

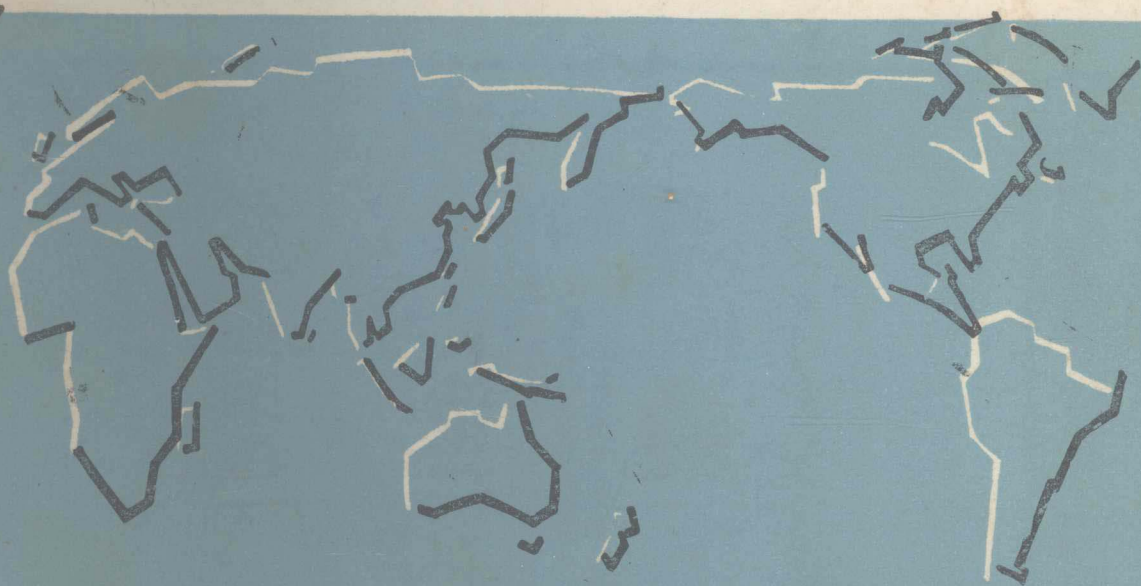
试 用 教 材

构造地质学基础教程

上 册

(构造几何学和制图)

单文琅 傅昭仁



武汉地质学院区地教研室

1987年2月

前 言

构造地质学是地质工作者从事野外地质调查研究工作必备的专业基础，特别是对测绘地质图工作来说，构造地质学的理论和方法更是起着主导的作用。为了加强地质专业大学生的构造地质学基础，在新的教学计划中拟对原来开设的构造地质学进行改革。初步设想新的教学进程为：在第四学期开设“构造地质制图”（60学时），着重讲授构造几何学和制图方法，加强阅读、分析地质图的训练；在二年级暑期教学实习前两周进行构造地质野外现场教学，着重讲授各种构造的野外认识、观察研究方法，特别通过典型露头的详细观察和描述，掌握最基本的野外工作方法；通过以地质制图为中心的教学实习，获得了一定的理论联系实际的能力后，在三年级再开设理论构造地质学（50学时），着重讲授构造变形理论及有关专门分析研究方法。以上前后相继的教学进程，构成了构造地质学教学的有机整体。

本教材即是为了适应上述要求和教学进程编写的。全书分为三篇，暂分三册出版。第一篇为构造几何学和制图；第二篇为构造的野外观测原则和方法；第三篇为构造的理论分析。

本书第一、二篇，对于不需要进行专门构造研究的有关专业的学生及函授生学习构造地质学，可作为基本教材。本书提供的基本知识和基本方法，有助于他们在野外进行基础地质工作，并有助于他们阅读和利用已有的地质图件资料。

目 录

第一章 绪论	(1)
第二章 地壳岩石变形的力学分析基础	(3)
第一节 力和应力	(3)
第二节 变形和应变	(9)
第三节 岩石的变形习性	(19)
第四节 影响岩石变形习性的因素	(23)
第一篇 构造几何学和地质制图	
第三章 地质体	(28)
第一节 地质体的构造等级	(28)
第二节 地质体的类型	(29)
第三节 地质体的结构要素	(37)
第四章 地质面和线的产状及露头型式	(42)
第一节 产状要素	(42)
第二节 地质体的露头型式	(47)
第五章 地质面和线的赤平投影图解	(55)
第一节 赤平投影原理	(55)
第二节 投影网	(58)
第三节 赤平投影操作方法	(61)
第四节 赤平投影的旋转操作	(67)
第五节 赤平投影的统计用途	(69)
第六章 褶皱几何学	(73)
第一节 褶皱的性质	(73)
第二节 褶皱面的要素和描述术语	(75)
第三节 褶皱的理想几何模式	(82)
第四节 褶皱的分类	(85)
第五节 褶皱的组合	(90)
第六节 叠加褶皱	(92)
第七节 褶皱构造的图面表示	(97)
第七章 断层几何学	(105)
第一节 断层的概念	(105)
第二节 断层的位移	(106)

第三节 断层的基本类型及其图面效应	(110)
第四节 断层的组合型式	(119)
第八章 地质体的接触关系	(131)
第一节 各类地质体的接触关系	(131)
第二节 构造变形事件相对顺序的确定	(140)
第九章 地质构造图件	(142)
第一节 地质图	(142)
第二节 专门构造地质图件	(144)

〔附篇〕构造地质制图练习图册

第一章 绪论

构造地质学 (structural geology), 从广义来说, 是研究地球岩石圈(包括地壳和上地幔)的地质构造特征及其形成和发展规律的一门学科。它所研究的对象, 大至地球内部结构和地壳巨大单元、如山脉和盆地的形成和发展; 小到岩石内部细微组构的变化, 内容十分复杂和广泛。但是概括起来, 这些地质构造现象, 从宏观到微观, 不外是地壳物质在构造运动过程中受力变形的结果。所以从狭义来说, 构造地质学是研究地质体变形规律的学科。其主要任务就是对各种地质体的构造变形结果——地质构造现象——进行识别、描述和成因解释。具体地说, 就是要研究各种地质构造的几何形态、产状、规模及其空间关系和发育历史; 研究它们的形成条件和形成机制; 并进而探讨产生地质构造的地壳运动的方式、方向和动力学过程。显然这些研究无论在理论上和实践上都是十分艰巨的任务。

