

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**HISTÓRIA TÉRMICA E FLUXO DE FLUIDOS NA ZONA DE CISALHAMENTO
JUNDIUVIRA, MAIRIPORÃ (SP)**

Mikhael Guardia Borghieri

Orientador: Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros
GMG – Departamento de Mineralogia e Geotectônica

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF – 2019/24)

SÃO PAULO
2019

AGRADECIMENTOS

Agradeço principalmente à minha mãe Lucia, que apesar de todas as adversidades da vida sempre batalhou muito por nós e não deixou de acreditar em mim nem por apenas um segundo. Devo tudo a você.

Meu pai, Lucio. A distancia em quilómetros nunca se tornou uma distância em afeto entre nós.

À todos os membros da família, em especial meus avós Gilda e Onofre por me darem um segundo lar e Lena e Mario, que me deixaram durante essa caminhada.

Agradeço aos meus orientadores, Fred e Christine, pela paciência, confiança, por acreditarem em nossos projetos e todos os conselhos e ensinamentos que vão muito além de um trabalho de formatura ou uma iniciação científica.

Ao Instituto de Geociências, todos os professores, técnicos e funcionários, que me ensinaram muito mais que uma profissão. À universidade de São Paulo por todo suporte e por me obrigar andar com as próprias pernas.

Aos meus amigos de geologia do Quarto Sanitário: Ana, Bayto, Caypi, Cuvest, Durval, Frígido, Tati e Panaca. E meus pais geológicos: Akira, Avatar, Bito, Jorge, Milani, Tómile e Vagi. Dividimos juntos essa caminhada com muita parceria e muitas risadas.

Meus amigos e companheiros de pensão, que estavam presentes em todos os momentos e cresceram comigo ao longo desse cinco anos: Ana Clara, Gabi, João, Léo e Nathan. E aos de Rio Claro / Araras: Bel, Emici, Nika, Vinão e Gui

E finalmente, agradeço ao maior presente que a geologia me deu, minha namorada Bianca, por toda paciência, carinho, companheirismo e conselhos, além de sua ajuda direta para a produção desse trabalho de formatura. Te amo!

RESUMO

A Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ) constitui uma estrutura transcorrente destal maior, com cerca de 300 km de extensão afluante e de grande importância na compartimentação tectônica do embasamento cristalino do sudeste do Brasil, sendo interpretada como o limite entre a Faixa Ribeira Meridional e o sul da Faixa Brasília. A área de estudo compreende 65,6 Km², localizada na porção norte de Mairiporã (SP). Neste trabalho foram realizados levantamentos geológicos de campo, análise estrutural mesoscópica, petrografia e caracterização microtectônica, definição de mecanismos de deformação em escala de grãos e temperaturas deformacionais correspondentes, bem como petrografia e microtermometria de inclusões fluidas em veios de quartzo sintectônicos. A ZCJ deforma litotipos contrastantes relacionados ao Grupo São Roque (ardósia e filito), Grupo Serra do Itaberaba (sillimanita-biotita xisto milonítico) e dos maciços graníticos Vila dos Remédios e Mairiporã. Esses litotipos encontram-se heterogeneamente, deformados com uma evolução de protomilonitos até ultramilonitos. A foliação milonítica tem direção preferencial E-W/subvertical e a lineação de estiramento mineral caimento predominantemente sub-horizontal para leste. Indicadores cinemáticos do tipo porfiroclastos em delta e em dominós evidenciam movimentação destal. Evidências microestruturais indicam que a deformação foi acomodada por rotação de subgrãos em agregados quartzosos e fluxo cataclástico e dissolução e reprecipitação de feldspato, sugerindo temperaturas deformacionais entre 400 e 500 °C. Evidências de sobreposição de recristalização por bulging sobre rotação de subgrãos indicam que a ZCJ atuou em níveis progressivamente mais rasos. Dados de inclusões fluidas indicam que veios de quartzo sintectônicos foram formados na presença de fluidos predominantemente carbônicos. Os dados microtermométricos indicam densidades dos fluidos entre 0,78-0,99 g/cm³, refletindo pressões entre 1,8 e 4,0 kbar para temperaturas entre 400-500 °C. As diferenças de densidade em inclusões fluidas primárias presentes em veios pouco deformados sugerem flutuações de pressão da ordem de 1-2 kbar. Inclusões carbônicas em veios ultramiloníticos apresentam maiores densidades em relação às inclusões presentes em veios pouco deformados, sugerindo reequilíbrio sob pressões confinantes maiores. Esse cenário sugere atuação de comportamento falha-válvula relacionado aos ciclos de terremotos ao longo da ZCJ.

ABSTRACT

The Jundiuvira Shear Zone (JSZ) is a major dextral transcurrent structure, with approximately 300 km of extension, which has a major role on the tectonic compartmentation of the crystalline basement of Southeastern Brazil. It is interpreted as a boundary between the Southern Ribeira Belt and Southern Brasília Belt. The study area has 65,6 Km², in north of Mairiporã city (Brazilian State of São Paulo). This work presents data from geological field work collection, mesoscopic structural analysis, petrography and microtectonic characterization, definition of grain-scale deformation mechanisms and corresponding deformation temperatures, petrographic and microthermometry of fluid inclusions from synthetonic quartz-veins. The JSZ deforms distinct lithotypes related to the São Roque Group (slate and phyllite), Serra do Itaberaba Group (mylonitic sillimanite-biotite schist) and from the Vila dos Remédios and Mairiporã granitic massives. These lithotypes are heterogeneously deformed, evolving from protomylonites to ultramylonites. The main mylonitic foliation presents a E-W/subvertical orientation and the stretching lineation displays subhorizontal plunges to east. Delta-type porphyroclasts and domino-type shear sense indicators are evidence of dextral sense of shear. Microstructural evidence indicates the deformation was accommodated by subgrain rotation of quartz aggregates and cataclastic flow and dissolution-precipitation creep of feldspar, suggesting deformation temperatures between 400 and 500 °C. Evidence of bulging recrystallization over subgrain rotation suggests the JSZ acted at progressively shallower levels. Fluid inclusion analyzes indicate the synthetonic quartz veins were formed in the presence of predominantly carbonic fluids. Microthermometric data indicate fluid densities between 0.78-0.99 g/cm³, reflecting pressures between 1.8 and 4.0 kbar for temperatures between 400-500 °C. Contrasting densities in primary fluid inclusions present in poorly deformed veins suggest pressure fluctuations of the order of 1-2 kbar. Carbonic inclusions in ultramylonitic veins present higher densities compared to inclusions from poorly deformed veins, suggesting reequilibrium under higher confining pressures. This scenario suggests actuation of fault-valve behavior related to earthquake cycles along the ZCJ.

