

构造解析

(上册)

索书田

武汉地质学院区地教研室

一九八五年七月

前 言

构造解析是解析构造学的一个组成部分。它主要是从不同尺度上去观察、测量、分析地质构造的三度空间组合样式和变形的演化历史。马杏垣教授(1983)指出,所谓“解析”也是一种思维方法,即把整体分解为部分,把复杂的事物分解为简单的要素加以研究的方法,解析的方法本质上是辨证的方法,它体现了具体问题具体分析这一辨证法的活的灵魂。遵循上述精神,作者企图通过大量实例,讨论对构造现象的认识、判别和分析的程序,以及不同岩类分布区资料的收集、测量和整理方法,从而为建立一个地区的构造格架和变形序列,打下坚实的基础。

在构造解析工作中,赤平投影方法无疑是一个重要的工具,运用现代技术进行方位分析也是必要的,但是,构造解析的主要环节乃是在正确的构造观和思维方法指导下野外实际的直接观察和研究,准确地建立各项结构要素的相互时空关系,并与常规的地质构造填图紧密结合起来,全面地进行几何学、运动学和动力学的分析,恢复热—构造演化历史。

本教材以方法学为主,但也涉及到一些构造地质学的基本理论和概念。考虑到学生和其它读者阅读的方便,上册集中力量介绍构造解析的一些原则,赤平投影知识及构造形迹形态和方位解析方法。下册主要分别讨论沉积岩区、变质岩区以及岩浆岩区的构造特征和分析方法。为了使理论和实践更好地结合起来,每册后面都附有作业题,可供读者练习使用。

本教材是于1980年编写并打印的,曾作为地质专业高年级学生的选修课进行试用,同时还作为各种进修班、培训班的教材试用过。这次付印前,根据许多同志的建议作了局部修改和补充。

由于作者水平有限,错误及不妥之处一定很多,盼望读者批评指导。教材编写过程中,引用和摘录了马杏垣教授、何绍勋教授、刘如琦等著作及其它学者著作中有关内容,另有许多地质工作者及教师提供了资料,教研室朱志澄、王豪老师和其他同志对原稿进行了审核,教材科同志热情支持并提出了许多有益的意见。耿小云同志对全书进行了编辑,崔宁、方敏、文丽丽、彭泥泥、林露西、唐核之清绘图件,吴佩承担了许多辅助工作,在此一并致谢。

索书田 1985年6月

目 录

前 言

第一章 构造解析的一些基本概念	(1)
§1 构造解析的涵义.....	(1)
§2 尺度.....	(2)
§3 构造层次.....	(2)
§4 变形和应变.....	(3)
§5 透入性和均匀性.....	(4)
§6 组构和组构要素.....	(6)
§7 组构要素的优选方位及其对称.....	(6)
§8 构造的世代和样式.....	(7)
§9 构造序列.....	(8)
§10 构造解析时的坐标系统.....	(8)
§11 构造代号.....	(9)
第二章 赤平投影原理	(11)
§1 小引.....	(11)
§2 直线和平面的几何性质.....	(12)
§3 球面几何基本原理.....	(12)
§4 球面投影.....	(14)
§5 赤平极射投影.....	(15)
§6 赤平极射投影网.....	(18)
§7 赤平圆外投影或赤平极外投影.....	(20)
§8 等面积投影网.....	(21)
§9 其它类型的投影网.....	(21)
§10 基本作图方法.....	(23)
§11 确定空间概念.....	(31)
第三章 资料的收集和处理	(32)
§1 露头观察.....	(32)
§2 构造数据的收集.....	(33)
§3 定向标本的采集.....	(36)
§4 构造数据的图解处理.....	(36)
§5 构造数据的电算处理.....	(38)
§6 构造测量点的位置和数量.....	(40)

第四章 褶皱解析	(41)
§1 褶皱几何要素	(41)
§2 岩层厚度分析	(42)
§3 等斜线分析	(42)
§4 褶皱三度空间分类	(45)
§5 求解褶皱(枢纽)和轴面产状的方法	(46)
§6 褶皱几何参数及其意义	(47)
§7 π (pi) 和 β (Beta) 图解	(48)
§8 褶皱组构格式及对称性	(50)
§9 褶皱分析的计算方法和组构格式的鉴别	(54)
§10 倾斜面的褶皱	(63)
§11 叠加褶皱及其几何分析	(66)
§12 褶皱的展开方法	(79)
第五章 断层解析	(82)
§1 断层要素及图示方法	(82)
§2 断层与主应力的关系	(83)
§3 断层两盘相对运动方向及断层性质的确定	(83)
§4 断层发生时主应力轴方位的求解	(85)
§5 断距类型及其测算	(86)
§6 求解总滑距(真断距)的条件和方法	(87)
§7 旋转(枢纽)断层的测算问题	(89)
§8 应力的分布与断层的关系	(91)
§9 实体比例投影	(92)
第六章 节理解析	(94)
§1 节理分期配套	(94)
§2 节理的点图、密度图和等密图的制作方法	(95)
§3 利用节理资料求解主应力轴方位	(96)
§4 岩层产状变化时平面X节理产状的变化	(97)
§5 平面X节理的判断	(98)
§6 节理资料的旋转	(99)
附: 构造解析作业题目(I)	(100)
主要参考文献	(104)
附图1: 施密特网	
附图2: 吴尔福网	
附图3: 卡尔斯别克网	

第一章 构造解析的一些基本概念

§1 构造解析的涵义

构造解析是观察、测量、分析和解释地质体内部结构规律及其演化的方法。它强调在地质调查过程中,结合地质填图进行详细地构造观察、测量和构造制图,着重各种结构要素的几何特性、力学性质及其相互关系的认识和分析,从构造形变的发生、发展、复合、转化等继续不断地变化中,通过测量统计分析,去建立构造事件发展的序列和相应的构造组合型式,以及构造形变与变质作用、岩浆活动、成矿过程的关系。

