

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE DAS MICROESTRUTURAS DE QUARTZO PARA AVALIAR
CONDIÇÕES DE DEFORMAÇÃO EM QUARTZO MILONITO E FILONITO DA
ZONA DE CISALHAMENTO QUITÉRIA – SERRA DO ERVAL.**

JOÃO VICTOR TUMENAS MELLO

ORIENTADORA: Maria de Fátima Bitencourt

Porto Alegre - 2018

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE DAS MICROESTRUTURAS DE QUARTZO PARA AVALIAR
CONDIÇÕES DE DEFORMAÇÃO EM QUARTZO MILONITO E FILONITO DA
ZONA DE CISALHAMENTO QUITÉRIA – SERRA DO ERVAL.**

JOÃO VICTOR TUMENAS MELLO

ORIENTADORA: Maria de Fátima Bitencourt

BANCA EXAMINADORA

Carla Cristine Porcher – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Márcia Elisa Boscato Gomes – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Maria José Maluf de Mesquita – Instituto de Geociências – Universidade Estadual de Campinas

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título
de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2018

CIP - Catalogação na Publicação

Mello, João Victor Tumenas
ANÁLISE DAS MICROESTRUTURAS DE QUARTZO PARA
AVALIAR CONDIÇÕES DE DEFORMAÇÃO EM QUARTZO MILONITO E
FILONITO DA ZONA DE CISALHAMENTO QUITÉRIA – SERRA DO
ERVAL. / João Victor Tumenas Mello. -- 2018.
75 f.
Orientadora: Maria de Fátima Bitencourt.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2018.

1. Microestruturas de Quartzo. 2. Quartzo
Milonito. 3. Filonito. 4. Zona de Cisalhamento. I.
Bitencourt, Maria de Fátima, orient. II. Título.

Agradecimentos

O apoio da família durante a fase de estudos faz o aprendizado ser ainda mais gratificante. Meu pai sempre incentivou ir mais fundo no conhecimento e certamente é a pessoa mais satisfeita com os resultados deste trabalho. Sou muito agradecido por ser filho de Ricardo da Cunha Mello.

A todos os integrantes do grupo magmatismo sintectônico que estiveram trabalhando juntos durante todo o período que estive no grupo. Além de geólogos dedicados são companhias finíssimas de caminhada. Especialmente, agradeço àquela que fez este trabalho ser possível, Maria de Fátima Bitencourt, que orienta este grande grupo de pesquisa. Foi um grande prazer destilar uma boa geologia com vocês!!

A amizade e companhia de Itiana Borges Hoffman durante esta fase foram fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho. Muito obrigado Iti, por estar perto todo este tempo e por todas as contribuições que tu fizeste a esta dissertação.

A todos os professores e professoras que se dedicam a produzir ciência e que mantêm vivo o estímulo ao aprendizado. Entre os professores que contribuíram com a realização deste trabalho, gostaria de destacar Leonardo Lagoeiro (UFPR), pelas análises e processamento dos dados de EBSD, Norberto Dani e Rafael Ribeiro (UFRGS) por abrirem caminhos no processamento de imagens e análise de relevo, Luis Henrique Ronchi (UFPEL), pelos ensinamentos sobre inclusões fluidas e Luis Fernando Grafulha Morales pelas contribuições em microestruturas e orientações cristalográficas.

Aos colegas de CAEG que sempre com muita amizade fizeram deste centro acadêmico um lugar muito especial, quase um universo paralelo às mazelas cotidianas. Saudades do CAEG das antigas!!! Também agradeço a todas as amizades que foram construídas durante todo o período de estudos na UFRGS.

RESUMO

As microestruturas registram importantes e abundantes informações acerca da história deformacional das rochas. O estudo destas feições em minerais como o quartzo tem se intensificado pela sua abundância na crosta continental. Este trabalho consiste em analisar estruturas e microestruturas dos quartzo milonitos e filonitos da Zona de Cisalhamento Quitéria – Serra do Erval (ZCQSE), região de Quitéria, RS. A ZCQSE faz parte do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro e está localizada na porção nordeste do Escudo Sul-rio-grandense. Afetou rochas do embasamento paleoproterozoico, controlou o posicionamento de magmas edicaranos, e sua atividade incrementou deformação até o estado sólido. Corpos de quartzo milonito e filonito (QMF) afloram ao longo da ZCQSE, dispostos em faixas estreitas e descontínuas, alongados na direção N65°E. Os QMF possuem arranjo geométrico concordante às estruturas impressas pela zona de cisalhamento nos granitoides sintectônicos parentais, denominados de Arroio Divisa (GAD). Nesta sequência de QMF, o quartzo milonito é a ocorrência principal e dois tipos, com feições deformacionais concordantes, foram identificados: um está associado ao filonito (QM1) e o outro afeta veios graníticos (QM2). Filonitos ocorrem de maneira subordinada, como bandas de espessura centimétrica a métrica, intercaladas paralelamente ao QM1. A comparação entre as microestruturas desenvolvidas em agregados de quartzo deformados nos GAD e nos QMF permitiram avaliar qualitativamente as condições de deformação da ZCQSE. As microestruturas em agregados de quartzo indicam que os episódios de deformação que afetaram os QMF e GAD ocorreram em condições termais muito semelhantes. Grãos de quartzo grossos e interlobados, que contêm subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez, registram recristalização e recuperação em condições compatíveis com as da fácies anfíbolito superior, quando o sistema estava ainda em condições magmáticas. Diversos graus de retrabalhamento, como redução no tamanho do grão e estiramento, com desenvolvimento de extinção irregular e ondulante, afetam as microestruturas de alta temperatura e indicam que a retomada da deformação ocorreu em fácies xisto verde, em condições de P-T mais brandas. O conjunto de corpos de QMF presente nos GAD forma um indicador cinemático de grande escala que atesta o caráter transpressivo da ZCQSE.

ABSTRACT

The microstructures register important and abundant information about deformational history of the rocks. The investigation of these features in minerals such as quartz has been intensified due to its abundance in the continental crust. This work consists of analysing structures and microstructures of quartz mylonites and phyllonites from the Quitéria–Serra do Erval Shear Zone (QSESZ) in the region of Quitéria, RS. The QSESZ integrates the Southern Brazilian Shear Belt and is located in the northeastern part of the Sul-rio-grandense Shield. The QSESZ affected rocks of the Paleoproterozoic basement, controlled the emplacement of Edicaran magmas and deformed them past the solidus. Quartz mylonite and phyllonite (QMP) occur along the QSESZ, arranged in narrow and discontinuous, N65°E elongate bands, with geometric arrangement concordant with the shear zone structures printed on the parental syntectonic Arroio Divisa Granitoids (ADG). Quartz mylonite is dominante in this QMP sequence, and two types have been identified, with similar deformational features: one is associated with phyllonite (QM1) and the other affects granitic veins (QM2). Phyllonites are subordinate and occur as bands of centimetre to metre thickness, interspersed parallel to QM1. The comparison between the microstructures developed in deformed quartz aggregates in ADG and QMP allowed to evaluate qualitatively the deformation conditions of QSESZ. Microstructures of quartz aggregates indicate very similar thermal conditions in the deformation of the QMP and ADG. Coarse and irregular quartz grains with interfingering sutures that contain chessboard pattern subgrains record recrystallization and recovery in upper amphibolite facies conditions, when the system was still under magmatic P-T conditions. Several degrees of reworking, such as grain size reduction and stretching, with irregular and undulose extinction affect the high temperature microstructures and indicate that the resumption of the deformation occurred under green schist facies conditions. The set of QMP bodies within the ADG forms a large-scale kinematic indicator that attests to the QSESZ transpressive regime.

Lista de Figuras

- Figura 1. Forma gráfica de OCPs comuns em quartzo e seus sistemas de deslizamento (modificado de Parson et al., 2016, informação adicional). a) Diferentes padrões de guirlandas observadas em OCP de quartzo. b) Diagrama de projeção estereográfica de faces isométricas do quartzo e seus sistemas de deslizamento. c) Efeito da deformação não coaxial nas OCPs do quartzo. d) Posição dos sistemas de deslizamento cuja atividade configura as guirlandas. 18
- Figura 2. Figuras de polo com medidas de eixo <c> de quartzo em granitoides posicionados na ZCTDC (modificado de Tomasi et al. , 1994). A) Deformação magmática, sem recristalização em estado sólido. B) Milonito de alta temperatura. C) Milonito de temperatura moderada. D) Milonito de baixa temperatura. 24
- Figura 3. Microestruturas de alta temperatura da lâmina JV-25A. A) Cristais grandes e interlobados de quartzo. B) Subgrãos com padrão tabuleiro de xadrez. 29
- Figura 4. Microestruturas da lâmina JV-10A. A) Cristais grossos e interlobados afetados por estiramento, com recristalização de baixa temperatura nos limites de grão. B) Subgrãos em tabuleiro de xadrez preservados em grão reliquiar. 30
- Figura 5. Microestruturas de baixa temperatura na lâmina JV-17B. Na parte superior direita da imagem ocorre lente de agregado com microestruturas de alta temperatura preservadas. 30
- Figura 6. Microestruturas da lâmina JV-71C, com estiramento moderado dos cristais grossos e interlobados de quartzo e recristalização de baixa temperatura. Ocorrem feldspatos dispersos. 31
- Figura 7. Resultados da análise de EBSD de uma textura completa de baixa temperatura impressa nos QMF da ZCQSE. 32
- Figura 8. Resultados de orientações cristalográficas das amostras processadas no CME da UFPR. Devido a pequena área analisada, apenas orientações causadas pela atividade em temperaturas baixas pode ser observada. 34
- Figura 9. Resultados de desorientação expressados em histogramas e par eixo-ângulo das 4 amostras analisadas e processadas no CME da UFPR. 36
- Figura 1. Contexto geológico e geotectônico do sul do Brasil e Uruguai (modificado de Bitencourt e Nardi, 2000) com área de estudo indicada. 41
- Figura 2. Mapa geológico da região de Quitéria- Serra do Erval. Inset: Divisão dos domínios (modificado de Gregory et al., 2011, Knijnik et al. 2012, Fontana et al. 2012). 46
- Figura 3. Mapa geológico e estrutural da porção central dos corpos de QMF localizados no interior da ZCQSE. A) Mapa de detalhe dos corpos de QMF localizados no GAD, cujo formato sigmoide é concordante às suas estruturas. Esta macro-estrutura indica compressão e fluxo não coaxial de cinemática sinistral. Inset: mapa de relevo elaborado a partir de imagem SRTM (Shuttle Radar Topography Mission); B) Estereogramas indicando concordância das estruturas S-C e lineações de estiramento entre os QMF e GAD. 47
- Figura 4. Diferentes tipos de quartzo milonitos da ZCQSE. A) QM1 com bandamento composicional entre quartzo milonito com micas brancas (alterado) e quartzo milonito monominerálico; B) QM2 com feldspatos milimétricos dispersos; C) Estrutura principal do QM1 em mesoescala, com alternância entre bandas de quartzo milonito monocristalino, mais maciço, e bandas de quartzo milonito com micas brancas, cuja alteração ressalta a foliação; D) Relação entre QM1 e filonito em mesoescala, resultante de segregação metamórfica. 49
- Figura 5. Aspectos microestruturais dos Quartzo Milonitos estudados. A) QM1 no Complexo Arroio dos Ratos, com cristais grossos e interlobados de alta sinuosidade, com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez e protuberâncias em escala de limite de grão (seta branca); B) QM1 nos Granitoides Arroio Divisa, com cristais reliquiaros de alta T estirados e recristalização por bulging nos limites de grãos. C) QM1 com textura manto-núcleo marcada pela diminuição no tamanho de grão em direção às bordas. Ocorre recristalização com redução do tamanho de grão no interior de cristais reliquiaros (seta vermelha). D) Redução do tamanho de grãos recristalizados de modo generalizado. 51

- Figura 6. Microestruturas dos Quartzos Miloníticos estudados. A) QM2 com cristais preservados de feldspatos (Fds) e microestruturas características da zona de alta deformação em cristais de quartzo; B) mica fish em mica branca grossa (muscovita) indicando sentido de movimento sinistral da foliação milonítica; C) inclusões fluidas em limite de subgrão com padrão tabuleiro de xadrez em zona de baixa deformação; D) inclusões fluidas em trilhas intra a transgranulares em zonas de alta deformação. 53
- Figura 7. Características observadas nos QMF. A) Filonito na ZCQSE, com foliação paralela à base da figura; alterado, de cor vermelha, com banda de QM1, esbranquiçada, na porção inferior da fotografia. No filonito ocorrem feldspatos estirados e caulinizados (seta branca) dispersos; B) Filonito com quartzo fitado policristalino que apresenta subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez (seta branca) e interdigitações sinuosas nos contatos; C) Agregado de quartzo recristalizado no campo GBM em filonito; D) Alta concentração de cristais de zircão com feições arredondadas, indicativas de retrabalhamento. 54
- Figura 8. Feições microestruturais que denunciam transformação de granitoides em filonitos em alta temperatura. a) Filonitos com quartzo fitado policristalino, com cristais de quartzo (QZ) recristalizados sob as mesmas condições da figura 8B. B) GAD em processo de filonitização com agregado de quartzo grosso (QZ), recristalizado no campo de GBM. Ambas as figuras demonstram que a reptação difusiva em agregados de quartzo atuou ao mesmo tempo que a reptação por difusão e precipitação em feldspatos. 59
- Figura 9. Ilustração do modelo evolutivo dos QMF na ZCQSE. A) Momento inicial, quando filonitos se desenvolveram precocemente, em temperatura solidus de granitoides. A redução localizada da competência destas rochas favoreceu o posicionamento de veios ricos em fluidos. B) O estágio tardio do fluxo plástico permitiu a maior penetrabilidade das foliações e o posicionamento final dos QMF, concordante com as estruturas impressas pela ZCQSE. 60

Abreviações

CDF - Cinturão Dom Feliciano

CCSb - Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro

ESRg - Escudo Sul-rio-grandense

ZCQSE - Zona de Cisalhamento Quitéria – Serra do Erval

ZCTDC - Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu

ZCSB - Zona de Cisalhamento *Sierra Ballena*

CAR - Complexo Arroio dos Ratos

GCS - Granodiorito Cruzeiro do Sul

GAD - Granitoides Arroio Divisa

GSA - Granitoides Sanga do Areal

QMF - Quartzo Milonito e Filonito

IF - Inclusão Fluida

BLG - Bulging

SGR - Subgrain Rotation

GBM - Grain Boundary Migration

OCP - Orientação Cristalográfica Preferencial

FPI - Figura de Polo Inversa

EBSD - *Electron Backscatter Diffraction*

Sumário

RESUMO	1
ABSTRACT	2
Lista de Figuras	3
Abreviações	5
Capítulo I – Introdução.....	7
Capítulo II – Revisão Teórica.....	9
REOLOGIA DA CROSTA EM SISTEMAS DE FALHAS PROFUNDAS.....	9
O QUARTZO E SEUS RECURSOS PARA ESTUDOS TECTÔNICOS.....	11
CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	23
Capítulo III – Metodologia.....	27
MATERIAIS E MÉTODOS.....	27
Capítulo IV – Análise das orientações cristalográficas.....	32
Capítulo V – Corpo principal.....	37
Capítulo VI – Considerações Finais.....	67
Referências	68
Anexos	72

Capítulo I – Introdução

Fluidos exercem forte influência na deformação e provocam transformações mineralógicas e texturais que afetam profundamente as características físico-químicas das rochas. A participação de fluidos aquosos na deformação de granitoides favorece a dissolução de feldspatos e minerais máficos prismáticos e o desenvolvimento de filossilicatos hidratados alinhados e quartzo. As rochas ricas em filossilicatos, geradas por substituições generalizadas desta natureza, chamam-se filonitos.

A ocorrência de quartzo milonitos associados a filonitos é comum. Nesta associação, o quartzo milonito se forma a partir do cisalhamento de veios gerados pela segregação de sílica liberada nas reações de corrosão de feldspatos. Por serem mecanicamente mais fracos que granitoides, os filonitos e quartzo milonitos tendem a alojar injeções tardi-magmáticas ricas em sílica, cujo cisalhamento adiciona quartzo milonito à associação.

O quartzo possui comportamento plástico a partir de baixas temperaturas, e sua recristalização dinâmica gera microestruturas que permitem avaliar as condições de deformação, da fácies xisto verde inferior até anfibolito superior.

No sul do Brasil, filonitos e quartzo milonitos são pouco estudados. A Zona de Cisalhamento Quitéria – Serra do Eral (ZCQSE), localizada no leste do Escudo Sul-rio-grandense é uma estrutura translitosférica que controlou o posicionamento de magmas crustais e mantélicos durante o período pós-colisional no Ciclo Brasileiro, cuja atividade provocou incremento na deformação até o estado sólido. Zonas de alteração hidrotermal desenvolveram associações de quartzo milonito e filonito (QMF) no principal corpo plutônico da ZCQSE, representado pelos Granitoides Arroio Divisa (GAD).

Este trabalho foi desenvolvido para documentar as características geológicas e estruturais de QMF na ZCQSE e refinar o entendimento dos processos de deformação que desenvolveram os QMF nos GAD. Os conteúdos de cada capítulo da dissertação são apresentados a seguir.

Capítulo II – Estado da Arte: sintetiza uma revisão de estudos relacionados aos mecanismos de deformação em quartzo, um mineral chave na geologia estrutural por ser estável em todas as condições de deformação que ocorrem na

crosta continental. Quando deformado plasticamente, o quartzo dispõe numerosas texturas que refletem as condições em que foram deformados, assim como variados padrões de orientações cristalográficas. A temática das relações entre as microestruturas e os padrões de orientações cristalográficas em quartzo será abordada. O papel dos fluidos na deformação da crosta faz parte do tema central desta dissertação, uma vez que os filonitos estão geneticamente relacionados com transformações promovidas pela tectônica, que dependem da presença e circulação de água. Neste capítulo também será abordado o contexto tectônico e as características geológicas e estruturais da área de estudo.

Capítulo III – Metodologia: apresenta as ferramentas e os métodos utilizados para levantar os dados que permitiram uma caracterização geológica e estrutural do objeto de estudo. Foi realizado um mapeamento detalhado de corpos de quartzo milonitos e filonitos (QMF) através de um denso controle de campo associado ao geoprocessamento de aerofotos e imagens de satélites. A descrição das microestruturas permitiu estimar as condições em que os QMF se formaram. Análises em EBSD geraram dados de orientações cristalográficas em amostras de quartzo milonito.

Capítulo IV – Análise das orientações cristalográficas: apresenta os dados obtidos a partir das análises de amostras de quartzo milonitos da ZCQSE em EBSD. Foram gerados mapas texturais das áreas analisadas, Figuras de Polo, Figuras de Polo Inverso e Diagramas de Desorientação a partir do processamento dos dados. Os resultados serão discutidos e algumas interpretações sugeridas.

Capítulo V – Corpo principal: artigo científico produzido a partir da investigação geológica, que aborda a análise integrada das questões levantadas durante o desenvolvimento deste trabalho. Este artigo foi submetido à revista Pesquisas em Geociências (UFRGS).

Capítulo VI – Considerações finais: Este capítulo apresenta as conclusões que podem ser obtidas a partir das relações de campo e microestruturas observadas. Também são oferecidas sugestões para abordagens mais refinadas no estudo destas rochas, com técnicas que permitem avaliar quartzo milonitos e filonitos de maneira quantitativa.

Capítulo II – Revisão Teórica

REOLOGIA DA CROSTA EM SISTEMAS DE FALHAS PROFUNDAS

Em resposta à atividade tectônica, o comportamento da crosta é governado por regimes de deformação que evoluem progressivamente com a temperatura, do comportamento elástico (regime rúptil), próximo à superfície, ao comportamento plástico (regime dúctil), em grandes profundidades. Em zonas de falhas profundas, a espessura da falha aumenta e se desenvolvem zonas de cisalhamento anastomosadas, onde a deformação é acomodada por fluxo plástico em toda a rocha.

Isto ocorre devido à ampla variedade de mecanismos de deformação que competem em sistemas cristalinos, cuja propagação pode alcançar grandes escalas (Passchier e Trouw, 2005 p. 26). Sob regime rúptil, micro-rupturas desagregam planos de clivagem mais fracos da rede cristalina dos minerais, a partir do momento que a deformação elástica não pode mais absorver a deformação. A partir de então, a nucleação e propagação destas micro-rupturas promovem a fragmentação dos grãos até formar as brechas de falha. Na passagem entre o rúptil e o dúctil, mecanismos de deformação relacionados à dissolução por pressão, como a reptação por dissolução – precipitação (*dissolution-precipitation creep* - Vernon, 2004 p.317; Passchier e Trouw, 2005 p.29) começam a ficar ativos e participam da deformação desde as condições metamórficas de fácies xisto verde inferior até altas temperaturas.

A reptação por dissolução-precipitação adquire um importante papel no comportamento mecânico da rocha, por enfraquecer sua resistência à deformação. No regime rúptil-dúctil, os feldspatos se fragmentam e se dissolvem ao passar por reações químicas induzidas pela pressão na presença e circulação de fluidos precipitando micas brancas, sendo o quartzo, que já suporta a recristalização dinâmica de baixa temperatura, um subproduto desta reação. A filonitização de granitoides em fácies xisto verde é amplamente documentada na literatura e, desde a classificação de Sibson (1977), diversos autores modelam o desenvolvimento de filonitos em regime rúptil-dúctil.

Conforme White et al. (1979), em regime dúctil, os mecanismos de recristalização dinâmica devem ser extremamente eficazes em toda a rocha, competem entre si e certos mecanismos dominam sobre outros em condições de temperaturas específicas. Neste regime, a água também exerce uma importante influência, pois além de promover a reprecipitação por dissolução-precipitação, viabiliza o enfraquecimento hidráulico (*hydrolytic weakening*).

O PAPEL DOS FLUIDOS NA DEFORMAÇÃO DA CROSTA

Fluidos são onipresentes na crosta e exercem forte influência na deformação, tanto por meios mecânicos quanto por interações químicas complexas entre a rocha e o fluido. Fluidos crustais são quimicamente complexos e sua circulação controlada pela deformação envolve interações com a rocha hospedeira que provocam alterações químicas, estruturais e mecânicas, conforme Carter et al. (1990).

Estes autores afirmam que os fluidos de muitas composições, concentrações e pressões, de origem meteórica e magmática (juvenil), podem ser liberados por compactação, reações de desidratação, fusão e desgaseificação, e fluem nas rochas por convecção térmica, advecção (infiltração) e difusão superficial e intracristalina durante episódios tectônicos. Estes fluidos promovem transporte de massa em distâncias que vão desde a escala de grãos a centenas de quilômetros. Putnis e Austrheim (2010) descrevem que os fluidos proporcionam mecanismos de transporte que agem muito mais rápido do que a difusão em estado sólido e induzem o reequilíbrio através da dissolução das fases parentais e da re-precipitação de produtos da reação.

Estes processos promovem o *strain softening* quando o excesso de fluidos exerce uma pressão superior ao menor tensor do campo tensional (White et al., 1980). Carter et al. (1990) salientam que as pressões de poros anormais aumentam a permeabilidade da rocha e promovem a infiltração de fluidos em temperaturas compatíveis com todas as fácies metamórficas.

Estudos experimentais como o de Griggs (1967), indicam que a água reduz fortemente a força necessária para deslocar defeitos cristalinos, pois a difusão da água ocorre pela formação de pontes de hidrogênio e ligações hidrolisadas, que são mais fracas que as ligações covalentes entre os átomos de silício e oxigênio.

Wintsch et *al.*, (1995) demonstram que a reologia da litosfera vem sendo controlada, através do tempo, por interações dinâmicas e penetrativas entre rochas e fluidos, que auxiliam transportes tectônicos de grande escala. Estas interações rocha-fluido geralmente são localizadas em zonas de cisalhamento, onde ocorrem os maiores transportes tectônicos.

O QUARTZO E SEUS RECURSOS PARA ESTUDOS TECTÔNICOS.

O quartzo é um dos minerais mais comuns nas rochas crustais. Possui estrutura cristalina trigonal composta por tetraedros de sílica (dióxido de silício, SiO_2), onde cada oxigênio é compartilhado por dois tetraedros. O enriquecimento deste mineral na crosta ocorre devido a processos como a diferenciação magmática e por acumulação em bacias sedimentares. Rudnick e Gao (2003) calcularam que a crosta continental seria composta por 60% de sílica. O teor de sílica em rochas ígneas da crosta oceânica é de cerca de 50% (White e Klein, 2014), muito baixo para cristalizar quartzo.

A cristalização do quartzo se dá pela organização sistemática de tetraedros de sílica em arranjo helicoidal ao longo do eixo c (Putnis, 2002). A repetição paralela desta cadeia gera, em sua rede cristalina, planos de clivagem em várias direções. As estrias que podem ser observadas a olho nu, que ocorrem perpendiculares ao eixo <c>, nas seis faces prismáticas, estão relacionadas com a sobreposição dos planos romboédricos, que se desenvolvem com o crescimento do quartzo e configuram sua ponta.

Cada plano de clivagem possui em sua área quantidades de ligações covalentes mais ou menos densas, que se manifestam em clivagens fortes e fracas. No plano basal do quartzo, o arranjo da sílica cria um padrão hexagonal, e a quantidade de ligações covalentes que os une é menor, se comparada a seus planos romboédricos e prismáticos.