SUMÁRIO

1.	Introdução.....	1
1.1.	Apresentação do projeto.....	1
1.2.	Localização da área de estudo.....	1
2.	Objetivos e justificativa.....	2
3.	Levantamento bibliográfico.....	3
3.1.	Contexto geológico e tectônico regional.....	3
3.1.1.	Grupo São Roque.....	5
3.1.2.	Grupo Serra do Itaberaba.....	6
3.1.3.	Complexo Embu.....	7
3.1.4.	Complexo Varginha-Guaxupé.....	7
3.1.5.	Corpos Graníticos.....	8
3.1.5.1.	Granito Vila dos Remédios.....	8
3.1.5.2.	Granito Mairiporã.....	8
4.	Materiais e métodos.....	9
4.1.	Levantamento bibliográfico.....	9
4.2.	Aquisição de dados de campo.....	10
4.3.	Petrografia e microtectônica.....	11
4.4.	Análise estrutural.....	13
4.5.	Análise de inclusões fluidas.....	14
4.6.	Integração dos dados.....	15
5.	Resultados obtidos.....	15
5.1.	Análise petrográfica.....	15
5.1.1.	Granito Vila dos Remédios.....	19
5.1.1.1.	Baixo grau deformacional.....	19
5.1.1.2.	Médio grau deformacional.....	20
5.1.1.3.	Alto grau deformacional.....	23
5.1.2.	Granito Mairiporã.....	24
5.1.3.	Grupo São Roque.....	25
5.1.4.	Grupo Serra do Itaberaba.....	26
5.1.5.	Veios de quartzo.....	27
5.2.	Inclusões fluidas.....	29
5.3.	Análise estrutural.....	32
6.	Discussão.....	35
6.1.	História térmica e deformacional da Zona de Cisalhamento Jundiuvira.....	35
6.2.	Fluxo de fluidos ao longo da Zona de Cisalhamento Jundiuvira.....	37
7.	Conclusões.....	39
8.	Referências bibliográficas.....	40

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapas de localização da área de estudo. O Superior indica a localização da área de estudo em um contexto regional, mostrando as divisões estaduais, enquanto o inferior indica a localização da área de estudo em um contexto municipal, mostrando os limites municipais e a principal via de acesso (BR-381) sobre imagens de satélite modificadas de Google Earth™, acessadas em julho de 2019. Traço da ZCJ extraído de Perrotta et al. (2006).	2
Figura 2: Mapa geológico simplificado do Cinturão Ribeira Meridional (modificado de Campanha et al., 2015). Unidades geológicas: Grupo Itaiacoca (Ic), Formação Água Clara (Ac), Grupo Lajeado (L), Grupo Votuverava (V), Grupo São Roue (Sr), Grupo Serra do Itaberaba (It), Nappe Socorro-Guaxupé (Sg), Gnaiss Tigre (T), Formação Capirú (C), Formação Turvo-Cajati (Tc), Formação Rio das Cobras (Rc), Complexo Atuba (At). Em verde, é indicado a área-alvo específica deste projeto.	5
Figura 3: Integração de mapeamentos geológicos, produzido em escala 1:100.000. Área de estudo representada por retângulo verde. (Modificado de Henrique-Pinto, 2014).	7
Figura 4: Mapa com a localização dos pontos de coleta de amostras e dados estruturais com imagens dos servidores do Google Earth™, acesso em 12/06/2019. Traço da ZCJ extraído de Perrotta et al. (2006).	11
Figura 5: Exemplo de marcação de corte no plano XZ feito nas amostras. Amostra SZ-33A.	12
Figura 6: Fotografia de amostras representativas cortadas com marcações para laminação. Os eixos X e Z indicados nas seções orientadas coincidem com os eixos maior (lineação de estiramento) e menor (polo da foliação) do elipsoide de deformação finita, respectivamente.	12
Figura 7: Fotografia das 17 lâminas produzidas neste trabalho.	13
Figura 8: Fotografia de afloramento, evidenciando a estrutura gnáissica protomilonítica da rocha, ponto SZ-69.	20
Figura 9: Composição de fotomicrografias da lâmina SZ-41A. Notar porfiroclastos alongados de quartzo, com extinção ondulante irregular e agregados neoformados de grãos muito finos dispostos, preferencialmente, nas bordas dos porfiroclastos e ao longo de bandas de deformação conjugadas. No canto superior esquerdo ocorre porfiroclasto de feldspato exibindo microfraturas e microfalhas. Polarizadores cruzados, aumento de 4 vezes e escala de 1 mm.	20
Figura 10: A: Fotografia do ponto SZ-76, evidenciando forte foliação milonítica em afloramento centimétrico. B: Fotomicrografia da lâmina SZ-43B, mostrando a relação de tamanho entre os subgrãos do porfiroclasto e os grãos que o envolvem. Polarizadores cruzados, aumento de 10 vezes e escala de 0,4 mm. C: Fotomicrografias da lâmina SZ-41C. Evidencia-se a relação entre a matriz e os porfiroclastos, ambos compostos por quartzo; polarizadores cruzados, aumento de 4 vezes e escala de 1 mm. D: Composição de fotomicrografias da lâmina SZ-43B mostrando um porfiroclasto de feldspato alcalino em delta com movimentação dextral. Polarizadores cruzados, aumento de 4 vezes e escala de 1 mm.	22
Figura 11: A: Composição de fotomicrografias da amostra SZ-41D evidenciando a forte foliação, porfiroclastos de quartzo e matriz recristalizada, aumento de 4X, com polarizadores cruzados B e C: Fotomicrografia da amostra SZ-40C, evidenciando porfiroclasto de quartzo ao centro, com sombra de pressão e matriz muito recristalizada, aumento de 4X, com polarizadores paralelos em B e cruzados em C	24

