高黎贡剪切带变形花岗质岩石中的长石细粒化和岩石流动特性

董彦龙¹, 曹淑云^{1*}, 程雪梅¹, 刘俊来², 曹汉琛¹

1. 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074;

2. 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学, 北京 100083

* 通讯作者, E-mail: shuyun.cao@cug.edu.cn

收稿日期: 2018-09-04; 收修改稿日期: 2019-03-18; 接受日期: 2019-04-02; 网络发表日期: 2019-05-17

国家自然科学基金项目(批准号: 41722207、41472188、41430211)和国家重点研发计划项目(编号: 2017YFC0602401)资助

摘要 以高黎贡剪切带中发育的变形花岗质岩石为研究对象, 主要通过光学显微镜(OM)、扫描电镜(SEM)、阴极发光仪(CL)和电子背散射衍射(EBSD)对其显微构造、组构以及矿物成分进行了精细的测试分析, 重点针对岩石中的长石细粒化和流体制约因素进行了深入讨论. 研究结果表明: (1) 高黎贡剪切带中的变形花岗质岩石随糜棱岩化程度的增强, 呈现出两个明显的端元变形岩石类型, 即 I 型-条带状花岗质糜棱岩和 II 型-条带状超糜棱岩. (2) 在 I 型和 II 型岩石中, 主要矿物组合均为钾长石、斜长石、石英、黑云母和(或)白云母. 然而其中 I 型岩中矿物的成分含量为: 钾长石(残斑为主)>斜长石>石英±黑云母; II 型岩中矿物的成分含量为: 细粒化的斜长石>钾长石>石英±黑云母. (3) EBSD 组构结果显示无论是 I 型-条带状花岗质糜棱岩, 还是 II 型-条带状超糜棱岩, 条带状石英在 Y 轴方向形成最大 c 轴<0001>主极密的结晶学优选定向, 表示以柱面<a>滑移系发育为主; 而 II 型-条带状超糜棱岩基质中的石英单颗粒在 X 轴方向形成最大 c 轴<0001>主极密的结晶学优选定向, 指示了柱面<c>滑移系. (4) II 型-条带状超糜棱岩基质中分布的钾长石矿物变形是以(100)[010]滑移系的发育占主导地位的位错蠕变动态重结晶, 斜长石矿物呈现较弱的 EBSD 组构, 表现出颗粒边界为主的滑移超塑性流动特征. 值得注意的是从 I 型-条带状花岗质糜棱岩到 II 型-条带状超糜棱岩中, 变形长石残斑主要为钾长石. 在角闪岩相剪切变形过程中钾长石呈现出明显细粒化以及矿物相、矿物成分和结构的转变, 表现为钾长石矿物残斑被细粒化斜长石和石英颗粒取代并伴随着流体作用. 钾长石残斑的强烈细粒化进一步形成高应变局部化的超糜棱岩和整个岩石的超塑性流动.

关键词 长石, 细粒化, EBSD 组构, 流体, 蠕变结构, 糜棱岩, 超糜棱岩

1 引言

花岗质岩石作为大陆岩石圈最基本的物质组成单

元, 其中的矿物及矿物组合的变形与流变行为直接控制着大陆地壳的流变性质. 由于晶体的物理、化学性质差异, 不同的矿物及组合又可记录不同层次的变形

中文引用格式: 董彦龙, 曹淑云, 程雪梅, 刘俊来, 曹汉琛. 2019. 高黎贡剪切带变形花岗质岩石中的长石细粒化和岩石流动特性. 中国科学: 地球科学, 49: 1372–1393, doi: 10.1360/N072018-00115

英文引用格式: Dong Y, Cao S, Cheng X, Liu J, Cao H. 2019. Grain-size reduction of feldspar and flow of deformed granites within the Gaoligong shear zone, southwestern Yunnan, China. Science China Earth Sciences, 62: 1379–1398, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9351-8>

行为和流变特征(Passchier和Trouw, 2005; Behr和Platt, 2011; Cao等, 2010, 2017; Liu等, 2012; Miranda等, 2016). 关于岩石圈力学属性和流变学特征, 其中浅部地壳的流变特征及动力学演化的研究主要以大理岩中方解石的塑性行为为代表(例如, 刘俊来等, 2000a, 2000b; Liu等, 2002; Ferrill等, 2004; Bestmann等, 2006; Marques等, 2010; Wells等, 2014; Kushnir等, 2015); 石英用于反映中上部地壳的流变行为(例如, Grieve等, 1996; Derez等, 2015; Rahl和Skemer, 2016); 而对下地壳岩石流变行为的研究, 人们则把重点放在了麻粒岩和辉绿岩中的长石和辉石的塑性变形行为上(例如, Dornbush, 1994; Kruse等, 2001; Amiguet等, 2010; Raimbourg等, 2011; Kogure等, 2014). 研究表明, 花岗质岩石在地壳流变过程中的变形行为, 不仅仅依赖于作为主要造岩矿物石英的变形, 同时受长石变形行为的制约(Stünitz和Tullis, 2001; Getsinger等, 2013; Wintsch和Yi, 2013).

通过对天然变形长石进行室内实验和观察结果表明, 在相对低级变质-变形条件下($<400^{\circ}\text{C}$)长石主要表现为脆性破裂和碎裂流动, 并伴有一定程度的晶内变形, 包括颗粒尺度的破裂和双晶弯曲(Paterson, 1982; Jensen和Starkey, 1985; Goodwin和Tikoff, 2002). Shigematsu(1999)认为在低到中级变质条件下($400\sim 500^{\circ}\text{C}$), 长石仍然广泛发育晶内显微破裂, 其主导变形机制变为以膨凸成核重结晶为主(Passchier和Trouw, 2005). Paterson(1982)提出, 在中级变质条件下($450\sim 600^{\circ}\text{C}$), 沿着长石颗粒边缘出现的长石动态重结晶作用占据着重要地位, 可出现大量的亚颗粒旋转动态重结晶新晶粒, 形成典型的核-幔构造(Passchier和Trouw, 2005); 而在高温变形条件下($>600^{\circ}\text{C}$), 长石在发育典型核-幔构造的同时, 也沿着长石颗粒的边缘出现大量的亚颗粒旋转动态重结晶形成的新晶粒, 但核和幔之间的颗粒边界相对于中温时不明显, 此时以位错攀移和恢复作用为主, 并形成了真正的亚颗粒结构(Olsen和Kohlstedt, 1984; Kruse等, 2001; Wintsch和Yi, 2002; Holeyoke和Tullis, 2006; Hansen等, 2013). 然而, 鉴于长石成分、结构的变化以及其对于介质环境变化(如与水的反应)表现敏感, 其天然变形行为和变形机制远远不是那么简单. 在天然岩石变形过程中, 长石晶体内部滑移系的发育十分复杂, 尤其是在高温变形条件下, 可出现多种滑移系. 对斜长石滑移系的研究发现在中-高温

变形条件下, 沿着(010)[001]和(001) $<110>$ 的滑移占主导地位(Olsen和Kohlstedt, 1985; Kruhl, 1987; Montardi和Mainprice, 1987; Ji和Mainprice, 1990; Heidelbach等, 2000b; Kruse等, 2001), 而斜长石中{001} $<100>$ 、(010)[100]和{111} $<110>$ 滑移系的发育也有报道(Olsen和Kohlstedt, 1984; Montardi和Mainprice, 1987; Ji和Mainprice, 1990; Stünitz等, 2003; Franěk等, 2006; Ishii等, 2007; Miranda等, 2016). 对于钾长石来说, 前人研究认为(010)[100]滑移系起着主导作用(Gandais和Willaime, 1984; Menegon等, 2008; Fukuda和Okudaira, 2013). 在高级变质条件下, 认为扩散蠕变在长石变形过程中变得更为重要(Gower和Simpson, 1992; Martelat等, 1999; Czaplińska等, 2015; Miranda等, 2016).

长石的变形行为和流变学特性是当今大陆地壳流变研究的重要方面, 然而由于长石类矿物成分与晶体结构的复杂性以及流体作用的影响和参与, 对长石的天然与实验变形温度、变形显微构造特征、晶格优选定向机理、滑移系的发育、流体活动的影响以及流动机制和流动特性及其对于地壳乃至岩石圈的贡献, 依然缺乏足够的了解和深入的认识. 剪切带作为强烈的应变局局部化带, 是大陆地壳变形构造发育的重要部位, 也是大陆岩石圈弱化的关键场所(Cao和Neubauer, 2016). 青藏高原东南缘的高黎贡剪切带中发育一系列变形花岗岩石, 前人侧重对这些花岗岩石中的锆石进行了年代学分析和讨论(杨启军等, 2006; Lin等, 2012; Xu等, 2012; Zhang等, 2017), 但是对这些花岗质岩石在地壳流变过程中的变形行为, 还没有开展深入的研究. 因此, 本文以高黎贡剪切带中发育的变形花岗岩石为研究对象, 对其开展了变形显微构造、矿物相、长石细粒化机理及制约因素的深入分析, 并探讨了该剪切带中花岗质糜棱岩的流动机制及其弱化特征, 并为大陆中部地壳的流变性研究提供重要依据.

