

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
CURSO DE GEOLOGIA**

GABRIELLA KAROLINE AMARAL RISSARDO

**ANÁLISE MICROESTRUTURAL DOS GRANITÓIDES MILONITIZADOS DO
ARQUIPÉLAGO TAMBORETES, COSTA NORTE DE SANTA CATARINA**

CURITIBA

2021

GABRIELLA KAROLINE AMARAL RISSARDO

**ANÁLISE MICROESTRUTURAL DOS GRANITÓIDES MILONITIZADOS DO
ARQUIPÉLAGO TAMBORETES, COSTA NORTE DE SANTA CATARINA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná
como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel
em Geologia.

Orientador: Prof. Drº. Carlos Eduardo de Mesquita
Barros

CURITIBA

2021

Para quem ousar ler.

AGRADECIMENTOS

A Universidade Federal do Paraná e ao Departamento de Geologia por garantirem a estrutura necessária para minha formação acadêmica e a realização desta pesquisa.

Ao professor Carlos Eduardo de Mesquita Barros, meu orientador, por aceitar me orientar, pelas críticas, sugestões e correções desde a Iniciação Científica até o final deste projeto. E pela paciência, principalmente pela paciência: muito, muito, muito obrigado!

Ao professor Leonardo Lagoeiro e a Sérgio Jaensch pela assistência com a técnica EBSD.

Ao Laboratório de Minerais e Rochas (LAMIR), na figura da Flávia, pelo polimento das amostras e ao Instituto LACTEC, pelas análises de EBSD.

Agradecimentos mais que especiais a Alexandra Elbakyan, por viabilizar livre acesso ao conhecimento científico e, portanto, a parte das referências consultadas nesta pesquisa.

Aos pagadores de impostos desta nação (mesmo que a maior parte de vocês aparentemente odeiem cientistas e tudo o que é público), por custearem toda a minha formação acadêmica desde o ensino básico e minha permanência em uma das melhores universidades do país, com ensino público e de qualidade, sem o quê, jamais me teria sido possível cursar uma faculdade.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram de alguma maneira para minha formação, deixo aqui meus mais sinceros agradecimentos:

Obrigado!

“A ciência é um processo contínuo. Nunca termina. Não existe uma única e definitiva verdade a ser alcançada, após a qual todos os cientistas poderão se aposentar. E, por ser assim, o mundo é muito mais interessante, tanto para os cientistas quanto para os milhões de pessoas em cada nação que, conquanto não sejam cientistas profissionais, estão profundamente interessados nos métodos e nos achados da ciência.”

Carl Sagan – Cosmos

RESUMO

O Arquipélago Tamboretes é formado por cinco ilhas situadas no município de São Francisco do Sul, litoral norte de Santa Catarina. Estas ilhas ocorrem na porção sul do Terreno Paranaguá. A caracterização da evolução petrológica e estrutural destas rochas contribui para o entendimento da articulação das Microplacas Luís Alves e Paranaguá, durante a amalgamação do Gondwana no neoproterozoico. Em Tamboretes ocorrem rochas de composição monzogranítica a sienograníticas, afetadas por uma zona de cisalhamento dúctil transcorrente que as deformou heterogeneamente gerando desde granitos com foliação incipiente a ultramilonitos. Através da petrografia e da análise de difração de elétrons retroespalhados (*Electron Backscatter Diffraction – EBSD*) espera-se obter a temperatura, pressão e evolução cinemática atuantes durante a deformação. Os resultados apontam que o mecanismo de deformação mais comum é o *bulging*, seguido da rotação de subgrãos. O sistema de deslizamento romboédrico secundário $\{\pi\}$ e $\{\pi'\}$ ocorre em todas as amostras, e pode estar associado ao aparecimento da geminação Dauphiné, entretanto o sistema basal (c) é mais proeminente; A rotação aparente apresentada pelos sistemas basal e prismático estão em conformidade com a cinemática sinistral descrita em campo e na petrografia; a temperatura estimada para a deformação é de aproximadamente 500°C.

Palavras chave: Terreno Paranaguá; EBSD; mecanismos de deformação; granitos; milonitos.

ABSTRACT

The Tamboretes Islands is formed by five islands in the municipality of São Francisco do Sul, north coast of Santa Catarina state. These islands outcrop in the southern portion of Paranaguá Terrane. The characterization of the petrological and structural evolution of these rocks can contribute to knowledge of the articulation of the Luis Alves and Paranaguá microplates, during the amalgamation of Gondwana. In Tamboretes there are rocks of monzogranitic to syenogranitic composition, affected by a ductile shear zone, that heterogeneously deformed them, generating granites with weak foliation to ultramylonites. Through petrography and electron backscatter diffraction - EBSD analysis, it is expected to obtain the temperature, pressure and kinematic evolution acting during the deformation. The results show that the most common deformation mechanism is bulging, followed by subgrain rotation recrystallization. The secondary rhombohedral slip system $\{\pi\}$ and $\{\pi'\}$ occurs in all samples, and may be associated with the appearance of Dauphiné twinning, however the basal system (c) is more prominent; The apparent rotation presented by the basal and prismatic systems is in accordance with the sinistral kinematics described in the field and in petrography; the estimated temperature for the deformation is approximately 500°C.

Key words: Paranaguá Terrane; EBSD; deformation mechanisms; granites; mylonites.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo	2
Figura 2 – Esquema dos componentes básicos de um MEV. Fonte: Dedavid et al. (2007)	3
Figura 3 - Em (A): energias emitidas pela interação de um feixe de elétrons com a superfície de uma amostra e a profundidade nas quais elas são geradas na “pêra de ionização”; (B) desvio atômico de um elétron oriundo do MEV e a geração de um elétron retroespalhado; (C) esquema da geração da difração e a conseqüente emissão de uma linha de Kikuchi; (D) esquema de formação dos cones de difração em relação ao plano refletor e seu registro em uma tela de fósforo; e (E) esquema do sistema MEV, a geração de padrões de EBSP's e de um dos produtos possíveis (mapa de orientações). Fonte: Morais <i>et al.</i> (2020).....	5
Figura 4 - Enquadramento geológico regional; destaque para a área de estudo em vermelho. Modificado de CPRM (2020) e Cury (2009).....	6
Figura 5 - Principais eventos de subduções e colisões. (A): Colisão da microplaca Curitiba com áreas cratônicas à norte, subdução e geração de arco magmático na borda sul da microplaca Curitiba; (B): Colisão das microplacas Luis Alves e Curitiba; (C): Colisão entre o Terreno Paranaçuá e a microplaca Luis Alves; (D): Configuração atual na porção SE do Paraná e NE de Santa Catarina. No intervalo entre 550 e 500 Ma. houve a colocação dos granitóides anorogênicos e das bacias molássicas. Fonte: Basei <i>et al.</i> (1992)	7
Figura 6 - Mapa geológico das Ilhas Tamboretes. Fonte: Modificado de Baldin (2014).	11
Figura 7 - Aspecto de campo dos granitos porfíricos deformados; notar a orientação preferencial incipiente dos cristais mais alongados de feldspato indicando um fluxo magmático. Fonte: Michelangelo Tissi Baldin	12
Figura 8 - Aspecto de campo dos protomilonitos, onde também é possível observar orientação dos cristais prismáticos e além disso o achatamento dos porfirocristais de feldspato. Fonte: Michelangelo Tissi Baldin	13
Figura 9 - Aspecto de campo dos milonitos, onde ele se apresenta com uma foliação milonítica bem desenvolvida de aspecto anastomosado, oblíqua a uma banda centimétrica de ultramilonito na porção central da foto. Fonte: Michelangelo Tissi Baldin	14
Figura 10 - Aspecto de campo dos ultramilonitos; ocorrem em uma banda de aproximadamente 50 cm, notar a acentuada redução no tamanho dos grãos e a alternância ocasional com bandas milimétricas de quartzo de granulação um pouco mais grossa. Fonte: Michelangelo Tissi Baldin	14
Figura 11: Fluxograma das atividades desenvolvidas no decorrer da pesquisa.	16
Figura 12 - Mapa geológico com a localização das seções delgadas descritas e também submetidas a análise EBSD	20
Figura 13 – Protomilonitos. (A): aspecto da fácies protomilonítica em amostra de mão exibindo grandes cristais de feldspato fraturados em meio a uma matriz composta predominantemente por quartzo e mica; (B): amostra usada na confecção da seção MTB-31.2.	21
Figura 14 – Protomilonitos. (A): <i>ribbons</i> de quartzo apresentando extinção ondulante entremeado a bandas de novos grãos de quartzo; (B): cristal de plagioclásio apresentando <i>kink</i> ; Seção: MTB-26. mc: microclínio; qtz: quartzo; olg: oligoclásio; bt: biotita	24

Figura 15 – Milonitos. (A): amostra de mão exibindo foliação anastomosada e redução do tamanho e achatamento dos porfiroclastos de feldspato; (B): amostra de mão utilizada para a confecção da seção delgada MTB-31.1	24
Figura 16 – Milonitos. (A): cristal de oligoclásio exibindo falhas em prateleira de livro em meio a matriz de novos grãos de quartzo; (B): cristal de microclínio fraturado e rotacionado. Ambas as fotomicrografias exibem cristais com indicadores cinemáticos sinistrais na seção MTB-25. (C): cristal de quartzo apresentando extinção ondulante e rotação de subgrãos; (D): microfalhas em cristais de oligoclásio e microclínio, ambos em meio a matriz de novos grãos de quartzo. Ambas as fotomicrografias da seção MTB 31.1. mc: microclínio; olg: oligoclásio; qtz: quartzo	27
Figura 17 – Ultramilonito: amostra MTB-29; (A): Notar a drástica redução do tamanho dos grãos. (B): vista do plano XY; (C): vista de detalhe da foto A exibindo em sua porção central uma foliação anastomosada; (D): porção de corte amostrado para a confecção da respectiva seção delgada. ..	28
Figura 18 – Ultramilonito. (A): cristais de quartzo e feldspato de granulação muito fina bordejando porfiroclastos de feldspato; (B): <i>ribbons</i> de quartzo de aparência sigmoidal em meio a matriz; notar o incremento de minerais micáceos e sua aparente segregação em bandas. Seção MTB-29	29
Figura 19 - Seções delgadas selecionadas para serem submetidas ao EBSD. Em vermelho as porções que foram analisadas	30
Figura 20 – Mapas de contraste de bandas e limites de grãos	32
Figura 21 - Gráficos de distribuição de ângulos de <i>misorientation</i> . Pontos correlacionados em cada seção: MTB-25 – 2.365 pontos; MTB-33.2 – 360 pontos e MTB-29 – 2.445 pontos.	33
Figura 22 - Distribuição dos eixos de rotação nos intervalos de 5°-15°, apresentadas à esquerda; e 55°-65°, apresentadas à direita.....	34
Figura 23 – Figura de Polo Inverso e Figuras de Polo para a amostra MTB-26; mapas de Figuras de Polo Inverso com relação ao eixo Z. Projeção das Figuras de Polo em diagrama de igual área de Wulff no hemisfério superior.	37
Figura 24 - Figura de Polo Inverso e Figuras de Polo para a amostra MTB-25; mapas de Figuras de Polo Inverso com relação ao eixo Z. Projeção das Figuras de Polo em diagrama de igual área de Wulff no hemisfério superior.	38
Figura 25 - Figura de Polo Inverso e Figuras de Polo para a amostra MTB-33.2; mapas de Figuras de Polo Inverso com relação ao eixo Z. Projeção das Figuras de Polo em diagrama de igual área de Wulff no hemisfério superior.	39
Figura 26 - Figura de Polo Inverso e Figuras de Polo para a amostra MTB-29; mapas de Figuras de Polo Inverso com relação ao eixo Z. Projeção das Figuras de Polo em diagrama de igual área de Wulff no hemisfério superior.	40

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Medidas de tendencia central e variabilidade dos dados de granulometria	31
--	----

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 - Gráfico da distribuição mínima, média e máxima para as seções analisadas.	31
--	----

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. JUSTIFICATIVA	1
1.2. OBJETIVOS	1
1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.....	2
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	2
2.1. DIFRAÇÃO DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS (<i>ELECTRON BACKSCATTER DIFFRACTION</i> - EBSD)	3
2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	5
2.2.1. Geologia Regional.....	6
2.2.2. Geologia Local	10
3. MATERIAIS E MÉTODOS	15
3.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	16
3.2. ESCOLHA E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS.....	16
3.3. ANÁLISES.....	17
3.3.1. Petrografia.....	17
3.3.2. Difração de Elétrons Retroespalhados (<i>Electron Backscatter Diffraction</i> – EBSD).....	18
3.4. TRATAMENTO, ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS.....	18
4. RESULTADOS	19
4.1. PETROGRAFIA.....	19
4.1.1. Protomilonitos.....	20
4.1.2. Milonitos	24
4.1.3. Ultramilonito e filonito	27
4.2. DIFRAÇÃO DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS	30
4.2.1. Distribuição do tamanho dos grãos	30

4.2.2. Mapas de contraste de bandas e limite de grãos	31
4.2.3. Distribuição de ângulos de <i>misorientation</i>	32
4.2.4. Eixos de rotação.....	33
4.2.5. Figuras de polo e figuras de polo inverso.....	34
5. DISCUSSÃO.....	41
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	44
REFERÊNCIAS	46

1. INTRODUÇÃO

Na costa norte do estado de Santa Catarina, próximo à São Francisco do Sul, há um conjunto de ilhas denominadas Tamboretes. As rochas que ali afloram, estão no limite do Terreno Paranaguá e da Microplaca Luis Alves (CURY, 2009; BASEI *et al.*, 1992).

Baldin (2014), descreveu uma zona de cisalhamento transcorrente dúctil afetando heterogeneamente as rochas dessas ilhas, indicando a possibilidade desta estar relacionada às zonas de escape lateral como as Zonas de Cisalhamento Palmital, Alexandra e Serrinha, que delimitam a porção meridional do Terreno Paranaguá, descrito por Cury (2009).

1.1. JUSTIFICATIVA

Baldin (2014) e Baldin e Barros (2017), durante o mapeamento geológico das Ilhas, empreenderam um estudo de geologia estrutural, analisando macroscopicamente e microscopicamente (com microscópio óptico), a deformação presente nessas rochas. Mesmo com esses recentes estudos, a zona de cisalhamento precisa ser mais bem caracterizada.

Isto posto, pretendeu-se analisar em maior detalhe a deformação, tendo em perspectiva um melhor entendimento acerca das conexões com os terrenos adjacentes ao Terreno Paranaguá, visto que a técnica de Difração de Elétrons Retroespalhados (EBSD), permite uma análise mais precisa.

1.2. OBJETIVOS

Procurou-se contribuir para a caracterização da zona de cisalhamento sob o enfoque da microestrutural.

Quanto aos objetivos específicos, pode-se destacar os seguintes:

- i. Analisar a deformação dos milonitos;
- ii. Estabelecer quais os mecanismos de deformação que controlaram a recristalização nessas rochas;
- iii. Determinar a que condições de temperatura e pressão essas rochas foram submetidas durante a deformação.

1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

O Arquipélago de Tamboretas possui um conjunto de cinco ilhas intituladas: Ilha do Norte, Ilha do Porto, Ilha do Meio, Ilha Rema e Ilha do Sul, perfazendo aproximadamente 170 km². Elas pertencem ao município de São Francisco do Sul no nordeste do estado de Santa Catarina e seu acesso pode ser feito a partir da cidade de Araquari pela BR-280, sentido São Francisco do Sul (FIGURA 1.1). Em Balneário Barra do Sul, embarca-se em um barco pequeno para o trecho final.

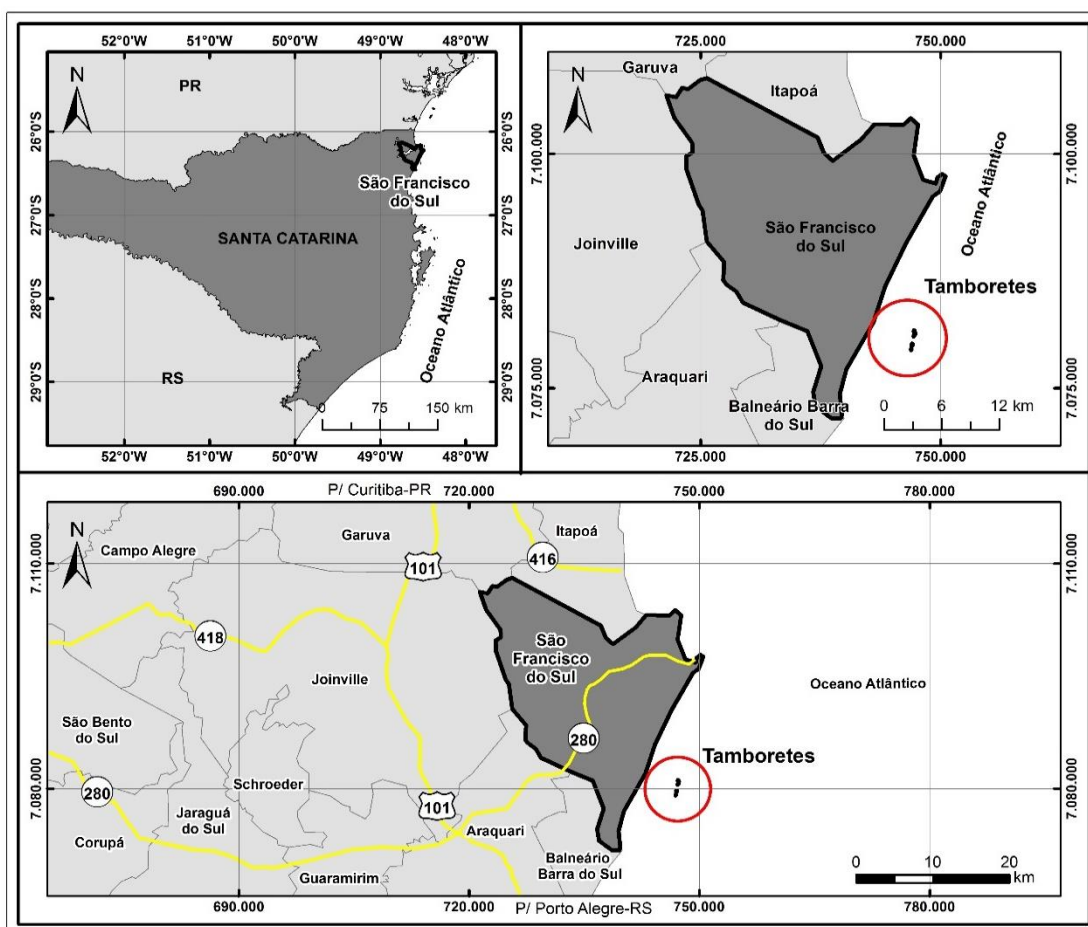


Figura 1 - Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo

Somente as Ilhas do Norte, Sul e Rema possuem local para desembarque. Nelas há poucas trilhas e os afloramentos encontram-se em costões e blocos nas extremidades (BALDIN, 2014).

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Para a contextualização teórica dos assuntos a serem abordados ao longo deste texto, o presente capítulo foi subdividido em dois subitens: (i) Difração de

Elétrons Retroespalhados (*Electron Backscatter Diffraction – EBSD*): onde é feita uma breve explanação a respeito da técnica analítica empregada na análise microestrutural; e (ii) Contexto geológico: onde é apresentado uma breve síntese do contexto geológico regional e local.

2.1. DIFRAÇÃO DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS (*ELECTRON BACKSCATTER DIFFRACTION - EBSD*)

O microscópio eletrônico de varredura (FIGURA 2.1) é constituído por um uma coluna óptico-eletrônica que juntamente de um canhão eletrônico, são responsáveis pela geração de um feixe de elétrons de alta intensidade e sua varredura pela superfície da amostra; estes dois componentes estão adaptados a uma câmara de amostra com sistema a vácuo e detectores que coletam os diversos tipos de interações feixe-amostra; os detectores ficam ligados a uma tela de visualização e um sistema de gravação de imagens (DEDAVID *et al.*, 2007).