Estes planos de clivagem que possuem diferentes densidades de ligações por área, são conhecidos, na geologia estrutural, por sistemas de deslizamento (*slip systems*), cujo arranjo e coesão refletem na deformação plástica do mineral, pois controlam os caminhos que as deslocações (*dislocations*) percorrem durante a recuperação. Em um mesmo plano cristalográfico, a densidade de ligações pode

mudar em diferentes direções de eixos cristalográficos, por isto os sistemas de deslizamento são expressos em termos de plano e eixo.

Os sistemas de deslizamentos com maiores densidades de ligações precisam de mais energia (calor) para serem ativados e, portanto, a temperatura da deformação pode ser estimada. Tullis et *al.* (1973) demonstram que esta interpretação é possível pois os padrões de orientações cristalográficas são consequência de rotações externas provocadas pelo movimento de deslocações, em sistemas de deslizamentos específicos.

Devido à abundância de quartzo na crosta continental, e à sua ampla variedade de microestruturas, este mineral chamou a atenção de pesquisadores, que começaram a fazer experimentos com o objetivo de compreender sua plasticidade.

A tentativa de gerar fluxo plástico em cristais de quartzo começou no início do século passado, quando os geólogos estavam intrigados com a descoberta de orientações cristalográficas preferenciais em rochas deformadas. Para compreender a plasticidade do quartzo, experimentalistas como Griggs e Bell (1938) produziram extinção ondulante ao prensar um único cristal de quartzo, e geraram microfaturas em planos cristalográficos específicos. Ainda notaram que nas condições testadas, o quartzo aumenta sua resistência mecânica antes de romper. Em 1961, Carter et *al.* produziram deformação plástica em amostras de grãos de areia de quartzo e registraram o desenvolvimento de extinção ondulante, bandas de deformação e lamelas de deformação em direções intracristalinas específicas. Seus resultados mostraram que essas microestruturas se originam por deslizamento no plano basal em grãos orientados, uma vez que neste plano o cisalhamento ocorre com mais facilidade (Carter et *al.*, 1964) devido à baixa densidade de ligações.

Essas descobertas iniciaram uma extensa pesquisa experimental para compreender a deformação plástica do quartzo. Desde então, experiências com deformação de quartzo proporcionaram descobertas importantes sobre as atividades nos sistemas de deslizamentos, mecanismos de deformação, cristalização, recristalização e orientações preferenciais (Tullis et *al.*, 1973).

Tullis et *al.* (1973) descreveram em detalhe as microestruturas e a natureza das orientações cristalográficas produzidas por deformação plástica sob variadas condições. Além de gerar microestruturas em laboratório semelhantes às naturais,

desenvolveram padrões de OCP em guirlanda circular em torno do eixo de compressão e notaram que seu ângulo de abertura pode aumentar com a temperatura. A partir deste e de outros estudos, foi possível caracterizar detalhadamente processos formadores de OCP e determinar parâmetros para a lei do fluxo plástico.

Hirth e Tullis (1992) realizaram experimentos a partir da compressão axial de núcleos cilíndricos de quartzitos e obtiveram taxas de temperatura e de deformação que permitiram a distinção entre mecanismos de recristalização dinâmica, e sugeriram 3 regimes de deformação plástica em quartzo, a partir da atividade de reptações intracristalinas, denominadas de deslizamento de deslocações (*dislocation glide*), reptação de deslocações (*dislocation creep*) e salto de deslocações (*dislocation climb*), e processos que ocorrem nos limites de grãos, como reptação difusiva (*diffusion creep*). A partir destes experimentos, microestruturas produzidas em laboratório puderam ser comparadas àquelas observadas na natureza.

No regime 1, a taxa de formação de deslocações (*dislocations*) é maior que a velocidade da reptação das deslocações. Os cristais de quartzo deformados neste regime ficam com alta densidade de deslocações e desenvolvem extinção ondulante. Não ocorre salto de deslocações, e limites de subgrãos não se desenvolvem. A recuperação ocorre pela migração em limite de grão localizada, onde grãos com orientação mais estável formam protuberâncias (*bulges*) em grãos com orientação menos estável, com alta densidade de deslocações. Pequenos cristais (10 a 50 μm) livres de deslocações se formam nos limites dos grãos e os limites dos cristais reliquias ficam serrilhados. Neste regime, o deslizamento de deslocações tem atividade restrita no sistema de deslizamento basal $\langle a \rangle$.

No regime 2, a velocidade de reptação das deslocações é maior que a taxa de sua produção, e o salto das deslocações acomoda a recuperação. Neste regime, o quartzo possui um comportamento mecânico muito mais “fraco” que no regime 1. Os cristais deformados neste regime formam subgrãos, e a recristalização deste regime ocorre pela progressiva rotação de subgrãos. O aumento da concentração de deslocações nos limites de subgrãos, pelo deslizamento e salto de deslocações, reforça os limites através de uma pequena mudança no ângulo entre os subgrãos. Com a progressão deste mecanismo os subgrãos rotacionam até formarem grãos recristalizados com orientação óptica distinta do grão reliquiar. Neste regime, os sistemas de deslizamento ativos são basal $\langle a \rangle$, romboédrico $\langle a \rangle$ e prismático $\langle a \rangle$.

No regime 3, a recuperação é acomodada pela migração de limites de grão. Os limites de grão migram com facilidade por reptação difusiva, resultando em cristais grandes e interlobados. Em alta temperatura, este mecanismo fica ativo em várias direções cristalográficas, formando grãos ameboides, onde o grau de sinuosidade de contatos interlobados aumenta com a temperatura. O deslizamento, reptação e salto das deslocações ocorrem facilmente nos sistemas de deslizamento basal $\langle a \rangle$, romboédrico $\langle a \rangle$ e prismático $\langle a \rangle$, e com atividade restrita no prismático $\langle c \rangle$, apenas em temperaturas muito altas, acima de 650°C.

Podem ocorrer regimes transicionais quando dois regimes operam simultaneamente.

Até hoje, inúmeros experimentos de deformação em quartzo foram realizados para entender melhor o comportamento plástico do segundo mineral mais abundante da crosta continental. Algumas dessas experiências sobre quartzo incluem a investigação da influência da recristalização dinâmica nos padrões de orientação cristalográfica (Heilbronner e Tullis, 2006), estudos de paleopiezometria (Stipp et al., 2010; Behr e Platt, 2011), termometria (Grijic et al., 2011), além do trabalho contínuo sobre a caracterização de microestruturas, por apresentarem ampla diversidade.

Stipp et al. (2002) apresentam dados de correlação entre faixas de temperatura e taxas de deformação para rochas deformadas e atribuem valores de temperatura para os 3 regimes de Hirth e Tullis (1992) sob taxas de deformação naturais.

A recristalização por migração lenta de limite de grão (*bulging* - BLG) envolve diminuição no tamanho de grão e geralmente imprime uma matriz composta por cristais finos, com tamanhos médios entre 10 e 50µm. Desenvolvem-se devido à atividade dos regimes 1 e 2 de Hirth e Tullis (1992) e indicam recristalização dinâmica em uma faixa de 280 a 400° C. A recristalização por rotação de subgrão (*subgrain rotation* - SGR) forma cristais com amplitude maior no tamanho de grão, definida em uma faixa entre 50 e 145 µm, quando a recristalização for promovida a partir da atividade dos mecanismos dos regimes 2 e 3 entre 400 e 500° C. A migração rápida de limite de grão (*grain boundary migration* - GBM) indicam a atividade do regime 3 em temperaturas acima de 500° C. Produz uma variação ainda maior de tamanho de grãos, que atingem dimensões milimétricas, e adquirem

formatos ameboides irregulares, onde a alta sinuosidade dos limites lobados indicam aumento da temperatura.

Outras microestruturas que acompanham as descritas acima também são geralmente citadas como marcadoras de condições de temperatura. Lamelas de deformação (*Deformation Lamellae*) são marcadoras de baixa temperatura com alta taxa de deformação. Nestas condições também é comum o aumento de densidade de deslocações que acomodam torções plásticas na rede cristalina, imprimindo extinção ondulante. Próximo aos limites de grãos ocorre enredamento das deslocações (*dislocation tangle*), pois a taxa de produção de imperfeições é muito alta. A atividade do BLG desenvolve novos grãos livres de imperfeições nestes limites.

Em temperaturas acima de 650° C, a recuperação em cristais de quartzo ocorre ao longo de deslizamentos na rede cristalina em duas direções, basal <a> e prismática <c>, que cria subgrãos com padrões retangulares, conhecidos como tabuleiro de xadrez (Kruhl, 1996). Para reconhecer esta feição é necessário observar cristais em que o eixo-c do quartzo esteja paralelo com o plano de corte da amostra.

Padrões de orientação cristalográfica preferencial do quartzo

Padrões de orientação cristalográfica são características comuns em rochas deformadas por fluxo plástico. Os padrões gerados pela OCP podem ser interpretados quando certo número de medidas cristalográficas representa estatisticamente uma textura completa. Neste trabalho, a OCP foi abordada em três representações gráficas:

1) Figuras de Polo, que mostram os eixos e polos (normais) dos planos cristalográficos plotados no sistema de referência (X, Y e Z) da amostra. Para ser elaborado é preciso medir orientações que representem a trama completa de orientações, ou seja, rochas de textura grossa requerem grandes áreas e maior espaçamento entre os pontos analisados;

2) Figuras de Polo Inverso, que mostram quais os eixos e polos de planos cristalográficos estão orientados em relação aos eixos da amostra (X, Y e Z). Estes complementam as Figuras de Polo, por apresentarem as orientações cristalográficas por outra perspectiva;

3) Diagrama de Desorientação (*misorientation*), que mostra quantos graus um mineral precisa rotacionar em torno de um eixo cristalográfico específico para ficar paralelo com o outro grão, que pode ser o grão vizinho ou não.

A seguir, cada representação gráfica será abordada detalhadamente.

Figuras de Polo

As Figuras de Polo de quartzo são uma ferramenta muito útil em estudos tectônicos, pois combinadas com outras informações, indicam se a deformação foi coaxial ou não-coaxial e a cinemática da deformação, além de prover dados que permitem avaliar as condições de temperatura do fluxo plástico. Os padrões produzidos dependem dos sistemas de deslizamento que estiveram ativos, que, por sua vez, dependem da temperatura, da taxa de deformação e do teor de água.

A Figura de Polo é um estereograma onde o círculo maior representa o plano XZ da amostra e as extremidades do círculo, que seriam a representação do eixo E-W, é a lineação (eixo X da amostra). Quando os eixos cristalográficos de minerais contidos em um plano orientado da rocha são plotados, estes podem estar concentrados em alguma direção específica ou formar diversos padrões de guirlanda, que possuem significados distintos.

OCPs evoluem dentro dos campos geométricos da deformação a partir de rotações de cristais durante a recristalização dinâmica, provocadas por fluxo coaxial ou não-coaxial. Tullis et al. (1973) descrevem OCPs como resultado da atividade dos sistemas de deslizamento ativos durante a deformação plástica, que dependem da estrutura cristalina, temperatura, pressão e presença de água, e se desenvolvem independentemente dos mecanismos de recristalização operativos.

Tullis et al. (1973) desenvolveram em laboratório microestruturas e padrões de OCP semelhantes aos observados na natureza. Descrevem que uma concentração máxima de eixos $\langle c \rangle$ se desenvolve paralela ao eixo de compressão em baixas temperaturas ou elevadas taxas de deformação. Eixos $\langle c \rangle$ desenvolvem uma pequena guirlanda circular em torno do eixo de compressão, que aumenta seu ângulo de abertura à medida que a temperatura aumenta, a taxa de deformação diminui e água é adicionada no sistema. Com os resultados obtidos, diversos pesquisadores, como Lister e Hobbs (1980), produziram simulações numéricas que

permitiram prever o desenvolvimento de tramas cristalográficas durante a deformação plástica do quartzo a partir do modelo Taylor-Bishop-Hill.

Shmidt e Casey (1986), através de uma análise completa dos padrões OCP de quartzo, correlacionaram as guirlandas com as condições de fácies metamórficas em que são desenvolvidas. Os padrões de OCP observados não dependem dos mecanismos de recristalização que estiveram ativos, mas da atividade dos sistemas de deslizamento operativos no meio intracristalino durante a deformação, e que provocam rotações externas. Diferentes OCPs se formam, principalmente devido à combinação entre deslocamento nos planos basal, romboédricos positivo e negativo e prismático de primeira ordem, que são ativados com o aumento da temperatura em taxas de deformação constantes.

No quartzo, deslizamentos ao longo dos eixos $\langle a \rangle$ dominam sobre o eixo $\langle c \rangle$. Deslizamentos ao longo de $\langle a \rangle$ no plano basal tende a alinhar os eixos $\langle c \rangle$ em torno do eixo Z da amostra. Deslizamentos ao longo de $\langle a \rangle$ no plano prismático tende a alinhar os eixos $\langle c \rangle$ em paralelo ao eixo Y da foliação. Em planos romboédricos, deslizamentos ao longo de $\langle a \rangle$ orientam os eixos $\langle c \rangle$ em porções intermediárias. Ao longo do eixo $\langle c \rangle$, os deslocamentos ocorrem apenas no plano prismático, é o sistema de mais alta temperatura e orienta os eixos $\langle c \rangle$ paralelos à lineação da amostra. A presença de água apenas facilita os deslocamentos, mas não permite que sistemas de deslizamento de alta temperatura operem em temperaturas mais baixas.

A figura 1 apresenta a forma gráfica de OCPs comuns em quartzo e seus sistemas de deslizamento. Foram reconhecidos 6 padrões de orientação de eixo $\langle c \rangle$ para o quartzo, apresentados por Shmidt e Casey (1986) e que são representados em figuras de polo, ilustradas na figura 1a, organizadas em temperatura crescente da esquerda para a direita.

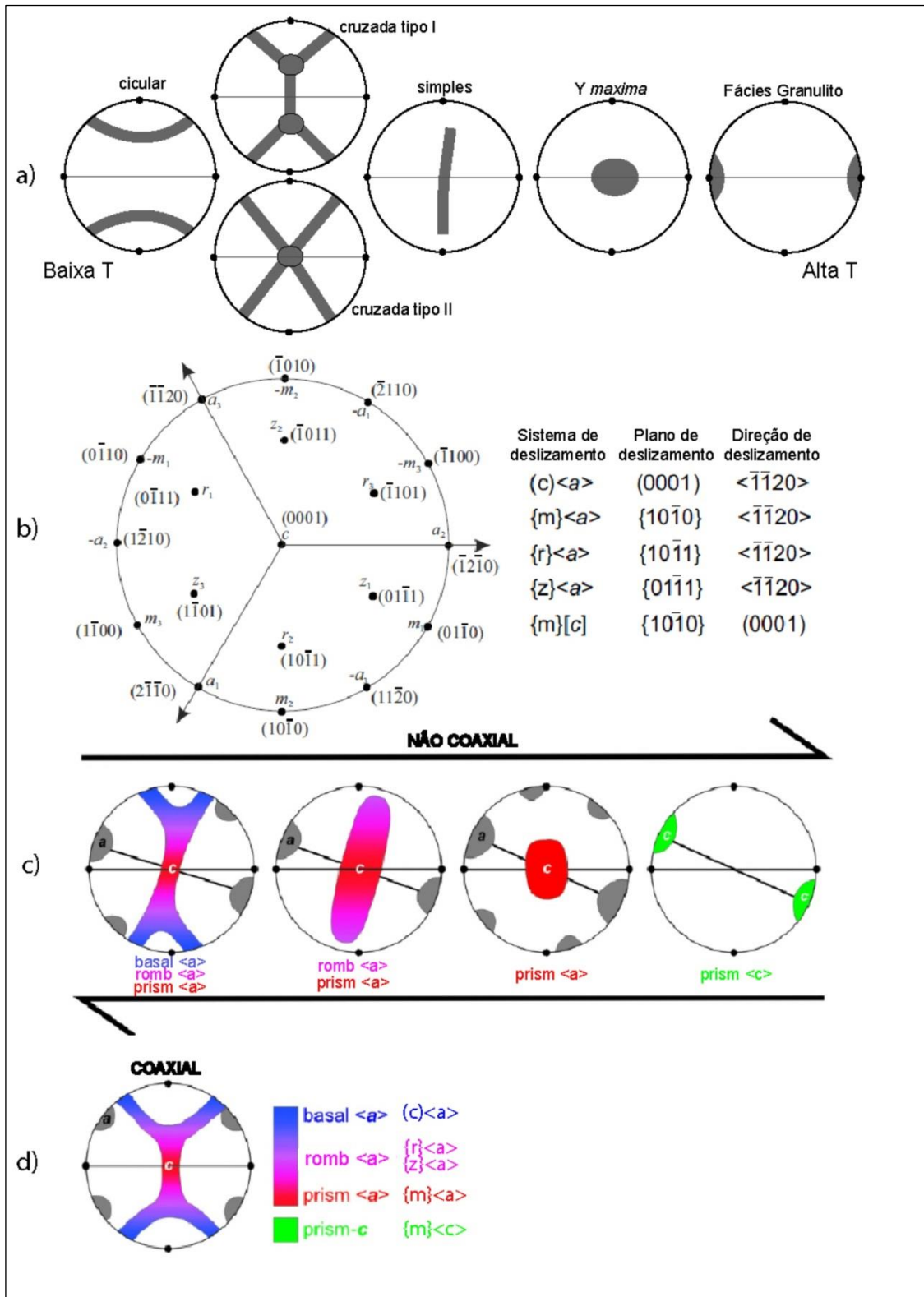


Figura 1. Forma gráfica de OCPs comuns em quartzo e seus sistemas de deslizamento (modificado de Parson et al., 2016). a) Diferentes padrões de guirlandas observadas em OCP de quartzo. b) Diagrama de projeção estereográfica de faces isométricas do quartzo e seus sistemas de deslizamento. c) Efeito da deformação não-coaxial nas OCPs do quartzo. d) Posição dos sistemas de deslizamento cuja atividade configura as guirlandas.

A guirlanda circular forma-se quando o sistema de deslizamento basal $\langle a \rangle$ domina ao acomodar os deslocamentos dos defeitos lineares, que também deslocam-se nos romboédricos $\langle a \rangle$, porém com mais dificuldade. As guirlandas cruzadas do tipo I e tipo II se formam quando 3 sistemas de deslizamento (basal $\langle a \rangle$, romboédricos $\langle a \rangle$ e prismático $\langle a \rangle$) estiveram ativos durante a recristalização. Na guirlanda simples, os sistemas de deslizamento romboédricos $\langle a \rangle$ e prismático $\langle a \rangle$ operam simultaneamente. O padrão denominado *Y maxima* é característico da fácies anfíbolito superior, onde o prismático $\langle a \rangle$ domina sobre todos os outros, que orienta os eixos c de quartzo recristalizado paralelamente ao eixo Y da foliação. Em fácies granulito o sistema de deslizamento prismático $\langle c \rangle$ ganha importância e cria um padrão de eixos c paralelos à lineação.

Os sistemas de deslizamento do quartzo estão demonstrados de forma simples na figura 1b, e suas direções podem ser observadas no diagrama de projeção estereográfica de faces isométricas. Os diagramas de polo inverso para o quartzo podem ser representados por dois setores circulares deste diagrama: o setor $a_1 - c - a_2$ ou pelo o setor $m_1 - c - m_2$.

As Figuras 4c e 4d demonstram os efeitos de deformação não-coaxial, que forma guirlandas assimétricas, e deformação coaxial, que forma guirlandas simétricas. A assimetria ocorre devido a rotações provocadas pelo cisalhamento, que tende a alinhar os eixos $\langle c \rangle$ ao plano de cisalhamento.

Recentemente, Parson et al. (2016) apresentam uma abordagem completa acerca de orientações cristalográficas em quartzo, calcita/dolomita e feldspatos, aplicada em sistemas orogênicos naturais, onde puderam caracterizar o registro de microestruturas e OCPs em diferentes domínios orogênicos do Himalaia, com comportamentos reológicos distintos.

Figuras de Polo Inverso

A Figura de Polo Inverso (FPI) é um setor circular do diagrama de projeção estereográfica de faces isométricas, onde o centro do círculo representa o eixo cristalográfico ortogonal à superfície da figura (geralmente eixo $\langle c \rangle$), e os raios que limitam o setor circular são os outros eixos cristalográficos (eixos $\langle a \rangle$ e $\langle b \rangle$).

Nos estudos tectônicos, três setores circulares precisam ser apresentados, cada um normal aos eixos da amostra (X, Y e Z), ou seja, a FPI do eixo X contém o eixo <c> paralelo a X da amostra e os eixos <a> e os polos de {m} no plano XY. A FPI do eixo Y contém o eixo <c> paralelo a Y da amostra e os eixos <a> e os polos de {m} no plano XZ. A FPI do eixo Z contém o eixo <c> paralelo a Z da amostra e os eixos <a> e os polos de {m} no plano XY.

Nestas figuras são plotados os eixos cristalográficos que estão alinhados a cada eixo da amostra e nelas é possível ver a distribuição de orientações cristalográfica em relação aos eixos de referência da amostra. Sua interpretação auxilia a indicar quais foram os sistemas de deslizamento que estiveram ativos durante o fluxo plástico, em conjunto com as Figuras de Polo.

Desorientação (*Misorientation*)

A análise da desorientação pode ser usada para verificar os processos que contribuem para o desenvolvimento de microestruturas (Wheeler et al., 2001). A desorientação mede a diferença angular entre redes cristalinas, e mostra a distribuição das direções cristalográficas. No quartzo, a desorientação é analisada pela relação espacial dos eixos <c> entre dois grãos.

Análises em limites de grão indicam que há um alto ângulo entre dois grãos, enquanto em limites de subgrão, o ângulo é baixo (< 2°). Quanto maior a coincidência entre as direções, menor a energia livre no limite. A coincidência entre redes cristalinas pode causar efeitos profundos nas propriedades químicas e mecânicas em limites de grão, no que tange à migração em limite de grão, difusão em limite de grão, transformação de fases e crescimento de grãos (Lloyd et al., 1997).

Dois tipos de desorientação entre redes são calculados: entre pares escolhidos de modo aleatório (Não Correlatos) e entre pares de grãos vizinhos, em contato lado a lado (Correlatos). As diferenças na desorientação entre os grãos correlatos e aqueles escolhidos aleatoriamente ajudam a modelar o progressivo desenvolvimento de microestruturas durante a recristalização. Indicam se houve alguma interação nos limites de grãos adjacentes, ou controle do grão reliquiar (*host control*) na recristalização, que implica heranças de microestruturas precursoras.

Quando a distribuição entre pares não correlatos é diferente da curva hipotética de distribuição aleatória, significa que há OCP (Wheeler et al., 2001). As relações entre pares não correlatos, pares correlatos e a curva hipotética da distribuição aleatória são visualizadas em histogramas simples.

A desorientação entre duas redes cristalinas também é expressada pelo eixo de rotação (*misorientation axis*) e ângulo de rotação (*misorientation angle*), conhecida por par eixo-ângulo de desorientação. Esta análise é realizada em imagens semelhantes às de FPI, em setor circular do diagrama de projeção estereográfica de faces isométricas, onde os eixos são plotados no sistema de referência do cristal em intervalos angulares específicos.

QUARTZO MILONITOS E FILONITOS: ABORDAGEM DO TEMA

Sibson (1977) classificou filonitos como rochas ricas em filossilicatos que se desenvolvem na crosta terrestre através de reações de enfraquecimento mecânico, devido à circulação de fluidos durante a deformação. Em ambientes tectônicos ativos, a pressão dos fluidos nos poros da rocha geralmente excede a tensão mínima (σ_3), o que aumenta consideravelmente a permeabilidade da rocha, conforme demonstrado por Etheridge et al. (1984). O efeito químico da alta pressão dos poros aumenta a ductilidade por enfraquecimento hidrolítico, solução por pressão, transporte de massa intergranular e uma variedade de outros processos, como documentado por Carter e Tsen (1987).

Em granitoides, filonitos se desenvolvem quando micas brancas alinhadas precipitam a partir da dissolução de feldspatos devido à circulação de fluidos aquosos durante a deformação, liberando sílica que, ao segregar, forma veios de quartzo. Esta reação provoca alterações na trama estrutural dos granitoides que ocorrem em diferentes escalas, desde laminações milimétricas e localizadas, em estágios iniciais de filonitização, até alternância entre bandas de filonitos e bandas de quartzo milonito, em estágio de segregação avançado.

Na literatura, são comuns os trabalhos sobre filonitos que se formaram em baixas temperaturas, sob regime rúptil-dúctil. A fragmentação dos feldspatos aumenta a permeabilidade da rocha e, com a percolação de fluidos aquosos, são

transformados em micas brancas e quartzo. Em condições de fácies xisto verde, a segregação do quartzo provoca venulação paralela à xistosidade, cuja deformação é acomodada por recristalização em baixa temperatura (BLG).

Jefferies et al. (2007) descreveram a ocorrência de filonitos no Lineamento Tectônico Médio (*Median Tectonic Line*), sudoeste do Japão. Exposições com 50 m de espessura dentro da zona central de movimentação mostram uma sequência progressiva na rocha, de ultramilonito → cataclasito → cataclasito foliado → filonito → brecha de falha, durante a evolução desta falha.