2 区域地质背景

高黎贡剪切带位于喜马拉雅东构造结的东南侧, 是印支地块的西边界(丁林, 1991; 季建清等, 2000a; Zhang等, 2012a, 2012b). 该剪切带出露长约500km, 沿着怒江峡谷西侧呈南北向展布, 向北沿怒江延伸到喜马拉雅东构造结, 北部地区平均海拔4000m以上, 东西平均宽约10km; 向南沿着六库至腾冲之间, 变得狭长,

宽度在8km左右, 海拔多在3800~3200m. 再向南延伸至龙陵地区, 呈北东-南西向展布, 海拔高度也骤然降低. 在瑞丽中缅边界地区海拔降到200m左右, 并与缅甸境内实皆断裂带相接(Wang和Burchfiel, 1997; 季建清等, 2000a; Lin等, 2009; Zhang等, 2012a)(图1a). 在剪切带东侧, 怒江峡谷东岸为崇山剪切带(图1b), 主要岩石为崇山群变质岩, 岩石类型以糜棱岩化片麻岩和片岩为主, 其中片麻岩以条带状、眼球状和面理化混合片麻岩为主. 两条剪切带中间为隶属于禅泰地块的保山地块, 主要为古生代-中生代沉积地层. 古生代地层为一系列粉砂质板岩、砂质板岩、泥质板岩、千枚岩及少量变质火山岩和硅质岩等组成的浅变质岩; 中生带地层的岩性以碎屑岩、碳酸盐岩及玄武岩为主(陈福坤等, 2006).

沿着高黎贡剪切带主体出露的是一套经历强烈剪切变形改造的新元古代变质基底岩石, 即“高黎贡山群”, 和大量的中生代、新生代花岗质侵入岩体(云南省地质矿产局, 1990; Wang等, 2006; Lin等, 2009; Zhang等, 2012a; Liu等, 2015)(图1b). 剪切带与两侧未变质-弱或未变形的沉积岩呈断层接触(Zhang等, 2014)(图1c). 高黎贡山群根据岩性可划分为高黎贡山群上亚群和下亚群, 高黎贡山群上亚群主要岩石类型包括: 微晶片岩、千枚岩、石英片岩夹大理岩、条带状灰岩等; 高黎贡山群下亚群的岩石类型则以一套深变质岩为主, 主要有黑云二长片麻岩、花岗片麻岩、花岗质混合岩夹黑云角闪斜长片麻岩、角闪岩等. Song等(2010)研究认为高黎贡剪切带经历了两期构造-热演化事件, 即早期地壳增厚诱发的岩浆过程伴随着中到高压麻粒岩相的区域变质过程, 以及晚期与强烈剪切相关的绿片岩相变质过程. 季建清等(2000b)对那邦地区高黎贡山群(Mogok群)内发育的变质基性岩开展了变质时代及温压条件研究, 结果显示其经历了两期变质作用的改造, 即早期(约74~76Ma)麻粒岩相变质作用和晚期(约23~24Ma)角闪岩相变质作用并认为该变质岩带为晚中生代-新生代以来的变质变形带. 多数学者在对于高黎贡山群下亚群的深变质岩研究的过程中, 普遍认为新生代右行走滑剪切作用产生了深变质岩构造, 相伴的走滑隆升可能是致使深变质杂岩剥露到地壳浅部层次的重要机制(Akciz, 2004; Socquet和Pubellier, 2005; Wang等, 2006; Morley, 2007; Zhang等, 2012a). 对高黎贡剪切带南段腾冲地区详细的构造解

析认为, 穹隆抬升作用致使深部地壳物质的剥露(Xu等, 2015; Zhang等, 2017).

剪切带中糜棱岩化花岗质岩石的原岩有多种不同时代, 主要包括寒武纪黑云母二长花岗岩(547~454Ma)、早白垩世似斑状二长花岗岩(126~110Ma)和喜山期似斑状黑云母二长花岗岩(50~66Ma)(杨启军等, 2006; Lin等, 2012; Xu等, 2012; 蔡志慧等, 2013; 董彦龙, 2013; 马楠等, 2013; Qi等, 2015; Zhu等, 2015). 本文所研究的变形花岗质岩石形成的时代为61.8~63.3Ma, 属于喜山期壳源花岗岩, 是一套与碰撞作用相关的花岗岩(董彦龙, 2013). 唐渊等(2016)对剪切带中浅色花岗岩脉的研究, 获得两组锆石年代学数据即68~40Ma和27~23Ma. 他们认为68~40Ma的这组岩浆活动可能与印度-欧亚板块碰撞作用所导致的藏东南三江地区强烈的地壳缩短作用有关, 而27~23Ma的岩浆活动出现在高黎贡韧性剪切作用的过程中. 最近报道的剪切带中侵入于混合花岗岩中的花岗岩脉中锆石U-Pb年龄约40~30Ma, 认为剪切带活动开始于30Ma之后(Zhang等, 2017).

3 高黎贡剪切带中花岗质糜棱岩的宏观构造特征

高黎贡剪切带的露头尺度上, 韧性变形构造十分丰富, 包括不对称褶皱、揉流褶皱、L-型构造岩(以极其发育的矿物拉伸线理为主要特征)、眼球状及不对称矿物变形旋转残斑、S-C构造以及长英质脉体呈鱼状构造等(图2a和2b). 岩石中发育不同变形程度的浅色岩脉, 呈藕节状、弯钩状、扁豆状、扁条状、肿缩状等不同形态构造(图2a和2b). 所有这些韧性变形构造标志指示高黎贡剪切带普遍遭受了强烈的右行剪切变形.

在高黎贡剪切带中, 无论是深变质岩石还是侵入岩体, 都普遍遭受了强烈的糜棱岩化. 糜棱岩中常常可见到发育的矿物拉伸线理(L)和叶理(S), 呈现典型的L-S型构造特征; 或者矿物拉伸线理远远比糜棱叶理发育, 构成典型的L型或L>S型构造岩(图2). 糜棱叶理主体走向近南北, 平行于剪切带的走向, 倾角较大(约40°~80°)(图1d). 岩石中可见云母、长石、石英等矿物定向排列构成矿物拉伸线理(图2b), 线理倾伏向近南北向, 倾伏角近水平(图1d和2b).

图 2 高黎贡剪切带中花岗质糜棱岩到超糜棱岩露头尺度的构造特征

(a) 斜长角闪岩中长英质脉体呈现不同程度的鱼状剪切条带, 指示右行剪切; (b) 花岗质超糜棱岩中发育的典型的L-型构造, 其中糜棱线理发育, 糜棱叶理弱发育; (c) I型-条带状花岗质糜棱岩中长石变形残斑和条纹、条带状流动塑性变形的构造特征. 不同变形程度的长石残斑呈现不同的组构特征, 其中“ σ ”型残斑具有拖尾, 指示其遭受强烈的右行剪切; (d) I型-条带状花岗质糜棱岩中变形钾长石残斑具有明显的钾长石“核”和斜长石的“幔”结构, 基质是由黑云母、石英和细粒化的长石所构成; (e), (f) II型-条带状超糜棱岩露头特征; (g) II型-条带状超糜棱岩中, 选取图(c)中出现的低应变带, 其中的“ ϕ ”型长石残斑具有明显的拖尾, 以及强烈拉长的长石条带, 均指示其遭受了强烈的右行剪切; (h) II型-条带状超糜棱岩中, 局部的低应变带中钾长石残斑呈现“ δ ”型, 具有明显的斜长石幔和长长的拖尾, 无论是“ σ ”还是“ δ ”型长石残斑都指示右行剪切

中, 长石旋转残斑普遍发育, 且可见旋转残斑拖尾, 残斑主要成分为钾长石. 在露头尺度上, 残斑呈现不同的形态类型, 广泛发育典型的“ σ ”、“ δ ”及“ ϕ ”型残斑, 为右行剪切运动指向提供了充分的证据(图2c~2f). 同时可见在变形过程中, 钾长石残斑形成了典型的核, 亮白色的斜长石围绕钾长石残斑构成镶边状(图2d). 条带状糜棱岩基质可见由细粒化的斜长石、石英多晶集合体以及黑云母集合体等构成的条纹、条带状流动构造与糜棱岩的面理和线理方向一致. 在 II 型-条带状超糜棱岩中, 主要矿物已经完全的细粒化, 偶见残余的旋转残斑被大量的新晶粒围绕. 其中基质的矿物组合为动态重结晶的石英、细粒化的长石(包括斜长石和钾长石, 其中以斜长石为主)以及细粒化的黑云母(图2e~2h).

4 变形显微构造特征

本文侧重对变形花岗质岩石, 特别是分别针对 I 型-条带状花岗质糜棱岩和 II 型-条带状超糜棱岩的显微构造特征和长石由残斑到细粒化基质过程开展了深入的分析. 所有的显微构造、阴极发光和结晶学组构数据的样品都是在垂直于叶理平行于线理即 XZ 面切制的标准薄片中进行. 岩石主要由钾长石、斜长石、石英、黑云母及少量磷灰石、榍石、锆石、电气石等副矿物组成.