Figura 12: Fotografias de campo de biotita monzogranito porfirítico, ponto SZ-45. A: megacristais de feldspato com até 4 cm em matriz inequigranular. B: Detalhe para textura da rocha.	25
Figura 13: Fotografia do ponto SZ-65, evidenciando afloramento métrico de ardósia.	26
Figura 14: A: Fotografia de campo de biotita-muscovita xistos quartzofeldspáticos com falha sinistral. Ponto SZ-60. B e C: Fotomicrografias da amostra SZ-33A, evidenciando cristais de quartzo com extinção ondulante irregular, biotita e fibrolita ao centro, concordante com a foliação, aumento de 10X, com polarizadores paralelos em B e cruzados em C	27
Figura 15: A: Fotomicrografia da lâmina SZ-33B , evidenciando a recristalização entre os porfiroclastos Polarizadores cruzados, aumento de 10 vezes e escala de 0,4 mm. B: Fotomicrografia da lâmina SZ-33C , evidenciando grãos recristalizados com contato lobado Polarizadores cruzados, aumento de 10 vezes e escala de 0,4 mm. C: Fotomicrografia da lâmina SZ-34B , mostrando a foliação e as duas gerações de quartzo. Polarizadores cruzados, aumento de 4 vezes e escala de 1 mm. D: Fotomicrografia da lâmina SZ-35B , evidenciando recristalização e contato lobado entre os grãos. Polarizadores cruzados, aumento de 20 vezes e escala de 0,2 mm.	29
Figura 16: Fotomicrografia de das inclusões típicas analisadas. Amostra SZ-33C, 50X de aumento.	30
Figura 17: Histogramas mostrando dados de temperatura de homogeneização (Th) e temperatura de fusão (Tf) o eixo vertical mostra a frequência e o horizontal o intervalo de temperatura em graus Celsius.	32
Figura 18: Mapa hipsométrico com relevo sombreado mostrando medidas estruturais de foliação milonítica e lineação de estiramento mineral. Traço da ZCJ extraído de Perrotta et al. (2006).	33
Figura 19: Esterograma mostrando dados estruturais. Polo dos planos de foliação milonítica (círculos pretos), distribuição estatística da densidade dos planos calculados pelo método de Fisher (Fisher, 1953) (manchas vermelhas) e círculo maior do plano de maior concentração de dados (linha azul).	34
Figura 20: Esterograma mostrando dados estruturais. Representação de medidas de lineações de estiramento mineral (círculos pretos), distribuição estatística da densidade das linhas calculada pelo método de Fisher (Fisher, 1953) (manchas azuis) e linha de maior concentração de dados (círculo vermelho).	35
Figura 21: Isócoras de 4 amostras (SZ-33B, SZ-33C, SZ-34B e SZ-35B) calculadas para densidade: mínima, limites inferior e superior da moda e máxima. Com área vermelha indicando temperatura de pico deformacional estimado petrograficamente.	38
Figura 22: Gráfico relacionando temperaturas de fusão e homogeneização para inclusões fluidas carbônicas primárias em veios de quartzo pouco deformados (SZ-33B, SZ-33C) e reequilibradas em veios muito deformados.	39

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação do projeto

A Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ) (Hasui et al., 1969) constitui uma estrutura transcorrente destal maior, com cerca de 300 km de extensão aflorante e de grande importância na compartimentação tectônica do embasamento cristalino do sudeste do Brasil, sendo interpretada como o limite entre a Faixa Ribeira Meridional e sul da Faixa Brasília (e.g., Garcia, 1996; Garcia & Campos Neto, 1997; Perrotta et al., 2006). Apesar de sua grande importância tectônica, poucos trabalhos científicos abordaram essa zona de cisalhamento, com destaque para Hackspacher et al. (1993), que estudaram tramas cristalográficas e microestruturas em milonitos quartzofeldspáticos na região de Cabreúva (SP), Garcia (1996) e Garcia & Campos Neto (1997), que estudaram sua história cinemática na região de Piracaia (SP), e Silva (2011), que estudou efeitos de reativações fanerozoicas. Contudo, alguns aspectos importantes carecem de estudos mais detalhados, como a definição dos mecanismos de deformação que atuaram em escala de grãos em agregados quartzofeldspáticos, a história térmica, o fluxo de fluidos e possíveis efeitos de ativação sismicamente ativada.

Este trabalho propõe investigar uma área-chave da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, na região de Mairiporã (SP), onde a estrutura afeta diferentes litotipos, tais como o Granito Vila dos Remédios (Dantas, 1990) (Neoproterozoico; Janasi et al., 2016), paragneisses do Complexo Itapira (Mesoproterozoico a Neoproterozoico; Oliveira et al., 1983) e metapelitos do Grupo São Roque (Estateriano; Henrique-Pinto et al., 2018), visando estudar a gênese de rochas miloníticas, os mecanismos de deformação em escala de grãos e o fluxo de fluidos registrado como veios hidrotermais sintectônicos.