在国外,现代的构造分析方法,是桑德(Sander, 1930)等开始发展起来的,他所著的《岩石组构学》提出了变形岩石的组构及其几何分析方法和运动学解释的原则。这种构造分析统计的几何程序,首先应用于显微组构,去阐明构造岩中矿物颗粒优选方位的格式等。这就是地质学者所熟悉的“岩组学”或“构造岩石学”。但是,如果认为这种构造分析仅限于或者甚至主要应用于显微规模的技术,那是一种极大的误解。其实这种方法主要是从野外工作中发展起来的,完全可以应用于中小型和大型构造。因之,应特别强调这一方法的详细野外研究的基础和野外与室内研究有机的结合。桑德方法的本质是,在某些特定区段中岩石的所有可测量的结构要素的方位和相互几何关系的统计分析。桑德认为对称性是自然变形岩石的基本特征,他设想,构造的对称性是受原岩中结构构造的非均质性和变形作用中包含的力、应力以及内部运动的相应对称性控制的。

这一方法经过后来许多地质学者的实践和研究,又有了许多发展。1963年特纳和韦斯发表了《变质构造岩的构造分析》专著,对构造分析的有关概念和方法、程序进行了充实和修改,是构造分析问世以来一次阶段性总结。此外,栾木赛(Ramsay, 1967, 1983)、霍伯兹等(Hobbs *et al*, 1976)、魏阿隆等(Vialon *et al*, 1976)、戴维斯(Davis, 1984)的著作,都强调构造分析并分别作出了相应的贡献。近年来,应变测量和应变分析的理论及方法的发展(Ramsay *et al*, 1970, 1980, 1984),又促进了构造解析方法的前进,大大充实了其内容和扩大了其范围。

在我国,马杏垣教授在六十年代就倡导构造分析方法,他还结合我国地质实际,在吸取李四光教授的地质力学方法和借鉴上述构造分析方法的基础上,提出了构造解析方法(马杏垣, 1978),在他的《变质岩构造工作方法》、《嵩山构造变形》等著作中,对构造解析的原则、方法和程序,均作了明确的论述。刘如琦(1976)、钱祥麟(1980)、徐树桐(1980)等,也对构造解析的方法进行了实践和总结。

完整的构造解析包括三个方面或主要步骤:首先是构造几何分析,即对变形岩体几何特征、物理性质、相互时空关系和应变特征进行观察、描述和测量,搜集各种数据,运用数学方法、赤平投影网或电子计算机进行图解处理和分析计算。再就是运动学研究,根据几何数据,去追索造成现有构造状态和位置的相继内部和外部运动。然后是动力学分析,去鉴定构

造过程中力的状态，即研究构造形变和造成它们的外力和应力条件之间的关系，建立数学和物理学的模型。本教程主要介绍构造几何分析方法，也涉及一部分运动学和动力学的内容。

最近十多年来，构造分析方法又有了新的发展，更广泛地采用构造物理学、连续介质力学、岩石矿物变形实验领域的成就和物理冶金学方面的理论与方法，并运用扫描电镜及透射电镜技术，对变质岩中固态流和结晶塑性的研究起了很大的推动作用。但是，构造分析必须以地质的和构造的制图为基础，以艰苦的、扎扎实实的野外观察为先导，并需把野外地质体间、各种面线结构要素之间相互关系的认识、鉴别作为构造解析的主体，否则构造解析的结果和认识，都会有很大的盲目性而可能失真。有些作者和工作者，把构造解析单纯理解为赤平投影技术的运用，是不太恰当的。另外，国内外的实践证明，虽然结合常规地质方法运用构造解析方法，在许多地区，尤其是在变质岩发育区，已取得了不同程度的效果，可是，它还处于发展和前进的阶段，需要根据我国具体情况和各大岩类地区的特点，不断实践、探索和提高，使其理论和方法更完善、严谨，为地质科学的发展和找矿实践作出应有的贡献。

§2 尺 度

地质构造现象，无论在时间和空间上都可划分为许多级，也可称为“尺度”(scale)。就空间上的尺度而言，为了观察和研究地质构造，可把地质体按大小范围相对地划分，其中每一地质现象都有适当的尺度或一定的尺度范围。每一尺度的构造都强调某些不同的方面，而且有其不同的研究任务和观察的方式。因此，从越多的尺度上看构造问题，就越能有机会得到比较全面的答案。

可以将地质体划分为五种尺度，其范围和研究方法是：

1. 巨型和超巨型尺度，指大洋、大陆甚或全球构造，运用遥测、遥感技术和其它地质的、地球物理的方法进行解释和研究。

2. 大型尺度，指一个盆地或一条山脉的构造，不能用肉眼直接观其全貌，通常采用地质和构造填图的方法去认识它们的结构构造特征和发展历史。

3. (中)小型尺度，指手标本到露头规模的构造，可以直接进行肉眼观察研究，有时藉助于手把放大镜和一般显微镜观察测量。

4. 显微尺度，指薄片或磨光面上的构造，包括颗粒内部光轴方位，晶格位错现象等。主要采用光学方法，如显微镜或费氏台，这是岩石组构学的主要研究课题。

5. 次显微尺度，这一尺度地质体太小或颗粒过细，以至无法用光学方法进行研究，需要用X射线或电镜进行观察。

自然，上述地质体尺度的划分是相对的，研究的方法和采用的手段也是相互补充、相互验证的。不过，从构造解析的角度来看，构造的研究应当从中小型尺度开始，力求在手标本和露头上，识别小型构造，包括小褶皱、面状和线状构造、断裂和裂隙等，查清它们之间的空间组合关系及时间上的先后顺序。然后通过地质构造填图，把不同露头中的构造形迹联系起来，间接地搞清楚大型构造或区域构造。显微尺度构造的研究任务是确证、修正和深化中小型构造的分析结果，并收集只有用显微镜才能得到的其它资料。它往往是研究工作的最后一环，但确是极为重要的环节。

§3 构造层次 (tectonic level)

这一概念是由魏格曼 (Wegmann, 1935) 提出并阐明的，指的是一特定变形幕过程中

具明显相对活动性的层次。他在同一运动旋回中分出表壳构造 (*suprastructure*) 和内壳构造 (*infrastructure*)。哈勒 (Haller, 1953) 采用了这一概念, 并在格陵兰东部的工作中注意到两者之间有滑脱面 (*detachmect*)。马托埃 (Mattauer, 1980) 从变形机制入手, 将地壳由上至下划分出三个层次, 每一个层次变形机制相同, 而不同层次的变形机制却差别很大。

