

doi:10.3799/dqkx.2015.008

舒兰韧性剪切带应变分析及石英动态重结晶颗粒分形特征与流变参数估算

梁琛岳^{1,2}, 刘永江^{1*}, 孟婧瑶^{1,3}, 温泉波¹, 李伟民¹, 赵英利¹, 米晓楠⁴, 张丽⁵

1. 吉林大学地球科学学院, 吉林长春 130061
2. 萨尔茨堡大学地质与地理系, 萨尔茨堡 A-5020, 奥地利
3. 俄克拉荷马州立大学地质系, 静水市 74078, 美国
4. 山东莱克工程设计有限公司, 山东东营 257000
5. 沈阳地质矿产研究所, 辽宁沈阳 110034

摘要: 舒兰北东向韧性剪切带位于佳木斯—伊通断裂带(佳—伊断裂带)中南段, 剪切带内糜棱岩具有明显左行走滑特征, 片麻理产状近NNE向。糜棱岩中长石有限应变 Flinn 图解判别岩石类型为L-S型构造岩, 属拉长型应变。石英C轴EBSD组构分析表明, 石英组构以中低温菱面为主, 滑移系为 $\{0001\}<110>$ 。剪切带内糜棱岩的剪应变为0.44, 不同方法计算所得运动学涡度值均大于0.95, 指示剪切变形以简单剪切为主。综合矿物变形温度计、石英C轴EBSD组构、石英的粒度—频数图及Kruhl温度计综合估计该韧性剪切带变形机制以位错蠕变机制为主, 变质相为低绿片岩相, 发生韧性变形和糜棱岩化温度范围在400~500℃之间。糜棱岩内石英动态重结晶新晶粒边界普遍具有锯齿状或港湾状结构, 利用分形方法对其重结晶新晶边界研究表明, 这些晶粒边界具有自相似性, 表现出分形特征, 分形维数值为1.195~1.220。根据石英重结晶粒径估算差应力值为24.35~27.59 MPa, 代表了舒兰韧性剪切带糜棱岩化作用过程的差异应力下限。使用不同实验方法估算、比较和分析了该剪切带古应变速率, 认为该速率应为 $10^{-12.00} \sim 10^{-13.18} \text{ s}^{-1}$, 与区域性应变速率 $10^{-13.00} \sim 10^{-15.00} \text{ s}^{-1}$ 对比, 说明舒兰韧性剪切带的应变速率与世界上大多数韧性剪切带中的糜棱岩应变速率一致, 是缓慢变形的结果, 其形成可能与早白垩世伊泽纳崎板块向欧亚大陆俯冲发生转向有关。

关键词: 舒兰韧性剪切带; 石英动态重结晶; 有限应变分析; 运动学涡度; 分形维数; 差异应力; 应变速率; 佳—伊断裂带; 构造地质。

中图分类号: P542

文章编号: 1000-2383(2015)01-0115-15

收稿日期: 2014-05-01

Strain and Fractal Analysis of Dynamically Recrystallized Quartz Grains and Rheological Parameter Estimation of Shulan Ductile Shear Zone

Liang Chenyue^{1,2}, Liu Yongjiang^{1*}, Meng Jingyao^{1,3}, Wen Quanbo¹, Li Weimin¹, Zhao Yingli¹, Mi Xiaonan⁴, Zhang Li⁵

1. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China
2. Department of Geology and Geography, University of Salzburg, Salzburg A-5020, Austria
3. Boone Pickens School of Geology, Oklahoma State University, Stillwater 74078, USA
4. Shandong Laike Engineering Design Corporation, Dongying 257000, China
5. Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, Shenyang 110034, China

Abstract: Shulan ductile shear zone represents a suit of mylonites with sinistral strike-slip characteristics and NNE gneissosity located in south-middle part of the Jiamusi-Yitong fault (called Jia-Yi fault in short). Systematic measurement of the finite

基金项目: 国家自然科学重点基金项目(No.41230206); 吉林省自然科学基金项目(No.20101560); 国家留学基金建设高水平大学公派研究生项目(No.201206170025)联合资助。

作者简介: 梁琛岳(1986—), 男, 博士, 构造地质学专业。E-mail: liangchenyue039@gmail.com

* 通讯作者: 刘永江, E-mail: yongjiang@jlu.edu.cn

引用格式: 梁琛岳, 刘永江, 孟婧瑶, 等, 2015. 舒兰韧性剪切带应变分析及石英动态重结晶颗粒分形特征与流变参数估算. 地球科学——中国地质大学学报, 40(1): 115—129.

strains of feldspar in mylonites indicates that the strain type is extension strain in L-S tectonites. Quartz C-axis EBSD fabric indicates that the quartz fabrics is mainly low-middle temperature prism-glide fabrics with slip system of $\{0001\} <110>$. By calculation of micro structures and quartz C-axis fabrics, it is found that the shearing strain is 0.44; all kinematic vorticities are all more than 0.95, which indicates that the deformation is mainly simple shear. Mineral deformation behaviors, quartz C-axis EBSD fabrics, quartz grain size-frequency diagram and Kruhl thermometer demonstrate that the ductile shear zone was developed under a condition of low-grade greenschist facies, with deformation temperatures ranging from 400 to 500 °C, and dislocation creep is the main deformation mechanism. The shapes of recrystallized quartz grains in mylonites with their jagged and indented boundaries are natural records of deformation conditions. Fractal analysis shows that the boundaries of recrystallized grains have statistically self-similarities with the numbers of fractal dimension from 1.195 to 1.220. The paleo-stress from dynamically recrystallized grain sizes of quartz are 24.35—27.59 MPa, representing the lower limit of the paleo-stress during mylonitization. Together with temperature estimates and applying published flow laws, it is concluded that estimated strain rates on the order of $10^{-12.00}$ to $10^{-13.18}$ s⁻¹, contrasting with regional strain rate of $10^{-13.00}$ to $10^{-15.00}$ s⁻¹, indicate deformation of mylonite in Shulan ductile shear zone with low strain rates which are consistent with most other ductile zone, suggest the deformation is slow process. Taking into consideration of the regional tectonic setting of NE China, we suggest that the formation of the ductile shear zone with NNE trending might be related to moving direction changing of the Izanagi plate obliquely subducting under the Eurasia plate.

Key words: Shulan ductile shear zone; quartz dynamic recrystallization; finite-strain determination; kinematic vorticity; fractal dimension; differential stress; strain rate; Jia-Yi fault; structural geology.

韧性剪切带是大陆变形过程中形成于地壳深层的重要构造变形形迹,是重建构造变形温压环境、变形几何学、运动学及动力学的重要研究对象(Wernicke, 1981; Brodie and Rutter, 1985; 杨晓勇, 2005).应变强度、变形温度、应变速率和剪切类型是研究韧性剪切带形成机制的有效途径和方法(王新社等, 2001; 郑亚东和王涛, 2005; 张波等, 2006; 李振生等, 2013).

构造地质学研究非常注重对变形温度和应变速率的确定,二者是影响岩石和矿物变形方式的重要因素.变形温度一般根据特定的矿物变形特征组合、岩组测试及适当的地质温度计来综合确定(王新社等, 2001),应变速率多是利用石英岩的实验高温流变律来推导(Poirier, 1985; Hacker *et al.*, 1990; 张波等, 2006).然而,自然界变形岩石一般情况下受多种变形机制的制约,并非总能发现合适的矿物变形组合,这制约了变形温度和应变速率的应用范围.但自分形这一概念引入地质科学以来,就提供了一种简单而实用的工具,被广泛应用于确定韧性变形岩石的变形温度和应变速率.Kruhl *et al.*(1995)、Kruhl and Nega(1996)和 Takahashi *et al.*(1998)通过显微构造和实验构造地质学,对这两方面进行了有益的探索和研究,结果表明动态重结晶石英颗粒的几何边界具有明显的分形特征,其分形维数值可用作变形温度计和应变速率计,并据此建立了变形温度、变形速率与变形石英显微构造间的一种关系,为计算变形温度和变形速率增加了一种新方法.近些

年也有国内学者利用该方法对一些韧性剪切带糜棱岩进行研究,并取得了一系列的研究成果(王新社等, 2001; 张波等, 2005, 2006; 吴小奇等, 2006; 李振生等, 2013).

中国东北地区由于构造环境复杂,发育大量韧性剪切带(孙晓猛等, 2008; 韩国卿等, 2009; 梁琛岳等, 2011; 孟婧瑶等, 2013; 程银行等, 2014),但尚未有学者利用分形法对本地区韧性剪切带进行研究.本文尝试性地应用该方法对佳木斯—伊通断裂带(佳—伊断裂带)舒兰韧性剪切带进行研究,初步获得带内糜棱岩中石英动态结晶颗粒的分形维数值,并估算了研究区剪切变形的主要流变参数,同时利用石英 C 轴组构与斜列颗粒形态的方法,测量了剪切带中糜棱岩的运动学涡度,并结合有限应变分析,对剪切带走滑运动的运动形式进行了探讨,为进一步研究东北地区韧性剪切带提供参考.

