

第十一章 变质岩区构造

变质岩是组成地壳的重要岩石类型之一，它分布于克拉通、造山带、动力变质带地区以及岩浆侵入体周围的接触变质带。变质岩构造的研究能够提供深层岩石的构造变动、上地幔的结构、热构造事件的进程、大陆地壳演化等方面的信息。同时，变质岩又蕴藏着丰富的矿产资源。因此，鉴定区域变质岩的古构造型式，研究各级构造对矿床、矿带的控制是一项重要任务。变质区构造研究已成为构造地质学家十分关注的研究课题。

第一节 变质岩区构造的基本特征

变质岩区大型构造的样式与地壳演化进程是分不开的，不同地壳发展阶段的变质岩构造各具其独特的构造样式。以 2.5Ga 作为一个重要时限，把变质岩区构造样式划分为两大类型构造区，即太古代克拉通构造区和元古代以来的线性构造带。

一、太古代克拉通构造区

太古代克拉通构造区，按不同的岩石—构造组合可划分为：

1. 花岗岩—绿岩带

分布于南部非洲、北美和西澳大利亚等地。其构造样式是一种主要由铁镁质火山岩(通常称为绿岩带)组成的上壳岩，呈“漂浮小舟”淹没在花岗质岩石的海洋中。绿岩带具有多期变形的特征，形成类似“变形虫”的形貌，构成绿岩带的地层有时可以建立地层层序。花岗质岩石呈穹形产出，表现出底辟侵位机制，并对已变形的绿岩产生不同程度的影响。

2. 高级区

主要分布于中非、北非、中国和格陵兰等地，它们由片麻岩—麻粒岩等岩体、层状火成侵入岩体及高级变质的上壳岩残体(小于岩石总出露面积的 15%)组成。总体构造形象是一种貌似简单的片麻岩卵形构造，实际上其变形作用也相当复杂。上壳岩被强烈改造，难以恢复原始地层层序，显示了更为复杂的构造特征。

上述太古代花岗岩—绿岩带和高级区的构造面貌，可以作为太古代克拉通构造区的典型构造样式。多数学者认为，上述构造是地壳内大量深源物质上升引起的，与太古代时期构造环境(地壳薄、地温高、地热梯度大)密切相关。

二、元古代以来的线性构造带(造山带)

元古代以来的线性构造带构成了现今大陆地壳内最醒目的构造，它们是地壳上古老的活动带、造山带及巨大规模的变质带，是多期变形—变质作用形成的复杂褶皱、断裂体系。线形带内叠加褶皱、大型韧性剪切带、巨型推覆构造、走滑断层及剥离断层发育。在这种强应力作用的构造带内，尽管构造形态和方位有时很复杂，但在排除了构造干扰之后，就会发现同一应力场形成的褶皱及其伴生的面理，在形态和方位上都具有明显的规律性。

第二节 变质岩区的层状构造

变质岩中广泛发育的层状构造(也称为条带状构造)，其成因比较复杂，可以是沉积或火成的原生构造，也可以是次生构造，即通过强烈变形或固态变质分异形成的。在许多情况下是二者的综合体。

一、层状构造的类型

变质岩区的层状构造按其形成方式不同，可以分为：

(一) 变余层理

是指沉积—火山沉积形成的层理在遭受变质变形时，原始层理被保存下来的一种层状构造——变余层理。

变余层理在浅变质或中浅变质岩区的弱变形地段常可以见到

(二) 置换条带

指早期层状构造(原始层理或早期形成的叶理),在递进变形作用中,被晚期叶理强烈改造形成的一种次生层状构造。这种由于强烈构造置换作用形成的新生层状构造,往往容易造成鉴别上的错误。尤其在多期(幕)变质变形作用发育区,置换作用常是多次的,正确区分这些置换而产生的层状构造(置换条带)是变质岩区构造研究内容之一。

(三)分异条带

具有粒状结构特征的块状岩石或厚层状岩石,经变形变质作用导致岩石发生变质分异而形成的条带状构造。

在中深变质杂岩区常见分布甚广的分异条带,即片麻状或条纹、条带状构造,它们具有如下特点:

(1)条带的出现与变形作用有关,随着变形强度的增加,依次出现由块状构造→片麻状构造→条纹、条带状构造逐渐过渡的现象,许多构成条带的浅色矿物和暗色矿物显示强烈变形,而在弱片麻状、块状岩石中呈弱变形或未变形。

