

岩组分析方法文集

地质力学研究所编

地质出版社

岩组分析方法文集
地质力学研究所编

★
国家地质总局书刊编辑室编辑

地质出版社出版

地质印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

★
1977年8月北京第一版·1977年8月北京第一次印刷

印数1—5,300册·定价0.70元

统一书号: 15038·新198

目 录

结构面力学性质的鉴定 (以石英为例)	王嘉荫(1)
构造岩岩组分析入门	池际尚(11)
构造岩岩组分析的方法和基础	张保民、曹熹(29)
鄂东南某铁矿含矿断裂带的初步研究	袁奎荣 王祖宣 陈兰桂 侯光汉 易诗军(51)
204地区岩组分析成果简介	七九〇部队(61)
河南西峡洋淇沟超基性岩体中微型褶曲的岩组分析及其意义	湖北省地质研究所一室(68)
岩组图的制作方法	袁奎荣(79)
遵化县茅山南北挤压带几种叶绿泥石的光性特征	徐和聆(90)
粒组分析与疏松岩石结构-构造的研究	吴磊伯(95)
附图、图版及其说明	
后 记	

结构面力学性质的鉴定

(以石英为例)

王 嘉 荫

结构面的力学性质鉴定,地质力学中,早已定出了一些标准,虽然是宏观现象,但都是基本特征。其中也包括一些应力矿物,如云母、滑石、绿泥石以及石英方解石等。现在试图从应力矿物角度,提出对结构面力学性质的鉴定依据和方法,看法粗浅,很不成熟,提出来供讨论时参考。

应力矿物的种类很多,现象也很复杂,虽然看到了一些,但因缺少模拟试验基础,须待进一步观察研究。实际上,模拟试验和自然现象也还有一段距离,也难得到维妙维肖的结果。直接观察到的现象解释也可以多种多样。虽属如此,直观还是最简单的办法,有些问题也还不太清楚,留待进一步工作。这里只就矿物的一般性状,去恢复原来应力性质,只不过起个“抛砖引玉”的作用。期望批评指正。

一、关于域的概念

首先提出“域”的问题,也不是新的概念。李四光同志早已指出:“不难理解,应力的作用不独影响到岩石内部的颗粒与颗粒之间,并且达到颗粒的内部和颗粒与颗粒之间的中间物质的内部,即组成它们的分子和原子的内部”。事实也正是如此。最近高温高压试验,证明确实影响到原子内部,使电子发生转移,绝缘体可以变为良导体,甚至有些物质可以变为超导体。当然这不是目前讨论的范畴,已经超越地质学科范围。但应力作用可以影响到原子内部,应该是没有什么问题。至于“颗粒与颗粒之间”和“颗粒的内部”是不同的,也就是两个不同的“域”。颗粒内部可以简称为“域”,颗粒与颗粒之间,可以称为“中间域”或“域间的域”,或简称“域间”。

为什么要提“域”的概念呢?是觉得这个概念相当重要。由于过去对此概念强调不够,造成一些混乱,特别是岩石学者,没有域的概念,把“中间域”的现象,硬与“域”中的现象对比,比来比去,越比越乱。“现在比过去更为混乱,如怎样用矿物条件说明其相,以及如何说明过去十年已经提出的许多亚相(常常互相掩复的)”。反对兰片岩相存在的原因,就是如此。

压力下,矿物发生破裂,最后破碎,就是一个整个大域变为许多小域和小的中间域。在这些小域中,常常可以看到破裂的过程和破裂的性质,脆性或塑性,以及破裂的程度和受力的性质。这些性质的识别,对结构面力学性质的鉴定,仅就矿物晶体来说,还是有帮助的。

中间域的破碎程度比域更大,经常有外源物质参与其间,是重结晶和新矿物形成的地

带。一般压性和压扭性应力作用下，中间域的物质含有较高能量，适合于重结晶和新相矿物形成。当然需要一定时间。最新的结构面，还没有足够的时间，使之发生重结晶和形成新矿物，往往只是极细碎粉物质的条带或细脉。因此，研究中间域中的现象，不仅可以了解应力作用的性质，并且可以了解应力作用的先后顺序。

域的范围大小，并无一定。对应力作用来说，域是一个整体，尽管这个整体可以小到晶粒内部。使晶粒内部变为不均匀，物理和化学性质各部分可以不同。晶体位错就是错成不同的域和中间域。性质也就有所改变。检查晶体位错有所谓“侵蚀法”，就是根据这个道理。

域也可以大到全球范围，所说“地台”“地槽”也是两个不同的域。板块学说的板块和板块与板块中间的地带也是两个不同域。这是较大的域。现在看来，板块也有逐渐变小的趋势。如果以兰片岩作为板块边界的话，板块是可以小到一个岩体内部，如湖南衡山花岗岩体是。甚至可以小到一个晶体内部，如钠长石中出现兰闪石是。为什么会呈现这种现象，这是地质作用本身决定的，我们研究的对象只是形成的结果，看不到形成的过程。

这也说明一个问题，域是个地质力学上的概念，不管应力作用的范围有多么大，多么小，只要应力性质相同，就可以构成相同的域。是否如此，值得讨论。如果只从蓝闪石生成的情况来说，初步认为可以这样考虑。

首先是世界范围的蓝片岩带，早已作出分布图了。大致和环太平洋带和阿尔卑斯-喜马拉雅带平行，都是已经知道的压扭性断裂地区。但在压扭性断裂小的地区，也同样见到这种矿物，甚至一个钠长石晶体中，当然这是显微晶体。就这样的分布情况来说，“只要是压扭性应力作用下，遇上适当化学成分，不论范围大小，达到一定强度，都可以形成蓝闪石”。看来还是可以的。