Este trabalho reúne dados geológicos-estruturais coletados em campo, caracterização petrográfica e microestrutural de rochas de falha e microtermometria de inclusões fluidas aprisionadas em veios de quartzo sintectônicos. Os dados são usados para: (a) caracterizar a geometria e cinemática da ZCJ; (b) definir os mecanismos de deformação em escala de grãos e estimar as condições de temperaturas deformacionais atuantes; (c) caracterizar a composição e condições de pressão e temperatura de aprisionamento de inclusões fluidas em veios de quartzo sintectônicos. Após a conclusão das atividades propostas, foi elaborado um modelo termo-cinemático e de fluxo de fluidos para a evolução da Zona de Cisalhamento Jundiuvira e contextualizar melhor seu significado tectônico.

1.2. Localização da área de estudo

A área de estudo tem 65,6 km² e localiza-se na porção norte de Mairiporã (SP)

distando, aproximadamente, 60 km do Instituto de Geociências – USP. O acesso à área é feito tomando-se a Avenida Marginal Tietê e a Rodovia Presidente Dutra (BR-116) para chegar à Rodovia Fernão Dias (BR-381). A área localiza-se entre os quilômetros 56 e 62 da BR-381, como mostra a **Figura 1**.

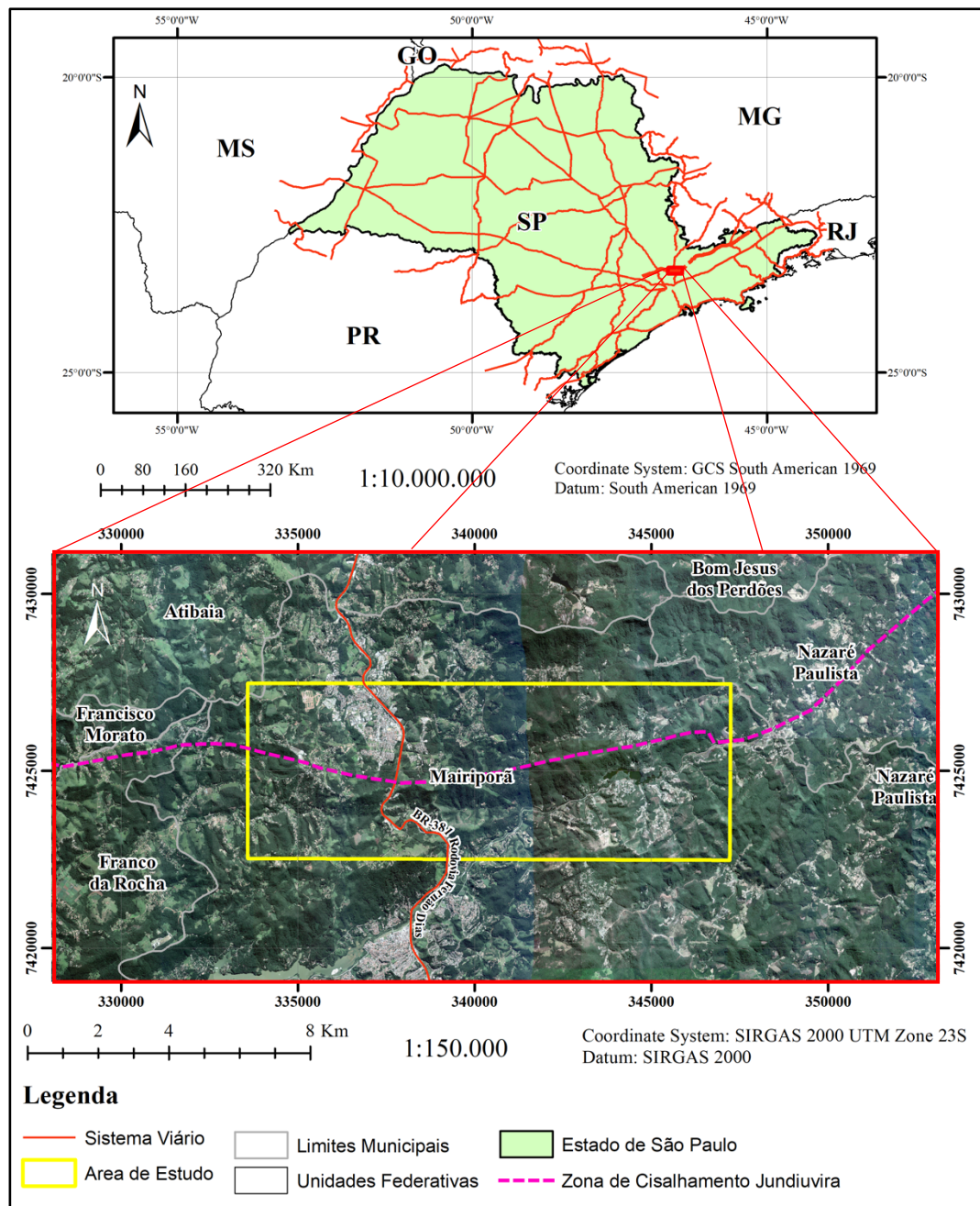


Figura 1: Mapas de localização da área de estudo. O Superior indica a localização da área de estudo em um contexto regional, mostrando as divisões estaduais, enquanto o inferior indica a localização da área de estudo em um contexto municipal, mostrando os limites municipais e a principal via de acesso (BR-381) sobre imagens de satélite modificadas de Google Earth™, acessadas em julho de 2019. Traço da ZCJ extraído de Perrotta et al. (2006).

2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

Este trabalho tem como objetivo caracterizar a Zona de Cisalhamento Jundiuvira

(ZCJ) ao norte da cidade de Mairiporã, região limítrofe entre a Faixa Ribeira Meridional e sul da Faixa Brasília, de modo a investigar a evolução petrográfica, estrutural e microestrutural de zonas com diferentes intensidades de deformação que afetem diferentes litotipos, incluindo corpos graníticos e rochas metassedimentares de alto e baixo grau heterogeneamente milonitizadas.