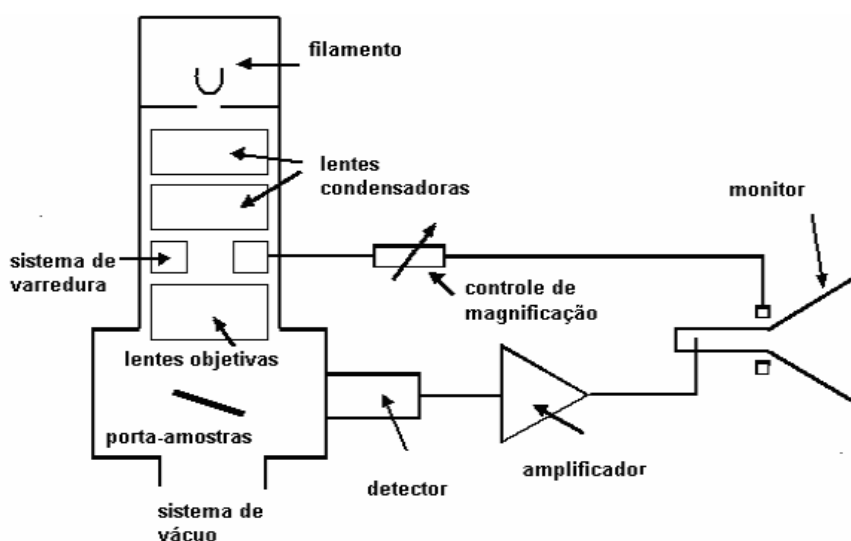


Figura 2 – Esquema dos componentes básicos de um MEV. Fonte: Dedavid et al. (2007)

O MEV pode ser adaptado com um detector de EBSD, que consiste em uma tela fosforescente para a captação dos elétrons difratados, ligada a uma câmera com tela sensível de baixa luminosidade para a visualização dos padrões que serão gerados na tela fosforescente e um computador para controlar o experimento e processar os dados adquiridos (OXFORD, 2015, MORALES, 2006).

Quando uma amostra é analisada no MEV e sua superfície é atingida por um feixe convergente de elétrons, essa interação faz com que os elétrons de dentro da amostra formem uma “pera de ionização” a cerca de 20 nm de profundidade. A partir desse volume, são emitidos diversos tipos de energia, uma delas em particular se forma quando os elétrons dentro deste volume não perdem energia, mas se espalham inelasticamente (FIGURA 3 A e B).

De acordo com Morales *et al.* (2007) e Morales (2006), esses elétrons divergentes, durante sua trajetória para a superfície, espalham-se coerentemente nos planos cristalinos, onde eles difratam (FIGURA 3 C). Os elétrons desviam para todas as direções, entretanto, se a amostra é inserida no porta amostras com um ângulo próximo de 70° em relação a horizontal, a quantidade de elétrons que saem com um ângulo correto, satisfazendo a Lei de Bragg, aumenta. Os elétrons que são emitidos na direção certa, difratam nos planos cristalinos e produzem os cones de Kossel; a projeção dos cones de Kossel na tela fosforescente gera um padrão de retroespalhamento de Kikuchi ou banda de Kikuchi, como o ilustrado na Figura 3 D (MORALES, 2006; MORALES *et al.*, 2007; SCHWARTZ *et al.*, 2009) que posteriormente são capturados pela câmera de baixa luminosidade.

As bandas de Kikuchi possuem um aspecto brilhante que varia de acordo com sua intensidade; quando a Transformada de Hough é aplicada, ela transforma essas diferentes intensidades em picos no espaço de Hough, para que o software possa detectá-las e então indexá-las (MORALES, 2006; SCHWARTZ *et al.*, 2009).

Esse reconhecimento é possível, pois cada padrão geométrico formado pela intersecção das bandas de Kikuchi, é único e depende da orientação e da estrutura cristalina do material observado em um determinado ponto (SCHWARTZ *et al.*, 2009), isso faz com que esse padrão corresponda a representação de todas as características de simetria do cristal naquele ponto. Desta feita, esse padrão é comparado com um banco de dados para que a fase mineral seja identificada e devidamente indexada.

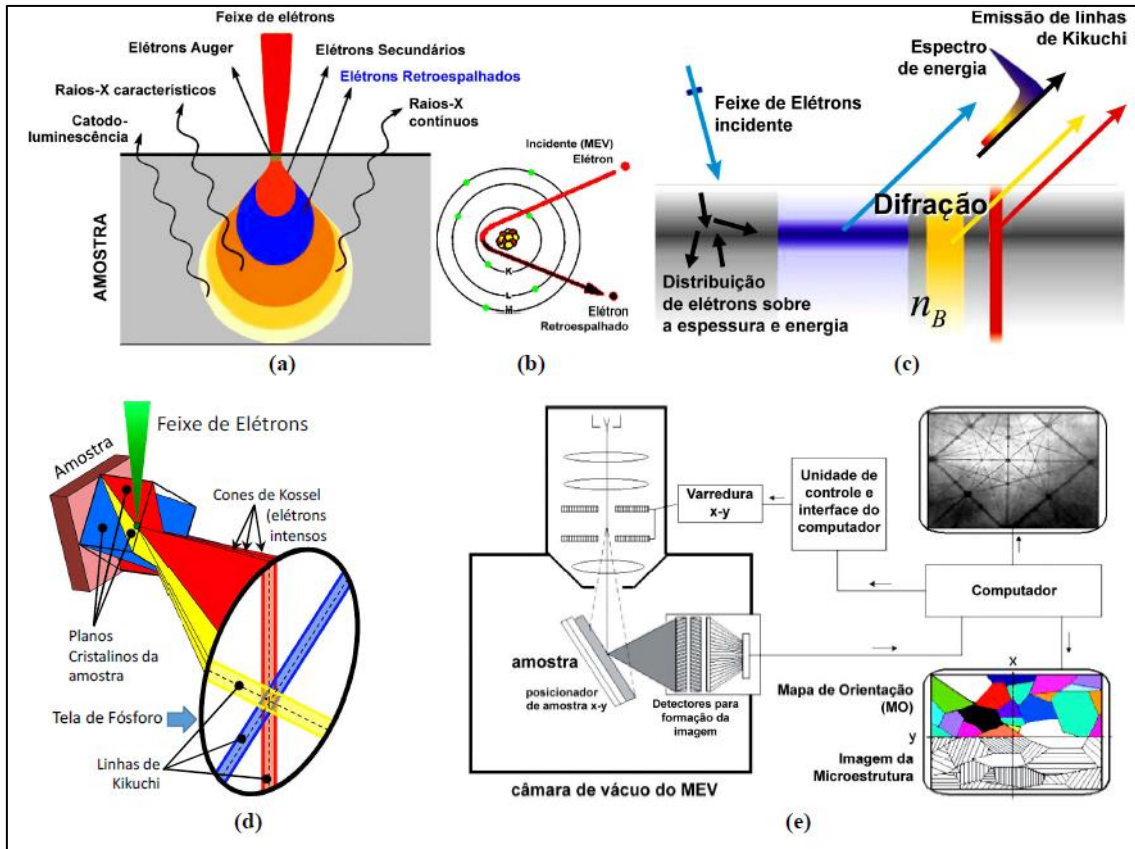


Figura 3 - Em (A): energias emitidas pela interação de um feixe de elétrons com a superfície de uma amostra e a profundidade nas quais elas são geradas na “pêra de ionização”; (B) desvio atômico de um elétron oriundo do MEV e a geração de um elétron retroespalhado; (C) esquema da geração da difração e a consequente emissão de uma linha de Kikuchi; (D) esquema de formação dos cones de difração em relação ao plano refletor e seu registro em uma tela de fósforo; e (E) esquema do sistema MEV, a geração de padrões de EBSD e de um dos produtos possíveis (mapa de orientações). Fonte: Morais *et al.* (2020)

Essa rotina da aquisição dos dados pelo MEV acoplado a um sistema EBSD e sua transformação em um padrão de Kikuchi e posteriormente em um dos subprodutos, está esquematizada na Figura 3 E, acima.

2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está situada na Província Mantiqueira Sul, no Cinturão Ribeira Meridional abrangendo as Microplacas Luís Alves e Curitiba e mais especificamente o Terreno Paranaguá (FIGURA 4).

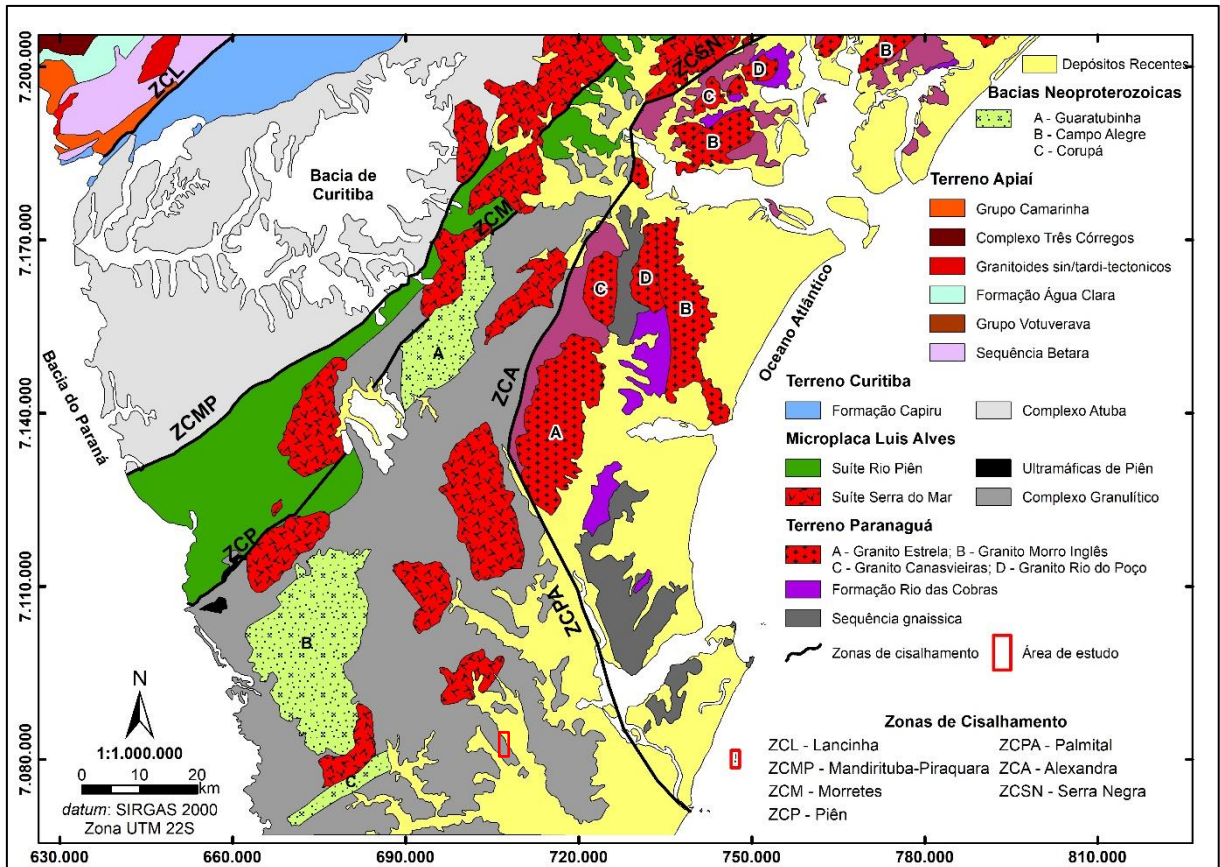


Figura 4 - Enquadramento geológico regional; destaque para a área de estudo em vermelho. Modificado de CPRM (2020) e Cury (2009).

2.2.1. Geologia Regional

De acordo com Basei *et al.* (1992) a evolução tectônica dos terrenos gnáissico-migmatíticos da porção nordeste do estado de Santa Catarina e sul do Paraná ocorreu de maneira diacrônica devido a interação de diferentes massas cratônicas, arcos magmáticos, bacias, cinturões colisionais e acrecionários através de sucessivas subducções e colisões continentais a partir do final do Paleoproterozoico, resultantes da amalgamação do Gondwana Ocidental quando os crátons São Francisco, Paraná e Amazonas colidiram com os crátons do Congo-Kalahari. Parte desses eventos podem ser reconhecidos na Figura 5.

O Orógeno Ribeira, está localizado na porção central da Província Mantiqueira e originalmente foi definido por Almeida (1971), como uma grande faixa de crosta com *trend* estrutural NE-SW, resultado de encurtamentos frontais representados por zonas de cavalgamento, zonas com forte componente transpressivo dextral e também por

cisalhamentos oblíquos (ALMEIDA *et al.*, 1973; BRITO NEVES E FUCK 2014; CAMPANHA E SADOWSKI, 1999; HEILBRON *et al.*, 1995; HEILBRON *et al.*, 2004).

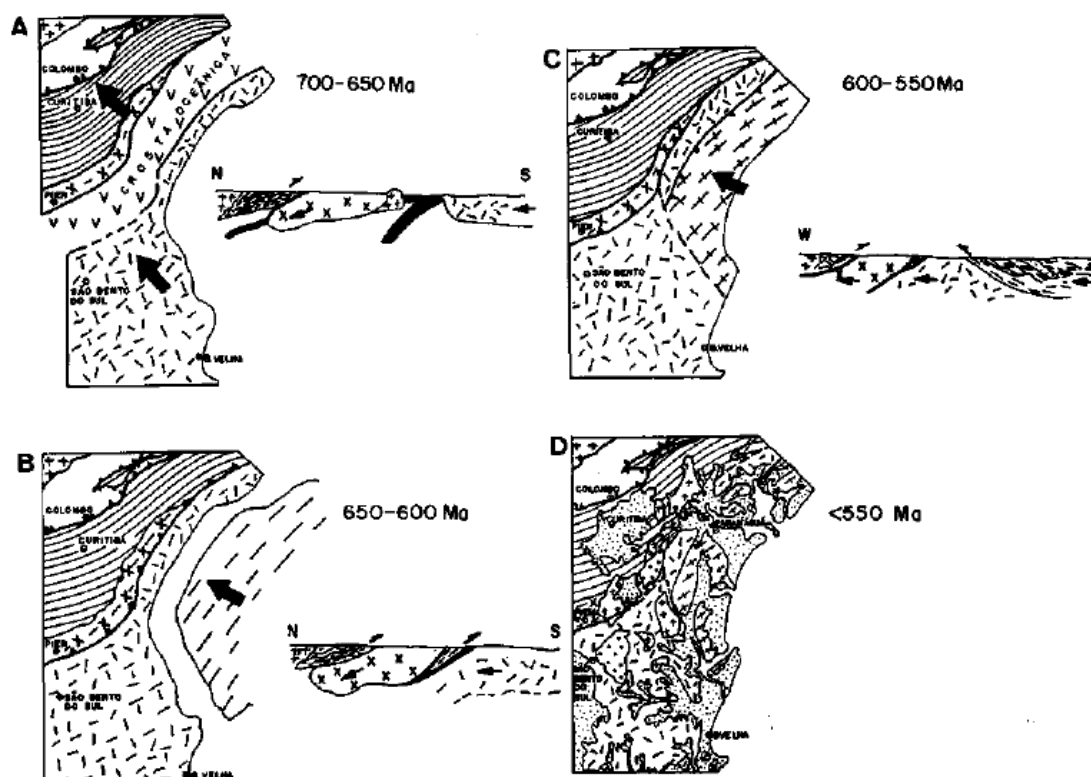


Figura 5 - Principais eventos de subduções e colisões. (A): Colisão da microplaca Curitiba com áreas cratônicas à norte, subducção e geração de arco magmático na borda sul da microplaca Curitiba; (B): Colisão das microplacas Luis Alves e Curitiba; (C): Colisão entre o Terreno Paranaguá e a microplaca Luis Alves; (D): Configuração atual na porção SE do Paraná e NE de Santa Catarina. No intervalo entre 550 e 500 Ma. houve a colocação dos granitóides anorogênicos e das bacias molássicas. Fonte: Basei *et al.* (1992)

Atualmente, entende-se por Orógeno Ribeira as porções entre o leste do Alto do Rio Grande e o Orógeno Araçuaí, compreendendo o sudeste brasileiro (CAMPANHA E SADOWSKI, 1999). Ele tem sua evolução associada a tectônica transpressiva de escape lateral, que deu origem a extensas zonas de cisalhamento transcorrentes (DEHLER *et al.*, 2000; HASUI, 2010; HEILBRON *et al.*, 2004) representadas principalmente pelos sistemas Lancinha-Cubatão, Ribeira, Faxinal e Caucaia-Rio Jaguari. São reconhecidos três principais domínios tectônicos a influenciar a área de estudo: As microplacas Luis Alves e Curitiba e mais especificamente o Terreno Paranaguá (BASEI *et al.*, 1992; SIGA JR., 1995; CURY, 2009).

A Microplaca Luís Alves possui forma retangular e se constitui numa estreita faixa situada no sudeste do estado do Paraná e nordeste de Santa Catarina. Entende-se que sua borda a oeste com a Microplaca Curitiba se dá pela Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara e Zona de Cisalhamento Piên; a leste ela é limitada pelo Terreno Paranaguá através das Zonas de Cisalhamento Serra Negra-Icapara e Alexandra-Palmital (BASEI *et al.*, 1992; SIGA JR., 1995, CURY, 2009). É balizada a sul, em Santa Catarina, pelos metassedimentos da Bacia de Itajaí, através da Falha Itajaí-Perimbó, pertencentes ao Cinturão Dom Feliciano. Composta predominantemente por uma sequência de rochas básica a ácida e anfibolitos; subordinadamente ocorrem anortositos, trondhjemitos, anfibolitos e metassedimentos de caráter gnáissico submetidos a um metamorfismo regional na fácies granulito com posterior metamorfismo regional na fácies anfibolito e restrito a zonas de falhas um metamorfismo na fácies xisto verde. Os gnaisses podem ocorrer bandados a foliados, caracterizados por alternância de níveis quartzo-feldspáticos e níveis máficos. É comum a presença de granulitos básicos que ocorrem como bandas de aspecto boudinado ou como “manchas” e “bolsões” em meio aos termos ácido-intermediários. Os vários litotipos, que vão de ácidos, intermediário a básicos, podem ser verificados como a principal litologia de um setor, mas como regra também são observados ao longo de um único afloramento. Os migmatitos aflorantes são caracterizados por alternância de bandas félsicas e máficas em meio a bandas dos gnaisses granulíticos. Os termos paraderivados que ocorrem nesse domínio são representados por formações ferríferas bandadas, quartzitos, magnetita quartzitos, gnaisses calciossilicáticos e gnaisses kinzigíticos e ocorrem como lentes intercaladas aos granulitos. (BASEI *et al.*, 1992; FIGUEIREDO *et al.*, 1991; SIGA JR., 1995). Ainda pode-se observar rochas de natureza básica-ultrabásica, associadas aos gnaisses, sob a forma de enclaves: eles são principalmente piroxenitos, metagabro noritos, anfibolitos e xistos magnesianos (SIGA JR., 1995). Possui *trend* estrutural WNW-ESE e NE-SW para as zonas de cisalhamento e uma superfície anterior aos cisalhamentos de padrão NW-SE (SIGA JR., 1995). Datações isotópicas Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircão, apontam idades em torno de 2.72 a 2.58 Ga e 2.25 a 1.85 Ga para a cristalização dos gnaisses granulíticos (SIGA JR. *et al.*, 1993; SIGA JR. 1995).