1 地质背景

佳木斯—伊通断裂带(佳—伊断裂带)是著名的郯—庐断裂带北延的分支(万天丰和朱鸿, 1996; 万天丰等, 1996).它南起于辽宁省沈阳市,经吉林、黑龙江两省,北延至俄罗斯境内,走向近 NE45°(图 1a).前人对郯庐断裂带南段的研究的构造属性与演化研究较多,普遍认为郯庐断裂带发生过大规模的左行平移运动(陈丕基, 1988; 徐嘉炜和马国锋,

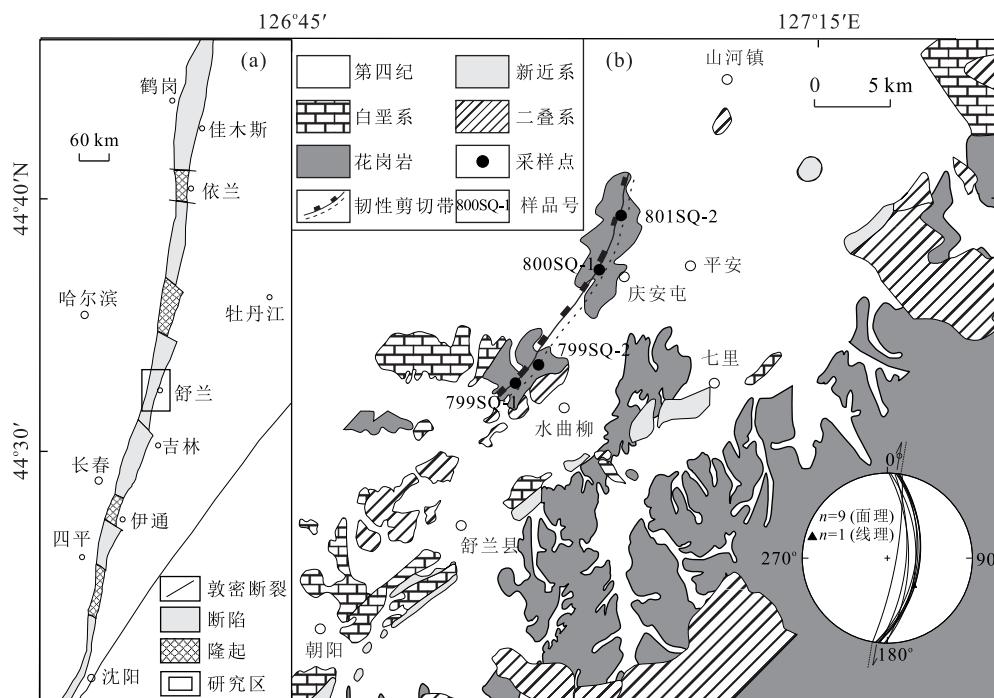


图1 舒兰韧性剪切带地质简图及变形组构与采样位置

Fig.1 Geological map of Shulan ductile shear zone with sample numbers used for this study and stereoplot of foliation planes and stretching lineation

a.佳—伊断裂带断隆与断陷相间排列的构造格局;b.研究区及周边地质简图,据孟婧瑶等,2013修改;n为线理和面理的测量数

1992;窦立荣等,1996;朱光等,2004,2006;石文杰等,2014),对于北延分支研究较少,但也有部分学者通过不同研究方法证实北段中生代期间也经历了类似左旋剪切活动(杨宝俊等,2003;孙晓猛等,2008;孟婧瑶等,2013),从晚三叠世开始,在晚侏罗世达到高潮,结束时间在早白垩世(Maruyama and Seno, 1986;陈丕基等,1988;孟婧瑶等,2013)。

西太平洋板块向欧亚板块的俯冲对中国东部地区中生代的构造起着至关重要的作用。早白垩世初期,伊泽纳崎板块突然改变了运动方向和速度,呈 30 cm/a 的高速正被斜向俯冲于东亚大陆之下(俯冲带走向北东)(Maruyama and Seno, 1986; Maruyama *et al.*, 1997)。在早白垩世中期,还保持着高速俯冲(20.7 cm/a),运动方向逐渐变成NNW向,仍为高斜度斜向俯冲于欧亚大陆之下,使中国东部地区呈现左旋压扭及活动大陆边缘环境,形成以郯庐断裂为主的一系列的NNE向走滑断裂带及同期的岩浆活动,结合众多学者相关研究成果(陈丕基, 1988;杨宝俊等,2003;朱光等,2004,2006;孙晓猛等,2008;孟婧瑶等,2013),认为在早白垩世中晚期舒兰地区在此动力学背景下经历了左行韧性剪切活动。

舒兰韧性剪切带是佳—伊断裂带中南段的一个典型构造单元(孟婧瑶等,2013),出露一套花岗质糜棱岩,具有明显左旋韧性剪切特征,该剪切带的详细研究,对深化佳—伊断裂带的变形特征研究具有重要意义。

2 舒兰韧性剪切带变形特征

研究区出露的地层有二叠系(杨家沟组 P_3y 与一拉溪组 P_2y)、白垩系(以泉头组 K_1q 为主)和新近系(图1b),舒兰韧性剪切带寄主岩以二长花岗岩、碱长花岗岩为主,岩体出露规模较小,岩体东侧采坑内出露岩体可见典型韧性剪切变形特征。该套岩体虽未进行详细的年代学研究,但由于其侵入中二叠统一拉溪组之中,并且上覆早白垩世泉头组,可以限定其形成时代为中生代(晚二叠世—早白垩世)。经受韧性变形而形成的糜棱岩,发育特征典型的糜棱状组构(图2a,2b),面状构造和线理构造较为发育。面理主要为暗色矿物或矿物集合体连续定向排列,分布较为均匀,透人性较好。在局部强变形的糜棱状花岗岩中,暗色矿物和浅色矿物分异显著,呈明显的面状分布特征,剪切面理产状总体为 $91^\circ \sim$

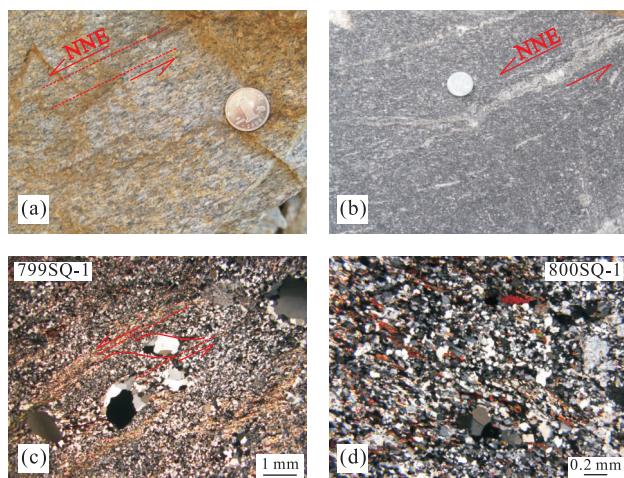


图 2 舒兰韧性剪切带典型宏观及显微变形特征

Fig. 2 Some representative outcrop-scale and microscopic deformation structures of mylonitic rocks from Shulan ductile shear zone

a.发育明显的石英条带,弱 S-C 组构,显示 ENE 左行剪切;b.浅色条带扭折,指示左行剪切特征;c.石英亚颗粒旋转重结晶现象及压力影,明显 S-C 组构,指示左行剪切特征;d.石英旋转重结晶集合体

$100^\circ \angle 48^\circ \sim 78^\circ$.线理主要表现为矿物拉伸线理,由矿物颗粒强烈塑性拉长、定向排列构成,产状为 $36^\circ \angle 41^\circ$.在手标本尺度上,部分强变形岩石可见 S-C 组构,S 面主要由拉长的透镜状长石和长石集合体所显示的斜列面理,C 面理由暗色片状矿物集合体定向排列构成,显示明显左行剪切变形特征,片麻理产状近 NNE 向(图 2a,2b).

糜棱岩中残斑比例为 30%~45%,基质 55%~70%,残斑主要为长石和石英,部分为云母,其中少量云母被绢云母化.此外,显微镜下还可以观察到少量角闪石、帘石、含铁质不明矿物和磷灰石.在韧性剪切带中,通常不同的造岩矿物表现出不同的显微变形组构.显微镜下,糜棱岩石中石英的显微变形组构主要有波状消光、核幔构造、动态重结晶、单晶拉长及石英晶条带等,其中石英动态重结晶非常普遍(图 2c,2d)(胡玲,1998),重结晶新晶粒主要为环绕残留母晶体的细小石英颗粒(粒径 10~120 μm),在高倍镜下,可以观察到这些小石英晶粒边界普遍呈不规则的锯齿状或港湾状(刘瑞瑜,1988;图 2c,2d),并呈现定向排列趋势.残斑石英晶体(粒径 150~220 μm)具有明显波状消光,围绕其周边的细小石英晶粒未见消光现象,显示典型的膨突(BLG)重结晶现象(图 2c,2d)(杨天南和徐宏顺,2008).长石普遍发育聚片双晶,颗粒发生塑性拉长,部分显现核幔构造,长石残斑边部强烈细粒化重结晶,呈现不

规则的孤岛状.强变形岩石内可见云母鱼,云母片在剪切作用后往往呈透镜状或条状,并具有定向分布特征.综合其显微特征,可推测舒兰韧性剪切带变质条件大致相当于低绿片岩相(主要造岩矿物发生动态重结晶作用),变形温度为 400~500 $^\circ\text{C}$ (Stipp *et al.*, 2002).

选择石英动态重结晶发育完好的 4 个长英质糜棱岩样品(799SQ-1、799SQ-2、800SQ-1 和 801SQ-2)进行系列流变学参数分析.显微镜下,4 个样品中动态重结晶石英颗粒边界多呈不规则锯齿状、港湾状或拉长状等形态,呈现定向排列趋势,为典型石英动态重结晶样品,是使用分形法估算变形温度,进行古差异应力和应变速率计算的基础,同样也是进行石英 C 轴组构和运动学涡度分析的必要条件.

3 岩石有限应变测量

岩石有限应变测量的方法较多,主要有几何作图法、莫尔圆制图法、长短轴法、 Rf/φ 法、 θ 曲线法、Elliott 法、心对心法、Fry 法以及双晶应变分析法等(郑亚东和常志忠,1985;王云斌等,2004).本文选用长短轴法、Fry 法和心对心法进行有限应变测量.

首先,根据样品拉伸线理和面理两个主应变面切割显微薄片(平行拉伸线理和垂直糜棱面理作为 XZ 面和平行糜棱面理为 XY 面),然后在两个显微薄片上分别进行应变测量.应变测量过程中,选择合适的应变标志体极为关键,一般而言,变形长石和石英都可作为应变标志体.但本文选用长石为应变标志体,主要由于研究区变形强烈的糜棱岩中长石含量高;另外,长石颗粒虽然不是圆形,但若粒度较小时,可近似看成椭圆形,且粒度分布基本均匀.在选取样品时,笔者尽量选择变形岩体的内部,变形均一的岩体中的长石作为研究对象,其近于随机分布,而非泊松分布(黄建军,1994;李德伦和王恩林,2001;梁琛岳等,2011).

本文选取变形强烈的 4 件糜棱岩样品进行统计分析,每一定向样品两个应变面(XY 和 YZ 面)上分别测量长石标志体数目为 40~60 个.在显微镜下合适放大倍数时,选择长石颗粒分布较为均匀的区域采集显微照片,之后在 CorelDRAW X4 软件中对整个视域中的长石残斑进行统计,不同测量方法经不同计算方法后,可得出以下测量数据(X/Y 值通过换算可得),效果较为理想(表 1),具体方法不一一赘述(参见郑亚东和常志忠,1985).

