

应用显微构造确定古差应力值的研究现状及基本方法

李东任, 赵钰磊

桂林理工大学地球科学学院, 广西 桂林

收稿日期: 2023年9月13日; 录用日期: 2023年10月18日; 发布日期: 2023年10月27日

摘要

近年来, 应用显微构造在变形的运动学和动力学分析方面发挥了重要作用。通过观察和分析岩石中的微观结构, 可以揭示岩石的变形方式和变形速率, 进而推断出变形过程中的动力学机制。通过观察岩石中的微观结构, 可以推断出岩石所受到的应力状态, 并通过测量和分析岩石中的变形特征, 可以估计出岩石的应变情况。通过观察岩石中的显微结构和矿物组合, 可以推断出岩石变形时所处的温度范围, 这对于理解地壳的热力学演化具有重要意义。所谓动力学就是探索构造形变与应力状态之间的关系, 目前, 利用显微构造进行动力学分析主要包括应力方位及应力大小的估算, 这一方面也积累了十分丰富的资料。本文将在前人总结的基础上, 根据在不同地域中的韧性剪切带的特征及变形环境来探讨在显微构造中确定古差应力值的基本方法。

关键词

显微构造, 韧性剪切带, 构造应力

Research Status and Basic Methods of Determining Paleodifferential Stress Values by Microstructures

Dongren Li, Yulei Zhao

College of Earth Science, Guilin University of Technology, Guilin Guangxi

Received: Sep. 13th, 2023; accepted: Oct. 18th, 2023; published: Oct. 27th, 2023

Abstract

In recent years, applied microstructures have played an important role in the kinematic and dy-

文章引用: 李东任, 赵钰磊. 应用显微构造确定古差应力值的研究现状及基本方法[J]. 地球科学前沿, 2023, 13(10): 1207-1215. DOI: 10.12677/ag.2023.1310115

dynamic analysis of deformation. By observing and analyzing the microstructure in the rock, the deformation mode and deformation rate of the rock can be revealed, and the dynamic mechanism in the deformation process can be inferred. By observing the microstructure in the rock, the stress state subjected to the rock can be inferred, and by measuring and analyzing the deformation characteristics in the rock, the strain of the rock can be estimated. By looking at the microscopic structure and mineral assemblages in the rock, the temperature range at which the rock deforms can be inferred, which has important implications for understanding the thermodynamic evolution of the crust. The so-called dynamics is to explore the relationship between structural deformation and stress state. At present, the dynamic analysis using microstructures mainly includes the estimation of stress orientation and stress magnitude, which has accumulated very rich data. On the basis of the previous summary, this paper will discuss the basic method to determine the paleodifferential stress value in the microscopic structure according to the characteristics of the ductile shear zone and the deformation environment in different regions.

Keywords

Microstructure, Ductile Shear Zone, Tectonic Stress

Copyright © 2023 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 韧性剪切带及显微构造中古差应力测量的发展

1.1. 古差应力测量的发展

20 世纪 70 年代起, 前人发现在金属的稳态流动阶段, 会形成一些微观结构特征, 比如位错密度、亚颗粒大小和重结晶颗粒大小。这些微观结构特征与金属的稳态流动应力之间存在着一定的函数关系。同时, 在橄榄石中, 其微观结构参数可以被用来计算差异应力的大小。通过进行实验研究不同矿物, 学者们确定了变形结构参数与差异应力之间的定量关系及相应的公式[1] [2], 使得对微观结构的研究从定性阶段进入到定量化发展阶段[3]。

1.2. 古差应力测量的应用

先前的研究发现了四种测量石英颗粒位错构造密度的方法, 包括位错密度法、亚颗粒法、动态重结晶法和机械双晶法。其中, 动态重结晶法和亚颗粒法被认为是最可靠的方法之一。动态重结晶法通常用于估算糜棱岩韧性剪切带中石英颗粒的古应力, 通过观察糜棱岩中石英颗粒的形态和结构变化来推断古应力; 亚颗粒法则是通过观察石英颗粒内部的微观结构来估算古应力; 位错构造是晶体内沿某一晶格面发生中断, 使附近的质点排列发生位移的结构。其导致晶体的塑性变形和力学性质的改变。在脆-韧性过渡阶段形成的晶内自由位错构造的密度是推测古应力值最现实的方法[4]。位错构造的密度在第一次构造变形后相对稳定, 因此可以作为反映岩石形成过程中受到的应力作用的重要指标。由于不同地质时期的岩石受到的应力作用不同, 位错密度和古应力值也会有所不同, 但一旦位错构造形成, 它们的密度就不会再受到后续构造事件的影响。即使岩石经历了后续的构造变形, 位错构造的密度仍然保持相对稳定。而石英矿物在地壳中广泛存在, 并且具有相对稳定的位错构造密度, 因此, 研究石英矿物晶内的位错构造密度是研究地壳构造中最容易实现的方法之一。为了观察和测量石英矿物晶内的位错构造密度, 电子显微镜是一种非常有用的工具[4]。