A fragmentação dos feldspatos e sua transformação em micas brancas ocorrem desde condições de fácies xisto verde (e.g. Evans, 1988, O'Hara, 2007). Este processo é importante em sistemas de falha rasos, pois reduz a resistência da rocha e acomoda a deformação por fluxo plástico a baixas temperaturas, conforme o modelo de Wintsch et al., (1995). Estes autores também analisaram as características do fluido aquoso que provocaram filonitização na falha de Santo André e concluem que água meteórica pode percolar pelo sistema de falha e chegar a profundidades da ordem de 15 Km, pelo bombeamento tectônico devido à atividade de terremotos.

A mudança da reologia durante a evolução da zona de falha em regime rúptil dúctil é complexa. Wibberly (1999), ao estudar filonitos desenvolvidos em *thrusts* alpinos, conclui que antes da filonitização os ultracataclasitos ganham massa e aumentam sua resistência ao movimento (*strain hardening*). Após as transformações de feldspatos em muscovita e exsolução de quartzo, a resistência da rocha diminui e há redução de 49% em relação ao volume original.

O'Hara (1988) calculou o balanço de massa entre filonitos e gnaisses quartzo-feldspáticos que ocorrem no sul do Cinturão Apalachiano. Segundo o autor, a filonitização reduziu o volume da rocha, com perda de 60%. A redução de volume de até 60% nas porções filonitizadas também foi calculada por Cruz et al. (2005) em granitos da zona de cisalhamento de Gouveia, Supergrupo Espinhaço.

Quartzo milonitos são tectonitos ricos em quartzo que possuem uma ocorrência ampla, em diversos ambientes tectônicos, e trazem abundantes informações sobre as condições dos processos deformacionais. A compilação feita por Law (2014), além de sintetizar os ambientes tectônicos que desenvolvem quartzo milonitos, apresenta métodos para determinar a temperatura a partir das

microestruturas. Ao descrever o comportamento mecânico da crosta média a superior, Carter e Tsen (1984) afirmam que os quartzos milonitos, assim como filonitos, reduzem a resistência mecânica da crosta.

As microestruturas nos agregados monominerálicos de quartzo observadas nos QMF da ZCQSE indicam que esta associação desenvolveu-se em condições de temperaturas mais quentes que aquelas amplamente descritas na literatura.

CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na porção sul da Província Mantiqueira e inclui-se no principal corpo magmático do Cinturão Dom Feliciano (CDF). Os Granitoides pos-colisionais do CDF (Bitencourt e Nardi, 1993), foram gerados entre os períodos Criogeniano e Edicariano e estão dispostos em uma faixa paralela à costa Atlântica, de direção NE, que se estende do sul do Uruguai ao Leste de Santa Catarina, região sul do Brasil.

O grande volume destas rochas graníticas do pós-colisional, teve seu magmatismo controlado pela atividade de uma descontinuidade de escala translitosférica em etapas progressivas, referida como Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) por Bitencourt e Nardi (2000). Esta seria uma estrutura de escala mais ampla, que controlou o posicionamento de diversos granitoides e diques máficos sinplutônicos durante o evento pós-colisional do Ciclo Brasileiro.

O CCSb é composto por diversas zonas de cisalhamento transcorrentes, anastomosadas, com espessura quilométrica, e que esteve ativo entre 650 e 580 Ma, conforme Bitencourt e Nardi (2000). Os autores descrevem magmatismo subalcalino médio e alto-K na fase precoce (650 – 620 Ma), seguido por associações shoshoníticas (cerca de 600 Ma) e associações alcalinas (590 – 580 Ma). Granitoides sintectônicos peraluminosos foram datados no intervalo de 630 a 617 Ma.

A natureza pós-colisional do corpo granítico do CDF no Rio Grande do Sul foi investigada por diversos autores. Phillip e Machado (2005) reconheceram que no Escudo Sul-rio-grandense (ESrg), a evolução do magmatismo pode ser dividida em seis suítes graníticas. Dados isotópicos sugerem que o magmatismo resulta de

intenso retrabalhamento crustal com adição subordinada de material juvenil. O modelo geoquímico apresentado pelos autores envolve um evento inicial de subducção sob uma margem continental ativa espessada (pré-colisionais), seguido por magmatismo colisional de crosta duplicada, que passa para um magmatismo tardio, de relaxamento.

Para avaliar o comportamento reológico da crosta, onde magmas crustais são posicionados em zonas de cisalhamento, Tommasi et al. (1994) investigaram as condições em que granitoides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCTDC) foram posicionados. As microestruturas foram investigadas para estabelecer a relação entre o magmatismo e a deformação. Os dados apontaram para ocorrência de deformação em condição de resfriamento progressivo, do estado magmático ao sólido, com reativação em temperatura mais baixa. A OCP de quartzo foi avaliada em amostras deformadas sob todas as condições (magmática a sólida de baixa T.) e as Figuras de Polo da figura 2 demonstram a deformação progressiva durante o resfriamento, impressa na OCP de quartzo da ZCTDC.

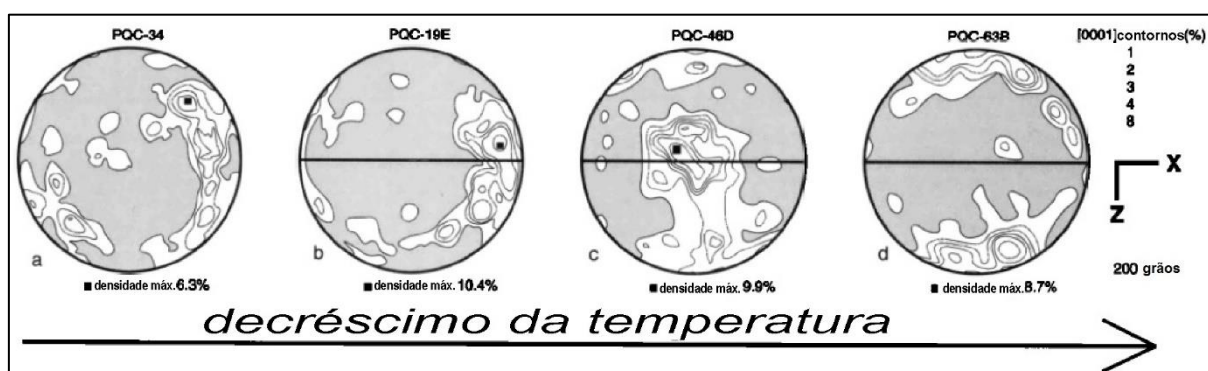


Figura 2. Figuras de polo com medidas de eixo <c> de quartzo em granitoides posicionados na ZCTDC (modificado de Tomasi et al. , 1994). A) Deformação magmática, sem recristalização em estado sólido. B) Milonito de alta temperatura. C) Milonito de temperatura moderada. D) Milonito de baixa temperatura.

Mesquita (1991) descreveu QMF na ZCTDC, região de Quitéria, como estruturas constituídas pela alternância métrica e centimétrica de quartzo milonitos maciços e micáceos e filonitos com mica branca, biotita e quartzo. *Pods* graníticos menos deformados de diversos tamanhos intercalados nesta sequência e porfiroclastos remanescentes indicam que sua origem se deu a partir da transformação dos granitoides. Conforme a autora, os QMF possuem continuidade

física com a zona de cisalhamento e evoluem a partir de foliações miloníticas de granitoides sintectônicos peraluminosos, devido à hidrólise de K-feldspato. A autora sugere condições de fácies xisto verde para estas transformações.

No Uruguai, a Zona de Cisalhamento *Sierra Ballena* (ZCSB) compõe o principal sistema de cisalhamento no extremo sul da porção granítica do CDF que representa o magmatismo pós-colisional. Oyhantçabal et al. (2009) fez a correlação entre a ZCSB e a ZCTDC, e avaliou a ocorrência da associação de filonito e quartzo milonito. As microestruturas de quartzo impressas na sequência de QMF sugerem que os mecanismos de deformação operaram entre os regimes 2 e 3 de Hirth e Tullis (1992) na ZCSB, ou seja, em temperaturas maiores que a documentada na ZCTDC.

Na porção central do ESrg, região de Santana da Boa Vista, Porcher e Fernandes (1990) documentaram a ocorrência de quartzo milonito com laminações rítmicas e vincularam sua origem à atividade de mecanismos de segregação metamórfica concomitante à milonitização de monzogranitos e sienitos, gerados pelo retrabalhamento dos gnaisses Encantadas. A observação de feldspatos e *pods* de granitos menos deformados nesses quartzo milonitos, bem como de sua associação com outras rochas miloníticas, levou os autores a interpretar que a origem provável para esse bandamento teria sido a segregação metamórfica concomitante à milonitização sob condições metamórficas retrogressivas.

Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval – ZCQSE

A Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval, foi considerada como embasamento gnáissico da ZCTDC por Tommasi et al. (1994) e suas rochas foram descritas como metagranitos bandados por Mesquita (1991). Fernandes et al. (1988) agregaram esta estrutura como parte do Complexo Arroio dos Ratos (CAR).

Atualmente, sabe-se que os granitoides afetados pela ZCQSE possuem contato intrusivo no CAR e estes estão separados da ZCTDC por uma zona cataclástica. Gregory et al. (2011) denominaram a ZCQSE e a descrevem como parte do sistema de zonas de cisalhamento anastomosadas que compõem o CCSb, sendo esta, relacionada à fase precoce do período pós-colisional do ciclo Brasileiro.

A ZCQSE faz parte de uma estrutura translitosférica em que magmas crustais com componentes mantélicos (diques máficos e enclaves) foram posicionados ao

intrudir o embasamento paleoproterozoico, representado pelo CAR. Os granitoides afetados pela ZCQSE são representados pelo Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS - 634 ± 1 Ma - Knijnik et al. 2012), Granitoides Arroio Divisa (GAD), com idades de 630Ma (Knijnik, 2018) e Granitoides Sanga do Areal (GSA), com idades de $620 \pm 5,6$ Ma (Knijnik, 2018).

Os GAD compõem o principal corpo plutônico da ZCQSE e estão inteiramente contidos nela. São compostos por monzogranitos e granodioritos a granito com textura heterogranular média a grossa, com fenocristais de K-feldspato e contêm biotita e anfibólio na matriz. Fontana et al. (2011) apresentam as características geoquímicas dos GAD, que possui afinidade toleítica médio a alto K. Porções híbridas, enclaves microgranulares e diques máficos sin-plutônicos, característicos de mistura heterogênea de magmas, sugerem origem por fusão parcial de gnaisses com granada, que podem representar os principais contaminantes crustais do GAD.

Schnorr (2017) avaliou as condições de posicionamento e deformação dos GAD e sua trama estrutural indica que a deformação atuou de modo progressivo do estado magmático ao sólido. Os GAD possuem foliação magmática que evolui para milonítica progressivamente, com uma faixa de alta deformação paralela e próxima ao contato com o embasamento. Ambas as foliações possuem alto ângulo, com direção preferencial E-W, subparalela à ZCQSE. Pares S-C e indicadores cinemáticos atestam a dominância de cinemática sinistral durante a transcorrência.

As microestruturas descritas por Schnorr (2017) indicam que inicialmente, o sistema sofreu deformação em temperaturas da ordem de 650°C . Tais microestruturas refletem as temperaturas magmáticas da intrusão tectônica, ao invés das condições de P-T do ambiente. A sobreposição de microestruturas de baixa temperatura indica deformação em temperaturas da ordem de 300°C a 450°C , que podem refletir as condições de P-T ambientais. A partição da deformação ocorreu a partir da operação simultânea de vários mecanismos que imprimiram zonas de alta e baixa deformação concordantes.

Capítulo III – Metodologia

Uma metodologia interdisciplinar foi adotada a partir de uma extensa revisão bibliográfica, realizada de modo constante durante todo o desenvolvimento deste trabalho. A abordagem em diversas escalas foi possível através do processamento de imagens de satélite e aerofotos, que complementaram as informações de campo para a elaboração de um mapa geológico com corpos de QMF individualizados. Foi realizada descrição petrográfica com ênfase em microestruturas de quartzo. As microestruturas descritas foram utilizadas para avaliar as condições de deformação.

MATERIAIS E MÉTODOS

Mapeamento de detalhe

O mapeamento geológico e estrutural dos corpos de QMF baseou-se em dados de campo associados à análise de imagens 3D do relevo. Os QMF são formados por um conjunto de corpos descontínuos, estreitos e alongados na direção N65°E. Ocorrem na forma de cristas sobressalentes (~15 a 100 m) no relevo levemente ondulado das rochas encaixantes. A área mapeada está contida nas folhas Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4) e Serra do Erval - SH 22-Y-B-II-3 (MI2986/3), RS

As cristas de quartzo milonitos foram mapeadas utilizando anaglifos gerados a partir de aerofotos e imagens de satélite em conjunto com um denso controle de campo, com descrição de 90 afloramentos. O processamento das aerofotos foi realizado no *software Ilwis Academic*, e os anaglifos gerados foram ajustados em sistema de referência cartográfico (Córrego Alegre, UTM) no *software Arcgis*. Duas imagens do satélite ASTER (banda 3), com resolução de quinze metros por pixel, uma zenital e outra inclinada foram processadas pelas ferramentas LPS e *Stereo Analyst* do *software ERDAS Imagine*. As imagens 3D auxiliaram no controle litológico e estrutural de campo. Esta técnica permitiu o mapeamento detalhado e preciso de corpos de QMF a uma escala de 1:25.000. Um mapa de relevo sombreado, a partir de imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com

resolução de 1 arco de segundo, foi elaborado a partir de processamento no *software* ArcGis.

Medidas de estruturas planares (foliação) e lineares (lineação de estiramento) foram plotados em estereogramas, projetadas no hemisfério inferior em rede de Schmidt, com o uso do *software* Stereo 32.

Amostragem e análise de microestruturas

Foram selecionadas 30 amostras representativas e orientadas, conforme Prior et al. (1987) para confecção de lâminas petrográficas, preparadas em corte perpendicular ao plano XZ da foliação e paralelo à lineação. Os tamanhos de grãos recristalizados foram determinados pelo *linear transect method* (Smith e Guttman, 1953), com a utilização do *Linecut*, uma interface gráfica (*Graphical User Interface - GUI*) do *software* *Matlab* a partir de imagens obtidas das lâminas petrográficas.

Para melhorar a visualização da textura grossa do quartzo milonito, foram obtidas imagens com polarização circular (Higgins, 2010), em scanner de alta resolução, com luz transmitida, onde todos os grãos exibem máxima iluminação na cor de interferência. Os cristais finos da matriz foram medidos a partir de microfotografias e, para quantificar o tamanho destes grãos, cristais reliquiares foram evitados.

A descrição das microestruturas foi baseada nos estudos de Stipp et al. (2002), que correlacionam faixas de temperatura entre agregados de quartzo deformados naturalmente e em laboratório e atribuem valores de temperatura para as atividades dos 3 regimes de recristalização descritos por Hirth e Tullis (1992).

Padrões de orientação cristalográfica

Cinco lâminas de quartzo milonito foram analisadas em EBSD, uma ferramenta útil para avaliar texturas geradas por efeitos da deformação sob diversas condições, tanto naturalmente como em laboratório. Fornece dados cuja interpretação auxilia em variados estudos tectônicos. Quatro lâminas foram polidas, analisadas e processadas no Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da Universidade Federal do Paraná (UFPR), são estas a JV-25A, JV-10A, JV-17B e JV-71C. Uma lâmina (amostra AK-148A) foi polida, analisada e processada no German

Research Centre for Geosciences (GFZ) em Potsdam (Alemanha), . Os dados desta última foram resgatados de projeto anterior, que visava caracterizar a baixa temperatura dos QMF.

As quatro lâminas analisadas no CME da UFPR foram selecionadas de condições geológicas distintas. Três lâminas (JV-25A, JV-10A, JV-17B) são de quartzo milonitos associados a filonitos e uma lâmina (JV-71C) é de outro tipo de quartzo milonito, desenvolvido a partir do cisalhamento de veio tardio.

A lâmina JV-25A possui predominantemente grãos grossos (até 5mm) e interlobados de quartzo (Fig. 3a), com limites retos e serrilhados. Ao compensador, verifica-se o intercrescimento de grãos, onde cristais vizinhos com diferentes orientações ópticas ocorrem dentro uns dos outros devido à forte interdigitação. Estes grãos possuem subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez (Fig. 3b), com limites bem definidos. Nos limites de grão podem ocorrer protuberâncias e cristais muito finos, ambos com tamanho médio de $\sim 50 \mu\text{m}$. Esta lâmina possui dominância de microestruturas de alta temperatura.

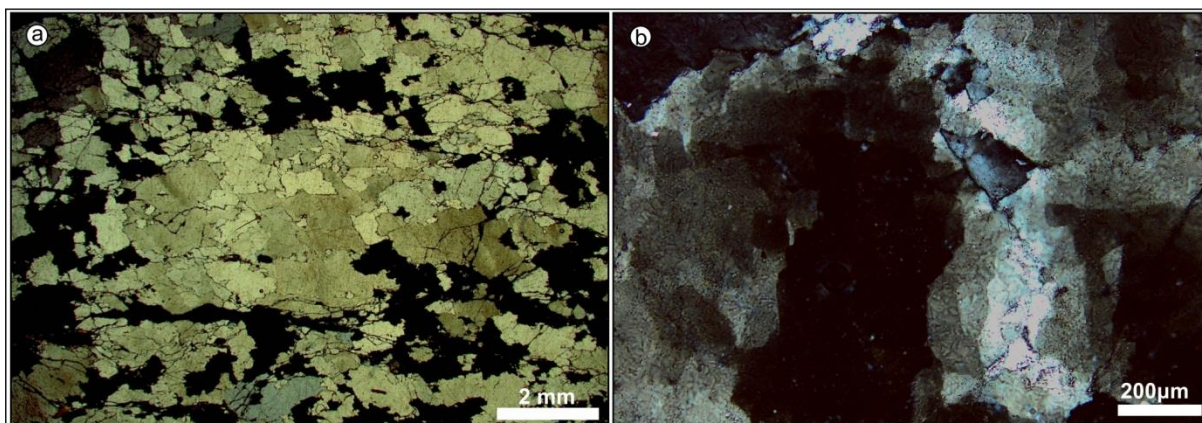


Figura 3. Microestruturas de alta temperatura da lâmina JV-25A. A) Cristais grandes e interlobados de quartzo. B) Subgrãos com padrão tabuleiro de xadrez.

A lâmina JV-10A possui grãos reliquiais grandes e interlobados, cujo leve estiramento imprimiu formatos lenticulares (Fig. 4a). Subgrãos em tabuleiro de xadrez estão restritos a poucos cristais grossos (Fig. 4b) e extinção ondulante é bem comum. Possui aglomerações de grãos muito finos (10 a $50 \mu\text{m}$) nas bordas serrilhadas dos grãos grossos. Esta lâmina apresenta microestruturas de baixa temperatura sobrepondo microestruturas de alta temperatura.

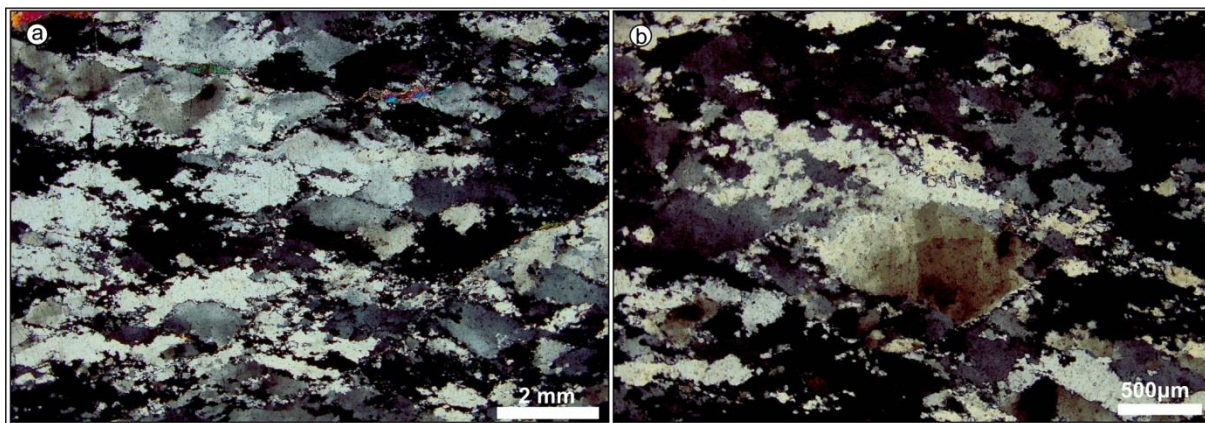


Figura 4. Microestruturas da lâmina JV-10A. A) Cristais grossos e interlobados afetados por estiramento, com recristalização de baixa temperatura nos limites de grão. B) Subgrãos em tabuleiro de xadrez preservados em grão reliquiar.

A lâmina JV-17B possui dominância de grãos muito finos ao redor de cristais grandes fortemente estirados e parcialmente recristalizados. Embora muito afetada pela recristalização de baixa temperatura, ocorre agregado lenticular de granulometria grossa, que apresenta microestrutura de alta temperatura, como intercrescimento lobado, preservada do estiramento (Fig. 5).

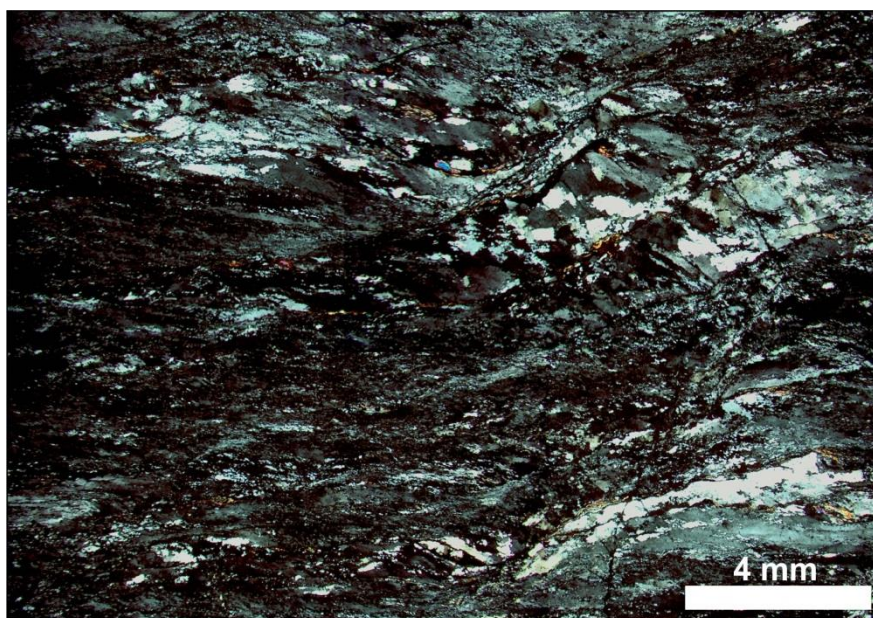


Figura 5. Microestruturas de baixa temperatura na lâmina JV-17B. Na parte superior direita da imagem ocorre lente de agregado com microestruturas de alta temperatura preservadas.

A lâmina JV-71C apresenta microestruturas muito semelhantes às da lâmina JV-10A, porém os grãos grossos e interlobados possuem estiramento mais acentuado (Fig.6).

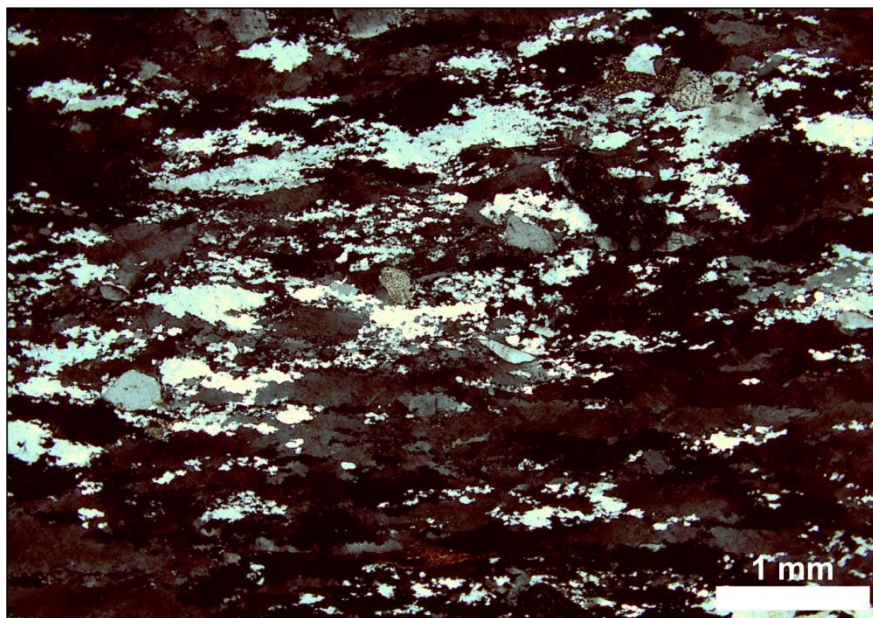


Figura 6. Microesturturas da lâmina JV-71C, com estiramento moderado dos cristais grossos e interlobados de quartzo e recristalização de baixa temperatura. Ocorrem feldspatos dispersos.

Estas amostras foram encaminhadas ao CME da UFPR. Durante o período em que as análises estiveram disponíveis, o EBSD estava limitado a varrer pequenas áreas ($\sim 1\text{mm}^2$) e, devido a textura grossa das amostras análises da textura completa não puderam ser feitas. Com as dimensões das áreas analisadas, alguns sistemas de deslizamento ativos podem ser observados, mas qualquer interpretação seria duvidosa. Apenas a desorientação (*misorientation*) pode ser avaliada nestas amostras.

