生楔的前缘又出现更古老的陆缘地体，它们只能是一系列外来移置地体拼贴而成。

杨树峰等（1991）在浙江以江山-绍兴、余姚-丽水和沿海断裂带为界，自北西向南东分成江南地体、东南地体、闽浙地体和东海地体，其碰撞拼贴的时代分别为晚元古代晚期、志

留纪和晚侏罗至早白垩世。

**3. 加里东期造山作用模式**

任纪舜（1986，1990）认为加里东旋回时，华南可以分为三个构造单元，即扬子准地台、华南加里东褶皱带和印支-南海准地台（称为前震旦纪西太平洋古陆）。其中华南的浙、皖、赣边界地区被看作是加里东褶皱带的一部分。其主要依据是该区下古生界及其以前的地层，在志留纪时广泛发生褶皱，泥盆系不整合地覆盖在下古生界之上，然后发生晚古生代到三叠纪早期广泛的陆表海型的海侵，是一个向滇越呈剪刀状张开的拗拉槽型的冒地槽褶皱系。

**4. 扬子陆块（包括江南古陆）与华夏陆块晚元古代碰撞对接模式**

水涛、徐步台（1986），水涛（1987）最先明确提出中国东南大陆自北向南可分为江南地块、赣湘粤桂残洋盆地和华夏地块的观点。江南古陆和华夏地块从晋宁期在江绍断裂带对接碰撞，自震旦纪至奥陶纪两陆块间的大洋盆地沉积中心向南西不断迁移，志留纪海仅局限于粤西、桂东，中心在钦防一带，最终在印支期闭合。

朱云鹤（1991），邢凤鸣等（1992）根据同样的资料，即赣东北和优川两条蛇绿岩带（分别为1034Ma和935Ma），两条碰撞型花岗岩带（分别为963～928Ma和766～753Ma），晚元古代初期和震旦系下面两个不整合面（分别为1000Ma和800Ma），以及赣东北-浙西北晚元古代钙碱性火山岩带的存在，用造山作用两阶段模式论述了扬子陆块与华夏陆块的缝合过程，即1100～900Ma前洋壳板块北西倾向的B型俯冲阶段，形成江南古岛弧，900～800Ma前弧陆碰撞阶段，形成了作为弧陆缝合线的江绍断裂带，800Ma碰撞型花岗岩的形成标志着该造山阶段的结束。

舒良树（1991）也论证了赣东北断裂是晚元古代亲洋型怀玉地体与亲陆型九岭地体的碰撞拼贴缝合带。

**5. 构造-岩浆地体的裂解增生模式**

谢窦克（1990，1992）提出华南岩石圈板块的演化模式：1200～1000Ma，扬子板块向北俯冲，形成秦岭-大别-胶南近EW向古缝合线；500～450Ma华夏陆块斜向仰冲，形成萍乡-象山拼接带；210～180Ma以武夷地体为核心，在南部形成印支生长地体；110～83Ma，东南部大陆边缘裂解，形成构造-岩浆地体，并认为裂解带是地幔上隆诱发的，是中国东部中生代主要构造型式。

**6. 中生代阿尔卑斯造山模式**

许靖华（1980，1987，1988，1990）系统地阐述了华南大陆构造问题，认为晚古生代-中生代的造山由三大陆块碰撞形成，即扬子陆块、华南陆块和东南亚陆块，它们被板溪-南盘江和古南海两个弧后盆地所分隔。许靖华（1990）提出的模式可归结为：

（1）晚前寒武纪，扬子陆块与冈瓦那分离，板溪洋盆位于两陆块之间。

（2）震旦纪-早古生代时，板溪洋盆向华南陆块俯冲，活动陆缘的增生楔（板溪混杂岩和华南复理石推覆体）在华南北部边缘形成，该活动边缘为冈瓦那大陆的北部边缘。

（3）泥盆纪时，华南活动边缘的俯冲作用中止，华南陆块隆起（主要是赣西、浙江、福建抬升出海面之上）并被泥盆纪和石炭纪的海侵沉积所覆盖。南盘江洋盆（板溪洋盆在广西的延伸部分）仍然位于扬子和华南陆块之间。在扬子南部边缘和华南的西北部具有连续的深水沉积。

(4) 晚古生代时，二叠纪至三叠纪的复理石沉积在推覆体前面的前缘地带，华南陆块西南部又成为活动陆缘。

(5) 三叠纪时，华南陆块和扬子陆块碰撞，使扬子被动陆缘变形，形成扬子变形带。在华南活动陆缘上形成的板溪混杂岩逆冲到扬子被动陆缘地层之上，是中生代大陆碰撞的缝合线标志。

(6) 泥盆纪时，华南陆块东部海底扩张形成晚古生代和早中生代洋盆（古南海洋盆），从而与南部的东南亚陆块（包括台湾和海南岛）分离。在华南南部的被动陆缘上接受泥盆纪至三叠纪的连续沉积。

(7) 晚二叠纪，东南亚陆块向北西运动与华南陆块重新结合（此时前者与冈瓦那大陆分离），缝合带的位置大致在目前的丽水-海丰断裂带。

(8) 早白垩纪时，华南陆块与东南亚陆块碰撞，华南被动陆缘层序发生褶皱变形以及逆掩推覆，在福建沿海长乐-南澳有碰撞作用的缝合混杂岩露头。

李继亮、孙枢（1989）进一步研究了安徽蓝田、江西西山和乐平震旦纪至三叠纪的构造窗以及庐山前寒武纪花岗岩的飞来峰，佐证了华南三叠纪造山作用的模式。

**7. 以岩相古地理为基础的盆地分析模式**

刘宝珺等（1991）从认识华南褶皱入手，追踪江绍至萍乡、衡阳之间断裂带两侧的构造形迹、盆地展布等，根据对沉积构造和古生物等一般特征观察，提出华南曾出现三个不同的构造单元，即扬子陆块、华夏陆块和台东陆块，它们被华南洋和古西太平洋所隔，并经历了两次拉张和两次拼合的构造演化史。

(1) 1700Ma 前形成的原始扬子陆块，1700～800Ma 经历了两次大陆边缘增生的阶段(即 1800～1700Ma 华南洋向扬子陆块俯冲形成大陆边缘褶皱带以及 1000～800Ma 的俯冲带后退形成新的沟弧盆系)。在显生宙期间其沉积特点是从与陆地相连的碳酸盐缓坡发展为镶边碳酸盐台地，向海方面过渡为大陆基底性质的钙屑浊积岩。

(2) 1800Ma 前形成的原始华夏陆块，西以华南洋与扬子陆块相隔。1000～800Ma 间，华南洋向华夏陆块俯冲形成武夷-云开岛弧和闽浙弧后盆地；850～800Ma 间华夏陆块与扬子陆块在江山以东缝合形成江绍缝合带和浙西前陆盆地，未缝合地域为深海—次深海浊积岩堆积的华南残留盆地系。华夏陆块为华南最大的古陆和物源区，晚元古代至古生代的中奥陶世，华夏陆块西缘和西北缘主要为快速堆积的中粗粒碎屑岩和陆源碎屑浊积岩，厚达 2 万 m。

(3) 800～500Ma 间华南残留盆地拉张形成华南转换拉张型裂谷盆地系（由扬子东南大陆边缘盆地，华南裂谷盆地和华夏西北大陆边缘盆地组成)。华南裂谷盆地堆积了由粗到细的陆源碎屑岩和浊积岩。此时以绍兴、江山、萍乡、衡阳至南宁一线为界，以西为扬子陆地的碳酸盐和硅灰泥沉积区，以东为华夏陆块的碎屑浊积岩沉积区。500～400Ma 间，盆地发生收缩，最终于志留纪末形成了华南造山带，结束了扬子陆块和华夏陆块长期相互作用的历史，成为统一的华南板块。在钦防一带由转换离散作用而形成的钦防盆地在 260Ma 的东吴运动时因盆地拼合而消亡。

(4) 石炭纪开始，古西太平洋裂谷作用使台东陆块（包括菲律宾和日本东南部陆块）从华南板块中分离，其间为古西太平洋（福鼎地区构造窗中出露的石炭系复理石建造或单陆屑建造为古西太平洋裂谷作用的产物)。石炭纪—三叠纪，东南沿海和台湾中东部为古西太平

洋的被动大陆边缘带。侏罗纪开始古西太平洋封闭，形成东南地区陆缘岩浆弧带和台东的玉里缝合带。

以上不同观点的争论深刻反映了地处两大构造域（特提斯构造域和太平洋构造域）和三大板块（欧亚板块、印度板块和菲律宾海板块）交汇处的中国东南大陆岩石圈确实蕴藏着丰富的地质演化信息。然而，这些信息检出的难度，至少在我国是罕见的。上述几种不同模式的分歧，可聚焦在以下几个问题上。

(1) 关于华夏古陆问题。

华夏古陆的名称提出已整整 70 年了（Grabau，1924）。近年来的研究发现，东南地区确实存在一些小的古陆块，组成它们的变质岩的生成年龄和模式年龄在 1.5～2.5Ga 之间。李继亮（1995）认为这些小陆块是中-晚元古代、古生代和中生代不同时期碰撞增生到扬子板块上来的，因此，不存在一个整体完整的华夏陆块。任纪舜（1995）提出为区别巨大陆块间的碰撞，将这种小陆块碰撞称为软碰撞，软碰撞后的构造作用特点又是一个待研究的课题。

(2) 特提斯构造域和太平洋构造域界线及转换问题。

多年以来，人们认为中国东部属于环太平洋带，把中国东部中生代火山-侵入杂岩带归因于太平洋的消减作用。但是，近年来的研究表明，这些火山-侵入杂岩大部分由陆内引张机制所产生（谢窦克，1990；陶奎元，1992；毛建仁，1994）；沿海的部分是由向东下插的消减作用引起的。李继亮（1995）同时依据对造山带的研究，认为自古生代以来，被动边缘的沉积环境均向东变深，混杂带都位于前陆褶皱冲断带的东面，而构造几何学和运动学研究表明推覆体都向西仰冲，认为东南大陆不是太平洋向西消减，而是特提斯向东消减造成的构造格局。如果二叠纪-侏罗纪时，西太平洋古陆与亚洲大陆之间曾经有一个与特提斯相通的古太平洋（任纪舜，1990），该洋是什么时候封闭，使西太平洋古陆和亚洲大陆强烈碰撞，碰撞带的边界在什么地方，碰撞后的构造机制又是如何转换的，都尚待进一步研究。

(3) 是否存在不同时期的造山带。

上述不同模式已表明，东南大陆至少存在四个不同时期的造山带。据李继亮负责的“中国东南大陆及相邻海域岩石圈结构、组成与演化”项目的最新研究表明，在元古代时期，东南大陆发生过两次碰撞造山作用，第一次是在浙江龙泉-景宁地区，约在 1300～1200Ma 期间，景宁陆块与基底年龄为 1800Ma（李曙光等，1993）的八都陆块相碰撞，其后在 500～900Ma 期间，这个联合陆块又碰撞增生到扬子陆块之上（李继亮，1995）。

以往研究认为丽水-海丰断裂以东地区是古生代造山带。近年来的工作表明，早古生代造山带并没有延伸到浙江省境内，北界在宁德-铅山-萍乡走滑挤压断层。早古生代造山带的基本格局是：前陆褶皱冲断带位于湘赣边界附近，在云霄山脉到武夷山脉之间，由混杂带和侵入混杂带的花岗岩类组成，武夷山以东地区，发育有震旦纪到早古生代弧后盆地，在政和发现了代表扩张中心的辉绿岩墙，其年龄为 590Ma（李继亮，1995）。

最近，在闽西南的永安-大田一带和浙西金华-衢州一带确定了三叠纪碰撞造山带的前陆褶皱冲断带（李继亮，1995），其中最晚的被动大陆边缘沉积是下三叠统的浊积岩和平流岩，在安溪、德化和青田发现与前陆变形带相当的蛇绿混杂带，这个带上的磨拉石沉积，在闽西南是下三叠统溪尾组，在浙江为上三叠统，因此，南部碰撞的时间要早于北部，逆冲推覆的方向都是自南东向北西的，并向东消减。

据卢华复等（1993）报道，在福建沿海的长乐-南澳变质带中及其以西地区有蛇绿岩和

变质沉积岩出露，将该变质带视为晚中生代的碰撞造山带。据蓝晶莹等（1995）的研究认为这些蛇绿岩是辉长岩和角闪辉长岩，时代为106.02Ma（锆石年龄），并不是蛇绿岩套的一部分，是受深埋的地壳基底混染（$\varepsilon_{Nd}=-4$）而形成的深成岩浆岩。目前，在福建沿海既没有见到前陆褶皱冲断带，也没有见到第三纪的磨拉石建造，变质沉积岩的原岩是混杂带的复理石基质还是俯冲下去的被动边缘的沉积物，现在还难得出结论（李继亮，1995）。此外，还缺少组成蛇绿岩套所不可缺少的玄武岩和硅质岩。根据我们对东南沿海中生代岩浆作用的长期研究认为，该断裂带是中生代以来地幔一直隆起的裂解带或类裂谷带，辉长岩类代表了壳-幔转换带的产物，A型碱性花岗岩带沿该断裂带线性分布。

许志琴等（1995）认为长乐-南澳造山带是叠复-转换型山链的典型例子，中侏罗纪末期，从西太平洋古陆分裂出来的长乐-东山地体与东南大陆发生碰撞作用，主应力来自东南方向（吉雄，1989），形成一系列NW-SE方向的逆冲推覆构造，伴随有160Ma的S型花岗岩的生成。早白垩纪初期，陆内造山作用在早期拼合部位形成巨大的NNE走向的左行平移转换带，伴随低压-高温变质作用及130～110Ma的花岗岩类。类似的山链还有政和-大浦和江山-绍兴断裂带。

（4）中、新生代岩浆作用的构造背景。

搞清东南大陆中生代岩浆作用的构造背景对于了解东南大陆的演化历史至关重要，原因在于历来就西太平洋板块俯冲和非俯冲以及是朝西还是朝东消减的争议（Aubouin，1990；许靖华，1990）。关于华南中生代岩浆作用必须考虑以下几点与现代板块俯冲模式不相适应的事实：① 中生代岩浆岩带宽＞1000km，远大于通常所观察到的俯冲岩浆弧宽度（约500km），并且在大陆内部广泛分布的是早中生代以地壳重熔为主的壳源系列花岗岩类（S型）（＞150Ma），晚中生代体积有限的有幔源组分加入的同熔系列火山-侵入杂岩（145～75Ma）仅分布在中下扬子和东南沿海地区；② 中生代岩石的Nd模式年龄值集中在1.0～2.0Ga范围内，平均值为1.54Ga，表明源岩主要为早-中元古代基底岩石，更不排除有太古代岩石的来源，并且还有岩石中幔源组分比例越高，Nd的模式年龄值越低的现象；③ 分布在东南沿海地区的火山-侵入杂岩是以英安岩-流纹岩为主的高钾钙碱性酸性岩系列，它既不同于以玄武岩-安山岩为主的岛弧型钙碱系列，也不同于以玄武岩-安山岩-英安岩为主的安第斯型钙碱系列，我们称其为大陆扩张-裂解型钙碱系列；④ 中生代岩浆作用的整体应力环境是碰撞挤压向松弛至扩张-裂解转化，在大陆内部广泛分布的早中生代（＞150Ma）S型花岗岩类是微陆块拼贴碰撞作用的产物，主要分布在东南沿海地区的晚中生代火山-侵入杂岩是在扩张伸展条件下形成的，沿海呈北北东向分布的代表中生代岩浆作用末期的A型晶洞碱长花岗岩是裂解作用的产物，有大量幔源基性岩脉与其共生。新生代玄武质岩浆作用与东南大陆裂解和南海扩张密切相关。

这些问题的解决尚须做进一步工作，目前看来难度相当大，存在争论是不可避免的。

## 四、东南大陆岩石圈构造演化的讨论

多阶段演化是东南大陆地区一项主要特征，它反映在物质组成的演变和构造型式的转换两个不可分割的方面。从目前掌握的各学科研究进展来看，超多阶段演化特征（周新华，1993）这一特点在中国大陆岩石圈研究中是相当突出的。我们将东南大陆陆块分为三个主要

165768

期：>2500～1000Ma 为陆块形成期，1000～155Ma 为陆块间的碰撞拼贴期，145～5Ma 为陆块伸展裂解期。

**1．陆块形成期**

>2500Ma，晚太古代古陆核形成

全球范围内 60％以上的大陆地壳形成于晚太古代（2500～2700Ma）。湖南桂东汤胡岩体中发现了 2500Ma 太古代残留锆石（李献华，1990），建宁伊家湾和客坊天井坪组 5 个斜长角闪岩样品的 Sm-Nd 全岩等时线年龄为 2682±148Ma（宜昌地质矿产研究所），浙西南八都群变质沉积岩中也含有大量的晚太古-早元古代残留锆石，并且普遍显示出晚太古代的 Nd 模式年龄，表明这些变质沉积岩来源于晚太古代地壳；闽粤交界的武夷山区可能存在晚太古代古陆核。位于扬子陆块的滁县-苏锡区发现 Nd 模式年龄相当于晚太古代（2500Ma）的样品，目前尽管还没有找到相应的太古代地层，然而太古代再循环组分的普遍存在，令人相信，>2500Ma 是扬子和华夏陆块古陆核的形成期。

1800～1400Ma，中元古代地壳快速增长

本区 100 多个前中生代地壳岩石样品的 Nd 模式年龄分布在 1.0～3.3Ga 之间，并在 1800Ma 和 1400Ma 呈现出两个明显的峰值，表明前寒武纪地壳的形成时期为晚太古代-中元古代，而晚元古代到古生代可能没有明显的大规模新生地壳形成。华夏陆块内 11 个花岗岩的 Nd 模式年龄范围为 1560～2101Ma，中下扬子区变质杂岩的 Nd 模式年龄范围为 1300～1800Ma，怀宁地区 Sm-Nd 年龄为 1895Ma（邢凤鸣、徐祥，1994），谏壁埠城地区角闪石 K-Ar 年龄为 1771Ma，浙江陈蔡群和海南岛石碌群变质岩中残留锆石 U-Pb 年龄都大于或近于 1400Ma（1352～2004Ma）。大量研究表明，1800Ma 是世界范围内一次最重要地壳增生期，因此，也是东南大陆地壳的主要形成时期。在全球范围内，1400Ma 地壳增长远不如晚太古代（2500～2800Ma）和早中元古代（1700～1900Ma）那么显著，近年来在世界范围内也识别出 1300～1500Ma 的地表组分，福建长乐-南澳变质岩带的 Nd 模式年龄为 1200～1500Ma，浙西南元古代地层中斜长角闪岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 1377Ma 和 1347Ma（周新华等，1993；胡雄健等，1991）。因此，中元古代是本区地壳快速增长期，并以两阶段增长为特征，即第一阶段早中元古代（1800Ma）的快速增长，与全球 1700～1900Ma 大规模地壳增长一致，构成了东南大陆的主体；第二阶段是晚中元古代（1200～1400Ma）早格林维尔造山期的地壳增生。

1400～1000Ma，陆块隆起剥蚀

该期间沉积间断发育，福建为龙北溪组与麻源群之间的沉积间断，龙北溪群有底砾岩，海南岛为石碌群与金牛岭群之间的沉积间断和微角度不整合，云开地区缺乏该期间的同位素数据。

**2．陆块间的碰撞拼贴期**

1000～800Ma，晋宁期碰撞造山

约在 1300～1200Ma 期间，景宁陆块与基底年龄为 1800Ma 的八都陆块相碰撞，这个联合陆块沿江山-绍兴断裂带碰撞增生到扬子陆块上，平行碰撞带的武夷山地区形成信江裂谷，垂直碰撞带发育龙泉-南平裂谷，发育次深海浊积堆积和双峰式火山岩，形成了变玄武岩、细碧-角斑岩、变流纹岩以及硅铁建造和块状黄铁矿型矿床。在扬子南缘从中元古四堡群到二叠纪各个时代的泥质沉积岩的 Sm-Nd 同位素组成表明，上丹州和下震旦的样品具有明显

年轻的 Nd 模式年龄（1200～1500Ma），而四堡群和显生宙沉积岩样品的 Nd 模式年龄分布在 1700～2000Ma。从震旦到二叠纪，沉积岩的 Nd 模式年龄随着时间演化逐渐变老，并和四堡群和下丹州群的沉积岩年龄趋于一致。这一趋势表明，大约在 1000Ma 时，沉积物源区发生了显著变化，其中地幔组分明显增加。碰撞拼贴后，沉积物源区的地幔组分逐渐减少，趋于以约 1800Ma 存留年龄的陆源区为主。

430～390Ma，褶皱变形与地壳重熔

加里东晚期（以志留纪为主）广泛出露这一时期的 S 型花岗岩，主要岩性为黑云母花岗岩和花岗闪长岩，年龄为 390～450Ma，主要集中在 430Ma 左右。这一时期的花岗岩浆活动对东南大陆地壳发展产生重要影响，加里东区域地壳运动，使东南大陆从震旦-奥陶纪以类复理石建造为特征的海相沉积环境迅速转变为山地环境，并导致志留纪地层普遍缺失，部分地区延续到下泥盆统，同时形成了大量源区主要为区域前存古老地壳岩石的 S 型花岗岩，如武功山混合花岗岩、万洋山花岗岩、诸广山花岗岩等，它们的 Sr 初始值一般高于 0.711 以及有少量 Sr 初始值较低（<0.710）的中性和中基性侵入岩体。加里东期花岗岩的 Nd 同位素组成比较一致，$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为 $-4\sim-10$，主要集中在 $-6\sim-8$，花岗岩的 Sr-Nd 体系为一平缓的负相关关系，没有明显的地幔组分加入的趋势，物质来源主要为区域前存古老地壳岩石。同时也表明，华南早古生代没有明显的地壳增长。该期造山作用对武夷地区深层韧性剪切带的发育起着重要的控制作用。

230～155Ma，印支期燕山早期块体碰撞拼贴，盆地闭合

加里东造山运动导致志留纪以前地层广泛褶皱，泥盆系地层不整合覆盖在下古生界之上，并发生区域不整合运动（380～230Ma），华夏陆块隆起（主要是江西、浙江、福建抬升出海面之上）被石炭纪海侵沉积所覆盖。

印支期是特提斯洋演化的重要时期，由于古特提斯洋关闭，华夏陆块西南部一些离散地体的碰撞拼合，如钦防海槽关闭，粤东地体沿吴川-四会碰撞带与粤西云开块体拼合。印支期碰撞使得华夏陆壳发生广泛重熔，如诸广山地区，加里东期花岗岩重熔形成印支期 S 型花岗岩和火山岩，在一些碰撞带附近形成壳-幔混合型花岗岩和橄榄安粗岩类（如阳春盆地的闪辉二长岩，Sr 初始值约 0.703）。目前已测得大容山全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 235.8 ±2.2Ma（任纪舜等，1990），微量锆石 U-Pb 不一致年龄为 214±7Ma（李志昌等，1989）。广西牛庙、同安岩体和广东马山、伍村岩体具有 Nd 同位素初始值高和 Sr 初始值低的特点 [$\varepsilon_{Nd}(t)=+0.14\sim-2.4$，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.703\sim0.706$]，属典型的壳-幔混合型花岗岩（李献华，1993）。另一类印支期花岗岩，如淋洋、闻韶、白云圩等岩体 Sr 初始值>0.720，$\varepsilon_{Nd}(t)\approx-9$，属于典型的 S 型花岗岩。在闽西南的永安-大田一带和浙西金华-衢州一带确定了三叠纪碰撞造山带的前陆褶皱冲断带（李继亮，1995），在这些地区发育了印支期壳型花岗岩，如大富足岩体（Rb-Sr 全岩等时线 225～216Ma），珠兰埠花岗岩（192 ±7Ma，高维敬，1990），板八火山岩（223.8Ma，薛怀民，1995），它们的（$^{87}Sr/^{86}Sr$）初始值都大于 0.715，研究表明地壳组分约占 90%以上，极少有地幔物质加入。

大致与此同时，在垂直碰撞造山带的永安-梅县-会昌地区发育近东西向裂陷，在武夷山南端闽粤赣交界处构成一总体呈近东西展布的火山-侵入杂岩带，形成玄武安山质与流纹英安质双峰式岩石组合，底部玄武岩的 K-Ar 年龄为 193Ma（江西地质科学研究所，1992），顶部英安流纹岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 179±3Ma（福建地质科学研究所，1992），属典型拉

张环境下的产物。

燕山早期，华夏陆块沿基底断裂带发生强烈的推覆剪切，在强烈逆掩推覆作用和地壳多次叠覆增厚条件下，地壳沉积物和火山碎屑物重熔。在广西、广东、湖南、江西等地区大面积出露的侏罗纪花岗岩及其高度分异演化的小岩体，年龄主要集中在 150～165Ma，如贵东、佛冈、四会、西华山等岩体的形成年龄都在 155Ma 左右（表 1-1）。这表明 155Ma 可能

**表 1-1　东南大陆某些岩体的同位素年龄**

| 岩体名称 | 同位素年龄/Ma | 资料来源 | 岩体名称 | 同位素年龄/Ma | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|
| 九峰岩体 | 155* | 李献华,1990 | 青阳岩体（γδ） | 138 | Chen Jiangfeng, 1985 |
| 淋洋岩体 | 155* | 李献华,1990 | 太平岩体 | 137～138 | Chen Jiangfeng, 1985 |
| 贵东岩体 | 158 | 王学成等,1990 | 旌德岩体 | 139～140 | Chen Jiangfeng, 1985 |
| 佛冈岩体 | 158 | 王一先,待发表 | 黟县岩体 | 140～141 | 周泰禧等,1988 |
| 岗尾岩体 | 154 | 李献华,待发表 | 月山岩体 | 137 | 陈江峰,1991 |
| 四会岩体 | 156 | 陈泰干,1991 | 大龙山岩体 | 136* | 翟建平,1989 |
| 香港 Tai Lam | 156* | Swell. R. J, 1992 | 香港 Kowlon | 136～* | Swell, R. J., 1992 |
| 西华山 | 155* | 李亿斗等,1986 | Bulter, Kwun Tong | 138 | |
| | | | 铜官山 | 137 | 周泰禧,1988 |
| | | | 金口岭 | 136 | 周泰禧,1988 |
| | | | 馒头山 | 139 | 毛建仁,1990 |
| 花团巩花岗岩 | 126* | 周余谔,1992 | | | |
| 蒋庙辉长岩 | 125* | 周余谔,1992 | | | |
| 阳湖塘辉长岩 | 125* | 徐祥、邢凤鸣,1994 | | | |
| 霍里花岗岩 | 123* | 邢凤鸣,1995 | | | |
| 砖桥组粗安岩 | 126.6 | 胡华光,1982 | | | |
| 龙王山组粗安岩(宁芜) | 126.1 | 胡华光,1982 | | | |
| 九华山花岗岩 | 123 | Chen Jiangfeng, 1985 | 福州岩体 | 104* | Martin, 1994 |
| 黄山花岗岩 | 123 | Chen Jiangfeng, 1985 | 丹阳岩体 | 103* | Martin, 1994 |
| 洪镇花岗岩 | 122 | Chen Jiangfeng, 1985 | 古农岩体 | 101* | 周珣若, 1994 |
| 乱泥滩花岗岩 | 124 | 李坤英,1990 | 梁弄岩体 | 101 | 陈江峰等, 1991 |
| 苏州花岗岩 | 123 | 陈江峰,1993 | 龙皇堂岩体 | 110 | 陈江峰等, 1991 |
| 霍舒正长岩带 | 121～ | | 山头郑岩体 | 108 | 陈江峰等, 1991 |
| 霍舒正长岩带 | 126 | 周泰禧,1992 | 基性岩脉 | 110～103 | 李献华, 1995 |
| 洪公石英正长岩 | 123 | 陈江峰,1991 | | | |
| 上房辉长苏长岩 | 123 | 周珣若等,1994 | 漳州新村岩体 | 93～97 | 周珣若, 1994 |
| 长寨花岗绿闪长岩 | 123 | 周珣若等,1994 | 魁岐岩体 | 93 | Martin, 1994 |
| 阳春石花岗闪长岩 | 122* | 赵子杰,1985 | 笔架山岩体 | 92 | Martin, 1994 |
| 佛冈丫髻碱性岩 | 127 | 周玲棣,1995 | 大量基性岩脉 | 92 | 李寄嵎, 1994 |

注：带 * 为 Rb-Sr 等时线年龄，其余均为 $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ 年龄。

是燕山早期很重要的岩浆活动时代。远离东南沿海大面积出露的燕山早期花岗岩绝大多数属于地壳重熔的 S 型花岗岩，在 Sr-Nd 相关图上主要落在大的负 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值、高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值的第Ⅳ象限内，是在区域挤压环境下形成的。

**3. 陆块伸展裂解期**

中国东南大陆中生代造山隆起后全面海退，从中侏罗世末（150Ma）各方面都表现为扩张的特征：① 理论上，碰撞造山作用必然导致地壳缩短增厚，碰撞造山带下岩石圈地幔部

分会迅速地机械减薄，即发生岩石圈根部沿走滑断层与上覆地壳的剥离作用（Nedson，1992，图 1-2），均衡作用使地壳迅速伸展减薄，热的岩石圈顶部熔融、上隆，下地壳熔融流动，同时表明不能用现代地壳减薄的轨迹去标志老的碰撞带，也不能以此为古地理地体分析的依据。假定三叠纪碰撞造山带在闽西南永安-大田和浙西金华-衢州一带（李继亮，1995），现今地幔上隆界线大致为拓荣-安溪一线，向东偏离约 60km，是晚中生代以来下地壳一直向东流动的证据。② 据屯溪-温州爆炸地震观测，在金衢断陷盆地区上地幔顶部存在多层高、低速相间的物质（熊绍柏等，1993），下地壳地震波速度比两侧偏高，莫霍面上隆 5km。深部构造模型表明，在 86km 深度以上形成一个宽约 30～40km，厚约 30km 的超基性岩浆房，地幔底辟作用使部分岩浆不断向上迁移，导致莫霍界面隆起并破裂，超基性岩浆进入下地壳层，这种地壳底部的底侵垫托作用（underplating）与地表扩张沉陷对应。③ 倾向北东的政和-大浦断裂带已从印支期-燕山早期逆冲-推覆作用转向伸展-拆离作用，引发一系列倾向北东的缓倾角正断层，形成断陷盆堆积（如梨山组），在伸展-拆离的总构造背景下诱发水平剪切分量（水汀等，1993）。④ 中侏罗世（176～150Ma），福建的漳平组，浙江的毛弄组、渔尖山组和江西的罗坳组都为扩张性质的断陷盆地内陆河湖相堆积，局部已开始有小规模的火山喷发，火山岩系的底部层位也是在断陷的内陆湖盆的基础上发生的。⑤ 早白垩纪早期（125～105Ma），扩张进一步增强，下地壳底侵垫托作用的强热流致使长乐-南澳一带发生近高温等压或减压的绿片岩相变质作用。

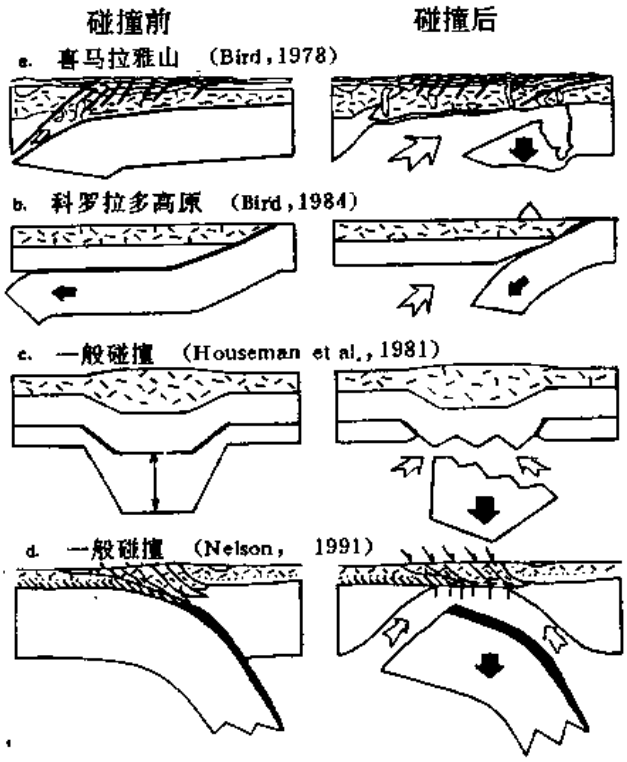



图 1-2 某些已发表的大陆岩石圈剥离模式

（据 Nelson，1992）

虚点：地壳；白色：地幔岩石圈。在(d)图中，斜细线为基性下地壳；黑色条带是在俯冲过程中已转换成榴辉岩的基性下地壳和洋壳；粗黑线为玄武岩墙和岩床；空箭头代表软流圈平流朝上替代沉没岩石圈板块(黑箭头)

大面积伸展塌陷主要发生在浙闽粤滨海以及长江中下游地区，岩浆作用产物为滨太平洋的东南沿海火山-侵入杂岩带和长江中下游的火山-侵入杂岩带。高精度的 Rb-Sr 等时线和 $^{40}Ar/^{39}Ar$年龄测定表明（表 1-1），研究区从燕山早期的挤压到晚期扩张转变的时间大约在 145Ma，与岩浆作用开始活动的峰值年龄大致相当。142～139Ma 的玄武岩和基性岩脉在本区存在（毛建仁，1990；杨祝良，1991；李献华，1994）是本区大陆地壳开始扩张的标志，该时期岩浆作用产物主要为高钾钙碱性 I 型花岗岩-流纹岩类（东南沿海地区），高钾富碱钙碱性系列闪长岩类（长江中下游地区）；在 125～105Ma 时，本区扩张作用增强，形成双峰式火山-侵入杂岩，以及橄榄安粗岩系粗安岩类和碱性正长岩带（后者主要在长江中下游地区）；在 92Ma 时，本研究区进入裂解阶段，在东南沿海地区形成 A 型碱性（长）花岗岩带以及大量基性岩脉，在长江中下游宁芜盆地形成娘娘山组碱性火山岩。这些岩石都是在陆块

拼贴碰撞后，岩石圈伸展塌陷的重力驱动导致地幔上涌以及下地壳镁铁质岩浆底侵垫托的扩张背景下形成的。火山-侵入杂岩多数显示出不同比例地幔物质的加入，Nd-Sr 同位素体系显示出规律性的负相关关系。

92Ma 后，区域地壳从拉张进入裂解或类裂谷演化阶段，在东南大陆裂解形成一系列北东向裂解带和琼东南-珠江口-台湾海峡，浙闽以东及其海域形成高钾钙碱性系列和碱性系列共生的双峰式火山岩和 A 型晶洞花岗岩带以及基性岩墙群。

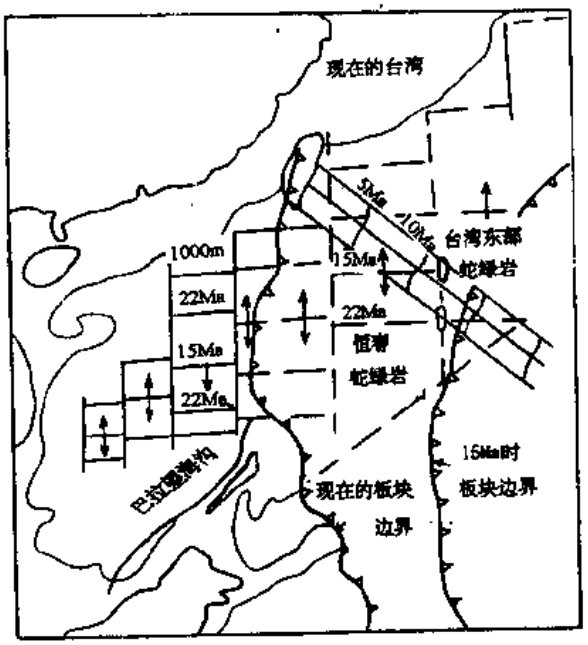



图 1-3　15Ma 时南海与菲律宾海板块西缘的构造重建图
（据 John Suppe，1988）

60～5Ma，大陆裂谷岩石圈减薄期

60±2Ma，东南大陆地壳进入开裂阶段。50Ma 左右印度板块与欧亚板块碰撞开始（Huchon，1994），陆内形成一系列半地堑盆地，东南大陆边缘发育成被动边缘，进入大陆裂谷期，形成来源于岩石圈地幔源的早第三纪拉斑玄武岩。32Ma 左右南海开始扩张并形成北东向次海盆。小型软流圈地幔柱物质上升，在东南沿海约 45～55km 深度内形成一厚薄不一的高导电层，其结果在南海及粤东、苏北地区和台湾西部形成来源于软流圈地幔源的晚第三纪拉斑玄武岩和碱性玄武岩。大约 23Ma 南海扩张发生旋转，形成东西向中央海盆，在东南大陆（包括扬子陆块、华夏陆块、海南岛、南海和台湾西部）发育晚第三纪碱性玄武岩。到早中新世（约 15Ma）南海扩张停止。菲律宾海板块仍在以逆时针方向旋转，将俯冲带由东往西推挤，上新世末（约 5Ma）时到达现今位置（图 1-3）。吕宋弧与欧亚大陆东南边缘碰撞造山，台湾中央山脉形成。

# 第二章　中国东南大陆中、新生代构造-岩浆源区分区界线

本课题涉及的范围是我国中、新生代构造及岩浆活动异常活跃的地区之一。尤其是岩浆活动，在活动规模、持续时间及多样化等方面，足以与中、新生代岩浆活动最频繁的太平洋东岸相比较。同时，本区岩浆活动在岩浆成分及活动机理等方面，有其自身的独特性（陶奎元，1988），在空间分布上，也呈现出明显的分区特征。然而，由于不同研究者的研究内容、着眼点和地域的差异，他们提出的岩浆活动分区意见亦不尽相同。例如，在概述中国东部中生代火山岩特征时，吴利仁等（1982）将本区的绝大部分（常州-岳阳断裂以南）笼统划为中国东部南岩区；翁世勘、孔庆寿和黄海通过对浙闽赣粤中生代火山岩的研究，提出了浙东闽东区、浙西闽西区、赣中区和粤东赣南区的分区方案；1993 年，张理刚等独辟蹊径，以中生代花岗岩中长石的 Pb 同位素组成为依据，提出中国东南部地区地壳基底岩石至少可划分为武夷块体、闽台块体以及南岭-海南块体三大块体的见解。侧重点不同，分区的根据各异，各家都有合理之处。

笔者认为，东南沿海中生代火山岩的化学组成，在整体上同燕鲁苏皖等区有较大差异。前者以高钾钙碱性的英安流纹岩为主，后者则以出现橄榄安粗岩与高钾富碱钙碱性岩系为特征。而该地区范围内，中生代火山岩在火山活动的强度、方式、规模及时间等方面亦存在明显的区域非均衡性（陆志刚等，1991）。所以，吴利仁及翁世勘等对中国东部和浙闽赣粤这两个不同地域研究时提出的不同分区意见都有合理部分，并为描述各自范围内的中生代火山岩特征作出了贡献。近年来，区域地球化学研究在国内外获得了重要的进展。鉴于 Sm、Nd、Sr 及部分矿物 Pb 同位素的稳定性较好且对源区特征有较强的继承性，故前述张理刚等的工作可以说为本区的地质研究提供了一个新思路。然而，岩浆作用是一个复杂的地质过程。地幔与地壳的不均一性、形成岩浆时的挥发分、温压等的影响条件以及岩浆形成后的同化混染因素均可导致岩浆地球化学性质的差异。此外，同一地块不同深度的源岩，其地球化学性质未必相同；即使在同一地块同一深度内，也并非都是均一的原岩。另外，不同地块源岩的地球化学性质亦存在相仿的可能。所以，笔者认为，区域范围内各种岩浆岩的地球化学特征是反映基底性质的重要线索，但在真正意义上，它们不足以成为基底划分的主要依据，首先应当考虑的是制约岩浆源区划分的构造条件。

本课题研究范围在地域上是中国东部的一部分。除浙赣闽粤外，还包括苏沪及皖湘桂的一部分。在研究内容上，它涉及到中、新生代的构造、岩浆及成矿等，几乎包含了这一地区中、新生代的整个地质过程。为了更真实、更科学地概括这一地区的构造-岩浆-成矿格局，我们考虑分区方案时，将在前人研究的基础上，着重依赖于最直接的地质界线——断裂带对岩浆活动制约方面的证据。以下，笔者先介绍分布于区内的几条主要断裂构造带。

## 一、郯庐断裂带

郯庐断裂带是我国东部大陆最重要的断裂构造带之一，1956 年由地质部航测大队经航磁发现；1978 年，徐嘉炜最早、较全面描述了该断裂带的构造特征及其地质意义。它在安徽境内延伸 400 多 km，地表宽 20～40km，沿带地层揉褶，糜棱岩化现象普遍。断裂带东侧前震旦系地层为绿片岩相变质的张八岭群和五河群，西侧则为变质程度更高的大别山群和宿松群。断裂带南端分为两支，其中东支经安庆过长江与吴川-四会断裂带会合。

《安徽地质志》一书据郯庐断裂带附近细碧岩的存在及其变形（与之相邻的震旦系地层未遭变形），推测了该断裂带的活动始于元古代。然而，笔者 1992 年在对张八岭一带实地考察时发现，那里的震旦系碎屑岩中发育有同西冷组（张八岭群）糜棱岩化细碧角斑岩方向一致的变形面理及线理构造，且其反映的应力场方位亦与后者相仿（郭坤一等，1994）。据此，笔者认为，郯庐断裂带最早活动的时间可能要后移。但是燕山早期花岗岩浆沿断裂带贯入以及花岗岩体的长条形产状表明，该断裂带的存在应不迟于中生代。另外，沿该断裂带燕山期花岗岩的强烈变形，安徽邱家岭附近元古代混合岩被逆冲至第四纪松散坡积层之上的事实（李自堃等，1985）以及人类历史上的地震记录均表明，郯庐断裂带在中、新生代是一直活动着的。

地球物理资料显示，郯庐断裂带的存在代表了特殊的深部地壳结构意义。1981 年，国家地震局地球物理勘探大队所作的连云港-临沂-泗水剖面深地震测深结果表明：该断裂带深度大于 20km，可能穿透地壳进入上地幔。在断裂带附近，上地幔形成宽 50～60km、幅度 30～40km 的隆起，隆起顶部深度为 30km。断裂带西侧，中地壳中部为正速度梯度带，下地壳有两个低速层并夹有高速夹层；东侧中部地壳没有正速度梯度层，下部地层也仅有一个低速度层。断裂带东侧的速度梯度值也比西侧低（国家地震局《深部物探成果》编写组，1986）。1973 年，山东地震地质大队对黑旺铁矿工程爆破进行了五次观测。由此得到的断裂带东侧地壳厚度为 31km，西侧为 33～36km；转换波测深结果也证实郯庐断裂带为莫霍界面隆起带，界面深度为 30km。由此可以看出，郯庐断裂带是一条破碎的、切穿地壳的断裂构造带，分布于其两侧的地块在地壳结构上存在显著的差异。

长期的研究不断证实了郯庐断裂带的大型左行平移断层性质（徐嘉炜，1978；李自堃等，1985）。而新近的研究则进一步提出，这一断裂带错断了一条重要的碰撞造山带——大别山地缝合线带（李曙光，1990；徐树铜，1991；孙竞雄，1992），并指出被错断的造山带的东端，现推移至江苏的泗阳—响水一带。就现有的地质证据而言，笔者倾向于接受上述观点。也就是说，我们可以接受这样的推论：郯庐断裂自身代表着两个不同地块的结合部位。

## 二、江绍断裂带

江绍断裂带是浙江江山-绍兴断裂带的简称。它呈北东走向，东起杭州湾外大陆架，大致沿浙赣铁路线向西至武夷山北坡，全长 450km。受其影响发生构造变形的岩石，在地表出露的最大宽度为 5.5km，最窄地段约 600m。该断裂带有如下六方面的特征。

**1. 岩石的韧性变形**

沿江绍断裂带，特别在出露最好的绍兴平水至诸暨璜山、金华北山地区，发育了延长约150km的闪长质糜棱岩带。该糜棱岩带发育于353～361Ma前，变形温度425～475℃，且变形还促发了低绿片岩相的变质作用（Zhu Yunhe、Zhou Xinmin，1994）。

**2．不同构造单元岩系的分界线**

江绍断裂带西北侧分布的是组成江南古岛弧的蛇绿岩套（伏川蛇绿岩套、赣东北蛇绿混杂岩）、岛弧型火山-沉积岩系（双溪坞群、登山群等）前陆磨拉石建造（骆家门组、虹赤村组、上墅组等）和碰撞型花岗岩等。东南侧是中、晚元古代的角闪岩相陈蔡群区域变质岩（周新民、朱云鹤，1993；水涛等，1988）。因此，江绍断裂带两侧地质体的岩石类型截然不同。

**3．不同地球物理场的分界线**

江绍断裂带东南侧，磁异常呈近东西向，而北西侧则以北东走向为特征。同时，该断裂带位置叠置的是一显著的重力梯度带。由布格异常反演所得地壳厚度可知，该断裂带对应于一莫氏面凸起带，其东南侧地块的地壳平均厚度比西北侧约大3km（孙德海等，1987）。

**4．地球化学域的分界线**

江绍断裂带的西北侧，成矿元素以Cu、Mo、Sn正异常为特征，构成高品位的绍兴西裘铜矿和德兴特大型铜矿；其东南侧以Pb、Ag、Au、Be、Nb等正异常为特征，构成诸暨璜山、天台五部、遂昌治岭头等Pb、Zn、Au、Ag多金属矿。两者之间差异明显。

**5．地震分布**

自70年代建立地震台网后，在江绍断裂带东端杭州湾附近记录了近50次地震活动。沿江绍断裂带也测得了一系列$M_S>1$的震中分布（李起彤等，1986；国家地震局分析预报中心，1980）。

**6．构造类型**

沿江绍断裂带发育的糜棱岩，其页理产状近于直立，但钻探及地球物理资料（周新民、朱云鹤，1992；刘平山，1991）表明，该断裂带的倾向，往深处折向东南并呈波状逐渐平缓。就褶皱形式而言，断裂带上盘即东南侧的陈蔡群区域变质岩，呈轴面向南东倾的一系列紧闭同斜褶皱；下盘，即西北侧双溪坞群火山沉积岩系，为单斜倒转或大型背斜构造。因此，陈蔡群变质岩可能是沿江绍断裂带向西北逆冲推覆的主动翼。这一推论与地震震中常分布在断裂带东南一侧的特点是相吻合的。

笔者曾对江绍断裂带作过专门的研究（周新民、朱云鹤，1990，1992，1993；朱云鹤、周新民，1994），得出的结论是：江绍断裂带两侧为岩石组合、地质历史迥异的两个构造单元，即残留的元古代江南古岛弧和由二元变质岩系组成的元古代华夏地块；两者于约900Ma前沿江绍断裂带发生碰撞并实现弧陆联合。亦即，江绍断裂带是一条形成于900Ma前的地缝合线带。在弧陆拼合过程中，一些起源较深的超镁铁质、闪长质岩浆沿缝合带贯入并固结成为两个硅铝质刚性块体间的“粘合剂”地缝合线带，于300～400Ma前复活并导致沿带闪长糜棱岩的形成。沿江绍断裂分布的燕山期花岗岩（江山及金华附近等）、喜山期玄武岩（龙游附近）等表明，该断裂带在中、新生代也是活动的。

## 三、海丰-丽水断裂带

海丰-丽水断裂带呈北北东走向，中段又称政和-大浦断裂带，沿浙江余姚、丽水，福建政和、尤溪、龙岩，广东大浦、海丰等地一线分布。全长1100km，地表宽度为20～50km，由一系列平行分布、倾向南东的陡倾角断裂组成。

该断裂带标志明显，大断裂成束状出现，单条断裂延长可达百余公里，多为高角度压性冲断层。其中挤压片理、构造透镜体、糜棱岩带、劈理带发育良好。断层旁侧的岩层揉皱强烈。此类特征，典型出露在浙江龙泉至福建政和一带。

沿断裂带，地球物理特征并不十分显著。但由于清晰的构造标志以及沿带出露的基性、超基性侵入岩（如政和王母山橄榄岩、龙泉汤源辉长岩等）等，它作为一条大型的、切割较深的断裂构造带的特征仍然是显见的。郭令智等（1980）曾将其视为华南加里东期的板块俯冲带。

海丰-丽水断裂带的形成历史至今仍是未解开的谜。笔者在对浙闽一带岩石的概略考察后，并不赞成将该断裂带当作或类似于板块边界的看法。因为在断裂带两侧分布的前寒武纪变质岩并无本质的差异。此外，尽管沿断裂带确实分布着橄榄岩、辉长岩甚至细碧角斑岩，但至少细碧角斑岩与辉长岩在时代上是相差甚远的。前者的成岩年龄大于600Ma（福建区调队，1990），后者则小于400Ma（如汤源辉长岩Pb表面年龄为237Ma，汪新，1989）、大康辉长岩K－Ar年龄350Ma（李根坤等，1985）。也就是说，所谓沿海丰-丽水断裂带存在蛇绿岩套的观点是证据不足的。

由于大康辉长岩的存在，我们认为海丰-丽水断裂带的出现应不晚于350Ma前。晚泥盆世-早三叠世，该断裂带又有活动，它控制了沉积中心，紧挨断裂带形成了巨厚的沉积层。中三叠末，强烈的构造活动导致了下元岩体（209Ma）、草山岩体（191Ma）等重熔型花岗岩的沿带贯入。至燕山期，以福建为例，东部强烈断陷，西部则相对隆起。海丰-丽水断裂带成为截然界线，两侧构造单元面貌迥异。值得一提的是，在东南沿海分布极为广泛的中生代火山岩受到了该断裂带的严格控制，其分布几乎完全局限于断裂带以东，断裂带以西仅零星可见。

由于海丰-丽水断裂带经历了多期的活动，沉积、变质和岩浆活动亦很复杂，且经多次的叠加改造，因此沿带也形成了较丰富的多金属及磷、煤等矿产。

## 四、长乐-南澳断裂带

该断裂带位于东南沿海，呈北东向平行海岸线分布。它延长大于800km，宽38～58km。在地球物理场方面，长乐-南澳断裂带表现为一个规模宏大、形状清晰的重力场梯度带和莫霍面变异带。沿断裂带是一明显的莫霍面凸起带。

该断裂带被推测发生于晚三叠世。至白垩纪活动更为强烈，并伴有大量岩浆岩的侵入与喷发。其中，在莆田长基、泉州桃花山、东岳以及岱前山等地均出现超镁铁质的橄榄岩、辉石岩和辉长岩。第三纪以来，该断裂带还控制了佛昙群玄武岩和近代地震与温泉的分布。自1600年以来，已先后发生$M_S>7$的强烈地震三次，最强8级。一般破坏性地震亦达12次。

地震震源深度 25～30km。沿断裂带有 20 多处温泉出露，最高泉水温度达 107℃。

目前，较为普遍的认识是，长乐-南澳断裂带于晚三叠世受太平洋板块向欧亚板块俯冲而形成（李根坤等，1985；陶奎元等，1988）。郭令智等（1980）将其视为燕山期的板块俯冲带。许靖华（1990）、李继亮等（1993）则主张该断裂带代表着形成于中生代的地缝合线。笔者在对浙闽东部中生代岩浆岩的研究过程中，对这一断裂带进行了多次的考察。至今，笔者尚不能苟同这一断裂带代表中生代板块边界的认识。理由有四：① 沿带出露的超镁铁侵入岩并未被证实是蛇绿岩套的一部分（参见李继亮，1993），且组成蛇绿岩所不可缺少的玄武岩、硅质岩等，连残留的碎块尚未发现；② 长乐-南澳断裂带对应于一明显的莫氏面凸起带，它表明沿带不存在碰撞造山所致的山根；③ 若造山带已被抬升剥蚀，则在断裂带两侧（至少一侧）能找到快速堆积的巨厚前陆磨拉石建造。而事实上，侏罗系和白垩系地层中，除大量的火山岩外，并未见到厚层的陆相或浅海相碎屑沉积岩；④ 东海灵峰一井片麻岩（Rb-Sr 等时线年龄 1680Ma）的发现表明，在断裂带东侧，同样存在着元古代的结晶基底，而不是洋壳或洋壳基础上发育的增生弧。

据现有的证据，笔者认为：长乐-南澳断裂带孕育于晚三叠世。它对应于一条自中生代以来一直上升的地幔隆起带，亦即它是一条正在发育着的裂谷带。这一观点可以得到沿带中、新生代岩浆岩组合的支持：白垩纪最早的那些超镁铁侵入岩代表了地幔底辟的成分，接着的大量钙碱性花岗岩类与相应的火山岩是地幔上升后高热流条件下深部岩石部分熔融的产物。而中生代晚期碱性花岗岩及新生代玄武岩的存在，则对应于裂谷作用进一步发展，更深层岩浆上涌的产物。

## 五、邵武-河源断裂带

邵武-河源断裂带是华南重要的断裂带之一。它北与江绍断裂带相连，经广丰、崇安、邵武、石城、瑞金、寻乌向南延伸。该断裂带是华南华夏地块与加里东褶皱带两大构造单元的分界线，明显控制着下古生界、加里东期变质带和混合岩的分布，对中生代沉积和岩浆活动亦起到显著的制约作用。断裂带在卫片上有清晰的线性构造反映。

分布于该断裂东侧的元古代地层为陈蔡群、麻源群变质岩，其上基本缺失完整的加里东旋回的地层。而其西侧，则至今尚未发现与陈蔡群、麻源群时代或变质程度相对应的岩石的存在，广泛分布的是巨厚的加里东碎屑沉积岩系且构造复杂、褶皱发育。

该断裂带被推测为发生于震旦纪（李根坤等，1985），古生代末活动增强。沿断裂带形成了较高的角闪岩相变质带，并造成混合岩、混合花岗岩的沿线分布。至燕山期，断裂带再度活跃，并控制了晚三叠-中侏罗世一系列的盆地沉积。

尽管邵武-河源断裂带的深部特征及其所代表的地质意义尚需进一步的研究，但笔者认为，晚古生代以来断裂带两侧，在沉积作用、构造型式和岩浆活动等方面的差异是极为显著的。仅就作为华夏地块与加里东褶皱带的结合部，该断裂带就足以成为华南古生代以来的一条重要的地质界线。

## 六、吴川-四会断裂带

吴川-四会断裂带是东南沿海最早确定的重要断裂带之一，自加里东运动后即已形成，其后经多旋回活动。它经韶关与赣南断裂会合构成郯庐断裂带南延的一部分，东支则向上饶延展，与江绍断裂带相连。

该断裂带是本课题研究地域的西部边界的一部分。

## 七、江南断裂带

江南断裂带呈北东走向，在研究区内西起庐山，经安徽境内至江苏溧阳、常州、南通，向东延入黄海。

该断裂带为一壳内断裂带，但却是长江中下游扬子台拗与钱塘拗陷的分界线。其北侧的扬子台拗，自震旦纪以来地层的沉积厚度较小，且一般连续性较差；南侧的钱塘拗陷则形成了一套震旦、寒武、奥陶、志留系连续的、完好的沉积岩系。它表明在震旦纪一志留纪期间，断裂带两侧的沉积环境是明显不同的。而进入中生代后，断裂带对两侧岩浆活动的控制更为明显。北侧的燕山期岩浆侵入活动尤为活跃，并伴有火山活动；南侧则相对稳定，燕山期岩浆岩的分布明显少于北侧。

我们知道，分布在地缝合线两侧的硅铝质刚性块体，具有各自独立的地质历史及岩石圈结构，且最直接表现在各自岩浆活动、成矿作用等方面的独立性上（即使是联合以后）。因此，上述作为地缝合线带的郯庐断裂带、江绍断裂带，以及具类似于缝合线带性质的邵武-河源断裂带无疑是本区中、新生代构造-岩浆活动分区的主要的界线。一些壳内断裂带，如本区的海丰-丽水断裂带、江南断裂带，虽然不代表两个不同地块的结合部，但客观上在中生代以前即已存在，且被事实证明在中、新生代的岩浆活动中起到了屏障的作用。我们仍将其作为分区的重要依据。对中生代开始发育的断裂带，如长乐-南澳断裂带，尽管在中、新生代活动异常强烈，但它作为构造、岩浆活动的中心地带，不具备地质屏障的条件，故不能作为分区的界线。此外，在沿南京—湖州一带，虽然至今尚未证实存在明显的断裂带，但考虑到长江中下游的构造线到宁芜北端即折向近东西的宁镇山脉区，宁镇作为隆起而宁芜相对下降，这一转折说明中间可能存在断层。大致呈北西向延长的苏南火山盆地及侵入体露头的排列，也暗示这里存在一北西向的分界线，苏锡地区构造形迹与宁镇相似，但和宁芜及更西地区相比则有相当大的差别。鉴于 Pb 同位素组成及 Sr、Nd 同位素特点，把中下扬子区分为 A 及 B 东西两区是必要的。常印佛等在《长江中下游铁铜成矿带》一书中所附的“长江中下游断裂示意图”中，南京-溧阳-湖州深断裂（编号 11）是根据地质、地球物理现象推断的。他们还推断镇江-常州、苏州间有基底断裂存在（编号 33、34、47、48）。研究区南部的佛冈-河源断裂，实际上是南岭东西向构造带的一部分。该断裂带在震旦纪开始活动，对晚古生代的沉积相起着控制作用。燕山运动早期沿该基底断裂发生大规模多期次花岗质岩浆的侵入，燕山晚期在海丰-丽水断裂带东侧发育的岩浆活动将该断裂带截接-复合。在本次研究中将其作为基底断裂标出，以强调断裂带西段南北两侧晚古生代沉积地层和矿产分布的差异，并不作为分区的界线。

基于上述讨论，我们对本课题研究地区中、新生代时构造-岩浆活动的分区提出如下方案（参见图 1-1）：

在郯庐断裂带以东、泗阳-响水断裂带以南及江南断裂带以北的范围内，南京-湖州一线以西为 A 区，以东为 B 区。郯庐断裂以东、江南断裂以南、江绍断裂以北为 C 区。江绍断裂以南、海丰-丽水断裂以东的沿海地带为 D 区（包括台湾）。江绍断裂以南、海丰-丽水断裂以西、邵武-河源断裂以东为 E 区。邵武-河源断裂带以西、吴川-四会断裂带以东的加里东褶皱带为 F 区（包括海南岛）。

# 第三章　中（新）生代岩浆作用与源区分区性特征

前面根据研究区几条深断裂带对岩浆活动的制约，将这些断裂带作为划分六个构造-岩浆源区的主要地质界线。以下将进一步讨论中生代岩浆作用和演化，火成岩中 Sr、Nd、Pb 同位素所反映的分区性特征以及各区内中生代火成岩的源区特征及岩石的壳幔比例。最后将构造演化与岩浆作用壳幔分异的动力学作一概括。

## 一、中生代岩浆作用与演化

东南大陆中生代岩浆活动非常强烈，形成长约 1200km，宽约 500km 的滨太平洋中国东南大陆巨型火山-侵入杂岩带，它是环太平洋中生代火山-侵入杂岩带的重要组成部分。岩石组合以酸性和中酸性成分占优势（在华夏陆块内，英安质和流纹质岩石占 90% 以上）。该火成岩带叠置在扬子和华夏两个一级构造单元之上，其中又包括了若干个基底构造单元，因而构造-岩浆作用显示出明显的分区性。

根据前一章中按深大断裂划分的构造岩浆成矿分区，现就六个构造-岩浆-成矿区（图 1-1），即属扬子陆块的中下扬子区（A 区及 B 区）、南扬子区（C 区），属华夏陆块的浙闽粤滨海区（D 区包括台湾）、武夷区（E 区）、赣南粤东区（F 区包括海南）构造-岩浆演化作一综合叙述。

### （一）岩浆作用的多期性

整个研究区内三叠纪和早侏罗世已开始有岩浆活动，总的来看规模不大。中侏罗世（155Ma±）岩浆活动以侵入作用为主，在广西、广东、湖南、江西地区大面积出露。大规模的火山活动在晚侏罗世-早白垩世早期（145～125Ma）达到了鼎盛期。早白垩世（125～105Ma）火山活动已明显收缩，至晚白垩世（92Ma 后）则以碱性（长）花岗岩侵入为主。整个中生代岩浆作用根据其形成的时间先后，空间分布格局、岩石系列和组合、区域地动力性质，可以分为以下几个主要时期。

**1．三叠纪火山-侵入杂岩（255～190Ma）**

研究区三叠纪火山岩仅局限于广西南部的凭祥-大黎断裂带附近以及十万大山西南侧的台马-板八一带，而作为中国东南大陆中生代火山岩带主体的浙闽粤沿海地区未发育这一期火山岩。其中下三叠纪的火山岩主要分布于凭祥地区，以喷发-侵出岩穹的形式产出。以凭祥板扣为中心堆积了一套厚约 2000m 的酸性、中酸性火山角砾岩、凝灰岩及角砾熔岩。向外围岩性和厚度相变较快。在崇左江州一带底部出现少量玄武岩和石英辉绿岩，表明该地区火山活动初期，局部有少量基性熔岩溢出。

中三叠世火山岩主要分布于崇左江州、宁明—扶绥一带，以酸性熔岩为主，含少量的凝

灰岩、火山角砾岩，其中凭祥-大黎断裂带以北岩性主要为流纹岩和黑曜岩，而该断裂带以南则均为次火山相的石英斑岩，Rb-Sr 等时线年龄为 253±45Ma（薛怀民，1995），晚三叠世火山岩仅见于十万大山西南麓防城的扶隆、板八、峒中一带，呈北东东向带状分布，由一系列串珠状排列的侵出岩穹组成，岩性为流纹斑岩，野外产状显示与台马等岩体间具过渡关系，Rb-Sr 等时线年龄为 223.8±22.5Ma（薛怀民等，1995）。与其同时代、且成因上有密切联系的侵入岩分布很广，最著名的为大容山-十万大山花岗岩带，以及湖南淋洋岩体、广东的白云圩、闻韶岩体等，它们的 Sr 初始值大于 0.7200。由于它们已远离本研究区，本文不作详细叙述。

三叠纪的侵入作用在赣南带会昌地区的珠兰埠、大富足复式岩基中有记录。位于会昌县以东，石城-定南断裂带附近的大富足中-粗粒多斑黑云母钾长花岗岩的 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 230±23Ma，全岩、黑云母、碱性长石三者的 Rb-Sr 等时线年龄为 215±15Ma（高维敬等，1990）。复式岩基中稍晚侵入的禾仓排岩体，10 个细粒巨斑黑云母二长花岗岩的全岩等时线年龄为 216±6Ma（高维敬等，1990）。珠兰埠复式岩基中的岚山粗粒巨斑石英正长岩的全岩-单矿物 Rb-Sr 等时线年龄为 192±7Ma。这些岩石的 Sr 初始值都大于 0.7150，为典型的 S 型花岗岩类，是挤压碰撞的产物。

**2．早侏罗世火山-侵入杂岩（190～170Ma）**

主要分布于武夷山南端闽粤赣交界附近的华安、永定、梅县、蕉岭、寻乌和龙南一带。由一系列断续排列的断陷盆地构成整体呈近东西向展布的岩带。为一套海陆交互相环境下形成的玄武安山质与流纹英安质双峰式岩石组合。不同部位岩性有变化。岩带的东端基性端员所占比例相对较小（约 30%），且以玄武安山质为主，并出现较多安山质角砾凝灰岩，酸性端员为流纹岩或高硅流纹岩。岩带的西端基性端员所占比例大（约 70%），为层状玄武岩，酸性端员为英安岩或流纹英安岩。据测定，底部玄武岩的 K-Ar 年龄为 193Ma①，顶部英安流纹岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 179±3Ma，同时代花岗斑岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 188Ma②。这套火山-侵入杂岩是在海西-印支裂陷的基础上发育的。

**3．中侏罗世侵入岩（165～155Ma）**

该阶段尚未发生具一定规模的火山活动。在诸广山以西的华南西部大面积出露的花岗岩体及其强烈分异演化的小岩体年龄主要集中 150～165Ma。然而这些岩体的岩性差异很大，诸广山九峰岩体以二长花岗岩为主，边缘相为花岗闪长岩；鹅形岩体为钾长花岗岩，而西华山岩体则是高度分异演化到晚期的二云母花岗岩。现有可靠的年龄资料表明，该时期形成于挤压环境的大规模 S 型花岗岩的年龄集中在 155±5Ma（表 1-1），包括几百至几千平方公里的岩基，以及一些高分异演化的小岩体，如西华山岩体（155Ma，陈泰平，1991）。因此，华南地区中-晚侏罗世（155±5Ma）是一个重要的挤压构造-岩浆活动期。

**4．晚侏罗世火山-侵入杂岩（145～125Ma）**

晚侏罗世是东南大陆中生代岩浆活动的鼎盛时期，其产物遍布长江中下游和浙、闽、粤沿海，并向西延伸到江西境内，构成中国东南大陆火山-侵入杂岩带的主体。这套岩系在华夏陆块内受 NE 向基底构造的控制，总体呈 NE 向展布，其中沿海由于众多火山岩盆地相互

① 江西地质科学研究所，龙南幅 1:5 万区调报告。

② 福建地质科学研究所，1992，上杭-云霄成矿带构造-岩浆-成矿活动及其演化规律。

套叠、切割而使火山岩连片分布，而靠内陆侧则以火山盆地的形式产出。该套火山岩系不同地段形成的时代有差异，其中南端的粤东地区火山活动起始较早，持续的时间也相对较长，同位素地质年龄主要为155～125Ma。闽东地区火山活动的时间相对较晚，持续时间也相对较短（145～125Ma）。而浙东地区火山活动则更晚（140～124Ma）。显示平行火山岩带方向岩浆活动自南向北的迁移性。伴随这期火山活动（或稍晚），区内有一次侵入活动，其岩性与相应的火山岩有一定的关联性，在浙闽沿海主要为石英闪长岩，花岗闪长岩和花岗岩，但出露很局限，粤东和赣南地区则为二长花岗岩和黑云母花岗岩。

在扬子陆块的长江中下游地区，该时期岩石总体呈近东西向展布，以侵入活动为主。在南扬子区岩浆活动起始较早，同位素地质年龄为140～123Ma。北部的中下扬子区岩浆活动起始较晚，同位素地质年龄为137～123Ma。在大冶、阳新、九瑞地区有燕山早期的侵入岩出露，因而自西向东形成时代有变新的趋势。在南扬子区侵入岩主要为花岗闪长岩、花岗岩，少量闪长岩，在中下扬子区侵入岩主要为闪长岩、石英闪长岩、二长闪长岩、二长花岗岩、少量花岗岩。

**5．白垩纪火山-侵入杂岩（125～90Ma）**

区内白垩纪的火山活动以早白垩世为主，它们主要已收缩到浙闽沿海地区和沿江地区。在华夏陆块内，这套岩石分布于沿海一些受NE向与NW向基底构造复合控制的断陷盆地内。这些盆地或呈NE向，或呈NW向展布。在这些断陷盆地的底部常出现少量玄武岩与大量流纹岩组成的不对称型双峰式火山岩组合（（124～90）±2Ma）。此时的侵入活动也具双峰式组合。晚白垩世伴随着区内较强烈的拉张，武夷山和云开隆起西侧的红色盆地带中出现较强烈的火山活动，其中在武夷山西坡主要表现为沿石城-寻乌断裂带形成一系列爆发角砾岩筒、基性岩脉，并出现特征的高F流纹岩-黄玉花岗斑岩组合。云开隆起西侧沿博白-岑溪深断裂形成了一条长约360km，宽约10～60km的中酸性火山岩带，其中包括水汶、周公顶等多个火山岩盆地。在沿海地区除出现零星的偏碱性火山盆地（如石牛山火山构造洼地）外，晚白垩世（92Ma后）有众多的碱性花岗岩和碱长花岗岩侵位，构成总体呈NNE向展布的A型花岗岩带。

在扬子陆块内，该时期以火山活动为主，呈单个火山盆地形式产出，伴随有相应成分的次火山岩和火山-侵入岩。该期岩浆活动（126～90Ma）出现特征的岩石系列和组合，即橄榄安粗岩系列的粗安岩-粗面岩和碱性系列的响岩（如宁芜、庐枞、溧水火山盆地），相应的侵入岩组合为碱性辉长（闪长）岩-石英二长岩-花岗岩以及正长岩-石英正长岩-碱长花岗岩（如大龙山、黄梅尖、花园巩等岩体）。

## （二）岩石系列、组合和地球化学特征

研究区不同时代的火成岩具有不同的分布格局，总体来讲印支期和燕山早期的火山岩和花岗岩主要分布在研究区西南部的粤西、闽西、赣南和桂东地区，燕山晚期的火山-侵入杂岩则主要集中分布在浙闽粤沿海和长江中下游地区。这一时空分布的总体特征，对建立本区岩浆作用的动力学模型是十分有意义的，这一方面反映了区域构造环境和应力场性质随时空的演变及其所形成的岩浆作用产物的差异，同时也指示不同构造-岩浆-成矿区在垂向和横向上壳-幔结构和化学组成方面的不均一性。

**1．中侏罗世侵入岩的化学特征**

研究区该期出露的侵入岩主要岩石类型为二长花岗岩、黑云母花岗岩和钾长花岗岩，少量石英二长岩和二云母花岗岩（图 3-1）。岩石钙碱指数为 58.03，里特曼指数为 2.02～2.77，碱度率（A.R）为 1.71～3.31。在 $K_2O$-$SiO_2$ 关系图上，具高钾钙碱性系列的特征。

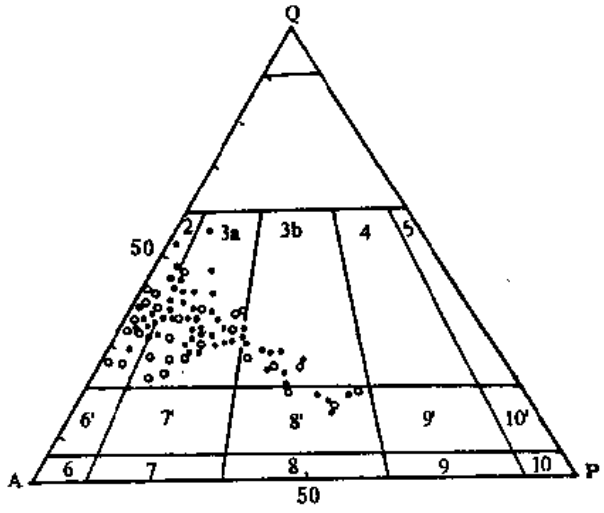



图 3-1　区内中侏罗世侵入岩的 QAP 图解

黑点为粤北、赣南地区；圆圈为闽西地区。

2. 钾（碱）长花岗岩；3a. 花岗岩；3b. 二长花岗岩；4. 花岗闪长岩；5. 英云闪长岩；6′. 碱长石英正长岩；7′. 石英正长岩；8′. 石英二长岩；9′. 石英二长闪长岩；10′. 石英闪长岩；9. 二长闪长岩；10. 闪长岩

在碱指数（K/（Na + K））-钙指数（C/A′CF，A′ = Al − Na − K，C = Ca，F = Mg + $Fe^{2+}$）图中，该期花岗岩类以富 K 贫 Ca 为特点，与晚侏罗世和白垩纪侵入岩类相比，其成分区间明显偏向于Ⅱ象限。在氧化指数（Q = $Fe^{3+}$ /（$Fe^{3+}$ + $Fe^{2+}$））-C/A′CF 图中，该期花岗岩类投点大都位于 Q = 0.35 界线以下，表明相对还原的成岩环境。

微量元素以富 Rb、Nb、K、Ta 等元素，贫 Sr、Ba、Cr、Ni、Co、V 等元素为特征（图 3-2），稀土元素总量高，轻重稀土元素分馏程度低（2.2～5.6），强负铕异常（$\delta_{Eu}$ = 0.10～0:32，图 3-3）。岩石地球化学特征表明该期侵入岩为典型的 S 型花岗岩类。

**2. 晚侏罗世火山-侵入杂岩的地球化学特征**

该期岩浆活动的产物构成了东南沿海和长江中下游中生代火山-侵入杂岩带的主体。在华夏陆块，火山产物以英安质和流纹质占绝对优势，只有少量（约 5%）的安山岩及其相应成分的侵入岩，出露局限，$SiO_2$ 含量频率的峰为 73%，具酸性众数特征。这套火山岩化学

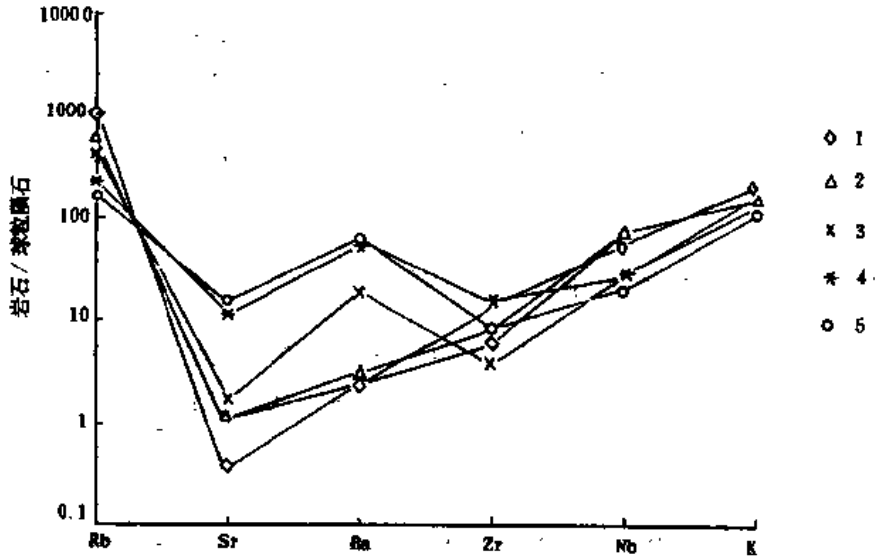



图 3-2　中侏罗世侵入岩的微量元素模式图

1. 黑云母钾长花岗岩；2. 黑云母花岗岩；3. 二长花岗岩；4、5. 为晚侏罗世的花岗闪长岩（Ⅰ型）

上的最大特征是高硅富钾，在 $K_2O$ 与 $SiO_2$ 关系图上大多处于高钾区域，为高钾英安岩和高钾流纹岩组合（图 3-4）。

空间上火山岩中 $SiO_2$、$K_2O$、$Na_2O$、CaO 等氧化物含量的变化具一定的规律性，趋势面分析结果显示其等值线基本上平行于海岸线分布，总体自沿海向内侧，$SiO_2$、$K_2O$ 含量逐渐增高而 CaO、$Na_2O$ 逐渐降低（谢芳贵等，1990）。与这套酸性岩组合的高硅富钾特征相对应，岩石中普遍富 Rb、Ta、Th、Ba 等不相容元素，而相对贫 Ti、V、Cr、Co、Ni 等过渡元素及 Zr、Hf、Nb、Y 等，在 Rb-Y+Nb 和 Nb-Y 的构造环境判别图解中（图 3-5），投影点位于板内和火山弧、同碰撞环境的交界处，而显示出地球化学的不确定性，更多反映的是源岩的性质，而不是作用其上的构造过程。岩石中稀土元素丰度较高（平均为 $280\times10^{-6}$），轻、重稀土元素的分馏程度较强（LREE/HREE 平均为 10.9），球粒陨石标准化曲线呈强的右倾型，负 Eu 异常中等（图 3-6）。

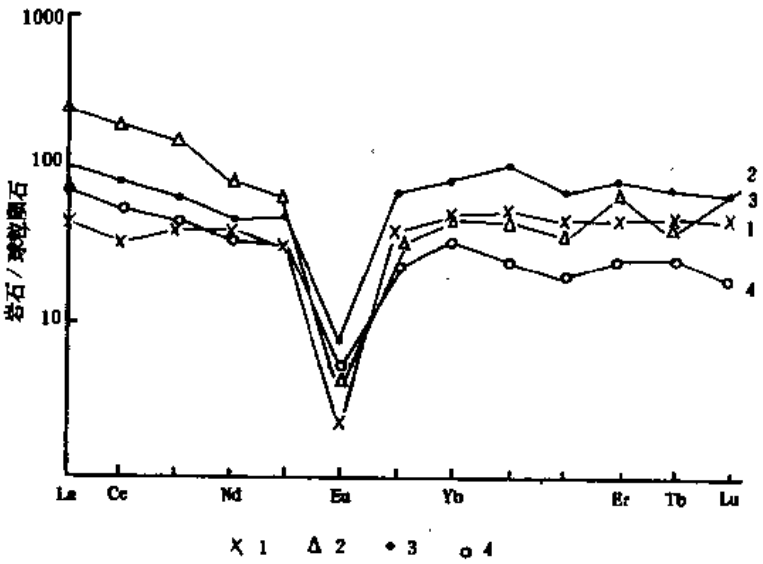



图 3-3 中侏罗世花岗岩类稀土元素球粒陨石标准化曲线

1、2. 黑云母钾长花岗岩；3. 黑云母花岗岩；4. 二长花岗岩

空间上微量元素和稀土元素丰度及其特征值的变化亦具一定规律性，在 $SiO_2$ 含量大致相等的岩石中，浙闽沿海地区相对贫 Rb（平均 $189\times10^{-6}$）、贫 Sr（平均 $192\times10^{-6}$）Ba

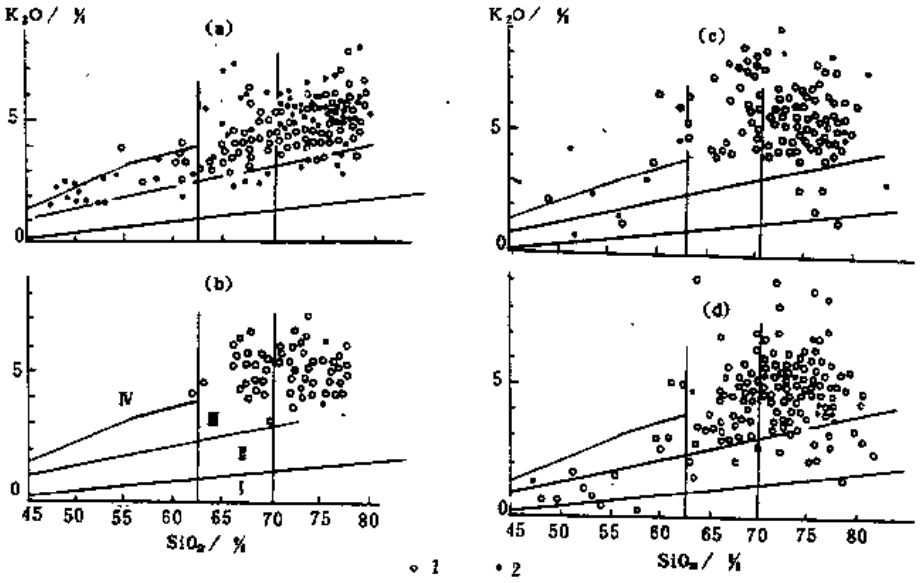



图 3-4 华夏陆块内火山岩的 $K_2O$-$SiO_2$ 图解（据 Peccerillo 等，1976）

1. 晚侏罗世火山岩；2. 白垩纪火山岩。(a) 浙闽沿海区；(b) 南扬子区；(c) 武夷区；(d) 粤东区。

Ⅰ. 岛弧拉斑玄武岩系列；Ⅱ. 钙碱性系列；Ⅲ. 高钾钙碱性系列；Ⅳ. 橄榄安粗岩系列

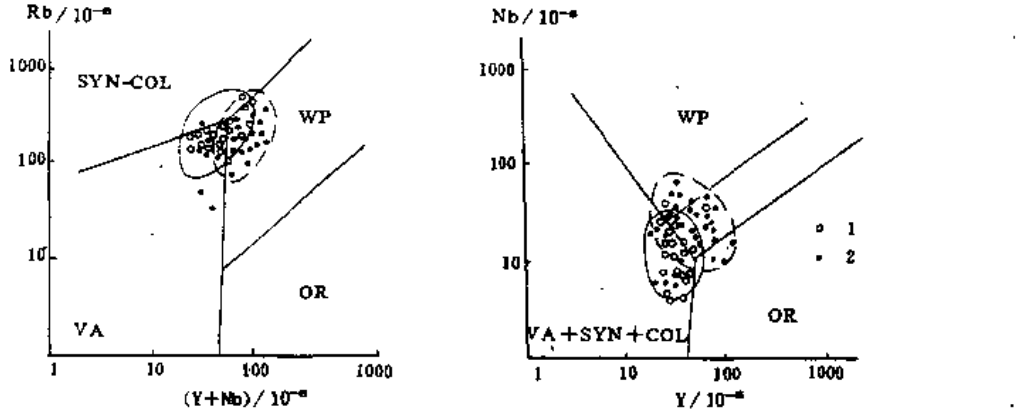



图 3-5　浙闽粤滨海区火成岩的微量元素判别图解（据 Pearce，1984）

VA. 火山弧；SYN—COL. 同碰撞；WP. 板内；OR. 洋脊

1. 晚侏罗世火成岩，其分布区用实线表示；2. 早白垩世火成岩，其分布区用虚线表示

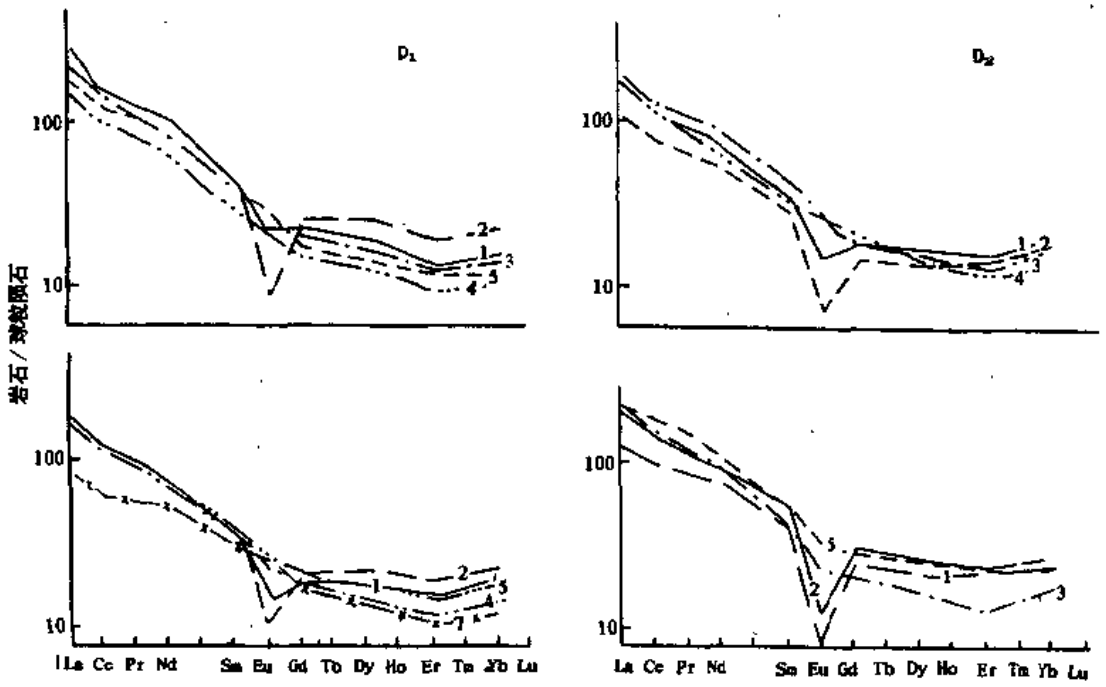



图 3-6　浙闽滨海区晚侏罗世火山岩稀土元素球粒陨石标准化曲线

$D_1$：浙东地区；$D_2$：闽东地区。1. 流纹岩类；2. 碱性流纹岩类；3. 英安流纹岩类；4. 英安岩类；5. 安山岩类；6. 粗安岩类；7. 粗面岩类