Concomitantemente, pretende-se caracterizar o fluxo de fluidos por meio de inclusões fluidas (via microtermometria) presentes em amostras de veios de quartzo sintectônicos.

Com os resultados obtidos neste trabalho, será possível aumentar os dados referentes à região, e assim, acrescentar subsídios essenciais para o avanço do conhecimento científico sobre a zona de cisalhamento. Desta forma, haverá uma contribuição para o entendimento do significado tectônico local e regional, além de quantificar sua história deformacional e térmica e compreender o fluxo de fluidos.

3. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

3.1. Contexto geológico e tectônico regional

A Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ) é uma das principais estruturas transcorrentes integrantes do sistema de cisalhamento de escala crustal que recorta o embasamento pré-cambriano no sudeste brasileiro (e.g., Sadowski, 1991). Originalmente, a ZCJ foi reconhecida e descrita entre as cidades de Itu e Francisco Morato por Hasui et al. (1969). Trabalhos subsequentes que revisam os limites da ZCJ incluem Cavalcante e Kaefer (1974), Hasui et al. (1977), Campos Neto & Basei (1983), Oliveira et al. (1983), Hackspacher & Godoy (1989), Hackspacher et al. (1991, 1993), Garcia (1996) e Silva (2011).

A ZCJ possui geometria suavemente ondulada, com direção média ENE-WSW em sua porção leste, e inflexões para E-W e W em suas porções ao oeste (e.g., Perrotta et al., 2006; Silva, 2011). No mapa geológico do estado de São Paulo (Perrotta et al., 2006), é mapeada por quase 300 km de extensão, nivelando blocos e terrenos crustais com naturezas geológicas distintas, sendo indicada como o limite entre a Faixa Ribeira e a Faixa Brasília.

O Cinturão Ribeira está localizado de forma paralela à linha de costa do sudeste e sul brasileiro e corresponde a um largo segmento crustal que foi amalgamado, deformado e metamorfozizado durante a Orogenia Brasileiro-Pan Africana, entre as eras Neoproterozoica e Paleozoica. Consiste em um orógeno complexo, resultado de colisões oblíquas entre os crátons Paranapanema, São Francisco, Congo e Luís Alves, relacionadas à consolidação do supercontinente Gondwana Ocidental (Brito Neves et al., 1999; Campanha & Brito Neves, 2004; Fuck et al., 2008; Faleiros et al., 2011).

Recentemente, as unidades formadoras do Cinturão Ribeira vêm sendo interpretadas segundo aplicação do conceito de terrenos tectonoestratigráficos (e.g., Heilbron et al., 2004; Faleiros, 2008; Faleiros et al., 2011), no qual, um terreno constitui uma entidade geológica de extensão regional, limitada por falhas e zonas de cisalhamento, caracterizado por uma história geológica totalmente desvinculada da evolução de unidades adjacentes em períodos anteriores à justaposição das mesmas. Segundo esse modelo, as falhas e zonas de cisalhamento podem estar associadas a antigos limites entre placas tectônicas, a zonas de sutura verdadeiras ou a zonas de dispersão pós-colagem orogênica (Howell, 1995).

A porção meridional do Cinturão Ribeira foi dividida, segundo esse conceito, nos seguintes terrenos de noroeste para sudeste: Apiaí, Embu, Curitiba e Paranaguá (e.g., Faleiros, 2008; Cury, 2009), os quais são limitados por importantes zonas de cisalhamento, como as falhas da Lancinha e Cubatão e as zonas de cisalhamento Serra do Azeite e Icapara (**Figura 2**).

A porção sul da Faixa Brasília, de maior interesse para o presente trabalho, é interpretada como resultado da colisão neoproterozoica entre as placas Sanfranciscana (margem ativa) e Paranapanema (margem passiva) (e.g., Campos Neto, 2000). Tectonicamente, ela é estruturada em três domínios: Nappe Socorro-Guaxupé; Terreno Andrelândia; Nappes Carrancas e Nappe Lima Duarte.

Segundo mapa geológico de Perrotta et al. (2006) a área de estudo compreende cinco conjuntos de unidades litoestratigráficas/litodêmicas principais: Grupos São Roque e Serra do Itaberaba, Complexos Embu e Varginha-Guaxupé e Corpos Graníticos Ediacaranos.