A Microplaca Curitiba tem seu limite noroeste balizado pelo Terreno Apiaí, através da Zona de Cisalhamento Lancinha e a sudeste pela Microplaca Luis Alves,

sobre a qual ela cavalga através da Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas (BASEI *et al.*, 1998; SIGA JR., 1995). Nela afloram o Complexo Atuba que se constitui em gnaisses bandados, gnaisses-migmatitos, biotita-anfibólio gnaisses com leucossomas de tonalito granodiorito, além de granitos e foi metamorfoseado na fácies anfibolito com retrometamorfismo na fácies xisto verde; possuindo idades Sm-Nd em torno de 2.8 Ga, interpretadas como da época de diferenciação no manto; o padrão Rb-Sr em rocha total, obteve idades em torno de 2.2 a 1.8 Ga e U-Pb em zircão em torno de 2.1 Ga, que foram interpretadas como a época do metamorfismo na fácies anfibolito-granulito. A datação Rb-Sr em rocha total, obteve idades mínimas de 617 Ma e foram interpretadas como a época em que ocorreram intensas remigmatizações (SIGA JR., 1995; SIGA JR. *et al.*, 1995). Além do Complexo Atuba, compreende também as rochas arqueanas a paleoproterozoicas da Suíte Rio-Piên, além de possuir uma cobertura neoproterozoica representada pelas rochas supracrustais das Formações Capiru e Setuva e o Complexo Turvo-Cajati (BASEI *et al.*, 1992; FALEIROS, 2008; MACHIAVELLI *et al.*, 1993; SIGA JR., 1995). Ocorrem ainda granitoides neoproterozoicos sin-colisionais (FALEIROS, 2008).

De maneira geral, a microplaca Curitiba possui uma estruturação com *trend* NE-SW resultado de múltiplas fases de deformação, na qual ocorre um estágio compressivo inicial gerando falhas de empurrão e macrodobras, seguido de zonas transcorrentes transpressivas destrais e movimentações tardias controladas por movimentações paralelas as bordas da placa, no qual a Microplaca Curitiba foi premeida entre o Terreno Apiaí e a Microplaca Luis Alves (CAMPANHA E SADOWSKI, 1999; FALEIROS, 2008).

O Terreno Paranaguá compreende uma faixa alongada no sentido NE-SW que ocorre desde o nordeste do estado de Santa Catarina até o Sudeste do estado de São Paulo. Seus contatos com os domínios adjacentes são tectônicos: ao sul e sudoeste ocorre seu contato com a microplaca Luís Alves através da Zona de Cisalhamento Transcorrente Palmital-Alexandra; seu contato com a microplaca Curitiba a oeste e o Terreno Embu a norte é feito pela Zona de Cavalgamento de Serra Negra-Icapara (CURY, 2009). Ele é constituído em grande parte por um complexo ígneo composto pelas Suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela que encontram-se encaixadas nos gnaisses e gnaisses-migmatitos do Complexo São Francisco do Sul

e nas rochas metassedimentares da Sequência Rio das Cobras (CURY, 2009). A Suíte Morro Inglês é composta por monzogranitos, sienogranitos, granodiorito, tonalito e dioritos de caráter calcio-alcálico de alto K a shoshoníticos (CURY, 2009); possuem uma assinatura litoquímica que aponta um ambiente de formação como sendo o de arco magmático maduro com a fonte modificada por contaminação crustal (CURY, 2009). A Suíte Rio do Poço é composta por duas unidades individualizadas por diferenças litológicas e geoquímicas: os sienogranitos com textura *rapakivi*, são granitos tipo A de caráter metaluminoso. Já os leucogranitos duas micas possuem caráter peraluminoso (CURY, 2009). A Suíte Canavieiras-Estrela é composta por quartzo-monzodioritos, leuco-granodioritos e monzogranitos, podem ocorrer ainda enclaves anfibolíticos; possui foliação e feições deformacionais em feldspatos. O Complexo São Francisco do Sul é composto por ortognaisses de composição diorítica, quartzo-monzodiorítica, granodiorítica, trondhjemítica e monzogranítica. A Sequência Rio das Cobras se constitui de biotita-quartzo xistos, muscovita-quartzo xistos, calcos xistos, granada-silimanita-sericita-quartzo xistos, quartzitos, granada-gnaisses, mármore e anfibolitos (CURY, 2009). Datações U-Pb em zircão indicam idades em torno de 600 a 580 Ma para o magmatismo principal que deu origem as Suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela, indicando que a sua colocação é tardi a pós-colisional (CURY, 2009). Análises U-Pb em zircão para o Complexo São Francisco, apontam idades Paleoproterozóicas ($2.17 \text{ Ga} \pm 18 \text{ Ma}$), Neoproterozóicas ($626 \pm 25 \text{ Ma}$) e Cambro-Ordovicianas (510 a 490 Ma) para a cristalização do zircão. Já as datações para os gnaisses da Sequência Rio das Cobras, obtiveram idades de 1.8 a 2.1 Ga em U-Pb em zircão (CURY, 2009).

2.2.2. Geologia Local

De acordo com Baldin (2014) e Baldin e Barros (2017), as Ilhas Tamboretas são compostas por granitos e sienogranitos porfíricos pouco deformados a foliados, granitóides protomiloníticos, miloníticos, ultramiloníticos e filoníticos (FIGURA 6). Podem apresentar diques e veios de aplitos de textura equigranular fina, além de diques de diabásio de espessura centimétrica a métrica, com orientações para NW e para NE, podendo ou não ser concordantes a foliação das encaixantes. Os diques de orientação NW podem ter correlação com o magmatismo que deu origem a Província Mágica do Paraná, já os de direção NE, são concordantes a direção da foliação e podem sugerir influência de anisotropia quando de seu encaixe (BALDIN, 2014;

BALDIN E BARROS, 2017). Essas rochas encontram-se deformadas por uma zona de cisalhamento ductil de orientação N51E/88SE, direção essa, similar à de importantes zonas de cisalhamento transcorrentes presentes em Santa Catarina, como a Zona de Cisalhamento Major Gercino e a Itajaí-Perimbó (BALDIN E BARROS, 2017).

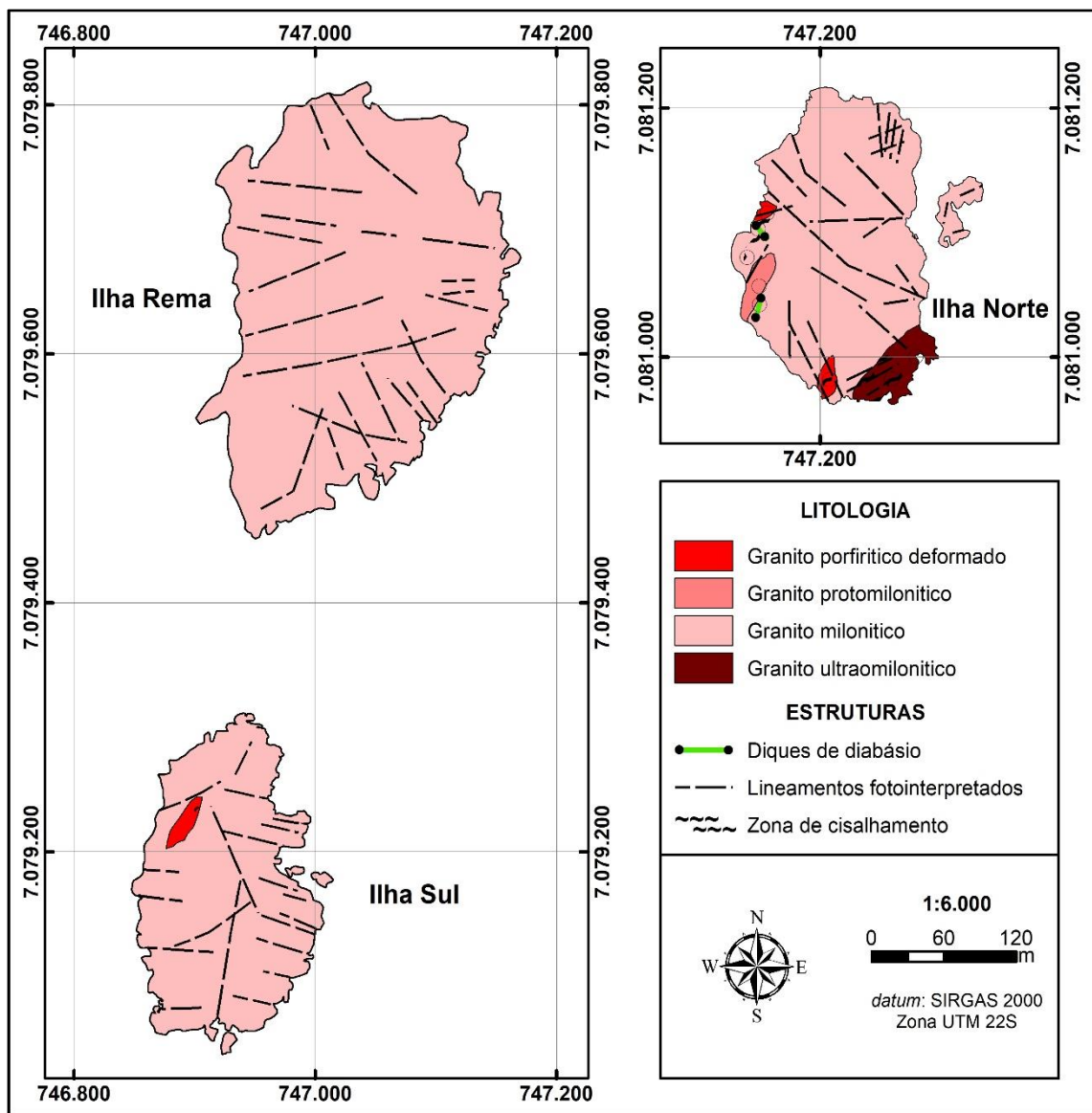


Figura 6 - Mapa geológico das Ilhas Tamboretetes. Fonte: Modificado de Baldin (2014).

Os granitos porfiriticos deformados (FIGURA 7), são cinza-claro a cinza-médio com porções rosa claro, possuem textura fanerítica inequigranular porfírica, com fenocristais de microclínio e fraca orientação preferencial originada por fluxo magmático. A matriz possui granulação média, índice de cor leucocrático, e uma orientação preferencial fraca a moderada definida por biotita e feldspato potássico. A

composição entra no campo dos sienogranitos e tem a biotita como mineral ferromagnésiano (BALDIN, 2014).



Figura 7 - Aspecto de campo dos granitos porfíricos deformados; notar a orientação preferencial incipiente dos cristais mais alongados de feldspato indicando um fluxo magmático. Fonte: Michelangelo Tissi Baldin

Os granitos protomiloníticos (FIGURA 8) são cinza-claro de granulação média a grossa, inequigranular. Possui porfiroclastos de microclínio prismáticos, subédricos a anédricos de granulação grossa e granulometria de 1 a 2 cm, com orientação preferencial fraca a moderada. A matriz apresenta-se com cristais com forte orientação preferencial dada por estiramento de minerais prismáticos como o feldspato potássico, o achatamento de cristais de quartzo, mas também biotita e anfibólio em níveis anastomosados. Essa orientação define uma foliação S_{n+1} de aspecto heterogêneo, penetrativo e anastomosado. A composição tende para o campo dos monzogranitos (BALDIN, 2014).



Figura 8 - Aspecto de campo dos protomilonitos, onde também é possível observar orientação dos cristais prismáticos e além disso o achatamento dos porfirocristais de feldspato. Fonte: Michelangelo Tissi Baldin

Os granitos miloníticos, (FIGURA 9) são o tipo litológico predominante, também de composição tendendo a monzogranítica. São cinza-claro a cinza-escuro, possuem matriz de granulação fina com porfiroclastos de microclínio de granulometria chegando a até 2,5 cm. A textura milonítica define uma S_{n+1} de aspecto anastomosado, dada por orientação de minerais micáceos e bandas quartzo-feldspáticas na matriz (BALDIN, 2014).

Os granitos ultramiloníticos (FIGURA 10) possuem uma redução acentuada no tamanho dos feldspatos e uma foliação ultramilonítica definida por níveis de cristais recristalizados que bordejam os porfiroclastos de feldspato. A foliação possui aspecto anastomosado bastante pronunciado e ocorre de maneira heterogênea em bandas que variam de 15 cm a até 2 m de espessura. A granulação é fina a muito fina, inequigranular. Possui uma alternância milimétrica a submilimétrica de níveis de quartzo, microclínio e biotita (BALDIN, 2014).



Figura 9 - Aspecto de campo dos milonitos, onde ele se apresenta com uma foliação milonítica bem desenvolvida de aspecto anastomosado, oblíqua a uma banda centimétrica de ultramilonito na porção central da foto. Fonte: Michelangelo Tissi Baldin

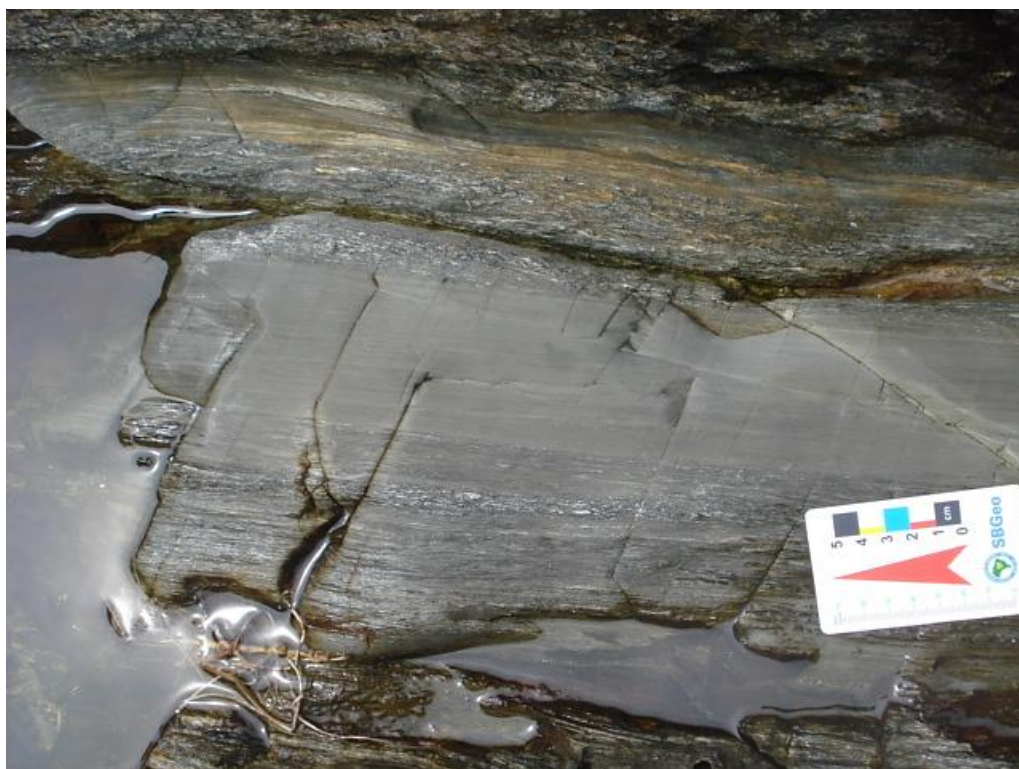


Figura 10 - Aspecto de campo dos ultramilonitos; ocorrem em uma banda de aproximadamente 50 cm, notar a acentuada redução no tamanho dos grãos e a alternância ocasional com bandas milimétricas de quartzo de granulação um pouco mais grossa. Fonte: Michelangelo Tissi Baldin

A deformação dessas rochas é caracterizada por intercalação de faixas contínuas a irregulares de protomilonitos, milonitos e ultramilonitos, cuja foliação S_{n+1} possui orientação geral NE e mergulho subvertical. As feições mais comuns são a redução do tamanho dos grãos e o incremento de matriz em relação a porfiroclastos, indicando aumento progressivo da deformação. A foliação possui aspecto descontínuo, lenticular, anastomosado e caráter penetrativo representando uma zona de cisalhamento transcorrente desenvolvida em regime ductil a ductil-rúptil, de atitude N25E/88SE. Porfiroclastos fraturados apresentando falhas sintéticas, ou com aspecto sigmoidal ou ainda cristais com clivagem oblíqua indicam cinemática sinistral para a transcorrência (BALDIN, 2014).

Segundo Baldin (2014) e Baldin e Barros (2017), a geoquímica indica que os sienogranitos podem ser classificados como calcio-alcálicos de alto K, sendo compatíveis com granitos de arco-magmático maduro relacionados a ambientes compressivos. Possuem concentrações elevadas de Ba e Sr, sugerindo diferentes composições na fonte. Possuem fracionamento moderado dos ETR e ausência de anomalia negativa no Eu, padrão compatível com magmas gerados em grandes profundidades e pressões. Dessa maneira, as rochas presentes em Tamboretas possuem semelhanças geoquímicas, petrográficas e estruturais com os granitos da Suíte Morro Inglês (BALDIN, 2014; BALDIN E BARROS, 2017).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Visando alcançar os objetivos propostos, o desenvolvimento dessa pesquisa foi estruturado como o sintetizado no fluxograma da Figura 11:

A elaboração da monografia foi desenvolvida em três etapas: (i) levantamento teórico e bibliográfico a respeito da técnica EBSD e da geologia tanto regional quanto local; (ii) realização da análise petrográfica, polimento e análise EBSD; e (iii) tratamento, análise e interpretação dos dados obtidos.

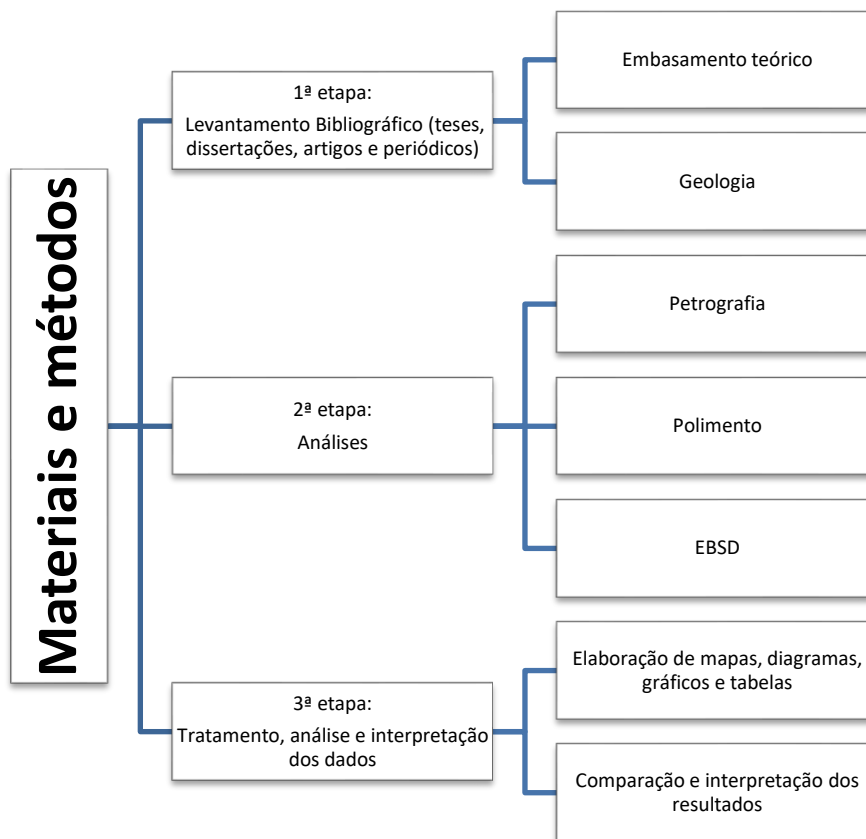


Figura 11: Fluxograma das atividades desenvolvidas no decorrer da pesquisa.