（平均 $746\times10^{-6}$），Rb/Sr 值（平均 0.98）和 K/Sr 值（平均 455）较低，而相对靠内陆侧的武夷区火山岩则相对富 Rb（平均 $217\times10^{-6}$）、贫 Sr（平均 $137\times10^{-6}$）、Ba（$467\times10^{-6}$）、Rb/Sr 值（平均 1.58）和 K/Sr 值（平均 824）较高。过渡元素 Co、Ni、Cr 的丰度普遍较低，但其在浙闽沿海地区火山岩中的含量明显高于靠内陆的地区。稀土元素丰度以及轻、重稀土元素分馏程度总体较高，但浙闽沿海区火山岩的 ΣREE（平均 $227\times10^{-6}$）相对偏低，LREE/HREE 值（平均为 11.1）和 La/Yb 值（平均为 16.7）相对较小，而武夷区火山岩的 ΣREE 值（平均为 $319\times10^{-6}$）相对较高，LREE/HREE 值（平均为 12.9）和 La/Yb

值（平均为 20.1）较大。

在扬子陆块该时期岩浆作用以侵入作用为主。在中下扬子区（A 及 B 区），侵入岩的主要岩石类型有闪长岩、石英闪长岩、石英二长岩，花岗闪长岩为主，二长花岗岩和花岗岩量较少（图 3-7）。其代表性岩体如月山、总铺、铜官山、金口岭、天鹅抱蛋山等。在南扬子区侵入岩主要岩石类型为花岗闪长岩、二长花岗岩和花岗岩（图 3-7），其代表性岩体如青阳-九华山岩体，太平-黄山岩体，旌德-黟县岩体等。在 AFM 图中这些岩石总体显示为钙碱

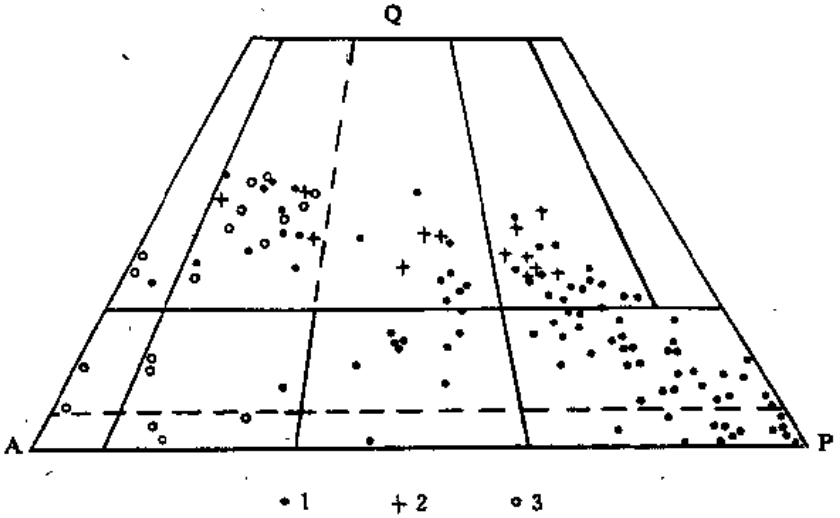



图 3-7　扬子陆块中生代侵入岩的 QAP 图解

1. 中下扬子区；2. 南扬子区；3. 橄榄安粗岩系 A 型

正长岩-花岗岩类。岩石类型分类命名同图 3-1

性演化趋势。在 $K_2O$-$SiO_2$ 图中（图 3-8），中下扬子区的侵入岩类大部分投影点位于高钾钙碱性岩系，有一部分投影点位于橄榄安粗岩系区内，总体上属于高钾富碱钙碱性岩系，南扬子区侵入岩的碱度低于中下扬子的闪长岩类，但在 $K_2O$-$SiO_2$ 图上（图 3-8）仍投入高钾钙碱性岩系，与典型的岛弧型钙碱系列岩石富钠的特点相比具有很大差别，表明形成的地质环境更多地具有大陆地壳富钾的特征。

中下扬子区侵入岩的 Rb 含量低（$38\times10^{-6}\sim249\times10^{-6}$），Sr、Ba 含量高（Sr，92×

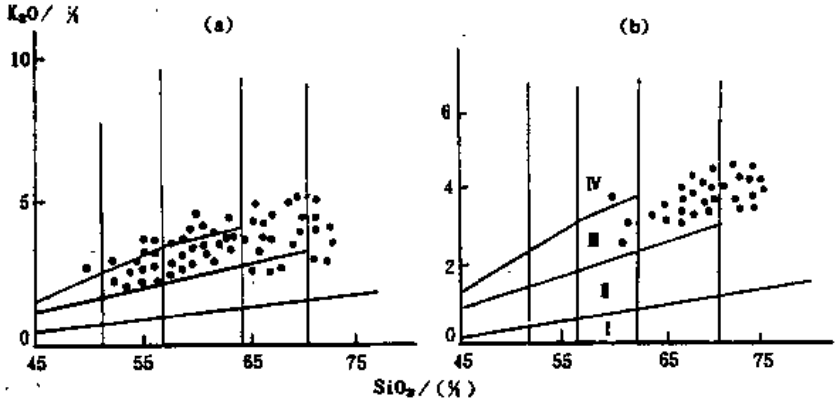



图 3-8　扬子陆块中生代侵入岩的 $K_2O$-$SiO_2$ 图（据 Peccerillo 等，1978）

(a) 中下扬子区高钾富碱钙碱性岩系；(b) 南扬子区高钾钙碱性岩系。

Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ为岩石系列，同图 3-5

$10^{-6}$～$1668\times10^{-6}$；Ba，$172\times10^{-6}$～$2692\times10^{-6}$），具有低 Rb 高 Sr 地幔岩浆特点。铜陵地区侵入岩 Sr 的丰度大都在 $1000\times10^{-6}$，因此不可能是地壳岩石深熔的产物，其原始岩浆只能是大陆幔源富碱的玄武质岩浆。这些岩石中 Cr 含量为 $11\times10^{-6}$～$330\times10^{-6}$，Ni 为 $4\times10^{-6}$～$126\times10^{-6}$，Co 为 $4\times10^{-6}$～$76\times10^{-6}$，与玄武岩、闪长岩的克拉克值（维诺格拉多夫，1962）以及相应的花岗闪长岩（费德波，1961）相比，中下扬子区侵入岩的 Cr、Ni、Co 含量普遍偏低，可能与原始岩浆部分熔融程度低有关。岩石的 K/Rb 比值高（151～492），而 Rb/Sr、Ba/Sr、K/Ba、Ca/Sr 比值低（Rb/Sr：0.023～0.325，Ba/Sr：0.22～3.9），与岩石高钾高 Sr 富碱的特点是一致的。稀土元素总量为 $69.43\times10^{-6}$～$284.41\times10^{-6}$，早期中基性侵入岩含量高，晚期酸性侵入岩含量低。LREE/HREE 比值高（10.7～15.3），La/Yb 比值高（6.54～57.97），稀土元素标准化曲线呈向右陡倾的轻稀土元素富集型式（图 3-9）。

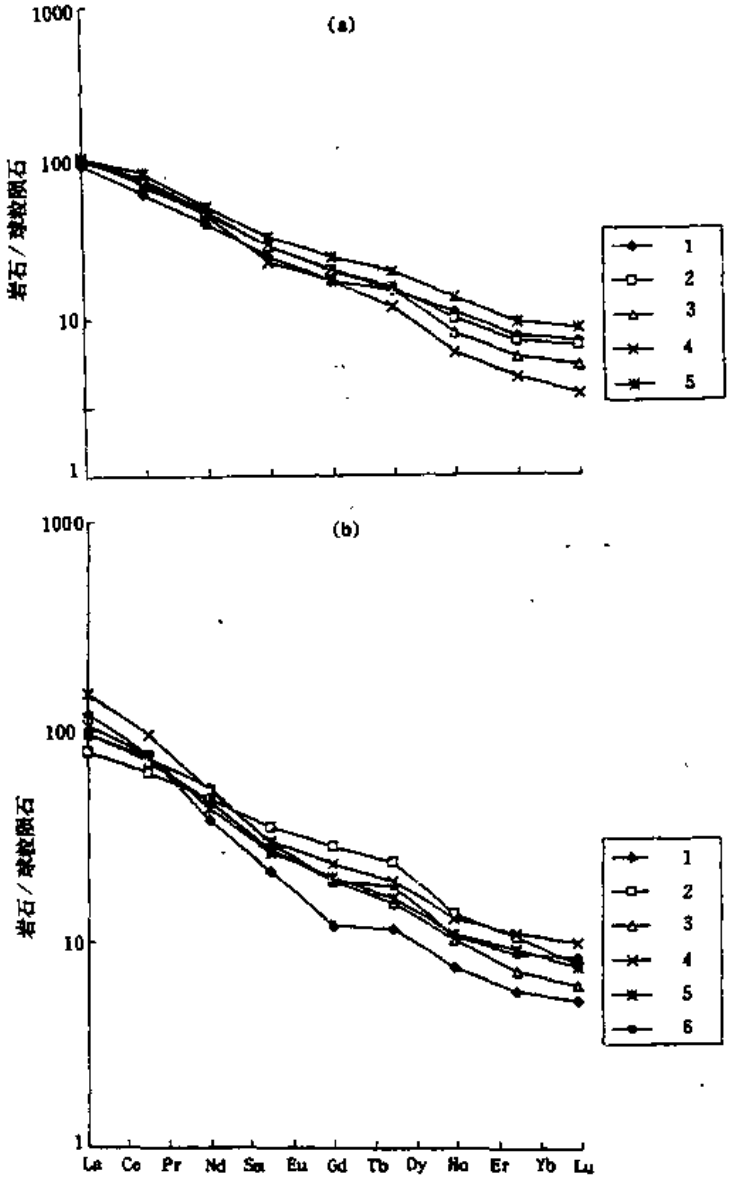



图 3-9 中下扬子区铜陵地区侵入岩稀土元素球粒陨石标准化曲线

(a) 1. 冬瓜山石英闪长岩；2. 金口岭石英闪长岩；3. 铜官山石英闪长岩；4. 宝山石英闪长玢岩；5. 东石门闪长玢岩。(b) 1. 洪镇花岗岩；2. 舒家店辉长岩；3. 舒家店花岗闪长岩；4. 狮子山辉石闪长岩；5. 狮子山石英闪长玢岩；6. 虎山石英闪长玢岩

南扬子区侵入岩的 Rb、Sr、Ba 含量与 $SiO_2$ 含量相当的中下扬子区侵入岩相比，Rb 含量高（$117\times10^{-6}$～$201\times10^{-6}$），Sr、Ba 含量低（Sr：$257\times10^{-6}$～$526\times10^{-6}$；Ba：$497\times10^{-6}$～$1300\times10^{-6}$），具有高 Rb 低 Sr 地壳岩浆的特点；Cr、Ni、Co、V 含量较低（Cr：$7\times10^{-6}$～$18\times10^{-6}$；Ni：$3\times10^{-6}$～$9\times10^{-6}$；Co：$13\times10^{-6}$～$19\times10^{-6}$；V：$38\times10^{-6}$～$141\times10^{-6}$），通常来自幔源的岩浆较地壳物质熔融的岩浆有较高的过渡元素，该区侵入岩的源岩是元古代角闪岩相基底变质杂岩，后面还将详细讨论。该区侵入岩的 ΣREE 变化范围小（$105.8\times10^{-6}$～$236.96\times10^{-6}$）、LREE/HREE 比值较低（1.99～8.13），La/Yb 比值为 24.6～30.6。稀土元素标准化曲线呈较平缓型式（图 3-10）。

值得指出的是滁县-苏锡区的侵入岩类，如滁县的屯仓、大马厂、管店等岩体，无锡的查桥、金墅、安镇等岩体，与南扬子区的花岗闪

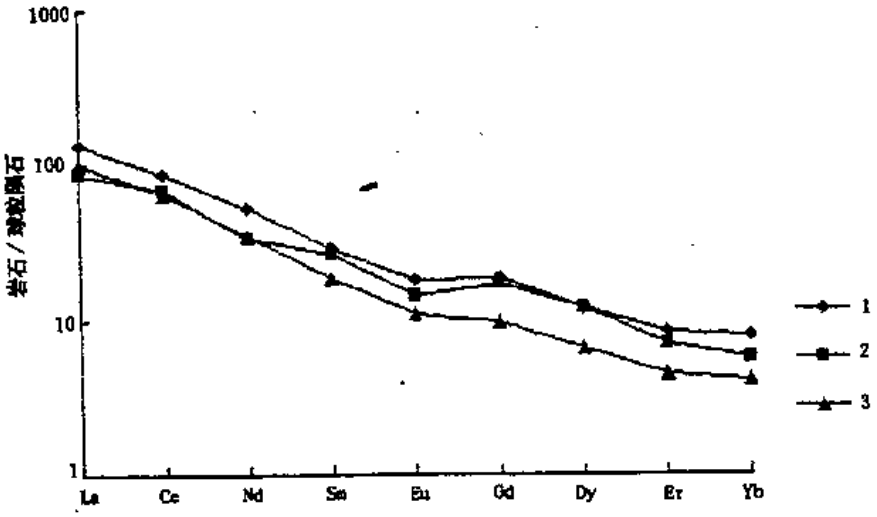



图 3-10　南扬子区皖南花岗岩类的稀土元素球粒陨石标准化曲线图

1. 青阳花岗闪长岩；2. 太平花岗闪长岩；3. 九华山花岗岩

长岩-花岗岩相比，这些岩石具低 Rb 高 Sr 的特征（Rb：$38\times10^{-6}\sim84\times10^{-6}$；Sr：$492\times10^{-6}\sim1821\times10^{-6}$），Cr、Ni、Co 含量高（Cr：$44\times10^{-6}\sim226\times10^{-6}$；Ni：$39\times10^{-6}\sim124\times10^{-6}$；Co：$13\times10^{-6}\sim34\times10^{-6}$）。岩石的稀土元素总量较中下扬子区高钾富碱钙碱性系列的侵入岩要低（$\Sigma ERR=110.74\times10^{-6}\sim163.15\times10^{-6}$），但 LREE/HREE 比值高（为 6.46～7.56），主要是重稀土元素含量低。图 3-11 显示了该区侵入岩的稀土元素球粒陨石标准化曲线，为便于比较，图中也列出了高钾富碱钙碱性系列的凤凰山岩体。总之，该区岩石具有高 Sr 低 Rb，低重稀土元素等来源于下地壳麻粒岩相深熔岩石的特点。

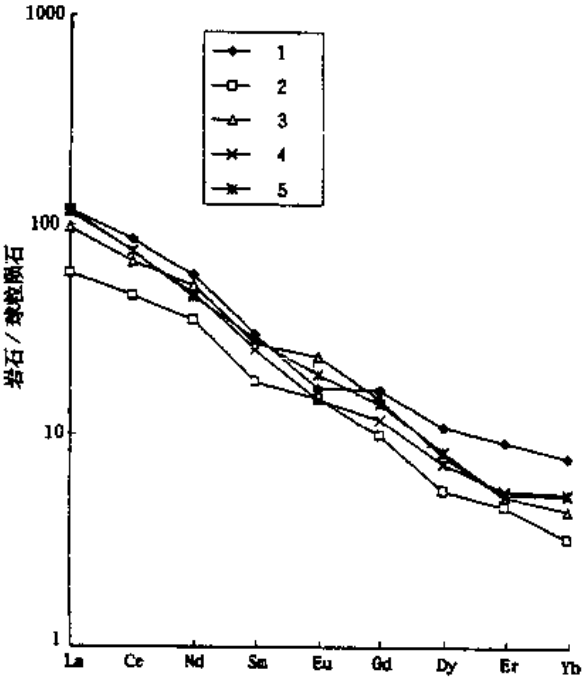



图 3-11　B 区花岗岩类稀土元素球粒陨石标准化曲线

1. C 区凤凰山岩体花岗闪长岩；2. 滁县石英闪长玢岩；3. 大马厂闪长岩；4. 屯仓石英二长岩；5. 黄道山花岗闪长岩

**3. 白垩纪火山-侵入杂岩地球化学特征**

作为东南沿海和中下扬子区中生代火山岩带主体的浙闽粤、皖苏地区，白垩纪的火山-侵入活动主要已收缩到沿海和沿江一带。在浙闽粤滨海区，其产物总体属高钾钙碱性系列，具有向碱性系列过渡的特征，局部地区出现含有碱性暗色矿物钠铁闪石的碱性流纹岩，晚期碱性（长）花岗岩则呈带状分布。在控制这套火山岩的断陷盆地底部（$K_1$），出现由少量玄武岩和大量流纹岩组成的双峰式岩石组合。这套双峰式组合的基性端员碱度较高（图 3-12a），主要岩石类型为玄武岩、粗面玄武岩和玄武质粗面安山岩，以玄武岩为主；在 Peccerillor 和 Taylor（1976）的 $K_2O$-$SiO_2$ 图（图 3-12b）玄武岩具有区域性变化规律，即从粤东以钙碱系列为主，逐渐过渡到闽东的高钾钙碱性系列

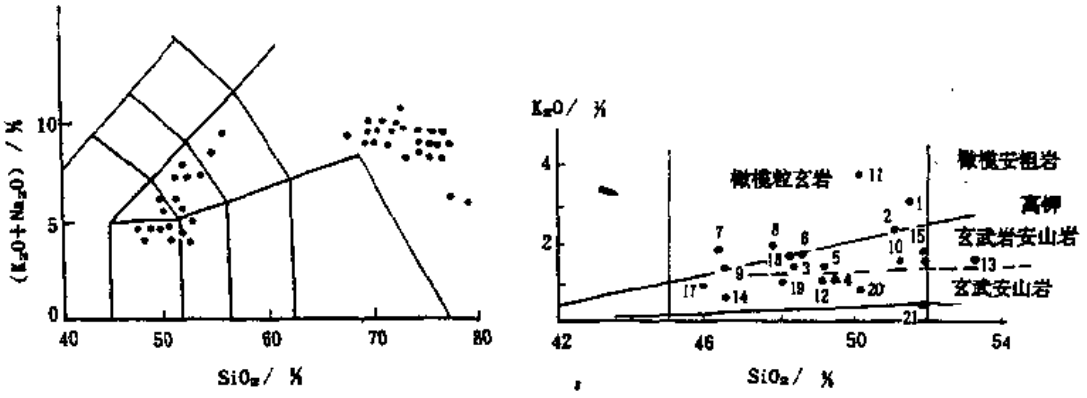



图 3-12　浙闽粤滨海区早白垩世双峰式火山岩的（$K_2O+Na_2O$）-$SiO_2$（a）和玄武岩的 $K_2O$-$SiO_2$ 关系图（b）

图 b 中 1～9. 为浙东段；10～15. 闽东段；17～21. 粤东段

和浙东的高钾钙碱性系列到橄榄安粗岩系列。玄武岩类相对富 $K_2O$、$Al_2O_3$，贫 $TiO_2$，酸性端员也相对富 $Al_2O_3$ 和碱（尤其是 $Na_2O$）。趋势面分析结果显示由内陆向沿海，$SiO_2$、$K_2O$ 含量逐渐降低，而 CaO、$Na_2O$ 含量则逐渐增高，其等值线基本平行于海岸线分布（谢芳贵等，1990）。中生代侵入岩的趋势面分析表明，大致由内陆往沿海，$SiO_2$ 和 $Na_2O$ 含量逐渐增高，而 $Al_2O_3$ 和 $K_2O$ 含量趋向于降低（毛建仁等，1990）。

与该期岩石富碱的性质相对应，酸性端员岩石微量元素地球化学特征上表现较晚侏罗世火山岩更富 Rb、Ta、Nb、Th、Y 等，而更多地具有板内岩石的化学特征（图 3-5）。基性端员富 K、Rb、Th、Ta、Ce，负 Nb 异常，Fe、Mg、Cr、Ni、Co、Sc 含量低而不同 于产在活动大陆边缘环境的同类岩石，产出的构造环境为相对稳定的板内区（图 3-13）。

岩石中稀土元素丰度普遍较高。以浙闽沿海地区为代表，酸性火山岩中 ΣREE 为 $271\times10^{-6}$（平均值）明显高于晚侏罗世火山岩（$\Sigma REE=227\times10^{-6}$），而轻、重稀土元素的分馏程度（LREE/HREE＝10.97）则与晚侏罗世火山岩相类似，球粒陨石标准化曲线呈强烈的

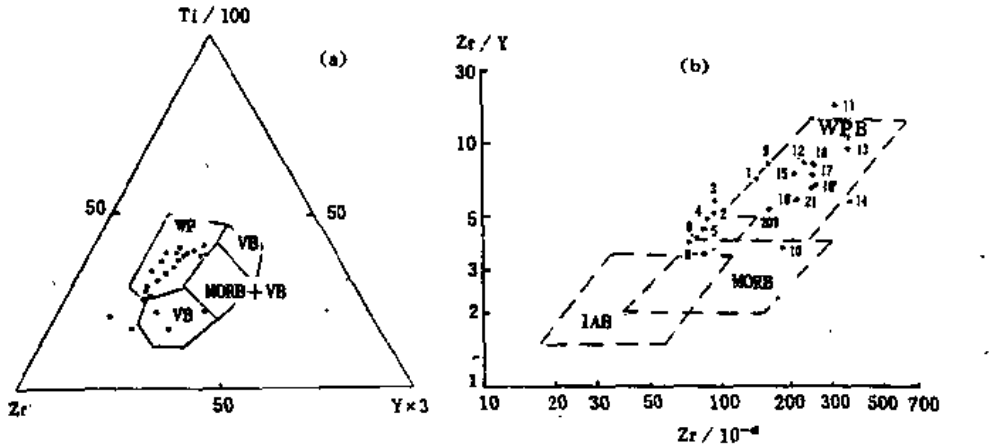



图 3-13　浙闽粤滨海区中生代玄武岩的构造环境判别

(a) WP：板内玄武岩；VB：火山弧玄武岩；MORB：洋中脊玄武岩；成分界线据 Pearce 和 Cann（1973）

(b) WPB：板内玄武岩；MORB：洋中脊玄武岩；IAB：岛弧玄武岩；成分界线据 Pearce（1980）

1～9. 浙东段；10～15. 闽东段；16～21. 粤东段

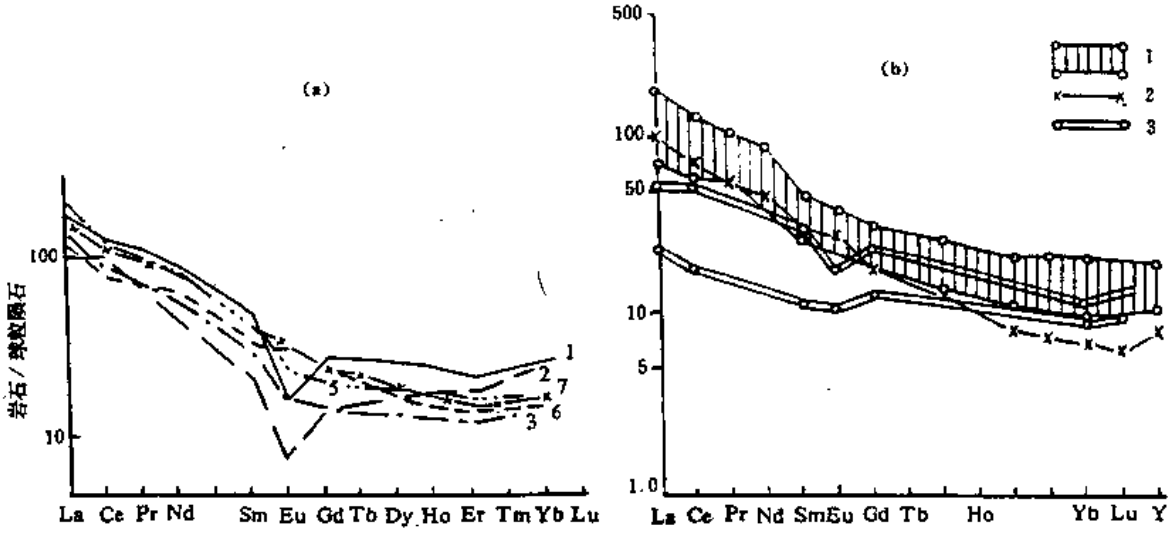



图 3-14 浙闽粤滨海区白垩纪火山岩稀土元素标准化曲线

(a) 图中数字同图 3-7; (b) 1. 中生代玄武岩; 2. 新生代玄武岩; 3. 智利安第斯活动大陆边缘玄武岩

右倾型，负 Eu 异常中等($\delta_{Eu}=0.3\sim0.87$ 图 3-14a)。基性端员岩石的稀土元素总量较活动大陆边缘玄武质 岩石高($\Sigma REE$ 平均为 $194\times10^{-6}$)，LREE 相对富集，La/Yb = 7.85～12.50，LREE/HREE = 3.08～5.74，轻、重稀土元素分馏程度中等，弱负铕异常和正铕异常($\delta_{Eu}=0.89\sim1.08$)，球粒陨石标准化曲线呈略向右倾的平坦型(图 3-14b)。该时期的侵入岩最有代表性的岩体是闽东的福州和漳州复式岩体，其不同岩石类型的稀土元素球粒陨石标准化曲线如图 3-15 所示。辉长岩中 $\Sigma REE$ 最低($20.70\times10^{-6}\sim114.86\times10^{-6}$)；闪长岩中最高($353.79\times10^{-6}$)，由闪长岩→石英闪长岩→花岗闪长岩→二长花岗岩→黑云母花岗岩，$\Sigma REE$ 降低($353.79\times10^{-6}\rightarrow159.93\times10^{-6}$)，负铕异常增强 ($\delta_{Eu}$为 0.89→0.63)，A 型花岗岩类的 $\Sigma REE$ 较低 ($105.2\times10^{-6}\sim163.0\times10^{-6}$)，负铕异常最强 ($\delta_{Eu}$为 0.53→0.29)，这种变化显然与 AFC 过程有关，闪长质岩浆被同化了酸性地壳物质后，使岩石中 $\Sigma REE$ 增加，由闪长岩→黑云母花岗岩，分离结晶作用使 $\Sigma REE$ 不断降低（后面将讨论其成因）。

在中下扬子区的溧水、宁芜和庐枞火山盆地以及南扬子区的溧阳火山盆地中，该期火山岩以玄武质粗面安山岩、粗面安山岩和粗面岩组合为主，约占全区火山岩的 70% 以上（图 3-16，3-17），溧水和溧阳盆地有少量玄武安山岩，安山岩，而宁芜、庐枞盆地有含似长石的响岩类（如宁芜盆地中蓝方石响岩，庐枞盆地中假白榴石响岩等）和碱性玄武岩，相应的侵入岩类有碱性辉长（闪长）岩，石英二长岩以及正长岩、石英正长岩、花岗岩和碱长花岗岩。这套岩石化学成分上最大特征是富碱，$K_2O+Na_2O$ 的变化范围为 6.0%～12.53%，总体表现为富钾演化趋势，这三个趋势的富钾端员在三个火山盆地中分别以浮山旋回高钾粗面岩（庐枞），娘娘山旋回的响岩（宁芜）和观山旋回的高钾粗面岩为代表（溧水）。

在 $K_2O$-$SiO_2$ 关系图中（图 3-18），溧阳火山盆地火山岩以高钾钙碱性系列为主，逐渐过渡到溧水火山盆地和宁芜火山盆地的高钾钙碱性系列和橄榄安粗岩系共存，至庐枞火山盆地则以橄榄安粗岩系为主，岩浆演化晚期出现碱性系列岩石。相应的侵入岩最特征的是橄榄安粗岩系的正长岩-石英正长岩-花岗岩-碱长花岗岩，在 $K_2O$-$SiO_2$ 图上（图 3-19），由富碱侵入

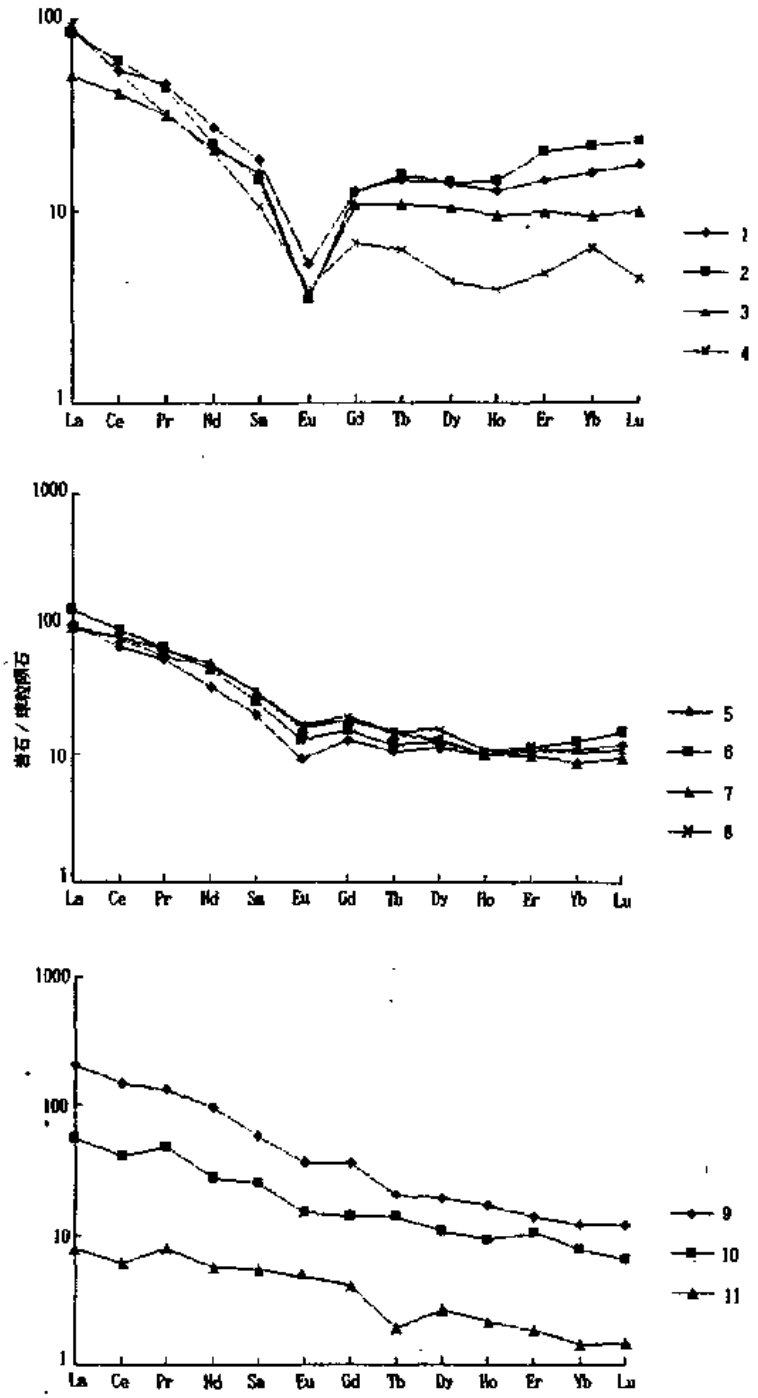



图 3-15　浙闽粤滨海区闽东段漳州和福州复式岩体不同岩石类型的稀土元素平均值球粒陨石标准化曲线

1. 碱长花岗斑岩；2. 碱性花岗岩；3. 碱长花岗岩；4. 细粒花岗岩；5. 黑云母花岗岩；6. 二长花岗岩；7. 花岗闪长岩；8. 石英闪长岩；9. 闪长岩；10. 辉长苏长岩；11. 辉长岩

岩到碱长花岗岩，随 $SiO_2$ 含量增加，全碱和 $K_2O$ 含量降低，反映的是一种分离结晶和同化混染的联合作用（即 AFC），被同化的物质应该是高硅的酸性地壳物质。上述特征表明该期火成岩中明显存在两大岩石系列，橄榄安粗岩系具有明显的富碱演化趋势，高钾钙碱性系列

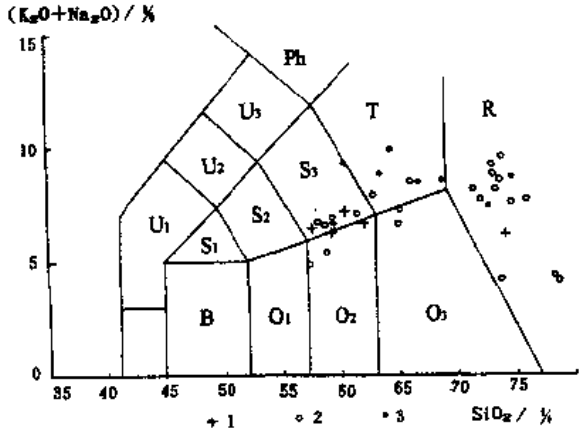



图 3-16 南扬子区溧阳火山盆地火山岩 TAS 图（据 LeBas et al.，1986）

1、2、3 分别代表Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ火山旋回的火山岩。$O_2$：安山岩；$O_3$：英安岩；$S_1$：粗面岩，$S_2$：玄武粗安岩；$S_3$：粗面安山岩；T：粗面岩（在 QAPF 中 Q<20）或粗面英安岩（在 QAPF 中 Q>20）；$U_1$：碧玄岩（OL>10%）和碱玄岩（OL<10%）；$U_2$：响岩质碱玄岩；$U_3$：碱玄质响岩；Ph：响岩；R：流纹岩；B：玄武岩；$O_1$：玄武安山岩

具明显的富硅演化趋势。

橄榄安粗岩系火山岩富铝（$Al_2O_3$：13.34%～18.01%）贫钛（$TiO_2$：0.30%～1.16%）高氧化系数（平均值为 0.71），CIPW 标准矿物基本不出现 Ne 分子，常有少量 Q 分子出现；高钾钙碱性火山岩 $K_2O$ 含量偏高（2.89%～5.89%），比橄榄安粗岩系明显富 $SiO_2$（$SiO_2$=63.70%～76.0%）。

与两种岩石系列的主要元素差异相对应，稀土元素和微量元素特征也有较大差异。橄榄安粗岩系火山岩稀土元素总量较高（平均为 $145\times10^{-6}$），轻重稀土元素分馏程度显著（LREE/HREE = 12.48～20.06），铕负异常不明显（0.64～0.89），稀土元素球粒陨石标准化曲线呈明显的右倾斜型，并且随岩石中 $K_2O$ 含量升高，ΣREE 有逐渐增高的趋势。富钾端员火山岩的稀土元素总量很高（ΣREE = $293\times10^{-6}$～$495\times10^{-6}$），A 型正长岩类也同样如此（ΣREE = $426\times10^{-6}$～$592\times10^{-6}$，如安庆地区的大龙山石英正长岩类），是中下扬子区 ΣREE 最高的岩石，轻、重稀土元素分馏程度较低（LREE/HREE=4.1～4.8），除粗面玄武岩和响岩外，大多数岩石具有铕异常，最强者 $\delta_{Eu}$=0.33，一般为 0.66±，稀土元素球粒陨石标准化曲线呈右倾平缓型（图 3-20）。高钾富碱钙碱性系列岩石的 ΣREE 比橄榄安粗岩系列岩石低

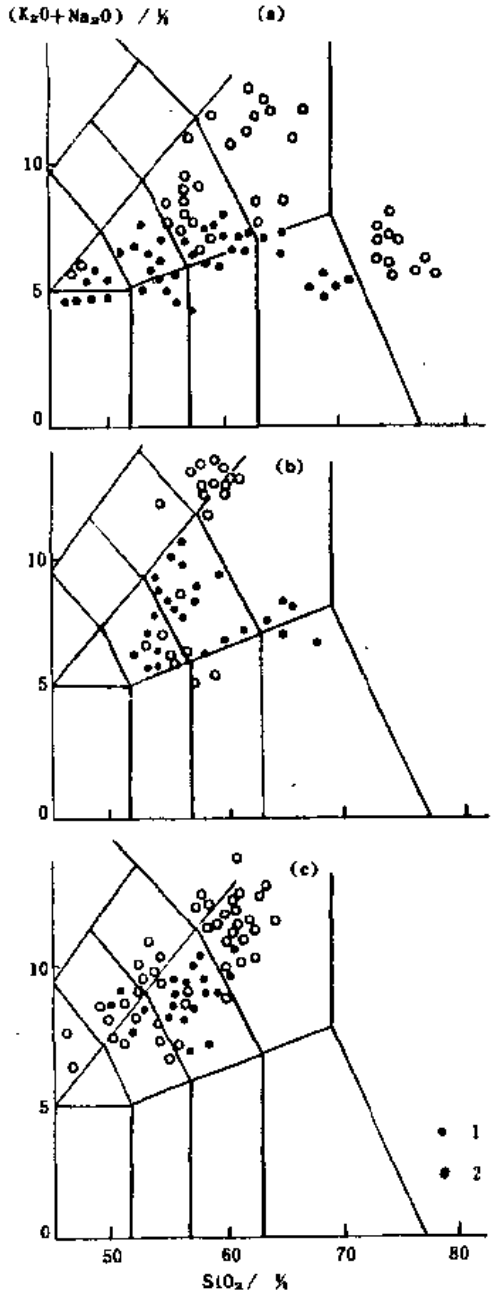



图 3-17 中下扬子区主要火山盆地火山岩的 TAS 图

（据 LeBas et al.，1986）

(a) 溧水火山盆地；(b) 宁芜火山盆地；(c) 庐枞火山盆地。1、2. 分别代表Ⅰ、Ⅱ火山旋回。Ⅰ旋回包括宁芜和溧水火山盆地中的龙王山组和大王山组，以及庐枞火山盆地的龙门院组和砖桥组；Ⅱ旋回包括溧水盆地的观山组和甲山组，宁芜火山盆地的姑山组和娘娘山组，庐枞火山盆地的双庙组和浮山组

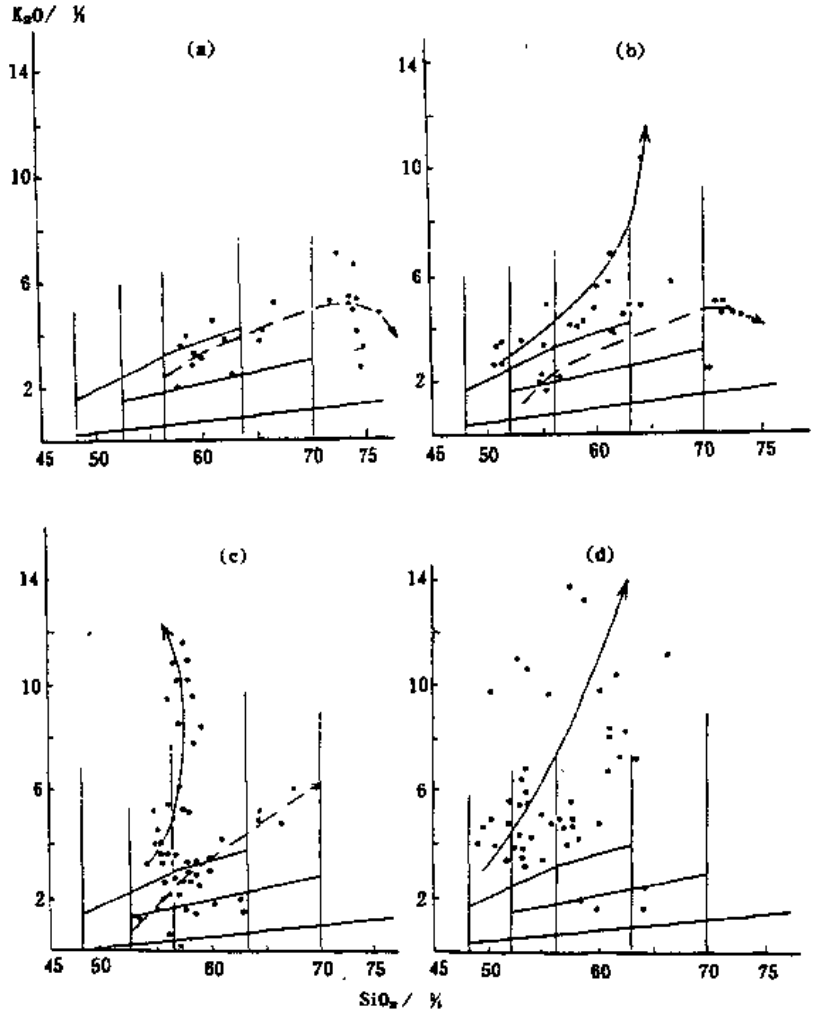



图 3-18　溧阳、溧水、宁芜和庐枞火山盆地火山岩的 $K_2O$-$SiO_2$ 图

(a) 溧阳火山盆地；(b) 溧水火山盆地；(c) 宁芜火山盆地；(d) 庐枞火山盆地；图中岩石系列界线据 Peccerillo et al., 1976

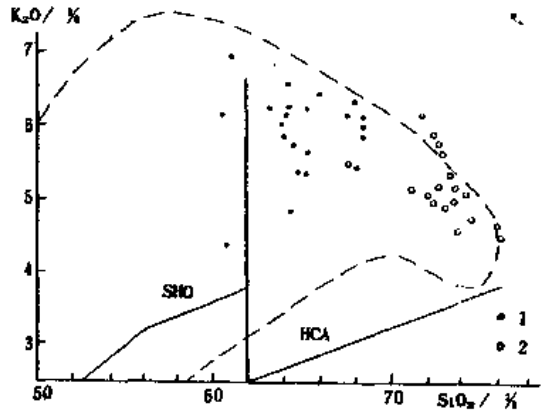



图 3-19　中下扬子区橄榄安粗岩系 A 型正长岩-碱长花岗岩的 $K_2O$-$SiO_2$ 图

1. 正长岩-石英正长岩；2. 碱长花岗岩。SHO 和 HCA 分别为橄榄安粗岩系列和高钾钙碱性系列的界线（据 Peccerillo et al., 1976）；虚线为橄榄安粗岩系列的界线（据 Morrison, 1980）

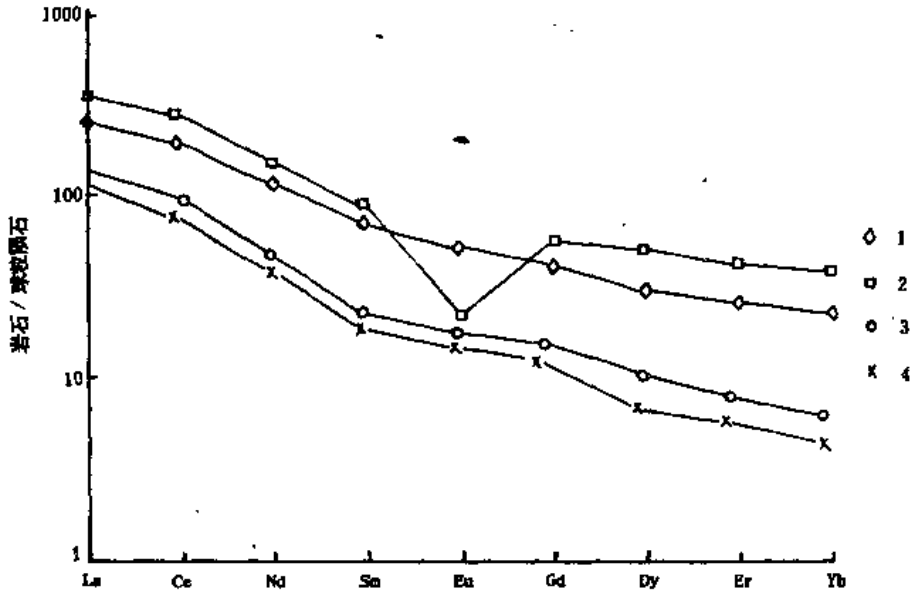



图 3-20　中下扬子区晚中生代火成岩的稀土元素球粒陨石标准化曲线

1、2. 分别为橄榄安粗岩系列的正长岩和碱长花岗岩；3、4. 分别为高钾富碱钙碱性系列的闪长岩和石英闪长岩

(平均值为 $128\times10^{-6}$)，LREE/HREE = 10.7～15.3，且随岩石中的 $SiO_2$ 含量增加 ΣREE，LREE/HREE 值渐增，常为中至弱负铕异常（$\delta_{Eu}=0.29\sim0.86$)。稀土元素特征的表现形式表明，两种岩石系列的岩浆源区以及成岩方式均有差别。

## 二、Pb、Sr、Nd 同位素反映分区性特征以及火成岩与基底源岩的关系

研究区地幔和地壳在垂向和横向上的不均一性制约了岩浆作用和成矿作用的分区性，反映同一物质场的继续性和不同发展阶段的综合性。构造环境经历了三叠纪至中侏罗世（220～150Ma）的挤压，晚侏罗世（145Ma）由挤压向伸展扩张的转换，早白垩世（125～105Ma）的扩张增强以及 92Ma 进入裂解阶段，早侏罗世（190～170Ma）在赣南、粤北地区出现局部拉张裂陷等多个发展阶段。综合了解不同地段，不同时期岩浆作用产物的特征，结合不同地区基底变质杂岩性质的研究，有助于揭示壳-幔系统的组成、演化及其时空变化规律和成矿作用与深部作用过程的联系。

### （一）火成岩 Pb、Sr、Nd 同位素反映的分区性特征

#### 1. 中生代花岗岩类中长石 Pb 同位素的分区性

中生代花岗岩类长石 Pb 同位素可代表未出露地表的基底源岩的平均 Pb 同位素组成，从而可以作为划分基底岩石块体的依据(Zartman, 1974；Nelson et al., 1985；Taylor, 1988；张理刚, 1985, 1989, 1993, 1994)。利用研究区 78 个中生代长石 Pb 同位素资料，并投影在 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图中(图 3-21)，五个构造-岩浆-成矿区在图中清晰地分为五个区域。

中下扬子区西段(A区)花岗岩类中长石Pb同位素的$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$三组比值的平均值分别为17.95、15.52和38.12，橄榄安粗岩系岩石比高钾富碱钙碱性岩系略富放射性成因Pb。东段滁县-苏锡区（B区）中生代花岗岩类中长石Pb同位素明显偏低（图3-22），投点已出图3-21的左下方外，分别为16.32～17.20（平均16.726），15.10～15.49（平均15.37），36.57～37.62（平均37.02）。推断基底源岩很可能属于早元古代乃至太古代的中高级区域变质岩，造成U明显丢失，Nb同位素模式年龄（$T_{DM}=2.2\sim2.8$Ga）亦有类似反映。

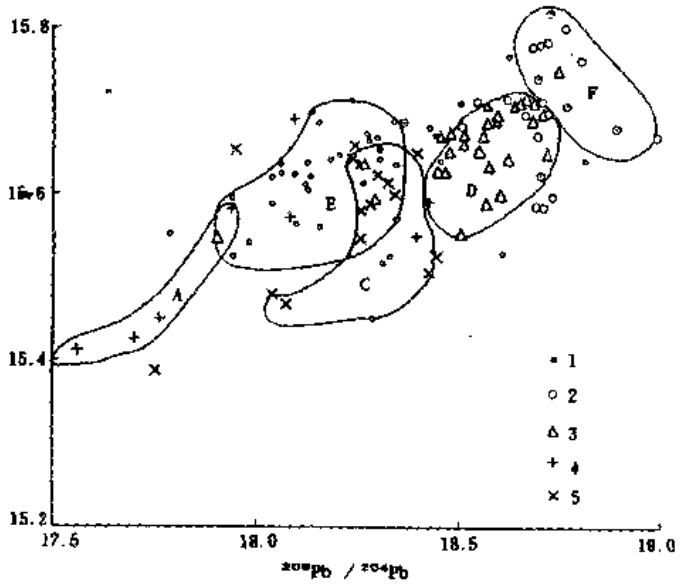



图3-21 研究区中生代花岗岩类长石Pb同位素的分区性图解

A. 中下扬子区；C. 南扬子区；D. 浙闽粤滨海区；E. 武夷区；F. 赣南区

南扬子区(C区)中生代火成岩的长石Pb同位素平均值分别为18.314，15.579和38.511，比中下扬子区的长石较富放射性成因Pb，暗示其源岩时代较年轻，变质程度较浅。

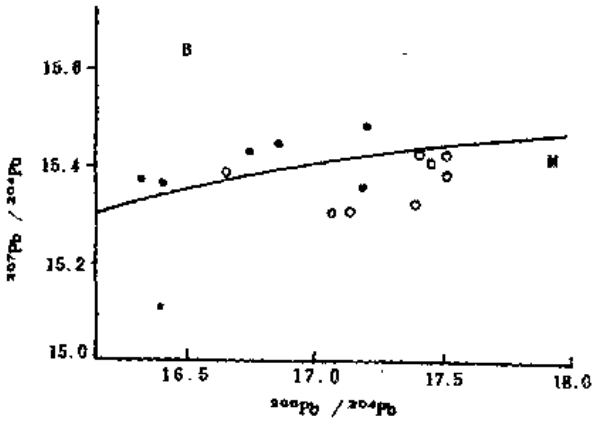



图3-22 滁县-苏锡地区（B）中生代花岗岩类长石Pb同位素$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$

实心圆为天长地区，空心圆为太湖地区

武夷区中(E区)，中生代花岗岩类中长石Pb同位素三组比值分别为18.226，15.620和38.725，基底的地质时代较老（$T_{DM}=2.2\sim2.8$Ga），变质程度较深（高角闪岩相），且富含沉积物质，与花岗岩的Sr初始值高（平均为0.7150±）和$\varepsilon_{Nd}(t)$值低（-7.4～-11.9，平均为-9.2）相一致。Pb同位素三组比值偏低是由于基底岩石时代较老（早元古代至晚太古代），且变质程度深，造成U明显丢失。

浙闽粤滨海区带（D区），中生代花岗岩类长石Pb的三组比值平均为18.534，15.656和38.866，明显较武夷区富集放射性成因Pb，反映基底源岩地质时代较年轻（<2.0Ga），尽管变质程度较深（达角闪岩相），但变质作用时代较新，所以并不影响基底和火成岩的Pb同位素组成。

赣南区（F区），中生代花岗岩类长石Pb的三组比值平均为18.676，15.688和38.924，明显富含放射性成因Pb、Sr，其基底岩石具有时代相对年轻（$T_{DM}=1.7\sim2.0$Ga），且变质程度较浅（绿片岩相）和几乎没有地幔物质参与的特点。该区与武夷区不仅在中生代花岗岩中长石Pb有明显区别，而且在加里东期花岗岩长石Pb同位素也有明显差异，前者$^{206}Pb/^{204}Pb$比值平均为18.8±，后者仅为17.9±（张理刚，待刊）。

**2. 中生代火成岩中Sr、Nd同位素的分区性**

研究区不同岩浆岩区火成岩的Sr、Nd同位素组成列于表3-1、3-2。发育于不同构造单元

表 3-1　研究区中生代火成岩 Sr 初始值和年龄

| 岩浆岩区带 | 岩体名称 | 岩　性 | 年龄/Ma | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|
| 中下扬子区(A) | 城门山 | 花岗闪长岩 | 153 | 0.7074 | 伍勤生,1983 |
| | 武山 | 花岗闪长岩 | 153 | 0.7069 | |
| | 总铺 | 闪长岩 | 143.6 | 0.7061 | 安徽省地科所,1988 |
| | 月山 | 闪长岩 | 137 | 0.7064 | 陈江峰,1991 |
| | 铜官山 | 石英闪长岩 | 137 | 0.7064 | 陈江峰,1991 |
| | 凹山 | 闪长岩 | | 0.7056 | S. Ishihara, 1985 |
| | 金口岭 | 石英闪长岩 | 137 | 0.7076 | 陈江峰,1991 |
| | 天鹅抱蛋山 | 闪长岩 | 137 | 0.7083 | 陈江峰,1991 |
| | 虎山 | 闪长玢岩 | 137 | 0.7081 | 陈江峰,1991 |
| | 姑山 | 辉石闪长岩 | 120 | 0.7065 | S. Ishihara, 1985 |
| | 霍里 | 花岗岩 | 123 | 0.7065 | 邢凤鸣等,1995 |
| | 大王山组 | 安山岩 | 120 | 0.7055 | 邢凤鸣等,1995 |
| | 龙王山组 | 粗安岩 | 126 | 0.7074 | 邢凤鸣等,1995 |
| | 娘娘山组 | 凝灰岩 | 105 | 0.7057 | 邢凤鸣等,1995 |
| | 洪镇 | 花岗岩 | 122 | 0.7058 | 陈江峰,1985 |
| | 巴家滩 | 辉石二长岩 | 150.1 | 0.7059 | 任启江,1991 |
| | 石马滩 | 正长斑岩 | 129.6 | 0.7061 | 任启江,1991 |
| | 庐枞大龙山 | 正长岩 | 135.9 | 0.7064 | 章邦桐,1988 |
| | 城山 | 正长岩 | 135.3 | 0.7070 | 章邦桐,1988 |
| | 黄梅尖 | 正长岩 | 133.1 | 0.7078 | 章邦桐,1988 |
| 滁县—苏锡区(B) | 滁县 | 花岗闪长岩 | 134 | 0.7065 | 邢凤鸣,1995 |
| | 管店 | 花岗闪长岩 | 128 | 0.7061 | 邢凤鸣,1995 |
| | 苏州 | 花岗岩 | 128 | 0.7044 | B. Charoy, 1994 |
| | 安基山 | 石英闪长岩 | 123 | 0.7059 | 陈思松,1989 |
| | 石马 | 石英二长岩 | 120 | 0.7066 | 陈思松,1989 |
| | 谏壁 | 二长花岗岩 | 115 | 0.7087 | 陈思松,1989 |
| 南扬子区(C) | 寿昌 | 流纹质凝灰岩 | 121.7 | 0.7083 | * 薛怀民、毛建仁等,1994 |
| | 寿昌 | 流纹质凝灰岩 | 127.9 | 0.7075 | * 薛怀民、毛建仁等,1994 |
| | 寿昌 | 流纹质凝灰岩 | 129.2 | 0.7070 | * 薛怀民、毛建仁等,1994 |
| | 桐庐 | 流纹斑岩 | 169.6 | 0.7064 | 陈繁荣,1990 |
| | 铜厂 | 石英闪长玢岩 | 160 | 0.7048 | 刘垢群,1985 |
| | 铜厂 | 花岗闪长岩 | 172 | 0.7043 | 朱训等,1983 |
| | 富家坞 | 花岗闪长岩 | 166 | 0.7045 | 伍勤生,1983 |
| | 阳储岭 | 花岗斑岩 | 191.2 | 0.7086 | 刘家运 |
| | 青阳 | 花岗闪长岩 | 138 | 0.7085 | 陈江峰,1985 |
| | 九华山 | 黑云母花岗岩 | 123 | 0.7083 | 陈江峰,1985 |
| | 太平 | 花岗闪长岩 | 137～138 | 0.7098 | 陈江峰,1985 |
| | 溧阳 | 石英二长闪长岩 | 126 | 0.7090 | * 王中杰、毛建仁,1991 |
| | 桐庐 | 石英二长斑岩 | 169.6 | 0.7061 | 周金城,1980 |
| | 庙西 | 碱长花岗岩 | 126 | 0.7083 | |
| | 九华山 | 花岗岩 | 123 | 0.7084 | 陈江峰,1985 |
| | 黄山 | 花岗岩 | 125 | 0.7097 | 陈江峰,1985 |

续表

| 岩浆岩区带 | 岩体名称 | 岩　性 | 年龄/Ma | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|
| 浙闽粤滨海区带(D) | 玄坛地 | 玄武岩 | 115 | 0.70806 | |
| | 山门 | 玄武岩 | 118.6 | 0.70806 | 邢光福,1992 |
| | 青田 | 黑云母花岗岩 | 107.9 | 0.7122 | 陈克荣,1989 |
| | 梁弄 | 花岗岩 | 98.0 | 0.7083 | 何仲朗,1987 |
| | | 二长花岗岩 | 108.0 | 0.7081 | 何仲朗,1987 |
| | | 石英闪长岩 | 125.0 | 0.7073 | 何仲朗,1987 |
| | 福州岩体 | 花岗斑岩 | 91.8 | 0.7076 | H. Martin, 1994 |
| | | 晶洞碱性花岗岩 | 93.1 | 0.7069 | H. Martin, 1994 |
| | 福州 | 黑云母花岗岩 | 104 | 0.7073 | H. Martin, 1994 |
| | 丹阳 | 二长花岗岩 | 103 | 0.7075 | H. Martin, 1994 |
| | | 花岗闪长岩 | 97.0 | 0.7077 | H. Martin, 1994 |
| | | 晶洞碱性花岗岩 | 91.3 | 0.7059 | 李华芹,1984 |
| | 漳州岩体 | 碱长花岗岩 | 97.1 | 0.7045 | 周珣若等,1989 |
| | | 黑云母花岗岩 | | 0.7045 | 周珣若等,1989 |
| | 古农 | 二长花岗岩 | 100.8 | 0.7064 | 周珣若等,1989 |
| | 长泰 | 花岗闪长岩 | 122.9 | 0.7058 | 周珣若等,1989 |
| | | 石英二长闪长岩 | 128.0 | 0.7055 | 周珣若等,1989 |
| | 漳州上房岩体 | 辉长苏长岩 | 123.2 | 0.7057 | 周珣若等,1989 |
| | 桃花山 | 辉长岩 | 125.0 | 0.7056 | 周珣若等,1989 |
| | 西坑 | 碱长花岗岩 | 96.8 | 0.7089 | * 毛建仁等,1989 |
| | 莲花山 | 黑云母花岗岩 | | 0.7069 | 满隆发,1986 |
| | 望天石 | 花岗岩 | | 0.7091 | * 尹家衡,1990 |
| | 葫芦田 | 黑云花岗岩 | 125.5 | 0.7119 | * 毛建仁等,1990 |
| | 馒头山 | 二长花岗岩 | 157.9 | 0.7113 | 徐晓春,1986 |
| | 山门 | 流纹质熔结凝灰岩 | 101.5 | 0.7087 | * 谢家莹等,1990 |
| | 玄坛地 | 流纹质凝灰岩 | 96.8 | 0.7087 | * 谢家莹等,1990 |
| | 山头郑 | 流纹质熔结凝灰岩 | 124.6 | 0.7122 | * 谢家莹等,1990 |
| | 括苍山主峰 | 流纹质凝灰岩 | 132.1 | 0.7138 | * 谢家莹等,1990 |
| | 芙蓉山 | 流纹质熔结凝灰岩 | 127.4 | 0.7127 | 俞云文等,1994 |
| | 福鼎 | 英安质凝灰岩 | 116 | 0.7082 | * 薛怀民等,1994 |
| | 风际 | 流纹质凝灰岩 | 126.7 | 0.7065 | * 薛怀民等,1994 |
| | 饶平 | 流纹质熔结凝灰岩 | 136.8 | 0.7104 | * 李坤英等,1994 |
| | 大蕉园 | 流纹岩 | 173.6 | 0.7089 | * 李坤英等,1994 |
| | 鸡母巢 | 流纹质凝灰岩 | 173.3 | 0.7072 | * 李坤英等,1994 |
| 武夷区(E) | 中村 | 二长花岗岩 | 120 | 0.7206 | 黄莹等,1986 |
| | 宁化 | 黑云母花岗岩 | | 0.7167 | 黄莹等,1986 |
| | 玮浦 | 黑云母花岗岩 | 192 | 0.7095 | 黄莹等,1986 |
| | 夏茂 | 片麻状石英闪长岩 | 162 | 0.7115 | 黄莹等,1986 |
| | 相山 | 英安玢岩 | 148±8 | 0.7177 | 方锡衍,1983 |
| | 永安 | 流纹岩 | 128.1 | 0.7141 | * 薛怀民等,1994 |
| | 桂山 | 流纹质凝灰岩 | 123.9 | 0.7140 | * 李坤英等,1988 |
| | 长塘 | 流纹质凝灰岩 | 89.5 | 0.7145 | * 李坤英等,1988 |
| | 良田 | 流纹质角砾凝灰岩 | 127.4 | 0.7135 | * 李坤英等,1988 |
| | 良田 | 流纹质熔结凝灰岩 | 146.8 | 0.7131 | * 薛怀民,1994 |
| | 信江 | 英安流纹岩 | 130 | 0.7125 | 王德滋等,1991 |

续表

| 岩浆岩区带 | 岩体名称 | 岩　性 | 年龄/Ma | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|
| | 大富足 | 碱长花岗岩 | 215 | 0.7204 | 高维敬,1990 |
| | 大富足 | 二长花岗岩 | 216 | 0.7194 | 高维敬,1990 |
| | 珠兰埠 | 石英二长岩 | 192±7 | 0.7176±3 | 高维敬,1990 |
| | 珠兰埠 | 二长花岗斑岩 | 148 | 0.7150 | 高维敬,1990 |
| 赣 | 中村 | 二云母二长花岗岩 | 147 | 0.7144 | 高维敬,1990 |
| | 中村 | 二长花岗岩 | 133 | 0.7198 | 高维敬,1990 |
| 南 | 清溪 | 黑云母花岗岩 | 96 | 0.7162 | 高维敬,1990 |
| | 银岩 | 花岗岩 | 92.3 | 0.7153 | 陈惜华,1986 |
| 区 | 锡坑 | 黄英岩 | 125 | 0.7147 | 高维敬,1990 |
| | 锡坑 | 黄英岩 | 105 | 0.7184 | 高维敬,1990 |
| (F) | 岩背岩体 | 中粗粒花岗岩 | 123 | 0.7160 | 梅勇文,1990 |
| | | 中细粒花岗岩 | 121 | 0.7145 | 梅勇文,1990 |
| | | 细粒花岗岩 | 123 | 0.7137 | 梅勇文,1990 |
| | | 花岗斑岩 | 103.9 | 0.7259 | 梅勇文,1990 |
| | 铜坑嶂 | 花岗斑岩 | 125 | 0.7287 | 梅勇文,1990 |

* 为南京地矿所历年所进行的工作。

之上的中生代酸性火成岩的 Sr、Nd 同位素组成存在很大差异。

(1) 早中生代火山-侵入杂岩的同位素特征。

分布在广西南部的三叠纪火山岩具很高的放射性锶含量，Sr 初始值介于 0.7144～0.7245，与其相邻，近于同期形成的大容山—十万大山花岗岩带 Sr 初始值介于 0.7205～0.7302，$\varepsilon_{Nd}(t)$ 为 -10.93～-12.25，发育在武夷区的该时期花岗岩体 Sr 初始值介于 0.7176～0.7208 之间，属于典型的壳源 S 型花岗岩。

早侏罗纪火山岩浆来源较深，双峰式组合中酸性端员流纹岩 Sr 初始值为 0.7065，属于典型的 I 型岩石。

中侏罗世发育在诸广山西部一带的花岗岩 Sr 初始值一般＞0.710，如九峰岩体为 0.7162（郑基俭，1984），诸广山岩体为 0.7178（骆庭川，1985），西华山岩体为 0.7169（李亿斗，1986），红岭岩体为 0.7170（刘公民，1985）；荒洞岩体为 0.7115（刘公民，1985）等，变化范围为0.708～0.724，$\varepsilon_{Nd}(t)$ 为 -6～-12，为典型的高铝 S 型花岗岩，是挤压作用的产物。

(2) 晚中生代火山-侵入杂岩同位素组成特征。

同属扬子陆块的中下扬子区（A），滁县-苏锡区（B）和南扬于区（C）的火山-侵入杂岩的 Nd、Sr 同位素组成有明显的分区性特点（图 3-23）。

A 区的宁芜、庐枞火山盆地为高钾富碱的橄榄安粗岩系，与其伴生的侵入岩、次火山岩为同一岩石系列，它们有相似的 Sr、Nd 同位素组成，$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为 +1.4～-7.7，Sr 初始值为 0.70465～0.7074，是扬于陆块内 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值最高和 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值最低的岩石组合，在图 3-23 中沿上地幔与下地壳的相关线向下作陡斜分布，是最靠近地幔的岩石组合。安庆地区橄榄安粗岩系的 A 型正长岩带也投影在同一区间，这些岩石的形成时代相近，正长岩

表 3-2 研究区中生代火成岩的 Sr、Nd 同位素特征值

| 岩浆岩区带 | 岩体或火山岩层 | 岩石类型 | Sm/$10^{-6}$ | Nd/$10^{-6}$ | $^{147}Sm/^{144}Nd$ | $^{143}Sm/^{144}Nd$ | 年龄/Ma | $\varepsilon_{Nd}(t)$ | $T_{DM}$/Ga | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 月山 | 闪长岩 | 5.93 | 32.47 | 0.1105 | 0.512143 | 136 | -8.10 | 1.49 | 0.7064 | 陈江峰,1985 |
| | 冬瓜山 | 石英闪长岩 | 5.17 | 27.60 | 0.1132 | 0.512094 | 137 | -9.2 | 1.60 | 0.7072 | 陈江峰,1985 |
| | 冬瓜山 | 石英闪长岩 | 4.92 | 29.40 | 0.1012 | 0.512016 | 137 | -10.5 | 1.54 | | 陈江峰,1985 |
| | 溧水 | 粗安玢岩 | 4.023 | 19.07 | 0.127599 | 0.512368 | 162.3 | -4.0 | 1.38 | | 赵太平,1990 |
| | | 粗安玢岩 | 4.023 | 22.136 | 0.109929 | 0.512162 | 125.3 | -7.90 | 1.45 | | 赵太平,1990 |
| | 天鹅抱蛋山 | 闪长岩 | 6.88 | 42.35 | 0.0983 | 0.511961 | 137 | -11.5 | | 0.7083 | 陈江峰 |
| | 石马滩 | 石英正长斑岩 | 6.712 | 45.01 | 0.0902 | 0.512206 | 129.6 | -6.65 | 1.17 | 0.7061 | 任启江等,1991 |
| | | 正长斑岩 | 7.99 | 48.16 | 0.1003 | 0.512443 | 129.6 | -2.19 | 0.96 | 0.7053 | 任启江等,1991 |
| 中 | | 黑云母二长岩 | 5.61 | 33.17 | 0.101734 | 0.512152 | 150.1 | -7.67 | 1.36 | 0.70595 | 任启江等,1991 |
| | | 辉石二长岩 | 7.80 | 40.36 | 0.119589 | 0.512212 | 150.1 | -6.84 | 1.52 | 0.70597 | 任启江等,1991 |
| 下 | 黄梅尖 | 黑云母石英正长岩 | 21.81 | 117.36 | 0.11259 | 0.512438 | 133 | -2.5 | | 0.7089 | 邢凤鸣等,1995 |
| | 双庙 | 玄武岩 | 10.25 | 50.23 | 0.1234 | 0.512288 | 120 | -5.7 | | 0.7057 | 邢凤鸣,1995 |
| 扬 | 双庙 | 玄武岩 | 7.135 | 38.11 | 0.1132 | 0.512264 | 120 | -6.0 | | 0.7057 | 邢凤鸣,1995 |
| | 蒋庙 | 碱长辉长岩 | 4.12 | 20.99 | 0.1187 | 0.512644 | 125 | +1.4 | | 0.70465 | 邢凤鸣,1995 |
| | 阳湖塘 | 辉长岩 | 7.96 | 44.39 | 0.1084 | 0.512633 | 125 | +1.3 | | 0.7053 | 邢凤鸣,1995 |
| 子 | 梅山 | 辉石闪长岩 | 4.10 | 19.08 | 0.1300 | 0.512440 | 123 | -2.8 | | 0.7066 | 邢凤鸣,1995 |
| | 凹山 | 辉石闪长岩 | 6.54 | 34.50 | 0.1146 | 0.512195 | 120 | -7.4 | | 0.7077 | 邢凤鸣,1995 |
| 区 | 姑山 | 辉石闪长岩 | 2.50 | 9.58 | 0.1576 | 0.512311 | 125 | -5.8 | | 0.7065 | 邢凤鸣,1995 |
| | 霍里 | 花岗岩 | 4.09 | 23.79 | 0.1039 | 0.512043 | 123 | -10.2 | | 0.7065 | 邢凤鸣,1995 |
| (A) | 蝌蚪山 | 玄武岩 | 6.06 | 30.24 | 0.1213 | 0.512216 | 116 | -7.1 | | 0.7067 | 邢凤鸣,1995 |
| | 宁芜龙王山组 | 粗安岩 | 4.462 | 23.74 | 0.1136 | 0.512478 | 126 | -1.8 | | 0.7074 | 邢凤鸣,1995 |
| | 宁芜娘娘山组 | 凝灰岩 | 11.79 | 61.63 | 0.1156 | 0.512415 | 105 | -3.3 | | 0.7057 | 邢凤鸣,1995 |
| | 宁芜娘娘山组 | 霓辉正长岩 | 22.45 | 101.7 | 0.1336 | 0.5124287 | 97 | -3.3 | | 0.7073 | 陈上达 |
| | 宁芜娘娘山组 | 兰方石响岩 | 21.06 | 98.56 | 0.1297 | 0.5124297 | 103 | -3.2 | | 0.7072 | 陈上达 |
| | 铜官山 | 石英闪长岩 | 4.215 | 25.13 | 0.1014 | 0.511941 | 137 | -11.9 | | 0.7072 | 陈江峰等,1985 |
| | 狮子山 | 石英闪长岩 | 5.341 | 29.66 | 0.1088 | 0.511962 | 137 | -11.7 | | 0.7074 | 陈江峰等,1985 |
| | 白芒山 | 碱长辉长岩 | 8.003 | 44.57 | 0.1085 | 0.512225 | 145 | -6.4 | | 0.7060 | 陈江峰等,1985 |
| | 花园巩 | 正长岩 | 18.21 | 87.42 | 0.1260 | 0.512171 | 128 | -8.0 | | 0.7079 | 陈江峰等,1985 |

| | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 滁县—苏锡区(B) | 管店 | 花岗闪长岩 | 4.77 | 28.82 | 0.1001 | 0.511765 | 128 | −15.5 | | 0.7061 | 邢凤鸣等,1995 |
| | 滁县 | 花岗闪长岩 | 3.12 | 17.18 | 0.1098 | 0.511858 | 134.3 | −13.7 | | 0.7065 | 邢凤鸣等,1995 |
| | 洪镇 | 花岗岩 | 2.95 | 21.41 | 0.08333 | 0.511855 | 122 | −13.5 | | 0.7058 | 邢凤鸣等,1995 |
| | 苏州 | 似斑状花岗岩 | 7.601 | 38.67 | 0.12027 | 0.511764 | 133 | −15.76 | 2.20 | 0.7044 | B. Charoy, 1994 |
| | | 中粒黑云母花岗岩 | 8.803 | 40.01 | 0.13133 | 0.512047 | 133 | −10.43 | 1.97 | | B. Charoy, 1994 |
| | 苏州 | 似斑状黑云母花岗岩 | 10.42 | 44.34 | 0.13329 | 0.512205 | 133 | −7.38 | 1.69 | | B. Charoy, 1994 |
| | | 黑云母花岗岩 | 8.11 | 31.20 | 0.14301 | 0.512180 | 123 | −7.26 | 2.01 | | B. Charoy, 1994 |
| | | 黑云母花岗岩 | 7.35 | 30.03 | 0.14789 | 0.512190 | 123 | −7.98 | 2.14 | | B. Charoy, 1994 |
| | | 黑云母花岗岩 | 8.63 | 34.72 | 0.14328 | 0.512223 | 123 | −8.10 | 1.93 | | B. Charoy, 1994 |
| | | 花岗岩 | 11.70 | 36.80 | 0.17102 | 0.512316 | 123 | −5.89 | 2.84 | | B. Charoy, 1994 |
| 南扬子区(C) | 银山 | 英安岩 | 3.5 | 18.1 | 0.116989 | 0.512589 | 164 | +0.70 | 0.89 | 0.7060 | 陈繁荣,1989 |
| | 桐庐 | 石英闪长岩 | | | 0.13382 | 0.512297 | 169.6 | −5.3 | 1.62 | 0.7064 | 陈繁荣,1989 |
| | | 闪长岩 | 8.842 | 55.092 | 0.09710 | 0.512235 | 169.6 | −5.7 | 1.19 | | 陈繁荣,1989 |
| | | 闪长岩中包体 | 7.925 | 47.202 | 0.10158 | 0.512326 | 169.6 | −4.0 | 1.12 | | 陈繁荣,1989 |
| | 青阳 | 花岗闪长岩 | 5.22 | 24.80 | 0.1272 | 0.512292 | 137 | −5.5 | 1.51 | 0.7086 | 陈江峰,1985 |
| | | 花岗岩长岩 | 3.65 | 18.10 | 0.1219 | 0.512307 | 137 | −5.2 | 1.40 | | 陈江峰,1985 |
| | 九华山 | 花岗岩 | 4.80 | 23.0 | 0.1262 | 0.512253 | 123 | −6.4 | 1.56 | 0.7084 | 陈江峰,1985 |
| | | 花岗岩 | 3.00 | 15.6 | 0.1163 | 0.512322 | 123 | −4.9 | 1.29 | 0.7084 | 陈江峰,1985 |
| | 太平 | 花岗闪长岩 | 4.98 | 26.08 | 0.1154 | 0.512235 | 137 | −6.4 | | 0.7102 | 陈江峰,1985 |
| | 太平 | 花岗闪长岩 | 4.91 | 26.47 | 0.1123 | 0.512291 | 137 | −5.3 | | 0.7089 | 陈江峰,1985 |
| | 黄山 | 花岗岩 | 10.13 | 37.58 | 0.1629 | 0.512360 | 125 | −4.9 | | 0.7097 | 陈江峰,1985 |
| | 黄山 | 花岗岩 | 8.63 | 39.58 | 0.13187 | 0.512312 | 125 | −5.3 | | 0.7203 | 陈江峰,1985 |
| | 黄山 | 花岗岩 | 11.40 | 42.95 | 0.1597 | 0.512345 | 125 | −5.1 | | | 陈江峰 |
| | 旌德 | 花岗闪长岩 | 6.19 | 30.61 | 0.1223 | 0.512244 | 139 | −6.4 | | 0.7104 | 陈江峰 |
| | 旌德 | 花岗闪长岩 | 4.51 | 23.25 | 0.1167 | 0.512220 | 139 | −6.7 | | 0.7104 | 邢凤鸣,1995 |
| | 歙县 | 花岗岩 | 3.7 | 18.97 | 0.1180 | 0.512218 | 140 | −6.8 | | 0.7104 | 陈江峰 |
| | 麻姑山 | 花岗闪长岩 | 4.14 | 21.50 | 0.1165 | 0.512300 | 137 | −5.2 | | 0.7081 | 邢凤鸣,1995 |
| | 谭山 | 花岗岩 | 5.78 | 23.89 | 0.1458 | 0.512253 | 123 | −6.7 | | 0.7118 | 陈江峰,1985 |