4.1 I 型-条带状花岗质糜棱岩

I 型-条带状花岗质糜棱岩主要由长石残斑和细粒化的基质构成, 呈现条纹、条带状的流动构造特征(图3). 平行矿物拉伸线理方向上, 大部分长石残斑被强烈拉长定向, 且长轴近平行于糜棱叶理, 长轴平均约为 1000 μm , 短轴约为 700 μm . 长石呈现强烈的塑性变形, 主要体现在长石残斑核部呈现不均匀消光或波状消光. 沿着长石颗粒的边缘出现大量的亚颗粒旋转动态重结晶新晶粒, 形成典型的核-幔构造(图3a~3e). 细粒化的长石与细粒化的云母和石英等矿物集合体共同构成长石残斑的拖尾(图3b~3d). 常可见到在平行于糜棱叶理方向上沿着钾长石残斑的边缘出现大量的蠕英结构(图3f~3h). 蠕英结构的成分是由斜长石和石英组成(在下文阴极发光中具有明显的岩相学特征). 基质中细粒化的长石粒径约为 50~100 μm , 在光学显微镜

下, 可以看到它们近等粒状(图3h).

在 I 型-条带状花岗质糜棱岩中, 集合体条带主要包括石英多晶集合体、钾长石残斑以及斜长石+钾长石+石英+黑云母集合体条带(图3a和3b). 石英多晶集合体条带中的石英颗粒长轴约 200~300 μm , 短轴约 50~100 μm . 石英多晶矩形条带在长轴方向上呈不规则或锯齿状颗粒边界, 具有波状消光特征, 表现出颗粒边界迁移重结晶作用(图3a~3c). 矿物集合体条带中的黑云母以定向排列和细粒化为主, 其颗粒短轴在 10~20 μm , 长轴在 50~300 μm . 在 I 型-条带状花岗质糜棱岩中, 长石残斑含量为 20%, 基质中长石含量为 60%, 石英含量为 25%, 云母含量为 10%, 其他副矿物含量为 5%.

4.2 II 型-条带状超糜棱岩

II 型-条带状超糜棱岩主要是由少量长石残斑(含量 < 10%)和极细粒化的基质(含量 > 90%)所构成. 这些未完全细粒化的长石残斑, 定向拉长, 边界不规则, 晶内变形构造发育, 如不规则消光和波状消光. 长石在近平行于糜棱叶理方向具有一定程度的拉长定向. 石英颗粒呈近等粒状分布于基质中, 在光学显微镜下很难与细粒化的长石分辨开来(图4a和4b).

在 II 型-条带状超糜棱岩中, 集合体条带主要包括石英矩形条带、细粒化的长石+石英+黑云母集合体条带以及部分残余钾长石条带(图4c~4e). 在进一步的剪切变形过程中, 在应力集中部位可见微观域内由极其细粒化(< 10 μm)矿物构成的微剪切带(图4d). 典型的高温石英矩型条带发育, 由许多矩形或近似于矩形的石英颗粒定向首尾相连排列构成; 石英条带中石英颗粒的粒径短轴在 20~50 μm , 而长轴在 100~300 μm , 它们的轴比从 3 到大于 10, 条带延伸长且稳定(图4e和4f), 其显微构造特征与 I 型糜棱岩相比, 这些石英条带具有更好的面状特征(图4e和4f). 在 II 型-条带状超糜棱岩中, 长石残斑含量 < 10%, 基质中长石含量为 75%, 石英含量为 15%, 云母含量为 7%, 其他副矿物含量为 3%.

5 阴极发光显微构造特征

利用阴极发光仪进一步对 I 型-花岗质糜棱岩和 II 型-条带状超糜棱岩进行了详细分析. 矿物的阴极发光特征可以帮助鉴别矿物相, 不同矿物会发不同颜

图 3 I 型-条带状花岗质糜棱岩的显微构造特征

(a) 长石残斑和细粒化的基质构成典型的糜棱结构; (b) 定向拉长状的钾长石残斑以及细粒化的长石构成拖尾, 强烈细粒化的长石和细粒化的云母构成基质, 石英呈多晶集合体条带和其他细粒化的矿物共同形成矿物拉伸线理; (c) 细粒化的基质和钾长石残斑, 钾长石残斑不均匀消光及核-幔结构; (d) 钾长石旋转残斑被细粒化的长石环绕, 构成典型的核-幔结构; (e) 被剪裂开的钾长石破裂由长石和石英颗粒充填愈合, 钾长石残斑具不均匀消光特征, 细粒化的长石构成基质; (f) 拉长定向的钾长石残斑, 卡氏双晶发育, 蠕英结构和细粒化的长石新晶粒出现在钾长石残斑两侧; (g) 钾长石残斑, 不均匀消光, 颗粒边缘蠕英结构以及矩形石英条带非常发育; (h) 拉长状的钾长石残斑两侧出现细粒化的长石和石英, 蠕英结构发育

图 4 II 型-条带状超糜棱岩的显微构造特征

(a) 长石完全细粒化, 颗粒具有轻微的拉长定向; 其中低应变带中可见钾长石残斑被斜长石和石英交代构成的蠕英结构; (b) 完全细粒化的长石和云母; (c) 细粒化的基质由斜长石+石英+黑云母构成, 局部保留拉长状的钾长石残斑, 且残斑拖尾为钾长石集合体; (d) 细粒化基质中发育的微剪切带, 形成条带状超糜棱岩的局部高应变带; (e) 完全细粒化的长石与矩形石英条带和细粒化的云母构成条带状; (f) 细粒化的长石和矩形石英条带

色的光。阴极发光可以对花岗质岩石中的钾长石和斜长石加以区分, 可以很好地判断岩石中矿物成分和不同矿物的形态以及分布特征等(Ishii等, 2007; Slaby等, 2008, 2016; Götze等, 2013; Higgins, 2017)。阴极发光图像显示, 钾长石一般呈现蓝色, 斜长石随成分变化呈绿色-黄色, 方解石呈现橙红-橙黄色, 大部分黑色或暗色区域是由石英、云母和/或绿泥石组成。阴极发光分析是在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室, 采用BII CLF-2阴极发光仪来完成的。仪器工作条件如下, 操作电压: 15kV; 电流: 300A; 功率:

150W; 束流: 1mA; 束流直径: 30μm, 曝光时间20s。

在 I -型条带状花岗质糜棱岩的阴极发光图像中, 明显可见长石残斑是由发蓝色光的钾长石组成, 而细粒化的基质是以发绿色光的斜长石为主。石英多晶矩形条带在阴极下发暗光或不发光, 且其中明显可见钾长石矿物呈矿物鱼状或布丁状或被拉长呈不连续的透镜状, 指示其遭受了右形剪切(图5a)。由于动态重结晶作用, 大多数钾长石残斑周围被细粒化钾长石和斜长石颗粒围绕, 形成典型的核-幔结构(图5b~5e)。钾长石残斑的旋转拖尾是由细粒的集合体如钾长石、钾长

图 5 I 型-条带状花岗质糜棱岩的阴极发光显微构造特征

(a) 条带状构造, 可见钾长石矿物包(蓝色)指示右行剪切, 细粒化的斜长石(绿色)和钾长石构成基质, 钾长石残斑拉长定向, 石英条带(黑色); (b) 定向拉长的钾长石残斑在其拖尾处具有细粒化的钾长石和斜长石. 石英呈多晶集合体条带平行矿物拉伸线理; (c) “ σ ”型钾长石残斑指示右行剪切, 细粒化钾长石拖尾发育形成典型的核-幔塑性变形构造, 细粒化的斜长石分布在基质中; (d) “ σ ”型钾长石残斑, 短轴方向发育蠕英结构, 长轴方向发育钾长石集合体拖尾, 裂隙被石英充填, 细粒化的斜长石分布在基质中, 石英呈多晶集合体或矩形条带状; (e) 剪裂开的钾长石残斑裂隙由细粒化的钾长石和石英充填, 基质中主要为完全细粒化的钾长石+斜长石+石英构成条带状; (f), (g) 钾长石残斑和斜长石交代钾长石出现在钾长石周围, 蠕英结构发育, 主要由斜长石和石英颗粒构成; (h) 钾长石两侧出现钾长石残余和细粒化的斜长石和点状分布的石英