2. 古应力值的估算

2.1. 基本原理

岩石中的显微构造特征与差异应力存在函数关系。在稳态流动条件下, 岩石中的位错密度与差异应力的平方成正比。这意味着当差异应力增大时, 岩石中的位错密度也会增加。总结起来, 在稳态流动的条件下, 位错密度(ρ)与差异应力的二次方成正相关, 而亚颗粒粒度(d)和动态重结晶颗粒粒度(D)与差异应力成负相关。综上所述, 通过观察岩石中的位错密度、亚颗粒大小和动态重结晶颗粒大小等特征, 我们可以推断出差异应力的大小[5]。另外, 需要注意的是, 古应力值通常指的是差异应力的大小, 即最大主应力与最小主应力之差($\Delta\sigma$ 或 $\sigma_1-\sigma_3$)。这个值通常以兆帕(MPa)为单位。成岩成矿古构造应力值的研究测算方法主要有四种: 第一种是推断法, 通过观察岩石中的特征以及与周围岩石的关系, 推断出古应力值的大小。第二种是数学解析估算法, 利用数学模型和方程式, 计算出古构造应力值的近似数值。第三种是声发射测量法, 通过测量岩石在受力过程中产生的声波信号, 推算出古应力值的大小。第四种是显微构造估算法, 通过观察岩石薄片中的微观构造特征, 推断出古应力值的大小[6]。常用的方法有断层擦痕数据反演法和方解石 e-双晶的古应力分析方法[7] [8]。断层擦痕数据反演法是一种通过观察断层面的擦痕来推测古应力状态的方法。而方解石 e-双晶的古应力分析方法则是利用方解石 e-双晶在岩石中的存在和变形来推断古应力的方法。在方解石 e-双晶的古应力分析方法中, 目前常用的有图形分析法(P-T 图解法[8]、光轴图解法[9]、直二面角图解法[10])和数值动力学分析方法(间接反演法[11]、直接反演法[12]) [13]。

2.2. 显微构造的观测方法

古应力估算是一种研究晶体内部变形的的方法。为了观测晶体的显微构造, 常常使用位错密度法、亚颗粒法、动态重结晶法和机械双晶法等不同的方法。其中, 机械双晶法是一种相对直接和简便的方法, 可以直接在光学显微镜下进行观察和统计。而其他方法则需要对样品进行特殊处理后, 才能在光学显微镜或电子显微镜下进行统计。常见的处理方法包括缀饰法、侵蚀法、透射电镜法、X 射线衍射形貌法和场离子显微镜法[3]。

2.2.1. 缀饰法

通过将沉淀物引入位错线上, 可以修饰位错并改变其特性。位错处的点阵畸变使其成为第二相沉淀物成核的首选位置。当温度降低时, 沉淀物可以沉淀下来并成为更为稳定的相。通过利用沉淀颗粒对光线的散射, 可以清晰地显示出位错的位置。因此, 通过人工加热引入带颜色的沉淀物, 可以修饰位错并通过光学显微镜观察位错线或亚晶界。在位错研究中, 离子注入法和氧化修饰法是常用的方法。这些方法可以帮助研究者更好地理解和分析晶体中的位错现象[3]。

2.2.2. 侵蚀法

位错是晶体中的一种缺陷点, 可能会导致原子从晶体表面逸出[14]。位错的存在会引起晶体点阵的畸变, 并使得晶体的应变能偏高。因此, 研究位错的性质和行为对于更好地理解晶体的结构和性能至关重要。螺型位错是一种常见的位错类型, 在晶体生长的逆过程中会在晶体表面形成凹坑。这种位错的形成是由于晶格中的原子错位或扭曲引起的。螺型位错可以对晶体的外观和性能产生重要影响。为了处理晶体表面的位错, 人们开发了多种表面处理方法。其中包括化学侵蚀、电解侵蚀、热侵蚀法和溅射法等。这些方法可以通过控制表面处理条件来改变晶体表面的位错密度和形态, 从而改善晶体的结构和性能[3]。

侵蚀法具有许多优点, 例如: 1、通常可以配制适宜的侵蚀剂来处理任意一种晶体; 2、可以清晰

显示亚晶粒边界, 从而可以测量其大小, 甚至可以测定不透明矿物。可以通过研究侵蚀坑的形态、分布和深度等来研究位错的特性。然而, 侵蚀法所得的蚀坑尺寸有限, 使得蚀坑重叠时造成了一定的困难, 因此侵蚀法适用于位错密度较低的晶体, 固位错密度大于 10 mm^2 的晶体不适合使用表面法进行位错密度的测量。使用 X 射线衍射形貌法来使位错在侵蚀坑上成像是检验侵蚀坑和位错出露点一致性的最佳方法。