表1 舒兰韧性剪切带有限应变测量数据

Table 1 Data of finite-strain measurement from Shulan ductile shear zone

样品号	长短轴法				Fry 法				心对心法			
	Y/Z	X/Z	X/Y	K	Y/Z	X/Z	X/Y	K	Y/Z	X/Z	X/Y	K
799SQ-1	1.11	2.06	1.86	5.93	1.16	2.14	1.84	4.13	1.45	3.00	2.07	1.96
799SQ-2	1.16	1.78	1.53	2.89	1.10	1.92	1.75	5.84	1.60	2.91	1.82	1.27
800SQ-1	1.10	1.87	1.70	5.57	1.15	2.20	1.91	4.64	1.54	2.88	1.87	1.45
801SQ-2	1.21	2.21	1.83	3.16	1.12	2.02	1.80	5.20	1.35	3.40	2.52	3.08

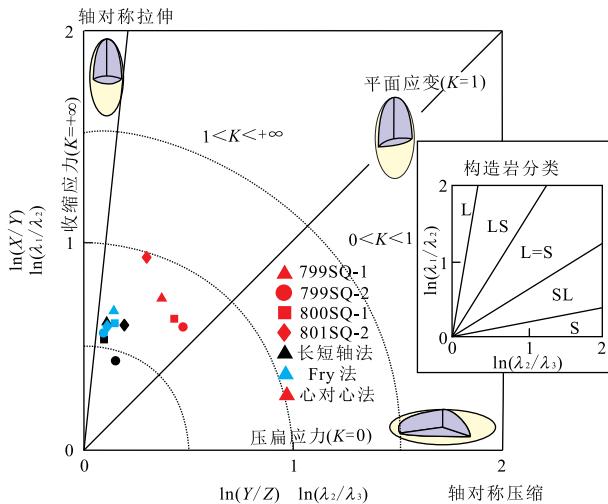


图3 Flinn 有限应变判别

Fig.3 Flinn finite strain discrimination diagram

有限应变类型的判别常用的方法是 Flinn 判别图解(图3).根据 Flinn 参数 K 值($K = \ln(X/Y)/\ln(Y/Z)$)大小,将 Flinn 图解分成几个不同的变形类型:(1)轴对称压缩($K = 0 \sim 0.15$);(2)一般压缩($K = 0.15 \sim 0.67$);(3)平面应变($K = 0.67 \sim 1.5$);(4)一般拉伸($K = 1.5 \sim 6.67$);(5)轴对称拉伸($K = 6.67 \sim +\infty$)(郑亚东和常志忠,1985).对舒兰韧性剪切带有限应变测量结果进行对数 Flinn 图解进行判别(图3),4个糜棱岩样品投在拉长应变区域, K 值在 1.27~5.93 之间,显示应变类型主要为拉长型应变,属于一般拉伸至轴对称拉伸的范围,岩石类型表现为 LS 型构造岩.结合区域左旋接剪切背景,可以认为在剪切作用下导致韧性剪切带内岩石矿物经历了变形,发生定向拉伸.

Fry 法和长短轴法测量结果都比较集中,较为一致,比较接近真实应变水平,心对心法假定原岩石颗粒随机分布,任何两相邻颗粒中心间的距离相等,这样岩石中便构成一理想球体.但颗粒实际并不等大,又不是在一个平面内排列,故切面上的颗粒大小悬殊,因而心对心法实际应用效果并不理想(Ramsay and Graham, 1970; Ramsay, 1980; 郑亚东和常志忠, 1985).

4 石英 C 轴 EBSD 组构分析

EBSD 构造分析是通过分析晶体背散射衍射图像来确定晶轴方向,进而确定晶体颗粒排列的取向性,由于测试颗粒多,更能客观地反映样品中矿物颗粒排列的优势方位(刘俊来等,2008; 许志琴等,2009).有序岩组图即代表岩石发生了韧性变形,因此可用来印证韧性带的存在,并进一步提供矿物定向滑移系类型及变形温等信息(刘俊来等,2008).石英是自然界中最主要的造岩矿物之一,且滑移系很多;在不同的温度下不同的滑移系起着主导作用,而不同的滑移系在剪切作用下会产生不同的石英晶格优选方位,导致不同的石英光轴定向排列.因此,通过测量剪切带中石英 C 轴的分布情况,可以获得石英滑移系的活动情况,进而推测剪切带的剪切温度.根据石英组构形式是否关于某平面对称可判断矿物的变形类型,同时根据单环带极点的倾斜以及交叉环带与次环带关系还可以判别剪切方向(许志琴等,2009; 夏浩然和刘俊来,2011).总之,对韧性剪切带糜棱岩中石英 C 轴组构的测量为韧性剪切带变形环境提供重要信息.

本次 EBSD 石英 C 轴组构分析在中国地质大学(北京)进行.先根据手标本线理、面理定向选取 XZ 面进行光学切片(X 轴为平行拉伸线理方向,即最大拉伸方向;Y 轴为垂直线理并在面理内的方向;Z 轴为垂直面理方向,即最大压缩方向).薄片厚度约为 30 μm.对切好的光学薄片进行机械剖光,实验可选择喷碳或是导电胶条导电,本文选择导电胶条导电.测试过程中以人机交互模式手动控制分析的精度以及测量颗粒数量(具体流程及判别方法参见徐海军等,2007; 刘俊来等,2008; 许志琴等,2009; 夏浩然和刘俊来,2011).

选择 4 个典型糜棱岩,完成 EBSD 石英 C 轴组构分析.测试样品变形明显,残斑基质界限清楚,石英动态重结晶现象普遍,易于选择变形石英颗粒.扫描区域一般选择样品中糜棱质发育部位,分析结果

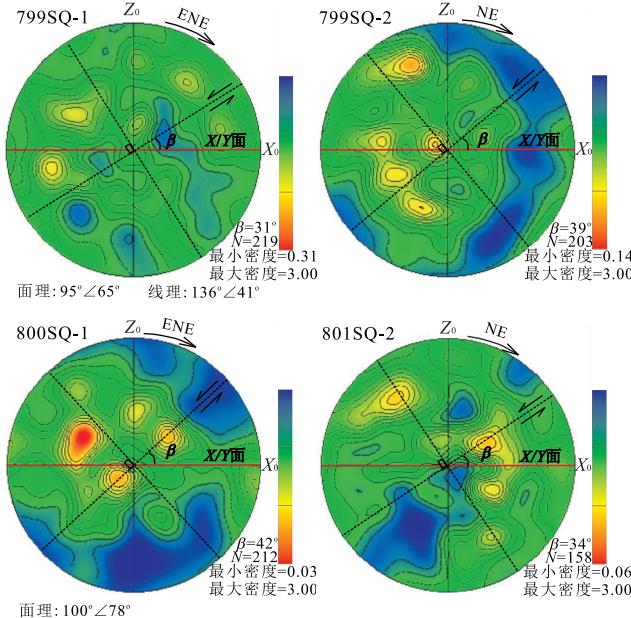


图 4 舒兰韧性剪切带糜棱岩中石英 C 轴组构

Fig.4 C-axis fabric stereograms of quartz in mylonites from Shulan ductile shear zone

采用等面积网下半球投影; N 为测量的颗粒数, X 、 Y 、 Z 分别代表应变椭球的最长轴、中间轴和最短轴, X/Y 面为糜棱面理面; β 用于计算运动学涡度, 详细见下文

见石英 C 轴 EBSD 组构图(图 4).

在图 4 中, 两轴中心代表中温一中高温, 靠近横轴 X 边缘代表高温, 靠近纵轴 Z 边缘代表低温。4 个测试样品均为糜棱岩, 原岩为花岗质岩石, 整体矿物粒度较粗, 局部较大石英残斑可达 1~2 mm, 在实验过程中尽量选择细粒石英颗粒进行测试, 但晶格优选区分布依旧较为散乱, 只有少数变形微弱区域围绕坐标轴分布, 这反映研究区剪切带的定向性相对较差, 岩石变形程度较低(图 4)。图 4 中既有点极密又有小圆环带, 且主极密, 还有若干次极密。点极密集中在 XZ 轴之间, 靠近 Z 轴, 次极密多代表低温条件, 表现为以菱面 $\langle a \rangle$ 为主, 底面 $\langle a \rangle$ /菱面 $\langle a \rangle$ 和柱面 $\langle a \rangle$ 3 个滑移系共同作用, 指示其形成于 400~500 °C 的绿片岩相环境中, 反映中一低温变形环境, 与根据显微矿物变形温度估计的情况一致。由于石英 C 轴组构对温度非常敏感, 常常记录的是递进变形过程中晚期增量变形的温度或是后期构造事件的温度。因而, 图 4 中所展示的温度值可能代表韧性剪切带后期低温糜棱岩化过程的温度。

晶格优选区域的分布连线与中心轴呈向左倾斜的趋势, 指示中一低温变形均显示以左行剪切为主, 这也与显微构造分析一致, 且结合糜棱面理和线理

信息可知(图 1), 该期构造运动为 NNE-NE 向左行—正平移运动。

5 运动学涡度分析

5.1 S-C 法估算剪应变

剪应变有多种测算方法, 其中由糜棱岩 S-C 面理的夹角(即剪切角)估算剪应变的方法是一种最简单实用的方法(Ramsay, 1980)。其基本公式是:

$$\gamma = 2/\tan 2\theta, \quad (1)$$

式中: γ 为剪应变, θ 为剪切角。由于本区多数为斑状、似斑状岩石发生变形, 宏观上 S-C 组构发育相对较差, 但显微镜下观测, 糜棱质岩石中的动态重结晶条带中可见 S-C 组构发育, 可以清楚测算剪切角。测算数据见表 2。

根据实测的剪切角, 分别计算取平均值, 带入上述剪应变公式求得糜棱岩的剪应变为 0.44。如果该变形带宽度按平均值 1 500 m 计算, 暂不考虑该韧性剪切带的体积变化, 用数学方法(Ramsay, 1980)计算总剪切量, 即 $s = \int_0^x \gamma dx$, 其中 x 是 γ 描述剪切带的距离, 这个积分值是求出剪切量 γ 对距离 x 曲线下方的面积即等于剪切带总位移量。这种方法适用于简单剪切变形的剪切带。估算糜棱岩带的位移量为 660 m。

