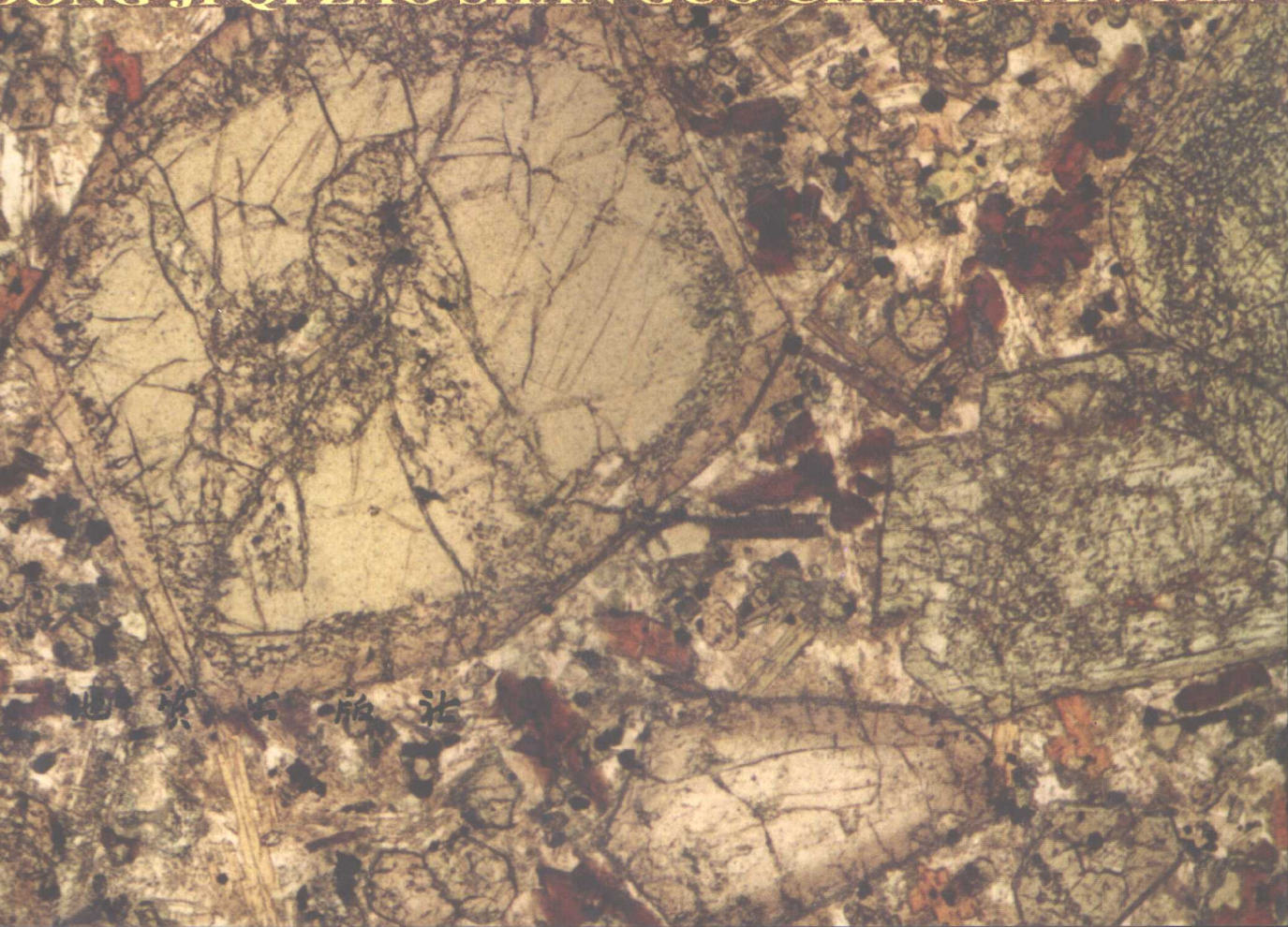


太行山造山带 岩浆活动及其 造山过程反演

罗照华 邓晋福 韩秀卿 著

DONG JI QI ZAO SHAN GUO CHENG FAN YAN



地质出版社

国土资源部基础/深部项目

国家自然科学基金资助项目 资助

“211工程”建设子项目

太行山造山带岩浆活动 及其造山过程反演

罗照华 邓晋福 韩秀卿 著

地质出版社

· 北 京 ·

内 容 简 介

造山带的岩浆岩建造对于再造造山作用过程具有重要的意义。与传统的造山带研究方法不同,本书以火成岩探针理论为指导,通过对太行山地区燕山期侵入岩类的研究和对比,论证了太行山构造岩浆带具有典型的造山带性质,并认为与经典的造山带不同。太行山造山带不是位于两大板块接合部附近,而是分布在远离同时代汇聚板块边界的古华北板块内部,因而其形成过程与俯冲、对接、碰撞造山体制没有直接的关系,具有独特的形成机制。因此,建议将其作为一种新的造山类型,称为“太行山型造山带”。太行山造山带始于同轴水平挤压引发的岩石圈破裂和软流圈物质上涌,山脉的形成分为挤压造山和抬升造山两大阶段。

本书适应于对造山带感兴趣的地质工作者。

图书在版编目(CIP)数据

太行山造山带岩浆活动及其造山过程反演/罗照华等著.-北京:地质出版社,1999.12
ISBN 7-116-02939-7

I. 太… I. 罗… III. ①褶皱带-岩浆作用-太行山②褶皱带-造山运动-太行山 IV. P542

中国版本图书馆 CIP 数据核字(1999)第 64690 号

地质出版社出版发行

(100083 北京海淀区学院路 29 号)

责任编辑:白 铁 江晓庆 叶 丹 徐 才

*

北京印刷学院实习工厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本:787×1092¹/₁₆ 印张:8.125 图版:4 页 字数:200000

1999 年 12 月北京第一版·1999 年 12 月北京第一次印刷

印数:1—600 册 定价:30.00 元

ISBN 7-116-02939-7

P·2078

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社发行处负责调换)

前言

巍巍太行山，岿然屹立在华北板块中部，延绵数百公里，形成了一条醒目的地理和地质分界线，备受地质界的重视。太行山地区蕴藏着丰富的矿产资源，计有铁、铜、钼、铅、锌、金、银、石棉、建筑材料等多种金属，非金属矿产，是河北等省境内的重要成矿带（郭文魁等，1987）。在以经济建设为中心的今天，追寻其发展历史和形成过程，不仅具有重要的理论意义，而且也具有一定的经济价值。

然而，太行山地区曾广泛发生过燕山期钙碱性岩浆活动和地壳的多期构造变形，地质历史异常复杂，目前还没有一个构造模型可以合理地再造其形成过程。它属于造山带吗？如果是造山带的话，它是怎样形成的呢？从侵入岩的角度看，它是否有可能是再造造山作用过程呢？