石-斜长石以及斜长石-石英构成。在钾长石碎斑周围蠕英结构发育, 由发绿色光的斜长石和暗色光的点状石英组成(图5f~5h)。

在 II 型-条带状超糜棱岩的阴极发光图像中, 可见到局部残留的且发蓝色光定向拉长状的钾长石残斑核和由细粒化的钾长石+斜长石构成拖尾, 形成 σ 型旋转残斑, 指示右行剪切(图6a)。在残留的钾长石残斑周围蠕英结构仍有发育, 类似蚕食钾长石残斑, 蠕英结构的出现伴随着斜长石和石英颗粒形成从而置换了钾长石(公式(1))。而基质主要是由发黄绿色光为主的细粒化斜长石所构成。石英表现为呈暗色的石英矩形条带(图6b)以及在基质中呈星点状分布(图6a~6f)。另可见到从钾长石残斑到基质所表现出的三种具明显不同的显微构造特征(图6b~6d): (A) 少量残留的拉长状钾长石残斑带, 其具有典型的核-幔结构, 残斑长轴平行于糜棱叶理和矿物拉伸线理方向, 在长石残斑的核部或边缘仍有大量细长的蠕英发育(图6c、6e、6f)。在蠕英结构中, 石英以细长粒状为主在斜长石中出现, 且石英长轴主体垂直长石残斑的长轴方向, 石英长轴平均粒度约20 μm (图6g), 而钾长石长轴的平均粒度约为72 μm (图6i); (B) 残斑边缘到基质的过渡带(图6c), 斜长石呈等轴状颗粒, 平均粒度约为72 μm (图6h)。蠕英结构中的石英颗粒随着远离长石残斑, 其粒度增大, 呈零星的点状分布在斜长石中(图6c), 其长轴平均粒度约为30 μm (图6g); (C) 远离长石残斑的基质中, 长石颗粒完全细粒化, 主要以发黄绿色光的斜长石为主, 几乎不含有钾长石; 且斜长石颗粒呈现轻微被拉长成椭圆状的趋势, 其长轴的平均粒度约95 μm (图6h), 拉长的斜长石颗粒的长轴相对平行于糜棱叶理方向(图6d)。石英形成单晶石英颗粒, 粒度大小不等, 其长轴的平均粒度约为40 μm (图6g)。

6 变形矿物晶格优选定向特征

6.1 EBSD分析方法

电子背散射衍射(electron backscattered diffraction, EBSD)技术, 是应用扫描电子显微镜获取岩石矿物晶体结晶学信息的一种方法(Prior等, 1999; Heidelberg等, 2000a; Stipp等, 2002; Bhattacharya和Weber, 2004; 曹淑云和刘俊来, 2006; 曹淑云, 2007; 徐海军等, 2007; 刘俊来等, 2008)。

石英和长石的晶格优选定向(CPO)的观测是在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室的EBSD实验室完成的。测试样品先使用粒径为3.5 μm 和1.5 μm 的 Al_2O_3 悬浮液抛光, 然后使用0.5 μm 的金刚石悬浮液高精度抛光, 再选择0.05 μm 的流体抛光进行高精度抛光, 最后用超声波对薄片进行清洗, 防止抛光液残留影响电子束的衍射。测试前, 在样品测试区表面周围贴上导电胶带, 以增加样品导电效果, 然后将薄片倾斜70°放于扫描电镜样品腔内, 样品的线理方向平行于扫描电镜的X轴方向。电子背散射衍射测试环境如下, 低真空、加速电压为20kV、探头距离为160mm, 工作距离为19~22mm, 测试过程中根据颗粒粒径的不同采用不同的步长进行面扫描模式完成对电子背散射花样(EBSP)的获取; 测试过程至少检测6条菊池条带与标准分析矿物相结构相匹配时标定结果才可被接受, 且标定点的平均角偏差(MAD)小于1.0。测试完成后, 使用HKL Channel 5软件包来完成对电子背散射图案(EBSP)的分析和处理(刘俊来等, 2008), 并且采用下半球等面积赤平投影的方法, 以样品中面理(XY)和拉伸线理(X)作为参考系进行投影并绘制极图。所测样品的岩石类型及石英和长石的变形特征在表1和图7中列出, EBSD测试样品中矿物的粒度统计见图8, EBSD测试结果见图9和10。

6.2 石英和长石矿物晶格优选定向结果

为了进一步确定 I 型-条带状花岗质糜棱岩和 II 型-条带状超糜棱岩的变形条件, 本文重点选取高黎贡剪切带中部匹河以西的剖面中具代表性的5个 I 型-条带状花岗质糜棱岩样品和1个 II 型-条带状超糜棱岩样品, 分别对其中的长石和石英进行晶格优选定向分析, 样品测试过程中所有的石英和长石组构的测定都是在均匀分布的区域进行的。

样品GL1210-1和GL1218-1为 I -型条带状花岗质糜棱岩, 矿物拉伸线理极其发育而糜棱叶理则相对较弱, 为L>>S型构造岩。显微镜下观测, 长石发生明显的品质塑性变形, 长石呈变形残斑和基质中细粒化的颗粒产出。石英呈多晶集合体条带或矩形条带状, 表现为高温颗粒边界迁移动态重结晶, 颗粒边界呈锯齿状(图7a), 多晶石英条带中的石英颗粒粒度较大, 平均粒度为285 μm (GL1210-1, 图8a)和193 μm (GL1218-1, 图8b)。样品GL1215、GL1612-2和GL1658-1为 I -型条带

图6 II型-条带状超糜棱岩的阴极发光显微构造特征

(a) 局部见定向拉长状的残余钾长石残斑(蓝色), 拖尾由细粒化的钾长石和斜长石构成, 基质中为极度细粒化的钾长石+斜长石+石英, 其中斜长石为主要成分分布在基质中; (b) 极其拉长定向的钾长石残余构成条带, 两侧是细粒化的斜长石和点状分布的石英、远离钾长石残斑为石英多晶集合体条带; (c) 从钾长石残斑到基质的转变构造特征, 局部可见钾长石残斑没有被完全交代反应残余, 蠕英结构发育在其两侧, 斜长石强烈细粒化, 远离钾长石残斑的斜长石颗粒呈轻微的定向拉长状; (d) 从钾长石残斑到基质过渡的三种显微构造特征; (e) A、B区域的显微构造特征; (f) A区域的显微构造特征, 可见残余的钾长石, 斜长石轻微定向拉长, 石英颗粒均匀分布于斜长石颗粒之间。 (g) 条带状超糜棱岩中石英分别在区域A~C中的粒度分布图; (h) 斜长石分别在区域A~C中的粒度分布图; (i) 钾长石主要在区域A中的粒度分布图

状花岗质糜棱岩, 糜棱叶理及矿物拉伸线理极其发育, 为L-S型构造岩。显微镜下观测, 长石发生明显的晶质塑性变形, 发育机械双晶, 且长石残斑周围蠕英结构发

育。长石呈变形残斑和基质中细粒化的颗粒产出。石英多形成长拉状的矩形多晶条带, 表现为颗粒边界迁移动态重结晶, 且颗粒边界呈不规则的锯齿状(图7b), 多

表 1 EBSD测试样品的岩石类型及显微构造特征^{a)}

岩石类型	样品编号	矿物组合	石英主要变形特征	长石主要变形特征
I -型条带状花岗质糜棱岩	GL1210-1	P(20%): Fel M(80%): Fel+Qz+Bi	矩形条带或多晶集合体条带, GBM	定向拉长的长石残斑, 具有不均匀消光或波状消光, 蠕英结构发育; 基质中长石细粒化; 核-幔构造发育
	GL1612-2	P(40%): Fel M(60%): Fel+Qz+Bi	矩形条带或多晶集合体条带, GBM	定向拉长状的残斑, 不均匀消光, 局部可见晶内脆性破裂, 蠕英结构发育, 机械双晶, 核-幔构造发育, 长石矿物鱼
	GL1215	P(30%): Fel M(70%): Fel+Qz+Bi	矩形条带或多晶集合体条带, GBM	定向拉长状的残斑, 蠕英结构, 典型的核-幔构造
	GL1218-1	P(30%): Fel M(70%): Fel+Qz+Bi	矩形条带或多晶集合体条带, GBM, 局部可见三结点	定向拉长状残斑, 机械双晶, 不均匀消光, 典型的核-幔构造
	GL1658-1	P(15%): Fel M(85%): Fel+Qz+Bi	矩形条带或多晶集合体条带, GBM	定向拉长状残斑, 机械双晶, 不均匀消光, 典型的核-幔构造, 长石矿物鱼
II -型条带状超糜棱岩	GL1123	P(<10%): Fel M(>90%): Fel+Qz+Bi	矩形条带或多晶集合体条带, GBM 石英颗粒分布在基质中	少量残斑, 蠕英结构发育, 基质以极其细粒化的斜长石为主, 石英颗粒散布其中

a) P, 残斑; M, 基质; Qz, 石英; Fel, 长石; Bi, 黑云母; GBM, 颗粒边界迁移重结晶

图 7 I 型-条带状花岗质糜棱岩EBSD测试样品的显微构造特征

EBSD测试选取石英条带或石英多晶集合体进行打点或面扫测试如图(a)~(d)

晶石英条带中石英颗粒的平均粒度为246μm(GL1215, 图8c)、253μm(GL1612-2, 图8d)和256μm(GL1658-1, 图8e)。对样品中多晶石英条带中的石英颗粒以人机交互模式的方式和面扫的方式(步长为100μm)进行EBSD测试(图9)。

五件 I 型-条带状花岗质糜棱岩样品中, 石英条带

的EBSD组构分析获得的极密图中显示, 除了样品 GL1210-1在X轴即线理方向有次级极密外, 其他几个样品中石英的c轴c-<0001>都在Y轴附近形成主要极密(图9), m(10-10)和a(11-20)形成大圆环带, r(10-11)形成较弱的极密。且与反极密图结果明显一致(图9), 表明石英主导滑移系为柱面<a>滑移(Stipp等, 2002)。