威利 (P.T. Wyllie, 1971) 曾经指出: “地球是在物理作用下的化学体系”, 所以地壳岩石的变形, 无论宏观构造或微观构造, 都必然要涉及构造变形的物理、化学作用过程。因而要揭示地质构造变形的全部规律, 必须全面综合地质学、物理学和化学的有关理论和方法技术, 扩大和加深构造地质学的研究领域。我们可以用一个三角图来表示研究地质构造的有关学科之间的关系 (图1-1):

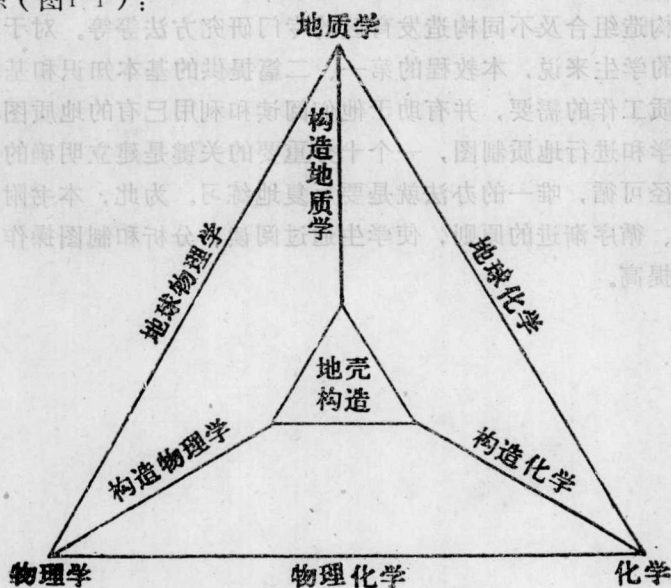


图1-1 构造学科三角图
(参考马杏垣, 1983)

就地质学领域来说, 地质构造的研究在很大程度上要依赖于地层学、岩石学和矿物学等有关学科。而涉及到构造地质学研究的实用意义时, 显然又必须同矿床学、找矿勘探地质学,

水文地质和工程地质学、地震学等应用学科连系起来。

以上说明,地质构造的研究无论在理论上或实践上所涉及的学科领域是多么地广泛!但是构造地质学本身的理论和方法仍是解决地质构造问题的基础,其中野外观测和地质制图更是研究构造的基本方法,将始终起着决定性的作用。这是因为,不论我们致力解决的是什么样的构造问题,都必须在野外收集所需要的资料和数据,而研究的结果是否正确也要在野外来验证;另一方面,无论从事何种地质工作、解决何种地质任务,地质图的测绘、阅读和分析往往都是必不可少的一项工作。

地质图是地质工作的基础图件,它反映了一个地区的基本地质特征,反映了各种地质体在空间的产出状态、空间分布和相互关系,以及其发展历史或先后顺序。因此,测绘地质图需要具备综合全面的地质知识,但其中最重要的是构造地质学、特别是构造几何学的基本知识。不掌握构造地质学或不进行构造研究,就无法在图上正确表达各种地质体的形态、产状、分布和相互关系,就不可能填绘出一幅合理的符合客观实际的地质图。

由此可见,学习构造地质学首先要掌握其基本理论、基本知识和基本方法,特别是要掌握野外工作的基本功,才能为进一步深入学习和研究奠定基础。为此,本书内容以构造几何学分析和野外构造观测和制图方法为重点,以第一、二篇作为地质专业学生学习构造地质学的入门教材;同时以第三篇作深入学习和提高的补充教材。在第一篇中,为了使学深对构造变形的理解,列专章介绍了有关岩石变形力学的基础知识,同时也是为了学生能较自如地参考或自学其它构造地质学著作,因为后者往往是把构造的几何分析和理论分析结合在一起阐述的。

根据教学改革计划,地质专业的学生将安排学完第一、二篇内容后,再开设高级构造地质学,学习本教程的第三篇。内容包括各种构造形成机制、形成条件的研究;构造解析的基本原理和方法,构造组合及不同构造发育区的专门研究方法等等。对于不需要进行专门构造研究的其它专业的学生来说,本教程的第一、二篇提供的基本知识和基本方法足以满足他们从事野外基础地质工作的需要,并有助于他们阅读和利用已有的地质图件。

研究构造几何学和进行地质制图,一个十分重要的关键是建立明确的空间立体概念。对此几乎没有什么捷径可循,唯一的办法就是要反复地练习。为此,本书附有供练习作业的图册,遵循由浅入深、循序渐进的原则,使学生通过阅读、分析和制图操作,达到对构造几何学理解程度的不断提高。

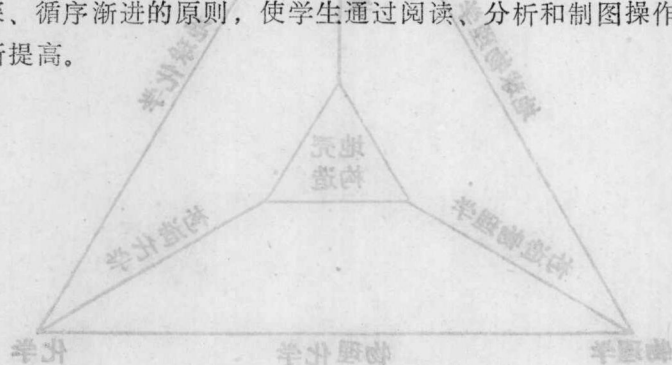


图 1-1 构造几何学

(1991, 地质出版社)

第二章 地壳岩石变形的力学分析基础

地壳岩石变形是在力的作用下发育的。尽管本教程以描述地质构造的几何学和野外观察、制图方法为重点,但为了对构造的形成过程有初步了解,并为进一步深入学习构造地质学的理论打基础,在本章中将概括地介绍有关应力和应变的概念、岩石变形的性质和影响岩石变形的物理、化学因素等有关变形的基本原理。

第一节 力和应力

一、力

(一) 力的概念

力(force):是物体间的相互作用,它的主要表现是使物体发生机械运动状态的改变。如使原来静止的物体发生运动;或使运动着的物体沿着力的作用方向发生速度的改变(加速度)。对于一个物体而言,运动状态的改变决定于作用力的大小、方向和作用点的位置,它们称为力的三要素。