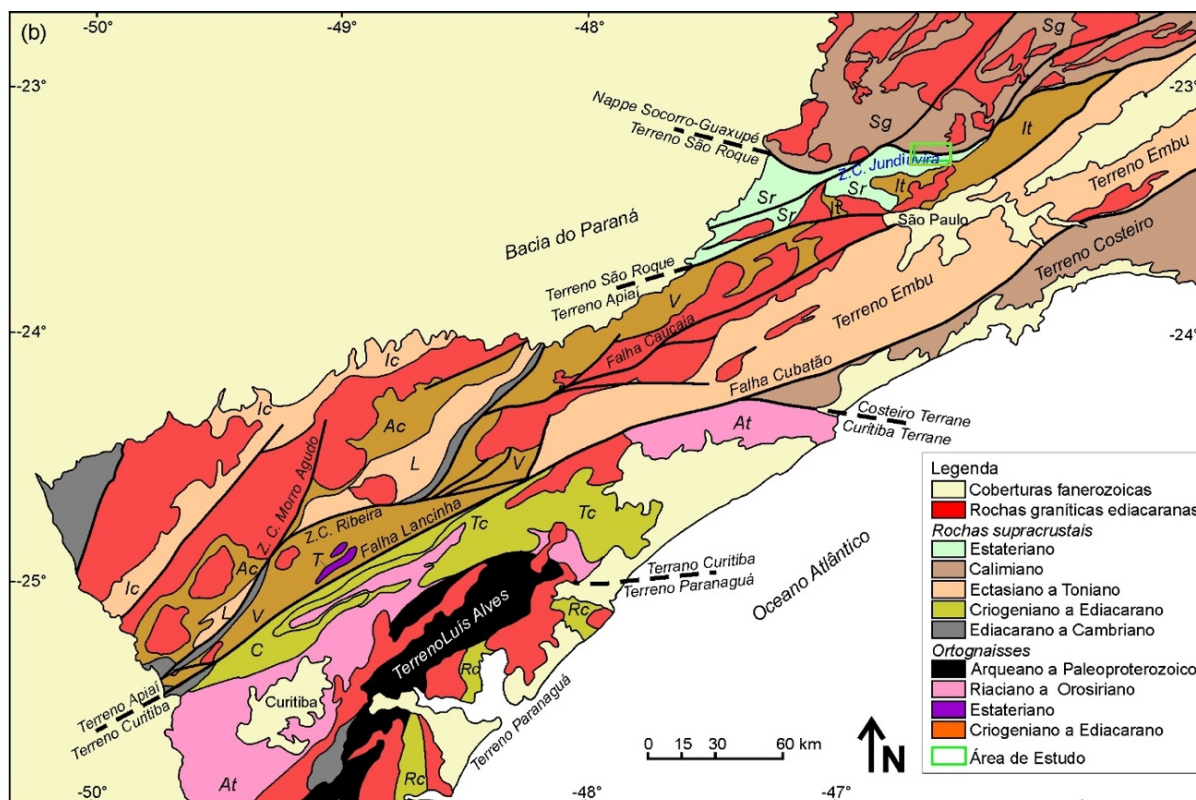


Figura 2: Mapa geológico simplificado do Cinturão Ribeira Meridional (modificado de Campanha et al., 2015). Unidades geológicas: Grupo Itaiacoca (Ic), Formação Água Clara (Ac), Grupo Lajeado (L), Grupo Votuverava (V), Grupo São Roque (Sr), Grupo Serra do Itaberaba (It), Nappe Socorro-Guaxupé (Sg), Gnaiss Tigre (T), Formação Capiirú (C), Formação Turvo-Cajati (Tc), Formação Rio das Cobras (Rc), Complexo Atuba (At). Em verde, é indicado a área-alvo específica deste projeto.

3.1.1. Grupo São Roque

Localizado ao sul da ZCJ, ao noroeste da Cidade de São Paulo, foi definido originalmente como Série São Roque (Moraes Rego, 1933) e, posteriormente, chamado de Grupo São Roque por Hasui et al. (1969). O grupo foi dividido em quatro formações (Juliani & Beljavskis, 1995): (1) Formação Pirapora do Bom Jesus, composta por rochas metavulcânicas (na base) e por rochas metacarbonáticas (no topo); (2) Formação Piragibu, composta por metaconglomerados, metabrechas e, predominantemente, por metarritmitos feldspáticos; (3) Formação Estrada do Romeiros, compreendida por membro rudáceo (na base) que granodecresce para metapsamitos e metapelitos, no topo; (4) Formação Boturuna, compreendida por dois membros vulcânicos (ortoanfibolitos com níveis de metatufos laminados e rochas metabásicas extrusivas) e dois psamíticos (metapsamito arcoseanos com bancos de metapelitos e metapsamitos bandados). Dados isotópicos U-Pb em zircão disponíveis indicam que ao menos parte do Grupo São Roque foi depositada no Estateriano (ca. 1760 Ma) (Henrique-Pinto et al., 2015, 2018).

Segundo recente integração e atualização de mapas geológicos do Domínio São Roque ao norte da cidade de São Paulo (Henrique-Pinto et al, 2014), as formações aflorantes

na área de estudo são: Boturuna (meta wackes feldspáticos e meta wackes quartzosos) e Pirangibu (meta argilitos; meta wackes; meta quartzarenitos e meta sub-arcóseos) (**Figura 3**).

3.1.2. Grupo Serra do Itaberaba

As rochas do Grupo Serra do Itaberaba são deformadas por inúmeros eventos regionais superpostos, sendo um deles associado à reativação da ZCJ (Juliani, 1993). Compreende uma sucessão metavulcanossedimentar dividida em três unidades por Juliani et al. (1986), da base para o topo as formações Morro da Pedra Preta, Nhanguçu e Piracaia. A Formação Morro da Pedra Preta é composta por rochas metamáficas, metapelitos, rochas vulcanoclásticas, rochas calcissilicáticas e formações ferríferas. A Formação Nhanguçu é constituída por metapelitos localmente ricos em cálcio, metatufos e metabasaltos. Esta última encontra-se em contato transicional com a Formação Piracaia, composta por quartzito, xisto quartzoso e muscovita-biotita quartzito, por vezes intercaladas com biotita-muscovita-quartzo xisto, metapelitos, quartzito feldspático e metarcóseo. Dados U-Pb em zircão de meta-andesito indica deposição da Formação Morro da Pedra Preta no Calimiano (1395 ± 10 Ma; Juliani et al., 2000).

Segundo o mapa geológico de integração de São Paulo (Henrique-Pinto et al, 2014) afloram na área cianita-estauroлита xistos das Formações Pedra Branca e Nhanguçu (indiviso) (**Figura 3**).

