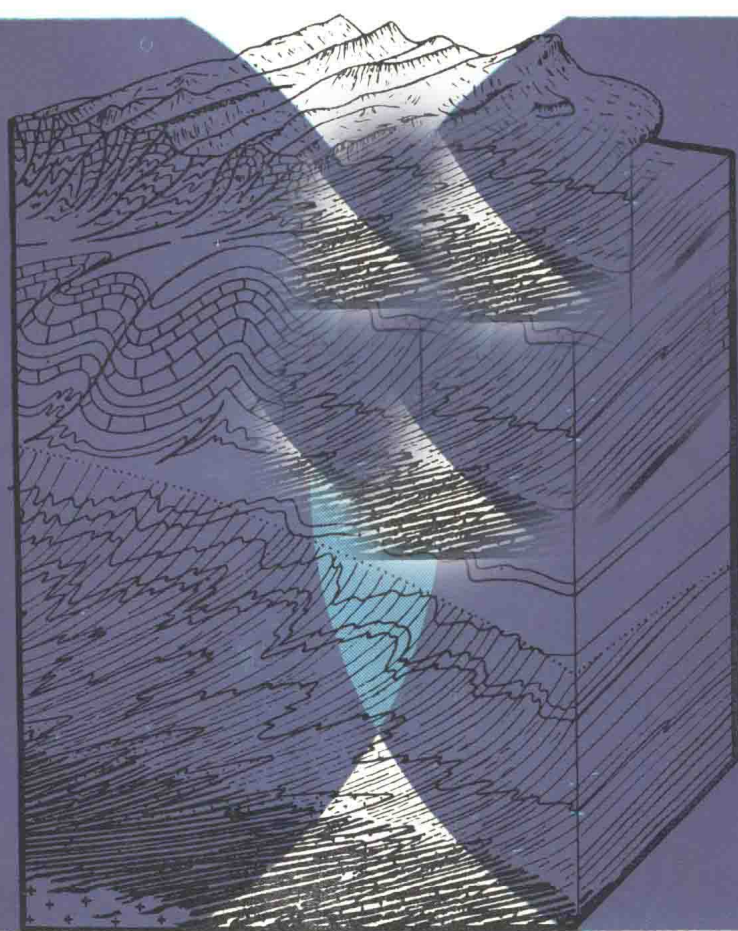


地壳变形与显微构造

许志琴 编著



地质出版社

地壳变形与显微构造

张永成

等



地壳变形与显微构造

许志琴 编著

地质出版社

内 容 摘 要

科学技术的发展,人对地质构造及地壳运动的研究,已由定性发展到定量,宏观发展到超微观,从浅部的脆性变形到深部的塑性变形,从几何构造学发展到地球运动学和地球动力学的新阶段,致使显微构造研究在地壳变形研究中,无论在解决有关大地构造问题,还是在矿田地质、地震地质,水文地质和工程地质等实践应用方面,都显示了愈来愈重要的作用。

本书在介绍法国等西欧国家显微构造研究进展的基础上,较为详尽地叙述了地壳脆性变形和塑性变形的显微构造研究方法和对变形量的分析及其计算方法。书中结合具体实例分析了大型韧性剪切带和陆台区脆性变形的应力场特征,说明了透射电子显微镜和显微构造研究方法以及电子计算机在显微构造研究中的具体应用,阐述了显微构造与板块构造之间的关系。对于从显微构造研究的角度研究地壳变形和大地构造的人员,具有重要参考意义。

地壳变形与显微构造

许志琴 编著

责任编辑:张义勋

地质出版社出版

(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本: $787 \times 1092^{1/16}$ 印张: $8^{3/4}$ 字数: 194,000
1984年12月北京第一版·1984年12月北京第一次印刷
印数: 1—4,660册 定价: 1.70 元
统一书号: 15038·新1041

目 录

一、绪论	1
(一) 显微构造分析在地壳变形研究中的作用	1
(二) 显微构造研究的新进展	1
二、变形及有限应变分析	5
(一) 变形的基本概念	5
(二) 二维应变	6
(三) 三维应变	7
(四) 有限应变分析	8
1. 均匀分布的原始球形物体的应变测定	9
2. 原始椭球形物体的应变测定	9
3. 化石应变测定	10
4. 脉的应变测定	18
5. 运用间接方法进行应变测定	24
三、地壳变形岩石的显微构造	27
(一) 几个基本概念	27
1. 岩石变形机制	27
2. 构造层	28
3. 构造变形期	29
(二) 地壳上部脆性变形的显微构造分析	29
1. 脆性变形岩石显微构造的主要类型	29
2. 脆性变形的应力场分析	31
(三) 地壳深部塑性变形的显微构造分析	33
1. 劈理	33
2. 线理	35
3. 显微褶皱	36
四、韧性剪切带及叠加变形	38
(一) 韧性剪切带	38
1. 基本特征	38
2. 剪切带的几何学及简单剪切应变	38
3. 韧性剪切带的显微构造分析	39
(二) 叠加变形	43
1. 无叠加构造的研究	43
2. 叠加构造的研究	44
五、电算法在地壳变形中的运用	46
(一) 艾切戈巴 (Etchécopar) 断裂擦痕电算法	46