因此,力是一种矢量,可以用一个有箭头的线段来表示(如图2-1, A)。线段的长度表示矢量的大小;箭头表示矢量的方向,即力的作用线方向。根据矢量原理,可以用平行四边形或多边形法则求若干力的合力(图2-1, B、D);或把一个力分解成作用于不同方向的分力(图2-1, C)。

力的单位:在国际系统单位制(SI)中,称为牛顿(Newton),其定义为:使质量为1公斤的物体产生1米/秒²的加速度的力。

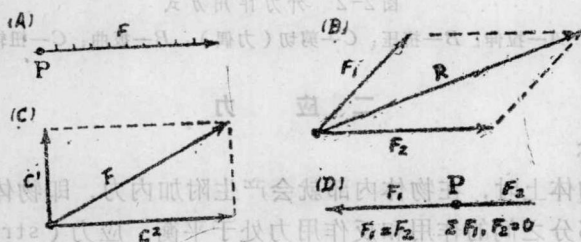


图2-1 力的矢量及力的合成与分解

在工程制中,力的单位规定为:1公升4℃的净水在北纬48°52'的海面上的重量,称为1千克力或1公斤。重量即物体在那个地方所受到的地球引力的大小,它与距地心的距离有关,因此在物理学中常以质量来规定力的单位。后者以使1克质量(在4℃时1毫升的净水)的物体产生1厘米/秒²加速度的力叫作1达因(Dyne)。上述各种单位制的换算关系:

$$1\text{N} = 10^5 \text{达因}$$

$$1 \text{千克力} = 981000 \text{达因} (\approx 10^6 \text{达因})$$

(二) 外力和内力

对于一个物体来说, 另一个物体施加于这个物体的力称为外力。作用在物体上的外力分为两种: 一种是通过接触面传递的力叫面力(surface force); 另一种是体力(body force), 是物体内部每个质点都受到的外力, 它不是通过接触, 而是相隔一定距离相互作用的, 如太阳对地球的吸引力, 磁铁对铁钉的吸引力, 物体所受的重力等等。一般来说, 体力与它所作用的物体的质量成正比, 其大小和方向决定于物体在力场(force field)中的位置。重力因其无时无地不在作用, 所以是一种与地质现象有关的最重要的体力。

内力是同一物体内部各部分之间的相互作用力。物体是由无数质点所组成的, 由于各质点间存在有相互作用力(如吸引力和排斥力)从而使各质点处于相对平衡状态, 物体得以保持一定的形状。这种内力称为物体的固有内力或自然状态粒子结合力。当物体受到外力作用时, 其内部各质点的相对位置发生了变化, 它们的相互作用力也就会发生改变, 致使达到一个新的平衡。这种在外力作用下内力的改变量称为附加内力, 它反映了外力作用的效果。

外力和内力是一个相对的概念, 视所处理的物体范围而定。区别作用在这个物体各质点上的力是内力还是外力, 主要方法是把这物体和其它物体分开。如对太阳来讲, 太阳和地球之间的相互吸引力是内力; 但对地球来讲, 太阳对它的吸引力则是外力。

(三) 外力的作用方式

根据作用力的方向和相互关系, 外力的作用方式, 可以简化为五种, 即拉伸、挤压、剪切、扳曲和扭转(图2-2)。

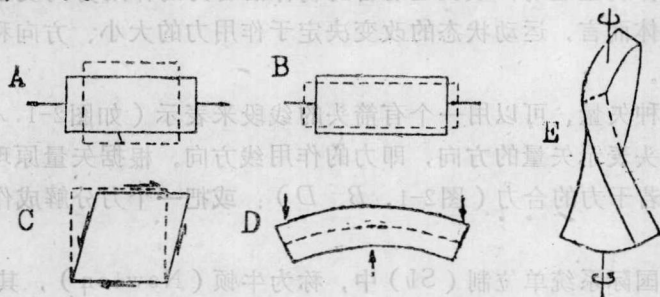


图2-2 外力作用方式

A—拉伸; B—挤压; C—剪切(力偶); D—扳曲; E—扭转

二、应 力

(一) 应力的概念

当有外力施加在物体上时, 在物体内部就会产生附加内力, 即物体处在了应力状态下, 此时物体内部相邻两部分之间的作用和反作用力处于平衡。应力(stress)就被定义为物体内部附加内力的强度(intensity)。

怎样表示和测定内力的强度呢? 如图2-3所示, 当外力 P 作用于物体时, 物体内部便产生与外力相抗衡的内力 p , 假定将这个物体沿A截面切开, 取出一部分而保留它对截面A作用的内力(p)不变, 这时截面A上的内力 p 与外力 P 大小相等, 方向相反。在内力均匀分布的情况下, A面上内力的强度:

$$S = \frac{p}{A}$$

S 代表应力, 即作用在物体内部A截面上单位面积上的附加内力。由于在一般情况下, 截面上

内力的分布是有变化的，所以应力的严格定义应为：当面积无限缩小时，力对面积之比的极限值，即

$$S = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \frac{\delta P}{\delta A}$$

在物体内存任意选取一个与外力作用方向不相垂直的一小截面 dF ，作用于小截面上的内力为 dP 。根据平行四边形法则可将内力 dP 分解为垂直于截面的分力 dN 和平行于截面的分力 dT （图2-4）。因此可以推出，作用于截面 dF 上的应力也可以分为：

