石英结晶学优选与应用

夏浩然，刘俊来
XIA Hao-ran, LIU Jun-lai

中国地质大学/地质过程与矿产资源国家重点实验室，北京 100083
State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources/China University of Geosciences, Beijing 100083, *China*

摘要：石英集合体的结晶学优选可由位错滑移、双晶滑移、定向成核与生长等形成，其中位错滑移是塑性变形岩石中石英结晶学优选产生的最重要的机制。影响变形石英结晶学优选的因素有温度、应变速率、应变、差应力、水、复矿物岩石中各种矿物间的相互作用、初始结晶学方向等。系统总结了石英晶体变形与滑移系，结晶学优选的测量与表达，多种条件下石英的结晶学优选，以及在判断剪切方向、计算运动学涡度、判定变形温度、分析变形历史等方面的应用，并认为应用石英组构作运动学和动力学解析时需与其它微观、宏观现象相结合。

关键词：石英塑性变形；结晶学优选；岩石各向异性；岩石组构学
中图分类号：P578.4+94；P573 **文献标志码**：A **文章编号**：1671-2552(2011)01-0058-13

Xia H R, Liu J L. The crystallographic preferred orientation of quartz and its applications. *Geological Bulletin of China*, 2011, 30(1):58-70

Abstract: The crystallographic preferred orientation (CPO) of quartz aggregates can be developed by dislocation glide, twin glide, and oriented nucleation and growth, among which dislocation glide is the most important mechanism. Factors that can affect quartz CPO include temperature, strain rate, strain, differential stress, content of water, interaction among minerals in polymineralic rocks, and initial orientation. This paper summarizes and discusses quartz crystal deformation and slip systems, measurements and representations of quartz CPO, CPO patterns developed under various geological environments, and quartz CPOs´ applications to interpreting shear sense, calculating value of kinematic vorticity number, determining the temperature of deformation, and deciphering deformation evolution history with the conclusion that those applications of quartz CPO patterns should not be relied on exclusively.

Key words: plastic deformation of quartz; crystallographic preferred orientation; rock anisotropy; rock fabrics

岩石中大量矿物结晶学方向显示出的统计学优选，称为结晶学优选(crystallographic preferred orientation, CPO)或晶格优选(lattice preferred orientation, LPO)，也称组构(fabric/texture)。结晶学优选研究是岩组学的主要研究内容，连接了地球科学中矿物学、岩石学、构造地质学、地球动力学和地震学[1]，对于研究变形几何学、变形运动学、岩石变形机制、岩石变形条件、岩石物理性质的各向异性(如地震波速)，乃至建筑用石材抗风化的能力[2]等具有重要的理论和实际意义[3-4]。

石英作为主要造岩矿物之一，广泛存在于中、上地壳岩石中，其变形特征与变形机制的研究对于揭示中、上地壳岩石的物理性质及流动规律具有重要意义，并因其相对简单的光学特征[5]，长期以来成为

收稿日期：2010-09-02；修订日期：2010-11-08
资助项目：国家自然科学基金重大研究计划重点项目《华北克拉通晚中生代岩石圈减薄过程中的地壳拆离作用与岩石流变学约束》(批准号：90814006)、国家自然科学基金面上项目《点苍山变质杂岩的组成、结构、剥露机制与区域构造内涵》(批准号：40872139)和教育部 111 计划项目(编号：B07011)
作者简介：夏浩然(1985-)，男，在读硕士，从事构造地质学和岩石流变学研究。E-mail: leonardoxia@163.com
通讯作者：刘俊来(1960-)，男，博士，教授，从事构造地质学和区域构造学研究与教学。E-mail：jliu@cugb.edu.cn
© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

岩石结晶学优选研究的主要对象。Schmidt[6]通过光学显微镜测量绘制变质石英岩中石英组构图是石英结晶学优选研究的开端，也是矿物结晶学优选研究的起点。较早的研究工作[7-8]集中于对石英结晶学优选型式的描述方面,而其运动学解释推测成分较多。自从在实验变形环境下实现石英塑性变形和动态重结晶以来[9-10],实验变形研究为解释石英结晶学优选提供了依据,如 Christie 等[11]、Heard 等[12]、Baeta 等[13]通过石英变形实验阐述了石英的滑移系。到了 20 世纪 70 年代末至 80 年代，前期对石英变形机制的研究已经达到足够的高度,通过计算机模拟、预测石英结晶学优选是这一时期研究的特点[14-16]。90 年代以来,石英结晶学优选的研究深入细化,一方面石英实验变形继续深入以正演组构成因[17-19],另一方面天然变形石英的研究逐渐被重视[20-21],而且通过对岩石微观区域内结晶学方向的分析来研究变形机制开始兴起[22-23]。与此同时,测量石英结晶学优选的手段也在快速发展,从最初的费氏台(旋转台)[8]到 X 射线衍射仪[24-25],到后来的中子衍射仪[26-27]和电子背散射衍射仪[28-30],即使是光学显微镜方法也从费氏台演化发展到计算机集成偏光显微镜分析(computer-integrated polarisation microscopy, CIP)[31-33]。

通过石英结晶学优选研究岩石变形曾被错误地认为是一项成熟的方法。本文在系统总结前人对于石英结晶学优选的样式与成因研究的基础上，结合北京云蒙山、云南哀牢山等地区地壳不同层次变形条件下变形岩石中石英的结晶学优选分析实例,介绍、评价石英结晶学优选研究的现状及其应用时应予以足够重视的问题。

1　滑移系与结晶学优选

晶体结晶学优选可由变形产生，也可由晶体生长形成。在未发生动态重结晶的变形矿物集合体中,结晶学优选的形成是晶质塑性变形的结果，主导变形机制是位错滑移或双晶滑移；在变形的石英集合体中，位错滑移对结晶学优选的贡献远大于双晶滑移[5]。溶液中矿物的生长[34-36]、应力场中矿物的定向成核与生长[37]也可形成结晶学优选。其中,研究最深入的是石英塑性变形中位错滑移形成的结晶学优选。

1.1　晶体变形与滑移系

岩石变形机制主要包括破裂与微破裂作用、晶质塑性变形、颗粒边界滑移与扩散物质迁移[38-39]。其中,晶质塑性变形(crystal plastic deformation)指由于晶内变形引起的永久变形。晶体通过晶格缺陷的运动使晶体发生变形而不产生脆性破裂,这样的变形称为晶内变形(intracrystalline deformation)[38]。根据几何分布特征,晶格缺陷可分为点缺陷(如空位、填隙粒子、替位粒子)、线缺陷(点缺陷的线状排列,即位错)、面缺陷。晶格缺陷可由生长形成,也可由变形形成。

晶内变形时，由于某些结晶学面和方向上结合力较弱，使得位错较容易在这样的结晶学面上向特定方向运动,称为位错滑移。发生位错滑移所在的结晶学面称为滑移面，位错运动的结晶学方向称为滑移方向，滑移面和滑移方向构成滑移系,用(滑移面)[滑移方向]表示,一系列对称等效的滑移系记作{滑移面}<滑移方向>。对于石英而言,常见的滑移系有{0001}<110>、{101}<110>、{100}<110>和{100}<0001>，依次简称为底面<a>、菱面<a>、柱面<a>和柱面<c>滑移系(图 1)。

当外力作用在滑移方向的分剪应力达到某一临界值 τ_c 时,滑移系启动,这个临界值 τ_c 称为临界分剪应力(critical resolved shear stress, CRSS)。对一种晶体的某一结晶学方向而言，临界分剪应力在给定的环境下是常数，这个定律即 Schmid 定律(Schmid's Law)[41]。但当环境改变时,临界分剪应力也会发生改变,具体地讲,临界分剪应力与温度、应

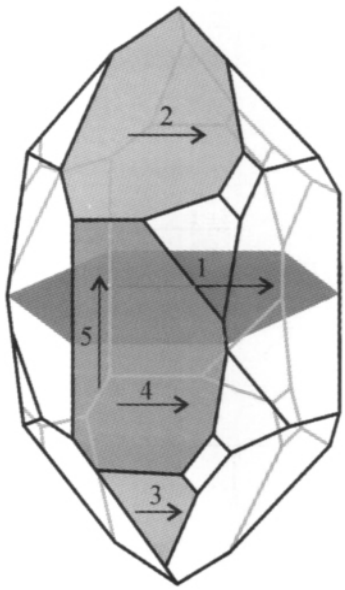


图 1　右形 α-石英滑移系(据参考文献[40]修编)