带着这些问题，笔者研读了大量的国内外有关参考文献、科研专著及生产报告，先后四次到野外进行地质调查。在这些工作的基础之上，经过综合分析得出结论如下。

1. 太行山构造岩浆带具有典型造山带的性质。与传统的造山带概念有所不同，它的形成和发展与伊泽奈崎板块的俯冲消减没有直接的关系，而是在伊泽奈崎板块向古华北板块强烈挤压的构造体制下引发的层圈拆离，软流圈物质上涌（upwelling），岩石圈变形、缩短和岩浆活动的结果。

2. 在整体挤压构造体制下，造山带的形成具有复杂的应力场转换历史。早期的短期拉张之后，到主造山期演变为强烈的侧向挤压；造山晚期，由于岩石圈根的崩塌再次引发拉张作用。整个造山带经历了复杂的沉积、变形变质、隆升和岩浆作用过程。山脉（mountain）的形成可以划分为两个大的阶段：挤压造山（orogeny）和抬升造山（mountain building）。

3. 太行山南段和北段的深成岩，尽管在岩石类型、岩石组合、岩石化学和地球化学等方面都存在着一定的差异，但综合考虑岩浆活动的时代、岩浆起源、岩石成分的时间极性、同位素特点，从事件地质学的角度来看，它们之间的可比性要远大于相互间的差异，说明它们的形成受同一作用过程的控制，即太行山造山作用过程。

4. 与前人的认识不同，著者认为，太行山造山带不同成分的侵入岩类不是同源岩浆结晶分异作用演化的产物，而是在不同的造山作用阶段由不同的源区物质部分熔融而成；在岩浆演化过程中，起主要作用的不是结晶分异作用，部分熔融程度的差别和岩浆混合作用具有更为重要的意义。

5. 造山早期的岩浆活动产物以基性岩类为特征，具有拉斑玄武系列或从拉斑玄武系列向钙碱性系列过渡的特点，实际上是由拉斑玄武系列和钙碱性系列组合而成。造成这种转变的原因与岩浆源区向地壳迁移、岩浆混合作用、熔融程度以及岩浆富含挥发分和结晶分异作用有关。岩浆开始起源于上涌的软流圈顶部或岩石圈上地幔。随着时间的推移，逐渐向下地壳转移。

6. 造山主期的花岗质岩石属于 I 型花岗岩类, 属于典型的高钾钙碱性系列, 起源于下地壳, 并受到幔源岩浆的混染, 是两种岩浆混合作用的产物。在强烈的水平挤压体制下, 它们侵位于地壳浅部。

7. 造山晚期的 A 型花岗岩类是双倍陆壳条件下地壳岩石部分熔融的产物。它们的形成和定位与岩石圈去根作用有关。

8. 造山末期的区域性中基性岩脉、煌斑岩脉的形成与封存在深部的基性岩浆房和软流圈顶部的部分熔融作用有关, 也与岩石圈去根作用有关, 是区域性大规模抬升体制下岩浆活动的产物。

9. 在整个造山作用过程中, 从早期到晚期, 岩浆越来越富含 K_2O 的特点表明, 陆壳经历了持续加厚的过程。根据 Condie (1976) 的计算方法, 太行山南段的陆壳厚度变化为 45.5~62.6~91.5 km, 北段为 57.3~63.2~80.3 km。

10. 岩浆的氧逸度数值反映了源区物质的氧化还原特征, 其 ΔNNO 值与岩浆起源深度呈正比。

11. 对侵入岩钾氩法测年数据的统计分析表明, 根据冷却年龄理论, 利用角闪石和黑云母的 K-Ar 法年龄峰值之差反演, 说明该区存在强烈的隆升造山作用, 从而证实了由岩浆岩石学反演而来的关于太行山造山带具有隆升历史的结论。

12. 对主造山期侵入岩岩体定位机制的研究表明, 太行山造山带的隆升伴随着整个造山作用过程。

13. 在造山作用的每一个阶段, 岩浆活动产物都有其特有的属性。因此, 岩石学研究成果对于造山带的研究具有不可替代的作用, 可以提供许多其他学科无法提供的信息, 特别是地质历史时期的深部作用过程的信息。

14. 大多数情况下, 利用岩石化学成分判别构造环境和岩石成因类型是有效的, 其中最好是利用投点的分布趋势和统计规律, 并结合详细的地质研究资料作出综合判断。单纯根据投点的分布位置往往得不到满意的结果, 有时甚至得出相互矛盾的结论。以分布在 QAPF 图解中 2 区的碱长花岗岩为例, 其岩石系列的演变曲线既可以通过 3 区进入 2 区, 也可以经过 6* 区进入 2 区, 从而进一步阐明了地质研究的重要性。

15. 侵入岩的定位机制与区域构造环境密切相关。在利用岩体定位机制判断区域构造环境时, 除了进行岩体构造的研究之外, 需要有岩浆作用全过程的研究资料。

16. 太行山造山带的地质特点、形成机制和发展过程与经典的板块汇聚造山有明显的区别, 是一种新的造山带类型, 是在板块汇聚远距离效应作用下引发的板内造山带, 建议命名为“太行山型造山带”。

搁笔之际, 眼前“白茫茫一片真干净”, 又好似心中尚有千言万语, 由不得我不再上几句。

本书编写过程中得到石准立教授、莫宣学教授、赵崇贺教授、赵海玲教授、李玉文博士及曹永清同志的帮助, 邱家骧教授、周珣若教授、李东旭教授及王根厚副教授提供了有益的意见, 莫宣学教授与肖庆辉教授对全文作了认真审阅, 并提出了许多宝贵意见, 在此向他们表示诚挚的谢意。

目 录

前 言

第一章 岩浆活动与大地构造	(1)
第一节 岩浆起源与岩浆作用	(1)
一、地幔岩浆起源	(2)
二、大陆地壳中岩浆的形成	(2)
三、岩浆作用与岩浆岩	(3)
第二节 花岗质岩石的成因分类	(4)
第三节 岩浆活动与板块构造	(6)
一、岩浆产生的动力学思考	(6)
二、花岗质岩石的构造环境分类	(9)
第四节 区域岩石学工作方法的两点思考	(10)
一、同源岩浆演化系列	(10)
二、深成岩的化学分类	(11)
第二章 区域地质背景	(14)
第一节 区域构造格局和地质发展史	(14)
一、华北板块的基本特征	(14)
二、特提斯构造域的基本特征	(15)
三、古亚洲洋构造域的基本特征	(15)
四、濠太平洋构造域的基本特征	(16)
第二节 太行山造山带的地质结构	(16)
第三节 太行山造山带中生代侵入岩的时空分布规律	(18)
第三章 太行山造山带南段中生代侵入岩基本特征	(22)
第一节 概述	(22)
第二节 侵入岩地质特征与等级体制划分	(23)
第三节 符山超单元	(27)
一、岩石学、矿物学特征及包体岩石系列	(28)
二、岩石化学及地球化学特征	(38)
第四节 矿山超单元	(42)
一、岩石学、矿物学特征及包体岩石系列	(43)
二、岩石化学及地球化学特征	(46)
第五节 洪山超单元	(48)
一、岩石学与矿物学特征	(49)
二、岩石化学及地球化学特征	(51)
第六节 典型超单元的对比研究	(53)
第四章 太行山造山带北段中生代侵入岩基本特征	(59)