垂直于截面 dF 上的应力叫正应力（或称直应力normal stress）：

$$\sigma = \frac{dN}{dF}$$

平行截面 dF 的应力称为剪应力（shear stress）：

$$\tau = \frac{dT}{dF}$$

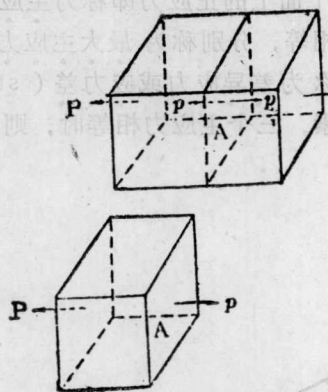


图2-3 外力和内力

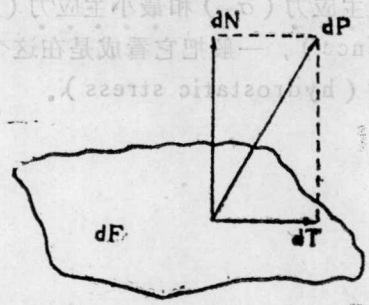


图2-4 内力的分解

应力符号：目前在地质文献中关于应力的符号规则使用比较混乱。正应力或者是张性的（张应力）或者是压性的（压应力）。在材料力学中规定张应力为正（ $\sigma > 0$ ），压应力为负值（ $\sigma < 0$ ）；但在某些构造地质文献中常使用相反的规则，即把压应力作为正值，张应力作为负值。剪应力的符号，一般规定使物体产生顺时针转动趋势的剪应力为正，反之为负（Ramsay, 1967; 王仁, 1979）。但也有人使用相反的规定（Means, 1976; 徐开礼等, 1984）。

应力单位：国际单位制（SI）中使用的应力单位为帕斯卡（Pascal），简称帕（Pa），1帕等于1牛顿/平方米。但在构造文献中通用的单位还有巴（bar）和千巴（kilobar）。各种单位制的关系为

$$1 \text{ 巴} = 10^5 \text{ 帕} = 1.0197 \text{ 公斤/厘米}^2$$

$$1 \text{ 帕} = 1.0197 \times 10^{-5} \text{ 公斤/厘米}^2$$

$$1 \text{ 千巴} = 10^9 \text{ 达因/厘米}^2$$

（二）应力分量、一点应力状态

由上述应力的分解可知，当谈到物体内的应力时，总是与具体的点和具体的截面相联系的。过同一点、取不同的截面，则所得到的正应力（ σ ）和剪应力（ τ ）是不同的。过一点

可以作出无数个不同取向的截面，这些截面上应力的总体，代表了该点的应力状态 (state of stress)。如果物体各点的应力状态是相同的，则称该物体应力的分布是均匀的，否则称为非均匀的。

为了分析一点的应力状态，可设想在此点取一个无限小立方体 (图 2-5)，测定其每个面上的应力状况。假定在物体的整个单元体内应力状态是完全均匀的、而且单元体处于平衡状态，则单元体每个面上的应力可以分解为三部分：一个正应力和一个剪应力，而剪应力又可分解为平行两个坐标方向的分量，这样在立方体各面上共有九个数值，称为应力分量。

$$\begin{pmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{pmatrix}$$

由于单元体处于平衡状态，不存在旋转，所以上述分量中必然 $\tau_{xy} = \tau_{yx}$, $\tau_{xz} = \tau_{zx}$ 和 $\tau_{yz} = \tau_{zy}$ 。

根据剪应力和正应力随截面取向而变化的情况分析，在一点应力状态中必然会有三个互相垂直的面上只有正应力而剪应力等于零。作用在这三个面上的正应力即称为主应力 (principal stress)。在一般应力状态中，三个主应力不相等，分别称为最大主应力 (σ_1)、中间主应力 (σ_2) 和最小主应力 (σ_3)。 ($\sigma_1 - \sigma_3$) 称为差异应力或应力差 (stress difference)，一般把它看成是在这个点上引起变形的因素。三个主应力相等时，则称为静水应力 (hydrostatic stress)。

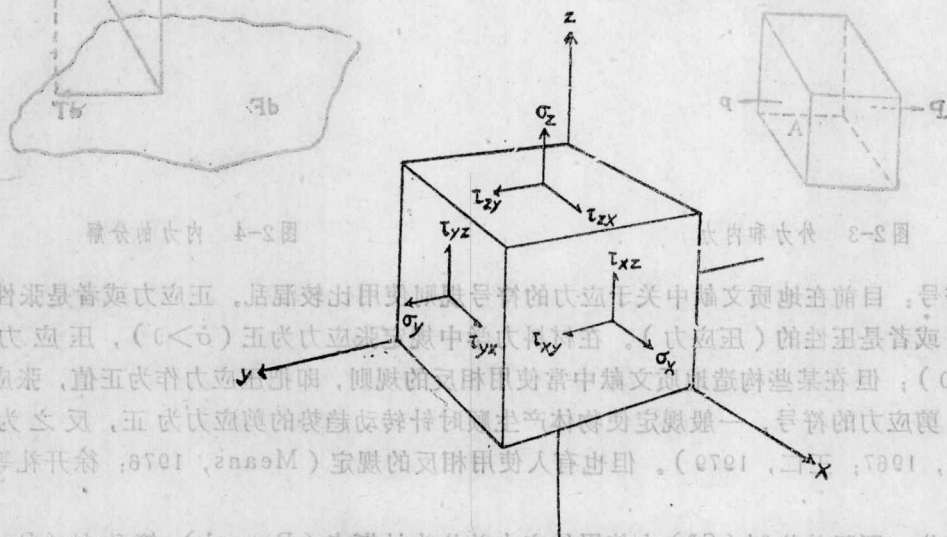


图 2-5 作用在立方体面上的应力分量

(三) 莫尔应力图解

在应力分析中最常见的情况是分析过一点与主应力方向斜交的斜截面上的应力状态。这里介绍二维应力状态的情况。如图 2-6、A，截面 MN 的法线与最大主应力 (σ_1) 方向成 α 夹角，在 σ_1 和 σ_2 共同作用下，斜截面 MN 上的正应力应为 σ_1 和 σ_2 在斜截面上的正应力分量之和：

$$\sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \cos 2\alpha \quad (2-1)$$

平行于 MN 截面上的剪应力为 σ_1 和 σ_2 在斜截面上的剪应力分量之和：

$$\tau = \frac{\sigma_1}{2} \sin 2\alpha + \frac{\sigma_2}{2} \sin 2\alpha = \left(\frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} \right) \sin 2\alpha \quad (2-2)$$

将(2-1)和(2-2)式两边平方后相加得:

$$\left(\sigma - \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} \right)^2 + \tau^2 = \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \right)^2 \quad (2-3)$$