(2)浅色条带与暗色条带在空间上逐渐过渡,其中的矿物组合没有差别。若与周围未变形或弱变形岩石相比,矿物的粒度变化有两个趋势:一是变质作用发生之前形成的被动矿物相矿物粒度逐渐减小,二是变形作用过程中新生的主动矿物相矿物粒度逐渐增大。

(3)条带的宽度较小,一般为几 mm。

(四)复合条带

是变质岩区组成复杂、成因复杂的一种层状构造。它大体可以分为三个亚类:

1.层状+块状岩石构成的复合层状构造,主要表现为块状结晶岩石中的层状包体受变形改造形成的复合条带。

2.块状+块状岩石构成的复合层状构造,主要是两种或两种以上的侵入岩经变形改造形成的复合条带。

3.层状+脉体构成的复合层状构造,它是上述各种类型层状体经后期构造—岩浆作用或构造—分异作用贯入的不同类型脉体,再遭受变形所显示出来的复合条带。

变质岩区面状构造类型虽然多种,但其中较难区别的,也是最重要的是变余沉积层理与变质变形作用形成的各种类型条带的区别。这两者的区别,对于研究区的地层系统或序列,确定和恢复早期构造或建立构造格架是十分重要的。

第三节 叶理与线理

叶理和线理是在强烈变形或变质的岩石中普遍存在的一种小型构造。它们的形成是由于岩石受到应力作用,致使新的组构要素在岩石内部定向排列构成。叶理和线理经常伴生在一起,并多见于造山带的深部位置,特别见于变质岩石中。

叶理是一种面状构造,线理属于一种线状构造。一般说来,它们都是比较均匀地分布在岩石中,这种均匀分布的叶理和线理,反映岩石经历过均匀变形,因此把这种构造称为透入性构造。而另外一些面状构造,如节理、断层等,它们不均匀分布于岩石中,以分割面的形式出现,反映岩石曾经历不均匀变形,这样的构造为非透入性构造。构造的透入性(贯穿性)和非透入性(非贯穿性),在一定程度上具有相对的涵义,与我们观测地质体的范围大小(尺度)有关。

一、叶理

叶理是由不等轴矿物和片状矿物定向排列组成的集合体,或由紧密间隔平行排列的破裂不连续面所确定的一种构造。这种面状构造经常斜交岩层的层理或早期的面状构造,而在未变形的岩石中很少见到这种现象。因此,叶理对于沉积岩石的层理或岩浆岩的流面而言,它是经受变形并结合变质作用的产物,属于次生构造。叶理有以下类型:

(一)劈理

岩石沿着叶理面劈开成为平行的薄片状,岩石的这种可劈性称为劈理。劈理和节理的主要区别在于:劈理具有细密间隔;劈理在小范围内是均匀分布的一种贯穿性构造;板劈理和折劈理,其内部组构要素具有明显定向。

劈理发育的岩石都具有一组密集的潜在破裂面，称为“劈理面”。劈理面间所夹的岩片，称为“微劈石”。

劈理主要有如下三种：破劈理、板劈理、折劈理。

(二) 片理

随着变形或变质程度增加，新生变质矿物颗粒加粗加大，于是板岩转变为片岩。因此，在具有足够粗颗粒的变质岩石中片状、板状以及长轴状矿物平行定向排列标志的叶理，称之为片理。

在板岩中定向排列薄片状矿物等构成的板劈理，用肉眼是不可见的。而在片岩中，云母、角闪石等片状、板状矿物在手标本上是可见的。因此，片理与板劈理的主要区别是晶体定向是否可见。上述的传统分类仅仅是术语定名和形态描述，不同的研究者对这些术语都有自己的理解和定义，而更易引起混乱的是一些成因性术语和描述性术语的混合使用。因此，近 20 年来，地质学家们渐渐地抛弃叶理分类的成因含义而强调以几何结构进行描述。

Powell (1979) 首次提出劈理的形态分类方案，之后，Borradeile 等 (1982)、Davis (1984)、Passchier 等 (1996) 在此基础上又做了系统阐述和补充，从而形成比较系统的叶理分类方案。首先，根据劈理域 (将岩石劈开的破裂面或微破裂带) 和微劈石 (破裂面间的夹石) 能被识别的程度，把劈理分为两类；如果劈理域和微劈石可用肉眼鉴别，这类叶理为间隔叶理；反之，为连续叶理。然后，根据矿物粒径、劈理域的形态以及劈理域与微劈石的关系进行进一步的划分，即：