续表

| 岩浆岩区带 | 岩体或火山岩层 | 岩石类型 | Sm/$10^{-6}$ | Nd/$10^{-6}$ | $^{147}Sm/^{144}Nd$ | $^{143}Sm/^{144}Nd$ | 年龄/Ma | $\varepsilon_{Nd}(t)$ | $T_{DM}$/Ga | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 梁弄 | 花岗岩 | | | 0.1181 | 0.512208 | 98 | −7.41 | 1.50 | 0.7083 | 何仲朗,1987 |
| | 梁弄 | 二长花岗岩 | | | 0.1143 | 0.512241 | 108 | −6.61 | 1.40 | 0.7081 | 何仲朗,1987 |
| | 梁弄 | 石英闪长岩 | | | 0.1292 | 0.512357 | 125 | −4.4 | 1.44 | 0.7073 | 何仲朗,1987 |
| | 龙皇堂 | 花岗岩 | | | 0.1496 | 0.512276 | 114 | −6.37 | 2.08 | | 何仲朗,1987 |
| | 北雁荡山 | 石英正长岩 | 10.98 | 67.12 | 0.09896 | 0.512186 | 116 | −7.4 | 1.29 | | 杜杨松,1988 |
| | 新县 | 黑云母花岗岩 | | | | | 110 | −1.21 | 0.81 | 0.70698 | 毛建仁,1995 |
| | 福州 | 碱性花岗岩 | 10.28 | 41.19 | 0.15089 | 0.51248 | 93±1 | −2.65 | 1.40 | 0.7069 | H. Martin,1994 |
| | | 碱性花岗岩 | 5.357 | 20.65 | 0.15684 | 0.51250 | 93±1 | −2.31 | 1.74 | | H. Martin,1994 |
| | | 碱性花岗岩 | | | 0.13464 | 0.51249 | 93±1 | −2.48 | 1.27 | | H. Martin,1994 |
| 浙 | | 碱性花岗斑岩 | 8.171 | 30.647 | 0.16192 | 0.512476 | 100 | −2.7 | 1.99 | 0.70659 | 黄萱等,1986 |
| | | 黑云母花岗岩 | 3.137 | 18.491 | 0.10261 | 0.512282 | 120 | −5.5 | 1.19 | 0.7074 | 黄萱等,1986 |
| | | 二长花岗岩 | 6.637 | 36.54 | 0.10981 | 0.512270 | 103±10 | −6.10 | 1.29 | 0.7075 | H. Martin,1994 |
| | | 二长花岗岩(边缘相) | 3.795 | 21.93 | 0.10462 | 0.512249 | 103±10 | −6.45 | 1.26 | | H. Martin,1994 |
| 闽 | | 二长花岗岩(边缘相) | 6.620 | 37.62 | 0.10638 | 0.512285 | 103±10 | −5.85 | 1.23 | | H. Martin,1994 |
| | | 二长花岗岩 | 7.111 | 42.228 | 0.10902 | 0.512245 | 120 | −6.3 | 1.32 | 0.7076 | 黄萱等,1986 |
| | | 花岗闪长岩 | 4.567 | 22.716 | 0.12163 | 0.512316 | 120 | −5.1 | 1.38 | 0.7077 | 黄萱等,1986 |
| | 漳州 | 碱长花岗岩 | | | 0.15236 | 0.512359 | 97.1 | −4.9 | 1.97 | 0.7045 | 周珣若等,1989 |
| 粤 | | 黑云母花岗岩 | 3.381 | 21.908 | 0.09357 | 0.512376 | 120 | −3.5 | 0.99 | 0.7072 | 黄萱等,1986 |
| | | 二长花岗岩 | 6.737 | 39.797 | 0.10241 | 0.511579 | 100.8 | −3.6 | 1.06 | 0.7066 | 黄萱等,1986 |
| | | 辉石闪长岩 | 5.898 | 36.401 | 0.09802 | 0.512326 | 122.9 | −4.6 | 1.09 | 0.7059 | 黄萱等,1986 |
| | | 苏长辉长岩 | | | | | | −3.2 | 1.06 | 0.7057 | 周珣若,1989 |
| 滨 | 桃花山 | 辉长岩 | 5.430 | 22.202 | 0.14795 | 0.511718 | 125 | −1.67 | 1.47 | 0.7056 | 黄萱等,1986 |
| | 西坑 | 碱长花岗岩 | | | 0.11845 | 0.512057 | 96.8 | −10.37 | 1.75 | 0.7089 | 毛建仁,1990 |
| | 葫芦田 | 黑云母花岗岩 | | | 0.13607 | 0.512125 | 125.5 | −9.04 | 2.02 | 0.7119 | 毛建仁,1990 |
| | 钟丘洋 | 英安玢岩 | 6.14 | 27.9 | 0.1331 | 0.512212 | | −7.29 | 1.77 | 0.7144 | 毛建仁,1995 |
| 海 | 山门 | 熔结凝灰岩 | | | 0.113122 | 0.512266 | 101.5 | −6.17 | 1.34 | 0.7087 | 薛怀民待,1995 |
| | 玄潭地 | 流纹岩 | | | 0.1118 | 0.512333 | 96.8 | −4.89 | 1.23 | 0.7087 | 薛怀民待,1995 |
| | 山头郑 | 熔结凝灰岩 | | | 0.10129 | 0.511837 | 124.6 | −14.12 | 1.78 | 0.7122 | 薛怀民待,1995 |
| 区 | 括苍山主峰 | 流纹质凝灰岩 | | | 0.09813 | 0.512017 | 132.4 | −10.46 | 1.50 | 0.7138 | 薛怀民待,1995 |
| | 永泰 | 碱性流纹岩 | | | 0.1522 | 0.512388 | 107.9 | −4.88 | 1.89 | | 冯宗帜等,1991 |
| | | 英安斑岩 | | | 0.097 | 0.512411 | 100.3 | −3.15 | 0.97 | | 冯宗帜等,1991 |

| | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (D) | | 石英粗面岩 | | | 0.1130 | 0.512448 | 107.9 | −2.56 | 1.07 | | 冯宗帜等,1991 |
| | 永泰风际 | 流纹岩 | | | 0.11228 | 0.512193 | 104.1 | −7.56 | 1.44 | 0.7116 | 薛怀民,1995 |
| | | 熔结凝灰岩 | | | 0.09653 | 0.512129 | 126.7 | −8.31 | 1.33 | 0.7065 | 薛怀民,1995 |
| | 德化 | 熔结凝灰岩 | | | 0.0939 | 0.512224 | 147.5 | −6.14 | 1.18 | | 薛怀民,1995 |
| | 德化 | 熔结凝灰岩 | | | 0.1098 | 0.512057 | 147.5 | −9.70 | 1.61 | | 薛怀民,1995 |
| | 福鼎 | 熔结凝灰岩 | | | 0.1110 | 0.512006 | 120.0 | −10.74 | 1.70 | 0.71309 | 黄萱等,1986 |
| | 海丰 | 流纹质流纹岩 | | | 0.11621 | 0.512083 | 173.3 | −9.06 | 1.67 | 0.7072 | 薛怀民、毛建仁,1994 |
| | 良田 | 熔结凝灰岩 | | | 0.13476 | 0.512161 | 146.8 | −8.14 | 1.91 | 0.7131 | 薛怀民、毛建仁,1994 |
| | 良田 | 熔结凝灰岩 | | | 0.12011 | 0.512345 | 127.4 | −4.47 | 1.32 | 0.7135 | 薛怀民、毛建仁,1994 |
| 武夷区(E) | 中村 | 黑云母二长花岗岩 | 7.608 | 34.534 | 0.13327 | 0.512197 | 145 | −7.4 | 1.81 | 0.7206 | 黄萱等,1986 |
| | 竹州 | 混合花岗岩 | 5.4181 | 29.484 | 0.11116 | 0.512070 | | 9.5 | 1.61 | 0.7332 | 黄萱等,1986 |
| | 宁化 | 黑云母花岗岩 | 8.222 | 41.391 | 0.12016 | 0.511955 | | −11.9 | 1.95 | 0.7167 | 黄萱等,1986 |
| | 玮浦 | 黑云母花岗岩 | 6.1081 | 31.147 | 0.11863 | 0.511992 | 192 | −11.2 | 1.86 | 0.7095 | 黄萱等,1986 |
| | 夏茂 | 片麻状石英闪长岩 | 3.594 | 23.566 | 0.09240 | 0.51210 | 162 | −8.2 | 1.30 | 0.7115 | 黄萱等,1986 |
| | 和平长塘 | 流纹质凝灰岩 | | | 0.12190 | 0.512138 | 89.5 | −8.90 | 1.68 | 0.7145 | 薛怀民等,1995 |
| | 相山 | 英安流纹岩 | 7.791 | 38.99 | 0.120911 | 0.512094 | 130 | −9.36 | 1.74 | 0.7107 | 王德滋等,1991 |
| | 信江 | 英安流纹岩 | 10.72 | 63.96 | 0.101364 | 0.512097 | 130 | −7.40 | 1.81 | 0.7125 | 王德滋等,1991 |
| | 东乡 | 石英粗面岩 | 9.617 | 51.36 | 0.113180 | 0.512174 | 130 | −7.70 | 1.43 | 0.7118 | 王德滋等,1991 |
| | 武夷山 | 花岗闪长岩 | 9.5 | 52 | 0.110521 | 0.512180 | 130 | −7.5 | | | 陈繁荣,1990 |
| | 相山 | 碎斑熔岩 | 7.87 | 43.13 | 0.115583 | 0.512282 | 130 | −5.6 | | 0.7110 | 陈繁荣,1990 |
| | 相山 | 英安流纹岩中闪长质包体 | 9.4 | 42.0 | 0.135341 | 0.512135 | 130 | −8.8 | | | 陈繁荣,1990 |
| 赣南区(F) | 铜坑嶂 | 花岗岩 | 3.623 | 27.51 | 0.1317 | 0.512281 | 125 | −8.55 | 1.62 | 0.7287 | 梅勇文等,1990 |
| | 帽子顶 | 花岗岩 | 9.673 | 53.73 | 0.1801 | 0.512297 | 125 | −8.17 | 3.86(?) | 0.7308 | 梅勇文等,1990 |
| | 海螺岭 | 花岗岩 | 10.99 | 66.490 | 0.1653 | 0.512248 | 125 | −9.36 | 2.83 | 0.7129 | 梅勇文等,1990 |
| | 会昌 | 黑云母花岗岩 | | | | | 114 | 6.92 | | 0.7165 | 刘昌实等,1995 |
| | 会昌 | 英安岩 | | | 0.121 | 0.511937 | 128 | −12.40 | 1.99 | 0.71697 | 毛建仁等,1995 |
| | | 流纹岩 | | | 0.157 | 0.512131 | 124 | −9.31 | 2.73 | 0.7144 | 毛建仁等,1995 |
| | 银岩 | 花岗斑岩 | 10.3 | 29.5 | 0.2112 | 0.512251 | 105 | −7.77 | 1.43 | 0.7153 | 毛建仁等,1995 |

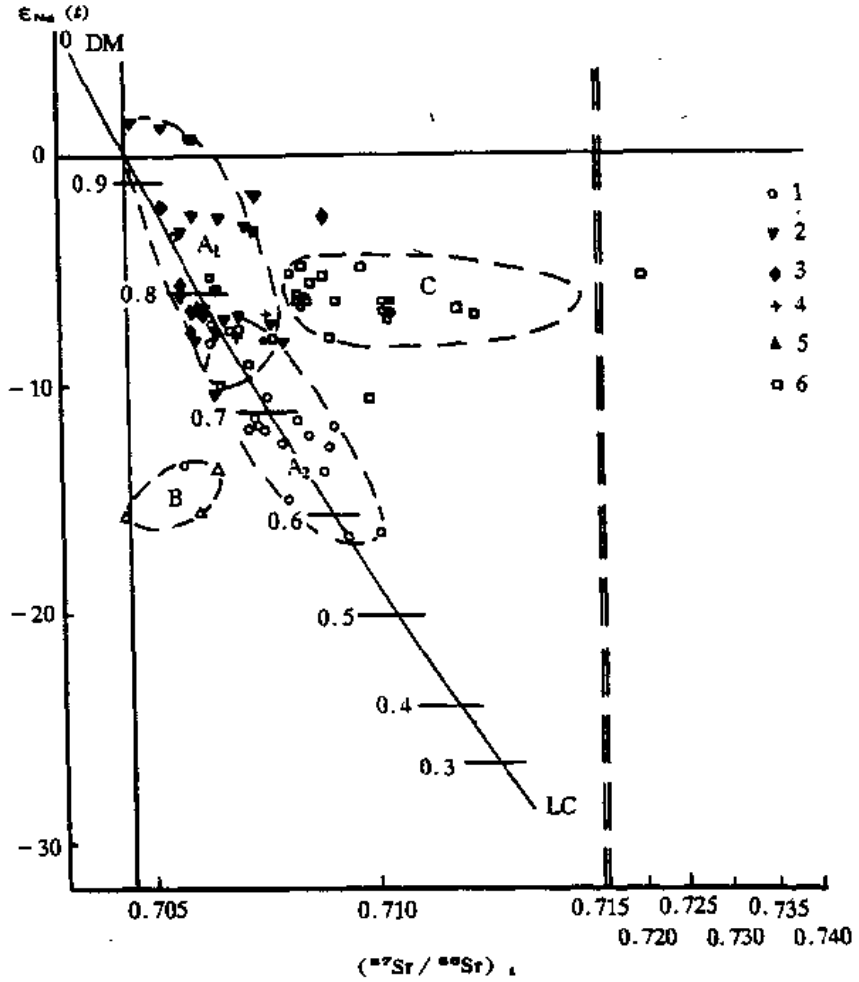



图 3-23　扬子陆块内晚中生代火成岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ - $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 比值图

$A_1$. 中下扬子区的宁芜和庐枞火山盆地；$A_2$. 中下扬子区的铜陵、贵池地区；B. 滁县-苏锡区；C. 南扬子区；1. 铜陵；2. 宁芜；3. 庐枞；4. 贵池；5. 滁县、苏州；6. 南扬子区。图中黑粗线为亏损地幔与下地壳混合线（据邢凤鸣、徐祥，1995）

带的侵入时间约为 125～112Ma，喷发活动约为 126～110Ma，可认为有共同的源区，是同源岩浆分异演化而成的。铜陵地区高钾富碱钙碱性闪长岩类有较低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 亦较低，但略高于宁芜地区火山岩。$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为 -7.7～-17，Sr 初始比值为 0.7070～0.7100，变化范围较小，其投影区范围与宁芜火山-侵入杂岩的分布范围部分重叠，同样位于亏损地幔与下地壳的混合线附近，总体上可认为其源区亦为上地幔，只是下地壳的混染组分比例较高（邢凤鸣等，1995）。

B 区的侵入岩与 A 区火成岩有完全不同的 Nd、Sr 同位素组成。岩石类型以高钾钙碱性花岗闪长岩和花岗（斑）岩为主，其特点是 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 和 Sr 初始值均较低，独立形成一个分布区，$\varepsilon_{Nd}(t)$ 为 -5.89～-16，变化范围大，而 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为 0.7044～0.7065，变化范围小。岩石中长石 Pb 同位素表现为最低的放射性成因铅，这些岩石具有来源于下地壳麻粒岩相基底的 Sr、Nd、Pb 同位素特征。

在南扬子区（C 区）岩石的 Sr、Nd 同位素表现为有两种类型，一类是位于江南古陆变质基底内出露的高钾钙碱性花岗闪长岩类，它们具低的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值（0.7043～0.7060）

和高 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值（+0.7±），其代表性岩石如德兴铜厂、富家坞和银山的火山-侵入杂岩，另一类是分布于皖南-浙西加里东构造地层区内的高钾钙碱性花岗闪长质火山岩和侵入岩，如桐庐、寿昌和溧阳等火山盆地以及皖南青阳、太平、黄山等侵入岩，这些岩石的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值为 −5.1～−6.8，变化范围小，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值为 0.7081～0.7104，在图 3-23 中形成一个有别于宁芜、庐枞和铜陵地区火成岩的独立分区，并具较高的放射性成因铅（图 3-21）。这些岩石的投影点远离上地幔的相关线，反映与基底变质杂岩有亲缘关系，但与 B 区的基底变质杂岩有区别，前者表现为基底变质杂岩的时代较新（中-晚元古代），变质程度较低（角闪岩相）。

同属华夏陆块的武夷区和浙闽粤滨海区的 Sr、Nd 同位素组成变化很大，具明显的分区性特征（图 3-24）。属于浙闽粤滨海区的浙东、闽东和粤东段火成岩在 Sr、Nd 同位素组成

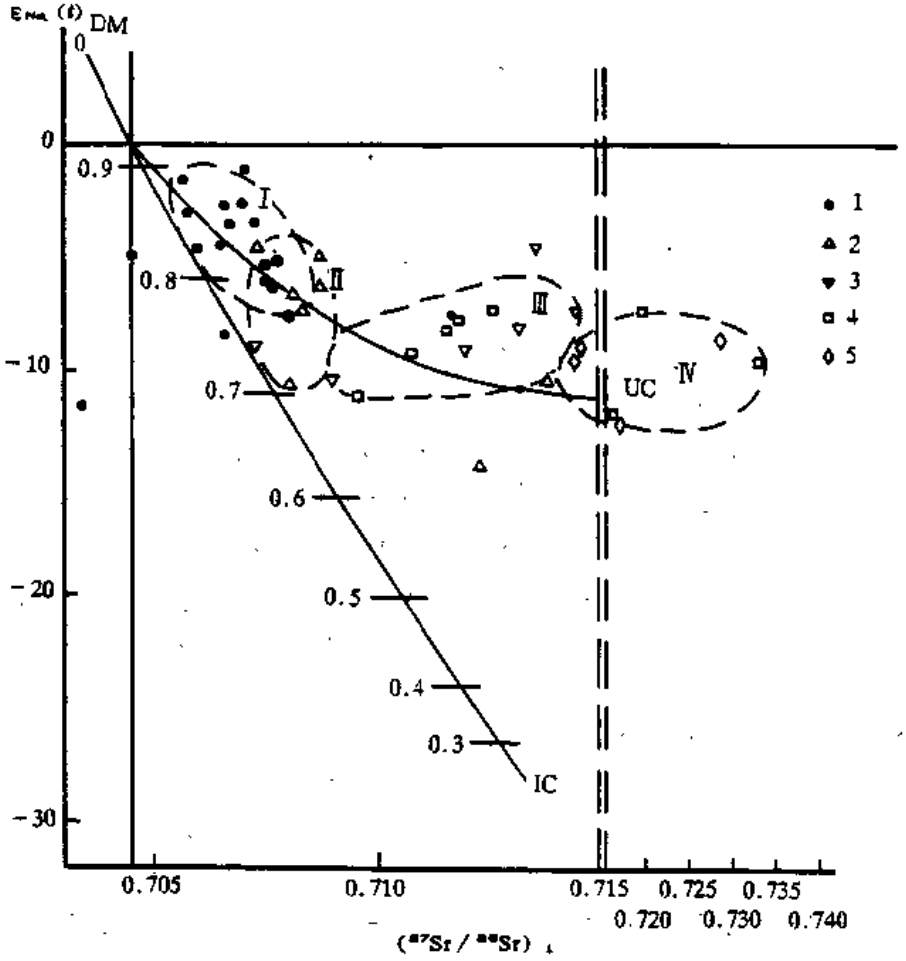



图 3-24　华夏陆块内中生代火成岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）- $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值图

Ⅰ.D 区闽东段；Ⅱ.D 区浙东段；Ⅲ.D 区早期火山岩和 E 区火山岩；Ⅳ.E 区早期侵入岩和 F 区火成岩；1. 浙东段；2. 闽东段；3. 粤东段；4. 武夷区；5. 赣南区。图中黑粗线为亏损地幔与下地壳混合线（据邢凤鸣、徐祥，1995），以及亏损地幔与华南上陆壳的混合线（毛建仁等，1990）

上有差异，三个地区火成岩的投影点都偏离上地幔与下地壳的混合线而沿亏损地幔与 上地壳的混合线分布，显示出这些岩石与中下扬子区火成岩在物质来源方面的本质差别，并明显分成三个区间。浙东段晚侏罗世（早期）火山岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值较低，为 −10.46～−14.12，

平均－11.69，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值大多高于0.7105，白垩世火山-侵入杂岩（晚期），Sr初始值较低，为0.7033～0.7087，$\varepsilon_{Nd}(t)$值为－4.89～－7.41，平均为－5.61；闽东段火成岩的$\varepsilon_{Nd}(t)$值较高，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值也低于浙东段的同类岩石，早期火山岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值为0.7065，$\varepsilon_{Nd}(t)$值为－6.14～－10.74，平均－8.95，晚期火山-侵入杂岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$较低，为0.7045～0.7116，平均为0.7071，$\varepsilon_{Nd}(t)$值为－2.31～－6.45，平均－4.25。应该指出很有规律的变化趋势，即位于闽东段南部的漳州复式岩体，岩石的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值大部分小于0.7065，$\varepsilon_{Nd}(t)$值介于－3.2～－4.9之间，而位于该段北部的福州复式岩体$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值为0.7060～0.7077，$\varepsilon_{Nd}(t)$值为－2.31～－6.45，与浙东段岩石的数值已很接近，据此可以认为在两岩段毗邻地区具相似的基底源岩。总体显示出从闽东南部经北部至浙东段$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值具增高趋势，$\varepsilon_{Nd}(t)$值逐渐降低，显示了地壳组成的横向不均一性。位于华夏南缘的粤东段情况比较特殊，该段主要是早期的火山-侵入杂岩，这些岩石的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值普遍较高，为0.7069～0.7145，$\varepsilon_{Nd}(t)$值偏低，为－8.14～－10.37，显示出与浙东、闽东段晚期岩石具不同的源区性质，具有I－S过渡型花岗岩类的特征，与该段地处南岭东西向构造－岩浆带与浙闽沿海NE向构造-岩浆带复合部位这样一个特殊的大地构造位置有关。

与浙闽粤滨海区情况相反，武夷区内所发育的火成岩，Sr初始值普遍偏高，而$\varepsilon_{Nd}(t)$值偏低，以形成时代大致可划分成两种类型，一类是在>155Ma挤压条件下形成的S型花岗岩，它们的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值为0.7137～0.7281，$\varepsilon_{Nd}(t)$值为－7.4～－11.9，平均－9.21，其投影点远离上地幔相关线，显示出源岩中地幔组分比例很低，另一类是130Ma左右，大陆伸展期内形成的火山-侵入杂岩，这类岩石的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值为0.7107～0.7145，$\varepsilon_{Nd}(t)$值为－7.40～－9.36，其投影点大致位于粤东段岩石分布区，显示两者的源岩性质相似，同样具有I－S过渡型特征。同时也清楚地显示由内陆到沿海，由西往东岩石的Sr初始值降低（图3-25），而$\varepsilon_{Nd}(t)$值明显升高，表明岩石中地幔组分比例增高。

赣南区晚中生代火山岩和侵入岩总体都显示出S型花岗岩的特征，这一点与武夷区的岩石具明显区别，这些岩石的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值为0.7144～0.7287，$\varepsilon_{Nd}(t)$值为－8.17～－12.40，Sr初始值是全区最高的，$\varepsilon_{Nd}(t)$值是全区最低的岩石，它们的投影点与武夷区中燕山早期的S型花岗岩分布区一致。

据图3-24后述的图3-32，可见位于Ⅲ区内的岩石投影点有浙东、闽东的早期火山岩系（145～125Ma），以及粤东和武夷区的早期火山岩；这给出一个重要的启示即浙闽粤滨海区和武夷区具有大致相似的变质基底，145Ma后，元古代角闪岩相基底内的变质高钾钙碱性安山岩、玄武质安山岩的部分熔融，形成了这一套高钾钙碱性火山岩，125～105Ma期间，主要在浙闽沿海的长乐-南澳幔隆带附近，地幔物质上隆，扩张作用进一步增强，以致双峰式火山岩中幔源组分增加，该时期岩石的$\varepsilon_{Nd}(t)$在华夏陆块内是最高的，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值是最低的，岩石投影点集中分布于Ⅰ、Ⅱ区，浙东和闽东段的分布区有部分重叠，反映了中上地壳组成的横向不均一。南扬子区的皖南-浙西地区的高钾钙碱性花岗闪长质-花岗质火山-侵入杂岩（145～125Ma），与浙闽粤和武夷区的早期火成岩有大致相似的源岩和成因。

总之，在Pb、Sr、Nd同位素组成方面，位于扬子陆块和华夏陆块上各岩浆区在时空方面的变化规律不尽相同（表3-3）。在华夏陆块，时间上从早到晚，岩石的Sr初始值逐渐降

表 3-3　不同构造-岩浆源区中生代火成岩的 Sr、Nd、Pb 同位素特征

| 岩浆岩区(代号) | 岩浆岩段 | 时代或期(Ma) | 岩石系列和组合 | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | $\varepsilon_{Nd}(t)$ | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A | 宁芜、庐枞 | 126～110 | 橄榄安粗岩系 | 0.70465～0.7074 | +4～-7.7 | 17.95～18.61 | 15.45～15.72 | 38.10～39.04 |
| | 铜陵段 | 137 | 高钾富碱钙碱性闪长岩类 | 0.7070～0.7010 | -7.7～-17 | 18.81～18.09 | 15.52～15.56 | 38.06～38.07 |
| | 安庆段 | 125～112 | A 型正长岩类 | 0.7053～0.7060 | -2.19～-7.90 | 17.90～18.77 | 15.45～15.57 | 38.09～38.54 |
| B | 滁县、苏州 | 134～122 | 高钾钙性花岗岩类 | 0.7044～0.7065 | -5.89～-16 | 16.32～17.20<br>(16.73) | 15.10～15.49<br>(15.37) | 36.57～37.62<br>(37.02) |
| C | 江南古陆 | 160～150 | 高钾钙碱性花岗闪长岩 | 0.7043～0.7060 | +0.7 | 18.314 | 15.597 | 38.511 |
| | 皖南-浙西 | 137～123 | 高钾钙碱性花岗岩类 | 0.7081～0.7107 | -5.1～-6.8 | | | |
| D | 浙东段 | 晚期(<110)<br>早期(132～124) | 双峰式组合中酸性岩<br>高钾钙碱性英安流纹岩 | 0.7073～0.7087<br>0.7122～0.7138 | -4.89～-7.41(-5.61)<br>-10.46～-14.12(-11.69) | 18.534 | 15.656 | 38.866 |
| | 闽东段 | 晚期(<125)<br>早期($^{147}Pb/^{126}Pb$) | 双峰式中酸性岩组合<br>高钾钙碱性英安流纹岩 | 0.7045～0.7116<br>0.7065 | -2.31～-6.45(-4.25)<br>-6.14～-10.74(-8.95) | | | |
| | 粤东段 | 早期 | 高钾钙碱性流纹质岩石 | 0.7069～0.7145 | -8.14～-10.37 | | | |
| E | 北部 | 晚期(<130Ma) | I-S 过渡型火山岩 | 0.7107～0.7145 | -7.4～-9.36 | 18.226 | 15.620 | 38.725 |
| | 中南部 | 早期(>155) | S 型花岗岩类 | 0.7137～0.7281 | -7.4～-11.9(-9.21) | | | |
| F | | 127～110 | 黄玉流纹岩-花岗岩类 | 0.7144～0.7287 | -8.17～-12.40 | 18.676 | 15.688 | 38.924 |

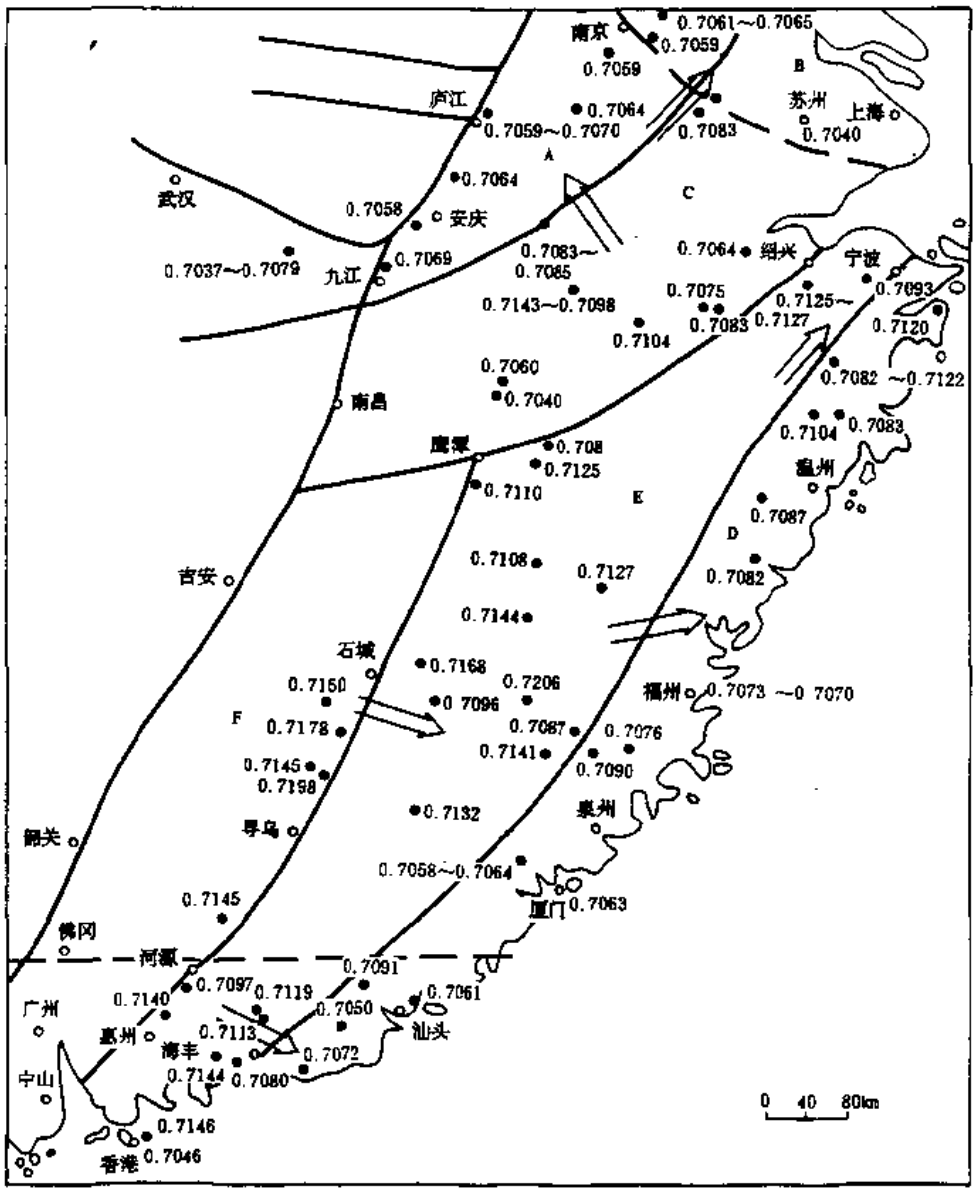



图 3-25 研究区晚中生代酸性火成岩的 Sr 初始值空间变化图

图中箭头表示 Sr 初始值降低的大致方向，资料来源如表 3-1、3-2

低（早期为 0.7070～0.7105，晚期为 0.7065～0.7087），而 Nd 初始值呈增高趋势（早期为 －8.95～－11.69，晚期为－4.25～－5.61）。空间上，从大陆内侧（武夷山古陆核到沿海），$^{206}Pb/^{204}Pb$比值可从 17.80，向东为 18.20，到沿海一带增高至 18.60，而 Sr 初始值可以从 0.7089～0.7141 降低至 0.7065～0.7077，$\varepsilon_{Nd}$（$t$）值从－9.21 增高至－4.25，这种颇具规律性的变化，可以说明，武夷区和浙闽粤滨海区是一个相对独立的大陆壳演化体系。在扬子陆块，上述火成岩 Sr、Nd、Pb 同位素组成的变化特点不明显，时空变化趋势似乎与华夏陆块相反。如果以滁县-苏锡地区为古陆核，长石铅的$^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值从 16.73 向四周增高，中下扬子区为 17.95，南扬子区为 18.31，Sr 初始值呈增高趋势，可从古陆核的0.7044～0.7065 经 0.7054～0.7078，至南扬子区增高至 0.7083～0.7098，$\varepsilon_{Nd}$（$t$）可从－7.26～－15.76（苏州岩体），到中下扬子区酸性岩 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值增高为－8.16～－10.6，到南扬子区岩石的

$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值增高为 -4.9～10.43。可以初步认为，围绕太古代-早元古代麻粒岩相古陆核扩张增生岩石中多种同位素体系变化的一般规律，即随大陆扩张增生，基底岩石中幔源组分增加，以致由其衍生的火成岩中 Nd 同位素模式年龄逐渐降低，Pb 同位素比值逐渐增高，$\varepsilon_{Nd}(t)$值增高，Sr 初始值理论上讲应出现降低趋势，只是武夷区目前尚未发现起源于麻粒岩相的中生代侵入岩。

## （二）晚中生代酸性火山-侵入杂岩与基底源岩的关系

由于长江中下游地区的高钾富碱钙碱性闪长岩类和橄榄安粗岩系粗安岩类的源岩为上地幔已成为共识，本节主要讨论的是东南沿海的高钾钙碱性酸性岩类与源岩——基底变质杂岩的关系。由于后期构造变动和火山岩盖层剥蚀程度的差异，造成规模不等的变质杂岩出露，其中武夷区变质杂岩出露的规模较大，它们往往成片分布，在扬子陆块南侧的南扬子区也有较多出露，而在大规模火山岩连片的浙闽沿海地区，基底变质杂岩仅以天窗的形式零星出露，中下扬子区的情况与此相似。

表 3-4 列出研究区不同构造单元内基底变质杂岩的 Sr、Nd 同位素组成的变化范围和平均值。表中的 Nd 同位素组成以 $\varepsilon_{Nd}(145)$表示，因为 145Ma 是区内大规模火山-侵入活动的发生时间。

**表 3-4　不同构造单元基底变质杂岩同位素特征**

| 区　带 | 基底变质杂岩 | $\varepsilon_{Nd}(t)$ | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | $\delta^{18}O/10^{-3}$ |
|---|---|---|---|---|
| 中下扬子区（A） | 董岭斜长角闪岩 | -3.3 | 0.7049 | |
| （B） | 石榴石白云片岩 | -6.4 | 0.7285 | |
| | 斜长角闪片岩 | -26 | 0.7145 | |
| 南扬子区（C） | 细碧岩、变质基性岩 | 4.4～5.3 | 0.7039 | 6.2 |
| | 斜长角闪岩 | -1.1～-2.2 | 0.7085～0.7167 | |
| 浙闽粤滨海区（D） | 陈蔡群片麻岩 | -10.0 | 0.73696～0.7064 | 9.02～18.35 |
| | | | | (13.19) |
| | 片麻岩、变粒岩 | -1.92～-5.6 | 0.7060～0.7084 | |
| | 斜长角闪岩 | (-3.62) | (0.7069) | |
| | 白云母片岩 | -11.6 | | 2～5 |
| 武夷区（E） | 绿片岩、片麻岩、变粒岩 | -11.0～-15.9 | 0.7203～0.7344 | 10.49～12.80 |
| | | (-12.69) | | (11.50) |
| | 硅质岩 | -5.7 | | 18.07 |
| 赣南区（F） | 千枚岩、变质砂岩 | -13.9～-14.0 | 0.7185～0.7208 | 16 |
| | | (-13.85) | | |

资料来源：谢窦克等，1991；袁忠信等，1991；黄辉等，1989；徐步台，1988；邢凤鸣等，1995。（）内数字为平均值。

由表 3-4 可见，不同地区出露的基底变质杂岩的同位素组成存在很大的差异，其中属于扬子陆块 C 区的浙西-赣东北地区主要出露中-晚元古代双溪坞群的细碧角斑岩系，具高的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值，$\varepsilon_{Nd}(145)$ 值为 -2.2～-5.9，相应地，发育其上的中生代火山成岩具较高 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值和较低的 Sr 初始值，属典型的 I 型岩石。浙东地区主要出露早元古代的陈蔡群，岩性包括片岩、片麻岩、斜长角闪岩、变粒岩、大理岩、浅粒岩等，其中片麻岩具较高

的放射性 Sr 含量，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值高达 0.7370（谢窦克等，1991），$\varepsilon_{Nd}$（145）为－10.0，斜长角闪岩和角闪变粒岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值较高，介于－2.2～－4.1。闽东地区有不少变质杂岩以天窗形式出露，其时代从晚元古代到早古生代，这套变质杂岩中变质中基性火成岩占有比例较大，其中角闪变粒岩的 Sr 初始值为 0.7060～0.7084，相应地放射性 Nd 含量较高，$\varepsilon_{Nd}$（145)为－1.9～－5.6，平均为－3.62，反映到中生代火成岩中 Sr 初始值较低，Nd 初始值较高，为典型的Ⅰ型岩石。武夷区有大片的早元古代变质基底杂岩，称为麻源群和建瓯群，岩性包括片麻岩、片岩、浅粒岩、大理岩和斜长角闪岩等，原岩以陆源碎屑沉积岩为主。具有低的$^{143}Nd/^{144}Nd$ 值和高的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值，其中黑云斜长片麻岩和二云母片岩的 $^{143}Nd/^{144}Nd$值很低，$\varepsilon_{Nd}$（145）为－15.9，在变质砂岩和泥岩中夹有数层基性火成岩，其中由基性火山岩变质而成的斜长角闪岩具较高的 $\varepsilon_{Nd}$(145)值(介于 0.23～1.15 之间)和较低的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值(0.7085～0.7167)，但麻源群主体以变沉积岩为主，使得麻源群仍以低 Nd 高 Sr 的同位素为特征，由其部分熔融形成的火成岩则较多具 S 型岩石的特征。在南岭地区广泛出露的是板溪群或四堡群千枚岩和变质砂、泥岩，它们的 Sr 初始值高（>0.7150），$\varepsilon_{Nd}$（145）值低（<－13.5），源岩是纯粹的陆壳沉积物，基本上没有地幔物质加入，中生代火成岩为高 Al 型 S 型花岗岩类，可出现堇青石花岗岩如桂东南大容山岩体，Sr 初始值为 0.7283，$\varepsilon_{Nd}$（$t$）为－12.1，$\delta^{18}O=12.8‰$（徐克勤，1989)。

总之，不同地区基底变质杂岩的同位素特征各不相同，这种差异性及其空间变化规律可以与中生代火成岩中的同位素特征相对应，如在武夷区和浙闽粤滨海区，晚中生代早期（$J_3$）酸性火山岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值大致相似，其变化范围为－7.4～－11.9，南扬子区早期酸性侵入岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）较高，为－5～－7，表明东南沿海中生代火成岩继承了元古代角闪岩相基底变质杂岩的某些同位素特征，基底构造单元及其变质杂岩的性质与中生代岩浆作用的分区性有着不可分割的继承关系，晚中生代早期酸性岩浆作用产物是“就地取材”（图 3-26）而成的。晚期（$K_1$）酸性岩浆活动主要集中在浙闽粤滨海区，火成岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值增高，为－4.3～－5.36，表明岩浆作用中有较多的地幔组分加入。滁县-苏锡区（B 区）的滁县、管店和苏州岩体的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值、$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值和$^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值都很低，前两者的$^{206}Pb/^{204}Pb$比值分别为 16.61 和 16.50，这些岩石的源区具有太古代麻粒岩相变质杂岩的同位素特征，与由元古代角闪岩相变质杂岩部分熔融形成的岩石相比，它们在 Sr、Nd、Pb 同位素特征方面的差异是十分明显的。

地壳岩石的 Nd 模式年龄最初是由 D.J.Depaolo 和 G.J.Wasserburg（1976）以及 M.T.McCulloch 和 G.J.Wasserbarg（1978）提出，是指地壳岩石中以 Sm、Nd 为代表的稀土元素从地幔库中分离以来所经历的时间，也可代表壳-幔分异时间或大陆壳的形成时间，Nd 模式年龄的确定目前已成为大陆壳的形成时间以及研究大陆壳形成和演化的一项最基本工作。表 3-2 列出了火成岩的亏损地幔模式年龄，由表可见中生代火成岩的 $T_{DM}$值都远离其侵位或喷发年龄而类似于其所在地区基底变质杂岩的 $T_{DM}$（图 3-27），表明本区晚中生代早期酸性岩浆主要是由已存在的地壳物质部分熔融的结果，地幔物质的直接加入较少。火成岩中同位素特征的空间变化规律是区内基底变质杂岩原岩成熟度以及壳-幔分异时间差异在空间上的客观反映。

由图 3-27 和表 3-2 可见，不同岩浆岩区地壳具有不同的形成演化历史。产于武夷隆起

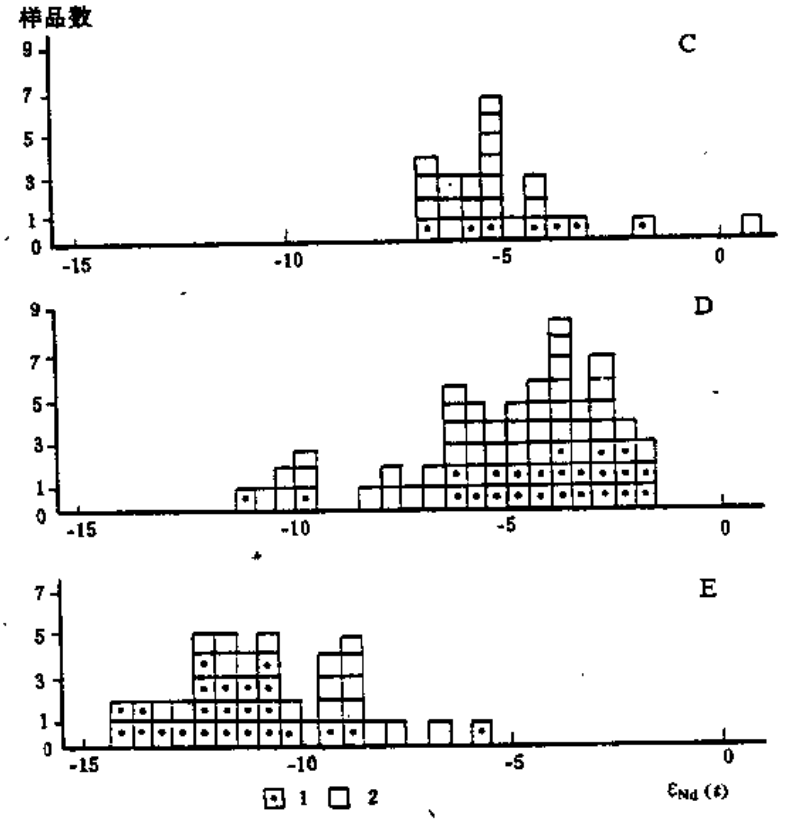



图 3-26　研究区火成岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值与 145Ma 前基底变质杂岩的 Nd 同位素组成对比图

1. 基底变质杂岩；2. 中生代火成岩

区及其附近的中生代火成岩的 Nd 模式年龄值大多为 1.6～2.8Ga，平均为 1.94Ga，这与该区大量出露的前寒武纪基底变质杂岩中 Nd 模式年龄很相近，但在其周围有些样品的 $T_{DM}$ 值较小（介于 1.35～1.50Ga 之间，平均为 1.4Ga）。表现在图 3-27 中，该区中生代火成岩和基底变质杂岩在 1.9Ga～2.0Ga 处构成一个陆块形成经历了两个阶段，>1.9Ga 形成古陆核，1.4Ga 年左右为陆块扩大增生阶段，发生一次较明显的壳-幔分异作用。浙闽沿海地区中生代火成岩和一些基底变质杂岩“天窗”在 Nd 模式年龄频率图上共同构成三个强度不等的峰，其中 1.4Ga 处峰强度远大于 1.9～2.0Ga 处的，并在约 1.2Ga 处又出现一个新的强峰，表明浙闽沿海地区的地壳主要形成于约 1.4Ga 和 1.2Ga 的中、晚元古代。由此可见，华夏陆块是以武夷隆起为核心，地壳在中、晚元古代向东部沿海方向有明显的增生趋势（图 3-28）。在扬子陆块，滁县-苏锡一带中生代火成岩的 Nd 模式年龄集中在 1.8

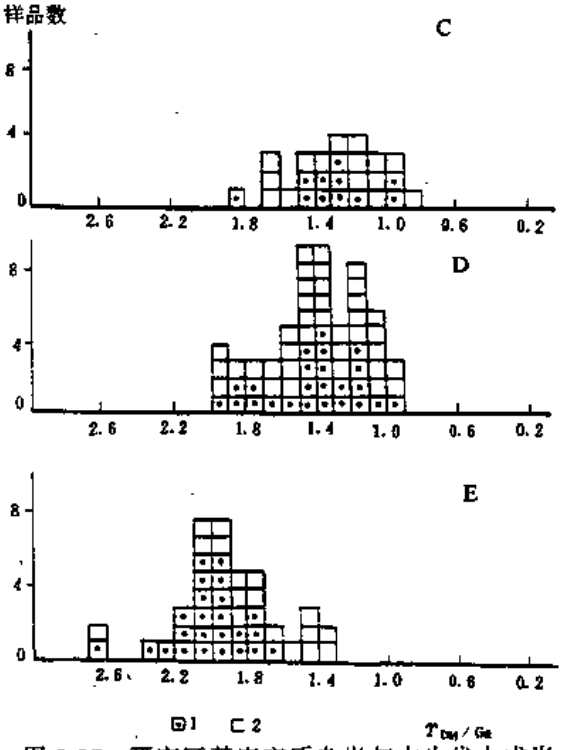



图 3-27　研究区基底变质杂岩与中生代火成岩 Nd 同位素模式年龄对比图

1. 基底变质杂岩；2. 中生代火成岩

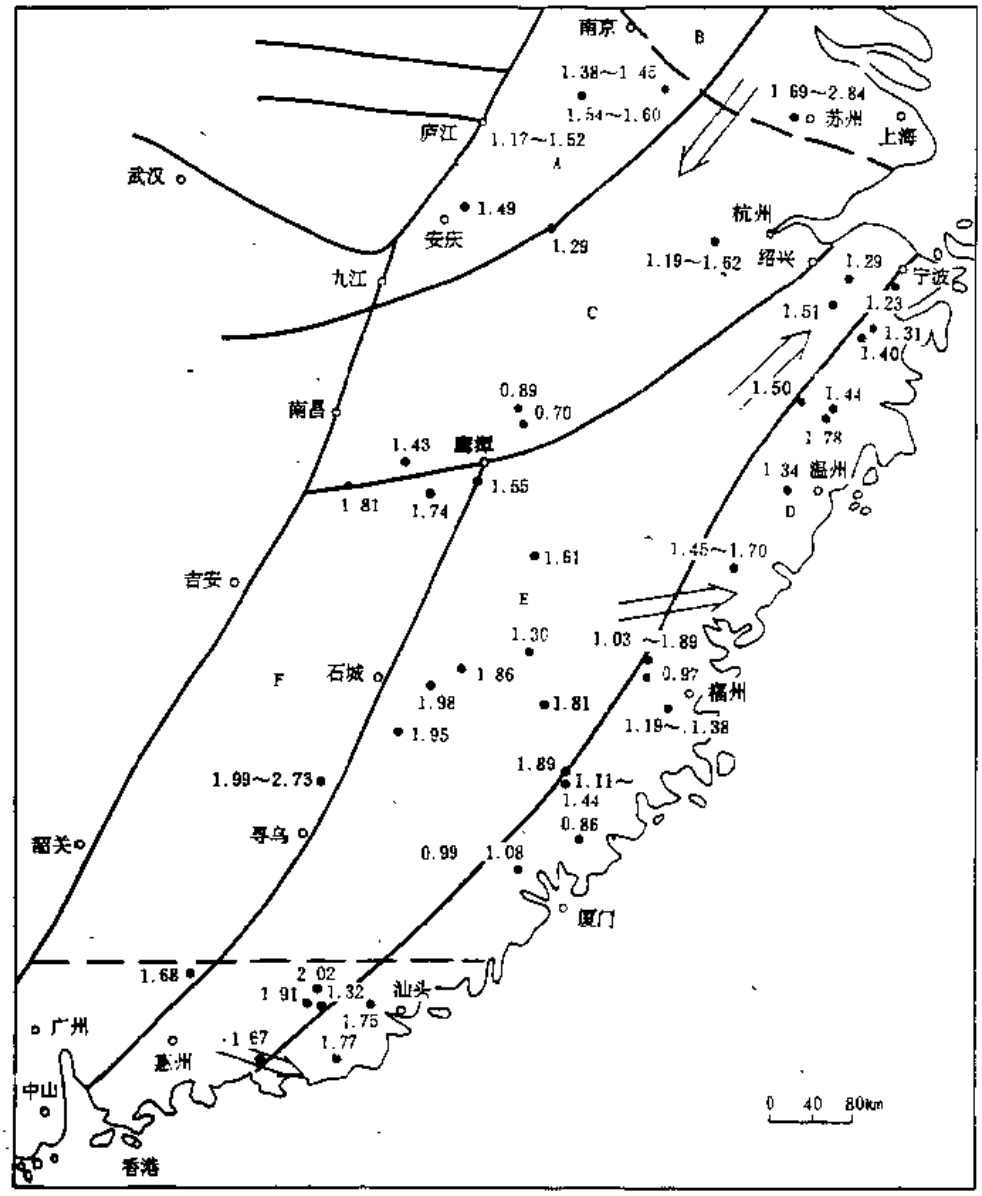



图 3-28　研究区中生代火成岩 Nd 同位素模式年龄空间分布图

资料来源如表 3-2。图中箭头指示模式年龄值降低的方向

~2.8Ga，中下扬子区中生代酸性火成岩的 Nd 模式年龄集中在 1.4~1.6Ga，平均 1.43Ga，而在南扬子的浙西-赣东北地所发育的中生代火成岩 $T_{DM}$值平均为 1.2Ga，且与该区出露的基底变质杂岩具相似的 Nd 模式年龄，在图 3-27 中构成一个很典型的单峰，峰值为 1.2~1.3Ga，表明扬子陆块是以滁县-苏锡一带的太古代古陆（可能入东海）为核心，地壳在 1.4~1.6Ga 和 1.2Ga 左右经历两次向西南方向明显的大陆扩张增生的壳-幔分异作用。

## （三）中新生代基性岩类同位素反映的地幔分区性

东南大陆中生代玄武岩类出露规模较小（仅占整个火山岩出露面积的 5% 左右），主要分布于下扬子地区和浙闽粤沿海地区，以双峰式组合中的基性端员形式产出或为连续演化系列的基性端员，其同位素特征能明显地显示出上地幔纵向上和横向上的不均一性。

表 3-5 为研究区不同时代玄武岩类岩石的 Sr、Nd 同位素和年龄资料。就华夏陆块而言，浙东地区中生代玄武岩（多数为拉斑玄武岩系列）明显富集放射性成因 Sr，Sr 初始值高达 0.70806，$\varepsilon_{Nd}$（$t$）值较低，介于 −3.54～−9.75 之间，平均为 −6.28；闽东地区中生代拉斑玄武岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值较高，介于 −3.24～−6.28 之间，平均为 −3.59，该区辉长岩的 Sr 初始值较低（0.7056～0.7057），$\varepsilon_{Nd}$（$t$）值较高为 −1.67～−3.2。长江中下游地区的碱性辉长岩和玄武岩在同位素组成上有明显区别，前者 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）为 +1.3～+1.4，Sr 初始值为 0.7046～0.7053，后者 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）为 −6.0～−7.1，Sr 初始值为 0.7057～0.7067。显然反映了两者的源区是不同的（后述）。通常认为来源于岩石圈地幔源的基性火山岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）$\leqslant$ +3，来源于软流圈地幔源的基性火山岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）$\geqslant$ +3（Jones, et al., 1992），本区中生代玄武岩类的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值为 +1.4～−9.75，都是来源于岩石圈地幔，其形成深度约 80km（杨祝良，1993），由此推断中生代的岩石圈厚度至少 >80km。中生代玄武岩类岩石的 Sr、Nd 同位素特征表明，浙东地区玄武岩的源区（上地幔）是壳-幔混合带，存在上地幔顶部 $V_P$ 偏小，而下地壳 $V_P$ 偏大的壳幔转换带，闽东地区上地幔为略亏损型，而到闽西南和粤东北地区基性岩源区为较典型的亏损型地幔，玄武岩系列在粤东以钙碱系列为主，逐渐过渡到闽东的高钾钙碱系列和浙东的高钾钙碱系列到橄榄安粗岩系列，即从南而北岩石的碱度增加，地壳成熟度降低，与其偶合的岩石圈上地幔类型具有亏损型、略亏损型至原生富集型地幔过渡的趋向（毛建仁等，1991）。

**表 3-5 研究区基性岩的 Sr、Nd 同位素组成**

| 岩浆岩带 | 产 地 | 岩石名称 | 年龄/Ma 或时代 | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | $\varepsilon_{Nd}$（$t$） | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 中下扬子区（A－B） | 六合方山 | 碱性玄武岩 | 9.1 | 0.70379 | +4.9 | 陈道公，1990 |
| | 江宁方山 | 碱性玄武岩 | 10.7 | 0.70363 | +4.9 | 陈道公，1990 |
| | 六合方山 | 碱性玄武岩 | 16.3 | 0.70335 | +5.1 | 陈道公，1990 |
| | 嘉山大横山 | 拉斑玄武岩 | 38.0 | 0.70463 | −4.6 | 陈道公，1990 |
| | 当涂釜山 | 碱性玄武岩 | 53 | 0.70465 | +2.7 | 陈道公，1990 |
| | | 拉斑玄武岩 | 55 | 0.70467 | −3.2 | 陈道公，1990 |
| | 宁芜蝌蚪山 | 玄武岩 | 116 | 0.7067 | −7.1 | 邢凤鸣等，1995 |
| | 宁芜双庙 | 玄武岩 | 120 | 0.7057 | −6.0 | 邢凤鸣等，1994 |
| | 宁芜蒋庙 | 碱长辉长岩 | 125 | 0.70465 | +1.4 | 邢凤鸣等，1994 |
| | 宁芜阳湖塘 | 辉长岩 | 125 | 0.7053 | +1.3 | 邢凤鸣等，1994 |
| 浙闽粤滨海区（D） | 天台九里坪 | 玄武岩 | N | 0.7036 | +7.4 | 薛怀民等，1995 |
| | | 玄武安山岩 | $K_1$ | 0.7064 | −4.69 | 薛怀民等，1995 |
| | 奉化玄坛地 | 玄武岩 | 100.0（?） | 0.7075 | −3.54 | 薛怀民等，1995 |
| | 温州山门 | 玄武岩 | 101.5 | 0.7081 | −9.75 | 薛怀民等，1995 |
| | 天台九里坪 | 玄武岩 | 120（$J_3$） | 0.7106 | −6.52 | 薛怀民等，1995 |
| | 永泰凤迹 | 玄武岩 | 104 | | −3.24～−6.28 | 冯宗帜等，1991 |
| | 泉州桃花山 | 辉长岩 | 125 | 0.7056 | −1.67 | 黄萱等，1986 |
| | 漳州上房 | 苏长辉长岩 | 123 | 0.7057 | −3.2 | 周珣若等，1989 |

由表 3-5 可见，新生代玄武岩有两种岩石系列，老第三纪以拉斑玄武岩系列为主，主要分布于苏北盆地，新第三纪以碱性系列玄武岩为主，广泛分布于中国东部。拉斑玄武岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值为 $-4.6\sim-3.2$，Sr 初始值为 $0.70467\sim0.70463$，显然来源于岩石圈地幔源。晚新生代碱性玄武岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值为 $+3.3\sim+7.4$，平均值为 $+5.77$，源区主要为软流圈地幔，碱性玄武岩与幔源矿物组合呈平衡，对应深度相当于 50～70km（Livaceari et al.，1993），表明新生代本区岩石圈厚度＞50km，岩石圈至少减薄了 10～30km。就浙东天台九里坪地区 $J_3$ 玄武岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）$=-6.52$，$K_1$ 玄武岩 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）$=-4.96$，而新生代玄武岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）$=+7.4$，同样，在下扬子地区晚中生代玄武岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值为 $-6.0\sim-7.1$，早新生代拉斑玄武岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值为 $-3.2\sim-4.6$，到晚新生代碱性玄武岩的 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）值为 $+4.9\sim+5.1$，指示其源区已由晚中生代－早新生代的岩石圈地幔转变至晚新生代的软流圈地幔源，在东海曾报道有年龄为 28.55Ma，且源自岩石圈地幔的玄武岩（周新华等，1992），这就意味着这一转换时间可能＜28Ma。说明地幔上涌扩张增强，晚第三纪时有小型的软流圈地幔柱上升，同时也说明岩石圈内部自上而下亏损程度是增强的。

扬子陆块和华夏陆块内晚新生代玄武质火山活动有差异，前者以碱性系列钠质类型为主，玄武岩的 Sr 初始值为 0.7045～0.7055，$\varepsilon_{Nd}$（$t$）值较低（$+3.3\sim+5.7$）；后者以拉斑玄武岩系列和碱性系列为主。玄武岩的 Sr 初始值较低为 0.7030～0.7035，$\varepsilon_{Nd}$（$t$）值较高，为 $+4.2\sim+4.7$，表明两陆块在软流圈地幔类型方面有差异，前者为富 Ab 的富集型地幔，La/Yb 比值高，后者为富 An 的亏损型地幔，La/Yb 比值低。

## 三、源区组成和火成岩的壳-幔比例

根据各构造-岩浆源区内岩石系列和岩石组合特征，应着重探讨以下岩浆岩区内几种岩类的源区组成，岩浆来源以及盖层同化混染所反映的壳-幔比例，即中下扬子区高钾富碱钙碱性闪长岩类和橄榄安粗岩系的粗安岩类，武夷区内的高钾钙碱性 S 型花岗岩类；浙闽粤滨海区和南扬子区内的英安岩类和辉长岩类，以及 A 型花岗岩类。

**1．中下扬子区闪长岩类（A 及 B 区）**

通常认为与地幔橄榄岩呈平衡的岩浆，其 $M$ 值 $[100\times Mg/(Mg+Fe^{2+})]=65\sim75$（Ringwood，1975；Irving，Green，1976）。该区最基性的辉石闪长岩的 $M=52.4\sim67.81$，平均为 56.9，不能代表地幔部分熔融而形成的原始岩浆。区域内闪长岩体中常发育有数量和规模不等的暗色微粒岩石包体，它们与寄主岩在稀土元素和微量元素方面相似，属于与闪长岩同源的微粒暗色包体（Dider，1987；Poli et al.，1991），它们的成分更接近原始岩浆成分。宁芜蒋庙、阳湖塘中最基性的辉长岩大致可代表极少分异的原始岩浆（$M=67.8$）。它们的岩石化学成分在硅-碱图解（Handman，1972）上为富碱玄武质成分。

该区闪长质岩类形成以结晶分异作用为主，岩浆作用过程中，强相容元素 Ni 发生亏损，而强不相容元素 Nb 轻微富集，这是闪长质岩浆分离结晶过程中与地壳岩石发生同化混染作用结果（AFC），同样表明闪长质岩浆的演化是在开放的岩浆系统中进行的。既然结晶分异和同化混染的联合作用是闪长质岩浆形成与演化的主要机理，因此，无论是辉长岩还是暗色微粒包体均不能代表该区的原始岩浆成分。

近年来，关于开放体系中岩浆作用过程的研究取得了较大进展，Taylor（1980），DePaolo（1981）等首先提出了岩浆演化过程中结晶分异与同化混染联合作用的化学成分及同

位素演化模型（AFC 模型）。在此基础上，Hagen 和 Neuman（1990）等作了进一步补充，提出了“批式补充模型”和“连续式补充模型”，即 RAFC 模型。本文根据 AFC 模型对闪长岩类的原始岩浆成分加以模拟，其公式如下（D.J.DePaolo，1981）：

$$C_m = C_m^0 + \frac{\gamma}{\gamma - 1} C_s \ln F$$

式中，$C_m$ 为岩浆中某元素含量，用闪长岩体平均化学成分代替；$C_s$ 为同化的围岩中某元素含量，用 Taylor（1977）的上地壳成分代替；$F$ 为熔体质量，用岩体成岩物质的幔壳比值（0.7）代替；$\gamma$ 为围岩同化速率与岩浆分离结晶速率之比，取 0.3（Taylor，1980）。求原始岩浆成分 $C_m^0$。常量氧化物是先计算出常量元素丰度，再变换为氧化物百分含量，元素的分配系数（Harrison，1978，1981）。模拟结果见表 3-6，可见闪长岩类的原始岩浆为来源于上地幔石榴石二辉橄榄岩，富 LREE、Sr 的富碱玄武质岩浆。

**表 3-6　中、下扬子区闪长岩类原始岩浆成分模拟结果**

| | $Si_2O_2$ | $Ti_2O_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 闪长质熔体成分① | 60.31 | 0.65 | 16.70 | 2.09 | 2.99 | 0.11 | 2.60 | 4.76 | 5.76 |
| 原始岩浆成分 | 50.09 | 0.58 | 7.27 | 2.58 | 6.08 | 0.11 | 25.12 | 3.05 | 3.85 |
| 碱性玄武岩② | 48.39 | 2.05 | 13.99 | 11.25 | | 0.15 | 9.42 | 8.99 | 3.36 |

| | $K_2O$ | Rb | Sr | Ce | Nd | Sm | Eu | Gd | Dy | Yb |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 闪长质熔体成分① | 2.55 | 65.67 | 1382 | 90.79 | 37.65 | 6.16 | 1.52 | 4.45 | 2.55 | 1.23 |
| 原始岩浆成分 | 2.14 | 17.95 | 1101 | 62.37 | 30.33 | 3.48 | 0.4 | 1.65 | 1.63 | 1.05 |
| 碱性玄武岩② | 1.00 | 25 | 486 | 51.4 | 25.2 | 5.46 | 1.77 | 5.28 | 4.17 | 1.60 |

① 氧化物单位为质量百分数，微量元素为 $\times 10^{-6}$。

② 碱性玄武岩据 Chauvel 和 Bro-Ming Jahn（1983）。

源区岩石是经流体相交代作用的石榴石二辉橄榄岩(次富集岩石圈上地幔)，流体中“过剩”的 REE 及不相容元素沉淀于被交代的岩石中，交代后的上地幔便富集 REE（尤其是 LREE）和其他不相容元素，并存在一定量的钛角闪石和磷灰石，导致 LREE 和 K、Ti、P 的富集。以上地幔三种源岩类型为基础，分别命名为模式Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ，磷灰石含量分别为 1%、0.5%、0.15%（表 3-7）。部分熔融程度随意定为 1%、5%、10%、15%，分配系数选取与地幔岩-玄武岩有关的高压体系数据，最终计算出液相值并与原始岩浆的平均稀土元素丰度比较，由（图 3-29）可见，当源岩中含磷灰石 1%，部分熔融程度为 5%～10%时，液相与该区闪长岩类原始岩浆吻合得最好。

**表 3-7　所选择的三种源岩类型**

| 矿物成分 | 模式Ⅰ | 模式Ⅱ | 模式Ⅲ |
|---|---|---|---|
| 橄榄石 | 56 | 57 | 57.35 |
| 斜方辉石 | 15 | 14 | 14 |
| 单斜辉石 | 12.5 | 13 | 13 |
| 石榴石 | 9 | 9 | 9 |
| 角闪石 | 6.5 | 6.5 | 6.5 |
| 磷灰石 | 1.0 | 0.5 | 0.15 |

综上所述，该区闪长岩类是由来源于上地幔石榴石二辉橄榄岩的富碱玄武质岩浆与下地壳麻粒岩相物质（约占 10%～30%）发生 AFC 过程形成的，而富碱的玄武质岩浆则是由经过交代作用的次富集型上地幔源区物质经 5%～10%的部分熔融所形成，根据辉石闪长岩中辉石结晶时温压条件计算，其生成压约为 $30\times10^8$～$36\times10^8$Pa，相应于 80～120km，温度为 1108～1167℃。

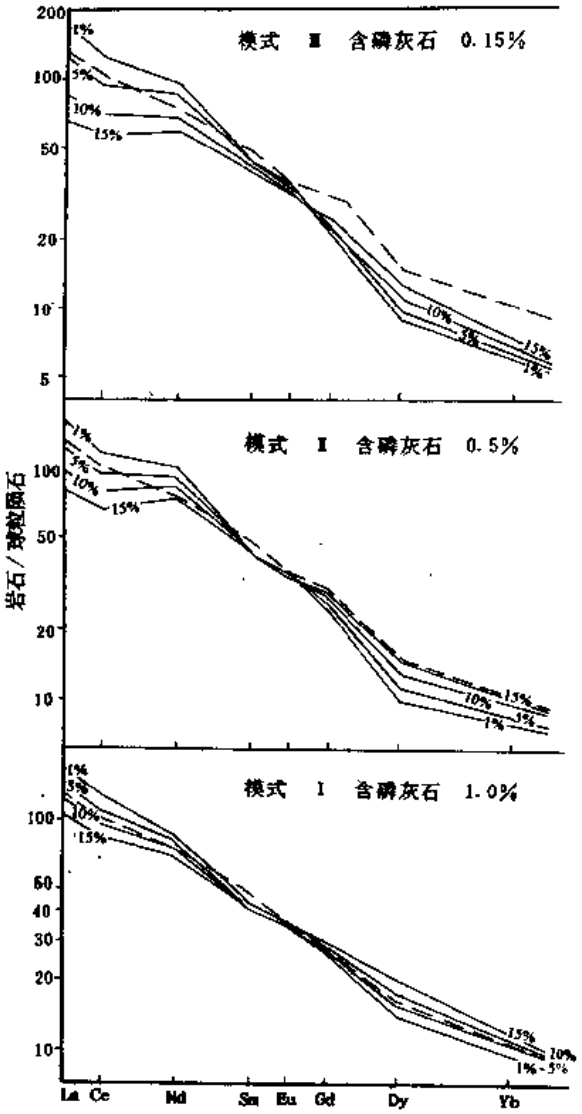



图 3-29 三种源岩类型液相的 REE 理论配分和原始岩浆配分
—源岩；- - 原始岩浆

**2. 中下扬子区粗安岩类**

在橄榄安粗岩系岩中大量出现类似于深源超基性包体的铬透辉石集合斑晶或包体（邱家骧，1975），溧水云辉粗安岩的黑云母为与幔源型基性-超基性岩相似的镁质黑云母（洪大卫，1982），宁芜某次火山岩中有形成于高压条件下的铬尖晶石（李文达等，1977），充分显示橄榄安粗岩系起源于上地幔。与该区高钾富碱钙碱性闪长岩类岩石相比，橄榄安粗岩系岩石具有富 K、Nb、Th、LREE 和大离子亲石元素的特点，铅同位素三组比值高（$^{206}Pb/^{204}Pb = 17.95 \sim 18.61$，$^{207}Pb/^{204}Pb = 15.45 \sim 15.72$，$^{208}Pb/^{204}Pb = 38.10 \sim 39.04$），较富放射性成因铅。若以双庙山和蝌蚪山富碱粗玄岩作为橄榄安粗岩系粗安岩类较少分异的原始岩浆，由 Sr、Nd 同位素特征表明这一推断是合理的。粗安岩是粗玄岩同源演化的产物，在 $\varepsilon_{Nd}(t)$ - $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值图中它们都位于同一分布区内，并显示出与正常地幔派生的岩浆具有明显差异，其源区应是经过明显交代作用的富集型地幔。假定源区为正常的石榴石二辉橄榄岩，按 Ringwood（1969）推测的地幔中石榴石二辉橄榄岩的矿物组成为：$OL_{57}$、$Opx_{17}$、$Cpx_{12}$、$Gar_{14}$，据 Shaw（1970）导出的批式部分熔融方程为：

$$C_L/C_o = \frac{1}{F + (1-F)\ D}$$

式中，$C_L$，$C_o$ 分别为熔体和源岩中某元素的丰度；$D$ 为总体分配系数；$F$ 为熔融百分比。

采用 Harrison(1981)的分配系数，通过简单的部分熔融模拟计算，难以达到橄榄安粗岩系粗玄岩的稀土元素的平均丰度。由于地幔流体的交代作用，上地幔源区是富集稀土元素的(特别是 LREE)富集型地幔，指示矿物富含挥发分的金云母是地幔交代作用的产物，在岩浆生成之前即已存在。假定源岩是含金云母石榴石二辉橄榄岩，其组成假定为：$Ol_{60}$、$Opx_{20}$、$Cpx_{10}$、$Phl_5$、$Gar_5$，以赵海玲(1990)基于东南沿海新生代幔源包体所提出的富集型地幔稀土含量为 $C_o$ 值，按前述的部分熔融方程模拟计算，当源区物质部分熔融程度为 8% ±时，即可产生该区橄榄安粗岩系粗玄岩类，大致相当于双庙山和蝌蚪山橄榄玄武岩类。地幔交代作用导致不相容元素和挥发分的富集，从而可降低熔融温度。根据二辉石温压计计算其成岩温度为920～1020℃，岩浆起源深度60～100km(毛建仁，1990)。根据邢凤鸣、徐祥(1995)用亏损地幔下地壳麻粒岩的混合线计算，橄榄安粗岩系粗安岩同化的围岩物质约占 15%～20%。

通过上述讨论，可将中下扬子区高钾富碱钙碱性系列闪长岩类与橄榄安粗岩系粗安岩类

的形成过程大致归结如下（图 3-30）。

（1）中朝和扬子两板块碰撞拼贴后，以及大洋板块对欧亚板块的拉张走滑，此时的构造应力由挤压向扩张过渡，来自地幔深部的富含挥发分和不相容元素的流体沿地幔隆起带向上运移，对上地幔岩石进行广泛而强烈的交代，形成富集型地幔。

（2）137Ma 左右，上地幔较深层位（约 80～120km）的次富集型二辉橄榄岩地幔约5%～10%的部分熔融（熔融温度＞1108～1167℃），形成富碱玄武质岩浆，其成分大致相当于蒋庙、阳湖塘辉长岩，它们的 $\varepsilon_{Nd}(t) = +1.3 \sim +1.4$，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7046 \sim 0.7053$，与地壳岩石发生同化混染和分离结晶（即 AFC）形成闪长质岩浆。闪长岩类以幔源为主（70%～90%），壳源混入量为 10%～30%，闪长质岩浆在地壳岩浆房中的迅速对流循环而形成分带性岩浆房，母岩浆中 K、Th、Nb 含量中等。

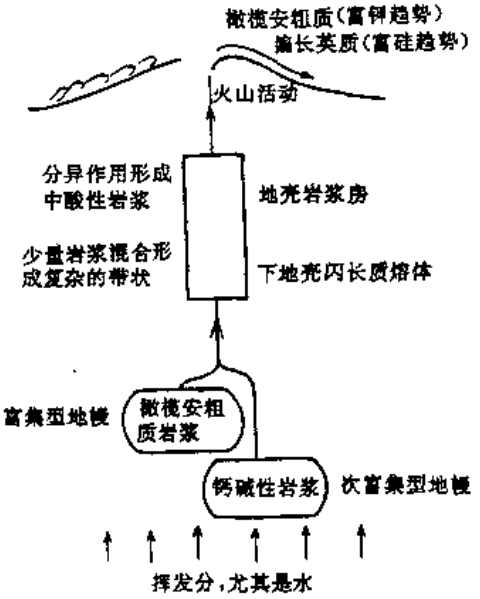



图 3-30 中下扬子区中生代岩浆成因和演化示意图

（3）区内郯庐断裂、长江深断裂以及其他基底断裂伸展活化，随着扩张进一步增强，地壳减薄，大致在 126Ma，由于挥发分（尤其是水）和深断裂的减压作用，降低了上地幔的熔点，促使地幔较上层的富集型二辉橄榄岩在 920～1020℃，相当 60～100km 深度，经约 8%的部分熔融形成原始岩浆，其成分大致相当于双庙、蝌蚪山粗玄岩，它们的 $\varepsilon_{Nd}(t) = -6.0 \sim -7.1$，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7057 \sim 0.7067$，地壳岩石混染约 15%～20%，而形成粗安岩类，母岩浆中 K、Th、Nb 含量高。

上述综合成因模式（图 3-30）表明两岩系分别来自两种地幔源区，上升的挥发组分首先使较深层位的次富集型地幔部分熔融形成高钾富碱钙碱性岩系，随着挥发分含量增加，较上层的富集型地幔发生部分熔融形成橄榄安粗岩系。

**3. 武夷和赣南区的 S 型花岗岩类**

该类岩石在化学性质上表现为富 Al、K，很高的 Rb 含量（最高达 $880 \times 10^{-6}$）和相对低的 Sr 含量，Rb/Sr 比值一般＞35（最高达 104），轻、重稀土元素分馏程度较小，LREE/HREE 主要介于 2.25～5.64 之间，负铕异常强烈，$\delta_{Eu} < 0.3$。在同位素方面，该类岩石表现为高的 Sr 初始值（介于 0.7137～0.7281），而 Nd 同位素初始值很低，$\varepsilon_{Nd}(t)$ 一般介于 －7.4～－12.0，在地球 Sr 同位素演化图（G.Faure，1986）上大多数投点落在地壳增长线上，反映了在 S 型花岗岩形成中明显有原先存在于硅铝质地壳中的物质卷入。如以会昌地区为例，尽管震旦-寒武纪变质砂岩、混合岩构成了该地区的基底，更老的地层在该地区并没有出露，据高维敬等（1990）研究表明，会昌地区花岗岩岩浆形成过程中，震旦-寒武纪地层并没有大规模参与，不排除岩浆上侵定位时局部的物质同化混染。旱叫山岩体和岚山岩体锆石 U-Pb 年龄测定，分别获得上交点年龄为 1460Ma，2937Ma 和 2202Ma，Nd 同位素模式年龄也有 2.2Ga 和 2.8Ga 的数值出现，可以反映该区花岗岩源区物质是由中元古代-晚太古代岩石导生的。浙西和武夷地区一些元古代地层的 Sr 同位素分析结果见表 3-8。由表可见，武夷和赣南区的 S 型花岗岩岩浆物质的源区类似于闽西建欧群和桂东板溪群，但是不管哪一种源岩，它们的

Sr 初始值和 Rb/Sr 比值都比估计的花岗岩源区物质高，后者的两种数值分别为 0.7146～0.7194 和 0.189～0.265，不可能为 S 型花岗岩提供全部的岩浆物质，而更可能需要少量低$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值和低 Rb/Sr 比值的物质参与，这些物质势必来自下地壳或上地幔。

既然赣南区花岗岩不是单一下伏于该区的基底老地层熔融而形成，就有可能部分岩浆来自深部。可以利用二元混合模型来源探讨花岗岩源区的物质组成。选择 Faure（1986）提出的亏损地幔作为端员以及板溪群和建瓯群作为上地壳端员，计算结果表明（表 3-9），晚侏罗

**表 3-8　武夷及其邻区基底地层的 Rb-Sr 同位素特征**

| 基底地层及岩性 | Rb-Sr 全岩年龄/Ma | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | $T=230$Ma 时的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | Rb/Sr 平均值 | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|
| 江西龙南震旦系浅变质岩 | 229±31 | 0.7465±19 | 0.7465 | 14.839 | |
| 江西德兴板溪群变质岩 | 545±34 | 0.7078±18 | | 0.857 | |
| 浙西诸暨陈蔡群片麻岩 | 666 | 0.7026 | 0.7064 | 0.387 | 高维敬等，1990 |
| 福建南平建瓯群变质岩 | 227±97 | 0.7203 | 0.7203 | 1.780 | |
| 福建广平前寒武纪变质岩 | 297±5 | 0.7222±2 | 0.7344 | 1.332 | |
| 广西板溪群变质岩 | 502 | 0.7185 | 0.7269 | 0.887 | |

**表 3-9　武夷区和赣南区不同时代花岗岩源区物质组成计算结果**

| 岩浆岩区 | 产　地 | 岩石类型 | 时代/Ma | $\varepsilon_{Nd}(t)$ | $\varepsilon_{Sr}(t)$ | $f_{uc}$ | $f_{DM}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 武夷区(E) | 相山 | 英安流纹岩中闪长质包体 | 130 | 8.8 | 123.0 | 61.0 | 39.0 |
| | | 英安流纹岩 | 130 | −9.4 | 81.7 | 68.4 | 31.6 |
| | 东乡 | 石英粗面岩 | 130 | −7.7 | | 57.6 | 42.4 |
| | 信江 | 花岗闪长岩 | 130 | −7.5 | 137.5 | 62.3 | 37.7 |
| | | 英安流纹岩 | 130 | −9.0 | 115.8 | 68.7 | 31.3 |
| | 玮浦 | 似斑状黑云母花岗岩 | 248 | −10.14 | 101.8 | 85.1 | 14.9 |
| | 夏茂 | 片麻状石英闪长岩 | 230 | −7.05 | 101.4 | 100.0 | 0.00 |
| | 行洛坑 | 花岗岩 | 135 | −9.38 | | 61.0 | 39.0 |
| | 冷水坑 | 花岗斑岩 | 130 | −11.55 | 73.51 | 83.0 | 17.0 |
| 赣南区(F) | 大富足洋塘 | 含红柱石二长花岗岩 | 274 | −11.9 | 139.5 | 89.2 | 10.80 |
| | 大富足何树紫 | 黑云母二长花岗岩 | 223 | −9.33 | 191.8 | 81.1 | 18.9 |
| | 大富足禾仓排 | 黑云母二长花岗岩 | 216 | −10.79 | 194.6 | 86.3 | 13.7 |
| | 大富足新村 | 黑云母二长花岗岩 | 216 | −11.53 | 136.5 | 83.9 | 16.1 |
| | 珠兰埠上村 | 二长花岗岩 | 146 | | 177.0 | 83.4 | 16.6 |
| | 珠兰埠先坑 | 黑云母二长花岗岩 | 137 | −9.35 | 135.1 | 75.1 | 24.9 |
| | 珠兰埠老安背 | 黑云母二长花岗岩 | 130 | −6.62 | 129.0 | 73.6 | 26.4 |
| | 中村 | 黑云母花岗岩 | 133 | | 219.4 | 89.6 | 10.4 |
| | 岩背 | 中粗粒花岗岩 | 123 | | 165.3 | 80.9 | 19.1 |
| | | 似斑状花岗岩 | 121 | | 144.0 | 76.7 | 23.3 |
| | | 黑云母花岗岩 | 123 | | 132.6 | 74.3 | 25.7 |
| | 银岩 | 花岗斑岩 | 105 | −7.77 | | 59.0 | 41.0 |

注：$f_{uc}=(f^{\Delta}_{Sr}+f^{\Delta}_{Nd})/2$；若无 $f^{\Delta}_{Nd}$的结果，则 $f_{uc}=f^{\Delta}_{Sr}$；$f_{DM}=(1-f_{uc})$。

资料来源：陈繁荣等，1990；黄萱等，1986；高维敬，1990；梅勇文，1989，以及本文。

纪花岗岩的源区上地壳组分占 73.6%～89.6%，平均为 80.4%，白垩纪花岗岩的源区上地壳组分占 74.3%～80.9%，平均为 77.3%，表明有成熟度低的下地壳麻粒岩卷入熔融事件或者可能有源自地幔的少量流体或岩浆加入。为了比较，计算了该地区三叠纪花岗岩（如大富足和珠兰埠岩体，表 3-9）的源区物质组成，这些岩石中上地壳组分约为 81.1%～86.3%，平均为 83.8%，二叠纪含红柱石二长花岗岩源区物质中，上地壳组分约占89.2%～100%，平均为 94.6%。在 $\varepsilon_{Nd}(t)$-$T$ 图（图 3-31）上明显显示出在该区的花岗岩中，随岩体年龄变新，源区物质中亏损地幔的比例增加。

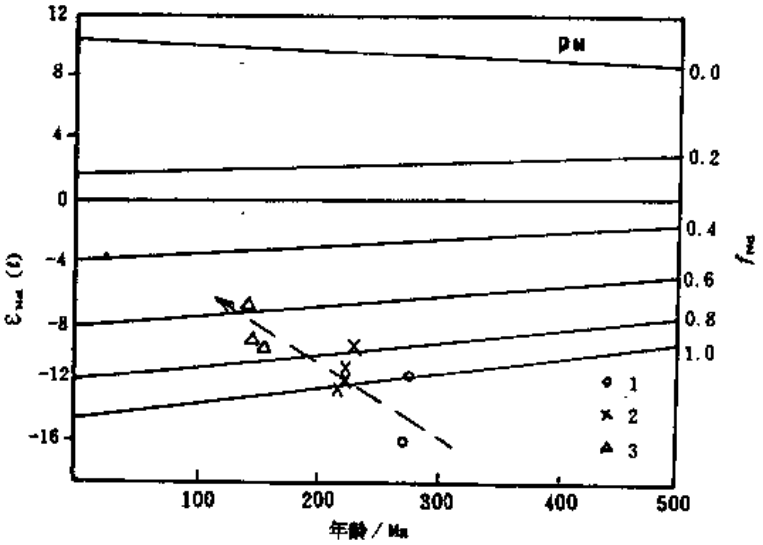



图 3-31 武夷区内花岗岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$-$T$ 图解

1. 二叠纪花岗岩；2. 三叠纪花岗岩；3. 侏罗-白垩纪花岗岩

赣南区如大容山堇青石花岗岩（$t$ = 264Ma），具高的 Sr 初始值 0.7283 以及低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值（－12.1），其源区几乎全为板溪群的沉积岩，几乎没有地幔组分加入。银岩花岗岩（$t$ = 92.2Ma），其 Sr 初始值为 0.7153（陈惜华，1986），花岗岩源区中的上地壳组分约占 79.2%，同样亦可表现出随时代更新，源区物质中亏损地幔的比例增加。

**4. 浙闽粤滨海区玄武岩和辉长岩类**

该类岩石构成了该区中生代晚期双峰式岩石组合的基性端员，大致可以分成两种类型，一类是低 Sr 初始值的辉长岩类，主要分布在闽东和下扬子地区，这些地区大部分辉长岩的 $SiO_2$ = 48.4%～52.4%，Cr = $100.3\times10^{-6}$，Ni = $40.67\times10^{-6}$，Co = $26.29\times10^{-6}$，Sc = $22.71\times10^{-6}$，$M$ 值为 47.2～58.4，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.7046～0.7059，$\varepsilon_{Nd}(t)$ = +1.3～－3.2；另一类是高 Sr 初始值的玄武质岩浆，主要分布在浙东、闽东地区，该地区的大部分玄武岩的 $SiO_2$ = 46.64%～48.50%，Cr = $243.5\times10^{-6}$，Ni = $53\times10^{-6}$，Co = $33\times10^{-6}$，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.7057～0.70806，$\varepsilon_{Nd}(t)$ = －3.2～－9.75，$M$ 值为 44.7～57.9，按玄武质原始岩浆标准，Cr = $380\times10^{-6}$，Ni = $290\times10^{-6}$，Co = $27\times10^{-6}$～$80\times10^{-6}$（Kuno, 1957; Frey, 1978; Green, 1971）。$M$ 值为 68～75（Ringwood, 1975; Irving, Green, 1976），显然，两类玄武岩和辉长岩都不是地幔直接部分熔融的原始岩浆，而是演化的分异岩浆。按上地幔源区标准，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.7034～0.7060，$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 7.06～－3.24（Faure, 1986; Taylor, 1978），研究区辉长岩的源区岩石大致接近上地幔，而玄武岩的同位素物质与上地幔源区相差甚远，但其化学成分特征与辉长岩类岩石大致相似，某些相容元素还略偏高，显然是一种与地壳组分发生同位素交换后的玄武质岩浆。用简单模拟所得成分作为原始岩浆，假定源区为二辉橄榄岩，其矿物组成是 $Ol_{57}$、$Opx_{17}$、$Cpx_{12}$、$Gar_{14}$，所确定的部分熔融程度为 10%～20%，利用 Harrison（1981）的分配系数，可推算出源区一些微量元素的丰度。玄武岩的 La/Yb 值比较球粒陨石（La/Yb = 1.48）高出 3 倍，而辉长岩类源区这一比值相对较低（2.1），表明玄武岩的源区具 LREE 富集的特点，辉长岩类源区的这种交代富

集作用程度较弱。东南沿海地区下地壳存在数公里厚的高速致密物质，$V_P$ 偏大 6.94～7.00km/s，而相应的上地幔顶部出现对应的低速带，$V_P$ 偏小为 7.50km/s（熊绍柏，1993），说明确实存在上地幔物质上涌，迁移到下地壳，并与下地壳物质相互作用产生“壳幔转换带”，这种伴有基性岩浆产生的壳幔之间相互作用被称为“底侵垫托作用”（underplating）（Griffin et al.，1987；Furlong et al.，1986）。在中生代玄武岩中从未找到过地幔橄榄岩包体，说明玄武岩浆的爆发能力弱。在地壳下部滞留的时间长，有较多的机会与地壳岩石发生同位素交换。用岩石化学成分计算的 CIPW 标准矿物换算后的 Ne′—OL′—Q′投影所得到压力范围可代表玄武岩浆可能的聚集带的条件，平均压力大约为 700～800MPa，相当于 23.1～26.4km（杨祝良，1993）。该深度的上限即相当英安流纹质岩浆的发生带，表明下地壳部分熔融的流纹质岩浆与幔源玄武质岩浆在该聚集带中有共存的历史，在两种岩浆界面会出现某些界面效应，当基性岩浆和酸性岩浆在达到同位素平衡之后尚未发生充分的化学混合之前就喷出地表，那么火山作用产物就为同位素组成相近似的玄武岩、流纹岩双峰式组合（王德滋等，1994）。如果用估算的原始岩浆成分投影于 Ne′—OL′—Q′图解中，原始岩浆形成于约 2400MPa 压力，深度相当于 79.2km 的尖晶石-石榴石二辉橄榄岩过渡区。至于低 Sr 初始值辉长岩可能应有另一种成因模式，待后叙述。