5.2 应变方式分析及运动学涡度

涡度(W_k)的概念来源于流体力学, 是某一运动形式所拥有的旋转量, 在地质学中主要应用于应变非共轴程度的确定(Means *et al.*, 1980)。因此, 非共轴程度的研究常称为涡度分析。涡度是一个无量纲的纯数值, 其测量的允许误差为 ±0.05 (Passchier and Trouw, 2005)。自然界多数剪切带是以单剪和纯剪结合的一般剪切带, 通过常规方法很难获得纯剪切和简单剪切在剪切变形中相对大小的信息, 涡度

表 2 舒兰韧性剪切带的剪应变及运动学涡度

Table 2 Shear strain and kinematic vorticity of mylonites from Shulan ductile shear zone

样品号	石英条带斜交面理法			石英 C 轴组构法		
	剪切角 θ (°)	剪切应变 γ	涡度 W_k	R_s	β (°)	W_k
799SQ-1	38	0.50	0.970	2.14	31	0.993
799SQ-2	39	0.43	0.978	1.92	39	0.994
800SQ-1	38	0.50	0.970	2.20	42	0.965
801SQ-2	40	0.35	0.985	2.02	34	0.999
平均值	—	0.44	0.976	—	—	0.988

分析有助于解决此问题。在剪切变形完全为纯剪切变形时, $W_k = 0$; 完全为简单剪切变形时, $W_k = 1$ 。在一般剪切中, W_k 值介于 0 和 1 之间, 但是 $W_k = 0.5$ 时并不意味着纯剪切与简单剪切各占一半, 只有在 $W_k = 0.81$ 时才表示纯剪切与简单剪切的作用相等, 这种现象称为“纯剪倾向性”(Tikoff and Fossen, 1995)。

测量运动学涡度值有多种计算的方法, 本次工作中主要应用两种方法来计算运动学涡度。石英条带斜交面理法(Passchier, 1988), 主要利用显微镜下测量石英条带中重结晶斜列颗粒长轴方位, 其与剪切方向(C面理)的最大交角者即为 θ 。利用 $W_k = \sin 2\theta$, 计算出糜棱岩带的涡度值为 0.976(表 2), 指示韧性剪切带的剪切变形以简单剪切为主。

另外, Wallis(1992, 1995)也曾提出使用石英 C 轴组构与主应变轴的比值(R_s)来估算平均运动学涡度, 利用石英 C 轴组构中心环带与剪切面相垂直, 剪切面与有限应变平面的夹角为 β , 这样 β 、 R_s 和 W_k 之间存在运算关系:

$$W_k = \sin^{-1} [\sin(2\beta) / [(R_{xz} + 1) / (R_{xz} - 1)] - \cos(2\beta)] \times (R_{xz} + 1) / (R_{xz} - 1). \quad (2)$$

结合前文石英 C 轴 EBSD 组构分析得出的 β , 利用 Fry 法有限应变测量中 X/Z 作为 R_s 统一作为计算标准, 得出平均运动学涡度值为 0.988(表 2), 与石英条带斜交面理法得出的运动学涡度值较为一致。但此方法计算的运动学涡度可能误差较大, 在计算石英 C 轴组构与主应变轴的比值(R_s), 以及剪切面与有限应变平面的夹角为 β 时可能会存在人为因素, 对计算结果造成干扰。但从计算结果来看, 并未见明显偏差, 至少能较真实反映该地区运动学涡度值, 指示韧性剪切带的剪切变形以简单剪切为主。

6 石英重结晶新晶粒的分维几何分析方法和结果

6.1 石英动态重结晶新晶的分形分析

分形几何学中的一个重要的参数就是分形维数, 它也是数量化表征自相似性随机形态和现象的最基本的量。Kruhl *et al.*(1995)、Kruhl and Nega(1996)和 Takahashi *et al.*(1998)发现, 石英的动态重结晶新晶粒边界几何形态具有统计学上的自相似性和标度不变性, 不同温度范围的石英颗粒边界的

分形具有不同的分维数, 即颗粒边界周长 P 与颗粒等面积圆的直径 d 为线性相关, 两者遵循幂次定律: P 正比于 d^D , 相关线的斜率即为分维数 D 。由于所有分析是在薄片的二维空间进行的, 所以分维数 $1 \leq D \leq 2$ 。低绿片岩相变质岩中石英颗粒边界的分维数在 1.23~1.31 之间变化, 高绿片岩相到低角闪岩相的分维数为 1.14~1.23, 麻粒岩相及同构造花岗岩中的分维数为 1.05~1.14, 在石英颗粒缝合线结构形成过程中, 随温度的升高石英颗粒边界的分维数减小, 分维数可作为变形变质的温度计(Kruhl *et al.*, 1995)。这一研究结果从实验地质学和显微构造层次证实了许多地质现象分形的自相似性和标度不变性特征。Kruhl *et al.*(1995)和 Kruhl and Nega(1996)对不同级别变质岩和花岗岩中石英颗粒边界形态进行了研究, 发现在光学显微尺度上, 石英晶边界统计具有 1~2 个数量级以上的自相似性。

分维数是定量表示自相似性的随机形态和现象的最基本的量, 它是分形几何学中的一个十分重要的参数, 其计算方法很多, 适合动态重结晶石英颗粒边界分维数的计算方法有两种: 封闭折线法与周长—面积法(王新社等, 2001; 张波等, 2005, 2006; 吴小奇等, 2006; 李振生等, 2013)。用这两种方法所得的石英颗粒边界的分维数大致相同, 但周长—面积法可操作性强, 应用较广。周长—面积法即通过不规则曲线的周长与具有相同面积的圆的直径相比较来确定分维数的方法。

选取然舒兰性剪切带中动态重结晶石英新晶发育的 4 个样品的薄片进行分维几何统计分析。薄片中石英普遍发生了以颗粒边界迁移为方式的重结晶, 动态重结晶石英颗粒边界普遍呈不规则的港湾状、曲线状, 表现为缝合线结构或锯齿状结构, 为采用分形法估算变形温度范围提供了良好条件。

本文选择周长—直径法统计计算动态重结晶石英颗粒边界分形维数。首先拍摄样品薄片中典型动态重结晶石英密集区显微照片(带比例尺), 利用 Coreldraw 14 软件对石英动态重结晶新晶粒边界逐个矢量化, 通过面积和周长插件统计每个颗粒的真实周长 P 和面积, 再按照比例换算为实际颗粒的面积和周长, 最后计算具有相同实际面积确定圆的直径, 并依次作为作为动态重结晶石英颗粒的粒径 d 。锯齿状边界的石英新晶的实际边界长度(P)比其对应的等面积圆的周长(πd)更长。因此, 石英新晶粒锯齿状边界的复杂程度可以通过晶粒实际周长(P)与等面积粒径(d)的比值来定性表征。将所有数据输入

表 3 石英动态重结晶颗粒边界的分形特征

Table 3 Fractal characteristics of dynamically recrystallized quartz grain boundary in mylonites

样品号	测量数	粒径分布(μm)	平均粒径(μm)	周长分布(μm)	平均周长(μm)	分形维数 D	相关系数
799SQ-1	60	20.52~123.10	57.90	90.91~836.36	352.73	1.214	0.932
799SQ-2	61	32.44~137.63	65.01	163.64~853.36	357.68	1.195	0.942
800SQ-1	58	13.28~141.78	64.02	93.16~747.37	329.67	1.220	0.935
801SQ-2	56	9.39~150.39	55.55	112.63~826.32	342.87	1.208	0.939

Excel 软件中进行运算,以真实周长 $\lg(P)$ 为 Y 轴,粒径 $\lg(d)$ 为 X 轴进行投图,其最小二乘法拟合线的斜率即为分形维数 D 。统计样品的粒径—周长对数图解和数据见表 3 和图 5。统计数据的相关系数 $R' > 0.93$, 分形维数 D 在 1.195~1.220 之间, 可见研究区糜棱岩动态重结晶石英颗粒具有统计意义上的自相似性($1 < D < 2$)和明显的分形特征。

6.2 变形温度的估算

利用石英变形特征估计韧性变形岩石的变形温度,是比较常用的途径,总体有 4 种温度估算方法:(1)根据石英的变形组构特点估计变形温度。Hirth and Tullis(1992, 1994)对实验室石英的变形组构对比,得到石英存在 3 个变形域,低温颗粒边界迁移、中温亚颗粒旋转、高温颗粒边界迁移伴有亚颗粒旋转,发生的温度分别在 280~400 °C、400~500 °C 和 500~700 °C(Stipp *et al.*, 2002);(2)通过 EBSD 对石英进行滑移系分析,判定起主导作用的滑移系,进而确定变形温度(Mainprice and Seno, 1986; Okudaira *et al.*, 1995; Takeshita, 1996; Bahattacharya *et al.*, 2004; 刘俊来等, 2008; 许志琴等, 2009);(3) Stipp *et al.*(2002, 2010)和 Boutonnet *et al.*(2013)对石英的高温高压变形实验和野外韧性剪切带变形石英样品的进行整理认为,可以根据重结晶颗粒大小直接判断石英的变形机制,推断变形温度;(4) Kruhl 温度计利用分形维数 D 与变形温度 T 关系(Kruhl and Nega, 1996)得出变形温度。

利用上述(1)方法通过对比样品内石英的变形特征(图 2c, 2d),镜下核幔构造、残斑系、条带状构造等其他塑性变形现象十分明显,部分石英出现亚颗粒旋转动态重结晶现象及典型的膨突(BLG)重结晶现象(杨天南和徐宏顺, 2008)。糜棱岩中石英的变形组构都具有典型的中温位错变形特征,推断研究样品发生韧性变形和糜棱岩化的温度范围在 400~500 °C,发生了典型的中温位错蠕变(Stöckhert *et al.*, 1999; Stipp *et al.*, 2002)。

利用上述(2)方法,EBSD 石英 C 轴组构图指示其形成于 400~500 °C 的绿片岩相环境中,反映中

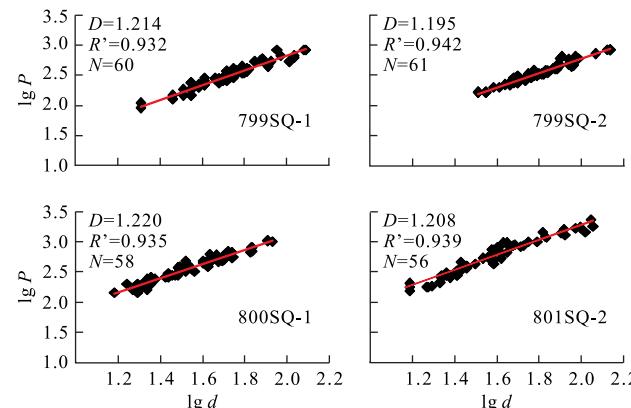


图 5 石英动态重结晶颗粒的粒径—周长双对数图解
Fig.5 lg-lg plot of perimeter-diameter of dynamically recrystallized quartz grains