盖层和基底也是一种层次的划分, 与前者不同在于它们是不同的构造旋回的产物, 并隔以不整合面。

提出层次的概念是为了强调地壳或岩石圈不同层次的变形过程、变形机制和变形产物以及构造特点都是很不相同的。以往构造地质学讲的主要是高层次的构造现象, 那里有层理发育, 在变形过程中可作为主动的运动面, 造成各种形态的褶皱等。而在地下15公里左右以下的深处, 则属韧性层次。其中层理处于被动状态或被新生的面状构造置换, 无论面和线状构造都按照一定的几何系统旋转, 为均匀变形。因之, 必须研究其三度空间的形状变化, 尤其在讨论构造展开问题时, 应当特别注意这一点。

§4 变形和应变

岩石或地质体受力后, 其内部的组分或质点均将发生运动或位移, 其表现形式为变形和变位, 前者包括体变和形变, 后者包括刚体平移 (直移) 和刚体旋转。地壳变形过程, 一般都有同时产生变形和变位的复杂演变历史, 但是, 以往为了研究方便或简单化, 只考虑形变——岩石或岩体受力后自身形状的改变或畸变, 而且是在变形体均匀、连续、各向同性和小变形等假设基础上的。如果考虑到岩石的实际变形状态和变形量, 这样做就很不够了。

应变是表示物体变形程度的物理量, 包括线应变和角剪切应变。设一变形的板状物体长为 l_0 , 厚度为 b_0 (图 I—1), 受拉伸变形后长度变为 l_1 , 则伸长量为:

$$l_1 - l_0 = \Delta l$$

线应变 $e = \frac{\Delta l}{l_0}$ 代表了单位长度上的变形程度, 故又称为伸长度。也可表示为:

平方长度比

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

或对数应变 (自然应变)

$$\varepsilon = \ln \frac{l_1}{l_0} = \ln(1+e)$$

与此同时,

$$e_0 = \frac{b_0 - b_1}{b_0} = -\frac{\Delta b}{b_0}$$

为横向应变, 则

$$\mu = \left| \frac{e_0}{e} \right| \text{ 或 } e_0 = -\mu e$$

式中 μ 为泊松系数。在单向拉、压变形过程中, 既有平行于作用力方向上的变形又有垂直于作用力方向上的变形现象, 称为泊松效应。如在弹性变形范围内, 花岗岩的泊松系数为 0.14—0.27。各种岩石的泊松系数不同, 但一般不超过 0.5。

变形前相互垂直的两条直线, 经变形后偏离直角的量 ψ 为角剪切应变 (或角剪应变), 也称为角位移 (图 I—2)。由图可知:

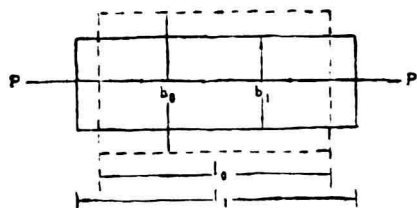


图 I—1 拉伸变形

$$\text{剪应变 } \gamma = \frac{u}{h} = \tan \psi$$

当 ψ 很小时, $\tan \psi = \psi$ (用弧度表示),

所以 $\psi \approx \gamma$

如 $\psi = 5^\circ$, $\tan \psi = 0.0875$, $\psi = 0.0874$ (弧度),

但当大变形时, γ 与 ψ 不相等,

如 $\gamma = 2$, 相当于 $\psi = 63^\circ$ 或1.1弧度。

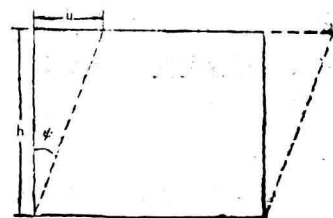


图 I—2 剪切变形

规定右行剪切为正, 左行剪切为负。

线应变和剪应变是可以测量的, 通过应变测量和分析, 可以 (1) 进一步理解小型构造的意义; (2) 解释区域应变场的变化; (3) 阐明结晶变形机制; (4) 查明应变与厚度变化; (5) 恢复总体变形历史。因而, White (1979) 指出: “岩石应变测量现在已经成为大多数构造地质学家的第二天性”。

应变可以分为均匀应变和非均匀应变, 前者表现为直线变形后仍为直线, 平行线变形后仍相互平行, 应变体内同方向线段的 e 、 λ 、 ψ 和 γ 值为常数。但是, 自然界的变形大都是非均匀应变, 测量和计算都非常困难。为此, 常把变形体划分成若干具有均匀应变特征的有限单元, 用均匀应变的理论和方法处理问题, 然后再进行归纳和综合。

大家都知道, 岩石和其它变形物体一样, 从其初始状态变化到最终状态, 都经历过长期的和一系列变形阶段, 这个复杂的变形过程, 称为递进变形。它包括两部分, 即增量应变和有限应变。增量应变又称瞬时应变、无限小应变, 代表变形过程中某一瞬间正在发生的一个无限小的应变。有限应变又称总应变或全量应变, 它是一系列增量应变的总和。我们在研究岩石变形时, 面对的是变形结果或最终产物, 因而, 主要进行有限应变状态的分析 and 测量。如果有良好的应变标志如同构造生长的结晶纤维状矿物等, 也可进行增量应变的测量分析, 更好地了解变形历史的全部过程。

由于篇幅的限制, 本书对应变测量和分析的理论与方法, 将不作全面的讨论, 读者可在栗木赛 (Ramsay, 1967, 1970, 1980, 1983)、宋鸿林 (1981) 等的著作中, 找到详细论述。但是, 应变测量分析的基本思想、工作实例, 将在有关部分进行介绍, 因为应变分析方法和方位分析是几何分析的两个组成部分, 只有将两者有机地结合起来, 才能全面地掌握构造的几何特征, 为运动学和动力学分析打下坚实的基础。