反之，出现蓝闪石，是否可以代表压扭性结构面呢？初步认为还是可以，虽然这个面可大可小，可宽可窄，形成一个断裂带。就序次来说，可能不同。但反映的力学性质，大致还是相同的。也符合李四光同志的构造型式的概念。“这个类型的构造型式，就规模来说，大小很不相同。有时限于一块手拿的标本，有时延展的范围，纵横达几十至几百公里甚至延伸更长”。域的大小大致也是如此。

显微镜下鉴定结构面力学性质的依据，就是根据域的大小范围不受限制。大域变为小域可以留下一些痕迹。不论是岩石的碎块，还是破碎的矿物都是同样的域。域中残留的现象是什么？应该有具体内容。为了说明问题，以石英为例。因为石英是最常见的矿物，自然界的观察和人工试验，都已作过许多。其他矿物也是如此，难以一一列举。

二、石英域中的现象

断裂带中石英经常很破碎，可以构成许多小块，也就是许多小域。域中有些现象，可以反映受力情况，根据自然现象和人工试验结果，提出初步意见如下，

（一）石英塑性形变

石英和其他物质一样，破裂开始以前，多少要经过塑性阶段，时间可能很短，但可有些痕迹，最常见的是波形消光，交错滑动和变形纹等，分别讨论如下，

(1) 波形消光 波形消光表示石英光轴方位发生扭转。角度很不固定，可以扭转几十度甚至一百三四十度，有时还有重复几次的现象。早有人注意过这种现象，用来对比花岗岩体侵入的时代，认为和扭转角度大小有关。骤然看来似乎可用。但从应力作用来说，时代对比只能是粗略的条件。

光轴偏转，一轴晶就变二轴晶，也就是光率体变形。光轴角大小可以比较所受应力的方向。光轴面方向可代表压应力的方向。这当然是指局部的压应力而言。

比较少见的波形消光，成放射状，以域心为核心。这种特殊类型的波形消光，可能表示围压大，体积缩小的现象。相对的说，密度应该变大，还待进一步工作。

(2) 交错滑动 这类滑动非常细小，交错近于直交，很象钠微斜长石中的双晶纹。是否双晶纹还待进一步研究。但和已知的双晶律，并不相同。如道芬双晶，双晶轴为 c ，双晶面为 $(10\bar{1}0)$ ；巴西双晶的双晶面为 $(11\bar{2}0)$ ，应该成 60° 相交。这种交错纹约成 90° 相交，和冶金学上的吕德儿线一样。也是压性和压扭性应力作用下的现象。

(3) 变形纹 一般变质岩中的变形纹，贯通石英整个晶粒，类似斜长石的双晶纹。所见到的几条断裂带中尚未有这种现象，多数是在碎裂石英粒的边缘上。

变形纹的方位很不固定，有与 c 轴平行的，有与 c 轴成 60° — 80° 相交的，最常见的是在 75° — 80° 间，也就是近于和底面平行。介于二者之间，和 c 轴成任何角度的都有。变形纹的折射率和重折率都较主体略为高点。有人认为重结晶后，变形纹即会消失。

人工试验认为真正平行底面的变形纹，是冲击变质的结果。这样，检定变形纹，可以了解断裂带发生过地震没有。

变形纹的极点投影，成为环绕最大压应力的一个小圆。可以用来判断局部压应力作用的方向。

有时可见两组变形纹相交，应该属于交错滑动，多属压性或压扭性应力作用。 σ_1 在其锐角平分线上。

(4) 环带构造或中心高突起 变形纹与主体间的折射率不同，是压应力作用所致。如果围压相当大的情况，石英粒中间部分有时可见较高突起，但差别不是很大，只有光圈缩小，才能看到。构成原因虽不十分肯定，但在较高的水压下，是非常可能的。形象见描绘图 1。

关于水进入石英晶架问题，已早有试验证明。认为高压下， $(H_4O_4)^{4-}$ 可以交替 $(SiO_4)^{4-}$ ，晶架保持平衡。不仅水可以这样， $(CO_4)^{4-}$ ，也同样可以。自然界中，已知有含水石榴石。也有人认为 $Si(OH)_4$ 可以交代 SiO_2 ，而进入石英晶架中。

人工合成的压电石英，性能较之自然界石英为低，这是早已知道的事实，看来也是水进入石英内部所致。

以上所述的现象，都是压性或压扭性应力作用的结果。现有人工试验证明，也有自然界中见到的现象。初步认为可以作为鉴定应力性质的标志。

(二) 包裹体

石英中的包裹体种类很多，数量不等，而且还具有方向性。这些现象说明什么问题，很值得注意。

传统地质学上，对包裹体曾作分布上的注意，例如分为边缘包裹体，中心包裹体等。

对包裹体的物质成分也很重视，其中有固体包裹体，如针状金红石，赤铁矿、电气石、针铁矿等。也提到液体包裹体，含有盐类晶体和小气泡，还提到勃朗运动。也有气体包裹体等。也有人测定液体包裹体的成分。后来用作地质温度计，发现这个温度计并不精确，可以从 100° 变到 450° — 550° ，原理是可以用的，但必须分清液体包裹体的世代和演化情况，否则测定的数据不太可靠。总的来说，工作非常细致深入，但缺少发展和演化的概念。自然界永远不会停止在一个水平上，包裹体也是这样。