N 为测量颗粒数

低温变形环境,与根据显微矿物变形温度估计的情况一致。

利用上述(3)方法来推断舒兰韧性剪切带的变形温度,测量大量糜棱岩内石英粒度,绘制石英的粒度—频数图(图 6),其优势粒度分布范围约 10~120 μm,根据重结晶石英粒度与变形机制和变形温度的对应关系图推断,舒兰韧性剪切带内糜棱岩石英的变形机制以中温位错蠕变机制为主,变形温度 400~500 °C。

利用方法(4),4 个糜棱岩样品中动态重结晶石英颗粒边界统计数据相关性均大于 0.93,样品分维数 1.195~1.220,具有统计意义上的自相似性(Kruhl *et al.*, 1995; Kruhl and Nega, 1996)。从图 5 和表 3 可以看出,分形维数会随着重结晶石英颗粒粒径范围的减小而降低,说明重结晶程度及应变强度可通过分维数得以表征。对照 Kruhl 温度计和分形维数 D 与变形温度 T 关系图(图 7)(Kruhl and Nega, 1996; 张波等, 2006; 张秉良等, 2008; 李振生等, 2013),判断变形温度大约在 400~500 °C,相当于高绿片岩相到低角闪岩相(Kruhl and Nega, 1996)。并且 Kruhl 温度计与其余 3 种方法估算的变形温度吻合,因此本次工作中糜棱岩的变形温度选取为 400~

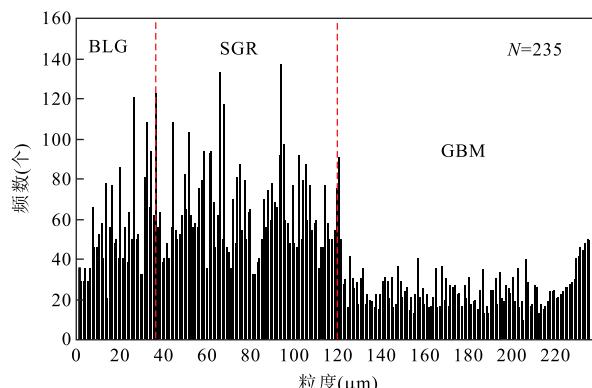


图 6 舒兰韧性剪切带糜棱岩中石英粒度—频数图

Fig.6 The relation between the particle sizes of recrystallized quartzes grain size versus frequency and deformation mechanisms in Shulan ductile shear zone

图中 BLG 代表低温膨突式动态重结晶(280~400 °C);SGR 代表中温亚颗粒旋转式动态重结晶(400~500 °C);GBM 代表高温颗粒边界迁移式动态重结晶(500~700 °C)

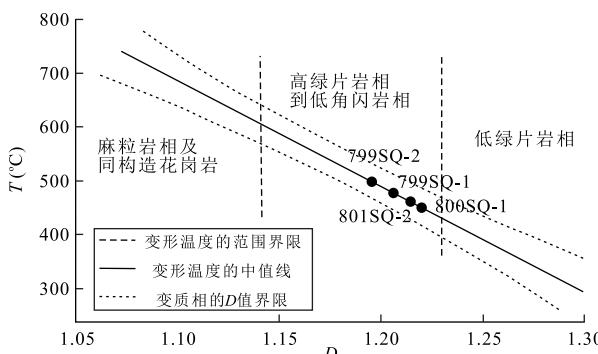


图 7 分形维数与变形温度关系

Fig.7 Relationship between fractal dimension and deformation temperature

500 °C.如果按平均地热增温率为 33 °C/km 可大致推断出剪切带形成于 12~15 km 的深度范围内.按 25 MPa/km 的地压梯度可以换算出其围压为 300~375 MPa,属中浅地壳层次.

6.3 古差异应力估算

重结晶石英的细粒化颗粒粒度与差异应力存在对应关系(Twiss, 1977, 1980; Mercier *et al.*, 1977; Koch *et al.*, 1989; Stipp and Tullis, 2003; Stipp *et al.*, 2010),因此差异应力计算采用重结晶颗粒粒径压力计,表示为:

$$\sigma = (d/b)^{1/R}, \quad (3)$$

式中: σ 为差异应力, MPa; b 为实验参数, $\mu\text{m MPa}^{-R}$; d 为动态重结晶石英晶粒径, μm ; R 为实验参数 ($-1.47 \sim -0.59$).表 4 为不同学者给出的参数.

表 4 石英重结晶颗粒粒径压力计参数

Table 4 Parameters of paleopiezometers based on recrystallized quartz grain sizes

$b(\mu\text{m MPa}^{-R})$	R	参考文献
1.45×10^4	-1.47	Twiss, 1977, 1980
4.07×10^3	-1.40	Mercier <i>et al.</i> , 1977
4.9×10^2	-0.59	Koch, 1983
3 631	-1.26	Stipp <i>et al.</i> , 2003

根据不同学者给出的应力计(Mercicer, 1977; Twiss, 1977, 1980; Koch, 1983; Stipp and Tullis, 2003),进行了古差异应力计算(表 5).

选用不同参数所推算的差异应力值存在较大的差异(表 5),但 Hacker *et al.*(1990)对 Koch(1983)、Twiss(1977, 1980)和 Mercier *et al.*(1977)的实验参数进行了对比研究,证实 Koch(1983)的实验参数由于考虑了更多的影响因素,如石英的干湿度,在更大范围内改变压力、温度、应变速率以及实验误差和颗粒测量标准偏差等,效果较好,实验参数更接近实际.但早期的应力计的是建立在低精度的实验数据基础上获得,跨越了位错蠕变和扩散蠕变区间,准确性不高,而 Stipp and Tullis(2003)系统整理了石英高精度的实验数据,对石英的应力计进行了修正,在位错蠕变时的石英的粒度—应力关系相对更为可靠.因此,此次研究采用 Stipp and Tullis(2003)的实验参数,估算舒兰韧性剪切带糜棱岩的变形古应力差在 24.35~27.59 MPa 之间.考虑存在退火后变形作用过程中的颗粒粒径增大效应的影响,这个差异应力值范围可能代表了舒兰韧性剪切带糜棱岩化作用过程的差异应力下限(Hacker *et al.*, 1990).

6.4 应变速率的估算

在韧性剪切带研究中,多利用石英岩的实验高温流变律来推导应变速率,一旦差异应力和温度确定,就可以推算糜棱岩化过程的应变速率(表 6,7) (Poirier, 1985; Hacker *et al.*, 1990).常用的石英岩的高温流变律为:

$$\epsilon = A\sigma^n d^{-m} \exp[-Q/RT], \quad (4)$$

式中: ϵ 为应变速率, s^{-1} , 自然界的应变速率一般为 $10^{-14} \sim 10^{-15} \text{s}^{-1}$; A 为实验参数, $\text{MPa}^{-1} \text{s}^{-1}$; σ 为差异应力, MPa; Q 为活化能, J mol^{-1} ; T 为温度, K; 理想气体常数 $R = 8.314 \text{ J K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$; d 为矿物粒径, μm ; n 为应力指数; m 为粒度指数, 其取值随 n 变化.对于石英而言,当 n 大于 2 时, $m=0$; 当 n 小于 1.5 时, $m=2$ (Rutter and Brodie, 2004a, 2004b).不同学者给出的实验参数不同(表 6).

表 5 古差异应力值(MPa)

Table 5 Estimation of paleo-stress by different methods

样品号	平均粒径(μm)	Twiss (1980, 1977)	Mercier (1977)	Koch (1983)	Stipp <i>et al.</i> , 2003
799SQ-1	57.90	42.83	20.86	37.33	26.70
799SQ-2	65.01	39.59	19.20	30.68	24.35
800SQ-1	64.02	40.00	19.41	31.48	24.65
801SQ-2	55.55	44.06	21.48	40.05	27.59

表 6 石英岩高温流变学实验参数

Table 6 Experimentally determined parameters for power law creep constitutive equations for the quartzites

A(MPa ⁻¹ s ⁻¹)	Q(Jmol ⁻¹)	n	H ₂ O	参考文献
1.10×10 ⁻⁷	134 000	2.7	干	Koch, 1983
5.05×10 ⁻⁶	145 000	2.6	湿	Koch <i>et al.</i> , 1989
1.58×10 ⁻⁵	134 000	2.6	0.4%	Kronenberg and Tullis, 1984
6.50×10 ⁻⁸	135 000	2.6	—	Paterson and Luan, 1990
4.40×10 ⁻²	230 946.2	2.6	湿	Parrish, 1976
6.309 57×10 ⁻¹²	13 400	4.0	—	Hirth, 2010

同时, Takahashi *et al.*(1998)通过大量实验研究也得出这样的结论: 重结晶石英新晶形态具有统计学上的自相似性, 在温度恒定的实验条件下, 分维数随应变速率的增加而增大; 在应变速率恒定的条件下, 石英新晶形态的分维数随温度的降低而增大。因此, 分维数随变形条件而发生系统变化, 也可以作为一组变形条件的指示计。Takahashi *et al.*(1998)把分数维 D 、变形温度 T (K)和应变速率 ϵ (S⁻¹)联系起来, 通过最小二乘法线形拟合得到公式:

$$D = \varphi \lg \epsilon + \rho / T + 1.08, \quad (5)$$

式中, φ 和 ρ 都是实验参数; $\varphi = 9.34 \times 10^{-2} [\lg (\text{S}^{-1})] - 1$; $\rho = 6.444 \times 10^2$ K; S 为时间, s; T 为温度, K。