第一节 概述	(59)
第二节 侵入岩地质特征与等级体制划分	(59)
第三节 窑沟超单元	(61)
一、岩石学、矿物学特征及包体岩石系列	(61)
二、岩石化学及地球化学特征	(65)
第四节 王安镇超单元	(68)
一、岩石学、矿物学特征及包体岩石系列	(69)
二、岩石化学及地球化学特征	(72)
第五节 紫荆关超单元	(74)
一、岩石学、矿物学特征及包体岩石系列	(74)
二、岩石化学及地球化学特征	(76)
第六节 区域性煌斑岩脉	(78)
第七节 典型超单元的对比研究	(79)
第五章 太行山造山带造山作用过程反演	(82)
第一节 太行山造山带南北两段中生代侵入岩类的比较	(82)
一、岩石系列及其演化	(83)
二、岩浆起源条件的反演	(85)
第二节 构造环境	(90)
一、岩体定位机制与区域构造应力场	(91)
二、构造环境的化学判据	(92)
第三节 岩浆来源深度和地壳厚度	(95)
第四节 造山作用过程	(97)
一、造山作用过程	(97)
二、隆升过程与隆升幅度	(98)
三、同造山岩浆活动的问题	(100)
第六章 太行山造山带造山作用模型	(101)
第一节 太行山造山带的特殊性	(101)
第二节 造山作用模型	(102)
第三节 太行山造山带造山作用过程在板块构造理论中的意义	(106)
结 论	(107)
参考文献	(110)
英文摘要	(118)
照片说明与照片	(120)

第一章 岩浆活动与大地构造

造山带的研究，历来就是地质学的前沿课题和热门话题，大部分地质理论和学说的诞生与发展都与造山带有关，大多数金属矿产也是分布在造山带中。因此，尽管其研究历史几乎与整个地球科学的发展历史一样长，但直到今天，它仍然是地学领域最重要的前沿课题之一。

然而，由于造山带的复杂性，以致一百多年来甚至对造山带和造山运动的基本涵义也没有取得一个共同的认识。在 1983 年版地质辞典中，造山带（orogenic belt, orogen; Орогеническая зона, Ороген）词条在不同的学术派别中被赋予了不同的解释。大地构造学认为，造山带系指造山旋回中经受强烈褶皱作用和其他变形的地壳的狭窄线形地带；造山带发展的前期为活动带或地槽，后期遭受构造变动，并在造山作用之后上升隆起成山脉。板块构造理论则认为，造山带就是岩石圈板块或地壳岩片的汇聚、俯冲和碰撞的地带，是地球岩石圈中结构最复杂的基本构造单元；其中的动力作用，特别是大规模的水平和倾斜构造位移十分强烈，表现的形式是地壳和岩石圈的面积缩小和厚度增大。

板块构造学说问世以后，大多数分支学科又重新回到了地质学的一级研究课题中来，从而走向学科间的相互渗透和边缘学科的诞生。在这个过程中，岩石学和地球化学领域的研究成果格外引人注目，得到了地质界的普遍重视和认同。岩石学在新全球构造理论中的地位由 Н. Л. Добрецов (1980) 的评述中可见一斑，“岩石学与其他地质学科的主要差别在于它一方面广泛使用物理化学、物理学的方法和模型，从而使它与地球物理学、地球化学和实验矿物学紧密结合在一起；另一方面，它又广泛利用传统地质学方法，特别是包括专门化矿物填图或构造填图在内的填图方法。因此，岩石学似乎成了地球物理学、地球化学和地质学这几个基础地学分支学科的联系枢纽”。

在造山带研究中，主要涉及到沉积建造、岩浆建造、变质建造，以及三类建造的改造过程。作为岩石学的一个重要分支学科，岩浆岩岩石学的作用日益受到重视。在侵入岩方面，同源岩浆演化系列、矿物-熔浆平衡热力学、岩浆作用的物理过程和化学过程、岩浆岩地球化学等都取得了长足的进步。岩浆的产生、分离、运移和侵位被作为再造岩浆作用全过程中必不可少的研究内容；岩浆岩中所含各类深源包体被作为直接研究不同深度水平上岩石圈物质组成和圈层结构的样本。它与其寄主岩一样是探索深部地质作用过程的岩石“探针”（莫宣学，1990）。岩浆岩的研究之所以可以在造山带及其他大地构造领域的科学研究中发挥作用，不仅在于岩浆活动与构造活动紧密相关，而且通过它的研究可以再造过去地质时代的地质结构和获取地球深部的信息；其中的许多重要的地质信息是其他分支学科无法得到的。因此，岩浆岩的研究在造山带的研究中具有不可替代的意义。

第一节 岩浆起源与岩浆作用

当我们谈论岩浆起源和岩浆岩多样性的问题时，首先想到的就是地球上绝大多数的火

山岩都是玄武质岩石，绝大多数深成岩都是花岗质岩石，以及安山质岩石在环太平洋造山带中的广泛分布，自然也就会联想到自然界到底有几种原生岩浆的问题。经过几十年的论争，人们终于认识到，当自然条件适于地球深部岩石发生部分熔融时，就会有岩浆产生。在这种前提条件下，岩石学家就不再那么关心有几种原生岩浆的问题，从而把更多的精力集中到岩浆成分的约束条件上来，如源区的岩石成分约束、地球物理约束、地球化学约束、物理化学环境约束等。

近代火成岩岩石成因理论的重要进展是摒弃了岩浆层和完全熔融的观点，普遍接受岩浆起源于源区岩石的部分熔融。同时，由于地球物理、地球化学和实验岩石学等各方面所取得的进展，对地球内部结构有了更为清楚的认识，使得我们对不同岩浆产生的部位及其性质的推测具有更为可靠的依据。

一、地幔岩浆起源

根据地球物理证据，在稳定大陆区和深洋盆地之下的地幔中，地震 P 波速度通常在 (8.2 ± 0.2) km/s 范围内。这个数值范围相当于大多数新鲜橄榄岩和榴辉岩的 P 波速度范围，从而使大多数地球科学家支持上地幔由橄榄岩组成的观点。来自阿尔卑斯型橄榄岩和玄武质岩石中的橄榄岩包体的岩石学、矿物学、地球化学证据，有力地支持了这种观点。中国东部新生代壳下岩石圈填图工作表明，尽管地幔岩石的组成具有地区性的差异，但其主导岩石均为尖晶石二辉橄榄岩（罗照华，1988）。因此，要探讨地幔中岩浆起源的模式，就必须考虑橄榄岩-辉长岩、橄榄岩-水和辉长岩-水体系的实验成果。根据这些实验体系及其他一些简化体系的实验结果，一般认为，上地幔岩石的部分熔融可以产生不同组成的原生岩浆。这主要取决于源区岩石的矿物组成及其相化学、 t 、 $p_{\text{H}_2\text{O}}$ 、 p_{CO_2} 条件以及熔融程度。