叶理 连续叶理：板劈理、千枚理、片理、片麻理、折劈理

间隔叶理：分隔劈理、成分层和条带状构造

(三) 片麻理

组成叶理的片状、柱状矿物呈不连续状定向排列的构造。

(四) 叶理与其它构造的关系

1. 叶理与褶皱构造的关系

(1) 轴面叶理

(2) 层间叶理

(3) 顺层叶理

2. 叶理与断层的关系

伴随断层两盘运动过程中产生的叶理，可以是破劈理、板劈理、片理等。由断层产生的叶理只限于断层带内或附近，它们与断层可以呈斜交关系，也可以是平行的。

二、线理

线理作为描述性术语，是泛指岩石内部及表面上存在的各种平行的线状构造。从线理的产生来看，可以分为原生线理和次生线理。次生线理是指变形过程中产生的线理，它是构造地质学研究的主要对象。

(一) 线理类型

1. 擦痕线理
2. 矿物线理
3. 拉长线理
4. 皱纹线理
5. 交面线理
6. 石香肠构造 (布丁构造)
7. 窗棂构造
8. 杆状构造

(二) 线理与运动轴的关系

根据桑德提出的运动坐标系统分析与褶皱有关的线理的空间特征，结论如下：

- (1) 所有的线理不是与圆柱状褶皱的枢纽平行，就是与褶皱枢纽垂直。凡是与褶皱轴平行

者称为 b 轴线理，垂直于 b 轴者称为 a 线理。

(2) 一般情况下，a 轴线理指示物质运动方向，代表应变椭球体的拉伸应变轴，但并不排斥有平行 b 轴的拉伸。交叉、旋转乃至滚动成因的线理主要是 b 轴线理。

第四节 构造置换

在变形变质岩石发育地区普遍发育构造置换现象。所谓构造置换，是指在递进变形过程中，一种构造被另外一种构造所代替的现象。在变质地质体的演化过程中，最常见、最重要的构造置换是面状构造置换。上节讲述的置换条带就是早期的面状构造(早期叶理或原始层理)被晚期的叶理经置换形成的。线理也可以发生置换，产生新的线理。下面以层理的置换为代表，进一步说明置换的过程及其识别标志。

一、层理置换过程

层理的置换是构造置换的主要类型之一。特纳和韦斯(1963)把层理置换过程划分如下三个阶段：

1. 早期阶段

原始层理 S_0 作为标志面受力形成不对称褶皱，在递进变形过程中，褶皱逐渐紧闭，其短翼不断被拉薄，产生与褶皱轴面大致平行的劈理或片理。此时，原始层理虽然保持了成层性和连续性，但新生面理 S_1 已部分置换了原始层理。原始层理总方位由褶皱岩层的包络面呈现。

2. 中期阶段

随着挤压作用的进行，强岩层在短翼部分明显受到拉伸，并被拉断，发生石香肠化及片内钩状褶皱。此时，原始褶皱的连续性遭受破坏，褶皱两翼岩层的产状与新生的轴面面理的夹角越来越小，新生面理取得主导地位，沿面理方向断续延伸分布的岩石也逐渐显示出新的成层性。

3. 晚期阶段

进一步的持续挤压作用，使得原始层理(S_0)的连续性完全遭到破坏，强岩层的钩状无根褶皱大部分已消失，岩石的成层性也完全由沿新生面理两侧被分割开的岩性层显现出来。此时，原始层理全部被新生面理所置换，原始层理的总方位只能由勾划出的包络面加以辨认。

产生什么形式的置换在很大程度上取决于岩层本身的力学性质、先存产状和受力方向之间的关系。三种不同产状的岩层在同一递进挤压作用下会生三种不同形式构造置换。

1. 当岩层与主压应力轴的夹角大于 60° 时，置换过程的发展表现在原始层理发生逆时针方向的旋转，只形成原始层理石香肠化，而无钩状褶皱。随着压缩量逐步加大，面理标志层与层理的夹角也相应减小，从而在宏观上最终造成面理与层理一致的假象。

2. 岩层与主压应力轴的夹角小于 30° 时，该强硬标志层先发生“Z”型或“S”型不对称褶皱，同时褶皱包络面逐步旋转。当它越过与主应力轴成 45° 的应变面以后，褶皱岩层从压缩状态转化为伸展状态，褶皱岩层被拉伸呈斜列的片内无根褶皱群。软弱岩层的面理一直处于该褶皱群轴面的位置。

3. 当岩层与主压应力轴夹角趋近 0° 时，原始层理不发生旋转，置换过程表现在岩层发生强烈的“M”型对称褶皱，并拉断形成钩状褶皱，原始层理及置换发展后期褶皱包络面的产状与形成的面理之间的夹角始终近于垂直。