3.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Nesta etapa, utilizou-se diversos materiais de produção científica como livros, dissertações, teses, artigos, periódicos e etc., objetivando o entendimento a respeito dos métodos analíticos empregados no estudo de rochas deformadas, da interpretação de dados obtidos através da técnica de Difração de Elétrons Retroespalhados, da geologia regional (concentrando nas porções sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina) e da geologia das Ilhas Tamboretes.

3.2. ESCOLHA E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

As seções delgadas analisadas neste trabalho foram confeccionadas para a pesquisa de mestrado de Michelangelo Tissi Baldin e posteriormente, sete delas foram cedidas pelo Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros (UFPR). Dentre essas sete lâminas, foram selecionadas quatro para serem polidas e submetidas à análise EBSD, primando-se por uma de cada litotipo característico da série de milonitos (SIBSON, 1977) que ocorrem em Tamboretes.

O polimento foi feito em politriz LaboPol-30/LaboForce-Mi (Struers) e na politriz Minimet 1000 (Buehler) com pasta de diamante e solução de alumina para a primeira e sílica coloidal para a segunda.

Os tempos de polimento para a obtenção de cada fração granulométrica é o que segue:

Na politriz LaboPol-30/LaboForce-Mi, foram usadas a pasta de diamante por 20 minutos para a obtenção de granulação de 1 μm e depois mais 20 minutos para a obtenção de granulação 0,25 μm . Ainda na politriz LaboPol-30/LaboForce-Mi foi usada a solução de alumina durante 1 hora para a obtenção da granulação 0,05 μm . Após esses procedimentos as lâminas foram submetidas a um banho de sílica coloidal na politriz Minimet 1000 durante 1 hora.

O polimento foi realizado no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR), pertencente ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, sob a supervisão da técnica de laboratório Flávia Priscila Souza Afonso.

3.3. ANÁLISES

As análises a que foram submetidas as amostras foram a (i) análise petrográfica; e a (ii) análise de Difração de Elétrons Retroespalhados (*Electron Backscatter Diffraction* – EBSD), as quais são explanadas abaixo:

3.3.1. Petrografia

As descrições tiveram como base a caracterização da mineralogia, estimativa em termos de porcentagem de minerais em relação ao total de rocha, granulação, feições texturais, associações mineralógicas e feições deformacionais, com ênfase nesta última, permitindo dessa maneira estabelecer os mecanismos de deformação e os critérios cinemáticos atuantes na rocha. Para tal, foram analisadas sete amostras macroscópicas e suas respectivas seções delgadas.

As descrições foram feitas em microscópios ópticos petrográficos no Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM) do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná.

A rocha pretérita foi classificada com base nos diagramas para rochas plutônicas de Le Maitre (2002), a classificação das rochas de falha foi feita de acordo com os critérios de Sibson (1977) e a classificação de estruturas dúcteis foi feita de acordo com a recomendação de Passchier e Trouw (2005).

3.3.2. Difração de Elétrons Retroespalhados (*Electron Backscatter Diffraction – EBSD*)

Quatro seções delgadas foram submetidas à análise EBSD, sendo elas: MTB-26, MTB-25, MTB-33.2 e MTB-29.

A aquisição de dados foi feita em microscópio eletrônico de varredura (MEV) do tipo *Field Emission Gun* (FEG), em modelo do tipo Mira3 LM da Tescan, localizado no Laboratório de Materiais e Estruturas (LAME). Elas foram realizadas com tensão de 20 Kv e espaçamento de 2 μm . Para o processamento dos dados foram inseridas as fases minerais esperadas, que foram previamente identificadas através da petrografia.

3.4. TRATAMENTO, ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

Para a melhor visualização dos resultados foram gerados gráficos, tabelas, mapas, figuras e diagramas de contorno.

O tratamento dos dados foi realizado com o *software* HKL CHANNEL 5 da Oxford Instruments, utilizando duas de suas interfaces. A primeira delas, chamada TANGO, é usada para criar mapas e a segunda, MAMBO, é usada para a geração de figuras de polo e diagramas de contorno. Isto posto, foram gerados os seguintes produtos:

- i) Dados de distribuição do tamanho dos grãos: para a caracterização dos diâmetros dos cristais.
- ii) Mapa de contraste de bandas: no qual é possível determinar a qualidade dos dados adquiridos através do grau de nitidez dos padrões de difração (EBSP's). Em geral, áreas em que os cristais são mais nítidos indicam uma melhor qualidade na aquisição.

- iii) Mapa de limite de grãos: onde é possível determinar através de cores, as bordas dos grãos de acordo com a variação dos ângulos de *misorientation*.
- iv) Gráfico de distribuição de ângulos de *misorientation*: para discernir os diferentes ângulos de orientação entre contatos de grãos.
- v) Figura com a distribuição dos eixos de rotação: identificação da direção preferencial na qual os eixos dos cristais rotacionaram.

As figuras de polo e as figuras de polo inverso, permitem que dados de orientação 3D sejam representados em 2D, pois converte as direções cristalográficas em pontos:

- vi) Figuras de polo (*Pole Figure – PF*): exibe a distribuição de polos de planos em relação ao sistema de coordenadas da amostra.
- vii) Figuras de polo inverso (*Inverse Pole Figure – IPF*): exibe a relação de planos cristalográficos orientados em paralelo a um determinado eixo da amostra.

A interpretação foi feita comparando os resultados obtidos pelas análises e integrando com o discutido no referencial teórico.

4. RESULTADOS

Neste tópico são apresentados os dados obtidos durante a execução desta pesquisa. Para tanto, são apresentados dois subitens correspondentes a cada uma das análises realizadas durante esse processo: (i) Petrografia; e (ii) Difração de Elétrons Retroespalhados – EBSD.

4.1. PETROGRAFIA

A petrografia foi realizada com base em sete lâminas do acervo já descritas por Baldin (2014), nas quais foram feitas uma revisão focando nas feições deformacionais, procurando estabelecer os mecanismos de deformação atuantes, bem como as estruturas presentes nessas rochas. A Figura 12 mostra a localização das seções delgadas em relação ao contexto geológico das Ilhas.

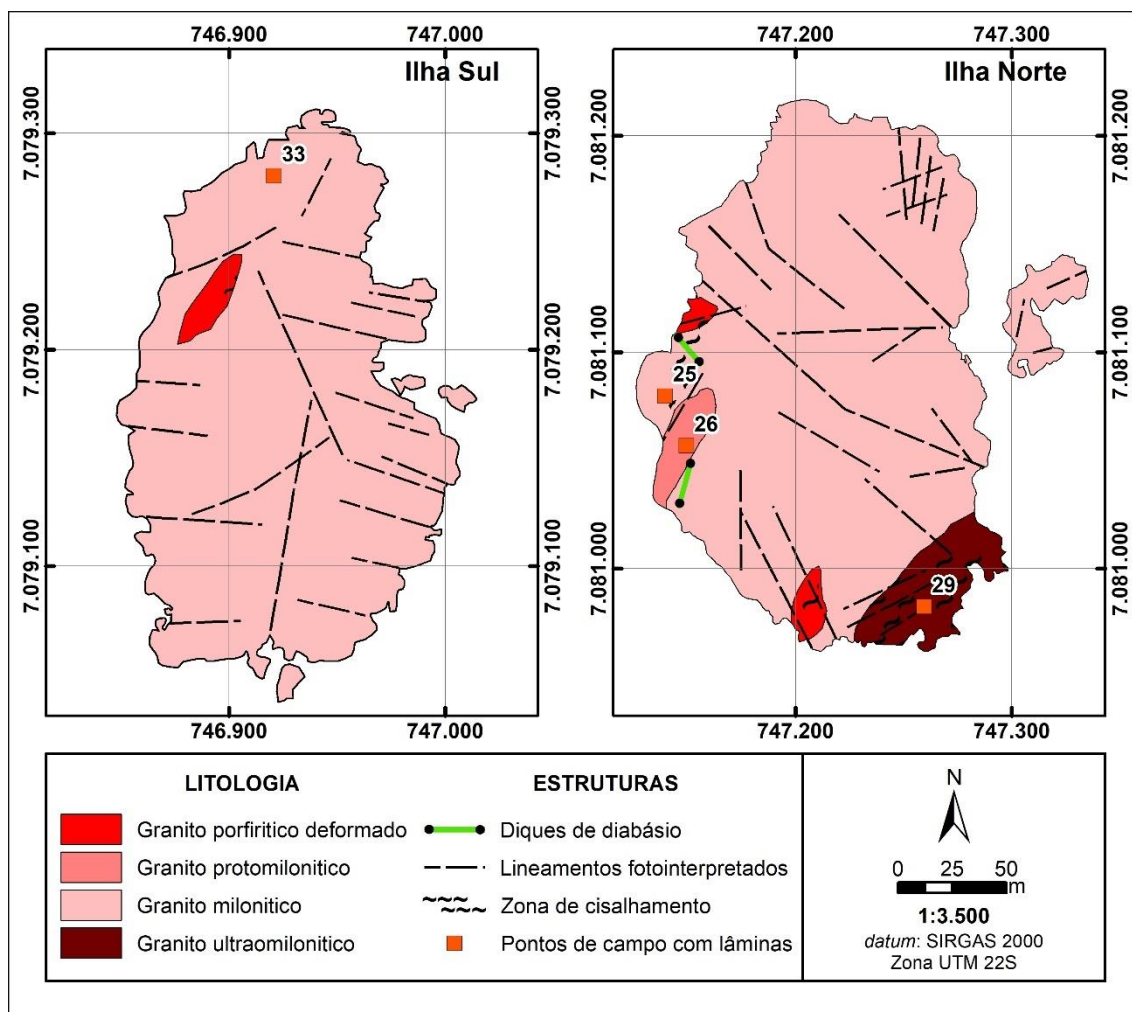


Figura 12 - Mapa geológico com a localização das seções delgadas descritas e também submetidas a análise EBSD

Nesse interim, pode-se agrupar essas amostras em três principais unidades: (i) Protomilonitos, representados pelas amostras MTB-31.2 e MTB-26; (ii) Milonitos, tipificados pelos espécimes presentes em MTB-33.1, MTB-25 e MTB-31.1; e (iii) Ultramilonitos, caracterizados pelos exemplares MTB-33.2 e MTB-29, os quais seguem descritos a seguir.

4.1.1. Protomilonitos

São compostos por microclínio (35%), quartzo (25%), oligoclásio (20%), biotita (15%), hornblenda (5%) e acessórios como titanita, clorita, apatita, zircão, sericita, epidoto, granada, allanita e opacos. Ocorrem nas lâminas MTB-31-2 e MTB-26 (FIGURA 13).

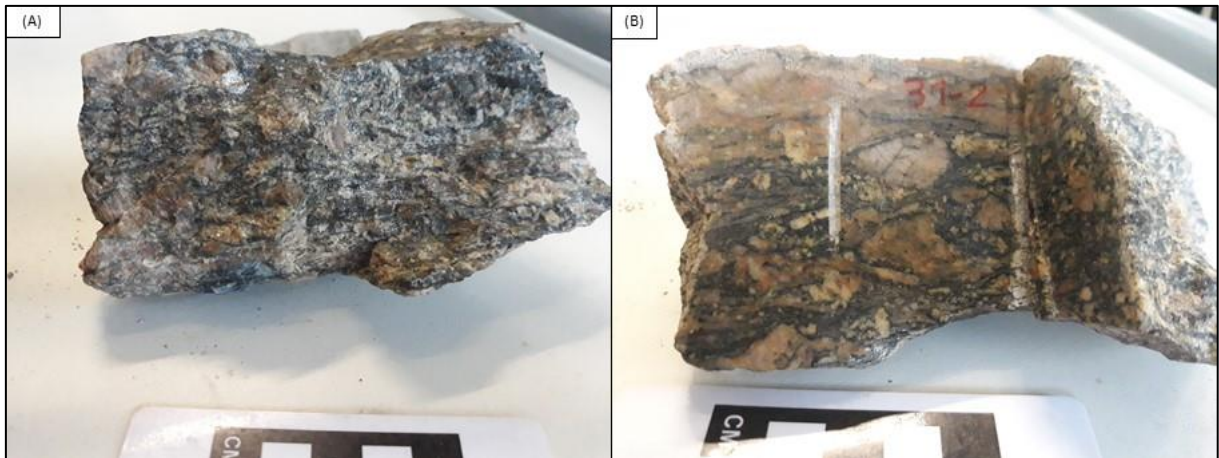


Figura 13 – Protomilonitos. (A): aspecto da fácies protomilonítica em amostra de mão exibindo grandes cristais de feldspato fraturados em meio a uma matriz composta predominantemente por quartzo e mica; (B): amostra usada na confecção da seção MTB-31.2.

O microclínio é inequigranular, de granulação fina a grossa e ocorre tanto como fenocristal quanto como matriz. Possui hábito anédrico a subédrico, orientação preferencial moderada a forte, inclusões de opacos, titanita, biotita, quartzo, apatita e hornblenda. Os contatos são dentados e subordinadamente retos.. Estão presentes mimerquitas, pertitas em chama e microfalhas; possui extinção ondulante moderada a forte e aparentemente textura manto e núcleo com novos grãos de granulação muito fina. Nos fenocristais pode ser observado sericitização tanto no centro quanto nas bordas dos cristais.

Os cristais de quartzo são inequigranulares, de granulação fina a média, anédricos, com forte orientação preferencial, contatos retos e não raro interdigitados. Possuem forte extinção ondulante, foliação obliqua e lamelas de deformação incipientes. Formam agregados alongados de subgrãos de aspecto anastomosado (*ribbons*), alternados com faixas em que predominam grãos de granulação fina a muito fina.

Os cristais de oligoclásio são inequigranulares, de granulação fina a grossa e ocorrem tanto como fenocristais quanto como matriz. Possuem hábito anédrico a subédrico, forte orientação preferencial, inclusões de apatita, titanita, biotita e opacos. Os contatos são curvos. Possuem extinção ondulante fraca a moderada, lamelas de deformação, encurvamento da geminação, *kink bands* e textura manto e núcleo gerando novos grãos. Estão moderadamente fraturados, com as fraturas preenchidas por quartzo; não raro, essas fraturas possuem indicativo de movimentação. A maioria

dos cristais apresenta-se moderadamente saussuritizada no centro, e principalmente nas bordas.

Os cristais de biotita ocorrem associados à hornblenda, são inequigranulares, de granulação fina a média, ocorrem como matriz e subordinadamente como fenocristais com orientação preferencial moderada a forte. Possuem hábito anédrico e inclusões de titanita, apatita, zircão e opacos. Os contatos são preferencialmente retos. Possuem *kink bands*, extinção ondulante e microfraturas, podem apresentar-se também sob a forma de *mica-fish*. Estão moderadamente cloritizadas e podem apresentar-se alteradas, também, para opacos e epidoto.

Os cristais de hornblenda ocorrem associados à biotita, são inequigranulares, finos a médios, anédricos a subédricos com orientação preferencial fraca. Pertencem à matriz, mas podem ocorrer subordinadamente porfiroclastos. Possuem inclusões de opacos e apatita. Os contatos são retos a levemente curvos, encontram-se frequentemente com as bordas e o centro corroídos. Podem possuir extinção ondulante e microfraturas. Encontra-se fortemente alterado para biotita e opacos; não raro, apresenta também, alteração para epidoto.

Os cristais de titanita primária são inequigranulares, finos a médios, subédricos a euédricos naviculares, com orientação preferencial fraca a inexistente e inclusão de opacos. Os contatos são retos e subordinadamente dentados. Moderadamente fraturados e alteração para opacos. Podem ocorrer como inclusão.

A titanita secundária ocorre associada aos níveis de biotita e opacos, é equigranular, fina, anédrica e forma agregados e trilhas com fraca orientação preferencial. Os contatos são curvos a serrilhados e possui alteração para óxidos de ferro.

Os cristais de apatita ocorrem preferencialmente como inclusão e também na matriz, são equigranulares finos, subédricos a euédricos hexagonais, sem orientação preferencial, com inclusão de opacos. Os contatos são retos.

Os cristais de zircão ocorrem preferencialmente como inclusão, são equigranulares, finos, anédricos a subédricos prismáticos, sem orientação preferencial e com contatos predominantemente retos.

A sericita apresenta cristais finos a muito finos, de hábito anédrico a subédrico acicular, sem orientação preferencial e contatos retos. Podem ocorrer na matriz, mas mais comumente ocorrem como produto de alteração do microclínio e do oligoclásio.

A clorita ocorre como alteração da biotita e é equigranular fina, anédrica a subédrica, contatos preferencialmente curvos, com orientação preferencial moderada.

O epidoto ocorre como produto de alteração da biotita e do oligoclásio e subordinadamente como matriz. É inequigranular, muito fino a fino, com orientação preferencial incipiente e com contatos preferencialmente retos e subordinadamente curvos.

Os cristais de granada ocorrem como inclusão e como matriz. São inequigranulares de granulação fina a média. Quando pertencente à matriz possuem hábito anédrico, quando inclusão são euédricos hexagonais. Possuem contatos preferencialmente retos, sem orientação preferencial.

A allanita é inequigranular, fina a média, de hábito anédrico a euédrico hexagonal e prismático. Sem orientação preferencial com contatos retos e bordas aparentemente corroídas. Possui zonamento e os cristais maiores podem apresentar extinção ondulante incipiente. Frequente alteração para óxidos de ferro.

Os opacos primários são equigranulares finos, subédricos a euédricos quadrados. Sem orientação preferencial, com contatos retos a curvos. Podem ocorrer tanto como inclusão quanto dispersos na matriz.

Os cristais de opacos secundários ocorrem como alteração da biotita, hornblenda e epidoto. São equigranulares finos, anédricos e podem ocorrer em agregados granulares, sem orientação preferencial com contatos preferencialmente curvos e serrilhados.

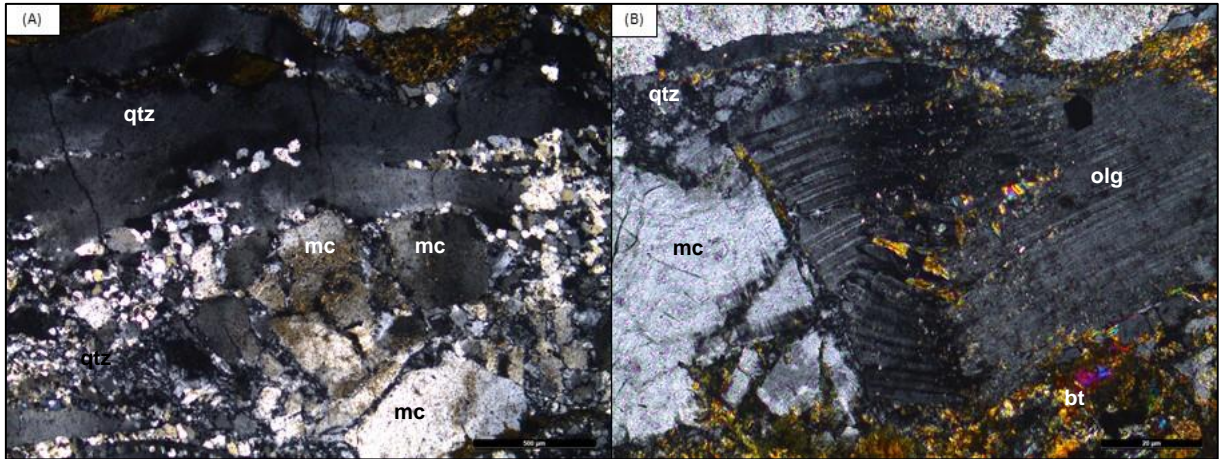


Figura 14 – Protomilonitos. (A): *ribbons* de quartzo apresentando extinção ondulante entremeado a bandas de novos grãos de quartzo; (B): cristal de plagioclásio apresentando *kink*; Seção: MTB-26. mc: microclínio; qtz: quartzo; olg: oligoclásio; bt: biotita

4.1.2. Milonitos

São compostos por microclínio (30%), quartzo (30%), oligoclásio (20%), biotita (10%), sericita (5%), opacos (5%) e acessórios como titanita, clorita, apatita, allanita, zircão, epidoto, granada e carbonato. Estão presentes nas lâminas MTB-33-1, MTB-25 e MTB-31-1 (FIGURA 15).