1. 基本假设、原理及方法	46
2. 测量方法	47
3. 适用情况及电算结果	48
(二) 艾切戈巴 (Etchécopar) 方解石岩组电算法	48
(三) 弗拉尹 (FLY) 电算法	49
六、透射电子显微术与超微构造	51
(一) 薄晶试样的制备	51
(二) 电子衍射	52
1. 衍射条件	52
2. 衍射点阵	53
3. 衍射花样	54
4. 衍射花样的测定	54
(三) 晶格位错	58
1. 位错的基本特征及类型	58
2. 位错的柏氏 (Burger) 失量 $\vec{b}$	59
3. 晶体中的位错及滑移系	59
4. 位错的形成及发展	60
5. 形变过程——位错运动	60
(四) 电镜图象的超微构造观察	61
1. 位错线	62
2. 位错壁	62
3. 亚颗粒	62
4. 堆垛层错	63
(五) 透射电子显微术在超微构造域中的运用	63
1. 塑性变形阶段的确定	63
2. 变形参数的计算	65
3. 超塑性的研究	67
4. 滑动系及流变机制的研究	68
5. 上地幔流变机制及地球动力学研究	69
七、显微构造与板块构造	70
(一) 板块聚合带的变形研究	70
1. 板块聚合带是高应变带	70
2. 板块聚合带变形具规律性	71
3. 板块聚合带的类型	71
(二) 运用显微构造方法研究板块聚合带的变形	74
1. 板块聚合带中的大型韧性推覆剪切带	74
2. 板块聚合带中的大型韧性平移剪切带	75
3. 板块聚合带中的叠加变形	75
4. 蛇绿岩及上地幔岩的变形	77
5. 板块聚合带及其外侧的脆性变形	78
八、法国南部朗克多克地区下白垩统泥灰岩中的脆性变形及其应力场分析	80

(一) 区域地质背景及显微构造观察	80
(二) 选区的显微构造特征	82
1. 比利牛斯阶段	82
2. 张性阶段	83
(三) 选区应力场分析	83
九、阿尔卑斯山链及法国中央地块南部的韧性推覆剪切带	86
(一) 阿尔卑斯山链中的韧性推覆剪切带	87
1. 构造背景	87
2. 变形构造观察	88
3. 变形阶段的划分	92
(二) 法国中央地块南部的韧性推覆剪切带	93
附录 国外地壳变形研究实例 (译文)	96
I. 高压变质作用与仰冲构造机制	97
II. 北美科迪勒拉内变质带的阿尔卑斯模式	101
III. 花岗闪长岩中剪切带的应变分析	106
结语	120
图版说明	121
透射电镜图版 I—IV	121
显微构造图版 V—VII	121
主要参考文献	127

一、绪 论

(一) 显微构造分析在地壳变形研究中的作用

地壳上的岩石，无论是位于板块张裂带的洋脊内，还是板块聚合带的山链中，或是板块内部，无论是位于地壳表层，还是地壳深部，都遭受了不同的应力作用。论述岩石对外加应力的反应方式，所产生的变形构造，重塑应变历史和条件，确立变形机制以及探讨地球动力学模式，应该是构造地质学研究的最终目的。

显微构造是研究露头、标本、薄片以及薄片（小于1000埃（Å）的超薄片）范围内岩石、矿物和晶格变形的一门构造地质分支学科。其内容包括研究天然变形岩石的内部机理和构造几何变形，以及阐明大构造与显微构造的关系等方面。随着地质构造研究的进展，显微构造研究不仅已成为解决大地构造基本问题必不可少的工具，而且已成为构造地质基础研究工作的重要组成部分。现在，人们已经愈加清楚地认识到，显微构造与大构造之间存在着十分密切的关系，因为从几何学或动力学观点来看，二者之间存在着相似性。通过显微构造的研究，即可为大构造提供大量的几何数据，又可提供应力状况的参数，因此可借助于显微构造的分析来研究地壳变形，进而探索大地构造的起因，并建立起不仅是构造几何学，而且包括了运动学甚至是动力学的构造模式。

因此，显微构造分析目前已成了地壳变形研究的基本工作方法。

(二) 显微构造研究的新进展

以往，显微构造的研究一直停留在几何类型的推理阶段。其研究手段主要靠费氏台进行烦琐而枯燥的组构分析，加之此种分析有时又存在着多解性，遂使一些地质工作者认为，从显微构造得出的数据远不如从大构造研究中所获得的重要，甚至认为显微构造与大构造之间的关系并不密切或不能用以解释大构造问题，因此这种研究在构造地质学领域里似乎是无足轻重的。

近十多年来，对显微构造的研究，无论在理论上和方法上，还是在实践应用方面，都得到了飞速的进展，特别是超微观域显微亚构造研究的突破以及在解释大构造问题（如全球性大规模韧性剪切带及山链形成的动力学模式等）方面所获得的成功，使显微构造研究步入了一个新的发展阶段。

西欧和澳大利亚等，显微构造研究的进展很快，现从以下几个方面介绍西方国家（主要是法国）的新进展。

1. 对不同构造层中天然变形岩石的显微构造研究

(1) 地壳上部脆性变形的显微构造分析

是利用脆性变形地区（尤以灰岩地区）的构造要素（如构造缝合线、裂隙及断裂面擦

痕)进行应变分析和重塑构造应力场的工作。法家蒙贝利埃大学玛多埃(Mattauer)和阿赫多(Arthaud)教授(1975)对构造缝合线研究以及艾切戈巴(Etchecopar, 1981)断裂擦痕电算程序的建立,对确定区域形变的主应力方向(σ_1 、 σ_2 、 σ_3)及应力张量,划分脆性变形阶段,从而恢复现代及古构造应力场起了重要作用。与此同时,法国地质学家在许多地区,如法国中央地块(Arthaud, 1980; Burg, Matte, 1981)、比利牛斯外带(Mattauer, Arthaud, 1975)、东地中海爱琴弧构造区(Mercier, 1977)及喜马拉雅地区(Tappanier, 1981; 和中国地质学家合作)进行了脆性变形研究工作。对东爱琴海萨洛活动地震的发展断裂(1978年5—6月)进行擦痕计算所获得的应力张量及主应力轴的成果(Mattauer, 1980)与震源力学机制分析成果惊人的相似,表明这种研究是成功的。