邓晋福教授（1986）在综述上地幔岩浆成因时指出，随着深度的加大，部分熔融产生的岩浆中的 SiO_2 不饱和程度越来越强烈。与干体系地幔橄榄岩相比，含 H_2O 和 CO_2 的地幔橄榄岩的部分熔融具有特别重要的地位。由这种体系，一方面可以产生强碱性超基性岩浆，同时，碱性玄武岩形成的上限深度大大减小；另一方面，在与干体系相同的地幔深度范围内，含 H_2O 和 CO_2 体系的固相线温度大大降低，加大了岩石的熔融温度区间，这样就可以促使易熔组分从地幔橄榄岩中优先熔出，从而也增加了岩浆成分的多样性。

然而，值得注意的是，尽管上地幔岩石的部分熔融可以产生出不同成分的原生岩浆，但这并不意味着它可以产生所有成分的岩浆，特别是花岗质岩浆。比较流行的看法是，上地幔岩石的部分熔融主要产生玄武质岩浆，特殊情况下可以产生金伯利岩岩浆、碳酸岩岩浆等。尽管有一部分花岗岩被称为幔源花岗岩，但并不是说这些花岗岩直接导源于上地幔，而是指由幔源岩浆分异形成的花岗岩，其中，最典型的是大洋斜长花岗岩。

二、大陆地壳中岩浆的形成

地壳中主要火成岩类的矿物学主要取决于长石和石英，与花岗质岩石的矿物学有诸多相似之处。因而，绝大多数岩石学家认为花岗质岩石的起源与大陆地壳岩石部分熔融作用有关。

大陆地壳一般厚 30~40 km，在高山区可厚达 70 km 左右（如现代的喜马拉雅地区）。

作为一般性概念,地壳的表层厚度 $<5\text{ km}$,主要为沉积岩盖层;地壳上层深度为 $5\sim 20\text{ km}$,主要由花岗质岩石组成,包括各种石英-长石质片麻岩;地壳下层深度一般为 $20\sim 40\text{ km}$,主要由辉长质岩石组成。在大陆地壳的底部,由于压力的升高,辉长质岩石可能转变为麻粒岩类。经过80年代国际岩石圈计划的实施,对于具体研究地区来说,这种严格的化学圈层概念逐步趋向于放弃;但关于地壳总组成和层圈性的概念没有改变,地壳岩石成分向深部的变化趋势也没有改变。

根据地壳岩石的组成特征,影响地壳岩石熔融温度和岩浆成分的主要因素是碱性长石中 Ab/Or 比值、斜长石中的 An/Ab 比值、碱性长石/斜长石比值、长石/石英比值、压力和含水量。根据P. Wyllie (1971)提供的花岗闪长岩-水在 $2\times 10^8\text{ Pa}$ 围压条件下的实验成果,在深度小于约 8 km 的条件下地壳岩石达不到熔融所需求的温度,不可能发生部分熔融作用。在较深的地壳范围内,随着温度的升高,部分熔融作用从石英和两种长石的熔融及挥发分的溶解开始,可以产生花岗质岩浆。熔融作用的进一步进行可以导致较难熔的矿物组分进入熔浆之中;通过一个很长的温度段,熔浆成分越来越接近花岗闪长岩成分。但是,在达到将近 1100°C 之前,花岗闪长岩一直不能完全熔化。这样高的熔融温度使得这类岩石不大可能在地壳的温压条件下产生。因此,中酸性岩浆的产生有赖于异常的地温和辉长质岩石的部分熔融。

三、岩浆作用与岩浆岩

岩浆岩多样性的原因不仅在于其源区物质组分的差异、部分熔融程度和岩浆形成时的物理化学条件,从源区分离到最终定位冷却成岩期间经历的各种复杂的岩浆作用过程更能使其成分发生巨大的变化,这主要涉及岩浆分异作用、岩浆混合作用、同化混染作用等。

本世纪对火成岩成因最具卓越见解的是N. L. 鲍文。他将实验研究成果与岩石学研究资料有机地结合在一起,对火成岩成因提出了权威性的解释。在他的《火成岩演化》(1928)出版之后的相当长一段时间里,鲍文原理一直是岩浆岩研究的理论支柱。直到今天,鲍文反应原理和岩浆结晶分离作用仍然是岩石学研究必须考虑的基本方面。

几乎与此同时,岩浆的混合作用和液态不混熔作用也逐渐由越来越多的岩石学家提了出来。但是,这两种岩浆作用过程,当时并没有得到应有的重视。直到70年代末到80年代初,通过对火山岩系,特别是钙碱性火山岩系剖面上的成分变化规律的研究及一些简化的实验,人们才逐渐认识到天然岩浆体系中广泛存在两种或两种以上岩浆的混合作用。作为混合作用的有力证据,主要来自三个方面:岩石组分之间的线性变异关系、岩浆岩中的非平衡矿物组合和花岗质岩石中的暗色微粒包体。

钙碱性岩石系列与其他岩石系列相区别的主要特征之一就是其主元素和微量元素含量的线性变异趋势。由于每一种矿物都具有相对固定的晶体结构和组成特征,它的结晶分离将导致残余液体的成分向着这些组分减少的方向变化;其余组分则会在液体中相对富集。当第二个矿物相开始晶出时,残余液体的成分变化趋势或者由两个矿物相的相对晶出比例来决定,或者由第二个矿物相单独决定(假如第一个矿物相已停止晶出的话)。林景仟(1987)在其《岩浆岩成因导论》以及其后发表的一些文献中,对岩浆演化的矿物学控制作了精辟的论述,表明结晶矿物相的分离可以导致同源岩浆演化线出现方向性的变化,特别是当分离矿物为成分可随物理化学条件改变的固溶体矿物时,其进化岩浆成分演变线始终

是曲线。因此,按照这种矿物学约束来解释岩石系列成分的线性变异趋势,必须保证有一个成分分量能随时恰到好处地修正由于不同组成的矿物分离结晶作用引起的残余岩浆成分的非线性变化。这似乎有点太偶然,巧合得令人不可思议。因此,直线变异关系最合乎逻辑的解释就是某种岩浆混合作用的结果,因为在这种条件下其中每个样品的各个组分的丰度都是两个端员组分比率的函数(A. R. McBirney, 1980)。