**5. 研究区的英安岩-流纹岩类**

英安岩-流纹岩类是本研究区分布最广、规模和体积最大的岩类，其相应的岩石为英安岩—英安流纹岩—流纹岩及其花岗闪长岩—二长花岗岩—花岗岩。不同岩浆岩区由于源岩建造不同，同位素特征有差异，火成岩中同位素时空变化的规律性在很大程度上是基底岩石同位素性质的再现。如南扬子区江南古陆基底为双溪坞群原生地壳的绿岩带建造，其部分熔融形成的火成岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7043 \sim 0.7076$，$\varepsilon_{Sr}(t) = 24.2 \sim 45.0$，$\varepsilon_{Nd}(t) = 0.512229 \sim 0.512589$，$\varepsilon_{Nd}(t) = -0.70 \sim -5.8$，$\delta^{18}O‰ = 7.97 \sim 8.55$（如德兴铜厂、富家坞、银山等火山-侵入杂岩）。浙闽地区主要为陈蔡群混合建造，其中幔源物质明显低于双溪坞群，由其部分熔融形成的晚侏罗世火成岩 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7127 \sim 0.7144$，$\varepsilon_{Nd}(t) = -6.14 \sim -10.74$，$\delta^{18}O‰ = 6.92 \sim 8.58$，若取幔源火山岩（双溪坞高钾玄武质安山岩平均值）的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7030$，Nd（I）$= 0.51295$，$\delta^{18}O‰ = 6.2$，地壳沉积物的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.730$，Nd（I）$= 0.511847$，$\delta^{18}O‰ = +16$，利用 $\varepsilon_{Nd}(t) - \varepsilon_{Sr}(t)$ 和 $\delta^{18}O$-$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 二元混合方程和图解（图 3-32），可得知南扬子区江南古陆地区的英安质火山岩中幔源组分约占 70%～80%，而浙闽粤滨海区和武夷区的晚侏罗世火山岩中幔源组分仅占 40%～50%。由图 3-24 和 3-32 可见，浙闽粤滨海区和武夷区的晚侏罗世火山岩的 Sr、Nd 同位素特征基本相似，岩石投影点位于同一区间，显示这些岩石具有大致相似的源岩和相似的成岩方式。南扬子区皖南大部分高钾钙碱性 I 型侵入岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7081 \sim 0.7104$，$\varepsilon_{Nd}(t) = -5.1 \sim -6.8$，其形成时代与上述地区火山岩大致相似，Sr、Nd 同位素特征略有差异，但总体特征相似推断其源岩亦为元古代角闪岩相变质基底。

图 3-33 表明了基底源岩物质 $K_2O$ 含量对其部分熔融所形成熔体的影响。由图可见当源岩为拉斑玄武质、钙碱性和碱性玄武岩以及英安岩所形成的熔体，由于 $K_2O$ 含量太低，熔体无法分异进入高钾区。由斜长花岗质片麻岩或杂砂岩部分熔融所形成的熔体成分也不能进入高钾区。最合适的源区物质是含水 0.7%～1.6%的钙碱性和高钾钙碱性安山岩、玄武安

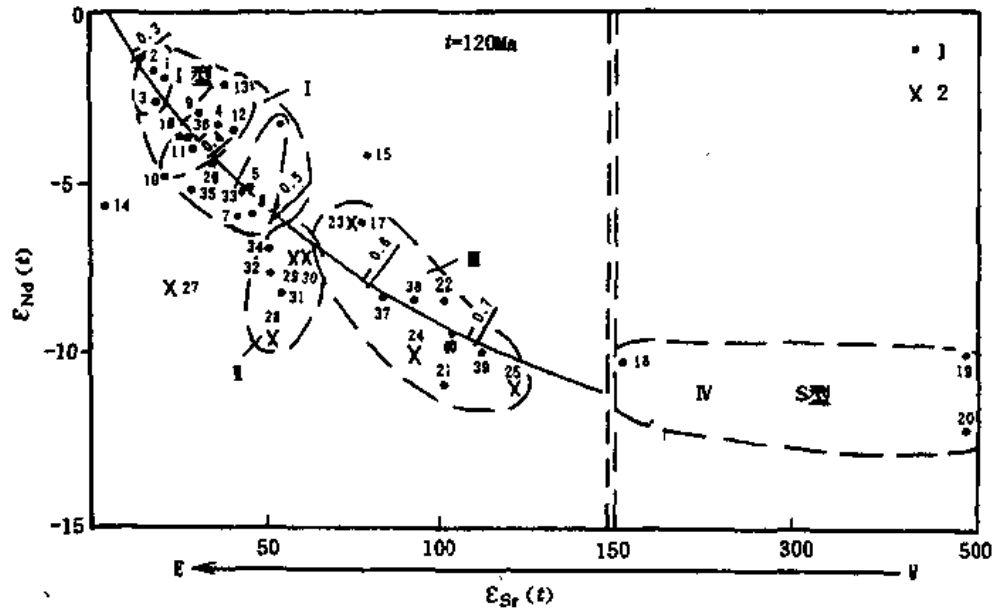



图 3-32　华夏陆块内中生代火成岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)-\varepsilon_{Sr}(t)$ 图解

1. 侵入岩；2. 火山岩；粗黑色为幔源火山岩与地壳沉积物混合线，数据为混合比例。1～4. 闽东北动力变质带岩石；5～9. 福州复式岩体；10～13. 漳州复式岩体；14～16. 闽东白垩纪侵入岩；17、21～25. 闽东晚侏罗世火山岩；18～20. 闽西中侏罗纪侵入岩；26～27. 闽东早白垩世火山岩（1～27 数据据黄萱）；28～29. 浙东早白垩世火山岩（山门盆地，据邢克福，1989）；30. 浙东晚侏罗世侵入岩（据杜杨松，1988）；31～34. 浙东早白垩世侵入岩（据何仲朗，1987）；35～36. 浙西晚侏罗世侵入岩；37～39. 武夷区晚侏罗世火山岩（据陈繁荣，1990）；37. 信江盆地；38. 东乡盆地；39. 相山盆地；40. 粤东葫芦田岩体。Ⅰ. 闽东段；Ⅱ. 浙东段；Ⅲ. 浙闽粤滨海区和武夷区早期火山岩；Ⅳ. 武夷区早期（>155Ma）花岗岩类和赣南区火成岩

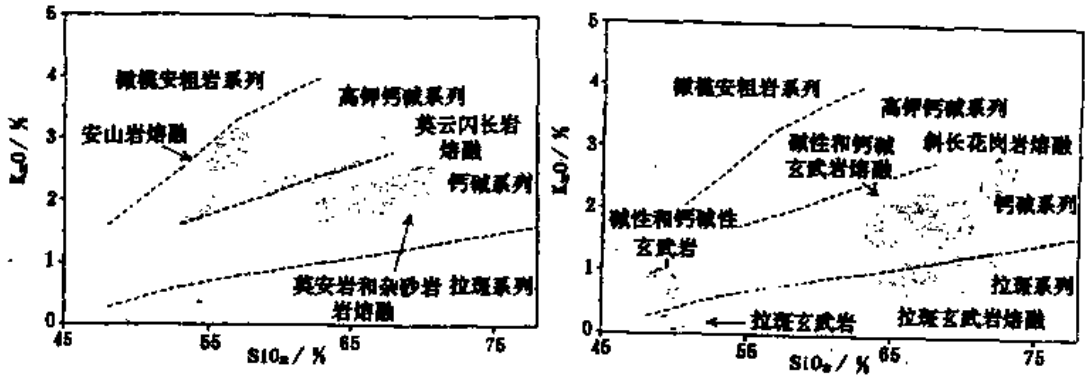



图 3-33　由各种常见的源区岩石经实验部分熔融衍生熔体的 $K_2O-SiO_2$ 投影图

（引自 M.P.Roberts，1993）

山岩。由这些安山质岩石部分熔融的英安质熔体可直接落在高钾区。这就说明高钾钙碱性Ⅰ型花岗岩类成因可能与本研究区双溪坞群和陈蔡群基底岩石存在大量变质基性火山岩有关。各岩浆区火成岩同位素特征的差异与基底变质基性岩源区的部分熔融程度以及原始的英安质熔体与上地壳沉积物的同化混染程度有关（即 AFC 过程），前面的壳-幔比例计算可大致半定量地确定这些效应，仍具有一定的参考意义。

Huppert 和 Sparks（1988）模拟了镁铁质岩浆底侵垫托作用的温度范围可达 900～

950℃，这一温度已大大高于简单地壳增厚所能达到的温度，变质基性火山岩（原岩为钙碱性和高钾钙碱性玄武安山岩、安山岩），在 $T=900\sim950$℃，$P=500\sim1000$MPa 约 30%～60%的部分熔融即可形成晚侏罗世高钾钙碱性Ⅰ型酸性岩类，原始岩浆成分类似于高钾钙碱性英安质岩浆。

将该区部分晚侏罗世火成岩(标准矿物 Ab+Or+Q>80%)的化学成分投影到 Ab—Or—Q—$H_2O$ 四元相系图中，大部分投点位于 $P_{H_2O}$为 300～500MPa 的同结线附近，由于花岗岩和英安流纹岩、流纹岩不能代表原始岩浆，而真正的岩浆起源深度应>500MPa，即形成深度应>16.5km 的角闪岩相中下地壳。酸性岩浆起源的这个深度对于浙东地区的第四地壳结构层(16.35～23.34km)，是一个高密度的异常层（计算密度为 2.87g/cm$^3$），反映的可能是熔出岩浆之后的残余组分层或为基性岩浆的储集层，其上的第三地壳结构层(13.59～16.35km）为一低速低密度层（计算密度为 2.6g/cm$^3$），可能代表了酸性岩浆储集层。

早白垩世火山-侵入杂岩具双峰式特征，是扩张作用进一步增强的产物。该时期酸性岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.7045\sim0.7087$，$\varepsilon_{Nd}(t)=-4.25\sim-5.61$，浙东地区岩石比闽东地区有较高的 Sr 初始值和较低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值，因而在图 3-24 和 3-32 中它们的投影点分别位于两个区间，但有一个共同点这些酸性火山岩 Sr、Nd 同位素特征与其共生的基性火山岩基本接近。因而有理由推断来自上地幔的玄武岩浆上涌至下地壳，下地壳部分熔融形成的流纹质岩浆与玄武质岩浆曾发生了同位素交换（王德滋等，1994），并形成双峰式火山岩。如果以闽东地区的漳州和福州复式岩体为例，从辉长岩到闪长岩→石英闪长岩→花岗闪长岩→二长花岗岩→黑云母花岗岩是一种连续演化系列，据此可以提出花岗岩类的 AFC 成因模式。即上地幔约 20%±部分熔融的辉长质岩浆［$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.7056\pm$，$\varepsilon_{Nd}(t)=-1.67\sim-3.2$，$\Sigma REE=20.70\times10^{-6}\sim114.86\times10^{-6}$］，其同化了约 25%的陆壳物质形成闪长质岩浆(Sr 初始值为 0.7060，$\varepsilon_{Nd}(t)=-4.6$，$\Sigma REE=353.79\times10^{-6}$)，随后大约是 70%～80%的角闪石，斜长石的分离结晶可形成二长花岗岩（Sr 初始值为 0.7066～0.7075，$\varepsilon_{Nd}(t)=-5.85\sim-6.45$，$\Sigma REE=203.35\times10^{-6}$)，此时如果发生斜长石、黑云母、钾长石和磷灰石的进一步分离结晶，则形成了黑云母花岗岩（Sr 初始值为 0.7072～0.7074，$\varepsilon_{Nd}(t)=-5.5\sim-3.5$，$\Sigma REE=159.9\times10^{-6}$)，与此同时，岩石中壳源组分增加。总之，由早白垩世火山-侵入岩的地球化学特征表明，其源岩不完全是元古代角闪岩相变质高钾安山岩和玄武安山岩的部分熔融，根据火山岩或侵入岩的不同地质特征可能会有多种成因模式。随时间更新，酸性火成岩中幔源组分增加，其同化的物质主要是华夏陆块的上陆壳组分，Sr、Nd 同位素特征已充分证实了这一点。

**6.A 型花岗岩类**

研究区存在两种类型的 A 型花岗岩类，一类是前已讨论的中下扬子区橄榄安粗岩系石英正长岩类，空间上与粗安岩、粗面岩等伴生，晚期亦有碱长花岗岩，岩石 Sr 初始值为 0.7060～0.7078，$\varepsilon_{Nd}(t)=-6.65\sim-2.5$，在图 3-23 中其投影点大致位于宁芜和庐枞火山盆地火山岩投影区，显示两者具同源特征。A 型正长岩-石英正长岩-碱长花岗岩是富集型上地幔约 8%的部分熔融，与约 15%的下陆壳组分混染形成的原始粗安质岩浆。是经两步分离结晶形成的（毛建仁等，1990），第一步是粗安质岩浆→正长岩浆，是引张条件下深部岩浆房内橄榄石+单斜辉石+斜长石+磁铁矿的较强分离结晶；第二步由正长岩→碱长花岗岩，主要是角闪石浅部分离结晶的结果（图 3-34），不同岩石类型中矿物学研究和 Sr、Nd

同位素特征支持这一结论。这种 A 型花岗岩的源区为交代富集型地幔，岩石形成于大陆裂谷环境。

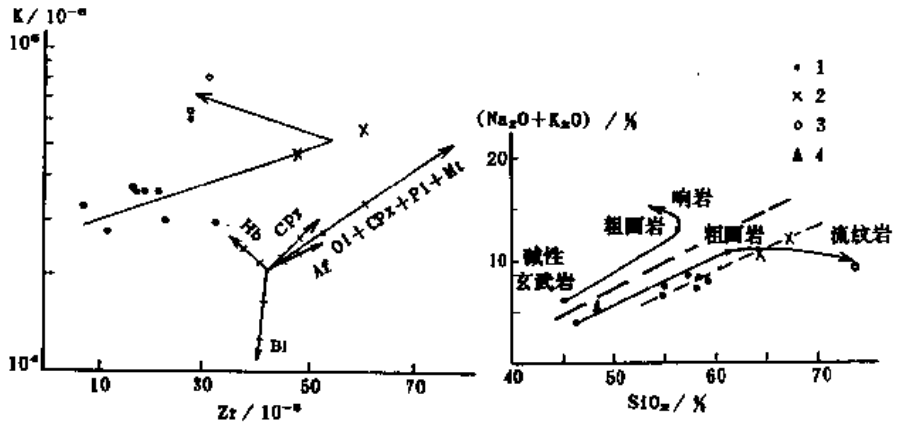



图 3-34　皖赣安粗岩系 A 型正长岩-碱长花岗岩的形成过程

1. 粗安岩；2. 正长岩和石英正长岩；3. 碱长（性）花岗岩；4. 基性岩脉

另一类位于浙闽粤滨海区，呈北东向展布的碱长（性）花岗岩带，其 $(^{87}Sr/^{86})_i$ = 0.7065～0.7069（黄萱等，1986；Martin，1994），$\varepsilon_{Nd}(t)$ = －2.31～－2.94（Martin，1994），源岩中幔源物质占 85% ±，陆壳沉积组分约为 15%。以福州复式岩体中魁岐和笔架山碱性花岗岩为例，岩体中有大量基性岩墙群，岩墙中还含有少量包体，包体主要由褐色角闪石和少量辉石堆积晶组成，角闪石堆积晶主要为钛角闪石和绿钠闪石，这两种角闪石在魁岐和笔架山两岩体中并不多见，意味着角闪石的分离作用在深部岩浆房中进行。少量的铝辉石堆积晶中主要含硬玉和契尔马克分子，这种辉石在碱性玄武岩浆中为典型的早期结晶相，这些证据可表明在壳-幔混合带附近在深部岩浆岩房中已进行了高压分离结晶。岩石成因模拟计算结果表明，上地幔约 10%～15% 的部分熔融形成中基性岩浆，其中沉积组分混染比例约 15%，开始是角闪石、斜长石和钛铁矿的高压分离，随后是约 70% 的碱性长石分离结晶，其中包括了钠质斜长石和富集稀土元素的副矿物使残余液相中富碱，贫 $Al_2O_3$、CaO、Ba、Sr、Eu，稀土元素丰度降低。现将福州复式岩体钙碱性二长花岗岩-花岗岩和碱性花岗岩的特征总结于表 3-10，它们分别起源于不同的地幔源区。

**表 3-10　福州复式岩体中二长花岗岩类与碱性花岗岩特征对比**

| 花岗岩体 | 丹阳-福州岩体 | 魁岐-笔架山岩体 |
|---|---|---|
| 岩　　性 | 二长花岗岩-黑云母花岗岩 | 碱性花岗岩－花岗斑岩 |
| 年　　龄 | 103～104Ma | 92～93Ma |
| 侵入深度 | 中等深度 | 近地表 |
| 部分熔融程度 | 20% ± | 10%～15% |
| 岩石幔源组分 | 75% | 85% |
| 原始岩浆成分 | 辉长质—闪长质 | 闪长质 |
| 幔源组分性质 | 富集型地幔 | 富集型地幔 |
| 分离结晶作用 | Hbl+Pl（70%～80%） | 主要是碱性长石（70%） |
| 动力学背景 | 伸展拆离构造，基性岩浆底侵 | 深大断裂裂解，壳-幔混合带 |
| $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | 0.7074～0.7075 | 0.7065～0.7069 |
| $\varepsilon_{Nd}(t)$ | －5.85～－6.45 | －2.31～－2.48 |

# 四、构造岩浆演化与壳-幔分异

## （一）构造-岩浆演化

根据上述中生代火成岩时空分布，岩石系列和岩石组合特征，结合前已讨论的东南大陆岩石圈的演化，可将中国东南大陆中生代火山侵入杂岩与构造演化综合于表 3-11。

表 3-11　中国东南大陆中生代火山-侵入杂岩与构造演化

| 时代/Ma | 应力状态 | 下扬子亚板块 | | 华夏亚板块 | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | 火山岩-侵入岩组合 | 岩石系列 | 火山岩-侵入岩组合 | 岩石系列 |
| <60 | 裂解 | 碱性橄榄玄武岩，碧玄岩等 | 碱性玄武岩系列为主 | 拉斑玄武岩，橄榄玄武岩等 | 拉斑玄武岩系列，碱性系列 |
| 90～125 | 裂解<br>扩张 | A 型石英正长岩-碱长花岗岩<br>碱性辉长（闪长）岩-石英二长岩-花岗岩<br>响岩，流纹岩<br>粗安岩-粗面岩 | 碱性系列，橄榄安粗岩系列的中性-碱性火山-侵入杂岩 | A 型花岗岩（<92Ma）<br>辉长岩-闪长岩-花岗闪长岩-二长花岗岩-花岗岩<br>玄武岩-英安岩，流纹岩（双峰式）<br>高氟花岗岩-黄玉流纹岩 | 高钾钙碱系列的基性-酸性火山-侵入杂岩<br>高钾钙碱性 S 型系列 |
| 扩张增强阶段 | | 郯庐断裂，长江深裂的扩张，活化 | | 莲花山断裂，长乐-南澳断裂变质带使早期火山岩绿片岩相变质和片理化 | |
| 125～145 | 挤压松弛转向剪切，拉张 | 花岗闪长岩-二长花岗岩-花岗岩（137Ma±）<br>闪长岩-花岗闪长岩-花岗岩 | 高钾钙碱系列酸性侵入岩<br>高钾富碱钙碱性中性-酸性侵入杂岩 | 花岗闪长岩-花岗岩<br>英安岩-流纹岩（少量安山岩，极少玄武岩） | 高钾钙碱系列的酸性火山-侵入杂岩 |
| 应力转换 | | 地幔上涌，下地壳镁铁质岩浆底侵垫托，地壳减压增温 | | | |
| >155 | 陆内挤压和碰撞 | 较大规模的 S 型花岗岩 | | 陆内挤压碰撞 S 型花岗岩 | |

本研究区新生代早第三纪以拉斑玄武岩系列的石英拉斑玄武岩-橄榄拉斑玄武岩组合为主，并出现少量粗面岩-碱性流纹岩（表 3-12），如广东三水、河源盆地以及苏北盆地，台湾西部以碱性系列玄武岩为主。晚第三纪为拉斑玄武岩系列和碱性玄武岩系列共存，主要出露在广东三水、河源和南海海域、海南岛，福建的明溪、龙海，浙江的新昌、嵊县以及江苏的江宁方山和六合山等，台湾东部则为钙碱性系列的安山岩-英安岩组合。第四纪大多为碱性玄武岩系列的碱性橄榄玄武岩-碧玄岩-橄榄霞石岩组合，在台湾北部更新世为钙碱性系列安山岩和少量橄榄安粗岩系。全新世的碱性系列玄武质火山活动仅发生在海南岛和雷州半岛。

本研究区新生代岩浆作用与大陆裂谷和南海扩张有关（表 3-12）。台湾新生代岩浆作用具两重性，即台湾东南部发育了向东倾斜的俯冲带，西部表现为裂陷作用，菲律宾海板块又俯冲到该岛之上，东部和北部为碰撞造山带（表 3-13）。

表 3-12　中国东南大陆新生代构造演化与岩浆作用

| 时代/Ma | | 构造演化 | 华夏亚板块 | | 下扬子亚板块 | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 岩石组合 | 岩石系列 | 岩石组合 | 岩石系列 |
| 第四纪（<2） | 全新世 | 海南东西向巨型裂谷形成 | 碱性橄榄玄武岩、橄榄玄武岩 | 碱性系列（琼） | | |
| | 更新世 | 台湾北部发生弧陆碰撞，并由北向南迁移，陆内断陷趋于消亡 | 石英拉斑玄武岩<br>高铝玄武岩-安山岩 | 拉斑系列为主（琼）<br>钙碱系列（台湾北部） | 碧玄岩-橄榄霞石岩 | 碱性系列 |
| 晚第三纪（5～26） | 早更新世—上新世 | 南海扩张停止，台湾东部弧陆碰撞，并向西被推向大陆架（15～4Ma） | 碱性橄榄玄武岩，碧玄岩<br>辉石安山岩，玻质玄武岩 | 碱性系列为主，少量拉斑（琼，福建明溪）<br>钙碱系列（台湾东部） | 橄榄拉斑玄武岩 | 拉斑系列 |
| | 中新世 | 南海第二次扩张，东西向中央海盆形成<br>（23～15Ma） | 橄榄玄武岩，玻基辉橄岩<br>石英-橄榄拉斑玄武岩<br>碧玄岩，霞石玄武岩 | 碱性系列（海南龙海）<br>拉斑系列（南海）<br>碱性系列（三水、河源，巨县） | 碱性橄榄玄武岩-碧玄岩 | 碱性系列 |
| （23～32） | 早中新世—始新世末 | 区域性抬升，并可能影响整个中国东部，南海北部陆缘断陷遭受剥蚀，造成区域性分离不整合 | | | | |
| 早第三纪（32～50） | 始新世 | 南海第一次扩张（32Ma±），北东向西南和西北海盆形成 | 玄武岩-粗面岩-碱流岩，<br>拉斑玄武岩-碱性玄武岩 | 拉斑系列为主（三水、河源）<br>碱性系列为主（台湾西部） | 拉斑玄武岩－碱性橄榄玄武岩（苏北） | 拉斑系列与碱性系列共存 |
| 50～90 | 晚白垩世—古新世 | 中国东南部大陆边缘地幔上涌，岩石圈减薄，形成一系列北东向断陷。台湾东南部开始发育向东倾斜的新俯冲带，50Ma±印度板块与欧亚板块碰撞开始（Huchon，1994） | | | | |

表 3-13　台湾新生代火成岩岩石系列与构造环境

| 岩　区 | 北部岩区 | 西部岩区 | 东部岩区 | |
|---|---|---|---|---|
| 时代 | 上新世末-更新世<br>2.8～0.1Ma | 始新世-（65～56Ma）<br>渐新世（23～20Ma）<br>中新世（10～9Ma） | 中新世-更新世<br>17.0～0.2Ma | 始新世-渐新世<br>24.2～18Ma |
| 岩石组合 | 高铝玄武岩-安山岩<br>橄榄粗玄岩（少量） | 拉斑玄武岩和<br>碱性玄武岩 | 安山岩-英安岩 | 玻璃质玄武岩（台湾岩）、玄武岩、基性、超基性深成岩 |
| 岩石系列 | 钙碱系列为主和<br>橄榄安粗岩系列 | 拉斑玄武岩系列<br>和碱性玄武岩系 | 钙碱系列 | 蛇绿岩系 |
| 构造环境判别 | 复合板块边界 | 板块内部<br>（大陆或洋岛） | 复合板块边界 | 离散板块边界<br>（MORB） |
| 构造意义 | 吕宋弧与亚洲大陆边缘的弧陆碰撞，板块聚敛速度7cm/a | 南海中渐新世-早中新世，以3cm/a的半速度扩张，台湾与中国大陆分离 | 中央山脉东部与吕宋弧的弧-陆碰撞 | 南海扩张所留下的洋壳残余 |

## （二）岩石圈的岩石学－地球物理综合模型

我们根据人工地震测深和折射剖面（朱介寿，1986），大地电磁测深资料（刘国栋，1986；熊绍柏，1993）以及岩石学资料（Fountain，1981；赵海玲，1992），提出东南大陆三种类型的岩石圈-岩石学-地球物理综合模型（图 3-35）。

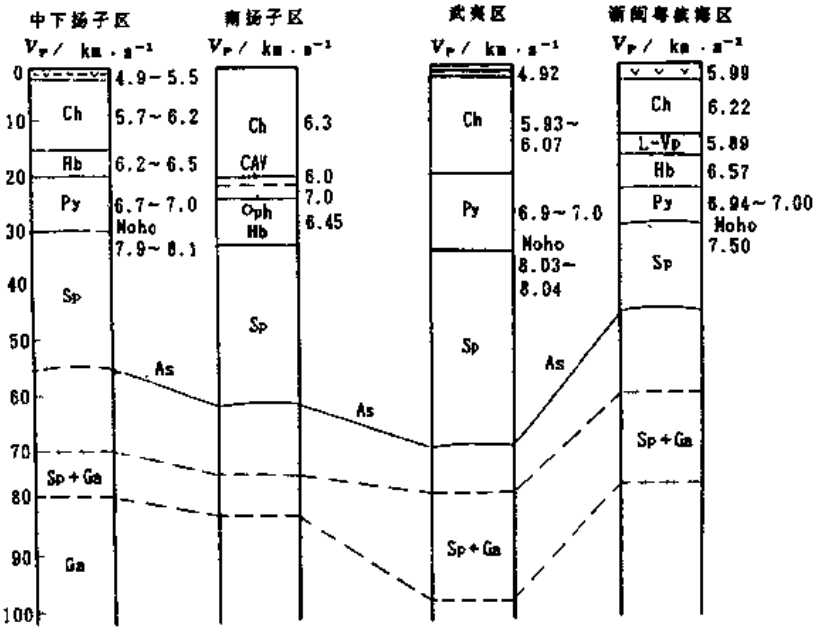



图 3-35　研究区三种类型的岩石圈结构模型

$Ch_2$：绿片岩相岩石；Hb：角闪岩相岩石；Py：麻粒岩相岩石；Sp：尖晶石二辉橄榄岩；Ga：石榴石二辉橄榄岩；CAV：钙碱性火山岩；Oph：蛇绿岩套；Moho：莫霍面；As：软流圈顶面；L-$V_P$ 低速层

三种类型地壳结构不均一，主要表现在：

（1）中下扬子区为上、中、下地壳三层结构，武夷区为上、下地壳二层结构，浙闽粤滨海区为多层结构，中、上地壳间有厚约 3km 的低速层（$V_P$=5.89），相当于花岗闪长质岩石。

（2）莫霍面深度不等，武夷区为 34km，中下扬子区为 30km，浙闽粤滨海区为 28～29km，莫霍界面上隆 5km。

（3）地壳减薄主要表现为下地壳减薄，武夷区为 14km，中下扬子区为 9km，浙闽粤滨海区减至 6.43km。

（4）浙闽粤滨海区中、下地壳 $V_P$ 偏大（分别为 6.57 和 6.94～7.00km/s），而上地幔顶部 $V_P$ 偏小（为 7.50km/s，熊绍柏，1993），显示壳/幔转换带存在与地幔上隆有关的镁铁质岩浆的底侵垫托的造壳作用（145Ma±），发生地幔组分加入的垂直增生。

（5）南扬子区具扬子陆块和华夏陆块碰撞缝合带的“双陆壳叠置”模型（邓晋福，1992），中生代花岗岩类长石的铅同位素反映南扬子区与武夷区基底明显重叠。

三种结构类型的上地幔都可分出两层，莫霍面到 75km 为尖晶石二辉橄榄岩，75～120km 为石榴二辉橄榄岩，其间 60～95km 为尖晶石向石榴石转变的相过渡带，三种结构类型的主要差异在于：① 软流圈顶部在武夷区为 70～75km，中下扬子区为 55～60km，浙闽粤滨海区为 45～55km，并在该深度内有一厚薄不一的高导层，为深部软流层；② 尖晶石向石榴石相转换界线在武夷区约为 80km，中下扬子区约 70km，浙闽粤滨海区约 60km，大地热流值依次增高，分别为 0.8～1.0，1.0～1.4 和 1.2～1.6（HFU）（刘国栋，1986），岩石圈活动性依次增强。

上述三种岩石圈岩石学-地球物理综合模型，尽管是依据新生代岩石学和现今地球物理资料建立的，但中生代以来经历的印支、燕山和喜山期构造-岩浆活动都留下了明显的地球物理印记。浙闽粤滨海区和中下扬子区相对活动，地壳减薄，中生代岩浆活动为幔源物质加入的扩张增生，而武夷区相对稳定，岩浆作用以地壳重熔，碰撞增生为主，地幔物质的加入

并不显著。

## （三）东南沿海中生代火山-侵入杂岩的类型

多年来，国内外众多学者利用俯冲型火山岩组成极性来研究中国东南大陆中生代火山-侵入杂岩带的组成极性，并将其归因于西太平洋向西的消减作用，从而确定俯冲带深度和倾角，认为是类似于安第斯型的一种俯冲型火山-侵入杂岩带。

王德滋（1989）、陶奎元（1992）研究后指出，东南沿海中生代火山-侵入杂岩在形成时代，岩石组合、岩石地球化学特征，岩浆源区，形成时构造应力环境等方面，不同于安第斯型和岛弧型钙碱性系列岩石，并分别建议将其命名为“浙闽沿海型钙碱性系列”和“中国东南大陆型钙碱性系列”，他们认为基底岩石熔融形成的火山岩具有板内性质，从根本上否定采用俯冲型火山岩的组成极性来确定俯冲带的深度和倾角。谢窦克（1989，1992）认为130～90Ma中国东部岩石圈发生扩张和NNE-SN向巨型裂解，将这套大陆型英安-流纹岩系列称

表3-14　三种不同类型钙碱性系列岩石特征对比

| | | 岛弧型（以西南日本为例） | 活动大陆边缘型（以安第斯为例） | 大陆扩张裂解型（以中国东南部为例） |
|---|---|---|---|---|
| 时代和迁移性 | | 115～30Ma 由俯冲带向陆内，时代变新 | 60～15Ma 由俯冲带向陆内，时代变新 | 145～90Ma 由沿海向陆内，时代变老 |
| 岩石组合 | | 玄武岩-安山岩（少量英安岩），以玄武岩为主 | 玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩，以辉石（角闪）安山岩为主体 | 少量安山岩-英安岩-流纹岩，以英安岩、流纹岩为主 |
| 与其他岩石系列的空间关系 | | 从俯冲带向陆内，依次为拉斑、钙碱、橄榄安粗和碱性系列 | 从俯冲带向陆内，依次为拉斑、钙碱、橄榄安粗和碱性系列 | 缺少拉斑系列，以钙碱性系列为主，钙碱性可与橄榄安粗或碱性系列共生 |
| 地球化学特征 | $SiO_2$ 频率 | 52% | 57%，少量岩石>63% | 73% |
| | $K_2O$/% | 低 | 中—高 | 高，与 $SiO_2$ 相当岩石相比，平均高0.8%～1.1% |
| | Ti、Nb、Ta | 亏损型 | 亏损型 | 富集型，明显的板内型特征 |
| | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | 0.7035～0.7045 | 0.7037～0.7082 | 0.7057～0.7123 |
| | $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ | 0.5135～0.5129 | 0.5129～0.5123 | 0.5124～0.5119 |
| | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | 15.43～15.52 | 15.51～15.64 | 15.65～15.72 |
| 岩浆来源 | | 俯冲大洋壳或上覆地幔源 | 俯冲大洋壳或上覆地幔源，安山岩为二阶段分异产物 | 源岩主要为早-中元古代基底岩石，Nb同位素 $T_{DM}$ 值为1.0～2.0Ga，岩石中幔源组分越高，$T_{DM}$ 值越小 |
| 动力学模式 | | 现代板块俯冲模式 | 现代板块俯冲模式 | 岩石圈拆沉作用模式 |

为“裂解-扩张增生构造岩浆地体”，是由于地幔楔向上隆起诱发的引张作用所形成的，因而否定用现代板块俯冲模式来解释这一岩浆地体的成因。

我们同意上述学者的开创性观点，认为套用事实证据并不确凿的西太平洋板块向大陆俯冲的模式，无助于建立起符合中国地质特色的东南大陆中生代岩浆作用的新概念和新模式，必须去寻找其他的动力学机制，并更应着重于大陆内部自身反映的地质事实，即中国东南部自早中生代块体拼贴碰撞后至中新世末总体处于大陆扩张裂解这一岩石圈演化的总体框架中，晚中生代高钾钙碱性系列火山-侵入杂岩带（145～90Ma）不同于聚敛板块活动大陆边缘型和岛弧型的中性、中基性钙碱性系列，而是在微陆块最终拼合后松弛至扩张裂解条件下，由一系列 NNE-NE 向巨型剪切性张陷断裂或微陆块的边界断裂伸展拆离，以及地幔底辟参与增生的条件下形成，东南大陆的晚中生代岩浆作用是碰撞停止后（155Ma），向东下插的岩石圈去根（或称拆沉作用 Delamination）作用引起的（图 1-2d），是一种大陆地幔隆起总体由西向东，以大陆向大洋迁移转化的离散型板块边界。因此，将这种钙碱性系列火山-侵入杂岩带称为大陆扩张裂解型钙碱性系列更具普遍意义。三种不同的钙碱性系列火山-侵入杂岩带特征见表 3-14。

# 第四章　各源区矿床组合类型与岩浆源区的关系

## 一、构造-岩浆-成矿区的基底、盖层和火成岩的含矿性

研究区中生代火山岩叠置在几个性质不同的基底构造单元之上，上地幔性质，基底构造单元内变质杂岩的性质明显制约了中生代岩浆作用及其成矿作用的分区性。各构造-岩浆-成矿区在地幔富集程度、地壳成熟度、基底变质杂岩及其上覆古生代盖层的性质、元素地球化学背景及其异常等各不相同，因而发育其上的中生代火山侵入杂岩的成因类型、岩石系列和组合、岩石地球化学特征、成矿作用类型也具有各区的特征，归结起来讲，这种差异显然是受到岩石圈结构组成、壳-幔相互作用类型以及动力学等多种因素制约的。

### （一）中下扬子区

**1. 基底变质岩系**

本区包括郯庐断裂以东，响水-泗阳-嘉山断裂带以南，江南断裂带以北的范围内。大致以南京为枢纽，构造线方向由 NE 折向近 EW，根据苏南火山盆地及侵入岩露头的排列方向，并根据地球物理资料，推断沿南京—溧阳—湖州一线存在一深断裂，这一断裂以东，由于地质发展史以及岩浆岩的性质、构造特征与断裂以西地区有明显差别，我们将此深断裂以西称为 A 区，深断裂以东称为 B 区。前者由宁芜火山盆地开始，向西直至大冶地区，中间包括庐枞火山盆地、安庆月山及贵池地区，九江、瑞昌及大冶、阳新地区，地层缺失奥陶系及中、下泥盆统；志留系发育；中酸性及碱性岩浆岩长石 Pb 同位素组成$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 及$^{208}Pb/^{204}Pb$、平均为 18.073，15.528 及 38.256。后者由宁镇山脉到苏州、无锡地区，并包括江北六合—天长地区。发育了茅山组（上志留到中泥盆）及高骊山组（下石炭）地层。这一地区的宁镇和苏锡的岩浆岩长石 Pb 同位素相应的三组数值为17.186、15.407 及 37.617，较前者要稍小些，如果把六合—天长的数据加入计算，则相应数值为 16.985，15.390 及 37.355，就更低一些，这反映了源区的差异。

本区前寒武系变质基底出露很少，目前仅知 A 区的怀宁和 B 区的谏壁有出露，前者被称为董岭群，由一套长石质片麻岩夹斜长角闪片岩和白云石英片岩及少量板岩、千枚岩组成，根据邢凤鸣与徐祥（1994）的 Sm、Nd 同位素等时线测定年龄为 1895Ma，应属早元古代。后者由江苏区调队命名为埤城群，K-Ar 法等时线年龄为 1771Ma，可能偏低，主要由砂岩、泥质砂岩、灰岩及基性到中酸性火山碎屑岩和熔岩经变质而成，变质程度达绿片岩相到变粒岩相。根据岩性及变质程度，与董岭群非常相似，二者可能为同一时代的产物（邢凤鸣和徐祥，1994），推测其下可能还存在更老的太古代变质岩。在肥东、滁县一带长江北岸地区尚有晚元古与中元古的变质岩，即属于张八岭群和宿松群的浅变质岩；赣西北一带的基底

变质岩属双桥山群，由片岩、板岩、片麻岩、混合岩组成，其中也包括部分砂岩、砂砾岩、大理岩及流纹岩。震旦系发育较全，除了底部的碎屑岩和冰碛层外，上部主要由硅质页岩与硅质灰岩组成，并夹有含磷层及炭质层。

**2．盖层及其岩性**

中下扬子区自中元古以后经过晋宁运动就转入了台地相，陆棚相直到槽盆相的沉积区，霍丘运动结束了青白口群的过渡相沉积，开始了浅海相或台地相沉积，这一时期没有大的构造运动，直到印支运动才结束了海岸环境。陆相沉积主要限于若干断陷盆地中。所以晋宁运动结束地槽阶段后即开始准地台的发展历史，晋宁运动后到印支运动开始前，本区一直处于准地台阶段；印支运动之后与整个东南大陆一起进入活动大陆边缘阶段。

印支运动使所有以前的沉积地层发生褶皱，形成中下扬子台褶带，燕山运动主要以拗陷和断块并形成断陷盆地为特征。这些断陷盆地就成为陆相堆积场所。这些盆地大多是在青龙群（$T_{1-2}$）基础上发生的断陷区，在盆地中相继沉积了黄马青组（$T_3$）和象山群（$J_{1-2}$），之后是巨厚的火山喷发堆积。怀宁、庐枞、宁芜火山盆地最为典型，但在南陵、繁昌、溧水、句容、镇江火山盆地中则缺少上三叠及下、中侏罗统的沉积。由于各火山盆地所处的构造位置和基底性质的差异。盆地火山岩的性质也有差异，大致以镇江—宣城一线为界，线之西主要为中性—中偏碱性的玄武安山岩、安山岩、粗安岩及粗面岩为主，局部出现碱性火山岩，属碱钙性向碱性过渡的偏碱性玄武安山质岩浆，整个火山岩系厚达 2000～3500m。近年来研究证明，它们中一大部分属于橄榄安粗岩及高钾钙碱性系列（任启江等，1994；邢凤鸣和徐祥，1995）。线之南的镇江上党、句容甲山、溧水、繁昌蝌蚪山、贵池十里岗一线，出现少量酸性流纹质熔岩。再往南的溧阳、广德、天目山、屯溪等火山盆地及上海地区则以钙碱性系列的中酸性火山岩为主，火山岩系中火山碎屑及陆源成分增加，厚度最大达 6000m。大冶火山盆地则以中酸性火山岩为主，并出现酸性熔岩。

**3．侵入体的时代与岩性特征**

燕山期是中下扬子区岩浆活动最强烈也是成矿作用最重要的时期。侵入岩包括未喷出地表的次火山岩在内，自西而东，形成时代有逐渐变新趋势。这些岩体大多为复式岩体，它们的最大年龄与最低年龄排列次序，明显表现自西而东由老到新的变化。

表 4-1 是按相同或相近岩类排列的，值得提出的是最西边的大冶铁山地区和最东边的苏州地区，开始的时间相近，而结束的时间苏州要晚 71Ma，东、西两端侵入时代顺序相对有些例外。

**表 4-1　中下扬子地区侵入岩最老与最新年龄统计**

| 地区 / 年龄 / Ma | 大冶—阳新—九瑞 | 安庆—庐枞—贵池 | 铜　陵 | 宁　芜 | 宁　镇 |
|---|---|---|---|---|---|
| 最　老 | 205<br>（石英闪长斑岩） | 167<br>（闪长岩） | 138<br>（闪长岩） | 125<br>（辉石闪长岩） | 123<br>（石英二长岩） |
| 最　新 | 141<br>（石英闪长岩） | 124<br>（花岗岩） | 133<br>（闪长岩） | 93<br>（粗面斑岩） | 82<br>（石英闪长岩） |

最近邢凤鸣与徐祥（1995）提出了沿江地区“夹心饼干式”的岩浆分布特点，他们把整个沿江地区的火成岩分成内带和南北两个外带，内带由幔壳混源的岩浆构成，外带以壳源岩

浆为主，属钙碱性岩系，其形成是AFC过程。内带位于长江深断裂带上，岩浆形成过程中有较多的地幔物质参预，成分复杂，岩性多样化，除高钾钙碱性岩系外，尚有橄榄安粗岩及A型花岗岩。表4-1中所列与成矿有关的侵入岩大致相当于他们的内带岩体，它们很多与这一地区Cu、Au、Fe、S及Pb、Zn矿的成矿作用直接有成因联系。最近根据邢凤鸣和徐祥(1995)研究A型花岗岩带可分出江南与江北两个带，分别由碱性端员的正长岩和酸性端员的碱长花岗岩组成。江北A型花岗岩带主要包括大龙山岩体、城山岩体与黄梅尖岩体；江南带包括花园巩岩体、孝坦岩体及浮山岩体。它们都呈NE向排列，呈带状。这些岩体多为复式岩体，由石英正长岩、正长岩、石英二长岩和碱性花岗岩组成，年龄多在128Ma年左右，是早白垩纪产物。

与成矿关系密切的内带花岗岩类侵入体可以铜陵地区为代表，石英闪长岩被认为是成矿母岩，长石Pb同位素平均$^{206}Pb/^{204}Pb$在17.817～18.582范围内变化，$^{207}Pb/^{204}Pb$在15.461～15.578之间变化；$^{208}Pb/^{204}Pb$则在38.07～38.853范围内变化，应当说变化较大，放射性Pb有的较高，可能与岩浆侵位过程中受某些地层的同化混染有关（表4-21)。

就整个中下扬子区的Pb同位素组成来说，西区（A）的33个长石Pb同位素平均$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$与$^{208}Pb/^{204}Pb$分别为18.073，15.528，38.256；东区（B）宁镇—苏锡地区17个长石样的相应数值为17.186，15.407和37.671（如果加上六合、天长的数据，B区相应数值为16.985，15.390及37.355)。可以这么推断，在整个中下扬子地区与成矿有关岩体的Pb同位素，$^{206}Pb/^{204}Pb<18$，$^{208}Pb/^{204}Pb<38.5$。在碱性岩中，由于U-Th-Pb的演化体系改变，$^{208}Pb/^{204}Pb$常出现较大变化。

**4．成矿元素的丰度**

西以九瑞地区，东以苏锡地区，中间以铜陵地区为代表，各时代不同岩性的地层，作为成矿元素的Cu、Pb、Zn及Au、Ag丰度，以及宁镇，铜陵地区的侵入岩Cu、Pb、Zn及Au、Ag丰度，列入表4-2及4-3。由表中可见，早元古到中元古的埠城群Cu的丰度很高，其次是志留系的砂、页岩及二叠系龙潭组和大隆组，Cu的丰度也都特别高，五通组、三叠系的殷坑组、石炭系底部的高骊山组次之。

就侵入体来说，中酸性岩体含Cu大多超过地壳平均值，其中铜陵地区尤为显著。至于Au的丰度，各地层及岩体变化较大，但高骊山组明显高子其他层位，这或者与天鹅抱蛋-马山金矿的形成有一定关系。埠城群中Au的平均丰度也超过地壳平均值（表4-4)。

**5．矿床的类型与特征**

整个中下扬子区，包括西自大冶、鄂城、阳新，中经九瑞、安庆、庐江、铜陵盆地、宁芜到宁镇及苏锡为止，Cu（Au）Fe、Pb、Zn（Ag)、Mo（Sn）矿床按成因类型可区别为四类：层控型层状含Cu黄铁矿、矽卡岩型Fe、Cu（Mo、Pb、Zn、Sn）矿、斑岩型Cu矿以及可能属密西西比型的Pb、Zn矿。其中层控型含Cu黄铁矿与矽卡岩型Cu（Fe）矿及部分斑岩铜矿组成了三位一体式的扬子型Cu矿床，成因上分属两种方式，层控的在石炭系底部的含Cu黄铁矿属海西期沉积，但受到燕山期中酸性侵入岩带来的岩浆期后热液叠加与改造；中酸性侵入体在侵位到C、P、T的岩层中时往往形成矽卡岩型Cu、Fe矿，而岩体本身有时也含浸染细脉状Cu矿（斑岩铜矿)。所以把这三类合称为“三位一体式”扬子型Cu（Fe)矿床（Li，1990)。值得注意的是以宁芜为代表的“玢岩铁矿”实际也具有“扬子型Cu矿”相似的产状特点，它们也包括三种类型的铁矿产状，不过成因上多了一种边缘与

表 4-2　沉积地层（以铜陵、苏州及九瑞地区为例）的 Cu、Pb、Zn 及 Au、Ag 丰度

| 铜陵地区 | Cu | Pb | Zn | 苏州地区 | Cu | Pb | Zn | 九瑞地区 | Cu | Pb | Zn | Au | Ag |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $T_2$ 白云质灰岩 | 25.6 | 32 | | $T_1-T_2$ | | | | $T_2j$ 灰岩、白云质 | 29 | 6 | 44 | 30 | 200 |
| $T_1$ 灰岩＋页岩 | 10.0 | 2.0 | | 泥岩 | 35.5 | 22 | 55.8 | 灰岩 | | | | | |
| $T_1h$ 钙质页岩+灰岩 | 17.1 | 12.9 | 36 | 灰岩 | 13.8 | 20.8 | 10.5 | $T_1d$ 灰岩、页岩 | 21 | 8 | 24 | 20 | 270 |
| $T_1y$ 钙质页岩+灰岩 | 69.2 | 38.0 | 103.0 | | | | | | | | | | |
| $P_2d$ 硅质页岩+灰岩 | 118.0 | 18.5 | 109.0 | $P_2c$ 灰岩 | 12.9 | 10.7 | 16.2 | $P_2c$ 硅质灰岩 | 17 | 17 | 30 | 40 | 200 |
| $P_1e$ 砂岩＋煤层 | 168.0 | 116 | 187 | $P_2e$ 泥岩 | 28.5 | 38.4 | 101 | $P_2c$ 炭质灰岩及页岩 | 22 | 10 | <20 | | 200 |
| | | | | 粉砂岩 | 25.8 | 32.4 | 72.8 | $P_1m$ 灰岩夹页岩 | 22 | 7 | 23 | 17 | 500 |
| $P_1m$ 页岩＋灰岩 | 95.4 | 27.7 | 127 | $P_1y$ 泥岩 | 33.1 | 36.6 | 105 | $P_1q$ 燧石灰岩 | 23 | 9 | 25 | 13 | 200 |
| $P_1q$ 燧石灰岩 | 11.5 | 13.5 | 31 | 砂岩 | 24.1 | 27.5 | 55.9 | $P_1l$ 炭质页岩 | 10 | 47 | 0 | 0 | 0 |
| | | | | $P_1g$ 灰岩 | 12.3 | 14.4 | 8.3 | | | | | | |
| $C_3$灰岩 | 19.0 | 87.0 | 100 | $C_3c$ 灰岩 | 10.5 | 11.8 | 13.1 | $C_2h$ | | | | | |
| $C_2$灰岩＋白云岩 | 11.0 | 40 | | $C_2h$ 灰岩 | 11.1 | 8.4 | 11.0 | 灰岩白云岩 | 21 | 15 | 20 | 40 | 600 |
| | | | | 白云岩 | 12.1 | 20.5 | 32.2 | $C_2e^2$ | | | | | |
| $C_1g$ 砂岩＋页岩 | 11.0 | 37 | 325 | $C_1g$ 泥岩 | 28.8 | 28.1 | 55.9 | $C_2e^1$ 石英砂岩 | | | | | |
| | | | | 粉砂岩 | 46.1 | 21.1 | 53.8 | 石英砂岩 | 44 | 91 | 50 | 80 | 5000 |
| $D_3w$ 砂岩 | 70 | 216 | 327 | $D_3w$ 砂岩 | 24.1 | 32.9 | 22.1 | | | | | | |
| | | | | 粉砂岩 | 35.9 | 35.3 | 39 | | | | | | |
| | | | | $D_{1-2}$砂岩 | 25.1 | 29.3 | 46 | | | | | | |
| $S_3m$ 砂岩 | 246 | 54 | 107 | | | | | $S_3x$ 砂岩粉砂质泥岩 | 32 | 14 | 62 | 13 | 200 |
| $S_2f$ 砂岩＋粉砂岩 | 145 | 45 | 110 | | | | | $S_3l$ 砂岩砂质页岩互层 | 35 | 27 | 60 | 13 | 190 |
| $S_1g$ 粉砂岩＋砂岩 | 78 | | 100 | | | | | $S_1e$ 石岩砂质页岩 | 40 | 23 | 151 | 29 | 200 |
| | | | | O 粉砂岩 | 39.4 | 65.3 | 110 | $O_2t$ 硅质岩、灰岩 | 27 | 40 | 75 | 0.04 | 1 |
| | | | | O 灰岩 | 22 | 14.9 | 64.4 | $O_2t$ 灰岩 | 21 | 10 | 100 | 0.02 | <0.2 |
| | | | | O 白云岩 | 10 | 18.5 | 16.3 | $O_2l$ 灰岩、白云岩 | 24 | 8 | <20 | 0.032 | 0.2 |
| | | | | $\in_{2-3}$白云岩 | 13.4 | 9.3 | 13.6 | | | | | | |
| | | | | $\in_1$灰岩 | 27.4 | 11.9 | 9.5 | | | | | | |

注：除 Au、Ag 以 $10^{-9}$为单位外，其他均以 $10^{-6}$为单位，九瑞地区资料据赣西北地质大队。

顶部的“矿浆”矿床，与接触带上接触交代型“凤凰山式铁矿”有成因上区别，它是一种矿浆贯入矿床。当初称之为玢岩铁矿是由于与成矿有关次火山岩属中偏基性的侵入岩，与一般斑岩铜矿的中酸性斑岩有别。实际玢岩的原文 porphyrite 一词已废弃，Zhang Ronghua 等（1986）在“Economic Geology”（V.81，p.32～45）称为“porphyry iron ore”，这种产状上的相似性，在中下扬子区颇为令人寻味，这与斑岩铜矿确有共同之处。当岩体与二叠—三叠系石灰岩接触时多成为矽卡岩型 Cu、Fe 矿。但在苏州西部，与花岗岩及花岗斑岩接触带上形成的多为矽卡岩型 Pb-Zn-Sn 矿。较特别的一类是栖霞山的 Pb-Zn-Ag 矿，这里除了岩脉外，尚未发现较大的岩体，矿石结构构造的研究表明常具沉积特征，如层理、草莓状构造，岩溶洞穴充填等，日本学者 Nakajima 等（1986）曾从各方面与密西西比式 Pb-Zn 矿床作过对比，结论是有类同处也有不同处。根据诸多现象的综合，笔者认为较可能是与“盆地溶液”（basinal solution）有关，虽然不如美国某些密西西比式矿床那样和油田有不可分离关系，但

栖霞山 Pb-Zn 矿围岩很多含沥青和有机质，在总体上归之为密西西比式可能是合适的。实际密西西比式矿床的概念欧洲人与美国人就有不同理解，密西西比型矿床作为一种模式，地质上包含着相当不一致的内容。近年来“沉积主岩贱金属矿”（sediment hosted base metal deposits）已有代替这一模式名称的趋势。

**表 4-3　中生代侵入岩(以宁镇、铜陵为例)及前寒武纪变质岩的成矿元素丰度($10^{-6}$)**

| 岩　体 | Cu | Pb | Zn | 变质岩 | Cu | Pb | Zn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 宁镇地区 | | | | | | | |
| 橄榄辉长岩 | 91.5 | 2.3 | 103 | 陶集群 | 49 | 7 | 66 |
| 辉长岩 | 40.75 | 4.56 | 68.05 | 肥东群 | 10 | 3 | 29 |
| 辉石闪长岩 | 70 | 10 | 24 | 宿松群 | 14 | 16 | 51 |
| 闪长岩 | 70.24 | 4.42 | 35.57 | 张八岭群 | 153 | 19 | 73 |
| 石英闪长斑岩 | 79.0 | 14.84 | 63.52 | 坤城群 | | | |
| 花岗闪长斑岩 | 11 | 2 | 10 | 绿泥石片岩 | 102.08 | 30.92 | 65.68 |
| 碱长花岗斑岩 | 11 | 2 | 5 | 阳起石片岩 | — | — | — |
| 花岗闪长斑岩 | 24 | 10 | 20 | 斜长角闪岩 | — | — | — |
| 石英闪长斑岩 | 48.34 | 15.01 | 99.55 | 变粒岩、浅粒岩 | 65.3 | 37.71 | 24.29 |
| 花岗闪长斑岩 | 92 | 8.64 | 51.56 | | | | |
| 铜陵地区 | | | | | | | |
| 金口岭石英闪长岩 | 134 | 12 | 74 | | | | |
| 铜官山石英闪长岩 | 117 | 10 | 65 | | | | |
| 狮子山石英闪长岩 | 104 | 90 | 187 | | | | |
| 新桥头石英闪长岩 | 41 | 111 | 177 | | | | |
| 凤凰山石英闪长岩 | 54 | 21 | 79 | | | | |

注：变质岩的资料据《安徽省区域地质志》。

**表 4-4　岩体及主要产铜地层含 Au 丰度($10^{-9}$)**

| 岩　体 | Au | 地　层 | Au |
|---|---|---|---|
| 金口岭石英闪长岩 | 8.04 | $C_2$　船山 | 1.5～2 |
| 虎山闪长玢岩 | 1.53 | $C_3$　黄龙 | 1.5～4.5 |
| 铜官山石英闪长岩 | 3.92 | $C_1$　高骊山 | 3.5～6.5 |
| 天马山闪长岩 | 11.4 | $D_3w$　五通 | 1.7～6.7 |
| 天马山细晶岩脉 | 13.60 | $Sm$　茅山 | 6.3 |
| | | $Pt_{1-2}$坤城群 | 6.15～6.27 |

注：天马山指天鹅抱蛋及马山的合称。

## （二）南扬子区

本区的北界为江阴-常州-九江-岳阳断裂，或叫江南深断裂，南界为江绍断裂带。本区中间包含了钱江-信江拗陷和江南隆起（江南古陆），是下扬子板块的一部分，江绍断裂带是扬子陆块与华夏陆块的衔接带（图 4-1）。

**1．构造层及其形成**

钱江拗陷带的基底为前震旦系双溪坞群，这是一套由超镁铁质、细碧-石英角斑岩及细

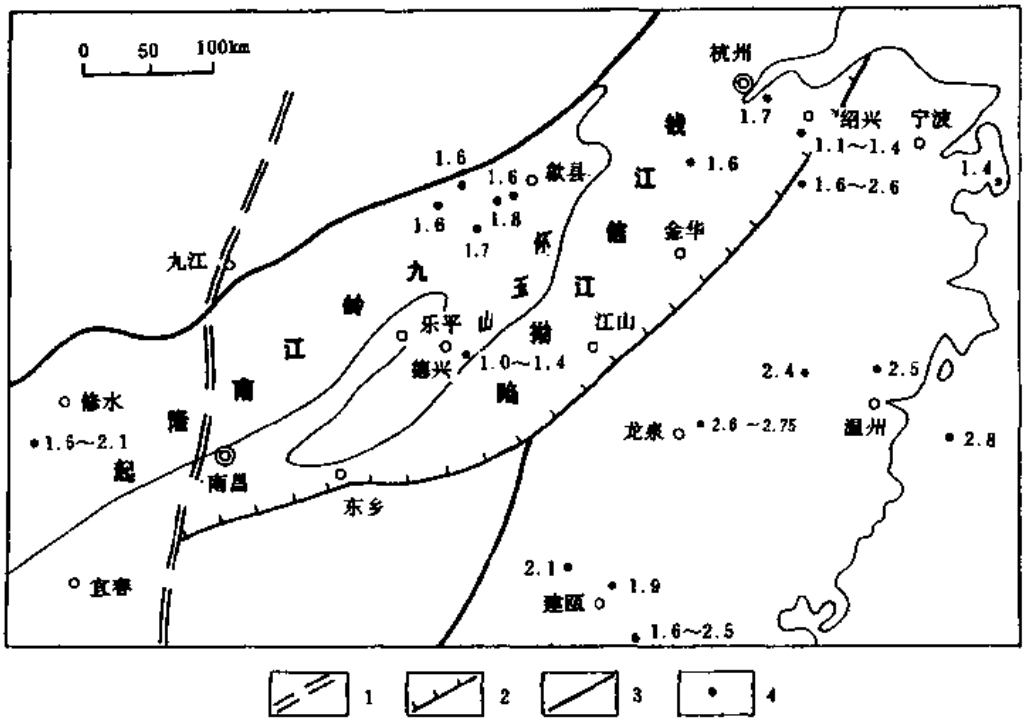



图 4-1 南扬子区（C）中的构造隆起与拗陷

1. 郯庐断裂带；2. 江绍断裂带；3. 江南深断裂；4. 变质岩的 Nd 模式年龄（Ga）。资料据凌洪飞（1990）

碧质凝灰岩夹硬砂岩、碧玉岩、酸性熔岩、凝灰岩和沉积凝灰岩组成的海相富钠质中基性火山沉积建造。到江西境内，这套基质变为双桥山群（$Pt_{2-3}$），下部以板岩为主，夹沉积凝灰岩、粉砂岩，并有流纹岩及细碧岩，上部（$Pt_3$）细碧岩与石英角斑岩增多，并有凝灰岩夹硅质岩、大理岩及火山角砾岩，往北凝灰质熔岩、凝灰岩、凝灰质粉砂岩增多，并有流纹岩、安山岩、英安岩及玄武岩出现。在江绍断裂带附近双溪坞群厚达 12～14km，具有典型地槽沉积特征的复理石建造和细碧角斑岩建造。这套建造在赣东北为登山群、在皖南为并潭组和铺岭群（Sm-Nd 等时线年龄为 978Ma，章邦桐，1990；Sm-Nd 模式年龄 1310Ma，李献华，1990；Rb-Sr 等时线年龄 1410Ma，刘义发等，1992），其中还包括诸暨和德兴两条绿岩带。晚元古代早期沉积了一套厚度不等的类复理石建造及中基性，酸性火山岩建造，不整合于中元古代褶皱基底之上，晋宁运动发生扬子陆块和华夏陆块的碰撞，结束了其地槽发育历史。在稳定的地台发展阶段，接受了约 15000m 厚的沉积，主要为滨海碎屑岩建造和碳酸盐建造（李培铮，1990）。燕山运动使地台重新活化，主要表现为断块隆升、构造推覆、火山喷发和岩浆侵入。中、下侏罗世为内陆河湖碎屑沉积岩，上侏罗世－下白垩世为英安质－流纹质陆相火山喷出岩，上白垩世以红色碎屑岩沉积为主，分布于此时期内发生的大型拗陷内（如苏锡拗陷），与下伏地层普遍不整合，形成燕山期构造岩浆层。由此可见，本区大部分地区经历了地槽、地台和大陆边缘三个发展阶段，形成较典型的三构造层地壳模型。

江南古隆起具变质基底和盖层的双层结构，晋宁运动一方面使中下元古界沉积及火山产物经变质形成低绿片岩相的变质岩系，并褶皱隆起成为剥蚀区。直到晚古生代才深入水下成为石炭－二叠纪海相沉积区，中生代时隆起的边缘地带产生近 NEE 的断陷盆地，沉积了煤系及红色碎屑建造，同时有火山喷发沉积。

钱江拗陷自中元古后，早震旦统为复理石沉积，并含火山喷发杂岩，晚奥陶世复理石层巨厚，晚志留世则有磨拉石堆积。加里东运动在西段靠近赣东北一带比东段强烈，可以缺失泥盆统，或上泥盆统直接超覆于志留系之上。钱江拗陷东段的泥盆系到下石炭统均属碎屑沉积，晚期为细砂岩和页岩。钱江-信江拗陷中还有煤系地层，中石炭统开始才逐渐变为碳酸盐沉积，二叠、三叠均以石灰岩和碎屑岩为主，局部地区缺上二叠—三叠地层。印支运动强烈，浙西地区的前侏罗纪地层被紧密褶曲。燕山期岩浆活动强烈，形成火山熔岩及火山喷发碎屑岩的巨厚堆积，侵入作用与火山活动相比就显得次要。

本区北与中下扬子东区与西区衔接，构成扬子板块的主体。

**2. 含金属（Cu、Au、Ag、Pb、Zn、W）建造**

基底构造层双溪坞群和登山群中 Au、Cu 的丰度很高，是该区最重要的含 Au、Cu 的基底建造。据扬子江（1992）对登山群中 492 个样品的统计，Au 的平均丰度高达 $32.8\times10^{-9}$，是地壳克拉克值的 8 倍以上。双溪坞群中的含金量最高比地壳平均丰度超出 16 倍多（表 4-5）。区内所有独立的金矿床均产于此含金建造中，且与含金高的岩性段有密切联系。如金山金矿床中的金矿化主要集中在登山群的第三段，岩性为含碳千枚岩、砂质千枚岩、绿泥石千枚岩及变玄武岩，它们的含 Au 量分别为 $94\times10^{-9}$、$165\times10^{-9}$、$186\times10^{-9}$、$31\times10^{-9}$（扬子江，1992），高于地壳平均值 8～53 倍，它们既是为金矿提供物质基础的初始矿源层，也是金矿化富集的容矿围岩。浙西双溪坞群 Cu 的丰度平均为 $80\times10^{-6}$，高于地壳丰度的 1.5 倍，其中细碧角斑岩建造中 Cu 的含量一般在 $30\times10^{-6}$～$200\times10^{-6}$，平均为 $112\times10^{-6}$，部分角斑岩中高达 $300\times10^{-6}$～$1000\times10^{-6}$，高于地壳平均值近 20 倍，占据浙江省 Cu 储量 67.13%的西裘 Cu 矿就产于此层位中。该基底构造层的诸暨和德兴两条绿岩带是极其重要的 Au、Cu 成矿地质体，前者产有绍兴西裘 Cu 矿（中型），六里岙 Cu 矿、中岙 Au 矿（中型）、诸暨璜山 Au 矿（中型）及为数众多的 Au 矿（化）点；后者则赋有大型绿岩层控型 Au 矿床（金山），特大型斑岩 Cu、Mo、Au 矿床（铜厂），大型次火山岩型多金属矿床（银山）以及蛤蟆石、虎家尖等 Au 矿床。

**表 4-5 浙西双溪坞群含金量（$10^{-9}$）**

| 地　区 | 样品数 | 含金丰度 | 资料来源 |
|---|---|---|---|
| 绍兴 | 101 | 6.21 | 郑人来等，1986 |
| 诸暨 | 47 | 3.85 | 郑人来等，1986 |
| 绍兴 | 17 | 19.0 | 张景荣，1986 |
| 绍兴平水 | 25 | 68.2 | 刘英俊，1986 |
| 绍兴 | 55 | 13.0 | 周惠民等，1987 |
| 诸暨廊下 | 5 | 19.8 | 李培铮，1989 |
| 璜山矿区 | 33 | 6.85 | 李培铮，1989 |
| 地壳平均值 | | 4.3 | 维诺格拉多夫，1964 |

双溪坞群的岩性在浙江西裘出露的是细碧角斑岩和火山沉积岩系，到富阳章村地区变成中酸性火山碎屑岩凝灰岩、熔结凝灰岩及熔岩安山岩、英安岩为主，夹有沉积岩。它呈不整合面被晚元古的骆家门组和虹赤村组覆盖，后者与震旦系呈假整合。就浙西北的元古界地层来看，作为成矿金属元素的源区似乎不很理想。这些地层的 Cu、Pb 及 Zn 的丰度平均值比维氏值都较低（表 4-6）。可见 Cu 不大可能来自元古界，但 Pb 是完全可能的。赣东北双桥

山组的情况基本相似。值得注意的是海西期火山岩与火山碎屑岩的含 Cu、Pb、Zn、W 的丰度更可能是南扬子区（C）矿床的重要物源。下表数据引自江西省地矿局的资料（表 4-7）。

**表 4-6　钱江坳陷基底地层中的 Cu、Pb、Zn 及 Au 含量（$10^{-9}$）**

| 元素 | 双桥山群 | 骆家门组和虹赤村组 | 震旦系 | 下古生界 | 维氏值 |
|---|---|---|---|---|---|
| Cu | 8.16 | 4.15 | 22.52 | 24.25 | 47 |
| Pb | 6.72 | 32.54 | 49.95 | 20.25 | 16 |
| Zn | 68.73 | 154.24 | 156.76 | 141.51 | 83 |
| Au | 2.34(11) | 2.7(5) | 2.0(3) | 1.78(7) | 5 |

**表 4-7　赣东北海西期火山岩 Cu、Pb、Zn 及 W 的丰度（$10^{-6}$）**

| 地　区 | 岩　　石 | Cu | Pb | Zn | W |
|---|---|---|---|---|---|
| 永　平 | 凝灰岩 | 645 | 46 | 93 | — |
| | 霏细斑岩 | 277.5 | 36.2 | 650 | 75 |
| | 石英角斑岩 | 490 | 42.5 | 1925 | 95 |
| | 含凝灰质石英角斑岩 | 700 | 40 | 250 | ≤100 |
| 东乡枫林 | 流纹质英安岩 | 39.2（16） | 85.73（11） | 59.28（7） | 26.29（2） |
| | 角砾凝灰岩 | 25（3） | 100（2） | 1500 | 600（3） |
| | 火山碎屑岩 | 30（2） | 15（2） | 500 | 250（2） |
| | 凝灰岩（7） | 42～350 | 75～230 | 80～600 | 100～600 |
| | 沉积凝灰岩 | 200～500 | 100～200 | 100～300 | 100 |
| | 砂质岩 | 122 | 764 | 304 | 240 |

Au 在火山岩中丰度普遍较低，平均为 $2\times10^{-9}$，变质岩中丰度平均为 $5\times10^{-9}$，明显高于其他岩类。Au 的富集与破碎蚀变岩关系密切，其含量大部分大于 $10\times10^{-9}$，高的可达 $100\times10^{-9}$以上（表 4-8）。

**表 4-8　Au、Ag 在各类岩石中的丰度**

| 岩类 / 元素 | 玄武质熔岩碎屑岩 | 安山质熔岩碎屑岩 | 英安质熔岩碎屑岩 | 流纹质熔岩碎屑岩 | 沉积岩 | 蚀变岩 | 变质岩 | 侵入岩<br>次火山岩 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $Au/10^{-9}$ | 1 | 2 | 2 | 2 | 2.5 | 5～400 | 5 | 2.5 |
| （样品数） | （3） | （7） | （123） | （204） | （214） | （366） | （148） | （73） |
| $Ag/10^{-6}$ | 0.5 | | 0.3 | 0.6 | 0.3 | 6.0 | 3.5 | 0.5 |
| （样品数） | （3） | | （120） | （152） | （83） | （362） | （14） | （59） |

资料来源：南京地质矿产研究所，毛建仁等，1989，《中国东南沿海火山岩系列、岩相、火山岩与侵入岩时序、来源和演化及其成矿》研究报告。

### 3．矿床类型与成矿特征

南扬子构造-岩浆-成矿区经历了地槽、地台和大陆边缘的岩浆活动三个地质发展阶段，同时经历了东安、晋宁、加里东、海西、印支和燕山等多期构造-岩浆旋回，成矿作用主要集中在元古代和中生代，并随时间具明显的演化规律。独立的 Au 矿床，包括中岙 Au 矿、璜山 Au 矿、金山 Au 矿，无一例外地产于中元古代的绿岩带中，且都受韧性剪切带控制，

矿化类型均属于韧性剪切带型，Au 含量在中生代火成岩中普遍偏低，而破碎蚀变的基底岩石中含量最高，表明后者是主要成矿源岩。中生代的成矿主要为岩浆期后热液和火山热泉作用，形成的矿床多为 Cu、Au 多金属复合矿床。

南扬子区与中生代中酸性岩浆活动有关的矿床主要是 Cu、Ag、(Pb、Zn)、W 及 Au 矿床。成因类型重要的是斑岩 Cu（Mo）矿，斑岩 Ag（Pb、Zn）矿及斑岩 W 矿；其次为低温浅成 Ag（Au)、Pb、Zn 矿，层控型 Cu（W）矿，其中以德兴铜厂和富家坞斑岩 Cu（Mo）矿最重要，与花岗闪长岩及花岗闪长斑岩有关。德兴银山的斑岩 Cu 矿与英安斑岩有关，与铜厂和富家坞的相比，银山斑岩 Cu 矿可能属于浅成（hypabyassal)。冷水坑的斑岩型 Ag(Pb、Zn）矿与花岗斑岩有关，也属浅成。

阳储岭的斑岩 W 矿与花岗闪长岩、二长花岗岩有关，显然它和赣南 Sn 矿的花岗岩有点不同，属于浅成侵入岩有关系列。

银山的低温浅成 Ag、Pb、Zn 矿脉实际上与深部的斑岩 Cu 矿属于一个系列，它们可能代表 Sillito（1978）推断的完整斑岩 Cu 矿系的一部分。金华北山的 Au 矿与火山期后热液活动有关，也属低温浅成矿脉之列。

东乡与永平两个层控型 Cu 矿的矿胚层形成于海西期、燕山期的岩浆作用得以使之加富，与 Cu 伴生的 W 较可能是燕山期的热液活动叠加的（阳储岭 W 矿的形成时代是燕山早期晚阶段)。

建德 Cu 矿属于矽卡岩型，有成因联系的侵入体是花岗闪长岩及花岗闪长斑岩。

## （三）武夷区

该区位于绍兴-江山断裂带以南，西以邵武-石城-定南断裂为界，东以丽水-政和-大浦断裂与浙闽粤滨海区相邻。

**1. 基底构造层**

上太古界古井坪组和下元古界八都群、麻源群是中国东南大陆边缘最古老的变质岩系，为“武夷地块”（张理刚，1993）或“浙闽早前寒武纪克拉通”（胡雄健，1994）的组成部分。近年来，陆续报道了一批古井坪组 2682±148Ma（甘晓春等，1994）和麻源群 1700～2590Ma 的同位素年龄（2590Ma，孙大中等，1991；1822～1851Ma，水涛等，1988；1961Ma，李根坤，1989；2116Ma，袁忠信等，1991），另外还获得了侵入于龙泉八都群中花岗岩的年龄。如泉坑二长花岗岩结晶锆石 U-Pb 年龄为 1889±95Ma（胡雄健，1992），单颗锆石 U-Pb 法年龄为 1837±67Ma（孙大中，1991)。

1837～1889Ma 花岗岩结晶锆石 U-Pb 年龄代表了八都群中高温角闪岩相变质作用的时代，也应是该区地壳形成和古老地壳重熔改造的重要时期。虽然麻源群尚无同变质期火成锆石 U-Pb 年龄，但已有的同位素年代资料可以证明麻源群与八都群具有一致的物源区和地质演化历史，二者共同遭受了 1900Ma 左右重大的变质热事件的改造和再造。据胡雄健(1994）研究，麻源群的两组锆石与八都群的两组锆石可共同构成一条相关性达 0.996 的不一致线，其与一致线交于 1955Ma（2σ)，而且 18 个锆石样点拥有良好的线性排列。

Sm、Nd 同位素和锆石 U-Pb 年龄研究表明，2500Ma 左右晚太古代是武夷区地壳形成的最初阶段，规模较小，形成区内的古陆核。认为该区的基底岩石都属于晚太古代造山带变质岩（张理刚，1991）也许有些扩大了。但 2500Ma 左右晚太古代古陆核的存在是肯定的。

表 4-9　武夷区火山-侵入杂岩岩石化学成分(%)

| 岩　性 | 矿区 | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $CO_2$ | $H_2O^+$ | 总量 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 沉凝灰岩 | 玉　水 | 47.40 | 0.91 | 18.62 | 5.68 | 4.03 | 0.005 | 0.80 | 0.18 | 4.80 | 0.32 | | | | |
| 黑云母花岗岩 | 行洛坑 | 74.29 | 0.19 | 12.96 | 0.50 | 1.76 | 0.05 | 0.45 | 1.11 | 2.61 | 4.94 | 0.06 | | 0.73 | |
| 二长花岗岩 | 行洛坑 | 76.02 | 0.08 | 13.33 | 0.34 | 0.59 | 0.05 | 0.15 | 0.31 | 3.50 | 5.62 | 0.09 | | 0.21 | |
| 似斑状花岗岩 | 行洛坑 | 73.54 | 0.05 | 15.65 | 0.23 | 0.38 | 0.05 | 0.25 | 0.27 | 5.35 | 3.44 | 0.13 | | 0.32 | |
| 黑云母花岗岩 | 紫金山 | 75.58 | 0.08 | 12.95 | 1.66 | 0.99 | 0.03 | 0.35 | 0.33 | 2.35 | 5.66 | 0.02 | | 0.79 | 100.80 |
| 二长花岗岩 | 紫金山 | 74.26 | 0.25 | 12.84 | 0.35 | 2.47 | 0.04 | 0.64 | 0.23 | 2.94 | 4.74 | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 99.71 |
| 花岗闪长岩 | 紫金山 | 63.71 | 0.53 | 14.91 | 1.23 | 3.53 | 0.24 | 1.94 | 2.77 | 2.23 | 4.56 | 0.15 | 2.13 | 2.17 | 100.10 |
| 英安玢岩 | 紫金山 | 69.32 | 0.72 | 16.90 | 3.77 | 0.46 | 0.01 | 0.45 | 0.38 | 0.05 | 2.20 | 0.10 | | 4.80 | 99.23 |
| 流纹斑岩 | 紫金山 | 73.15 | 0.28 | 13.60 | 1.53 | 0.51 | 0.03 | 0.35 | 0.66 | 0.30 | 8.34 | 0.03 | | 1.85 | 100.62 |
| 粗 安 岩 | 紫金山 | 61.57 | 0.87 | 15.41 | 0.84 | 0.84 | 0.11 | 1.31 | 0.19 | 0.20 | 10.32 | 0.35 | | 2.84 | 94.85 |

资料来源：何耀荣等（1990），闽西地质队等。

表 4-10　武夷区与成矿有关火山-侵入杂岩微量元素含量($10^{-6}$)

| 时代 | 矿　区 | 岩　性 | W | Sn | Be | Nb | Ta | Li | Rb | Sr | Co | Ni | V | Ba |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 燕山早期 | 行洛坑 | 黑云母花岗岩 | 61.78 | 15.71 | 10.44 | 38.99 | 8.41 | 134.7 | 303.4 | 9.57 | 1.55 | 0.76 | 23.7 | 37.4 |
| | | 钾长花岗岩 | 38.65 | 19.25 | 21.60 | 83.90 | 30.03 | 88.27 | 524.2 | | | | | |
| | | 似斑状花岗岩 | 24.86 | 21.00 | 14.40 | 35.00 | 10.93 | | 383.77 | | | | | |
| | 紫金山 | 黑云母花岗岩 | | 11.7 | 2.6 | 39.00 | | | | | 6.8 | 5.1 | 3.8 | 295 |
| | | 二长花岗岩 | | 7.8 | 3.5 | 24.50 | | | | | 3.4 | 8.8 | 21.3 | 270 |
| 燕山晚期 | 紫金山 | 花岗闪长岩 | | 6.5 | 2.15 | 14.00 | | | | | 9.5 | 6.3 | 48 | 1340 |
| | | 流纹斑岩 | | 4.1 | 1.35 | 20.5 | | | | | 5.6 | 8.9 | 13.7 | 1850 |
| | | 粗 安 岩 | | 5.5 | 1.85 | 19.3 | | | | | 9.7 | 19.2 | 38.0 | 1450 |
| | | 英安玢岩 | | 2.7 | 0.82 | 17.2 | | | | | 12 | 7.9 | 112 | 200 |
| | 嵩　溪 | 安山岩脉 | 194 | 2.1 | 3.94 | | | | | | 54.7 | 76.7 | 277 | 112 |
| S 型 | | 花岗岩 | 12.52 | 28.22 | 8.40 | 43.3 | 16.5 | 177.2 | 600.9 | 51.76 | 6.52 | 1.46 | 9.86 | 152.58 |
| I 型 | | 花岗岩 | 1.15 | 4.94 | 1.20 | 15.5 | 12.1 | 24.8 | 131.6 | 313.89 | 16.42 | 4.51 | 60.66 | 650.0 |

资料来源：本次工作，邓英俊(1984)，陈景河(1986)，傅德兴(1994)等。

1800Ma 左右是本区地壳大规模形成的时期，因此该区基底岩石主要为早－中元古代的变质岩，局部为晚太古代古陆核的古老变质岩。

上古生代武夷区在闽西北为隆起区，而在闽西南出现拗陷即永（安）-梅（县）拗陷。在这拗陷带中，特别是其边缘，海西期火山作用形成的火山-沉积岩系中产有龙岩马坑 Fe 矿、梅县玉水 Cu 矿（Pb-Pb 等时线年龄为 316.6Ma，何耀基，1990）。

**2．火山-侵人杂岩的特征与地壳演化**

武夷区燕山期岩浆作用强烈，燕山早期 S 型侵入岩高硅、低钠，W、Sn、Be、Nb、Ta、REE 等元素含量较高；稀土元素中重稀土元素明显富集，铕亏损程度较大，配分模式呈“海鸥型”；$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i>0.710$，$\delta^{18}O=9.84‰\sim10.8‰$。燕山晚期火山-侵入杂岩硅质降低，Co、Ni、V、Ba 等元素含量较高，稀土元素总量较低，轻稀土元素含量相对较高，铕亏损不强，配分模式右倾；$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i<0.710$，岩石成因属于“I”型。

武夷区主要火山-侵人杂岩的岩石化学成分可以行洛坑、紫金山及玉水三个矿区的为例（表 4-9）。海西期火山岩（玉水沉凝灰岩）以低钠，富 K、Fe、Ti 为特征，燕山早期（>145Ma）侵入岩以硅质较高（$SiO_2>70\%$），钠质较低且 $Na_2O<K_2O$ 为特征，如紫金山黑云母花岗岩 $SiO_2$ 含量达 75.58%，$Na_2O$ 仅为 2.35%，另外 Ca、Al、Mg 含量也较低。燕山晚期（145～105Ma）火山-侵入杂岩则以硅质相对较低（如紫金山花岗岩 $SiO_2=63.71\%$），Al、Ca、Mg 较高为特征。

刘英俊等（1984）对华南燕山期改造型和同熔型两个成因系列花岗岩的微量元素研究后，认为“S”型花岗岩中 Li、Rb、W、Sn、Be、Nb、Ta、REE 等亲石元素含量显著地高，而“I”型花岗岩中 Co、Ni、Cr、V、Sr、Ba 等亲 Fe、亲 Cu 元素的含量较高。由表 4-10 可见，行洛坑、紫金山等地燕山早期的 W、Sn、Be、Nb、Ta、Li、Rb、Co、Ni、V 等元素的含量与 S 型花岗岩的含量相似，而紫金山花岗闪长岩、嵩溪安山岩脉等燕山晚期火山-侵入岩的这些微量元素含量与同熔型（I）花岗岩类的含量相似。微量元素特征说明本区燕山早期侵入岩的成因属于“S”型，燕山晚期火山-侵入杂岩的成因属于“I”型。

行洛坑和紫金山燕山早期花岗岩类稀土元素的 ΣREE 一般大于 $130\times10^{-6}$（钾长石化花岗岩较低）（表 4-11），$\delta_{Ce}=0.84\sim1.01$，铕中—强亏损（$\delta_{Eu}=0.10\sim0.52$），重稀土元素含

