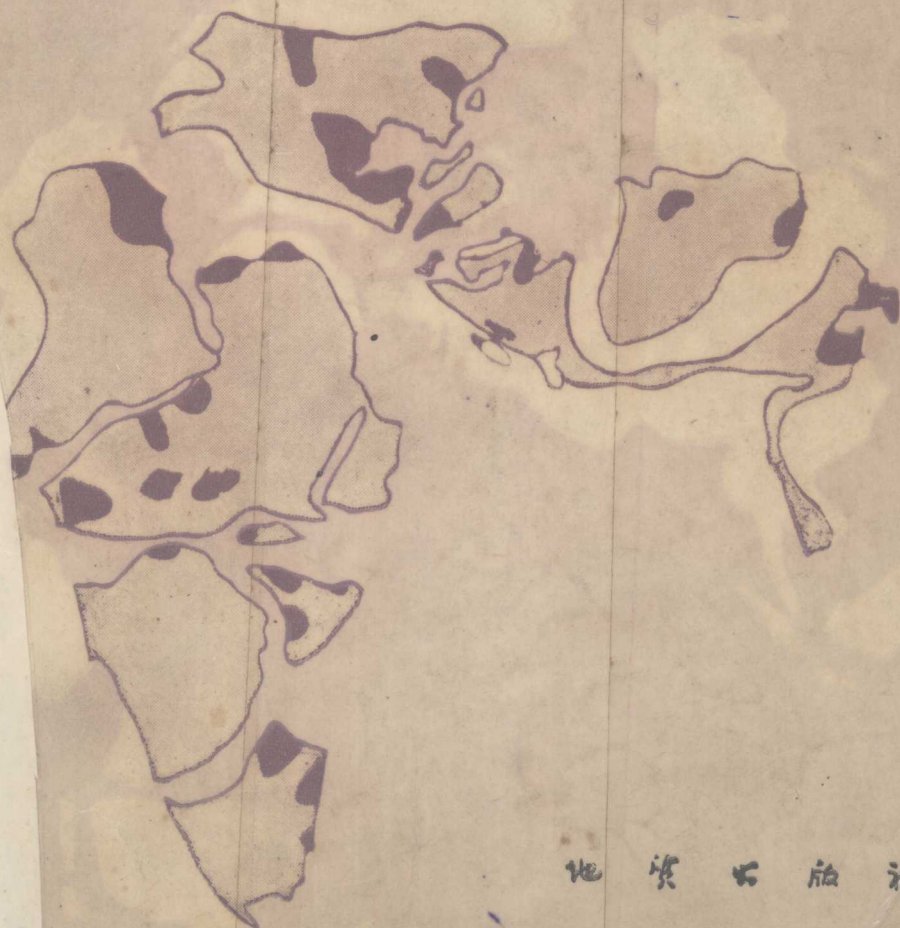


高等学校教学参考书

变质岩石学

王仁民 游振东 富公勤 编



地质出版社

83

高等学校教学参考书

变质岩石学

北 京 大 学 王 仁 民
中 国 地 质 大 学 游 振 东 编
成 都 地 质 学 院 富 公 勤

地质出版社

内 容 简 介

本书共分十五章,系统地阐述了变质岩的类型、特征、成因机制和工作方法。可归结为三部分:第一章至第六章为绪论,第七章至第十二章为各论,第十三章至第十五章为展论。本书的特色是把变质相贯穿于各论之中,使岩理学与岩类学融为一体,并在变质作用的理论和方法上有所拓宽与加深。

本书作为高等院校一般地质学专业的变质岩岩石学教学参考书,也可供岩矿蚀化等专业选作教材之用,对广大地质工作者、教学和科学研究人员均有参考价值。

※ ※ ※

本书由苏良赫主审,经地质矿产部岩石学课程指导委员会变质岩课程教学指导组于1987年4月召开的全体会议审稿,同意作为高等学校教学参考书出版。

※ ※ ※

高等学校教学参考书

变质岩石学

北 京 大 学 王仁民
中国地质大学 游振东 编
成都地质学院 富公勤

*

责任编辑:赵俊磊

地质出版社出版

(北京西单里)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店总店科技发行所发行

*

开本:787×1092 $\frac{1}{32}$ 印张:15.375 插页:4页 字数:365000

1989年8月北京第一版·1989年8月北京第一次印刷

印数:1—5070册 定价:3.50元

ISBN 7-116-00416-5/P·360

前言

本书是根据地质矿产部岩石学教材编审委员会下达的任务，按照1982年10月西安会议通过的编写提纲编写完成的。1987年3月27日至4月2日经过变质岩课程教学指导组在苏州对本书初稿进行了评审。同年12月21日至23日该组部分成员在北京又对本书修订稿进行了复审。一致认为本书具有自己的特色，同意作为高等院校地质类各专业的教学参考书出版。

考虑到近年来变质岩石学方面的新进展，相对于以往的教科书而言，本书增添了埋藏变质、洋底变质、冲击变质、韧性剪切带变质与变形等内容，并在变质作用机制、变质反应、变质相以及P-T-t轨迹图解等方面有所拓宽与加深。本书力图在大学本科生的教学这个层次上简明扼要地介绍一些有关变质作用理论和方法方面的新观点和新动向，以开阔思路；同时结合编者近年来教学改革的新经验，注意贯彻理论联系实际的原则，使岩理学与岩类学融为一体。