(1) 包裹体成分上的变更 石英晶体中的包裹体，随着石英的历史发展，成分也有变更。总的看来，老包裹体以固体为主，新包裹体以液体为主。包裹体经常定向排列，大致和晶面一致。有时也成沿对尔线的交叉形状，如图 1 是。这是河北怀来歪头山断裂带中片麻岩内石英透镜体的一部分，可以看到交叉的扭裂纹，为绿泥石细脉填充。也可以见到微细的张裂纹，在交叉裂纹的锐角平分线上，均为液体包裹体。这些现象表示垂直透镜体的方向上，曾受到压应力作用，构成交错的扭裂纹，是较早形成的，由绿泥石填充。似属塑性形变结果。张裂纹形成的较晚，似乎进入脆性形变阶段。或是压应力的应变速度加快，围压环境变小。总之反映压应力作用方向没有改变，但可分为两个阶段。

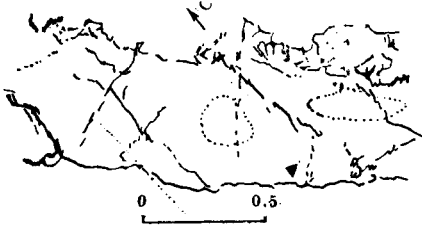


图 1 石英透镜体一部分中的扭裂纹及其包裹体。扭裂纹成交叉状，并有锐角平分线方向的张裂纹。扭裂纹中有绿泥石填充，张裂纹中含许多液体包裹体。圆圈点线表示高突起中心的环带，比例尺以毫米计

(河北怀来，

标本杏 I—05，薄片 72—122)

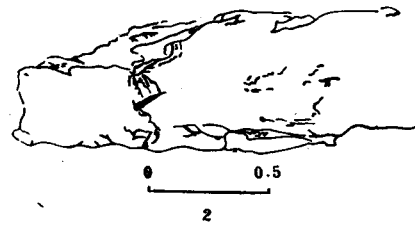


图 2 石英透镜体的一部。表示追踪张裂纹的形成，张裂纹中有铁矿细脉填充。比例尺同上

(北京密云，标本北—15(1)，薄片 72—44)

有时，张裂纹顺着交叉裂纹发展，构成追踪张裂纹，如图 2 所见的情况，成为“之”字形铁矿细脉。在这种情况下，早的包裹体就和后来的混在一起，有时不易区分。

(2) 包裹体系 断裂带中，石英包裹体常可区分几个体系。交叉裂纹或共轭裂纹是沿扭裂面形成，和伴随的张裂纹以及追踪裂纹共成一个体系。一个体系中可以有不同种类的包裹体，同是褐铁矿，形成很不相同。有的成不规则片状，有的成丝状、细小圆粒等，甚至出现针铁矿和赤铁矿。应力性质或方向发生变更，又会有新的共轭裂纹及其包裹体形状。新的裂纹体系和旧的体系可以成各种角度相交，甚至切穿老的体系，使之发生镜下的错动。根据这种关系，石英包裹体区分出三个体系，是比较容易做到的。更多的体系往往不易分辨清楚。

历史复杂的石英粒，经历过多次运动，石英域越变越小，包裹体越来越多，石英形象有时和风化的长石完全一样。

通过石英包裹体系研究,可以粗略地区别压应力的方向和作用的次数。

(3) 包裹体含量 包裹体含量多少,很不固定。有时扭裂面上充满细小的包裹体,有时数量很少,只成一条细线,甚至只是裂纹,完全没有包裹体。这些现象并不是孤立的,和石英晶粒的演化历史,也有一定关系。

包裹体的含量多少,决定于石英粒所处的环境和本身性能。对同样物质的吸附能力来说,大小应该相等,如果取平均值,不考虑其方向性,那么石英表面上的吸附量,按兰缪尔公式,吸附量 a

$$a = k \cdot \frac{bp}{1+bp}$$

其中 k 和 b 都是常数, p 表示气体压力。如果气压小时, $b \times p$ 很小,可以不计,

$$a = k \cdot bp$$

如果压力很大时, bp 和 $1+bp$ 数值接近相等,

$$a = k$$

这就是说,吸附量是个常数,一定压力下有一定的吸附量。也就是包裹体数量多少,随围压中气体部分压力而不同。处在一定深度的石英也应有一定量的包裹体,当然仅指液体气体包裹体而言。曾经观察过不同产况岩石中石英包裹体的平均含量如下:

密云花岗岩球中石英	22—26%
衡山花岗岩断裂带中石英	16%
太山花岗片麻岩中石英	47%

从观察的数值来说,证明深度越大,包裹体的含量也越多。

断裂带中石英有不同世代不同体系的包裹体,肯定会有数量上的不同,现在尚未进行研究,这方面工作看来还有一定意义。例如许多压性和压扭性断裂带封闭的油田,其中石英包裹体的含量应当多,可能还有有机物质,对于找油可能有帮助。压性断裂带和扭性张性断裂带中,石英包裹体的含量也值得进一步去认识。

(三) 石英的颜色

一般说,石英是无色透明,特别是在薄片上,更是如此。但断裂带中石英,包裹体多的情况下,经常成棕色。有时可见到菱铁矿、褐铁矿以及赤铁矿的红色小片构成包裹体,铁质显著增多,是有其客观原因的。这类颜色是通常所说的“他色”或“外源颜色”。石英有没有“自色”或“内源颜色”呢?看来也还是有。从域的观点来看颜色,也是不均匀的。

(1) “他色”或“外源颜色” 外源物质的染色可能是石英的主要有色的原因。尤其是断裂带中,铁是主要染色元素。这是一种有趣现象,铁向断裂带中集中。集中的方式可以是溶液搬运,也可以是离子扩散,总之是断裂带中铁质增多,甚至可以形成铁帽。构成这种现象的原因,还是由于压力不同所致。