(2-3)式是一个圆方程式,它在以 σ 为横坐标、 τ 为纵坐标的坐标系中,其圆心坐标为 $\left(\frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2}, 0 \right)$,半径为 $\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \right)$ 。这个图解是由德国工程师莫尔(O. Mohr, 1882)提出的,故称为应力莫尔圆(图2-6.B)。

由图2-6可以看出,在二维应力中任一截面上的应力值决定于 σ_1 和 σ_2 主应力之大小及截面与主应力方向的交角。根据莫尔圆分析可以得出截面上正应力与剪应力之变化关系(如图2-7)。

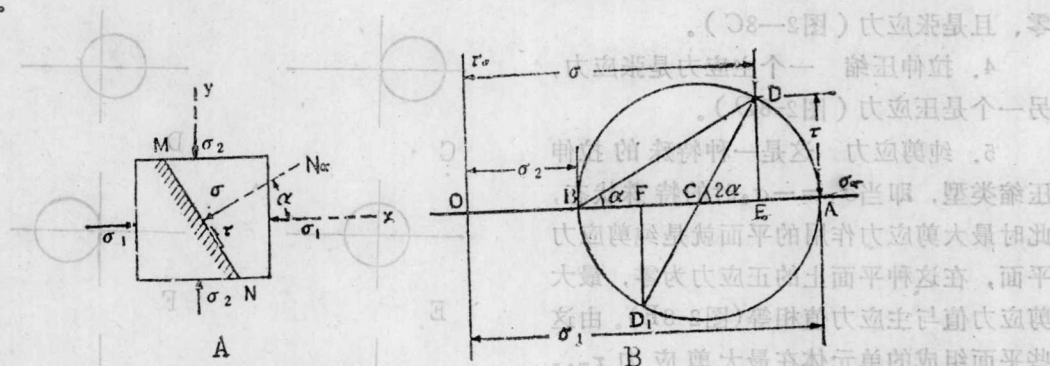


图2-6 二维应力状态的莫尔圆

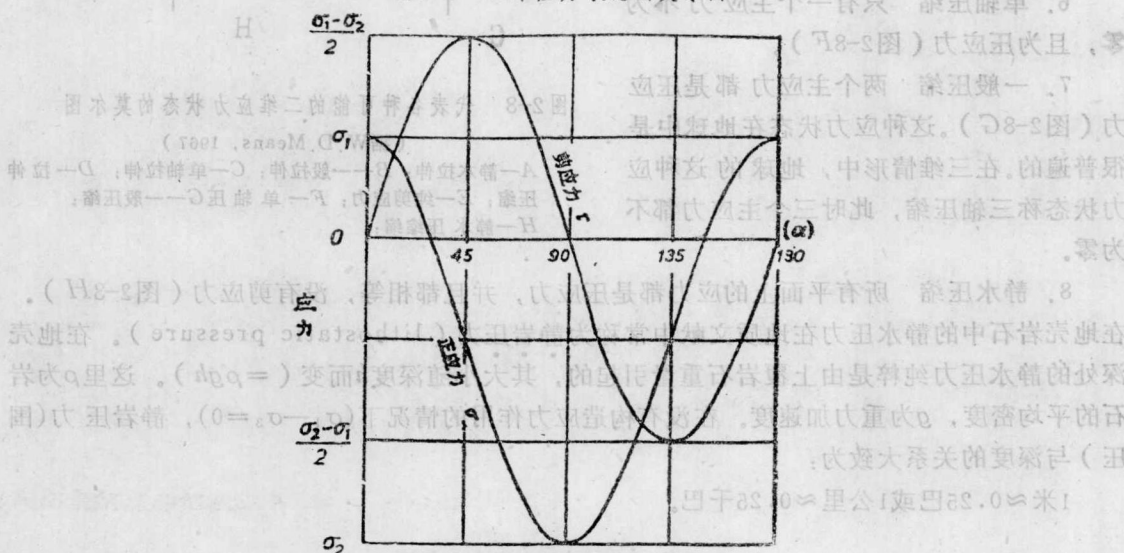


图2-7 正应力 σ 和剪应力 τ 随 α 角的变化关系

(据 Ramsay, 1967)

- (1) 当 $\alpha=0^\circ$ 时,截面上 $\sigma=\sigma_1$, $\tau=0$; 当 $\alpha=90^\circ$ 时, $\sigma=\sigma_2$, $\tau=0$ 。
- (2) 最大剪应力总是位于与主应力方向呈 45° 的截面上,而与这些主应力的大小无关。

最大剪应力值等于 $\pm (\sigma_1 - \sigma_2) / 2$ 。

由上述可知，如果知道变形物体的两个相互垂直截面上的应力大小，就可以作出其应力莫尔圆，从而确定这一点的应力状态。同样，如果已知一点的两个方向主应力的大小和方位，也能将这一点的应力状态确定。

W. D. 明斯 (Means, 1976) 将物体内的一点的二维应力状态概括为八个类型：

1. 静水拉伸 指其所有平面上的应力都是张应力，并且都相等，没有剪应力存在 (图 2-8A)。

2. 一般拉伸 两个主应力都是张应力 (图 2-8B)。这种应力状态在地壳浅部是可能的。

3. 单轴拉伸 只有一个主应力不为零，且是张应力 (图 2-8C)。

4. 拉伸压缩 一个主应力是张应力，另一个是压应力 (图 2-8D)。

5. 纯剪应力 这是一种特殊的拉伸压缩类型，即当 $\sigma_1 = -\sigma_2$ 时的特殊状态，此时最大剪应力作用的平面就是纯剪应力平面，在这种平面上的正应力为零，最大剪应力值与主应力值相等 (图 2-8E)。由这些平面组成的单元体在最大剪应力 τ_{max} 的作用下达到完全平衡。

6. 单轴压缩 只有一个主应力不为零，且为压应力 (图 2-8F)。

7. 一般压缩 两个主应力都是压应力 (图 2-8G)。这种应力状态在地球中是很普遍的。在三维情形中，地球的这种应力状态称三轴压缩，此时三个主应力都不为零。

8. 静水压缩 所有平面上的应力都是压应力，并且都相等，没有剪应力 (图 2-8H)。在地壳岩石中的静水压力在地质文献中常称为静岩压力 (lithostatic pressure)。在地壳深处的静水压力纯粹是由上覆岩石重量引起的，其大小随深度 h 而变 ($=\rho gh$)。这里 ρ 为岩石的平均密度， g 为重力加速度。在没有构造应力作用的情况下 ($\sigma_1 - \sigma_3 = 0$)，静岩压力 (围压) 与深度的关系大致为：