构造置换的过程，实质上就是新生的构造使岩层“均一化”的过程，一次重大的全面构造置换，意味着地壳经历了一次重大的构造-热事件。在多期变形和变质作用地区，当早期构造置换作用结束，后一次构造-热事件又会出现新的面状构造置换。

二、层理置换的识别

1. 如果在一个地区小范围内岩性层与叶理方向一致，而在大范围内能够找到原始层理的展布方向与叶理方向不一致，在这种情况下，可认为该区存在原始层理被置换的现象。

2. 在紧闭褶皱中，经常见到由于压扁作用产生的轴面劈理。如果压扁作用很强，转折端部位的原始层变得模糊不清，并沿轴面劈理发生位移，这种现象属于构造置换的结果。

3. 确定构造置换最有利的证据是在叶理面内悬浮的叶内无根褶皱。这些无根褶皱是被置

换的褶皱转折端部分,而褶皱翼被拉断形成石香肠或构造透镜体,其拉长方向平行于新生叶理。

第五节 韧性断层(韧性剪切带)

一、剪切带的概念与类型

剪切带是泛指剪切作用集中的地带,它包括剪节理、褶皱岩层的层间滑动以及各种断层等。剪切带的宽窄不一,规模大小不等,但都具有强烈的剪切变形,而剪切带以外的岩层几乎没有变形。按照剪切变形发生时的岩石力学性质的不同,可将剪切带划分为三种类型(Ramsay, 1980):

(1) 脆性剪切带:以一明显的不连续面(断裂面)作为剪切变形的运动面,两盘岩石被错开,其中的构造岩为碎裂岩。

(2) 韧—脆性或脆—韧性剪切带:属于脆性剪切带和韧性剪切带间的过渡类型,剪切带内的连续或不连续变形可同时或先后发育。

(3) 韧性剪切带:是岩石在塑性状态下连续变形的狭长高应变带,从一盘到另一盘变形状态的变化是连续的,岩石被扭曲,但没有明显的断面,剪切带两侧岩石发生过明显位移。

Sibson(1977)的双层结构模式

Sibson(1977)对苏格兰高地莫因断层带进行了深入的研究,以长英质岩石为准提出了断层的双层结构模式:一个规模较大的断层可以划分为地壳浅部弹性摩擦区(变形以脆性为主,形成脆性断层碎裂岩系列构造岩)和地壳深部的准塑性区(变形以韧性为主,形成韧性断层和糜棱岩系列构造岩)。由脆性断裂向韧性断裂过渡的温度条件约在 250—350℃左右,并认为作为硅铝壳这个转化深度大致在 10—15km,这一地段的变形以脆—韧性为主。关于脆性断层向韧性断层过渡的深度,由于断层的性质、岩石类型、结构等不同而有所差别。例如, Mepmeh(1977)提出正断层和逆断层的弹性摩擦区和准塑性区的界线不同, Mattauer(1980)提出,泥灰岩的劈理剪锋产生在地壳较浅部位,而相同条件下花岗岩中产生劈理前缘约在 10km 左右。

二、韧性剪切带的组构特征

在各向同性的均质岩石中,韧性剪切带内部的新生面理与韧性剪切带的边界成 45° 夹角,夹角指向对盘运动方向,自边缘向中心,这个夹角越来越小,在中心部位,面理与剪切带的边界近于平行。所以剪切带内部的面理一般呈“S”形或反“S”形。这种剪切带内部面理称糜棱叶理,常用 S 或 Ss 表示,面理相当于应变椭球体的 AB 面。面理的“S”形或反“S”形展布特征反映了剪切带内部的应力、应变状态。此外,面理发育程度和岩石的变质变形程度也从剪切带的边部向中心逐渐增强。除了剪切带内部的“S”形或反“S”形面理外,还常发育有平行剪切带边界的面理,称剪切叶理,用 C 或 Sc 表示。在剪切带内糜棱叶理 S 与剪切叶理 C 相交,构成 S-C 组构。在剪切叶理上经常发育平行剪切滑动方向的拉伸线理,用 L 表示。由于剪切带内发育良好的 S 形叶理及剪切面上的拉伸线理 L,使剪切带具有良好的面状构造和线状构造,有时称这种构造岩为 S-L 构造岩。