2.2.3. 透射电镜法

具有极高放大倍数和分辨率的先进仪器, 如高压透射电子显微镜(TEM)等, 被广泛应用于位错研究领域, 因为它能够完整清晰地观察晶体中的各种缺陷。通过使用衬度技术, TEM 能够观察到位错和其他晶体内部的微观结构图像。使得研究人员能够详细分析和理解这些缺陷的形态及特性。此外, TEM 还能够准确地显示不同类型的位错形态, 从而帮助研究人员更好地理解晶体中位错的产生和演化过程[15]。TEM 还能通过衍射花样确定入射电子束和被观察样品部分的方位。

2.2.4. X 射线衍射形貌法

X 射线直接观察位错的方法类似于电子衍射, 但由于 X 射线的波长较长, 因此分辨率较低。这意味着该方法显示的位错宽度通常为 $1 \text{ }\mu\text{m}$ 或更宽。因此, 该方法适用于位错密度较低的晶体, 即位错密度小于或等于 10 mm^3 的晶体。然而, 对于位错密度较高的变形晶体, 这种方法并不适用[16]。这是因为 X 射线具有较高的穿透能力, 可以穿透较厚的样品, 通常是大块的单晶体。这一优点使得使用 X 射线直接观察位错的方法可以不受样品厚度的限制[3]。

2.2.5. 场离子显微镜法

普通电子显微镜无法检测到单个原子的位置, 特别是点缺陷。然而, 场离子显微法具有较高的分辨率, 能够准确地检测到单个原子的位置。因此, 场离子显微镜成为研究材料结构细节的有力工具。场离子显微镜适用于观察材料结构的细节。它能够提供高分辨率的图像, 显示出材料中原子的位置和排列方式。这使得科学家们能够更深入地了解材料的性质和行为。然而, 需要注意的是, 场离子显微镜只能有效观察到样品内部分布均匀且密度较高的结构细节。如果样品的结构分布不均匀或密度较低, 观察到某一现象的几率会降低。因此, 在使用场离子显微镜进行成像时, 需要考虑样品的特性和限制。此外, 使用场离子显微镜成像时, 还需要注意样品可能承受的应力。由于场离子显微镜需要对样品进行离子轰击, 可能对样品造成一定的损伤或变形。因此, 在实验设计和样品制备过程中, 需要谨慎考虑样品的耐受能力, 以避免对观察结果的影响[17] [18]。

2.3. 古应力测量方法

在前文中提到了自由位错密度、亚颗粒粒度大小以及动态重结晶颗粒粒度等与差异应力之间存在一定的函数关系。利用这些关系可以估算古应力值[19]。前人总结出了以下四种方法来进行估算: 1、位错密度法; 2、亚颗粒法; 3、动态重结晶法; 4、机械双晶法。

2.3.1. 位错密度法

位错构造是晶体内部的缺陷, 包括自由位错和晶界位错。自由位错是晶体内部的线状缺陷, 由于晶体形成过程中的应变而产生。晶界位错是晶体内部的晶界处形成的位错。这些位错构造对晶体的性质和行为具有重要影响。研究晶内自由位错的数量、类型和分布可以推断晶体受到的古构造应力的方向和大小。通过统计位错密度, 我们可以了解晶体内部自由位错的数量。在统计位错密度时, 需要注意只统计晶内的自由位错数量, 而不包括晶界位错。石英位错是一种常见的低温位错, 主要出现在沉积岩中。石英位错的研究可以提供关于岩石形成和变形历史的重要信息。厚度线条法是一种用于统计位错密度的方

法, 在这种方法中, 我们在晶体的微观照片上随机标绘线条, 然后计算这些线条与位错的交点数。通过统计交点数, 我们可以估计位错密度, 从而了解晶体内部位错的分布情况。通过这种方法, 获得到晶内自由位错与随机线网络的交点数 N 。晶内自由位错的密度可以通过计算得, 其公式为 $\rho = 2N/(L \cdot t)$ 。公式中, ρ 代表位错密度, L 代表随机线的长度, t 表示超薄片样品的平均厚度。这个公式可以用来估计位错密度, 从而研究晶体内部的位错分布和性质[4]。