§5 透入性和均匀性

构造解析的出发点在于认为形变的岩群中, 每一期塑性变形或流变都在岩石中留下透入性或非透入性的形迹, 而地质露头或岩石标本都包含着这种形变的完整记录, 并基本上能提供确定构造事件序列要求的全部资料。所谓“透入性的” (Penetrative) 构造是指变形构造均匀而连续地分布于地质体中, 且未被明显的不连续介面区分开的构造。它反映了某一部分地质体作为一个整体均匀地发生了变形。构造的透入性是与尺度相联系的, 如图 I—3 中各小图所示。图 I—3a 是显微尺度的岩石中矿物结构, 颗粒界线示一种好的优选方位 S_1 。在较大尺度上, 图 I—3b 上半部分, 矿物平行排列, 使岩石具有一种透入性面状构造, 平行于 s_1 。另一种不连续面 s_2 则是划分上、下两种结构不同的岩石之非透入性的面, 但在更大些的尺度上, 如图 I—3c 所示, s_2 分隔的薄层以细薄的互层出现, 在这一尺度中 s_2 又成了透入性的不连续面了。再大的尺度, 如图 I—3d, 岩石被另一种不连续面 s_3 所分, 其两侧岩石内部结构

均匀，但方位不一致。在更大的尺度上，如图 I—3e， s_3 则可以是透入性的平行膝折轴面。 s_4 把岩体划分成两块结构完全不同的区域，显然在所有尺度上都是非透入性的。

在野外实际情况下，有的面状和线状结构要素在小尺度范围内就是透入性的。前者如劈理、片理、片麻理，后者如两组透入性面状结构要素的交线、长柱状矿物等平行排列的长轴或透入性面理构成的规则的小皱纹的轴线等。反之，有些面状如断裂、节理，甚至不整合面，线状构造如非透入性面的交线和大型窗棂、香肠构造等等，在小尺度范围就不是透入性的了。可是，假若我们把观察的尺度放大，有些结构要素又可以是透入性的了。在航空照片或卫星照片上所鉴别的不同系统的断裂系统网格，就是大尺度或巨型尺度上透入性结构面的例子。

均匀性 (homogeneity) 指的是地质体内部矿物或结构要素排列关系上的一致性。如果从一个地质体中任取两个方位相同、体积相等的单元体，其内部结构要素排列关系相同的话，那么这个地质体就是均匀的。未经变形的玻璃就接近于均匀的，而且，它们的均匀性还反映在折射率、密度等物理性质的一致性上。

由于不连续性是物质的基本特征，因之实际上严格的均匀性是不存在的。讲到均匀性，也必须与尺度相联系，而且是从统计学的意义上而言的。我们这里主要涉及的是构造均匀性，这种均匀性意味着，地质体中某种或某几种结构要素在特定尺度上是统计的均匀的。小尺度的非均匀性往往构成较大尺度上的统计地均匀地质体的一部分，如图 I—4 所示。换言之，随着尺度的加大某些结构要素的均匀性也相应增加。另一方面，整个地质体在大范围内可以是均匀的或不均匀的，但它可以一定尺度上划分成若干均匀区段，这些区段往往以形变的或组成的主要不连面为界，它们之间的内部结构构造特点是不相同的。因此，构造均匀区段的划分，是构造解析程序中的一个重要环节，也是认识客观事物的一种思维方法。

在实际工作中，当说一个地质体或其一部分在构造上是均匀的时候，一般指的是就某一种或某些特定的几何特征来讲的。如果考虑另外的几何特征，则这种均匀性可能消失。例如，某一变质岩区段内的 s_2 面状构造是统计的均匀的，但先期的 s_1 面状构造由于被改造变形、变位，可能就是非均匀的了。全面考虑 s_1 、 s_2 的几何特征，该区段也丧失了均匀性。又例如一个大的水平层状沉积岩体，就层理而言，这个岩体可以被认为构造均匀的，因而任两部分的层理几何特征在统计上是相同的。但若考虑层理面上的细沟或凹模之类原生线状构造，那么这种岩体在构造上又是不均匀的了。因为这些线状构造在岩体内发育程度不同，方位从一部分到另一部分可能有很大变化。

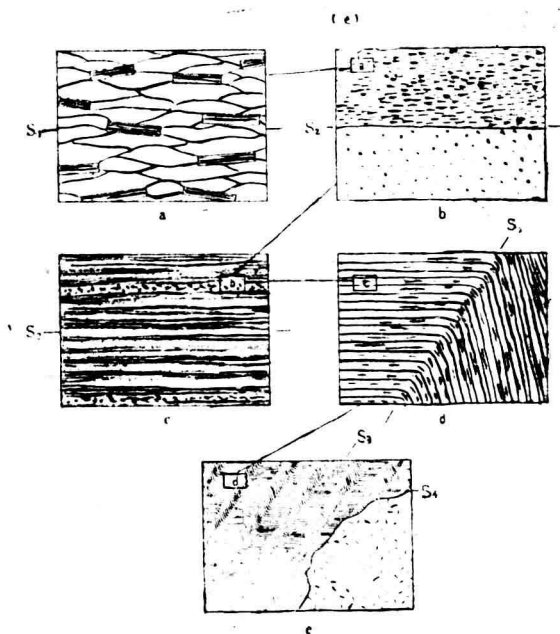


图 I—3 面状构造在同一岩体五个不同尺度上的表现

譬如。马杏垣等(1981)曾依据地质体均匀性原理,将嵩山地区的嵩山群划分成30个均匀区段,登封群划分为10个均匀区段。其中,在划分登封群均匀区段时,就主要考虑片麻理(AS_1)的方位特征和组构型式。凡是 AS_1 在组构图上呈单一极密或对 β_{AS_1} 而言构成圆柱状褶皱地段的区域,就划分为一个构造均匀区段。