岩石在地壳中的均衡压力,由于断裂而破坏。断裂带总是相对压力较低的地带。离子扩散由压力造成梯度,从压力高的地方向低处扩散,这是自然趋势。断裂带也是氧化带,使高铁变为高铁而稳定下来。溶液带来的菱铁矿也被氧化成为褐铁矿,逐渐累积下来。

有通过擦痕镜面,作离子扩散试验,证明二价元素比一价元素扩散速度要快2—2.5

倍。石英受应力后，产生很多位错，这些自由能高的部分很容易吸收外来离子，减低其能量，这是石英内铁质多的原因，也是成棕至红色的原因。

(2)“自色”或“内源颜色”人工试验碱金属在其卤化物晶体中扩散，就会出现颜色。LiF呈淡紫色，KCl呈蓝色，NaCl呈黄色。这类颜色出现，表示阳离子增加。严格地说，成分和计算化学的表示，并不一致。这是晶体化学的分子式和一般成分的分子式，理解上的不同。从晶体格架来说，晶架变形，构成缺陷，也就是成分上有微小的变更。晶架变形和晶体缺陷常是应力作用的结果，也就是应力可以导致化学成分的改变。

石英受压下，成分也有微小变更。有人认为原来 SiO_2 的成分，可以变为 SiO ，因而出现棕色。这里说明压应力作用下， Si^{4+} 可以变为 Si^{2+} ，也就是有还原作用。这种原因构成的石英颜色，比较均匀，晶粒中心常较边上清楚。出现这种颜色应该是压应力或压扭性应力作用的结果。也可以用作压性或压扭性应力的标志。

(3)颜色分布 石英域中的颜色分布，有时比较均匀，如上述的石英自色是。有时分布很不均匀，有时深黑，有时深红，以至棕色。主要是细小包裹体铁质所致。黑色地方是黑色细粒，在1微米左右，大都是磁铁矿。红色部分可见赤铁矿六方片状的细小晶体，棕色褐色主要是褐铁矿细小圆粒。同一石英粒内，颜色不均匀分布的原因，初步认为反映应力分布的状态，因而也可以根据颜色，判定主应力作用的方向。

在同一个域中，有压应力，就同时存在着扭应力和张应力。应力作用的不同部分，颜色也应有所不同。压应力下的还原作用，是早已知道的事实。浅带变质岩是压应力作用为主的地带，一般都是浅灰色。据认为是褐铁矿赤铁矿变为磁铁矿的结果。可以说是区域性的还原地带。最近许多高压试验，再次证明压力下发生还原作用，特别是铁的化合物，其中高铁变为高铁。从1967年以来，已经作过50多种铁化合物试验，都发生还原作用，其中包括铁的卤化物、氰化物、水化物等有机盐类。石英晶粒中的褐铁矿，在压应力作用下，可以还原为磁铁矿细粒，因而变为灰色以至黑色。而同时在扭应力和张应力作用部分，可以形成裂纹，为赤铁矿和针铁矿以及褐铁矿渲染。针铁矿中含有少量 Fe^{3+} 。因而根据石英中颜色不同，判定主应力方向，看来还是可以试行的。

钛矿物也常成为石英的染色因素，例如白粒岩相中的石英，成浅蓝色，蓝石英几乎成为白粒岩相的特征矿物了。构成这种蓝色，主要是细小针状的金红石晶体所致。肉眼可见的，就是所说的“草入水晶”，也是石英和金红石有成生联系。

断裂带中石英成浅蓝色的现象，目前尚未见到。但是包裹体中的金红石，并不少见。有时还可以见到锐钛矿的正方八面体晶形。两者同时存在时，也应该反映应力分布的状态。因为金红石每克分子体积为18.6厘米³，锐钛矿为21.00厘米³。压力大的地方，金红石为稳定相，见于浅变质带的绿片岩相、白粒岩相以及蓝片岩相中。锐钛矿应该出现于张应力作用的地方和张裂纹中。虽然不是石英的颜色，也顺便附属于此。锰的染色想来也有这种意义，是须进一步研究。

三、石英域的演化—破裂和重结晶

域可以变大和变小。在应力作用下，石英晶粒破碎，大域变为小域，小域就作为一个整体，反映应力状态。石英重结晶，形成较大的晶粒，由小域变为大域，也反映应力存在

状态，只不过是残余应力而已，演化的过程相当复杂，提出来供讨论参考。

(一) 石英的裂理

普通石英成贝壳状断口，没有解理。偶尔出现解理称为裂理。很早就有人工方法，使石英出现解理，如烧热后，放入水中骤冷，出现柱面解理。或是打击石英，亦可出现菱面和柱面解理。断裂带中石英，经常出现规则的破裂，也属于裂理性质。当然更多的是不规则的碎裂，是不完全的裂理组成。

石英裂理是以 $(10\bar{1}1)$ 、 $(01\bar{1}1)$ 、 $(11\bar{2}0)$ 为主，其中以菱面裂理最为清楚。一般认为裂理是压力作用的结果。最近东尼日利亚北部，发现石英脉中的石英具有规则的裂理，也认为是次生的。

人工使石英产生裂理，虽然1886就曾作过。后来也还重复过多次。有人用钢尖打击石英底面，可以得到菱面裂理。也有人在碳酸钠溶液中，热至450℃，在4000气压下，石英沿菱面、柱面和底面裂开，成为真正的解理。

后一种试验，表明石英在塑性增大的情况下，可以出现裂理。也是围压增大的结果。断裂带中石英出现裂理，也应表示有相当大的围压。是否可以用来估计断裂形成的深度呢？看来也还可以。当然不可能准确。