Fig. 1　The slip systems of right handed α-quartz

1—底面<a>;2—菱面⁺<a>;3—菱面⁻<a>;
4—柱面<a>;5—柱面<c>

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

变速率、差应力、化学组分(如水)的活性有关,因而滑移系的启动间接地与之有关,进而影响结晶学优选。此外,晶体初始结晶学方位也能够决定矿物集合体中某个矿物晶体滑移系是否启动,例如,滑移面垂直于主压应力方向的晶体在变形初期便不启动此滑移系(若应变增加,周围晶体的变形能够改变此晶体的结晶学方位,进而启动此晶体的滑移系)。

对于石英,温度由低到高或者应变速率由高到低,占主导地位的滑移系依次为底面<a>、菱面<a>、柱面<a>、柱面<c>(表 1)。在低温环境下,随着差应力的升高,滑移系依次为底面<a>、菱面<a>、柱面<a>;在高温环境下,随着差应力的升高,滑移系依次为柱面<c>、柱面<a>、底面<a>和菱面<a>[42]。

实验和天然岩石变形都表明,水的存在能够降低石英的强度[51-54],称为水解弱化(hydrolytic weakening)。其机理可能为水化 Si-O 键使滑移系的 Peierls 应力(位错晶内滑移需要的应力)降低[52]或者与水相关的缺陷改变了有效缺陷的聚集[55]。实验表明,水能够显著促进位错攀移和颗粒边界迁移[56]。无论直接影响滑移系还是直接影响石英变形行为,水都能影响石英的结晶学优选。

1.2 结晶学优选的产生

这里主要讨论位错滑移引起的晶体结晶学优选。图 2 显示,只有一个滑移系启动时石英晶体在纯剪变形条件下通过位错滑移使其[0001]轴向平行于压缩轴方向旋转。当岩石内所有的颗粒都通过位错滑移发生变形的时候,其[0001]都将平行于压缩轴,进而形成结晶学优选。当启动的滑移系更多时,形成的结晶学优选会更加复杂[57]。双晶滑移也有类似位错滑移引起晶体结晶学轴优选的效应[58-63]。

1.3 结晶学优选的测量

最早测量晶体结晶学方位的方法为费氏台

表 1 石英主要滑移系或组构与温度的关系(据参考文献[43]修编)

Table 1 Summary of the temperature ranges in which certain quartz slip systems have been found to operate or where CPO patterns characteristic of operation of certain slip systems have been measured

350℃ 400℃ 450℃ 500℃ 550℃ 600℃ 650℃ 700℃	来 源
底面<a> 柱面<a>	[44]
底面<a> 柱面<a>	[45]
Ⅱ型交叉环带 X 轴极密(柱面<c>)	[46]
<a> <c>	[47]
Y 轴极密(柱面<a>)	[48]
交叉环带(底面<a>)	[49]
环带(底面<a>) Y 轴极密(柱面<a>)	[50]
单环带 交叉环带 交叉环带 Y 轴极密 X 轴极密	[20]

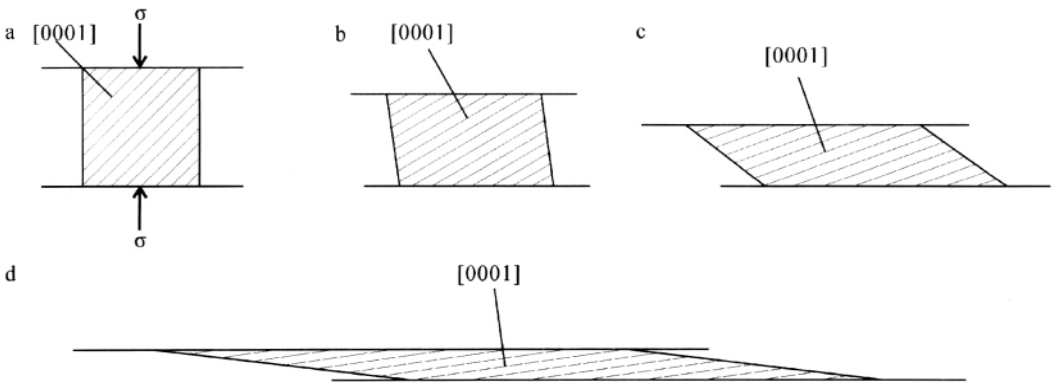


图 2 位错滑移引起晶体结晶学方向变化示意图[57]

Fig. 2 Schematic diagram to illustrate change of crystallographic orientation caused by dislocation glide

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

(旋转台,universal stage 或 U-stage)[7],采取对透明非全消光矿物晶体逐个测量的方法统计大量晶体的结晶学方向,获得其优选。旋转台的优点是成本低、可同时观察显微现象,缺点是操作复杂、效率低、测量矿物范围有限(不能测量全消光、不透明或者粒度小的矿物)。Panozzo Heilbronner[31-32]对光学显微镜下测量矿物结晶学方位进行改进,发明了计算机集成偏光显微镜,克服了旋转台自动化低、操作繁琐、分辨率低等缺点,能够绘制晶体结晶学取向图,但是测量矿物种类范围与旋转台相同。X 射线衍射法和中子衍射法均可测定样品整体的晶体结构和结晶学优选,岩石组构(rock texture)一词即来自 X 射线衍射法。其优点是测量晶体种类多、自动化程度高,缺点是不适合成分复杂的样品、不能测定样品指定范围的晶体结晶学优选[64]。中子衍射法较 X 射线衍射法穿透力强,且可以对样品指定位置的结晶学优选进行测量[1,27],但是成本高且设备不普及。电子背散射衍射仪(EBSD)是目前最为先进的晶体结晶学方位测量仪器,具有测量晶体种类多(理论上可测量所有晶体)、精度高、晶体方位数据完整、样品制备简单等优点,但是存在电子衍射花样自动标定困难、测量大量数据时耗时长等缺点[4,30,65]。若不考虑成本、设备的可用性等因素而单纯从科学研究目的出发,则 X 射线衍射法与中子衍射法适合研究岩石总体结晶学优选(如计算岩石各向异性),光学显微镜和电子背散射衍射法适合研究局部优选和优选形成机制[66]。

1.4　结晶学优选的表达

矿物的结晶学方位实际上记录的是晶体结晶学方向在空间的位置,而描述这样的位置就需要建立坐标系或者参考系,因此矿物的结晶学方位也是晶体自身坐标系(晶轴)与晶体外界坐标系(如地球坐标系)之间的关系。在构造地质学中,往往基于岩石叶理与线理作为参考坐标系(线理为 X 轴,叶理为 XY 面,叶理法线为 Z 轴)。这样,每个晶体的结晶学方向至少需要 3 个数字来表示。对岩石中大量矿物的结晶学方位进行统计分析,找出其相对集中的方向,即矿物结晶学优选方位。大量晶体众多的空间位置数字难以直接观察,可以将这些数据在三维图形中绘制出来,即空间分布函数图(orientation distribution function diagram, ODF 图)。ODF 图因绘制和解释需要较多的时间和较多的经验,且不适合在平面上表达,所以迄今不甚普及。矿物结晶学方位也可用极图表示。极图是表示空间中某取向的晶体在包含外界坐标系的极射赤平投影(一般为下半球投影)图上的位置图形[67]。对于矿物,至少 3 个极图(即分别对其 3 个不平行的结晶学方向进行投影)方能完整准确地表示其方位。在极图中,常以 XY 面对应于叶理面,X 轴对应于线理。极图在岩石组构学中应用最为广泛。也可将外界坐标系的一个方向(如线理方向)表示在包含晶体结晶学坐标系的极射赤平投影图上,即绘制极图的反过程,称为反极图。

通过石英极图和反极图,可以分析晶体内部的滑移系。理论上,应当考察石英所有可能的滑移面(法线)、滑移方向的极图和反极图以确定滑移系,但由于石英滑移系数量较少,仅从其 c 轴的极图或者 Y 轴(位错滑移引起晶体旋转的旋转轴,即滑移面法线与滑移方向所在平面的法线)的反极图即可分析出其滑移系[48]。例如,发生底面<a>滑移的石英在反极图和极图上如图 3-a 所示。图 3-b 展示出石英 c 轴极图和 Y 轴反极图中极密出现不同位置所表明的滑移系。若考察全部极图,可以这样确定滑移系:位于 Z 轴附近的极密为滑移面的法线,位于 X 轴附近的极密为滑移方向。对于反极图,Z 轴极密所在的方向为滑移面法线,X 轴极密所在的结晶学方向为滑移方向。需要指出的是,当温度等变形条件发生改变时,极密的范围(强度)会发生变化。

