

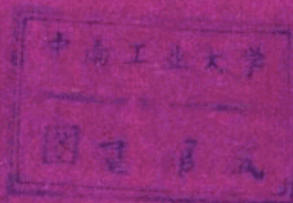
721157

[美] 唐纳·W·海因德曼

火成岩与变质岩后石学

下册

(变质岩部分)



中国地质大学出版社



火成岩与变质岩岩石学

下 册

(变质岩部分)

[美]唐纳·W·海因德曼著

王方正 邱家骧 耿小云 译

缪祖法 校

中国地质大学出版社

**PETROLOGY OF IGNEOUS
AND METAMORPHIC ROCKS**
Donald W. Hyndman
McGraw-Hill Book Company
1985

火成岩与变质岩岩石学 (下册)

王方正 邱家骧 耿小云 译

李祖法 校

责任编辑 赵福堂

责任校对 杨霖

中国地质大学出版社出版

(武汉市喻家山)

中国地质大学出版社印刷厂印刷 湖北省新华书店经销

开本 787×1092 1/16 印张 13.375 字数 325 千字

1989 年 12 月第 1 版 1990 年 4 月第 1 次印刷

印数 1-1500 册

ISBN-7-5625-0385-0/P·107

定价: 2.85 元

译者的话

本书是根据美国蒙大那大学地质系岩石学教授 D·W·海因德曼 1985 年版《火成岩和变质岩岩石学》变质岩部分 (第 10、11、12、13、14 章) 及第 15 章及附录翻译而成。

该书最突出的特色是将构造地质学,特别是板块学说与变质岩石学有机的融为一体,反映了八十年代变质地质学、变质岩成因的最新理论和研究成果,突破了传统变质岩石学中岩类学的体系之束缚,以岩石的产出地质背景及变质相系做为岩石分类的基础。另外本书体现了物理化学、实验岩石学、相拓扑学在变质岩成因研究中的应用,也反映了同位素地质学,稀有及稀土微量元素地球化学在变质岩成因中的研究成果,在变质岩形成的热力学,动力学、运动学条件的研究上也有涉及。因此,译者认为此书是 80 年代以来一本最优秀的岩石学著作,它既可以做为岩石学专业高年级学生和研究生、教师的教学参考书,也可以供与变质岩工作有关的构造地质学、地球化学、矿物学等专业人员工作的参考书。从本书中不仅可获得变质岩岩石学中准确的基本理论、基本知识,更为可贵的是可在工作方法上获得启迪。可以使岩石学研究与构造地质学研究紧密结合,为解决岩石圈的构成及演化等重大基础地质问题提供信息和思路。所以译者将本书献给广大同行希望能从中有所收获。

本书第 10 章由耿小云翻译,第 11、12、13 章由王方正翻译,第 14 章由耿小云、王方正翻译,第 15 章及附录由邱家骧翻译。全书由缪祖法校对,游振东复审了第 10、11 章的译稿。王人镜提供了翻拍的全部照片及图件,植字由张小玉完成,乔明远清抄了第 10—14 章的译稿。总之本书的出版是上述同志及编辑赵福堂共同努力的结果。如果书中有错漏误译之处应由译校者负责,并欢迎广大读者对译文提出批评,如指出错误译者将非常欢迎。

译者 1989.元月.

目 录

第四篇 变质岩岩石学

第十章 变质岩的分类与特征	(1)
10-1 变质岩的大类划分	(1)
10-2 变质岩的结构和构造	(3)
10-3 变质岩的命名	(12)
10-4 变质带和变质相	(14)
第十一章 变质作用	(19)
11-1 变质反应	(19)
11-2 组分的迁移	(30)
11-3 原岩判别	(41)
11-4 区域变质作用的起因	(46)
第十二章 变质作用的条件	(49)
12-1 变质作用的制约因素	(49)
12-2 矿物组合的图示法	(57)
12-3 变质条件的确定	(64)
12-4 反应边界	(69)
12-5 化学地质温度计和地质压力计	(85)
12-6 变质相的温度-压力环境的解释	(86)

第五篇 变质岩的组合：描述、产状以及成因

第十三章 变质作用的类型	(91)
13-1 埋藏变质作用	(91)
13-2 区域动热变质作用	(92)
13-3 水热变质作用(“地热变质作用”)	(93)
13-4 洋底变质作用	(94)
第十四章 变质相	(97)
14-1 低温的低到中压变质相	(97)
14-2 中压变质相	(113)
14-3 高压变质相	(148)
14-4 低压变质相	(161)
14-5 糜棱岩	(182)