花岗质岩石中产出的暗色微粒包体的成因问题一直是耐人寻味的,大致有三种成因假说:残留说、堆晶说和岩浆混合说。残留说和堆晶说实际上都没有详细考察包体的野外地质特征、组构特征和成分变异特点,因而坚持这两种解释的人已经越来越少了(如Э. П. Изох, 1990; 张德全等, 1988)。近年来,越来越多的证据有利于对岩浆混合作用的解释(J. Didier, 1987)。其中,最有力的证据是包体的结构特征和经常可见的冷凝边,表明包体是由于炽热的基性岩浆遇到较冷的长英质岩浆后冷凝形成的。包体的形态特征在一定程度上也是一个有利于岩浆混合作用的证据。在许多情况下,花岗质岩石中的暗色微粒包体是近于球形的或椭球形的,这可能与液体的表面张力有关。例如北京房山岩体,如果说岩体西北部强应变带包体三轴之比为10:7:1(王人镜等, 1990)与寄主岩的强烈变形有关,那么在岩体南部边缘一带寄主岩几乎没有变形而包体却仍然具有较强的拉长、定向等塑性变形标志则不能用简单的挤压变形来解释,而是说明包体的变形是在液态条件下发生的。

说到包体的成分变异,Э. П. Изох(1990)作过详细的研究。在大多数情况下,包体的成分点都分布在其寄主岩成分演变曲线的偏基性一端,部分与其相重叠,大致呈直线关系。因而他得出结论认为,这些包体是寄主岩早期结晶分异的产物。根据他所作的结构描述和产状说明,包体的成分变异实际上可能是与主岩交换了部分物质成分所致,即岩浆混合作用的结果。G. W. Eberz等(1990)详细研究了澳大利亚东南部Swifts Creek岩体中暗色微粒包体的成分变化。他们通过将包体及其寄主岩连续切片的方式制作了数条微型地球化学剖面,发现包体的细粒边缘不同程度地富集Ti、Al、Mg、Fe、Mn、K、Rb、Ba、Nb、Y、Sc、V、Ni等元素,REE相当于核部的三倍,邻接的寄主岩则亏损Mg、Na、K、Rb和Ba。因此认为,没有一种作用过程可以独自解释这种成分上的变化,它的产生与包体的原地结晶分离、由扩散作用引起的质量迁移及交代作用的综合有关。这从另一个侧面有力地说明了暗色微粒包体的岩浆成因性质。

非平衡矿物组合的存在是一个多解的问题,在许多情况下可以与岩浆早期结晶产物未完全分离出母体联系在一起。不过,对比这些矿物与暗色微粒包体的矿物成分,说明至少有一部分或多半部分与岩浆混合作用有关。因此,有些研究者将其作为岩浆混合作用的重要证据之一(G. E. Ernest等, 1980)。笔者通过对太行山造山带侵入岩类的矿物学研究和热力学估算,认为这两种成因方式都是客观存在的,在得出最终结论之前,必须进行全面地思考。

第二节 花岗质岩石的成因分类

有关花岗岩成因问题的争论已经进行了几个世纪,由于不同的需要,提出了各式各样的成因分类方案,至今尚未取得统一意见(表1-1)。

在现代花岗岩类岩石成因分类中,最有影响的是B. Chappell等(1974)关于I型和S

表 1-1 花岗质岩石主要分类方案对比表

分类基础	代表性作者	壳源花岗岩			混合源花岗岩			幔源花岗岩			
岩石学	杨超群 (1982)		MM 型	CR 型		MS 型			MD 型		
	B. Barbarin (1990)	C _{ST}	C _{CA}	C _{CI}		H _{LO}	H _{CA}	I _A T _{OR}	A		
包 体	Didier 和 Lameyer (1969)	C 型			M 型						
	张德全等 (1988)	Su	Se	SI'	Iu'	Ie'	Au	MI'	M	Aa	
矿物学	Lameyer 和 Bowden (1982)	淡色花岗岩			钙碱性系列(高钾、中钾、低钾)			拉斑系列(超)碱性系列			
岩石化学	Chappell 和 White (1974, 1983)			S 型		I 型		M 型		A 型	
	Maniar 和 Piccoli (1989)	CCG				POG		CAG	IAG	OP	RRG
痕量元素	Pearce 等 (1984)	COLG-碰撞花岗岩					VAG		ORG	WPG	
综 合	徐克勤等 (1982, 1983)	陆壳改造型			过渡型陆壳同熔型			幔源型			
构造环境	Pitcher (1983, 1987)	华力西型 (S)		加里东型 (I)			安第斯型 (I)	太平洋型 (M)	尼日利亚型 (A)		

注：表中代号说明如下，杨超群：MM—变质-交代型，CR—地壳重熔型，MS—混合源型，MD—岩浆分异型；B. Barbarin：C_{ST}—地壳剪切、冲断型，C_{CA}—地壳碰撞原地型，C_{CI}—地壳碰撞侵入型，H_{LO}—晚造山混染型，H_{CA}—大陆弧混染型，T_{IA}—岛弧拉斑系列，T_{OR}—洋脊拉斑系列，A—碱性系列；J. Didier 等：C 型—壳源型（淡色花岗岩），M 型—混合源型或幔源型（二长花岗岩和花岗闪长岩）；P. D. Maniar 等：CCG—大陆碰撞花岗岩，POG—后造山花岗岩，CAG—大陆弧花岗岩，IAG—岛弧花岗岩，OP—大洋斜长花岗岩，RRG—与裂谷有关的花岗岩，CEUG—大陆造陆隆升花岗岩；张德全等：Su—副变质低熔无包体花岗岩，Se—副变质低熔含包体花岗岩，SI'—副变质岩低熔花岗岩，Iu'—正变质岩高熔无包体花岗岩，Ie'—正变质岩低熔含包体花岗岩，Au、Aa—壳幔混合源碱性花岗岩，MI'—壳幔混合源花岗岩，M—玄武质岩浆分异花岗岩。

型的残留体模式分类。Chappell 和 White (1974) 在研究澳大利亚东南部拉克伦褶皱带的花岗岩类岩石时，根据大量的地质和地球化学资料确定了两种不同成因类型的花岗岩类，分别称之为 I 型和 S 型。他们 (1977, 1983) 认为，I 型花岗岩是由未经地表风化作用的火成岩部分熔融形成，而 S 型花岗岩则是由经地表风化作用的变质沉积岩熔融形成。稍后，日本学者石原舜三等 (1979) 根据花岗岩中所含副矿物的种类和含量，将其划分为磁铁矿系列和钛铁矿系列，一般认为相当于 Chappell 和 White 的 I 型和 S 型。

I 型和 S 型花岗岩都属于造山期花岗岩。1979 年，Loiselle 和 Wones 认为，还应当划分出非造山 (anorogenic) 花岗岩类。由于非造山花岗岩具有碱性 (alkaline) 和无水 (anhydrous) 的特点。由于三个英文单词的首字母都是“A”，所以又将其称为 A 型花岗岩。