石英结晶学优选极图的型式描述和解释是岩石组构学中的重要方面[68-69],其型式可描述为点极密、小圆环带、大圆环带、交叉环带等几种[70]。在极图中,不能区分左形与右形石英[71]。

2　应变与石英结晶学优选

变形岩石中矿物的结晶学优选方位的对称性与应变几何对称性有关,共轴变形与非共轴变形形成的矿物结晶学优选方位不同[48]。此外,递进变形也会对矿物结晶学优选方位产生类似温度变化的影响[18-19]。

2.1　应变型式与石英结晶学优选

当其它因素相同而分别发生共轴变形与非共轴变形时,石英对应地产生对称型与非对称型结晶学优选。

2.1.1　共轴变形形成的石英结晶学优选

Lister 等[14-15]对石英变形结晶学优选方位进行模拟,显示中低温度环境下共轴变形的石英 c 轴组构具有斜方对称性,且多为小圆环带(图 4)。在平面应

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

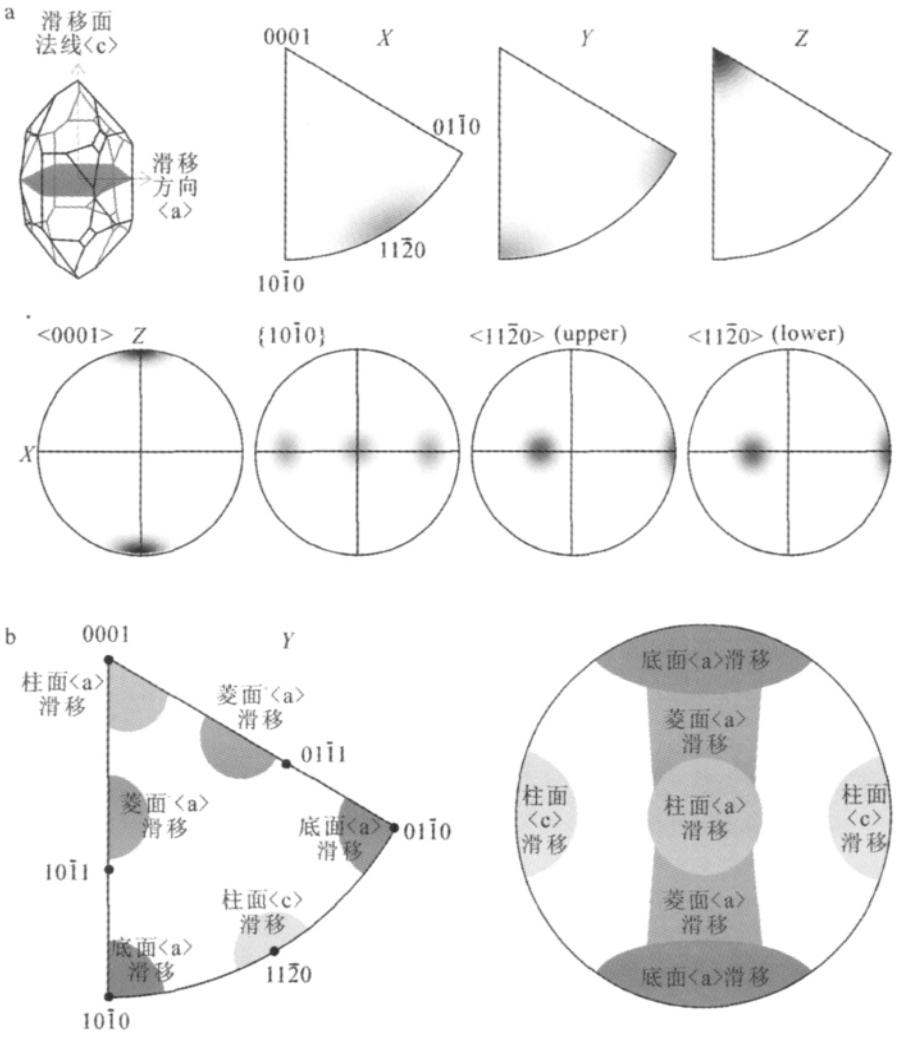


图 3 石英结晶学方向在反极图和极图上的表示(据参考文献[40, 43]整理)

Fig. 3 Representation of quartz CPO in inverse pole figures and pole figures

(a)石英结晶学方向(底面<a>滑移)在反极图和极图上的表示;(b)不同滑移系在 c 轴极图和 Y 轴(旋转轴)反极图上的表示

变且应变量较高的情形下形成的交叉环带,可看做 2 个 Z 轴小圆环带与 Y 轴点极密的结合,这样的交叉环带被称为 I 型交叉环带(区别于高温、收缩环境下 2 个大圆环带在 Y 轴处相交构成的 II 型交叉环带)。

2.1.2 非共轴变形形成的石英结晶学优选

非共轴变形的石英结晶学优选具有单斜对称特征。常见的非共轴变形有单斜单环带、交叉环带和点极密。

根据非共轴变形的石英结晶学优选的倾斜方向可以判断剪切方向。Heilbronner 等[18-19]的石英剪切变形实验表明,在应变量较小的情形下,石英组构的倾斜方向与剪切方向相反。另外,岩石局部石英的变形可能受其所在的小范围变形环境影响而不指示整体的剪切方向。所以,不能仅依靠石英组构来判断岩石变形剪切方向,需要结合其它微观和宏观现象。

2.1.3 运动学涡度与石英结晶学优选

简单地讲,运动学涡度(kinematic vorticity, W_k)是纯剪切与简单剪切之比[72],是纯剪切与简单剪切组分相对大小的重要度量,纯剪切为 0,简单剪切为 1[73]。多种方法可以确定运动学涡度,如有限应变法[74]、临界形态因子法[75-79]等。石英的 c 轴优选也可以用来计算运动学涡度。根据石英 c 轴优选大圆环带的法线与糜棱叶理的夹角(β,图 5-a)和岩石 XZ 面有限应变(R_{XZ},需通过长短轴法等方法另外测量、计算)可通过下式计算平均运动学涡度 W_m[80]:

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

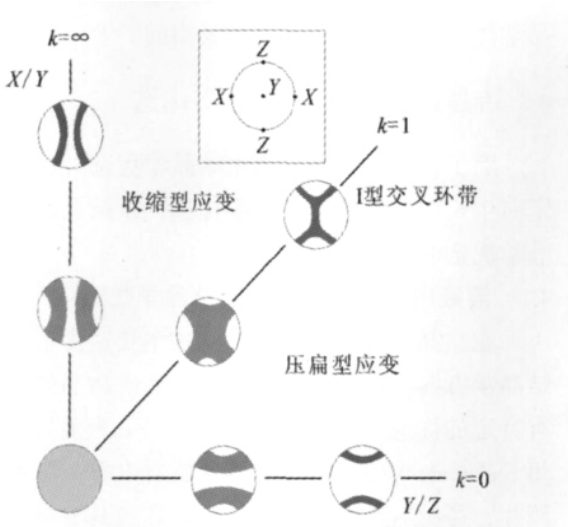


图 4　中、低温共轴变形中不同应变的石英组构型式[38]

Fig. 4　Flinn diagram showing the relation of geometry of CPO patterns of quartz *c*-axes with strain in the case of coaxial progressive deformation under low-medium temperature

$k=(a-1)/(b-1)$,其中 a 为最大主应变轴与中间主应变轴之比,b 为中间主应变轴与最小主应变轴之比

$$W_m=\sin\left\{\tan^{-1}\left[\frac{\sin(2\beta)}{[(R_{XZ}+1)/(R_{XZ}-1)-\cos(2\beta)}\right]\right\}\cdot\frac{R_{XZ}+1}{R_{XZ}-1}$$