第六篇 火成岩和变质岩组合的成因

第十五章 火成岩和变质岩组合优选成因理论的概括和综述	(188)
附录 A 放射性同位素及放射性年龄测定法	(194)
附录 B CIPW 标准矿物计算	(203)
附录 C 火成岩常见矿物的晶体化学式、密度、氧化物成分和单位体积的氧化物 重量	(206)

第四篇 变质岩岩石学

第十章 变质岩的分类与特征

10-1 变质岩的大类划分

区域变质岩量多而分布广，实际上在深达几公里以上的地下无处不有。变质作用的效应在泥质沉积物和火山灰等含水 and 易于发生变质反应的岩石中最为明显。沿着大陆边缘以及其他沉积岩和火山岩堆积厚度很大的地区，压力因上覆物质的载荷而逐渐增大，温度因其中含有的 U、Th 和 ^{40}K 等放射性衰变放出的热以及由下方升上来的热而增加。这样的结果使在很低温度下形成的沉积岩或很高温度下形成的火山岩与原来环境的平衡状态偏离得越来越远。

由于偏离平衡的结果，矿物成分开始相互发生反应，并且与水或与溶液中的其他物质发生反应，形成较接近于与新的环境相平衡的新的矿物。变质岩就是由于与这些固态转变有关的化学和物理过程的结果而形成的。

因而，变质作用可定义为：岩石中因影响岩石的温度和压力的变化而发生的矿物成分和结构的变化。在低温低压条件下，成岩作用渐渐过渡为变质作用，在高温条件下变质作用的极限就是岩石的熔融。在地表附近，成岩作用包括压实、溶解和固结，并可能伴随有重结晶作用、矿物与溶液之间的反应或两个乃至更多的矿物之间的反应。在非常低的温度和压力条件下发生的那些重结晶作用和化学反应，可从沉积岩岩石学的观点来研究并将其看作成岩作用，或者从变质岩岩石学的观点来研究，将其看作变质作用。在这里它们是被作为变质作用来考虑的，因为重结晶作用和化学反应是高级变质作用中发生的主要的过程。

象变质作用的低温界线一样，变质作用的高温界线也是依次渐变的，但这些界线能更清楚地确定。因足够高的温度，适当成分的岩石将开始熔融。很多岩石化学性质是复杂的，不仅在一定的温度范围内熔融，而且熔融得不一致——就是说，熔融是部分的，形成一种成分与原来变质岩不同的液体（相）。此后的熔体就是岩浆，而岩浆的性状和结晶作用则属于火成岩岩石学的内容。这样一种由部分熔融（或深熔作用）形成的固体残余仍然作为一种变质岩，其成分是变化了的，当然，是由于熔融体的转移而变化。

根据与岩石形成有关的主要过程，变质作用大体上分为四个主要类型：

1. 接触变质作用：也称“热”变质作用，热的来源是附近的侵入体；这种变质作用的压力较低。

2. 区域变质作用:

a. 埋藏区域变质作用: 压力和温度主要由区域性深度增加引起, 基本上没有变形或局部的热流。

b. 区域动热变质作用: 热范围是“区域性的”, 但也可能包括有岩浆上升而引起的热能的局部叠加, 变形使岩石产生叶理, 压力一般是从中压到高压。

3. 水热变质作用: 包括洋底或洋中脊的环境; 侵入和喷出的热和循环水, 特别是在断裂附近。

4. 糜棱岩化作用: 以变形为主; 在相同的温度条件下应变速率比在区域变质岩为高; 粒度一般变小; 温度由低到高。

接触或热变质岩极为普遍的是由热的火成岩侵入体侵位到冷的围岩中而形成, 围岩可以是沉积岩、火成岩或变质岩, 侵入岩的热引起矿物成分的反应。这种情况与区域变质作用很相似, 新形成的矿物又趋向于与新的环境接近平衡。

除非原来岩石中的叶理被保留下来, 一般接触变质岩是块状的, 它们往往是细粒状, 除非在流体非常多的地方, 如矽卡岩——在岩浆侵入到富碳酸盐的围岩中形成的一种接触变质岩。接触变质带范围是有限的, 并在空间上与提供热源的侵入体有关。接触变质带的宽度以米或百米计, 变质作用时的压力大都是低到中压, 因为变质作用一般发生在离地表几千米深的地方。