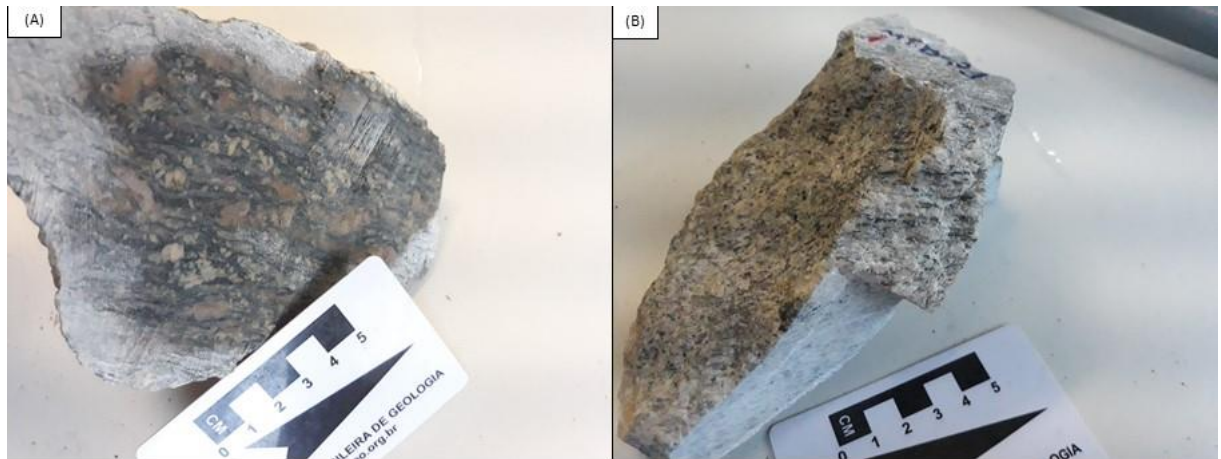


Figura 15 – Milonitos. (A): amostra de mão exibindo foliação anastomosada e redução do tamanho e achatamento dos porfiroclastos de feldspato; (B): amostra de mão utilizada para a confecção da seção delgada MTB-31.1

Os cristais de microclínio ocorrem tanto como fenocristais quanto como matriz, mimerquitas são frequentes. Eles são inequigranulares, de granulação fina a grossa, hábito anédrico a subédrico que em alguns casos desenvolvem sigmoides e ocelos; orientação preferencial moderada a forte, inclusões de opacos, apatita e zircão. Os contatos são retos a preferencialmente curvos, contatos lobados ocorrem de forma

restrita. Possuem extinção ondulante moderada a forte, presença de subgrãos, lamelas de deformação e nas bordas dos fenocristais há o desenvolvimento de textura manto e núcleo com novos grãos de granulação muito fina. Ocorre ainda intenso microfraturamento, algumas dessas microfraturas possuem indício de movimentação (microfalhas). Possuem sericitização incipiente nas bordas dos cristais.

Os cristais de quartzo são inequigranulares, finos a médios, de hábito anédrico com desenvolvimento de agregados alongados e orientados concordantes à foliação, possuem forte orientação preferencial. Os contatos são altamente variáveis com porções em que predominam contatos retos a levemente curvos e porções em que predominam contatos lobados a francamente interdigitados. Possui extinção ondulante moderada a forte, desenvolvimento de subgrãos presentes principalmente nos agregados alongados com as bordas desses cristais podendo apresentar o desenvolvimento de novos grãos de granulação muito fina; para além dessas feições possui também o desenvolvimento de forte foliação oblíqua gerada pelos cristais mais finos. Eles ocorrem em níveis descontínuos, com os cristais menores associados à níveis com micas.

Os cristais de oligoclásio ocorrem predominantemente como matriz e secundariamente como fenocristais. São inequigranulares de granulação fina a grossa, hábito anédrico a subédrico prismático, sigmoidal a ocelar; possuem orientação preferencial moderada a forte com inclusões de opacos, apatita, titanita e sericita. Os contatos são levemente curvos. Possuem forte extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos, *kinks*, encurvamento da geminação, textura tipo manto e núcleo nos fenocristais com desenvolvimento de novos grãos muito finos nas bordas e lamelas de deformação, além de frequentes microfraturas e subordinadamente microfalhas. Possuem saussuritização fraca a moderada principalmente nos centros dos cristais.

A biotita é equigranular fina, anédrica a subédrica, com forte orientação preferencial e ocorre em níveis, junto dos cristais de quartzo de granulação fina. Os contatos são curvos a dentados, raramente retos. Possuem feições de corrosão no centro do cristal, frequentemente alterada para opacos e clorita.

A sericita ocorre como alteração do microclínio e do oligoclásio e secundariamente como matriz, é equigranular fina, anédrica a subédrica acicular. Sem orientação preferencial com contatos retos. Quando pertencente a matriz ocorre junto da biotita e dos cristais finos de quartzo.

Os opacos primários são equigranulares finos, anédricos a subédricos, com forte orientação preferencial, contatos curvos a retos e ocorrem junto dos níveis de biotita. Os secundários, em geral derivam da alteração de biotita e epidoto, são equigranulares finos, anédricos, podem ocorrer em agregados granulares, sem orientação preferencial e com contatos irregulares.

A titanita é equigranular fina, anédrica a subédrica, com orientação preferencial incipiente a ausente e os contatos irregulares. Intensamente fraturada com algumas das microfraturas com indícios de movimentação (microfalhas).

A clorita ocorre principalmente como produto de alteração da biotita e também como inclusão no microclínio. Ela é equigranular fina, anédrica, sem orientação preferencial e com contatos curvos.

A apatita ocorre como inclusão no microclínio e no oligoclásio. É equigranular fina, subédrica a euédrica prismática e hexagonal. Sem orientação preferencial e contatos retos.

Os cristais de allanita são equigranulares finos, anédricos a subédricos, zonados, com orientação preferencial incipiente a ausente, contatos retos e microfraturas frequentes. Alteração para óxidos de ferro.

Os cristais de zircão são equigranulares finos, subédricos prismáticos, sem orientação preferencial e com contatos retos. Ocorrem preferencialmente como inclusão nos microclínios.

O epidoto ocorre como alteração da biotita e do oligoclásio e na matriz. Ele é equigranular fino, anédrico, sem orientação preferencial e com contatos irregulares.

Os cristais de granada podem ocorrer como porfiroclastos e como inclusão nos microclínios. Ela é inequigranular, fina a média, com hábito anédrico a euédrico hexagonal e pouca ou nenhuma orientação preferencial. Seus contatos são

predominantemente retos, localmente podem aparecer irregulares denteados. Podem ocorrer inclusões de opacos.

O carbonato ocorre como produto da saussuritização do oligoclásio. São equigranulares, finos, anédricos, sem orientação preferencial e com contatos irregulares.

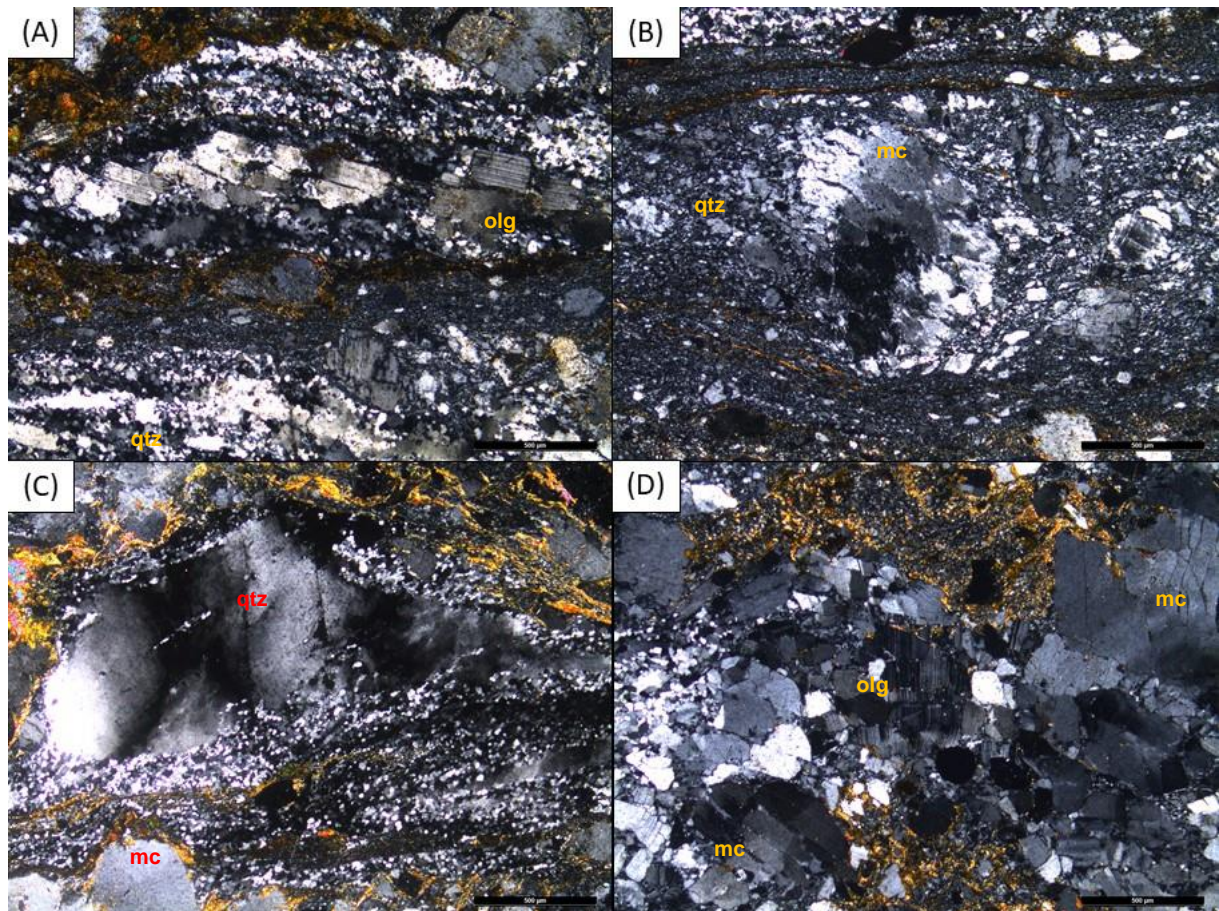


Figura 16 – Milonitos. (A): cristal de oligoclásio exibindo falhas em prateleira de livro em meio a matriz de novos grãos de quartzo; (B): cristal de microclínio fraturado e rotacionado. Ambas as fotomicrografias exibem cristais com indicadores cinemáticos sinistrais na seção MTB-25. (C): cristal de quartzo apresentando extinção ondulante e rotação de subgrãos; (D): microfalhas em cristais de oligoclásio e microclínio, ambos em meio a matriz de novos grãos de quartzo. Ambas as fotomicrografias da seção MTB 31.1. mc: microclínio; olg: oligoclásio; qtz: quartzo

4.1.3. Ultramilonito e filonito

São compostos de quartzo (45%), microclínio (25%), biotita (20%), opacos (5%), sericita (5%) e acessórios tais como plagioclásio, clorita, titanita, zircão, apatita e granada. Estão presentes nas lâminas MTB-33-2 e MTB-29 (FIGURA 17).

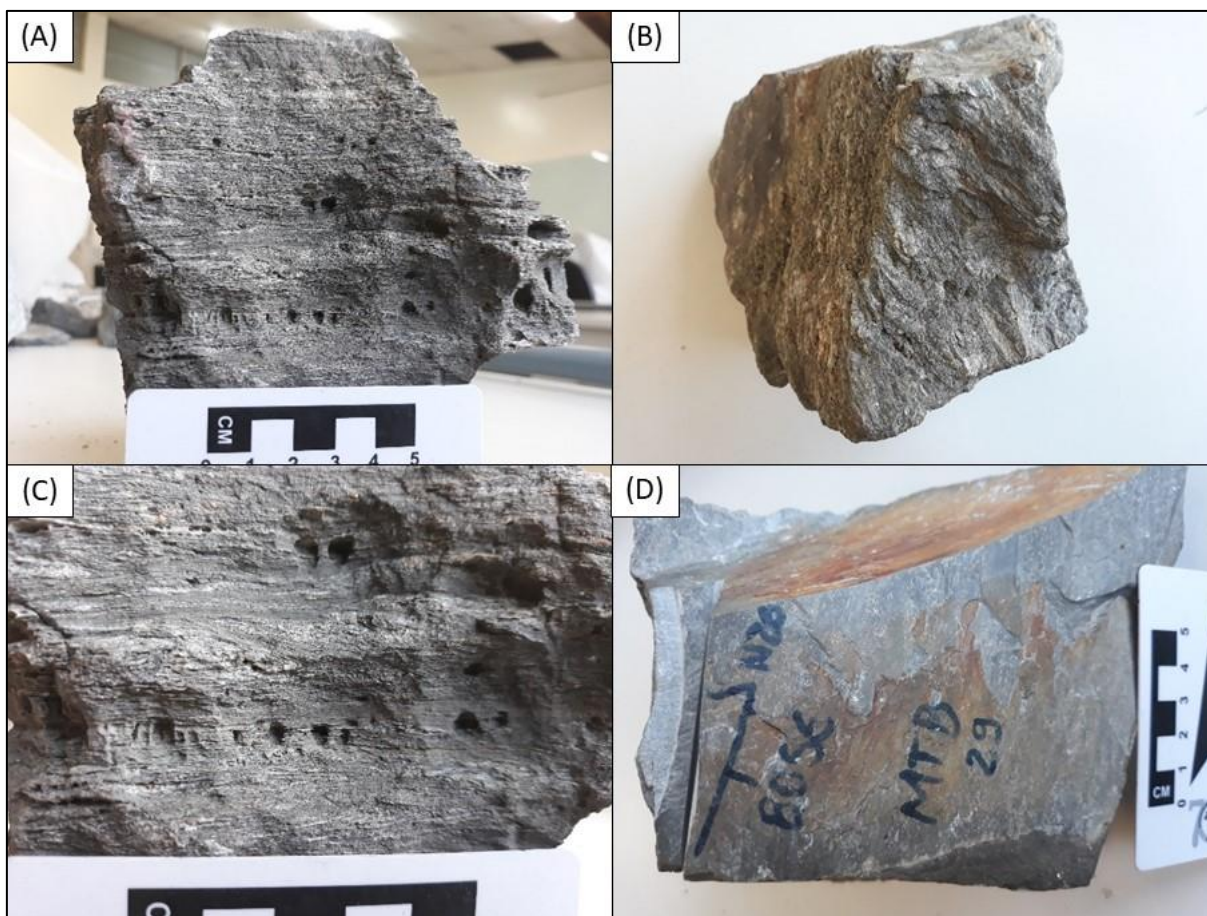


Figura 17 – Ultramilonito: amostra MTB-29; (A): Notar a drástica redução do tamanho dos grãos. (B): vista do plano XY; (C): vista de detalhe da foto A exibindo em sua porção central uma foliação anastomosada; (D): porção de corte amostrado para a confecção da respectiva seção delgada.

Os cristais de quartzo são inequigranulares de granulação muito fina a fina, anédricos, com forte orientação preferencial. Os cristais maiores apresentam-se frequentemente estirados com aparência sigmoidal em algumas porções, forte extinção ondulante e presença de subgrãos, ocorre também intensa redução dos grãos com recristalização de novos grãos.

Os cristais de microclínio são inequigranulares de granulação fina a muito fina, hábito anédrico, por vezes sigmoidal a oclar formando porfiroclastos, sendo que alguns desses aparentam ter passado por rotação. Os cristais mais alongados possuem forte orientação preferencial, extinção ondulante e formação de novos grãos nas bordas em textura manto e núcleo. Os contatos são retos a curvos, por vezes lobados. Há a presença de microfraturas. Podem apresentar sericitização nas bordas.

A biotita é equigranular fina, anédrica a subédrica acicular e possui forte orientação preferencial definindo níveis junto de outros minerais micáceos e quartzo de granulação muito fina.

Os opacos são equigranulares muito finos, anédricos, com forte orientação preferencial e ocorrem associados aos níveis de biotita, assim como a titanita e a clorita, podendo refletir o produto de alteração da biotita.

A sericita é inequigranular fina a muito fina, subédrica a euédrica acicular e pode ocorrer tanto na matriz quanto como inclusão no microclínio. Quando pertencente à matriz ela possui forte orientação preferencial e ocorre junto aos níveis de biotita e opacos.

Os cristais de zircão e apatita são equigranulares finos e ocorrem como inclusão em microclínio. Possuem hábito anédrico a subédrico prismático, sem orientação preferencial.

O plagioclásio é inequigranular muito fino a fino e podem ocorrer tanto na matriz como quanto porfiroclastos de hábito anédrico ocelar. Nos cristais mais alongados e maiores é possível observar forte orientação preferencial, extinção ondulante, lamelas de deformação e textura manto e núcleo.

A granada é equigranular fina, de hábito euédrico hexagonal, sem orientação preferencial.

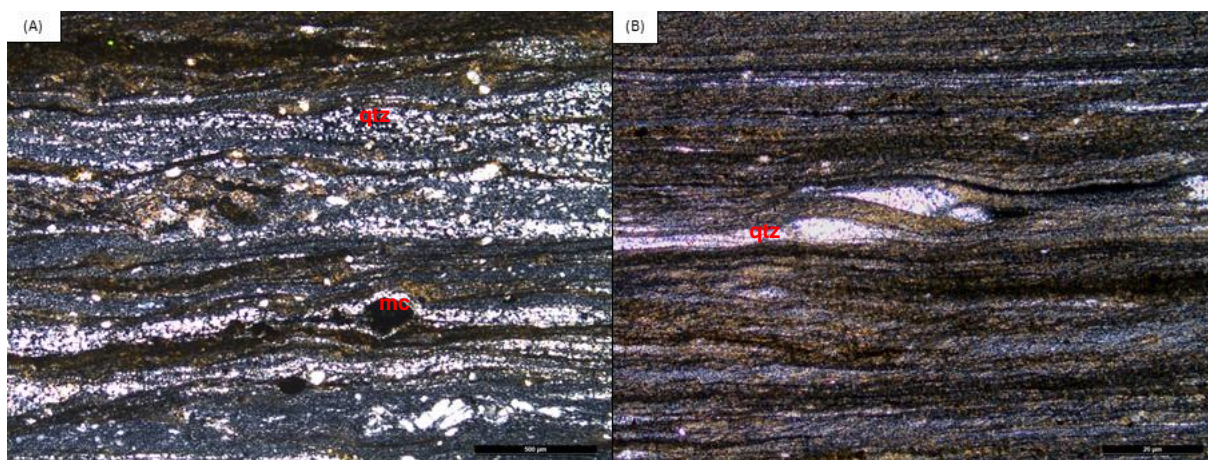


Figura 18 – Ultramilonito. (A): cristais de quartzo e feldspato de granulação muito fina bordejando porfiroclastos de feldspato; (B): *ribbons* de quartzo de aparência sigmoidal em meio a matriz; notar o incremento de minerais micáceos e sua aparente segregação em bandas. Seção MTB-29

4.2. DIFRAÇÃO DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS

Com base na petrografia foram selecionadas quatro seções delgadas para serem analisadas com a técnica EBSD, no qual o mineral previamente indexado foi o quartzo (FIGURA 19).