图8 EBSD测试矿物的粒度分布图

(a)~(e) I-型条带状花岗质糜棱岩石英条带中石英的粒度分布图; (f) II-型条带状超糜棱岩石英条带中石英的粒度分布图; (g) II-型条带状超糜棱岩基质中斜长石的粒度分布图; (h) II-型条带状超糜棱岩基质中石英的粒度分布图; 红线代表几何平均粒度

本文选择了两个II-型条带状超糜棱岩糜棱岩中发育的蠕英结构进行了石英颗粒(图10a和10d)的结晶学优选定向分析。通过对每个测试石英颗粒的 c 轴方向投图, 可以看到其生长方向具有重复性变化的特征(如

图10b和10e中红线分割的区域)。石英的EBSD组构极密图显示, 蠕英结构中的细粒石英颗粒具有明显的点极密(图10c和10f)。其中一个样品呈现出 c 轴 $c<0001>$ 在XZ面上形成X小圆环带状极密(图10c), 另外一个样

图9 I型-条带状糜棱岩石英条带中石英EBSD组构极密图和反极密图

(a) 人机交互模式标定的结果; (b) 面扫测试结果, X0Y0-叶理, X0-线理, 下半球等面积投影, 下同。反极图分别是石英在X0, Y0, Z0三个轴的晶体取向分布, 分别以石英晶体的<001>、<210>和<120>三族晶向为顶点

品出现c轴c-<0001>在XZ面上形成极密以及中间极密(图10f), 它们的张开角都大于60°。

样品GL1123为II型-条带状超糜棱岩, 叶理、线理均比较发育, 可见石英呈条带状多晶集合体, 其中石英颗粒的平均粒度为143μm(图8f), 长石普遍细粒化, 少见部分钾长石残斑, 且蠕英结构发育。基质中主要为极其细粒化的斜长石和石英, 斜长石的平均粒度为51μm(图8g), 石英颗粒散布在斜长石颗粒之间, 其长轴的平均粒度为20μm(图8h和10g)。对该样品中多晶石英条带和残留的钾长石、基质中的斜长石及石英

颗粒分别进行了EBSD测量(图10g和10h)。结果显示, 多晶石英条带中的石英颗粒c轴c-<0001>组构表现为Y轴方向的主极密, 说明多晶石英条带是以柱面<a>滑移系占主导地位(Stipp等, 2002)(图10j), 次级极密的发育, 或许是由于叠加变形改造的结果(Cao等, 2017)。而基质中的石英颗粒呈散点状分布于斜长石和钾长石颗粒之间(图10h), 其c轴c-<0001>组构主体显示出X轴方向的极密(图10i), 指示了柱面<c>滑移系占主导地位。基质中钾长石颗粒具有较强的结晶学优选方位, 而基质中细粒化的斜长石则较弱(图10i)。钾长石颗粒的结

图 10 II 型-条带状超糜棱岩的微观结构及EBSD组构测量结果

(a), (c) 蠕英结构中石英颗粒EBSD测试样品的显微构造特征; (b), (d) 蠕英结构中石英颗粒的生长方向投图; (e), (f) 蠕英结构中石英颗粒的EBSD测试结果; (g) II 型-条带状超糜棱岩的电子背散射图像显示不同矿物相和微观构造特征; (h) 石英颗粒分布于斜长石和钾长石颗粒之间; (i) II 型-条带状超糜棱岩基质中钾长石、斜长石、以及石英的EBSD测量结果; (j) II 型-条带状超糜棱岩中多晶石英条带中石英颗粒的EBSD测量结果. 反极图分别是长石和石英在X0轴的晶体取向分布

晶学优选显示 $\{100\}$ 面在平行于线理方向(X轴方向)有明显的极密, 且在叶理面内垂直于线理方向有一个次级极密(Y轴方向)(图10i), 呈现复杂的晶格优选定向特征. 斜长石颗粒的结晶学优选显示 $\{100\}$ 面垂直于叶理的方向有一个主极密, 在平行于线理方向有一个次级极密, 但总体极密较弱(图10i).

7 讨论

7.1 变形条件的约束

大量宏观构造和显微构造特征表明, 高黎贡剪切

带内花岗质岩石呈现明显的高温晶质塑性变形的特征. EBSD组构分析结果显示 I 型-花岗质糜棱岩中所有的石英条带中的石英颗粒都具有强烈的结晶学优选, 石英的c轴 $c<0001>$ 组构表现为在Y轴方向形成最大主极密, (10-10)面和(11-20)面上, 形成大圆环带组构, 说明多晶石英条带中的石英颗粒是以柱面 a 滑移系占主导地位. 结合前人的报道, 认为石英条带中的石英颗粒经历了高温(500~650℃)位错蠕变的晶质塑性变形(Mainprice等, 1986; Stipp等, 2002; Bhattacharya和Weber, 2004; Passchier和Trouw, 2005; 夏浩然和刘俊来, 2011; Hobbs和Heard, 2013), 这也与显微镜

下观测所估算的变形温度一致, 例如石英呈条带状矩形多晶集合体, 表现为颗粒边界迁移动态重结晶, 局部可见石英三结点等高温显微构造特征(Stipp等, 2002). 在多晶石英条带中普遍可见钾长石矿物鱼出现(图5a), 认为其形成于高温变形环境(ten Grotenhuis等, 2003). 长石残斑拉长定向, 具有不均匀消光、核-幔结构, 细粒化的钾长石颗粒形成残斑拖尾以及强烈细粒化的基质等塑性变形特征, 指示中-高温的变形环境(Paterson, 1982; Olsen和Kohlstedt, 1984; Kruse等, 2001; Wintsch和Yi, 2002; Holyoke和Tullis, 2006; Hansen等, 2013).

II型-条带状花岗质超糜棱岩基质中石英单颗粒的EBSD组构结果显示其 c 轴 $c<0001$ 组构在 X 轴方向形成最大主极密, 即石英颗粒以柱面 c 滑移系占主导地位, 说明基质中的颗粒是在温度高于 650°C 的变形条件下发生的晶质塑性变形(Mainprice等, 1986; Bhattacharya和Weber, 2004; 夏浩然和刘俊来, 2011). 近年来, 利用蠕变结构中的二长石(钾长石和斜长石)温度计限定韧性变形的温度得到了广泛的应用(Lan-gille等, 2010; Yin等, 2017). 本文选取II-型条带状超糜棱岩(GL1123)利用Stormer(1975)及Whitney和Stormer(1977)提出的二长石地质温度计, 估算了岩石的变形温度为 $613\sim 772^{\circ}\text{C}$, 平均为 682°C , 这些都充分说明II型-条带状花岗质超糜棱岩经历了高黎贡剪切带高温条件下的塑性变形.

7.2 变形过程伴随流体活动

高黎贡剪切带中, 无论是I型-条带状花岗质糜棱岩, 还是II型-条带状超糜棱岩的变形过程中不仅存在矿物高温晶质塑性变形, 而且有证据表明变形过程中有流体活动, 包括: (1) 多晶石英条带内部出现有钾长石, 呈矿物鱼或布丁状, 并与糜棱岩叶理定向排列的方向一致, 可能是流体作用过程中, 石英在高温同构造生长过程中包裹了剪切变形的长石(图7a); (2) 石英条带尾部、边部或中部出现了明显的分叉现象(图5f和5g), 这也与刘正宏等(2007)对大青山高级变质岩中观测到的复晶石英条带相似, 并认为这种形态特征可能与富 SiO_2 流体沿着裂隙灌入有关; (3) 在糜棱岩中的钾长石残斑周围或在超糜棱岩残留的钾长石残斑中, 发育大量的蠕变结构, 钾长石边界类似被蠕变结构中的矿物蚕食. 蠕变结构中的成分是斜长石和粒状石英集合体,

且斜长石和石英呈等粒或轻微拉长的晶形(图6)(De Toni等, 2014); (4) 在细粒化基质中斜长石颗粒之间的孔隙充填有边界不规则的石英细颗粒(图10h). 这些显微构造特征说明同构造变形过程中存在明显的流体作用(Simpson和Wintsch, 1989; Menegon等, 2006; Abart等, 2014). 由于糜棱岩化过程中的流体活动的存在, 可能更容易促进岩石变形(Menegon等, 2006)及石英的高温晶格优选定向, 引起动态重结晶作用方式和 c 轴组构特征不完全对应(王勇生等, 2016).

7.3 长石细粒化和岩石塑性流动机制

矿物变形机制常常受包括温度在内的多种变形环境因素制约, 其中温度的变化是影响变形机制转变的主导因素(Vauchez等, 1998). 前人研究表明, 长石在不同温压环境下, 呈现出不同变形行为, 其中包括脆性破裂、碎裂流动、动态重结晶细粒化以及超塑性流动等(例如, Paterson, 1982; Jensen和Starkey, 1985; Tullis和Yund, 1987, 1991; Goodwin和Tikoff, 2002). 然而由于长石类矿物成分、晶体结构的复杂性, 对于天然长石变形显微构造特征、晶格优选定向机理、滑移系的发育、形成机理及其对于地壳乃至岩石圈流变的贡献, 依然缺乏足够的了解和深入的认识. 长石的天然变形行为和变形机制远远不是那么简单, 并且流体对于长石类矿物的变形机制及效应依然不很清楚.