区域动热变质作用是由大面积的大的地热梯度而引起的。热源可能由放射性衰变和热水供应, 亦可由向活动消减带上升的岩浆来供应, 或者一般地, 由这些热源与少量来自其他热源的热联合供应。变质带分布很广, 是区域性的, 由高级到低级区域变质带的宽度可以从几十千米乃至上百千米计。区域变质的分带性在时间和空间上与火成的热源的关系并不清楚。矿物学和地层学上的证据使我们相信, 变质作用时的压力是由中等到非常大, 这极大的压力是在地表以下几千米以上的深处所承受到的, 并涉及到地壳底部, 甚到更深处。

区域动热变质岩是以片状矿物特别是云母类矿物的平行排列, 柱状矿物(如角闪石类)的成行排列为其特征, 石英等典型的等粒的矿物可能被压扁或拉伸, 并与同期的片理或线理相平行。矿物的这种优选方位大概是由于热的岩石在压力作用下的“流动”——即多半是在变质作用时发生的变形——而形成的。

深埋型区域变质岩出现在巨厚的含水沉积物和碎屑火山物质之中。水热变质岩出现在扩张的洋中脊处的持续热水循环带中。由埋藏和水热变质作用形成的这两种变质岩, 一般缺乏显著的变质矿物颗粒的平行性。

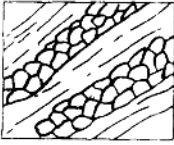
与接触变质岩对立的变质系列的另一端元是糜棱岩, 这类岩石的主要特点是变形而不是热变质。它们出现在高应变带中, 主要是在深处的断裂带中。虽然它们的特点在于“动力”作用, 但其形成温度却由低到高地发生变化: 大多数近地表糜棱岩形成于低温, 高温岩石中发育的糜棱岩形成于高温。

糜棱岩以具条痕结构为特征; 在某些情况下, 长石等较刚性颗粒的碎屑和“眼球”被较为韧性的、富含石英的条痕状物质所包围。象其他变质岩一样, 高温的糜棱岩由于与改变了的条件再平衡, 一般都表现出了广泛的重结晶和矿物之间的反应, 形成了几厘米薄至数百米厚的板状带。

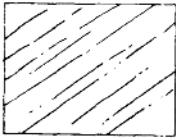
10-2 变质岩的结构和构造

结构指的是岩石中矿物颗粒的形态、粒度、定向性和排列。构造一词一般用于大的外貌特征或于标本尺度上能看出的矿物之间的关系。结构和构造两者对于认识矿物的结晶顺序和变质岩形成所涉及的地质事件的序列都很重要。变质岩中矿物的定向性和排列分布变化很大，然而，如上所述，接触变质岩、区域变质岩和糜棱岩都具有便于将其加以区分的结构，一块岩石的结构和构造要素都各具特色。一些比较重要的结构描述如下。

表示面状线状要素的结构：



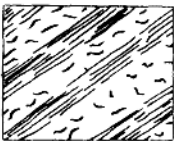
叶理：矿物呈平行的排列和分布，包括成分层和板状劈理（如在板岩中），片理（如在片岩中），以及成分层（如在片麻岩中）。



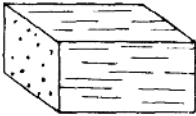
片理：云母类矿物的平行排列或其他板状矿物或多或少的呈面状可劈性（如在片岩和千枚岩中）。随着粒度减少，片理过渡为板状劈理，如在板岩中。某些强烈变形的石英岩中的石英等拉伸和压扁的颗粒也可能形成片理。



板状劈理：板岩中发育的一种细粒的云母类矿物平行排列，使其呈面状的可劈性，相当于十分细粒的片理。



片麻理或片麻状层理：浅色和暗色层交互排列，（如片麻岩等云母类或富角闪石的层和长英质层之间的交互层），常常用以标志变质的层理而不论其成因如何（如在钙硅酸盐片麻岩中）。