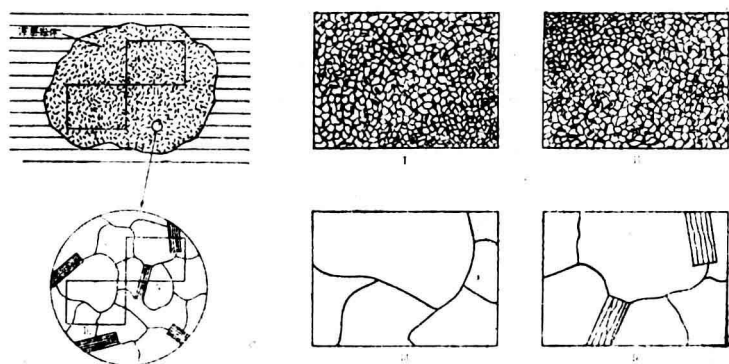


图 I—4 统计均匀性与尺度的关系

I、II 在给定尺度上是统计均匀的,
III、IV 两部分在给定尺度上是不均匀的

§6 组构和组构要素

组构(fabric)是指地质体显示的内部面状和线状构造在空间上的排列格式,简言之,就是构造不连续体在三度空间的排列形式。从显微尺度上说,组构指变形岩石的组成矿物所具有的某种优选方位规律的总和(池际尚,1978)。构造解析的目的之一,就是要确定这种排列关系并将其图示出来。组构也有均匀性,在一个均匀区段内,如一块薄片、一个手标本或一条山脉,只有在给定尺度上具透入性构造时才构成其组构。

组构要素,广义上讲是指某一尺度上的不连续面和不连续线。在构造岩组构中可以认出结晶学组构要素和非结晶学组构要素,前者如矿物颗粒的晶格面和晶格线,后者如各种面理和线理。在构造地质学的范畴内,组构要素专指非结晶学不连续平面和不连续直线线段,从这种意义上讲,组构又可被看作为平面和直线线段在三度空间上的排列。组构要素可以在野外和实验室测定,所测定的组构要素产状数据叫做组构资料。一种组构是由它的所有要素的空间排列构成的,但是,常常只研究其中一种要素的排列就够了,或者是分别考察每一种要素的空间排列形式,这种排列形式称为亚组构(Subfabric)。

§7 组构要素的优选方位及其对称

当组构要素在组构中不呈随机定向的情况下可以认为它们具有优选方位。优选方位的确定也与尺度有关,而且也是统计意义上的。一般选定某一区段对组构要素进行系统测量,通过图解或计算来确定其方位的优选程度。在构造解析时,只要用正常的分析程序确定出某种组构要素的优选方位,而又能在一些可比较的标本上再现这种优选方位的型式,那么就可以

说这种组构要素具有优选方位。表现为优选方位的组构要素，反映它们具有透入性的特征，故透入性构造可以用组构要素的优选位置和优选方位加以确定。如图 I—5 所示，该图以云母晶体的 (001) (垂直图面) 为例说明了面状组构要素的排列。图 I—5a 中面状要素平行的排列其优选方位构成了一组透入性面 s_1 ，图 I—5b 中，类似的面状要素没有优选方位，但它们的优选位置构成了非透入性不连续面 s_2 。在大于图 I—5b 的尺度上， s_2 就可能成为岩体的一种透入性构造，此时它也就可能是组构要素。优选方位和优选位置相结合，在图 I—5c 中构成了单一面 $s_1 = s_2$ ，而在图 I—5d 中，构成了两个产状彼此独立的面，即 s_1 和 s_2 。

前面已经提到，桑德特别强调构造的对称，把其作为运动分析的一个关键，他认为，在构造对称中反映了应变和运动的对称。构造在三度空间上的几何图象，反映了构造形变过程中的运动图象 (movement picture)。

组构的对称与晶体格架的对称有许多共同之处，但两者又有区别，因为组构的对称是统计确定的。组构的对称取决于它的亚组构的对称，因此，组构的对称又取决于组构要素的对称。在实际操作中，测量统计某一组构要素，如片理、劈理等，然后作方位图解，图解的格

式就能反映出组构要素的对称类型。常见的对称类型有轴对称、斜方对称、单斜对称、三斜对称，在构造地质学上，主要依据对称面 (m) 来判读构造的对称类型。

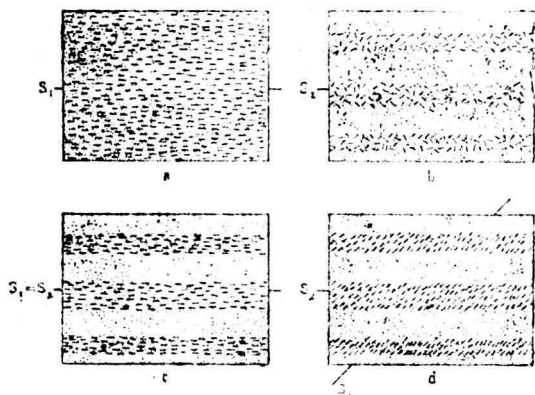


图 I—5 组构要素的优选方位和优选位置所确定的 s 面

§8 构造的世代和样式

构造的世代 (generation) 是指不同构造之间的辈分关系。地壳发展过程中的每一大的构造阶段或构造旋回中，都可再分出若干构造幕，每一幕按一定作用方式的构造运动所造成的构造群，包括褶皱、断裂及有关的构造，就叫做一个构造世代或一个世代的构造 (也可用期来代替)。构造解析的任务之一，就是要建立和划分变形的世代，进而抽象出一个地区或某一构造旋回中的构造演化历史。

构造样式 (tectonic style) 是由卢贡 (Lugeon) 引入构造地质学里来的，指一群构造或某种构造形态特征的总合。构造样式主要用于形容褶皱，也涉及到其它构造如面理等。在多期变形地区划分褶皱样式应当考虑剖面 and 立体形态、轴面劈理性质以及有关的线状构造等等。还要注意，样式随岩石类型不同而变化，如在软硬相间的岩层中，会有不同的样式。同时，在一个地区有相同的样式的褶皱，向相邻地区过渡其某些特征会发生迅速变化。

构造样式和世代虽然往往可以对照，但并不是同义语，同一样式的构造可以属于不同世代，反之，同一世代的构造可以具有很不相同的样式。因此，用样式来划分构造世代并不理想。此外，在一些地区，褶皱的或其它构造的方位可以作为划分世代的依据，但不肯定的因素相当多，许多地区的客观事实证明，具有同样的轴面和枢纽方位的褶皱，并不属于同一世代，另一方面，同一世代的构造不一定形成共同的方位。所以，我们不赞成单纯依赖构造方位来确定变形序次及构造型式。马托埃 (1980) 曾指出，在同一山脉里，很大范围内可以见