许多破裂石英的小域中，裂理相交近90°，石英C轴有时在锐角等分线方向，有时在钝角等分线方向。这种不同，可能反映有塑性形变。压扭性应力作用下，也应有相应的形变，如图3的情况是。

近来冲击试验，证明石英裂理和一般压力下的不同，具有 $(10\bar{1}3)$ 、 $(01\bar{1}3)$ 和 $(11\bar{2}2)$ 等特征破裂。其他 $(10\bar{1}1)$ 、 $(01\bar{1}1)$ 、 (0001) 、 $(10\bar{1}0)$ 和 $(11\bar{2}0)$ 等面也都出现。特别是 (0001) 和 $(10\bar{1}3)$ 被认为是冲击变质的特征。

(二) 石英的破裂

石英虽然具有裂理，但和破裂并不完全相同。在普通条件下，石英出现贝壳状断口，是脆性破裂，顺扭裂方向进行。人工试验，单个石英晶体，在800℃以下，压力2500巴，仍属脆性破裂，不具波形消光。这是和自然界不同的地方。

自然界石英除破裂外，一般都具有波形消光，因此，石英的破裂还有一些塑性形变。破裂理论研究，提出“位错垒积说”，首先是形成交错滑动，最后在交错角的平分线方向上，发生裂纹，最后发生破裂。对金属晶体可能是这样。

自然界石英的破裂有二种情况：a，符合“位错垒积说”，破裂平分滑动交角；b，破裂平行滑动面。但经过塑性阶段，导致破裂，倒是毫无疑问。图1和2中的破裂，应是塑性形变，发生工作硬化，最后导致破裂。

正是由于经过塑性形变，石英碎裂后，小域中仍然留有遗迹，可用以区分应力作用的性质。

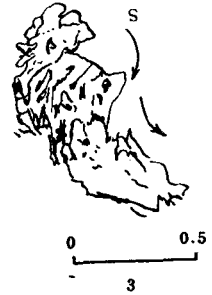


图3 石英的扭裂。图中可见菱面破裂的弯曲和夹角变小。S表示基质中的扭裂滑动面。比例尺同上(河北官厅罗庄子，标本罗—04，薄片72—222)

(三) 石英域的轮廓

不同应力作用下, 石英破裂形成小域的形状也应有所不同。前面所说的裂理, 基本上还是压应力作用下形成的。



图4 沙钟状石英。 C 为石英光轴方向, S 表示错动面方向, 边缘约略与交叉裂纹方向平行。受重结晶影响, 不太整齐。比例尺以毫米计 (河北遵化茅山, 标本茅-15, 薄片72—70)

最常见和比较特征的石英域轮廓是沙钟状石英。主要是沿侣对尔线方向破裂而成。石英在 c 轴方向的破裂强度较之垂直方向大, 平行 c 轴强度为 1160 公斤/厘米², 垂直 c 轴方向为 850 公斤/厘米²。因此, 破裂的碎粒近 c 轴方向稍为长些, 构成沙钟形状, 如图4是。

如果破裂发生在沙钟腰部, 可以构成菱形石英和三角形石英。菱形石英粒的形状, 和一般所说的高温石英断面非常相似。但其边缘常与域内的侣对尔线平行, 是其特征。

上面是压性或压扭性石英域中的轮廓。至于扭性为主的石英粒轮廓, 也有一定的特征, 就石英域的轮廓经常发生弯曲, 构成弯曲的长条状或长三角形状。实际上也是贝壳状断口的断面, 长边经常和基质中扭裂流动方向或流理方向一致。当然扭裂的石英域可以在压性条件下形成。对于域来说, 只反映所在的局部应力状态。也就是次序相当, 才能比较。

(四) 石英的重结晶

断裂带中石英经常有不同程度的粒化, 构成粗细不等的颗粒, 超糜棱质的细小石英粒, 是活性最大、自由能最高、本身极不稳定的细粒, 形成所谓“活性物质”。所说“活性物质”不同于本来物质的性质, 这是量变到质变的过程。虽然是自然界出现的现象, 确被化学上广泛引用。但活性物质不是自发生成的, 而是需要一定能量, 才能达到细分散状态。细分散的石英也是在断裂过程中, 获得一定能量的结果。为了趋向稳定状态, 使表面能降低, 可以吸取外源物质, 也可以互相结合, 变为较大晶粒。后一种情况, 就是重结晶。当然, 也可以和其他物质发生反应, 构成新相矿物, 这里不拟讨论。

重结晶是常见的现象, 就石英来说, 可以有下列三方面意义, 分别讨论如下:

(1) 重结晶是能量释放过程

断裂带中, 构成细小石英粒, 需要一定能量, 去生成新的表面。重结晶就是缩小其总表面积, 因而也就放出部分能量。假如生成单位面积所需的能量为 σ , 新增加的总表面积为 ΔS 。那么, 所需要的总能量 E :

$$E = \sigma \Delta S$$

其中不包括破裂时发光、生热等消耗掉的能量。

重结晶和上述过程相反, 缩小的总表面积为 $-\Delta S$, 放出的能量, 是 $-\sigma \Delta S$ 。有人计算过, 0.001毫米径的石英粒, 重结晶为3.00毫米径的石英粒, 总表面积减少约为 10^5 厘米²/厘米³。如果产生表面的表面能为400尔格/厘米², 就会释放出 4×10^7 尔格/厘米²。