对于石英质岩石在含水环境中的研究来说, 使用 McCormick 的经验公式可以更准确地反映实际情况。其公式为 $\Delta\sigma = 1.64 \times 10^{-4} \times \rho^{0.66}$, 其中 $\Delta\sigma$ 表示差应力值, 单位为 MPa, ρ 表示位错密度值。在研究中, 需考虑样品不同部位的位错密度可能存在不均一情况。这意味着同一样品的不同部位可能具有不同的位错密度水平。为了解决这个问题, 我们建议采集来自不同部位的样品, 并进行照片拍摄和位错密度测量。这样可以更全面地了解样品的位错密度分布情况。为了保证统计结果的准确性, 建议至少采集十张以上的照片。这样可以在统计过程中考虑更多的数据点, 从而更好地反映样品的整体位错密度水平。为了得到每个样品所有照片的位错密度的准确值, 我们需要计算它们的算术平均值。通过对所有照片的位错密度值求平均, 可以得到一个更可靠的样品位错密度水平。此外, 我们还应计算每个样品所有照片的位错密度的标准偏差。标准偏差可以反映位错密度值的离散程度, 即数据的可靠性和稳定性[4]。

2.3.2. 亚颗粒法

根据前人对石英亚颗粒法古应力值进行研究。通过在显微镜下测量石英亚颗粒的粒度, 算得粒度的平均值以求古应力值。计算公式为 $\Delta\sigma = 18,000 d^{-1}$, 其中 d 为亚颗粒的直径(单位: μm), $\Delta\sigma$ 为古差应力值(单位: MPa) [19]。石英亚颗粒法是一种有效的工具, 可以帮助我们了解地质历史中的应力变化。通过推算古应力值, 我们可以研究地质构造的演化过程以及岩石的形成和变形机制。亚晶粒的形成与位错移动、滑移、聚集和重排等恢复作用密切相关。随着应力差异的增大, 亚晶粒的直径也会增加。这意味着亚晶粒的直径可以作为一个指标, 与材料的性能和力学行为密切相关。公式即: $\Delta\sigma = k\mu b d^{-1}$, 其中 k 为无量纲常数, d 为亚晶粒的大小(单位: μm) [6] [20]。这对亚晶粒的形成和演化机制的研究对于了解材料的塑性变形过程和强化机制具有重要意义(见图 1、表 1)。进一步的研究可以帮助我们设计和优化材料的微观结构, 从而改善材料的力学性能和使用寿命。这一结论得到了冶金学、陶瓷学和变形矿物的实验证明。

2.3.3. 动态重结晶法

据之前的研究, 在高温或高应力的条件下, 矿物会经历位错蠕变和动态重结晶现象。位错蠕变是指矿物晶格中的位错在应力作用下发生滑移, 从而导致矿物的形变。而动态重结晶是指在高温或高应力条件下, 矿物晶粒发生再结晶, 形成新的晶粒。研究发现, 动态重结晶颗粒的大小与应力大小密切相关。当应力较大时, 动态重结晶颗粒的大小会变得较小。这是因为在高应力的作用下, 矿物晶粒会发生更多的位错蠕变, 导致晶粒的细化。此外, 高应力还会促进晶粒的动态重结晶过程, 使得晶粒更加细小。相反, 当应力较小时, 动态重结晶颗粒的大小会相对较大。这是因为在较小的应力作用下, 位错蠕变和动态重结晶的程度较低, 晶粒的细化程度也较小。因此, 较小的应力会导致动态重结晶颗粒较大。可以使用公式 $\Delta\sigma = 6.1D^{-0.68}$ 来描述, 其中 D 表示动态重结晶颗粒的粒径[21]。

通过对雅拉河断裂深部的应变状态和构造环境的研究, 发现了石英的差应力与新生石英粒径之间存在负相关性。为了计算稳态变形过程中动态重结晶颗粒的尺寸, 提出了石英重结晶颗粒尺寸压力计。该压力计能够提供准确的差应力数据, 有助于研究者更好地了解颗粒在变形过程中的行为和特性。需要注意的是, 石英重结晶颗粒尺寸压力计仅适用于石英颗粒和稳态变形过程, 对于其他类型的颗粒或不同的变形过程, 使用该压力计可能会导致不准确的结果。根据经过 EBSD 数据处理得到的计算公式 $D = 10^{4.22 \pm 0.51} \sigma^{-1.59 \pm 0.26}$, 其中 D 代表石英的粒径[22] [23]。

Table 1. Rheological parameters
表 1. 流变学参数

LogAKMPa ⁻³ ·s ⁻¹ M	Q _{dis} (J·mol ⁻¹)	RK J·mol ⁻¹ ·K ⁻¹ M	n _{dis}	f _{H2O} KMPaM	m	ρKkg/m ³ M
-11.2 ± 0.6	135 ± 15	8.314	4	37MPa	1	2700