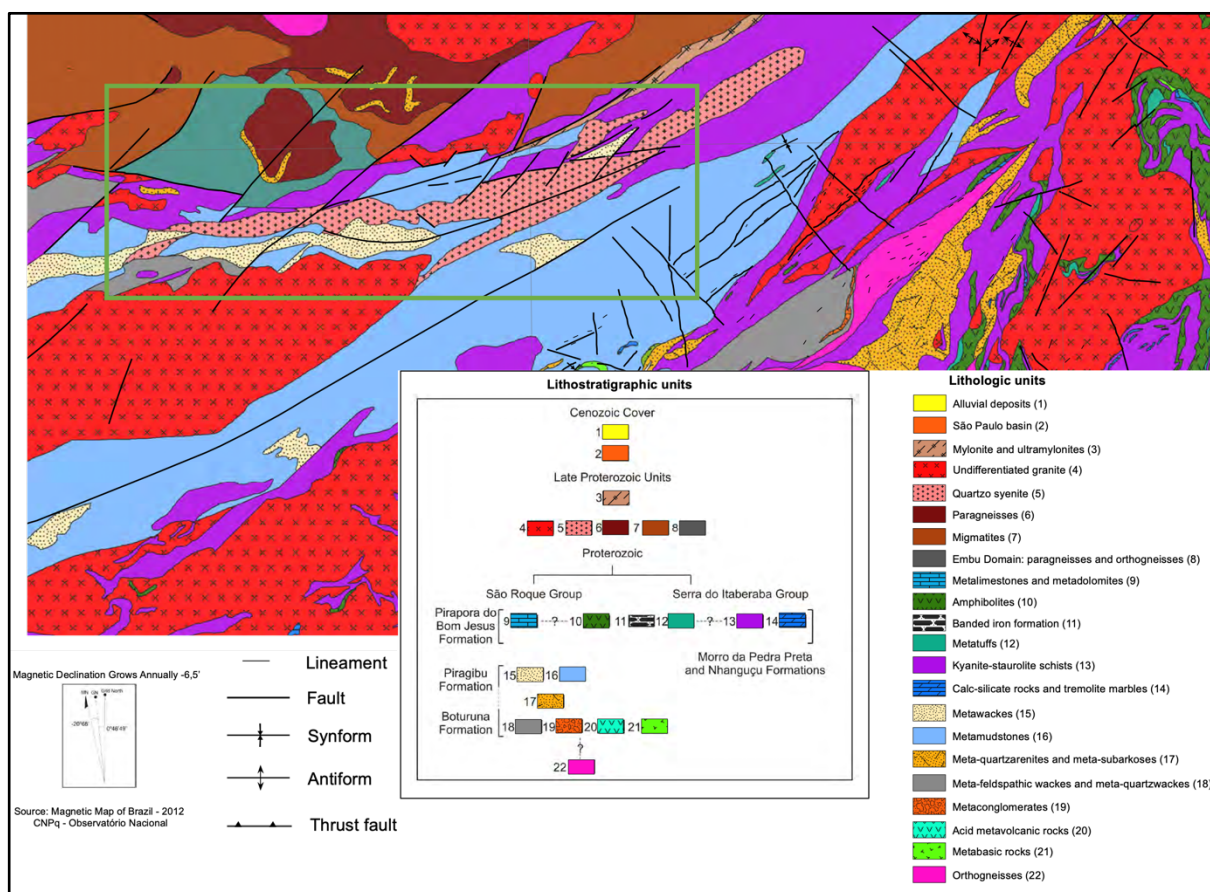


Figura 3: Integração de mapeamentos geológicos, produzido em escala 1:100.000. Área de estudo representada por retângulo verde. (Modificado de Henrique-Pinto, 2014).

3.1.3. Complexo Embu

O Complexo Embu, definido originalmente por Hasui (1975), tem uma geometria alongada, anastomosada, de direção nordeste. É limitado pelas falhas Taxaquara, Jaguari e Monteiro Lobato, ao norte, e de Cubatão, ao sul (Hasui et al. 1981). Campanha et al. (2019) determinaram a idade deposicional do complexo usando o método U-Pb em zircão detrítico no intervalo de 0,97 a 0,85 Ga e a idade do principal evento de metamorfismo de 0,85 a 0,75 Ga.

3.1.4. Complexo Varginha-Guaxupé

O Complexo Varginha-Guaxupé foi originalmente definido por Schobbenhaus Filho (1981), que o subdividiu em três unidades informais. Porém, para o escopo deste trabalho, apenas duas delas são afetadas pela ZCJ: (1) Unidade ortognáissica migmatítica intermediária, datada em 670 ± 17 Ma (método U-Pb por diluição isotópica em zircão de amostra de hornblenda-biotita gnaiss; Peternel, 2005) constituída por migmatitos descritos como biotita-hornblenda nebulito cujas composições variam entre granodiorítica, granítica, sienítica e monzonítica. Esta unidade tem um contato transicional com batólitos de granito-

gnaisse de textura porfirítica; (2) Unidade paragnáissica migmatítica superior, constituída por migmatitos derivados de rochas metassedimentares. Corpos de cordierita-granada-sillimanita-biotita gnaisse (base) gradam para micaxisto com leucossoma com muscovita (topo), incluindo gnaisses básico-intermediários e rochas metabásicas, nebulitos gnáissico-graníticos, ortognaisses, mármore e gnaisses calcissilicáticos subordinados (Campos Neto, 1991).

3.1.5. *Corpos Graníticos*

As rochas graníticas estão divididas em ambientes tectônicos por mapeamento realizado pelo Hasui et al. (1981). Os principais corpos aflorantes na área de estudo são: (1) Pré-sincolisional: Granito Cantareira, datado pelo método U-Pb em 669 ± 8 Ma por Tassinari, 1988; (2) Pós-colisional: Granito Atibaia; (3) Tardiorogênico: Granito Gussoroca; (4) Tectonicamente indiferenciados: Granitos Mairiporã e Jundiuvira.

Sobre o magmatismo granítico analisado de forma mais local, foram descritos na literatura dois principais maciços: Vila dos Remédios e Mairiporã, interpretados como suítes pré-tectônica e sin a tardi-tectônica, respectivamente (Dantas, 1990; Neves, 2005; Henrique-Pinto et al, 2014).