1米 ≈ 0.25 巴或 1 公里 ≈ 0.25 千巴。

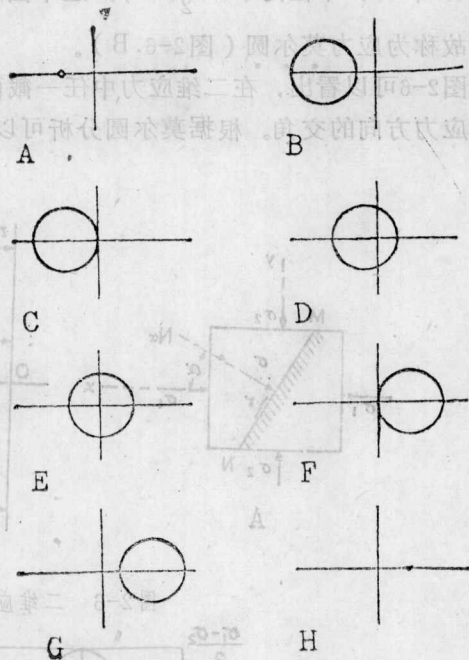


图 2-8 代表各种可能的二维应力状态的莫尔图

(据 W. D. Means, 1967)

A—静水拉伸；B—一般拉伸；C—单轴拉伸；D—拉伸压缩；E—纯剪应力；F—单轴压缩；G—一般压缩；H—静水压缩。

三、构造应力场和应力轨迹

以上讨论的是物体受力时，其内部一质点的应力状态，而在整个物体内应力的分布可能是变化的，我们把一定空间范围内应力的分布定义为应力场 (stress field)，而在地壳某一定范围内在某一“瞬时”的应力分布状态称为构造应力场。

应力场一般以主应力方向及数值的变化来表示，在二维图件中，实际上是把各连续点的

最大主应力轴和最小主应力轴分别连成一些互相正交的曲线来表示(如图2-9, B), 这些正交曲线就叫作主应力轨迹(principal stress trajectories), 或称为应力迹线或应力网络。显然, 由主应力轨迹可以很容易地作出另一种代表最大剪应力轨迹的网络图。

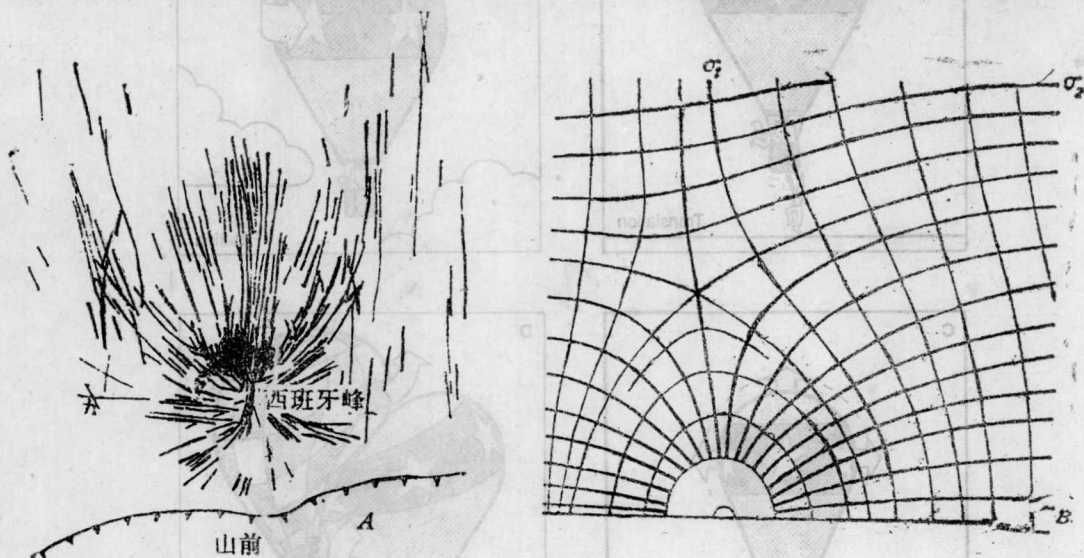


图2-9 科罗拉多西班牙峰的岩墙分布型式(A)及其反映的应力轨迹(B)

(引自Ramsay, 1967)

第二节 变形和应变

一、岩石变形的概念

(一) 变形和变位

构成地壳的各种地质体, 由于受到力的作用而发生运动, 从而形成了地壳中各式各样、不同规模的地质构造。这些地质构造, 大至山脉和盆地的形成和发展, 小到岩石内部组构甚至晶体内部的微观变形, 范围非常广泛。其中人们经常直接观察到的是中小型构造, 如褶皱、断层、节理和劈理等等。但是从几何学和运动学角度来看, 这些构造不外可以归结为两个方面, 即变形和变位。变位(displacement)——岩体或岩块整体空间位置的变化(外部运动), 变形(deformation)——岩体或岩块内部组分相对位置的变化(内部运动)。它们具体地又可表现为四种效应(图2-10):

1. 直移(translation): 位置的变化;
2. 旋转(rotation): 方位的变化;
3. 体变(dilation): 体积的变化;
4. 形变(distortion): 形状的变化。

对地壳的构造变形来说, 变形和变位是密切相关、共同发生的, 但是上述四种效应不一定同等发育, 可以以某一种效应为主, 因而构成了千姿百态的各种构造特征。

(二) 均匀变形和非均匀变形

根据岩石或岩体变形前后几何特征的比较, 构造变形可以分为均匀变形和非均匀变形两类(图2-11):