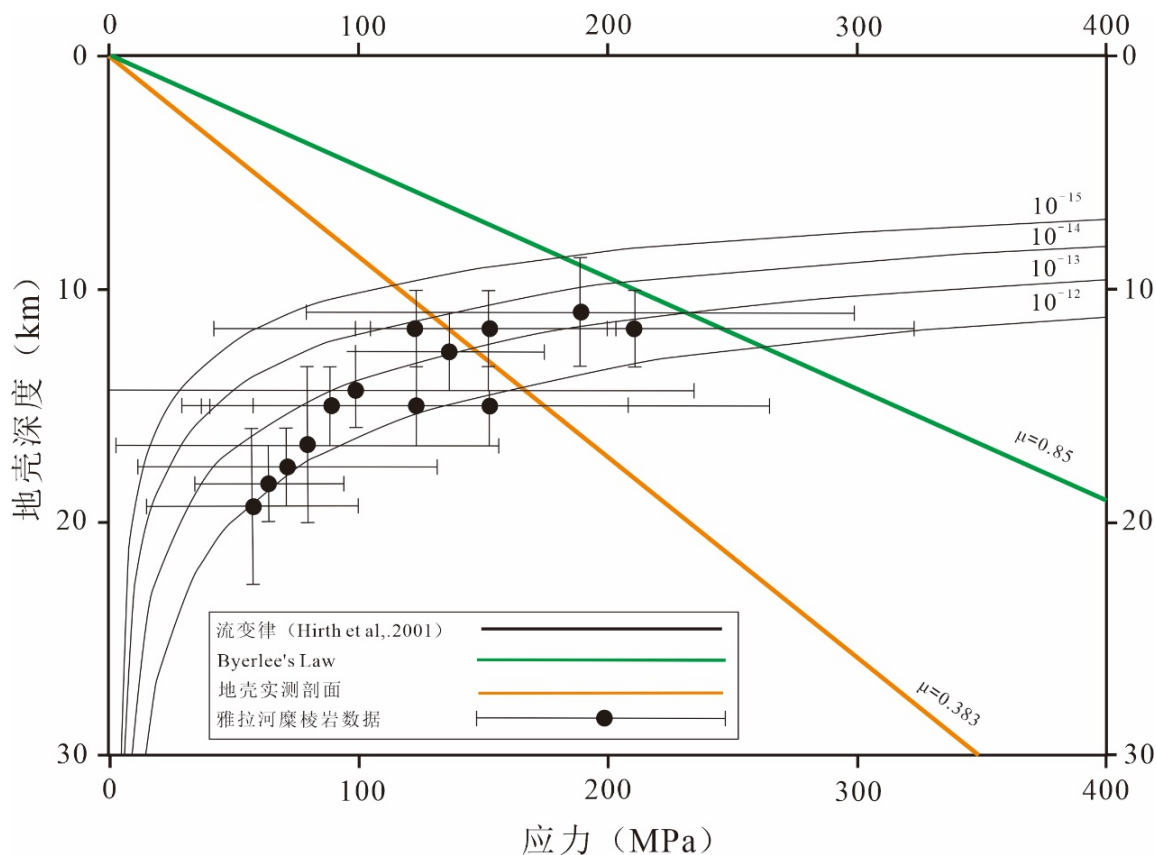


Figure 1. Crustal stress and depth profile data of the Yala River fault zone [22]

图 1. 雅拉河断裂带地壳应力与深度剖面据[22]