本文研究的高黎贡剪切带变形花岗质岩石中, 无论在宏观、微观构造尺度上, 还是石英组构特征均表明石英颗粒经历了高温晶质塑性变形, 长石呈现出典型的晶质塑性流动变形特征. 大部分长石残斑被强烈拉长, 边部具不同程度的细粒化现象. 重结晶的颗粒迁移到残斑尾端, 且平行叶理分布, 与石英颗粒等构成拖尾构造, 构成糜棱岩的糜棱线理和叶理. 残斑周围被细粒化钾长石和斜长石颗粒围绕, 形成典型的核-幔结构. 同时值得注意的是, 无论是I型-条带状花岗质糜棱岩, 还是II型-条带状超糜棱岩, 它们的主要矿物组合均为钾长石、斜长石、石英及黑云母. 但是其长石成分含量和粒度出现了明显的变化, 其中I型-条带状花岗质糜棱岩中矿物的成分含量为: 钾长石>斜长石>石英±黑云母; II型-条带状超糜棱岩中矿物的成分含量为: 斜长石>钾长石>石英±黑云母(图7和6). 在超糜棱岩中, 斜长石>钾长石(>石英+黑云母)条带中, 主要是以细粒化斜长石成分为主, 表现为强烈的

超塑性流动变形(图6). EBSD测试表明, 钾长石残留颗粒的(100)面在 X 轴方向形成点极密, 说明在岩石变形过程中, 钾长石的(100)[010]滑移系占主导地位(图10). 这些也都表明钾长石在变形过程中, 位错蠕变是其动态重结晶的主要变形机制之一(Altenberger和Wilhelm,

2000; Ishii等, 2007; Menegon等, 2008). 值得注意的是, 在这些变形花岗质糜棱岩中变形长石残斑主要为钾长石, 其在剪切变形以及伴随的流体作用过程中同时出现了明显矿物相和粒度大小的转变, 表现为钾长石残斑被斜长石和石英颗粒取代形成蠕英结构和强烈的细

图 11 I-型条带状花岗质糜棱岩到II-型条带状超糜棱岩的演化模式简图

(a) 花岗质糜棱岩中长石残斑定向拉长并出现细粒化和蠕英结构; (b) 钾长石残斑周围发育大量蠕英结构呈蚕食状, 钾长石残斑减少, 细粒化程度增加, 基质主要由斜长石、石英和少量钾长石组成; (c) 在花岗质超糜棱岩中主体是由细粒化的斜长石、石英、少量钾长石及残余的钾长石残斑组成, 细粒石英颗粒散布在斜长石颗粒之间

粒化. Menegon等(2008)认为蠕英石形成和相关的同构造反应对岩石整体细粒化过程起着重要的作用. 钾长石被蠕英石取代可用下面的公式表示:

在钾长石被蠕英石取代过程中, 含 Na^+ 的流体出现在岩石裂隙、长石残斑拖尾中, 通过与钾长石发生交代反应并以斜长石的方式沉淀下来, 形成斜长石>钾长石(>石英+黑云母)条带. 基质中斜长石颗粒的EBSD组构显示CPO组构发育较弱(图10i), 表明跟超塑性流动的颗粒边界滑移有关(Allison等, 1979). 钾长石周围的蠕石英, 从残斑边缘向外呈现出明显的由细长状到细粒状变化. 在组构极密图中, 这些蠕英石的优选定向与基质中石英颗粒在XZ面上呈一定的旋转角度, 推测可能跟区域递进剪切变形导致蠕英结构中的斜长石细粒化和石英颗粒生长并最终分布到斜长石基质中相关.

根据以上内容, 可以获得从I型-条带状花岗质糜棱岩到II型-条带状超糜棱岩的演化模式简图(图11), 其中长石细粒化变形主要经历了如下演变过程: (1) 在剪切变形过程中, 条带状花岗质糜棱岩石中的钾长石残斑形成不同类型的旋转残斑并拉长定向, 钾长石残斑被细粒化长石和蠕英结构围绕, 呈现出品质塑性变形特征, 且主要成分含量为钾长石>石英>斜长石(图11a); (2) 变形钾长石残斑发育典型的核-幔结构, 并伴随有蠕英结构的大量出现, 大颗粒钾长石成分减少, 呈不规则状, 细粒斜长石成分增加构成基质(图11b); (3) 在进一步剪切变形过程中, 钾长石强烈细粒化, 大量细粒化的斜长石、石英颗粒及少量钾长石构成超糜棱岩基质, 呈现出超塑性流动, 主要成分含量为斜长石>石英>钾长石(图11c).

8 结论

(1) 高黎贡剪切带中变形花岗岩经历了强烈的从I型-糜棱岩到II型-超糜棱岩的转换并伴随长石细粒化过程, 记录了地壳岩石流动过程的重要信息.

(2) I-型花岗质糜棱岩经历了高温塑性变形(>600°C), 其中石英条带的主要变形机制为以柱面<a>滑移系为主导的位错蠕变变形, 动态重结晶为颗粒边界迁移重结晶; II-型超糜棱岩中的石英颗粒变形机制

以柱面<c>滑移系占主导地位. 钾长石残斑主要发育(100)[010]滑移系, 位错蠕变是其动态重结晶的变形机制, 基质中细粒化斜长石颗粒具有较弱的组构发育, 表现出颗粒边界滑移的超塑性流动.

(3) 在递进变形过程中, 流体作用伴随着的由新生重结晶斜长石和石英构成的蠕英结构极其发育, 有效地促进了长石残斑的强烈细粒化和动态重结晶作用. 从I型糜棱岩到II型超糜棱岩, 矿物成分含量和矿物相出现了明显的变化. 在I-型糜棱岩中钾长石>斜长石>石英±黑云母, 而II-型超糜棱岩中为细粒化的斜长石>钾长石>石英±黑云母.

致谢 感谢意大利帕多瓦大学地球科学系Giorgio Pennacchioni教授一起参与野外和讨论; 感谢编委魏春景教授和两位评审专家提出宝贵意见, 极大地提高了本文的质量.

参考文献

- 蔡志慧, 许志琴, 段向东, 李化启, 曹汇, 黄学猛. 2013. 青藏高原东南缘滇西早古生代早期造山事件. 岩石学报, 29: 2123–2140
- 曹淑云. 2007. 滇西点苍山高温糜棱岩显微构造和流动机制研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地质大学. 1–104
- 曹淑云, 刘俊来. 2006. 岩石显微构造分析现代技术——EBSD技术及应用. 地球科学进展, 21: 1091–1096
- 陈福坤, 李秋立, 王秀丽, 李向辉. 2006. 滇西地区腾冲地块东侧混合岩锆石年龄和Sr-Nd-Hf同位素组成. 岩石学报, 22: 439–448
- 丁林. 1991. 滇西高黎贡山南体南段构造变形特征及演化历史讨论. 硕士学位论文. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所. 1–88
- 董彦龙. 2013. 滇西高黎贡变质杂岩: 岩石组成与构造演化. 硕士学位论文. 北京: 中国地质大学. 1–69
- 季建清, 钟大赉, 桑海清, 裘冀, 胡世玲. 2000b. 滇西南那邦变质基性岩两期变质作用的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究. 岩石学报, 16: 227–232
- 季建清, 钟大赉, 张连生. 2000a. 青藏高原东南部新生代挤出块体西边界. 科学通报, 45: 128–134
- 刘俊来, Weber K, Walter J. 2000b. 上部地壳的流体作用与大理岩的低温塑性. 岩石学报, 16: 499–505
- 刘俊来, 曹淑云, 邹运鑫, 宋志杰. 2008. 岩石电子背散射衍射(EBSD)组构分析及应用. 地质通报, 27: 1638–1645
- 刘俊来, 刘正宏, 徐仲元, 陈华. 2000a. 上部地壳岩石变形与方解石质岩石的低温流动. 世界地质, 19: 209–216
- 刘正宏, 徐仲元, 王可勇. 2007. 大青山高级变质岩中复晶石英条带成因的显微构造和流体包裹体证据. 中国科学: 地球科学, 37: 488–494