若将石英 *c* 轴结晶学优选与斜向叶理结合起来，则可以计算塑性变形最后一次增量应变的瞬时运动学涡度。斜向叶理与主叶理的夹角(δ,图 5-b)、石英 *c* 轴优选交叉环带的法线与叶理的夹角(β)与瞬时运动学涡度 W_k 的关系为[77]:

$$W_k=\sin 2(\delta+\beta)$$

2.2　递进变形与石英结晶学优选

在温度等变形环境不变的情况下,应变量增加,石英的结晶学优选会增强[15],而且组构的型式也会改变。在共轴变形情况下,如果动态重结晶作用不显著而压扁应变增加，Ⅰ型交叉环带的小圆环带开角会减小[82-84]。在非共轴变形情况下,Schmid 等[48]发现随着应变量的增加，Ⅰ型交叉环带从对称型过渡到非对称型,再到单环带;Krohe[85]发现仅有应变量的增加就可以实现从非对称交叉环带变化为单环带;Heilbronner 等[18-19]的实验表明,随着应变的增加,石英的组构会由于动态重结晶作用程度(尤其是在颗粒边界迁移机制下)增加而形成一个演化序列。这提示在分析组构时需要考虑的因素不仅仅是温度,而且包含应变量；但应变量的大小与石英组构的定量关系尚未确立。

2.3　叠加变形与石英结晶学优选

Ralser 等[86]根据岩石变形实验提出,已糜棱岩化的岩石再次变形时，其启动的滑移系受控于前期组构。这意味着,较高温度变形后的岩石中矿物的定向不利于低温变形时主导滑移系的启动,因此,这种情形下前期变形的组构会被保留下来并叠加上后期变形的组构[43]。然而,当后期变形温度或者应变速率较前期高的时候,前期变形中形成的组构会被破坏[87]。如何准确地判断地组构形成于一次构造变形或者多次变形复合,尚需结合其它证据判断。

3　温度与石英结晶学优选

温度能够影响占主导地位的滑移系类型,因

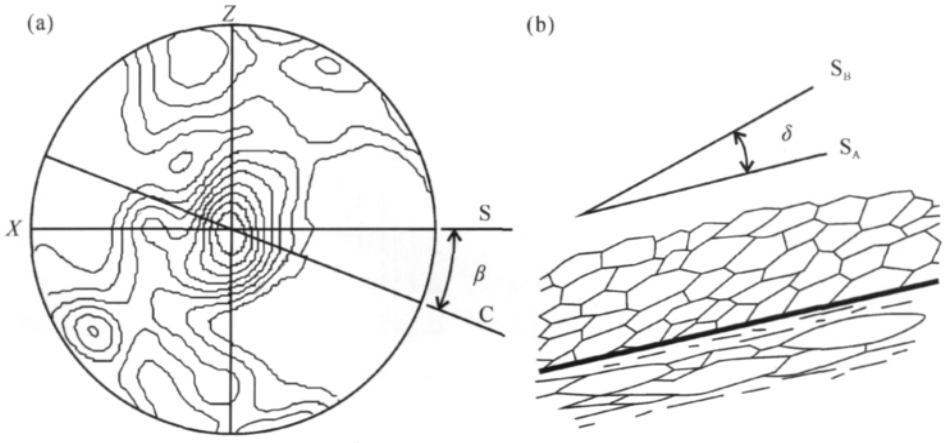


图 5　石英 *c* 轴优选计算运动学涡度示意图(据参考文献[81]修编)

Fig. 5　Schematic diagram to illustrate the calculation of kinematic vorticity number by quartz *c*-axes CPO patterns

(a)石英 *c* 轴组构与 S-C 组构的关系;(b)斜向叶理 S_B 与主叶理 S_A 夹角 δ

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

而能够影响矿物的结晶学优选。在共轴变形中,石英结晶学优选中小圆环带的开角随温度的升高而增加[88-90]。在非共轴变形环境下石英的组构与温度的关系研究得较为充分。

Stipp 等[20]建立的天然变形石英组构与温度的关系(图 6-a)表明,随着温度的升高,石英 c 轴组构由单环带到交叉环带,再到 Y 轴极密,最后到 X、Y 和 Z 轴方向均出现极密。事实上,这个关系应该是组构与温度、应变量的综合关系,因为此文中温度与应变量都是样品与剪切带之间距离的函数,距剪切带越近,温度越低,应变量越大。Passchier 等[38]建立的石英组构与温度的关系(图 6-b)为随着温度的升高,石英 c 轴组构从交叉环带到单环带再到 Y 轴极密,最后到 X 轴极密。

通过对云南哀牢山和北京云蒙山地区花岗质岩石中石英的组构分析,笔者认为,由单个滑移系为主导的石英结晶学优选能够较好地作为其随温度变化演化序列中的特征优选,而 2 种或更多种滑移系共同作用的结晶学优选可能为特征优选的过渡状态,也可能为应变量较小或者多次变形叠加所致。笔者选取了 4 个能够代表不同温度变形特征的花岗糜棱岩,以其石英结晶学优选作为随温度变化的特征优选。样品 1~3 采自北京云蒙山,样品 4 采于云南哀牢山。样品 1 中的石英呈单晶丝带(图版Ⅰ-a),可见变形纹及膨凸重结晶作用形成的新颗粒,其单晶丝带的结晶学优选为 Z 轴附近的点极密,表明主导滑移系为底面<a>。样品 2 内的石英发生不完全亚颗粒旋转重结晶作用,残斑内可见亚颗粒(图版Ⅰ-b),其结晶学优选为 Y 轴与 Z 轴之间的极密,表明主导滑移系为菱面<a>。样品 3 中的石英几乎全部由亚颗粒旋转动态重结晶形成拉长的新颗粒(图版Ⅰ-c),发育斜向叶理,结晶学优选为 Y 轴极密,主导滑移系为柱面<a>。样品 4 内的石英呈多晶条带,可见弱的颗粒边界迁移动态重结晶作用(图版Ⅰ-d),结晶学优选为 X 轴极密,主导滑移系为柱面<c>。这 4 个样品的石英结晶学优选的形成分别只依赖于一组主导滑移系的启动,能够作为其随温度变化的特征优选(图 6-c)。

根据石英的结晶学优选可以判断起主导作用的滑移系,进而确定变形温度(表 1)。根据石英 c 轴组构开角大小建立的温度计(图 7),误差在 50℃左右[49,88-89]。但是需要注意的是,石英的结晶学优选受多种因素的影响,因此不考虑其它因素而仅通过结晶学优选判定变形温度是不妥当的。

4 结晶过程与石英结晶学优选

除了位错滑移能够产生结晶学优选外,晶体的定向生长也能够产生结晶学优选,重结晶过程对结晶学优选的影响尚未明了。

4.1 溶液中晶体生长与石英结晶学优选

在结晶过程中,许多矿物的生长速度取决于其结晶学方向,因此从溶液中生长的矿物晶体往往具有特定的优选方位[34-36,90-92]。图版Ⅰ-e 为美国新泽西州 Delaware Water Gap 灰质碎裂岩内石英脉的显微照片,可见对称对生的石英脉内颗粒具有显著的形态优选。其结晶学优选如图 8 所示,其中 XZ 面为图版Ⅰ-e 所在的平面,X 轴水平向右,平行于石英生长方向,X 轴极密出现在正菱面法向即<$10\bar{1}1$>方向,意味着在此石英脉中<$10\bar{1}1$>方向生长速度明显快于其它方向。