A amostra que foi analisada no German Research Centre for Geosciences (GFZ) em Potsdam (Alemanha) possui textura muito fina, e a análise completa da trama cristalográfica foi possível (Figura 7). Os dados foram processados no MTEX, para Matlab e Figuras de Polo e Figuras de Polo Inverso foram geradas.

Capítulo IV – Análise das orientações cristalográficas

Os resultados da amostra AK-148A, onde a textura completa foi analisada estão compilados na figura 7. O principal mecanismo de recristalização desta amostra foi o BLG, que provocou a redução tectônica no tamanho de grão, como ilustrada no mapa da área analisada (mapa Z). As figuras de polo e FPI indicam que a recristalização do quartzo foi dominada por deslizamentos no sistema basal<a> e ocorreu em baixas temperaturas, entre os regimes 1 e 2 de Hirth e Tullis (1992).

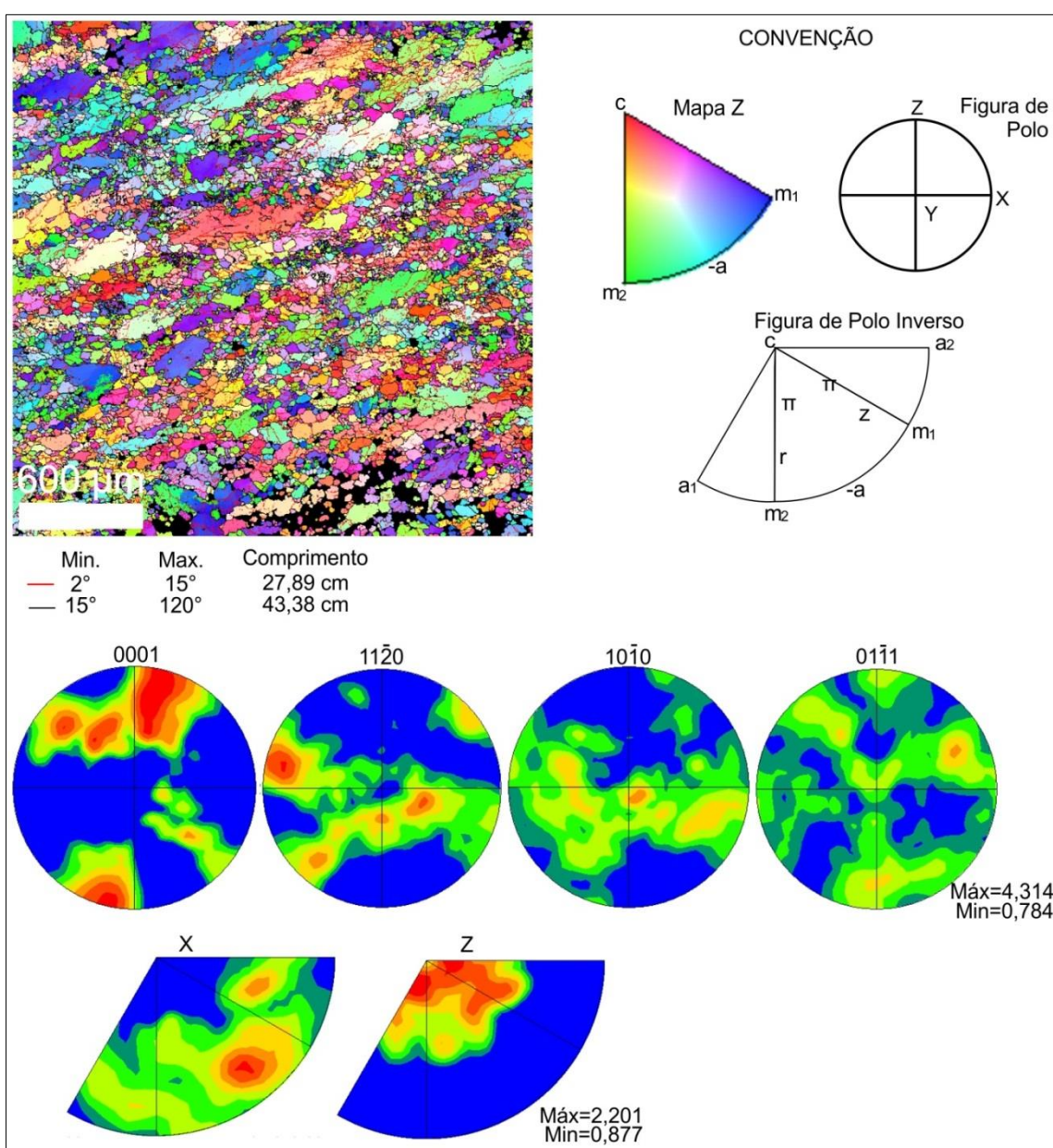


Figura 7. Resultados da análise de EBSD de uma textura completa de baixa temperatura impressa nos QMF da ZCQSE.

A figura 8 apresenta os resultados de orientação cristalográfica das 4 lâminas analisadas e processadas no CME da UFPR. Embora a limitação atual do equipamento impeça uma análise completa das texturas do QMF, figuras de polo e de polo inversa foram geradas. Estas figuras de polo e FPI gerados não podem ser usadas para quantificar a temperatura, mas trazem informações quanto a alguns sistemas de deslizamento que estiveram ativos durante a recristalização de baixa temperatura. As FPI da amostra JV17-B não foram processadas.

Na figura 8, os dados de OCP estão organizados em colunas, uma para cada amostra. Na primeira linha estão os mapas Z das áreas analisadas. Os cristais grandes de quartzo com recristalização parcial são os cristais parentais, que registram a alta temperatura. O estiramento e a redução tectônica no tamanho de grão indicam a recristalização de temperaturas mais baixas. Os pontos pretos são medidas não-indexadas, que o EBSD não reconheceu como mineral.

A amostra JV-25A é a que tem a recristalização de baixa temperatura mais incipiente, onde os planos basais de deslizamento se destacam. As amostras JV-17B e JV-71C são as que têm mais proporções de grãos recristalizados e subgrãos. Ambas tem algum deslizamento basal, mas o que predomina é o deslizamento em planos romboédricos ρ e π .

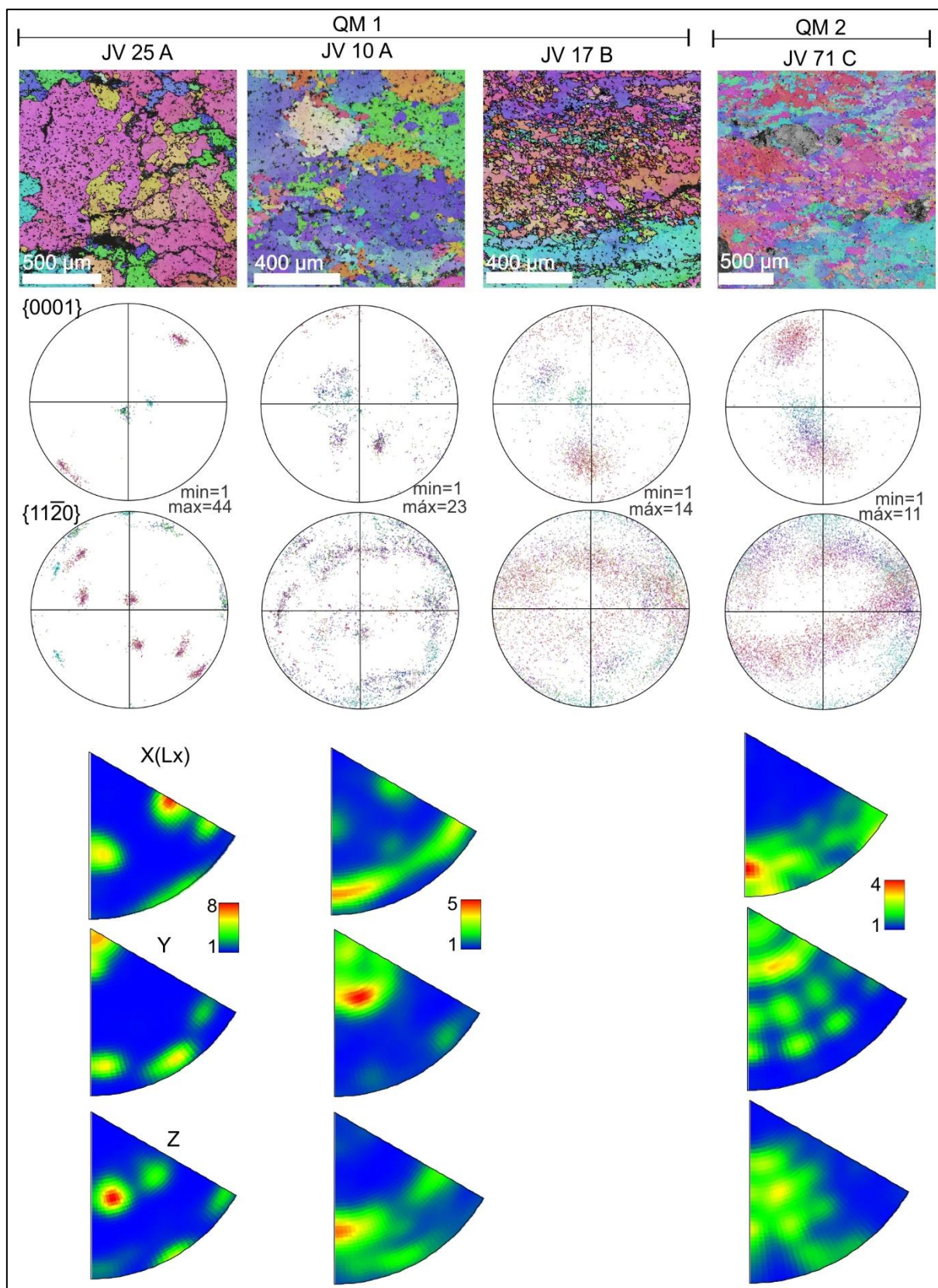


Figura 8. Resultados de orientações cristalográficas das amostras processadas no CME da UFPR. Devido à pequena área analisada, apenas orientações causadas pela atividade em temperaturas baixas pode ser observada.

Embora a análise de pequenas áreas não possa ser usada para quantificar temperatura, a desorientação entre grãos correlatos e não correlatos pode ser medida. A figura 9 apresenta os resultados de desorientação das mesmas amostras, onde apenas a recristalização de baixa temperatura pode ser avaliada.

Os histogramas da figura 9 chamam atenção por apresentar uma abundância de 60° entre redes cristalinas de grãos correlatos. A relação entre o par eixo-ângulo de desorientação indica que a recristalização provocou rotações de 60° em torno do eixo $\langle c \rangle$, predominantemente. Maclas de Dauphiné representam uma rotação de 180° em torno do eixo $\langle c \rangle$, mas por causa de sua simetria trigonal, é equivalente a uma rotação de 60° , que resulta na troca entre polos das clivagens romboédricas (r e z), mantendo os polos das prismáticas (a e m) alinhados (Loyd et al, 1997). Menegon et al. (2010) discutem que as maclas de Dauphiné se desenvolvem em fácies xisto verde e que não acomodam a deformação, mas rotacionam o mineral para uma orientação mais deformável.

Quanto maior o número de cristais recristalizados em baixa T, maior a frequência de cristais vizinhos com orientações próximas ($<10^\circ$). Este padrão pode ser efeito da recristalização controlada pela orientação cristalográfica do grão reliquiar (*host control*). Halfpenny et al. (2004) avaliaram grãos grandes e fortemente estirados, parcialmente recristalizados. A recristalização provoca redução no tamanho dos grãos, que se concentram nas bordas dos grãos reliquiares. Estes autores concluem que a coincidência entre redes cristalinas de até 30° entre o grão reliquiar e os grãos recristalizados pode ser esperada.

Entre os grãos não correlatos, as desorientações de ângulo menor que 45° ocorrem com frequência maior do que a linha aleatória teórica; e acima de 45° possuem uma distribuição semelhante à aleatória. Estes valores indicam que na área analisada, há coincidência entre redes cristalinas em ângulos menores que 45° .

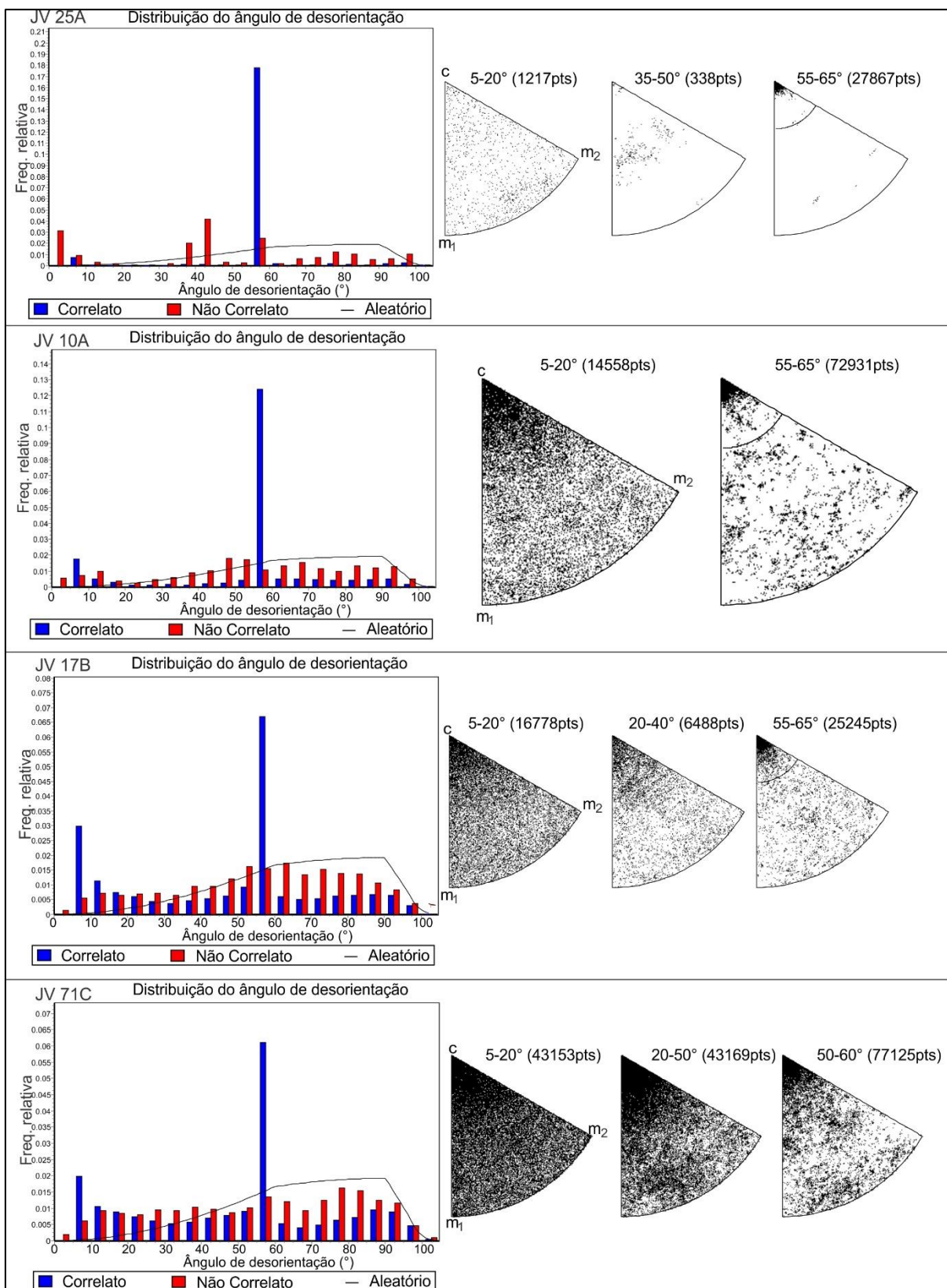


Figura 9. Resultados de desorientação expressados em histogramas e par eixo-ângulo das 4 amostras analisadas e processadas no CME da UFPR.

Quartzo milonito e filonito de alta temperatura na Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, RS

High temperature quartz mylonite and phyllonite of the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone, RS

João Victor T. MELLO¹, Maria de Fátima Bitencourt²

- (¹) Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Brasil. E-mail: joaotumenas@gmail.com
- (²) Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Brasil. E-mail: fatimab@ufrgs.com.br

Resumo. A Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval (ZCQSE), localizada na porção nordeste do Escudo Sul-rio-grandense, afetou rochas do embasamento paleoproterozoico e controlou o posicionamento de magmas no Edicarano. Corpos de quartzo milonito e filonito (QMF) afloram ao longo da ZCQSE, dispostos em faixas estreitas e descontínuas, alongados na direção N65°E, com arranjo geométrico concordante às estruturas impressas pela zona de cisalhamento nos granitoides sintectônicos parentais, denominados de Arroio Divisa (GAD). Dois tipos de quartzo milonitos com feições deformacionais semelhantes foram identificados: o principal (QM1) está associado ao filonito e o segundo (QM2) afeta veios graníticos. Filonitos ocorrem de maneira subordinada, como bandas de espessura centimétrica a métrica, intercaladas paralelamente ao QM1. A comparação entre as microestruturas desenvolvidas em agregados de quartzo deformados nos GAD e nos QMF permitem avaliar qualitativamente as condições de deformação da ZCQSE. As microestruturas de agregados de quartzo indicam que os episódios de deformação que afetaram os QMF e GAD ocorreram em condições termais muito semelhantes. As análises de macro- a micro-escalas indicam que os corpos de QMF foram gerados em ambiente tectônico contracional, com diminuição de volume, deformados por fluxo não-coaxial com transcorrência sinistral. O conjunto de corpos de QMF presente nos GAD forma um indicador cinemático de grande escala que atesta o caráter transpressivo da ZCQSE.

Palavras-chave. Microestruturas de quartzo, Filonito, Quartzo milonitos, Zona de cisalhamento dúctil.

Abstract. The Quitéria-Serra do Erval Shear Zone (QSESZ), located in the northeastern part of the Sul-rio-grandense Shield, has affected the Paleoproterozoic basement and controlled the emplacement of Edicaran magmas. Quartz mylonite and phyllonite (QMP) occurs along the QSESZ, arranged in N65°E oriented, narrow and discontinuous elongate bands, with geometric

arrangement concordant with the shear zone structures printed in the parental syntectonic granitoids called Arroio Divisa (ADG). Two types of quartz mylonite were identified, both showing similar deformation features: the dominant type (QM1) is associated with phyllonite, the other one (QM2) affects granite veins. Phyllonites are subordinate and form bands of centimetre to metre thickness, interspersed parallel to QM1. The comparison between the microstructures developed in deformed quartz aggregates in GAD and QMP has allowed to evaluate qualitatively the deformation conditions of QSESZ. The microstructures of quartz aggregates indicate very similar thermal conditions in the deformation of the QMF and GAD. The macro- and microscale analyses indicate that the QMF bodies were generated in a contractional tectonic environment, with volume loss, deformed by non-coaxial flow under sinistral transcurrence. The set of QMP bodies within the GAD forms a large-scale kinematic indicator that attests to the QSESZ transpressive regime.

Keywords. Microstructures of quartz, Phyllonite, Quartz mylonite, Ductile shear zone.

1 Introdução

Desde as porções médias até às superiores da crosta continental, quartzo milonitos e filonitos (QMF), em zonas de cisalhamento, significam enfraquecimento reológico provocado pelo excesso e circulação de fluidos durante a deformação de rochas (Sibson, 1977; Carter e Tsenn, 1987). Tais estruturas se desenvolvem quando o excesso de fluidos exerce uma pressão superior ao menor tensor do campo tensional e promove o *strain softening* por processos difusivos (White et al. 1980).

Vernon (2004 p.317) descreve transferência de solução induzida por pressão (*stress-induced solution transfer*) como um mecanismo de deformação que envolve dissolução, transferência e precipitação de material durante a deformação, e este mecanismo pode transportar componentes químicos em fluido móvel (*advective mass transfer*). Passchier e Trow (2005 p.29) sustentam que o fluido com material dissolvido pode migrar a longas distâncias, deixando estáveis novas fases minerais.

Os fluidos exercem um forte controle nos processos de deformação por promover transporte de massa da escala de grão a quilômetros de distância, conforme observado por Carter (1990). Desta forma, a reptação por dissolução-precipitação (*dissolution-precipitation creep*) é um mecanismo de deformação muito eficaz e promove o *strain softening* de maneira eficiente em diversas condições crustais.

A geração de filonitos e quartzo milonitos pela modificação de granitoides é um processo que depende da ação de fluidos. A filonitização tem sido amplamente documentada em condições de temperatura equivalente às da fácies xisto verde inferior (Evans 1988,

Goodwin e Wenk 1995; Wibberley 1999, Jefferies et al. 2006; O'Hara 2007; Lee et al. 2012, McAleer et al. 2017). Os filonitos são rochas foliadas de granulação fina, formadas quando micas se desenvolvem de modo penetrativo por mecanismos de reptação por dissolução-precipitação, com remobilização de sílica, formando quartzo.

As microestruturas impressas em quartzo podem ser utilizadas para avaliar as condições de deformação, pois quando passa por fluxo plástico, este mineral registra diferentes feições que podem ser identificadas ao microscópio petrográfico, como demonstrado por Tullis et al. (1973), Schmid e Casey (1986), Hirth e Tullis (1992), Gleason et al. (1993), Heilbronner e Tullis (2006), Grujic et al. (2011), Halfpenny et al (2012). Com base nestes estudos experimentais, autores como Law et al. (1984), Law (1986), Tommasi et al. (1994), Stipp et al. (2002b), Faleiros et al. (2010), Parson et al. (2016), ente outros, puderam avaliar condições tectônicas a partir das microestruturas de quartzo. Stipp et al. (2002a) publicaram uma pesquisa que correlaciona as microestruturas que se desenvolvem em condições experimentais e naturais.

No sul do Brasil, ocorrências de QMF estão relacionadas com movimentações transcorrentes do ciclo Brasileiro. Porcher e Fernandes (1990) documentaram a ocorrência de QMF associados a granitoides miloníticos e vincularam sua origem à atividade de mecanismos de segregação metamórfica concomitante à milonitização de monzonitos e sienitos, gerados pelo retrabalhamento dos gnaisses Encantadas. Ao avaliar QMF da região de Quitéria, Mesquita (1991) conclui que QMF evoluíram de granitoides sintectônicos peraluminosos a partir da hidrólise de feldspatos, devido à movimentação da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) em condição de fácies xisto verde.

O objetivo deste trabalho é estudar as condições em que os QMF desenvolveram-se na Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval (ZCQSE) e investigar sua relação com os granitoides miloníticos neoproterozoicos da região. Esta caracterização geológica tem por base mapeamento geológico e estrutural detalhado, descrição petrográfica e análise microestrutural. A integração dos dados obtidos com outros disponíveis na literatura permite realizar uma análise qualitativa dos processos de formação e evolução destas rochas durante o desenvolvimento da ZCQSE.

2. Contexto geológico e geotectônico

O Cinturão Dom Feliciano (CDF – Fig. 1) se desenvolveu por colisões entre continentes e arcos magmáticos durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano. O magmatismo pós-colisional do CDF ocorreu entre os períodos Criogeniano e Edicariano,

gerou o maior volume de granitoides que estão dispostos em uma faixa paralela à costa Atlântica, de direção NE, que se estende do sul do Uruguai ao leste de Santa Catarina, região sul do Brasil (Fig. 1). A natureza pós-colisional do magmatismo deste período foi caracterizada por autores como Bitencourt e Nardi (1993) em Santa Catarina e Rio Grande do Sul, Phillip e Machado (2005) no Rio Grande do Sul e Oyantçabal et al. (2007) no Uruguai.

Diversas zonas de cisalhamento dúcteis de espessura quilométrica, subverticais e anastomosadas, associadas à tectônica transpressiva do final do Ciclo, controlaram o posicionamento de magmas crustais e mantélicos através de movimentação predominantemente transcorrente, com deslocamento dextral ou sinistral. Este conjunto de zonas de cisalhamento translitosféricas foi denominado de Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) por Bitencourt e Nardi (2000).

O CCSb afetou o embasamento e facilitou o posicionamento de um volume expressivo de rochas plutônicas com idades neoproterozoicas ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes regionais, cujos padrões evolutivos podem ser associados a cinturões pós-colisionais (Bitencourt e Nardi, 2000). Segundo estes autores, o CCSb esteve ativo entre 650 e 580 Ma e registra magmatismo subalcalino médio e alto-K na fase precoce (650 – 620 Ma), seguido por associações shoshoníticas (cerca de 600 Ma) e associações alcalinas (590 – 580 Ma). Granitoides sintectônicos peraluminosos estão registrados no intervalo de 630 a 617 Ma.