(2) 地壳深部塑性变形的显微构造分析

是指位于地壳中、下构造层(Mattauer, 1973)变形的研究。深部塑性变形的研究一直被认为是难题,目前,通过显微构造的研究,开创了研究这一领域的新途径。主要进行了以下两方面的工作:

① 韧性剪切带的研究 根据在较深的地壳内部构造层中具有较上层相对均匀的变形特征,运用应变椭球体建立区域应变场的理论,在研究简单剪切机制造成的不同规模(全球规模—显微域)的韧性剪切带(推覆型及平移型)方面,进行了大量工作。1979年在西班牙举行的剪切带会议上,发表了许多有价值的文章,以后便在西欧掀起了一股韧性剪切带的研究热。这项工作,主要是通过叶理(劈理)、线理、剪切褶皱、旋转变形、糜棱岩、有限应变测量及组构分析等显微构造研究进行的。Mattauer等(1975)在喜马拉雅的巴基斯坦及尼泊尔地区进行研究时,发现垂直山链方向(南北向)拉伸线理的普遍发育。认为它代表剪切运动方向,洋壳蛇绿岩中拉伸线理又直接提供了板块聚合带运动矢量的数据及大洋剪切的依据。根据显微构造分析确定了大规模韧性推覆型剪切带的存在及简单剪切机制的作用,并称之为“喜马拉雅机制”。后来Mattauer等对阿尔卑斯山链、西欧华力西山链、斯堪的那维亚的加里东山链及北美的科迪勒拉山链的研究或重新研究中,同样发现了“喜马拉雅机制”在这些山链中存在。

值得提出,在剪切带中往往发育一种特殊类型的剪切褶皱——箭鞘褶皱。它已经被作为剪切带存在的标志,并已为模拟实验所证实(Cobbold, 1980)。以往认为这种褶皱可能只是小规模,但Mattauer等(1981)在瑞士阿尔卑斯玫瑰山地区却发现了约二公里规模的大型箭鞘褶皱。

② 叠加变形 叠加变形的研究是变质岩地区工作的基础。其基本方法是运用多期劈(叶)理、线理及褶皱的叠加或交切关系,划分变形世代,确立变形历史。在这方面特纳(Turner, 1963)、韦斯(Twiss, 1977)、霍布斯(Hobbs, 1976)及Mattauer(1980)已经作了系统归纳。这里涉及的一个根本问题是劈理(叶理)、线理及褶皱的形成机制问题,这是一个尚有争议的问题。在研究山链基底构造时,往往发现变质岩区的最早期变形表现为具有一系列平卧及等斜褶皱,并发育平行于层理(S_0)的劈理(叶理)(除褶皱转折端之外),后期还叠加了开阔的褶皱。早期变形阶段的褶皱究竟是由于压扁作用还是剪切作用造成的呢?平行于 S_0 的 S_1 (劈、叶理)是相当于应变椭球体压扁面还是剪切面?随着对全球大规模韧性剪切带及板块聚合带变形显微构造研究的开展,愈来愈多的构造地质学家赞同剪切作用观点,法国Mattauer, Matte, Proust等通过大量实际工作,强调剪切机制在造

山过程中所起的重要作用。Mattaueer 还认为由压扁和剪切等不同机制所形成的平卧褶皱是可以通过线理的研究来区分的。

2. 有限应变的变形量分析——从定性步入定量

从定性到定量的分析,在构造地质学领域里是一个飞跃。兰姆赛(Ramsay)的变形几何学理论是进行三维应变及变形量分析的基础。有限应变的定量分析主要包括以下几个方面:

- (1) 确定应变椭球体类型(据富林(Flinn)指数 K);压扁型($0 < K < 1$),剪切型($K = 1$)和收缩型($1 < K < \infty$);
- (2) 确定应变椭球体三个主应力轴($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$)的方向、应力张量及应力偏差;
- (3) 确定应变椭球体三个主应变轴(x, y, z)的主轴比($x/y/z$);
- (4) 确定沿 x, y, z 轴的拉伸值及缩短值。

进行变形量分析所运用的应变标志有:化石、岩脉、砾石、鲕粒、布丁、捕虏体、石英集合体及石英、方解石颗粒等。

随着计算机技术的运用,使有限应变分析的复杂性大大简化。Etchecopar方解石岩组电算法的建立,不仅简化了方解石岩组的测试工作,而且通过电算可直接获得主应力方向及张量,进而计算应变主轴比和确定应变类型。过去人们对正片麻岩的变形量分析感到无从下手,现在FLY电算法解决了这个问题;而且这种方法也适合于变形鲕粒。有限应变的变形量分析对于变形机制的确定及地壳运动方式的推断起着十分重要的作用,因此西方国家甚为重视这方面的工作,在法国就把变形量分析作为构造地质专业研究生论文的必需内容。