线理：岩石中的线状要素具平行性和定向性，这些要素包括定向排列的角闪石等柱状颗粒、粒状集合体、显微褶皱的轴，以及两个或两个以上的片理或面状要素的交线。

优选方位：不如上述构造具体，系指板状或一向伸长的颗粒的平行排列或晶格方位的平行排列；包括诸如片理、线理、变质石英颗粒C轴的定向等组构要素。

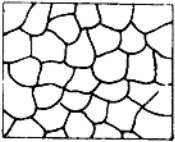
表示使片理变形而形成的面状结构

折劈理：岩石中片理或其他形式的交切叶理经蠕状褶皱而形成的一种新的面状外貌或劈理；有时称作“应变滑”劈理。

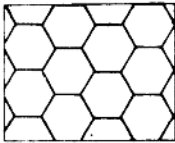
指示缺少优选方位或等轴状颗粒的结构



角岩结构：角岩所特有的一种无定向性细粒的岩石结构；如果出现片状或柱状颗粒，它们也无定向性，常见的暗色的斑点系由同样的颗粒群所组成。

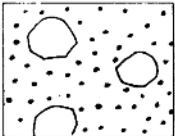


花岗变晶结构：指由粗粒而他形的颗粒构成的镶嵌结构（如在很多麻粒岩中）(Collerson, 1974)。

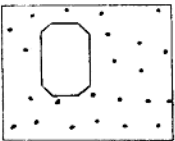


多边形结构：石英和方解石等单一的矿物形成的等轴状，互相接在一起的颗粒，形成等角为 120° 的三重连接点；由平衡重结晶作用形成 (Spry, 1969, pp38-46)。

表示岩石中发育有大颗粒的结构



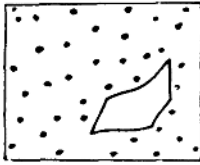
斑状变晶结构：指石榴石、红柱石等矿物的相对大的晶体；它们是在变质岩这样的固体岩石中生长并被其他一些明显较小的其他矿物颗粒所围绕；外表可与火成岩中的斑晶相比。



自形变晶结构：指自形的变斑晶，即斑晶本身发育有完整的晶面。



他形变晶结构：指一种他形变斑晶，即具有不规则的外形的变斑晶；至少在某些情况下是斑晶或变斑晶的破裂的碎片。

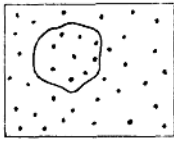


残碎斑晶结构：指在细粒的基质中的破裂或应变而形成的较大的颗粒；尤指因破裂而形成的他形变晶。

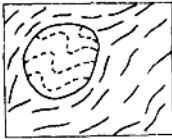


眼球结构：指细粒片麻岩状基质中横剖面上具眼球状外形的长石残碎斑晶（如在眼球状片麻岩中）（见，Ohta,1969）。

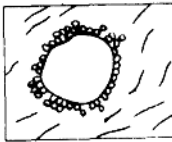
表示内部包裹体或变斑晶边缘的结构



变嵌晶状（包含变晶）结构：指一种含有许多包裹物的变斑晶，这些包裹物是在变斑晶生长期间包裹进去的一种或多种基质矿物；又称为“筛状”结构。

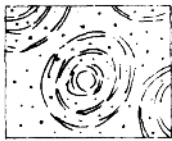


残缕结构：变斑晶中早期叶理的方位以弯曲了的线状包裹物保持在变斑晶内；常呈S形，这可能由于变斑晶生长期间旋转而形成。



冠状体或反应边结构：由一种新矿物颗粒组成的带，在不再处于稳定范围的矿物周围形成了一道边缘，例如，斜方辉石镶了一道石榴石边，这是斜方辉石与周围的单斜辉石尖晶石反应的结果；可能是由高级变质地体中的火成岩的冷却所形成，也可能是在干的条件下的前进变质作用或退化变质作用下形成(Griffin 和 Heier, 1973)。

同心圆状的构造



球状构造（见图 10-1）：指由不同的结构和矿物成分的同心壳层所组成的一种在镁铁质到长英质岩石中的球状体；通常由长石或其他矿物颗粒放射状排列而成；其成因可能与岩浆或变质环境下的扩散和生长有关(Lereson, 1966)。

表示整个岩石呈破裂的性质的结构

碎裂结构：这是一个表示剪切和压碎岩石组构的一般术语；不用于岩石明显糜棱岩化的场合；其原岩的特点可以由没有破碎的碎块来识别。



压扁结构: 指在颗粒化的条纹和叶理状基质中分布有未被破坏的原岩眼球体的一种碎裂结构。



糜棱结构 (见图 10-2): 指由矿物颗粒极其强烈地受到剪切, 条纹化以及重结晶形成的结构; 发育有典型的叶理化和含有卵圆形的残留晶体。术语“初糜棱岩”和“超糜棱岩”分别用以表示弱的和极强程度的变形。