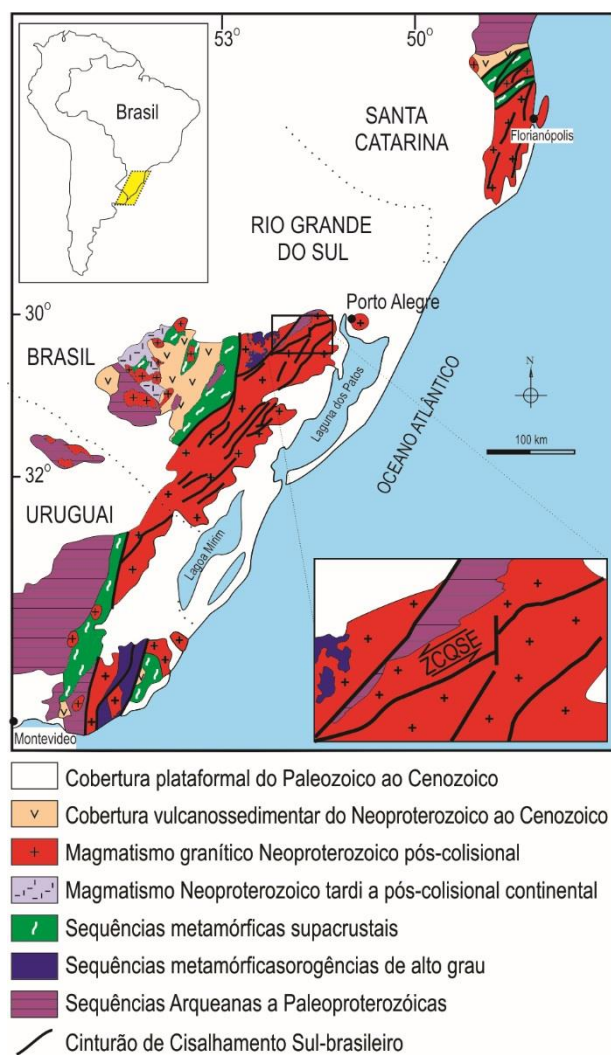


Figura 1. Contexto geológico e geotectônico do sul do Brasil e Uruguai (modificado de Bitencourt e Nardi, 2000) com área de estudo indicada.

Figure 1. Geological and geotectonic context of southern Brazil and Uruguay (modified after Bitencourt and Nardi, 2000) with study area indicated.

A área de estudo está localizada na região de Quitéria – Serra do Herval, na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense e é caracterizada pela ocorrência de lineamentos de direção NE (*inset* Fig. 1), onde granitoides miloníticos registram magmatismo sintectônico ao pós-colisional do Ciclo Brasileiro, cujo posicionamento foi controlado por zonas de cisalhamento transcorrentes.

2.1 Domínios estruturais da área de estudo

Gregory et al. (2011), compartimentaram a área de estudo em três domínios, separados por zonas de cataclase (Fig. 2). Nos domínios IA e IB encontram-se zonas de cisalhamento

transcorrentes de caráter sinistral que fazem parte do CCSb. O Domínio IA corresponde ao magmatismo sintectônico à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), ativo entre 635 e 605 Ma (Knijnik et al. submetido a). O Domínio IB é expresso pela Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval e seu magmatismo sintectônico esteve ativo no mesmo período da ZCTDC (Knijnik et al. submetido b), entre 630 e 605 Ma. No Domínio IB ocorrem as rochas mais antigas da área de estudo, que correspondem ao Complexo Arroio dos Ratos (CAR), uma associação TTG datada em ca. 2 Ga (Gregory et al. 2014). O Domínio II representa o magmatismo tardio ao CCSb.

Mesquita (1991) descreveu QMF do Domínio IA que, segundo a autora, se desenvolveram por mecanismos de dissolução de granitoides peraluminosos sintectônicos à ZCTDC devido à quebra de muscovitas, que por sua vez libera água quando deforma em condições retrógradas de temperatura. Os QMF descritos neste trabalho ocorrem no domínio IB e foram referidos como produto de reativação da ZCQSE entre os regimes rúptil e dúctil por Knijnik et al. (2012) e Fontana et al. (2012).

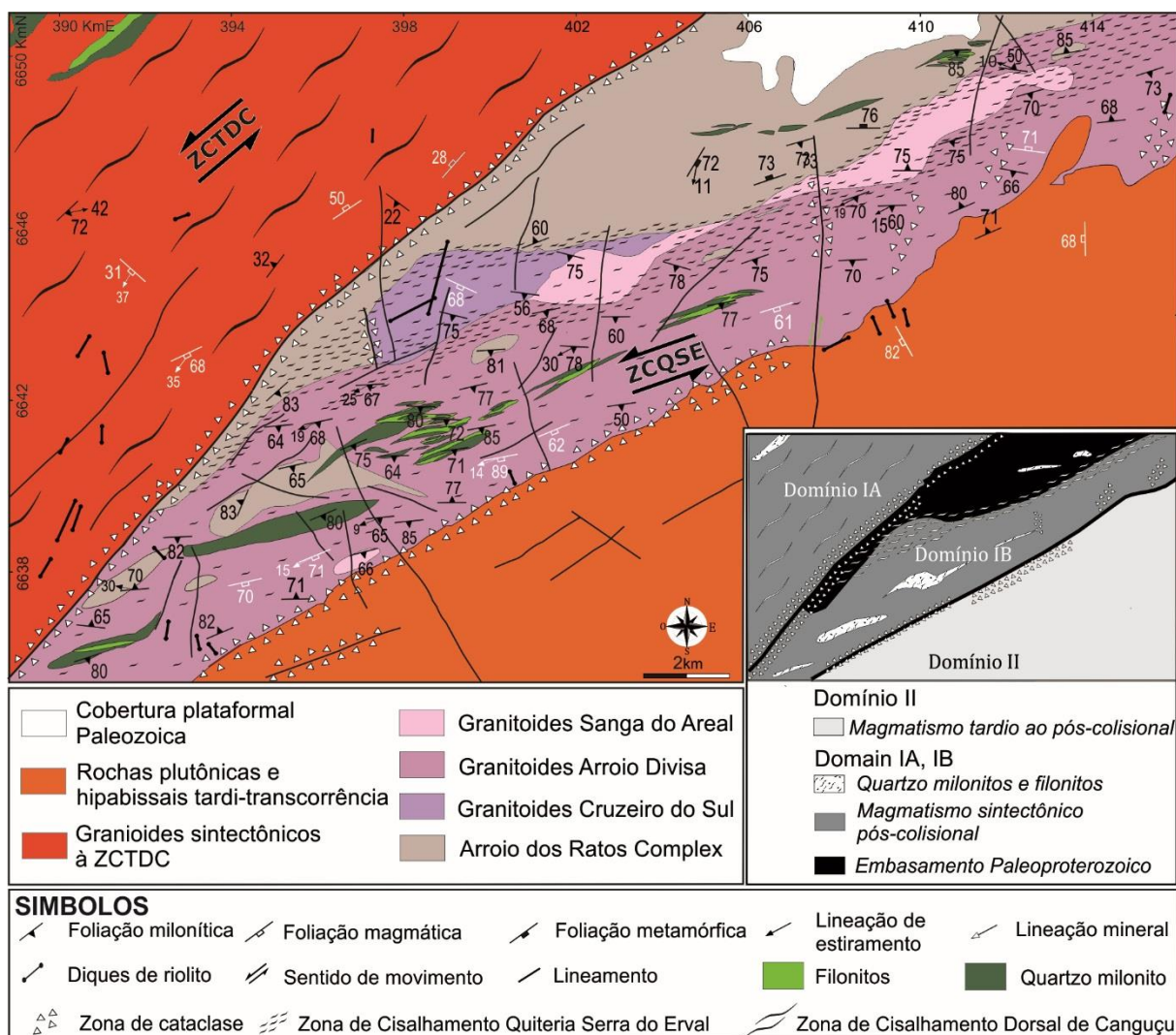


Figura 2. Mapa geológico da região de Quitéria- Serra do Erval. Inset: Divisão dos domínios (modificado de Gregory et al., 2011, Knijnik et al. 2012, Fontana et al. 2012).

Figure 2. Geological map of the Quitéria-Serra do Erval region. Inset: structural domains (modified from Gregory et al., 2011, Knijnik et al. 2012, Fontana et al. 2012).

A ZCQSE é uma estrutura translitosférica de direção N60°E, onde magmas crustais e mantélicos intrudiram o embasamento paleoproterozoico. Suas características estruturais demonstram que a deformação atuou desde o posicionamento dos magmas até o subsequente estado sólido dos granitoides.

Ao norte, a ZCQSE é marcada por uma faixa de muito alta deformação caracterizada por foliações miloníticas contínuas e penetrativas impressas nos granitoides neoproterozoicos, em uma faixa paralela ao contato com o embasamento paleoproterozoico (CAR). Neste, a ZCQSE imprimiu estruturas concordantes mas discretas, formando zonas miloníticas estreitas e espaçadas de dezenas de metros.

A ZCQSE controlou o posicionamento dos Granitoides Cruzeiro do Sul (GCS), de afinidade shoshonítica (Knijnik et al., 2012), dos Granitoides Arroio Divisa (GAD) e dos Granitoides Sanga do Areal (GSA), ambos de afinidade toleítica médio a alto-K (Fontana et al. 2012). Segundo os autores, a concordância e a progressão da foliação magmática para milonítica comprovam o caráter sintectônico deste magmatismo.

A associação de QMF presente na ZCQSE ocorre principalmente no interior dos GAD, com uma pequena ocorrência na margem afetada do CAR, próximo ao contato intrusivo. QMF são formados por uma série de corpos descontínuos, estreitos e alongados na direção N65°E que ocorrem na forma de cristas (~15 a 100 m) que se destacam no relevo levemente ondulado das rochas encaixantes.

2.2 Granitoides Arroio Divisa

Os GAD estão inteiramente contidos na ZCQSE e formam um corpo alongado paralelo aos limites da mesma (Fig. 2). São compostos por biotita monzogranitos e granodioritos de textura heterogranular média a grossa, com hornblenda subordinada e poucos cristais maiores de feldspatos. Filossilicatos hidratados como clorita e micas brancas ocorrem como minerais secundários e são produto da modificação de minerais máficos e feldspatos, respectivamente.

O componente máfico foi importante durante toda a cristalização dos GAD. Porções híbridas, enclaves microgranulares e diques sinplutônicos máficos, característicos de mistura heterogênea de magmas, foram analisados por Fontana et al. (2011) e suas características geoquímicas sugerem origem por fusão parcial de gnaisses com granada, que podem representar seus principais contaminantes crustais.

O posicionamento destes granitoides foi avaliado por Schnorr (2017). Segundo a autora, a evolução estrutural desses granitoides é marcada por estruturas magmáticas que avançam progressivamente, sem truncamento, para estruturas subsolidus e, por fim, para estruturas de mais baixa temperatura. A heterogeneidade estrutural dos GAD é caracterizada pela distribuição da deformação durante sua intrusão, que resulta no desenvolvimento alternado de zonas de baixa e alta deformação, indicando a operação de diferentes mecanismos e intensidades deformacionais durante o posicionamento desses magmas. Suas foliações magmática e milonítica possuem estruturas S-C e indicadores cinemáticos assimétricos, que resultam de movimentação sinistral.

Nas porções internas dos GAD predominam as estruturas magmáticas de alinhamento dimensional, e a componente deformacional de estado sólido é pouco penetrativa. No centro da intrusão a ZCQSE é representada por uma zona de baixa deformação, onde as feições de deformação dos GAD refletem sua temperatura magmática, impressa em cristais ígneos de quartzo com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez, e de feldspatos com subgrãos grandes, por vezes com mirmequitização localizada nos limites de grão. Estas feições indicam que o sistema sofreu deformação sob temperaturas da ordem de 650°C (Khrul, 1996; Passchier e Trouw, 2005 p.57), compatíveis com as da fácies anfibolito superior e com a temperatura solidus de composições graníticas.

Ao norte, os GAD formam milonitos a ultramilonitos com foliações concordantes, penetrativas e sub-paralelas ao limite da ZCQSE (Fig. 2). Os grãos de quartzo estirados possuem vários graus de recristalização com redução no tamanho de grão. Quando estão parcial ou totalmente recristalizados, compõem uma matriz fina juntamente com as caudas de recristalização em feldspatos e tornam menor o espaçamento da foliação. O K-feldspato tem pertitas em chama bem desenvolvidas, e fraturas extensionais são seladas pelo material muito fino da matriz. Estas feições indicam deformação em temperaturas da ordem de 450°C a 300°C, bem abaixo da solidus, compatíveis com as da fácies xisto verde.

Próximo ao corpo principal de QMF (Fig. 3a) ocorrem *shear bands* de dimensões centimétricas a milimétricas, compostas por micas brancas e quartzo fitado, concordantes às estruturas dos GAD. Em lâmina se observam agregados lenticulares monominerálicos de quartzo, com grãos de textura grossa, interlobados, com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez em porções localmente filonitizadas dos granitoides.

O limite sul da ZCQSE não está exposto, e uma zona de cataclase oblitera parcialmente os GAD e a zona de cisalhamento. A sul desta estrutura rúptil afloram rochas hipabissais e plutônicas tardias, modificando a geometria original da zona de cisalhamento.

3 Materiais e Métodos

O desenvolvimento deste trabalho baseou-se em uma metodologia integrada, que envolveu o mapeamento geológico e estrutural detalhado dos corpos de QMF da ZCQSE associado à petrografia com ênfase em microestruturas de quartzo.

Foi realizado um mapeamento de cristas utilizando anaglifos 3D, gerados a partir de imagens de satélite e aerofotos. As imagens de satélite (ASTER- banda 3) foram processadas nas ferramentas LPS e Stereo Analyst do software ERDAS Imagine. Aerofotos foram processadas no software Ilwis Academic e ajustadas em sistema de coordenadas no software

ArcGis. A individualização dos corpos foi feita concomitante a um extensivo controle litológico e estrutural de campo. Esta técnica permitiu o mapeamento detalhado e preciso, que levou à individualização dos corpos de QMF em escala de 1:15.000. A elaboração de um mapa de relevo sombreado foi gerada a partir de imagem SRTM com resolução de 1 arco de segundo, processada no ArcGis.

Amostras representativas e orientadas, conforme Prior et al. (1987), foram selecionadas para confecção de lâminas petrográficas, preparadas em corte perpendicular ao plano XY da foliação e paralelo à lineação. Os tamanhos de subgrãos e grãos recristalizados foram determinados pelo linear transect method (Smith e Guttman, 1953), com a utilização do Linecut, uma interface gráfica (*graphical user interface* - GUI) do software Matlab a partir de imagens obtidas com as lâminas petrográficas.

Para melhorar a visualização da textura grossa do quartzo milonito, foram obtidas imagens com polarização circular (Higgins, 2010) em *scanner* com luz transmitida de alta resolução (18000 ppi). Nestas imagens, todos os grãos exibem máxima iluminação na cor de interferência, inibindo os efeitos da extinção. Cristais finos da matriz foram medidos a partir de fotomicrografias e, para quantificar o tamanho destes grãos, cristais reliquiares foram evitados.

4 Resultados

4.1 Mapeamento detalhado e caracterização dos corpos de quartzo milonito e filonito

O uso de anaglifos no mapeamento detalhado permitiu a individualização dos corpos de QMF que, em duas situações distintas, ocorrem sobre o CAR e sobre o GAD. Ao norte da zona de máxima deformação da ZCQSE, os corpos de QMF que ocorrem na margem afetada do CAR (Fig. 2), possuem formatos alongados com tendência ao alinhamento E-W. No CAR, o quartzo milonito possui textura mais grossa, com foliação contínua e menos penetrativa, e com menor grau de estiramento que aqueles posicionados no GAD.

Os QMF posicionados ao sul da zona de máxima deformação da ZCQSE, no interior do GAD, tendem a um alongamento preferencial segundo a direção N 65° E. Nestes, as bandas de quartzo milonito possuem texturas mais finas e grãos de quartzo fitados, com foliação contínua e mais penetrativa.

O mapa da figura 3a mostra em detalhe o conjunto principal de corpos de QMF da ZCQSE posicionados no GAD, que conformam um sigmoide de grande escala. Neste arranjo,

o bandamento sub-vertical impresso nos QMF, paralelo à foliação S de direção E-W, foi arrastado pela foliação C, de direção ENE-WSW, indicando movimentação transcorrente sinistral.

As estruturas dos QMF, tanto no GAD como no CAR, possuem estreita concordância geométrica com a ZCQSE (Fig. 3b), e são análogas às encontradas em milonitos S-C descritos por Lister e Snoke (1984). A foliação mais comum, nos GAD e nos QMF, é a milonítica, com tendência à direção E-W. A foliação cisalhante rotaciona a milonítica para ENE-WSW indicando movimento sinistral. Lineações de estiramento possuem baixa obliquidade no plano da foliação e caem preferencialmente para W.

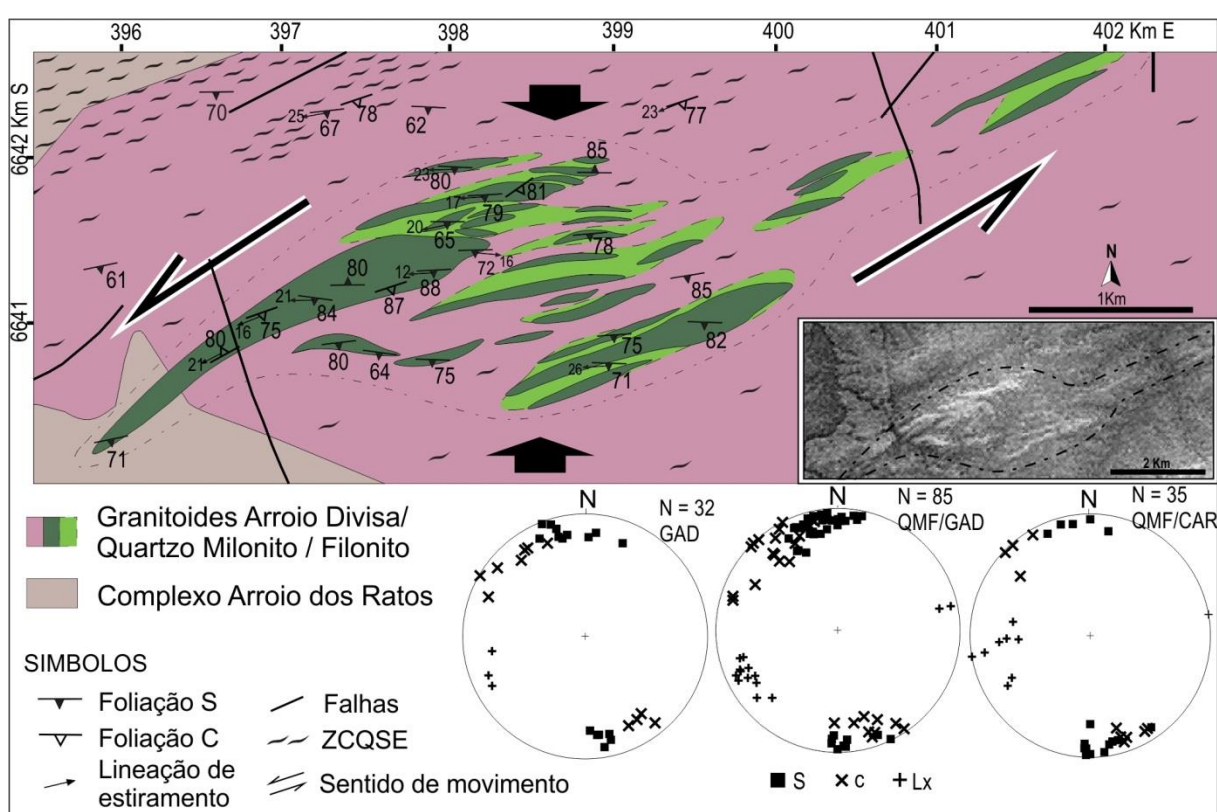


Figura 3. Mapa geológico e estrutural da porção central dos corpos de QMF localizados no interior da ZCQSE. A) Mapa de detalhe dos corpos de QMF localizados no GAD, cujo formato sigmoide é concordante às suas estruturas. Esta macro-estrutura indica compressão e fluxo não coaxial de cinemática sinistral. Inset: mapa de relevo elaborado a partir de imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*); B) Estereogramas indicando concordância das estruturas S-C e lineações de estiramento entre os QMF e GAD.

*Figure 3. Geological and structural map of the central portion of the QMF bodies located within the QSESZ. A) Detailed map of the QMF bodies located in GAD, whose sigmoidal shape is concordant with their structures. This geometric arrangement indicates compression and non-coaxial flow of sinistral kinematics. Inset: relief map drawn from SRTM (*Shuttle**

Radar Topography Mission) image; B) Stereograms indicating concordance of the S-C structures and stretching lineations between QMF and GAD.

Dois conjuntos de quartzo milonitos de estruturas concordantes foram reconhecidos em campo, denominados tipo 1 e tipo 2. O quartzo milonito do tipo 1 (QM1 – Fig. 4a) é predominante, composto por quartzo (> 90%) com micas brancas (3 a 10%) e encontra-se associado a filonito. O quartzo milonito do tipo 2 (QM2 – Fig.4b) registra feições de veios graníticos tardios, ocorre de maneira subordinada e carrega feldspatos dispersos (~7%) de tamanho milimétrico.

QM1 apresenta textura milonítica grossa a fina, com estrutura S-C indicativa de cinemática sinistral. Possui foliação contínua, subvertical, de direção E-W, marcada pelo estiramento do quartzo e alinhamento paralelo das micas. Possui bandamento bem marcado pela alternância entre quartzo milonito com micas brancas e quartzo milonito monominerálico, que ressalta com a alteração das micas (Fig. 4c). O QM1 ocorre intercalado com o filonito, em bandas de espessura centimétrica a métrica (Fig. 4d).

O filonito é sempre muito alterado pelo intemperismo, onde apenas a estrutura principal encontra-se bem preservada, marcada pelo paralelismo entre quartzo fitado e filossilicatos alinhados. Feldspatos dispersos, estirados e de tamanho milimétrico, encontram-se caulinizados. A foliação é subvertical e varia entre E-W e NE-SW, com estruturas concordantes às dos QM1 associados (Fig. 4d). Agregados de quartzo ocorrem como bandas de espessura milimétrica a centimétrica e como lentes dispersas. Quando ricos em quartzo, os filonitos têm foliação pouco espaçada, marcada pela intercalação milimétrica entre níveis de quartzo estirado e níveis ricos em filossilicatos. Quando pobres em quartzo, possuem foliação contínua e textura lepidoblástica fina, com quartzo fitado disperso.

Os QM2 não têm bandamento ressaltado pela alteração, como os QM1. Possuem aparência maciça, mas sua foliação é estreita e delicada, bem desenvolvida, impressa pelo forte estiramento de cristais de quartzo. Ocorrem fragmentos métricos a centimétricos alongados de rochas bandadas, posicionadas na foliação milonítica dos QM2, que localizadamente possuem sinais de desagregação por cisalhamento.

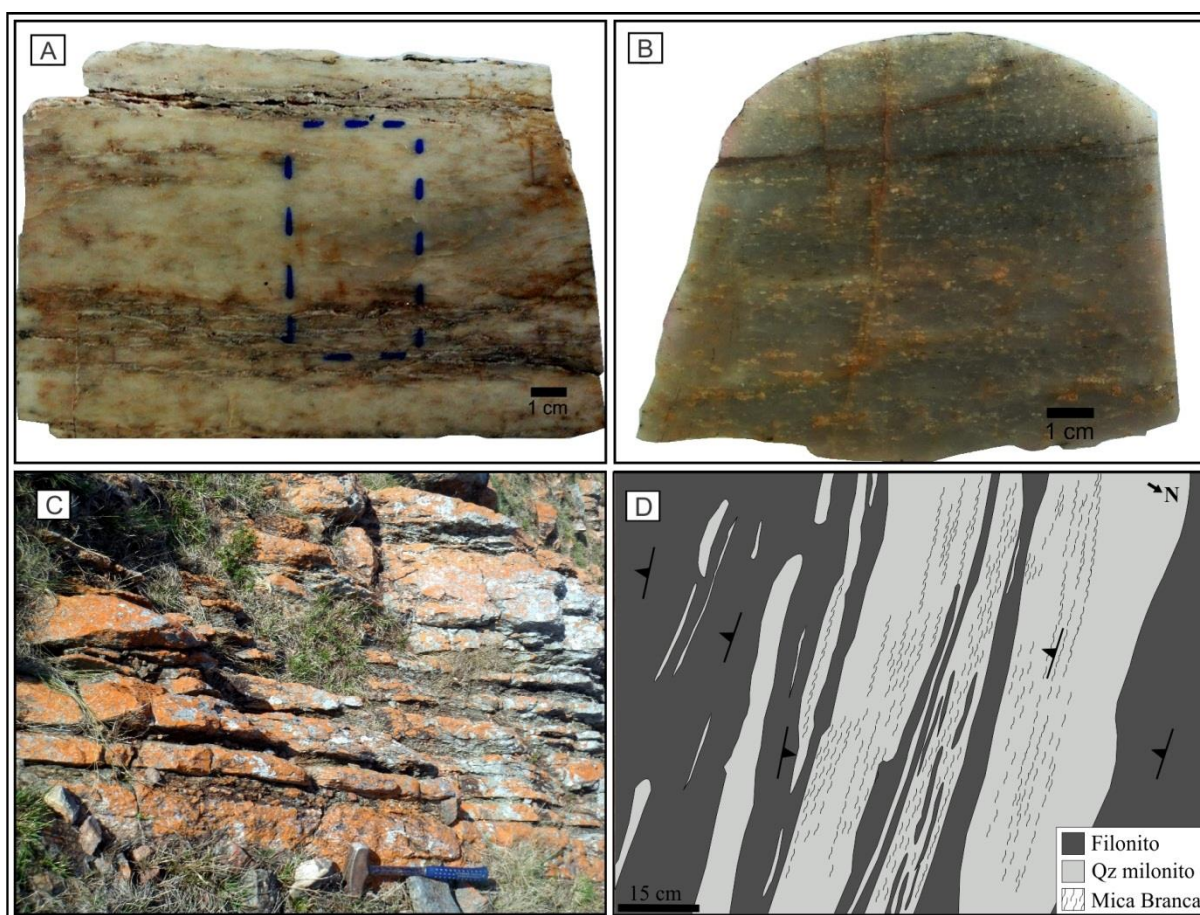


Figura 4. Diferentes tipos de quartzo milonitos da ZCQSE. A) QM1 com bandamento composicional entre quartzo milonito com micas brancas (alterado) e quartzo milonito monomineralico; B) QM2 com feldspatos milimétricos dispersos; C) Estrutura principal do QM1 em mesoescala, com alternância entre bandas de quartzo milonito monocristalino, mais maciço, e bandas de quartzo milonito com micas brancas, cuja alteração ressalta a foliação; D) Relação entre QM1 e filonito em mesoescala, resultante de segregação metamórfica.