(2) 重结晶反映残余应力性质

压力作用下, 构成扩散梯度, 石英分子由高压处向低压处转移, 形成石英透镜体, 是

已知的事实。大小石英粒同时存在时，小的溶解或向大粒扩散，使大粒加大，是常见的重结晶现象。石英原始表面吸附许多外源物质，逐渐为新生成的石英部分包裹起来，可以看到石英边界向外迁移。逐渐使石英粒和石英粒接触起来，最后形成多边形的石英粒。冶金学上称为“多边形化”，石英也有这类现象。

压应力支配下的多边形化石英粒，增长的部分并不是等量的，垂直压应力方向增长的快，平行压应力方向增长的慢，构成不等厚度的增长。实质上，也就是石英本身的压力影。如果是平面压应力，应该是轴对称。薄片上，增长部分在主晶两边，构成对称排列。

扭应力作用下，对石英粒来说，压力方向不均匀。这种情况下的增长部分，在主晶两边，呈现不对称的增长。

在压应力作用下，基质发生重结晶，也常成定向排列。

这里说明两个问题，值得注意：同一石英晶粒，可以有不同世代的部分；所说运动停止后，才发生变质作用，并不奇怪。其实仍受残余应力支配。

(3) 断裂活动次数的判定

重结晶发生在断裂活动暂时静止时期，需要一定时间。因此，一次重结晶表示该结构面曾经静止过一个时期。有几次重结晶，表示有过几次静止，也就是有过几次运动。没有重结晶的结构面表示最后一次断裂活动的结果。还没有足够的时间，使之重结晶。

影响重结晶的因素很多，如应变的大小、温度和压力，特别是围压的大小，以及溶液的性质等。这些因素使每次重结晶都多少有点不同。知道重结晶的次数，也就推知断裂活动的次数。石英只不过是问题的一个方面，还可以有其他矿物和新生矿物以及其他结构构造，可以一并考虑，这里不多提了。

重结晶也影响石英域的轮廓，特别是基质接触的界限，常成逐渐过渡关系，因而边缘不清楚。图4和图5均可见到这种情况。有时也有较粗的晶粒互相结合，构成集合晶体。

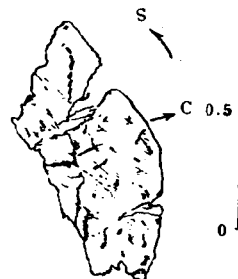


图5 扭裂的石英粒△符号和比例尺同上(北京密云,标本北Ⅱ—03,薄片72—18)

四、石英的张裂

上述的现象都是压性和压扭性应力作用下，石英的表现。这些应力不是孤立的，有压扭作用，必然也有张应力。压性条件的张应力，致使石英破裂粉碎，这种张应力是派生的。

以张应力为主的石英形变，也同样会有派生的压扭应力。正是有这种联系，有时也不易分辨清楚。粗略地说，识别张裂现象，可有下列三种情况：

(一) 追踪裂隙填充

张性应力作用，一般出现张裂隙，为细脉物质填充，这是张裂的特征。在石英域内，常有顺扭裂方向张开，填充的细脉形成“之”字状。填充的物质可以很不相同，如碳酸盐、氧化铁锰以及石英、褐铁矿、菱铁矿、绿泥石等。

(二) 石英域的被壳

张性条件下的石英域间，空隙较多，表面上可以吸附许多物质，构成圈层。随着环境不同，外围圈层或被壳成分也不相同。即使同是石英，被壳中的石英和主体也有结构上的不同。

(三) 空隙

张性强烈的地区，可有空隙形成。当然空隙只有在中间域中。以溶液沉积填充为主。沉积的物质不同，反映来源不同，流动通道有改变。

总之，张应力作用，使体积加大，溶液极易流通，域间以溶液沉积物为主。

五、小结

关于域的概念，现处于发展阶段中。岩石学上出现许多争论问题，可能是对域的概念不够清楚。一方以域中现象为主，一方以域间现象作根据。都是事实，各不相让。对蓝片岩相的争论，大致是如此。

通过石英域内的现象，可以初步判定局部压、张、扭的应力方向和分布。但应注意，这是局部现象。局部现象与结构面力学性质有密切关系。但必须肯定局部现象在整体结构面上所占的位置，才能得出可靠的结论。因此，要求定向标本，切制定向薄片。

多数断裂带并非一次形成，详细观察小域的形成和演化，是了解结构面演化的一种方法。

对石英域来说，也只是粗略的观察，有些现象也没有提到，如压溶作用是。有些现象也不够深入具体，只不过觉得重要，提出供讨论参考。许多矿物都没有涉及，也没有提构造岩碎裂变质岩等有关问题。

主要目的是想用最简便方法，解决需要解决的课题。虽然目前还存在一些问题，看来方向还是对的。

构造岩岩组分析入门

池 际 尚

一、涵 义

构造岩：在构造作用力下某种组成矿物发生过晶格定向排列的岩石称构造岩，例如区域变质片麻岩是构造岩，其中的石英（光轴）和云母（001解理），有时尚有其它矿物有定向排列现象。由于原生流动构造而矿物具定向排列的岩浆岩，或由于沉积作用而矿物具定向排列的沉积岩不属构造岩。

岩组分析：探讨上述定向排列的特点，从而探讨其成因；探讨成因时尽量使定向特点与宏观的构造运动图案联系起来，并在可能时尝试用地质力学观点加以阐明。

二、采集定向标本，切制定向薄片

（一）采 集 定 向 标 本

采集定向标本的目的是为了标本带回室内后，仍能在室内恢复其野外产状，以便进一步观察和测量在野外条件难以获得的构造要素如线理、劈理、擦痕等等，并准确确定切制薄片的方位和测量薄片本身的产状等。