2.3.4. 机械双晶法

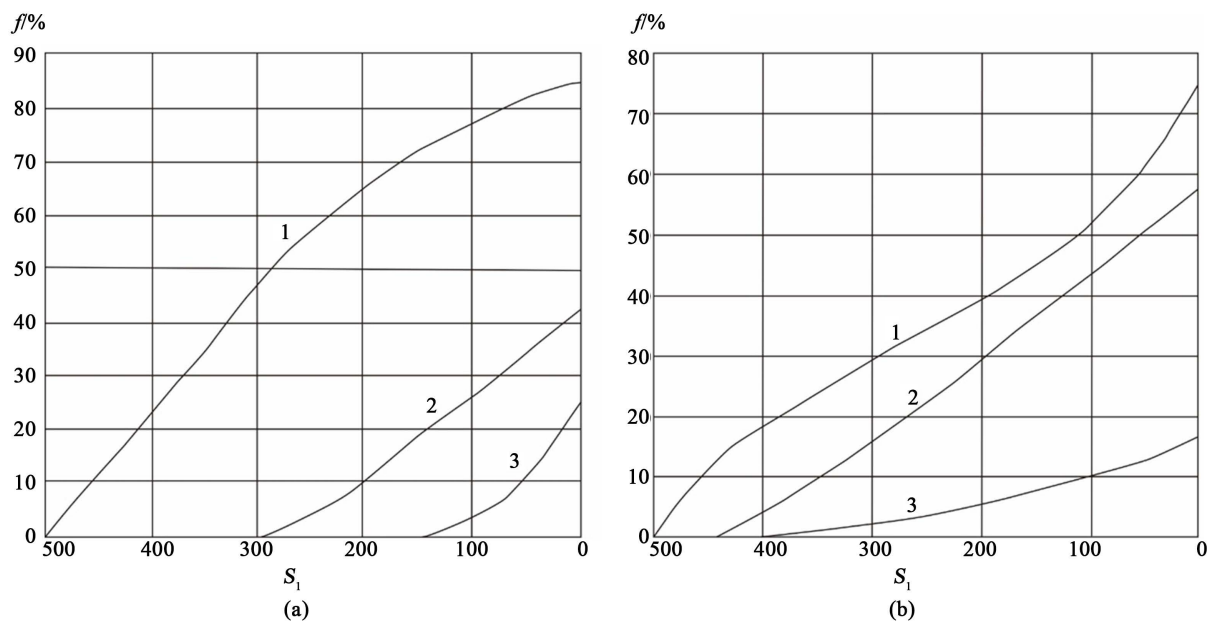
常用的是方解石和白云石的机械双晶来估算古应力值。这个方法最早是由 Jamison 和 Spang (1976) 在对比了实验条件和天然变形条件的情况下提出的。在应力作用下，方解石或白云石双晶面上的分解剪切应力与差异应力之间存在关联，其关系为： $\tau_r = \Delta\sigma \cos x_1 \cos y_1$ ，其中 τ_r 为分解剪切应力， $\Delta\sigma$ 为差异应力， x_1 和 y_1 为最大主应力与双晶面极点及滑动方向的夹角。当分解剪切应力达到临界值时，双晶开始发生滑动。通过实验可以确定产生双晶所需的临界差异应力值($\Delta\sigma = \tau_c/S_1$ ，其中 τ_c 是常数)。实验结果表明，方解石和白云石的临界分解剪切应力值不同(见图 2、表 2)。具体而言，方解石的临界分解剪切应力值为 10 MPa，而白云石的临界分解剪切应力值介于 50~60 MPa 之间[24]。

2.4. 样品采集与测试

以下对样品采集与测试作简要描述(见图 3)，为了获得准确的地质构造和成分特征，选择露头比较好且新鲜的岩石来采集样品是必要的。这样可以避免岩石受到外界环境的影响，并保证采集到的样品具有代表性。在采集过程中，要确保标志面和近数的准确度。标志面是指岩石上具有明显标记的平面，它可

Table 2. Data for estimating differential stress parameters using dynamic recrystallized particles [17]
表 2. 利用动态重结晶颗粒估算差异应力参数数据[17]

矿物或岩石	A	m	D 的单位	资料来源
石英	6.1	0.68	mm	Twiss, 1977
含水石英	3.81	0.71	mm	Mereier 等, 1977
橄榄岩	14.6	0.68	mm	Twiss, 1977
橄榄岩	20.47	0.79	mm	Ross 等, 1980
纯橄榄岩	14.9	0.81	mm	Mereier 等, 1977
纯橄榄岩	19	0.67	mm	Post, 1973
方解石	7.5	0.68	mm	Twiss, 1977
方解石质岩石	500	1.0	μm	Schmid 等, 1980
钙长石	7.8	0.68	mm	Twiss, 1977
单斜辉石	9460	1.11	μm	Ave'lallement, 1978
斜方辉石	9300	1.18	μm	Ross 等, 1978
黄铁矿	0.534	0.91	μm	Cox 等, 1981



a-方解石; b-白云石, 纵轴为双晶化颗粒的百分数, 横轴为分解剪应力系数 S_1 。曲线 1 适合纵轴为双晶化的全部颗粒(机油一组/两组和三组双晶纹)在颗粒总数中所占的百分比; 曲线 2 适合纵轴为两组和三组双晶纹的颗粒总数所占比; 曲线 3 适合纵轴只有三组双晶纹颗粒在颗粒总数所占比[17]。

Figure 2. The relationship between the development of twin sets and S_1 [17]

图 2. 双晶组的发育与 S_1 的关系曲线据[17]

以提供岩石的定向信息。近水平面则是指与水平面接近的平面, 它可以提供岩石的水平方向信息。通过采集具有准确标志面和近水平面的岩石样品, 可以更好地了解岩石的构造特征。在定向样品采集过程中, 要严格按照产状定向法和地理定向法进行。产状定向法是根据岩石的产状特征来确定样品的定向, 包括岩层倾向、倾角和产状面。地理定向法则是根据地理方位来确定样品的定向, 包括地理方位和倾角。通