三、糜棱岩

韧性剪切带内岩石经受变质变形改造,一般形成糜棱岩系列岩石,糜棱岩呈狭长带状分布,作为识别韧性剪切带的特征标志。

(一)糜棱岩特征

糜棱岩的概念最早是 Lapworth(1885)研究苏格兰高地莫因断层时提出来的。糜棱岩的原意是指经脆性破裂和研磨而形成的条纹状细粒岩石。随着人们对许多糜棱岩研究的深入,尤其是通过显微及超显微观察发现,糜棱岩细粒化的原因并不是脆性破裂和研磨作用的结果,而是矿物在较高温度和压力作用下,晶体塑性变形产物。

1981 年在美国加州彭罗斯国际糜棱岩会议上,普遍认为糜棱岩具有三个基本特征:

- (1) 与原岩相比,糜棱岩粒度显著减小;
- (2) 糜棱岩中发育强化叶理和线理;
- (3) 糜棱岩发育在狭窄的强应变带内。

糜棱岩致密坚硬，矿物多呈显微细晶和少量碎斑。基质细密具有叶理构造，叶理围绕残斑分布，形成似流动构造—糜棱叶理。显微镜下观察糜棱岩具有多种韧性变形现象，如拔丝条带、波状消失，变形条纹、变形条带、扭折带、机械双晶、亚颗粒和核幔结构等。

拔丝条带：随着变形强度增加，矿物晶体发生韧性变形而拉长，矿物轴比（长度和宽度比值）变大，最终单个矿物晶体拉长成单晶矿物条带。拔丝条带主要发育在低温条件下，由平面滑移作用造成的。

波状消光：是常见的一种粒内变形，其主要特征是消光影呈扇状或带状连续地扫过晶粒而无界面。波状消光多发育于轻微变形的晶粒内部，甚至在晶粒拉长之前就已存在，并随晶粒的拉长而减弱，甚至消失。

变形条纹：矿物晶体内平直的或是长透镜状的薄纹层，厚约 $0.1-2\mu\text{m}$ ，其折射率和双折率与主晶略有不同，消光位与主晶略有差异，偏移约 $1^\circ-3^\circ$ 。在正交偏光下类似聚片双晶一样相间消光的线纹，可以与变形条带呈高角度相伴生。在有些晶体内同时发育两组变形纹，二者相交成方形或菱形，把它们称之为格子状变形纹。

变形条带：晶体内一种宽且界面清晰的消光带。是由应力导致晶格位错运动形成的规则位错壁，由位错壁分割成不同的消光区域。

扭折带：矿物中的标志面（如解理、双晶面）发生尖棱状弯曲的现象。扭折带常常出现在云母、斜长石、石英、方解石、辉石等矿物中。低温度时扭折带较窄，与缩短方向呈高角度相交。高温时扭折带变宽，与缩短方向呈低角度相交。扭折带宽度随压力增大而减小。

机械双晶：由晶内双晶滑移所形成的双晶，又称变形双晶或滑移双晶。机械双晶在一些对称性较低或粒内滑移系统较少的矿物中，如方解石、白云石，最为常见，在斜长石及辉石中也能见到。在较低温度及较快应变速率条件下有利于机械双晶发育。

亚颗粒：表现为结晶方位小角度（ $\theta < 12^\circ$ ）偏离主晶的偏转区域所构成的多边形亚构造，亚构造之间被低角度的亚颗粒边界分隔。亚颗粒多发生在温度较高环境中。

核幔结构：是变形晶粒（核）被细小动力重结晶颗粒（幔）环绕组成的组构。核部可以在中心，也可以偏离中心。核幔结构是动态恢复与动态重结晶的产物，恢复作用使得颗粒边部首先形成亚颗粒，随着应变的发展，亚颗粒旋转及边界迁移形成重结晶新颗粒，亚颗粒化也逐渐向核部扩展。如果应变继续，核部逐渐缩小直至消失，全部转变为重结晶颗粒集合体。核幔结构的形成和发展，说明糜棱岩的细粒化主要是由动态恢复及重结晶作用来完成的。

（二）糜棱岩分类

目前对糜棱岩的分类方案较多，较流行的方案主要有两类：一类是以结构为主的分类方案（Sibson, 1977; Takayi, 1982）；另一类是按成因机制的分类方案（Wise, 1984; 王嘉阴, 1978; 孙岩 1985）。本文采用了朱志澄等（1991）的分类方案，主要根据糜棱岩中细粒化基质性质和含量、主要颗粒粒径大小以及重结晶作用的程度，对糜棱岩的类型作了进一步划分。

糜棱岩分类表(据朱志澄、宋鸿林, 1991)