本次研究笔者综合采用 Takahashi *et al.*

(1998)的分形法和高温流变律分别进行应变速率估算。取变形温度 400 °C 和 500 °C, 分别获得应变速率如表 7 所示。

以变形温度 400 °C 时的计算结果为例, 利用 Takahashi *et al.*(1998)提供的分形法计算的应变速率为 $10^{-9.00} \sim 10^{-8.73}$ s⁻¹; 选用 Koch(1983)、Koch *et al.*(1989)、Parrish *et al.*(1976)、Paterson and Luan(1990)、Hirth *et al.*(2010)以及 Kronenberg and Tullis(1984)的流变学实验参数(表 6 和 7), 利用实验流变律公式计算的应变速率 $< 10^{-11.58}$ s⁻¹, 普遍偏小, 比分形法的计算结果小 3~5 个数量级。

两种方法计算结果差异的原因有两个方面:

(1) 由于石英重结晶颗粒在变形结束后, 高温退火作用导致石英颗粒粒径增大效应, 造成计算过程

表 7 不同方法估算的差异应力和应变速率

Table 7 Estimation of strain rate by different methods

样品号	$\Delta\sigma^*$ (MPa)	温度 (°C)	$\epsilon = A\sigma^n d^{-m} \exp[-Q/RT]$					分形 维数	Takahashi <i>et al.</i> , 1998	
			Koch, 1983	Koch <i>et al.</i> , 1989	Kronenberg and Tullis, 1984	Paterson and Luan, 1990	Parrish, 1976			
799SQ-1	26.70	400	$10^{-13.49}$	$10^{-13.82}$	$10^{-11.48}$	$10^{-13.23}$	$10^{-15.54}$	$10^{-15.95}$	1.214	$10^{-8.79}$
		500	$10^{-12.15}$	$10^{-12.37}$	$10^{-10.13}$	$10^{-11.87}$	$10^{-13.23}$	$10^{-14.60}$		$10^{-7.47}$
799SQ-2	24.35	400	$10^{-13.60}$	$10^{-13.93}$	$10^{-11.58}$	$10^{-13.35}$	$10^{-15.65}$	$10^{-16.11}$	1.195	$10^{-9.00}$
		500	$10^{-12.26}$	$10^{-12.48}$	$10^{-10.24}$	$10^{-12.00}$	$10^{-13.33}$	$10^{-14.76}$		$10^{-7.68}$
800SQ-1	24.65	400	$10^{-13.58}$	$10^{-13.91}$	$10^{-11.57}$	$10^{-13.33}$	$10^{-15.63}$	$10^{-16.09}$	1.220	$10^{-8.73}$
		500	$10^{-12.24}$	$10^{-12.46}$	$10^{-10.22}$	$10^{-11.98}$	$10^{-13.32}$	$10^{-14.74}$		$10^{-7.41}$
801SQ-2	27.59	400	$10^{-13.45}$	$10^{-13.79}$	$10^{-11.44}$	$10^{-13.18}$	$10^{-15.51}$	$10^{-15.90}$	1.208	$10^{-8.86}$
		500	$10^{-12.11}$	$10^{-12.33}$	$10^{-10.10}$	$10^{-11.83}$	$10^{-13.19}$	$10^{-14.55}$		$10^{-7.54}$

注: * 据 Stipp *et al.*, 2003。

中变形流变应力低估和利用流变率公式估算应变速率普遍偏低(Twiss, 1977; Hacker, 1990; 张波等, 2006; 李振声等, 2013),另外退火作用会对不规则的石英颗粒边缘产生去棱角作用,这对分形维数产生的影响较大(Takahashi *et al.*, 1998; 张波等, 2006; 李振声等, 2013)。

(2) 分形法多适用于低温($T < 400^{\circ}\text{C}$)条件(Mamtani, 2010),而高温流变律的应变速率计在高温条件($T > 400^{\circ}\text{C}$,尤其是 $400\sim500^{\circ}\text{C}$)仍然适用。同时,分形法应变速率计来自于高温($800\sim1000^{\circ}\text{C}$)和高应变速率($10^{-6}\sim10^{-4}\text{ s}^{-1}$)实验,自然界很难达到如此大的应变速率值,通常为 $10^{-12}\sim10^{-15}\text{ s}^{-1}$ (Pfiffner and Ramsay, 1982),而通常只有在低应变速率($<10^{-9}\text{ s}^{-1}$)条件下,石英才发生明显的塑性变形(张波等, 2006; 李振声等, 2013)。

在 $T-\epsilon$ 图解(Stipp, 2002)中(图8),本次4个样品分形法计算的 T 和 ϵ 投影在BLG区,流变率计算的 ϵ 投影跨越3个区,而本次变形温度估算为 $400\sim500^{\circ}\text{C}$,因此推测高温流变率计算结果可能稍小于实际的应变速率,但比分形法计算结果更加可信,分形法的计算值可作为分析的重要参考值。

综合以上考虑,400 $^{\circ}\text{C}$ 即代表低温变形,计算的应变速率 $<10^{-13.18}\text{ s}^{-1}$;500 $^{\circ}\text{C}$ 代表中高温变形,计算的应变速率 $<10^{-12.00}\text{ s}^{-1}$ 。而一般区域性应变速率为 $10^{-13}\sim10^{-15}\text{ s}^{-1}$ (Pfiffner and Ramsay, 1982),说明舒兰韧性剪切带的应变速率与世界上大多数韧性剪切带中的糜棱岩应变速率一致,是缓慢变形的结果。

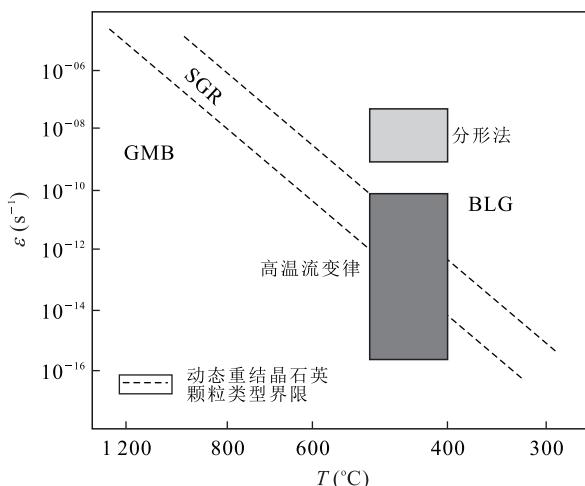


图8 石英动态重结晶类型的温度—应变速率关系

Fig.8 Strain-rate versus temperature diagram with the microstructural correlations of dynamically recrystallized quartz grain

7 结论

(1) 舒兰地区花岗质岩石经受韧性变形而形成糜棱状岩石,左行剪切变形特征,片麻理产状近NNE向。长石有限应变Flinn图解判别岩石类型为LS型构造岩,应变类型主要为拉长型应变。

(2) 石英C轴EBSD组构表现为以菱面(a)滑移为主,指示其形成于400~500 $^{\circ}\text{C}$ 的绿片岩相环境中,反映中—低温变形环境,与根据显微矿物变形温度估计的情况一致。晶格优选区域的分布连线与中心轴呈向左倾斜的趋势,指示中—低温变形均显示以左行剪切为主,这也与显微构造分析一致,且结合糜棱面理和线理信息可知,该期构造运动为NNE-NE向左行—正平移运动。

(3) 用S-C法计算剪切带内糜棱岩的剪应变为0.44。变形带宽度按1500 m计算出糜棱岩带的位移量为660 m。不同计算方法计算出糜棱岩带的运动学涡度值均大于0.95,指示该剪切带的剪切变形以简单剪切为主。

(4) 综合矿物变形温度计、石英C轴EBSD组构、石英的粒度—频数图及Kruhl温度计综合估计该韧性剪切带变形机制以中温位错蠕变机制为主,变质相为低绿片岩相,发生韧性变形和糜棱岩化温度范围在400~500 $^{\circ}\text{C}$ 之间。按平均地热增温率为33 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 可大致推断出剪切带形成于12~15 km的深度范围内。按25 MPa/km的地压梯度可以换算出其围压为300~375 MPa,属中浅地壳层次。

(5) 舒兰韧性剪切带中糜棱岩的石英动态重结晶新晶粒边界普遍具有锯齿状或港湾状结构,利用分形方法对其重结晶新晶边界研究表明,这些晶粒边界具有自相似性,动态重结晶石英颗粒边界统计数据的相关系数 $R'>0.93$,分形维数值为1.195~1.220。采用重结晶石英颗粒粒度计算的差应力值为24.35~27.59 MPa,代表了舒兰韧性剪切带糜棱岩化作用过程的差异应力下限。使用不同实验方法估算、比较和分析了该剪切带古应变速率,认为该速率应为 $10^{-12.00}\text{ s}^{-1}\sim10^{-13.18}\text{ s}^{-1}$,经与区域性应变速率 $10^{-13}\sim10^{-15}\text{ s}^{-1}$ 对比,说明舒兰韧性剪切带的应变速率与世界上大多数韧性剪切带中的糜棱岩应变速率一致,是缓慢变形的结果。该低应变韧性剪切带的形成可能与早白垩世伊泽纳崎板块向欧亚大陆俯冲发生转向有关。