全书共分十五章。第一、三、四、九、十、十一、十三和十四章的第三节由中国地质大学游振东编写；第二、五、六、七、八、十五、和十四章的第一、二节由北京大学王仁民编写；第十二章由成都地质学院富公勤编写。最后由王仁民对全书进行了统编工作。

本书初稿完成后，蒙中国地质大学（北京）苏良赫教授作为主审对全书进行了细致的审阅。同时在初审和复审会议上承长春地质学院李树勋老师、贺同兴老师、周裕文老师、浙江大学兰玉琦老师、北京大学陈芸菁老师、河北地质学院王国富老师、西安地质学院王崇礼老师、成都地质学院卫管一老师、西北大学王润三老师、桂林地质学院姜德厚老师、中国地质大学（武汉）王方正老师和新疆工学院覃俭老师等对本书初稿提了不少宝贵的意见，编者根据这些意见进行了修改，并愿在此对为提高本书质量而给予积极支持和帮助的同行们谨致谢忱。

本书编写过程中得到了北京大学、中国地质大学和成都地质学院三院校教材科和绘图室等单位的大力支持，得到了中国地质大学（北京）陈珍珍老师的认真审校和多方协助以及亓利建、苏尚国、袁家铮等同志的热心帮忙，我们在此一并表示衷心的感谢。

限于时间和水平，一定尚存不少错误与不当之处。敬祈读者赐正，我等不胜感激。

编者

1988年5月

目 录

第一章 绪 论	1
第一节 变质作用的概念	1
第二节 变质作用的类型	2
第三节 变质岩研究的意义、任务和方法	5
第二章 变质反应及其影响因素	10
第一节 变质反应的一般特征与类型	10
第二节 影响变质反应的主要外部因素	18
第三章 变质岩的结构与构造	26
第一节 变质岩结构、构造的概念	26
第二节 变质岩结构的基本类型	26
第三节 平衡共生和矿物世代在结构上的表现	42
第四节 变质岩的构造	45
第四章 变质岩的分类和命名	49
第一节 变质岩物质成分的基本特征	49
第二节 常见变质岩的基本名称及其含义	51
第三节 变质岩命名方法	53
第四节 变质岩的分类述评	54
第五节 变质岩的定量矿物分类	56
第五章 共生分析与共生图解	59
第一节 平衡共生组合的确定	59
第二节 封闭体系下的吉布斯相律与戈德施密特矿物相律	62
第三节 开放体系下的柯尔任斯基矿物相律	64
第四节 组分共生图解	66
第五节 施赖纳玛克斯共生分析法简介	72
第六节 共生分析的一般步骤	76
第六章 变质相与变质相系	78
第一节 变质相	78
第二节 变质相系	82
第七章 接触变质相及其岩石	90
第一节 概述	90
第二节 接触变质相	92
第三节 主要的接触热变质岩石	94
第四节 接触变质作用的热模型	101

第八章 区域变质相及其岩石	104
第一节 概述.....	104
第二节 低压区域变质相系.....	105
第三节 中压区域变质相系.....	108
第四节 高压区域变质相系.....	121
第五节 若干重要的相界反应.....	126
第九章 混合岩	132
第一节 概述.....	132
第二节 混合岩的主要类型.....	132
第三节 混合岩的描述和命名.....	135
第四节 混合岩的岩相学标志.....	136
第五节 混合岩的成因.....	139
第十章 埋藏变质和洋底变质	144
第一节 埋藏变质作用.....	144
第二节 洋底变质作用.....	148
第十一章 动力变质与冲击变质	153
第一节 动力变质的基本概念.....	153
第二节 动力变质的结构演化.....	154
第三节 动力变质岩的分类.....	155
第四节 韧性剪切带的识别.....	160
第五节 冲击变质岩.....	163
第十二章 气成水热交代变质作用及其岩石	167
第一节 蛇纹岩.....	169
第二节 滑石菱镁岩.....	171
第三节 青磐岩.....	173
第四节 云英岩.....	175
第五节 黄铁绢英岩.....	178
第六节 次生石英岩.....	180
第七节 热液粘土岩.....	182
第八节 砂卡岩.....	183
第十三章 变质作用机制若干问题	187
第一节 固态条件下晶体的生长.....	187
第二节 应力和变形.....	191
第三节 变质分异作用.....	196
第十四章 变质岩区工作方法	204
第一节 变质岩原岩的判别方法.....	204
第二节 变质温压条件的确定.....	214
第三节 变质作用历史的分析.....	221
第十五章 变质作用的时空差异与地壳演化	228

第一节 变质作用的空间差异.....	228
第二节 变质作用的时间差异.....	232
第三节 早期地壳演化.....	234
主要参考文献.....	239

第一章 绪 论

第一节 变质作用的概念

深成岩是地球深部岩浆结晶的产物，火山岩是深部熔浆喷出过程中在地表或近地表条件下结晶的产物，沉积岩则主要是表生的地质作用产物，间或有生物或生物化学作用的参与。这些岩石形成之后都不是一成不变的，因为地球是一个动态的星体(dynamic planet)自它形成以来，除了受到陨石的冲击之外，内部还经常发生能量和物质的迁移和变化。岩浆活动、地质构造变动等等地球动力学事件都使原先形成的岩石偏离其初始的形成条件而处于新的地质环境和物理化学条件之下，这就引起岩石的矿物组成、结构构造甚至化学成分发生重新调节或改造，以适应新的外部条件。