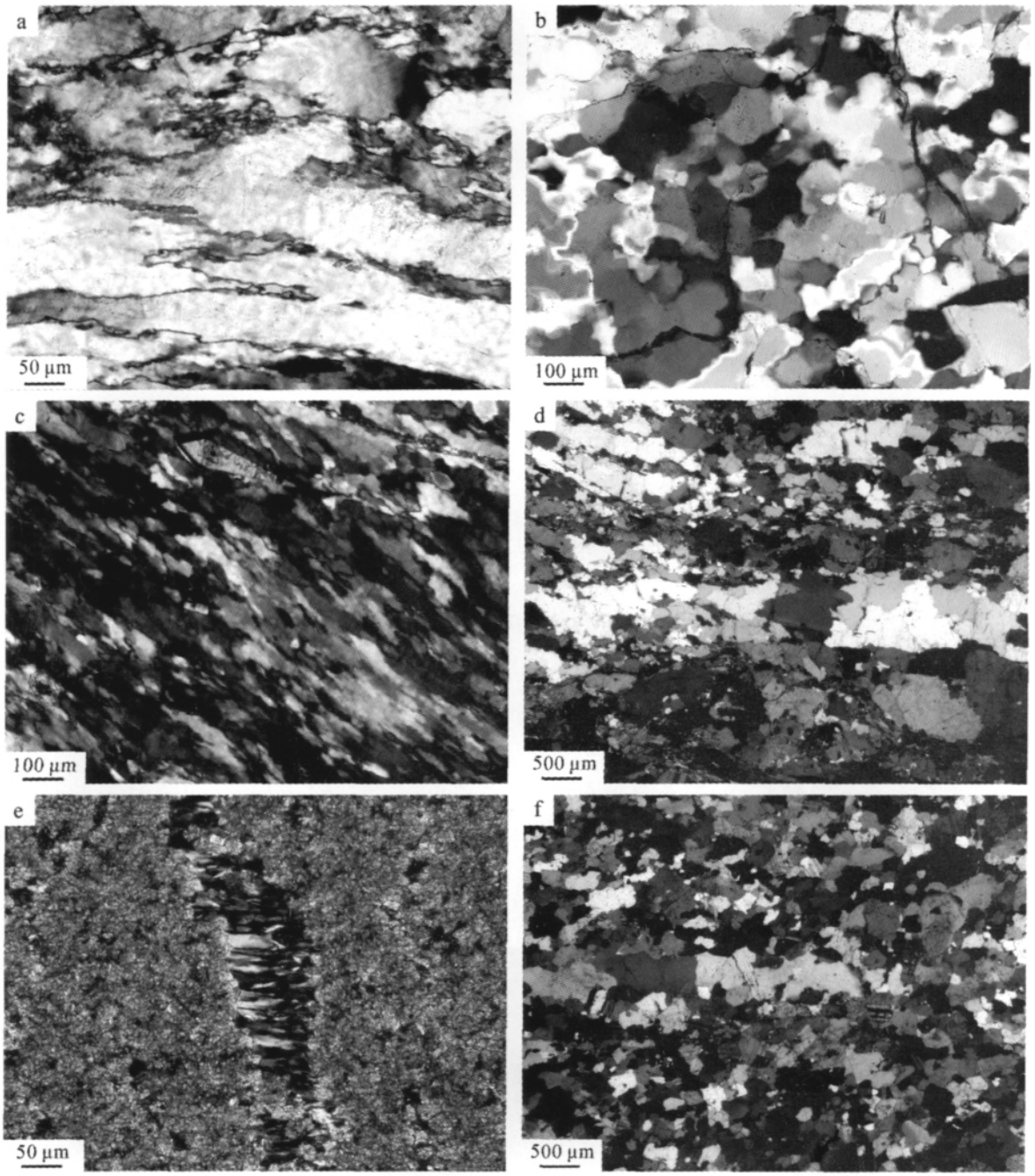
4.2 动态重结晶与石英结晶学优选

当矿物持续变形时,晶体内位错产生、滑移与消除位错的恢复作用共同进行。作为恢复作用的结果,动态重结晶能够通过形成无位错的新晶粒减少矿物的自由能。动态重结晶过程中对结晶学优选影响的主要焦点为动态重结晶作用能否完全改变位错滑移引起的结晶学优选方位和动态重结晶作用形成的结晶学优选受控于应力方向还是增量应变方向[19]。Heilbronner 等[18-19]对石英的纯剪切和一般剪切实验表明,发生动态重结晶的矿物结晶学优选方位与应变量大小有关,即受控于增量应变方向;动态重结晶的颗粒与残斑的结晶学优选方位大致相同,但二者间存在 10~40°的夹角,且前者与 Z 轴的夹角更大,这与 Law[93]在天然变形石英中的发现一致。动态重结晶过程中新晶粒和残斑的结晶学方位变化仍需要进一步研究。

晶体初始结晶学方位对动态重结晶作用具有重要影响。在动态重结晶过程中,利于晶内滑移的颗粒最容易发生晶内塑性变形和重结晶。Gleason 等[17]通过石英共轴压缩变形实验发现,膨凸重结晶时(即动态重结晶机制 1[94]),不利于底面<a>和柱面<a>滑移的石英颗粒倾向于生长,形成与最大主压应力方向一致的极密,而利于底面和柱面滑移的颗粒发生重结晶。亚颗粒旋转重结晶时(即动态重结晶

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

图版 I　plate I



a.发生膨凸重结晶作用的石英新颗粒及残斑;b.发生完全亚颗粒旋转重结晶作用的石英;c.发育斜向叶理的石英;
d.发生高温颗粒边界迁移的石英集合体;e.灰质碎裂岩内的石英脉;f.发生静态恢复作用的石英

机制2[94]),新形成的晶粒继承了原有晶体的定向,并继续发生位错滑移进一步改变晶格方向。北京云蒙山花岗岩的石英组构也表明,亚颗粒旋转重结晶阶段,利于柱面<a>滑移的晶体动态重结晶程度高。颗粒边界迁移重结晶时(即动态重结晶机制 3[94]),重结晶的晶体与其晶格方向无关,即不倾向于特定取向的晶体,因此新结晶的颗粒晶格优选方位与未结晶的颗粒相同。但 Heilbronner 等[19]的实验显示,在亚颗粒旋转和颗粒边界迁移动态重结晶阶段未完全动态重结晶的时候,斑晶的晶格优选方位与重结晶颗

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

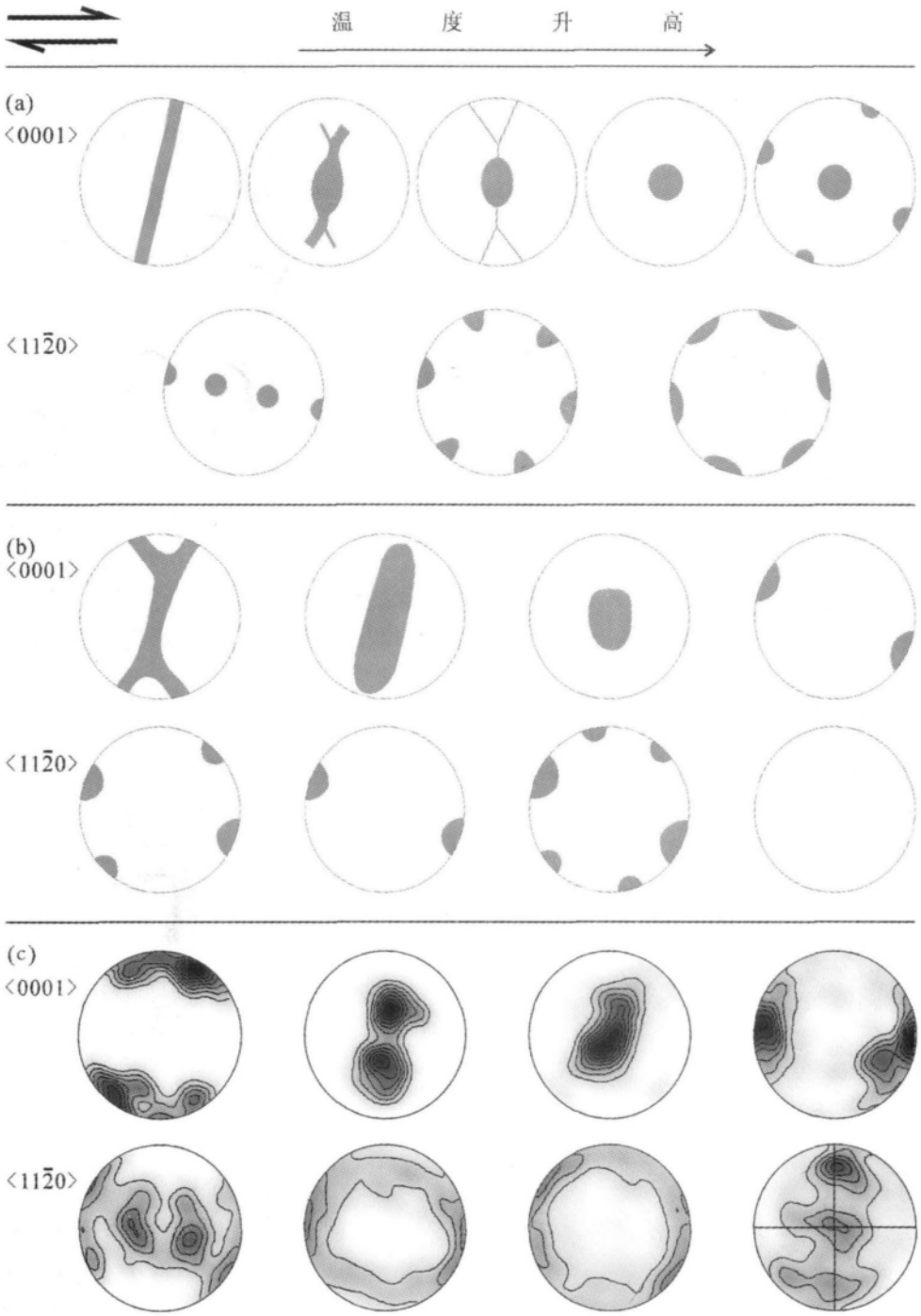


图 6 非共轴变形石英结晶学优选与温度的关系(a: 据参考文献[20]; b: 据参考文献[38]; c: 本文)