到同一类型的构造，而在两条不同的山脉里，可以见到极为相似的构造类型。因而，有些学者把构造样式作为一种工具，用来进行不同地区地层、构造及地壳演化历史的对比。但正如上述，构造样式与变形方式、构造层次、变形时的温度压力条件以及岩石物理性质等诸因素有关，所以，在进行构造样式对比时，应当针对客观的地质构造现象，全面观察和搜集地质和物理方面的资料，在不同尺度上仔细研究各种组构要素的相互迭加、复合、转化关系。首先在一个地区建立标准样式确定变形世代。之后，再与相邻地区进行对比，反复检查、修正。据作者的实践经验和许多工作实例证明，在同一条山脉或有限范围内，进行构造样式对比是可行的，而对不同山脉或相隔甚远的地区来说，进行这种对比要取慎重态度。而且在各种意义上，都不应把构造样式看作为单个褶皱的形态，而应理解为一套变形变质作用形成的构造组合，包括褶皱与断裂的组合、大小构造组合、褶轴面构造特征、显微组构特点、变质作用及岩浆活动性质等等。因之，恰当的术语应称为构造样式群。

§9 构造序列

所谓构造序列，就是不同世代的构造依新老关系所排列成的顺序。某个地区的构造序列，就反映这个地区的构造形变史。无论沉积岩区、岩浆岩区和变质岩区，都有独特的变形序列。

构造序列的建立是一个综合性很强的工作，从某种意义上讲，也是构造解析的最终目的之一。需要全面识别各种构造事件和热事件，运用力学和几何的方法进行分析，进行配套组合，有条件时，应当辅助以实验室技术模拟、计算、测试。在此基础上，初步建立和综合出一种模式或几种模式，前后经过反复实践检验、修正、筛选，最终确定出比较符合实际的结论。

§10 构造解析时的座标系统

在岩组学中，习惯采用 a 、 b 、 c 座标系统， a 、 b 、 c 三个轴互相垂直， ab 面相当于岩石内部的滑动面，其中 a 相当于在滑动面上物质的搬动方向或最大伸长方向。在宏观上，最显著的片理面为 ab 面， c 轴与之垂直，如果片理面上发育由云母小揉皱形成的线理，就把它看作为 b 轴的方向， a 与 b 相垂直，这样三个岩组轴就确定下来了。又如，断层面可视为 ab 面，其上的擦痕代表 a 轴，因而 b 、 c 轴也可以定下来。进而完成岩组图，根据岩组图表现的对称性检查、修正宏观确定的岩组轴。搞岩组学的工作者，通常把岩组轴与运动学轴等同起来，但是，有时会造成不必要的混乱，据特纳和韦斯的意见，把运动学轴 a 、 b 、 c 限制用于具有单斜对称的或可以用沿明显构造不连续面（ s 面）的滑动来表达的运动图一或运动图中表达的应变分量。

将岩组轴或运动学轴不加分析地与有限应变椭球体的主轴分别等同起来更是错误的，如图 I—6 所示，如果具斜方对称组构的简单片理或组成对称的相似褶曲而具斜方对称组构的轴面劈理，则片理和轴面劈理相当有限应变椭球体的 XY 面，则 $XY=ab$ 。若滑动发生在剪切面 s 位置上，则 $ab=s \neq XY$ 。栗木赛（1967，P133）区分出三种座标系，即用作有限应变主方位的（ XYZ ），用作为组构对称轴的（ ABC ）和用来标注主运动轴的（ abc ）（图 I—7）。后两个有局限性（用在单斜组构和简单剪切流动）。但马托埃（1973）把 ABC 座标系扩展到其它对称组构，相应地， abc 运动学座标系也可以用于大多流动情况，其中 a 为主要流动方向， b 在流面上垂直于流线， c 垂直于流面，这种用法似乎已被广泛的接受。

概言之，地质体结构的对称性与变形运动图象的对称性一致或近乎一致，所以两者的 a 、 b 、 c 轴的位置是一致的或基本一致的。但二者的对称性与有限应变椭球体的对称性以及三个主应变轴的位置并非总是一致的，有限应变椭球体的对称性（永远是斜方对称）可高于组构和运动图象的对称性。在进行构造解析时必须牢记住这一点。

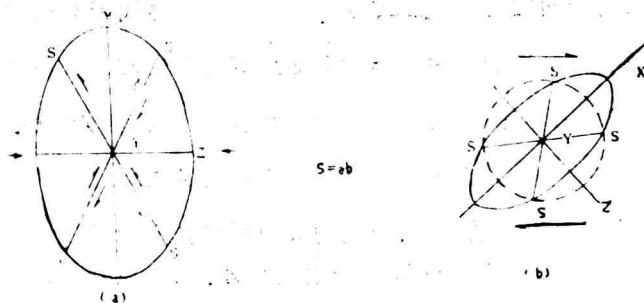


图 I—6 有限应变椭球体主轴与剪切面 s 的关系

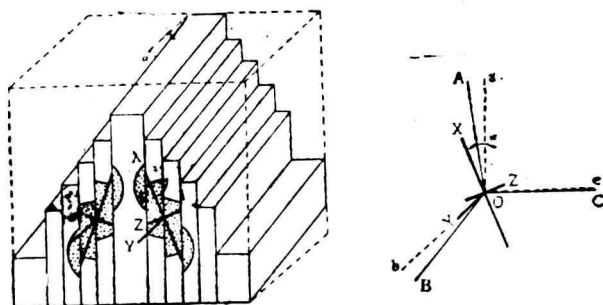


图 I—7 剪切褶皱情况下有限应变主轴（ XYZ ）、几何的和组构对称轴（ ABC ）和运动轴（ abc ）之间的关系。

§11 构造代号

在进行构造解析时，为了简单、统一和便于记录，本书采用下列代号：

D 代表变形世代（或变形期），如 D_1 、 D_2 、 D_3 ……等。

s 代表面理（*foliation*），在 s 的右下方加 1、2、3……等数字，表示不同世代的面理，如 s_1 、 s_2 、 s_3 等。用 s_0 表示原始层理，即最早的 s 面。还可以在 s 右上方加上 1、2、3……等数字，代表同一世代不同组或类型的面理。