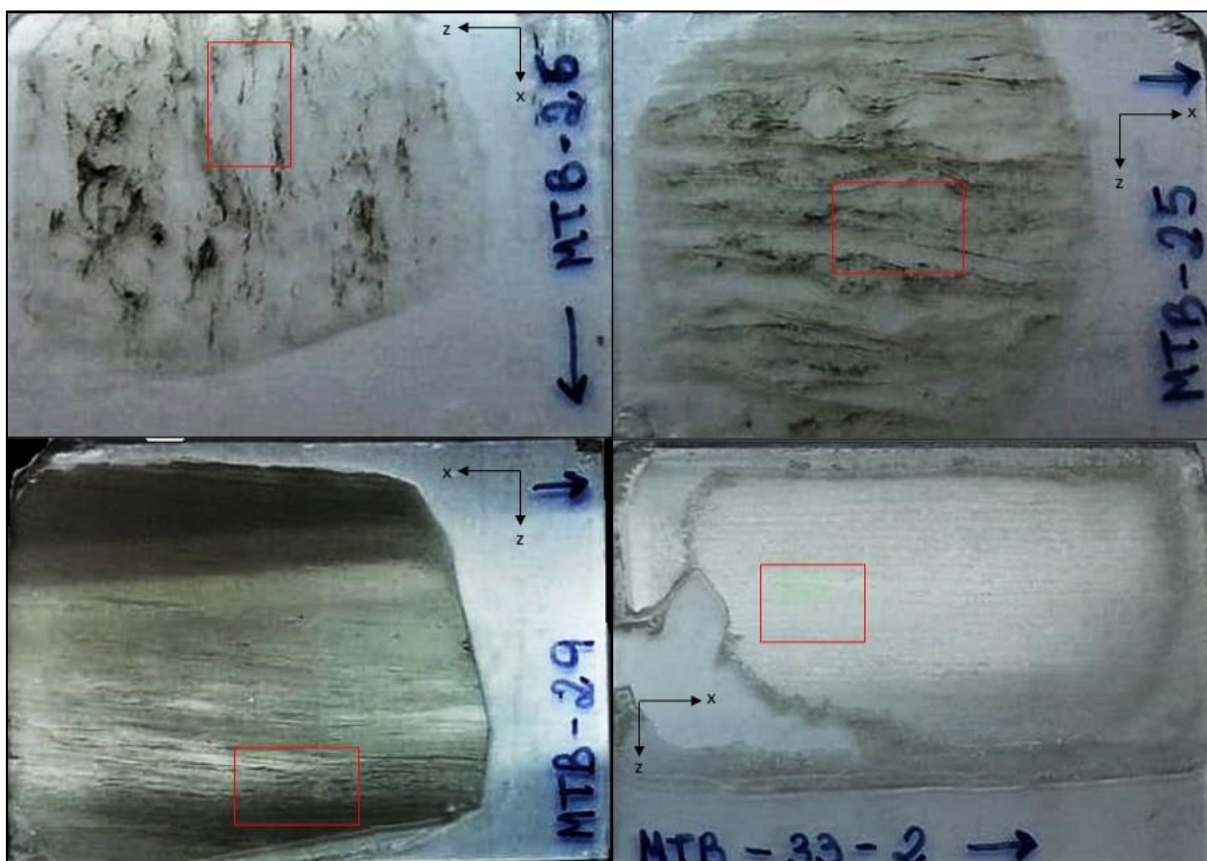


Figura 19 - Seções delgadas selecionadas para serem submetidas ao EBSD. Em vermelho as porções que foram analisadas

Aqui são apresentados os resultados de (i) distribuição do tamanho dos grãos; (ii) mapas de contraste de bandas e limite de grãos; (iii) distribuição dos ângulos de *misorientation*; (iv) ângulos de rotação; e (v) figuras de polo e figuras de polo inverso.

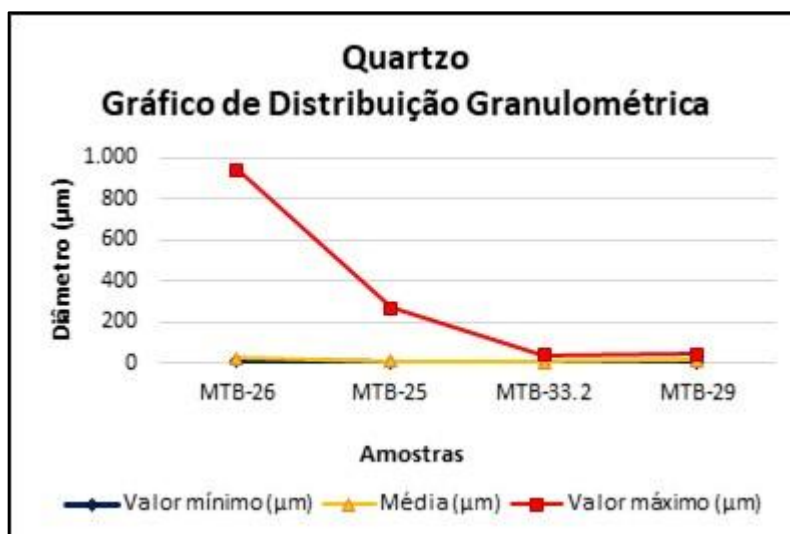
4.2.1. Distribuição do tamanho dos grãos

O Quadro 1 apresenta um resumo das estatísticas de medidas de tendencia central e de variabilidade quanto a análise do tamanho dos grãos; já o Gráfico 1 ilustra a distribuição dos tamanhos médio, máximo e mínimo das amostras analisadas.

Quadro 1 – Medidas de tendência central e variabilidade dos dados de granulometria

PARÂMETRO	Amostra	MTB-26	MTB-25	MTB-33.2	MTB-29
	Quantidade de grãos (n)	11.754	51.661	5.861	22.066
	Mínimo (μm)	11,170	5,686	4,325	7,979
	Média (μm)	25,742	10,909	8,099	14,251
	Máximo (μm)	939,870	268,310	38,800	46,524
	Desvio Padrão	25,040	10,044	3,950	4,180
	Coeficiente de variação	0,973	0,674	0,488	0,293

Gráfico 1 - Gráfico da distribuição mínima, média e máxima para as seções analisadas.



Quando se analisa ambos, nota-se uma grande discrepância entre os tamanhos máximos apresentados pelas seções MTB-26 e MTB-25 em relação as demais amostras e um deslocamento das médias das mesmas, em direção aos valores mínimos, mostrando grande assimetria, o que não ocorre com as amostras MTB-33.2 e MTB-29. O diâmetro máximo ocorre na amostra MTB-26 e é de 939,87 μm ; o diâmetro mínimo é de 4,32 μm e ocorre na seção MTB-33.2; já o diâmetro médio apresentado pelas amostras é de 14,75 μm .

4.2.2. Mapas de contraste de bandas e limite de grãos

Como mencionado anteriormente, a qualidade dos padrões adquiridos pode ser estabelecida com base nos contrastes de banda. Quanto mais claro, maior é a intensidade do padrão gerado durante a análise. Portanto, cristais mais deformados ou com defeitos no polimento ocorrem com cores tendendo para o cinza mais escuro. Porções onde não houve indexação, refletem fases de outros minerais para além do quartzo e estão representadas em branco; com base nas análises petrográficas,

assume-se que nessas regiões ocorrem microclínio, oligoclásio e biotita. Os mapas de contraste de banda são apresentados na Figura 20, juntamente com os limites de grãos.

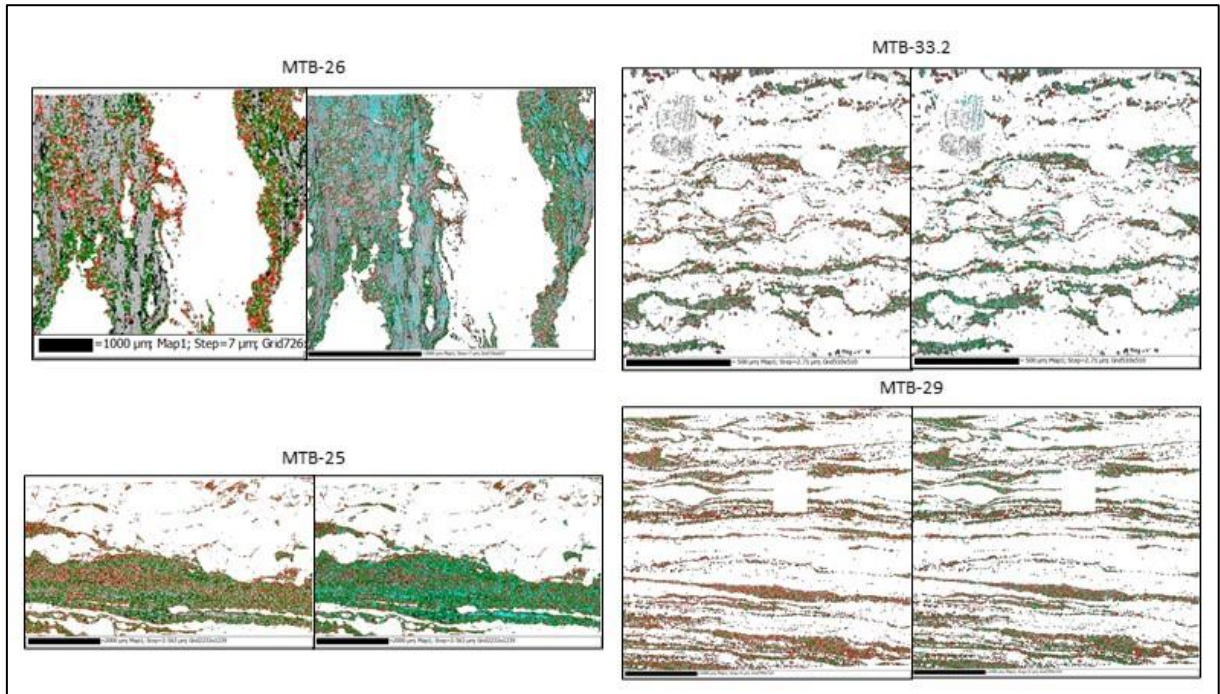


Figura 20 – Mapas de contraste de bandas e limites de grãos

Os limites entre 5°-15° estão representados em preto; limites entre 15°-55° estão em verde; o cian representa os limites entre 55°-65° e o vermelho limites acima de 65°. A geminação Dauphiné é relacionada aos limites com ângulos próximos de 60°; portanto, nas figuras a esquerda de cada amostra, foram omitidos os limites com ângulos entre 55°-65°, para demonstrar a importância da mesma.

4.2.3. Distribuição de ângulos de *misorientation*

Os gráficos de distribuição de ângulos de *misorientation* são apresentados na Figura 21. As barras em azul mostram dados de distribuição dos ângulos de *misorientation* de pontos que podem ser correlacionados, ou seja, que estão em contato um com o outro. As barras em vermelho apresentam a comparação de 1000 pontos que não se encontram correlacionados espacialmente, ou seja, são valores específicos gerados pela distribuição aleatória dos cristais. A linha em cinza representa a distribuição aleatória teórica da proporção de ângulos de *misorientation*, portanto valores apresentando picos acima dela são considerados anomalias

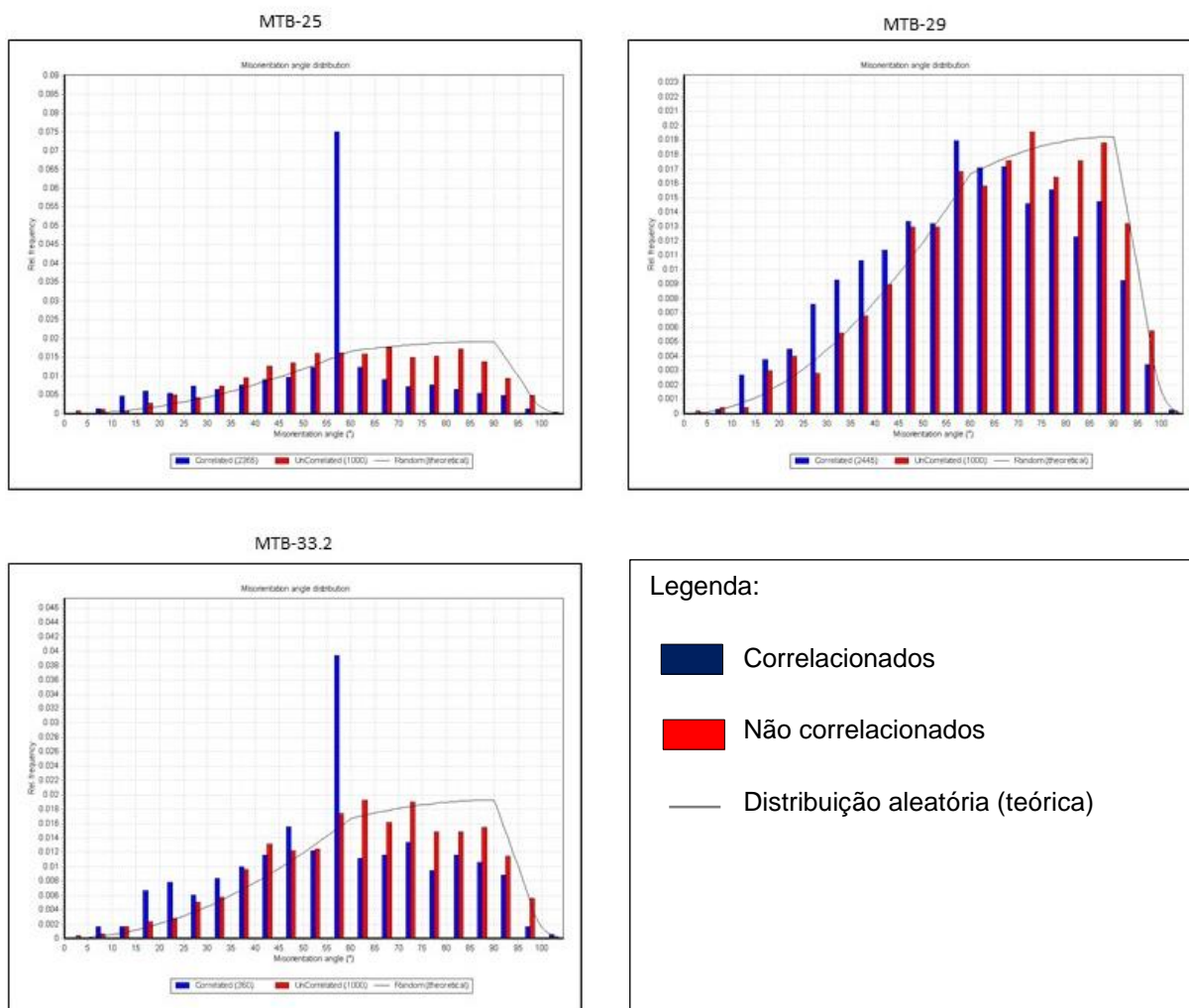


Figura 21 - Gráficos de distribuição de ângulos de *misorientation*. Pontos correlacionados em cada seção: MTB-25 – 2.365 pontos; MTB-33.2 – 360 pontos e MTB-29 – 2.445 pontos.

Observando os gráficos, nota-se que eles apresentam em comum um pico em torno de 60°, evidenciando uma vez mais, assim como no Gráfico 1 e no Quadro 1, a importância da geminação Dauphiné para essas amostras.

Apesar de menos extravagantes, em todas as amostras ocorrem picos em outros ângulos. A MTB-25 apresenta picos entre os ângulos de 10° e 40°. A MTB33.2 apresenta picos entre 15° e 50°. Já a MTB-29 apresenta picos que vão de 10° a 55°.

4.2.4. Eixos de rotação

As distribuições dos eixos de rotação são baseadas na distribuição de ângulos de *misorientation*. Na Figura, são apresentadas as distribuições para o intervalo de 5° a 15° e para o intervalo de 55° a 65°.

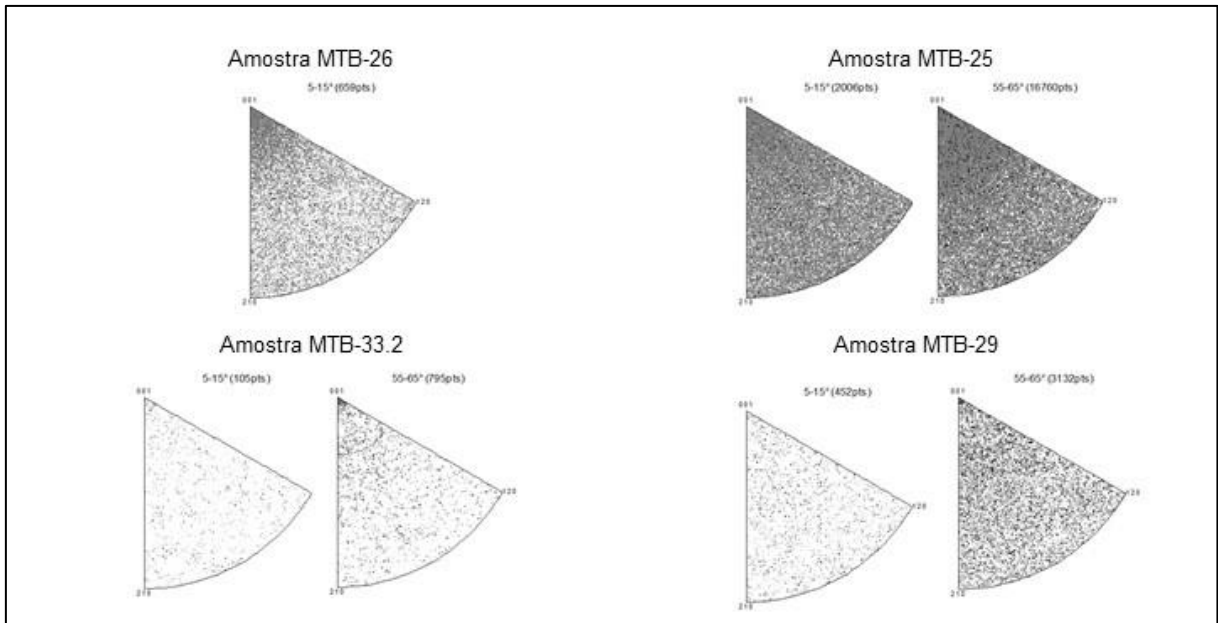


Figura 22 - Distribuição dos eixos de rotação nos intervalos de 5°-15°, apresentadas à esquerda; e 55°-65°, apresentadas à direita.

As amostras, em geral, possuem distribuição bastante aleatória com tendência modesta de concentração de pontos em torno do eixo $\langle c \rangle$ (excetuando a MTB-33.2) para o intervalo entre 5°-15°. Já para o intervalo entre 55°-65°, todas as amostras mostram a mesma tendência de concentração em torno de $\langle c \rangle$, apesar de novamente ser discreta.

4.2.5. Figuras de polo e figuras de polo inverso

As projeções de Figura de Polo Inverso (FPI) correspondentes a cada eixo, bem como seus mapas e os diagramas de Figuras de Polo (FP) são apresentados nas Figuras 23 a 26. A escala de cores usada corresponde as variações da escala RGB, onde vermelho corresponde ao polo $\langle c \rangle$ e azul e verde aos polos $\{m\}$. As Figuras de Polo apresentam distribuições nos planos $\{0001\}-\langle c \rangle$, $\{11-20\}-\langle a \rangle$, $\{10-10\}-\langle m \rangle$, $\{01-12\}-\langle \pi' \rangle$, $\{10-11\}-\langle r \rangle$, $\{01-11\}-\langle z \rangle$ e $\{10-12\}-\langle \pi \rangle$. As densidades, tanto para Figuras de Polo, quanto para as Figuras de Polo Inverso estão apresentadas como múltiplos de distribuição uniforme (mud), tendo cada seção uma escala correspondente.