3. 递进应变分析的模拟实验

有限应变的过程即递进应变的过程,通过递进应变的分析可以了解应变的全过程;而计算机模拟正是研究递进应变采用的新方法,其目的是为了和天然变形进行对比,重塑变形历史及确定变形机制。Ramsay(1967)等曾利用布丁、截断箭石及压力影中同构造结晶纤维(石英或方解石)来计算每次拉伸的应变变量及总的应变变量。法国马拉维耶(Malavieille, 1982)对未变形的黄铁矿进行了旋转变形模拟,显示了在简单剪切机制下,结晶纤维和应变的关系;托马斯(Thomas, 1977)对阿尔卑斯外带里阿斯片岩中变形箭石与变形菊石数学模拟获得的挤压及剪切的动力学模式,表明可以通过变形箭石来区分两种力学机制。

4. 超微构造的研究

通过透射电子显微术开展超微构造研究是目前研究显微构造的新方法,系将固体物理学、流变学理论及有关金属实验研究引入构造领域的一种尝试。其目的是为了把微观变形与晶格缺陷(位错)结合起来,确定变形机制及变形参数。正如研究物质必须研究原子结构一样,研究岩石和矿物的变形也必须通过晶格内部的运动来探讨物质运动的起因。目前透射电子显微镜就是提供分析变形岩石显微构造和确定流变机制的最好方法,亦属对比实验变形矿物与天然变形矿物变形特征最灵敏的仪器。透射电子显微术在微构造运用主要有:①确定变形岩石所经历的塑性形变阶段;②通过滑移系确定流变机制;③计算变形参数:古应力值、应变速率等变形条件(主要根据位错及亚颗粒)。

尼古拉等(Nicolas和Mercier, 1976)在岩石矿物的塑性流变方面所作的精辟论述,

为超微构造研究奠定了良好的基础。目前,对透射电子显微术在显微构造域中的应用主要侧重于韧性剪切带变形岩石及上地幔流变机制方面。法国 Nicolas, Mercier, Burg 即对上地幔流变机制及剪切带作了详细的超微构造研究工作。同时,借助于“上地幔岩”超微构造对深部(上地幔)构造的研究进展也很快,特别是七十年代中、后期,在荷兰、法国及澳大利亚等国家召开的几次有关微构造讨论会,均发表了不少有价值的论文。迄今大多数地质学家一致公认橄榄岩(主要是二辉橄榄岩)与上地幔物质相近;在上地幔那样高温高压下并受到后期构造影响,唯独二辉橄榄岩及其中“幔源矿物”的微区结构尚可保存或部分保存上地幔的信息。通过透射电镜来研究这些信息,不仅是研究深部构造和上地幔结构及其演化等方面的重要途径,而且对探讨上地幔岩及有关矿产的形成机理方面 also 具有重要意义。

5. 通过地壳变形的显微构造分析来探讨板块运动的动力学模式

运用板块构造观点,结合不同山链变形特征的显微构造研究,来建立山链演化的动力学模式,使显微构造研究和解决大地构造生因问题特别是板块运动规律问题密切结合,在这方面,Mattauert和Tapponnier等进行了大量工作。Mattauert(1981)通过研究世界上近二亿年来发育的主要山链的变形构造特征,把山链划分为“俯冲型”、“仰冲型”、“碰撞型”及“陆间型”四类,提出了诸如阿尔卑斯、喜马拉雅及北美科迪勒拉山链的形成是首先由大洋仰冲剪切作用开始的,并且强调了碰撞后地幔和地壳间的滑脱作用及地壳内部的“加积作用”造成山链中大范围的地壳变形。

从以上不难看出,地壳变形的显微构造的研究,由于新理论(有限应变、塑性流变)的建立和固体物理学、流变学及岩石力学等学科“原理”的引用,加之新技术和新方法(透射电子显微术,X光岩组分析、电子计算机、数学模拟及三轴岩石力学变形实验等)的采用,以及紧密结合区域构造与大地构造的综合分析,使地壳变形的研究已步入了从浅部到深部,从脆性到塑性、从定性到定量,从微观到超微观,并已从构造几何学到运动学到动力学发展的新阶段,因而,显微构造已远远超出了人们过去所理解的涵义。

二、变形及有限应变分析

(一) 变形的基本概念

1. 变形

当一个物体遭受应力作用时，组成物体的质点就会移动到新的位置。移动的方式一般有以下三种：（1）平移：指整体的移动，位移量是一个常数；（2）旋转：整体移动时位移量是变化的。以上两种移动方式均不产生物体内部的变形；（3）变形：即质点的相对位移发生变化。以下我们将重点讨论第三种情况—变形。

2. 变形参数

自然界普遍存在的变形是通过长度（即线性）应变以及线性和面性要素之间的角度应变而体现的，通过测量这些变化，就可能计算应变状态，从而确定变形机制。

（1）线性应变：假设线段原始长度为 l_0 ，变化后长度为 l_1 ，那么，线性应变即可用以下参数表示：①拉伸值 $e = \frac{l_1 - l_0}{l_0} = \frac{\Delta l}{l_0}$ ($-1 < e < \infty$)；②拉伸平方值 $\lambda = \left[\frac{l_1}{l_0} \right]^2 = (1 + e)^2$ ， $1 + e = \sqrt{\lambda}$ ，($0 < \lambda < \infty$)；③拉伸对数值(ϵ)作为一系列逐渐拉伸的总和：

$$\epsilon = \int_{l_0}^{l_1} \frac{dl}{l} = \log_e \left(\frac{l_1}{l_0} \right) = \log_e (1 + e)$$