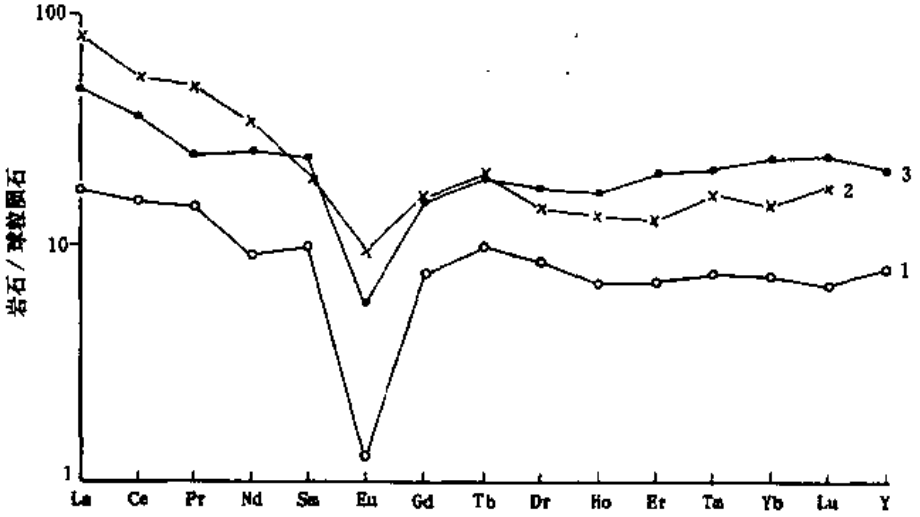



图 4-2　武夷区燕山早期侵入岩稀土元素配分模式

1．行洛坑黑云母花岗岩；2．紫金山二长花岗岩；3．紫金山黑云母花岗岩

量较高但变化较大（ΣLREE/ΣHREE = 0.36～2.09），与“S”型花岗岩的稀土特征相似，其配分模式（图 4-2）类似于华南“S”型侵入岩的“海鸥型”（王德滋等，1994）。紫金山和嵩溪的燕山晚期火山-侵入杂岩的稀土元素 ΣREE 较低（86.37～180.97），铕亏损程度较弱（$\delta_{Eu}$ = 0.72～1.06），ΣLREE/ΣHREE 比值较大，明显富集轻稀土元素（图 4-3）。稀土元素特征反映武夷区燕山早期侵入岩的成因属于陆壳“S”型，燕山晚期火山-侵入杂岩的成因属于“I”型。

**表 4-11　武夷区成矿火山岩、侵入岩稀土元素特征值**

| 时　代 | 矿　区 | 岩　性 | ΣREE($10^{-6}$) | $\frac{\Sigma LREE}{\Sigma HREE}$ | $\delta_{Ce}$ | $\delta_{Eu}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 燕山早期 | 行洛坑 | 黑云母花岗岩 | 181.11 | 1.54 | 0.90 | 0.37 |
| | | 二长花岗岩 | 207.77 | 1.64 | 1.01 | 0.34 |
| | | 似斑状花岗岩 | 197.40 | 0.36 | 0.36 | 0.10 |
| | | 钾长石化花岗岩 | 71.47 | 1.24 | 0.92 | 0.14 |
| | | 钾长石化花岗岩 | 41.33 | 2.05 | 0.84 | 0.16 |
| | 紫金山 | 黑云母花岗岩 | 131.91 | 1.05 | 0.87 | 0.28 |
| | | 二长花岗岩 | 147.71 | 2.09 | 0.72 | 0.52 |
| 燕山晚期 | 紫金山 | 花岗闪长岩 | 180.97 | 3.77 | 0.85 | 0.72 |
| | | 流纹斑岩 | 249.89 | 6.78 | 0.88 | 0.64 |
| | | 粗安岩 | 144.54 | 5.64 | 0.74 | 0.69 |
| | | 英安玢岩 | 155.63 | 8.78 | 0.89 | 0.75 |
| | 嵩　溪 | 安山岩 | 86.39 | 1.27 | 0.46 | 1.06 |

资料来源：本次工作、粤西地质队、傅德兴（1994）等。

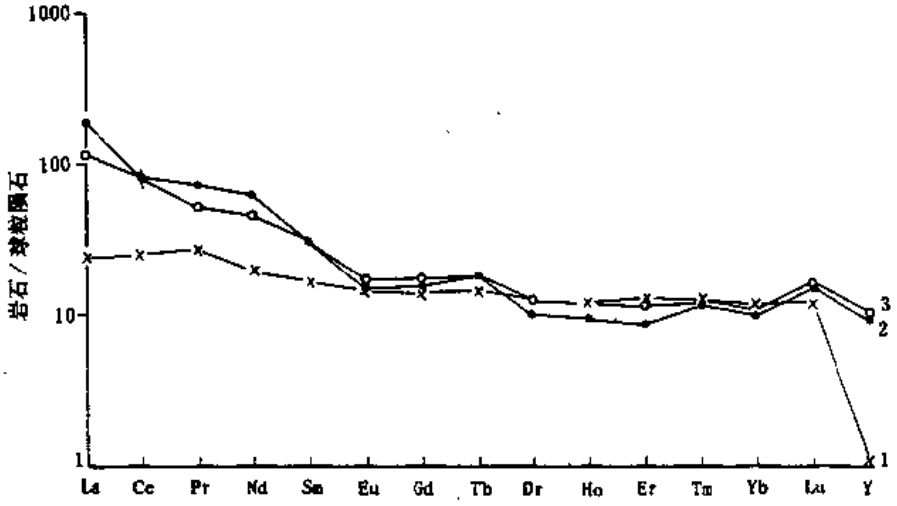



图 4-3　武夷区燕山晚期火山-侵入杂岩稀土元素配分模式

1. 嵩溪安山岩；2. 紫金山流纹斑岩；3. 紫金山花岗闪长岩

行洛坑花岗岩全岩 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为 0.7153，全岩 $\delta^{18}O$ 为 9.84‰～10.8‰（刘文章等，1981），含钨石英脉 $\delta^{18}O_{石英}$ 为 11.0‰～14.2‰，平均值为 12.8‰（黄文荣，1982），与西华山花岗岩（$\delta^{18}O$ = 9.7‰～11.3‰）和荡坪花岗岩（$\delta^{18}O$ = 9.2‰～11.1‰）的 O 同位素组成（张理刚，1981）相似。较高的 $\delta^{18}O$ 值反映它们来源于相对富 $\delta^{18}O$ 的地壳物质。Sr、O 同位

素组成证明行洛坑花岗岩是由壳源物质部分熔融形成的。

本区燕山晚期火山-侵入杂岩的 Sr 初始值明显较小（0.7089），与徐克勤等（1984）的同熔型花岗岩的 Sr 初始值相当（0.705～0.710）。在 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$-$t$ 图上，它的数据点靠近下地壳线。显然，武夷区燕山晚期花岗岩类由下地壳物质衍生，属于“I”型。

将本区一些中生代成矿的火山-侵入杂岩的 Sr 同位素初始值列于表 4-12。由表可知，武

**表 4-12　武夷区成矿花岗岩类 Sr 同位素组成**

| 地　点 | 岩　性 | $t$/Ma | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ |
|---|---|---|---|
| 紫金山 | 黑云母花岗岩 | 145.7 | 0.7129 |
| 紫金山 | 花岗闪长岩 | 102.2 | 0.7089 |
| 玉　水 | 凝灰岩 | 316.87 | 0.71170 |
| 嵩　溪 | 凝灰岩 | 159.2 | 0.71157 |
| 嵩　溪 | 安山玢岩 | 159.2 | 0.71354 |
| 行洛坑 | 花岗岩 | 147 | 0.7153 |

资料来源：本次工作，刘文章（1981）、李坤英（1988）、黄萱等（1986）、王德滋等（1991）、薛怀民（1994）等。

夷区燕山早期岩浆岩的 Sr 初始值介于 0.7115～0.7153。在 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$-$t$ 图上（图 4-4），数据点落在平均地壳线附近。Sr 初始值反映岩石成因属于“S”型。

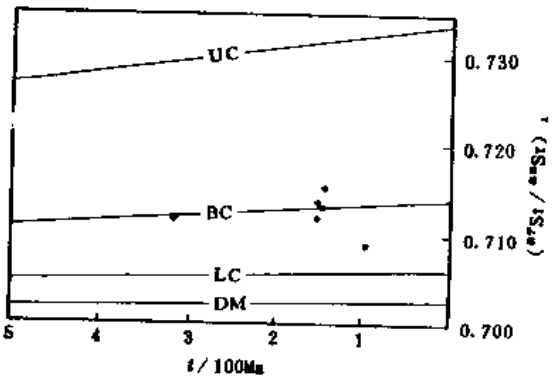



图 4-4　武夷区火山-侵入杂岩 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$-$t$ 图

UC. 上地壳；LC. 下地壳；BC. 平均地壳；DM. 亏损地幔

根据 Sm、Nd 同位素研究，华南不同时代“S”型花岗岩类岩石的 $\varepsilon_{Nd}$ 值为 $-0.4$～$-14.7$；在 $\varepsilon_{Nd}$-$t$ 图上，数据点基本落在华南元古代地壳演化区域内，反映它们主要衍生于元古代地壳（刘昌实等，1990）。这些花岗岩类岩石同位素组成的变化主要取决于发生部分熔融的地壳物质的成分或成熟度。在 $\varepsilon_{Nd}$-$t$ 图上，线 A 代表江南古岛弧区成熟度较低的元古代地壳，线 B 代表华夏地块区成熟度较高的元古代地壳。

武夷区燕山早期花岗岩类岩石的 $\varepsilon_{Nd}$ 值变化于 $-5.6$～$-11.2$（表 4-13），但大多数在 $-7.4$～$-9.41$，与华南“S”型花岗岩的值相似。在 $\varepsilon_{Nd}$-$t$ 图上（图 4-5），数据点靠近华南元古代演化线 A 分布。结合它们的 Nd 模式年龄（1300～1860Ma），我们认为本区燕山早期花岗岩类岩石来源于元古代或更老的地壳，由古老基底岩石部分熔融而形成。

李献华等（1991）对华南近百个前中生代地壳岩石样品进行了 Nd 模式年龄计算，所有样品的 Nd 模式年龄分布在 1200～3200Ma，反映华南前寒武纪地壳的形成时期主要在晚太古—中元古。Nd 模式年龄在 1800Ma 和 1400Ma 呈现两个明显的峰值。研究表明，1800Ma 是世界上一次重要的地壳形成时期，因此可以认为 1800Ma 也是华南地壳一次重要的形成时代。1400Ma 左右是华南前寒武纪地壳形成与演化的又一重要时期，一方面形成新的地壳，另一方面这次地壳的形成又大规模重熔，改造了原有的前存古老地壳。

**3．含矿建造与矿床主要成因类型**

表 4-13　武夷区花岗岩 Sm、Nd 同位素组成

| 地　点 | 岩　性 | Sm/ $10^{-6}$ | Nd/ $10^{-6}$ | $^{147}Sm/^{144}Nd$ | $^{143}Nd/^{144}Nd$ | T/ Ma | $\varepsilon_{Nd}$ | $T_{DM}$/ Ma |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 行洛坑 | 花岗岩 | 1.95 | 5.56 | 0.2122 | 0.511970 | 135 | −9.38 | 8202(?) |
| | 变质岩 | 6.46 | 33.5 | 0.1166 | 0.511885 | | −14.69 | 1980 |
| 玉　水 | 凝灰岩 | | | 2.48 | 0.512594 | 316 | 1.26(?) | 80(?) |
| 嵩　溪 | 凝灰岩 | | | | 0.512143 | 190 | −5.5 | 4720(?) |
| 嵩　溪 | 安山玢岩 | | | | 0.512492 | 190 | +1.3(?) | 1670 |
| 闽西中村 | 黑云母二长花岗岩 | 7.608 | 34.534 | 0.13327 | 0.512197 | 145 | −7.4 | 1810 |
| 玮　浦 | 黑云母花岗岩 | 6.1081 | 31.147 | 0.11863 | 0.511992 | 192 | −11.2 | 1860 |
| 夏　茂 | 片麻石英闪长岩 | 3.594 | 23.566 | 0.09240 | 0.512120 | 162 | −8.2 | 1300 |
| 粤北和平长塘 | 流纹质凝灰岩 | | | 0.12190 | 0.512138 | 89.5 | −8.90 | 1680 |
| 信　江 | 英安流纹岩 | 10.72 | 63.96 | 0.101364 | 0.512097 | 130 | −7.40 | 1810 |
| 武夷山北 | 花岗闪长岩 | 9.5 | 52.0 | 0.110521 | 0.512180 | 130 | −7.50 | |

资料来源：本次工作，黄萱（1986）、薛怀民等（1995）和王德滋等（1991）。

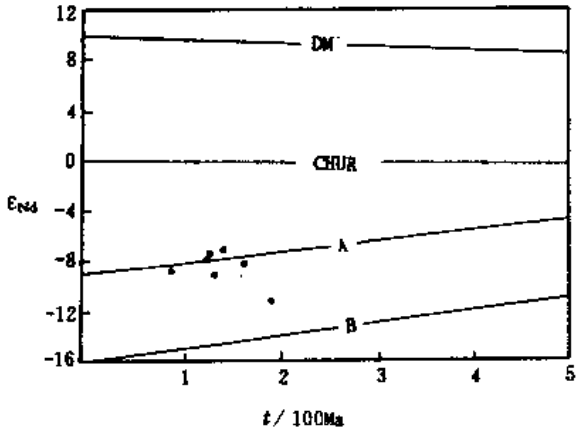



图 4-5　武夷区火山-侵入岩 $\varepsilon_{Nd}$-t 图

武夷区矿床以 Au 和 Cu 为主（如冶岭头、八宝山、紫金山、玉水等），上元古界地层中有层状 Pb、Zn、Ag 多金属矿床（如梅仙），中生代火山-侵入作用还形成 W、Sn、Sb、Ag 等矿床（如行洛坑、嵩溪等）。成矿元素来源是矿床成因研究中最关键的问题。区内广泛分布的晚太古代-元古代的变质岩明显富集 Au、Cu、W、Sn 等成矿元素，与成矿密切相关。就中生代成矿作用而言，燕山早期“S”型花岗岩类是晚太古代-元古代的变质岩衍生的，成矿元素主要由变质岩重熔或部分熔融先进入花岗岩浆中，然后再富集成矿。燕山晚期火山-侵入岩浆作用形成的矿床较少，部分成矿元素主要来源于下地壳，成矿作用与“I”型花岗岩类有关。

武夷区以产 Au、Cu、W 为主，金矿产于浙江与福建境内，Cu 矿以福建紫金山为重要，W 产于福建西部与赣南毗邻处。该区西部的邵武-石城-寻乌断裂是一条斑岩-爆发角砾岩带，众多的矿（化）床（点）产于其中。

区内的 Au 矿床可明显分为两种成因类型，其一属于变质热液或混合岩化热液成因，矿床直接产于基底变质杂岩中，如浙江诸暨马鄙、福建金坑、肖家地、何宝山、五里亭、客坊等金矿(化)床(点)。其二主要是与火山-次火山活动有关的热液成因，如龙泉八宝山、武义弄坑、遂昌庄山、上杭紫金山等，其中龙泉八宝山 Au、Ag 矿床和冶岭头晚期矿化除发育在火山岩中外，还产于基底变质岩中或叠加于早期变质热液型金矿之上，具有“多层”叠加成矿特征。作为该成矿区重要赋金矿围岩的陈蔡群、麻源群地层中 Au 的背景丰度最高，是最重要的含金建造，虽然总的背景值并不很高(表 4-14)，但其分布很不均匀、某些层位和岩性中 Au 的丰度较高。如陈蔡群的 Au 主要富集于片麻岩中，麻源群的 Au 则主要富集于片麻岩、片岩和硅质岩中（王文斌等，1989），而一些矿区外围变质岩中 Au 的丰度更高，一般高出地壳平均值的数倍至

数十倍，如冶岭头地区陈蔡群中 Au 的丰度高达 $11.6\times10^{-9}\sim20\times10^{-9}$（黎子豪等，1982），福建建宁客坊金矿外围斜长角闪岩中 Au 的丰度为 $11.1\times10^{-9}\sim14.2\times10^{-9}$，无疑是 Au 矿化的原始矿源层，而火山-次火山热液成因的金矿床，如龙泉八宝山金矿中 Au 的来源也与其旁侧高 Au 背景的陈蔡群有密切联系。由此可见陈蔡群、麻源群基底变质杂岩是该区最主要的含 Au 建造。

**表 4-14　武夷区主要含金建造的 Au 丰度（$10^{-9}$）**

| 地层 | 地区 | Au（样品数） | 地层 | 地区 | 岩性 | Au |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 陈蔡群 | 诸暨陈蔡 | 1.5（64） | 麻源群 | 明溪枫溪 | 变凝灰质砂岩 | 9 |
| | 东阳大爽 | 10.07（26） | | | 石英岩 | 11 |
| | 龙游溪口 | 0.74（39） | | | 变质凝灰岩 | 13 |
| | 遂昌大柘 | 4.87（45） | | 闽西（635 个样平均） | | 3.36 |
| | 遂昌高宁 | 1.03（13） | 吴墩组 | 长汀张地 | 二云母片岩 | 8 |
| | 遂昌龙泉 | 4.72（14） | | | 变质含砂泥岩 | 5.9 |
| | 诸暨孝四 | 11.44（27） | 迪口组 | 建瓯迪口 | 黑云斜长片麻岩 | 9 |
| | 诸暨石壁 | 5.06（18） | 丁屋岭组 | 长汀张地 | 硅质岩 | 8 |
| 龙泉群 | 龙泉 | 1.09（38） | 天井坪组 | 建宁客坊 | 斜长角闪岩 | 13.9 |

资料来源：郑人来等，1986；刘英俊等，1987；李堉铮，1989；王文斌等，1989。

火成岩的 Au 含量并不高，晚侏罗世火山岩 Au 的平均丰度仅为 $2.8\times10^{-9}$（刘英俊，1987），低于地壳平均值，这或许是东南大陆中生代火山-侵入岩分布区未能形成与火山-侵入活动有关热泉型大型 Au 矿的原因。进一步证明，Au 的富集是 Au 背景值较高的老变质基底经火山活动期后的地热循环热液的交代淋滤而成的，因而主要 Au 矿大多产于变质基底附近（参见表 4-8）。

武夷区 Au 矿除了产于变质基底中的与变质热液有关的类型外，尚有与火山-侵入杂岩有关的地热或热泉型低温浅成矿脉，如紫金山、八宝山。较大的 Cu 矿属斑岩型，目前多数地质工作者认为上杭紫金山的 Cu 矿属斑岩 Cu 矿，与花岗闪长岩有关，上部的 Au 矿属热泉型，W 矿则属与花岗岩有关的斑岩型，与南扬子区的阳储岭斑岩 W 矿有别，成因上与赣南 W 矿似有联系，它们都属花岗岩系列的 W 矿床。

梅仙的 Ag、Pb、Zn 矿床可能是古火山热液沉积-变质改造矿床；嵩溪的 Ag、Sb 矿是低温浅成矿床。

在空间分布上，武夷区的矿床种类明显有地域上的变化，东侧与变质基底及中生代火山-侵入岩有关，主要为 Au、Ag 及 Pb、Zn 矿；中部为 Cu 矿，西侧则以 W 矿为主，可能也有 Sn 矿，目前虽未发现较大规模的 Sn 矿，但靠近邵武-河源断裂带已发现许多 Sn 矿点。

### （四）浙闽粤滨海区

#### 1. 构造层及其基底时代

本区包括丽水-政和-大埔-海丰大断裂以东部分，中间包括长乐-南澳变质带的广阔地区。政和-大埔断裂到粤东后与近东西向佛冈-河源断裂带相交。这一范围内 85% 的面积均为中生代火山-侵入杂岩所覆盖。浙东基本上全由火山岩覆盖，福建南部到粤东深成花岗岩有较多

出露，剥蚀程度由北而南逐渐加深。火山-喷发岩的年龄由北而南逐渐变老，也即南部火山喷发活动开始较早（粤东 160～110Ma），北部则起始较晚，结束也较晚（浙东 140～85Ma）。前侏罗纪火山岩在本区尚未有发现，所以对沿海地区来说，中生代火山活动主要在晚侏罗世到早白垩纪。早侏罗世的喷发产物具有双峰式特点，岩性包括玄武岩、玄武安山岩、流纹岩及少量粗面玄武岩与粗面安山岩。晚侏罗世的火山产物的英安质与流纹质岩石为主，安山岩极次要，这是中生代火山产物的主要岩性，在浙东侵入岩很少而酸性火山岩所占比例最大，白垩世的火山活动已逐渐退缩到更靠海地区，产物中出现碱性流纹岩，并发现有少量玄武岩与大量流纹岩组成的双峰式组合。晚白垩世火山喷发产物在桂东南地区是一套英安岩－流纹岩组合的岩石，而到本区浙东及闽东只有少量流纹质凝灰岩，年龄为 86.8Ma。

浙闽粤沿海火山岩的变质基底出露甚少，仅福建南部有零星出露，这一地区的变质基底是华夏大陆的一部分。根据 Rb-Sr 及 Sm-Nd 同位素的推断，保留年龄 1.1～1.4Ga 是浙东闽东沿海地区陆壳形成的时间，相当于中、晚元古代，在浙东属陈蔡群。闽东的建瓯群由迪口组与龙北溪组构成，迪口组下部是巨厚陆源碎屑堆积，并有火山喷发沉积，随后为碳酸盐岩和亚碱—钙碱性细碧角斑岩。变质岩属低浅成相。在福建沿海变质区内分布着片麻岩-片岩带，在莆田忠门和晋江半岛黑云角闪变粒岩的 Sm-Nd 年龄为 643±15Ma，509±20Ma（黄辉等，1989），福清沙埔黑云角闪斜长变粒岩 Rb-Sr 等时线年龄为 483±21Ma（杨泰铭，1985），莆田忠门片麻状混合岩锆石 U-Pb 等时线年龄为 593.3Ma（许景伟，1988）。片岩中发现有重要的微体化石，在东山岛的石墨云母片岩中发现有几丁虫（黄辉，1988；俞文明，1988），表明片岩的原岩属寒武-奥陶纪。与前述的同位素年龄相符。在福鼎县南溪出露有中石炭统的“天窗”，相当于浙江晚古生代的鹤溪群。在台湾大南澳群片岩中长春层含蜓科化石，属二叠系，九曲层和长春层大理岩 166Ma 的 Pb-Pb 年龄，可能代表了变质年龄（俞震莆等，1988），源头山片麻岩中有 316Ma 的 Rb-Sr 年龄（王执明，1990），因此，大南澳群是晚古生代至中生代的沉积变质岩岩群。令人瞩目的是福建沿海有 230～165Ma 的变质事件（卢华复等，1993）。晚中生代（145～125Ma）火山-侵入活动以偏酸性的英安质和流纹质占绝对优势，晚期（125～105Ma）出现明显偏碱性的玄武质-流纹质双峰式岩石组合。酸性火山-侵入杂岩具有较典型的 I 型成因类型，末期（<92Ma）则以一系列碱性花岗岩的侵位而在区内组成一条醒目的、呈 NNE 向展布的 A 型花岗岩带。可见该区经历了多个构造-岩浆活动期，在东南沿海形成了较典型的多层地壳结构类型，中、上地壳间有厚约 3km 的低速层（$V_P$=5.89），相当于花岗闪长质岩石。

陈蔡群原岩为一套富含碳质、泥质的杂砂岩、粘土岩及碳酸盐岩，并夹火山岩组成的硬砂岩复理石建造，经变质后成为片麻岩、大理岩、浅粒岩、变粒岩和片岩；龙泉地区常含石墨及硅线石，最大的年龄数据为 1.949～2.005Ga（锆石 U-Pb 等时年龄），应属早元古。根据张理刚（1994）研究，华夏古陆不存在统一的基底，Pb 同位素组成及 $\delta^{18}O$ 和 Sr 初始值的研究表明，华夏古陆实际由武夷、闽台及南岭-海南三个块体或省构成。本文的滨海区基本上属于它的闽台块体或省，浙东段的北部可能涉及它的武夷地体或省。本区包括长乐-南澳-莲花山变质带。从北而南，基底的年龄及变质程度都有变化。

粤东滨海段在构造上处于南岭东西向构造带与浙闽滨海北东向构造-岩浆带的复合部位，构成了以北东向与东西向大断裂为界的菱形断块构造。分布有古生代到新生代的地层。古生界寒武系为滨海相沉积碎屑岩建造，泥盆系小坪群为滨海相与河湖相的砂岩和粉砂岩，下侏

罗统金鸡群为一套砂、页岩互层的浅海相与三角洲相沉积。中生代火山-侵入杂岩具有南岭和浙闽沿海两地区的过渡或交叉特点，岩石成因属I-S型的过渡特征，这一特点也反映在矿床类型的组合上。

**2. 基底、盖层和火成岩的含矿性**

该区基底赋矿地层可归纳为三个时代，即中、上元古界的麻源群、龙北溪组，上古生界中石炭统和中生界下三叠统的溪口群，它们对Ag、Pb、Zn起着直接的控制作用，尤其是中石炭统存在Pb的矿源层（表4-15）。

**表4-15 不同时代地层含矿性特征（Au×$10^{-9}$，其余×$10^{-6}$）**

| 地　层 | 岩　性 | Au | Ag | Pb | Zn | Sn |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 金鸡群（$J_1$） | 砂岩、页岩 | 2.0 | 0.037 | 19.98 | 172.18 | 21.22 |
| 梨山组 | 砂岩、砂页岩 | 1.4 | 0.11 | 33.81 | 93.28 | 7.99 |
| 小坪组（T） | 砂岩、粉砂岩 | 2.79 | 0.14 | 29.29 | 57.24 | 9.71 |
| 溪口组（$T_1$） | 泥质粉砂岩、灰岩 | 2.10 | 0.12 | 29.96 | 94.87 | 8.86 |
| 中石炭统（$C_3$） | 石灰岩、粉砂岩 | 1.5 |  | 23.3 | 73.51 | 6.71 |
| 龙北溪组 | 大理岩、绿片岩 | 3.0 | 1.11 | 55.29 | 75.77 | 3.73 |
| 麻源组（Pt） | 变粒岩、片岩、大理岩 | 2～4 | 0.42～0.54 | 21.4～34.1 | 101.6～111.2 | 4.7～7.85 |
| 地壳平均值 | （泰勒，1964） | 4.0 | 0.07 | 12.5 | 70 | 2 |

注：统计资料据王文斌（1990）。

浙闽滨海区以产Ag、Pb、Zn矿而闻名，这里可举福鼎县中石炭统各类岩石的Ag、Pb、Zn丰度为例（表4-16）。

**表4-16 福鼎县中石炭统各类岩石Pb平均含量（$10^{-6}$）**

| 岩石名称 | 细砂岩 | 粉砂岩 | 泥　岩 | 灰　岩 | 硅质岩 | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Pb含量 | 60 | 65 | 432.5 | 54.5 | 1575 | 王吉如等，1992 |
| 富集系数 | 3.0 | 3.25 | 21.63 | 2.73 | 78.75 |  |
| Zn　含量 | — | 100 | <50 |  | 50 |  |
| Ag　含量 | <0.5 | — | 0.51 | <0.25 | 1.25 |  |

注：Pb的富集系数以Pb的克拉克值为20计算。

如果Ag、Pb、Zn的克拉克值分别为$0.0n\cdot10^{-6}$（$n$为1～9的正整数），$20\times10^{-6}$和$40\times10^{-6}$计，那么无论是Ag、Pb或Zn的丰度都应当说是高的，特别是硅质岩中，说明浙闽滨海区Ag、Pb、Zn矿形成的物质来源是充分的。

同样的问题是火山岩地区多Ag、Pb、Zn矿，而缺乏较有经济价值的Au矿，也可从矿源方面找到一些答案。如表4-17和表4-18是黄家厅等(1991)提供的闽东南平和-安溪地区火山岩与脉岩中Au的丰度，如以Au的克拉克值为$0.00n\times10^{-6}$或$1\times10^{-9}$计，Au的富集系数能达到1以上的火山岩是很少的，脉岩或次火山岩如石英斑岩、闪长玢岩、安山玢岩稍高一些，但也只超过1多一点。这说明为什么东南大陆火山岩分布区的Au矿脉往往产于变质基底或变质基底邻近地区，而远离变质基底的火山岩中即使有Au矿产出，规模往往不大。

到粤东滨海段，火山岩地区出现W、Sn矿床，这与区域背景的W、Sn丰度较高不无关系（表4-19）。若泰勒（1964）的地壳平均丰度值相比，W和Sn都富集了两倍，而Cu、

Pb、Zn的背景值则与浙东、闽东地段相近，反映在矿床类型上粤东出现锡石硫化物型矿床，有的W与Sn并存，这和区域地球化学背景是一致的。

表 4-17　平和—安溪地区火山岩中 Au 的平均含量($10^{-9}$)

| 时代 | 岩相 | | 岩石 | 样品 | 变化范围 | 平均值 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 早白垩世 | 空落相（火山碎屑岩类） | | 流纹质凝灰岩 | 3 | 0.31～0.50 | 0.41 |
| | | | 英安(流纹)质凝灰岩 | 3 | 0.35～1.90 | 1.03 |
| | | | 安山质火山角砾岩 | 3 | 1.0～1.8 | 1.47 |
| | | | 平均 | 9 | 0.31～1.9 | 0.97 |
| | 火山碎屑流相（熔结凝灰岩类） | | 流纹质熔结凝灰岩 | 1 | | 0.38 |
| | | | 英安(流纹)质熔结凝灰岩 | 7 | 0.28～1.1 | 0.60 |
| | | | 平均 | 8 | 0.28～1.1 | 0.57 |
| | 喷溢相 | | 流纹(斑)岩 | 3 | 0.22～0.36 | 0.30 |
| | | | 安山岩 | 1 | | 0.45 |
| | | | 平均 | 4 | 0.22～0.45 | 0.34 |
| 晚侏罗世 | 空落相 | | 流纹质凝灰岩 | 9 | 0.17～1.5 | 0.75 |
| | | | 英安(流纹)质凝灰岩 | 33 | 0.26～1.8 | 0.82 |
| | | | 流纹质火山角砾岩 | 3 | 0.49～1.0 | 0.81 |
| | | | 英安流纹质火山角砾岩 | 5 | 0.27～0.63 | 0.49 |
| | | | 平均 | 50 | 0.17～0.18 | 0.77 |
| | 火山碎屑流相（熔结凝灰岩类） | | 流纹质熔结凝灰岩 | 5 | 0.36～0.89 | 0.54 |
| | | | 英安(流纹)质熔结凝灰岩 | 26 | 0.17～2.3 | 0.72 |
| | | | 平均 | 31 | 0.17～2.3 | 0.69 |
| | 喷溢相 | 凝灰熔岩类 | 流纹质凝灰熔岩 | 7 | 0.24～0.65 | 0.41 |
| | | | 英安(流纹)质凝灰熔岩 | 15 | 0.27～1.8 | 0.85 |
| | | | 英安质凝灰熔岩 | 7 | 0.17～9.0 | 1.98 |
| | | | 平均 | 29 | 0.24～1.8 | 1.02 |
| | | 熔岩类 | 流纹岩 | 6 | 0.62～1.3 | 0.94 |
| | | | 英安(斑)岩 | 6 | 0.47～1.3 | 0.81 |
| | | | 安山岩 | 4 | 0.2～3.8 | 1.77 |
| | | | 平均 | 16 | 0.2～3.8 | 1.10 |

表 4-18　平和—安溪地区脉岩类 Au 的平均含量($10^{-9}$)

| 岩石名称 | 样品数 | 变化范围 | 平均值 |
|---|---|---|---|
| 石英斑岩 | 4 | 0.85～6.6 | 2.39 |
| 流纹斑岩 | 6 | 0.20～2.5 | 1.03 |
| 细晶岩 | 1 | | 0.80 |
| 花岗斑岩 | 17 | 0.23～3.3 | 0.72 |
| 闪长玢岩 | 4 | 0.39～2.80 | 1.21 |
| 平均 | 32 | 0.23～6.6 | 1.05 |

### 3. 侵入岩与成矿

浙闽粤滨海区中生代侵入岩的W、Sn丰度随侵入岩的时代与成因类型而变化，Sn在中侏罗世侵入岩中较高，W则以晚侏罗世侵入岩较高（表4-20），它们都比火山岩中的丰度值

表 4-19　中生代火山岩成矿元素丰度（$10^{-6}$）

| 岩浆岩区 | | Cu | Pb | Zn | W | Sn | U |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 浙闽粤滨海区 | 浙东 | 2～45 | 8～56 | 15～110 | | | 1～10 |
| | 闽东 | 10 | 16～80 | 15～110 | | | 1～11 |
| | 粤东 | 8～20 | 16～44 | 85～160 | 3.05 | 4.19 | 1～17 |

表 4-20　W、Sn 丰度与侵入岩时代的关系（$10^{-6}$）

| 元素 \ 时代 | 中侏罗世 | 晚侏罗世 | 早白垩世 | 地壳平均（泰勒，1964） | 火山岩中平均丰度 |
|---|---|---|---|---|---|
| Sn | 11.68（21） | 6.56（36） | 6.30（27） | 2.0 | 4.19 |
| W | 13.26（11） | 21.45（6） | 4.07（6） | 1.3 | 3.10 |

表 4-21　W、Sn 丰度与侵入岩成因类型的关系（$10^{-6}$）

| 元素 \ 成因类型 | S 型 | I 型 | A 型 | 地壳平均（泰勒，1964） | 火山岩中平均丰度 |
|---|---|---|---|---|---|
| Sn | 9.46（23） | 8.15（41） | 4.39（16） | 2.0 | 4.19 |
| W | 12.78（9） | 16.24（11） | 0.85（4） | 1.3 | 3.10 |

注：（）内为样品数。

高，就成因类型论，Sn 在 S 型侵入岩中较高，W 则在 I 型侵入岩中较高，这也反映了斑岩 Sn 矿多与高硅的侵入岩有关，而 W 则多与酸性到中酸性侵入岩有关。行洛坑的斑岩 W 矿床主要与黑云母花岗岩、二长花岗岩及似斑状花岗岩有关，这些岩石的 $SiO_2$ 多在 73%～76%之间。斑岩 Sn 矿床主要与花岗斑岩、英安流纹岩、黄英岩、石英斑岩等有关，$SiO_2$ 多在 75%～80%之间，有的是超过 80%的超酸性岩石。

粤东段滨海区在构造上处于东西向莲花山断裂带与浙闽粤滨海火山-侵入杂岩带相交部位，地位有些特殊，不仅构造上具有双重性，岩浆活动上也具有双重性。这里与成矿有关的侵入岩的时代多属于中侏罗世到晚侏罗世，厚婆坳的二长花岗岩为 144～155Ma；西岭的碎斑熔岩为 150Ma，二长花岗岩为 143～147Ma；长埔的石英斑岩为 144Ma，塌山的二长花岗岩为 143～157Ma，足见二长花岗岩基本上属于同一次侵入活动形成。莲花山的黑云母花岗岩与流纹岩，石英斑岩基本上也属同期岩浆活动的产物，年龄在 135～137Ma。

粤东花岗岩类的稀土元素总量多数介于 $150\times10^{-6}$～$200\times10^{-6}$，轻稀土元素明显富集（LREE/HREE＝2.0～2.7），铕中等亏损（$\delta_{Eu}$＝0.2～0.4）。这些特征与岛弧岩石的明显不同，与活动大陆边缘和大陆内部的岩石也有差异，具有后二者之间过渡性质，反映粤东地区所处的构造环境为大陆板内与活动大陆边缘的过渡型，由表 4-22 及图 4-6 中可见 REE 的一般特征：

粤东段火山-侵入杂岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值为 0.7057～0.7144，氧同位素 $\delta^{18}O$ 则在8.0‰～10.61‰之间（表 4-23）。在 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$-$t$ 图上（图 4-7），火山-侵入杂岩的数据投点均在下地壳与平均地壳线之间，Sr 同位素特征表明粤东岩浆源的特殊性。

粤东火山-侵入杂岩全岩氧同位素组成为 8.4‰～10.61‰，较接近行洛坑花岗岩。Sr、O 同位素组成与张理刚（1989）提出的“MC”混合型花岗岩的相一致。在 $\delta^{18}O$-（$^{87}Sr$/

$^{86}Sr)_i$图解上（图 4-8），粤东花岗岩类岩石的 Sr、O 同位素组成呈明显正相关。这种特征可以用“低 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 和 $\delta^{18}O$ 的幔源物质与高 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$、$\delta^{18}O$的壳源物质的混合作用”来解释（徐晓春，1993）。我们认为混合作用发生于熔融作用之前或过程之中。

**表 4-22　粤东地区花岗岩类岩石稀土特征值**

| 矿　区 | 岩　性 | 样品数 | $\Sigma REE/10^{-6}$ | $\frac{\Sigma LREE}{\Sigma HREE}$ | $\delta_{Eu}$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 厚婆坳 | 石英斑岩 | 4 | 105.28 | 2.24 | 0.57 |
| 西　岭 | 碎斑熔岩 | 4 | 231.94 | 3.25 | 0.52 |
| 长　埔 | 石英斑岩 | 6 | 166.70 | 2.72 | 0.51 |

资料来源：谢华光等（1989）、雷新勇等（1993）等。

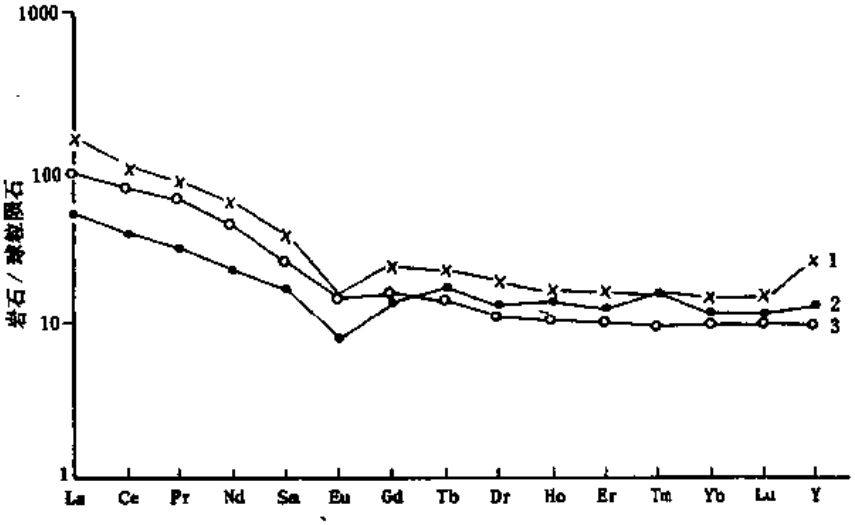



图 4-6　粤东段花岗岩类岩石稀土元素配分模式

1. 西岭碎斑熔岩；2. 厚婆坳石英斑岩；3. 长埔石英斑岩

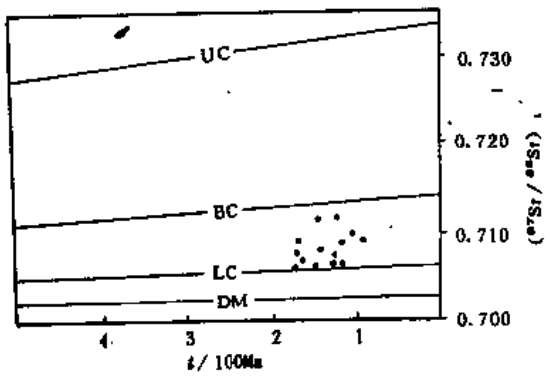



图 4-7　粤东火山-侵入杂岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$-$t$ 图

表 4-24 列出了粤东火山-侵入杂岩的 Sm、Nd 含量及其同位素组成。从表可见，粤东区火山-侵入杂岩的 Nd 同位素初始值 $\varepsilon_{Nd}=-3.1\sim-10.37$，亏损地幔模式年龄 $T_{DM}=1.02\sim2.4$Ga，变化范围较大。在 $\varepsilon_{Nd}$-$t$ 图上（图 4-9），数据点主要落在华南元古代地壳演化线 A 附近，少数落在演化线 A 的上方。Sm、Nd 同位素特征同样证明本区火成岩成因具特征性和复杂性。

将粤东火山岩和花岗岩的 $\varepsilon_{Nd}$与浙东、闽东基底变质杂岩的 $\varepsilon_{Nd}$（145Ma），中生代岩浆岩的 $\varepsilon_{Nd}$（145Ma）值作直方图（图 4-10）。据图可得出两点认识，一是它们的 $\varepsilon_{Nd}$值相同，说明粤东与浙东和闽东的中生代火山-侵入岩源岩相一致或相近，即整个“D”区的中生代花岗岩类岩石的源区基本相同。二是浙东、闽东中生代岩浆岩与基底变质杂岩具有相同的 Nd 同位素组成变化范围，表明火山-侵入杂岩与基底岩石之间存在继承性。

表 4-23　粤东区火山-侵入杂岩 Sr、O 同位素组成

| 地　点 | 岩　性 | 年龄/Ma | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | $\delta^{18}O/‰$ |
|---|---|---|---|---|
| 澄海莲花山 | 流纹岩 | 135 | 0.7061 | 10.6 |
| | 黑云母花岗岩 | | | 8.0 |
| | 黑云母花岗岩 | 137 | 0.7069 | |
| 潮州葫芦田 | 黑云母花岗岩 | 125.5 | 0.7061 | 8.54 |
| | 黑云母花岗岩 | 125.5 | 0.7119 | |
| 惠来西岭 | 碎斑熔岩 | 150.9 | 0.7081 | 9.1 |
| 惠来钟丘洋 | 英安玢岩 | | 0.7144 | |
| 海丰梅陇 | 流纹岩 | 175.1 | 0.7062 | |
| | 二长花岗斑岩 | 180.6 | 0.7059 | |
| 揭阳馒头山 | 二长花岗岩 | 150 | 0.7113 | 10.25 |
| 普宁望天石 | 花岗岩 | 120.7 | 0.7091 | 9.3 |
| | 流纹岩 | 157.5 | 0.7057 | 9.4 |
| 陆丰甲子 | 黑云母花岗岩 | 110 | 0.7096 | 8.7 |
| 饶平西坑 | 碱长花岗岩 | 96.8 | 0.7089 | |
| 海丰鸡母巢 | 火山岩 | 173.8 | 0.7072 | 8.52 |
| 惠东大焦园 | 火山岩 | 173.6 | 0.7089 | |
| 海丰吊贡 | 黑云母花岗岩 | | | 9.11 |
| 海丰赤花 | 黑云母花岗岩 | | | 8.61 |
| 海丰东冲 | 二长花岗岩 | | | 10.61 |

资料来源：张理刚（1993）、杨世义（1984）、王文斌（1989）、满发胜（1983）、毛建仁（1990）、尹家衡（1990）、李坤英（1988）、雷新勇（1993）、徐晓春（1992）等。

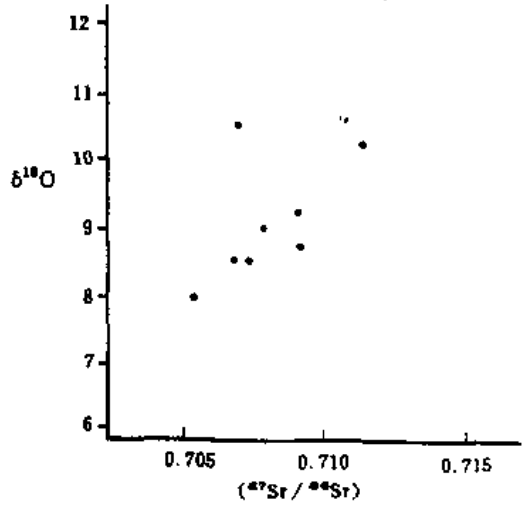



图 4-8　粤东火山-侵入杂岩的 $\delta^{18}O$-$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图解

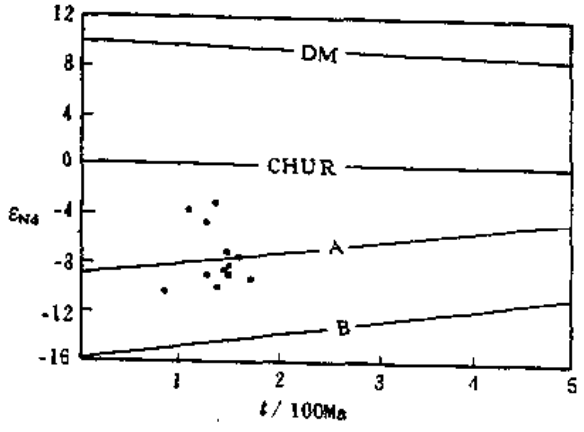



图 4-9　粤东火山-侵入杂岩 $\varepsilon_{Nd}$-$t$ 图

徐晓春（1993）研究表明，粤东火山-侵入杂岩的源区物质以地壳沉积物为主，约占60%。对另40%的物质，我们认为并非由地幔物质以岩浆形式直接加入到陆壳熔浆中，否则与本区中生代花岗岩类岩石的地质、地球化学特征相矛盾。本区中生代岩浆的形成与原先古老地壳有关，是由古老地壳部分熔融作用产生的。在源岩中，地壳与地幔端员重量比表示的是古老地壳岩石中上地壳沉积物和先存地幔火山岩的质量比，代表了古老地壳的成熟度。

因此，粤东中生代火山-侵入杂岩的源岩为古老地壳岩石，源岩建造为上地壳沉积物与先存地幔火山岩构成的混合物。这在第三章讨论火成岩 Pb、Sr、Nd 同位素反映的分区特性时已经指出，处于华夏南缘的粤东段情况比较特殊，早期的火山-侵入杂岩 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值较高，而 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值偏低，显示源区的不同，侵入岩具有 I-S 型的过渡特征。在 $\varepsilon_{Nd}(t)$ -$^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图上较靠近 UC 端员（参阅图 3-25）。

**表 4-24　粤东火山-侵入杂岩 Sm、Nd 同位素组成**

| 地　点 | 岩　性 | Sm/$10^{-6}$ | Nd/$10^{-6}$ | $^{147}Sm/^{144}Nd$ | $^{143}Nd/^{144}Nd$ | $T$/Ma | $\varepsilon_{Nd}$ | $T_{DM}$/Ga |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 莲花山 | 黑云母花岗岩 | 12.520 | 52.474 | 0.1443 | 0.512080 | 137 | −10.0 | 2.34 |
| 莲花山 | 流纹质角砾熔岩 | 4.368 | 26.190 | 0.1009 | 0.512392 | 135 | −3.1 | 1.02 |
| 西　岭 | 碎斑熔岩 | 6.726 | 31.499 | 0.1292 | 0.512131 | 150 | −8.6 | 1.83 |
| 钟丘洋 | 二长花岗岩 | 11.764 | 61.508 | 0.1157 | 0.512197 | 150 | −7.1 | 1.48 |
| 钟丘洋 | 英安玢岩 | 6.14 | 27.9 | 0.1331 | 0.512212 |  | −7.29 | 1.77 |
| 葫芦田 | 黑云母花岗岩 |  |  | 0.13607 | 0.512125 | 125.5 | −9.04 | 2.02 |
| 海　丰 | 流纹质凝灰岩 |  |  | 0.11621 | 0.512083 | 173.3 | −9.06 | 1.67 |
| 西　坑 | 碱长花岗岩 |  |  | 0.11845 | 0.512057 | 96.8 | −10.37 | 1.75 |
| 良　田 | 熔结凝灰岩 |  |  | 0.13476 | 0.512161 | 146.8 | −8.14 | 1.91 |
| 良　田 | 熔结凝灰岩 |  |  | 0.12011 | 0.512345 | 127.4 | −4.47 | 1.32 |
| 河　田 | 二长花岗岩 | 9.300 | 40.895 | 0.1376 | 0.512198 | 157 | −7.4 | 1.90 |
| 馒头山 | 二长花岗岩 | 55.116 | 166.553 | 0.2002 | 0.512172 | 150 | −9.2 |  |
| 馒头山 | 二长花岗岩 | 7.300 | 33.004 | 0.1342 | 0.512211 | 150 | −7.1 | 1.79 |
| 甲　子 | 黑云母花岗岩 | 6.127 | 28.181 | 0.1315 | 0.512407 | 110 | −3.67 | 1.37 |

资料来源：毛建仁（1990）、薛怀民等（1995）、雷新勇等（1993）、徐晓春（1993）等。

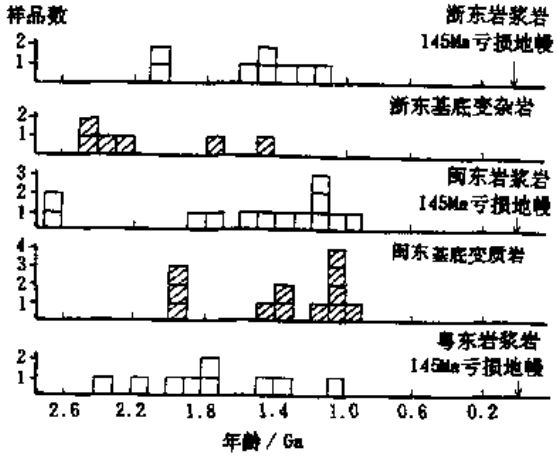



图 4-10　粤东火成岩与浙东、闽东火成岩及其基底变质杂岩 Nd 同位素模式年龄对比图

**4. 矿床的主要成因类型**

浙闽粤滨海区最重要的矿床成因类型是低温浅成 Ag、Pb、Zn 矿床和浅成高温锡石（含 W）硫化物矿床，其次为斑岩型 W、Sn 矿和 Cu（Mo）矿床。低温浅成 Ag、Pb、Zn 矿床规模大，且多以产 Ag 为主，如大岭口、五部、拔茅、毫石、下溪底、大望山。它们多分布于浙东和闽东南，赋矿岩石多为酸性火山熔岩及凝灰质熔岩，多数为英安质和流纹质，极少与安山岩有关。大望山的矿床可能与花岗闪长岩有成因联系，它们受断裂带控制，有的与火山喷发形成的环状断裂有关。

粤东的 Sn、W 及 Cu、Pb、Zn 矿床成因较复杂，高温矿物如黑钨矿、锡石常与贱金属硫化物共生，除了锡石-硫化物矿床外，部分可能属于高温或高中温浅成矿床（Xenothermal deposits），有些类似于日本本州西部的 Kenobe 与 Ikuno 等的 Sn-W-Cu-Pb-Zn-Ag 矿脉。日本的这类矿床曾被教科书引为 Xenothermal deposits 的例子，围岩为流纹岩，花岗岩类侵入到

流纹岩中，火山岩与花岗岩是同一火成活动的产物，二者的共存说明 Sn、W 矿物与 Cu、Pb、Zn 矿物是岩浆脉动产生热液矿物不同分带的结果，根据岳书仓等（1991）报道，粤东厚婆坳的 Sn-Ag、Pb-Zn 矿床垂直方向上具逆向分带，自上而下为：Sn→Zn→Pb→Ag→Au，日本的 Akenobe 与 Ikuno 矿床的分带为 Sn、W→Sn、Cu→Cu、Zn→Zn、Pb→Ag，由于脉动，既有逆向分带也有顺向分带，情况较为复杂，如图 4-11 所示，有两种可能，一是先形成的分带为后来的脉动热液所穿过；另一是后形成的脉动热液退缩，低温矿物在先前形成的高温 W、Sn 矿物下沉淀。这一情况在下面我们将要讨论的赣南黑钨矿石英脉与硫化物脉的关系中也存在。

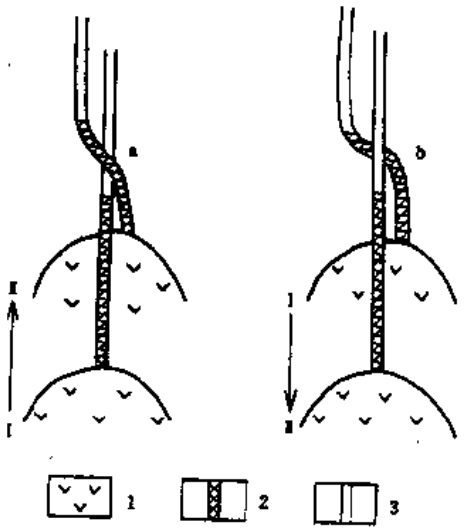



图 4-11　岩浆脉动与矿物逆向分带
（引自 H. Imai，1978）
a. 岩浆突然上升；b. 岩浆退缩。1. 花岗质岩浆；2. 锡石—黑钨矿带；3. 铜、锌硫化物带

粤东滨海地段的 Sn 矿床部分可能为斑岩型 Sn 矿床，西岭与塌山 Sn 矿曾为戚建中（1991）推断为玻利维亚式斑岩 Sn 矿，尚待进一步证实。值得提出的是浙东滨海段出现的洋滨 Sn 矿，这是较为典型的黄玉斑岩脉中的细脉浸染型矿床，即斑岩 Sn 矿。侵入斑岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值高达 0.7143，富含 Sn、W、Nb 及 Ta。据王德滋等（1995）资料，4 个样品的 Sn 与 W 丰度相应为 379 与 218，313 与 15，1042 与 6，及 762 与 12（$\times 10^{-6}$），岩浆本身富 Sn，这与岩浆来源于上地壳部分熔融不无关系，通常认为 Sn 矿床多与 S 型花岗岩有关是对的。

闽东滨海段的赤路斑岩 Mo 矿和钟腾斑岩 Cu 矿多与花岗斑岩有关，但规模小，经济意义不大。

### （五）赣南区

该区位于华夏加里东褶皱带，东部大致以石城-寻乌断裂为界。

**1. 构造层及其形成**

区内主要出露震旦系-奥陶系地层，均被强烈褶皱成紧密的近南北向构造带，中泥盆系以高角度不整合覆于其上，缺失志留系地层。晚元古代-早古生代构造层除奥陶系属笔石页岩建造外，其余绝大部分为海相复理石建造夹大洋玄武岩，类复理火山质泥砂岩建造及硅质岩建造，加里东晚期运动使之褶皱隆起，并导致火山喷发和岩浆侵入，产生广泛的区域变质作用，东部出现有混合岩，其中寻乌-连县断裂带切割较深，沿断裂带附近有超基性岩分布。晚古生代泥盆系下统普遍缺失，上统与石炭系呈整合或假整合，由陆相碎屑岩建造—海陆交替相含煤建造—海相碳酸盐建造，该时期的拉张裂陷作用，在该区形成较广泛的碳酸盐台地，在裂陷带东端的闽西南和粤北地区裂陷作用进一步发展，出现双峰式火山作用，形成与海底火山喷发有关的铁铜矿床（如马坑铁矿、玉水铜矿等）。三叠纪中统缺失，下统为滨海相碎屑岩建造，上统为内陆湖相含煤建造。该区大部分地区表现为隆起，仅在粤北、赣东南和闽西南一带形成了一条近东西并向南突的弧形拗陷带（方道恕，1993），其内发育了一套拉斑玄武岩-英安流纹岩组成的双峰式岩石组合。中、下侏罗主要为河湖相砂泥岩建造，挤

表 4-25　赣南区主要矿床与成矿有关岩体的时代

| 矿　床 | 样　品 | 测试方法 | 年龄/Ma | 矿床成因类型 |
|---|---|---|---|---|
| 大余西华山 | 花岗岩<br>花岗岩 | Rb-Sr<br>Rb-Sr | 155.0±2<br>157±13 | 大脉型-斑岩型 W-Sn 矿 |
| 全南大吉山 | 似斑花岗闪长岩<br>二云母花岗岩<br>白云母钠长花岗岩 | Rb-Sr<br>Rb-Sr<br>Rb-Sr | 167±1<br>161±3<br>159±5 | 斑岩型-大脉岩型 W-Nb-Ta 矿 |
| 会昌岩背 | 流纹质火山岩<br>花岗斑岩 | Rb-Sr<br>Rb-Sr | 121.3±1.8<br>113.8±0.4 | 斑岩型 Sn 矿 |
| 寻乌铜坑嶂 | 花岗斑岩 | Rb-Sr | 124.95 | 斑岩型 Sn 矿 |
| 石城海螺岭 | 黄玉黑云母花岗岩 | Rb-Sr | 127 | 斑岩型 Nb-Ta 矿 |
| 信宜银岩 | 花岗斑岩 | Rb-Sr | 86.90 | 斑岩型 Sn 矿 |
| 信宜锡坪 | 石英斑岩 | K-Ar | 81 | 斑岩型 Sn 矿 |
| 乐安相山 | 碎斑熔岩<br>碎斑熔岩 | Rb-Sr<br>Rb-Sr | 140.7<br>132±2 | 低温浅成细脉-网脉状铀矿 |

注：年龄据贺伯初等(1990)、俞受鋆等(1990)、朱焱龄等(1981)、李坤英等(1989)、戚逵中等(1986)、吴永乐(1987)、丁悌平(1987)、陈迪云等(1993)、王德滋等(1993)等资料。

表 4-26　赣南区矿区火成岩岩石化学成分(%)

| 矿　区 | 岩　性 | 样数 | $SiO_3$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | 烧失 | 总量 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 大余西华山 | 花岗岩 | 65 | 75.60 | 0.05 | 12.36 | 0.26 | 1.27 | 0.10 | 0.23 | 0.69 | 3.96 | 4.40 | 0.05 | 0.61 | 99.86 |
| 会昌岩背 | 花岗斑岩 | 4 | 75.94 | 0.02 | 12.36 | 0.63 | 1.13 | 0.07 | 0.00 | 1.13 | 2.65 | 5.48 | 0.00 | 0.93 | 100.68 |
|  | 花岗岩 | 8 | 75.92 | 0.04 | 12.35 | 0.45 | 1.24 | 0.06 | 0.18 | 0.75 | 2.99 | 5.06 | — | 0.70 |  |
| 石城松岭 | 黄玉花岗斑岩 | 3 | 73.91 | 0.02 | 14.98 | 0.46 | 1.46 | 0.10 | 0.20 | 0.99 | 2.11 | 3.03 | 0.03 | 0.84 |  |
| 石城海螺岭 | 石英斑岩 | 4 | 75.01 | 0.03 | 13.26 | 0.50 | 2.69 | 0.10 | 0.10 | 0.22 | 1.74 | 4.01 | 0.03 | 10.1 |  |
| 寻乌铜坑嶂 | 石英斑岩 | 6 | 76.74 | 0.14 | 12.52 | 0.66 | 1.19 | 0.06 | 0.25 | 0.44 | 1.35 | 3.25 | 0.06 | 1.59 |  |
| 信宜银岩 | 花岗斑岩 | 3 | 75.33 | — | 13.61 | 0.32 | 0.88 | 0.08 | — | 0.36 | 3.75 | 4.13 | 0.04 | 1.20 | 99.70 |
| 信宜银岩 | 黄英岩 | 1 | 83.06 | — | 11.60 | 0.36 | 0.25 | 0.02 | — | 0.97 | 0.34 | 0.17 | 0.04 | 0.91 | 97.72 |
| 信宜锡坪 | 花岗斑岩 | 1 | 76.14 | 0.06 | 12.50 | 0.01 | 1.59 | 0.06 | 0.03 | 0.50 | 3.99 | 4.75 | 0.02 | — |  |
| 信宜锡坪 | 花岗岩 | 2 | 74.81 | 0.02 | 13.59 | 0.03 | 1.53 | 0.10 | 0.08 | 0.41 | 4.01 | 4.00 | 0.02 |  |  |
| 乐安相山 | 流纹英安岩 | 22 | 68.34 | 0.40 | 14.52 | 2.78 | 1.51 | 0.10 | 0.68 | 1.53 | 3.00 | 4.95 | 0.18 |  |  |
| 乐安相山 | 碎斑熔岩 | 20 | 73.92 | 0.15 | 12.50 | 1.01 | 1.60 | 0.14 | 0.32 | 10.09 | 2.74 | 4.89 | 0.10 |  |  |

资料来源：本次工作，沈渭洲(1994)、王德滋(1993)、吴永乐(1987)、俞受鋆(1990)等资料。

压性质的S型花岗岩发育。晚侏罗世为酸性火山-侵入杂岩，都具有S型的特点，白垩纪出现特征的高氟流纹岩-黄玉花岗岩组合，局部出现基性火山岩，在石城-寻乌断裂中发育了众多的斑岩-爆发角砾岩筒，且几乎每个爆发角砾岩筒中都赋存有特征的矿床或矿化。

**2. 与成矿有关的火山-侵入杂岩的岩石地球化学特征及成因**

赣南区是中国东南大陆上著名的W、Sn产区，矿床成因类型最重要的有三类，斑岩型Sn矿及Sn、W矿与大脉型黑钨矿。按它们与火山-侵入岩的关系可区分为两个类型，一是与酸性到中酸性斑岩有关，另一则与花岗岩有关，后者可呈斑状或不具斑状。含W斑岩体多分布于隆起与拗陷带之间，受深断裂控制，岩性多属花岗闪长岩，具有多期次侵入特点，常伴有爆发角砾岩，矿化也是多期次的。与W矿有关的花岗岩以分布在隆起区为多，受断裂作用控制，侵入与矿化作用都也是多阶段多期次的，常见有接触带上的白钨矿或浸染状黑钨矿为黑钨矿脉所切穿，不同矿物组合的矿脉常相继切割，形成复合脉矿带（Yan, M.Z. et al., 1980）。另外，本区也是重要的铀矿产地，相山铀矿的围岩是碎斑熔岩，矿脉呈裂隙充填及细网脉裂隙充填，属低温浅成成因。表4-25是本区与W、Sn、U成矿有关火山-侵入杂岩的年龄和矿床的成因类型。

根据火山-侵入杂岩的岩石化学全分析结果（表4-26），与成矿有关岩体具有下列岩石化学特征：富$SiO_2$，$SiO_2$含量基本上都大于70%，属酸性到超酸性，黄英岩的$SiO_2$含量达80%以上。过铝质，多数$Al_2O_3>12\%$。相对富钾，$K_2O>Na_2O$。分异指数高（如岩背碎斑熔岩D.I=88），说明岩浆经历了强烈的结晶分异作用。

对赣南区火山-侵入杂岩中的微量元素，梅勇文等（1990）在瑞金、会昌地区做过很详细的工作，表4-27引自他们的研究报告。从表4-27中可以看出，这些侵入杂岩含F量均较高，F/Cl比值大，相对贫Cl。F主要形成黄玉，仅在个别矿区如相山铀矿形成萤石。富Rb而贫Sr，Rb/Sr比值超过10，与华南S型花岗岩的Rb/Sr比值相似（11.7，刘英俊等，1984），明显与华南I型花岗岩的Rb/Sr值不同（0.4，刘英俊等，1984）。W、Sn、Nb、Ta、Cu、Pb、Zn等成矿元素含量较高，如Sn含量是克拉克值的182～182.35倍。

本区中生代火山-侵入杂岩的稀土元素特征值列于表4-28，配分曲线见图4-12。它们具有下列特征：稀土总量高，多数超过$200\times10^{-6}$；具有弱的Ce负异常，$\delta_{Ce}=0.57\sim0.96$。这种异常用岩浆分离结晶理论是无法解释的。Taylor等（1985）把Ce异常作为后太古代变质沉积岩的一个普通特征，如澳大利亚后太古代页岩（PAAS，$\delta_{Ce}=0.88$）和欧洲页岩（ES，$\delta_{Ce}=0.80$）。我国江南古岛弧区前震旦纪变质岩（$\delta_{Ce}=0.80\sim0.81$，凌洪飞，1990）和西华山变质岩（$\delta_{Ce}=0.69$）、相山二云母石英片岩（$\delta_{Ce}=0.91$）同样存在Ce的弱负异常。这种特征可能说明火山-侵入杂岩的源区主要为变质沉积岩；出现强的Eu负异常，$\delta_{Eu}=0.02\sim0.25$。虽然Eu负异常可能与岩浆结晶分异等作用有关，但它也是后太古代变质沉积的一个重要特征（王德滋等，1993），如澳大利亚页岩（0.70）、欧洲页岩（0.74）、西华山变质岩（0.64）和相山二云母石英片岩（0.72）。重稀土元素较富集，$\Sigma LREE/\Sigma HREE=0.56\sim1.19$，配分曲线呈特征的“海欧型”（图4-12）。重稀土的富集同岩浆中富F有关，因为F与重稀土元素形成的络合物比其与轻稀土元素形成的络合物更稳定（Mnning，1991），因此岩浆中F的富集必然导致重稀土含量升高和$\Sigma LREE/\Sigma HREE$值变小。

当前有越来越多学者采用全岩$\delta^{18}O$值作为同位素示踪迹来讨论花岗岩的物质来源问题。但是，岩石形成之后往往遭受风化、变质或经受热液作用，使全岩氧同位素封闭体系遭受破

表 4-27　赣南区 Sn 多金属主要成矿岩体微量元素丰度($10^{-6}$)

| 岩体 | 岩背 | | | 密坑山 | | 帽子顶 | 铜坑嶂 | | 松岭 | | 三标 | 碛肚山 | | 海螺岭 | 华南燕山期花岗岩 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 代号 | $\gamma_5^{3-1a}$ | $\gamma_5^{3-1b}$ | $\gamma\pi_5^{3-1c}$ | $\gamma_5^{3-1a}$ | $\gamma\pi_5^{3-1c}$ | $\gamma_5^{3-1a}$ | $\gamma_5^{3-1a}$ | $\gamma_5^{3-1b}$ | $\gamma_5^{3-1b}$ | $\gamma\pi_5^{3-1c}$ | $\gamma_5^{3-1a}$ | $\gamma_5^{3-1b}$ | $\gamma\pi_5^{3-1c}$ | $\gamma_5^{3-1a}$ | |
| Sn | 41.75 | 69.71 | 62.00 | 28.80 | 218.00 | 3.90 | 3.10 | 13.67 | 310.00 | 77.00 | 120.00 | 60.00 | 12.00 | 35.00 | 42.00 |
| W | 19.35 | 24.00 | 15.20 | 16.00 | 29.30 | 9.40 | 7.00 | 7.57 | 93.60 | 195.00 | 40.00 | 40.00 | 2.00 | 21.10 | 4.10 |
| Cu | 86.25 | 32.19 | 26.30 | 11.20 | 126.00 | 3.10 | 4.65 | 29.94 | 10.40 | 38.10 | 10.00 | 10.00 | 16.00 | 9.50 | 38.00 |
| Pb | 13.00 | 50.00 | 40.00 | 31.00 | 98.00 | — | — | — | — | — | 86.00 | 30.00 | 26.00 | — | 54.00 |
| Zn | 59.40 | 54.00 | 50.50 | 53.70 | 113.00 | 15.41 | 31.23 | 81.58 | 279.00 | 236.00 | 510.00 | 270.00 | 16.00 | 211.00 | — |
| Ag | 0.703 | 0.12 | 1.01 | 0.082 | 0.48 | 0.06 | 0.06 | 0.30 | 0.56 | 1.39 | — | — | 0.03 | 0.00 | — |
| Mo | 2.80 | — | 14.25 | 4.00 | 4.40 | — | — | - | — | — | 5.70 | 6.20 | 2.69 | — | — |
| Rb | 700.72 | 763.25 | 632.45 | 1159.00 | 690.00 | — | 574.0 | 816.33 | 1087.50 | 677.50 | 640.00 | 670.00 | 565.00 | 2132.50 | 358.00 |
| Sr | 29.40 | 29.03 | 27.38 | 17.22 | 0.29 | 3.10 | 2.10 | 2.93 | 32.80 | 48.40 | 24.00 | 8.40 | 10.00 | 16.70 | 147.00 |
| Li | 389.00 | 332.00 | 62.80 | 61.00 | 663.00 | 216.00 | 8.60 | 159.79 | 488.00 | 102.00 | 161.00 | 43.00 | 87.00 | 964.00 | 96.00 |
| F | 6900.00 | 6314.00 | 5800.00 | 4900.00 | 9500.00 | — | — | — | — | — | 3850.00 | 560.00 | 900.00 | — | 1388.00 |
| Cl | 570.00 | 700.00 | 320.00 | 240.00 | 370.00 | — | — | — | — | — | 60.00 | 80.00 | — | — | — |
| Be | 7.00 | — | 7.00 | 4.20 | 3.70 | 7.71 | 8.25 | 7.16 | 4.10 | 4.20 | 16.21 | 5.40 | 6.20 | 6.50 | 5.40 |
| Nb | 111.25 | 143.00 | 129.20 | 72.80 | 90.30 | 63.43 | 81.66 | 68.34 | 49.90 | 51.20 | 170.00 | 175.00 | 51.73 | 60.20 | 35.00 |
| Ta | 16.30 | 27.53 | 15.05 | 9.12 | 18.43 | 9.21 | 12.29 | 10.92 | 20.00 | 18.00 | 12.29 | 10.24 | 12.29 | 230.00 | 8.00 |
| Zr | — | 146.83 | 195.00 | 158.36 | 122.84 | 106.00 | 92.00 | 80.33 | 139.0 | 98.00 | 155.40 | 199.10 | 170.00 | 135.00 | 133.00 |
| Rb/Sr | 23.83 | 26.29 | 23.10 | 37.46 | 3996.55 | 222.58 | 273.33 | 207.72 | 33.16 | 14.00 | 26.67 | 79.76 | 56.50 | 127.69 | 2.44 |
| K/Rb | 54.37 | 56.33 | 78.09 | 62.93 | 35.16 | 55.57 | 77.94 | 48.91 | 27.40 | 23.15 | 59.40 | 59.46 | 64.64 | 18.72 | 110.36 |
| F/Cl | 12.11 | 9.02 | 18.13 | 20.42 | 25.68 | — | — | — | — | — | 64.17 | 7.00 | — | — | — |
| Nb/Ta | 6.83 | 5.19 | 8.58 | 7.98 | 4.90 | 6.89 | 6.64 | 6.26 | 2.50 | 2.84 | 13.83 | 17.09 | 4.21 | 0.26 | 4.48 |
| $Li\times10^3/Mg$ | 341.23 | 240.58 | 69.78 | 92.42 | 690.63 | 360.00 | 10.24 | 147.95 | 449.36 | 80.95 | 141.23 | 25.60 | 72.50 | 845.6 | 27.12 |

资料来源：《赣南锡金属隐伏矿预测研究》报告，梅勇文等，1990。

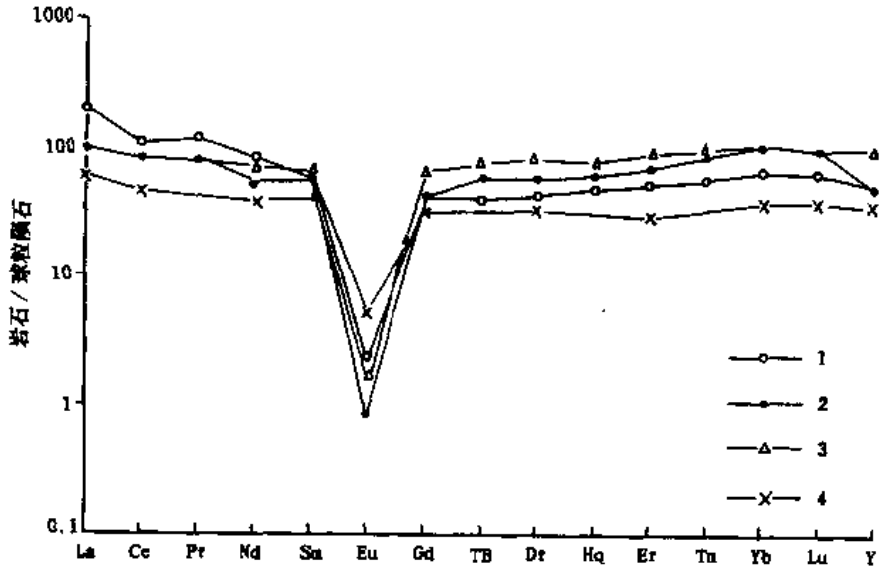



图 4-12　赣南区火山-侵入杂岩稀土元素配分模式

1. 岩背花岗岩；2. 银岩花岗斑岩；3. 锡坪花岗斑岩；4. 西华山黑云母花岗岩

表 4-28　赣南区岩石稀土元素特征值

| 地　区 | 岩　性 | 样品数 | ΣREE | $\frac{\Sigma LREE}{\Sigma HREE}$ | $\delta_{Ce}$ | $\delta_{Eu}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 西华山 | 花岗岩 | 21 | 296.64 | 1.19 | 0.87 | 0.25 |
| | 变质岩 | 7 | 241.32 | 7.98 | 0.69 | 0.64 |
| 岩背 | 熔结凝灰岩 | 4 | 181.85 | 2.20 | 0.71 | 0.19 |
| | 花岗岩 | 7 | 390.56 | 1.45 | 0.60 | 0.05 |
| | 黄英岩 | 1 | 409.34 | 0.99 | 0.57 | 0.02 |
| 银岩 | 花岗斑岩 | 3 | 322.4 | 0.85 | 0.82 | 0.02 |
| | 黄英岩 | 1 | 331.9 | 1.00 | 0.87 | 0.02 |
| 锡坪 | 花岗斑岩 | 1 | 460.52 | 0.56 | 0.86 | 0.023 |
| | 黄英岩 | 1 | 152.76 | 0.96 | 0.96 | 0.03 |
| 相山 | 碎斑熔岩 | 2 | 199.08 | 2.78 | 0.95 | 0.27 |
| | 二云母石英片岩 | 1 | 140.33 | 2.97 | 0.91 | 0.72 |
| 澳大利亚 PAAS① | 页　岩 | | | | 0.88 | 0.70 |
| 欧洲 ES① | 页　岩 | | | | 0.80 | 0.74 |
| 江南古岛弧区前寒武系② | 变质岩 | | | | 0.80～0.81 | 0.69～0.76 |

① 据 Taylor 等（1985）；② 据凌洪飞（1990）。

坏，特别是晚期或晚阶段的小岩体。而这些小岩体常与金属矿化关系密切，如信宜银岩、会昌岩背等岩体。因此，测定的全岩 $\delta^{18}O$ 值不一定能反映岩石的原始 O 同位素组成。考虑到石英较稳定，它受后期地质作用的影响较小，其 $\delta^{18}O$ 值能较好地反映岩石原始的 O 同位素组成。我们根据前人作的岩石中石英的 $\delta^{18}O$ 值，采用 $\delta^{18}O_{石英} - \delta^{18}O_{全岩} = 1.0‰$ 进行调整（黄福生等，1983），作为全岩的 $\delta^{18}O$ 值，同时也利用了一些全岩测试的 $\delta^{18}O$ 值（表 4-29）。

本区与 W、Sn 等矿床有关的火山-侵入杂岩 $\delta^{18}O$ 值介于 +9.5‰～+12.98‰之间，反映源区为富 $\delta^{18}O$ 的地壳物质。Taylor（1977）认为高 $\delta^{18}O$（>+10‰）的形成与地壳泥砂质

表 4-29 赣南区与成矿有关火山-侵入岩 O 同位素组成（‰）

| 矿 区 | 岩 性 | 石英校正的岩石 $\delta^{18}O$ | 全岩 $\delta^{18}O$ |
|---|---|---|---|
| 西华山 | 黑云母花岗岩 | | 9.7～12.5 |
| 大吉山 | 黑云母花岗岩 | 11.5 | |
| 岩 背 | 钾长花岗岩 | | 10.88～12.32 |
| 铜坑嶂 | 石英斑岩 | 11.18 | |
| 铜坑嶂 | 花岗斑岩 | 10.46 | |
| 帽子顶 | 花岗岩 | 10.44 | |
| 三 标 | 花岗岩 | 12.70 | |
| 银 岩 | 花岗斑岩 | 9.1～9.9 | |
| 锡 坪 | 花岗岩 | | 12.98 |
| 相 山 | 碎斑熔岩 | | 10.4～11.8 |

注：有关数据引自沈渭洲（1994）、朱正书（1988）、张理刚（1984）、刘家齐（?）、贺伯初（1990），广东省区调队等。

岩层熔融有关。本区花岗岩类与江西会昌一带的寒武系变质砂岩的 O 同位素组成相似，后者$\delta^{18}O$值为 +9.5‰（张理刚，1985），说明花岗岩成因与震旦－寒武系变质岩有一定关系。与 W、Sn 有关的火山-侵入杂岩以壳源物质为主的成因还可以从 Sr 同位素的初始比值得到证明。根据全岩 Rb-Sr 等时线测定或单个样品分析结果计算，本区与 W、Sn 等矿床有关的火山-侵入杂岩的 Sr 同位素初始值在 0.7095～0.7308 之间（表 4-30），多数比“S”型花岗岩的 Sr 初始值（0.710）大，如会昌岩背花岗斑岩（0.7259），寻乌铜坑嶂石英斑岩（0.7287）、信宜银岩花岗斑岩（0.7284）和大余西华山花岗岩（0.7169～0.7200）。与华南地区典型“S”型花岗岩的 Sr 初始比值相似，如广西大容山岩体（0.7249）、云南临沧岩体（0.7240），反映花岗岩的源区为壳源。在 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$-$t$ 图中（图 4-13），数据点多数落在平均地壳演化线（BC）附近，少数分布于平均地壳与上地壳的演化线之间，显示它们主要由壳源物质衍生的。

表 4-30 赣南区成矿火山-侵入杂岩 Sr 同位素组成

| 矿 区 | 岩 性 | 年 代/Ma | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ |
|---|---|---|---|
| 西华山 | 花岗岩 | 157 | 0.720 |
| | 花岗岩 | 155 | 0.7169 |
| 岩 背 | 次流纹斑岩 | 121.3 | 0.7115 |
| | 英安流纹岩 | 121.3 | 0.7133 |
| | 黄玉石英岩 | | 0.7144 |
| | 花岗斑岩 | 103.9 | 0.7259 |
| | 钾长花岗岩 | 113.8 | 0.7176 |
| 海螺岭 | 花岗岩 | 127.66 | 0.7129 |
| 铜坑嶂 | 石英斑岩 | 124.95 | 0.7287 |
| 帽子顶 | 花岗岩 | 125.14 | 0.7308 |
| 银 岩 | 花岗岩 | 92.3 | 0.7153 |
| | 花岗斑岩 | 86.9 | 0.7135 |
| | 花岗斑岩 | 86.9 | 0.7284 |
| 相 山 | 碎斑熔岩 | 136 | 0.712 |

注：有关结果据沈渭洲(1994)、王德滋（1994）、陈迪云（1994）、贺伯初（1990）、胡祥昭（1989）、陈惜华（1986）、梅勇文（1990）等。

本区中生代成矿花岗岩类岩石的 Sm、Nd 同位素组成列于表 4-31。由表中可知，岩石的 Sm/Nd 值较高，为 0.218～0.313，明显高于地壳岩石正常值（0.16～0.24，Hawkesworth 和 Van Calsteren，1984）和花岗岩的平均值（0.195，Goldsten et al.，1984），反映在岩浆演化过程中，Sm-Nd 体系发生明显分馏。这种分馏作用主要与岩浆中富含 F 有关，银岩花岗岩和黄英岩的 F 含量高达 $8800\times10^{-6}$～$39200\times10^{-6}$，Sm/Nd 比达 0.281～0.313。因为 F 与重稀土元素形成的络合物比与轻稀土元素形成的络合物更稳定。因此，随着晚期岩浆中 F 的逐渐富集，必然使重稀土元素含量升高，同时 Sm/Nd 值变大。

**表 4-31　赣南区火山-侵入杂岩 Sm、Nd 同位素组成**

| 矿　区 | 岩　性 | Sm/$10^{-6}$ | Nd/$10^{-6}$ | Sm/Nd | $^{147}Sm/^{144}Nd$ | $^{143}Nd/^{144}Nd$ | $T$/Ma | $\varepsilon_{Nd}$ | $T_{DM}$/Ma |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 信宜银岩 | 花岗斑岩 | 6.059 | 21.55 | 0.281 | 0.1700 | 0.512200 | 86.9 | −8.3 | 1664 |
| 信宜银岩 | 黄英岩 | 5.124 | 16.36 | 0.313 | 0.1895 | 0.512272 | 86.9 | −7.1 | 1568 |
| 会昌岩背 | 次流纹斑岩 | | | | | | 123 | −8.9 | 1824 |
| 会昌岩背 | 熔结凝灰岩 | | | | | | 123 | −9.3 | 2063 |
| 会昌岩背 | 熔结凝灰岩 | | | | | | 123 | −8.9 | 2043 |
| 会昌岩背 | 英安流纹岩 | | | | | | 123 | −9.1 | 1764 |
| 石城松岭 | 石英斑岩 | | | | | | 127 | −7.1 | 1675 |
| 寻乌铜坑嶂 | 花岗斑岩 | 3.633 | 16.678 | 0.218 | 0.1317 | 0.512281 | 125 | −5.93 | |
| 寻乌帽子顶 | 花岗岩 | 9.699 | 32.579 | 0.298 | 0.1801 | 0.512297 | 125 | −6.39 | |
| 寻乌海螺岭 | 花岗岩 | 11.020 | 40.322 | 0.273 | 0.1651 | 0.512248 | 128 | −7.11 | |
| 乐安相山 | 碎斑熔岩 | | | | | | 126 | −9.5 | 1676 |
| 乐安相山 | 流纹英安岩 | | | | | | 132 | −9.3 | 1734 |