- 马楠, 邓军, 王庆飞, 王长明, 张静, 李龚健. 2013. 云南腾冲大松坡锡矿成矿年代学研究: 锆石LA-ICP-MSU-Pb年龄和锡石LA-MC-ICP-MSU-Pb年龄证据. *岩石学报*, 29: 1223–1235
- 唐渊, 王冬兵, 廖世勇, 王保弟, 尹福光, 王立全. 2016. 滇西高黎贡变质岩带南段淡色花岗岩脉年代学特征及构造意义. *岩石学报*, 32: 2347–2366
- 王勇生, 杨秉飞, 王海峰, 余顶杰. 2016. 石英c轴组构影响因素探讨: 以郅庐断裂带糜棱岩为例. *岩石学报*, 32: 965–975
- 夏浩然, 刘俊来. 2011. 石英结晶学优选与应用. *地质通报*, 30: 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: 213–225
- 杨启军, 徐义刚, 黄小龙, 罗震宇. 2006. 高黎贡构造带花岗岩的年代学和地球化学及其构造意义. *岩石学报*, 22: 817–834
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志
- Abart R, Heuser D, Habler G. 2014. Mechanisms of myrmekite formation: Case study from the Weinsberg granite, Moldanubian zone, Upper Austria. *Contrib Mineral Petrol*, 168: 1074
- Akciz S O. 2004. Structural and geochronological constraints on the ductile deformation observed along the Gaoliong Shan and Chong Shan shear zones, Yunnan (China). Doctoral Dissertation. Turkey: Istanbul Technical University. 1–211
- Allison I, Barnett R L, Kerrich R. 1979. Superplastic flow and changes in crystal chemistry of feldspars. *Tectonophysics*, 53: T41–T46
- Altenberger U, Wilhelm S. 2000. Ductile deformation of K-feldspar in dry eclogite facies shear zones in the Bergen Arcs, Norway. *Tectonophysics*, 320: 107–121
- Amiguet E, Cordier P, Raterron P. 2010. Deformation of diopside single crystals at mantle pressure. TEM characterization of dislocation microstructures. *Eur J Mineral*, 22: 181–187
- Behr W M, Platt J P. 2011. A naturally constrained stress profile through the middle crust in an extensional terrane. *Earth Planet Sci Lett*, 303: 181–192
- Bestmann M, Prior D J, Grasemann B. 2006. Characterisation of deformation and flow mechanics around porphyroclasts in a calcite marble ultramylonite by means of EBSD analysis. *Tectonophysics*, 413: 185–200
- Bhattacharya A R, Weber K. 2004. Fabric development during shear deformation in the main central thrust zone, NW-Himalaya, India. *Tectonophysics*, 387: 23–46
- Cao S Y, Liu J L, Leiss B. 2010. Orientation-related deformation mechanisms of naturally deformed amphibole in amphibolite mylonites from the Diancang Shan, SW Yunnan, China. *J Struct Geol*, 32: 606–622
- Cao S Y, Neubauer F. 2016. Deep crustal expressions of exhumed strike-slip fault systems: Shear zone initiation on rheological boundaries. *Earth-Sci Rev*, 162: 155–176
- Cao S Y, Neubauer F, Bernroider M, Genser J, Liu J L, Friedl G. 2017. Low-grade retrogression of a high-temperature metamorphic core complex: Naxos, Cyclades, Greece. *Geol Soc Am Bull*, 129: 93–117
- Czaplińska D, Piazzolo S, Zibra I. 2015. The influence of phase and grain size distribution on the dynamics of strain localization in polymineralic rocks. *J Struct Geol*, 72: 15–32
- De Toni G B, Bitencourt M D F, Nardi L V S. 2014. Strain partitioning into dry and wet zones, and the formation of calcic myrmekites in syntectonic syenites during High-*T* crystallization/deformation. *J Struct Geol*, 91: 88–101
- Derez T, Pennock G, Drury M, Sintubin M. 2015. Low-temperature intracrystalline deformation microstructures in quartz. *J Struct Geol*, 71: 3–23
- Dornbush H J. 1994. Development of microstructure and texture in high-temperature mylonites from the Ivrea zone. In: Bunge H J, Siegesmund S, Skrotzki W, Weber K, eds. *Textures of Geological Materials*. Cambridge: Cambridge University Press. 187–201
- Ferrill D A, Morris A P, Evans M A, Burkhard M, Groshong Jr R H, Onasch C M. 2004. Calcite twin morphology: A low-temperature deformation geothermometer. *J Struct Geol*, 26: 1521–1529
- Franěk J, Schulmann K, Lexa O. 2006. Kinematic and rheological model of exhumation of high pressure granulites in the Variscan orogenic root: Example of the Blanský les granulite, Bohemian Massif, Czech Republic. *Mineral Petrol*, 86: 253–276
- Fukuda J, Okudaira T. 2013. Grain-size-sensitive creep of plagioclase accompanied by solution-precipitation and mass transfer under mid-crustal conditions. *J Struct Geol*, 51: 61–73
- Gandais M, Willaime C. 1984. *Mechanical Properties of Feldspars*. Dordrecht: Springer Netherlands. 207–246
- Getsinger A J, Hirth G, Stünitz H, Goergen E T. 2013. Influence of water on rheology and strain localization in the lower continental crust. *Geochem Geophys Geosyst*, 14: 2247–2264
- Goodwin L B, Tikoff B. 2002. Competency contrast, kinematics, and the development of foliations and lineations in the crust. *J Struct Geol*, 24: 1065–1085
- Götze J, Schertl H P, Neuser R D, Kempe U, Hancher J M. 2013. Optical microscope-cathodoluminescence (OM-CL) imaging as a powerful tool to reveal internal textures of minerals. *Mineral Petrol*, 107: 373–392
- Gower R J W, Simpson C. 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: Evidence for diffusional creep. *J Struct Geol*, 14: 301–313
- Grieve R A F, Langenhorst F, Stöffler D. 1996. Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: II. Significance in geoscience. *Meteorit Planet Sci*, 31: 6–35
- Hansen L N, Cheadle M J, John B E, Swapp S M, Dick H J B, Tucholke

- B E, Tivey M A. 2013. Mylonitic deformation at the Kane oceanic core complex: Implications for the rheological behavior of oceanic detachment faults. *Geochem Geophys Geosyst*, 14: 3085–3108
- Heidelberg F, Kunze K, Wenk H R. 2000a. Texture analysis of a recrystallized quartzite using electron diffraction in the scanning electron microscope. *J Struct Geol*, 22: 91–104
- Heidelberg F, Post A, Tullis J. 2000b. Crystallographic preferred orientation in albite samples deformed experimentally by dislocation and solution precipitation creep. *J Struct Geol*, 22: 1649–1661
- Higgins M D. 2017. Quantitative investigation of felsic rock textures using cathodoluminescence images and other techniques. *Lithos*, 277: 259–268
- Hobbs B E, Heard H C. 2013. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns. *Am Geophys Union*, 36: 263–286
- Holyoke C W, Tullis J. 2006. Formation and maintenance of shear zones. *Geology*, 34: 105–108
- Ishii K, Kanagawa K, Shigematsu N, Okudaira T. 2007. High ductility of K-feldspar and development of granitic banded ultramylonite in the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *J Struct Geol*, 29: 1083–1098
- Jensen L N, Starkey J. 1985. Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway. *J Struct Geol*, 7: 527–539
- Ji S, Mainprice D. 1990. Recrystallization and fabric development in plagioclase. *J Geol*, 98: 65–79
- Kogure T, Raimbourg H, Kumamoto A, Fujii E, Ikuhara Y. 2014. Subgrain boundary analyses in deformed orthopyroxene by TEM/STEM with EBSD-FIB sample preparation technique. *Earth Planet Space*, 66: 84
- Kruhl J H. 1987. Preferred lattice orientations of plagioclase from amphibolite and greenschist facies rocks near the Insubric Line (Western Alps). *Tectonophysics*, 135: 233–242
- Kruse R, Stünitz H, Kunze K. 2001. Dynamic recrystallization processes in plagioclase porphyroclasts. *J Struct Geol*, 23: 1781–1802
- Kushnir A R L, Kennedy L A, Misra S, Benson P, White J C. 2015. The mechanical and microstructural behaviour of calcite-dolomite composites: An experimental investigation. *J Struct Geol*, 70: 200–216
- Langille J M, Jessup M J, Cottle J M, Newell D, Seward G. 2010. Kinematic evolution of the Ama Drime detachment: Insights into orogen-parallel extension and exhumation of the Ama Drime Massif, Tibet-Nepal. *J Struct Geol*, 32: 900–919
- Lin T H, Chung S L, Chiu H Y, Wu F Y, Yeh M W, Searle M P, Iizuka Y. 2012. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints from the Ailao Shan-Red River shear zone on the tectonic and crustal evolution of southwestern China. *Chem Geol*, 291: 23–37
- Lin T H, Lo C H, Chung S L, Hsu F J, Yeh M W, Lee T Y, Ji J Q, Wang Y Z, Liu D. 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jiali and Gaoligong shear zones: Implications for crustal deformation around the Eastern Himalayan Syntaxis. *J Asian Earth Sci*, 34: 674–685
- Liu F, Wang F, Liu P, Yang H, Meng E. 2015. Multiple partial melting events in the Ailao Shan-Red River and Gaoligong Shan complex belts, SE Tibetan Plateau: Zircon U-Pb dating of granitic leucosomes within migmatites. *J Asian Earth Sci*, 110: 151–169
- Liu J L, Tang Y, Tran M D, Cao S Y, Zhao L, Zhang Z C, Zhao Z D, Chen W. 2012. The nature of the Ailao Shan-Red River (ASRR) shear zone: Constraints from structural, microstructural and fabric analyses of metamorphic rocks from the Diancang Shan, Ailao Shan and Day Nui Con Voi massifs. *J Asian Earth Sci*, 47: 231–251
- Liu J L, Walter J M, Weber K. 2002. Fluid-enhanced low-temperature plasticity of calcite marble: Microstructures and mechanisms. *Geology*, 30: 787
- Mainprice D, Bouchez J L, Blumenfeld P, Tubià J M. 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, 14: 819–822
- Marques F O, Burlini L, Burg J P. 2010. Rheology and microstructure of synthetic halite/calcite porphyritic aggregates in torsion. *J Struct Geol*, 32: 342–349
- Martelat J E, Schulmann K, Lardeaux J M, Nicollet C, Cardon H. 1999. Granulite microfabrics and deformation mechanisms in southern Madagascar. *J Struct Geol*, 21: 671–687
- Menegon L, Pennacchioni G, Spiess R. 2008. Dissolution-precipitation creep of K-feldspar in mid-crustal granite mylonites. *J Struct Geol*, 30: 565–579
- Menegon L, Pennacchioni G, Stünitz H. 2006. Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites. *J Metamorph Geol*, 24: 553–568
- Miranda E A, Hirth G, John B E. 2016. Microstructural evidence for the transition from dislocation creep to dislocation-accommodated grain boundary sliding in naturally deformed plagioclase. *J Struct Geol*, 92: 30–45
- Montardi Y, Mainprice D. 1987. A transmission electron microscopic study of the natural plastic deformation of calcific plagioclases (An 68 ± 70). *Bull Mineral*, 110: 1–14
- Morley C K. 2007. Variations in Late Cenozoic-Recent strike-slip and oblique-extensional geometries, within Indochina: The influence of pre-existing fabrics. *J Struct Geol*, 29: 36–58
- Olsen T S, Kohlstedt D L. 1984. Analysis of dislocations in some naturally deformed plagioclase feldspars. *Phys Chem Miner*, 11: 153–160
- Olsen T S, Kohlstedt D L. 1985. Natural deformation and recrystalliza-