Figure 4. Different types of quartz mylonite from the QSESZ. A) QM1 with compositional bands of white-mica bearing quartz mylonite (altered) and monomineralic quartz mylonite; B) QM2 containing scattered, millimeter-size feldspars; C) Principal mesoscale structure of QM1, with alternation between monocrystalline massive quartz mylonite and mica-rich quartz mylonite. The alteration of white-mica stands out the foliation; D) Relation of QM1 and phyllonite resulting from metamorphic segregation.

4.2 Petrografia e microestruturas

Nos corpos de QMF da margem retrabalhada do CAR, foi identificado apenas QM1, que apresenta textura grossa, com cristais de quartzo interlobados de alto grau de

suturamento. Ao compensador, verifica-se o intercrescimento de grãos, onde cristais vizinhos com diferentes orientações ópticas ocorrem dentro uns dos outros devido à forte interdigitação e foram denominados de grãos ilhas (*Island Grains* - Stipp et al. 2002a), por estarem completamente cercados pelo cristal vizinho. A recristalização favoreceu o aumento do tamanho dos grãos, que atingem até 5 mm. Estes grãos grossos exibem subgrãos grandes, com tamanhos que variam entre 70 e 400 μm , em padrão tabuleiro de xadrez, com limites bem definidos (Fig. 5a). Ocorrem protuberâncias em escala de limite de grão, que apresentam segmentos serrilhados e retilíneos.

No interior do GAD, a sul da zona de máxima deformação da ZCQSE (Fig. 2), ocorrem QM1 e QM2, que possuem microestruturas semelhantes, mas registram sobreposição de eventos. No QM1 foram observados grãos reliquiares grandes e interlobados, com variados graus de estiramento e redução tectônica do tamanho de grão. Os grãos reliquiares possuem granulação média a grossa, com tamanhos predominantes de 170 a 900 μm , podendo ocorrer em escala milimétrica (3 a 5 mm). Comportam subgrãos grandes (70 a 400 μm), com formatos irregulares, e subgrãos finos (10 a 50 μm), de geometria quadrada. Subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez estão restritos a poucos grãos (Fig. 5b), geralmente com limites pouco desenvolvidos. As bordas de cristais grossos e estirados, com feições de redução no tamanho de grão, apresentam aumento significativo na densidade de deslocamentos (*dislocations*). Na recristalização com redução do tamanho de grão, os grãos recristalizados (10 – 50 μm) nucleiam-se a partir de protuberâncias (*bulges*) de mesma escala nos limites interlobados de grãos grossos e estirados (Fig. 5c). Também ocorrem agregados de grãos muito finos no interior dos cristais grossos isoladamente, que recristalizaram a partir de grãos ilhas ou maclas *Dauphiné*. A redução no tamanho de grão pode ser generalizada, produzindo volumes predominantes de matriz (Fig. 5d), composta por grãos recristalizados muito finos, livres de deslocamentos, que possuem tamanho e formato semelhantes às protuberâncias observadas em limites de cristais reliquiares. Extinções irregular e ondulante geralmente estão impressas em cristais reliquiares estirados. Lamelas de deformação ocorrem de modo localizado.

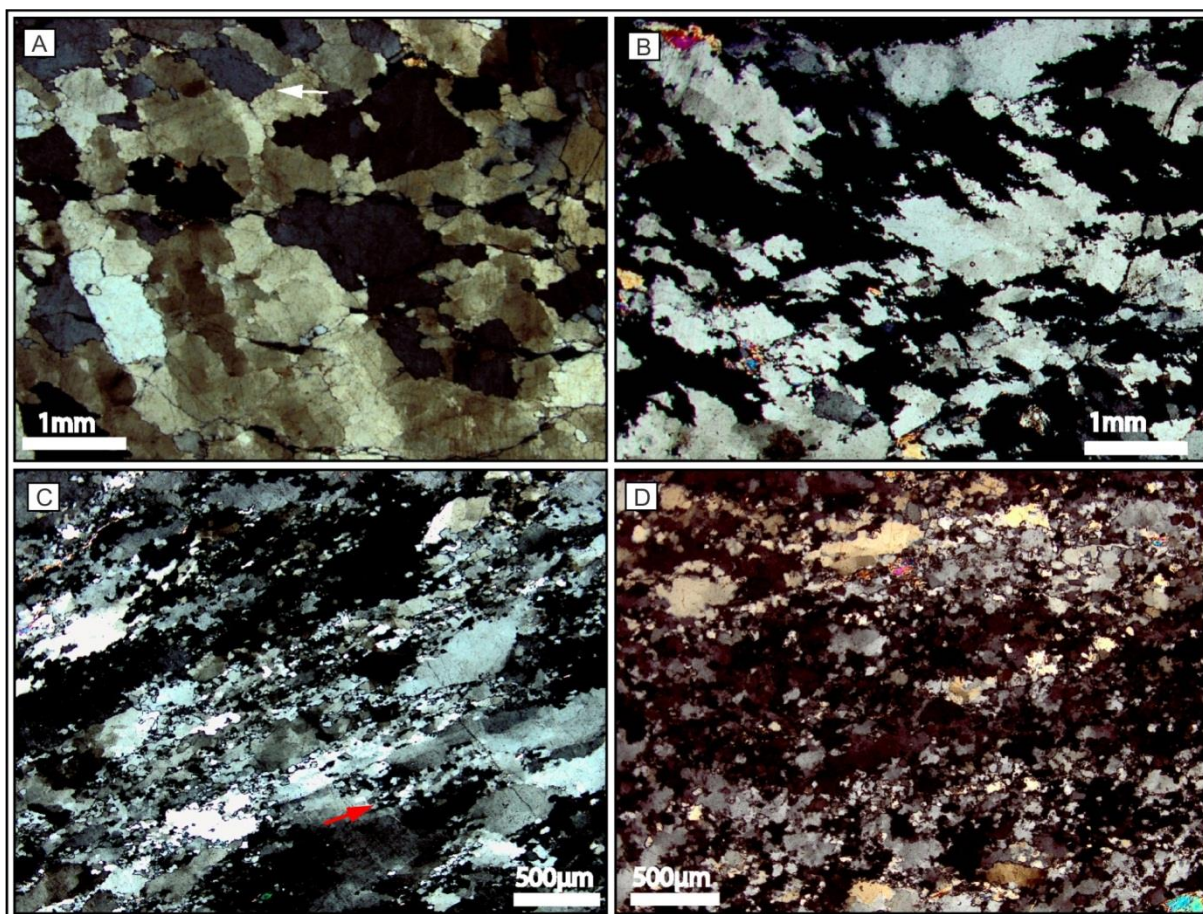


Figura 5. Aspectos microestruturais dos Quartzo Milonitos estudados. A) QM1 no Complexo Arroio dos Ratos, com cristais grossos e interlobados de alta sinuosidade, com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez e protuberâncias em escala de limite de grão (seta branca); B) QM1 nos Granitoides Arroio Divisa, com cristais reliquiares de alta T estirados e recristalização por *bulging* nos limites de grãos. C) QM1 com textura manto-núcleo marcada pela diminuição no tamanho de grão em direção às bordas. Ocorre recristalização com redução do tamanho de grão no interior de cristais reliquiares (seta vermelha). D) Redução do tamanho de grãos recristalizados de modo generalizado.

Figure 5. Microstructural features of studied Quartz Mylonites. A) QM1 in Arroio dos Ratos Complex, with coarse, highly sinuous, amoeboid crystals with chessboard-pattern subgrains, and bulges on grain boundaries (white arrow); B) QM1 in the Arroio Divisa Granitoids with stretched parental grains, partially recrystallized by bulging at the grain boundaries. C) QM1 with mantle-core structure marked by the decrease in grain size outwards. Recrystallization with grain size reduction may occur within parental grains (red arrow) D) Generalized grain size reduction.

O QM2 registra feições microestruturais concordantes ao QM1 posicionado no GAD (Fig. 6a). Apresenta cristais parentais grossos e interlobados, que por vezes preservam feições

primitivas, como formatos de grãos lenticulares, geralmente observados em veios. Mostra diversos graus de estiramento com redução no tamanho de grão. Subgrãos com limites ortogonais, que resultam em extinção com padrão tabuleiro de xadrez, ocorrem com limites bem definidos nos cristais grossos menos estirados. O QM2 comporta feldspatos (plagioclásio + K-feldspato) subédricos, com diferentes graus de dissolução, reequilíbrio e estiramento. Os cristais de K-feldspato são geralmente mais bem preservados, enquanto os de plagioclásio, que reagiram mais à atividade química, possuem maior volume de micas brancas secundárias.

Nos QM1 e QM2 ocorrem duas gerações de micas brancas, uma de textura fina e outra de textura grossa. *Mica fish* (Fig. 6b) e *microboudins* se desenvolvem com a deformação das micas brancas grossas, e compõem microestruturas correspondentes aos milonitos S-C do tipo 2 descritos por Lister e Snoke (1984).

Nos QMF foram identificados dois tipos de inclusões fluidas, com padrões de distribuição distintos. O primeiro (IF tipo A) são inclusões muito pequenas, mesmo em máximo aumento (objetiva 40X), que ocorrem como pontos pretos com distribuição irregular em nuvens em todas as ocorrências de quartzo milonitos analisados, e em trilhas intra e transgranulares restritas aos quartzo milonitos do GAD. O segundo (IF tipo B) são inclusões maiores, mas ainda relativamente pequenas. Possuem formatos arredondados e irregulares, podem conter bolha de gás e geralmente apresentam sinais de estrangulamento. IF tipo B estão distribuídas irregularmente ou em trilhas, decorando limites de subgrão e são mais comuns nos quartzo milonitos encaixados no CAR (Fig. 6c); Nos quartzo milonitos posicionados no GAD, quando ocorrem em trilhas intragranulares, estão acompanhadas por IF tipo A (Fig. 6d).

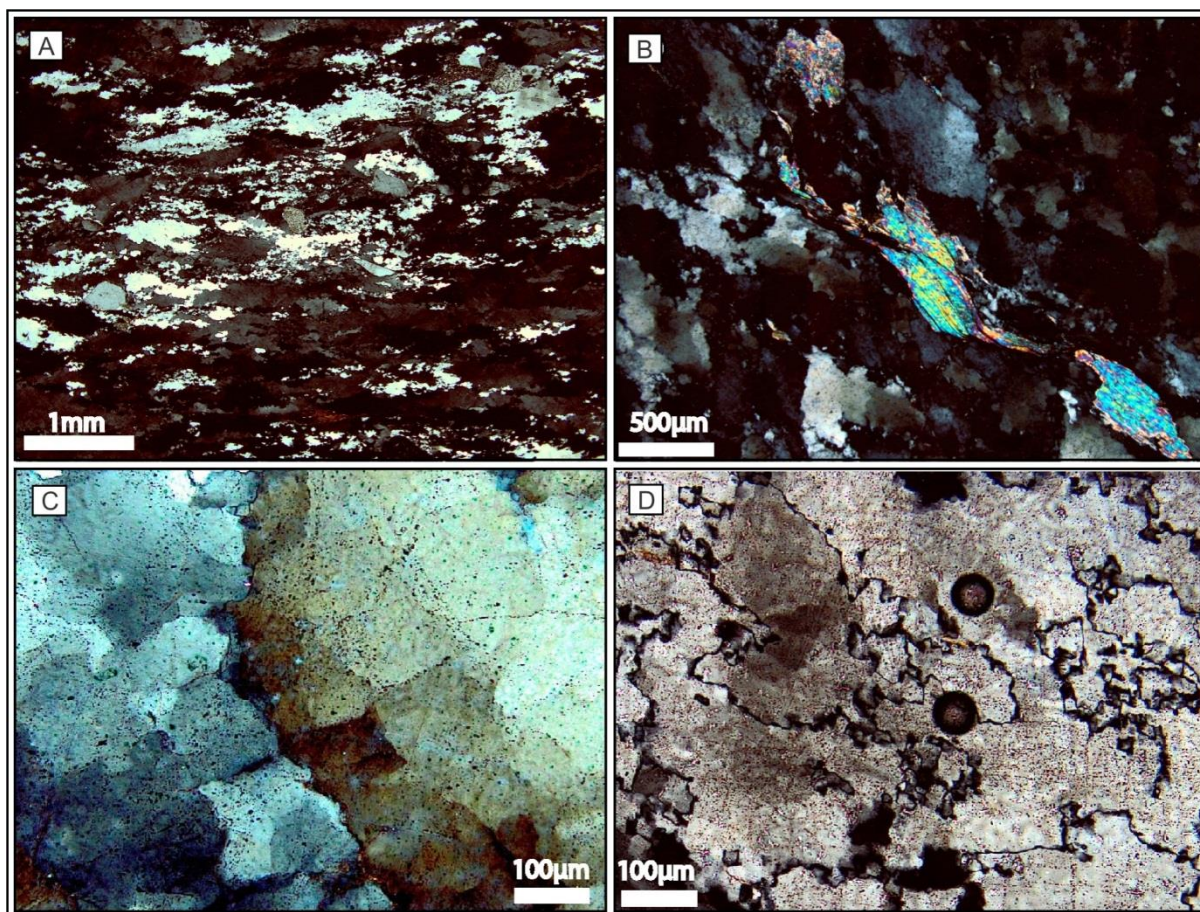


Figura 6. Microestruturas dos Quartzo Milonitos estudados. A) QM2 com cristais preservados de feldspatos (Fds) e microestruturas características da zona de alta deformação em cristais de quartzo; B) *mica fish* em mica branca grossa (muscovita) indicando sentido de movimento sinistral da foliação milonítica; C) inclusões fluidas em limite de subgrão com padrão tabuleiro de xadrez em zona de baixa deformação; D) inclusões fluidas em trilhas intra a transgranulares em zonas de alta deformação.

Figure 6. Microstructures of studied Quartz Mylonites. A) QM2 showing preserved feldspar crystals (Fds) and quartz microstructures characteristic of high-strain zones; B) mica fish of coarse white mica (muscovite) indicating sinistral sense of shearing along the mylonitic foliation; C) fluid inclusions on subgrain boundary with chessboard pattern in low-strain zone; D) fluid inclusion patterns as intra- to transgranular trails in high-strain zones.

O filonito (Fig. 7a) ocorre no CAR e nos GAD, e em ambos os casos foram retratadas microestruturas em quartzo fitado policristalino, com forte estiramento, contatos suturados e extinção com padrão tabuleiro de xadrez (Fig. 7b). Grãos de quartzo recristalizados variam entre 100 e 580 μm , são interlobados e têm forte sinuosidade, denunciando que a migração de limites de grão ocorreu em várias direções (Fig. 7c).

As microestruturas impressas nos agregados de quartzo dos filonitos indicam que mecanismos de difusão nos limites de grãos competiram com a reptação por dissolução-precipitação. Exceto em altas temperaturas, a difusão no estado sólido é insignificante em comparação com mecanismos de reação induzidos por fluidos (Putnis e Austrheim, 2010).

Nenhuma lâmina de QMF analisada apresenta feições de *annealing* após a deformação; ao contrário, extinção ondulante e lamelas de deformação afetam cristais recristalizados e recuperados, principalmente quando as rochas encaixantes são os GAD.

Os cristais de zircão possuem morfologia e textura muito variáveis e foram identificados em grandes quantidades (2 a 5 grãos por lâmina). Suas características refletem a história geológica do mineral, como enfatizado por Corfu et al. (2003), especialmente episódios de cristalização e recristalização magmáticas e metamórficas relevantes. Embora a morfologia não seja diagnóstica, a corrosão e formação de filmes intergranulares podem ser características de retrabalhamento hidrotermal, como observado por Schaltegger (2007). Cristais de zircão são abundantes minerais acessórios nos QMF e são comuns os grãos de morfologia arredondada (Fig. 7d) que indicam alto grau de retrabalhamento.

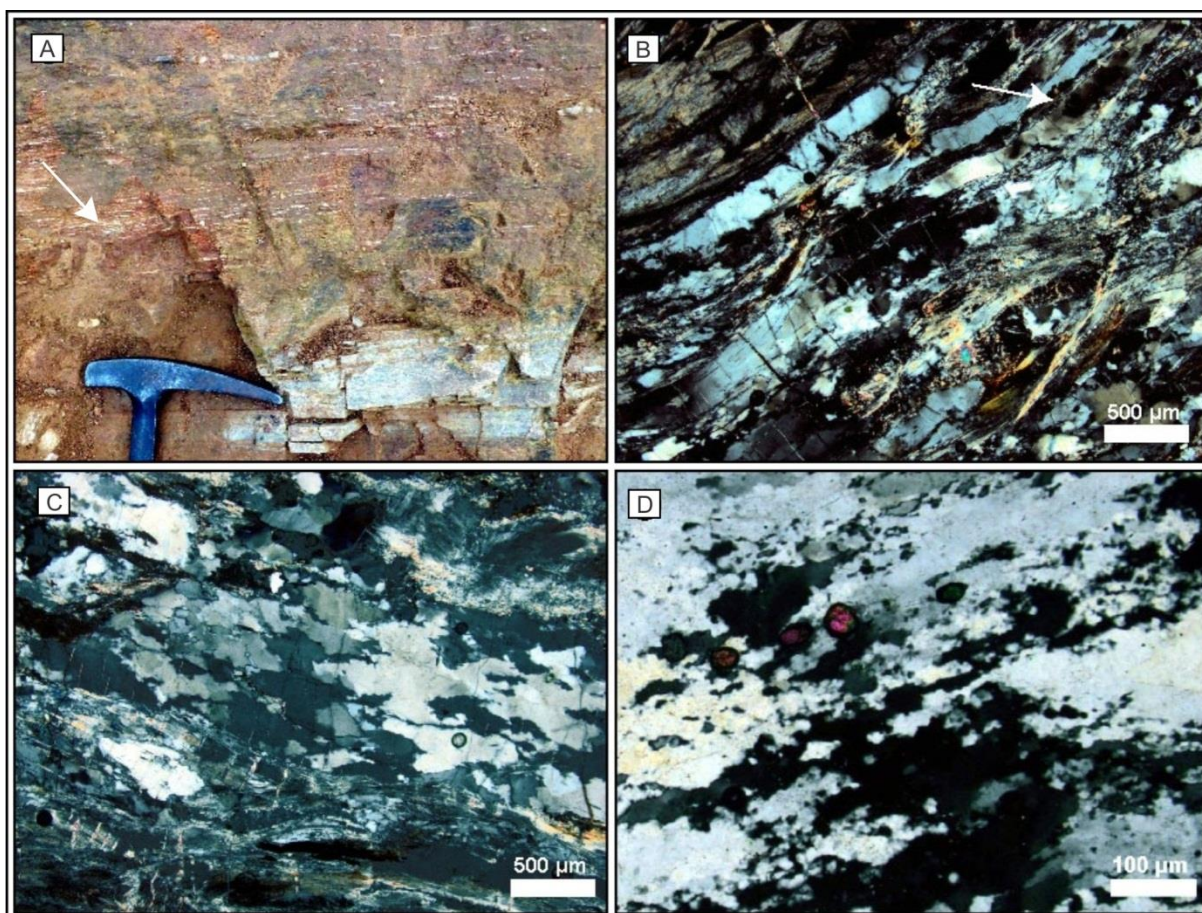


Figura 7. Características observadas nos QMF. A) Filonito na ZCQSE, com foliação paralela à base da figura; alterado, de cor vermelha, com banda de QM1, esbranquiçada, na porção

inferior da fotografia. No filonito ocorrem feldspatos estirados e caulinizados (seta branca) dispersos; B) Filonito com quartzo fitado policristalino que apresenta subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez (seta branca) e interdigitações sinuosas nos contatos; C) Agregado de quartzo recristalizado no campo GBM em filonito; D) Alta concentração de cristais de zircão com feições arredondadas, indicativas de retrabalhamento.

Figure 7. Characteristics of QMP. A) Phyllonite in QSESZ with foliation parallel to the base of the figure. The rock becomes dark red from alteration, with whitish band of QM1 in the lower portion of the photograph. Kaolinized stretched feldspar grains (white arrow) are disperse in the phyllonite; B) Phyllonite with polycrystalline quartz ribbon that contains chessboard pattern subgrains (white arrow) and sinuous interfingering at the boundaries; C) GBM field recrystallized quartz aggregate in phyllonite; D) High concentration of rounded, probably re-worked, zircon crystal.

4 Discussão dos resultados

No Rio Grande do Sul, as ocorrências de QMF são pouco investigadas. Na região de Santana da Boa Vista, Porcher e Fernandes (1990) descrevem QMF como resultado da transformação de granitoides durante a milonitização e apontam a ocorrência de *pods* graníticos e feldspatos reliquiares como remanescentes das transformações. Segundo os autores, a segregação metamórfica seria a principal responsável pela alternância de filonitos e quartzo milonitos.

Filonitos também foram documentados na ZCTDC, região de Quitéria, RS. As condições térmicas desta zona de cisalhamento foram controladas por magmatismo sintectônico, conforme Tommasi et al. (1994). Estes autores avaliaram a história deformacional da ZCTDC, que esteve ativa desde o estado magmático ao sólido, em condições de temperatura decrescente até atingir condições de fácies xisto verde. Mesquita (1991) propôs um modelo genético para a ocorrência de filonitos na ZCTDC, que seria consequência da deformação tardia, regida por ação de fluidos, em condições retrogressivas à fácies xisto verde.

A comparação entre as estruturas dos milonitos e dos QMF que ocorrem na ZCQSE indica que há concordância em todas as escalas. O arranjo geométrico e estrutural dos corpos de QMF e as microestruturas impressas revelam que ocorrem relações muito próximas com os GAD, vinculadas à atividade da ZCQSE. Tais relações indicam que estas estruturas se desenvolveram em condições termais comuns.

Baseado em estudos de Stipp et al. (2002a), a temperatura em que agregados de quartzo são deformados em taxas de deformação naturais pode ser estimada quando os efeitos dos diferentes mecanismos de recristalização dinâmica, como descritos por Hirth e Tullis (1992), podem ser apontados e organizados cronologicamente a partir da sobreposição de microestruturas que se desenvolvem durante uma história deformacional. Com esta compreensão, é possível caracterizar a geologia dos QMF da ZCQSE.

A recristalização por migração lenta de limite de grão (*bulging recrystallization* - BLG) foi atribuída aos cristais da matriz com tamanho médio entre 10 e 50 μm , pois possuem dimensões semelhantes às protuberâncias que ocorrem em limites de grãos reliquias. Se desenvolvem a partir dos mecanismos ativos entre os regimes 1 e 2 de Hirth e Tullis (1992), em temperatura de 280 a 400°C. A rotação de subgrão (*subgrain rotation* - SGR) resulta em grãos recristalizados com tamanho médio entre 50 e 145 μm a partir da atividade de mecanismos dos regimes 2 e 3, entre 400 e 500°C. Migração rápida de limite de grão (*grain boundary migration* - GBM) corresponde ao regime 3 e produz uma variação ainda maior de tamanho de grão recristalizado em temperaturas acima de 500°C, que atingem dimensões milimétricas e adquirem formatos ameboides irregulares, onde a alta sinuosidade dos limites lobados indicam aumento da temperatura.

A GBM se dá sob altas temperaturas, enquanto a recristalização por BLG ocorre a baixas temperaturas. Isto também é sugerido por Rosenberg e Stünitz (2003), que inferem temperaturas acima de 400°C para a GBM e o intervalo de 200-300°C para a BLG.

Os subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez desenvolvem-se apenas em alta temperatura, uma vez que implicam a ativação dos sistemas de deslizamento prismático no eixo $\langle c \rangle$, combinado com o basal ao longo do eixo $\langle a \rangle$, e têm sido usados como indicadores da temperatura de deformação dúctil a partir de 550°C, a 3 kbar, com taxas de deformação naturais entre $10^{-12} - 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ (Kruhl, 1996).

No CAR, a deformação do QMF é marcada pela recristalização no campo de GBM, onde a reptação difusiva (*diffusion creep*) associada à reptação das dislocações (*dislocation creep*) no plano prismático ao longo do eixo $\langle c \rangle$ combinado com o basal ao longo de $\langle a \rangle$ foram os mecanismos de deformação dominantes. A presença dominante de cristais grossos e interlobados, com alto grau de sinuosidade, que contêm subgrãos em tabuleiro de xadrez indicam que o processo deformacional dos QMF iniciou-se em temperaturas altas.