J 代表节理，右下方加上 1、2、3……等数字表示不同期或不同方位组的节理，如 J_1 、 J_2 、 J_3 等，也可在右上方加上数字，代表不同类型的节理。

断裂用 R （取用*rupture*）表示，在右下方加上 1、2、3……等数字表示不同世代的断裂，右上方加上数字，代表不同类型的断裂。

L 代表线状构造，右下方加上 1、2、3……等数字，表示不同世代的线理。右上方加上数字代表不同类型的线理。

B 代表褶曲枢纽（褶轴），在其右下方标注被褶皱的面，如 s_0 、 s_1 、 s_2 等，右上方注明褶曲的轴面。这样， $B_{s_0}^{s_1}$ 就表明褶轴是 s_0 与 s_1 的交线， $B_{s_1}^{s_2}$ 代表 s_1 与 s_2 的交线。

F 代表褶皱，其右下方数字1、2、3……等表示不同世代的褶皱，如 F_1 、 F_2 、 F_3 等。有时在右上方加注 s_0 、 s_1 、 s_2 等，代表褶皱的面，如 $F_2^{s_1}$ 表示第二世代由 s_1 弯曲而成的褶皱。

β 常用来表示两平面交线，在圆柱状褶皱情况下，层理的切面之交线平行于褶轴，就用 $\beta(=B)$ 来代表。在组构图上，用 β 表示褶曲翼部一系列切面大圆的交线，或切面极点图解构成的环带轴（均相当于褶轴）。右下方注上 s_0 、 s_1 、 s_2 等代表被褶皱的面。右上方注 s_1 、 s_2 、 s_3 等表示褶轴面，如 $\beta_{s_0}^{s_1}$ 表示由 s_0 作运动面形成的褶皱轴，其轴面为 s_1 。有时为了避免繁琐和混乱，在 F 的右下方注上1、2、3……等，既表示不同世代的褶皱，也表示该世代褶皱的轴，因之， $B_{s_0}^{s_1}$ 、 $F_1^{s_0}$ 、 $\beta_{s_0}^{s_1}$ 代表的几何和地质意义是相同的。

π 圆，在赤平投影图上由一系列 s 面极点构成的环带拟合圆或弧。

X 、 Y 、 Z 分别代表有限应变椭球体三个主应变轴。 λ_1 、 λ_2 、 λ_3 代表三个主应变轴长度或大小。

σ_1 、 σ_2 、 σ_3 代表三个主应力轴；

a 、 b 、 c 代表组构或运动学轴。

第二章 赤平投影原理

§1 小引

构造地质学研究的问题中,涉及大量的平面和直线的空间几何关系。地质学者曾设计了各种剖面图、截面图、平面图和立体图,主要采用正投影方法来表示、解释构造的形态和形成模式。但是,由于客观的地质现象千变万化、纷繁多姿,因此,有时仅用上述图示很难准确地反映构造在三度空间上的几何图象及运动图象。于是,从本世纪二十年代开始,人们又将赤平投影方法引进构造地质学里来,并在实际和理论上迅速地推进了构造地质学的发展,现在它已逐渐成为每个构造地质工作者必须掌握的工具。

简言之,赤平投影是在两度空间(即平面)上解析三度空间直线、平面关系问题的方法。它能够处理线状和面状构造的方位、运动轨迹和角距关系,可以帮助解析复杂的构造课题。但是,它一般不涉及地质体的具体位置、规模和相互距离。因之,它不能代替剖面图、平面图和立体图,更不能脱离野外实地观察和综合分析,许多问题如能将正投影与赤平极射投影结合起来使用,定会收到更大的成效。

赤平极射投影早在公元前二世纪,就已被球面和平面三角的创始人,伟大的希腊天文学家希巴克斯(Hipparchus,公元前180—125年生活于亚历山大)用于天文学,以后又应用于地图学、航海学,到了1823年才首先被纳奥曼(Neumann)应用于晶体学。1839年米勒(Miller)更充分利用它来解释晶形晶面,1901年奔菲尔特(Penfield)利用赤平极射投影绘制晶体和计算轴率,有详细的著述。1893年弗得洛夫(Von Federow)充分利用旋转台,1904年罗森布施和吴里夫(Rosenbusch and Wulfig)应用于晶体光学。1911年勃克(Boeke)曾著有赤平极射投影的应用,基本理论都已透彻地叙述了。1920年美国的布彻(Bucher)首用于构造地质学上,24年之后他又进行了总结,并著有赤平极射投影图在构造地质学上的应用(Davis, 1944)专著。1930年桑德应用于岩组学,涅芬(Nevin)、毕令斯(Billings, 1956)戴维斯(1984)等在他们的构造地质学教科书内,都把赤平极射投影作为解析构造问题的一部分。菲利普斯(Phillips, 1954、1960、1971)著有赤平极射投影在构造地质学的应用,理论和实例都相当完备。特纳和韦斯、栾木赛、拉冈(Ragan, 1973)等,应用赤平极射投影方法解析构造问题,又都有了新的进展和理论概括,很值得学习和借鉴。

我国地质学者何作霖教授1958年著有《赤平极射投影在地质科学中的应用》一书,比较系统地介绍了赤平极射投影的原理和方法,此外,李兴堂(1965)、王思敬(1975)、石根华(1977)、廖国华(1979)、孙玉科(1980)、毛健全(1981)也分别对这种投影方法的原理和应用作了介绍。

由于赤平极射投影方法所用工具简单、操作方便,又可以用电子计算机快速准确地进行运算和图解,所以近年来不仅在构造地质学方面,而且在天文学、海洋学、工程和水文地质学、钻探掘进学、结晶矿物学、岩组学、矿床地质学、古地磁学、地震地质学、大地构造学等领域,都广泛采用这种方法处理实践中提出的一些问题,并取得了不同程度的效果。