碎斑结构: 较大的原有颗粒分布在周围的基质中, 是颗粒的粒度减小而形成的一种变形结构。

区域变质岩中的结构和构造可分为在区域变质作用中形成的结构、构造和区域变质作用之后形成的结构、构造。在区域变质作用期间形成的结构、构造, 主要包括区域变质作用期间生长的矿物颗粒, 绝大多数发育有颗粒的平行排列, 例如由云母显示的片理, 由柱状角闪石以及在显微镜下才能观察到的石英的 c 轴的优选方位而显示线理等。此外, 其中还包括很多种片麻状层——但不包括层理, ——以及时间上与这些结构有关的褶皱, 例如具轴面片理的褶皱。

在区域变质作用之后形成的构造包括上述变质组构的变形, 其中最明显的是在片理中弯曲的褶皱和细褶皱。

在区域变质作用期间形成的矿物的优选方位

人们对变质岩发育中应力的重要性了解得还不充分, 现在还没有证据认为应力能控制特殊的矿物或矿物组合的存在或其稳定范围。这一点正与 Harker (1939, pp 148—151) 和其他人提出的“应力矿物”的概念相对立。正如 Turner 和 Verhoogen 所指出的, 非静水应力的热力学效应基本上相当于静水压力, 等于差异应力的平均值。

但是, 很清楚, 应力是形成片理、板状劈理和石英等矿物晶格的优选方位的决定因素。在变形的区域变质岩中, 上述情况几乎到处都有, 但诸如片岩, 片麻岩等在未变形的接触热变质岩中却很难见到, 除那些受了早期区域变质作用的影响的岩石之外。因为在片状岩石中云母类矿物颗粒的优选方位, 只有在矿物颗粒生长时形成, 所以, 可以设想, 片理是在变质作用期间形成的。

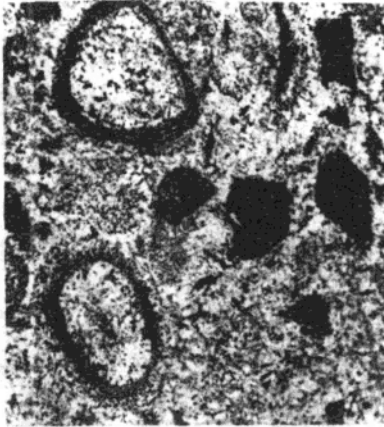


图 10-1 球状黑云母花岗岩。标本采自爱达荷州的艾尔克城南 22km 处的水牛峰(照片由 D.Alt 提供)

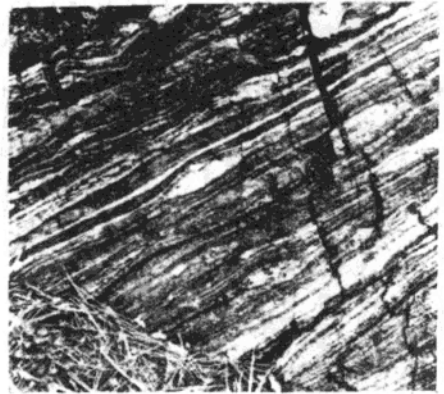


图 10-2 加利福尼亚帕萨迪纳东北约 40km 处的温森特冲断层上面的糜棱岩

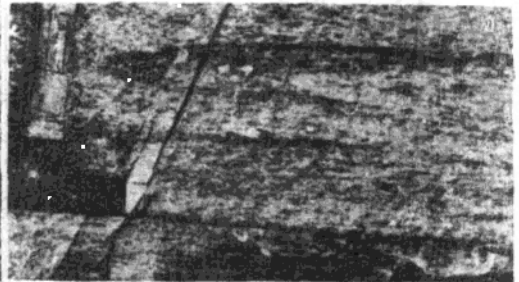
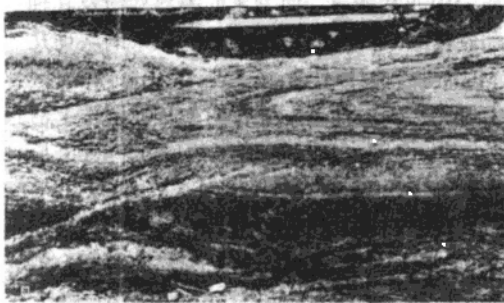


图 10-3 高级区域变质岩中的小的等斜平卧褶皱。两种情况都是片理平行于相同式样的褶皱的轴面。注意，片理与褶皱的两翼的层几乎完全平行，而不是与褶皱顶部的层平行。(a)云母石英长石质片麻岩，产于蒙大拿州北比特鲁特岭库坦尼湖东 1km 处；(b)不列颠哥伦比亚奥利弗以北 16km 处的 97 号公路