Estas feições microestruturais sugerem fluxo plástico em condições de temperatura equivalentes à da solidus de sistemas graníticos (~650°C) e são similares àquelas que registram as temperaturas mais altas nos GAD. Em temperaturas compatíveis com as da fácies anfíbolito superior, a recristalização do quartzo promove um crescimento irregular,

promovido por mecanismos de GBM, com alta sinuosidade, contatos interdigitados e formas ameboides, contendo subgrãos em tabuleiro de xadrez.

Nos QMF alojados nos GAD, estas microestruturas de alta temperatura estão restritas aos cristais reliquiares de quartzo e, dependendo do grau de retrabalhamento, estão mais ou menos preservadas. O incremento da deformação em temperaturas mais baixas provocou diversos graus de estiramento e recristalização marcada pela redução no tamanho de grão principalmente nos limites de grão. Os grãos reliquiares apresentam recristalização por BLG sobrepondo contatos interdigitados.

Os QMF presentes nos GAD geralmente possuem recristalização por BLG. Este campo é marcado pela competição entre os regimes 1 e 2 de Hirth e Tullis (1992), quando migrações localizadas de limites de grão, induzidas por pressão, acomodam uma recuperação por salto de deslocações (*dislocation climb*) localizado, rotacionando as protuberâncias e formando grãos recristalizados com tamanhos entre 10 e 50 μ m nos limites de grãos. Nas altas temperaturas deste campo (BLG II – Stipp et al. 2002), o salto de deslocações (regime 2) possui uma certa atividade, e sua participação é muito importante na recristalização. Os grãos recristalizados possuem tamanhos relativamente grandes (50 μ m) e são livres de deslocações.

A atividade do salto de deslocações fica mais restrita conforme a temperatura diminui, atribuindo ao regime 1 maior participação nos processos deformacionais, que caracterizam o BLG I. Os limites dos grãos ficam serrilhados e com aspecto sombreado devido à migração de limite de grão induzida por pressão, simultânea à geração de alta densidade de defeitos lineares. Quando um limite de grão migra, gera-se uma região livre de tensão capaz de acomodar o incremento de reptação de deslocações, e a recristalização produz grãos com tamanhos mínimos, entre 10 e 25 μ m. Nessas condições, o comportamento plástico do material é praticamente nulo, e o faturamento acontece devido ao enredamento das deslocações (*dislocation tangle*).

Portanto, os QMF da ZCQSE configuram uma zona de baixa deformação no CAR, com microestruturas de alta temperatura bem preservadas, e uma zona de alta deformação nos GAD, onde houve reativação em temperatura mais baixa. A zona de baixa deformação dos QMF preserva feições microestruturais relacionadas ao início do seu desenvolvimento, que registra grãos de quartzo grossos recristalizados por GBM, com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez. Em zonas de mais alta deformação, feições de recristalização por BLG II e I ocorrem sobrepondo microestruturas primitivas de alta temperatura, o que indica retrabalhamento em temperatura mais baixa.

Análogo aos minerais, inclusões fluidas (IF) indicam que os processos formadores de rocha não ocorrem durante um único episódio, mas em sucessivos estágios de evolução (Van

den Kerkhof e Hein, 2011) e são, em parte, controladas pela dinâmica intracristalina do mineral hospedeiro e por processos físico-químicos controlados pela interface cristal-fluido. A abundância de IF, com sinais de estrangulamento, que decoram os limites de subgrãos, sugere que a água teve participação, tanto na recristalização como na recuperação dos grãos em alta temperatura.

Os diversos padrões de inclusões fluidas indicam que a água atuou durante a recristalização e recuperação do quartzo milonito. Em agregados de quartzo deformados em pressões elevadas na presença de fluido aquoso, o salto das deslocções é favorecido (Tullis e Yund 1989), o que facilita a recuperação. Estudos de Mancktelow e Pennacchioni (2004) demonstram que a quantidade, distribuição e composição dos fluidos nos limites de grãos influenciam os mecanismos de recristalização.

Mancktelow (2006) defende a ideia de que os fluidos migram ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis e provocam efeitos na reologia da rocha, que têm sua plasticidade aumentada por mecanismos difusionais, e conclui que os fluidos são expelidos destes ambientes. Nos granitoides da ZCQSE, é possível observar que a circulação de fluidos esteve ativa durante todo o episódio de deformação dúctil, desde condições compatíveis com as da fácies anfibolito superior até xisto verde inferior.

No sentido de Kerrich et al. (1977) e Carter et al. (1990), mecanismos de *pressure solution* envolvem o transporte de massa através da dissolução e reequilíbrio de minerais, em resposta a gradientes de pressão em ambientes ricos em fluidos. Estas transformações químicas induzidas pela pressão geralmente promovem a deformação de modo muito eficiente em toda seção crustal, mas dependem das características físico-químicas do fluido e da reatividade dos minerais.

Os subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez e contatos interlobados com alto grau de suturamento em quartzo fitado policristalino disperso em filonito, assim como no quartzo milonito associado, são evidências da filonitização em condições compatíveis com as da fácies anfibolito superior, em torno de 650°C (Fig. 8A). As porções mais hidratadas dos GAD (Fig. 8B) também apresentam microestruturas de alta temperatura em agregados monominerálicos de quartzo, com filonitização localizada. Estas feições denunciam que os GAD transformaram-se em filonitos em condições de temperatura próximas da *solidus* de granitos.

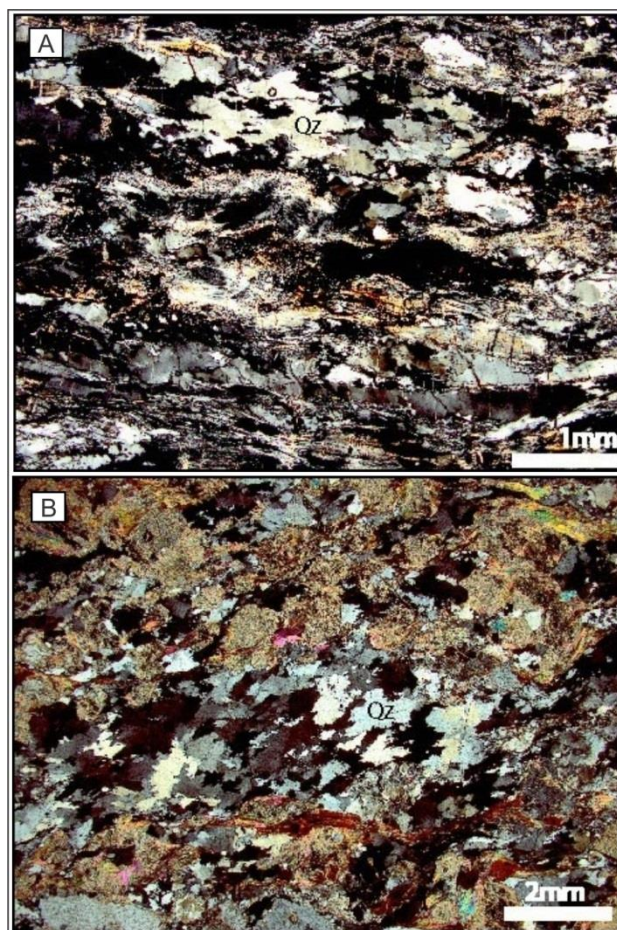


Figura 8. Feições microestruturais que denunciam transformação de granitoides em filonitos em alta temperatura. a) Filonitos com quartzo fitado policristalino, com cristais de quartzo (QZ) recristalizados sob as mesmas condições da figura 8B. B) GAD em processo de filonitização com agregado de quartzo grosso (QZ), recristalizado no campo de GBM. Ambas as figuras demonstram que a reptação difusiva em agregados de quartzo atuou ao mesmo tempo que a reptação por difusão e precipitação em feldspatos.

Figure 8. Microstructural features that denounce transformation of granulites into phyllonites at high temperature. A) Polycrystalline quartz ribbon in phyllonite, with quartz crystals (QZ) recrystallized under the same conditions as shown in figure 8B. B) Phyllonitization process in GAD, with coarse-grained quartz (QZ) recrystallized in the GBM field. Both figures demonstrate that diffusion creep in quartz aggregates was active at the same time as diffusion-precipitation creep in feldspars.

A ZCQSE registra uma evolução magmática e deformacional prolongada, cuja deformação é marcada por uma extensa infiltração de fluidos que aceleraram processos de *softening* e que favoreceram a localização da deformação. Injeções tardias do GAD ricas em fluidos, posicionadas no próprio GAD e na margem retrabalhada do CAR, seriam a causa do desenvolvimento dos corpos de QMF na ZCQSE.

Quando o sistema granítico atingiu sua temperatura solidus, injeções tardias acompanhadas de fluidos tardi-magmáticos ao longo de planos de foliação preexistentes promoveu a filonitização em condições de deformação transpressiva. Uma vez que rochas foliadas ricas em micas possuem baixa competência em relação aos granitoides encaixantes (Bos e Spiers, 1992; Wintsch et al. 1995), a injeção dos veios mais tardios, ricos em sílica, foi favorecida (Fig. 9A), o que gerou o QM2.

A componente cisalhante, ativa em temperaturas compatíveis com as da fácies xisto verde, torna a morfologia das foliações mais penetrativa nas zonas de alta deformação, e as lineações de estiramento se intensificam com a movimentação lateral esquerda dominante (Fig. 9b).

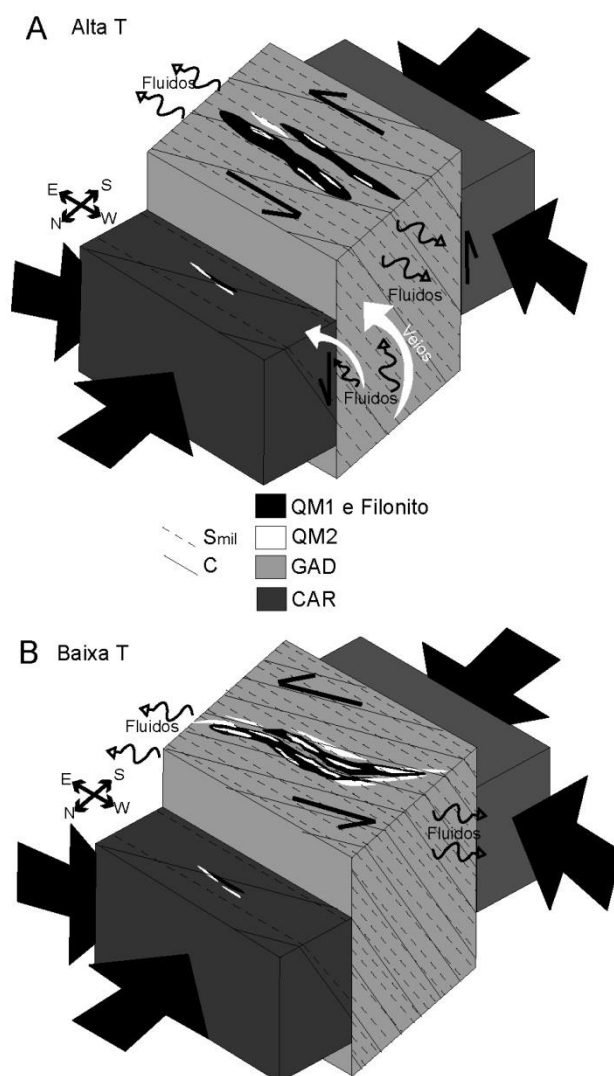


Figura 9. Ilustração do modelo evolutivo dos QMF na ZCQSE. A) Momento inicial, quando filonitos se desenvolveram precocemente, em temperatura solidus de granitoides. A redução localizada da competência destas rochas favoreceu o posicionamento de veios ricos em

fluidos. B) O estágio tardio do fluxo plástico permitiu a maior penetrabilidade das foliações e o posicionamento final dos QMF, concordante com as estruturas impressas pela ZCQSE.

Figure 9. Evolutionary model of the QMP at QSESZ. A) Initial moment of the early development of phyllonite, under granite solidus temperature conditions. The localized weakness of these rocks favored the positioning of fluid-rich veins. B) The late stage of the plastic flow caused the foliation to become more pervasive and the final positioning of the QMF, concordant with the structures imprinted by the QSESZ.

O grande volume de zircão observado nos QMF da ZCQSE indica que as transformações nos GAD ocorreram em sistema aberto. O balanço de massa calculado por autores como O'Hara (1988) e Cruz et al. (2005) indicam que a filonitização de granitoides resulta em redução de volume. A dissolução de minerais mais reativos, como anfibólio, biotita e feldspatos, permite que alguns ions sejam liberados no fluido e carregados para fora do sistema. Neste processo, o zircão que é menos reativo concentrou-se nas faixas de QMF. A concentração de minerais menos solúveis, como o zircão, e o seu arredondamento por dissolução e abrasão, como observado no caso estudado, principalmente em ambiente transpressivo, com redução de volume, resulta em padrão muito similar ao observado em metarenitos quartzíticos, cuja população é utilizada em estudos de proveniência. A principal distinção nestes casos, além da situação de campo, é que os intervalos de idade da população de zircões dos quartzo-milonitos seriam mais restritos e muito semelhantes aos padrões magmáticos e de herança do granito original.

5 Conclusões

As feições macro a microestruturais observadas na ZCQSE permitem estimar as condições de formação dos QMF e definir um modelo de evolução que demonstre suas relações com os GAD. A análise criteriosa das microestruturas impressas em quartzo permitiu estabelecer a evolução de episódios deformacionais através de uma trajetória térmica, em condições de temperatura compatíveis com magmatismo da crosta média a superior. Há semelhanças entre mecanismos de recristalização dinâmica e plasticidade intracristalina que atuaram durante os processos de deformação dos GAD e dos QMF.

As feições microestruturais do QMF que ocorre na margem retrabalhada do CAR registram fluxo plástico em alta temperatura devido à alta sinuosidade observada em cristais grossos e interlobados de quartzo, que possuem subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez bem desenvolvidos. Nos GAD, as microestruturas remontam a uma trajetória térmica decrescente,

onde as microestruturas desenvolvidas no campo da GBM (Regime 3 de Hirth e Tullis, 1992), são parcialmente destruídas pela atividade dos mecanismos ativos no campo do BLG (entre regimes 1 e 2 de Hirth e Tullis, 1992) e que provoca redução tectônica no tamanho de grão.

Os QMF estudados resultam da deformação não-isovolumétrica de injeções tardias dos GAD ricas em fluidos, cujas transformações, de caráter aloquímico, promoveram ampla dissolução. A alta concentração de zircão pode ser resultado da redução de volume devido à perda de massa com o escape de fluidos.

Os QMF da ZCQSE podem ser entendidos como o resultado de processos hidrotermais desencadeados pela circulação e escape do excesso de fluidos magmáticos trazidos pelas injeções tardias dos GAD ao longo de foliações, em alta temperatura. A consequente filonitização favoreceu o posicionamento paralelo dos veios tardi-magmáticos ricos em sílica (QM2), acompanhados por fluidos, que podem adicionar mais água ao sistema.

A circulação e escape de fluidos durante a atividade da ZCQSE promoveu o *strain softening* e favoreceu a heterogeneidade da deformação. As reações de dissolução dos GAD facilitaram a acomodação do movimento e geraram estreitas faixas ricas em quartzo e filossilicatos, arranjados em formato sigmoide concordante às estruturas S-C dos granitoides parentais.

Agradecimentos. Ao Conselho Nacional de Pesquisas (CNPQ) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio e bolsa de mestrado, respectivamente. O autor agradece Rafael P. Ribeiro pela assessoria no processamento de imagens.

Referências bibliográficas

- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 1993. Late- to Post-collisional Brasiliano Magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 65(Supl 1):13-16
- Bitencourt, M.F. & Nardi L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 186-189.
- Carter, N.L. & Tsenn, M.C. 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27-63.
- Carter, N.L., Kronenberg, A.K., Ross, J.V. & Wiltschko, D.V. 1990. Control of fluids on deformation of rocks. *Geological Society of London, Special Publications*, 54: 1-13.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W. & Kinny, P. 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53: 469-500.

- Cruz, S.C.P., Jordt-Evangelista, H.A.N.N.A. & Alkmim, F.F. 2016. Variações químicas e mineralógicas na zona de cisalhamento de Gouveia (MG) e suas implicações no processo de reativação tectônica. *Revista Brasileira de Geociências*, 35: 453-462.
- Evans, J.P. 1988. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *Journal of Structural Geology*, 10(5): 437-443.
- Fontana, E. Nardi, L.V.S., de Fátima Bitencourt, M. & Knijnik, D.B. 2012. Caracterização geoquímica e petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geologia USP. Série Científica*, 12: 33-56.
- Gleason, G.C., Tullis, J. & Heidelbach, F. 1993. The role of dynamic recrystallization in the development of lattice preferred orientations in experimentally deformed quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 15: 1145-1168.
- Goodwin, L.B. & Wenk, H.R. 1995. Development of phyllonite from granodiorite: Mechanisms of grain-size reduction in the Santa Rosa mylonite zone, California. *Journal of Structural Geology*, 17: 689-699, 697-707.
- Gregory, T.R., Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2011. Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria. RS. *Pesquisas em Geociências*, 38: 85-108.
- Heilbronner, R. & Tullis, J. 2006. Evolution of c axis pole figures and grain size during dynamic recrystallization: results from experimentally sheared quartzite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 11: B10202 (doi: 0.1029/2005JB004194).
- Higgins, M.D. 2010. Imaging birefringent minerals without extinction using circularly polarized light. *The Canadian Mineralogist*, 48: 231-235.
- Jefferies, S.P., Holdsworth, R.E., Wibberley, C.A.J., Shimamoto, T., Spiers, C.J., Niemeijer, A.R. & Lloyd, G.E. 2006. The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan. *Journal of Structural Geology*, 28: 220-235.
- Kerrick, R., Fyfe, W.S., German, B.E. & Allison, I. 1977. Local modification of rock chemistry by deformation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65: 183-190.
- Knijnik, D.B., Bitencourt, M.D.F., Nardi, L.V., Pinto, V.M. & Fontana, E. 2012. Geochemical and structural characterization of the Cruzeiro do Sul Granodiorite: neoproterozoic post-collisional shoshonitic magmatism within transcurrent shear zone, Quitéria region, Southernmost Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 12: 17-38.
- Knijnik, D.B. 2018. Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sr-Nd dos granitoides sintectônicos às zonas de cisalhamento transcorrentes Quitéria Serra do Eral e Dorsal

- de Canguçu, Rio Grande do Sul, Brasil (Doutorado em Geociências). Programa de Pós-graduação em Geociências, UFRGS.
- Knijnik, D.B., Bitencourt, M.F., Nardi L.V.S., Weinberg R.F., Pimentel M., Armstrong R. (submetido a). U-Pb SHRIMP geochronology of syntectonic granitoids of the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone: implications for the post-collisional batholiths of southern Brazil and Uruguay. *International Geology Reviews*.
- Knijnik, D.B., Bitencourt, M.F., Nardi L.V.S., Weinberg R.F., Pimentel M., Armstrong R. (submetido b). Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in the Brasiliano Dom Feliciano Belt, southern Brazil: zircon and Sr-Nd isotope geochemistry of granitoids syntectonic to the Quitéria-Serra do Eral Shear Zone. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Kruhl, J. H. 1996. Prism-and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: A microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, 14: 581-589.
- Law, R. D., Knipe, R. J. & Dayan, H. 1984. Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust zone at Loch Eriboll, northwest Scotland. *Journal of Structural Geology*, 6: 477-497.
- Law, R. D. 1986. Relationships between strain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Maurice quartzites of Plougastel, western Brittany. *Journal of Structural Geology*, 8: 493-515.
- Law, R.D., Mainprice, D., Casey, M., Lloyd, G.E., Knipe, R.J., Cook, B. & Thigpen, J.R. 2010. Moine thrust zone mylonites at the Stack of Glencoul: I-microstructures, strain and influence of recrystallization on quartz crystal fabric development. *Geological Society of London, Special Publications*. 335: 543-577.
- Lee, S.Y., Min, K., Ree, J.H., Han, R., Jung, H. 2012. The Geounri shear zone in the Paleozoic Taebaeksan Basin of Korea: tectonic implications. *Journal of Structural Geology*, 42: 91-103.
- Lister, G.S. & Snoke, A.W. 1984. SC mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6: 617-638.
- Mancktelow, N.S. & Pennacchioni, G. 2004. The influence of grain boundary fluids on the microstructure of quartz-feldspar mylonites. *Journal of Structural Geology*, 26: 47-69.
- Mancktelow, N.S. 2006. How ductile are ductile shear zones?. *Geology*, 34: 345-348.
- Mesquita, M.J.M.D. 1991. *Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini/Quitéria, RS)*. Porto Alegre, 296p. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- McAleer, R.J., Bish, D.L., Kunk, M.J., Sicard, K.R., Valley, P.M., Walsh, G.J., Wathen, B.A. & Wintsch, R.P. 2017. Reaction softening by dissolution–precipitation creep in a retrograde greenschist facies ductile shear zone, New Hampshire, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, 35: 95-119.
- O'Hara, K. 1988. Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina USA. *Tectonophysics*, 156: 21-36.
- O'Hara, K. 2007. Reaction weakening and emplacement of crystalline thrusts: diffusion control on reaction rate and strain rate. *Journal of Structural Geology*, 29: 1301-1314.
- Oyhantçabal P., Siegemund S., Wemmer K., Frei R. & Layer P. 2007 Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano–Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98: 141–159.
- Parsons, A. J., Law, R. D., Lloyd, G. E., Phillips, R. J. & Searle, M. P. 2016. Thermo-kinematic evolution of the Annapurna-Dhaulagiri Himalaya, central Nepal: The Composite Orogenic System. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17: 1511-1539.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 2005. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag 366p.
- Philipp, R. P. & Machado, R. 2005. The late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 461-478.
- Prior, D.J., Knipe, R.J., Bates, M.P., Grant, N.T., Law, R.D., Lloyd, G.E., Welbon, A., Agar, S.M., Brodie, K.H., Maddock, R.H. & Rutter, E.H. 1987. Orientation of specimens: essential data for all fields of geology. *Geology*, 15: 829-831.
- Putnis, A. & Austrheim, H. 2010. Fluid-induced processes: metasomatism and metamorphism. *Geofluids*, 10: 254-269.
- Schaltegger, U. 2007. Hydrothermal zircon. *Elements*, 3: 51-79
- Schnorr, E. R. 2017. *Evolução estrutural dos Granitoides Arroio Divisa durante o movimento transcorrente da Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, RS*. Porto Alegre, 52p. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 133: 191-213.
- Smith, C.S. & Guttman, L. 1953. Measurement of internal boundaries in three-dimensional structures by random sectioning. *The Journal of The Minerals, Metals & Materials Society*, 197: 81-87.

- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. & Schmid, S.M. 2002a. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society of London, Special Publications*, 200: 171-190.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. & Schmid, S. 2002b. The eastern tonalite 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: 1861-1884.
- Toy, V.G., Prior, D.J. & Norris, R.J. 2008. Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites: Influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift. *Journal of Structural Geology*, 30: 602-621.
- Tullis, J. & Yund, R.A. 1989. Hydrolytic weakening of quartz aggregates: The effects of water and pressure on recovery. *Geophysical Research Letters*, 16: 1343-1346.
- Van den Kerkhof, A.M. & Hein, U.F. 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55: 27-47.
- Vernon, R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge, University Press 578p.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D. & Humphreys, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 2: 175-187.
- Wibberley, C. 1999. Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones?. *Journal of Structural Geology*, 21: 1219-1227.

Capítulo VI – Considerações Finais

A metodologia adotada permitiu avaliar, de modo qualitativo a temperatura em que corpos de QMF foram deformados na ZCQSE. Através dos dados obtidos foi possível caracterizar as estruturas destes corpos em várias escalas. A comparação das microestruturas de quartzo entre os GAD e os QMF permitiu interpretar a gênese dos QMF.

Em ambiente tardi-magmático, foram injetados veios ricos em fluidos aquosos nos GAD em temperatura *subsolidus*. A atividade da ZCQSE promoveu a movimentação dos fluidos ao longo da foliação enquanto o sistema ainda estava quente. Nestas condições, a reptação por dissolução-precipitação acomodou a deformação gerando filonito e quartzo milonito associado. Devido ao contraste reológico com os granitoides encaixantes, injeções ainda mais tardias, muito ricas em sílica, foram posicionadas nos corpos de QMF ainda em alta temperatura e adicionaram quartzo milonito à associação.

As microestruturas de quartzo indicam que a reptação por difusão, mecanismo que caracteriza o regime 3 de Hirth e Tullis, 1992, acomodou o fluxo plástico dos QMF. Subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez indicam que sistemas de deslizamento de alta temperatura, como o prismático <c> participou da recuperação. Reativação em condições de P-T ambientais imprimiram microestruturas que se desenvolvem entre os regimes 1 e 2 de Hirth e Tullis, 1992, em condições de fácies xisto verde.

A quantificação da temperatura através das OCPs de quartzo não foi possível devido às limitações do equipamento durante o período das análises; entretanto, é possível observar que a recristalização em fácies xisto verde foi facilitada pelo desenvolvimento de maclas Dauphiné.

Inclusões Fluidas são muito abundantes nos quartzo milonitos. A análise da composição das IF podem trazer dados sobre a pressão e temperatura do sistema, entretanto condições de fácies anfíbolito superior devem ser esperadas. A deformação das inclusões estrangula e as divide em partes, alterando sua composição original, portanto ao analisar, devem ser escolhidas cuidadosamente.