基质性质	基质含量	主要颗粒粒径	岩石名称
糜棱岩化作用为主	< 10%		糜棱岩化 $\times\times$ 岩石
	10—50%		初糜棱岩
	50—90%	< 0.05	糜棱岩
	>90%	< 0.05	超糜棱岩
静态重结晶作用为主		< 0.1	千糜岩
		0.5—0.05	变余糜棱岩
		>0.5	构造片岩
		>0.5	构造片麻岩

糜棱岩化岩：岩石初具糜棱岩结构，基质含量<10%，可见矿物晶体定向拉长现象，略具定

向排列。常见的显微构造有：波状消光、扭折带等，在残斑边缘也可见少量重结晶。

初糜棱岩：岩石具糜棱结构，基质含量 10%-50%，残斑仍占多数。其基质定向性明显，动力重结晶颗粒增多，S-C 组构清楚。残斑可出现破裂及各种具韧性-脆韧性变形特征的显微构造，如方解石机械双晶、石英的带状消光及扭折带、亚颗粒化及重结晶等，石英常发育核幔构造。岩石中出现成份分异，并形成较多的新生矿物。

糜棱岩：岩石具典型的糜棱结构，基质 50-90%，以动态重结晶为主，残斑少且小。流动构造明显，不仅具纹层状透入性叶理，而且常发育明显的矿物线理。残斑和基质常构成不对称碎裂系，初糜棱岩中所具有的各中显微构造较为发育。长英质糜棱岩中长石常为残斑，边部也可见动态结晶颗粒。而石英大部分已重结晶构成基质，显示明显的流动构造。长英质糜棱岩可发育成十分典型的 S-C 组构，成份分异明显。

超糜棱岩：岩石具糜棱结构，基质含量>90%，残斑少见，岩石已大部分重结晶。颗粒一般较小，呈纹层状分布，常见不同成分的条带相间构成分异劈理。岩石流动构造清楚，而 S-C 组构变得不太明显。由于碎斑少而小，矿物中的各种韧性变形现象除动态重结晶外，均不太发育。整个岩石中几乎全部由动态重结晶新颗粒组成。肉眼观察岩石常呈致密状，颜色较深。长英质超糜棱岩与糜棱岩相比，长石减少而白云母和石英增多。

千糜岩：是糜棱岩的一个变种，具有千枚状外貌，其中含大量的含水片状或纤维状矿物，如绢云母、绿泥石、透闪石、阳起石等。

构造片岩：具有明显的叶理构造和新生矿物。颗粒一般较大(>0.5mm)，有时可见变余糜棱结构，其中石英在平行的云母类矿物限制下常形成矩形晶体，其长边平行叶理。

变余糜棱岩：是介于构造片岩和糜棱岩间的一种过渡类型，它虽然具有广泛的重结晶作用，但糜棱岩的结构构造仍明显可辨。

构造片麻岩：在地壳深部层次变形形成的、宏观上具有强烈韧性流变特征而没有明显粒径减小的构造岩。构造片麻岩具有如下特征（刘俊来等，2001）：①构造片麻岩在空间上呈带状分布，与围岩是渐变过渡关系；②岩石中片麻状构造或条纹、条带状构造发育，其中片麻状构造是矿物定向生长和定向拉长构成的，而条带状构造主要是变质、变形分异条带；③在构造片麻岩中旋转应变组构、S-C 组构和不规则塑性流动褶皱发育；④岩石粒度比较均匀，没有残斑和基质之分，与围岩相比其粒度要小 1-2 倍；⑤由于变形时温度、压力较高，恢复作用比较强，大多数矿物都发生了重结晶，尤其是石英都变成了多边形粒状，晶内各种变形组构不发育，但是石英 C 轴有几种优选方位，说明它们重结晶时受应力控制。暗色镁铁质矿物都表现出被拉长，定向排列，晶内变形组构发育，表现出晶体塑性变形特征。

四、剪切运动指向

对剪切带运动学分析，主要在垂直 Y 轴的 XZ 平面上进行。

1. 拉伸线理

拉伸线理形成于剪切作用过程中，主要由矿物和矿物集合体组成的矿物生长线理、矿物线理和拉长的砾石等定向显示出来。拉伸线理平行于 X 轴，即平行于剪切运动方向。如糜棱岩中常见的角闪石等矿物定向及生长，以及构造片麻岩中辉石链状分布，它们都产生于韧性剪切作用过程中。因此对糜棱岩中的拉伸线理的测定可以确定剪切带的运动方向。