M 型花岗岩的定义最初是由 Didier 和 Lameyre (1969) 提出来的。他们在研究法国中央地块的海西期花岗岩时，认为黑云母花岗闪长岩和二长花岗岩中的暗色微粒包体不是源区岩石部分熔融的残留体，而是寄主岩岩浆深部分异的产物，或者是在花岗质岩浆内部散布的一种基性岩浆固结的产物。进一步推论认为，既然这些包体不是耐熔残留体，这类花岗岩也就不可能是因火成岩物质部分熔融而来，可能是地幔 (mantle) 岩浆和地壳岩浆混合作用 (mixed) 的产物，因而称之为 M 型花岗岩。

这些成因类型的名称和分类思想被大多数岩石学家所接受，但内涵却发生了巨大的变化。特别是经过 Pitcher (1983) 按地质环境进行分类以后，花岗岩的成因分类方案不仅初

步系统化,而且与大地构造环境紧密联系在一起,广泛为地质领域各相关学科所引用。

经过 20 年来的反复批判和修正,花岗岩成因分类方案不断得到充实。其中, M 型花岗岩的涵义已完全不是它的原始涵义了。如林景仟等(1987)指出,“显然, M 型花岗岩类是由同一高铝玄武岩母岩浆分离结晶而形成,这种母岩浆一方面形成熔岩,同时也生成堆晶辉长岩系”。胡受奚等(1991)明确指出, M 型花岗岩类系指与地幔直接有联系的花岗岩类。其形成过程一般可分为两个阶段,第一阶段是由地幔岩经分熔作用形成基性岩浆;第二阶段再由基性岩浆的分离结晶作用形成中性、中酸性花岗岩类,主要是石英闪长岩、英云闪长岩和斜长花岗岩类。对于 I 型花岗岩类,暗色微粒包体被赋予了新的成因意义,残留体模式不再具有强大的吸引力,越来越多的岩石学家认识到了岩浆混合作用的重要意义。对于 A 型花岗岩,也主要注意它的成分演化特征,不再强调它与造山作用无关,认为它也可以形成于碰撞后的构造环境中(洪大卫等, 1991)。

在我国,也有许多学者在花岗岩成因分类方面作过许多研究(杨超群, 1980、1982;王联魁, 1980;刘家远, 1980;徐克勤等, 1983;董申保, 1981;张德全等, 1988),其中,最有代表性的当属徐克勤等的分类。徐克勤等根据对华南花岗岩的研究,按照花岗岩的物质来源、形成方式、大地构造部位及花岗岩岩石学和成矿作用特征,将花岗岩划分为陆壳改造型、过渡型地壳同熔型和幔源型。这种分类方法与国外的分类有异曲同工之妙,目前在国内获得了比较广泛的传播,在国外也有一定的影响。

由此可见,从本质上讲,目前比较流行的成因分类绝大部分还是以源区性质为主作为分类依据。尽管各自都在一定程度上强调了成因分类在构造环境判别方面的适应性,但这种适应性实际上是通过不同的板块构造环境具有不同的壳幔结构、热结构和活动性来体现的。笔者比较赞同这样的分类方案,不仅在于它比较容易反演岩浆的形成过程,而且也具有较好的可移植性,不太容易受构造理论进化的影响。

第三节 岩浆活动与板块构造

一、岩浆产生的动力学思考

前述有关岩浆岩成因问题的讨论主要是建立在具有稳定壳幔结构和假定的物理化学条件成立的基础之上。从岩浆起源的动力学机制角度考虑问题,在“正常”的地热梯度下,地壳深处无论是无水还是富水的区域,都不大可能发生部分熔融形成岩浆。因此,要使地壳岩石发生部分熔融,必须有某种加热升温过程的加速进行,扰乱地壳的正常地温分布,使源区岩石温度达到足以导致部分熔融作用的发生。导致这种加热升温过程加速进行的机制主要有三种(图 1-1)。

1. 深部热流的加强

最可能的情况是较热的软流圈物质大规模上涌,置换上地幔岩石圈物质,使下地壳与软流圈物质直接接触而突然升温,导致下地壳岩石穿越熔融面而发生部分熔融。这种机制的启动可能依赖于强烈的软流圈底辟体刺穿上地幔岩石圈(图 1-1a)或上地幔岩石圈因变形而发生断裂下沉(图 1-1b)。

2. 幔源岩浆直接定位于地壳

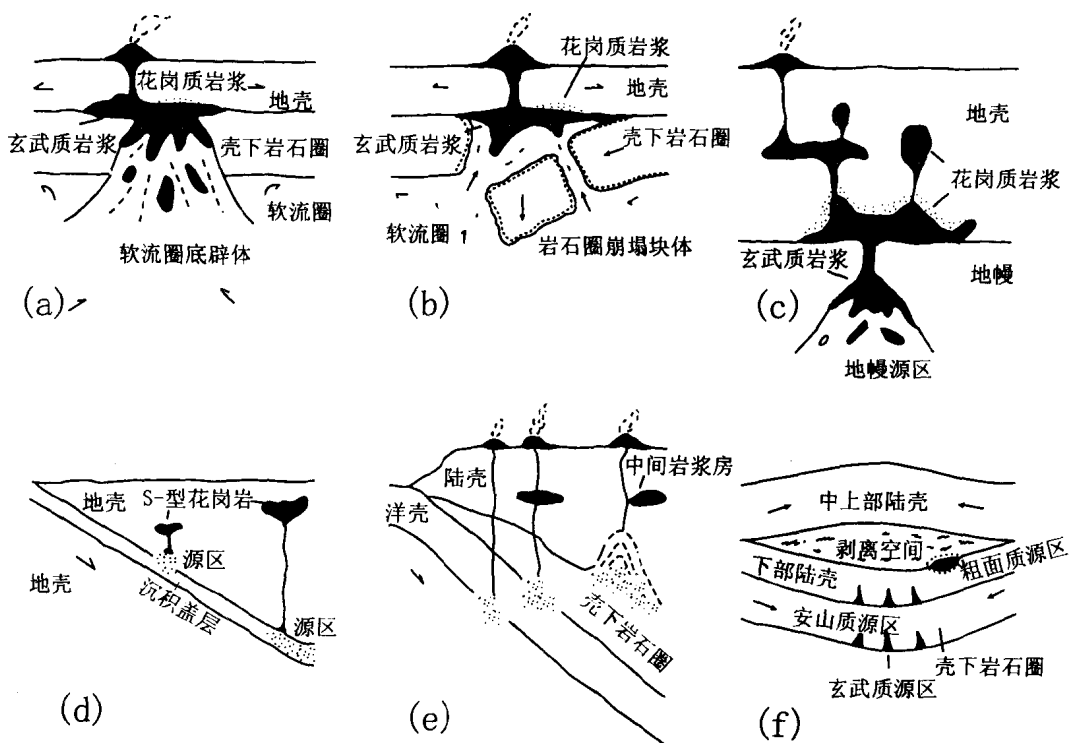


图 1-1 岩浆发生的几种理想模式

- (a) 一软流圈底辟作用；(b) 一壳下岩石圈断裂与软流圈上涌；(c) 一幔源岩浆的注入与双层岩浆房；
(d) 一陆内俯冲模式与白云母花岗岩成因；(e) 一汇聚板块边界的一般模式；(f) 一同轴水平挤压作用模式