§2 直线和平面的几何性质

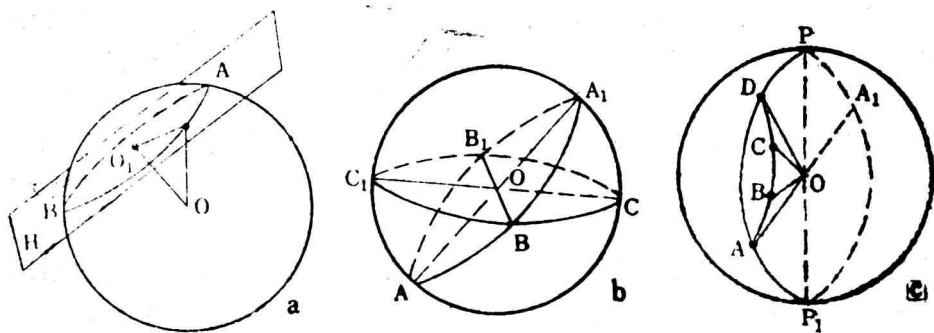
平面和立体几何中，对直线和平面的几何性质已有详细的证明和推论。这里，只对与赤平投影原理有关的公理和定理归纳如下：

1. 在有限空间内，经过两点可以画一条直线，并且只可以画一条直线。
2. 两直线相交，对顶角相等。两条直线交成直角时，表示互相垂直，其中一条直线叫做另一条直线的垂线。
3. 在同一平面内无限延长而不相交的两条直线叫作平行线。
4. 一线段在一平面内的正投影仍是一条线段。当线段与平面垂直时，其投影为一个点。
5. 平面空间位置可以由下列条件之一来规定：
 - (1) 过不在一直线上的三个已知点；
 - (2) 过一已知直线和这条直线外的一已知点；
 - (3) 过已知的两条相交直线；
 - (4) 过已知的两条平行直线。
6. 空间两平面无限延伸不相交称为平行面，两平行面上无共同点。
7. 空间两个相交的平面必相交于一直线，两平面构成的角称为二面角。二面角用其平面角来度量。若平面角是直角，则两个平面互相垂直。
8. 一直线和一个平面只有一个公共点时，这条直线就和这个平面相交。如果直线与平面内任何一条直线都垂直，则称这条直线与这个平面互相垂直，该直线称为这个平面的垂线或法线。这个平面则称为那条直线的垂面。
9. 一条斜线和它在一平面内的投影所成的锐角，是这条斜线和平面内过斜线足的直线所成的一切角中最小的角。
10. 一条直线平行另一条直线运动，形成圆柱面，而一条直线绕与其斜交的另一直线运动，则形成圆锥面，其半顶角为两直线交角。

§3 球面几何基本原理

1. 主要的球面几何定理

- (1) 任意平面和球相截而成的交线（或截痕）为一圆（图Ⅰ—1a）。通过球心的平面与球面相交的圆叫大圆，不通过球心的平面与球面相交的圆叫小圆。
- (2) 大圆分球和球面为相等的两部分。



图Ⅰ—1 球面几何定理

(3) 通过球面上在同一直径两端上的两个点, 能作而仅能作一个大圆 (图 I—1b)。

(4) 两个大圆的平面的交线是它们的直径并且把它们平分。

(5) 小于 180° 的大圆弧 (图 I—1c) 是球面上两点间的最短球面距离。

2. 轴、极点、极线、球面角及其度量

垂直于任意已知圆所在平面的球直径叫做这个圆的轴, 轴交球面于相反的两点 P 和 P_1 , 这两点叫做极点 (图 I—2) 并互成对蹠点。任意圆上所有点, 如 B_1 、 B_2 、 B_3 、 B_4 , 与这个圆的极点 P 的距离都相等。极点叫做圆弧的球面中心, PB_1 、 PB_2 等弧的长度叫做球面半径, 若球面半径等于 90° , 则大圆弧叫做 p 或 p_1 的极线。因此, 极点是垂直于极线大圆的直线与球面的交点。

大圆弧相交所成的角称为球面角, 圆弧的交点叫做球面角的顶点, 而圆弧叫做球面角的边。在图 I—2 上两个圆弧 A_2P 和 A_3P 在 P 点相交, 故 A_2PA_3 为球面角。球面角的度量有四种方法: (1) 用由平面 POA_2 和 POA_3 所构成的二面角来度量; (2) 用直线角 A_2OA_3 度量; (3) 用弧 $\widehat{A_2A_3}$ 度量; (4) 用在顶点 P 处切于球面角的边的切线间的夹角来度量。

球面角与平面角一样, 可以是锐角、直角或钝角, 其值在 0° — 360° 之间。两个互补球面角的和等于 180° , 有一个公共顶点的所有球面角的和等于 360° 。

3. 球面坐标系

球面上点的位置可用任意坐标系确定, 在构造地质学中最常用的是球面坐标系, 主要是赤道坐标系和水平坐标系。

(1) 赤道坐标系

球面上任取一点为极点, 作极点的极线, 过该极点的大圆就是初始经线, 而极线即为赤道 (图 I—3)。为了确定球面上 M 点的位置, 可以通过 M 点和极点 P 作一大圆弧, 从 M 点沿大圆弧到赤道的距离 mM 叫做 M 点的纬度, 用 θ 来表示, 相同纬度的坐标曲线叫做纬线, 都平行于赤道, 均是小圆。有时用圆心角 MOP 的对应弧 MP 来表示, MP 称为极距, 用 Δ 代表, 极距与纬度的和等于 90° , 即:

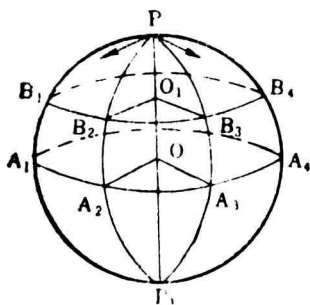


图 I—2 轴、极点、极线和球面角

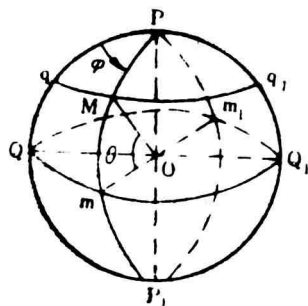


图 I—3 赤道坐标系

$$\theta + \Delta = 90^\circ$$

第二个坐标是经度, 即 M 点经线所在平面与初始经线所在平面之间的二面角 φ 来表示。经度相同的曲线就是经线。经线和纬线相互垂直。地球上的地理坐标系就是用的球面赤道坐标系, 以地球自转轴为极, 以英国伦敦格陵威治天文台为初始经线零所构成的赤道坐标系的经纬网。

(2) 水平坐标系