野外定向面一般选择片理面，断层面等与矿物定向排列直接有关的构造结构面，不得已时才选节理面等进行定向。

★ 将产状符号（ $\rightarrow$ ）标在定向面上，然后再打下标本，这个符号中的箭头指测走向时罗盘刻度盘上“N”的方向，这样可以不必记录标本取自岩层的顶板或底板，产状记录要全面记下走向，倾向和倾角的读数。采集定向标本，还有其他方法，在此从略。

（二）切 制 定 向 薄 片

一般垂直于 b 轴（详后），或垂直于片理的走向或垂直于断层面的走向切制定向薄片。选择何方向切薄片原则上与要研究的问题有关。

宜在室内用定向设备（注1）将标本按野外产状定位，测量野外不易测准的面状和线状构造，准确地选择定向切片位置并在标本上画出来，由研究者自己动手切定向薄片，切好后，连同标本用定向设备再定向，量出薄片的产状，并用 $\rightarrow$ 符号标在薄片上，然后送去磨片，要求磨片人在薄片上也做出 $\rightarrow$ 符号，并说明那一面粘在底玻璃上，将来做出的岩组图的方位和薄片的产状记录是一致的，可在岩组图中央用符号，例如 $\leftarrow \frac{NW 320^\circ}{NE \angle 60}$ 表示

之。

切制定向薄片也可以用另一方法标记。平行于原定向面的切片用符号 $\longrightarrow$ 表示,这时薄片上的箭头即是真正的走向(图1),垂直于原定向面的切片可利用此切面与原定向面的交线来定向,这时符号($\longleftarrow$)的箭头用以指向原定向面的倾斜方向(图2)。切制定向薄片,尚有其它方法,在此从略。

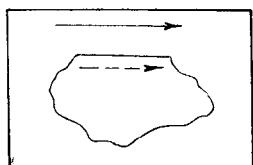


图1 平行于原定向面的定向切片

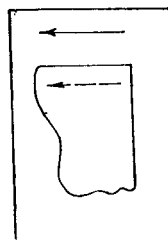


图2 垂直于原定向面的定向切片

三、岩组测量及制图

(1) 将要做岩组的薄片进行薄片显微照象,或用透视幻灯机将薄片内容放大并透绘下来。进行薄片中的矿物测量时要逐一测量,而且要扫清一段面积获得足够的颗粒数为止。为了避免遗漏、重复和便于检查,每测一个颗粒时将其号数填写在薄片显微照象的相应颗粒上(图3)。

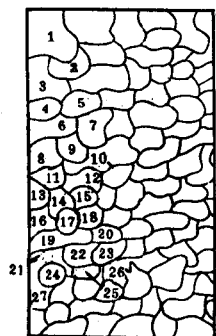


图3 石英岩薄片显微照象及颗粒号

(2) 用费氏台测量矿物颗粒,测量数据按颗粒号数记录之,并将数据投影在等面积网上(施密特网)。细粒的岩石可采用X—光扫描做岩组,它属于另外的专门技术,不包括在本提纲之内。

(3) 一般是利用云母极点($\{001\}$ 解理面的垂线的投影点),石英光轴(即结晶 c 轴)和方解石光轴(结晶 c 轴)和双晶结合面 e (0112)极点反映构造岩岩组。费氏台操作技术见费氏台教材。

在费氏台上测量云母解理的极点最为简单,只需将解理纹转到视域纵丝方向上,并将其竖直即可。

测量石英或方解石的光轴的方法是使光轴在费氏台上直立起来或躺平的方法(光轴与费氏台 I 轴一致)。在正交偏光下,显示深灰干涉色到全消光的石英颗粒用竖直法,其他方位颗粒都用躺平法,显示鲜艳彩色而非高级白干涉色的方解石颗粒用竖直法,高级白颗粒用躺平法。

测量石英方解石或云母时,选择 $n=1.557$ 的玻璃半球,对于石英和云母不需作读数值的校正,而对于方解石的非水平读数需要校正,校正法见费氏台教材。

一般采用下半球投影。

石英或方解石的光轴投影。

光轴躺平,如 $N=110^\circ$, $H=30^\circ W$ (表示 h 环向 W 倾斜),投影如图4。

光轴直立,如 $N=110^\circ H=30^\circ W$, $I=40^\circ S$,如图5。

云母极点投影,如 $N=110^\circ$, $H=30^\circ W$,如图6。

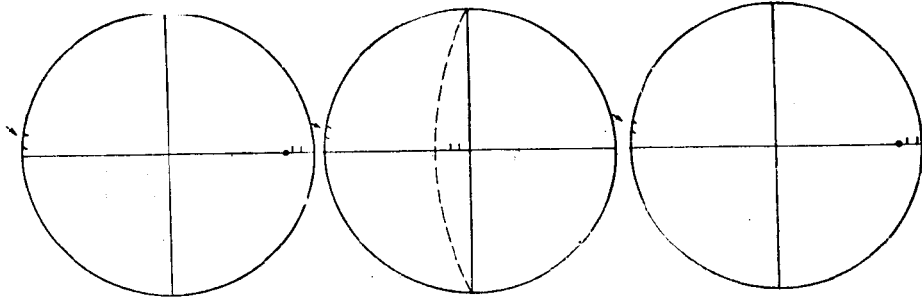


图 4 一轴晶光轴
水平投影

图 5 一轴晶光轴
直立投影

图 6 云母{001}
极点投影

(4) 测量矿物的颗粒数由100—500粒不等，大多数情况200—300粒为宜。

(5) 测量完毕后要成图，成图有各种方法，在一般构造地质教科书中多有介绍，现介绍比较简单又较合理的等密最大范围法。

作等密线图需用透明胶板做成的带有小圆孔的方板一个，直尺一个（图7），小圆孔的半径为 r ，施密特网的半径为 R ， $r = \frac{R}{10}$ ，小圆孔的面积（ a ）因此等于施密特网的面积（ A ）的1/100即 $a = \frac{A}{100}$ ，假设施密特网上共投了300个点，则落入小圆孔中3个