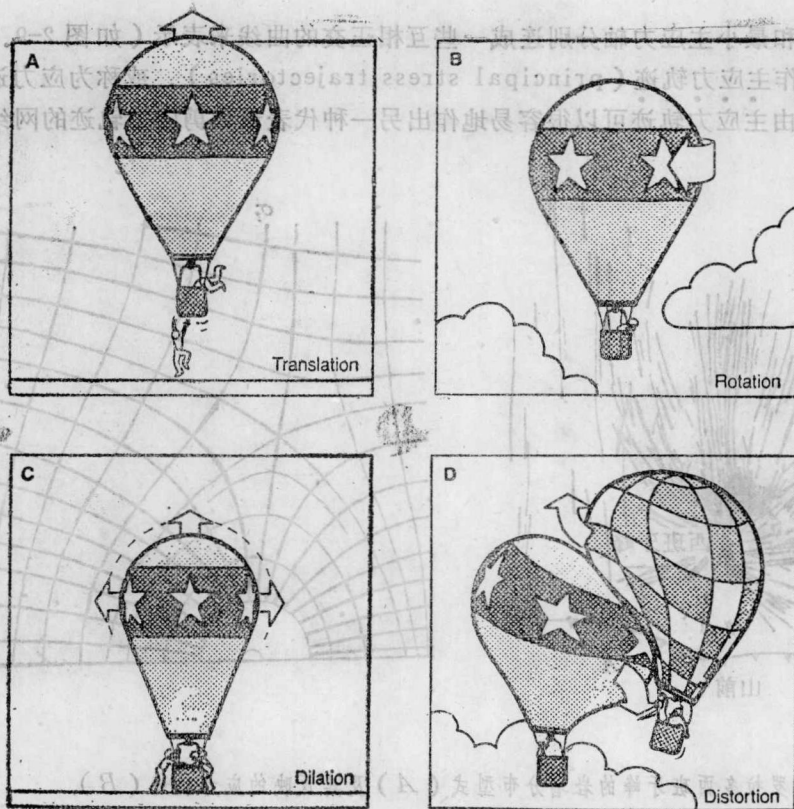


图2-10 物体变形的四种效应

(引自Davis, 1984)

A—直移; B—旋转; C—体变; D—形变

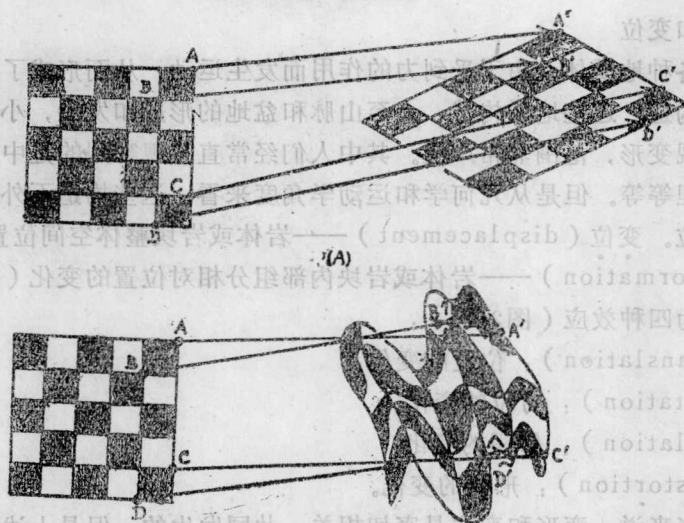


图2-11 变形的均匀性

A—均匀变形; B—非均匀变形

均匀变形 (homogeneous deformation): 其特点是:

1. 变形前的直线或平面, 变形后仍为直线或平面;
2. 变形前相互平行的直线或平面, 变形后仍然平行;
3. 变形物体中同一方向的直线具有相同的伸缩量和角度变化。

非均匀变形 (heterogeneous deformation): 其特征是:

1. 变形前的直线或平面, 变形后成为曲线或曲面;
2. 变形前相互平行的直线或平面, 变形后不再平行;
3. 变形物体中同一方向的直线伸缩量和角度变化是不同的。

严格地说, 自然界中构造变形的特征大多数都是非均匀的。由于对非均匀变形进行分析的数学理论比较复杂, 因此在构造地质学中需要有条件地把构造变形看作是连续介质的均匀变形, 以便应用均匀变形理论来解决地质问题。众所周知, 物质世界中不存在严格的均匀性, 所谓“均匀性”只能是指在一特定规模上统计意义上的均匀。例如, 某一岩体或岩块的构造变形, 从总体规模上看是非均匀变形, 但它可能细分为一些相对均匀的区段, 因而可以把总体的非均匀变形看成是相邻小均匀区段变形的变化结果。

二、应 变

(一) 应变的概念

应变 (strain) 是物体变形程度的度量。具体地说, 物体变形后, 其内部质点的相对位置发生了变化, 可以从两个方面对变形前后质点位置的变化进行描述: 一为描述物体内部线段长度的变化量, 叫线应变; 一为描述物体内部线段相交角度的变化量, 叫剪应变。

1. 线应变 即物体内部线段在变形后的相对伸长或缩短。

如图2-12所示, 设物体中某线段变形前长度为 l_0 , 变形后为 l_1 , 其长度改变量为 $\sigma l = l_1 - l_0$ 。描述此线应变的方式有许多种, 常用的有:

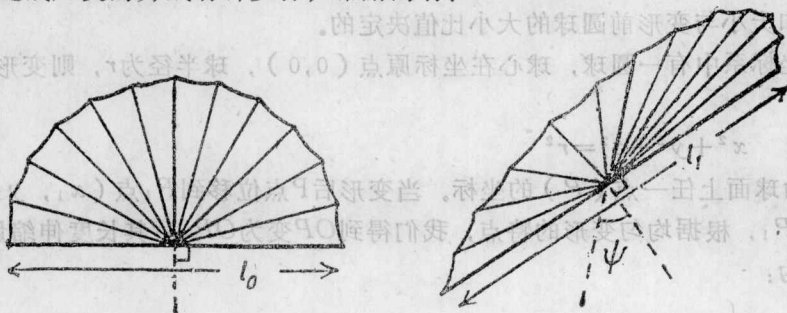


图2-12 应变的度量参数。

原始未变形的腕足类化石左右对称, 其铰线长度为 l_0 , 变形后为 l_1 , 原来中线与铰线呈正交, 变形后偏斜的角度为 ψ , (据Ramsay, 1967)

(1) 伸长度 e

$$e = \frac{l_1 - l_0}{l_0} = \frac{\delta l}{l_0}$$

e 值的正负取决于此线是伸长还是缩短。

(2) 长度比 S 即变形后长度(l_1)与变形前长度(l_0)之比值

$$S = \frac{l_1}{l_0} = 1 + e$$

(2-4)