注：有关结果据沈渭洲（1994）、王德滋（1994）、贺伯初（1991）等资料。

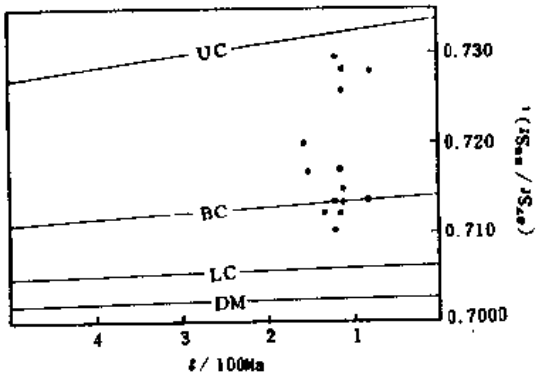



图 4-13　赣南区火山-侵入杂岩 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i-t$ 图

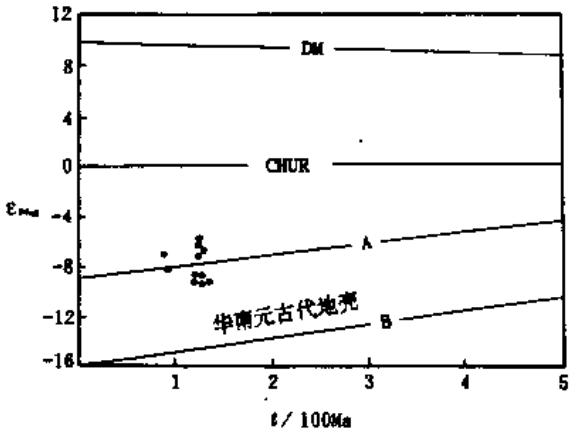



图 4-14　赣南区火山-侵入杂岩 $\varepsilon_{Nd}-t$ 图

该区中生代成矿花岗岩类岩石的 $\varepsilon_{Nd}$ 值的变化范围较小，为 −5.93～−9.5，与华南“S”型花岗岩的值相似（−0.4～−14.7，刘昌实等，1984）。在 $\varepsilon_{Nd}-t$ 图上，它们的数据点都靠近华南元古代地壳演化线 A 分布（图 4-14）。研究表明，数据点靠近演化线 B 分布，反映它们的源区物质以陆源沉积组分为主；数据点靠近演化线 A 分布，反映其源区物质中火山-沉积组分较多，但并不表明其形成直接与地幔岩浆活动有关。根据岩石 Nd 模式年龄（1550～2063），推测这

些火山-侵入杂岩来源于元古代地壳部分熔融。元古代的基底岩石由上地壳沉积物和先存地幔火山岩组成。第三章已有说明，晚侏罗纪至白垩纪花岗岩的源岩上地壳组分占 77.3～80.4%。

**4. 成矿元素的地球化学丰度**

该区各时代地层中成矿元素丰度见表 4-32。各时代地层中 Sn、W、Bi 元素丰度，普遍高于地壳丰度，仅个别层位($C_2$、$P_1$)略低，这三种元素在 Z、∈、D、$J_3$ 等地层中出现峰值。据统计，70%以上的 W、Sn 矿床产于 Z、∈地层中，因此，前两者是 W、Sn 矿床的主要赋存层位。Cu、Ag、Au 的元素丰度绝大部分低于地壳丰度，且 Cu、Au 与 W、Sn 呈反消长关系。Al、Zn、Mo 等元素丰度，基本上接近地壳丰度，其高值层与 W、Sn 峰值层大体一致，也是 W、Sn 矿床的主要伴生元素。不同岩类中成矿元素含量见表 4-33，不同时代地层中各类岩石成矿元素含量变化不一样，在∈地层中，硅质岩的 W、Sn 相对富集，Cu 在碳泥质岩

**表 4-32　赣南区不同时代地层中成矿元素丰度表 ($10^{-6}$)**

| 地层＼元素含量 | Sn | Cu | Pb | Zn | W | Bi | Mo | Be | Ag | Au |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $J_3$ | 8.77 | 6.39 | 52.6 | 61.8 | 3.61 | — | 0.93 | 8.55 | 0.077 | — |
| $T_1$ | 3.66 | 25.79 | 13.81 | 73.58 | 2.85 | 0.46 | 0.15 | 3.2 | 0.083 | 0.001 |
| $P_2$ | 2.9 | 21.5 | 16.1 | 63.1 | 1.6 | 0.42 | 1.26 | 1.3 | 0.035 | — |
| $P_1$ | 0.39 | 22.2 | 10.81 | 40.3 | 0.86 | 0.42 | 0.45 | 0.7 | 0.081 | — |
| P | 2.4 | 21.7 | 15.0 | 58.5 | 1.5 | 0.42 | 0.61 | 1.2 | 0.044 | — |
| $C_2$ | 0.18 | 41.63 | 11.4 | 28.7 | 0.21 | 0.09 | 0.06 | 0.5 | 0.023 | 0.0012 |
| $C_1$ | 3.06 | 10.35 | 10.56 | 35.32 | 3.61 | 0.42 | 0.82 | 2.5 | 0.088 | 0.0017 |
| C | 1.71 | 25.47 | 10.76 | 33.97 | 2.02 | 0.26 | 0.47 | 1.6 | 0.059 | 0.0015 |
| $D_3$ | 5.3 | 27.4 | 18.3 | 55.6 | 3.54 | 0.31 | 0.79 | 2.5 | 0.068 | 0.0006 |
| $D_2$ | 3.71 | 23.7 | 9.6 | 56.2 | 3.66 | 0.45 | 0.87 | 2.4 | 0.068 | 0.0012 |
| D | 4.5 | 25.5 | 13.9 | 55.9 | 3.6 | 0.38 | 0.83 | 2.45 | 0.068 | 0.0009 |
| $O_3$ | 4.33 | 32.2 | 20.7 | 96.7 | 2.42 | 0.59 | 0.57 | 3.3 | 0.10 | — |
| $O_2$ | 3.87 | 37.3 | 18.9 | 49.9 | 1.32 | 0.64 | 6.66 | 1.5 | 0.09 | — |
| $O_1$ | 4.77 | 77.5 | 10.6 | 136.7 | 2.14 | 0.31 | 1.76 | 2.5 | 0.07 | — |
| O | 4.45 | 58.5 | 14.7 | 104.7 | 1.94 | 0.45 | 3.03 | 2.4 | 0.08 | — |
| $∈_3$ | 3.82 | 39.1 | 19.3 | 103.7 | 2.52 | 0.53 | 0.64 | 3.4 | 0.02 | 0.0008 |
| $∈_2$ | 4.03 | 39.0 | 17.1 | 87.9 | 2.76 | 0.37 | 1.30 | 2.4 | 0.07 | 0.0009 |
| $∈_1$ | 4.28 | 33.01 | 21.4 | 96.61 | 6.35 | 0.33 | 0.86 | 2.1 | 0.244 | 0.0009 |
| ∈ | 3.95 | 36.1 | 19.8 | 94.8 | 3.62 | 0.45 | 0.83 | 2.9 | 0.092 | 0.0009 |
| $Z_2$ | 4.39 | 39.2 | 15.0 | 94.5 | 2.69 | 0.18 | 1.29 | 3.6 | 0.04 | 0.0007 |
| $Z_1$ | 2.89 | 21.6 | 44.0 | 93.3 | 5.73 | 0.34 | 0.65 | 3.1 | 0.04 | 0.0005 |
| Z | 4.0 | 32.9 | 25.5 | 94.0 | 3.4 | 0.28 | 0.88 | 3.31 | 0.04 | 0.0006 |
| 全区地层丰度 | 3.70 | 37.2 | 18.41 | 81.0 | 3.24 | 0.39 | 1.08 | 2.61 | 0.068 | 0.00083 |
| 地壳丰度（泰勒，1964） | 2.0 | 55 | 12.5 | 70 | 1.5 | 0.17 | 1.5 | 2.8 | 0.07 | 0.004 |

数据来源：《赣南锡多金属隐伏矿预测研究》报告、梅勇文等（1990）。

表 4-33　赣南区地层中不同岩类成矿元素丰度表（$10^{-6}$）

| 地层 | 含量 / 元素 / 岩类 | Sn | Cu | Pb | Zn | W | Bi | Mo | Be | Ag | Au |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $J_3$ | 角砾凝灰岩 | 4.63 | 2.43 | 50.6 | 54.0 | 2.56 | — | 1.08 | 4.05 | 0.037 | — |
| | 熔结凝灰岩 | 13.73 | 10.82 | 55.7 | 72.1 | 4.91 | — | 0.73 | 15.09 | 0.124 | — |
| | 英安岩 | 16.0 | 15.0 | 30.0 | 135.0 | 5.50 | — | 1.10 | 3.60 | 0.145 | — |
| $T_3$ | 泥质岩 | 4.1 | 32.5 | 17.56 | 89.2 | 3.96 | 0.45 | 0.2 | 3.3 | 0.049 | 0.0013 |
| | 石灰岩 | 3.4 | 21.76 | 11.56 | 64.21 | 2.18 | 0.50 | 0.15 | 3.2 | 0.0099 | 0.0009 |
| P | 泥质岩 | 3.8 | 26.5 | 22.2 | 72.9 | 2.3 | 0.57 | 0.5 | 1.8 | 0.025 | — |
| | 砂质岩 | 2.9 | 18.8 | 14.7 | 61.9 | 1.5 | 0.37 | 0.39 | 1.4 | 0.026 | — |
| | 炭质岩 | 4.63 | 33.2 | 15.6 | 68.8 | 2.15 | 0.47 | 0.73 | 1.43 | 0.036 | — |
| | 硅质岩 | 0.55 | 30.6 | 13.0 | 16.3 | 0.5 | — | — | — | 0.02 | — |
| | 石灰岩 | 0.42 | 18.3 | 10.4 | 43.9 | 0.76 | 0.36 | 0.85 | 0.62 | 0.07 | |
| C | 泥质岩 | 3.0 | 8.71 | 11.2 | 51.7 | 3.3 | 0.39 | 0.78 | 2.2 | 0.14 | 0.0013 |
| | 砂质岩 | 2.5 | 9.02 | 8.1 | 32.04 | 3.4 | 0.39 | 0.87 | 2.2 | 0.074 | 0.0005 |
| | 炭质岩 | 3.93 | 13.2 | 13.98 | 32.07 | 4.1 | — | — | — | 0.082 | 0.0016 |
| | 石灰岩 | 0.18 | 45.0 | 10.4 | 18.0 | 0.22 | 0.09 | 0.10 | 0.6 | 0.026 | 0.0008 |
| D | 泥质岩 | 5.2 | 30.0 | 9.8 | 59.9 | 4.1 | 0.36 | 0.70 | 3.3 | 0.06 | — |
| | 砂质岩 | 4.91 | 24.8 | 14.97 | 54.5 | 3.5 | 0.39 | 0.87 | 2.7 | 0.064 | — |
| | 石灰岩 | 3.1 | 27.4 | 12.6 | 50.4 | 2.5 | 0.35 | 0.69 | 2.9 | 0.07 | — |
| O | 泥质岩 | 5.24 | 74.6 | 10.9 | 142.3 | 2.2 | 0.35 | 1.03 | 2.9 | 0.062 | — |
| | 砂质岩 | 4.20 | 31.1 | 21.0 | 97.0 | 2.49 | 0.57 | 0.45 | 3.1 | 0.065 | — |
| | 炭质岩 | 5.52 | 60.2 | 13.2 | 63.9 | 1.63 | 0.33 | 4.97 | 1.6 | 0.162 | — |
| | 硅质岩 | 4.56 | 55.5 | 17.5 | 70.8 | 1.66 | — | — | — | 0.11 | — |
| $\in$ | 泥质岩 | 3.82 | 41.8 | 20.5 | 113.0 | 3.67 | 0.53 | 1.44 | 3.5 | 0.165 | 0.0011 |
| | 砂质岩 | 3.97 | 33.6 | 18.8 | 97.3 | 3.53 | 0.42 | 0.75 | 2.8 | 0.042 | 0.0008 |
| | 炭质岩 | 3.79 | 58.7 | 17.0 | 68.7 | 3.24 | 0.76 | 22.83 | 2.1 | 0.472 | 0.0004 |
| | 硅质岩 | 4.79 | 60.8 | 21.8 | 73.3 | 5.24 | — | — | — | 0.32 | 0.0015 |
| Z | 泥质岩 | 3.63 | 33.5 | 38.9 | 98.8 | 5.88 | 0.25 | 1.05 | 3.7 | 0.043 | — |
| | 砂质岩 | 5.33 | 43.9 | 13.0 | 97.5 | 2.97 | 0.35 | 0.38 | 2.9 | 0.045 | — |
| | 炭质岩 | 4.50 | 65.8 | 16.7 | 108.1 | 2.67 | 0.42 | 1.55 | 3.32 | 0.061 | — |
| | 硅质岩 | 3.15 | 51.7 | 10.4 | 75.03 | 3.06 | 0.34 | 1.32 | 3.2 | 0.063 | — |

资料来源：《赣南锡多金属隐伏矿预测研究》报告，梅勇文等（1990）。

及石灰岩中含量较高；Pb、Zn 主要在炭泥质岩中富集，Ag、Au 则富集在炭质岩和硅质岩中。凡地层中元素丰度高的，各类岩石中相对元素丰度都高，尤其是 Sn、W、Pb、Zn 更为明显。该区某些代表性花岗岩的成矿元素丰度见表 4-27。Sn 多金属成矿岩体的 W、Sn 含量高，其 Pb、Zn、Ag 含量亦高（如岩背、密坑山、松岭等岩体），并以富 F、Rb、Sn、W、Nb、Ta、Li 而低 Sr、Mg 为特征。Cu 在某些成矿岩体中的丰度高于地壳平均值。早白垩世火山岩为 Sn、Pb、Be 等成矿元素高度富集层位，其中厚层的晶屑熔结凝灰岩和流纹岩层，Sn 为 $13.71\times10^{-6}$，Pb 为 $55.67\times10^{-6}$，Be 为 $8.5\times10^{-6}$，Ag 为 $0.124\times10^{-6}$，一系列 Sn、Pb、Zn（Ag、Cu）矿床（点）尤其是大中型 Sn 矿床，大部分产于此部位，因此，早

白垩世火山岩应是 Sn、Pb、Zn（Ag）的极重要成矿围岩。

**5. 矿床的主要成因类型**

赣南区是我国有名的 W、Sn、Nb、Ta 及火山岩型 U 矿区，这和区域的地壳和盖层性质有关，由于多旋回的地壳演化特点，每经过一个阶段的演化，W、Sn 的地壳丰度就得到一次富集，燕山期岩浆活动之所以造成许多 W（Sn）及 Nb、Ta 矿，这是地壳经过加里东、海西、印支、燕山多期次演化最后富集在燕山期岩浆中的结果。根据颜美中等（1980）的研究，中国东南部的 W 矿成矿体系可分为与花岗岩体系的 W 矿床和与斑岩体系有关的 W 矿床两类。前者可分为早、晚两个阶段和五个成矿期（phases）。这类花岗岩含 W、Sn、Nb、Ta 高出一般花岗岩的平均含量很多。早阶段的第二成矿期富含黑钨矿。第三期则富于 Nb、Ta 矿物。晚阶段第一期富含锡石。与花岗岩有关的 W 矿床明显具有多阶段矿化作用。与花岗岩体系有关的 W 矿床最重要的是黑钨矿脉。通常可看到矿床的逆向分带。根据作者提供的硅酸盐、氧化物、硫化物、碳酸盐类矿物组合判断，逆向分带现象普遍而且较复杂，可以与日本 Akenobe 及 Ikuno 等所谓浅成高温热液矿床相比。颜美中等的与斑岩体系有关的 W 矿床即斑岩 W 矿，多分布于隆起的拗陷带之间，受深断裂控制，斑岩主要为花岗闪长岩，多期侵入并有多期矿化作用；常有爆发角砾岩筒伴随，但多属末侵入期。矿石呈浸染细脉状、角砾状或块状，以白钨矿为主。白钨矿多形成于绢云母-硅化阶段，作者举了阳储岭的例子，这在讨论南扬子区一节中我们已作了介绍。这里该提出的是，福建行洛坑的斑岩 W 矿，根据已有报道，也是与花岗岩体系有关的矿床。本书中归入武夷区，在前面有关章节中也已提及。由于在地理位置上它接近赣南区和武夷区的分界线，有关花岗岩的同位素 Sr 初始比值 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7153$，年龄为 147Ma，$\delta^{18}O$ 为 +9.4‰～+10.8‰，含 W 石英脉 $\delta^{18}O_{石英}$，平均为 +12.8‰，与西华山的数据相比，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7169 \sim 0.7200$，年龄为 155～157Ma，$\delta^{18}O$ 为 +9.7‰～+11.3‰，二者极为接近，说明二者的源区及形成环境十分相似，而且行洛坑的斑岩 Sn 矿中也有黑钨矿脉穿插，证明成因上与赣南脉型 W 矿有相似之处（看来这两处矿床所处地位的深部特征有必要进一步研究）。

本区的斑岩 Sn 矿如粤西的银岩和银坪，都与花岗斑岩和石英斑岩组成的复式岩体有关，K-Ar 年龄为 92Ma，属燕山晚期，顶部具有爆破角砾岩，且多裂隙网，岩体顶部发育斑岩 Sn 矿化（细脉浸染），斑岩中心可圈出 Mo、W、Sn 矿体。石英斑岩中有脉状锡矿体，可见硫化物，部分应属锡石-硫化物脉型。银岩斑岩锡矿的矿物组成中，黄玉出现于云英岩化带，Sn 矿化与黄玉-云英岩化紧密相关，只有细脉-浸染状矿而缺少脉状矿。与玻利维亚的斑岩 Sn 矿相比，银岩附近没有发现火山岩，角砾岩较少。银岩的斑岩体为花岗岩，而玻利维亚斑岩体是次火山岩，岩性属流纹英安斑岩或石英安粗岩，多热液角砾岩，矿化与绢云母化关系密切。

会昌岩背的斑岩 Sn 矿产于火山盆地中，盆地基底为寒武系浅变质岩。火山盆地中的火山侵入杂岩由钾长流纹斑岩、熔结凝灰岩和凝灰岩组成。钾长流纹斑岩的 $SiO_2$ 含量为 75%～77%。与 Sn 矿化有关的花岗斑岩侵入到火山杂岩中，结构上这种花岗岩自地表斑状向下为似斑状到近于均粒的中粗粒状，$SiO_2$ 含量为 75%～76%，岩石化学与钾长流纹斑岩一致，花岗斑岩蚀变强烈由接触带向外，可区分出三个蚀变带，即黄玉石英化带，绿泥石黄玉石英化带、绢云母石英化带，矿化主要在黄玉石英化带及绿泥石黄玉石英化带中，晚期蚀变伴有硫化物。地质情况与银岩斑岩 Sn 矿基本一致。

本区北部的相山U矿是我国有名的火山岩型U矿床，成因上应归入低温浅成热液矿床一类。火山岩主要为流纹英安岩和碎斑熔岩，碎斑熔岩处于中心部位，英安岩分布其外围。沿破火山口断裂有花岗斑岩贯入。火山岩之下为震旦系浅变质岩和$T_3$—$J_1$的安源煤系地层。碎斑熔岩的Rb-Sr等时线年龄为140Ma（陈迪云等，1993）。成矿时间较成岩石形成时间滞后约20Ma，因为矿化年龄约在120Ma，且100Ma左右仍有一次矿化。120Ma的矿化伴有钠长石化，100Ma的矿化则与萤石—水云母等有关，成矿热液自始至终均以大气降水为主，岩浆水仅前期占有一定比例（陈迪云等，1993）。

本区另一类重要矿床是花岗岩型的Nb、Ta矿。历来认为Nb、Ta与W、Sn共生，本区既是W、Sn的重要产区，Nb、Ta矿也显得重要了，但事实上W、Sn矿床并非总有Nb、Ta伴随，而Nb、Ta矿床都常伴有W、Sn。当然Nb、Ta也可以形成独立矿床，如江西石城海螺岭的Ta-Nb矿，广东博罗的Nb-Ta矿。江西全南大吉山W-Ta-Nb矿则是浸染状W矿床和浸染状Ta（Nb）矿紧密共生，另一些地方的Nb、Ta矿常为W、Sn矿脉所穿切。与Nb-Ta有关的花岗岩富Na和挥发分，矿床常产于这类花岗岩的顶部，它们是岩浆晚期的沉淀产物，可以观察到岩浆晚期的自交代作用，也是复式岩体中最晚岩体侵位时形成的，Ta-Nb矿化花岗岩体的顶部常有似伟晶岩壳发育。大吉山岩体底部接触面凹凸不平，并有寒武系变质砂岩捕虏体。含Nb、Ta花岗岩以含铁锂云母为特点。Nb、Ta矿的成因与W、Sn矿的成因在本区很难截然分开，它们同样都是地壳深熔的花岗岩浆晚期作用产物。

赣南石城-寻乌断裂带附近，还有一些规模不大的Cu、Sn矿化或Cu、Mo矿化，很可能属于与锡石-硫化物矿床或W、Sn、Mo、Cu、Pb、Zn高温浅成矿化相当的复合矿化的一部分。

## 二、与成矿有关岩体Pb同位素和矿石Pb同位素所显示的深部过程信息

从宏观上说，较大较重要的地质事件总是和深部过程或广泛地说和深部环境有联系。矿床一般出现在地壳表部，是地质事件遗留的表部现象之一。矿床的地质特征必然和深部地质过程有关，特别是深部的热事件，即岩浆活动和岩浆源区的物质成分。矿床的岩石化学、同位素地球化学、REE地球化学特征正是深部岩浆作用过程及其上侵定位过程中固有的和后来混入的物质成分在某种物理化学环境中的遗迹。本节将在前几章的背景基础上，探讨每一构造-岩浆-成矿区中代表性矿床的形成与深部作用的联系。笔者认为这是一个重要问题，矿床研究目前已经到了该跳出就矿床研究矿床的时刻，应当把更多的关注放在与深部作用过程的联系上，以探求矿床分布的奥秘。当然这里不包括沉积矿床和变质成因矿床，对于复成因矿床，岩浆作用对它们只起叠加、改造或某种后期影响的，本文中只简略提及，不作详述。

远在1977年，R.Bowen和A.Gunatilaka所写的《Copper: Its Geology And Economics》一书中讨论斑岩Cu矿的成因时，就提出岩石Pb同位素与矿石Pb同位素对区域地质特点的对比，对岩浆过程和矿石成因的深入了解的重要性。他们认为在一定的斑岩矿床中如果大大富集了放射性成因的Pb同位素，则它加入上地壳来源并被混染的可能性愈大。反之，岩石中放射性成因Pb最少，则可认为来自上地壳的部分最少。斑岩Cu矿是所有热液矿床中含

放射性成因 Pb 最低的，他们还指出，在高温斑岩 Cu 矿的硫化物矿石中，Pb 同位素成分与在其相伴的侵入岩中的 Pb 同位素相似，而在低温热液矿床中 Pb 的放射性成因性质可能与热液矿石环境中的金属分带平行，反映了热水流体的途径。这是基于这样一个假定，即长石几乎不含 U、Th 物质，当岩浆结晶时以类质同像进入长石结晶格架中的那部分微量 Pb 及其同位素组成可以代表岩浆结晶时的 Pb 同位素成分。也即说岩浆结晶以后，长石中不再混入其他来源的 Pb，因此，长石的 Pb 同位素组成可提供长石结晶时熔浆的 U-Th-Pb 体系及初始 Pb 同位素组成特征。在各种热液环境中沉淀的非含 U-Th 的矿石矿物的 Pb 同位素组成，也可反映供给原始热液中金属物质来源区的 U-Th-Pb 体系及其初始同位素组成特征，前者称为长石 Pb，后者称为矿石 Pb（张理刚，1988）。一句话，岩石及矿石 Pb 同位素组成的对比研究可以提供我们有关成矿作用的深部过程信息，如与岩浆岩的成因联系，物源区，成矿流体迁移途中的污染以及成矿年龄的估算等。

下面的讨论，涉及的矿床主要是那些作过 Pb 同位素组成分析的，有些矿床虽然重要，由于缺少有关岩体长石或全岩 Pb 同位素组成数据，或只有矿石 Pb 同位素数据，文中只能割爱。

## （一）中下扬子区——西区（A）及东区（B）

从西而东，下扬子地区主要矿床形成的深部作用过程的遗迹依次分述如下：

分布于鄂东南鄂城大冶与阳新之间的岩体多属复式岩体，岩性主要为石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、花岗岩和闪长岩，大部分是斑状的。号称六大岩体的鄂城岩体、铁山岩体、金山店岩体、灵乡岩体、殷祖岩体和阳新岩体都是由这类岩性不同期次的侵入所为，关于它们的形成先后期次，石准立与张永利（1992）曾做过详细的工作。同位素年龄：鄂城岩体有两个数据，132Ma 和 158Ma；铁山岩体有 5 个数据：183Ma、165Ma、148Ma 及 98Ma；金山店岩体有一个数据：136Ma；阳新岩体有两个数据：150Ma 和 157Ma；铜山口（灵乡岩体）有一个数据：146Ma。铁山和阳新岩体精确的角闪石 $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ 定年分别为 133.6Ma 和 135.7Ma（周珣若，1992），因此主要时代是晚侏罗世到早白垩世，总体上比起九江、瑞昌地区来，起始时间似乎要晚些，即从九瑞地区向西有变新趋势。

已有的岩体长石 Pb 同位素资料大冶铁山地区的石英闪长岩有 5 个，其他均为全岩 Pb 同位素样品（表 4-34）。

上述全岩样数据中，从样品较多的岩体如铁山岩体（6 个样）和金山店岩体（3 个样）看，U-Pb 与 Th-Pb 的变化都较大，金山店的 Th-Pb 三个样品即可显出有 1.014 的差值。全部数据的平均值与安庆、庐江地区的全岩样基本一致（见表 4-35，图 4-15）。大冶、鄂城以及安庆、庐江与九瑞地区彼此接壤，基底极可能是相同的或相似的。作为相同或相似的岩浆源区，反映在岩浆岩的 Pb 同位素组成上具有共同特征是自然的。

安庆、庐江地区的岩浆岩中碱性与偏碱性岩包括正长岩、二长岩及二长花岗岩、碱长花岗岩等，最老的是月山闪长（斑）岩，$^{40}Ar/^{39}Ar$ 法测定为 136Ma，洪镇岩体（二长花岗岩）为 122Ma，总铺及邻近岩体的年龄在 120～140Ma 之间。

安庆、庐江地区这些岩体的 Pb 同位素组成虽然本身由于放射性 Pb 的存在显得数值不很稳定，但总体上与大冶、鄂城基本一致。如果再以与成矿有关已有的九江、瑞昌及邻近的封山洞等岩体 Pb 同位素组成作一对比(表 4-36，图 4-16、4-17)，就可看出，九瑞地区的长石

表 4-34　大冶-阳新地区侵入岩长石及全岩 Pb 同位素组成

| 岩　体 | 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 铁　山 | 长石 | 17.92 | 15.50 | 38.40 |
| | 长石 | 17.866 | 15.453 | 37.998 |
| 铜山口 | 长石 | 18.105 | 15.534 | 38.353 |
| 铜绿山 | 长石 | 18.047 | 15.517 | 38.381 |
| 程　潮 | 长石 | 18.123 | 15.506 | 38.408 |
| | 平均 | 18.049 | 15.514 | 38.308 |
| 铁　山 | 全岩 | 18.148 | 15.537 | 38.514 |
| | | 17.812 | 15.484 | 38.121 |
| | | 18.185 | 15.447 | 38.412 |
| | | 17.917 | 15.513 | 38.151 |
| | | 17.811 | 15.491 | 38.147 |
| | | 17.933 | 15.442 | 38.141 |
| 灵　乡 | 全岩 | 18.196 | 15.634 | 39.245 |
| | | 18.314 | 15.610 | 38.780 |
| 金山店 | 全岩 | 18.086 | 15.611 | 38.908 |
| | | 18.446 | 15.481 | 39.257 |
| | | 17.921 | 15.310 | 38.233 |
| 阳　新 | 全岩 | 18.273 | 15.548 | 38.527 |
| | | 18.244 | 15.573 | 38.568 |
| 封山洞 | 全岩 | 18.08 | 15.57 | 38.47 |
| 全岩总平均 | | 18.098 | 15.518 | 38.534 |

资料来源：据舒同安（1992），赵永鑫（1993），翟裕生（1991），中南冶金所（1988）以及本项工作。

表 4-35　安庆、庐江地区侵入岩长石及全岩 Pb 同位素组成

| 岩　体 | 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 大龙山 | 长石 | 18.110 | 15.492 | 38.283 |
| | 长石 | 18.014 | 15.453 | 38.151 |
| | 长石 | 18.562 | 15.564 | 39.112 |
| | 长石 | 18.775 | 15.567 | 38.985 |
| 城　山 | 长石 | 18.019 | 15.495 | 38.317 |
| | 长石 | 17.952 | 15.20 | 38.094 |
| | 长石 | 17.902 | 15.479 | 38.187 |
| | 长石 | 18.340 | 15.491 | 38.538 |
| 巴家滩 | 长石 | 18.151 | 15.559 | 38.194 |
| | | 18.020 | 15.529 | 38.070 |
| 月　山 | 长石 | 18.093 | 15.561 | 38.073 |
| | 长石 | 17.813 | 15.520 | 38.074 |
| | 平均 | 18.146 | 15.518 | 38.341 |
| 毛王庙 | 全岩 | 18.253 | 15.627 | 38.437 |
| | | 18.204 | 15.657 | 38.735 |
| | | 17.914 | 15.635 | 38.314 |
| | | 17.992 | 15.694 | 38.245 |
| | | 18.345 | 15.720 | 39.039 |
| 总　铺 | 全岩 | 17.973 | 15.689 | 38.329 |
| 月　山 | 全岩 | 17.990 | 15.670 | 38.262 |
| 五　横 | 全岩 | 18.108 | 15.313 | 38.774 |
| | 平均 | 18.098 | 15.651 | 38.517 |

资料来源：据章邦桐等（1988），杨荣勇（1993），周涛发（1993）。

铅比起大冶-鄂城与安庆-庐枞地区来比较接近，从全岩 Pb 同位素组成来看，九瑞及其附近地区同安庆、庐江、枞阳、贵池地区相似，岩浆起源受到相同变质程度岩石的影响。

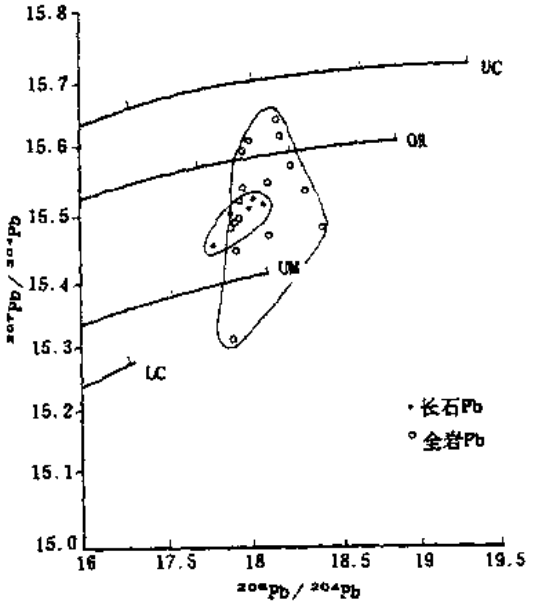



图 4-15　大冶-阳新地区长石和全岩 Pb 同位素组成

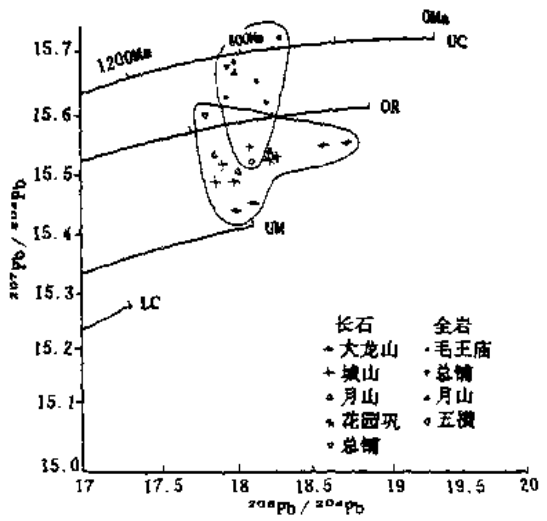



图 4-16　安庆-庐江地区长石和全岩 Pb 同位素组成

**表 4-36　九江-瑞昌地区岩体的 Pb 同位素组成**

| 岩　体 | 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 武山 | 长石 | 17.954 | 15.534 | 38.131 |
| 城门山 | 长石 | 17.800 | 15.555 | 37.743 |
| | 长石 | 18.833 | 15.720 | 37.814 |
| | 长石 | 18.042 | 15.572 | 37.933 |
| | 平均（长石） | 18.157 | 15.595 | 37.902 |
| 封山洞 | 全岩 | 18.08 | 15.57 | 38.47 |
| 总　平　均 | | 18.142 | 15.591 | 38.018 |

资料来源：据赣西北大队（1990），邱小平（1988）。

铜陵地区是下扬子区矿床最多而且也最集中的地段，与成矿有关的中生代中酸性侵入体，主要是石英闪长岩和花岗闪长岩，同位素年龄大多数在 130～140Ma 之间。岩体的长石及全岩 Pb 同位素组成如表 4-37 所列。

另有狮子山的两个石英闪长岩的全岩 Pb 同位素组成资料，三组数值分别为 18.198、18.251、15.564、15.574 及38.342、38.388，与狮子山的长石样基本相同。

就铜陵及邻近地区说，这些与成矿有关的中生代侵入体的长石 Pb 同位素多少显出一些规律性的变化，即从金口岭、铜官山、天鹅抱蛋、马山、狮子山等，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值多在18.00以下；凤凰山、新桥头、沙滩角、荞麦山，则多在18.00以上，凤凰山高达 18.582。狮子岩体的长石 Pb 与全岩 Pb 的$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值相似。这里可以看出整个铜陵及邻近地区，这种由西向东（南）U-Th-Pb 体系的变化趋向与整个中下扬子区的变化趋向有一致性。应当考虑一个问题：这些矿区相距很近，岩浆源区的物质也许有变化，但不至于如此急骤，年龄

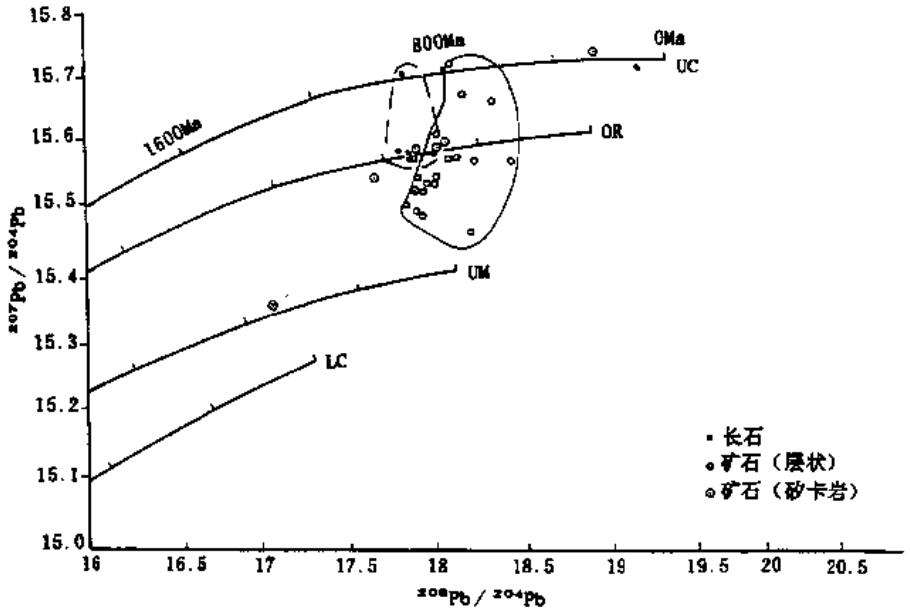



图 4-17　九瑞地区岩体长石和矿石 Pb 同位素组成

**表 4-37　铜陵及邻近地区侵入岩长石 Pb 同位素组成**

| 岩　体 | 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 铜官山 Qδ | 斜长石 | 18.091 | 15.691 | 38.375 |
| | | 17.769 | 15.449 | 38.844 |
| | | 18.424 | 15.589 | 38.407 |
| | | 18.080 | 15.571 | 38.122 |
| | | 17.938 | 15.581 | 38.199 |
| | | 17.704 | 15.425 | 37.763 |
| | | 17.678 | 15.446 | 37.766 |
| | | 17.926 | 15.644 | 38.458 |
| | | 17.896 | 15.527 | 38.099 |
| | | 17.566 | 15.411 | 37.689 |
| 平均 | （10 个样） | 17.9096 | 15.5334 | 38.1422 |
| 天鹅抱蛋 Qδ | 斜长石 | 17.512 | 15.244 | 38.281 |
| 马　　山 Qδ | 长　石 | 17.943 | 15.535 | 38.199 |
| | 斜长石 | 17.995 | 15.605 | 38.431 |
| 平均 | (3) | 17.817 | 15.461 | 38.304 |
| 金口岭 Qδ | 斜长石 | 17.913 | 15.566 | 38.242 |
| | 斜长石 | 17.800 | 15.492 | 37.974 |
| | 斜长石 | 17.934 | 15.501 | 37.991 |
| 平均 | (3) | 17.882 | 15.52 | 38.07 |
| 狮子山 Qδ | 斜长石 | 17.90 | 15.47 | 38.09 |
| 凤凰山 γδ | 斜长石 | 18.58 | 15.58 | 39.48 |
| | 斜长石 | 18.215 | 15.550 | 38.436 |
| | 长　石 | 18.683 | 15.578 | 38.779 |
| | 长　石 | 18.849 | 15.604 | 38.717 |
| 平均 | (2) | 18.582 | 15.578 | 38.853 |
| 新桥头 γδπ | 长　石 | 18.380 | 15.682 | 38.936 |
| 沙滩角 γδπ | 长　石 | 18.488 | 15.578 | 38.511 |
| 蘑菇山 δ | 长　石 | 17.991 | 15.551 | 38.018 |
| 荞麦山 δ | 长　石 | 18.160 | 15.530 | 38.201 |
| | | 18.076 | 15.541 | 38.11 |
| 总平均（25 个样） | | 18.067 | 15.541 | 38.321 |

据陈新海（1987），黄斌（1991），邢凤鸣等（1995）及本项工作。

也极为接近，唯一的不同是东西岩体侵位深浅有差别，侵位于石炭-二叠纪地层和侵位于三叠纪地层中的岩体，是否对最后冷凝的岩浆产生影响？对中下扬子区的岩浆作用过程，已有学者提出了 AFC 过程的可能性（邢凤鸣、徐祥，1995；周涛发，1995；陈江峰，1993）。这一问题恐怕用 AFC 过程来解释是比较合理的。从$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上也可看出铜陵地区长石 Pb 同位素组成来源的复杂性（图 4-18）。

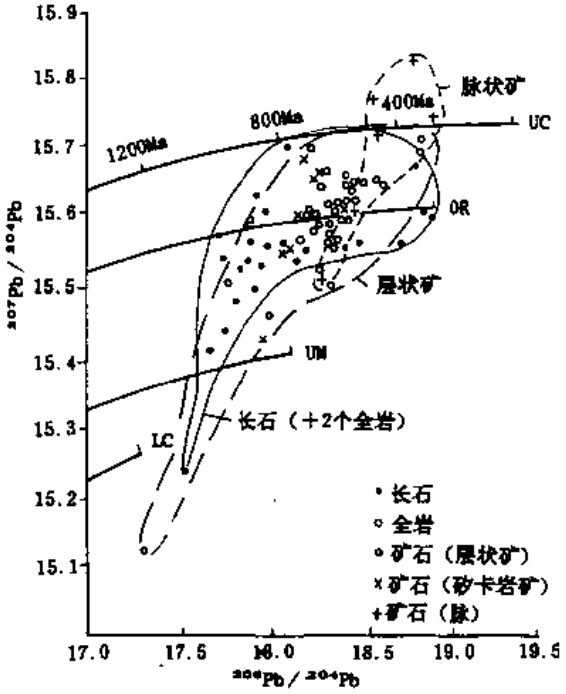



图 4-18　铜陵地区长石、全岩和矿石 Pb 同位素组成

作为中下扬子东区（即 B 区）一部分的宁镇，与成矿有关岩体的 Pb 同位素组成又具有另外一些特征。虽然这里的样品不多，但仍具有代表性。宁镇地区燕山期侵入岩最老的是韦岗的细粒辉石闪长石，黑云母 K-Ar 法年龄为 215Ma，最年轻的是下蜀严巷的橄榄辉绿玢岩，全岩 K-Ar 法年龄为 81.8Ma。大部分年龄在 80～120Ma 之间。蒋庙附近的基性岩侵入时间较长，118～125Ma。与矿化有关的花岗闪长斑岩或石英闪长斑岩多在 90～120Ma 之间。

由表 4-38 数据可以说明：岩体 Pb 同位素组成受放射性 Pb 的影响较大，全岩 Pb 同位素

**表 4-38　宁镇地区中生代侵入岩长石及全岩 Pb 同位素组成**

| 岩　体 | 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 九华山 | 长石 | 17.164 | 15.443 | 37.543 |
| 美人山 | 长石 | 17.063 | 15.452 | 37.294 |
| 韦　岗 | 长石 | 16.648 | 15.534 | 37.474 |
| | 平均 | 16.958 | 15.476 | 37.438 |
| 栖霞山 | 全岩 | 18.382 | 15.674 | 38.697 |
| | 全岩 | 18.059 | 15.492 | 38.165 |
| 安基山 | 全岩 | 17.785 | 15.541 | 38.012 |
| 伏牛山 | 全岩 | 17.731 | 15.48 | 37.940 |
| 石　马 | 全岩 | 18.049 | 15.584 | 38.359 |
| | 平均 | 18.001 | 15.554 | 38.235 |
| 英安岩（$J_3$） | 全岩 | 17.451 | 15.474 | 37.677 |
| 石英砂岩 $D_3w$ | 全岩 | 17.482 | 15.604 | 37.763 |
| 粉砂岩 $C_1g$ | 全岩 | 18.154 | 15.505 | 38.448 |
| 石灰岩 $C_2h$ | 全岩 | 18.336 | 15.581 | 38.289 |
| 石灰岩 $C_3c$ | 全岩 | 18.249 | 15.552 | 38.002 |
| 沉积地层 | 平均 | 18.055 | 15.561 | 38.126 |

据叶水泉（1987），翟裕生等（1992），叶发仁（1985），张曼华（1984），周真（1984）。

组成比长石 Pb 组成要高，变化也较大。栖霞山曾发现过铀矿，可以断定栖霞山 Pb、Zn、Ag 矿床的两个石英闪长岩全岩样的 Pb 同位素组成既高于这一地区岩体长石 Pb 同位素组成的数值，也高于其他岩体全岩 Pb 同位素组成的数值，$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 的差值分别为 0.651、0.190 和 0.752。而且它们也超过五通组（$D_3w$）、高骊山组（$C_1g$）、黄龙组（$C_2h$）及船山组（$C_3c$）地层的相应值。侏罗纪上统的英安岩 Pb 同位素组成以说明侵入岩与火山岩是同源且 U-Th-Pb 演化体系也相似（图 4-19）。

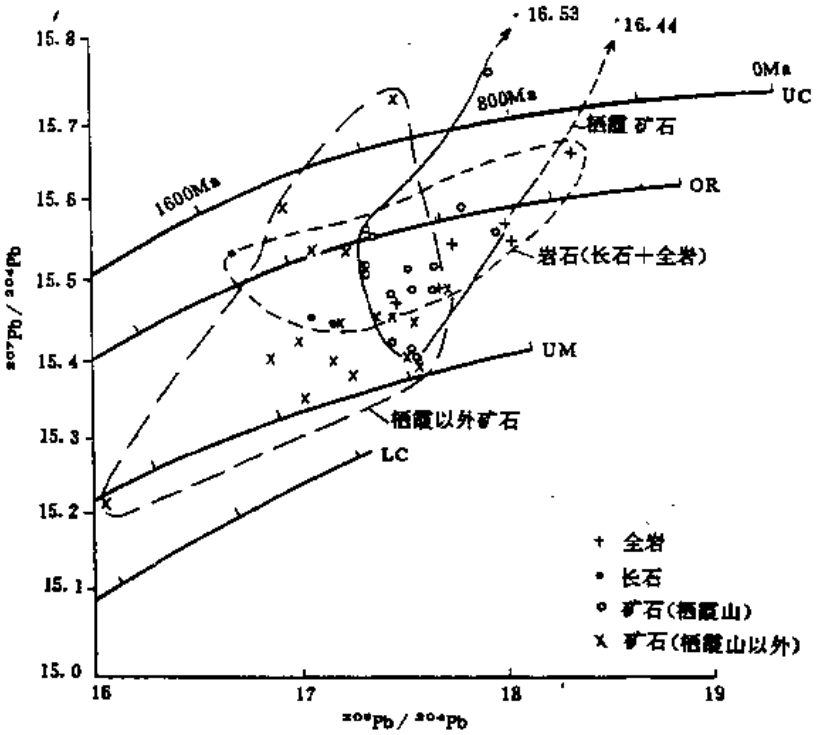



图 4-19　宁镇地区岩石 Pb 及矿石 Pb 同位素组成

同属中下扬子东区的苏锡地区，这些年来有较多矿点发现，虽然多数属小型矿床及矿化点，规模小，目前经济意义有限，但它却具有下扬子东区理论上的研究意义，它和宁镇地区有相似之处，但又有自己的特点。这里的矿床或矿化点多属 Pb、Zn（Cu）及 Sn 的矽卡岩型矿化（图 4-20），产出方式类似于宁镇，却不同于中下扬子西区。苏锡地区的花岗岩类侵入体最老的是江苏省地矿局实验室提供的 U-Th-Pb 谐和年龄 $243\left(\begin{smallmatrix}+16\\-18\end{smallmatrix}\right)$Ma 的花岗斑岩，属于印支期。燕山晚期的主阶段花岗岩在 130～128Ma 之间。由于主要属 A 型花岗岩，较为引人注意。已有长石 Pb 的 7 个样品，列如表 4-39。长石 Pb 较宁镇的略高，但仍低于宁镇的全岩 Pb。从 $^{207}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解（图 4-21）可知，宁镇地区的 Pb 源的下地壳成分比起苏州地区的 Pb 源来较次要。

与 B 区相邻的宁芜盆地主要为火山岩和次火山岩，多为中偏基性局部偏碱性的熔岩、熔结凝灰岩及火山角砾岩；次火山岩以辉长闪长岩和辉长闪长玢岩为主。花岗质岩体的侵位大致在整个地区火山喷发活动结束之后。岩性主要为石英二长岩、黑云母花岗岩及花岗斑岩。根据研究，花岗质岩石可能与脉状 Cu 矿有关，玢岩铁矿则与辉长闪长(玢)岩有关(宁芜研究项目编写小组，1988)。宁芜侵入体的长石 Pb、Sm、Nd、Rb、Sr 同位素目前只有邢凤

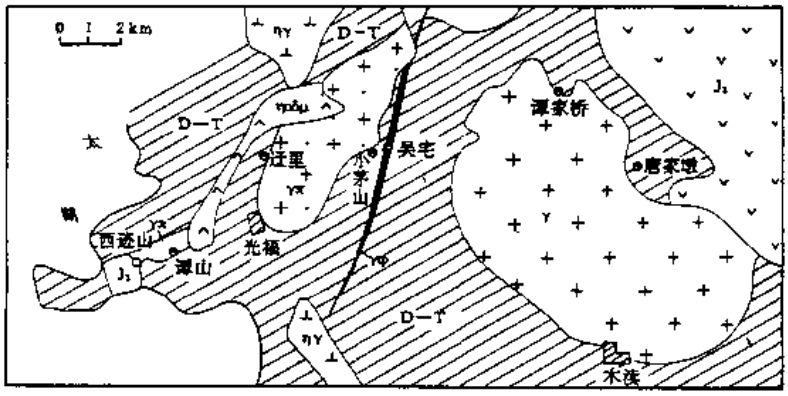



图 4-20　苏州地区矽卡岩型矿床的分布（据江苏省地矿局苏州专题组资料简化）

$J_3$. 上侏罗统火山岩；D—T. 泥盆系茅山组-三叠系青龙群；γ. 花岗岩；γπ. 花岗斑岩；ηγ. 二长花岗岩；γφ. 花斑岩；ηδμ. 石英二长闪长玢岩

**表 4-39　苏州地区侵入岩长石 Pb 同位素组成**

| 岩　体 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|
| 苏 | 17.394 | 15.427 | 37.800 |
| | 17.447 | 15.417 | 37.795 |
| 州 | 17.377 | 15.409 | 37.716 |
| 花 | 17.512 | 15.392 | 37.662 |
| 岗 | 17.062 | 15.302 | 37.442 |
| 岩 | 17.133 | 15.312 | 37.503 |
| | 17.387 | 15.37 | 37.980 |
| 平　均 | 17.330 | 15.37 | 37.557 |

据张理刚（1994），卢志良（1988）。

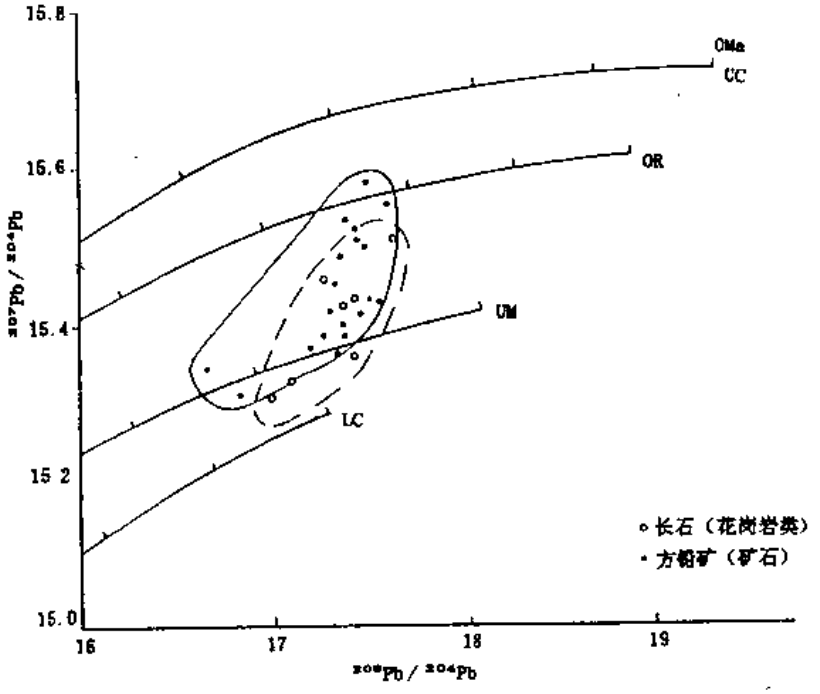



图 4-21　苏州地区岩体长石和矿石 Pb 同位素组成

鸣与徐祥（1995）进行过较详细的研究。

由上引长石 Pb 数据可知，与安庆、庐江、枞阳地区和铜陵地区相比，放射性 Pb 显得较高，与安、庐碱性岩带相比，也显得略高。但与铜陵地区东部较为接近，表明由铜陵地区到宁芜之间的过渡。与 B 区的宁镇和苏锡地区比则绝然不同。看来南京-溧阳-湖州一线的断裂对中下扬子地区的岩浆活动曾经起到了重要作用。由中生代火山-侵入岩的 Sr、Nd 同位素特征看（表 3-2 及图 3-25）已可说明，西区（A）的安庆、庐枞和宁芜地区，同属富碱系列的岩石，Sr、Nd 同位素组成相似，$\varepsilon_{Nd}$（$t$）值最低，是最靠近地幔的岩石组合，铜陵地区的岩体则 $\varepsilon_{Nd}$（$t$）较低而 Sr 初始值虽也较低但略高于宁芜地区的。东区（B）的中生代侵入杂岩 Sr、Nd 同位素组成具有完全不同的特征，$\varepsilon_{Nd}$（$t$）与 Sr 初始值均较低，长石 Pb 同位素的放射性 Pb 最低。

**表 4-40　宁芜火山-侵入岩长石 Pb 同位素组成**

| 岩　体 | 岩石名称 | 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 钟九 | 钠长闪长岩 | 长石 | 18.268 | 15.590 | 38.264 |
| 凹山 | 辉石闪长岩 | 长石 | 18.375 | 15.589 | 38.371 |
| 陶村 | 钠长岩 | 长石 | 18.335 | 15.630 | 38.543 |
| 阳湖塘 | 辉长岩 | 长石 | 18.073 | 15.473 | 37.951 |
| 姑山 | 辉长岩 | 长石 | 18.83 | 15.74 | 38.87 |
| 霍里 | 花岗岩 | 长石 | 18.388 | 15.520 | 38.270 |
| 滨江 | 花岗岩 | 长石 | 18.216 | 15.525 | 38.394 |
|  | 平均 |  | 18.355 | 15.581 | 38.381 |

据邢凤鸣等（1995）。

由于火成岩的长石 Pb 同位素可能代表岩浆结晶时的 Pb 同位素组成，长石中以类质同像存在结晶格架中的微量 Pb 及其同位素组成就提供了长石结晶时岩浆中 U-Th-Pb 体系和初始 Pb 同位素特征；因而由岩浆供给的原始热液所沉积下来的非含 U、Th 的金属矿物的 Pb 同位素组成，也可反映供给原始热液中金属物质的 U-Th-Pb 体系及其初始 Pb 同位素组成特征（张理刚，1988），换言之，由 Pb 的同位素组成特征可以追踪岩浆岩和矿石主要金属的源区及可能的深部作用的大致过程。下面我们把岩石及矿石 Pb 同位素组成数据较多的几个地区作一讨论。

**1. 九瑞地区**

这里主要是讨论较为典型的武山与城门山两个大型矿床。“三位一体”的矿床产出形式在中下扬子区具有代表性。

武山与城门山如表 4-41、4-42、4-43 所示，二者长石 Pb 组成不一致，虽然数值接近，但 U-Th-Pb 演化体系不完全相同，反映在与岩体有关的矿石 Pb 同位素上，它们的不一致性更为突出。产子石炭系底部的同生成因的层状矿，矿石 Pb 同位素在武山高于长石 Pb 同位素，在城门山则低于长石 Pb 同位素，反映出城门山岩石 Pb 同位素的异常（参阅表 4-37）。矽卡岩型矿石的 Pb 同位素在武山较为稳定，在城门山就显得变化很大，四个黄铁矿样品的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 差值最大达 3.06；而武山最大差值为 1.878，矿石 Pb 的变化由此可见。也可以说明矽卡岩型铜矿的物质来源是比较复杂的，来自岩浆源区以外，有相当一部分来自上地壳（图 4-17）。

表 4-41　九瑞地区层状矿 Pb 同位素组成

| 岩　体 | 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 武　山 | 黄铁矿 | 17.967 | 15.528 | 38.021 |
| | | 18.116 | 15.745 | 38.507 |
| | | 18.023 | 15.583 | 38.016 |
| | | 18.270 | 15.666 | 38.539 |
| | 平均 | 18.094 | 15.631 | 38.271 |
| | 方铅矿 | 17.880 | 15.538 | 38.151 |
| | | 17.886 | 15.499 | 38.026 |
| | | 17.913 | 15.526 | 38.130 |
| | | 18.38 | 15.68 | 39.13 |
| | | 17.89 | 15.49 | 38.04 |
| | | 17.927 | 15.536 | 38.106 |
| | | 18.133 | 15.651 | 38.529 |
| | | 18.019 | 15.531 | 38.283 |
| | | 17.862 | 15.477 | 37.761 |
| | 平均 | 17.988 | 15.548 | 38.240 |
| 城门山 | 黄铁矿 | 18.222 | 15.562 | 38.209 |
| | 黄铁矿 | 18.096 | 15.564 | 38.113 |
| | 黄铁矿 | 18.212 | 15.479 | 38.036 |
| | 方铅矿 | 18.40 | 15.65 | 39.05 |
| | 平均 | 18.232 | 15.564 | 38.352 |
| 总　平　均 | | 18.064 | 15.571 | 38.273 |

据王文斌等（1986），邱小平（1988），赣西北队（1990），季绍新（1990），顾连兴（1984）。

表 4-42　九瑞地区矽卡岩型铜矿床矿石 Pb 同位素组成

| 矿　床 | 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 武　山 | 黄铁矿 | 18.953 | 15.735 | 38.386 |
| | 黄铁矿 | 17.075 | 15.450 | 36.798 |
| | 黄铁矿 | 17.895 | 15.552 | 37.965 |
| | 方铅矿 | 17.88 | 15.51 | 38.12 |
| | 平均 | 17.951 | 15.555 | 37.817 |
| 城门山 | 黄铁矿 | 18.099 | 15.554 | 38.180 |
| | 黄铁矿 | 17.740 | 15.519 | 37.891 |
| | 黄铁矿 | 20.800 | 15.462 | 37.803 |
| | 黄铁矿 | 17.817 | 15.517 | 37.557 |
| | 平均 | 18.614 | 15.513 | 37.858 |
| 总　平　均 | | 18.282 | 15.534 | 37.838 |

据季绍新（1990）。

表 4-43　九瑞地区斑岩型铜矿床矿石 Pb 同位素组成

| 斑岩体 | 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 城门山 | 黄铁矿 | 18.017 | 15.554 | 38.501 |
| | 黄铁矿 | 18.025 | 15.502 | 37.936 |
| | 黄铁矿 | 17.959 | 15.475 | 37.716 |
| 洋鸡山 | 黄铁矿 | 18.062 | 15.532 | 38.133 |
| 宝　山 | 黄铁矿 | 18.401 | 15.931 | 38.468 |
| 武　山 | 黄铁矿 | 18.394 | 15.615 | 38.792 |
| 平　均 | | 18.193 | 15.601 | 38.258 |

据季绍新（1990）。

**2. 铜陵及其邻近地区**

铜陵地区是中下扬子区 Cu（Au）矿床最密集的地区，铜矿床类型同样也具“三位一体”式的特点，不过这里由于冬瓜山在二叠系地层中也出现层状矿（其规模远不及石炭系下部的含 Cu（Au）黄铁矿层），亦有称之为“多层楼式”特征的。在前面介绍岩体中长石 Pb 同位素组成时曾提到自西面东（南）有逐渐变化（增大）趋势，反映在矿石 Pb 同位素组成上二者的一致性差异很大（表 4-44、4-45、4-46）。

比较矿石 Pb 同位素与岩体长石 Pb 同位素的组成，从平均值看，石炭系底部的层状矿矿石 Pb 比长石 Pb 要高，但却低于凤凰山、新桥头、沙滩角等岩体。层状矿的矿石 Pb 同位

**表 4-44 铜陵地区石炭系底部层状含 Cu（Au）黄铁矿的矿石 Pb 同位素组成**

| 矿 床 | 样 品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 马山 | 黄铁矿 | 18.551 | 15.639 | 38.507 |
| | 黄铁矿 | 18.410 | 15.634 | 38.536 |
| | 黄铁矿 | 18.356 | 15.656 | 38.597 |
| | 磁黄铁矿 | 18.450 | 15.594 | 38.383 |
| | 磁黄铁矿 | 18.299 | 15.614 | 38.484 |
| 天鹅抱蛋 | 磁黄铁矿 | 18.298 | 15.650 | 38.488 |
| | 磁黄铁矿 | 18.274 | 15.614 | 38.464 |
| | 胶黄铁矿 | 18.414 | 15.586 | 38.383 |
| | | 18.383 | 15.601 | 38.450 |
| 黄狮涝山 | 方铅矿 | 18.241 | 15.537 | 38.290 |
| | 方铅矿 | 18.325 | 15.547 | 38.322 |
| | 黄铁矿 | 18.221 | 15.576 | 38.334 |
| | 黄铁矿 | 18.247 | 15.555 | 38.236 |
| | 黄铁矿 | 18.354 | 15.553 | 38.289 |
| | 黄铁矿 | 18.399 | 15.625 | 38.576 |
| | 胶黄铁矿 | 18.325 | 15.580 | 38.422 |
| 冬瓜山 | 胶英铁矿 | 17.344 | 15.134 | 36.994 |
| | 方铅矿 | 18.240 | 15.690 | 38.610 |
| | 方铅矿 | 18.032 | 15.468 | 38.030 |
| | 方铅矿 | 18.371 | 15.592 | 38.470 |
| 铜官山 | 黄铁矿 | 17.784 | 15.516 | 37.842 |
| | 胶黄铁矿 | 18.327 | 15.574 | 38.387 |
| | 胶黄铁矿 | 18.325 | 15.513 | 37.942 |
| | 黄铁矿 | 17.910 | 15.585 | 38.180 |
| | 黄铁矿 | 18.249 | 15.581 | 38.204 |
| 松树山 | 胶黄铁矿 | 18.363 | 15.615 | 38.444 |
| | 菱铁矿 | 18.379 | 15.644 | 38.446 |
| 新桥 | 黄铁矿 | 18.782 | 15.681 | 38.593 |
| | 黄铁矿 | 18.432 | 15.621 | 38.552 |
| | 黄铁矿 | 18.734 | 15.684 | 38.689 |
| | 黄铁矿 | 18.393 | 15.611 | 38.540 |
| | 黄铁矿 | 18.524 | 15.636 | 38.593 |
| | 黄铁矿 | 18.483 | 15.642 | 38.580 |
| | 黄铁矿 | 18.366 | 15.649 | 38.403 |
| | 胶黄铁矿 | 18.357 | 15.607 | 38.454 |
| | 方铅矿 | 18.278 | 15.525 | 38.259 |
| | 方铅矿 | 18.32 | 15.540 | 38.205 |
| 总平均（34 个样） | | 18.321 | 15.586 | 38.355 |

据黄宾（1991），华冶地矿所（1993），刘裕庆（1985），王道华等（1987）。

表 4-45 铜陵地区矽卡岩型 Cu 矿床矿石 Pb 同位素组成

| 矿 床 | 样 品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 金口岭 | 黄铜矿 | 18.117 | 15.583 | 38.380 |
| | 黄铜矿 | 18.200 | 15.657 | 38.534 |
| | 黄铜矿 | 17.986 | 15.417 | 37.981 |
| | 黄铜矿 | 18.099 | 15.548 | 38.181 |
| | 黄铁矿 | 18.076 | 15.532 | 38.060 |
| 马 山 | 黄铁矿 | 18.298 | 15.650 | 38.648 |
| | 黄铁矿 | 18.274 | 15.641 | 38.464 |
| 铜官山 | 黄铁矿 | 18.369 | 15.597 | 38.419 |
| | 平 均 | 18.177 | 15.578 | 38.333 |

据黄斌（1991），杨学明（1989）。

表 4-46 铜陵地区脉状 Cu（Au）矿矿石 Pb 同位素组成

| 矿 床 | 样 品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 马 山 | 方铅矿 | 18.711 | 15.828 | 39.128 |
| | 方铅矿 | 18.780 | 15.740 | 39.110 |
| | 方铅矿 | 18.496 | 15.762 | 39.904 |
| | 方铅矿 | 18.536 | 15.700 | 39.726 |
| | 平 均 | 18.63 | 15.757 | 39.467 |
| 松树山 | 方铅矿 | 18.369 | 15.597 | 38.491 |
| 铜官山 | 黄铁矿 | 18.272 | 15.520 | 38.200 |
| 总 平 均 | | 18.527 | 15.691 | 39.094 |

据黄斌（1991），王道华等（1987）。

素组成除个别样品外显得相当稳定，各矿床基本近于一致，说明成因上，海西期的沉积环境与物质来源是基本相同的。矽卡岩型矿石 Pb 同位素组成的稳定性较好，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 的最大差值为0.383，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 最大差值为 0.667，而层状矿石 Pb 同位素的相应最大差值为 1.440 和1.675，反而较大。根据地质分析，成因上层状矿是经过岩浆热液叠加改造的，可以推测局部性的改变可以引起异常。这里可以引用脉状矿的矿石 Pb 同位素为证。脉状矿穿插于石炭系底部的层状矿或其上下，从穿插关系上看明显是晚期热液的产物。如表 4-46 所示，矿石 Pb 同位素数值明显高于层状矿和矽卡岩型矿石 Pb 同位素，黄斌（1991）在马山采的四个脉状方铅矿矿石的 Pb 同位素最能说明问题。矽卡岩型矿床矿石 Pb 同位素岩浆源区带来的长石 Pb，加上上地壳某些层位的同化混染，其中也包括穿过层状矿时的同化混染，应当把它们视为受诸多因素影响的 Pb 同位素均一化的结果（参阅图 4-18）。某些层位地层 Pb 同位素的影响将于后面讨论。

**3. 宁镇苏锡地区**

如前所述中下扬子东区即 B 区宁镇苏锡。岩体的长石 Pb 和全岩 Pb 同位素组成数值较宁芜到大冶任何地区均要低，反映在矿床矿石 Pb 同位素组成上也有同样特点，放射性 Pb 较少。但由于栖霞山产铀矿，因而同在栖霞山地区的 Pb、Zn、Ag 矿（栖霞矿及大凹山矿）矿石 Pb 同位素组成出现明显的异常。特别是 Th-Pb 值变化更大（见表 4-47）。$^{206}Pb/^{204}Pb$、

$^{207}Pb/^{204}Pb$与$^{208}Pb/^{204}Pb$最大差值分别为1.239、1.727和2.749。不在栖霞地区的矿床就较稳定，但不论宁镇还是苏锡地区，矿石Pb同位素组成大都超过岩石Pb的数值。

**表4-47 宁镇地区矿石Pb同位素组成**

| 矿床 | 样品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 栖霞山 | 方铅矿 | 17.534 | 15.414 | 37.772 |
| | 方铅矿 | 17.620 | 15.489 | 37.830 |
| | 方铅矿 | 17.514 | 15.516 | 37.849 |
| | 方铅矿 | 17.438 | 15.423 | 37.563 |
| | 方铅矿 | 17.528 | 15.403 | 37.657 |
| | 方铅矿 | 17.80 | 15.88 | 38.64 |
| | 方铅矿 | 17.95 | 15.78 | 38.85 |
| | 方铅矿 | 18.36 | 16.53 | 40.27 |
| | 方铅矿 | 18.59 | 16.44 | 39.13 |
| | 方铅矿 | 17.664 | 15.517 | 37.936 |
| | 方铅矿 | 17.463 | 15.479 | 37.696 |
| | 方铅矿 | 17.369 | 15.441 | 37.521 |
| | 方铅矿 | 17.351 | 15.508 | 37.703 |
| | 方铅矿 | 17.53 | 15.48 | 38.78 |
| | 方铅矿 | 18.28 | 16.04 | 40.44 |
| | 平均（15个样） | 17.723 | 15.623 | 38.376 |
| 大凹山 | 方铅矿 | 17.326 | 15.522 | 37.704 |
| | 方铅矿 | 17.368 | 15.561 | 37.813 |
| | 黄铁矿 | 17.999 | 15.544 | 38.172 |
| | 平均（3） | 17.564 | 15.542 | 37.896 |
| 伏牛山 | 黄铁矿 | 17.207 | 15.457 | 37.426 |
| | 黄铁矿 | 17.217 | 15.387 | 37.218 |
| | 方铅矿 | 17.07 | 15.53 | 37.88 |
| | 方铅矿 | 17.44 | 15.73 | 38.89 |
| | 方铅矿 | 17.731 | 14.48 | 39.904 |
| | 平均（5） | 17.333 | 15.317 | 38.264 |
| 安基山 | 方铅矿 | 16.934 | 15.599 | 37.200 |
| | 方铅矿 | 17.418 | 15.452 | 37.511 |
| | 闪锌矿 | 16.869 | 15.408 | 37.023 |
| | 平均（3） | 17.074 | 15.786 | 37.245 |
| 老人峰 | 方铅矿 | 17.013 | 15.428 | 37.231 |
| | 方铅矿 | 17.154 | 15.452 | 37.400 |
| 盘龙岗 | 黄铁矿 | 17.041 | 15.341 | 37.079 |
| 铜山 | 黄铜矿 | 17.346 | 15.440 | 37.609 |
| | 辉钼矿 | 17.164 | 15.408 | 37.535 |
| 卫岗铁矿 | 方铅矿 | 16.058 | 15.219 | 37.226 |
| | 方铅矿 | 17.543 | 15.443 | 37.407 |
| | 方铅矿 | 17.563 | 15.397 | 37.805 |
| | 平均（5） | 17.055 | 15.353 | 37.479 |
| 磁山头 | 方铅矿 | 17.528 | 15.403 | 37.657 |
| 总平均（35） | | 17.497 | 15.518 | 37.996 |

据江苏省地矿局（1983），江苏冶金研究所（1993），叶水泉（1993），王道华等（1987）。

苏州地区矿石Pb同位素组成和宁镇地区的相比，除了栖霞山及其附近的大凹山两个Pb、Zn、Ag矿床外，前者均比后者的其他矿床（点）为高；同时苏州地区矿石Pb同位素数值也较稳定（表4-48），且与岩体的长石Pb非常一致。苏州的碱性花岗岩类含有较高的

放射性 Pb，岩体的长石 Pb 较宁镇的长石 Pb 与全岩 Pb 都要高些是不难理解的。由于宁镇接近栖霞山与大凹山这两个 Pb、Zn、Ag 矿床附近产有 U 矿，U-Th-Pb 体系发生改变，促使岩体 Pb 与矿石 Pb 同位素组成的不稳定（图 4-19）。苏州地区长石 Pb 同位素组成与矿石 Pb 高度的一致性说明它们应当来自同一源区。就 Pb 源说，苏锡地区的岩石含幔源物质较宁镇的多。

**表 4-48　苏锡地区矿石 Pb 同位素组成**

| 矿　床（点） | 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 唐家墩（锌铁矿） | 方铅矿 | 16.752 | 15.275 | 37.236 |
| 田家沟（锌铁矿） | 方铅矿 | 16.875 | 15.289 | 37.265 |
| 新庄（铅锌银矿） | 方铅矿 | 17.330 | 15.454 | 37.859 |
| | 方铅矿 | 17.292 | 15.415 | 37.722 |
| | 方铅矿 | 17.249 | 15.348 | 37.495 |
| 阳　　西 | 方铅矿 | 17.239 | 15.342 | 37.485 |
| 吴宅（多金属矿） | 方铅矿 | 17.283 | 15.378 | 37.614 |
| | 方铅矿 | 17.496 | 15.477 | 37.921 |
| | 方铅矿 | 17.518 | 15.472 | 37.863 |
| | 方铅矿 | 17.485 | 15.392 | 37.654 |
| | 方铅矿 | 17.501 | 15.423 | 37.746 |
| | 方铅矿 | 17.546 | 15.545 | 38.171 |
| 小茅山（多金属矿） | 方铅矿 | 17.307 | 15.384 | 37.581 |
| | 方铅矿 | 17.427 | 15.397 | 37.70 |
| 迁里（多金属矿） | 方铅矿 | 17.315 | 15.311 | 37.262 |
| | 方铅矿 | 17.57 | 15.453 | 37.767 |
| 青山（多金属矿） | 方铅矿 | 17.258 | 15.414 | 37.710 |
| 潭山（铅锌银矿） | 方铅矿 | 17.345 | 15.335 | 37.298 |
| | | 17.540 | 15.40 | 37.634 |
| 平　均　（19） | | 17.328 | 15.39 | 37.631 |

据江苏省地矿局苏州专题组（1987）。

苏州地区已知的 Pb、Zn、Ag 矿床多属岩体接触带上的矽卡岩型矿床（图 4-20），岩浆热液起了主要作用。成矿温度根据均一法测温最高可达 486℃，平均为 150～450℃。值得注意的是苏州地区锡矿化的发现。东山锡矿是通过化探扫描圈定的多元素综合异常查证发现的，有关的花岗斑岩多呈岩脉状，脉体内外接触带均有多金属及 Mo、Sn 矿化；已探明的两个锡矿体呈透镜状（吕思茂等，1992）。唐家墩矿床含 Sn 平均品位 0.106%，锡石呈细小粒状集合体或分散在矽卡岩中。目前 Sn 矿的经济价值尚难肯定，该地区地质工作者认为与花岗岩有关的谭家桥 Fe、Zn、Sn、Nb 可以作为有远景的矿田划分出来（张俭、钱盘根，1991）。Sn 矿的发现打破了历来“无锡有山山无锡”的传说。结合宁镇东端谏壁和中部句容铜山的 Mo（Cu）矿，看来中下扬子东区（B），尤其是句容以东，直到苏州东部，从区域成矿分区看已逐渐向 Mo、Sn（W）转变。尽管中下扬子的西区与东区，成矿的主要类型都是岩体周围的接触交代，矿区均有矽卡岩发育，但从铜陵地区转入宁镇时，Pb、Zn 已变得更为重要，到苏州则成为矽卡岩型的 Pb、Zn（Sn）矿所代替。

**4．中下扬子区小结**

在考虑矿区侵入岩岩石 Pb 及矿石 Pb 同位素组成与源区及侵位过程中的外界影响时，岩浆与岩浆期后热液通过的沉积地层对同位素组成的影响，特别是对矿石 Pb 同位素的影响是不能忽略的。下扬子区（包括西区与东区）主要有影响地层的 Pb 同位素组成如表 4-49 所列。

**表 4-49　中下扬子区含矿地层的 Pb 同位素组成**

| 矿　床 | 地　层 | 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 月山铜矿 | 月山组 $T_2y$ | 石灰岩 | 18.514 | 19.924 | 39.412 |
| 马山金矿 | 栖霞组 $P_1q$ | 石灰岩 | 20.07 | 17.26 | 41.65 |
| | | 石灰岩 | 19.60 | 16.41 | 40.49 |
| | 船山组 $C_3c$ | 石灰岩 | 18.75 | 15.47 | 38.73 |
| | $C_3c$ | 石灰岩 | 20.37 | 16.01 | 39.53 |
| | $C_3c$ | 石灰岩（下） | 18.813 | 15.721 | 38.734 |
| | $C_3c$ | 石灰岩（上） | 18.583 | 15.763 | 38.680 |
| | 黄龙组 $C_3h$ | 石灰岩 | 19.08 | 16.52 | 40.33 |
| | $C_3h$ | 白云岩 | 18.82 | 16.08 | 37.38 |
| | $C_2h$ | 石灰岩 | 19.33 | 16.45 | 40.47 |
| | $C_3h$ | 白云岩 | 18.54 | 16.02 | 39.62 |
| | $C_2h$ | 白云岩（下） | 18.512 | 15.638 | 38.379 |
| | $C_3h$ | 白云岩（中） | 18.349 | 15.662 | 38.505 |
| | $C_2h$ | 石灰岩（上） | 18.508 | 15.708 | 38.714 |
| 新桥铜硫矿 | 黄龙组 $C_3h$ | 石灰岩 | 17.70 | 15.28 | 37.66 |
| 栖霞山铅锌矿 | 船山组 $C_3c$ | 石灰岩 | 20.585 | 15.642 | 38.441 |
| | $C_3c$ | 石灰岩 | 18.249 | 15.552 | 38.002 |
| | 黄龙组 $C_2h$ | 石灰岩 | 18.336 | 15.581 | 38.289 |
| | 高骊山组 $C_1g$ | 粉砂岩 | 18.154 | 15.505 | 38.448 |

据华东有色勘探局（1990），黄斌（1991），周真（1984）。

上述含矿地层，特别是形成矽卡岩的地层，Pb 同位素的异常高值势必影响热液沉淀而成的金属矿石，矽卡岩型矿石 Pb 同位素的变化很可能与它们接触的石灰岩或白云岩有关。全岩 Pb 同位素组成的不稳定性恐怕也不能排除地层 Pb 污染的可能。U-Th-Pb 演化体系在和 C－P－T 地层的影响下显然发生了变化。

根据 $\varphi$ 值求得模式年龄（黄斌，1991），层状矿的年龄中多数黄铁矿与方铅矿均在 300Ma 以前，但也出现接近 150Ma 的年龄，说明海西期的同生沉积有后期热液叠加改造的性质，这与前面提到过层状矿受较后的矿脉穿插时 Pb 同位素组成的改变问题是一样的。矽卡岩型矿床的 Pb 同位素年龄说明既有前寒武纪，又有泥盆-石炭纪，更有侏罗纪甚至负值的放射性成因 Pb，Pb 源范围更广（图 4-17、4-18），说明成矿物质并非单一的，而是多源的。上地壳物质包括地层 Pb 的参预是可以肯定的。

下扬子区东区与西区长石 Pb 同位素组成的区别明显，东区宁镇及苏州地区 U-Pb 显得较低，源区物质的差异可能是一个原因，但西区 Pb 同位素的 U-Th-Pb 演化体系与东区有些区别。苏州地区的高钾钙碱性花岗岩类长石 Pb 同位素与 A 型正长岩类比较就要低些。由子

长石富 U-Th，正长岩的 Pb 同位素就较高。本节所有 Pb 同位素数据均系与矿床有关的侵入岩和矿石的数据，未包括矿区以外的侵入岩。

中下扬子区中生代中酸性侵入岩岩浆源区，东、西两段反映在长石 Pb 同位素组成上有明显的区别，它们是由什么引起的？源区的壳-幔比例是否不一致？根据现有 Sr、Nd 同位素资料作了下列矿区岩浆源区壳幔比例的计算，结果如表 4-50。

**表 4-50　根据 Sr、Nd 同位素计算的壳、幔大致比例**

| 地区及岩体 | | 岩　石 | 年龄/Ma | $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | $\varepsilon_{Sr}(t)$ | $(Nd)_i$ | $\varepsilon_{Nd}(t)$ | FLC |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 中下扬子（中酸性侵入岩） | 老庙基 | 石英闪长岩 | 137 | 0.7075 | 43.1 | 0.511851 | −11.9 | 27.92 |
| | 天鹅抱蛋 | 闪长岩 | 137 | 0.7083 | 38.2 | 0.511873 | −11.5 | 35.42 |
| | 金口岭 | 石英闪长岩 | 137 | 0.7076 | 44.2 | 0.511917 | −10.6 | 40.36 |
| | 铜官山 | 石英闪长岩 | 137 | 0.7072 | 40.7 | 0.511850 | −11.9 | 44.91 |
| | 狮子山 | 石英闪长岩 | 137 | 0.7074 | 43.6 | 0.511865 | −11.7 | 42.73 |
| 西区（碱性偏碱性岩） | 月山 | 石英闪长岩 | 136 | 0.7064 | 29.8 | 0.512043 | −8.1 | 34.99 |
| | 黄梅尖 | 石英正长岩 | 125 | 0.7089 | 64.8 | 0.512340 | −2.5 | 22.64 |
| | 花园 | 正长岩 | 128 | 0.7079 | 50.2 | 0.512066 | −8.0 | 33.80 |
| | 姑山 | 辉石闪长岩 | 129 | 0.7065 | 30.5 | 0.512182 | −5.8 | 27.92 |
| | 梅山 | 辉石闪长岩 | 123 | 0.7066 | 31.9 | 0.512335 | −2.8 | 22.56 |
| 中下扬子东区（高钾钙碱性岩） | 滁县 | 花岗闪长岩 | 134 | 0.7065 | 30.5 | 0.511762 | −13.7 | 47.23 |
| | 管店 | 花岗闪长岩 | 128 | 0.7061 | 21.6 | 0.511681 | −15.5 | 51.30 |
| | 苏州 | 斑状花岗岩 | 123 | 0.7044 | | 0.511764 | −15.76 | 51.88 |

注：FLC 的计算方法见第三章第三节。

根据计算，中下扬子西区的两类岩石：即高钾富碱钙碱性闪长岩类和橄榄安粗岩系粗安岩-响岩类，前者下地壳成分平均约占 40％弱，后者约占 30％弱，东区约占 50％左右，与铜陵地区较为接近，说明源区物质组成的变化是大的。张理刚（1994）在研究中国东部富碱侵入岩 Pb 同位素组成特征模式后，曾提出“富碱岩浆岩不是直接来自地幔岩浆的分异产物，也不可能是直接由地幔岩浆同熔地壳物质的产物，而是各种基底岩石深熔或部分熔融作用的产物”，他还特别提到“应是不同类型地壳基底的部分熔融或特定层位熔融作用的产物”。中下扬子区出露的变质基底岩石很少，就目前所知，最西的董岭群与最东的埠城群年龄与岩性均相似。如果原始岩浆来自下地壳变质基底，Sr、Nd 同位素的这种变化就很难解释。邢凤鸣和徐祥（1995）认为铜陵地区侵入岩是碱性玄武岩浆同化麻粒岩相下地壳并通过 AFC 混合机制形成，宁芜地区火山岩是碱性玄武岩浆同化较少的下地壳围岩的 AFC 混合过程的产物。本文所做的 Pb 同位素结果表明，Pb 同位素的三组数据平均值相应都一致：安庐地区的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.144，与鄂东南，九瑞、铜陵地区的18.072极相近，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 相应为 15.518 和 15.542；$^{208}Pb/^{204}Pb$ 相应为 38.341 和38.281。根据这一结果似乎可说明两类岩石