A amostra MTB-26 (FIGURA 23) apresenta FPI com o plano $\{m\}$ preferencialmente orientado segundo o eixo Y da amostra e subordinadamente a orientação do plano $\langle a \rangle$. No eixo Z está orientado preferencialmente o plano $\langle \pi' \rangle$. O

eixo X não apresenta planos com concentrações de orientações preferenciais relevantes, apesar de apresentar planos próximos de $\{\xi\}$.

Na FP da amostra MTB-26 (FIGURA 23), observa-se que os planos $\{c\}$ distribuem-se próximos ao eixo X. Os planos $\{m\}$ e $\{a\}$ desenham um discreto grande círculo com rotação de aproximadamente 10° e 5° respectivamente, no sentido anti-horário em relação ao eixo Z. Os planos $\{r\}$ e $\{z\}$ apresentam-se de maneira dispersa sem definir nenhum padrão. O plano $\{\pi\}$ apresenta concentração próxima do eixo Y e o plano $\{\pi'\}$ apresenta orientação próxima do eixo Z.

A FPI da amostra MTB-25 (FIGURA 24) apresenta o plano $\{a\}$ preferencialmente orientado segundo o eixo X e o plano $\{c\}$ segundo o eixo Z. O eixo Y não apresenta nenhuma concentração marcante, embora ocorram planos prismáticos hexagonais de maneira discreta.

Nas FP da amostra MTB-25 (FIGURA 24) os planos $\{c\}$ ocorrem orientadas de maneira paralela ao eixo Z. Os planos $\{m\}$ e $\{a\}$ ocorrem quase na periferia do diagrama com rotação de aproximadamente 60° a 45° no sentido anti-horário em relação ao eixo Z. Os planos $\{r\}$ e $\{z\}$ não apresentam nenhum padrão de orientação evidente. Já os planos $\{\pi\}$ e $\{\pi'\}$ estão orientados próximos do eixo X, mas de maneira paralela ao eixo Z.

A amostra MTB-33.2 apresenta FPI (FIGURA 25) com planos $\{a\}$ orientados preferencialmente segundo o eixo X. O eixo Y apresenta preferencialmente orientação do plano $\{z\}$ e subordinadamente do plano $\{m\}$. O plano $\{\pi'\}$ mostra-se preferencialmente orientado segundo o eixo Z, bem como o plano $\{c\}$, este último de maneira mais discreta.

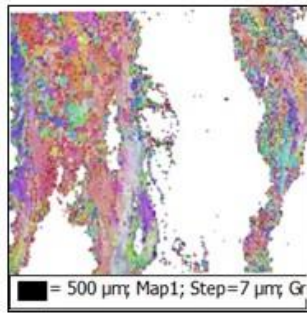
As Figuras de Polo para amostra MTB-33.2 (FIGURA 25) apresentam os planos $\{c\}$ orientados junto do eixo Z, formando uma “cauda” ao longo de parte deste mesmo eixo. Os planos $\{a\}$ e $\{m\}$ formam um grande círculo, mas com distribuição descontínua; estes grandes círculos ocorrem com rotação de aproximadamente 85° e 60° no sentido anti-horário em relação a Z, mas bastante próximos da borda do diagrama. O plano $\{r\}$ ocorre com três concentrações modestas, sem um padrão de orientação definido; nota-se que um dos máximos ocorre sobre o eixo Z, próximo ao eixo Y e os outros dois máximos apresentam-se em hemisférios opostos e próximos

a borda do diagrama. O plano {z} ocorre de maneira semelhante ao plano {r} com três concentrações, entretanto, uma delas ocorre na borda do diagrama próximo do eixo Z e as outras duas ocorrem em hemisférios opostos e sobre o eixo X. Os planos { π } e { π' } mostram-se de maneira bastante semelhante e respectivamente aos planos {r} e {z}.

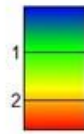
As Figuras de Polo Inverso da amostra MTB-29 (FIGURA 26) apresentam o eixo Z, preferencialmente com concentrações do plano {c} e subordinadamente do plano { π' }. O eixo X, mostra-se preferencialmente com concentrações dos planos {m} e subordinadamente do plano {r}. Entretanto o eixo Y também mostra uma certa concentração de planos {r}

As FP para amostra MTB-29 (FIGURA 26) apresentam os planos {c} orientados paralelamente ao eixo X e sobre o eixo Z. Os demais planos apresentam distribuição relativamente aleatória, sendo, ainda assim, possível identificar que: Os planos {a} e {m} não apresentam um padrão evidente, mas tendem a ocorrer junto das bordas do diagrama. Os planos {r} e {z} mostram um padrão que lembra uma cruz, com máximas mais evidentes próximas da periferia do diagrama com rotação de aproximadamente 5° em relação tanto a Z quanto X no sentido horário, bem como próxima do eixo Y (neste caso exclusivamente para o plano {r}). O plano { π } ocorre com máximas paralelas ao eixo Z. Já o plano { π' } ocorre com máximas em cima do eixo Z, mas paralelo ao eixo X.

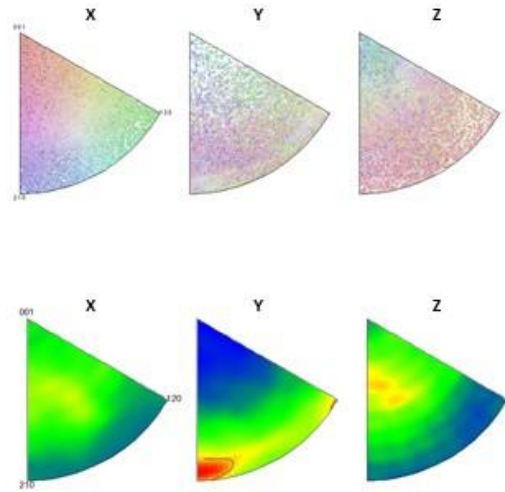
Amostra MTB-26



Halfwidth: 10°
 Cluster size: 10°
 Exp. Densities (mud):
 Min=0,18; Max= 2,64



Figuras de Polo Inverso



Figuras de Polo

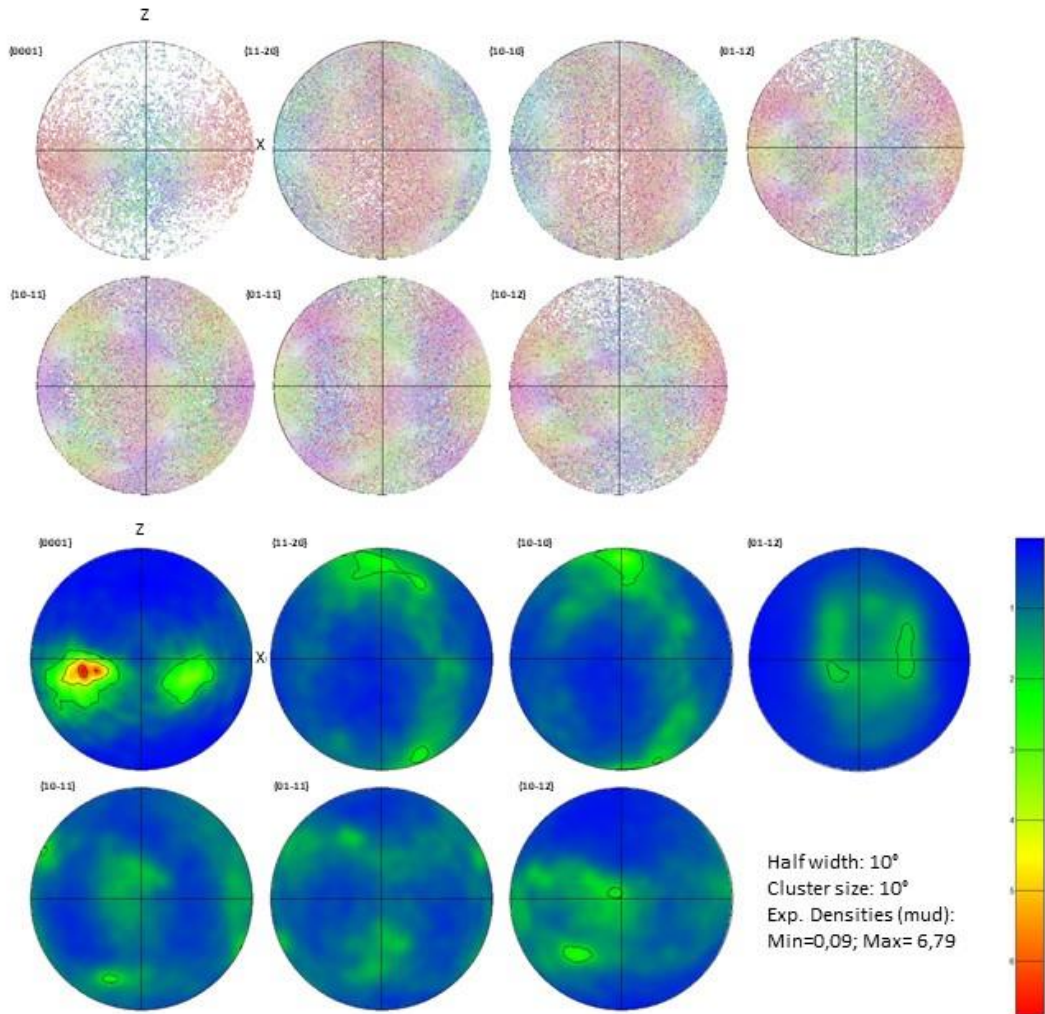
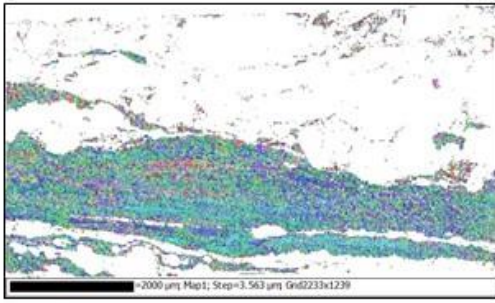
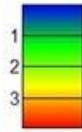


Figura 23 – Figura de Polo Inverso e Figuras de Polo para a amostra MTB-26; mapas de Figuras de Polo Inverso com relação ao eixo Z. Projeção das Figuras de Polo em diagrama de igual área de Wulff no hemisfério superior.

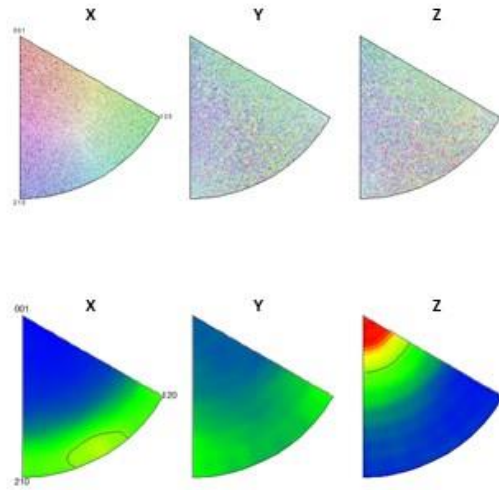
Amostra MTB-25



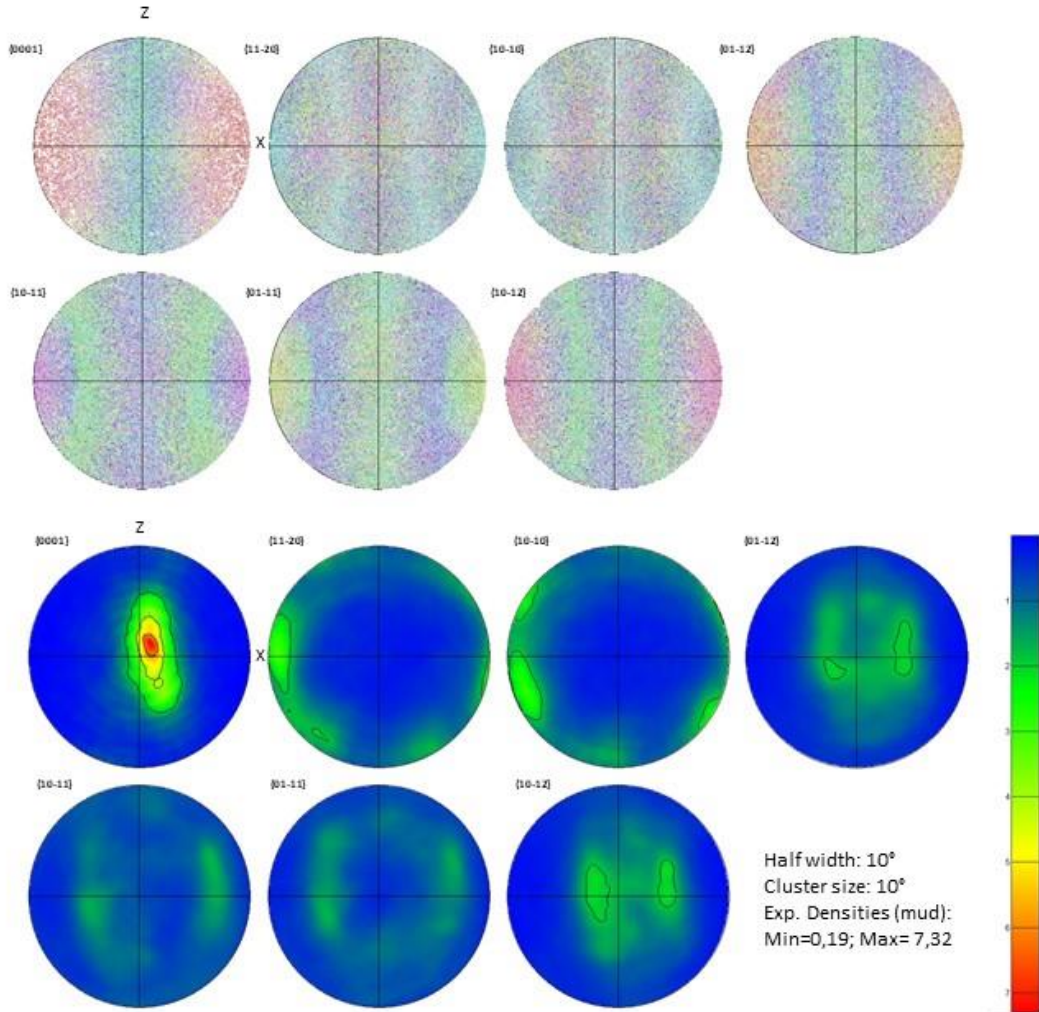
Halfwidth: 10°
 Cluster size: 10°
 Exp. Densities (mud):
 Min=0,19; Max= 3,97



Figuras de Polo Inverso



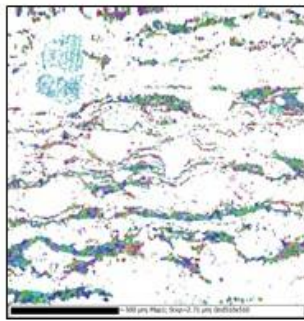
Figuras de Polo



Halfwidth: 10°
 Cluster size: 10°
 Exp. Densities (mud):
 Min=0,19; Max= 7,32

Figura 24 - Figura de Polo Inverso e Figuras de Polo para a amostra MTB-25; mapas de Figuras de Polo Inverso com relação ao eixo Z. Projeção das Figuras de Polo em diagrama de igual área de Wulff no hemisfério superior.

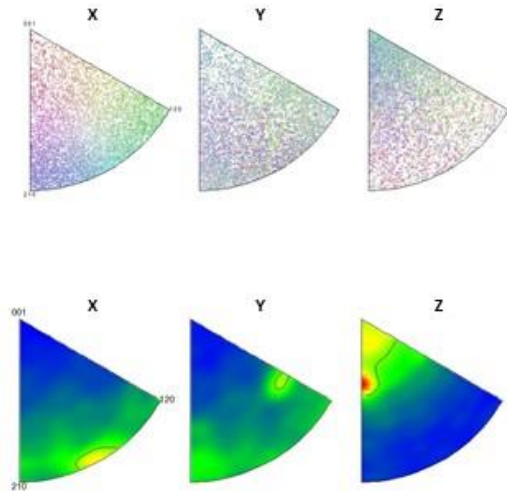
Amostra MTB-33.2



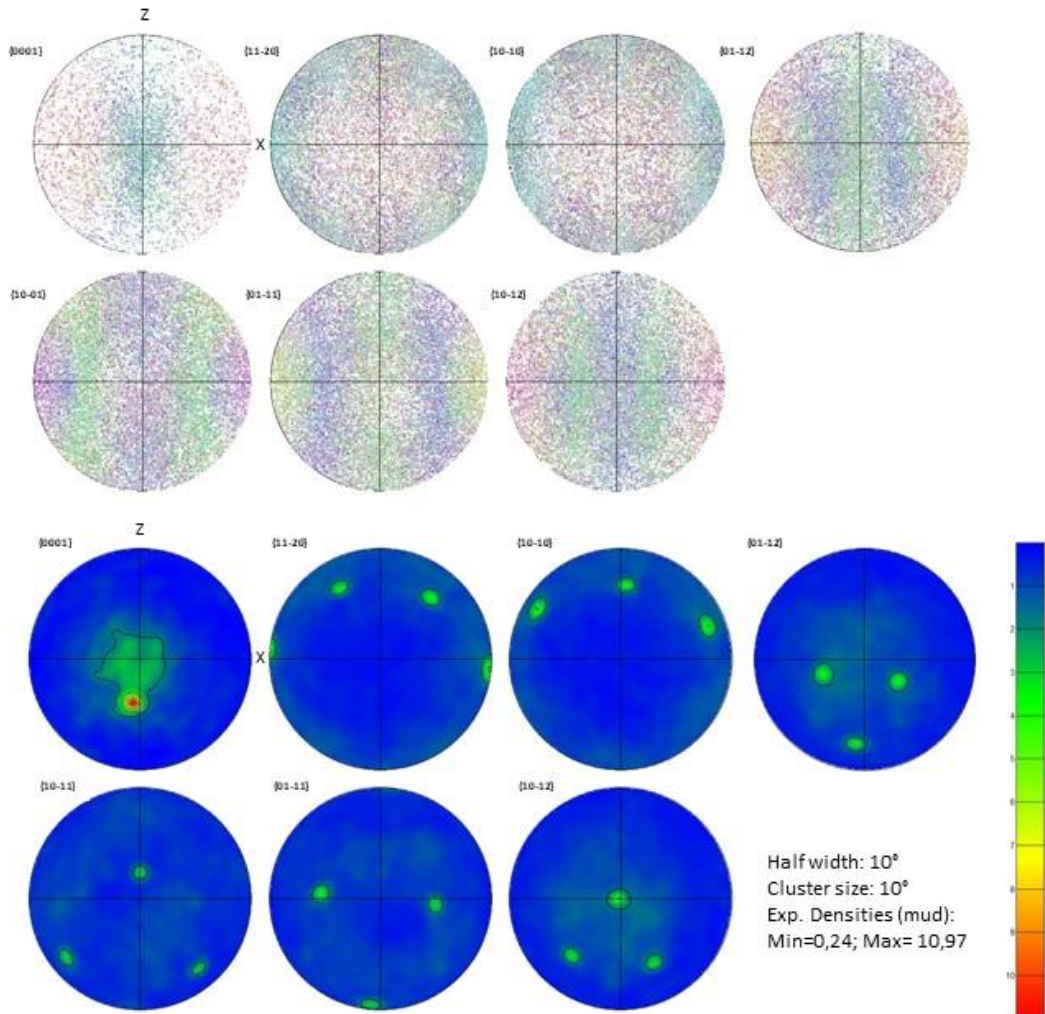
Halfwidth: 10°
 Cluster size: 10°
 Exp. Densities (mud):
 Min=0,35; Max= 3,85



Figuras de Polo Inverso



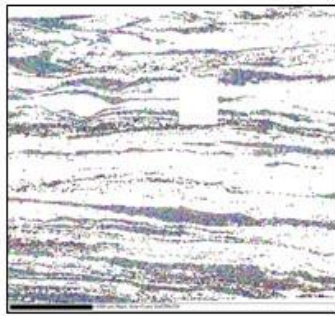
Figuras de Polo



Halfwidth: 10°
 Cluster size: 10°
 Exp. Densities (mud):
 Min=0,24; Max= 10,97

Figura 25 - Figura de Polo Inverso e Figuras de Polo para a amostra MTB-33.2; mapas de Figuras de Polo Inverso com relação ao eixo Z. Projeção das Figuras de Polo em diagrama de igual área de Wulff no hemisfério superior.