在这种片理与层理或其他层状构造中的褶皱轴面平行之处(见图 10-3 及 10-4)，褶皱和片理的发育必然都伴随有变质作用。这类褶皱是否一定伴有片理的发育还不清楚。这类褶皱如果不是在绝大部分，也是在许多区域变质地体中，以各种规模存在着。虽然在许多实例中，只有在露头上仔细地观察才能被找到。

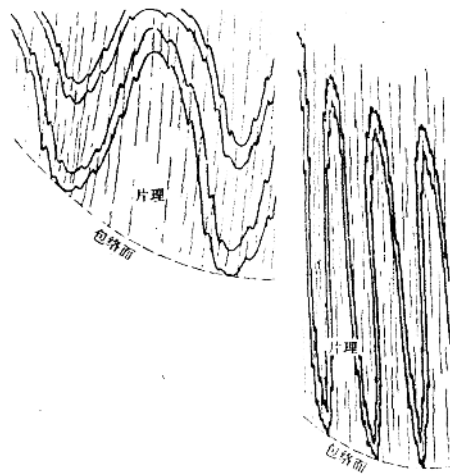


图10-4 平行于层理褶皱轴面的片理示意图。褶皱的两翼片理与层理成低角度相交，而在褶皱的顶部与层理成高角度相交，如左图所示。或褶皱可以是极其紧密的，或等斜的片理几乎处处平行层理，如右图所示。这样的褶皱规模大小不一，小至一个露头上极小一部分，大至直径有许多公里

如图 10-8 所示，这类褶皱与变质作用以后发育的同心状、膝折状或中间褶皱极不相同，它们是典型的相似褶皱。同变质褶皱是由平行于片理的运动引起的，而片理本身又与形成的褶皱轴面相平行；相反，许多后变质褶皱则属于沿着早期变质片理发生滑动而形成的同心褶皱类型。

开阔的褶皱及其轴面片理，似乎在低级变质岩中非常普遍，而紧密的等斜褶皱及其轴面片理则在高级变质岩中较为常见。要注意，随着褶皱紧闭度的不断增强，原来的层理几乎变得与片理完全平行（见图 10-3 及 10-4），因而通常被称作置换层理。不过，在大区域内填图时遇到的不同岩性单位的方向与露头上所测出的层理是不平行的。从地层学上估计出的板状劈理和片理发育的最小深度在 2 到 15km 之间，所受的围压约 600—4000bar (Wilson, 1961)。

Maxwell (1962)和 Braddock (1970)曾阐述过在高水压下未受变质的页岩变形和脱水期间板状劈理发育的证据见图 10-5。包括湿的粘土变形的实验表明，深埋数百米的页岩压实而产生的优选方位很弱，但是紧接着沉积作用之后的页岩压实作用，可产生强的优选方位 (Eugelhardt 和 Gaida, 1963; Clark, 1970)。然而，这些实验忽略了伴随着深埋而发生的重结晶期间云母类矿物的生长。假定板状劈理可以由页岩的脱水而形成，那么在其形成之后，通常就会随着温度增加和重结晶作用的加强而发生压溶和新颗粒的生长。

对卵石、鲕和化石等变形标志的形状改变的研究表明，它们会沿平行于板理和片理的方向被压扁，因而板理或片理上的新生云母大体上垂直于有限应变椭球体的短轴方向，即垂直于变形球体的短轴方向。但这并不意味着这种云母必然要垂直于最大主应力 (Ramsay 1967; Williams 1976; Siddans, 1979)。

必须强调，上述结构和构造或组构的关系仅局限于在区域变质或重结晶时遭受到一次变形的岩石，遭受变形的岩石可显示出这些变形的叠加效应。与此相应的是，这样的岩石



图 10-5 加利福尼亚州北内华达山脉 Quincy 以北约 10km 处的浅绿—灰色板岩中的板状劈理。

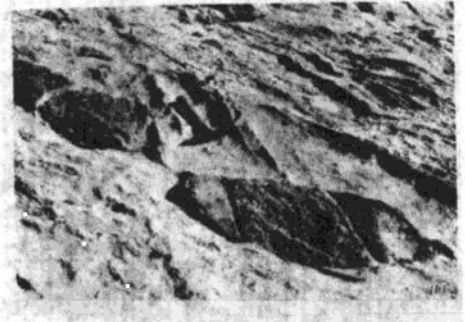
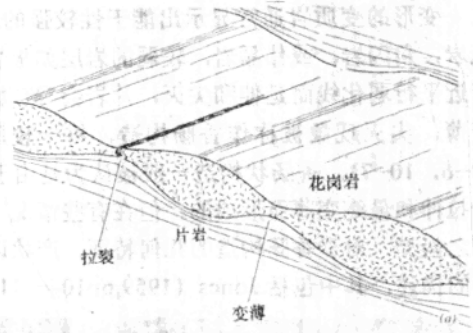