在地壳形成发展过程中，早先形成的岩石（包括岩浆岩、沉积岩）为适应新的地质环境和物理化学条件，而发生的固态情况下的矿物组成、结构构造的重组甚至包括化学成分的变化可统称变质作用 (metamorphism)。

metamorphism--词系英国学者C. Lyell在他的名著《地质学原理》(1883)中所首创，该词取自希腊语：μετα (转换)，μορφη (形态)，用于泛指岩层的变质。

变质作用条件下所形成的岩石称变质岩。变质岩是大陆地壳中最主要的岩石类型之一。

变质作用、变质岩概念的确立不是臆想的，它是无数的地质学先行者们长期通过实地观察和实验验证的结果。早在十九世纪六十年代，欧洲的一些地质学者就已经发现某些深受侵蚀的山区，可以看到沉积岩层渐渐过渡为矿物成分和结构构造上均不同于原有沉积岩的岩石。例如页岩、泥岩通过板岩而变为云母片岩，其中的粘土矿物变为新生的白云母和绿泥石，原始沉积物中的长石、石英碎屑，会转变为石英、钠长石和绿帘石的集合体，于是整个岩石会因片状矿物的有定向排列而显示完好的片状构造，即片理。

仔细观察露头，发现许多深受改造的岩石中仍可以找到一些尚未完全消失的原岩残余构造，如原生沉积岩层理、鲕粒、火山岩中的杏仁体、枕状构造等，有些地区甚至还有化石残片。它们虽然受到不同程度的变质与变形，但仍可被识别出来，根据这些可识别的残余结构、构造特征，不少变质岩区能够划出相当可靠的填图单位，而进行常规的地质填图。

随着地质知识的积累，人们往往能够凭借矿物成分和结构构造来识别变质岩，推断其变质前的岩浆岩和沉积岩的原岩类型乃至其构造环境。

变质作用的范围

最初变质作用包容的范围很宽，直至本世纪初的一些有关变质岩著作中仍将风化、成岩作用等岩石的转变都划归变质作用之列。随着地质科学的发展，现代岩石学通常把变质作用限定为一种内生地质作用，是地壳演化过程中原先生成的岩浆岩和沉积岩在地壳一定

深处所发生的一种固态转变，发生于地壳一定深处和固态转变这是变质作用的两个基本点，是它有别于其它矿物转变作用（如成岩后生作用和岩浆作用）的关键所在。

所谓“地壳一定深处”，是指变质作用发生于一定的温度压力范围，通常是 $t = 200 - 1000^{\circ}\text{C}$ ， $p = 0.02 - 1.5\text{GPa}$ ($0.2 - 15\text{kb}$)。这个温度范围大概位于后生成岩作用和岩浆作用之间，这一压力范围表明它要求处于地壳某一定深处，即在风化带之下。

所以变质作用并不包括风化、淋滤以及成岩等表生的变化。尽管在风化、成岩等表生作用下岩石也有变化，但其性质却完全不同。不过，在成岩和后生作用与变质作用之间并没有截然的界限，因为在后生成岩过程中也会产生一些在变质作用中的特征矿物，如绢云母、富铝绿泥石，钠长石甚至微斜长石等等。因此在区别成岩作用与变质作用时，典型矿物共生组合更为重要，如绿泥石是成岩作用和变质作用都能出现的矿物，但绿泥石与葡萄石、黝帘石或斜黝帘石的共生则应是变质作用的范畴，因为它们在表生作用中是不能形成的。

成岩作用与变质作用之间界限，涉及变质作用的下限。Winkler 1976 主张把浊沸石的出现作为变质作用的开始（大约是 200°C ），但对此有人持异议（如赵宗溥，1983）。本书第十章还要详细讨论这个问题。另一个问题是变质作用与岩浆作用的区别，即变质作用的上限问题。

变质作用与岩浆作用都是内生地质作用，高级变质作用温度很高已接近岩浆温度，变质作用的压力范围可以包括各类岩浆活动的深度范围，因此变质作用与岩浆作用的界限需要讨论。变质作用与岩浆作用的区别在于：

1. 变质作用发生时主要是一个升温的过程，先期存在的岩石通过温度上升达到变质的环境，产生新的矿物组合；而岩浆作用则主要是降温的过程，是高温的岩浆在温度下降的条件下，不断晶出矿物的过程。

2. 变质作用主要是在固态情况下的矿物转变，而岩浆作用则是在液态中矿物晶出。这一点首先表现在岩石结构上，由于变质岩是固态下矿物的成核和生长过程的产物，多呈变晶结构，其中晶粒的自形与否全看矿物的结晶能力或成面能，而与矿物的晶出顺序无关。但岩浆中晶出的矿物，其自形程度与矿物从熔体中析出的顺序关系极大。

当温度升高，而变质岩中存在一定数量的流体的情况下，岩石可能产生“部分重熔”，出现数量不等的熔体，此即所谓“混合岩化”。

混合岩化作用可以看作是岩浆作用与变质作用中间的过渡环节。

第二节 变质作用的类型

变质作用可以发生于广泛的地质环境，根据变质作用产生的地质背景，可以分出以下不同类型的变质作用。

1. 接触热变质作用

岩浆侵入到地壳的上部层位，由于侵入体与围岩间有显著的温度差，围岩受热而发生变质作用，因此又称热变质或接触热变质作用。这类变质作用一般深度不大，围限压力不会太高，约在 $2 - 3 \times 10^8\text{Pa}$ 以下。典型的接触变质岩石称为角岩（hornfels）。