Fig. 6 Evolution of quartz CPO with increasing temperature under non-coaxial deformation

粒的晶格优选方位不同，意味着动态重结晶优先发生在利于位错滑移的晶体内。Takeshita 等[22]通过对天然变形发生亚颗粒旋转和颗粒边界迁移动态重结晶石英岩的研究也得出类似的结论：利于滑移的颗粒发生动态重结晶，不利于滑移的颗粒变形弱甚至不变形，但逐渐被利于滑移的颗粒消耗掉。

4.3 静态重结晶与石英结晶学优选

静态重结晶作用可以彻底改变矿物的粒度和形态，对晶体结晶学优选的影响还存在争议。静态重结晶对结晶学优选的影响机制有 2 种：①定向生长

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

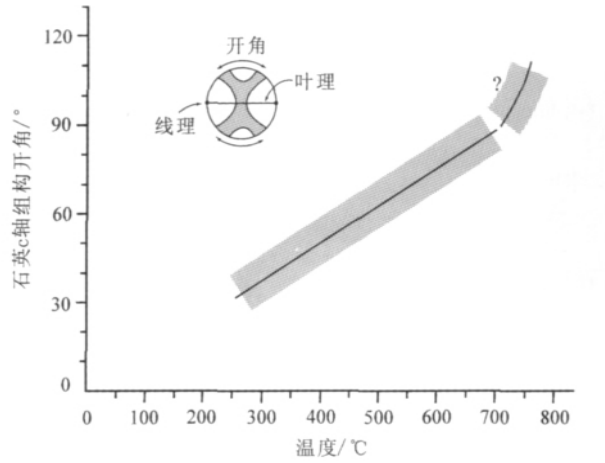


图 7　温度与石英 *c* 轴优选开角的关系
(据参考文献[89]修编)

Fig. 7　The effect of temperature on the opening angle of small-circles of quartz *c*-axes in a CPO diagram

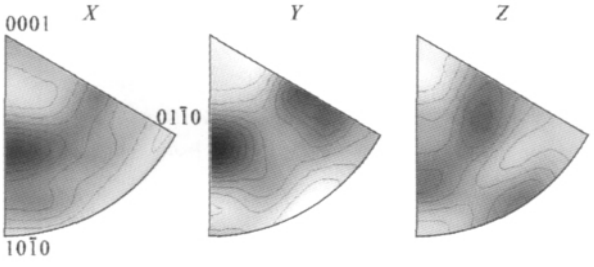


图 8　石英脉内石英结晶学优选反极图(说明详见正文)

Fig. 8　Inverse pole figures of quartz grains in a vein

(oriented growth)，如无序随机分布的结晶核中，只有特定结晶学方向的核才能生长为可识别的晶体；②定向成核(oriented nucleation)，即所有的结晶核都具有初始的排列方向[5]。Kamb[37]提出变质矿物在应力场下可以定向成核、生长，并且形成形态和结晶学优选都很显著且应变不大的矿物集合体。但是近年的实验变形和天然变形研究显示，静态重结晶作用对石英结晶学优选方位的影响很小[18,95]，在强烈的恢复作用后结晶学优选甚至成为能够唯一保留的早期变形证据(方解石)[96]。笔者对经历过静态重结晶作用的石英结晶学优选的研究也表明前者对后者的影响不大。如图版 Ⅰ-f 中的部分石英形成多晶条带，细粒的石英和长石可见三连点结构，表明其经历了相当的静态恢复，但是其结晶学优选(图 9)依然清晰可辨。这种争议可能是由静态重结晶程度的差异造成的：静态重结晶确实能够影响结晶学优选，但是当重结晶程度不十分充分的时候，甚至在地质历史尺度下，并不足以彻底改变原有的结晶学优选。

5　复矿物岩石中各种矿物的相互作用

在自然界中，岩石多由多种矿物组成，各种矿物之间的相互作用使其变形特征与单矿物岩石不同，也会影响到结晶学优选的特征。这种影响很重要但是又很复杂，因为各种矿物的体积分数、粒度、形态特征、变形习性等都可对其产生影响，而这些因素在变形过程中又会发生变化[21,97]。下面以石英为例介绍目前研究的复矿物岩石中其它矿物的存在对石英变形的影响。

石英-长石集合体。Dell´Angelo 等[98]对比相同条件下实验变形的花岗岩和石英岩的石英 *c* 轴结晶学优选表明，二者无显著差异，这也是分析、对比长石为斑晶的各种花岗质天然变形岩石中石英结晶学优选的理论基础。Menegon 等[21]对西阿尔卑斯 Arolla 单元花岗质糜棱岩的分析表明，可能是由于斜长石已完全蚀变为富白云母集合体而成为软弱组分，石英的 *c* 轴结晶学优选与典型的石英岩中石英结晶学优选完全不同。这种情形是由应变集中在软弱的富白云母集合体中而石英弱变形所致。图 6-c 中的石英结晶学优选型式均测量自花岗质岩石，其样式与变形石英岩中石英的结晶学优选样式并无二致(比较图 6-c 与文献[18-19])，表明在长石为强硬组分、石英为软弱组分的花岗质糜棱岩内石英的结晶学优选型式与变形石英岩内的石英结晶学优选没有显著的差异。

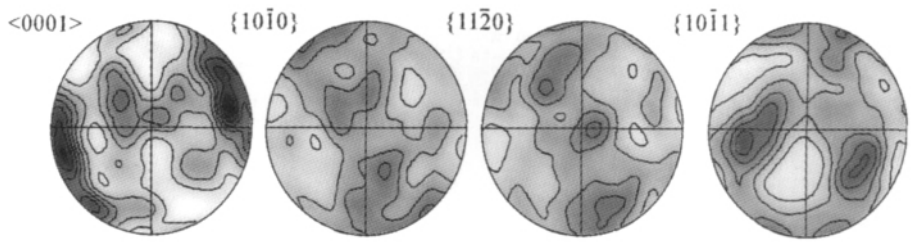


图 9　静态重结晶后石英的结晶学优选

Fig. 9　CPO of static recrystallized quartz

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

石英-云母集合体。Tullis 等[97]在 800°C、围压 1200MPa、恒定应变速率 10^{-6}/s 的条件下对人工合成不同含量的石英-云母集合体和纯石英集合体进行共轴压缩实验，发现随着云母含量的升高石英晶体应变降低，结晶学优选方位均为小圆环带，但是强度逐渐减弱。

6 结 论

(1)石英集合体的结晶学优选可由位错滑移、双晶滑移、定向成核与生长形成，其中位错滑移是变形岩石中矿物结晶学优选产生的最重要的机制。

(2)影响变形石英结晶学优选的因素有温度、应变速率、应变、差应力、水、复矿物岩石中各种矿物之间的相互作用、初始结晶学方向等，是它们共同作用的结果，最重要的因素可能是温度与应变(应变型式与应变量)。目前普遍认为石英组构主要是温度的函数的观点可能是不正确的。

(3)石英组构分析能够用于判断剪切作用方式、计算运动学涡度、判定变形温度、分析变形历史等，但是与其它微观和宏观现象结合是前提条件，进而规避石英组构的多解性，获得合理、正确的结论。

致谢：美国 Macalester College 的 John Craddock 教授提供灰质碎裂岩的样品，郭强、吴文彬、李勇超等在野外调查和实验室测试中给予帮助，在此一并表示感谢。

参考文献

[1]Wenk H R. Texture and anisotropy[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2002, 51: 291-329.