幔源岩浆的直接导入，不仅引起热传递方式的改变，由热传导转为热对流，使较冷的地壳岩石突然升温，而且由于岩浆中含有大量挥发分可以使地壳岩石固相线温度下降，从而促使其发生部分熔融作用（图 1-1c）。

3. 地壳岩石下降到高温区（图 1-1d）

这种情况之一类似于板块构造的经典模式（图 1-1e），它被广泛引用来解释大陆边缘火成岩的形成机制和安山质岩浆的成因。在大陆区，类似的例子是 S 型花岗岩的形成，据认为是陆内俯冲的产物。目前，还没有人认为其他花岗岩类是否也有类似的形成机制。笔者认为，在探讨岩浆起源过程中，注重的是源区的物质组成及其所处的物理化学环境。因此，当谈论地壳、地幔等术语时，应当严格区分一般概念上的壳幔结构和壳幔结构的动态变化，区分源区物质的构造属性与其所处的物理化学环境。当地幔物质上隆到一般概念上的地壳深度水平时，它所处的物理化学环境是地幔的温度和地壳的压力，物质成分上仍然属于地幔。同样，当地壳物质因为某种原因下沉时，它也可以达到地幔的环境。因此，陆壳的变形也有可能地壳岩石穿越熔融面（图 1-1f），或者由于岩石圈根的崩塌导致地壳岩石直接进入地幔环境。

这三种作用过程的发生与区域构造应力场的性质密切相关。在拉张的构造环境中，软

流圈物质的底辟上涌有可能刺穿上地幔岩石圈，或者使岩石圈减薄，这主要取决于底辟体上涌的强度及岩石圈的物质组成和力学性质。在软流圈物质大规模缓慢上升的条件下，可以引起岩石圈的缓慢受热和拉伸减薄，这相当于裂谷环境，在大陆区可以形成双峰式岩浆活动；当软流圈物质快速上升时，强烈上升的物质流可以刺穿上地幔岩石圈，以致炽热的软流圈物质直接与下地壳接触，并使其受热发生部分熔融而形成岩浆（图 1-1a），上升的地幔岩石本身也可以发生绝热式减压熔融，形成基性岩浆（邓晋福，1987）。这种情况可能发生在某些造山带环境中。

图 1-1b 表示的是岩石圈上地幔发生断裂的情况。导致断裂的原因可能是拉伸环境下引发的岩石圈破裂，或者是强烈挤压环境下引发的超岩石圈断裂。在这两种情况下都可以由于软流圈和上地幔岩石圈的密度差而导致上地幔岩石圈失去支持而下沉，软流圈物质大规模上涌充填因岩石圈下沉留下的空间，达到软流圈对岩石圈的置换。

图 1-1c 是地幔岩浆发生的一般情况。在拉伸构造环境下（如裂谷环境），岩浆可以快速上升定位以至大量喷出地表；在挤压环境下，除了少数的幔源原生岩浆可以喷出地表或侵位于地壳浅部之外，绝大部分都定位于地壳较深部位的不同水平上，使得整个地壳的组成岩石升温而变得柔软可塑，从而导致地壳物质向高热流区流动，地壳的缩短完全地转换为陆壳的加厚（如造山带）。与此相关的一个可能情况是，在地壳发生强烈褶曲和逆推断裂的前提下，下地壳物质可以由于地壳的褶皱加厚和断裂加厚而穿越不同的相变界面和部分熔融等温面，从而导致部分熔融作用形成岩浆。在这种情况下，圈层的向下弯曲和等温面的向下弯曲几乎是同步的，如果没有突发性热事件的发生，源区似乎不大可能有足够的热量用于产生岩浆。如果岩石圈板块在同轴水平挤压下发生弹性变形，就有可能大致以不同层圈的某一个界面为界（如莫霍面、中下地壳界面等）发生层间剥离。界面以上的层圈向上拱起，形成大型宽缓复式背斜，同时在背斜的顶部可以形成张性破裂；界面以下的层圈向下凸出，各层圈的弧顶也可以形成一些张性破裂，并且因为其所处位置的温度较高，产生破裂的地方出现了减压熔融的条件，于是在不同的层圈形成了不同成分的岩浆（图 1-1f）。在剥离界面上可以形成剥离空间，由岩石圈中容易“流动”的物质充填。此外，下地壳辉长质岩石因相变而导致壳幔物质的重力不稳定。当这种重力不稳定性超过上地幔岩石圈的弹性极限时，就可能导致岩石圈根的崩塌，较重的冷岩块下沉，较轻的、热的软流圈物质上涌，引起下地壳物质在上地幔温压条件下的部分熔融。从这个角度来说，这种方式形成的岩浆的量不会很多，比较符合造山晚期 A 型花岗岩的情况。

另外，地幔物质的底辟式上升可以产生玄武质岩浆（Green 等，1967）。如果壳层是比较刚性的，在具有良好构造通道的条件下，这种岩浆可以快速上升定位于地壳的不同水平位置，甚至直接喷出地表。如果在地壳某个部位已经形成壳源岩浆房，则从深部上来的基性岩浆将会因为其密度大于地壳中形成的花岗质岩浆而不能继续上升，被封存于花岗质岩浆房之下，或者呈小股高压岩浆流入花岗质岩浆之中，导致两种岩浆的混合。该模式对造山带的岩浆活动规律的解释具有重大意义，可能是造山带中酸性岩浆活动强烈发育期间贫乏基性岩浆活动的最重要原因之一；也可以解释大多数 I 型花岗岩类的“壳幔混合源”特征。对于聚合板块边界的岩浆成因（图 1-1e），前人已经作过大量精辟的阐述，且与太行山造山带的情况不太相符，因而不赘述。

二、花岗质岩石的构造环境分类

以上分析表明,花岗质岩浆的产生和活动史在很大程度上受制于层圈的相互作用和区域构造环境;从板块构造观点来看,主要与板块边界两侧的板块壳幔结构和相互关系有关。因此,许多学者通过大量的对比研究,提出了花岗质岩石的板块构造环境分类(胡受奚等,1991; Pitcher, 1983、1987; 杨树峰, 1987)。

Pitcher (1983、1987) 依据板块构造理论在 Chappell 和 White 的成因分类基础上把花岗质岩石划分成五种类型(表 1-2)。

表 1-2 花岗岩类型及其特点和地质环境

(据 W. S. Pitcher, 1983、1987)