（2）角度应变（剪切应变）：是指在变形阶段与角度变化有关的应变。如果二直线之间原始角度为 90° ，变形后角度应变 γ 可用剪切角 ψ 的正切函数来表示，即 $\gamma = \tan \psi$ (图1)，如果 ψ 值很小，则 $\tan \psi \approx \psi$ (弧度)，而且 $\gamma = \psi$ 。

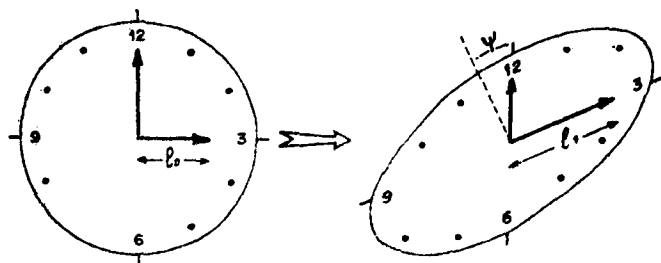


图1 均匀变形的长度及角度应变
 l_0 —原始长度， l_1 —最终长度， ψ —剪切角

3. 均匀变形及非均匀变形

均匀变形是指在变形后面貌保持不变的变形。在应变物体中，所有相同方向的直线都具有

固定的 e ， λ ， ψ ， γ 值，且位移的数量也是常数。非均匀变形是指变形后面貌变化的变形。如直线变成了曲线，互相平行的线变得不平行了等等；在应变物体中，对于相同方向的直线来说， λ ， e ， ψ ， γ 值是变化的。

4. 递进应变

从原始未变形状态到最终的变形状态，可以认为物体经历了连续递进的应变过程，最终的有限应变状态是无限小应变的总和（图2）。均匀变形是一种严格的变形，其位移场的位移矢量可以通过一系列数学公式或变换公式来确定（Jaeger, 1969; Ramsay, 1967; Ra-

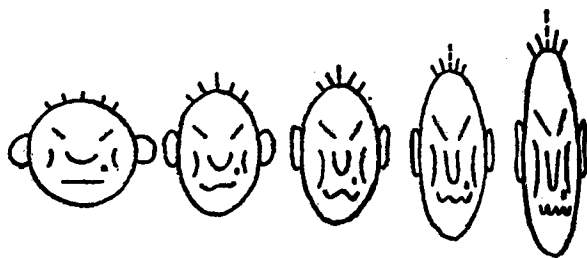


图 2 连续递进应变

msay 和 Graban, 1970; Hobbs, 1971); 而非均匀变形是很难通过数学分析来确定位移场的位移矢量, 在这种情况下, 我们可简化不均匀方式变形的物体表面以满足“均匀变形”的情况。

(二) 二 维 应 变

当一个圆遭受均匀变形成为椭圆时, 椭圆的长轴及短轴代表了最大(x)和最小(y)的拉伸变形: $x=1+e_1=\sqrt{\lambda_1}$, $y=1+e_2=\sqrt{\lambda_2}$ 。尽管变形时产生角度应变, 但是如果变形前的两条直交的线在变形后仍保持直交, 并与应变椭圆的主轴(x 及 y)一致, 这称为无剪切应变;

相反变形前的两条直交线在变形后呈斜交, 称为剪切应变。我们又可以把剪切变形分解为两部分: 非旋转纯剪切应变及具剪切应变值的简单剪切应变。

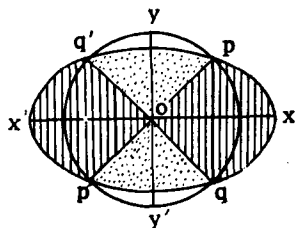


图 3 纯剪切的二维应变图解

$oxp, oxq, op'x', oq'x'$ - 压缩场;
 $oyp, oyq', oy'q,$
 $op'y',$ - 拉伸场

纯应变的情况可用图 3 来表示。圆与椭圆的交线与它们的中心点(O)的连线 op 和 oq 代表了在变形期间无长度的应变, 这些线把直角坐标系(ox, oy)划分为两个场: 即它们与长轴 ox 之间的拉伸场(pox)及和短轴 oy 之间的收缩场(poy)。所有位于拉伸场的线均遭受拉伸, 而位于收缩场的线都遭受缩短。简单剪切应变就是图 1 所示的情况。

在一个面上二维应变的主要类型可以通过位于直角坐标系(ox, oy)中长方形形状的变化来阐述。为简化起见, 可用表 1 表示二维应变的类型:

表 1 二维应变类型

应变类型	相对直角坐标系(OX, OY)的 $P_1(x_1, y_1)$ 坐标	变形特征	图 示
平行 OX 轴的拉伸, Y 不变	$x_1 = (e+1)x, y_1 = y$	面积变化	见图4-①
平行二轴拉伸纯剪切	$x_1 = (ex+1)x, y_1 = (ey+1)y,$	有或无面积变化	图4-②
简单剪切(沿 X 滑动)	$x_1 = x + tg\psi_1 y, y_1 = y$	旋转, 无面积变化	图4-③
一般情况	几种基本类型的叠加结果, 图4-④表示二种简单滑动(先沿 OX , 后沿 OY)的叠加		图4-④