[2]Siegesmund S, Ullemeyer K, Weiss T, et al. Physical weathering of marbles caused by anisotropic thermal expansion [J]. International Journal of Earth Sciences, 2000, 89: 170-182.

[3]曹淑云，刘俊来.岩石显微构造分析现代技术——EBSD 技术及应用[J]. 地球科学进展, 2006, 21(10): 1091-1096.

[4]刘俊来, 曹淑云, 邹运鑫, 等. 岩石电子背散射衍射(EBSD)组构分析及应用[J]. 地质通报, 2008, 27(10): 1638-1645.

[5]Price G P. Preferred orientation in quartzites[C]//Wenk H R. Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis. Orlando: Academic Press, 1985: 385-406.

[6]Schmidt W. Gefügestatistik[J]. Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, 1925, 38: 342-423.

[7]Sänder B. Gefügekunde der Gesteine[M]. Berlin:Springer,1930.

[8]Sänder B. Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper, Volume 2[M]. Vienna: Springer-Verlag, 1950.

[9]Carter N L, Christie J M, Griggs D T. Experimentally produced deformation lamellae and other structures in quartz sand[J]. American Geophysical Union Transactions, 1961, 66: 2518-2519.

[10]Carter N L, Christie J M, Griggs D T. Experimental deformation and recrystallization of quartz[J]. Journal of Geology,1964,72: 687-733.

[11]Christie J M, Green H W. Several new slip mechanisms in quartz[J]. American Geophysical Union Transactions, 1964, 45: 103.

[12]Heard H C, Carter N L. Experimentally induced "natural" intragranular flow in quartz and quartzite[J]. American Journal of Science, 1968, 266: 1-42.

[13]Baeta R D, Ashbee K H G. Mechanical deformation of quartz: I. Constat strain-rate compression experiments[J]. Philosophical Magazine, 1970, 22: 601-624.

[14]Lister G S, Paterson M S. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transitions[J]. Journal of Structural Geology, 1979, 1(2): 99-115.

[15]Lister G S, Hobbs B E. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history[J]. Journal of Structural Geology, 1980, 2: 355-370.

[16]Wenk H-R, Canoca G, Molinari A, et al. Viscoplastic modeling of texture development in quartzite[J]. Journal of Geophysical Research, 1989, 94(B12): 17895-17906.

[17]Gleason G C, Tullis J, Heidelbach F. The role of dynamic recrystallization in the development of lattice preferred orientations in experimentally deformed quartz aggregates[J]. Journal of Structural Geology, 1993, 15: 1145-1168.

[18]Heilbronner R, Tullis J. The effect of static annealing on microstructure and crystallographic preferred orientation of quartzites experimentally deformed in axial compression and shear [C]//de Meer S, Drury M R, de Bresser J H P, et al. Deformation mechanisms, rheology and tectonics: Current status and future perspectives. London: Geological Society Special Publication, 200,2002:191-218.

[19]Heilbronner R, Tullis J. Evolution of c-axis pole figures and grain size during dynamic recrystallization: Results from experimentally sheared quartzite[J]. Journal of Geophysical Research, 2006, 111: B10202.

[20]Stipp M, Stunitz H, Heilbronner R, et al. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700℃[J]. Journal of Structural Geology, 2002, 24: 1861-1884.

[21]Menegon L, Pennacchioni G, Heilbronner R, et al. Evolution of quartz microstructure and c-axis crystallographic preferred orientation within ductilely deformed granitoids (Arolla unit, Western Alps)[J]. Journal of Structural Geology, 2008, 30: 1332-1347.

[22]Takeshita T, Wenk H-R, Lebensohn R. Development of preferred orientation and microstructure in sheared quartzite: comparison of natural data and simulated results[J]. Tectonophysics, 1999, 312: 133-155.

[23]Halfpenny A, Prior D J, Wheeler J. Analysis of dynamic recrystallization and nucleation in a quartzite mylonite[J]. Tectonophysics, 2006, 427: 3-14.

[24]Wever F. über die Walzstruktur kubisch kristallisierender Metalle[J].

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Zeitschrift für Physik, 1924, 28: 69−90.

[25]Wassermann G., Grewen J. Texturen Metallischer Werkstoffe[M]. Berlin: Springer, 1962.

[26]Brockhouse B N. The initial magnetization of nickel under tension [J]. Canadian Journal of Physics, 1953, 31: 339−355.

[27]Wenk H−R. Neutron Diffraction Texture Analysis[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2006, 63: 399−426.

[28]Randle V. Microtexture determination and its applications[M]. London: The Institute of Materials, 1992.

[29]Dingley D J, Field D P. Electron backscatter diffraction and orientation imaging microscopy[J]. Material Science Technology, 1997, 13: 69−78.

[30]Prior D J, Boyle A P, Brenker F, et al. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks[J]. American Mineralogist, 1999, 84: 1741−1759.

[31]Panozzo Heilbronner R. The autocorrelation function: An image processing tool for fabric analysis[J]. Tectonophysics, 1992, 212: 351−370.

[32]Panozzo Heilbronner R, Pauli C. Integrated spatial and orientation analysis of quartz c−axes by computer−aided microscopy[J]. Journal of Structural Geology, 1993, 15: 369−382.

[33]Heilbronner R. Optical orientation imaging[J/OL]. Journal of Virtual Explorer, 2000, 2.

[34]Nollet S, Hilgers C, Urai J L. Sealing of fluid pathways in an overpressure cell —a case study from the Buntsandstein in the Lower Saxony Basin (NW Germany)[J]. International Journal of Earth Sciences, 2005, 94: 1039−1055.

[35]Nollet S, Urai J L, Bons P D, et al. Numerical simulations of polycrystal growth in veins[J]. Journal of Structural Geology, 2005, 27: 217−230.

[36]Nollet S, Hilgers C, Urai J L. Experimental study of polycrystal growth from advecting supersaturated fluid in a model fracture[J]. Geofluids, 2006, 6: 185−200.

[37]Kamb W B. Theory of preferred orientation developed by crystallization under stress[J]. Journal of Geology, 1959, 67: 4911−4916.

[38]Passchier C W, Trouw R A J. Microtectonics[M].Berlin: Springer, 2005.

[39]**胡玲,刘俊来,纪沫,等. 变形显微构造识别手册**[M]. **北京: 地质出版社**, 2009: 8.

[40]Neumann B. Texture development of recrystallised quartz polycrystals unravelled by orientation and misorientation characteristics [J]. Journal of Structural Geology, 2000, 22: 1695−1711.

[41]Schmid E, Boas W. Plasticity of Crystals with Special Reference to Metals[M]. London: Hughes & Co., 1950.

[42]Hobbs B E. The geological significance of microfabric[C]//Wenk H R. Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis. New York: Academic Press, 1985: 255−273.

[43]Toy V G, Prior D J, Norris R J. Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites: Influence of pre−existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift[J]. Journal of Structural Geology, 2008, 30: 602−621.

[44]Takeshita T. Estimate of physical conditions for deformation based on c−axis transitions in naturally deformed quartzite[J]. Journal of the Geological Society of Japan, 1996, 102(3): 211−222.

[45]Okudaira T, Takeshita T, Hara I, et al. A new estimate of the conditions for transition from basal to prism[c] slip in naturally deformed quartz[J]. Tectonophysics, 1995, 250(1/3): 31−46.

[46]Bahattacharya A R, Weber K. Fabric development during shear deformation in the Main Central Thrust Zone, NW Himalaya, India [J]. Tectonophysics, 2004, 387: 23−46.

[47]Mainprice D, Bouches J−L, Blumenfeld P. Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature[J]. Geology, 1986, 14: 819−822.

[48]Schmid S M, Casey M. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c−axis patterns[C]//Hobbs B E, Heard H C. Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies−The Paterson Volume, American Geophysical Union Monograph, 36. San Francisco: American Geophysical Union, 1986: 246−261.

[49]Kruhl J H. Reply: Prism− and basal−plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer [J]. Journal of Metamorphic Geology, 1998, 16: 142−146.