点的小圆面积的密度为1/100，以此类推，6个点为2%，9个点为3%等等，带小圆孔的直尺用于求靠近投影网边部地区的等密线之用。直尺中央部分的细裂隙必须压在投影网中心之上并允许移动，计算点数时，直尺两端的两个不完整圆合起来成一个小圆面积，投影网其他部分的求等密线工作用方板小圆孔做。

例如在上例中要求出3%的等密线的分布，可用方板小圆孔套住九个投影点，并在不失去九个点的条件下画出其最近的边界，边部用同样方法但改用直尺来做，此边界即3%等密线。等密线间距的选择以能表现出岩组特点和相邻等密线间的距离比较均匀为宜（图8），表示如石英光轴300粒，0—1—3—6—10%，密度最大的范围称极密，集中的次密范围称次极密。

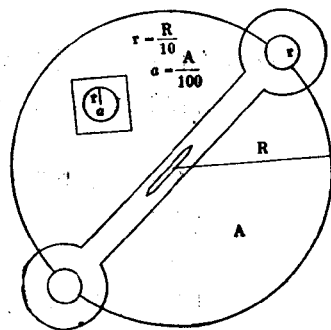


图 7 求等密线的小圆孔板和小圆孔直尺

四、岩组座标系统 a 、 b 、 c （或称岩组轴 a 、 b 、 c ）

和岩组对称性

岩组采用 a 、 b 、 c 座标系统。 a 、 b 、 c 三个轴互相垂直， ab = 岩石的滑动面，其中 a = 物质搬运方向，或最大伸长方向， a 不能确定时，用 S 代表 ab 面， c 轴 $\perp ab$ 面， b 常为旋转轴，或几组构造结构面的交线。

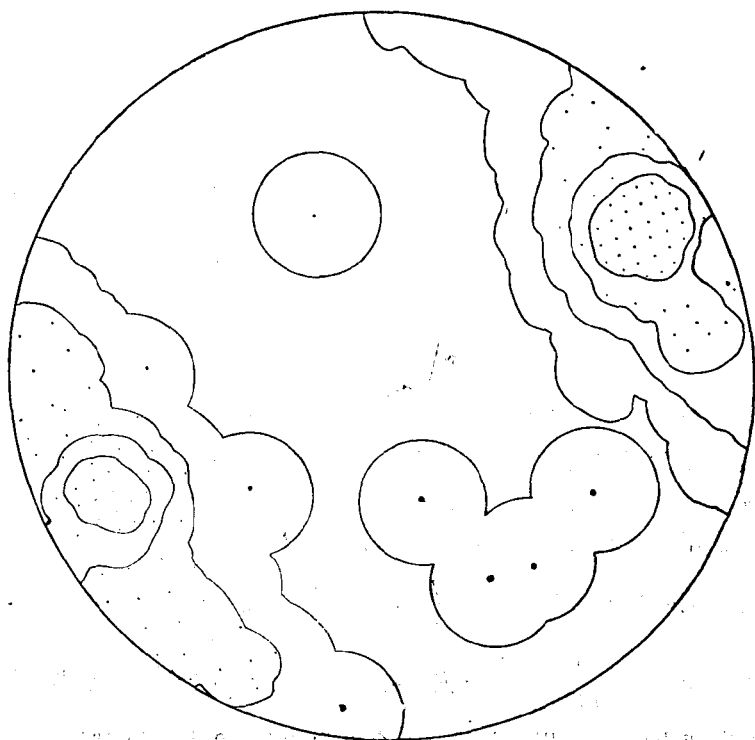


图 8 等密线图

极密位于第一、三象限的边缘(>11%)

例如，在区域变质岩露头上采的标本，最显著的片理面为 ab 面， c 与之垂直，片理面上见到一个方向的线理，在一般情况下平行或略平行于褶曲轴，当作 b 的方向， a 与 b 垂直。

这是宏观条件下初步确定的岩组轴，完成岩组图后，根据岩组图的对称性对初步确定的岩组轴予以肯定或加以修正，以求符合于各轴的运动学概念。

据岩组的对称性判断岩组轴位置的原则如下：

(1) 斜方对称岩组。有三个对称面，分别为 ab 、 bc 和 ac 面。与最显著片理面或其他构造结构面重合的对称面定为 ab 面、 ab 与另一对称面的交线，特别是当有线理与交线平行时，定为 b 的方向， c 垂直于 ab 面。如图21B。

(2) 单斜对称岩组。有一个对称面，一个二次对称轴，垂直于对称面的是 b 轴， ab 面是垂直于该对称面的片理或劈理，如图21A。

(3) 三斜岩组没有对称面，任何片理或 S 一面可选择为 ab 面，在 ab 面内的任何线理为 b 。

以上为一般常见情况，少见的有平行 a 的线理，如某些擦痕，应作具体分析。

岩组对称性反映了形变的运动图案的对称性，(桑德的假说)，做岩组分析可以追溯出构造运动图案。

有构造运动意义的运动图案同样有三种：

(1) 斜方的。 ab 、 bc 、 ac 三个对称面，最大伸长(或搬运)方向为 a ，质点相对位