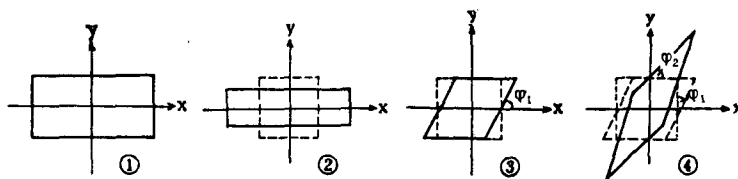


图 4 二维应变类型图示

(三) 三 维 应 变

二维应变的特征可以扩展到三维应变中。从几何观点来看，三维应变可采用贝克 (Becker, 1893) 的应变椭球体方法进行分析 (图 5)。应变椭球体由三个互相垂直的轴 a_1 , a_2 , a_3 组成的，其相应于三个应变轴 x 、 y 、 z 轴。在未变形时应为球体， $a_1 = a_2 = a_3 = 1$ 。

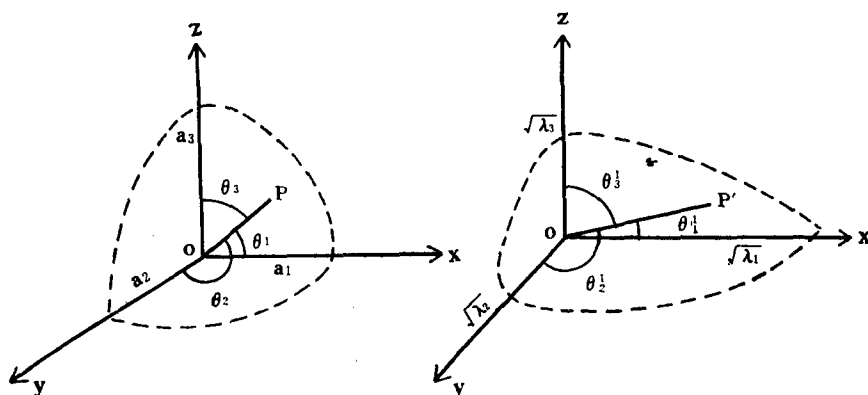


图 5 应变椭球体的参数

若球面上有一点 p ， op 方向可以通过 θ_1 , θ_2 及 θ_3 (分别为 op 与 x 、 y 、 z 轴的交角) 表示，其余弦方位应为： $\cos\theta_1 = l$, $\cos\theta_2 = m$, $\cos\theta_3 = n$ 。

在应力作用下，球体变为椭球体，其变形轴用 $\sqrt{\lambda_1} = 1 + e_1$, $\sqrt{\lambda_2} = 1 + e_2$ 及 $\sqrt{\lambda_3} = 1 + e_3$ 来表示，其中 e_1 , e_2 及 e_3 分别为沿 x 、 y 、 z 方向的拉伸值或压缩值。若球面上有一个点为 p' ，则 op' 方向可以通过 θ'_1 , θ'_2 , θ'_3 表示，其余弦方位应为： $\cos\theta'_1 = l'_1$, $\cos\theta'_2 = m'_1$, $\cos\theta'_3 = n'_1$ 。

有限应变是由以上几个张量 e_1 , e_2 , e_3 , l_1 , m_1 , n_1 及 l'_1 , m'_1 , n'_1 组成，可用来确切地记载应变状态、应变椭球体形状和在空间的方位，以及确定应变轴的旋转情况 (即如何旋转)。

有许多表示应变椭球体的图解，其中最常用的是富林 (Flinn, 1962) 图解。在富林图 (图6) 上，纵坐标 $a = \frac{x}{y} = \frac{1+e_1}{1+e_2}$ ，横坐标 $b = \frac{y}{z} = \frac{1+e_2}{1+e_3}$ ，原点 $a=b=1$ (代表了球体未变形的状态)。通过一个点表示的应变椭球可用两种参数来描述：

1. 形式参数 (富林参数 K)

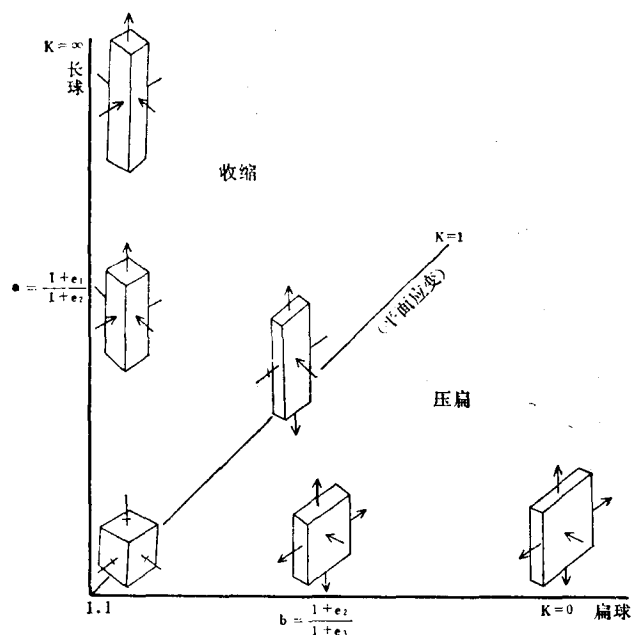


图 6 富林 (FLINN) 图解

$$\text{富林参数 } K = \frac{a-1}{b-1} = \frac{\frac{x}{y}-1}{\frac{y}{z}-1}$$

随 K 值变化, 可以出现五种应变椭球体的形式 (见图6):

(1) 单轴扁球: 是 K 等于 0 的情况。这时 $a=1$, $X=Y=D$ (未变形球体的直径) 及 $Z<D$;

(2) 压扁型椭球: 是 $1>K>0$ 的情况。这时 $a<b$, $X>D$, $Y>D$ 及 $Z<D$;

(3) 平面应变椭球: 是 $K=1$ 的情况。即 $a=b$, $X>D$, $Y=D$, $Z<D$;