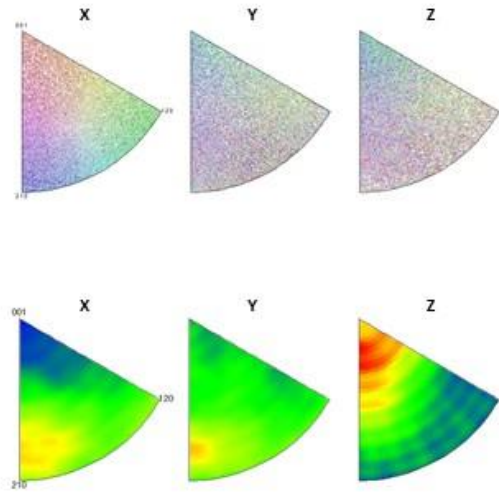
Amostra MTB-29



Halfwidth: 10°
 Cluster size: 10°
 Exp. Densities (mud):
 Min=0,41; Max= 1,87



Figuras de Polo Inverso



Figuras de Polo

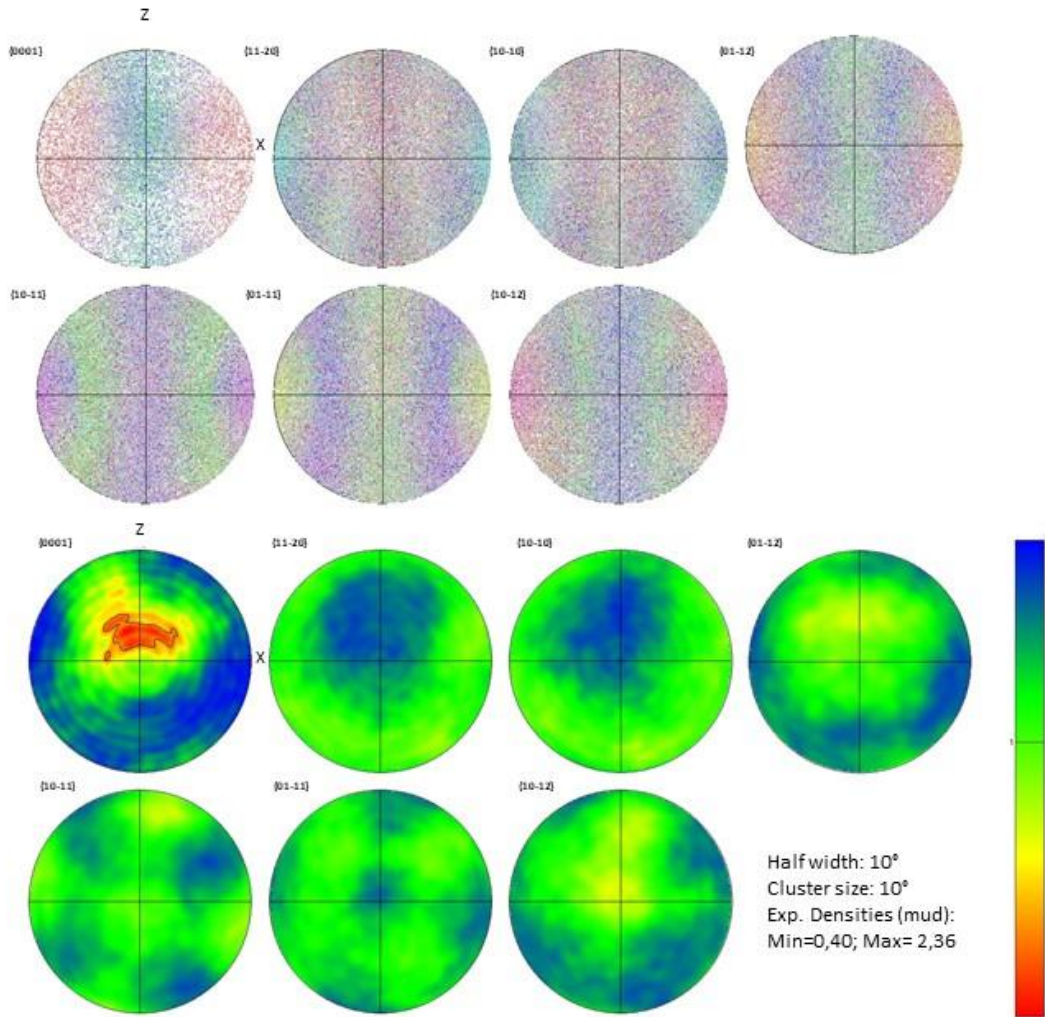


Figura 26 - Figura de Polo Inverso e Figuras de Polo para a amostra MTB-29; mapas de Figuras de Polo Inverso com relação ao eixo Z. Projeção das Figuras de Polo em diagrama de igual área de Wulff no hemisfério superior.

5. DISCUSSÃO

As amostras estudadas possuem uma variada gama de microestruturas, como por exemplo feldspatos alcalinos e oligoclásio apresentando pertitas em chama, extinção ondulante, lamelas de deformação, textura manto e núcleo, encurvamento da geminação, achatamento e microfalhas e fraturas; biotitas com extinção ondulante, *kinks* e *mica-fish*; hornblendas apresentando microfalhas e extinção ondulante. Características de deformação em baixa a média temperatura. Os cristais de quartzo também exibem abundância de evidências de deformação intracristalinas, observando-se extinção ondulante, foliação oblíqua, lamelas de deformação, *ribbons*, textura manto e núcleo, limites de subgrãos e formação de novos grãos; os limites curvos são bastante comuns, e não raro também ocorrem limites lobados.

O Quadro 1, com o resumo estatístico da distribuição do tamanho dos grãos, bem como o Gráfico 1 demonstram bastante bem a redução do tamanho dos grãos de uma fácies milonítica para outra, principalmente quando se atenta para os valores máximos os quais apresentaram grande assimetria. É notável que nas fácies ultramiloníticas representadas pelas amostras MTB-33.2 e MTB-29, os diâmetros maiores, menores e médios mantêm-se relativamente parecidos. Esses resultados condizem satisfatoriamente com o observado na petrografia.

Nos mapas de contraste de bandas e limites de grãos é possível visualizar a importância da influência da geminação Dauphiné nas amostras analisadas, principalmente para as fácies protomiloníticas e miloníticas (MTB-26 e MTB-25, respectivamente). De acordo com Tullis (1970) a geminação Dauphiné é comum em tectonitos, sendo as responsáveis por gerar um enfraquecimento mecânico nos cristais de quartzo. Nas amostras da fácies ultramilonítica, os limites maiores que 65° tem importância subordinada.

Os gráficos com a distribuição de ângulos de *misorientation*, bem como as figuras de eixo de rotação entram em consonância com o mencionado no parágrafo anterior quanto a importância da geminação Dauphiné. A distribuição dos ângulos de *misorientation* não desviam muito da curva de distribuição aleatória, de acordo com Cavalcante *et al.* (2018), isso indica uma trama cristalográfica muito fraca ou quase inexistente. Ainda de acordo com Cavalcante *et al.* os múltiplos picos discretos entre 10° e 20° apresentados pelas amostras, sugerem que múltiplos sistemas de

deslizamento ocorreram durante a deformação. De acordo com Hobbs (1968), os picos que aparecem entre os intervalos de 20° a 40° na amostra MTB-29, podem indicar a ocorrência de migração do limite dos grãos (GBM – *grain boundary migration*), o que implicaria que a temperatura de deformação para essa fácies foi algo em torno de 500°C (PASSCHIER E TROUW, 2005).

Com base na descrição de Passchier e Trouw (2005) para os tipos de deslizamento que podem controlar a deformação intracristalina, estas amostras são compatíveis principalmente com *dislocation creep* e *dislocation glide* (que ocorrem tanto para o quartzo quanto para o feldspato). Além disso, a interpretação das figuras de polo inverso e as figuras de polo para o quartzo, contribuem para o diagnóstico ao serem identificadas as orientações preferenciais dos planos cristalográficos.

A amostra MTB-26, pertencente a fácies protomilonítica, apresenta a ativação do sistema de deslizamento basal (c), ao longo do eixo X; a distribuição dos planos {m} e {a} ocorre ao longo eixo Z e encontra-se ativo em <a>, com contribuições do sistema romboédrico secundário { π } e { π' }, também distribuídos mais ou menos com a mesma concentração ao longo do eixo Z. Não foram observados a ativação de maneira significativa dos demais sistemas.

A amostra MTB-25, atribuída a fácies milonítica, apresenta a ativação do sistema basal (c), evidenciada pela orientação dos pinacóides basais em Z, com contribuição dos sistemas romboédricos { π } e { π' } e de maneira mais discreta os planos {r} e {z}, todos orientados ao longo do eixo Z. O sistema prismático foi ativado em Y, apresentando concentração de planos {m} e {a} nas bordas externas dos diagramas.

A amostra MTB-33.2 apresenta sistemas de deslizamento bastante parecidos com os da amostra MTB-25. O sistema de deslizamento basal (c) está ativo em Z, evidenciado pela tendência de orientação dos planos {c}, {m} e {a} ao redor do eixo Z. Subordinadamente foram ativados os sistemas de deslizamento romboédricos, sendo que todos os outros quatro planos apresentam concentração de orientações em maior ou menor intensidade ao

redor do eixo Z, embora em alguns casos eles parecem mais próximos do eixo intermediário Y.

Na seção MTB-29, o sistema de deslizamento basal é ativado quando paralelo ao eixo menor X, os sistemas prismáticos são ativados quando junto do eixo Y; o sistema romboédrico $\{\pi\}$ é ativado ao longo do eixo Z em oposição ao plano $\{\pi'\}$ que é ativado em X. Os planos romboédricos primários possuem indícios de ativação devido a orientação de seus planos próxima do eixo Z. O padrão de orientações exibido por essa amostra também é semelhante a um dos padrões obtidos por Schmidt e Casey (1986), onde eles descrevem que a amostra possui domínios de quartzo de granulação uniforme e passou por recristalização por rotação de subgrãos, sendo o produto final de uma milonitização progressiva sob a fácies xisto-verde; neste caso, as condições descritas pelos autores parece ser bem semelhante a encontrada nas amostras analisadas nesta pesquisa.

Os planos de deslizamento basais $\langle c \rangle$ nas amostras MTB-25 e MTB-29 mostram tendencia a ficarem ativos quando no eixo Z, ao contrario do que ocorre com as seções MTB-26 e MTB-33.2, que mostram-se ativos no eixo X; segundo Culshaw e Fyson (1984), orientações preferenciais em $\langle c \rangle$, podem ser geradas a partir da cristalização orientada de cristais quando da remobilização do quartzo durante a deformação. A configuração dos planos dessa forma é parecida com o de cristais recristalizados por meio de GBM, entretanto a temperatura necessária seria bem menor. Essa hipótese explicaria o indicio de feições de recristalização de alta temperatura encontrados, por exemplo, no exemplar MTB-29.

O padrão de orientação dos planos de deslizamento prismáticos mostra tendencia a formar guirlandas bastante discretas, cujo plano médio está rotacionado em cerca de 35° no sentido anti-horário em relação ao eixo Z. A rotação aparente apresentada pelos planos $\{c\}$ e $\{m\}$, nas amostras MTB-26,

MTB-25 e MTB 33.2, parece condizente com cinemática sinistral descrita na petrografia e em campo.

Os sistemas romboédricos, tanto os primários quanto os secundários, parecem ativar preferencialmente quando junto do eixo Z, apesar de também mostrarem-se ativos, mas com menor frequência, quando juntos do eixo X. Esse sistema não é usualmente discutido, com as referências preocupando-se mais com a descrição e interpretação do sistema basal (c). Entretanto, Menegon *et al.* (2011) sugere que a ativação sistemática desses planos pode estar associada à geminação Dauphiné, o que seria bastante coerente com o observado para as amostras estudadas.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise integrada dos dados de petrografia e dos elementos cristalográficos do quartzo possibilitou um entendimento mais detalhado dos mecanismos de deformação ativos durante o cisalhamento, nas três fácies estudadas. Desta feita, foi possível observar que:

- (i) O mecanismo de deformação predominante para todas as três fácies, é o *bulging*; entretanto, também ocorre a rotação de subgrãos. Isso é consoante aos picos encontrados entre 10°-20° nos gráficos de distribuição de ângulos de *misorientation* (CAVALCANTE *et al.*, 2018).
- (ii) O sistema de deslizamento que mais ocorre é o romboédrico secundário $\{\pi\}$ e $\{\pi'\}$, associado a geminação Dauphiné. Ele está presente em todas as seções analisadas.
- (iii) Apesar disso, o sistema de deslizamento basal (c), ativo tanto em Z quanto em X, quando ocorre, aparece de maneira muito mais significativa.
- (iv) O padrão de orientação observado nas amostras MTB-25 e MTB-33.2, são semelhantes a parte das amostras descritas por Schmidt e Casey (1986).
- (v) A rotação aparente apresentada pelos sistemas basal e prismático estão em conformidade com a cinemática sinistral descrita em campo e na petrografia.

- (vi) A temperatura estimada para a deformação é de aproximadamente 500°C (PASSCHIER E TROUW, 2005; CAVALCANTE *et al.*, 2018)

REFERÊNCIAS

Capítulos de livros:

- Almeida, F.F.M., Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawahita, K. 1973. The Precambrian Evolution of South America cratonic margin South of the Amazon River. In: Narin, N.A.; Stehli, F.G. (Eds) *The Oceans, Basins and Margins*. Plenum, New York, p. 411-446.
- Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 2014. A Plataforma Sul-Americana: uma introdução. In: Silva, M.G.; Rocha Neto, M.B.; Jost, H; Kuyumjian, R.M. (Eds) *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. CPRM, p. 3-20.
- Heilbron, M.; Soares, A.C.P.; Campos Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J.; Janasi, V.A. 2004. A Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (Eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. p. 203-234.

Dissertações e teses:

- Baldin, M.T. 2014. *Petrologia e geologia estrutural dos ortognaisses das Ilhas de Balneário Barra do Sul e dos granitóides das Ilhas de Tamboretas, litoral norte do estado de Santa Catarina*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 190 pp.
- Cury, L.F. 2009. *Geologia do Terreno Paranaguá*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 187 pp.
- Faleiros, F.M. 2008. *Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 306 pp.

Morales, L. F. G. 2006. *Estudo da orientação cristalográfica em dobras, limites de grãos e anisotropia sísmica em moscovita-quartzo milonitos*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 321p.

Siga Jr., O. 1995. *Domínios Tectônicos do Sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e evolução crustal*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 pp.

Artigos em periódicos:

Almeida, F.F.M. 1971. Geochronological Division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociências*, **1**:13-21.

Baldin, M.T.; Barros, C.E.M. 2017. Geologia das Ilhas Tamboretas, litoral norte do estado de Santa Catarina, limite meridional do Terreno Paranaçu. *Boletim Paranaense de Geociências*. **1**: 1-14.

Basei, M.A.S.; McCreath, I.; Siga Jr., O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of southern Brazil: a review. *Gondwana Research*. **1**: 383-391.

Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Machiavelli, A.; Mancini, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*. **22**: 216-221.

Campanha, G.A.C.; Sadowski, G.R. 1999. Tectonics of Southern portion of the Ribeira Belt (Apiá Domain). *Precambrian Research*. **98**: 31-51.

Cavalcante, C.; Lagoeiro, L.; Fossen, H.; Egydio-Silva, M.; Morales, L. F. G.; Ferreira, F. & Conte, T. 2018. Temperature constraints on microfabric patterns in quartzofeldspathic mylonites, Ribeira Belt (SE Brazil). *Journal of Structural Geology*. **115**:243-262.

Culshaw, N. G. & Fryson, W. K. 1984. Quartz ribbons in high grade granite gneiss: modifications of dynamically formed quartz c-axis preferred orientation by oriented grain growth. *Journal of Structural Geology*, **6**(6):663-668.

- Dedavid, B. A.; Gomes, C. I. & Machado, G. 2007. Microscopia Eletrônica de Varredura – Aplicações e preparação de amostras. Materiais poliméricos, metálicos e semicondutores. *EDIPUCRS*, Porto Alegre-RS, 60 p.
- Dehler, N. M.; Machado, R. & Vasconcelos, C. S. 2000. Tectônica extensional oblíqua no sul do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*. **30**(4): 699-706.
- Figueiredo, M.C.H.; Basei, M.A.S.; Mantovani, M.S.M.; Fryer, B.J. 1991 O Complexo Granulítico de Santa Catarina: um arco insular arqueano? *Boletim IG-USP (Publicação especial)*. **9**: 35-40.
- Hasui, Y. 2010. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências UNESP*. **29**(2): 141-169.
- Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Valladares, C.S.; Machado, N. 1995. A Orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. **25**: 249-266.
- Hobbs, B. E. 1968. Recrystallization of single crystals of quartz. *Tectonophysics*, **6**(5):353-401.
- Machiavelli, A.; Basei, M.A.S.; Siga Jr. O.; 1993. Suíte granítica Rio Piên: um arco magmático do Proterozóico Superior na microplaca Curitiba. *Geochimica Brasiliensis*. Rio de Janeiro, **7**: 113-129.
- 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.
- Morais, W. A.; Vasques, M. T.; Nobre, R. M. & Landgraf, F. J. G. 2020. Proposta de procedimento para estimar a rigidez em metais texturizados pela análise dos dados de EBSD. *Unisantia Science and Technology*. **9**(1):38-49.
- Morales, I.F.G. Hinrichs, R; Fernandes, L.A. 2007. A técnica de difração de elétrons retro espalhados (EBSD) em microscópio eletrônico de varredura (MEV) e sua

aplicação no estudo de rochas deformadas. *Revista de Pesquisa em Geociências*. Porto Alegre, **34**:19-34.

Neves, B. B. B.; Fuck, R. A. & Pimentel, M. M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*. **44**(3):493-518.

OXFORD. 2015. EBSD Explained – From data acquisition to advanced analysis. *Oxford Instruments plc*. Abindon-UK, 13p.

Schmid, S. M. & Casey, M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *American Geophysics Union Monograph*, **24**: 1891-1884.

Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society*. **133**:191-213.

Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Reis Neto, J.M.; Machiavelli, A.; Harara, O.M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Boletim IG-USP (Série científica)*. **26**: 69-98.

Tullis, J. 1970. Quartz – preferred orientations in rocks produced by Dauphiné twinning. *Science*, **168**(3937):1342-1344.

Livros:

Le Maitre, R. W. 2002. *Igneous Rocks – A classification and glossary of terms*. Cambridge (2° ed.). New York-USA, 253p.

Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 2005. *Microtectonics*. Springer (2° ed.). Germany, 371p.

Schwartz, A. J.; Kumar, M.; Adams, B. L. & Field, D. P. 2009. *Electron Backscatter Diffraction in Materials Science*. Springer, New York-USA, 405p.