- tion of some intermediate plagioclase feldspars. *Tectonophysics*, 111: 107–131
- Passchier C W, Trouw R A. 2005. *Microtectonics*. 2nd ed. Berlin: Springer Science & Business Media
- Paterson M S. 1982. The determination of hydroxyl by infrared absorption in quartz, silicate glasses and similar materials. *Bull Mineral*, 105: 20–29
- Prior D J, Boyle A P, Brenker F, Cheadle M C, Day A, Lopez G, Peruzzi L, Potts G, Reddy S, Spiess R, Timms N E, Trimby P, Wheeler J, Zetterstrom L. 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *Am Miner*, 84: 1741–1759
- Qi X, Zhu L, Grimmer J C, Hu Z. 2015. Tracing the Transhimalayan magmatic belt and the Lhasa block southward using zircon U-Pb, Lu-Hf isotopic and geochemical data: Cretaceous-Cenozoic granitoids in the Tengchong block, Yunnan, China. *J Asian Earth Sci*, 110: 170–188
- Rahl J M, Skemer P. 2016. Microstructural evolution and rheology of quartz in a mid-crustal shear zone. *Tectonophysics*, 680: 129–139
- Raimbourg H, Kogure T, Toyoshima T. 2011. Crystal bending, subgrain boundary development, and recrystallization in orthopyroxene during granulite-facies deformation. *Contrib Mineral Petrol*, 162: 1093–1111
- Shigematsu N. 1999. Dynamic recrystallization in deformed plagioclase during progressive shear deformation. *Tectonophysics*, 305: 437–452
- Simpson C, Wintsch R P. 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *J Metamorph Geol*, 7: 261–275
- Słaby E, De Campos C P, Majzner K, Simon K, Gros K, Moszumańska I, Jokubauskas P. 2017. Feldspar megacrysts from the Santa Angélica composite pluton—Formation/transformation path revealed by combined CL, Raman and LA-ICP-MS data. *Lithos*, 277: 269–283
- Słaby E, Götze J, Wörner G, Simon K, Wrzalik R, Śmigielski M. 2008. K-feldspar phenocrysts in microgranular magmatic enclaves: A cathodoluminescence and geochemical study of crystal growth as a marker of magma mingling dynamics. *Lithos*, 105: 85–97
- Socquet A, Pubellier M. 2005. Cenozoic deformation in western Yunnan (China-Myanmar border). *J Asian Earth Sci*, 24: 495–515
- Song S G, Niu Y L, Wei C J, Ji J Q, Su L. 2010. Metamorphism, anatexis, zircon ages and tectonic evolution of the Gongshan block in the northern Indochina continent—An eastern extension of the Lhasa Block. *Lithos*, 120: 327–346
- Stipp M, Stünitz H, Heilbronner R, Schmid S M. 2002. The eastern Tonale fault zone: A ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *J Struct Geol*, 24: 1861–1884
- Stormer Jr J. 1975. Practical two-feldspar geothermometer. *Am Miner*, 60: 667–674
- Stünitz H, Fitz Gerald J D, Tullis J. 2003. Dislocation generation, slip systems, and dynamic recrystallization in experimentally deformed plagioclase single crystals. *Tectonophysics*, 372: 215–233
- Stünitz H, Tullis J. 2001. Weakening and strain localization produced by syn-deformational reaction of plagioclase. *Int J Earth Sci*, 90: 136–148
- ten Grotenhuis S M, Trouw R A J, Passchier C W. 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics*, 372: 1–21
- Tullis J, Yund R A. 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures. *Geology*, 15: 606
- Tullis J, Yund R A. 1991. Diffusion creep in feldspar aggregates: Experimental evidence. *J Struct Geol*, 13: 987–1000
- Vauchez A, Tommasi A, Barruol G. 1998. Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 296: 61–86
- Wang E, Burchfiel B C. 1997. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis. *Int Geol Rev*, 39: 191–219
- Wang Y J, Fan W M, Zhang Y H, Peng T P, Chen X Y, Xu Y G. 2006. Kinematics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Gaoligong and Chongshan shear systems, western Yunnan, China: Implications for early Oligocene tectonic extrusion of SE Asia. *Tectonophysics*, 418: 235–254
- Wells R K, Newman J, Wojtal S. 2014. Microstructures and rheology of a calcite-shale thrust fault. *J Struct Geol*, 65: 69–81
- Whitney J A, Stormer Jr J. 1977. The distribution of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *Am Miner*, 62: 687–691
- Wintsch R P, Yi K. 2002. Dissolution and replacement creep: A significant deformation mechanism in mid-crustal rocks. *J Struct Geol*, 24: 1179–1193
- Wintsch R P, Yi M W. 2013. Oscillating brittle and viscous behavior through the earthquake cycle in the red river shear zone: Monitoring flips between reaction and textural softening and hardening. *Tectonophysics*, 587: 46–62
- Xu Y G, Yang Q J, Lan J B, Luo Z Y, Huang X L, Shi Y R, Xie L W. 2012. Temporal-spatial distribution and tectonic implications of the batholiths in the Gaoligong-Tengliang-Yingjiang area, western Yunnan: Constraints from zircon U-Pb ages and Hf isotopes. *J Asian Earth Sci*, 53: 151–175
- Xu Z Q, Wang Q, Cai Z H, Dong H W, Li H Q, Chen X J, Duan X D, Cao H, Li J, Burg J P. 2015. Kinematics of the Tengchong Terrane in SE Tibet from the late Eocene to early Miocene: Insights from

- coeval mid-crustal detachments and strike-slip shear zones. *Tectonophysics*, 665: 127–148
- Yin C Y, Zhang B, Han B F, Zhang J J, Wang Y, Ai S. 2017. Structural analysis and deformation characteristics of the Yingba metamorphic core complex, northwestern margin of the North China craton, NE Asia. *J Struct Geol*, 94: 195–212
- Zhang B, Chai Z, Yin C Y, Huang W T, Wang Y, Zhang J J, Wang X X, Cao K. 2017. Intra-continental transpression and gneiss doming in an obliquely convergent regime in SE Asia. *J Struct Geol*, 97: 48–70
- Zhang B, Zhang J J, Chang Z F, Wang X X, Cai F L, Lai Q Z. 2012b. The Biluoxueshan transpressive deformation zone monitored by synkinematic plutons, around the Eastern Himalayan Syntaxis. *Tectonophysics*, 574-575: 158–180
- Zhang B, Zhang J J, Liu J, Wang Y, Yin C Y, Guo L, Zhong D L, Lai Q Z, Yue Y H. 2014. The Xuelongshan high strain zone: Cenozoic structural evolution and implications for fault linkages and deformation along the Ailao Shan-Red River shear zone. *J Struct Geol*, 69: 209–233
- Zhang B, Zhang J J, Zhong D L, Yang L K, Yue Y H, Yan S Y. 2012a. Polystage deformation of the Gaoligong metamorphic zone: Structures, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mica ages, and tectonic implications. *J Struct Geol*, 37: 1–18
- Zhu R Z, Lai S C, Qin J F, Zhao S W. 2015. Early-Cretaceous highly fractionated I-type granites from the northern Tengchong block, western Yunnan, SW China: Petrogenesis and tectonic implications. *J Asian Earth Sci*, 100: 145–163

(责任编辑: 魏春景)