2. 动力变质作用

指断层带或其它强烈错动（剪切作用）带上，由于各种类型的应力或非静水应力

(nonhydrostatic stress)作用的结果,岩石通过碎裂、变形和重结晶等方式,进行结构、构造上的改造,有时也有矿物成分上的转换。动力变质作用特点是低温、高应变率。除高级动力变质外,一般变质温度相当于绿片岩相。典型岩石如糜棱岩 (mylonite)。

3. 气成水热变质作用

指一些热液矿床或矿脉周围或其它地质有利地段因化学活动性流体的环流,使岩石发生变质。气成水热变质作用岩石在变质前后物质成分常有显著的差异,如某些钨锡矿脉附近,花岗岩或片麻岩常常石英化而变成云英岩 (greisen)。

4. 区域变质作用

是分布范围广泛而且变质因素复杂的一种变质作用。它常发生在前寒武纪结晶基底,或出现于造山带的核部,因此一般均具较大的规模。主要变质因素有:温度、压力(包括围限压力和应力)和流体均同时起重要作用,其中以围限压力最为重要,所以区域变质一般发生于深部,我们之所以能够对它直接进行观察,是因为后期抬升和剥蚀的缘故。

按照区域变质的环境可以区分出:

(1) 大陆地盾区的区域变质

指像加拿大地盾那样长期稳定,深受剥蚀以后,结晶基底大面积出露区。大陆地盾区区域变质的特点是大面积范围内均由中—高级变质岩石所构成,角闪岩相和麻粒岩相是其主要变质相,混合岩化作用(超变质作用)广泛发育。

(2) 热穹窿核部的区域变质

亦常见于前寒武纪发育区。穹窿构造的核心部分出现片麻岩、混合岩和花岗岩。穹窿核心部分变质较高,向边部为变质火山岩和变质沉积岩构成的表层。实例如美国密执根北部的前寒武纪穹窿,东欧波希米亚地块东部边缘的古生代穹窿,而阿尔卑斯 Lepontine 区的穹窿则更为年轻。此类区域变质归因于局部热流增高,它们可由于局部热流增加,通过热传导而在穹窿周围产生变质作用,亦可以由于深部有岩浆上升,或地幔底辟上隆之后,通过热对流而引起地壳的加热,产生变质作用。

(3) 造山带的区域变质

变质作用与褶皱相伴随,区域变质压力类型多样,不少年青造山带为中压或高压型变质作用。其典型变质事件序列为:①与褶皱同时发生的同构造期变质;②晚期深成侵入体周围叠加的变质;③后期退变质作用。造山变质作用多发生于年轻的褶皱造山带,如阿尔卑斯、喀尔巴阡以及欧洲的加里东褶皱带。

(4) 汇聚板块边缘的区域变质作用

板块的汇聚运动,如大洋板块向大陆俯冲,或大陆板块相互碰撞等均能造成区域性变质作用。对于俯冲型板块边缘,其变质带以长达数千公里的平行成对变质带(双变带)为特征,通常靠大洋一侧为高压变质带,靠大陆一侧为低压变质带。都城秋穗(1961),把此种现象归结为冷的洋壳俯冲于陆壳之下,使俯冲带附近等温面受到扰动,地温梯度降低形成低温高压带,相应地在岛弧或弧后地区产生高热流,遂形成高温低压带。发育最好的双变质带是环太平洋的日本、堪察加、阿拉斯加、以至美国的西海岸和南美西海岸。

5. 混合岩化作用

在地壳深部高级变质岩发育区,由于温度、压力进一步升高,又有流体存在,一些变质岩能熔融产生相当数量的花岗质熔体,这种现象称为深熔作用 (anatexis)。当熔融很完全

时则全部形成岩浆, 冷凝后便是典型花岗岩, 如果只有部分熔融则出现部分属花岗岩质部分为变质岩的混合岩石称为混合岩。从变质岩经深熔而形成混合岩的过程称为混合岩化 (migmatization), 亦称超变质作用 (ultrametamorphism)。有些变质岩未经深熔, 纯因固态扩散或交代作用而形成混合岩者, 则此过程称为花岗岩化 (granitization), 但现在一般对花岗岩化理解为一种强烈的混合岩化。

6. 埋藏变质作用

指显生宙地槽区或强烈拗陷盆地内因沉积物的深埋, 提高了围限压力和温度, 引起火山沉积岩系发生变质。这种变质作用, 同样也具有区域的规模, 因此也可看作区域变质作用的一种; 但埋藏变质是埋深所引起, 因此非静水应力不起很大的作用, 变质温度较低, 多为很低级至低级变质作用的岩石。埋藏变质岩中常能看到变质反应不彻底, 有不少原岩矿物的残余, 普遍有变余结构, 岩石缺乏显著片理。

7. 洋底变质作用

指洋中脊附近, 由于洋壳向两侧不断扩张, 深部热流上升, 加热了洋壳的岩石及其中的海水, 使洋壳岩石在上升热流和热卤水作用下发生变质。岩石显示交代作用, 通常不显片理。因为洋壳主要是基性超基性岩, 所以洋底变质主要是一些基性、超基性岩中发生的变质作用。变质作用序列由浅部沸石相经绿片岩相至深部的角闪岩相。