致谢:感谢中国地质大学(北京)刘俊来教授在EBSD岩组分析测试方面给予的帮助,同时对三名

匿名审稿专家们对本文提出的建设性修改意见表示诚挚的谢意。

References

- Bahattacharya, A. R., Weber, K., 2004. Fabric Development during Shear Deformation in the Main Central Thrust Zone, NW Himalaya, India. *Tectonophysics*, 387(1–4): 23–46.doi:10.1016/j.tecto.2004.04.026
- Boutonnet, E., Leloup, P. H., Sassier, C., et al., 2013. Ductile Strain Rate Measurements Document Long-Term Strain Localization in the Continental Crust. *Geology*, 41(8): 819–822.doi:10.1130/G33723.1
- Brodie, K. H., 1980. Variations in Mineral Chemistry across a Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 2(1–2): 265–272.doi:10.1016/0191–8141(80)90059–0
- Brodie, K. H., Rutter, E. H., 1985. On the Relationship between Deformation and Metamorphism, with Special Reference to the Behavior of Basic Rocks. *Metamorphic Reactions*, 4: 138–179.doi:10.1007/978–1–4612–5066–1_6
- Chen, P. J., 1988. Age and Pattern of Huge Parallel Move of the Tancheng-Lujiang Fault Zone. *Chinese Science Bulletin*, 4:289–293 (in Chinese).
- Cheng, Y. H., Teng, X. J., Li, Y. F., et al., 2014. Chronology Constraint and Tectonic Evolution of Hanwula Early Cretaceous Ductile Shear Belt in Dong Ujimqin, Inner Mongolia. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 39(4):375–386 (in Chinese with English abstract).doi:10.3799/dqkx.2014.036
- Dou, L. R., Song, J. G., Wang, Y., 1996. Chronology of the Formation of the Northern Tan-lu Fault Zone and Its Implications. *Geological Review*, 42(6):508–512 (in Chinese with English abstract).
- Hacker, B., Yin, A., Christie, J., et al., 1990. Differential Stress, Strain Rate, and Temperatures of Mylonitization in the Ruby Mountains, Nevada: Implications for the Rate and Duration of Uplift. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6):8569–8580.
- Han, G. Q., Liu, Y. J., Neubauer, F., et al., 2012. Characteristics, Timing, and Offsets of the Middle-Southern Segment of the Western Boundary Strike-Slip Fault of the Songliao Basin in Northeast China. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 39(3):397–405 (in Chinese with English abstract).
- Hirth, G., Teyssier, C., Dunlap, W. J., 2010. An Evaluation of Quartzite Flow Laws Based on Comparisons between Experimentally and Naturally Deformed Rocks. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 90:77–87.doi:10.1007/s005310000152
- Hirth, G., Tullis, J., 1992. Dislocation Creep Regimes in Quartz Aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14(2):145–159.doi:10.1016/0191–8141(92)90053–Y
- Hirth, G., Tullis, J., 1994. The Brittle-Plastic Transition in Experimentally Deformed Quartz Aggregates. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6):11731–11747.
- Hu, L., 1998. An Outline of Microstructure Geology. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Huang, J. J., 1994. On Some Viewpoints on Studies of Mylonite and Their Applications. *Geology of Chemical Minerals*, 16(2):117–122 (in Chinese with English abstract).
- Koch, P. S., 1983. Rheology and Microstructures of Experimentally Deformed Quartz Aggregates. University of California, CA, Los Angeles.
- Koch, P. S., Christie, J. M., Ord, A., et al., 1989. Effect of Water on the Rheology of Experimentally Deformed Quartzite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B10):13975–13996.doi:10.1029/JB094iB10p13975
- Kronenberg, A. K., Tullis, J., 1984. Flow Strengths of Quartz Aggregates: Grains Size and Pressure Effects due to Hydrolytic Weakening. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B6): 4281 – 4297. doi: 10. 1029/ JB089iB06p04281
- Kruhl, J. H., Nega, M., 1996. The Fractal Shape of Sutured Quartz Grain Boundaries: Application as a Geothermometer. *International Journal of Earth Sciences*, 85(1):38–43.doi:10.1007/BF00192058
- Kruhl, J. H., Nega, M., Milla, H. E., 1995. The Fractal Shape of Grain Boundary Sutures: Reality, Model and Application as a Geo-Thermometer. *Conference Fractal and Dynamic Systems in Geosciences*, 85(1):38–43.doi: 10.1007/BF00192058
- Li, D. L., Wang, E. L., 2001. Structural Geology. Jilin University Press, Chuangchun (in Chinese).
- Li, Z. S., Tian, X. L., Zhang, W. J., et al., 2013. Fractal Analysis of East-West Ductile Shear Zone in Guachehe Town Area, Tongcheng, Anhui and Its Applicability of Strain-Rate Estimation. *Science & Technology Review*, 31(20):15–19 (in Chinese with English abstract).
- Liang, C. Y., Liu, Y. J., Li, W., et al., 2011. Characteristics of Extensional Structure of Keluo Complex in Nenjiang Area, Heilongjiang, China. *Geological Bulletin of China*, 30(2–3):291–299 (in Chinese with English abstract).
- Liu, J. L., Cao, S. Y., Zou, Y. X., et al., 2008. EBSD Analysis of Rock Fabrics and Its Application. *Geological Bulletin of China*, 27(10):1638–1645 (in Chinese with English abstract).
- Liu, R. X., 1988. Microstructural Geology. Peking University

- Press, Beijing (in Chinese).
- Mamtani, M., 2010. Strain-Rate Estimation Using Fractal Analysis of Quartz Grains in Naturally Deformed Rocks. *Journal of the Geological Society of India*, 75 (1): 202—209. doi:10.1007/s12594-010-0008-x
- Maruyama, S., Isozaki, Y., Kimura, G., et al., 1997. Paleogeographic Maps of the Japanese Islands: Plate Tectonic Synthesis from 750 Ma to the Present. *Island Arc.*, 6 (1): 121—142. doi:10.1111/j.1440-1738.1997.tb00043.x
- Maruyama, S., Seno, T., 1986. Orogeny and Relative Plate Motions: Example of the Japanese Islands. *Tectonophysics*, 127 (3—4): 305—329. doi:10.1016/0040-1951(86)90067-3
- Means, W.D., Hobbs, B.E., Lister, G.S., et al., 1980. Vorticity and Non-Coaxiality in Progressive Deformation. *Journal of Structural Geology*, 2 (3): 371—378. doi:10.1016/0191-8141(80)90024-3
- Meng, J.Y., Liu, Y.J., Liang, C.Y., et al., 2013. Characteristics of Ductile Deformation of Jiamusi-Yitong Fault. *Global Geology*, 32 (4): 800—807 (in Chinese with English abstract).
- Mercier, J.C.C., Anderson, D.A., Carter, N.L., 1977. Stress in the Lithosphere: Inferences from Steady State Flow of Rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 115 (1—2): 199—226. doi:10.1007/BF01637104
- Okudaira, T., Takeshita, T., Hara, I., et al., 1995. A New Estimate of the Conditions for Transitions from Basal <a> to Prism <c> Slip in Naturally Deformed Quartz. *Tectonophysics*, 250 (1/3): 31—46. doi:10.1016/0040-1951(95)00039-4
- Parrish, D.K., Krivz, A.L., Carter, N.L., 1976. Finite-Element Folds of Similar Geometry. *Tectonophysics*, 32 (3—4): 183—207. doi:10.1016/0040-1951(76)90062-7
- Passchier, C.W., 1988. The Use of Mohr Circles to Describe Non-Coaxial Progressive Deformation. *Tectonophysics*, 149 (3—4): 323—338. doi:10.1016/0040-1951(88)90181-3
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J., 2005. Micro-Tectonics. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin.
- Paterson, M.S., Luan, F.C., 1990. Quartzite Rheology under Geological Conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, 54 (1): 299—307. doi:10.1144/GSL.SP.1990.054.01.26
- Pfiffner, O.A., Ramsay, J.G., 1982. Constraints on Geological Strain Rates: Arguments from Finite Strain States of Naturally Deformed Rocks. *Journal of Geophysical Research*, 87 (B1): 311—321. doi:10.1029/JB087iB01p00311
- Poirier, J. P., 1985. Creep of Crystals. Cambridge University Press, New York.
- Ramsay, J.G., 1980. Shear Zone Geometry: A Review. *Journal of Structural Geology*, 2 (1—2): 83—89. doi:10.1016/0191-8141(80)90038-3
- Ramsay, J.G., Graham, R.H., 1970. Strain Variation in Shear Belts. *Canadian Journal of Earth Science*, 7: 786—813.
- Rutter, E. H., Brodie, K. H., 2004a. Experimental Grain-Size Sensitive Flow of Hot-Pressed Brazilian Quartz Aggregates. *Journal of Structural Geology*, 26: 2011—2023. doi:10.1016/j.jsg.2004.04.006
- Rutter, E. H., Brodie, K. H., 2004b. Experimental Intracrystalline Plastic Flow in Hot-Pressed Synthetic Quartzite Prepared from Brazilian Quartz Crystals. *Journal of Structural Geology*, 26: 259—270. doi:10.1016/S0191-8141(03)00096-8
- Shi, W.J., Wei, J.H., Tan, J., et al., 2014. Late Early Cretaceous Gold Mineralization in Tan-Lu Fault Zone: Evidence from Rb-Sr Isotopic Dating of Pyrite from Longquanzhan Gold Deposit. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 39 (3): 325—340 (in Chinese with English abstract). doi:10.3799/dqkx.2014.031
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., et al., 2002. The Eastern Tonale Fault Zone: A “Natural Laboratory” for Crystal Plastic Deformation of Quartz over a Temperature Range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, 24 (12): 1861—1884. doi:10.1016/S0191-8141(02)00035-4
- Stipp, M., Tullis, J., 2003. The Recrystallized Grain Size Piezometer for Quartz. *Geophysical Research Letters*, 30 (21): 2088. doi:10.1029/2003GL018444
- Stipp, M., Tullis, J., Scherwath, M., et al., 2010. A New Perspective on Paleo-Piezometry: Dynamically Recrystallized Grain Size Distributions in Dicate Mechanism Changes. *Geology*, 38 (8): 759—762. doi:10.1130/G31162.1
- Stöckhert, B., Brix, M.R., Kleinschrodt, R., et al., 1999. Thermochronometry and Microstructures of Quartz—A Comparison with Experimental Flow Laws and Predictions on the Temperature of the Brittle-Plastic-Transition. *Journal of Structural Geology*, 21 (3): 351—369. doi:10.1016/S0191-8141(98)00114-X
- Sun, X.M., Liu, Y.J., Sun, Q.C., et al., 2008. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Geochronology Evidence of Strike-Slip Movement in Dunhua-Mishan Fault Zone. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 38 (6): 965—972 (in Chinese with English abstract).
- Takahashi, M., Nagahama, H., Masuda, T., et al., 1998. Fractal Analysis of Experimentally, Dynamically Recrystallized Quartz Grains and Its Possible Application as a Strain Rate Meter. *Journal of Structural Geology*, 20 (2—3): 269—275. doi:10.1016/S0191-8141(97)00072-2