(4) 收缩型椭球: $\infty>K>1$ 。即 $a>b$, $X>D$, Y 及 $Z<D$;

(5) 单轴长球: $K=\infty$ 。即 $b=1$, $X<D$, $Y=Z>D$ 。

上述五类中, (1) (2) (4) (5) 都属于三维应变, 因 X 、 Y 、 Z 轴均发生变化, 其中 (1) (扁球) 及 (5) (长球) 又是一种轴向应变, 即简单拉伸和压缩的情况; 而 (3) 属于平面应变 (二维应变), 因为只有 X 、 Z 轴方向的变化, 而沿 Y 轴没有拉伸及缩短。若沿 Y 轴无旋转就是“纯剪切”, 沿 Y 轴有旋转是“简单剪切”, 简单剪切机制在塑性变形中普遍存在。

2. 变形量参数 (γ)

是指与椭球体的点及原点间距离成正比的参数, 常用公式 $\gamma = a + b - 1$ (Watterson, 1968) 表示。另一些参数也可用来表示变形量的特征, 如, 参数 ρ , 在 a/b 图上, 当表示球体的点与原点距离较大时, $\rho = \sqrt{(a-1)^2 + (b-1)^2}$; 还有各向异性率: $h = \frac{300(X-Z)}{X+Y+Z}$ 等。

(四) 有限应变分析

有限均匀变形的变形量分析是通过测量所有在变形前存在的物体 (如卵石、鲕粒、碎屑颗粒、晶体、结核、斑点、化石、脉、……等) 的原始长度、初始交线夹角及颗粒中心点间距的变化而获得的。变形量的分析可通过直接方法及间接方法进行, 直接方法包括均匀分布的原始球形物体的应变测定, 原始椭球形物体的应变测定, 化石应变测定及脉的应变测定。

1. 均匀分布的原始球形物体的应变测定

测定对象包括变形的鲕粒、球粒、火山泥球、还原点、结核、有机质 (藻类、有孔

虫、放射虫等)及正片麻岩中的石英等,而以正片麻岩中变形石英及变形鲕粒为较好。应变测定有以下两种方法:

(1) 应变椭球体主轴的直接测量

对于较大的标本,可用在大型切片机上切制的三个切面(XY 、 YZ 、 XZ)上进行直接测量(X 为拉伸线理方向, XY 为劈理面, YZ 面垂直于 X 及 XY 面, XZ 面平行 X 而垂直于 XY)。若颗粒较小,则可在薄片或相片上测量,将所测量的应变椭球体主轴投影到图上。投影点与原点的连线为直线,其斜率给出主应变的平均比值;若非曲线,则表明属非均匀变形。通常是在薄片中选择鲕粒、石英颗粒或石英集合体(岩浆岩中),分别在两个方向的切面(如 XZ 面及 YZ 面)上统计主轴比,再根据富林公式,求出富林指数 K 值,确定变形类型。

(2) 利用颗粒中心间距确定应变类型及应变椭球体各主轴比的数理统计法——弗拉尹(FLY)电算法。此法迅速简便,适用于正片麻岩中的变形石英及灰岩中的变形鲕粒。本书第五部分将作详细介绍。

2. 原始椭球形物体的应变测定

测定对象为变质砾岩中的变形砾石(图7)。许多地质学家(Flinn, 1956; Hossack, 1968; Gay, 1969; Ramsay, 1964等)对砾石变形都很感兴趣,但据砾石进行测量变形时,存在来自以下各种因素的困难:原始形状、砾石变形前的方位、岩石中砾石的集中程度和基质粘结度的差异。前两种因素为兰姆赛(Ramsay, 1967)及杜纳(Dunner, 1969)所解决,他们采用了量化在椭球体最终形式上“原始状态”因素影响的方法。对于粘度问题,盖伊(Gay, 1968, 1969)认为由于粘度不同所产生的主要结果是在基质中砾石以不同速度旋转,使它们逐渐趋于靠拢片理的重新定位。

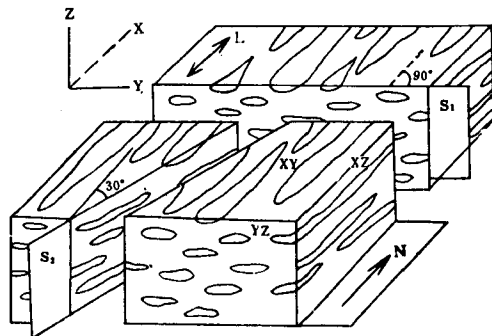


图7 变形砾石图示

L —由变形砾石长轴组成的拉伸线理; S_1 —垂直于 L 的切面; S_2 —与 XZ 面呈 30° 夹角的面

在野外,我们可以根据变质砾石的拉伸线理(X 方向)及劈理面(XY 面)迅速地确定 XY 、 YZ 、 XZ 面。在变形不是很强烈的情况下,三个面上砾石轮廓很清楚,可以准确地测量其主要轴的长度及其比值;但是在变形很强烈,特别是大规模剪切机制影响的情况下, XZ 面上的 X 与 Z 比值达到数十倍,因此难以确定变形界限,故需用间接的方法来测量 X 与 Z 的比值。

假设我们将标本沿两个方向剖开,第一个面为 S_1 面,其垂直于劈理面(S)及拉伸线理(L),即为 YZ 面,测量 YZ 面上砾石获得 Y/Z 比值;第二个面为 S_2 面,垂直于 S 面,与 L 交角 30° ,为 $X'Z'$ 面,在 $X'Z'$ 面上砾石轮廓比 XZ 来得清楚,在此面上可求得 X'/Z' ($<X/Z$)的比值。