图 10-6 (a)香肠状构造。由能干性较差的片岩层拖入于香肠体之间的槽部，香肠是由能干性较强的花岗岩床拉伸而形成的；(b)富黑云母的长英质片岩香肠体包裹于花岗岩富折离带内。产出于蒙大拿州比特鲁特岭，南库坦尼湖西南 1km 处的爱达荷岩基东北边缘

相当复杂，但其形成历史可以这样阐述：首先从最近形成的组构要素——即晚期未变形的矿物和面状构造——入手，再追溯早期形成的矿物特征，即那些受到最近的变形影响的特征。而早期的结构特征又仅仅受到了晚期变形作用的改造。关于复合变形的研究问题已超出了本书所讨论的内容，要另外了解有关的信息可在有关构造解析的著作中找到，例如 Ramsay (1967) 和 Turner 和 Weiss (1963) 的著作。

变质岩中的层理

1mm 至 1cm 或更厚并与片理平行的岩性叶理，是区域变质岩，特别是高级变质岩的一个常见的特征。这类片麻状层理可以是原生层理，也可以是变质分异作用的产物。区域变质作用中的变形作用可以促使一些组分（如石英和长石等）迁移到与片理平行的有利地带。较不活动的组分（如云母和角闪石等），就将留在交互出现的叶理中。这一作用将在本书 11-2 节中作详细的讨论。虽然，一些片麻状层理可能是原来沉积的层理，但在很多情况下，这种层理平行于与原层理成一定角度的片理。某些低—中级变质岩中的实例曾由 Talbot 和 Hobbs 用图形予以阐明 (1968)。

变形的变质岩通常显示出能干性较强的岩层明显变薄（尖灭）和变厚（膨胀），如石灰岩，角闪岩，或伟晶岩，较弱的岩层如板岩，片岩，这些较强，较能干的岩层往往会沿着近平行弱化线而延伸和尖灭，片岩会“流动”到变薄的伟晶岩带中去。这种较能干岩层的变薄，尖灭现象被称作香肠构造，每一较厚部分都与“石香肠”（或腊肠）类似（见图 10-6，10-7），香肠状构造一般被认为是由于岩层大致沿着与之可能有关的褶皱轴线的部分拉伸和最终变薄而形成的。但在有些情况下，香肠构造中的香肠却垂直于褶皱的轴线或与之斜交。对于香肠构造的几何特征、产状以及可能的成因，不少地质学者都做过相当详细的描述，其中包括 Jones (1959, pp104—116) 和 Whitten (1966, pp293—312)。

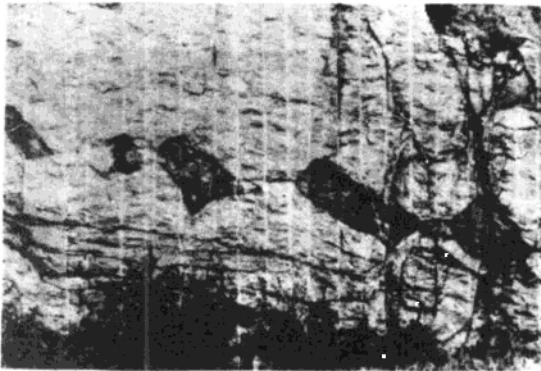


图 10-7 花岗质眼球状片麻岩中已发生过旋转的角闪岩长方形石香肠。产于爱达荷州普里斯特河东约 7km 处

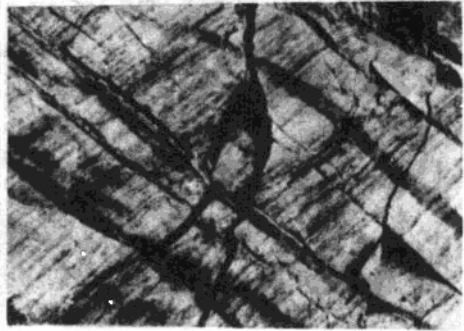


图 10-8 变形为膝折状褶皱的千枚状面理。产于不列颠哥伦比亚东北部 Nakusp 以东 6km 处

变质后的特点

在区域变质作用后形成的褶皱会使片理变形，如图 10-8 所示。通过与区域变质作用期间形成褶皱（往往是相似褶皱，都发育有轴面片理）的比较，可以看出那些在变质作用之后形成的褶皱往往呈同心状，或介于同心褶皱和相似褶皱之间，或呈膝折状。有些褶皱使显著的片理变形并表现出由云母类矿物定向而显示的初始轴面片理。这样的褶皱也可以在晚期较弱的变质作用期间形成。另一方面，同样的关系也可能通过原来区域变质作用衰退期间的褶皱作用而形成。