过采用这些定向方法, 可以确保样品采集的方向准确, 从而得到可靠的结果。

沉积砂岩中的石英砂粒来自远处的源区, 这个源区可以是任何一类岩石。石英砂粒是沉积砂岩的主要组分之一, 通过分析石英砂粒的成分和特征, 可以推断出它们的来源。石英砂粒的来源与沉积环境和运输过程有关, 可以提供有关地质历史和地质构造的重要信息。沉积岩的石英砂岩需要观测成岩期形成的次生石英, 以了解砂岩在成岩后的构造作用。次生石英是指在岩石成岩过程中形成的石英, 它可以记录砂岩在成岩过程中所经历的变化。通过观测成岩期形成的次生石英, 可以了解砂岩的压力、温度和流体活动等因素, 从而推断出成岩过程中的构造作用。观测成岩期形成的次生石英可以提供有关砂岩成岩后构造作用的重要信息, 如压力、温度和流体活动等因素。成岩过程中, 岩石受到了各种力的作用, 包括压力、温度和流体活动。这些力的大小和方向可以通过观测次生石英的形态和特征来推断, 从而了解砂岩成岩后所经历的构造作用[4]。

当应用晶内位错密度法进行测量时, 野外采集样品, 需要特别注意选择适合进行测量的岩石类型。研究表明, 粗粒石英砂岩是进行晶内位错密度测量的理想选择。这是因为粗粒石英砂岩中的晶内位错密度较高, 相对来说更加敏感和准确地反映岩石所受到的差应力大小。这意味着通过测量粗粒石英砂岩中的晶内位错密度, 可以获得更可靠和精确的差应力测量结果。相比之下, 细粒石英砂岩中的晶内位错密度较低。这可能导致在使用晶内位错密度法进行差应力测量时出现一定的不准确性。因此, 在进行野外采样时, 应尽量避免选择细粒石英砂岩作为测量样品。

在这项研究中, 关键是采集粗砂岩样品并将其磨成薄片。为了在后续的实验更好地处理这些薄片, 使用冷杉胶将其粘贴在玻璃片上, 以便在加热台上融化。在离子减薄器的铜网上放置岩石薄片, 使用离子减薄仪来减小其厚度以制作超薄薄片。在进行离子减薄的制片工作时, 观察薄片并选择含有次生石英的区域。这是因为次生石英是研究的重要组成部分。为了减小薄片的厚度, 利用氩离子对其进行轰击。经过实验, 确定了最佳的角度是 6° 。这个角度可以确保薄片的中央被击穿, 而周围的薄区面积较大。[4]。为了观测减薄后样品中的超显微构造, 一般需要在电压为200~1000 KV的透射电子显微镜下进行观测、照相。在透射电镜下, 首先找到石英砂粒周围的次生石英, 然后放大观察倍数, 准确地找到发育晶内自由位错构造的部位, 在电镜调到图像较清晰的时候, 进行照相。原则上每个样品都需要拍10张以上, 实际上还只能根据所能观测到的范围而定。观测后, 必须记录下放大倍数(通常为10,000~20,000倍)和样品、照片编号。

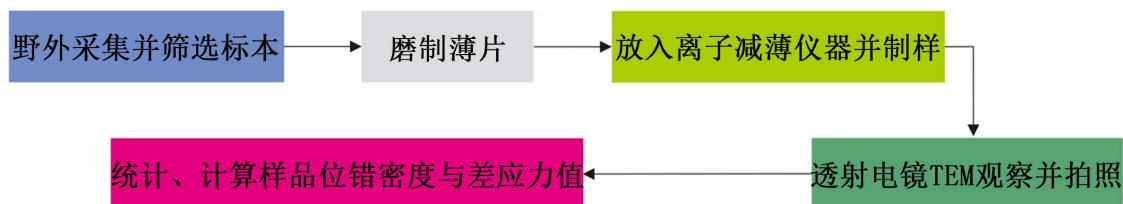


Figure 3. Technical implementation data of in-grain dislocation density method [3]

图 3. 晶内位错密度法技术实施图据[3]

3. 结论

- 1) 在较短的应变时间内对岩石变形条件进行实验所得出的估算古应力的公式可能应用于长期受变形影响的岩石。
- 2) 晶体中的位错密度在变形后的漫长时期内可能会因松弛而降低。
- 3) 亚晶粒和动态重结晶颗粒的规模可能体现了应变大小或应力大小。