都受相同变质基底岩石的影响，邢凤鸣和徐祥（1995）的结论有其合理性。根据本文的研究认为，多元同位素体系的综合研究对于岩浆起源固然具有制约作用，但同位素体系的多解性也已形成共识，必须辅以必要的岩石地球化学和矿物地球化学的研究，进一步限定源区性质。本文的结论认为，两类岩石是起源于上地幔不同层位的二辉橄榄岩，前者是次富集型二辉橄榄岩部分熔融，形成富碱的玄武质岩浆，与下地壳岩石发生 AFC 过程形成闪长岩类，后者是富集型二辉橄榄岩部分熔融，形成碱性玄武质岩浆，并与下地壳岩石发生 AFC 过程形成粗安岩类，两者的中性岩浆在上升途中均与上地壳特定岩相有过混染作用，矿石中硫化物的 $\delta^{34}S$ 值能证实这一点。两类岩石下地壳的同化混染比例是不同的，后者要小于前者。

张理刚（1980）在对鄂东南与铁铜矿床有关的岩体岩浆硫 $\delta^{34}S$ 值特别高的可能原因之一，提出过岩浆源为含铁矿层的富钠质火山沉积变质地层（也含石膏等）的见解。我们认为重硫偏高，富钠，矿石 Pb 同位素组成在火山岩盆地（宁芜、庐枞）及隆起区（九瑞、铜陵、宁镇、苏锡地层）之间有较大差异，这三个特点都涉及岩浆及岩浆期后热液活动过程中的同化混染问题，U-Th-Pb 演化体系的改变可能正是同化混染作用引起的。AFC 过程在岩浆侵入过程中是存在的；岩浆源区（也包括部分成矿金属的源区）有下地壳基底岩石参与；岩浆及岩浆热液在上升过程中还可能受到上地壳的混染。

周涛发等（1995）对安庆铜矿床 S 同位素的研究结果对包括庐枞在内的这一地区的岩浆作用过程的阐释极有意义。他对安庆铜矿的 36 个单矿物样的 $\delta^{34}S$ 值进行了各种模拟计算。$\delta^{34}S$ 值的变化范围是（图 4-22）：黄铁矿（16 个样）－10.9‰～＋11.78‰，黄铜矿（12）－11.23‰～＋13.11‰，磁黄铁矿（8）－11.25‰～＋19.24‰。作为典型矽卡岩型铜矿床的 S 同位素组成发生如此大幅度的变化是少见的。稳定同位素氢、氧的研究证明成矿作用重要与岩浆热液有关，长石 Pb 同位素组成也证明矿石 Pb 与岩浆同源。对如此大的 $\delta^{34}S$ 值的极差，较合理的解释是由于岩浆热液同时或相继与含生物硫的地层，及含膏盐的碳酸盐地层发生水-岩反应，岩浆硫与两类地层硫分别发生硫同位素交换反应，也即说岩浆硫＋富含生物地层的生物硫＋含膏盐碳酸盐地层的硫酸盐硫是矿床的真正硫源，不过岩浆硫比后二者的比例要大得多。这一推断符合月山地区的实际地质情况，某些三叠纪地层如月山组的含硬石膏层位，二叠纪地层中大隆与孤峰层的黑色页岩正是富重硫和贫重硫的硫源层。同样，某些岩体的高岩浆硫也出于类似的原因，即岩浆在演化过程中受到含重硫较高地层或膏盐层的同化混染，岩浆岩长石 Pb 同位素组成与全岩 Pb 同位素不一致，与矿石 Pb 同位素也不完全一致，看来还必须考虑岩石及矿石形成的地质环境，特别是围岩 Pb 同位素的初始比值。表 4-49 所列含矿围岩的 Pb 同位素组成数据可以作为参考。由此还可推断，成矿金属除了主要由岩浆热液从岩浆源区带来的外，尚有部分是在 AFC 过程中，从沉积围岩中带来的。中下扬子区各种地层与岩石微量金属元素的丰度在本章一节中已有说明，尤其是 Cu 的丰度，变质基底岩石和某些沉积盖层岩石都是很高的，关于后期有天水参预的热液环境中可以从地层岩石中萃取某些金属元素就更

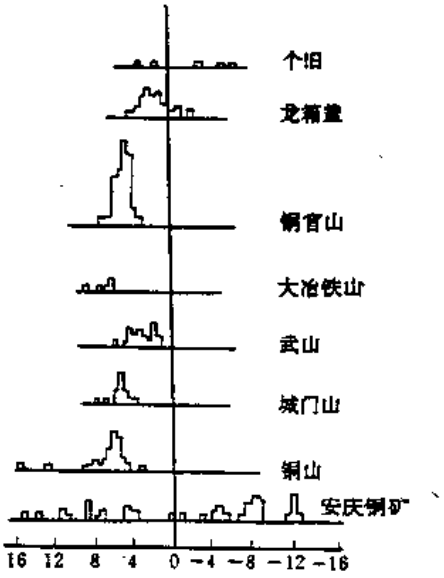


图 4-22 安庆铜矿 $\delta^{34}S$ 的数值范围（据周涛发，1995）

不用赘述了。

笔者还认为中下扬子区的火成岩富钠也与岩浆侵位过程中同化混染了某些蒸发岩（包括膏盐层）有关，安庆铜矿硫同位素的来源机制可以说明。AFC 过程不仅涉及下地壳岩石，上地壳的沉积岩也必然会涉及（李文达等，1995），石准立等对鄂东南侵入岩提到过“原地同化”，是完全可能的。

中下扬子区，特别是西区，Cu（Au）Fe 矿床密集，矿化普遍，很可能岩浆及岩浆热液与含膏盐的碳酸盐（也包括中下三叠统的膏盐层）的同化混染和水岩反应有关。

## （二）东南大陆各分区（C、D、E、F）

### 1. 南扬子区（C）

本区的北界为江阴-常州-九江-岳阳断裂，或叫江南深断裂，南界为江绍断裂带。本区中间包含了钱江-信江拗陷，和江南隆起（江南古陆），是下扬子板块的一部分，江绍断裂带是扬子陆块与华夏陆块的衔接带。钱江拗陷带的基底为前震旦系双溪坞群，这是一套由超镁铁质、细碧-石英角斑岩及细碧质凝灰岩夹硬砂岩、碧玉岩、酸性熔岩、凝灰岩和沉积凝灰岩组成的海相富钠质中基性火山沉积建造。到江西境内，这套基质变为双桥山群（$Pt_{2-3}$），下部以板岩为主，夹沉积凝灰岩、粉砂岩，并有流纹岩及细碧岩；上部（$Pt_3$）细碧岩与石英角斑岩增多，并有凝灰岩夹硅质岩、大理岩及火山角砾岩。往北凝灰质熔岩、凝灰岩、凝灰质粉砂岩增多，并有流纹岩、安山岩、英安岩及玄武岩出现。

江南古隆起具变质基底和盖层的双层结构，晋宁运动一方面使中下元古界沉积及火山产物经变质形成低绿片岩相的变质岩系，并褶皱隆起，成为剥蚀区。直到晚古生代才深入水下成为石炭-二叠纪海相沉积区、中生代时隆起的边缘地带产生近 NEE 的断陷盆地，沉积了煤系及红色碎屑建造，同时有火山喷发沉积。

钱江拗陷自中元古后，早震旦统为复理石沉积，并含火山喷发杂岩，晚奥陶世复理石层巨厚，晚志留世则有磨拉石堆积。加里东运动在西段靠近赣东北一带比东段强烈，可以缺失泥盆统，或上泥盆统直接超覆于志留系之上。钱江拗陷东段的泥盆系到下石炭统均属碎屑沉积，晚期为细砂岩和页岩。钱江-信江拗陷中还有煤系地层，中石炭统开始才逐渐变为碳酸盐沉积，二叠、三叠均以石灰岩和碎屑岩为主，局部地区缺上二叠-三叠地层。印支运动强烈，浙西地区的前侏罗纪地层被紧密褶曲。燕山期岩浆活动强烈，形成火山熔岩及火山喷发碎屑岩的巨厚堆积，侵入作用与火山活动相比就显得次要。

与成矿有关的中生代侵入岩主要是中酸性至酸性的火山-侵入杂岩，如德兴铜厂的花岗闪长岩，银山的英安斑岩，阳储岭的花岗闪长岩、二长花岗岩，枫林的花岗斑岩，永平的斜长花岗斑岩，建德铜矿的花岗闪长斑岩等。它们可以形成矽卡岩型 W 矿、Cu 矿，也可以形成斑岩型 Cu（Au）矿或层控型 Cu 矿，在斑岩型 Cu 矿附近还可形成脉状低温浅成多金属矿及贵金属 Au-Ag 矿。

数据表明（见表 4-51），南扬子区（C）中，与成矿有关岩体 Pb 同位素组成与中下扬子西区（A）的铜陵矿田的长石 Pb 同位素组成极为接近，后者的 25 个长石样的平均 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值为 18.067，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.541 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 38.321。但南扬子区与中下扬子东区（B）比，苏州、宁镇地区就显得稍低些。如与安庆、庐江地区的碱性岩比就又显得稍高。

表 4-51 南扬子区（C）与成矿有关侵入岩长石及全岩 Pb 同位素组成

| 岩　体 | 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 铜厂花岗闪长斑岩 | 长石 | 18.055 | 15.546 | 38.117 |
| 冷水坑花岗斑岩 | 长石 | 17.883 | 15.610 | 38.351 |
| | 长石 | 18.057 | 15.675 | 38.459 |
| | 长石 | 17.788 | 15.548 | 38.180 |
| | 平均 | 17.907 | 15.598 | 38.33 |
| 永平斜长花岗岩 | 长石 | 17.941 | 15.522 | 38.300 |
| | 长石 | 17.940 | 15.592 | 38.300 |
| 银山英安斑岩 | 长石 | 17.957 | 15.492 | 37.883 |
| 石英斑岩 | 长石 | 18.023 | 15.467 | 37.900 |
| 金华流纹斑岩 | 全岩 | 18.338 | 15.608 | 38.719 |
| 玄武斑岩 | 全岩 | 18.231 | 15.555 | 38.340 |
| 硅化角砾岩 | 全岩 | 18.144 | 15.549 | 38.157 |
| | 平均 | 18.238 | 15.57 | 38.405 |
| 阳储岭花岗闪长岩 | 长石 | 18.356 | 15.615 | 38.531 |
| | 总平均 | 18.059 | 15.565 | 38.27 |

据戚建中（1993），郭正平（1988），何国朝等（1992）。

比较矿床矿石的 Pb 同位素和矿区侵入杂岩岩石 Pb 同位素可知（表 4-52），二者并不完全一致。虽然矿石 Pb 同位素本身比较稳定，除了永平铜矿有个别样品放射性 Pb 突出升高外，其余都较稳定，样品间极差很小。说明如铜厂 Cu 矿，Cu 的来源除了与岩浆同源的部分外，极少部分来自围岩；银山矿来自围岩部分较为明显。永平铜矿可能是多源的，U-Th-Pb 的演化体系有点不同，从地质上看，永平铜矿含有沉积成因的因素在内（图 4-23）。矿床的形成可能经过晚石炭世同生沉积的矿胚阶段，印支燕山期岩浆活动只给予热液改造，但 W 很可能是斜长花岗岩侵位后的热液带上来的。Cu、W 来源于震旦系混合岩是极可能的，据江西省地矿局资料，208 个混合岩样品平均含 Cu 为 $225\times10^{-6}$，W 为 $33\times10^{-6}$。永平矿床附近的下震旦统原岩为海相火山碎屑岩夹炭酸盐岩，加里东运动中遭受混合岩化，是含矿岩系的基底，宜昌地质矿产研究所 1964 年测定混合片麻岩中黑云母的 K-Ar 法年龄为 457～308Ma。

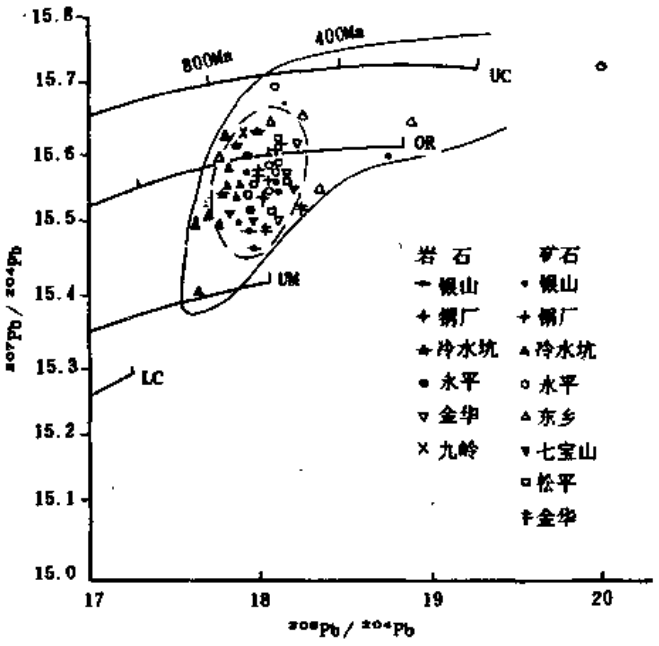



图 4-23 南扬子区(C)主要矿区岩石和矿石 Pb 同位素组成

冷水坑矿床位于钱塘-信江拗陷带内南侧。这个拗陷带基底的前寒武纪地层 Nd 模式年龄和锆石年龄在 1.6Ga 到 1.7Ga 之间，比德兴铜厂和银山的前寒武变质基底(江南隆起）年

表 4-52　南扬子（C）区矿石硫化物 Pb 同位素组成

| 矿　床 | 矿　物 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 铜厂（德兴） | Py | 18.175 | 15.602 | 38.375 |
| | Py | 18.174 | 15.603 | 38.308 |
| | Cpy | 18.120 | 15.546 | 38.020 |
| | 平均 | 18.156 | 15.584 | 38.234 |
| 冷水坑 | Gal | 17.763 | 15.544 | 38.196 |
| | Gal | 17.828 | 15.635 | 38.482 |
| | Gal | 17.890 | 15.540 | 38.170 |
| | Gal | 17.664 | 15.490 | 37.994 |
| | Gal | 17.773 | 15.580 | 38.142 |
| | Gal | 17.704 | 15.505 | 38.030 |
| | Gal | 17.715 | 15.406 | 37.906 |
| | Gal | 17.816 | 15.549 | 38.154 |
| | Gal | 17.731 | 15.494 | 38.131 |
| | Gal | 17.717 | 15.513 | 38.021 |
| | 平均 | 17.760 | 15.526 | 38.123 |
| 永平铜矿 | Py | 18.124 | 15.604 | 38.245 |
| | Py | 20.375 | 15.717 | 38.365 |
| | Gal | 18.012 | 15.573 | 38.301 |
| | Gal | 18.060 | 15.681 | 38.732 |
| | Gal | 17.937 | 15.524 | 39.159 |
| | Gal | 18.020 | 15.558 | 38.254 |
| | Gal | 18.050 | 15.573 | 38.315 |
| | Gal | 17.963 | 15.542 | 38.168 |
| | 平均 | 18.318 | 15.597 | 38.442 |
| 东乡枫林 | Gal | 17.742 | 15.589 | 38.394 |
| | Py | 18.122 | 15.646 | 38.446 |
| | Py | 18.295 | 15.611 | 38.464 |
| | 平均 | 18.053 | 15.555 | 38.345 |
| 七宝山 | Sph | 17.923 | 15.506 | 38.086 |
| | Gal | 17.728 | 15.507 | 37.913 |
| | 平均 | 17.826 | 15.507 | 38.00 |
| 银山（德兴） | Gal | 18.005 | 15.512 | 37.946 |
| | Gal | 18.74 | 15.96 | 39.48 |
| | Gal | 18.052 | 15.432 | 37.655 |
| | Py | 17.883 | 15.468 | 37.691 |
| | Sph | 17.901 | 15.587 | 38.117 |
| | 平均 | 18.116 | 15.592 | 38.178 |
| 松坪（Au、Ag） | Gal | 18.171 | 15.549 | 38.310 |
| | Py | 17.914 | 15.543 | 38.315 |
| | Py | 18.111 | 15.579 | 38.424 |
| | Py | 18.156 | 15.505 | 38.453 |
| | 平均 | 18.088 | 15.544 | 38.376 |
| 总平均（35 个样） | | 18.067 | 15.474 | 38.252 |

据戚建中（1993），郝正平（1988），何国朝等（1992）。

龄 1.0～1.4Ga 要大，因而反映在长石 Pb 和矿石 Pb 同位素组成上就显得比后者略低（图 4-1）。

必须指出的是，东乡铜矿处于信江拗陷的西端，江南隆起的怀玉山西南延伸部位，矿层赋存在石炭系的海相火山沉积岩系及梓山煤系地层中，直接基底为中元古双桥山群浅变质岩、千枚岩、粉砂岩、变凝灰岩，原岩是一套复理石建造，其中的 S 型花岗岩年龄为 1.4～1.5Ga。矿床围岩为凝灰岩、凝灰砂岩、钙质砂岩、隐爆角砾岩，很可能为海底喷气沉积矿床。燕山期的侵入岩多呈岩脉状，切穿矿层，岩性为花岗闪长斑岩和花岗斑岩，对矿床无影响。

有 Pb 同位素数据的层控型矿床还有一个余家垄小型 Pb、Zn 矿床，地质条件与永平铜矿极为相似，赋存于下震旦统变质岩与混合岩基底上的 $C_3c$-$P_1m$ 的泥晶及生物碎屑灰岩和流纹质凝灰岩中。矿区也有脉状斜长斑岩，方铅矿的 Pb 同位素组成是 $^{206}Pb/^{204}Pb=18.098$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.534$ 及 $^{208}Pb/^{204}Pb=38.146$；与侵入岩长石 Pb 同位素组成比较接近，矿床中 Pb 的来源应该是与岩浆岩源区一致的。从这一小型 Pb、Zn 矿的 Pb 同位素组成中可以回头考虑永平矿石的 Pb 同位素组成，如果把两个黄铁矿样删去，单由方铅矿来计算，则相应的三个平均值为 18.607、15.575 和 38.488，说明主要的 Pb 仍然是和侵入岩的岩浆源区同源的，但 Pb 同位素显得不很稳定，Th、Pb 显得比较高。

长石 Pb 同位素组成与矿石硫化物 Pb 同位素组成的不一致性，也许同样反映了成矿金属元素的多源性。

江南隆起上的斑岩 W 矿阳储岭矿床，与矿化有关的花岗闪长岩和花岗闪长斑岩，一个长石样 Pb 同位素组成是：$^{206}Pb/^{204}Pb=18.356$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.565$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb=38.531$（张理刚，1994）。比整个 C 区（皖南、浙西及赣北）的平均值略高，且明显比德兴铜厂斑岩 Cu 矿的长石 Pb 高。从 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 的比值看，阳储岭为 0.7108～0.7120（满发胜、王小松，1988），铜厂为 0.7043～0.7049，阳储岭花岗闪长（斑）岩的基底源区虽然相同，均属江南隆起中元古的双桥山（或小岭）群，但它侵位较高，同化混染上地壳岩层也较强烈，显然壳源成分占的比例要高得多。与 W 矿化有关的花岗闪长杂岩体侵位到双桥山群上部浅变质的泥质与砂质岩中，杂岩实际由花岗闪长岩和较晚侵入的花岗闪长斑岩组成。后者是隐爆角砾岩的角砾胶结物。颜美中等（Yan M.Z. et al., 1986）认为控制中国东南部 W 矿成矿的主要因素是燕山期的构造变形和岩浆活动，形成相应的两个成矿体系，一是与深熔花岗岩有关的 W 矿床，在中深或浅部定位，属花岗岩体系的 W 矿床；二是与深部混染同化弱硅质斑岩岩浆有关、在浅到超浅深度上定位的 W 矿床，属斑岩体系 W 矿床。阳储岭斑岩 W 矿的花岗闪长（斑）岩中存在隐爆角砾岩是浅成-超浅成的最好说明。阳储岭含 W 斑岩体位于江南隆起东端与下扬于拗陷的连接带部位，矿区出露的地层是双桥山群的浅变质海相泥砂岩及火山碎屑沉积岩，板岩经接触变质多成为角岩或角岩化板岩。W 的来源应该是双桥山群上亚群，含 W 丰度为 $10.6\times10^{-6}$。

金华北山的金鸡岩 Au、Mo 矿床和罗店 Au 矿产于江绍断裂带北侧，钱江拗陷带中金华红色盆地中相对隆起的部位。金鸡岩 Au、Mo 矿脉沿石英霏细斑岩分布，矿区地表出露者多为珍珠斑岩，局部为流纹质凝灰岩，属 $J_3$ 劳村组，岩性为凝灰质碎屑岩、熔岩及火山角砾岩，并出现玄武岩。矿区东南出现 $C_2$ 黄龙组石灰岩。罗店金矿赋存于上白垩统的方岩组

($K_{2f}$)，岩性为含火山岩碎屑的砂砾岩、细砂岩、粉砂岩，碎屑物多为酸性火山碎屑岩及熔岩。矿化产生在断裂破碎的含砾砂岩和石屑砂岩中，石英网脉发育。赋矿岩石及矿石 Pb 同位素组成列如表 4-53。

**表 4-53　金华北山 Au、Mo 矿及矿石 Pb 同位素组成**

| 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|
| 角砾状金矿石 | 18.237 | 15.511 | 38.247 |
| 黄铁矿 | 18.095 | 15.555 | 38.315 |
| 黄铁矿 | 18.034 | 15.490 | 38.095 |
| 金矿石 | 18.197 | 15.561 | 38.524 |
| 金矿石 | 18.318 | 15.583 | 38.927 |
| 平　均 | 18.176 | 15.54 | 38.442 |
| 总平均（8） | 18.199 | 15.544 | 38.416 |

据戚建中（1993）。

由表 4-53 可见，全岩（火山岩）的 Pb 同位素组成和矿石 Pb 同位素接近，与整个 C 区的平均值（包括北山数据在内）比不论岩石 Pb 还是矿石 Pb 都要高。就矿石 Pb 同位素来说，与建德铜矿的矿石非常接近。建德铜矿位于钱塘江-信江拗陷带常山-萧山沉积盆地边缘，Cu 矿体赋存于花岗闪长斑岩与珠藏坞组和黄龙组的碳酸盐岩和砂岩的接触部位，围岩硅化强烈，碳酸盐岩系已变质成白云岩和大理岩。花岗闪长斑岩的年龄为 115～122Ma（王执钧，1988）（图 4-24），矿石的 Pb 同位素组成如表 4-54 所列，可见建德铜矿矿石 Pb 同位素和赣东北铜矿的很相近，且建德铜矿矿石 Pb 同位素组成相当稳定，极差甚小。与金华北

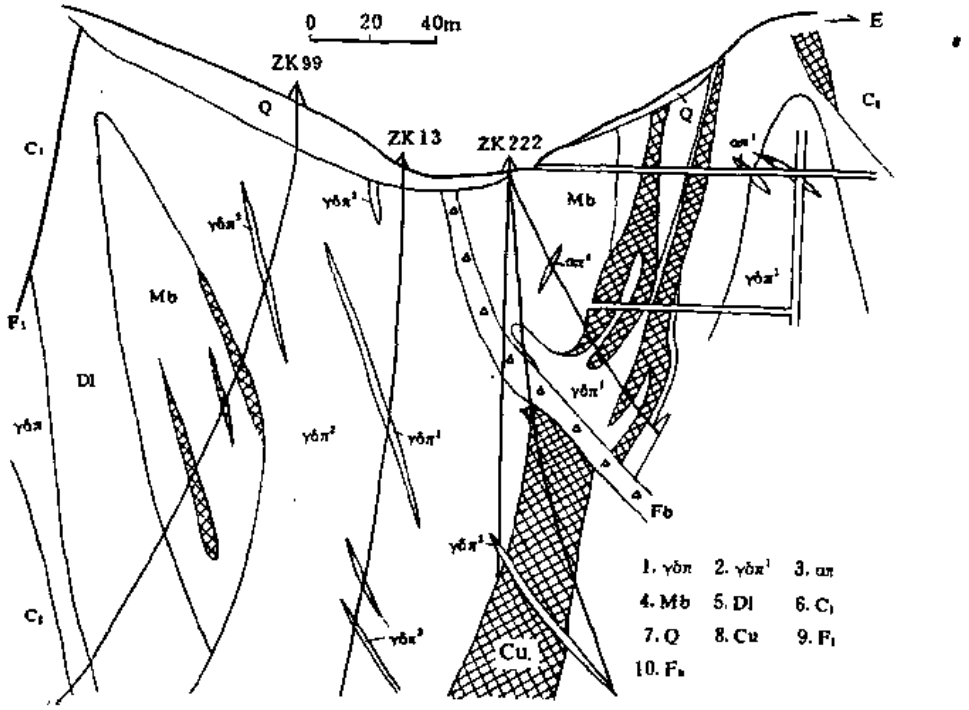



图 4-24　建德铜矿代表性剖面（据王执钧，1990，略加改编）

1. 黑云母花岗闪长斑岩；2. 花岗闪长斑岩；3. 安山玢岩；4. 大理岩；5. 白云岩；6. 砂页岩（珠藏坞组）；7. 第四系；8. 矿体；9. 断层；10. 断层角砾

山的矿石 Pb 同位素组成相比，显出北山矿床成矿物质来源的异常：火山-次火山岩的 Pb 同位素组成值反而比矿石的高，说明浙西火成岩的岩浆源区含有较多上地壳成分；而 Au 却主要来自基底，火山岩不是主要来源。赣东信江盆地的永平-冷水坑等的岩石 Pb 同位素较低，数值很接近中下扬子区，说明南扬子板块的这一部分变质基底的物质成分与中下扬子区相同，但离开这一部分（永平-冷水坑），源区基底物质仍然与中下扬子有区别。

**表 4-54　浙江建德铜矿的矿石 Pb 同位素组成**

| 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|
| 方铜矿 | 18.001 | 15.549 | 37.967 |
| | 18.110 | 15.601 | 38.331 |
| | 18.078 | 15.627 | 38.190 |
| | 18.077 | 15.583 | 38.279 |
| | 17.958 | 15.573 | 38.116 |
| | 18.091 | 15.653 | 38.341 |
| | 17.971 | 15.560 | 38.072 |
| 黄铁矿 | 18.148 | 15.580 | 38.120 |
| | 18.130 | 15.586 | 38.054 |
| 平　均 | 18.063 | 15.597 | 38.163 |

据王执钧（1988），曹淑英（1990）。

**南扬子区小结：**

综合本区中生代岩浆活动与成矿的关系，斑岩型矿床是主要的，Cu 矿有铜厂、银山，Ag、Pb、Zn 矿有冷水坑，W 矿有阳储岭。低温浅成多金属矿与贵金属矿（银山、松坪）与前者伴生，通常位于前者上部或外围。斑岩 W 矿仅阳储岭一处。层控矿床都形成于海西期，燕山期的岩浆作用可能给与不同程度的改造和加富，W 有可能燕山期叠加（阳储岭斑岩 W 矿是燕山早期晚阶段形成的）。斑岩型 Cu 矿、Ag、Pb、Zn 矿及 W 矿形成的地质背景看来有着共同特点，矿区基底变质岩均属中、晚元古界，源区的物质差别不大，但侵位较高的岩体与较深的岩体比较，显然壳源物质是随着时间而增加的。从赣东北的几个与成矿有关岩体的时代和$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值对比可知：

| 岩　体 | 铜　厂 | 银　山 | 蘑菇山 | 冷水坑 | 阳储岭 |
|---|---|---|---|---|---|
| 年龄/Ma | 172～120 | 164 | 137 | 134～140 | 134～140 |
| $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ | 0.7043～0.9049 | 0.7060 | 0.7081 | 0.7095 | 0.7108～0.7120 |

壳源物质的增加有可能影响 Pb 同位素组成的不稳定性，特别是低级变质岩或盖层的混染；这使得长石 Pb 与矿石硫化物 Pb 同位素组成出现不一致性。矿石硫化物的 Pb 源部分可能来自于外源（非岩浆源）。包括后期有天水加入的热液环流时带入的。赣北产于九岭群中的变质热液成因（Liu et al.，1994）的高田金矿，变质岩及矿石单矿物黄铁矿的 Pb 同位素组成如表 4-55 所示，矿石 Pb 同位素组成五个样品非常一致，而且与变质岩的一个样品也非常一致。可见矿石物质主要成分金的来源完全是九岭群变质岩。但在九岭北东驼背山的 Hg、Sb、Au 矿完全是另一回事。这里矿区火成岩有玄武安山玢岩、玄武玢岩及酸性火成岩，$SiO_2$ 从 50%变化到 80%。矿体产于九岭群盖层晚寒武世的华严寺石灰岩及泥岩中。围岩已硅化、

绢云母化、碳酸盐化和黄铁矿化，矿化作用显然与岩浆活动有关，但矿石 Pb 同位素组成变化非常大（表 4-56），U-Pb极差达 2.349，而 Th-Pb 达 1.954。说明 Pb 源已不完全是九岭群变质岩，相当一部分来源于盖层沉积地层华严寺石灰岩与泥质岩。再次说明上地壳混染对岩浆岩特别是矿石物源的影响是不能否认的。

**表 4-55　九岭群中一个变质热液金矿的 Pb 同位素组成**

| 岩石、矿石矿物 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|
| 九岭群变质岩 | 17.964 | 15.629 | 38.402 |
| 黄铁矿 | 17.989 | 15.594 | 38.188 |
| | 17.968 | 15.612 | 38.123 |
| | 18.124 | 15.634 | 38.345 |
| | 18.026 | 15.598 | 38.094 |
| | 18.318 | 15.634 | 38.079 |
| 黄铁矿平均 | 18.085 | 15.612 | 38.168 |

据 Liu Yingjun（1994）。

**表 4-56　赣北驼背山 Hg、Sb、Au 矿矿石 Pb 同位素组成**

| 矿石、矿物 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|
| 辉锑矿 | 17.679 | 15.534 | 38.285 |
| | 20.028 | 15.852 | 39.212 |
| | 17.804 | 15.537 | 38.432 |
| | 17.722 | 15.521 | 38.421 |
| 脆硫锑铅矿 | 18.681 | 15.600 | 38.777 |
| 辉锑铅矿 | 18.367 | 15.761 | 37.258 |
| 总平均 | 18.390 | 15.589 | 38.398 |

据张跃夫（1991）。

在本区，永平与冷水坑虽都位于钱塘-信江拗陷带内，但火成岩岩石 Pb 同位素组成与东端的建德、金华比，西端与东乡，北边与铜厂-银山比，都显得偏低，数值表明它们与中下扬子西区相近，反映在矿床矿石 Pb 同位素上变化却较大，看来这里的基底似与东、西端有区别。这一现象值得进一步研究。

**2．浙闽粤滨海区（D）**

本区包括丽水-政和-大埔-海丰大断裂以东部分，中间包括长乐-南澳变质带的广阔地区。政和-大埔断裂到粤东后与近东西向佛冈-河源断裂带相交。这一范围内 85% 的面积均为中生代火山-侵入杂岩所覆盖。浙东基本上全由火山岩覆盖，福建南部到粤东深成花岗岩有较多出露，剥蚀程度由北而南逐渐加深。火山-喷发岩的年龄由北而南逐渐变老，也即南部火山喷发活动开始较早（粤东 160～110Ma），北部则起始较晚，结束也较晚（浙东 140～85Ma）。前侏罗纪火山岩在本区尚未有发现，所以对沿海地区来说，中生代火山活动主要在晚侏罗世到早白垩纪。早侏罗世的喷发产物具有双峰式特点，岩性包括玄武岩、玄武安山岩、流纹岩及少量粗面玄武岩与粗面安山岩。晚侏罗世的火山产物的英安质与流纹质岩石为主、安山岩极次要，这是中生代火山产物的主要岩性，在浙东侵入岩很少而酸性火山岩所占

比例最大，白垩世的火山活动已逐渐退缩到更靠海地区，产物中出现碱性流纹岩，并发现有少量玄武岩与大量流纹岩组成的双峰式组合。晚白垩世火山喷发产物的桂东南地区是一套英安岩-流纹岩组合的岩石，而到本区浙东及闽东只有少量流纹质凝灰岩，年龄为 86.8Ma。

浙闽粤沿海火山岩的变质基底出露甚少，仅福建南部有零星出露，这一地区的变质基底是华夏古陆的一部分。根据 Rb-Sr 及 Sm-Nd 同位素的推断，保留年龄 1.1～1.4Ga 是浙东闽东沿海地区陆壳形成的时间，相当于中、晚元古代，在浙东属陈蔡群。闽东的建瓯群由迪口组与龙北溪组构成，迪口组下部是巨厚陆源碎屑堆积，并有火山喷发沉积，随后为碳酸盐岩和亚碱—钙碱性细碧角斑岩。变质岩属低浅成相。陈蔡群原岩为一套富含碳质、泥质的杂砂岩、粘土岩及碳酸盐岩，并夹火山岩组成的硬砂岩复理石建造，经变质后成为片麻岩、大理岩、浅粒岩、变粒岩和片岩；龙泉地区常含石墨及硅线石，最大的年龄数据为 1.949～2.005Ga（锆石 U-Pb 等时年龄），应属早元古。根据张理刚（1994）研究，华夏古陆不存在统一的基底，Pb 同位素组成及 $\delta^{18}O$ 和 Sr 初始值的研究表明，华夏古陆实际由武夷、闽台及南岭-海南三个块体或省构成。本文的滨海区基本上属于他的闽台块体或省，浙东段的北部可能涉及它的武夷地体或省。本区包括长乐-南澳-莲花山变质带。从北而南，基底的年龄及变质程度都有变化。

浙闽粤滨海区（D）主要金属矿床按成因类型可分为斑岩型 Sn、W、Mo 矿床、中低温锡石硫化物型热液 Sn-Pb-Zn（Ag）矿床及低温浅成 Ag-Pb-Zn 及 Au-Ag 矿床。Cu 矿床较少，钟腾的斑岩型 Cu 矿规模很小，钟丘洋中低温多金属脉具中型规模。有关的火山-侵入杂岩主要是酸性或偏酸性到中酸性花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩、英安斑岩、流纹斑岩等高侵位直到喷溢到地表的酸性火山岩类。它们的 $SiO_2$ 含量多在 65%～77% 之间，$Al_2O_3$ 在 12%～14%，$K_2O+Na_2O=8\%～9\%$。关于浙闽粤滨海区火山-侵入杂岩的基底变质岩作为源区的特征在第三章中已有讨论，这里只从矿床有关同位素与源区关系的角度作些探讨。

**滨海区的斑岩型矿床：** 赤路为一中小型斑岩钼矿。矿区岩体为花岗闪长斑岩、二长花岗岩、花岗岩及碎斑熔岩，同位素年龄 115－120Ma。含矿花岗斑岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为 0.70339；碎斑熔岩为 0.71277，$\varepsilon_{Nd}$ (0) 前者为 －9.21，后岩为 －12.23，根据计算，岩浆的壳/幔比分别为 59:41 和 77:33。花岗斑岩的两个全岩 Pb 同位素组成如表 4-57 所列。

**表 4-57　赤路斑岩钼矿岩体岩石 Pb 同位素组成**

| 岩　体 | 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 花岗斑岩 | 全岩 | 18.272 | 15.696 | 38.488 |
| | 全岩 | 18.548 | 15.690 | 39.023 |
| 平　均 | | 18.410 | 15.693 | 38.756 |

赤路斑岩钼矿有一个硫化物 Pb 同位素组成的数据，相应的三个比值为 18.405、15.599 和 38.585，与花岗斑岩的全岩 Pb 较接近。钟腾铜矿也属斑岩型矿床，其地质环境与赤路斑岩钼矿相似，钟腾石英斑岩一个长石样品的 Pb 同位素组成是 17.905、15.544 和 38.309，相形之下显然赤路的侵入岩与矿石 Pb 同位素有较高的放射性 Pb，有过外来因素的影响。

浙江泰顺的洋滨斑岩型锡矿也同样产于火山-侵入杂岩中。这是一个赋存于含黄玉斑岩岩脉中的细脉浸染型矿床（斑岩锡矿）。含黄玉斑岩作为侵入到 $J_3$ 的酸性熔岩与火山碎屑岩中可区分出三个阶段：第一阶段是含矿的黄玉斑岩，第二阶段为不含黄玉的无矿二长花岗斑

岩，第三阶段为闪长玢岩（王德滋等，1995）。岩脉长可达 2km，宽变化于 2～20m 之间。它们的 $SiO_2$ 为 71.84%～79.89%，$Al_2O_3$ 13.8%～15.19%，$K_2O + Na_2O$ 为 0.26%～8.64%，特点是明显的高铝，低镁，低碱；个别样品 $K_2O + Na_2O$ 达到 8.64，可能由蚀变引起。多数样品说明并非与碱性花岗岩有联系。由于含黄玉，岩石含 F 较高，F/Cl 比值不含黄玉的样品为 48，含黄玉的达 106～303。花岗斑岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 101.7Ma，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7142$。含高铝矿物是一特点。花岗斑岩的 Pb 同位素列如表 4-58。

**表 4-58　洋滨斑岩锡矿侵入岩及矿石 Pb 同位素组成**

| 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|
| 花岗斑岩（全岩样品） | 18.210 | 15.588 | 38.407 |
| | 18.169 | 15.618 | 38.445 |
| | 18.504 | 15.666 | 38.764 |
| | 平均 18.294 | 15.624 | 38.539 |
| 矿石铅（黄铁矿） | 18.505 | 15.714 | 39.030 |
| | 18.433 | 15.645 | 38.756 |
| | 平均 18.469 | 15.680 | 38.893 |

据王德滋等（1995）。

由表中数据可知，矿石硫化物的 Pb 同位素与岩石 Pb 同位素比较，显然矿石中有外来 Pb 的加入。由侵入斑岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 比值（0.7143）可推测岩浆中上地壳占的比例较大，王德滋等（1995）报道，洋滨含黄玉斑岩富含不相容元素 Sn、W、F、Nb 及 Ta，其中 Sn、W 的丰度远远超过维氏值：4 个样品的 Sn 与 W 含量相应为 $379\times10^{-6}$ 与 $218\times10^{-6}$，$313\times10^{-6}$ 与 $15\times10^{-6}$，$1042\times10^{-6}$ 与 $6\times10^{-6}$，$762\times10^{-6}$ 与 $12\times10^{-6}$，岩浆本身富锡，这与岩浆来源于上地壳部分熔融不无关系，和通常认为 Sn 矿床多与 S 型花岗岩是一致的。粤东的斑岩型 W、Sn 矿床在后叙述。

**低温浅成热液矿床：**天台大岭口 Ag-Pb-Zn 矿床位于一近南北向大断裂带，中生代钙碱性火山岩构成的一个喷发口内、隐爆角砾岩旁的斑状流纹岩东侧。早期形成的山头郑破火山口，下部为英安岩、中部为英安流纹质火山岩，上部为流纹质火山岩，顶部为火山沉积的凝灰岩、粉砂岩及硅质岩；中期复活形成了大岭口破火山口，主要由英安流纹质至流纹质凝灰角砾岩、集块岩、火山角砾岩及熔结凝灰岩组成。山头郑破火山口的火山管道为正长闪长岩，大岭口破火山口为珍珠斑岩、流纹斑岩及霏细斑岩。矿床由许多裂隙充填脉组成，这些裂隙包括南北向大断裂两旁的羽状次级断裂、破火山口的环状及放射状断裂。矿脉带近南北向延长达 5km，带宽 300～800m。这是一个较为典型的低温浅成 Ag（Au）-Pb-Zn 矿床，具有垂直金属分带特征，自上而下为：Ag（Au）-Pb、Zn-Cu、Pb、Zn。成矿温度主要在150～300℃范围内。

大岭口火山-次火山岩的全岩和矿石 Pb 同位素组成如表 4-59 所列。

由上表可知，无论是全岩 Pb 同位素还是矿石 Pb 同位素组成变化都较大，尤其是 Th-Pb，显然二者具有不同的 U-Th-Pb 演化体系。原因是矿床属低温浅成成因，必然有天水加入热液体系，外来 Pb 源随着热水溶液在不同的岩层中环流时有可能也在改变中，也即说 Pb 源是不稳定的。其次矿石 Pb 同位素的 U-Pb 值较全岩略低，有可能热水环流过程中也吸取

了基底变质岩中的 Pb。

表 4-59　浙江大岭口火山-侵入杂岩全岩及矿石 Pb 同位素组成

| 岩石、矿石 | | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 全岩 | 凝灰岩 | 18.622 | 15.674 | 38.965 |
| | 沉积凝灰岩 | 18.657 | 15.668 | 39.037 |
| | 花岗岩（16 个样平均） | 18.363 | 15.540 | 38.752 |
| | 花岗斑岩 | 18.450 | 15.635 | 38.731 |
| | 石英霏细斑岩 | 18.153 | 15.705 | 38.971 |
| | 平　均* | 18.449（18.385） | 15.644（15.644） | 38.895（38.787） |
| 矿石（方铅矿） | | 18.280 | 15.466 | 38.319 |
| | | 18.245 | 15.502 | 38.319 |
| | | 18.280 | 15.562 | 38.417 |
| | | 18.317 | 15.999 | 38.431 |
| | | 18.040 | 15.600 | 39.430 |
| | | 17.899 | 15.350 | 39.635 |
| | | 18.384 | 15.610 | 38.612 |
| | | 18.960 | 15.450 | 41.650 |
| | | 18.372 | 15.612 | 38.650 |
| | | 18.325 | 15.541 | 38.514 |
| | | 18.302 | 15.575 | 38.556 |
| | | 18.382 | 15.513 | 38.704 |
| | | 18.343 | 15.582 | 38.549 |
| | | 18.382 | 15.638 | 38.743 |
| | | 18.315 | 15.559 | 38.370 |
| 矿石平均（15 个样） | | 18.322 | 15.571 | 38.86 |

*　括号内为花岗岩按 16 个样加权后的平均值。

资料来源：据魏元柏（1988），陈江峰（1986），封益城等（1990）以及本项工作。

与大岭口情况相似的还有黄岩五部 Pb、Zn（Ag）矿床，它处于同一近南北向的大断裂带中，在大岭口之南。但这里的火山-侵入杂岩与大岭口有些不同。控制矿床的近南北向大断裂通过五部与长潭两个火山断陷盆地，出露的火山及火山沉积岩自 $J_3$ 开始为流纹英安岩、流纹英安质熔结凝灰岩夹少量沉积岩；$K_1$ 下段以沉积岩为主，渐变为沉积岩与凝灰岩互层，夹有多层基性熔岩；中段及上段为流纹质熔结凝灰岩。局部有安山岩。半山岩体是侵入到五部火山拗陷熔结凝灰岩中的石英二长岩，呈斑状，沿断裂还有各种酸性岩脉，Pb-Zn（Ag）矿体常沿霏细斑岩或石英二长斑岩的一侧定位在熔结凝灰岩中，沿断裂长达 10km 多。基性熔岩多见于 $K_1$ 的下段，整套火山岩具有双峰式特点。

矿脉在空间上与霏细斑岩或石英二长斑岩均利用近南北向断裂就位，形成时间估计二者应当接近（图 4-25）。矿床显然是火山期后热液成因的。

霏细斑岩的全岩 Pb 同位素样品和矿石 Pb 同位素样品的分析结果如表 4-60。

由表可知，全岩 Pb 同位素组成与矿石方铅矿并不一致，可以说矿石 Pb 与火山岩 Pb 并不都是同源的。矿石 Pb 是经过火山岩转入热水溶液而后沉淀的，只能说是一种间接的同源性。矿石 Pb 组成较低，有的样品 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 低到 18.00 以下。说明部分可能是从基底带上

来的，但大部分仍来自火山岩。近矿与远矿围岩 Pb、Zn 含量研究结果表明，近矿围岩的 Pb 含量逐渐向矿体部位降低，但 Pb 与 Zn 情况不一致（图 4-26）。另据李嘉增研究，石英霏细斑岩中的钾长石 Pb 含量与有序度的高低呈反比，即有序度低的正长石向有序度高的中微斜长石转化时，出现 Pb 的迁出：

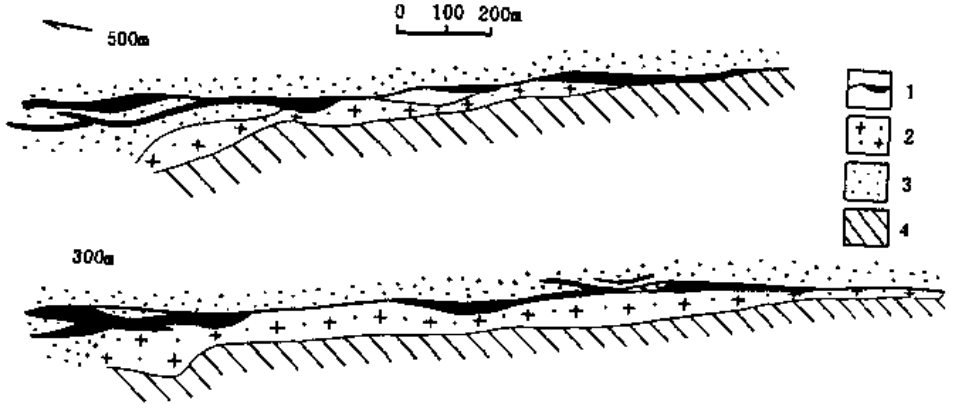



图 4-25　五部 Pb-Zn 矿一号矿体 500～300m 标高平面略图

（据浙江省五部铅锌矿研究专题组，1983）

1. Pb-Zn 矿体；2. 石英霏细斑岩；3. 熔结凝灰岩；4. 凝灰岩、沉积岩、基性熔岩

**表 4-60　五部 Pb、Zn（Ag）矿区侵入岩与矿石 Pb 同位素**

| 样　品 | | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 霏细斑岩 | （全　岩） | 18.406 | 15.633 | 38.785 |
| 矿　石 | 方铅矿 | 18.356 | 15.628 | 38.711 |
| | 方铅矿 | 18.328 | 15.6 | 38.644 |
| | 方铅矿 | 18.356 | 15.627 | 38.722 |
| | 方铅矿 | 18.324 | 15.681 | 38.606 |
| | 方铅矿 | 18.358 | 15.631 | 38.776 |
| | 方铅矿 | 18.11 | 15.37 | 37.76 |
| | 方铅矿 | 17.99 | 15.51 | 37.74 |
| | 方铅矿 | 18.27 | 15.64 | 38.37 |
| 矿石铅 | 平　均 | 18.262 | 15.586 | 38.416 |

资料据李嘉增（1981）以及本项工作。

| 样 号 | $Pb/10^{-6}$ | $Zn/10^{-6}$ | 与矿体相对距离 |
|---|---|---|---|
| RZ16 | 50 | 80 | 远 |
| RZ20 | 20 | 100 | 近 |
| RZ21 | 20 | 140 | 近 |
| RZ24 | 30 | 110 | 近 |
| RZ26 | 60 | 130 | 远 |

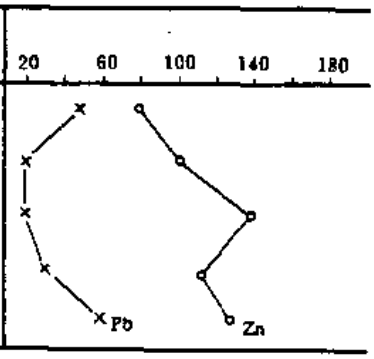



图 4-26　五部 Pb、Zn 矿近矿围岩 Pb、Zn 含量变化图

（资料据浙江省五部铅锌矿研究组，1983）

五部是陆相火山岩区比较典型的低温浅成矿床，具有较典型的垂直金属分带特征。据统计，银品位自上而下随深度加大而下降（表 4-61），完全符合低温浅成热液矿床的规律。根据矿床上部尚含微量 Au 的情况，可以推断正常低温浅成贵金属矿床最上部的 Au 已被剥蚀。与成矿关系密切的是绢云母与硅化；较晚期的碳酸盐化、钠长石化与矿化无关。成矿温度根据已有测温数据均在 300℃以下，是典型的低温浅成矿床。

滨海区浙东段属于低温浅成贵金属矿床还可举新昌拔茅银矿为例。

**表 4-61　五部 Pb-Zn-Ag 矿 Ag 品位随深度的变化**

| 标高/m | 统计工程 | 银品位/（g/t） |
|---|---|---|
| 700 | 9 | 93.8 |
| 600 | | |
| 500 | 33 | 35.4 |
| 400 | 24 | 19.5 |
| 300 | 25 | 11.6 |
| 200 | 19 | 8.9 |
| 100 | 11 | 11.0 |
| 0 | 6 | 6.3 |

根据浙江省地矿局五部铅锌矿研究专题组（1983）。

拔茅银矿位于新昌火山断陷盆地东南缘，区域火山岩为 $J_3$-$K_1$ 的英安质、流纹质熔结凝灰岩、安山岩、英安岩及流纹岩、凝灰角砾岩及集块岩，以及火山沉积岩：凝灰砂岩、砂砾岩等，矿脉大多呈 NW-SE 向充填于凝灰岩的一组裂隙中（个别呈 N-S 向），脉边蚀变分带明显，近矿为硅化，继之为黄铁绢英岩化，外侧为青盘岩化（碳酸盐化 + 绿泥石 + 绿帘石化），热液交代蚀变清晰。矿石中方铅矿的 Pb 同位素组成如表 4-62。

**表 4-62　拔茅 Ag（Pb、Zn）矿的矿石 Pb 同位素组成**

| 矿　石 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|
| 方铅矿 | 18.336 | 15.540 | 38.452 |
| 方铅矿 | 18.426 | 15.657 | 38.638 |
| 方铅矿 | 18.506 | 15.777 | 39.312 |
| 方铅矿 | 18.421 | 15.670 | 38.812 |
| 平均（4） | 18.422 | 15.661 | 38.759 |

资料据刘抗娟等（1990）。

由表中数据可知，矿石 Pb 同位素的稳定性较差，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 变幅较大，但与大岭口和下溪底的全岩 Pb 同位素组成极为接近，说明矿石 Pb 来源于火山-侵入岩的同一源区，或直接来自火山侵入杂岩本身。而大岭口与五部矿石 Pb 同位素均低于火山侵入岩的，表明它们来源不完全相同，矿石 Pb 多来自基底变质岩。与拔茅银矿相距不远，位于丽水-余姚大断裂北端，浙东坳陷带与浙中隆起接壤部位，靠近本报告划分的 D-E 区的边界上，有规模属大-中型的毫石银矿，这里断裂构造发育，近 NS 向和 NNE 向断裂发生较早，常为 NW 向及 NE 向断裂错断。Ag 矿脉主要产于近 NS 向断裂及近东西向断裂中，伴有萤石矿脉，且常为萤石矿脉切穿。矿区火山岩属 $J_3$ 钙碱性岩系的酸性火山碎屑岩，并有英安玢岩岩脉，稍晚

的花岗斑岩岩脉切穿了前者。Ag 矿脉穿过这两类岩脉，又有晚期萤石切穿银矿脉，徐步台等（1994）曾测定石英流体包裹体的 Rb-Sr 等时线年龄为 104 ± 5.6Ma，大致确定成矿时代约在 100Ma，这比 $J_3$ 火山岩为 130～135Ma 要晚得多，因而这些矿脉的形成较少可能与岩浆热液有成因联系。它们更可能是低温浅成矿床，主要的成矿作用是天水经过裂隙带的环流，萃取了火山岩以至基底岩石中的 Ag（Au）及 Pb-Zn 等金属沉淀而成。

毫石矿区的英安玢岩 3 个全岩样品的 Pb 同位素组成及矿石中 5 个方铅矿、5 个黄铁矿与 3 个萤石的 Pb 同位素组成如表 4-63 所示。

**表 4-63　浙江毫石银矿区英安玢岩全岩及矿石 Pb 同位素组成**

| 岩石、矿石 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|
| 英安玢岩(全岩) | 18.446 | 15.611 | 38.900 |
| 英安玢岩(蚀变,全岩) | 18.418 | 15.593 | 38.811 |
| 英安玢岩(蚀变,全岩) | 18.487 | 15.643 | 39.026 |
| 平均(3) | 18.450 | 15.616 | 38.912 |
| 矿石：方铅矿 | 18.353 | 15.666 | 38.865 |
| 方铅矿 | 18.296 | 15.586 | 38.596 |
| 方铅矿 | 18.300 | 15.585 | 38.595 |
| 方铅矿 | 18.297 | 15.598 | 38.636 |
| 方铅矿 | 18.319 | 15.623 | 38.710 |
| 黄铁矿 | 18.382 | 15.689 | 38.945 |
| 黄铁矿 | 18.430 | 15.751 | 39.136 |
| 黄铁矿 | 18.338 | 15.633 | 38.755 |
| 黄铁矿 | 18.379 | 15.689 | 38.945 |
| 黄铁矿 | 18.358 | 15.676 | 38.890 |
| 萤　石 | 18.341 | 15.650 | 38.794 |
| 萤　石 | 18.293 | 15.606 | 38.623 |
| 萤　石 | 18.383 | 15.662 | 38.740 |
| 平均（13） | 18.344 | 15.647 | 38.788 |

资料据徐步台等(1994)。

由表中数据可知，火山岩全岩 Pb 的同位素组成与矿石 Pb 同位素组成较为接近，说明它们主要是来自相同源区，并具有近似的演化过程；Th-Pb 都同样地较不稳定。矿石 Pb 主要通过热水循环从火山岩中萃取，应当是一种间接的同源性。

闽东段的低温浅成贵金属矿首先当推下溪底矿床，下溪底银矿区在地质位置上已靠近长乐-南澳变质带，赋存于 $K_1$ 石帽山组上段火山岩，主要为流纹质到英安质熔结凝灰岩中，局部为钾长流纹岩，矿区附近的次火山侵入岩有花岗闪长斑岩、石英正长斑岩、钾长花岗岩。花岗斑岩定位在风迹火山口中，所有侵入体均晚于石帽山组（103～105Ma）。火山岩的 $SiO_2$ 含量在 73%～77%，$Al_2O_3$，12%～14%，$K_2O+Na_2O$ 为 7%～9%。Sr 初始值为 0.7019～0.7085，$\varepsilon_{Nd}$（0）−4.33～+0.11。5 个全岩样品的 Pb 同位素如表 4-64 所列。

这里全岩 Pb 同位素组成的数值与全浙闽粤滨海区（D 区）比显得略低，但仍高于相邻的 C 区，与同区大岭口的全岩相近，但比起五部的全岩 Pb 来又显得偏大。矿脉呈 NW-SE 向延长断续达 1km，脉之两侧绢云母化强烈，伴有硅化、叶蜡石化、绿泥石化、绿帘石化、

黄铁矿化。Ag 矿物主要为辉银矿，及次要的碲银矿及铅锌硫化物，Ag 富集于上部，向下逐渐为 Pb-Zn 硫化物所代替，垂直分带明显。根据测温（石英，均一法），成矿热液温度在 200～300℃范围内，最大延深约 200m，这些都说明低温浅成特点也较典型。

**表 4-64　下溪底 Ag（Pb、Zn）矿全岩 Pb 同位素组成**

| 样　品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|
| 流纹质熔结凝灰岩 | 18.534 | 15.675 | 38.875 |
| | 18.528 | 15.600 | 38.812 |
| | 18.490 | 15.620 | 38.688 |
| | 18.380 | 15.732 | 38.381 |
| 平　均 | 18.483 | 15.657 | 38.689 |

资料据福建省地质局闽东南地质大队普查报告（1992）。

福建平和大望山 Ag（Au）、Pb、Zn 矿产于 $K_1$ 石帽山组的凝灰岩、砂岩、英安玢岩中，空间上与花岗闪长岩关系密切，矿区尚有黑云母二长花岗岩。矿脉是透镜状、脉状，走向近 NE。含碲化物，与矿化有关的蚀变是黄铁绢云岩化和硅化。也具低温浅成贵金属矿脉特征。花岗闪长岩的长石 Pb 和全岩 Pb 同位素组成与矿石硫化物的 Pb 同位素组成列于表 4-65 中。

**表 4-65　平和大望山 Ag（Pb、Zn）矿岩体及矿石 Pb 同位素组成**

| 样　品 | | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 花岗闪长岩： | 长　石 | 18.379 | 15.705 | 38.816 |
| | 全　岩 | 18.589 | 15.598 | 38.616 |
| | 平　均 | 18.484 | 15.652 | 38.716 |
| 矿石： | 黄铁矿 | 18.839 | 15.533 | 39.246 |
| | 方铅矿 | 19.156 | 15.696 | 38.222 |
| | 平　均 | 18.998 | 15.615 | 38.734 |

资料据周涛发（1994），傅德兴（1994）以及本项工作。

矿石硫化物 Pb 同位素组成显然部分是外来的，变化也较大。

福建莆田大洋的银坑铅锌矿位于北西向断裂与环形断裂交叉处的南园组火山岩中，主要为钙碱性流纹质凝灰熔岩和火山碎屑岩。矿体呈似层状，产状基本与围岩一致，矿带呈 NE-SW 向分布，长达 1km，宽约 500m。成因上有人认为是层控火山沉积-热液矿床，也有人认为是热液交代矿床。围岩受叶蜡石化、绿泥石化、硅化和黄铁矿化，泥化与绢云母化。矿石 Pb 同位素组成有两个样品：$^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.43 和 18.52，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.79 和 15.65，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 38.74 和 39.98。与平和大望山的相比，来源似不完全相同，Th-Pb 出现异常值，说明矿石有外来 Pb 加入，不完全与岩浆源有关。

闽东滨海地区若以永泰-德化为代表，火山岩的 Sr 初始值，大致在 0.7080 到 0.7103 之间变化（冯宗帜等，1991）。永泰地区火山岩的 Nd 同位素特征值：$^{143}Nd/^{144}Nd$ 为 0.51237～0.512411，$\varepsilon_{Nd}$ 为 $-3.154$～$-4.438$，二者都表明地壳物质占有相当比重（约为 30%～35%），也即说源区基底地壳物质中幔源物质和壳源物质中，前者比后者要大。

一个非常独特的例子是安溪地区钟魏的 Pb、Zn（Ag）矿，它产于上古生界及中生界海相地层中，含矿地层属下溪口组粉砂岩与硅质灰岩过渡带的钙质粉砂岩中，岩石受过强烈挤

表 4-66　粤东各矿区火山-侵入杂岩 Pb 同位素与矿石 Pb 同位素组成

| 矿　区 | 样品(数) | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|
| 厚婆坳 | 长石(1) | 18.292 | 15.593 | 38.377 |
| | 全岩(3) | 18.503 | 15.653 | 38.760 |
| | 全岩(1) | 18.404 | 15.583 | 38.435 |
| | 平均(加权) | 18.441 | 15.627 | 38.618 |
| | 方铅矿(9) | 18.35 | 15.60 | 38.45 |
| | 锡矿(1) | 18.32 | 15.59 | 38.48 |
| | 平均(加权) | 18.347 | 15.599 | 38.453 |
| 西　岭 | 全岩(1) | 18.73 | 15.64 | 38.86 |
| | 全岩(1) | 18.42 | 15.62 | 38.50 |
| | 平均 | 18.575 | 15.63 | 38.68 |
| | 方铅矿(2) | 18.48 | 15.63 | 38.41 |
| | 黄铁矿(3) | 18.42 | 15.65 | 38.50 |
| | 方铅矿(1) | 18.58 | 15.58 | 38.36 |
| | 平均(加权) | 18.467 | 15.632 | 38.447 |
| 塌　山 | 全岩(1) | 19.112 | 15.680 | 39.003 |
| | 全岩(1) | 19.010 | 15.682 | 39.167 |
| | 平均 | 19.061 | 15.681 | 39.085 |
| | 方铅矿(1) | 18.54 | 15.63 | 38.66 |
| 长　埔 | 全岩(1) | 19.067 | 15.807 | 38.200 |
| | 全岩(1) | 17.95 | 15.61 | 38.93 |
| | 平均 | 18.509 | 15.709 | 38.565 |
| | 方铅矿(3) | 18.42 | 15.69 | 38.70 |
| | 锡　石(1) | 18.46 | 15.67 | 38.67 |
| | 方铅矿(1) | 18.37 | 15.67 | 38.69 |
| | 平均(加权) | 18.418 | 15.682 | 38.692 |
| 莲花山 | 全岩(2) | 18.385 | 15.770 | 39.035 |
| | 长岩(1) | 18.47 | 15.65 | 38.69 |
| | 平均 | 18.413 | 15.73 | 38.92 |
| | 方铅矿(3) | 18.56 | 15.54 | 38.84 |
| | 闪锌矿(1) | 18.10 | 15.43 | 38.99 |
| | 平均(加权) | 18.445 | 15.513 | 38.878 |
| 钟丘洋 | 长石(1) | 18.496 | 15.661 | 38.644 |
| | 全岩(1) | 18.490 | 15.890 | 39.136 |
| | 平均 | 18.493 | 15.776 | 38.89 |
| | 方铅矿(1) | 18.51 | 15.64 | 38.71 |
| | 黄铁矿(2) | 18.29 | 15.59 | 38.43 |
| | 平均(加权) | 18.363 | 15.607 | 38.523 |
| 花岗岩 吊　贡 | 长石(2) | 18.267 | 15.635 | 38.573 |
| 花岗岩 馒头山 | 长石(2) | 18.292 | 15.593 | 38.377 |
| 花岗岩 甲　子 | 长石(1) | 18.514 | 15.670 | 38.886 |
| 花岗岩 汕　尾 | 长石(1) | 18.445 | 15.624 | 38.645 |
| 花岗岩 东　冲 | 长石(1) | 18.29 | 15.60 | 38.46 |
| 花岗岩 赤　花 | 长石(1) | 18.30 | 15.58 | 38.57 |
| 花岗岩 捷　胜 | 长石(1) | 18.38 | 15.62 | 38.48 |
| 花岗岩 | 平均(加权) | 18.345 | 15.617 | 38.549 |
| 吉水门 | 方铅矿(1) | 18.46 | 15.65 | 38.59 |
| | 方铅矿(1) | 18.50 | 15.70 | 38.77 |
| | 方铅矿(1) | 18.44 | 15.61 | 38.64 |
| | 平　均 | 18.46 | 15.65 | 38.66 |

资料据戚建中(1993)，岳书仓等(1991)。

压、挠曲，裂隙较多。矿体呈似层状、扁豆状，沿层间剥离发育。围岩强烈蚀变，上部以硅化为主，下部以绿泥石为主，中间有石榴石化，矿体主要与石榴石关系密切。矿石的 Pb 同位素说明物质的多来源性，U-Th-Pb 的演化体系不同于一般矿床。$^{206}Pb/^{204}Pb = 20.523 \sim 20.961$；$^{207}Pb/^{204}Pb = 17.928 \sim 18.145$；$^{208}Pb/^{204}Pb = 42.261 \sim 44.207$。很可能这一矿床的 Pb、Zn（Ag、Au）主要是原地取材的，即来自火山沉积岩。而火山沉积岩高含量的放射性 Pb 同位素源出于上地壳。

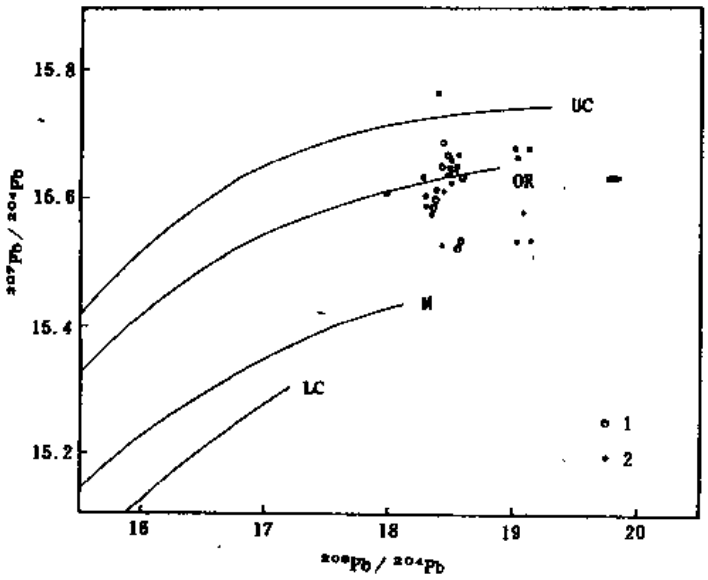



图 4-27　粤东各矿区岩石、长石和矿石 Pb 同位素组成
1. 矿石 Pb；2. 长石和全岩 Pb

粤东段各矿区火山侵入杂岩岩石 Pb 同位素与矿石 Pb 同位素组成列如表 4-66，由表中数字可知，岩石 Pb 同位素组成与长石 Pb 同位素比多数显得稍大些，说明全岩 Pb 有外来 Pb 加入，塌山的全岩样显得尤其突出，U-Th-Pb 体系在不同构造环境中有不同的演化途径。从表中还可以看出，大多数矿区的岩石 Pb 同位素组成均超过矿石 Pb，是否意味着矿石 Pb 来源于基底，而全岩 Pb 同位素受上地壳混染？就表 4-66 中最后所列吊贡等 7 个岩体（花岗岩）的长石 Pb 同位素看，均比全岩 Pb 要低，矿石 Pb 与长石 Pb 较为接近，说明矿石 Pb 与长石 Pb 同源，或者是热液在火山-侵入杂岩中环流过程，主要萃取了长石的 Pb。岩石 Pb（包括全岩与长石）与矿石 Pb 的$^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$ 图上，投影点前者比后者要分散，来源较复杂，矿石 Pb 反而较集中。但二者主要多投点在模式图的造山带附近，说明源区应当是上地壳沉积与基底岩石的混合物（图 4-27）。

把浙闽粤滨海区（D）所有上引 Pb 同位素组成数据投点在 $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ 图上（图 4-28），就可见岩石 Pb（包括长石 Pb 和全岩 Pb）的分布范围与矿石 Pb 分布范围之间有一位移：前者更多覆盖上地壳演化线上、下（其中粤东较突出），后者较多接近地幔演化线，虽然更多样品集中在造山

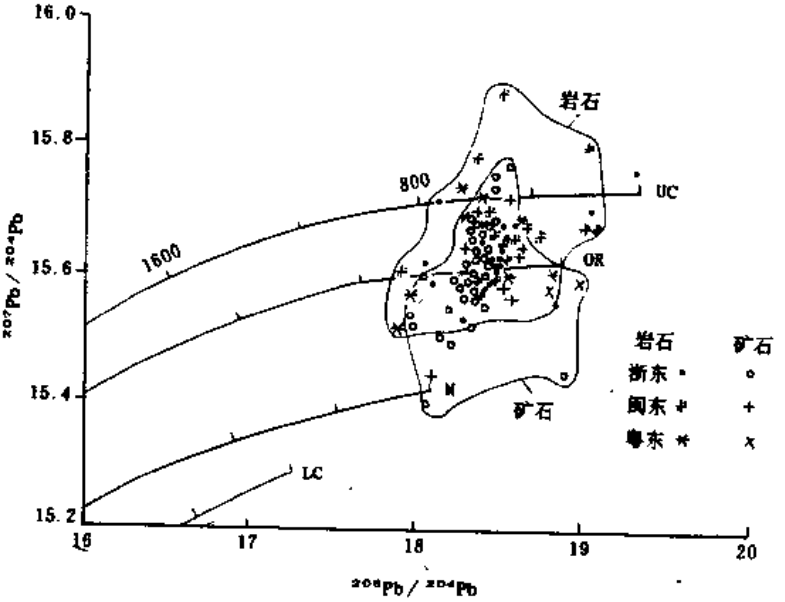



图 4-28　浙闽粤滨海区(D)岩石与矿石 Pb 同位素组成的分布范围

带演化线与上地壳演化线之间，可分布范围的位移多少表明矿石 Pb 来源较深，或者说是从长石演化过程中释出的，五部长石有序度改变时释放出 Pb 可能是一佐证。

**3．武夷区（E）**

将武夷区主要的中生代花岗岩类岩石（长石）、矿石和变质岩的 Pb 同位素组成列于表 4-67、4-68，由表可得出以下几点认识。

**表 4-67　武夷区岩石 Pb 同位素组成**

| 地　区 | 岩　体 | 样品 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | $\mu$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 紫金山 | 二长花岗岩 | 长石 | 18.564 | 15.600 | 38.636 | 9.450 |
| | 黑云母花岗岩 | 长石 | 18.370 | 15.712 | 38.853 | 9.690 |
| 行洛坑 | 花岗岩 | 全岩 | 18.754 | 15.634 | 38.654 | 9.197 |
| | 钾长花岗岩 | 长石 | 18.134 | 15.579 | 38.452 | 9.153 |
| | 变质岩 | 全岩 | 18.615 | 15.693 | 39.211 | 9.619 |
| 玉　水 | 沉凝灰岩 | 全岩 | 18.703 | 15.771 | 39.217 | 9.769 |
| 嵩　溪 | 沉凝灰岩（$J_3$） | 全岩 | 18.629 | 15.632 | 39.042 | 9.508 |
| 梅　仙 | 变粒岩 | 全岩 | 18.274 | 15.612 | 38.540 | 9.502 |
| | 绿片岩 | 全岩 | 18.389 | 15.682 | 38.848 | 9.628 |
| 浦　城 | 花岗闪长岩 | 长石 | 18.305 | 15.651 | 38.783 | |
| 行洛坑 | 黑云母花岗岩 | 长石 | 18.299 | 15.668 | 38.802 | |
| 青州马铺 | 花岗闪长岩 | 长石 | 18.203 | 15.646 | 38.671 | |
| 顺昌谢坑 | 花岗岩 | 长石 | 18.039 | 15.586 | 38.554 | |
| 武平 NE10km | 黑云母花岗岩 | 长石 | 18.437 | 15.672 | 38.908 | |

资料据张理刚（1993）和本项工作。

**表 4-68　武夷区矿石 Pb 同位素组成**

| 岩　体 | 样　品 | 样品数 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | $\mu$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 紫金山 | 黄铁矿 | 1 | 18.222 | 15.581 | 38.424 | 9.447 |
| 行洛坑 | 黄铁矿 | 1 | 18.213 | 15.694 | 38.831 | 9.669 |
| 行洛坑 | 黑钨矿 | 1 | 17.798 | 15.585 | 38.332 | 9.511 |
| 嵩　溪 | 辉锑矿 | 2 | 18.518 | 15.655 | 38.726 | 9.561 |
| 玉　水 | 斑铜矿 | 1 | 18.002 | 15.608 | 38.377 | 9.529 |
| 玉　水 | 黄铜矿 | 1 | 18.001 | 15.611 | 38.345 | 9.535 |
| 梅　仙 | 方铅矿 | 2 | 18.290 | 15.606 | 38.561 | 9.488 |
| 玉　水 | 方铅矿 | 2 | 18.140 | 15.695 | 38.645 | 9.878 |
| 玉　水 | 辉铜矿 | 1 | 18.044 | 15.648 | 38.498 | 9.61 |
| 玉　水 | 斑铜矿 | 2 | 18.037 | 15.656 | 38.481 | 9.62 |
| 玉　水 | 黄铜矿 | 2 | 18.033 | 15.677 | 38.518 | 9.62 |
| 嵩　溪 | 方铅矿 | 1 | 18.672 | 15.808 | 39.864 | |
| 嵩　溪 | 辉锑矿 | 1 | 18.501 | 15.685 | 38.801 | |
| 治岭头 | 黄铁矿 | 13 | 17.901 | 15.614 | 38.838 | 8.424 |
| 治岭头 | 方铅矿 | 1 | 17.963 | 15.640 | 38.926 | 8.462 |
| 八宝山 | 黄铁矿 | 3 | 18.186 | 15.610 | 38.760 | 8.918 |

资料据何耀基（1990），袁旭音（1992），广东有色地研所（1990）以及本项工作。

(1) 本区花岗岩类岩石长石 Pb 同位素比值较小，$^{206}Pb/^{204}Pb = 18.278$，$^{207}Pb/^{204}Pb = 15.563$，$^{208}Pb/^{204}Pb = 38.756$，矿区火山-侵入杂岩的 Pb 同位素比值为 18.522，15.654，38.475，比浙闽粤沿海区（D）（18.534，15.656，38.866）和赣南区（F）（18.518，15.645，38.760）的 Pb 同位素比值都小，武夷区具有最低的放射成因 Pb。

由于中生代花岗岩形成的时代较年青，中生代花岗岩长石中即使有微量 U、Th，其叠加放射成因 Pb 也是极少，可以忽略不计。因此，中生代长石 Pb 同位素组成可以代表岩浆（即源岩）的平均 Pb 同位素组成。研究表明，玄武岩可代表地幔样品，而花岗岩可代表在深部尚未出露的基底岩石样品。换句话说，“中生代长石 Pb 同位素组成可以代表火山岩和侵入岩形成时未出露的基底岩石平均 Pb 同位素组成”（张理刚，1993）。

对于中生代长石 Pb 同位素比值较低，张理刚（1993）认为有三种可能，“一是基底岩石时代较老，或/和，二是变质基底岩石时代较老且变质程度较深，或/和，三是基底地幔来源火山物质”。因为武夷区的中生代火山-侵入杂岩的 $\delta^{18}O$ 和 Sr 初始值较高，排除了本区构造基底岩石以地幔物质为主的可能性。由于区内古老的高级变质作用导致 U 的早期丢失，显然由高级变质岩深熔形成的花岗岩类岩石理所当然地具有低放射成因 Pb 同位素组分。因此，我们认为武夷区基底岩石具有时代较老且遭受较强区域变质作用，以及相对富含地壳泥砂物质的特点。本区上太古界天井坪组和下元古界麻源群的原岩基本上为“火山-砂泥质陆源碎屑沉积建造”（姜耀辉，1995）。这一古老变质岩系代表了本区基底岩石，是武夷区火山岩和侵入岩的重要源岩。

(2) 浙江龙泉群、八都群黑云母斜长片麻岩中黄铁矿的平均值：$^{206}Pb/^{204}Pb = 18.266$，$^{207}Pb/^{204}Pb = 15.664$，$^{208}Pb/^{204}Pb = 38.833$；尤溪龙北溪组变粒岩和绿片岩的平均值：$^{206}Pb/^{204}Pb = 18.331$，$^{207}Pb/^{204}Pb = 15.647$，$^{208}Pb/^{204}Pb = 38.694$。显然，区内古老变质岩的 Pb 同位素组成与中生代长石 Pb 非常相似（18.278、15.563、38.756），反映中生代火山-侵入杂岩与古老变质基底存在继承性。

(3) 武夷区内有不同成因类型和成矿时代的矿床，但是它们的矿石 Pb 同位素组成特征相似，$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值分别为 18.155、15.648、38.620，放射成因 Pb 同样较低。如玉水铜矿的 $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.001 \sim 18.140$（平均 18.043）；治岭头金矿 $^{206}Pb/^{204}Pb = 17.115 \sim 18.258$（平均 17.905）。本区矿石 Pb 同位素组成与区内中生代花岗岩类长石 Pb 同位素组成相似（图 4-29），这说明矿石和长石来自同一体系的基底岩石，矿石和花岗岩类岩石有相同或相似的源区。

治岭头金矿和八宝山金矿矿石与八都群变质岩的 Pb 同位素组成相似，它们的放射成因 Pb 很低，$\mu$ 值很小。虽然治岭头金矿和八宝山金矿的成矿时代均属中生代（王华田等，1992），但 Pb 同位素特征证明成矿与变质岩有关，成矿物质主要来自变质岩，不过八宝山金矿石 Pb 同位素组成较治岭头的略高，与变质热液关系要少些。

(4) 在一个矿床中，形成温度相对较高的矿物，也就是相对较早形成的矿物，其 Pb 同位素比值较小。如玉水铜矿床中黄铜矿的 $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.012$，而方铅矿的 $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.140$。行洛坑钨矿床中黑钨矿的 $^{206}Pb/^{204}Pb = 17.798$，而黄铁矿的 $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.213$。这种变化规律说明，在成矿过程中，早阶段矿物形成时，成矿物质主要来自基底岩石衍生的岩浆，而晚阶段矿物形成时则逐渐受到盖层岩石混染。

**4. 赣南区 (F)**

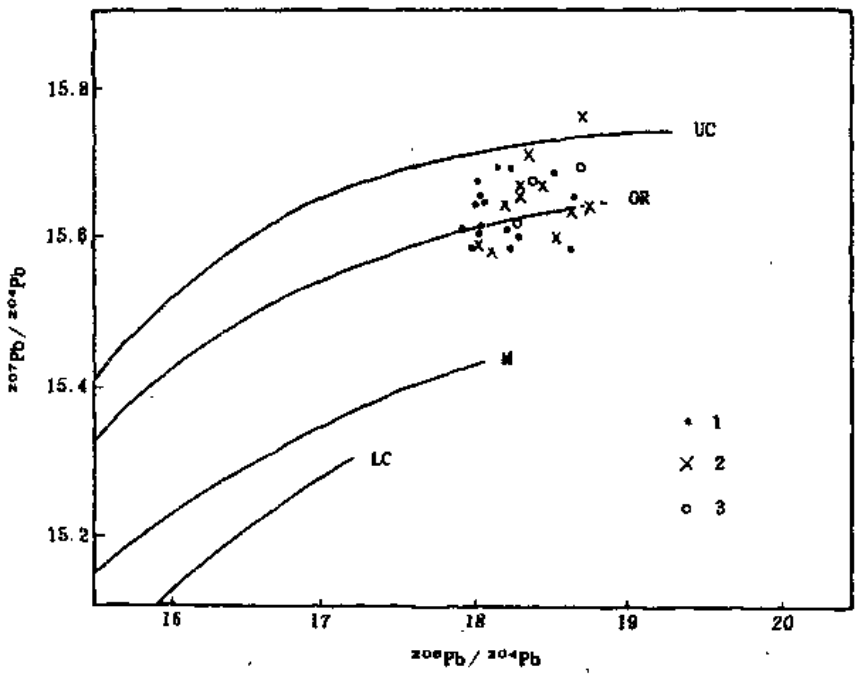



图 4-29　武夷区 Pb 同位素组成

1. 矿石 Pb；2. 长石 Pb；3. 变质岩 Pb

本区矿石 Pb 同位素组成为（表 4-69）$^{206}Pb/^{204}Pb = 18.279 \sim 18.736$，$^{207}Pb/^{204}Pb = 15.574 \sim 15.786$，$^{208}Pb/^{204}Pb = 38.528 \sim 39.193$，与区内中生代成矿花岗岩中长石 Pb（个别为火山岩）的 Pb 同位素组成相似（表 4-70），后者 $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.064 \sim 18.793$，$^{207}Pb/^{204}Pb = 15.525 \sim 15.808$，$^{208}Pb/^{204}Pb = 38.365 \sim 39.211$。R.E.Zartnau（1984）提出了 Pb 的构造模式，给出了不同源区 Pb 同位素组成随时间的演化趋势和范围，在图 4-30 中本区的矿石 Pb 与长石 Pb 大致为同源的，主要来自地壳源区。本区与武夷区对比，矿石和长石都较富含放射成因 Pb，这由其基底岩石时代相对较年轻，且变质程度较浅所决定。

**表 4-69　赣南区矿石 Pb 同位素组成**

| 矿　区 | 测试对象 | 矿　物 | 样品数 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 西华山 | 矿　石 | 方铅矿 | 2 | 18.730 | 15.788 | 39.193 |
| 西华山 | 矿　石 | 闪锌矿 | 2 | 18.667 | 15.668 | 38.797 |
| 银　岩 | 矿　石 | 黄铁矿 | 3 | 18.346 | 15.574 | 38.869 |
| 锡　坪 | 矿　石 | 黄铁矿 | 2 | 18.603 | 15.524 | 38.871 |
| 漂　塘 | 矿　石 | 方铅矿 | 1 | 18.758 | 15.797 | 39.184 |
| 荡　坪 | 矿　石 | 黄铁矿 | 3 | 18.666 | 15.683 | 38.852 |
| 荡　坪 | 矿　石 | 闪锌矿 | 2 | 18.728 | 15.786 | 39.141 |
| 磜肚山 | 矿　石 | 方铅矿 | 1 | 18.279 | 15.600 | 38.528 |
| 相　山 | 矿　石 | 黄铁矿 | 1 | 18.259 | 15.634 | 38.691 |
|  | 矿　石 | 方铅矿 | 1 | 26.849 | 16.091 | 38.705 |