X'/Z' 与 X/Z 的关系可利用以下方法:假设在椭球体(图8)中,已知 $2\overline{OY}$ 、 $2\overline{OX'}$ 值和 $\angle xox'=30^\circ$,而 X' 点坐标(X 、 Y)可运用这样的公式求得:

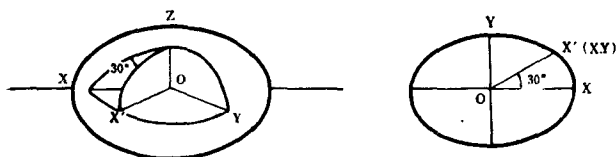


图 8 求应变椭球体主面的主轴比方法

$$\frac{X^2}{OX^2} + \frac{Y^2}{OY^2} = 1$$

$$X = \overline{OX'} \cos 30^\circ, \quad Y = \overline{OX'} \sin 30^\circ$$

$$\frac{(\overline{OX'} \cos 30^\circ)^2}{\overline{OX}^2} + \frac{(\overline{OX'} \sin 30^\circ)^2}{\overline{OY}^2} = 1$$

其中, $\overline{OY}$ 及 $\overline{OX'}$ 为已知, $\overline{OX}$ 及 X ($2\overline{OX}$) 便可求出。因此, 在野外我们可选择任意面进行砾石测量, 再利用此法求得构造应变椭球体 (变形砾石) 的主轴比。

我们假设原始椭球体 (未变形前的砾

石椭球) 主轴比 $\frac{X_0}{Y_0} = \sqrt{R_0}$, X_0 轴相对主

应变轴 (X 轴) 的方位用 θ 角表示; 构造

应变椭球体 (变形砾石椭球) 的主轴比

$\frac{X_T}{Y_T} = \sqrt{R_T}$, X_T 轴相对 X 轴的方位用 Φ

角表示; 最终应变椭球体 (即构造应变椭球体去掉原始椭球体的影响所获得椭球体, 或者在相同变形条件下, 假设原始为球形的物体经变形而成的应变椭球体) 的

主轴比 $\frac{X_s}{Y_s} = \sqrt{R_s}$ (图9)。

用以下方法进行最终应变椭球体主轴比 $\sqrt{R_s}$ 的计算: 首先通过 XY 、 YZ 、 XZ 面上的野外测量获得各面上的构造椭球体主轴比 R_T 及 φ 角。 R_T 、 R_s 、 R_0 与 Φ 之间有以下关系 (Dunner, 1969):

$$\cos 2\varphi = \frac{R_0(R_T^2 + 1)(R_s^2 + 1) \pm 2(R_0^2 + 1)R_T \cdot R_T}{R_0(R_T^2 - 1)(R_s^2 - 1)}$$

其中, R_0 可根据 Ramsay (1969) 的各种原始椭球体轴比 $\sqrt{R_0}$ 与构造应变轴比 $\sqrt{R_T}$ 的图解 (图10) 求得, 然后据上式求 R_s 。此外也可根据对于不同的 R_s 及 R_0 值的 R_T 及 φ 理论计算表 (Dunner, 1969) (图11) 来求 R_s 。然后, 我们可以根据 XY 、 YZ 、 XZ 三个面上 R_T/φ 图所得的 R_s 值, 计算主应变轴之比及富林指数 K 值。将 X/Y 、 Y/Z 、 X/Z 投影在伍德 (Wood) 的应变椭球体主轴比对数图上 (图12), 便可直接获得沿 X 、 Y 、 Z 轴的拉伸值及缩短值, 例如图上 A 点表示沿 X 轴拉伸160%, 沿 Y 轴拉伸30%, 沿 Z 轴缩短72%。

3. 化石应变测定

在变形岩石产生的所有应变标志中, 变形化石的研究 (如菊石、箭石) 是一个重要的方面, 拉伸箭石又是最好的例子。

(1) 箭石 (Belemnite) 的变形: 自十九世纪中叶起, 对于箭石变形的研究已运用

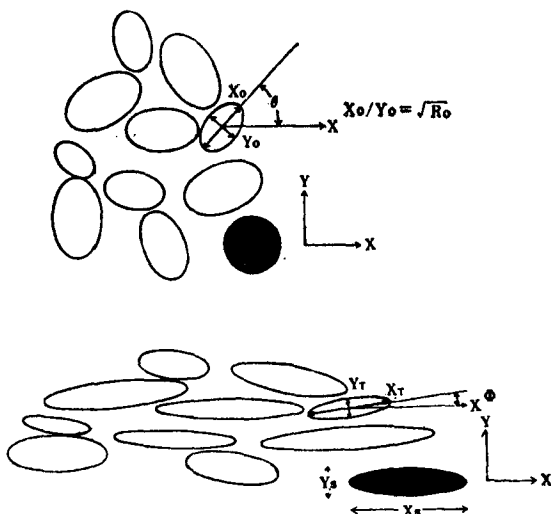


图 9 椭球形砾石的变形 (Ramsay, 1967)

$\frac{X_0}{Y_0} = \sqrt{R_0}$ (原始椭球体主轴比), $\theta = x_0$ 与 X 轴夹角;

$\frac{X_T}{Y_T} = \sqrt{R_T}$ (构造应变椭球体主轴比), $\varphi = x_T$ 与 X 轴

夹角, $\frac{X_s}{Y_s} = \sqrt{R_s}$ (最终应变椭球体主轴比)