M 型	科迪勒拉 I 型	加里东 I 型	S 型	A 型
从属于辉长岩的斜长花岗岩	以英云闪长岩为主,但成分范围较宽(由闪长岩到二长花岗岩), SiO_2 的含量范围也较宽,主要与辉长岩共生	花岗闪长岩-花岗岩与它有明显差别的普通角闪闪长岩和辉长岩小岩体共生	SiO_2 含量高,但范围较窄的花岗岩,以淡色二长花岗岩为主,但局部以含大量黑云母的花岗岩类岩石为主。有交代变种	与碱性花岗岩和正长岩演化系列有关的黑云母花岗岩;具有非常鲜明的酸性基性关系
普通角闪石和黑云母、辉石、磁铁矿	普通角闪石和黑云母、磁铁矿、榍石	以黑云母为主,含钛铁矿和磁铁矿	白云母和红色黑云母,钛铁矿、独居石、石榴子石、堇青石	绿色黑云母、碱性花岗岩内的碱性角闪石和碱性辉石、星叶石
隙间微文象结构的钾长石	隙间它形钾长石,手标本上为粉红色	钾长石一般为填隙的和穿插的,手标本上为粉红色	钾长石通常呈巨晶出现,有漫长的变化历史,手标本上为白色,出现交代钾长石	条纹长石
基性火成岩捕虏体	闪长质捕虏体,可能为残留体	混合的捕虏体群	以变沉积岩捕虏体为主	同源捕虏体,也有基性岩浆团
$\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca}) < 1.0$	$\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca}) < 1.05$	$\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca})$ 约为 1	$\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca}) > 1.05$	通常是过碱性的,相对富 F
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值 ≤ 0.704	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值 < 0.706	$0.705 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值 < 0.709	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值 > 0.708	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值变化范围大,为 0.703 ~ 0.712
小型石英闪长岩-辉长岩复式深成岩体	巨型多期线性岩基,有一系列复合的破火山口	分散而孤立的一套多期深成岩和岩席	多期岩基、深成岩和岩席,规模小,且较 I 型花岗岩更具底辟特征	多期中心型破火山口杂岩,规模较小
与岛弧火山岩共生	同大规模的安山岩和英安岩共生	有时同高原型玄武岩-安山质熔岩共生	可以和含堇青石的熔岩共生,但是一般缺乏大量对应的火山岩	同破火山口中心型碱性熔岩共生
深成作用持续时间短	周期性的深成作用持续时间长	深成作用持续时间短,为运动后期的	深成作用持续时间中等,为同运动期或运动期后的	深成作用持续时间短
斐济型大洋岛弧	安第斯型大陆边缘弧及某些岛弧,如新几内亚	加里东型闭合后的隆起	华力西型大陆碰撞和克拉通内韧性剪切带	造山期后或非造山环境
开褶褶皱,埋藏型变质作用	垂直运动,稍有侧向缩短,埋藏型变质作用	沿倾向和走向的滑动断层,退化变质作用	大幅度缩短,板岩带内的低压变质作用,花岗岩系列的一部分	穹隆和裂谷作用
斑岩型 Cu、Au 矿化	斑岩型 Cu、Mo 矿化	矿化通常不强	云英岩型和脉型 W、Sn 矿化	铌铁矿、锡石和萤石

第四节 区域岩石学工作方法的两点思考

当代岩浆岩岩石学全方位发展的结果之一是岩浆岩的研究与邻近学科的关系越来越密切和新成果的大量涌现,研究思路和工作方法也不断得到扩展和完善(莫宣学,1989)。在区域岩石学研究中,岩浆演化系列的鉴别是非常重要的,其中,岩石的统一分类命名是进行区域对比的基础。

一、同源岩浆演化系列

近20多年来,英美等国的一些地质学家(P. C. Bateman & F. C. W. Dodge, 1970; E. J. Cobbing & W. S. Pitcher, 1972)相继成功地将岩浆活动的脉动式理论运用于花岗岩质岩石发育区的区域地质填图和地质研究工作中,并在此基础上提出了划分花岗岩类侵入岩等级体制的概念和工作方法。新的工作方法得到了北美地层命名委员会(1983)的首肯,并决定在美国花岗岩类岩石发育区的地质填图工作中予以推行。该方法在我国也很快受到欢迎和传播。80年代中、后期,地矿部情报研究所肖庆辉为首的一些学者率先将新的工作思路和方法系统地介绍到国内,引起了地质界的强烈反响。在地矿部区调处的积极倡导和推动下,该方法目前已普遍应用于我国1:5万区调工作中,在与花岗岩类研究有关的科研课题中也开始得到运用(邓晋福等,1995)。

新方法的理论基础是同源岩浆演化系列、岩浆脉动式侵位以及岩石组合与大地构造环境和岩石圈结构有关的思想。实际上,应当说,我们对新的工作方法并不陌生。早在本世纪20年代欧美和前苏联的一些学者就已经进行过这方面的研究;G. W. Tyrrell甚至明确提出了花岗岩类等级体制的概念。1948年,拉尔森明确提出了科迪勒拉岩基是由数量有限的几个特定岩石类型组成的概念,这就是花岗岩类等级体制的原型。在我国,50年代末至60年代初,池际尚教授领导的科研生产综合队首次成功地将岩浆脉动式侵位理论运用于生产实际,在八达岭地区的1:50000图幅区调工作中,明确提出了“旋回、阶、期、次、岩体”五级划分方案,强调了岩浆侵入活动的多阶段性和一定时空范围内岩浆活动的规律性及其产物的相似性。但是,这些理论和工作方法当时并未引起人们的注意。这一方面可能是由于鲍文原理过于著名和精彩,绝大多数岩石学家和地质学家都热衷于岩浆分异理论的研究,几乎所有对岩浆活动产物的解释都建筑在结晶分异作用的理论基础之上,其他学说几乎被排斥为旁门左道;另外,当时地质科学还很年轻,学者们大多将注意力集中在它的各分支学科之中,很少有人愿意投身于学科间的联系与结合,而新的工作方法又恰恰需要有多学科的知识 and 不同学科之间的紧密协作。因此,直到板块构造理论风行10多年之后,该方法才得到有效的推广。

按照前人的工作经验,划分岩石谱系单位涉及到两个先决条件:①在一定的时空范围内所形成的花岗岩类岩石来自一个公共的岩浆房,岩浆房的活动时间大致为10 Ma,并限定于同一个或性质相似的构造分区;②处在地壳一定深度位置上的母岩浆具有固定不变的演化模式,并且随着岩浆作用过程的进行,分异形成的子岩浆有规律地上侵;侵位岩浆的酸度越来越高,体积逐渐变小,最终在地壳较浅部位形成一套由同源岩浆演化而来的花岗质岩石。根据新工作方法,可以将侵位时代相近、岩性特性相同的侵入体归为一个单元,而