2. A 型褶皱或鞘褶皱

韧性剪切带中的褶皱与地壳浅层次常见褶皱的几何形态不同，褶皱轴与剪切带内拉伸线理方向大致平行，这种褶皱称为 A 型褶皱。而地壳浅层次的褶皱轴垂直于拉伸线理，称为 B 型褶皱。A 型褶皱一般发育在剪切带内强烈剪切部位，它可以由剪切作用直接导致层状岩石或开阔的 B 型褶皱随剪切变形加剧而使褶皱轴平行拉伸线理而形成。发育完好的 A 型褶皱，其外表类似刀鞘状称为鞘褶皱。鞘褶皱常成群出现，大小不一，以中小型为主。鞘褶皱的形态在不同的断面上有明显差别。鞘褶皱长轴方向常为鞘的侧翼，代表剪切运动方向，平行 X 轴。鞘褶皱的枢纽常呈不同程度弯曲状，如呈弱弧形、弓形、舌形等，沿着 xy 面常见发育强烈的线理。在

垂直 X 轴的断面上(yz 面), 鞘褶皱可形成眼球状或封闭的不规则椭圆状。在垂直 y 轴的断面上(xz 面)多为不对称的或不协调的褶皱, 其轴面倒向常指示剪切方向。

3. 叶理及变形标志物(剪切带内的围岩岩块)

无论是先期叶理, 还是剪切同期的糜棱叶理(Ss)或围岩块体, 经递进剪切作用发生被动旋转与 S 形弯曲, 它们都在垂直 Y 轴方向上(XZ 面)表现出“S”形分布趋势, 利用它们可以有效地确定剪切带的运动方向和方式。

(1)脉体(标志层)或捕虏体经剪切作用发生变位或捕虏体拖尾变形, 可以指示剪切带运动方向。

(2)S-C 组构, S 为糜棱叶理, 而 C 为剪切叶理。S-C 组构指示剪切运动方向。

(3)剪切条带是糜棱叶理(Ss)再变形形成的低序次构造, 利用它与糜棱叶理(Ss)所夹锐角指示相邻一侧剪切运动方向。

(4)残留的围岩块体, 经剪切作用形成不对称或“S”形, 可以指示剪切带运动方向。

(5)不对称褶皱倒向或眼球状残斑拖尾可以指示剪切运动方向。

4. 糜棱岩显微构造

糜棱岩中广泛发育的显微构造, 可以作为剪切运动指示标志。

(1) 旋转残斑系

糜棱岩中相对较硬的矿物或集合体(长石、石榴石等)构成旋转残斑系。其尾端由变形的基质或动态重结晶物质组成, 它们多呈单斜对称形式, 从而构成 σ 与 δ 型。

σ 型发育楔形结晶尾, 结晶尾中线分别位于残斑系对称线(参考线 X_1)的两侧。

δ 型结晶尾细长, 根部弯曲, 与残斑相连处呈港湾状, 两侧结晶尾沿中线由参考线 X_1 -侧转向另一侧。

σ 型或 δ 型旋转残斑系, 其结晶尾延伸方向指示剪切运动方向。

(2) 压力影

广泛发育在糜棱岩中的压力影构造往往具有单斜对称特点, 压力影由韧性基质在刚性残斑周围表现不对称分布特点。Mallavieil 等(1982)对黄铁矿进行的旋转变斑模拟实验, 表明压力影的产生与变形过程的简单剪切分量有关。随着应变量增加, 压力影域的形成, 结构具有递进变化的趋势。压力影尾呈 S 形弯曲, 其延伸方向指示剪切运动方向。

(3) 显微 S-C 组构及云母

显微 S-C 组构与宏观 S-C 组构具有相似的涵义。云母鱼是另一种 S-C 组构, 据其首尾连接关系可以确定剪切运动方向。

(4) 晶体剪破与书斜式构造

受剪切作用改造沿 Sc 面剪破晶体或沿次级剪切破裂剪破晶体, 并发生晶质平移产生书斜式构造。可以根据剪破晶体组合型式或位移, 来判定剪切运动方向。

五、剪切带的应变分析

韧性剪切带内各种变形构造, 都是在应力作用下产生应变的结果, 因此构造与应变之间存在一定的关系, Ramsay 等(1970, 1984)根据这种关系总结出一套有关应变测量的理论与方法。

1. 糜棱叶理与剪切边界(剪切叶理)的夹角

由于应变强度不同, 剪切带内糜棱叶理与剪切叶理的夹角(锐角), 在横过剪切带的不同部位其所夹锐角值是不同的。通常在剪切带边界夹角一般为 45° , 向剪切带中心应变加强其夹角变小, 在剪切带内糜棱叶理呈 S 形展布。因此根据不同部位测得的夹角 θ' , 通过公式 $\gamma = 2/\tan 2\theta'$, 求得不同点的剪应变。