8. 冲击变质作用

是陨石冲击地表时, 在强大冲击波影响下, 压力突然增高, 温度聚增引起陨石坑内外岩石发生变质。典型冲击变质岩为陨击角砾岩 (suevite), 是一种基质呈似熔岩外貌的角砾岩。冲击变质过程中由于动态高压, 石英中出现变形纹和变形带, 甚至产生高压变体: 柯石英和斯石英。由于冲击产生高温, 长石、石英等造岩矿物熔融形成玻璃, 黑云母则有暗化现象。总之, 冲击变质是陨石冲击时产生的动能, 瞬时转化为热能, 促使岩石变质。冲击变质是唯一的非内力变质作用。因其变质特点许多方面与动力变质相同, 因此本书中将合并于第十一章讨论之。

总结变质作用类型时, 可以看出: 接触变质、动力变质和冲击变质、气成水热变质这四种变质作用发生的范围有限, 局限于局部地质条件上有利地段, 因而属于局部的变质作用; 而各类区域变质、混合岩化、埋藏变质和洋底变质这四种则往往有区域的规模, 因而属于区域性变质作用。局部性、区域性之间没有严格的界限。有一些区域变质作用压力较低与接触变质作用颇难区别。本书第六章将讨论此问题。

我国的区域变质作用, 根据原岩建造、变质相和相系类型及其空间分布规律, 伴生的构造运动、变形作用及花岗质岩浆作用等方面的特征, 划分为四个主要类型 (董申保, 1983; 卢良兆, 1986, 9)。

1. 埋深变质作用

是指一套巨厚的岩层在地壳活动带的快速下沉时期被埋藏到深部时所引起的广泛重结晶作用。变质温度不超过400℃形成蓝片岩相等高压低温变质相以及沸石相、葡萄石-绿纤石相等低级变质矿物组合。典型的埋深变质不伴随变形作用, 也没有花岗质岩浆活动。典型地区如新疆准噶尔—北天山华力西变质地带。

2. 区域低温动力变质作用

这一类型以大面积分布的低绿片岩相为主, 局部达高绿片岩相, 以砂板岩和部分千枚

岩为主要岩石类型。它们属于造山期的变质作用，所以构造复杂，变形作用十分强烈。一般仅有同构造期的花岗岩体，无混合岩化作用。典型实例如扬子变质地区的中晚元古界板溪群，西南印支期的西康群等，此类地区，大面积范围内岩性十分单调，递增变质现象极不明显。其原因一是中晚元古时期全球性深部热流值有所降低，再是当时区内已普遍存在相当厚的硅铝壳，屏蔽了深部热流的上升。所以形成于基底上的岩层，只能受到硅铝壳内部放射性热能的作用而引起均匀低温变质。下部硅铝壳本身则由于地幔上升的高热流部分重熔，其所形成的花岗质岩浆能以不同规模侵入上部浅变质岩层中。

3. 区域动力热流变质作用

这一类型的变质作用以广泛出现各种形式的递增变质带为特征，大面积仍为绿片岩相，只是在一些热点、热轴范围内依次出现高绿片岩相和角闪岩相中心部分有时还有花岗岩体，一般地热梯度高于正常值。来源于地幔的上升热流是引起这类变质作用的最主要因素。经常伴随广泛混合岩化和花岗岩浆的侵入，变形多次而复杂。其地质环境属于硅铝壳基底上的地槽，位于克拉通的边缘或内部，武夷—云开加里东变质带和川西华力西变质带可以看作扬子地台边缘发育的线性裂陷带。

4. 区域中高温变质作用

这一类型以大面积分布的角闪岩相或麻粒岩相为特征，混合岩化作用及原地、半原地型的花岗质岩浆作用普遍发育，在构造上以多期叠加干扰褶皱型式为特征，变质带的分布常与地层层序一致。以山西五台地区为例，各变质相、带的界线与地层界线相吻合。以绿泥石带为核，较高级变质带依次向外呈南北对称的带状分布，这种分布特征与地层的中间较新、往外较老的特征相一致（白瑾、李树勋，1986）。在华北地台其它地区如太行、山东、河南的登封、鲁山等地角闪岩相变质面积很大，反映当时地壳具大面积分布的高热流值，变质强度受古等温面的控制。

多期变质和退变质

一个变质地区经详细研究常常发现岩石经过不止一次的变质作用，而有着复杂的历史。例如千枚岩或片岩被花岗岩所侵入，千枚岩中显示出热变质叠加于区域变质之上的迹象，这种不同类型变质作用的复合称为复合变质或叠加变质。

同类变质作用的叠加，即同一地体中可以识别两期或两期以上的变质事件，可称为多期变质作用（或多相变质作用polymetamorphism）。当同类型变质叠加时，一个低级变质叠加于高级变质作用之上，即以低变质级的矿物取代原有的高变质级的矿物组合，则称退变质作用（retrograde metamorphism）。比如河南登封君召老羊沟一带登封群十字石石榴子石云母片岩受到中岳运动的影响，十字石全部变为绢云母和绿泥石的集合体，保留十字石假象，石榴子石、黑云母亦局部绿泥石化。这种情况即是一种退变质作用。退变质作用可看作多相变质作用的一种特例。

退变质作用常发生于强烈的变形带上，凡能识别出退变质作用的变质岩可概称为退变岩（diaphtorite）。

第三节 变质岩研究的意义、任务和方法

一、变质岩研究的意义

变质岩是地壳的重要组成部分, 据统计变质岩占地壳总体积27.4%, 其中片麻岩占21.4% (即占全部变质岩的78%), 片岩占5.1% (为全部变质岩的19%), 大理岩占0.9% (占全部变质岩3%) (图1.1)。