Afloramentos sem alteração intempérica não foram encontrados, o que inviabiliza calcular o balanço de massa. Com amostras frescas de filonito também é possível avaliar as reações químicas que provocaram a dissolução dos granitoides. A alta concentração de minerais de zircão pode indicar a redução de volume, pois são menos abrasivos e resistiram aos mecanismos de dissolução promovidos pela água.

Nos GAD não foram encontradas assembleias minerais que possam ser usadas como geobarômetro. Se a pressão do sistema for calculada, também é possível avaliar a temperatura de origem dos QMF através do método termométrico TitaniQ, de Wark e Watson, 2006, revisado por Thomas et al., 2010.

Referências

- Behr, W. M., Platt, J. P., 2011. A naturally constrained stress profile through the middle crust in an extensional terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(3-4), 181-192.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 1993. Late- to Post-collisional Brasiliano Magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 65(Supl 1):13-16
- Bitencourt, M.F., Nardi L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 186-189.
- Carter, N. L., Christie, J. M., Griggs, D. T., 1961. Experimentally produced deformation lamellae and other structures in quartz sand: *Am. Geophys. Union Trans.*, v. 66, p. 2518
- Carter, N. L., Christie, J. M., Griggs, D. T., 1964. Experimental deformation and recrystallization of quartz: *Geology*, v. 72, 687-733.
- Carter, N.L., Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27-63.
- Carter, N.L., Kronenberg, A.K., Ross, J.V., Wiltschko, D.V., 1990. Control of fluids on deformation of rocks. *Geological Society of London, Special Publications*, 54: 1-13.
- Cruz, S.C.P., Jordt-Evangelista, H.A.N.N.A., Alkmim, F.F., 2016. Variações químicas e mineralógicas na zona de cisalhamento de Gouveia (MG) e suas implicações no processo de reativação tectônica. *Revista Brasileira de Geociências*, 35: 453-462.
- Etheridge, M. A., Wall, V. J., Cox, S. F., Vernon, R. H., 1984. High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and

deformation mechanisms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B6), 4344-4358.

Evans, J.P. 1988. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *Journal of Structural Geology*, 10(5): 437-443.

Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C.; Vieira JR., N.; Marquestoigo, M.; Guerra-Sommer, M.; Piccoli, A.E. (1988). *Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita - RS, Quitéria, folha SH 22-Y-B-I-4, estado do Rio Grande do Sul, Várzea do Capivarita, folha SH 22-Y-B-I-3, RS*. Porto Alegre, UFRGS, Série Mapas, 1 v., 1 mapa preto e branco, escala 1:50.000.

Fontana, E. Nardi, L.V.S., de Fátima Bitencourt, M., Knijnik, D.B., 2012. Caracterização geoquímica e petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geologia USP. Série Científica*, 12: 33-56.

Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2011. Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria. *RS. Pesquisas em Geociências*, 38: 85-108.

Griggs, D., 1967. Hydrolytic weakening of quartz and other silicates. *Geophysical Journal International*, 14(1-4), 19-31.

Griggs, D.T., Bell, J.F., 1938. Experiments bearing on the orientation of quartz in deformed rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*, 49, 1723-1746

Grujic, D., Stipp, M., Wooden, J. L., 2011. Thermometry of quartz mylonites: Importance of dynamic recrystallization on Ti-in-quartz reequilibration. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(6).

Halfpenny, A., Prior, D. J., Wheeler, J., 2004. Using electron backscatter diffraction (EBSD) to measure misorientation between 'parent' and 'daughter' grains. Implications for recrystallisation and nucleation. *In Materials Science Forum (Vol. 467, pp. 573-578)*. Trans Tech Publications.

Heilbronner, R., Tullis, J., 2006. Evolution of c axis pole figures and grain size during dynamic recrystallization: results from experimentally sheared quartzite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 11: B10202 (doi: 0.1029/2005JB004194).

Higgins, M.D., 2010. Imaging birefringent minerals without extinction using circularly polarized light. *The Canadian Mineralogist*, 48: 231-235.

Hirth, G., Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14(2), 145-159.

Jefferies, S.P., Holdsworth, R.E., Wibberley, C.A.J., Shimamoto, T., Spiers, C.J., Niemeijer, A.R., Lloyd, G.E., 2006. The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan. *Journal of Structural Geology*, 28: 220-235.

Knijnik, D., Bitencourt, M.D.F., Nardi, L.V., Pinto, V.M., Fontana, E., 2012. Geochemical and structural characterization of the Cruzeiro do Sul Granodiorite: neoproterozoic post-collisional shoshonitic magmatism within transcurrent shear zone, Quitéria region, Southernmost Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 12: 17-38.

Knijnik, D., 2018. Caracterização geoquímica e estrutural do granodiorito Cruzeiro do Sul : magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozóico em zona de

transcorrência, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 82p. Tese de doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Kruhl, J. H., 1996. Prism-and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: A microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, 14: 581-589.

Law, R. D. (2014). Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review. *Journal of Structural Geology*, 66, 129-161.

Lister, G. S., Hobbs, B. E., 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*, 2(3), 355-370.

Lloyd, G. E., Farmer, A. B., Mainprice, D., 1997. Misorientation analysis and the formation and orientation of subgrain and grain boundaries. *Tectonophysics*, 279(1-4), 55-78.

Menegon, L., Piazzolo, S., Pennacchioni, G., 2011. The effect of Dauphiné twinning on plastic strain in quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161(4), 635-652.

Mesquita, M.J.M.D., 1991. Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini/Quitéria, RS). Porto Alegre, 296p. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

O'Hara, K., 1988. Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina USA. *Tectonophysics*, 156: 21-36.

O'Hara, K., 2007. Reaction weakening and emplacement of crystalline thrusts: diffusion control on reaction rate and strain rate. *Journal of Structural Geology*, 29: 1301-1314.

Oyhantçabal P., Siegemund S., Wemmer K., Frei R., Layer P. 2007 Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano–Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98: 141–159.

Parsons, A. J., Law, R. D., Lloyd, G. E., Phillips, R. J., Searle, M. P., 2016. Thermo-kinematic evolution of the Annapurna-Dhaulagiri Himalaya, central Nepal: The Composite Orogenic System. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17: 1511-1539.

Passchier, C. W., Trouw, R. A. J., 2005. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag 366p.

Philipp, R. P., Machado, R., 2005. The late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 461-478.

Prior, D.J., Knipe, R.J., Bates, M.P., Grant, N.T., Law, R.D., Lloyd, G.E., Welbon, A., Agar, S.M., Brodie, K.H., Maddock, R.H., Rutter, E.H., 1987. Orientation of specimens: essential data for all fields of geology. *Geology*, 15: 829-831.

Putnis, A., 1992. *An introduction to mineral sciences*. Cambridge University Press.

- Putnis, A., Austrheim, H., 2010. Fluid-induced processes: metasomatism and metamorphism. *Geofluids*, 10: 254-269.
- Rudnick, R. L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry*, 3, 659.
- Schnorr, E. R., 2017. Evolução estrutural dos Granitoides Arroio Divisa durante o movimento transcorrente da Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, RS. Porto Alegre, 52p. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Schmid, S. M., Casey, M., 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *Mineral and rock deformation: Laboratory studies*, 36, 263-286.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 133: 191-213.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society of London, Special Publications*, 200: 171-190.
- Stipp, M., Tullis, J., Scherwath, M., Behrmann, J. H., 2010. A new perspective on paleopiezometry: Dynamically recrystallized grain size distributions indicate mechanism changes. *Geology*, 38(8), 759-762.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L. A., Porcher, C. C., 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, 13(2), 421-437.
- Tullis, J., Christie, J. M., Griggs, D. T., 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geological Society of America Bulletin*, 84(1), 297-314.
- Vernon, R.H., 2004. A practical guide to rock microstructure. Cambridge, University Press 578p.
- Wheeler, J., Prior, D., Jiang, Z., Spiess, R., Trimby, P., 2001. The petrological significance of misorientations between grains. *Contributions to mineralogy and petrology*, 141(1), 109-124.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D. & Humphreys, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 2: 175-187.
- White, W. M., Klein, E. M., 2014. 4.13-Composition of the Oceanic Crust. *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*.
- Wibberley, C. 1999. Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones?. *Journal of Structural Geology*, 21: 1219-1227.
- Wintsch, R. P., Christoffersen, R., & Kronenberg, A. K. (1995). Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 13021-13032.

Anexos

1. Comprovante de submissão de artigo

Pesquisas em Geociências

[CAPA](#)
[SOBRE](#)
[PÁGINA DO USUÁRIO](#)
[PESQUISA](#)
[ATUAL](#)
[ANTERIORES](#)

[Capa](#) > [Usuário](#) > [Autor](#) > [Submissões](#) > #86248 > [Sinopse](#)

#86248 Sinopse

[SINOPSE](#) [AVALIAÇÃO](#) [EDIÇÃO](#)

Submissão

Autores	João Victor Tumenas Mello, Maria de Fátima Bitencourt
Título	Quartzo milonito e filonito de alta temperatura na Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, RS
Documento original	86248-354409-1-SM.DOCX 28/08/2018
Docs. sup.	Nenhum(a) INCLUIR DOCUMENTO SUPLEMENTAR
Submetido por	João Victor Tumenas Mello
Data de submissão	agosto 28, 2018 - 17:30
Seção	Artigos
Editor	Nenhum(a) designado(a)
Comentários do Autor	<p>Carla Cristine Porcher - cporcher@ufrgs.br</p> <p>Márcia Elisa Boscato Gomes - marcia.boscato@ufrgs.br</p> <p>Maria José Mesquita - mariamesquita@ige.unicamp.br</p>

Situação

Situação	Aguardando designação
Iniciado	28/08/2018
Última alteração	28/08/2018

Metadados da submissão

EDITAR METADADOS

Autores

Nome	João Victor Tumenas Mello
Instituição/Afiliação	Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)
País	Brasil
POLÍTICA DE CONFLITO DE INTERESSES	—
Resumo da Biografia	—
Contato principal para correspondência.	
Nome	Maria de Fátima Bitencourt
Instituição/Afiliação	Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)
País	Brasil
POLÍTICA DE CONFLITO DE INTERESSES	—
Resumo da Biografia	—

Título e Resumo

Título	Quartzo milonito e filonito de alta temperatura na Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, RS
Resumo	A Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval (ZCQSE), localizada na porção nordeste do Escudo Sul-rio-grandense, afetou rochas do embasamento paleoproterozoico e controlou o posicionamento de magmas no Edicariano. Corpos de quartzo milonito e filonito (QMF) afloram ao longo da ZCQSE, dispostos em faixas estreitas e descontínuas, alongados na direção N65°E, com arranjo geométrico concordante às estruturas impressas pela zona de cisalhamento nos granitoides sintectônicos parentais, denominados de Arroio Divisa (GAD). Dois tipos de quartzo milonitos com feições deformacionais semelhantes foram identificados: o principal (QM1) está associado ao filonite e o segundo (QM2) afeta veios graníticos. Filonitos ocorrem de maneira subordinada, como bandas de espessura centimétrica a métrica, intercaladas paralelamente ao QM1. A comparação entre as microestruturas desenvolvidas em

Autor

Submissões

- Ativo (1)
- Arquivo (0)
- Nova submissão

Conteúdo Da Revista

Pesquisa

Escopo da Busca

Todos ▼

Procurar

- Por Edição
- Por Autor
- Por título
- Outras revistas

Idioma

Selecione o idioma

Português (Brasil) ▼

Palavras-Chave

Argentina Brasil

Brazil Buenos Aires

Paraná Basin RS

Rio Grande do Sul bacia do

Paraná escudo sul-rio-grandense estratigrafia foraminíferos formação Rio Bonito geoquímica gondwana ostracoda ostracodes plataforma continental plataforma continental brasileira remote sensing sedimentologia sedimentos

2. Histórico do curso completo

Período	Código	Atividade de Ensino/Professor	Título	Titulação	Créditos	Carga Horária	Con- celo	Frequên- cia (%)	Situação	Instituição
2016/02	GEBB00056	Cristalografia Aplicada	Professor: ARTUR CEZAR BASTOS NETO	Titulação: Doutorado	4	60	A	100,00	Aprovado	UFRGS
2016/02	GEBB00057	Depósitos minerais em ambientes hidrotermais	Professor: JOSE CARLOS FRANTZ	Titulação: Doutorado	5	75	A	100,00	Aprovado	UFRGS
2016/02	GEBB00069	Geologia das Rochas Granitoides	Professor: RUY PAULO PHILLIPP	Titulação: Doutorado	4	60	A	100,00	Aprovado	UFRGS
2016/02	GEP92-62	T. E. Geoquímica: MECANISMOS da deformação dútil: do cristal à litosfera	Professor: T. E. Geoquímica: MECANISMOS da deformação dútil: do cristal à litosfera	Titulação: Doutorado	2	30	A	100,00	Aprovado	UFRGS
2016/01	GEBB00105	Análise de fácies em seqüências vulcânicas	Professor: MARIA DE FATIMA APARECIDA SARAIVA BITENCOURT	Titulação: Doutorado	4	60	A	100,00	Aprovado	UFRGS
2016/01	GEBB00052	Geologia Estrutural de rochas intrusivas - estrut. magmáticas e subsolid	Professor: CARLOS AUGUSTO SOMMER	Titulação: Doutorado	5	75	A	100,00	Aprovado	UFRGS
2016/01	GEBB00102	Téc. anal. de espec. de massa e geol. iso. aplic. a evol. mantlo-crosta	Professor: MARIA DE FATIMA APARECIDA SARAIVA BITENCOURT	Titulação: Doutorado	5	75	A	100,00	Aprovado	UFRGS
Créditos cursados com aprovação neste curso:					29					
Total de Créditos:					29					

Universidade Federal do Rio Grande do Sul
 Instituto de Geociências
 Programa de Pós-Graduação em Geociências

Orientador:
 MARIA DE FATIMA APARECIDA SARAIVA BITENCOURT
 Proficiência no(s) idioma(s): Inglês

Nome: JOAO VICTOR TUMENAS MELLO
 Identidade: 33811254-6 CPF: 35049902878 Data de Nascimento: 12/03/1985
 Curso: GEOCIÊNCIAS - Mestrado Acadêmico
 Ingresso: 01/03/2016
 Área Concentração: GEOQUÍMICA
 Cartão: 182295 Situação: ATIVO

Instituto de Geociências
 Programa de Pós-Graduação em Geociências

Histórico Curso

Pág.: 1
 Data: 13/09/2018 10:28:01

Universidade Federal do Rio Grande do Sul
 Instituto de Geociências
 Programa de Pós-Graduação em Geociências
 Profa. Marina Bento Soares
 Coordenadora Substituta

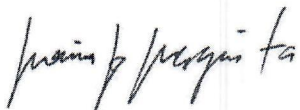
Secretaria
 Coordenador

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
ANÁLISE DAS MICROESTRUTURAS DE QUARTZO PARA AVALIAR CONDIÇÕES DE DEFORMAÇÃO EM QUARTZO MILONITO E FILONITO DA ZONA DE CISALHAMENTO QUITÉRIA – SERRA DO ERVAL.
Área de Concentração: GEOQUÍMICA
Autor: JOÃO VICTOR TUMENAS MELLO
Orientadora: Maria de Fátima Bitencourt
Examinadora: Maria José Mesquita
Data: 12/10/2018
Conceito: A
PARECER:
<p>A dissertação de mestrado é elaborada na modalidade de artigo científico, contendo capítulos de introdução, revisão teórica, metodologia e considerações finais, além do corpo do artigo.</p> <p>O capítulo de revisão teórica é muito bom e bem embasado. As referencias escolhidas agrupam textos seminais, textos de revisão e textos da fronteira do conhecimento da área. Muito bom.</p> <p>Pontos positivos do trabalho são os mapas e descrições de campo apresentadas e a petrografia de deformação muito bem descrita.</p> <p>Pontos negativos incluem: na metodologia, tanto da dissertação como do artigo, não aparece em nenhum momento a descrição da técnica EBSD. Nem o que significa a sigla, para um leitor que não seja da área específica fica difícil. Voce precisa colocar qual o equipamento, qual o passo e quais os padrões utilizados. Em que scanner de luz transmitida de alta resolução (18000 ppi) foram realizadas as imagens com polarização circular?</p> <p>A discussão pode ser bem mais desenvolvida, você deve cruzar as suas informações com as das referencias e discutir. Não apenas colocar interpretações. As controvérsias não aparecem no texto. Por exemplo, na gênese de formação dos quartzo-milonitos, você optou pela interpretação de veios de quartzo posteriores. Contudo não discute a teoria de segregação hidrotermal e formação destes.</p>

O papel do abrandamento hidráulico, ou hydrolytic weakening na quebra das ligações Si-O do quartzo é muito discutido na bibliografia, mas voce só comenta na introdução e introduz na discussão, não discute realmente o papel dos fluidos.

Sugiro finalizar a discussão com o modelo da figura 9 (artigo) e que esta figura seja muito melhor descrita e discutida. Este é um produto importante da sua pesquisa. Finalizar com um parágrafo duvidoso e fraco sobre o zircão só desmerece sua discussão.

A pesquisa cumpre muito satisfatoriamente os quesitos de uma dissertação de mestrado.



Assinatura:

Data: 25 de outubro de 2018.

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
"ANÁLISE DAS MICROESTRUTURAS DE QUARTZO PARA AVALIAR CONDIÇÕES DE DEFORMAÇÃO EM QUARTZO MILONITO E FILONITIO DA ZONA DE CISALHAMENTO QUITÉRIA - SERRA DO ERVAL."
Área de concentração: Geoquímica
Autor: João Victor Tumenas Mello
Orientadora: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt
Examinadora: Profa. Dra. Carla Cristine Porcher
Data: 19/11/2018
Conceito: A
<u>PARECER:</u>
<p>A dissertação de mestrado de João Victor Tumenas Mello apresenta um estudo detalhado das feições microestruturais de quartzo em quartzo milonitos e filonitos da Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval, RS. O tema central do artigo é cientificamente relevante e pertinente à área de Geoquímica do PPGGEO/UFRGS, adicionando informações importantes ao entendimento da evolução geológica da região.</p> <p>O trabalho é baseado principalmente em mapeamento geológico e estrutural de detalhe (escala 1:15.000) dos corpos de filonitos e quartzo milonitos da Zona de Cisalhamento Quitéria - Serra do Erval e análise petrográfica de lâminas orientadas dessas unidades. A partir dos resultados obtidos pela interpretação das microestruturas do quartzo nessas lâminas, o autor chega a conclusões sobre as condições térmicas de formação dos quartzo milonitos e filonitos e implicações para a evolução da zona de cisalhamento: (i) a temperatura elevada da formação dos filonitos, indicando a participação de fluidos magmáticos tardios, e (ii) o controle que esse processo exerceu sobre o posicionamento dos quartzo milonitos, levando a progressiva concentração da deformação em condições de mais baixa temperatura, associado com a presença de fluidos. Os resultados de modo geral são consistentes e o autor demonstra domínio na metodologia utilizada, principalmente, na análise criteriosa das microestruturas de quartzo. O estabelecimento da condição termal de deformação/formação dos filonitos em alta temperatura, interpretada como associada à injeções tardias de fluidos tardi-magmáticos é uma conclusão importante e está de acordo com as temperaturas das microestruturas do quartzo nos filonitos e quartzo milonitos 1 indentificadas em lâminas delgadas do Granito Arroio Divisa. Essa conclusão é importante, pois estabelece que o processo de transformação aloquímica dos granitóides em filonitos durante a milonitização é relacionado à fluidos associados ao magmatismo e não apenas infiltrados na zona de cisalhamento durante a deformação de mais baixa temperatura.</p> <p>Apesar da qualidade do trabalho, algumas críticas são feitas a seguir, com o objetivo de contribuir com o trabalho do autor.</p> <p>Com relação a conclusão do significado das formas e texturas do zircão como indicativas de retrabalhamento hidrotermal, embora não seja impossível, faltou uma melhor demonstração que poderia ser feita com imagens de MEV para apresentar melhor as feições de corrosão indicativas do retrabalhamento sugerido pelo autor. As imagens apresentadas não permitem a visualização dessas feições, a não ser da forma dos grãos e sua concentração, que podem ter outras explicações. A referência utilizada pelo autor para interpretação da forma/textura dos grãos de zircão como retrabalhamento hidrotermal (Schaltegger, 2007) não está corretamente citada (pg.54). O autor afirma que Schaltegger (2007) observou que a ocorrência de feições de corrosão e filmes intergranulares podem ser características de retrabalhamento hidrotermal. Mas a evidência citada por Schaltegger (2007) que pode indicar</p>

superposição hidrotermal é "textura interna complexa, nas qual domínios secundários cortam zonas de crescimento primário" e, dependendo do mecanismo de re-equilíbrio, "os domínios secundários seriam caracterizados por uma alta microporosidade e pela presença abundante de inclusões de fosfato e silicato" não é demonstrada no trabalho e seria de fácil verificação imagens de MEV. Já os filmes intergranulares são considerados por Schaltgger (2007) não como evidência de retrabalhamento hidrotermal do zircão, mas como, em conjunto com o aspecto polifacetado dos cristais, indicativos da origem hidrotermal dos zircões. A questão da determinação/demonstração convincente de feições do retrabalhamento dos zircões é importante, visto que as feições relacionadas a esse mineral são utilizadas para construir parte dos argumentos das discussões (pg. 61) e conclusões (pg. 62).

O autor, no artigo apresentado, assinala nos métodos que houve a utilização da interface gráfica *Linecut* do *Mathlab*, aplicando o *linear transect method* para determinação dos tamanhos de grão e subgrãos de quartzo. O resultado dessa análise não fica claramente exposto no artigo, que poderia apresentar os gráficos de frequência dos tamanho de grão determinados, por exemplo, comparando o tamanho de grão de quartzo entre QM1, QM2 e filonitos. Ainda no sentido melhorar a parte de documentação fotográfica, considero que as fotos das figuras 5, 6, 7 e 8 do artigo poderiam ser maiores, mais claras e deveria ter mais imagens de detalhes das feições microestruturais, pois esse é o tema central da dissertação. Além disso, seria ideal assinalar melhor nas imagens as feições descritas nas legendas. A revisão do contexto geológico está bem desenvolvida, mas creio que ao falar de magmatismo sin-transcorrência no Cinturão Dom Feliciano faltou citar os trabalhos de Koester (1995, 1997, 2008).

Sobre o aspecto de forma da monografia, segundo o Anexo C (normas para dissertação do PPGGEO) a dissertação na forma de monografia é dividida em duas partes, sendo a primeira a "introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, o estado da arte sobre o tema de pesquisa." Neste trabalho, a introdução compreendeu os capítulos I a IV, correspondendo a 30 páginas das 73 total da monografia. Com a extensão da introdução, o texto por vezes ficou repetitivo, falou de métodos que não produziram resultados, mas por outro lado, não localizou a área de estudo com mapa até a página 41. Também creio que a hierarquia dos títulos de capítulos ficou meio "apagada" em comparação com outros itens, de forma que às vezes não se percebe que um novo capítulo teve início.

As críticas colocadas não diminuem a qualidade do trabalho apresentado, que constitui uma valiosa contribuição para o entendimento da evolução da Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval.

Assinatura:



Data: 19/11/2018

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
"ANÁLISE DAS MICROESTRUTURAS DE QUARTZO PARA AVALIAR CONDIÇÕES DE DEFORMAÇÃO EM QUARTZO MILONITO E FILONITIO DA ZONA DE CISALHAMENTO QUITÉRIA - SERRA DO ERVAL."
Área de Concentração: GEOQUÍMICA
Autor: João Victor Tumenas Mello
Orientador: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt
Examinadora: Profa. Dra. Marcia Elisa Boscato Gomes
Data: 23/11/2018
Conceito: A
PARECER:
<p>O estudo "ANÁLISE DAS MICROESTRUTURAS DE QUARTZO PARA AVALIAR CONDIÇÕES DE DEFORMAÇÃO EM QUARTZO MILONITO E FILONITIO DA ZONA DE CISALHAMENTO QUITÉRIA - SERRA DO ERVAL." aborda uma temática de grande interesse científico e pertinente à área de Geoquímica do PPGGEO/UFRGS.</p> <p>Este estudo foi bem concebido, tendo objetivos claros a desenvolver: estudar as condições em que os QMF desenvolveram-se na Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval (ZCQSE) e investigar sua relação com os granitoides miloníticos neoproterozoicos da região.</p> <p>Os resultados são plenamente condizentes com uma dissertação de mestrado. Muitos dados foram obtidos e estes constituem uma importante contribuição ao entendimento dos processos atuantes em zonas de cisalhamento.</p> <p>A monografia está bem redigida, sendo apresentados capítulos introdutórios de revisão teórica e metodologia e um artigo submetido.</p> <p>O autor apresenta uma extensa revisão teórica, abrangente e com bibliografia relevante tanto nos aspectos conceituais, quanto nos avanços do conhecimento sobre os temas. Entretanto, a revisão teórica foi extensivamente dedicada à técnica de EBSD, que não produziu resultados no trabalho e ao mesmo tempo carecendo de explicações básicas para o entendimento por um leitor não especialista. O texto por vezes é repetitivo e sugiro a não utilização de tantas siglas. A revisão do contexto geológico é abrangente, mas sugiro que o autor se familiarize com os trabalhos de Koester (1995, 1997, 2008) e de Gomes (1989).</p> <p>O trabalho se baseia no mapeamento geológico e estrutural de detalhe e na análise petrográfica das feições de deformação. Os dados produzidos são muito relevantes e a análise da deformação a partir da interpretação das microestruturas</p>