注：有关结果据张理刚（1985）、俞受鋆（1988）、梅勇文（1990）等资料。

相山铀矿的矿石 Pb 同位素组成呈现岩浆期与岩浆期后热液期两种特征，前者

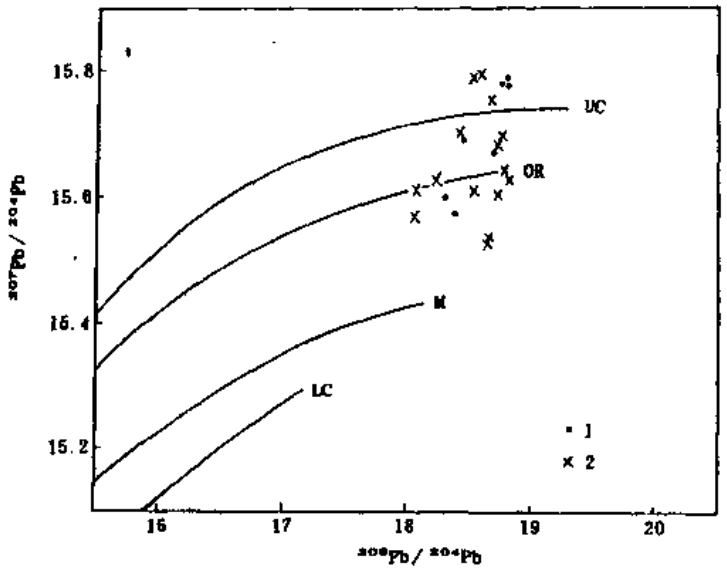



图 4-30　赣南区岩石和矿石 Pb 同位素组成

1. 矿石 Pb; 2. 长石（岩石）Pb

**表 4-70　赣南区岩石及长石 Pb 同位素组成**

| 地　点 | 岩　性 | 样品 | 样品数 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 大余西华山 | 花岗岩 | 长石 | 1 | 18.712 | 15.686 | 38.786 |
| 会昌岩背 | 次流纹岩斑岩 | 全岩 | 1 | 18.552 | 15.808 | 39.045 |
| 会昌岩背 | 英安流纹岩 | 全岩 | 1 | 18.489 | 15.799 | 38.950 |
| 会昌木坡 | 二长花岗岩 | 长石 | 1 | 18.093 | 15.622 | 38.481 |
| 信宜银岩 | 花岗斑岩 | 长石 | 2 | 18.793 | 15.649 | 39.043 |
| 信宜锡坪 | 花岗斑岩 | 长石 | 2 | 18.699 | 15.601 | 38.980 |
| 乐安相山 | 碎斑熔岩 | 钾长石 | 1 | 18.40 | 15.70 | 38.76 |
| 会昌沙先 | 二长花岗岩 | 长石 | 1 | 18.810 | 15.640 | 38.567 |
| 会昌水溢 | 二长花岗岩 | 长石 | 1 | 18.605 | 15.525 | 38.789 |
| 会昌老安背 | 二长花岗岩 | 长石 | 1 | 18.623 | 15.766 | 39.211 |
| 宁都罗布里 | 二长花岗岩 | 长石 | 3 | 18.064 | 15.569 | 38.365 |
| 宁都打古寨 | 二长花岗岩 | 长石 | 2 | 18.193 | 15.635 | 38.460 |
| 阳春锡山 | 花岗岩 | 长石 | 2 | 18.708 | 15.704 | 38.915 |

注：有关结果据张理刚（1985、1989）、沈渭洲（1989）、王德滋（1994）、陈繁荣（1991）、俞受鋆（1988）等资料。

$^{206}Pb/^{204}Pb$= 18.259，$^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.634，$^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.691，与碎斑熔岩完全一致，说明火山岩浆本身就是矿源。但低温浅成的裂隙充填矿脉，相应的三组 Pb 同位素组成值为 26.849、16.091、38.705，说明 U-Pb 的异常，表明是天水热液从含铀的碎斑熔岩淋滤出来的。

矿石 Pb 和长石 Pb 同位素组成相似，反映成矿物质与成岩物质的源区相同，都是由地壳物质衍生的。结合考虑 Nd 模式年龄，推测火山-侵入杂岩可能主要由元古代变质沉积岩部分熔融而成，并有少量地幔物质参与。

## 三、有关各源区成矿作用与深部构造效应的几点综合

上述A、B、C、D、E及F六个构造-岩浆-成矿分区，前三者属于扬子陆块，后三者归入华夏陆块。从整个西太平洋板块构造观点看，它们都属于大陆边缘。这两个古陆块的形成过程和构造-岩浆演化历史的特点已在第一、第三章中作过介绍，就成矿作用过程来说，也明显具有不同的特色。如果把江绍断裂带作为扬子陆块与华夏陆块的缝合线，那么C区即本文划分的南扬子区多少具有过渡的性质，反映在矿种和矿床成因类型上也有着过渡性特点。这在岩石Pb和矿石Pb同位素组成的数据变化上很明显。岩浆源区的壳-幔混合既有重叠又有超越。

从构造-岩浆演化与成矿的动力机制来说，中生代时中下扬子区（A、B）所受的动力来自三种构造事件，华北板块与扬子板块碰撞聚合后的松弛与拉张，Iganagi板块向欧亚大陆的俯冲（Maruyama and Seuo, 1986）和特提斯的演化（Ren Qijing et al., 1993），不管郯庐断裂起始于何时，这时它经受这三种力学机制形成左旋并具转换断层性质是目前多数学者的共识。郯庐断裂的活动也导致一系列配套的深断裂与火山盆地的出现。长江破碎带和这些深断裂就使得中下扬子地区成为中生代岩浆活动和随后的成矿作用的有利场所。这些深断裂和长江破碎带给予深部岩浆上升和地幔上隆的可行性。沿郯庐及长江破碎带地幔上隆是已由物探及地质研究所证实了的。

浙闽粤火山-侵入杂岩分布区也是西太平洋滨海带中生代构造-岩浆-成矿的活跃区，但这里构造岩浆活动的动力学机制与中下扬子区大不相同，中生代的板块构造机制似乎并未产生什么令人注目的影响。根据目前各学者研究的共识，构造属性上它属于板内的构造演化机制，伸展与裂解是随着时代而改变的。多数学者认为不存在统一的华夏古老基底，微陆块边界为壳内伸展拆离断裂的性质，就决定了以酸性岩浆作用和Pb、Zn、Ag、W、Sn矿床为主的特点。因此，本文以断裂带为边界划分的构造-岩浆-成矿分区就具有各自的演化历史和成矿地球化学特点。

从矿床成因角度看，A、B、C区和D、E、F区一样，中生代燕山期岩浆活动起了重要的作用。除了沉积矿床与变质成因矿床外，燕山期岩浆活动是所有各分区成矿的根源。对于层控矿床，岩浆热液起了叠加与改造的作用。火山-侵入杂岩侵位时不仅提供热源，更重要的是提供成矿金属，即物源。岩浆源与物源往往有一致性。某些低温浅成热液矿床的物源是火山-侵入杂岩本身，这是一种间接的物源，明显的例子是火山岩中的铀矿。成矿热液在地壳中环流时，和岩浆侵位途中可以受围岩同化混染一样，成矿热液也可以通过水-岩反应，同化混染地层或先前凝固的岩浆岩中的金属元素。这方面Pb同位素的研究提供了有力说明。

由于侵入岩定位的环境——包括地层、构造、定位深度等不同，所形成矿床的矿种、成因类型和规模也不一样（图4-31和表4-71）。由下扬子区（A及B）多矽卡岩型和层控型矿床，火山岩盆地中有玢岩Fe矿，火山盆地边缘有斑岩Cu矿，碱性岩区有U矿，而低温浅成热液矿床则少见。与东南大陆浙闽粤火山-侵入岩分布区相比，Cu（Fe、Au）矿床较多，Pb-Zn矿极次要。牺霞山的Pb-Zn-Ag矿与燕山期岩浆活动没有直接关系。这在东南大陆火山-侵入杂岩分布区，与次火山侵入活动有关的斑岩型W矿、Sn矿、Pb、Zn、Ag矿、低温

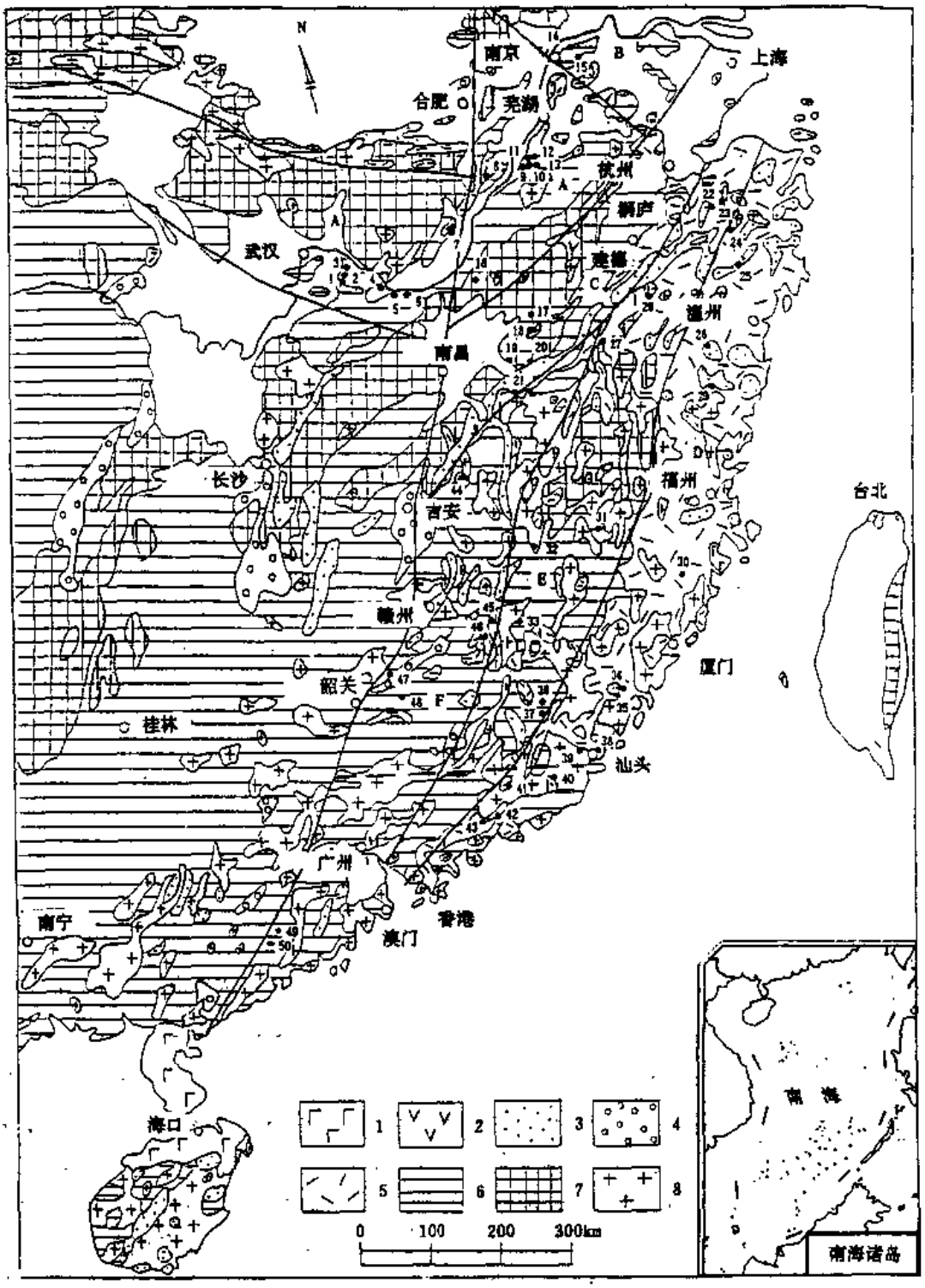



图 4-31　中国东南大陆主要金属矿床分布图（地质底图据尹家衡，1995）

1. 新生代玄武岩；2. 新生代安山岩；3. 白垩纪火山岩系；4. 白垩纪沉积盆地；5. 晚侏罗世或晚侏罗世-早白垩世火山岩系；6. 中、新生代火山岩系基底（$\in -J_2$）；7. 中、新生代火山岩基底；8. 中生代花岗岩类。图中实心圆和数字为矿床编号

浅成多金属和贵金属，热液矿床等类型的普遍性相比，二者的差异是无庸置疑的。同样是斑岩型 Sn 矿，与侵位较深的花岗岩型（如银岩）和与浅成超浅成黄玉流纹斑岩型（岩背、洋滨）之间也有差别，但在中下扬子区就不存在这类 Sn 矿。在苏州花岗岩类接触带上可以有 Sn 矿化出现，在粤东（D 区）锡除了以类似于玻利维亚的斑岩 Sn 矿出现外，更重要是以锡石硫化物型的中低温热液矿床出现。界于中下扬子区和武夷区之间的南扬子（C），产出的矿种既有 Cu、Pb、Zn、Au、Ag 矿又有 U、W 矿，类型上既有矽卡岩型和层控型，又有斑岩型、低温浅成热液型，似乎兼有南（E、D）、北（A、B）相邻两区的成矿特点，这是由于 C 区的地壳基底的物质组成兼有过渡特点所决定的。永平、冷水坑长石 Pb 同位素组成与铜陵地区的非常相近，基底变质岩含 Cu 丰度也较高，中酸性岩中 W、Cu、Pb、Zn 丰度也多超过地壳平均值。当然，自西而东，变质基底的时代与岩石物质组成并非一成不变，细节上的变化还应当更复杂些。

**表 4-71　中国东南大陆主要金属矿床的类型及编号**

| | | |
|---|---|---|
| 1—铜山口(Cu、中型) | 2—铜录山(Cu、中型) | 3—铁山(Cu、Fe、大型) |
| 4—封山洞(Cu、大型) | 5—武山(Cu、大型) | 6—城门山(Cu、大型) |
| 7—月山(Cu、中型) | 8—沙溪(Cu、中型) | 9—铜官山(Cu、中型) |
| 10—狮子山(Cu、中型) | 11—冬瓜山(Cu、大型) | 12—新桥(S、Cu、中型) |
| 13—凤凰山(Cu、中型) | 14—栖霞山(Pb、Zn、Ag、大型) | 15—安基山(Cu、中型) |
| 16—阳储岭(W、大型) | 17—银山(Cu、大型) | 18—德兴(Cu、大型) |
| 19—枫林(Cu、中型) | 20—永平(Cu、大型) | 21—冷水坑(Ag、Pb、Zn、大型) |
| 22—毫石(Ag、中型) | 23—拔茅(Ag、Pb、Zn、中型) | 24—大岭口(Ag、Pb、Zn、大型) |
| 25—五部(Pb、Zn、Ag、大型) | 26—八宝山(Au、中型) | 27—治岭头(Au、中型) |
| 28—洋滨(Sn、中型) | 29—赤路(Mo、中型) | 30—下溪底(Ag、Pb、Zn、中型) |
| 31—梅仙(Pb、Zn、Ag、中型) | 32—行洛坑(W、大型) | 33—紫金山(Cu、Au、大型) |
| 34—钟腾(Cu、小型) | 35—大望山(Pb、Zn、Ag、中型) | 36—玉水(Cu、中型) |
| 37—嵩溪(Sb、Ag、大型) | 38—莲花山(W、大型) | 39—厚婆坳(Sn、Ag、大型) |
| 40—西岭(Sn、中型) | 41—塌山(Sn、中型) | 42—长埔(Sn、Pb、Zn、大型) |
| 43—吉水门(Sn、Pb、Zn、中型) | 44—相山(U、大型) | 45—岩背(Sn、中型) |
| 46—铜坑嶂(Sn、小型) | 47—西华山(W、Sn、大型) | 48—大吉山(Sn、Nb、Ta、大型) |
| 49—锡坪(Sn、中型) | 50—银岩(Sn、大型) | |

如果把东南大陆浙闽粤中新生代火山-侵入岩浆带与美洲西部东太平洋滨海成矿带作一比较，首先在我国东南部滨太平洋带不存在与海岸近于平行的成矿分带。东太平洋滨海成矿带与太平洋板块俯冲带平行展布，而在西太平洋我国东南部滨海带，中下扬子区的成矿带多是以一角度与海岸线相交，控制矿床成带分布的是与郯庐深大断裂有关的一系列深断裂和盆地以及近东西向的长江破碎带；在东南大陆火山-侵入岩分布区，更未形成与中生代板块俯冲带平行的矿床分带，而是每一个构造-岩浆-成矿区（D、E、F）自成一成矿体系，各分区的矿床分布并没有共同的控制因素。这是由于华夏陆块不存在统一的古老基底这一新近为许多学者认同的事实所决定的，基于此，岩浆源区和矿源区随着基底而变化，加上盖层也有不同，带状分布的成矿格局就难以形成。再加上自南而北，由于剥蚀程度的差异，矿床垂直分带残留在地表的部分，在平面上的分布上就显得更复杂（Li Wenda，1989）。但不管怎样，成矿作用的总规律与东太平洋滨海成矿带仍有着相同的一面，这就是在美洲东部濒太平洋成

矿带中最有价值的矿床类型在我国东南大陆火山-侵入岩分布区都有代表，其中除了斑岩 Cu 矿，我们早就有可以比较的铜厂矿床外，同样也有斑岩 Sn 矿，并且还有我国特别丰富的斑岩 W 矿。贱金属和贵金属低温浅成热液矿床，如大岭口、五部等经济意义都很重要。斑岩 Cu 矿浅部及周边附近共生的低温浅成贵金属矿如江西银山、福建紫金山的例子，足以代表当年 R.H.Sillitoe 对美洲西部火山岩区提出过的斑岩铜矿与热液脉状共生的模式。看来斑岩 Cu 矿除了产于板块俯冲的贝尼奥夫带和特提斯碰撞带之外，板内也同样可以形成斑岩 Cu 矿床，斑岩 Sn 矿也不例外。值得提出的是在智利、秘鲁等产出的以透辉石-磷灰石-磁铁矿三矿物组合为特征的火山岩铁矿（包括部分矿浆矿床），在我国东部的中下扬子区火山盆地中也有产出（玢岩铁矿），这一类型铁矿也不仅仅产于板块俯冲带（如南美、美国西部）或喜马拉雅-特提斯碰撞带（如伊朗、土耳其、西藏东部）。总之，就我国东南部而言，尽管不存在如美洲西部濒东太平洋的平行于贝尼奥夫带的成矿分带，但成矿作用的共同性使得我国东南大陆仍有与美洲西北相同类型的矿床产出。

根据本研究结果，建议今后应当加强每一构造-岩浆-成矿分区中有关基底地壳与成矿体系的研究，每一个分区都有自己的地质演化历史（参阅前第二、第三章），基底的原始物质组成及成熟度也不全相同，盖层构造及各种岩石或地层含金属元素丰度有别，影响岩浆演化过程的因素不会完全一致，因此，加强这方面的综合研究，将会对进一步找矿提供依据。

## 四、与环太平洋其他成矿带异同性比较

中国东南大陆构造-岩浆-成矿带处子环太平洋构造-岩浆-成矿区域的东南端，为全球性环太平洋成矿带的组成部分。环太平洋构造-岩浆-成矿带有以下几种类型：

(1) 西太平洋北自堪察加经千岛群岛、琉球群岛、斐济至汤加构成火山岛链带。

(2) 日本、新西兰和印度尼西亚等由大陆裂解后微陆块组成的岛弧带。

(3) 以安第斯山脉和喀斯特山脉为典型的东太平洋活动大陆边缘带。

(4) 美国西部盆岭山脉带。

(5) 北自楚科奇经锡霍特－阿林到朝鲜半岛并可延至中国东南和越南的东亚带。

本节根据现有资料将中国东南成矿带与环太平洋其他具有一定规模和特色的带——南美安第斯成矿带、美国西部成矿带和同是东亚俄罗斯远东成矿带进行对比，分析其在构造背景、基底岩石性质、岩浆作用特征、成矿时代和成矿分带性等方面的差异，以期从全球性构造-岩浆-成矿带的角度来审视本区的成矿背景。

### (一) 四个构造-岩浆-成矿带的成矿元素分带性

南美安第斯、美国西部、俄罗斯远东和中国东南四个构造-岩浆-成矿带，由于各自所处构造环境、岩浆作用和基底性质的差异，因而具有各自的成矿特色。

(1) 南美安第斯带，就智利－玻利维亚成矿区段，由大洋向陆内的成矿分带为：滨海 Fe-Cu-Au 成矿带，智利斑岩型 Cu、Mo、Au 成矿带，玻利维亚 Sn-Ag 成矿带，玻利维亚 Sn 成矿带，玻利维亚多金属成矿带。成矿时代主要为古新世（70Ma）、晚渐新世至中新世（24－8Ma），与斑岩体有关的斑岩铜矿部分产子晚白垩世。

(2) 美国西部成矿带，由靠大洋一侧向陆内表现为：滨海 Au、Hg、Cr 和含 Cu 黄铁矿

成矿带，变质火山-沉积岩系 Au 矿带，内华达西坡 W 矿带，内华达东坡 W、Fe、Pb-Zn-Ag 成矿带，盆岭省 Au 多金属成矿带，科罗拉多 U 和多金属成矿带，东科罗拉多 Au-Mo-Ag-Fe 成矿带。成矿时代主要在拉拉米末期晚白垩-始新世（70～40Ma）以及渐新世-上新世（26～8Ma）。

（3）远东锡霍特-阿林成矿带，由大洋向陆内的成矿分带为：滨海斑岩型 Cu-Mo 成矿带，沿海 Pb-Zn-Ag 成矿带，火山带边缘 Sn 成矿带，W、Sn 成矿带，共青城 Sn 成矿带，蒙古-鄂霍茨克 Au-多金属成矿带。成矿时代主要为晚白垩世（75Ma），相对挤压环境中形成的 Cu-Mo 矿化。

（4）中国东南成矿带，按中生代成矿环境可划分出数个成矿带：东南沿海 Pb-Zn-Ag-Mo-Sn 成矿带，武夷 Cu、Au、Sn 成矿带，南岭-云开 W、Sn、稀有、稀土、Ag-Pb-Zn、U 成矿带，浙西-皖南 Cu、Au、Pb、Zn、Ag、W 成矿带，下扬子 Cu、Fe、Au、S 成矿带。其中 145～125Ma，成矿作用主要形成岩浆热液型 W、Sn 矿床和 Cu、S、Au 矿床，125～90Ma 则主要形成火山热液型 Fe、Au、Ag、Cu-Pb-Zn 矿床。

## （二）成矿带控矿地质条件异同性对比

环太平洋上述四个构造-岩浆-成矿带虽然都处于大陆边缘，与大陆板块和海洋板块间的相互作用有关，均不同程度地存在海洋板块的俯冲和消亡，但是经典的安第斯成岩成矿模式并不适用于其他三个成矿带，其主要原因在于构造机制演化的过程、火成岩带基底杂岩性质以及与前两者相关的岩浆作用特征有很大差异。

**1. 构造背景**

（1）南美安第斯属于挤压型活动大陆边缘弧系，是纳兹卡板块俯冲到南美大陆板块之下的产物。由大陆向大洋方向，其构造单元依次为巴西古陆、海西褶皱带、中生代岛弧地体，继而为新生代安第斯陆缘火山弧系，而后两者均呈南北走向叠覆于前两者的基底构造层上，显示出大陆向大洋增生的演化格局。中生代早期属于岛弧环境，狭长的岛弧分布于大陆板块边缘，在陆与岛弧之间存在一个狭长的活动边缘海盆。纳兹卡板块对南美板块的俯冲开始于（$T_3$）-$J_1$，强烈挤压发生在晚侏罗世至晚白垩世末（150～70Ma），形成褶皱和逆冲断层，岩浆活动以侵入为主。挤压后有较长时期的松弛伸展阶段（70～24Ma）。新生代属于活动大陆边缘环境，岩浆活动以火山喷发为主。随着纳兹卡板块继续向南美俯冲，倾角逐渐变缓，火山前锋由沿海向东逐渐迁移，岩浆的酸度和碱度随之增高，在安第斯中段（智利-玻利维亚区段）两个相对松弛的构造条件下（即 70Ma 和 24～8Ma），形成与火山活动有关的浅成低温热液型金矿并伴随有富金斑岩铜矿产出，在相对挤压的构造条件下（即 150～70Ma）则形成侵入斑岩体和斑岩铜矿。

（2）美国西部成矿带属于北美科迪勒拉盆岭型大陆边缘系，由法拉隆板块对北美板块俯冲而形成，其东北部为怀俄明太古代克拉通，围绕克拉通向西南（即大洋侧）侧增生。早中生代，该地的构造环境类似于南美安第斯型活动大陆边缘，沿科迪勒拉绝大部分地区发育了与俯冲作用有关的岩浆弧，岩浆作用主要发育在远离海岸的岛弧分区，到晚中生代（120～80Ma）安第斯型大陆边缘的俯冲作用及弧后聚敛变形越来越强，岛弧岩浆作用和褶皱逆冲变形作用增强，以内华达和半岛山脉岩基为核心的陆缘岩浆弧在美国西南部斜切古生代 NE 向褶皱带，内陆区的地壳增厚是由聚敛板块挤压和俯冲作用引起地壳对流热联合所造成的。

塞维尔-拉拉米期的变形位置随时间逐渐向东推进，地壳增厚区逐渐加宽，到 80～75Ma 左右，地壳增厚区扩大至科罗拉多高原极强硬的岩石圈时才停止。此阶段陆壳重熔形成强过铝的 S 型花岗质岩体。法拉隆变形位置横向上穿过达到最大地壳厚度的内陆和刚性的科罗拉多高原，进入拉拉米落基山脉前陆并导致早期的挤压变形。大约在 75～35Ma 期间，造山增厚的地壳发生强烈的伸展塌陷并影响了科迪勒拉南部，南部盆岭区的伸展塌陷把科罗拉多高原向北推移（56～50Ma），结果造成科罗拉多高原北部落基山前陆的晚期变形和科罗拉多成矿带上的岩浆作用（50～35Ma）。35Ma 是太平洋板块体制的转折期，法拉隆板块俯冲速率降低，挤压力逐步松弛，科迪勒拉南部大部分地区进入扩张期，岩浆弧向西迁移，进入熔结凝灰岩大爆发期（37～26Ma）。在晚新生代＜26Ma），由于东太平洋扩张中脊俯冲至陆下，俯冲带南端消失，代之以圣安德烈斯剪切转换断层，沿大陆边缘俯冲边界逐渐缩短，以熔结凝灰岩大规模喷发的弧火山作用停止。玄武岩-流纹岩双峰式火山作用在扩张区内变得很普遍，哥伦比亚玄武岩高原形成，美国西部大部分地区进入盆岭体制，该阶段是美国西部成矿带中贵金属和有色金属的主要成矿期。＜15Ma 双峰式火山活动沿斯纳卡河平原向东推移到达怀俄明州的黄石公园。

（3）俄罗斯远东和中国东南成矿带都属于亚洲东缘裂解型火山弧系。东亚带的特点之一是基底并非单一的前寒武纪结晶基底陆块，而是由一系列大小陆块所组成，这些板块和微板块在漫长的地质历史中经历了一系列俯冲、碰撞、裂解等过程。这些块体早古生代均处在南纬中低纬度区，自晚古生代至中生代各块体以不同速度先后由南向北运移碰撞拼贴到一起。

俄罗斯远东构造-岩浆-成矿带北部为鄂霍茨克-楚科奇带，火山岩浆活动时代为早白垩世到第三纪，南部东锡霍特-阿林带的火山活动时代为晚白垩世到第三纪，中国东南大陆火山岩浆活动起始于中侏罗世延续至晚白垩世，由此推断华南与华北之间的拼合过程主要发生在印支期，华北各块体经拼贴后于早白垩世才与北部西伯利亚板块拼合形成统一的大陆。晚中生代以来，拼合成统一大陆的东亚岩石圈变形，主要以围绕古老陆核的镶嵌变形和具左旋性质的北东向平移运动为特征，伴有近东西向和近南北向的伸展裂解构造。

综上所述，环太平洋构造运动无论在南美、美国西部还是俄罗斯远东和中国东南大陆，构造体制均经历了挤压、伸展和裂解三个阶段（表 4-72），但其时代和动力学机制却存在一定的区别。

表 4-72　环太平洋四个主要成矿带的构造体制演化

| 成矿带 | 挤压阶段/Ma | 伸展松弛阶段 | 扩张裂解阶段 |
|---|---|---|---|
| 美国西部 | 120～75 | 75～26 | 26 |
| 南美安第斯 | 150～70 | 70～24 | 24～8 |
| 俄罗斯远东 | ＞75 | 75～55 | 55～31 |
| 中国东部 | 180～155 | 145～125 | 125～75 |

**2. 岩浆作用的差异性**

环太平洋陆缘发育有中新生代从超基性到酸性和碱性的各种火山岩、侵入岩，包括不同的岩石系列和组合、不同成因的花岗岩类，它们的产出与某一特定的构造动力学阶段相关联，并具有一定的金属成矿专属性。

（1）南美安第斯火山-侵入岩带以钙碱系列为主，包括高铝玄武岩、安山岩到流纹岩及

相应成分的侵入岩类，各地段岩石类型差别较大，但总体上以安山岩为主。火山岩带相对较窄（几十公里），由于不同时代火山活动迁移而形成时代跨度较宽的火山-侵入岩带。火山带平行于变形的弧前增生带，前弧区沉积由陆相到海相，弧后沉积为陆相。自北向南由三个火山-侵入岩段组成：

北段：哥伦比亚、厄瓜多尔以玄武安山岩为主，有少量中酸性火山碎屑流和空落凝灰岩，白垩纪至始新世为低钾拉斑玄武岩-钙碱性岩组合，晚期伴生有海相火山岩，渐新世到中新世为钙碱性侵入岩。

中段：秘鲁-智利北部及玻利维亚。早期（晚白垩世）为陆上和水下喷发（卡利马火山岩），其西部是低钾拉斑玄武岩（卡斯马组），东部主要是英安岩、流纹岩（丘林组）；中期（古新世，卡利普火山岩），下部为基性-中性熔岩与火山碎屑岩，上部为酸性火山碎屑岩，并以熔结凝灰岩为主，晚期有玄武岩、英安岩、流纹岩喷发。

南段：智利中部和偏南部为玄武岩、安山岩、英安岩钙碱性系列岩石，是纳滋卡板块俯冲到南美大陆板块之下的产物。

上述三段岩浆带距海沟约 145～250km，与火山活动伴生有侏罗纪-新生代 I 型花岗岩，北段沿海岩发育有 M 型花岗岩，中段南部和西部发现有晚古生代-早中生代 S 型花岗岩。

(2) 美国西部：与安第斯型大陆边缘俯冲作用及弧后聚敛挤压作用有关的是钙碱性系列的火山侵入作用，主要表现为沿海岸发育花岗岩类岩基，晚白垩纪后发生了强烈的火山活动，约有三分之一的地区为新生代火山岩所覆盖，它们主要集中在盆岭山脉省及里奥-格朗德裂谷地区。早期（37～26Ma）酸性火山岩中发育大量熔结凝灰岩和破火山，如著名的圣胡安破火山组合。在中新世之后，火山岩系列为玄武岩-流纹岩双峰式火山岩，也有安山岩，具有从拉斑玄武岩-钙碱性火山岩-碱性火山岩的完整系列，火山活动处于地堑式拉张盆地内，并沿基底正断裂分布，热流值高。靠大陆内部在空间上有 A 型花岗岩与演化程度高的 I 型花岗岩伴生。岩浆活动的总体特征是先从沿海朝内陆逐步推进，随后又向大洋方向迁移。

(3) 俄罗斯远东岩浆活动自北向南分为两段：鄂霍茨克-楚科奇段和锡霍特-阿林段。前者绵延 3000km，其中玄武岩约占总体积的 31.6%，安山岩占 37.3%，酸性熔结凝灰岩约占 26.4%，晚期双峰式火山岩约占体积的 4.5%。火山活动的时代为早白垩世-第三纪。锡霍特-阿林段延伸 1000 多公里，其中叠置在古岛弧-沉积层上的火山岩厚度较大，以中基性为主，而叠置在古老基底上的火山岩厚度较薄，以酸性火山岩为主，但总体以中基性火山岩浆活动占优势。火山活动的时代为晚白垩世—第三纪。

(4) 中国东南大陆岩浆活动的时代跨度大（200～75Ma），其中印支期、燕山早期（>150Ma）主要为碰撞型（S 型）花岗岩类，广泛分布在政和-大埔断裂带以西的华夏陆块内。在东南沿海陆块分布的高钾钙碱性 I 型火山-侵入岩早期（145～125Ma）为安山岩-英安岩-流纹岩组合，晚期（125～105Ma）为玄武岩-英安岩、流纹岩双峰式组合及 A 型碱性花岗岩（<92Ma），伴生有基性岩脉。中生代岩浆岩带宽>1000km。在时间上，高钾钙碱性系列火山-侵入岩带是在陆内拼贴碰撞形成 S 型花岗岩之后不久开始喷发的，空间上火山-侵入岩带主要分布在断裂带两侧，并向东时代变新，代表了地幔上隆向东扩张迁移。分布在东南沿海陆块的火山-侵入杂岩是以英安岩-流纹岩为主（约占总 90%）的高钾钙碱性酸性岩系列，它既不同于以玄武岩-安山岩为主的岛弧型钙碱性系列，也不同于以玄武岩-安山岩-英安岩为主的安第斯型钙碱性系列，可称其为大陆伸展型钙碱性系列。

**3．地壳结构与基底岩石性质的差异**

现代莫霍面等深线在某种程度上留下早期构造运动痕迹并与成矿带的空间分布密切相关。南美安第斯和美国西部地区莫霍面等深线图及其与区域矿化空间分布关系表明，沿海的地幔坡带往往形成 Fe-Cu-Au 成矿带，内陆幔拗带可形成 S 型花岗岩带和钙碱性酸性火山岩有关的 W、Sn 成矿带，内陆地幔坡带往往与古缝合线一致，形成 Au、Cu 矿带；幔隆带往往意味着地壳发生过伸展作用，并发育双峰式火山岩、中基性钙碱性岩系和橄榄安粗岩系，可形成 Fe-Cu-Au 多金属成矿带和 Fe、Cu、S、Au 成矿带，这些关系在中国东南大陆成矿带也有类似的表现。环太平洋四个不同构造-岩浆-成矿带的地壳性质和剖面结构显示，安第斯和美国西部沿海增生的岛弧地体为洋壳基底，陆缘火山岩浆弧呈镶边状叠置在陆壳边缘之上，并显示出与岛弧地体具有不同的成矿作用。安第斯岩浆弧智利段火山基底为中生代-古生代岛弧岩浆杂岩和前寒武纪结晶基底，形成了规模巨大的富金斑岩铜矿带，秘鲁段基底为中生代碳酸盐型杂岩，形成特征的 Ag-Pb-Zn 型矿床，靠大陆内侧智利-玻利维亚区段陆源碎屑-碳酸盐杂岩型沉积建造构成的基底上则形成了新生代 Sn 成矿带，分布有层控型 Sn 矿床。美国西部滨海一带海相中基性火山岩-复理石沉积建造构成的基底之上形成了 Au、Hg、Cr 和含 Cu 黄铁矿型成矿带，内华达古生代褶皱基底在强烈的板块聚敛作用下，导致内陆区地壳增厚，陆壳重熔形成强过铝的 S 型花岗岩体和 W 矿带。中新世后，由于伸展运动和拆离作用，美国西部大部分地区进入盆岭体系，基底为古生代陆源碎屑-碳酸盐型杂岩建造，并发育有双峰式火山活动，形成了 Au 多金属成矿带。在科罗拉多高原增厚的岩石圈下，也形成了 U、Au、F 等多金属成矿带。中国东南大陆成矿带基底是由不同的前寒武纪结晶基底所组成，中生代岩浆活动叠覆在扬子、武夷、云开、海南、浙闽沿海等不同基底的陆块之上，成矿作用特点与基底杂岩类型具明显的继承性关系。海相中基性火山岩-沉积复理石建造利于 Cu、Au、(Fe) 等矿化富集（如中下扬子区、浙西-皖南区），陆源碎屑沉积建造则利于 W、Sn 矿化（如云开-赣南区段），陆源碎屑夹碳酸盐型的化学沉积杂岩则形成了特征的 Ag-Pb-Zn 型矿化，如浙闽沿海地区。由于中国东南大陆成矿带是由多个块体拼贴而成，基底构造特征较美国西部和安第斯成矿带要复杂得多，成矿元素分带性特征也不能用板块俯冲模式简单对比。从某种意义上讲，中国东南大陆地壳增生和与之相关的成矿作用与美国西部有相似之处，东南大陆是围绕武夷太古代杂岩核向南不断增生，美国西部是围绕怀俄明太古代拉通向西南大洋侧增生，其差别于在于增生时代和动力学过程不同表 4-73。

**表 4-73　环太平洋四个主要成矿带的主要成矿时代**

| 成矿带 | 成矿时代/Ma | |
|---|---|---|
| 美国西部 | 70～40 | 36～8 |
| 南美安第斯 | 70± | 24～8 |
| 俄罗斯远东 | >75 | 55～31 |
| 中国东南大陆 | 155～125 | 125～90 |

成矿作用与基底构造的演化历史密切相关。陆块的碰撞缝合、挤压褶皱-逆冲、伸展裂解或平移走滑均能导致地温梯度的大变化，引起不同类型的岩浆发生和成矿过程。内陆的古缝合碰撞带的蛇绿岩套基底通常为 Au-Cu 矿带，挤压褶皱-逆冲使地壳增厚通常派生 S 型花岗岩及相应的火山岩并形成 W、Sn 矿化，伸展裂解伴生有双峰式火山岩可形成规模较大的

金矿带，地幔上隆地壳减薄产生裂陷带的橄榄安粗岩系和碱性列火山-侵入杂岩，伴生了Fe、Cu、Au矿化。美国西部、安第斯、俄罗斯远东和东南大陆成矿带，尽管四者的主要成矿时代差异较大，但其共同特征是W、Sn矿化时代集中在相对挤压阶段，Pb-Zn-Ag多金属矿化时代处在相对伸展松弛阶段，而Cu-Au矿化则与扩张裂解阶段关系密切。

通过上述对环太平洋不同成矿带的对比，可以看到成矿过程是各种地质作用的综合表现形式，这些地质作用包括了岩浆作用、构造运动和深部过程以及其他地质形迹，这些地质作用又都可以统一归结为地球动力学这一重大科学命题的内涵中，而地球动力学的真正使命在于揭示和阐述各种地质现象的内在联系及其产生的动力学机制。就目前的研究资料而言，环太平洋各主要成矿带很难用统一的模式加以对比，究其根本原因在于各成矿带形成的动力学机制及其过程存在根本差别，研究的目标应着重于总结各成矿带的差异性和特殊性，对比的目的在于总结最直接和最具体地表现出的成矿时代和成矿元素分带性差异的原因，这种成矿元素分带性的差异显然是受到地壳结构和基底岩石类型、岩浆作用特征以及构造演化历史等多种因素制约的。

# 结　论

通过近四年来的研究，课题组成员以坚韧不拔的毅力和顽强拼搏的精神，克服所面临的多种困难，立足我国的地质条件，采用先进的理论和研究方法，对东南大陆构造、岩浆与成矿进行了系统的整体的研究，努力追踪当代地质科学的前沿领域，力争开拓创新，为建立具中国特色的大陆边缘地质理论提供科学依据，获得了一些新认识，提出一些新的观点和研究思路，概括如下：

(1) 讨论了研究区区域构造的总体格架、构造边界、前寒武纪基底和东南大陆构造演化历史：>2500Ma，大陆形成；1800～1400Ma 地壳快速增长；1400～1000Ma 隆起与剥蚀；1000～800Ma 碰撞造山；430～390Ma，褶皱变形与地壳重熔；230～155Ma 块体碰撞拼贴，其中 195～178Ma 有碰撞后的局部拉张；150～50Ma 大陆伸展地壳减薄；23～5Ma 大陆裂谷岩石圈减薄期。提出中生代大规模的火山-侵入作用和成矿作用主要发生在大陆地壳伸展减薄期这一新认识。

(2) 提出岩浆岩的地球化学特征是反映基底的重要线索，但在真正意义上又不足以成为基底划分的主要依据，本文以对岩浆活动有最直接制约作用的地质界线－断裂带作为构造-岩浆-成矿区的分区界线。讨论了作为地缝合线带的郯庐断裂带、江绍断裂带和具类似于缝合线带的邵武-河源断裂带的性质，以及作为壳内断裂的海丰-丽水和江南断裂带在中新生代岩浆活动中所起的屏障作用，确认长乐-南澳断裂带是一条自中生代以来一直上升的地幔隆起带，亦即它是一条正在发育的裂谷带。本文再次明确指出中下扬子区在南京-溧阳-湖州深断裂以东的滁冶-宁镇-苏锡地区与以西地区在基底特征方面的差异，前者的基底特征与华北太古代-早元古代高级变质岩相的结晶基底更为接近，从而认为华北与扬子板块的地缝合带界线应南移。

(3) 东南大陆中生代火山-侵入作用叠置在华夏和扬子陆块内几个性质明显不同的基底构造单元之上，由多期次岩浆作用的产物复合构成。构造环境经历了 230～155Ma 的挤压，145Ma 由挤压向伸展扩张的转换，125～105Ma 的扩张增强以及 92Ma 进入裂解阶段，195～178Ma 在湘闽赣粤地区出现局部拉张裂陷等多个发展阶段，不同构造-岩浆-成矿区的岩石圈结构和组成，基底变质杂岩的地球化学特征以及动力学背景制约了中生代岩浆作用和成矿作用的分区性。从而勾画出东南大陆构造-岩浆作用演化史，即从特提斯构造域的碰撞体系转变为 NE-NNE 向的古太平洋构造域的伸展-走滑体系的转换时间约 145 ± 5Ma。这一理论总结为中生代区域构造演化提供了有效的年代学制约，更具实用意义。

(4) 建立了区域构造演化年代学框架与岩浆作用产物之间关系的总体特征：176～150Ma，在诸广山地区壳源 S 型二长花岗岩-花岗岩组合；145～125Ma，在浙闽粤赣地区，壳-幔混合源 I 型高钾钙碱性英安质-流纹质火山-侵入杂岩带，在中下扬子区高钾富碱钙碱性闪长岩类；125～105Ma 在东南沿海地区，不对称双峰式低钛玄武岩-英安流纹岩组合，中下扬子区为橄榄安粗岩系粗安岩-响岩质火山-侵入杂岩；在赣南地区为高氟流纹岩-黄玉花岗岩

组合；92Ma，在浙闽沿海形成幔源A型碱性（长）花岗岩以及大量基性岩脉。随时间更新，壳幔混合源火山-侵入杂岩中的幔源组分增加，岩浆岩成因与大地构造演化相结合，反映了当前岩浆岩岩石学研究领域中的重要方向。

（5）在扬子陆块内，自华北陆块与扬子陆块碰撞对接后的伸展作用，约140Ma±，上地幔较深层位的次富集型二辉橄榄岩地幔部分熔融，形成富碱的玄武质岩浆（$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值为0.7046～0.7053，$\varepsilon_{Nd}$值为+1.3～+1.4），与下地壳岩石发生同化混染和分离结晶（即AFC）形成闪长质岩类（$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值为0.7070～0.710，$\varepsilon_{Nd}$值为－7.7～－17）。大约在126～110Ma，上地幔较上层位的富集型二辉橄榄岩的部分熔融形成碱性玄武岩浆（$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值为0.7057～0.7067，$\varepsilon_{Nd}$值为－6.0～－7.1），并与下地壳岩石同化混染和分离结晶，形成橄榄安粗岩系岩石（$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值为0.7046～0.7074，$\varepsilon_{Nd}$值为－2.19～－7.90）。随时间更新，岩石地壳混染程度降低。

（6）在华夏陆块内，挤压作用之后（<150Ma），岩石圈伸展塌陷的重力驱动导致地幔上涌，142～139Ma的玄武岩和基性岩脉存在，是东南大陆地壳开始扩张的标志。基性岩浆底侵垫托为中下地壳物质熔融提供热源。145～125Ma的高钾钙碱性英安质-流纹岩火山-侵入杂岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值为0.7069～0.7145，$\varepsilon_{Nd}$值为－8.14～－11.69，是中地壳基底含水0.6%～1.7%的变质钙碱性和高钾钙碱性玄武安山岩-安山岩部分熔融的产物。中生代玄武岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值为0.7056～0.7106，$\varepsilon_{Nd}$值为－1.67～－9.75，与双峰式火山岩中流纹岩的数值（$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值为0.7042～0.7116，$\varepsilon_{Nd}$值为－2.31～－7.41）相似，是玄武质岩浆底侵于下地壳形成壳幔过渡层的证据，并引起下地壳变质基性火山岩的部分熔融，使得125～105Ma的流纹质岩石中幔源组分比例增加。

（7）研究了东南大陆不同时代（$J_3$、$K_1$、$K_2$、E、N）玄武岩的地球化学特征及其与酸性火山岩的关系，探讨了玄武质岩浆由岩石圈地幔源向软流圈地幔源转换的时间。区内不同时代的玄武岩具有不同的Sr、Nd同位素特征：在浙东地区$J_3$（130Ma±）玄武岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.7106，$\varepsilon_{Nd}$=－6.52，$K_1$（100～110Ma）的玄武岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.7064～0.7081，$\varepsilon_{Nd}$=－3.54～－9.75，而晚第三纪（N）玄武岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.7036，$\varepsilon_{Nd}$=+7.4；同样在中下扬子区116～120Ma的玄武岩$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.7057～0.7067，$\varepsilon_{Nd}$=－6.0～－7.1，早第三纪（38～55Ma）玄武岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.7046，$\varepsilon_{Nd}$=－3.2～－4.6，晚第三纪（9～16Ma）玄武岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.7033～0.7036，$\varepsilon_{Nd}$=+4.9～+5.1，指示其源区已由白垩纪-早第三纪的交代富集型岩石圈地幔源转变至晚第三纪的软流圈地幔源，转换时间约23Ma，该时期内岩石圈至少减薄了10～30km。

（8）在中下扬子区与Cu（Au）Fe和Pb、Zn矿床有关的火成岩分为两类，通常与矽卡岩型Cu（Au）、Fe矿床和斑岩型Cu矿床有关的岩体是高钾富碱钙碱性闪长岩、花岗闪长岩（137Ma±），与玢岩Fe矿床有关的岩石是橄榄安粗岩系粗安岩类（105Ma±）。岩石中硫化物的$\delta^{34}S$高值可达13‰，是由于岩浆上升过程中与三叠纪蒸发岩同化混染的结果，矿石中硫化物的$\delta^{34}S$值大部分>4‰。火成岩类岩石中长石Pb同位素与矿石和矽卡岩中硫化物的Pb同位素大致相似，表示成矿物质与火成岩类大致同源。南扬子区（C）产出的矿种既有Cu、Pb、Zn、Au、Ag矿，又有U、W矿床，成因类型既有矽卡岩型和层控型，又有斑岩型和低温浅成热液型，兼有南北两区（即武夷区、浙闽粤滨海区和中下扬子区）的成矿特

点，表明该区结构和组成兼有过渡特点，是地缝合带“双陆壳叠置”模型的具体反映。

(9) 将华夏陆块具经济价值的金属矿产分为三类：① 斑岩型 Cu、Sn、W 和 Ag-Pb-Zn 矿床；② 浅成低温热液型 Ag、Pb、Zn 和 U 矿床；③ 中浅成低温热液型 Sn、W、Nb、Ta 和 REE 矿床。前两类矿床与高位侵入体或次火山岩有关，在浅成低温热液矿床的深部可以出现斑岩型 Cu 矿，如紫金山和银山矿，而第三类矿床通常与花岗岩有关，Sn 矿床呈锡石硫化物脉或细脉产出，W 为黑钨矿，很少发现在斑岩型矿床中常见的白钨矿。有关岩体中长石和矿石硫化物中 Pb 同位素以及岩石 Sm-Nd 同位素特征表明。岩石和矿石的 Pb 同位素很相似，证明两者是同源的；矿床中金属大部分来自岩浆源区，一部分来自上地壳特定岩相层；有些矿石 Pb 同位素偏离长石区，是由于上地壳同化混染，而影响了 U-Th-Pb 演化体系。

(10) 扬子和华夏两陆块内中生代壳-幔混合源火山-侵入杂岩在岩石系列，空间展布、物质来源，壳-幔混合类型以及矿床地球化学的明显差别，是由两陆块在岩石圈结构组成，壳-幔相互作用过程以及大陆岩石圈演化的动力学模型的差异所决定的。大约在 220～208Ma，受特提斯构造域的影响，华北与扬子陆块碰撞，而华夏是西南部离散微陆块的拼合。在 145Ma± 两陆块都进入了太平洋构造域的左旋走滑-拉张体系。在扬子陆块内，由于郯庐深大断裂活动导致形成一系列配套的深断裂和长江破碎带等，碰撞造山后经历了约 50～60Ma 的幔根剥离等调整机制后进入伸展-裂解阶段，使得软流圈地幔上隆，上地幔物质部分熔融，或为晚中生代岩浆和成矿作用的有利场所；而华夏陆块内没有发生如同大别造山带那样令人注目的碰撞造山机制，微陆块的软碰撞一直持续到 155Ma±，在经历了约 10Ma 的地壳伸展减薄和基性岩浆底垫托作用的调整后，壳内的伸展拆离断层致使中下地壳物质部分熔融，形成了全球罕见的大陆边缘的酸性岩浆作用。

(11) 本研究区与东太平洋安第斯、美国西部成矿带的对比表明，尽管不存在如美洲西部濒东太平洋的平行于俯冲带的成矿分带，但东太平洋成矿带中最有价值的矿床类型在我国东南大陆火山-侵入岩分布区都有产出，尽管太平洋东西两岸的区域构造演化都经历挤压-扩张-裂解的演化过程，但东太平洋活动带主要是由于大洋板块向大陆板块俯冲增生以及俯冲角度变化的机制所制约，而我国东南大陆主要是多个微陆块随时间而变化的碰撞拼贴及其后的伸展扩张机制所制约，每个构造-岩浆-成矿区的基底大多代表一个独立的构造单元，各自具有特有的形成和演化历史，因此，各分区的矿床分布没有共同的制约因素，完全受各分区的岩石圈结构组成，壳-幔相互作用过程和微陆块边界断裂的性质所控制，造成了两岸迥然不同的岩浆-成矿作用分带性，因而不能用统一的模式来解释。

(12) 提出我国东南部中生代火山-侵入岩带地球动力学模式的初步纲要，其要点为：① 印度板块向欧亚大陆的构造作用是陆块间碰撞与碰撞后松弛伸展的深部构造效应；② 古太平洋板块对欧亚大陆不是简单正向俯冲，而是离散-走滑-斜向俯冲，构造效应是伸展走滑-扩张裂解。这两种构造体系或构造效应的叠加，构成了东南部复合动力学背景。在这两种动力学体系叠加复合的背景下形成了两个构造域四个时期的岩浆作用和成矿作用。即特提斯构造域：235～208Ma 的陆内碰撞挤压（包括 195～178Ma，碰撞后的局部拉张），176～155Ma，大规模陆内挤压；古太平洋构造域：150～125Ma 的伸展走滑以及 125～50Ma 的扩张裂解。

# 主要参考文献


蔡本俊，长江中游地区内生铁铜矿床与膏盐的关系，地球化学，1980，(2)：193～199

蔡本俊，蒸发岩对（偏）碱性岩的控制及其意义，矿物岩石，1982，(4)：1～9

常印佛等，长江中下游铁铜成矿带，北京：地质出版社，1991

陈道公、张剑波，福建龙海明溪两区玄武质火山岩钾-氩年龄和 Nd、Sr、Pb 同位素，岩石学报，1992，(8)：324～331

陈迪云等，相山铀矿田同位素地质学特征，矿床地质，1993，12 (4)

陈迪云等，相山碎斑熔岩铷、锶、氧、铅同位素地球化学研究，南京大学学报（地球科学），1994，64 (4)

陈好寿，浙东火山岩区银（铅锌）矿床同位素地球化学研究，杭州：浙江大学出版社，1994

陈江峰，简单混合、AFC 混合花岗岩同位素数据解释，安徽地质，1991，(1)：19～27

陈江峰、周泰禧、李学明、K.A.Foland、黄承文、卢伟，安徽南部燕山期中酸性侵入岩的源区锶、钕同位素制约，地球化学，1993，(3)：261～268

陈泰平，粤西四会花岗岩的侵入时代，广东省地质学会会刊，1991，(1)：37～38

陈正宏，台湾之火成岩，台北：台湾经济部中央地质调查所出版，1990

陈克荣等，银山矿床伴生金矿成矿物质来源的地球化学研究，见：欧阳自远主编，中国矿物岩石地球化学新进展，兰州：兰州大学出版社，1994，229～241

崔彬，江西九（江）瑞（昌）地区花岗岩类的演化及其控矿作用，现代地质，1993，7 (2)：337～345

邓晋福、叶德隆、赵海玲、汤德平，下扬子地区火山作用深部过程与盆地形成，北京：中国地质大学出版社，1992，1～44

邓属予、王源、汤振辉、黄奇瑜，台湾北部早第三纪沉积盆地的地体构造背景，台湾石油通讯，1992，9 (2)：13～25

翟裕生等，长江中下游地区铁铜（金）成矿规律，北京：地质出版社，1991

董树文等，大别山碰撞造山带基本结构，科学通报，1993，38 (6)：542～545

董平等，拔茅银矿成矿地球化学及成矿物质来源，火山地质与矿产，1993，14 (1)：49～60

董平等，扬子型铜矿床矿物稀土元素地球化学，火山地质与矿产，1995，16 (2)：78～93

董平等，武山铜矿层状含铜黄铁矿体锶同位素地球化学特征及矿床成因，火山地质与矿产，1995，16 (2)：94～100

杜杨松、王德滋、陈克荣，中国东南沿海火山-侵入岩，北京：地质出版社，1989

范洪源等，长江中下游海相三叠系膏盐层与铜（金）、铁矿床，火山地质与矿产，1995，16 (2)：55～66

冯宗帜、亓润章等，福建永泰-德化地区火山地质及火山岩含矿性（研究报告），南京地矿所所刊，1991，增刊 9

顾连兴、徐克勤，论长江中下游石炭世海底块状硫化物矿床，地质学报，1986，(2)：176～186

关勋凡等，银岩斑岩锡矿-中国锡矿床的一种新类型，地质学报，1985，(2)：155～162

郭令智、施央申、马瑞士，华南大地构造格架和地壳演化，见：郭令智主编，国际交流地质学术论文集（一），北京：地质出版社，1980，106～109

郭令智、施央申，中国东南部地体构造的研究，南京大学学报（自然科学版），1984，(4)：732～739

郭晓山等，南京栖霞山铅锌矿床成因探讨，矿床地质，1985，4 (1)：12～19

郝正平，江西银山多金属矿床的矿化分带，矿床地质，1988，7 (3)：3～14

何仲朗，浙东南燕山晚期侵入岩中 Sm-Nd，Rb-Sr 同位素演化特征对岩浆源区的初步探讨，浙江地质，1987，3 (2)：24～31

何耀基，广东梅县玉水热液沉积多金属矿床的成矿地质特征，广东地质，1990，5（1）
何国朝、林德松，江西银山矿床的稳定同位素组成特征，矿产与地质，1992，(6)：406～412
何金祥、余国瑜等，安徽铜陵黄狮涝山金矿床地质特征及成因，矿床地质，1994，13（3）：201～210
贺伯初等，武夷山西坡含锡花岗岩时代及物质来源探讨，南京大学学报（地球科学），1990，2（1）
侯宗林、李继亮，闽西南前陆褶皱冲断带初步研究，见：李继亮主编，东南大陆岩石圈结构与地质演化，北京：冶金工业出版社，1993，27～33
胡雄健，浙西南下元古界八都群的地质年代学，地球化学，1994，23（增刊）：18～23
华仁民，江西银山铅锌铜矿化机制讨论，矿床地质，1987；6（2）
华仁民等，江西银山外围地层中金的地球化学降低场及其成矿意义，矿床地质，1993，12（4）：281～296
黄报章等，论黄岩五部铅锌矿床的成矿特征和形成条件，南京地矿所所刊，1983，4（2）：85～104
黄萱、孙世华、吴克隆，福建省白垩纪岩浆岩 Nd、Sr 同位素研究，岩石学报，1986，2（2）：50～62
黄萱、D.J.Depaolo，华南古生代花岗岩类 Nd-Sr 同位素研究及华南基底，岩石学报，1989，(1)：28～36
黄斌，安徽铜陵地区块状硫铁金矿床的铅同位素特征，地质学报，1991，(4)：347～359
江苏省地矿局，宁镇山脉地质志，北京：地质出版社，1989
雷新勇等，粤东花岗岩类地球化学特征及成因探讨，火山地质与矿产，1993，14（2）：13～23
李继亮、孙枢、许靖华，南华夏造山带构造演化的新证据，地质科学，1989，(3)：217～225
李继亮，中国大陆东南地区大地构造研究新进展，见：陈宏宇主编，海峡两岸地质学术研讨会论文摘要（Ⅱ），台北：台湾大学出版，1995，98～101
李坤英等，浙闽赣中生代陆相火山岩同位素年代学，南京地矿所所刊增刊，1989
李曙光等，扬子板块北缘地壳的钕同位素组成及其构造意义，地球化学，1994，23-增刊：10～15
李文达，新西兰国际火山学会议上有关新金矿的讨论及我国中生代火山岩中找金可能性问题，南京地质矿产研究所所刊，1986，7（1）：1～11
李文达等，长江中下游火山-侵入杂岩研究中值得探讨的几个问题（一），火山地质与矿产，1995，16（2）：1～20
李献华，万洋山－诸广山花岗岩复式岩基的岩浆活动时代与地壳运动，中国科学（B 辑），1990，(7)：747～755
李献华等，华南前寒武纪地壳形成时代的 Sm-Nd 和锆石 U-Pb 同位素制约，地球化学，1991，(3)
李献华，华南地壳增长和构造演化的年代学格架与同位素体系制约，矿物岩石地球化学通讯，1993，(3)：111～115
李亿斗等，西华山花岗岩下地壳起源的证据，地质学报，1986，(3)：256～272
李兆麟等，广东莲花山钨矿成岩成矿温度研究，矿床地质，1995，14（3）：252～260
廖其林，福州-泉州-汕头地区地壳结构的爆炸地震研究，地球物理学报，1988，31（3）
林德松、扬斌，江西银山矿床岩石稀土地球化学研究，矿产与地质，1991，(5)：349～355
刘宝珺、潘杏南、许效松、徐强，华南盆地的演化，成都地矿所所刊，1991，(14)：1～14
刘昌实、贺伯初，赣东南含黄玉岩浆岩成因雏议，南大学报（地球科学），1991，(3)：220～230
刘昌实，江西岩背斑岩锡矿地质，南大学报（地球科学），1993，5（4）：376～385
刘昌实等，浙江泰顺洋滨含锡黄玉花岗质斑岩成因，南大学报（自然科学），1993，29（3）：448～459
刘光鼎，中国海域地球物理场和地球动力学特征，地质学报，1992，66（4）：300～314
陆志刚、陶奎元等，中国东南大陆火山地质及矿产，北京：地质出版社，1997
吕恩茂、吴新民、何春林，江苏省南部地区锡矿的发现，江苏地质，1992，16（3～4）：164～167
卢华复、张庆龙、贾东，地体概念与研究现状，山西地质，1990，5（1）：61～69
马杏垣、刘和甫、王维襄、汪一鹏，中国东部中、新生代裂陷作用与伸展构造，地质学报，1983，(1)：22～31

满发胜、王小松，阳储岭斑岩型钨钼矿床同位素地质年代学研究，矿产与地质，1988，(1)：61～67
毛建仁、苏郁香、陈三元等，长江中下游中酸性侵入岩与成矿，北京，地质出版社，1990
毛建仁、程启芬，东南大陆中生代玄武岩岩石系列及其构造意义，南京地矿所所刊，1992，11 (4)：29～44
毛建仁、苏郁香、陈三元、程启芬，中国东南大陆中生代火山侵入杂岩的成因，见：陆志刚、陶奎元主编，中国东南沿海火山地质与矿产论文集，北京，地质出版社，1992，155～168
毛建仁，大陆扩张裂解型钙碱性系列火山带研究，矿物岩石地球化学通讯，1994，(2)：106～109
毛建仁，中国东南大陆中、新生代岩浆作用与壳幔演化动力学，火山地质与矿产，1994，15 (2)：1～12
莫名浈，阳储岭斑岩钨钼矿床蚀变分带特征与成矿作用关系初步研究，矿床地质，1988，7 (3)：50～59
宁芜研究项目编写小组，宁芜玢岩铁矿，北京，地质出版社，1988
戚建中等，粤东长埔－西岭地区锡矿成矿地质条件、成矿机理及成矿预测，南京地矿所所刊增刊，1991，(10)：1～121
孙明志、徐克勤，华南加里东花岗岩及其形成地质环境试析，南大学报（地球科学），1990，(4)：10～20
沈敢富，银岩锡矿成岩成矿机理新探，地球化学，1992，(4)
沈渭洲等，Nd模式年龄谈华南陆壳形成时间，南大学报（地球科学），1989，(3)：83～91
沈渭洲等，江西两类火山侵入杂岩的同位素地球化学特征和物质来源，岩石学报，1992，8 (2)：177～184
沈渭洲等，华南基底变质岩的Sm-Nd同位素及其对花岗岩类物质来源的制约，岩石学报，1993，(2)
沈渭洲等，广东银岩含锡斑岩的地球化学及同位素地质研究，南大学报（地球化学），1994，6 (2)
沈渭洲等，浙江洋滨斑岩锡矿的同位素地质研究，矿床地质，1994，13 (2)：186～192
石准立、张永利，鄂东南－赣西北地区中生代中酸性侵入体岩浆起源、演化与成矿，现代地质，1992，6 (4)：444～457
水涛、徐步台、梁如华、邱郁双，绍兴－江山古陆对接带，科学通报，1986，444～448
水涛，中国东南大陆基底构造格局，中国科学（B辑），1987，(4)：414～422
水涛、徐步台、梁如华、邱郁双，中国浙闽变质基底地质，北京，科学出版社，1988
水汀、阎晋英、施华生，政和－大埔断裂带基本特征及其演化模式，火山地质与矿产，1993，14 (2)：53～62
苏友庆，福建水吉铅锌矿床矿石硫铅同位素特征及矿床成因，地质找矿论丛，1992，7 (4)：85～97
陶奎元，环太平洋中国东南大陆火山带独特性探讨，见：陆志刚、陶奎元主编，中国东南沿海火山地质与矿产论文集，北京：地质出版社，1992，(3)：1～13
陶奎元，火山岩相构造学，江苏科技出版社，1994
王道华等，长江中下游区域铜、金、铁、硫矿床基本特征及成矿规律，北京，地质出版社，1987
王鹤年、张守韵、俞受鋆、陈骏，华夏地块韧性剪切带型金矿地质，北京，科学出版社，1992
王鸿桢，中国华南地区地壳构造发展的轮廓，见：王鸿桢主编，华南地区古大陆边缘构造史，武汉，武汉地院出版社，1986，1～15
王文斌等，江西武山铜矿稀土元素特征，火山地质与矿产，1994，15 (1)：35～43
王文斌等，长江中下游成矿侵入岩的特征研究，火山地质与矿产，1995，16 (2)：32～41
王德滋等，江西岩背斑岩锡矿区火山侵入杂岩，南大学报（自然科学版），1993，29 (4)：638～650
王德滋等，华南S型火山杂岩与成矿，南大学报(地球科学)，1994，(2)：322～333
王德滋等、周金城、邱检生、张海进，东南沿海早白垩纪火山活动中的岩浆混合及壳幔作用证据，南大学报（自然科学版），1994，6 (4)：317～325
王学成、饶冰，粤北贵东岩体内基性岩脉的成因研究，南大学报（自然科学版），1992，25 (1)：120～131
王执钧，江山－绍兴断裂带若干岩石类型探讨，浙江地质，1988，(1)
魏元柏等，浙江天台大岭口银铅锌矿床稳定同位素研究，南大学报（地球科学），1988，(1)：203～213

魏元柏，浙东南地区脉状和层状铅锌（银）矿床的稳定同位素研究，地球化学，1992，(2)：125～132
吴永乐等，西华山钨矿地质，北京，地质出版社，1988
谢窦克、张宗清，东南沿海基底杂岩的同位素年代学研究，南京地矿所所刊，1989，10 (3)：24～34
谢窦克，扩张－裂解的中国东南及西太平洋区岩石圈构造，见：陆志刚、陶奎元主编，中国东南沿海火山地质与矿产论文集，北京，地质出版社，1992，177～192
谢窦克等，华南大陆深部探测与综合研究，地球学报，1995，(4)：339～353
谢芳贵、谢家莹、陶奎元、赵曙良，中国东南大陆中生代火山岩系列及其成分的时空变异趋势，见：陆志刚、陶奎元主编，中国东南沿海火山地质与矿产论文集 (1)，北京，地质出版社，1992，132～144
谢华光等，广东长埔锡矿床的成矿特征及物质来源，地质找矿论丛，1989，4 (3)
谢华光等，安徽新桥铜硫矿床成矿时代及成矿物质来源，火山地质与矿产，1995，16 (2)：101～107
谢家莹、陶奎元、尹家衡、谢芳贵、毛建仁等，中国东南大陆火山地质及火山-侵入杂岩，北京，地质出版社，1996
邢凤鸣、徐祥、陈江峰、周泰禧，江南古陆东南缘晚元古代大陆增生史，地质学报，1992，66 (1)：59～71
邢凤鸣、徐祥，安徽两条 A 型花岗岩带，岩石学报，1994，10 (4)：357～369
邢凤鸣，安徽沿江地区中生代岩浆的基本特点，岩石学报，1995，11 (4)：409～422
熊绍柏，中国东南地区地幔上涌的地球物理证据，中国地球物理学会年刊，地震出版社，1993
熊小林等，江西岩背斑岩锡矿蚀变分带及其主要蚀变岩的地球化学特征，矿床地质，1994，13 (1)：1～10
徐克勤等，花岗岩地质和成矿关系，南京：江苏科学技术出版社，1984
徐晓春等，粤东地区中生代火成岩的时空分布、岩石特征及成矿物化条件，合肥工业大学学报（自然科学版），1993，16 (1)：1～12
徐步台等，浙江毫石银矿床成矿年代学及同位素地球化学，矿床地质，1994，13 (3)：271～281
许靖华，薄壳板块构造模式与冲撞型造山运动，中国科学，1980，(11)：1081～1089
许靖华、孙枢、李继亮，是华南造山带而不是华南地台，中国科学（B 辑），1987，(10)：1107～1115
许志琴、张建新，中国东部中生代以来的陆内造山作用及山链类型，见：陈宏宇主编，海峡两岸地质学术研讨会论文摘要（Ⅱ），台北：台湾大学出版，1995，136～138
薛怀民等，中国东南大陆中生代火成岩的 Nd 模式年龄与区域地壳的形成演化史，地质学报，1996，70 (1)：35～47
姚伯初，南海海盆在新生代的构造演化，南海地质研究，广州，广东科技出版社，1991，(3)：9～23
杨明德等，浙东南地区铅锌（银）矿床稳定同位素特征及成矿物质来源探讨，矿产与地质，1989，3 (11)：57～63
杨学明、林文通，铜官山矿区金口岭铜金矿床围岩蚀变、成矿物理化学条件及成矿机理研究，地质科学，1989，(4)：323～338
杨树峰、陈汉林、方大钧、郭亚滨、王兆梁，浙江地体构造的基本特征及其演化，南大学报（地球科学），1991，(3)：210～219
杨森楠、周国藩，亚洲东部大陆边缘的构造扩张和地球动力环境，地质科学情报，1992，11 (1)：14～20
杨荣勇等，安徽庐枞地区巴家滩火山-侵入体的岩浆来源，地球化学，1993，(2)：197～206
杨祝良，浙东中、新生代玄武岩起源、演化与地幔交代作用，火山地质与矿产，1993，14 (3)：7～20
杨杰东等，浙江龙泉八都群斜长角闪岩的 Sm-Nd 和 Rb-Sr 年龄测定及其意义，地球化学，1994，23（增刊），25～30
叶庆同，江西银山铜铅锌矿床原生矿化分带的初步研究，南京地矿所所刊，1983，4 (1)：1～16
叶水泉等，栖霞山式铅锌多金属矿床成矿条件、成因模式和预测，江苏地质，1991，(5) 增刊，59～65
任启江等，安徽庐枞中生代火山构造洼地及其成矿作用，北京，地质出版社，1991

任纪舜、陈廷愚、刘志刚、牛宝贵、刘凤仁，华南大地构造的几个问题，科学通报，1986，(1)：49～51
任纪舜，论中国南部的大地构造，地质学报，1990，(4)：275～288
任纪舜，中国大陆构造，见：陈宏宇主编，海峡两岸地质学术研讨会论文摘要（Ⅱ），台北：台湾大学出版，1995，74～78
俞受鋆等，粤西南锡矿床成矿规律，广州：中山大学出版社，1990
袁忠信等，南岭花岗岩类岩石 Sm、Nd 同位素特征及岩石成因探讨，地质论评，1992，38 (1)
袁旭音，浙江遂昌-龙泉型金矿床的地球化学特征及成因，地质找矿论丛，1992，7 (1)
岳文浙等，长江中下游威宁期沉积地质与块状硫化物矿床，北京，地质出版社，1993
芮行健等，浙闽赣中生代火山岩地区金属矿床特征、成矿作用及火山作用的关系，南京地矿所所刊，1988，(5) 增刊：1～85
张理刚，稳定同位素在地质科学中的应用，西安：陕西科学技术出版社，1985
张理刚，莲花山斑岩型钨矿床的氢、氧、硫、碳和铅同位素地球化学，矿床地质，1985，4 (1)
张理刚，长石铅和矿石铅同位素组成及其地质意义，矿床地质，1988，7 (2)，55～62
张理刚、王可法，中国东部中（新）生代构造同位素地质学研究，桂林冶金地质学院学报，1991，11 (1)：35～48
张理刚，中国东部岩石圈铅同位素化学结构与动力学研究，矿物岩石地球化学通讯，1992，(3)：133～137
张理刚等，华夏古大陆存在吗？铅同位素研究，地质学报，1993，(2)
张理刚、邢凤鸣，安徽中生代花岗岩铅同位素组成与铅同位素省划分，岩石学报，1993，9 (2)：105～114
张理刚等，中国东部中生代花岗岩长石铅同位素及铅同位素省划分，科学通报，1993，(3)：235～240
张理刚等，华南南扬子省与南岭省中生代含钨锡花岗岩长石铅同位素组成及其地质意义，矿物学报，1994，14 (1)：15～21
张理刚，中国东部富碱侵入岩铅同位素组成特征模式及其地质意义，地球科学，1994，19 (2)：227～234
张理刚等，论“华夏古大陆”－铅同位素研究证据，地质论评，1994，40 (3)：200～208
张国林等，重熔斑岩型锡多金属矿床蚀变分带特征及其与矿化带的关系，地质论评，1992，38 (5)：414～426
张旗，镁铁－超镁铁岩与威尔逊旋回，岩石学报，1992，8 (2)：168～176
张玉学等，行洛坑钨矿地质地球化学特征及成因研究，地球化学，1993，22 (2)
张祖还等，华南产铀花岗岩及有关铀矿床研究，原子能出版社，1991
章邦桐，安庐石英正长岩带的地质和地球化学特征及成因探讨，岩石学报，1988，(3)：1～14
章邦桐，浙赣元古宙陆壳地球化学演化特征，南大学报（地球科学），1992，4 (2)
章邦桐，浙西陈蔡群斜长角闪岩的岩石学和地球化学特征及其地质意义，南大学报（地球科学），1994，(1)：19～27
周真，铜陵马山金矿床成因的研究，地质论评，1984，30 (5)：467～475
周新民、朱云鹤，江绍断裂带的岩浆混合作用及其两侧的前寒纪地质，中国科学，1992，(3)：296～303
周新华、鄂莫岚、张剑波，东海早第三纪玄武岩的发现及其区域地幔地球化学成因意义，岩石学报，1992，8 (4)：395～397
周涛发等，安徽安庆铜矿硫的来源及转换机制，火山地质与矿产，1994，15 (4)：1～10
周涛发、岳书仓，安徽月山地区成岩－成矿作用关系研究，火山地质与矿产，1995，16 (2)：55～66
周珣若、吴克隆，漳州Ⅰ－A型花岗岩，北京，科学出版社，1994
周珣若、任进，长江中下游中生代花岗岩，北京，地质出版社，1994
朱炳泉，地球的初始组成是均一的吗，矿物岩石地球化学通讯，1990，(2)
朱介寿，中国大陆岩石圈的人工地震研究，见：中国地质科学院岩石圈研究中心主编，岩石圈论文集，1986，250～274

朱正书等，银岩斑岩锡矿的地质地球化学及其成因研究，地球化学，1988，(4)
朱正书等，江西会昌岩背锡矿床地质特征及矿床类型的划分，矿床地质，1990，9 (4)：325～331
朱云鹤等，江绍断裂带中闪长岩类的糜棱岩化作用，火山地质与矿产，1994，15 (1)：23～34
Asmerom, Y., Patchett, P.J., Damon, P.E., Crustal-Mantle interaction in continental arcs: inferences from the Mesozoic continental crust, J.Petrol. 1988, 29: 599～624
Aubouin, J., The west Pacific geodynamic model, Tectonophysics, 1990, (183): 1～7
Beatriz, C. and Suzanne, M.K., Implications of Quatenary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the Puna Plateau, Central Andes, Argentina, Contri. Mine. Petrol., 1993, (113): 40～58
Bateman, P.C., Eaton, J.P., Sierra Nevada Batholith, Science, 1967, 158 (5): 1407～1417
Burchfiel, B.C., Tectonic framework of the Cordilleran orogneic belt of western north America, Continental magmatism Abstracts, 1989
Charoy, B. and Raimbault, L., Zr-, Th-, and REE-rich biotite differentiates in the A-type granite pluton of Suzhou (Eastern China), the key role of fluorine, J. Petrol., 1994, 35 (4): 919～962
Da Silva Filho, A.F., Guimaraes, I.P. and Thompson, R.N., Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoeirinha-Salgueiro belt, Ne Brazil: a transition from collisional to post-collisional magmatism, Precamb. Res., 1993, 62: 323～342
Dodge, F. C. W., Millard, H.T. Elshimen, H.N., Compostional variations and abundance of selected elements in granitoid rocks and constituent minerals, Central Sierra Nevada Batholith, California, Geol. Surv. Prof. Paper, 1982, 1248: 1～14
Dostal, J. and Mueller. W., Archean shoshonites from the Abitibi greenstone belt, Chibougamau (Quebec, Canada): geochemistry and tectonic setting, J.Volca. Geother. Res., 1992, 53: 145～165
Friedrich, G.H. and Herzig, P.M., Base metal sulfide deposites in sedmentary and volcanic evironments. Springer-verlag Press, 1988
Fukao, Y., Obayashi M. Inoue, H. et al., Subducting slabs stangment in the mantle transition zone, J. Geophys. Res., 1992, 97 (B4): 4809～4822
Furlong K. P., Fountain D. M., Continental crustal under plating, thermal consideration and seismic-petrologic consequences, J. Geophys. Res, 1986, 91 (B8): 8285～8294
Griffin, W.L., O' Reilly, S.Y., Is the continental Moho the crust-mantle boundary? Geology, 1987, 15: 241～244
Gupta, S., Comments and reply on "Mesozoic overthrust tectonics in South China" -Comment. Geology, 1989, 17: 669～671
Hieghes, C.J., Igneous petrology, Development in petrology, 7, Elsevier Scientific Publishing Company, 1982
Hodges, K.V. and Walker, J.D., Extension in the Cretaceous Sevier orogen, North American Cordillera, Geol. Soci. Am. Bull., 1992, 104: 560～569
Huchon, P., Pichon X. Le, Rangin, C., Indochina Peninsula and the collision of India and Eurasia, Geology, 1994, 22: 27～30
Huppert, H.E and Sparks, R.S.J., The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust, J.Petrol., 1988, 29: 599～624
Hsu, K.J., Li, J.L., Chen, H.B., Sun, S., Tectonics of South China: Key to understanding, West Pacific geology, Tectonophysics, 1990, (183): 9～39
Ishihara, S. and Sasaki, A. editer, Metallogeny of Asia, 1980, Report of 201, Geological survey of Japan, 1981
Ishihara, S. et al., Characteristics of Cretaceous magmatism and related mineralization of the Ningwu Basin, Lower Yangtze area, eastern China, Bull of G.S.J. 1986, 37 (5): 207～231

Jahn, B.M., Zhou X.H., Li, J.L., Formation and tectonic evolution of southeastern China and Taiwan: Isotopic and geochemical constraints, Tectonophysics, 1990, 183: 145～160

Kouda, R.et al., Wuhu deposits, a representative lead-zince mineralization associated with Mesozoic volcanic rocks in China, Bull. of G.S.J., 1986, 37 (5): 271～293

Li Wenda, Metallogenesis related to volcanism, National report on volcanology and chemistry of the earth' s interior for the general assembly of IUGG, Vancauuer, Canada, 1987

Li Wenda, Mesozoic continental magmatism and its metallogeny in southeast China, Continental magmatism abstracts, IAVCEI Central Assembly, New Mexico, USA, 1989

Li Wenda, On the Yangtze-type copper deposits and their polygenetic origin, Chinese Journal of Geochemistry, 1990, 9 (4): 234～318

Li Wenda, et al., New achievements on the stndy of metallogeny related to volcanism, China national report on volcanology and chemistry of the earth's interior for the XX general assembly of IUGG, Vienna, Austria, 1991, 55～74

Li Wenda, et al., Studies of the mineralization in volcanic rock area, China national report on volcanology and chemistry of the earth's interior for the X XI general assembly of IUGG, Boulder, Colorado, USA, 1995

Lesher, C.E., Decoupling of chemical and isotopic exhange during magma mixing, Nature, 1990, 344: 235～237

Lister, G.S. and Baldwin, S.L., Plutonism and the origin of metamorphic core complexes, Geology, 1993, 21 (7): 607～610

Livaccari, K.F and Perry, F.V., Isotopic evidence for preservation of Cordilleran lithospherie mantle during the Sevier-Laramide orogeny, West United States, Geology, 1993, (21): 719～722

Livaccari, K.F., Role of crustal thickening and extensinal collapse in the tectonic evolution of the Sevier-Laramide orogeny, West United States, Geology, 1993, (19): 1104～1107

Liu Yingjun, et al, Geochemical studies on Au distribution and mineralization in the northwest Jiangxi, Terrain, Chinese Journal of Geochemistry, 1994, 13 (1): 1～12

Martin, H., Bonin, B., Capdevila, R., Jahn, B.M., Lameye, J. and Wang, Y., The Kuiqi peralkaline granitic complex (SE China): Petrology and geochemistry, J.Petral., 1994, 35: 983～1015

Marugama, S. and Seno, J., 1986, Orogeny and relative plate motion: Example of the Japanese Islands, Tectonophysics, 1986, 127: 305～342

Nelson, K.D., Are crustal thickness variation in old mountain belt like the Appalachinans a consequence of lithospheric delamination? Geology, 1992, 20: 498～502

Paterson, S.R., Fowler, J.K., Extensional pluton-explacement models: Do they work for large plutonic complexes? Geology, 1993, 21 (9): 781～784

Peccerillo, A., Taylor, S.R., Geochemistry of Eocene cale-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, Contrib. Mineral. Petrol. 1976, 58: 68～81

Pe. G-Piper and Piper, D.J.W., Geochemical variation with time in the Cenozoic high-K volcanic rocks of the island of Lesbos, Greece: Significance for shoshonite petrogenesis, J.Volcanol. and Geother. Res., 1992, 53: 371～387

Quick, J.E., Synmagmatic deformation in the underplated ingneous complex of the Ivra-Verbano zone, Geology, 1992, (20): 613～616

Ren Qijiang, Qiu Jiansheng, Wang Dezi, Xie Xiaojun et al., Metallogenic series associated with volcanic activities in the Mesozoic shoshonite province, eastern China, Resource Geology Special Issue, 1993, (15): 309～314

Ren Qijiang et al., Four types epithermal gold-deposits in Messozoic volcanic area of eastern China, Resource Geology Special Issue, 1993, (16): 303～313

Roberts, M.P. and Clemens, J.D., Origin of high-potassium, Calc-alkaline, I-type granitoids, Geology, 1993, 21 (9): 825～828

Rowley, D.B., Ziegler, A.M., and Nie Gyou. Comments and reply on "Mesozoic overthrust tectonics in South China" —Comment, Geology, 1989, 17: 384～386

Tu Guangzhi et al, Genesis of granite rocks in South China and related mineralization, Granitic magmatism and related mineralization, Mining Geology Special Issue, Japan, 1980, (8): 189～198

Wakjiua, T. et al., Geology of carbonate-hosted lead-zine deposits at Qixiashan, Jangsu Province, Bull of G.S.J., 1986, 37 (5): 233～258

Xing Fengming and Xu Xiang, Two A-type syenite-granite belts in Anhui, Chinese Journal of Geochemistry, 1994, B (4): 340～354

Yan M.Z. et al., Metallogenetic stytems of tungsten in southeast China and their mineralization characteristics, granitic magmatism and related mineralizaion, Mining Geology Special Issue, Japan, 1980, 215～222

Yue Shucang, et al., Tin and tungsten deposits in eastern Guangdong Province, China-discussions based on fluid inclusions and isotopes, Scienta Geologica Sinica, 1995, 4 (2): 221～237

Zhang Ronghua et al., Sulphur isotopes and pyrite-anhydrite equilibrium in a volcanic basin hydrothermal system of the Lower Yangtze valley, Econ. Geol., 1986, 81: 32～45

Zhou Xinmin and Zhu Yunhe, Late Proterozoic collisional orogen and geosuture in southeastern China: Petrological evidence, Chinese Journal of Geochemistry, 1993, 12 (3): 239～251