变质岩形成于地壳深部 由于后期的抬升、剥蚀才出露地表, 因此变质岩应看作深部地壳来的使者, 它给我们带来地壳深部的各种信息。研究变质岩有多方面的意义。

(一) 从变质岩了解深部地壳的组成和早期地壳演化

研究地球深部的方法, 特别是研究地壳和上地幔的方法很多, 有地质学方法, 地球化学方法, 地球物理学方法, 甚至还有物理学方法。构造学方法和岩石学方法是地质学方法的一部分, 是研究地壳和上地幔深部结构最基本的方法。

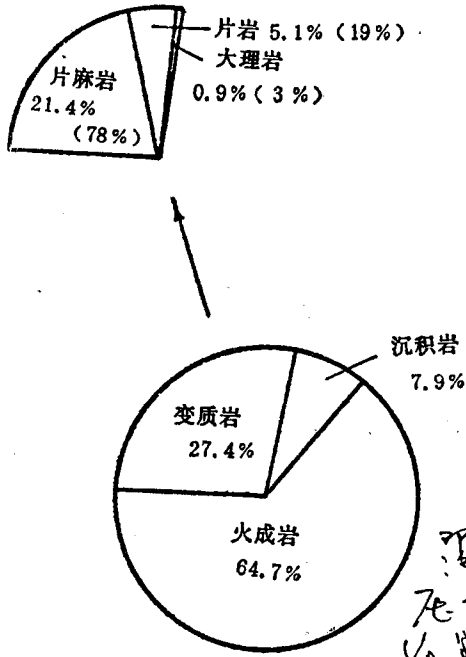


图 1.1 变质岩在地壳中的分布

(据 Ronov 和 Yaloshovski, 1969, 转引自 R. J. Foster: Physical Geology, 1978)

大多数深部的地层都是由不同变质程度的变质岩所构成, 以经典的地壳双层结构模型为基础并根据地质地球物理资料可以得到地壳的综合剖面。[苏]Ф. С. Моисеевко(1981), 根据世界各地具体剖面资料, 编制了地壳综合剖面如表 1 所示从上表可知陆壳地震波速度 (v_p) 从上而下增大, 同时地壳平均密度(ρ) 增大。这种变异不能单纯归因于压力增大, 岩石的成分关系甚大。据实验资料: 花岗质 (长英质) 岩石, $v_p=6\text{km/s}$; 镁铁质岩石 (基性岩) $v_p=7\text{km/s}$, 超镁铁质岩, $v_p=8\text{km/s}$; 而高温高压下岩石物理研究表明上述各类火成岩 $v_p=f(p)$ 曲线几乎与压力坐标平行, 加压到一定程度后 v_p 增高缓慢。石英岩, 酸性和中性成分的片麻岩, 云母片岩, 在压力作用下, 地震波速及其变化特征类似于花岗岩—闪长岩类岩石; 滑石片岩、绿泥片岩、角闪片岩、蛇纹岩、角闪

岩等的 v_p 曲线接近于基性岩和榴辉岩。由此可见地壳从上到下, 地震波速 v_p 的变化反映地壳成分的变化。

地壳结构、成分和它的厚度随不同的构造状况而不同; 陆壳厚约35km, 少数山脉地区地壳厚度可超过60km, 而洋壳平均约为5km。陆壳以硅铝成分为主, 洋壳则多镁铁质岩石, 花岗质岩石少见。

地壳的结构随地质历史时期而演变, 这便是地壳演化。早期地壳演化的研究离不开变质岩石学。本世纪60年代起对前寒武纪地层、构造和变质作用的分析, 结合其它行星资料使地壳的形成演化历史的研究有很大进展。

据现有资料: 早期地壳最老的年龄为3980Ma, 而估计地球形成年龄是4550Ma, 这中间有600Ma是没有地质记录的, 或者地质记录受到后期的地质作用所破坏, 只有月球, 火星和部分陨石保存着太阳系最初1000Ma的历史。

表 1 地壳综合剖面

岩 层	岩 石 成 分	密 度 ρ (g/cm ³)	v_p (km/s)
I—沉积岩层	各种不同成分未变质的沉积岩		
II—火山沉积岩层	遭受不同程度变质变形的沉积岩和岩浆岩		
III—花岗岩层	花岗岩、花岗闪长岩、酸性喷出岩、花岗片麻岩、 结晶片岩	2.58—2.67	5.5—6.0
IV—闪长岩层	闪长岩、石英闪长岩、辉长闪长岩、花岗闪长岩 以及物理性质与上述岩石相似的结晶片岩、片麻岩、 变质火山岩和少量沉积变质岩	2.70—2.85	6.1—6.6
V—玄武岩层	辉长岩、辉绿岩、辉长辉石岩、辉长闪长岩、变 质基性火山岩、角闪岩、结晶片岩	2.90—3.0	6.7—7.4
		3.1—3.2	7.5—7.8
VI—壳下层	橄榄岩、辉岩、少量榴辉岩	3.3—3.4	7.8—8.5

引自〔苏〕Ф. С. Монсеевко (1981) 深部地质学原理 (中译本) 地质出版社 (1986)

〔苏〕Е. В. Милановский (1975) 把早期地壳发展分为:

月岩阶段——远太古代 (katarchaeon), 陆核阶段——太古代 (archaeon), 原地台阶段和原地槽阶段——元古代 (proterozoic)。大量花岗岩形成于陆核阶段的末期即 3500—2600Ma 以前, 这一过程持续到显生宙阶段, 而在花岗岩出现之前是基性物质强烈聚集的时期。

变质岩、变质作用的研究, 可以查明各变质地质体的组成、结构、时代以及不同发展阶段的动力学环境; 根据变质地质体之间的相互关系可以查明古构造格架, 地壳深部构造和地壳发展机制等多方面的问题。由此可见变质岩石学研究, 是许多地质科学共同关心的问题。

(二) 地壳热历史的记录

现今上部地壳的地温梯度可以通过地热测井来测定, 而地质历史时期中地温梯度只有靠变质岩的研究来解决。据文献资料, 区域变质有不同的压力类型, 即发生于不同的地温梯度下, 这些地质历史时期的地壳热状况, 记录在变质矿物的共生组合, 固溶体矿物对中元素的分配, 等变线的分布型式等方面。因此对一个变质地区详细填图, 研究变质岩的全岩成分、矿物成分特点是揭示一个变质造山带热演化模型的重要手段。

由于电子探针等技术的运用, 对矿物微区成分测定成为可能, 人们已经能够根据一颗石榴子石内部成分的变异, 结合显微镜下详细的矿物共生关系, 可以提供一个岩石从埋藏、重结晶到抬升暴露等一系列热过程, 即所谓压力-温度-时间轨迹 (pTt path) 图解。

将来的发展是, 通过岩石填图构成地球物理的定量模型, 并可以进行变质作用的构造模型试验。

(三) 利用变质岩恢复原岩建造

变质岩是地壳中原有沉积岩和火成岩变质的产物, 如果变质前后没有显著的物质成分的迁移, 则变质岩的物质成分加上结构、构造的研究, 可以相当有把握地了解它的原岩。通过原岩共生组合, 可以推断变质前的原岩形成环境, 包括古地理和古构造环境 (对于沉积变质岩), 如为变质岩浆岩则可根据其野外关系及成分特征判断其形成深度, 岩浆组合,

岩浆活动的构造背景等。

(四) 利用变质建造指导找矿

据〔苏〕А. В. Сидоренко 1963年统计, 西方国家前寒武纪矿产储量占国家总储量比为:

铁矿70%、锰63%、铬铁矿73%、铜73—26%、镍硫化物72%、钴93%、铀66%、金云母(白云母)100%。此外金、铂等贵金属亦占绝大部分。前寒武纪地层大部是变质岩, 以上统计基本上可看出变质岩对国家资源的重要性。

我国情况亦类似, 仅以山西省为例, 变质岩分布面积占全省1/3, 但却集中了该省除能源以外的绝大部分金属、非金属矿产资源。

在前寒武纪, 尤其太古代, 地壳较薄, 深部物质容易上升, 经过长期地质作用, 一些有用元素易于富集形成有经济远景的变质建造。太古代和部分早元古代发育的所谓“绿岩建造”便是一例, 它集中了不下26种金属、非金属矿产, 其中最重要的就是金、银等贵金属。显然, 变质岩岩石学研究对于查明这些变质岩的天然组合(即变质建造)十分迫切。

二、变质岩岩石学的任务

综上所述, 当前变质岩研究的任务应该是:

1. 对不同类型的变质岩, 进行全面、系统的岩石学研究。查明其野外产状、时代、矿物组成、结构构造及化学组成, 包括主要元素、微量元素、稀土元素等, 充分掌握其时空分布规律, 为提高地质基础研究水平和找矿服务。

2. 研究变质作用过程。即变质作用的发生及其演化。变质过程中温度、压力条件。变质过程有无流体参与、流体的成分、压力, 及其对物质扩散迁移的影响。

3. 变质变形关系。一个变质作用旋回可以持续数10Ma, 其间有多次变形幕发生。因此, 变质变形关系研究, 对于查明变质作用历史, 乃至造山带(或变质活动带)的历史意义极大。没有变质变形历史的基本了解, 同位素年代学的研究就失去意义。变质变形关系是建立一个造山带热演化的地球物理模型的基础工作。

4. 变质作用的年代。要区分原始岩石形成年龄和变质年龄, 同位素年代学研究为此提供了有利条件。但同位素年代学工作必须与基础地质研究相配合才能取得可靠的成果。

三、研究变质岩的方法

为了完成以上所提出的任务, 变质岩研究方法可以概括为:

1. 地质方法

包括野外观察和室内研究。野外观察变质岩的产状, 不同岩体间的相互关系, 地层时代, 构造和宏观结构特点等是进行分析研究的基础、野外发现问题为室内研究工作提供了方向。

变质岩室内研究最基本的手段是偏光显微镜下的工作和有目的化学分析相结合。偏光显微镜不仅可以对变质岩进行鉴定, 而且可以获得主要固溶体造岩矿物(如斜长石)的光性资料以判断其成分; 矿物之间相互关系以判定矿物共生, 进行世代分析提供变质反应的资料等。

化学分析工作对于深入研究变质反应和原岩恢复必不可少, 尤其一些复杂成分的矿物如石榴子石中的环带等, 电子探针分析优越性很大。

2. 实验变质岩石学

自从高压设备引入实验岩石学以来，变质岩实验岩石学进入了新的纪元。

大家知道，多数结晶岩都是由少数几种物相（即矿物）所组成，并且在时间和空间上具有再现性。这就说明岩石结晶时曾达到或渐近于某种化学平衡，这种化学平衡条件便是变质岩形成时的物理化学条件。