(2-5)

(3) 平方长度比 λ

$$\lambda = \left(\frac{l_1}{l_0}\right)^2 = S^2 = (1+e)^2 \quad (2-6)$$

(4) 自然应变 e 在以上的度量中,均以线段的原长为基准,把变形后的长度与原长的比较来求得线应变。但在长度变化较大时,为了更真实地表达长度变化的过程,可以把总的应变看成是一系列无限小应变的累积:

$$e = \sum_{l_0}^{l_1} \frac{\delta l}{l} = \int_{l_0}^{l_1} \frac{dl}{l} = \ln \frac{l_1}{l_0} = \ln(1+e) \quad (2-7)$$

自然应变又叫对数应变或真应变。

上述定义的四个量 e 、 S 、 λ 和 e 都是线应变的表示,它们彼此是有联系的,只要知其一个量,其它三个量便可计算出。不能说那一个参数更重要些,它们的使用取决于解决问题的需要和方便。

2. 剪应变 变形时,相交线段之间的夹角往往发生变化。设两交线的原始夹角为 90° ,则此直角变形后的偏斜量 ψ 就称为角剪切应变(如图2-12)。而剪应变(shear strain)则称为 γ :

$$\gamma = \tan \psi \quad (2-8)$$

如果角剪切应变很小,则 $\tan \psi = \psi$ (弧度),即 $\gamma = \psi$ 。剪切面上线段向右偏斜,剪应变为正,如向左偏斜,则剪应变为负。

应变是变形程度的量度,所以是没有单位的。

(二) 应变椭球和应变状态

1. 应变椭球(strain ellipsoid)

当物体发生均匀变形时,内部质点的位置将发生变化。设想物体变形前其内部某一质点为一小圆球体,变形后这个圆球体就会变成一个椭球体,即称为应变椭球。应变程度是根据椭球体的形状和大小与变形前圆球的大小比值决定的。

设在直角坐标系中有一圆球,球心在坐标原点(0,0),球半径为 r ,则变形前圆球的方程为

$$x^2 + y^2 + z^2 = r^2 \quad (2-9)$$

式中 x 、 y 、 z 为球面上任一点(P)的坐标。当变形后 P 点位移到 P_1 点(x_1, y_1, z_1)新位置, OP 变为 OP_1 ,根据均匀变形的特点,我们得到 OP 变为 OP_1 后其长度伸缩量 e 在三个坐标轴上的分量为:

$$\begin{cases} e_x = \frac{x_1 - x}{x} \\ e_y = \frac{y_1 - y}{y} \\ e_z = \frac{z_1 - z}{z} \end{cases} \quad (2-10)$$

由此得出

$$\begin{cases} x_1 = (1+e_x)x \\ y_1 = (1+e_y)y \\ z_1 = (1+e_z)z \end{cases} \quad (2-11)$$

或改写为:

$$\begin{cases} x = \frac{x_1}{(1+e_x)} \\ y = \frac{y_1}{(1+e_y)} \\ z = \frac{z_1}{(1+e_z)} \end{cases} \quad (2-12)$$

这就是物体内任一点变形前后坐标值之间的变换关系。由此可见，圆球上任一点均匀变形前后都应满足关系式(2-11)或(2-12)，将(2-12)代入(2-9)式，得

$$\frac{x_1^2}{(1+e_x)^2 r^2} + \frac{y_1^2}{(1+e_y)^2 r^2} + \frac{z_1^2}{(1+e_z)^2 r^2} = 1$$

由解析几何学可知这是一个椭球方程。

设变形前为一单位圆球， $r=1$ ，则上式变为

$$\frac{x_1^2}{(1+e_x)^2} + \frac{y_1^2}{(1+e_y)^2} + \frac{z_1^2}{(1+e_z)^2} = 1 \quad (2-13)$$

式中 $(1+e_x)^2$ 、 $(1+e_y)^2$ 和 $(1+e_z)^2$ 恰好等于椭球体三个半径的线应变（以平方长度比表示）。可以证明这三个主轴在变形前也是互相垂直的三个圆球半径，因此这三个互相垂直方向上的线应变称为主应变（principal strain），据(2-6)式，它们分别为

$$\begin{cases} \lambda_1 = (1+e_1)^2 \\ \lambda_2 = (1+e_2)^2 \\ \lambda_3 = (1+e_3)^2 \end{cases}$$

当主应变方向与坐标系的坐标轴重合时，则(2-13)式可改写为：

$$\frac{x^2}{\lambda_1} + \frac{y^2}{\lambda_2} + \frac{z^2}{\lambda_3} = 1 \quad (2-14)$$

这就是应变椭球的一般表达式。

2. 应变状态 (state of strain)

由(2-14)式可知，应变椭球的形状决定于主应变值的相对大小，因此，应变椭球的形状必然反映物体的应变状态，这里有几种情况：

(1) $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$ ：这是一般的三维应变状态，各向变形程度不等。此时， λ_1 称为最大主应变， λ_2 为中间主应变， λ_3 则称为最小主应变。

(2) $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3 \neq 1$ ：这时(2-14)式又成为圆球方程，代表只有体变没有形变。当其大于1时，反映全面的膨胀变形；当其小于1时，则反映全面的体积缩小变形。

(3) $\lambda_1 > \lambda_2 = \lambda_3$ ：为一旋转长球，反映单向拉伸变形。

(4) $\lambda_1 = \lambda_2 > \lambda_3$ ，为一旋转扁球，反映单向压缩变形。

(5) 当 $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$ ，但 $\lambda_2 = 1$ 时，即中间应变轴与变形前球体直径长度相同，此时， λ_1 方向发生伸长， λ_3 则缩短，这种状态称为平面应变。

3. 弗林图解 (Flinn diagram)

因为在天然变形岩石中很难确定主应变的绝对值，而只能相对地确定主应变的比值，并以此来推断应变椭球的类型。为此，可以用一种图解方法来表示（图2-13A）。以应变椭球的长轴和中间轴之比为纵坐标（a），以中间轴与短轴之比为横坐标（b），坐标原点为(1, 1)。这个方法首先由Zingg (1935) 提出，后经Flinn (1962) 发展，故地质文献中常称为