在小尺度上，变质云母呈板状劈理或片理状，可能沿着小揉皱或应变—滑劈理形成微型褶皱，如图 10-9 和 10-10 所示。在手标本上，褶劈理看起来象是一组不连续的密集（排列的）面，而不是象片理那样的透人性的面。在很多情况下这些褶劈理可形成岩石中一种显著的面状构造。虽然这可能使片理模糊不清，但后者的方位一般可用手持放大镜仔细检查加以确定。褶劈理只有在具有先期片理的岩石中才能发育。它们的方位基本上垂直于岩石变形时最大的压缩作用的方向（Gray 和 Durneg, 1979.）

在结晶作用后变形期间，除云母外，其他矿物也可能变形，变质岩中最常见的矿物中，石英似乎是最容易受到变形的影响。柔和的应力导致轻微的变形和波状消光的发育，这在薄片中可以看到。更进一步变形的结果引起分节作用和石英颗粒边缘的均匀粒化作

用，在手标本上，这就表现为颗粒界面的模糊不清，否则，颗粒边界就会非常清楚。

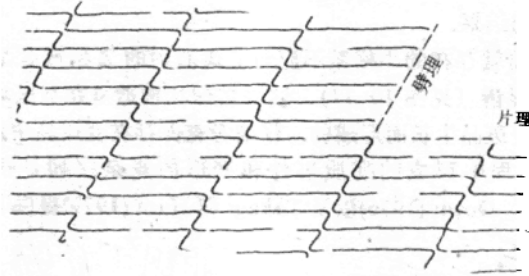


图 10-9 晚期密剪理引起的区域变质片理的变形

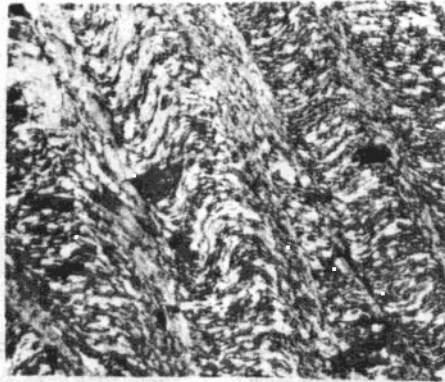


图 10-10 在泥质片岩中褶剪理的显微照片。区域变质作用中形成的，由云母定向表现出来的片理变形细褶皱

在石英、方解石和白云石中有变形纹存在的情况下，运用变形纹定向性，鉴定主压应力(σ_1)方向的方法也已得到发展并通过实验得到了证实。例如，在变形纹中石英 c 轴的旋转都朝向 σ_1 ，在由 c 轴到变形纹的极点所决定的面内箭头指向 σ_3 ，而 σ_1 正是用统计法确定的变形纹定向的锐角等分线。(Carter 和 Fridman, 1965; Heard 和 Carter, 1968)。上述结果是用显微镜装上弗氏台测定得到的。

在伴随区域变质作用的变形停止之后，结晶作用还会发生，这要么是区域变质作用变弱阶段应力释放的结果，要么是由于后期火成岩侵入再加热作用之故。在片岩或其他一些片状岩石中的石英一般都发育有颗粒形状或晶格上强烈的优选方位。在这种岩石部分地发生重结晶的地方，石英颗粒的排列可能是杂乱的，虽然云母可能保持其优选方位。在揉皱了的千枚岩和片岩中，弯曲的云母更容易重结晶。靠近变质作用后的花岗岩侵入体的片岩中褶剪理周围弯曲的云母，一般都重结晶成多边状弧形。这些小褶皱仍然存在，但是单个的云母颗粒已重结晶成更为稳定的整齐的颗粒 (Rast 1965, Hyndman, 1968 a)。

曾在片岩和千枚岩云母中形成的小褶皱也可能以石墨、石英或包含在变斑晶中其他颗粒的痕迹也可能存留下来，这与区域变质作用之后所发生的第二次重结晶作用有关 (见图 10-11a)。形成这样一种结构的事件的顺序大概为：区域变质作用形成片理；变形作用形