取几克实验样品，对于变质岩来说多数是硅酸盐样品，把它封存在韧性的铂（或者银、金）样品座内，放入高压釜内按所需的温度、压力条件加热，其反应所需的时间长达几个小时甚至几星期。现代的电子技术可以自动记录并控制实验条件，使我们可以随时了解变质反应的结果。采用淬火方法，突然冷却使之迅速脱离高温高压环境，可以使实验反应所生成的矿物组合保存下来，通过电子探针等测试手段，便可把实验生成矿物鉴定出来。用这样的方法可以了解到各种矿物组合形成的温度、压力等物理化学条件。从而间接地了解到地壳内部的地质作用、物质组成和物理状态。因此实验岩石学方法是了解变质岩成因的最有效方法之一。

由于自然界变质反应的速率极其缓慢，对于变质岩实验研究来说最大的困难便是时间，实验样品比起天然样品粒度要细得多，因比反应以较高的速率进行，与天然条件很不一样，因此在反应所需时间的估计上会有所夸大。

3. 理论综合方法

全面综合研究资料，从大量已确定的事实中引出规律，以指导进一步的实践，这便是理论综合方法。

20世纪20年代，V. Goldschmidt和P. Eskola，应用化学平衡热力学的原理来观察变质岩中矿物共生组合的更替，发现化学成分相同的原岩在不同地区有不同的共生组合，反映了物化条件的差异，从而创立了变质相的概念，提出了变质相的分类。

由于第二次大战以后，变质岩研究资料大量积累，在岩石化学成分与矿物组合之间关系的基础上，都城秋穗提出了变质相系列的概念用以反映地壳中的地热梯度，使变质相的研究紧密地和区域构造研究联系起来。

本世纪80年代出现了一种新的趋势，即从地表得到的变质岩石学资料，编制出压力-温度-时间轨迹图解，从变质作用的热增减（thermal budget）出发，在大陆平均热流情况下，由于陆壳的侵蚀或加厚，可以出现各种不同的相系，某一变质作用所要求的最低热耗决定于岩石的 PTt 轨迹，这种新研究趋势把变质作用过程，变质岩的形成，看作是地球动力学的一个环节。

本世纪70年代以来，欧、美、日等先进工业国家进行的变质地质图的编制，对于提高变质岩研究水平，促使变质地质学研究的深化起了很大的作用。

在我国学者董申保教授等领导下，全国变质图（1:400万）的编图工作已经完成，全国变质图的问世，对于我国变质地质学和岩石学研究的深化，把变质岩研究与大地构造和地壳演化结合起来，起到了有力的指导作用。

第二章 变质反应及其影响因素

变质反应是变质作用过程中矿物转化的最基本的一种变质方式。在学习变质作用的控制因素之前了解变质反应的若干基本状况是必要的。学习变质作用因素及其关联，初学者容易感到抽象，不好理解；或者是把这些因素理解为各自孤立的、对各类反应都是一成不变的等等，得到某些错误的概念。要从热力学的观点，正确理解各种变质作用因素之间相辅相成、相互制约的关系及其对于不同类型的变质反应所具备的各自不同的控制意义，就需要先了解变质反应。至于其它的变质方式，例如变质分异作用、交代作用、碎裂作用等我们将在后面再介绍。

第一节 变质反应的一般特征与类型

一、变质反应概述

变质反应都是固态转化，就岩石的总体而言没有经过熔融过程。换句话说，一般发生的温度都较低，属于固相线以下的相转化及反应过程。与固相反应及固溶体反应有关的热力学知识对理解变质反应有重要的意义。

和岩浆作用研究中着重讨论降温过程的情况迥然不同，变质反应是在升温过程中表现明显的转化。在升温过程中固相反应的速率以指数倍而增长，进变质的反应速率比退变质快得多。我们着重讨论升温条件下前进变质过程中的变质反应，把这样的反应称为正向反应。

必须指出，由于前进变质作用相对高的速率，加上粒间溶液等催化剂的影响，同时变质反应又经历了长时间的（一般以百万年计）充分作用，以致前进变质作用往往可以进行得很彻底，基本上达到了反应完成后的平衡和稳定，比较不容易找到反应前的残余矿物及反应结构。这种情况下要了解前进变质反应，必须在多相带地区进行大面积的野外工作，在跨越“等变线”的情况下，对比同种原岩而不同变质程度的两种岩石的矿物共生组合，从中我们可以总结出某些变质反应的历程。标定同种岩石

有关变质反应的实验研究遇到了很大困难，目前经过实验研究并取得良好效果的变质反应的数量是很有限的。主要由于实验研究受到时间的限制，特别是在生成物与反应物的自由能差异较小的情况下难以克服准稳定状态的生成物问题，常常使不同的实验研究者对同一个反应得到截然不同的结果（图2.1）。尽管如此，实验研究仍然不失为研究变质反应的一个重要手段。联邦德国、加拿大和法国等国的实验岩石学家对变质反应的实验进行了大量的工作。

热力学计算与研究有助于补充，检验和延长实验的结果，在变质反应的实验研究与地质研究之间架起了一座桥梁。流体压力和流体成分对变质反应的热力学意义受到日益增长的重视。当前，掌握某个变质反应，必须在 P - T - X 三维空间确定反应曲面的位置及其变化。