2. 角剪切

这是利用先存面状构造在剪切作用下发生变形, 量得标志面发生的角剪切, 进而求得 γ (剪应变)。先存面状构造(ABC)垂直剪切带边界, 由于剪切位移, 使先存面状构造(ABC)变形, 其位移距离为 S。为求剪切应变, 先将该剪切带以间隔 a 划分许多段, 在每一间隔中作变形面切

线，切线与未变形先存面状构造的夹角就是角剪切(Φ)，然后利用公式： $\gamma = \tan \Phi$ ，求出各个间隔的剪切应变值。

3. 据主应变求剪应变

通过测定韧性剪切带内各点上的应变椭圆求出椭圆的最大应变轴 X_f 方向上 $(1+e_1)$ 和最小应变轴 Z_f 方向上 $(1+e_3)$ (在 XZ 面上)。

大型韧性剪切带内应变椭圆的标志不易找到，可以通过定向切片(XZ)测量变形石英颗粒在长轴和短轴方向上的数值求得。

4. 均匀应变 Flinn 图解

在测得 $(1+e_1)$ 、 $(1+e_2)$ 、 $(1+e_3)$ 三个轴长基础上分别求出 $a = (1+e_1)/(1+e_2)$ ； $b = (1+e_2)/(1+e_3)$ 。

以 a 、 b 为纵、横坐标作图，不同形状的应变椭圆用 K 值表示：

$$K = (a-1)/(b-1)$$

或用统计方法(如 Robin 法)，求出轴率 K ：

各种应变状态描述如下：

- (a) 轴对称延长： $K = \infty$ 。
- (b) 收缩应变(长椭圆)： $1 < K < \infty$ 。
- (c) 平面应变(体积不变)： $K = 1$ 。
- (d) 压扁应变(扁椭圆)： $0 < K < 1$ 。
- (e) 轴对称压扁： $K = 0$ 。

通过 K 值是大于 1 或小于 1，可以区分出应变型式是收缩应变还是压扁应变。

当体积是变化时，即 $\Delta \neq 0$ ，则有 $1 + \Delta = (1+e_1)(1+e_3) = a/b$ [因为 $K=1$ 时应变椭圆体的 $(1+e_2)=1$]，所以 $a = b(1 + \Delta)$ 。直线 $a = b(1 + \Delta)$ 代表平面应变或为收缩应变和压扁应变的分界线。

六、剪切带的位移确定

在上述剪切应变分析基础上，可以进一步确定剪切带发生的总位移。确定剪切带位移的方法有数字法和图解法。这两种方法都是首先确定剪切带剖面的应变分布及作出横过剪切带的应变剖面($x-\gamma$ 曲线)，在此基础上通过计算或作图，求得剪切带的总位移。

1. 数字方法

用数字方法计算剪切总位移(S)时，可以将剪切带划分为无数个小单元，这一小单元上的剪切位移 δs ，可以由宽度 δx 给出：

$$\text{即 } \delta s = \gamma \cdot \delta x$$

剪切带总位移(S)是所有小单元剪切位移 δs 的总和。

$$\text{即 } S = \sum_0^x \gamma \cdot \delta x$$

$$\text{用积分表示: } S = \int_0^x \gamma dx$$

一般情况下由于不知此函数，常可以用方格纸量得 $x-\gamma$ 曲线包围的面积。该面积则代表剪切带总位移。

2. 图解法

应用图解法确定剪切带的总位移(S)，主要根据横过剪切带多条剖面上，量得各点 S_s (糜棱叶理)与边界(剪切叶理 S_c)夹角 θ' ，作出相等倾角的等偏角线。等偏角线间隔一般为 10° ，即有 0° 、 10° 、 20° 、 30° 、 40° ，主边界 $\theta' = 45^\circ$ ，此 45° 等偏角线方向代表剪切带的方向。等偏角线不是绝对平行的，可以弯曲，并且在剪切带的左端比右端角度大。在垂直剪切带两条剖面 PQ 和 RS 上，利用剖面线与等偏角线交点，求出剪应变 γ ，即：

$$\gamma = 2 / \tan 2\theta'$$

作出 $x-\gamma$ 曲线求出总位移。该方法的主要问题是 θ' 的测量，因为 θ' 很小时，微小的变化会引起 γ 值的很大变化。