[50]Kurz W, Fritz H, Tenczer V, et al. Tectonometamorphic evolution of the Koralm Complex (Eastern Alps): constraints from microstructures and textures of the "Plattengneis" shear zone [J]. Journal of Structural Geology, 2002, 24: 1957−1970.

[51]Griggs D T, Blacic J D. Quartz: anomalous weakness of synthetic crystals[J]. Science, 1965, 147: 292−295.

[52]Griggs D T. Hydrolytic weakening of quartz and other silicates[J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical, 1967, 14: 19−31.

[53]Paterson M S. The interaction of water with quartz and its influence in dislocation flow−an overview[C]//Karato S I, Toriumi M. Rheology of solids and of the Earth. Oxford: Oxford University Press, 1989: 107−142.

[54]Kronenberg A K. Hydrogen speciation and chemical weakening[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 1994, 29: 123−176.

[55]Hobbs B E. Point defect chemistry of minerals under a hydrothermal environment[J]. Journal of Geophysical Research, 1984, 89: 4026−4038.

[56]Tullis J, Yund R A. Hydrolytic weakening of quartz aggregates: The effects of water and pressure on recovery[J]. Geophysical Research Letters, 1989, 16: 1343−1346.

[57]Hobbs B E. An Outline of Structural Geology[M]. New York: Wiley, 1976: 124.

[58]Tullis J. Quartz: preferred orientation in rocks produced by Dauphiné twinning[J]. Science, 1970, 168: 1342−1344.

[59]Tullis J, Tullis T. Preferred orientation of quartz produced by mechanical Dauphiné twinning: thermodynamics and axial experiments [C]//American Geophysical Union Geophysical Monograph, 16. San Francisco: American Geophysical Union, 1972: 67−82.

[60]Wenk H−R, Lonardelli I, Vogel S C, et al. Dauphiné twinning as evidence for an impact origin of preferred orientation in quartzite: An example from Vredefort, South Africa[J]. Geology, 2005, 33(4): 273−276.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

[61]Wenk H-R, Rybacki E, Dresen G, et al. Dauphiné twinning and texture memory in polycrystalline quartz. Part 1: Experimental de formatin of novaculite[J]. Physics and Chemistry of Minerals, 2006, 33: 667-676.

[62]Wenk H-R, Bortolotti M, Barton N, et al. Dauphiné twinning and texture memory in polycrystalline quartz. Part 2: In situ neutron diffraction compression experiments[J]. Physics and Chemistry of Minerals, 2007, 34: 599-607.

[63]Wenk H-R, Barton N, Bortolotti M, et al. Dauphiné twinning and texture memory in polycrystalline quartz. Part 3: texture memory during phase transformation[J]. Physics and Chemistry of Minerals, 2009, 36: 567-583.

[64]Leiss B, Ullemeyer K, Weber K, et al. Recent developments and goals in exture research of geological materials[J]. Journal of Structural Geology, 2000, 22: 1531-1540.

[65]徐海军, 金淑燕, 郑伯让. 岩石组构学研究的最新技术——电子背散射衍射(EBSD)[J]. 现代地质, 2007, 21(2): 213-225.

[66]Ullemeyer K, Braun G, Dahms M, et al. Texture analysis of a muscovite-bearing quartzite: a comparison of some currently used techniques[J]. Journal of Structural Geology, 2000, 22: 1541-1557.

[67]杨平.电子背散射衍射技术及其应用[M].北京:冶金工业出版社, 2007.

[68]Law R D. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology[C]//Knipe R J, Rutter E H. Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. London: Geological Society Special Publication, 1990, 54: 335-352.

[69]Wenk H-R, Christie J M. Comments on the interpretation of deformation textures in rocks[J]. Journal of Structural Geology, 1991, 13: 1091-1110.

[70]胡玲. 显微构造地质学概论[M]. 北京:地质出版社, 1998.

[71]Wenk H-R. Preferred orientaiton patterns in deformed quartzites[J]. Reviews in Mineralogy, 1994, 29: 177-208.

[72]Means W D, Hobbs B E, Lister G S, et al. Vorticity and non-coaxiality in progressive deformations[J]. Journal of Structrual Geology, 1980, 2: 371-378.

[73]郑亚东, 王涛, 张进江. 运动学涡度的理论与实践[J]. 地学前缘, 2008, 15(3): 209-220.

[74]Tikoff B, Fossen H. The limitations of three dimensional kinematic vorticity analysis[J]. Journal of Structural Geology,1995,17:1771-1784.

[75]Passchier C W. Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow-a study in vorticity analysis [J]. Journal of Structrual Geology, 1987, 9: 671-690.

[76]Wallis S R. Vorticity analysis in a metachert from the Sanbagawa belt, SW Japan[J]. Journal of Structural Geology, 1992, 14: 271-280.

[77]Wallis S R. Vorticity analysis and recognition of ductile deformation in the Sanbagawa belt, SW Japan[J]. Journal of Structural Geology, 1995, 17: 1077-1093.

[78]Jessup M J, Law R D, Frassi C. The Rigid Net (RGN): an alternative method for estimating mean kinematic vorticity(Wm)[J]. Journal of Structural Geology, 2007, 29: 411-421.

[79]Simpson C, De Paor D G. Strain and kinematic analysis in general shear zones[J]. Journal of Structrual Geology, 1993, 15: 1-20.

[80]Platt J P, Behrmann J H. Structures and fabrics in a crustal scale shear zone, Betic Cordilleras, S. E. Spain[J]. Journal of Structural Geology, 1986, 8: 15-34.

[81]Xypolias P. Some new aspects of kinematic vorticity analysis in naturally deformed quartzites [J]. Journal of Structural Geology, 2009, 31: 3-10.

[82]Tullis J, Christie J M, Griggs D T. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites[J]. Geological Society of America Bulletin, 1973, 84: 297-314.

[83]Marjoribanks R W. The relation between microfabric and strain in a progressively deformed quartzite sequence from central Australia[J]. Tectonophysics, 1976, 32: 709-720.

[84]Jessell M W. Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates: 2 Example model runs[J]. Journal of Structural Geology, 1988, 10: 779-793.

[85]Krohe A. Local variations in quartz [c]-axis orientations in non-coaxial regimes and their significance for the mechanics of S-C fabrics[J]. Journal of Structural Geology, 1990, 12 (8): 995-1004.

[86]Ralser S, Hobbs B E, Ord A. Experimental deformation of a quartz mylonite[J]. Journal of Structural Geology, 1991, 13: 837-850.

[87]Lister G S, Price G P. Fabric development in quartz-feldspar mylonite[J]. Tectonophysics, 1978, 49: 37-78.

[88]Kruhl J H. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer[J]. Journal of Metamorphic Geology, 1996, 14: 581-589.

[89]Law R D, Searle M R, Simpson R L. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet[J]. Journal of the Geological Society, London, 2004, 161: 305-320.

[90]Shelley D. Spider texture and amphibolite preferred orientations[J]. Journal of Structural Geology, 1994, 17: 509-517.

[91]Shelley D. Plagioclase preferred orientation, foreshore group metasediments, Bluff, New Zealand[J]. Tectonophysics, 1979, 58: 279-290.

[92]Shelley D. Plagioclase and quartz preferred orientatins in a low-grade schist: the roles of primary growth and plastic deformation[J]. Journal of Structural Geology, 1989, 11: 1029-1038.

[93]Law R D. Relationships between strain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Maurice quartzites of Plougastel, western Brittany[J]. Journal of Structural Geology, 1986, 8: 493-515.

[94]Hirth G, Tullis J. Dislocation creep regimes in quartz aggregates[J]. Journal of Structural Geology, 1992, 14: 145-159.

[95]Otani M, Wallis S. Quartz lattice preferred orientation patterns and static recrystallization: Natural examples from the Ryoke belt, Japan [J]. Geology, 2006, 34(7): 561-564.

[96]Barnhoorn A, Bystricky M, Burlini L, et al. Post-deformational annealing of calcite rocks[J]. Tectonophysics, 2005, 403: 167-191.

[97]Tullis J, Wenk H-R. Effect of muscovite on the strength and lattice preferred orientations of experimentally deformed quartz aggregates [J]. Materials Science and Engineering: A, 1994, 175(1/2): 209-220.

[98]Dell´Angelo L N, Tullis J. Textural and mechanical evolution with progressive strain in experimentally deformed aplite[J]. Tectonophysics, 1996, 256: 57-82.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net