参考文献

- [1] 刘绍昌. 内蒙古狼山地区韧性剪切带构造特征研究[D]: [硕士学位论文]. 昆明: 昆明理工大学, 2015.
- [2] 李新峰, 邹绍利, 赵春环, 等. 新疆天山冰达坂韧性剪切带形成机理探讨[J]. 新疆有色金属, 2009, 32(1): 29-35.
- [3] 胡玲. 显微构造地质学概论[M]. 北京: 地质出版社, 1998.
- [4] 王茜茜, 万天丰, 袁玉松, 邱登峰. 鄂西地区燕山期古构造应力场初步定量研究[J]. 地学前缘, 2016, 23(2): 269-279. <https://doi.org/10.13745/j.esf.2016.02.025>
- [5] 钟增球. 韧性剪切带的变形显微构造研究[J]. 黑龙江地质情报, 1991(2): 27.
- [6] 李赛赛. 陕西省商南县湘河地区钒矿控矿地质条件研究[D]: [硕士学位论文]. 西安: 长安大学, 2008. <https://doi.org/10.7666/d.y1525636>
- [7] Jacques, A. (1984) Tectonic Analysis of Fault Slip Data Sets. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 5835-5848. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05835>
- [8] Turner, F.J. (1953) Nature and Dynamic Interpretation of Deformation Lamellae in Calcite of Three Marbles. *American Journal of Science*, **251**, 276-298. <https://doi.org/10.2475/ajs.251.4.276>
- [9] 宋鸿林. 利用方解石的 E 双晶定主压应力轴方向的图解法[J]. 地球科学, 1982(3): 187-349.
- [10] Pfiffner, O.A. and Burkhard, M. (1987) Determination of Paleo-Stress Axes Orientations from Fault, Twin and Earthquake Data. *Annales Tectonicae*, **1**, 48-57.
- [11] Spang, J.H. (1972) Numerical Method for Dynamic Analysis of Calcite Twin Lamellae. *Geological Society of America Bulletin*, **83**, 467-472. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[467:NMFDAO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[467:NMFDAO]2.0.CO;2)
- [12] Laurent, P., Bernard, P., Vasseur, G., et al. (1981) Stress Tensor Determination from the Study of e-Twins in Calcite: A Linear Programming Method. *Tectonophysics*, **78**, 651-660. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90034-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90034-2)
- [13] 郑剑. 多期方解石 e-双晶的古应力分析: 原理与应用[D]: [博士学位论文]. 广州: 中国科学院大学(中国科学院广州地球化学研究所), 2022. <https://doi.org/10.27544/d.cnki.gzcds.2021.000006>
- [14] 刘金伟, 刘国庆, 江竹青, 等. 掺杂 LiNbO₃ 晶体的生长缺陷与其体全息存储性能的研究[J]. 人工晶体学报, 2005, 34(5): 865-869. <https://doi.org/10.3969/j.issn.1000-985X.2005.05.021>
- [15] 王好均. 显微构造及构造岩的研究与应用[J]. 长春工程学院学报: 自然科学版, 2002, 3(3): 33-35. <https://doi.org/10.3969/j.issn.1009-8984.2002.03.012>
- [16] 高春燕. 4H-SiC 外延层中结构缺陷的分子动力学研究[D]: [硕士学位论文]. 西安: 西安电子科技大学, 2010. <https://doi.org/10.7666/d.y1667947>
- [17] 钟增球, 郭宝罗. 构造岩与显微构造[M]. 北京: 中国地质大学出版社, 1991.
- [18] 刘富生. 二维原子团簇在典型金属及合金表面的扩散动力学行为[D]: [博士学位论文]. 长沙: 湖南大学, 2010. <https://doi.org/10.7666/d.y1908827>
- [19] 黄琴辉. 滇西保山核桃坪铅锌矿区 F₁ 断裂构造变形及成矿关系解析[D]: [硕士学位论文]. 昆明: 昆明理工大学, 2010.
- [20] 杨望瞰, 段立志, 张阳. 龙首山地区中深构造层次及岩石变形特征研究[J]. 西北地质, 2013, 46(2): 44-53.
- [21] 靳立杰, 王继林, 周汉文, 田明阳, 李春稼, 王子圣, 韩姗. 豫西双龙韧性剪切带的显微构造特征及变质变形环境分析[J]. 山东国土资源, 2021, 37(8): 15-20.
- [22] 孙丽静, 赵中宝, 潘家伟, 梁风华, 张磊, 张进江. 鲜水河断裂带康定段雅拉河断裂深部应力应变状态及其孕震环境[J]. 岩石学报, 2021, 37(10): 3225-3245.
- [23] 涂文传. 北秦岭瓦穴子-乔端断裂带的构造特征及形成环境研究[D]: [硕士学位论文]. 合肥: 合肥工业大学, 2012.
- [24] 隋志龙, 黄春霞, 李德威. 恭城-栗木断裂带中的断溶角砾岩——一种新型断层岩[J]. 地质科技情报, 2003, 22(1): 24-28.