- Takeshita, T., 1996. Estimate of Physical Conditions for Deformation C-Axis Transitions in Naturally Deformed Quartzite. *The Journal of the Geological Society of Japan*, 102(3):211—222.
- Tikoff, B., Fossen, H., 1995. The Limitations of Three-Dimensional Kinematic Vorticity Analysis. *Journal of Structural Geology*, 17(12):1771—1784.doi:10.1016/0191-8141(95)00069-P
- Twiss, R.J., 1977. Theory and Applicability of a Recrystallized Grain Size Paleopiezometer. *Pure and Applied Geophysics*, 115(1—2):227—244.doi:10.1007/BF01637105
- Twiss, R.J., 1980. Static Theory of Size Variation with Stress for Subgrains and Dynamically Recrystallized Grains// Magnitude of Deviatoric Stresses in the Earth's Crust and Upper Mantle: Proceedings of Conference IX: Convened under Auspices of National Earthquake Hazards Reduction Program. *Menlo Park, CA: US Geological Survey*, 80(625):665—683.
- Wan, T.F., Zhu, H., 1996. The Maximum Sinistral Strike-Slip and Its Forming Age of Tancheng-Lujiang Fault Zone. *Geological Journal of China Universities*, 2(1):14—27 (in Chinese with English abstract).
- Wan, T. F., Zhu, H., Zhao, L., et al., 1996. Formation and Evolution of the Tancheng-Lujiang Fault Zone: A Review. *Geoscience*, 10(2):159—168 (in Chinese with English abstract).
- Wang, X.S., Zheng, Y.D., Yang, C.H., et al., 2001. Determination of the Deformation Temperature and Strain Rate by the Fractal Shape of Dynamically Recrystallized Quartz Grains. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(1):36—41 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y.B., Liang, M.H., Huo, Q.Z., et al., 2004. The Study of the Limit Deformation Measurement with Deformation Feldspar in Granite Areas. *Northwestern Geology*, 37(1):19—24 (in Chinese with English abstract).
- Wallis, S.R., 1992. Vorticity Analysis in Metachert from the Sambagawa Belt, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, 14(3):271—280. doi: 10.1016/0191-8141(92)-8141(92)90085-B
- Wallis, S. R., 1995. Vorticity Analysis and Recognition of Ductile Extension in the Sanbagawa Belt, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, 17(8):1077—1093. doi:10.1016/0191-8141(95)00005-x
- Wernicke, B., 1981. Low-Angle Normal Fault in the Basin and Range Province: Nappe Tectonics in an Extending Orogen. *Nature*, 291:645—648.doi:10.1038/291645a0
- Wu, X.Q., Liu, D.L., Li, Z.S., et al., 2006. A New Fractal Method for the Determination of Deformation Temperatures and Strain Rates—A Case Study of the Fuchashan Tectonite in the Tanlu Fault. *Geology in China*, 33(1):153—159 (in Chinese with English abstract).
- Xia, H.R., Liu, J.L., 2011. The Crystallographic Preferred Orientation of Quartz and Its Applications. *Geological Bulletin of China*, 30(1):58—70 (in Chinese with English abstract).
- Xu, H.J., Jin, S.Y., Zheng, B.R., 2007. New Technique of Petrofabric: Electron Backscatter Diffraction (EBSD). *Geoscience*, 21(2):213—225 (in Chinese with English abstract).
- Xu, J.W., Ma, G.F., 1992. Review of Ten Years (1981—1991) of Research on the Tancheng-Lujiang Fault Zone. *Geological Review*, 38(4):316—324 (in Chinese with English abstract).
- Xu, Z.Q., Wang, Q., Liang, F.H., et al., 2009. Electron Backscatter Diffraction (EBSD) Technique and Its Application to Study of Continental Dynamic. *Acta Petrologica Sinica*, 25(7):1721—1736 (in Chinese with English abstract).
- Yang, B.J., Zhang, M.S., Wang, P.J., 2003. Geological and Geophysical Interpretations of Chinese Oil-Gas Fields (Volume 1). *Science Press*, Beijing (in Chinese).
- Yang, T.N., Xu, H.S., 2008. Mechanisms of Dynamic Recrystallization: Recognition from Natural Tectonites. *Geological Bulletin in China*, 27(9):1459—1467 (in Chinese with English abstract).
- Yang, X.Y., 2005. On the Studies of Ductile Shear Zone: Their Geological Significance. *Advances in Earth Science*, 20(7):765—771 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, B., Zhang, J.J., Guo, L., et al., 2005. Analysis of Structural Features and Deformation of the Mylonite Zone in the Detachment Fault System of the Yalaxiangbo Metamorphic Complex Core, Northern Himalayan Dome Belt. *Progress in Natural Science*, 15(3):692—699 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, B., Zhang, J.J., Guo, L., 2006. Fractal Analysis of Dynamically Recrystallized Quartz Grains and Estimation of Mainly Rheological Parameters of the Ranba Ductile Shear Zone, Northern Himalayan Dome Belt. *Chinese Journal of Geology*, 41(1):158—169 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, B.L., Liu, R.X., Xiang, H.F., et al., 2008. Features of Mylonite at Central Southern Section of the Red River Fault Zone and Estimation of Its Primary Rheological Parameters. *Seismology and Geology*, 30(2):473—483 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y.D., Chang, Z.Z., 1985. Finite Strain Measurement and Ductile Shear Zones. *Geological Publishing House*, Beijing (in Chinese).

- Zheng, Y. D., Wang, T., 2005. Kinematics and Dynamics of the Mesozoic Orogeny and Late-Orogenic Extensional Collapse in the Sino-Mongolian Border Areas. *Science in China (Series D)*, 48(7): 849–862.
- Zhu, G., Liu, G. S., Dunlap, W. J., et al., 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronological Constraints on Syn-Orogenic Strike-Slip Movement of Tan-Lu Fault Zone. *Chinese Science Bulletin*, 49(5): 499–508.
- Zhu, G., Xu, Y. D., Liu, G. S., et al., 2006. Structural and Deformational Characteristics of Strike-Slippings along the Middle-Southern Sector of the Tan-Lu Fault Zone. *Chinese Journal of Geology*, 41(2): 226–241, 255 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 陈丕基,1988.郯庐断裂巨大平移的时代与格局.科学通报,33 (4):289–293.
- 程银行,滕学建,李艳锋,等,2014.东乌旗罕乌拉韧性剪切带的构造属性及其年代约束.地球科学——中国地质大学学报,39 (4):375–386.
- 窦立荣,宋建国,王瑜,1996.郯庐断裂带北段形成的年代学及其意义.地质评论,42(6):508–512.
- 韩国卿,刘永江,温泉波,等,2009.嫩江一八里罕断裂带岭下韧性剪切带变形特征.吉林大学学报(地球科学版),39 (3):397–405.
- 胡玲,1998.显微构造地质学概论.北京:地质出版社.
- 黄建军,1994.麻棱岩研究的若干理论与应用初评.化工地质,16(2):117–122.
- 李德伦,王恩林,2001.构造地质学.长春:吉林大学出版社.
- 李振生,田晓莉,张文俊,等,2013.安徽桐城挂车河镇地区东西向韧性剪切带分形特征及其估算应变速率适用性分析.科技导报,31(20):15–19.
- 梁琛岳,刘永江,李伟,等,2011.黑龙江省嫩江地区科洛杂岩伸展构造特征.地质通报,30(2–3):291–299.
- 刘俊来,曹淑云,邹运鑫,等,2008.岩石电子背散射衍射(EBSD)组构分析及应用.地质通报,27 (10): 1638–1645.
- 刘瑞珣,1988.显微构造地质学.北京:北京大学出版社.
- 孟婧瑶,刘永江,梁琛岳,等,2013.佳—伊断裂带韧性变形特征.世界地质,32(4):800–807.
- 石文杰,魏俊浩,谭俊,等,2014.郯庐断裂带晚白垩世金成矿作用:来自龙泉站金矿床黄铁矿 Rb-Sr 年代学证据.地球科学——中国地质大学学报,39 (3):325–340.
- 孙晓猛,刘永江,孙庆春,等,2008.敦密断裂带走滑运动的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学证据.吉林大学学报(地球科学版),38 (6):965–972.
- 万天丰,朱鸿,1996.郯庐断裂带的最大左旋走滑断距及其形成时期.高校地质学报,2(1):14–27.
- 万天丰,朱鸿,赵磊,等,1996.郯庐断裂带的形成与演化:综述.现代地质,10(2):159–168.
- 王新社,郑亚东,杨崇辉,等,2001.用动态重结晶石英颗粒的分形确定变形温度及应变速率.岩石矿物学杂志,20 (1):36–41.
- 王云斌,梁明宏,霍勤知,等,2004.利用变形花岗岩体中的长石矿物进行有限应变测量初探.西北地质,37 (1): 19–24.
- 吴小奇,刘德良,李振生,等,2006.确定变形温度和应变速率分形法的探讨——以郯庐断裂浮槎山构造岩为例.中国地质,33(1):153–159.
- 夏浩然,刘俊来,2011.石英结晶学优选与应用.地质通报,30 (1):58–70.
- 徐海军,金淑燕,郑伯让,2007.岩石组构学研究的最新技术——电子背散射衍射(EBSD).现代地质,21 (2): 213–225.
- 徐嘉炜,马国锋,1992.郯庐断裂带研究的十年回顾.地质评论,38(4):316–324.
- 许志琴,王勤,梁风华,等,2009.电子背散射衍射(EBSD)技术在大陆动力学研究中的应用.岩石学报,25 (7): 1721–1736.
- 杨宝俊,张梅生,王璞君,2003.中国油气区地质—地球物理解析(上卷).北京:科学出版社.
- 杨天南,徐宏顺,2008.通过构造岩鉴别岩石动态重结晶的机制.地质通报,27(9):1459–1467.
- 杨晓勇,2005.论韧性剪切带研究及其地质意义.地球科学进展,20(7):765–771.
- 张秉良,刘瑞珣,向宏发,等,2008.红河断裂带中南段麻棱岩分形特征及主要流变参数的估算.地震地质,30 (2): 473–483.
- 张波,张进江,郭磊,2006.北喜马拉雅穹隆带然巴韧性剪切带石英动态重结晶颗粒的分维几何分析与主要流变参数的估算.地质科学,41(1):158–169.
- 张波,张进江,郭磊,等,2005.北喜马拉雅穹隆带雅拉香波变质核杂岩拆离断层系中麻棱岩带构造特征及变形分析.自然科学进展,15(3):692–699.
- 郑亚东,常志忠,1985.岩石有限应变测量及韧性剪切带.北京:地质出版社.
- 郑亚东,王涛,2005.中蒙边界区中生代推覆构造与伸展垮塌作用的运动学和动力学分析.中国科学(D辑),35(4): 291–303.
- 朱光,刘国生,Dunlap, W. J., 等,2004.郯庐断裂带同造山走滑运动的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学证据.科学通报,49 (2): 190–198.
- 朱光,徐佑德,刘国生,等,2006.郯庐断裂带中—南段走滑构造特征与变形规律.地质科学,41(2):226–241,255.