3.1.5.1. Granito Vila dos Remédios

Segundo Dantas (1990) o Granito Vila dos Remédios tem geometria lenticular alongada na direção E-W, mapeado entre as regiões do Ribeira Itaim até as proximidades do limite municipal Mairiporã-Nazaré Paulista (NE da área de estudo). Apresenta dimensões aproximadas de 12 Km de comprimento por 950 m de largura, quase que inteiramente limitado por falhas. É composto por biotita-sienogranito gnáissico, milonítico, com variações para quartzo-sienito milonítico. Nas bordas apresenta estrutura porfiroclástica, onde megacristais de feldspato com até 3 cm são circundados por finas películas de biotita ou por matriz quartzofeldspática fortemente deformada. Essas características dão lugar a termos cada vez menos deformados em direção ao centro do corpo, com megacristais assumindo formas arredondadas e finalmente euédricas, com textura granular hipidiomórfica.

Do ponto de vista geoquímico, o Maciço Vila dos Remédios é metaluminoso, com baixo mg# (10), alto Zr (>400 ppm), K/Na e Ba/Sr (~10) (Dantas, 1990). Foi datado pelo método U-Pb em zircão com idade de $589,5 \pm 4,4$ Ma por Janasi et al. (2016).

3.1.5.2. Granito Mairiporã

O Granito Mairiporã localiza-se entre as cidades de Franco da Rocha e Mairiporã, possuindo formato elipsoidal oblato a losangular, com eixo maior orientado segundo a direção

N30E (Dantas, 1990). Apresenta dimensões aproximadas de 14,6 km de comprimento por 3,5 km de largura, e contato brusco com as encaixantes. A composição geral do maciço é predominantemente granodiorítica, com variações para monzogranítica e raros monzodioritos. Biotita é abundante e ocorre em microplaquetas orientadas ou em filetes circundando os minerais maiores. É dominado por textura blastoporfírica, com porfiroclastos subcentimétricos a centimétricos de feldspato potássico subédrico a euédrico, imersos em matriz inequigranular de granulação média a grossa. Enclaves microgranitoides também foram descritos, compreendendo granodioritos, quartzo dioritos e dioritos.

O maciço foi dividido em litotipos faciológicos devido a heterogeneidades texturais, estruturais e petrográficas, dos quais quatro litotipos afloram na área de estudo (Dantas, 1990):

- (1) Litofácies porfiroide creme (tipo Pirituba), com variações composicionais entre monzodiorito e monzogranito, matriz pouco deformada, raros megacristais de feldspato e elevada quantidade de biotita.
- (2) Litofácies porfiroide a inequigranular cinza (tipo Mairiporã), composição granodiorítica a monzogranítica, é mesocrático (nas bordas) a leucocrático (nas zonas centrais), isótropa a pouco orientada, com raros megacristais idiomórficos de microclínio de até 8 cm.
- (3) Litofácies ortognáissica (tipo Mandaqui), característico nas bordas, porfírica, com matriz deformada e orientada, principalmente granodiorítico, comumente milonítica-blastomilonítica.
- (4) Litofácies bandada (tipo Santa Inês), composições modais granodioríticas a monzograníticas, com estrutura levemente acamadada pela concentração diferencial e orientada de megacristais devido ao fluxo primário.

Tassinari (1988), ao realizar análises químicas e geocronológicas no maciço, chegou à conclusão que a composição e idade de cristalização são muito próximas do Maciço Cantareira. Posteriormente, Janasi et. al. (2016) dataram o Maciço Cantareira em $598,3 \pm 3,7$ Ma pelo método de U/Pb em zircão. Portanto admite-se a idade do Maciço Mairiporã próxima a essa.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Levantamento bibliográfico

Visando uma boa fundamentação teórica e prática do trabalho, foi realizado um levantamento bibliográfico detalhado. A principal fonte de dados foi a biblioteca do IGc-USP,

assim como websites da própria universidade, de instituições parceiras e revistas científicas. Foram consultados os mais diversos tipos de informações, como teses e artigos inseridos no contexto e na área de trabalho.

4.2. Aquisição de dados de campo

A primeira atividade de campo foi realizada em 19 de março de 2019 e a segunda, entre os dias 3 e 4 de setembro de 2019. Previamente, foi feito um levantamento de dados e elaboração de mapas auxiliares. São eles:

- Mapas com imagens de satélite, extraídas dos servidores do Google Earth™, acessado em 10/03/2019;
- Mapas topográficos na escala de 1:10.000 com curvas de espaçamento igual a 5 m, extraídas de IGC – Instituto Geográfico e Cartográfico, serviço WMS, acesso em 10/03/2019 e disponível em: www.igc.sp.gov.br/geoportais;
- Recortes de mapas geológicos de diferentes escalas, como: mapa geológico do estado de São Paulo (Perrotta et al., 2006), mapa geológico da região metropolitana de São Paulo (Coutinho, 1980), Mapa geológico integrado do Domínio São Roque ao norte da cidade de São Paulo (Henrique-Pinto et al, 2014) e um estudo sobre o magmatismo granítico no Domínio São Roque (Janasi et al, 2016)

Todo conteúdo cartográfico compilado foi representado na escala 1:10.000 com grades auxiliares UTM datum WGS-1984, exportados como arquivos digitais para uso em campo no aplicativo Avenza Maps™.

Os materiais utilizados para aquisição e coleta dos dados foram: martelo geológico, lupa com aumento de 10x, imã e canivete com lâmina de aço. O levantamento de dados estruturais foi feito com Bússola tipo Clar, modelo Cocla (Breithaupt) e o georreferenciamento dos pontos de coleta com GPS, modelo GPSMAP64s (Garmin), usando datum UTM WGS 1984. Os pontos com descrição de afloramentos foram realizados em paradas com distância mínima de 250 m.

Os veículos utilizados foram: Ford Ranger™ (1ª atividade) e Ford Ecosport™ (2ª atividade). Cedidos pelo IGc-USP. Os pontos de coleta de dados e amostras são mostrados na **Figura 4**.

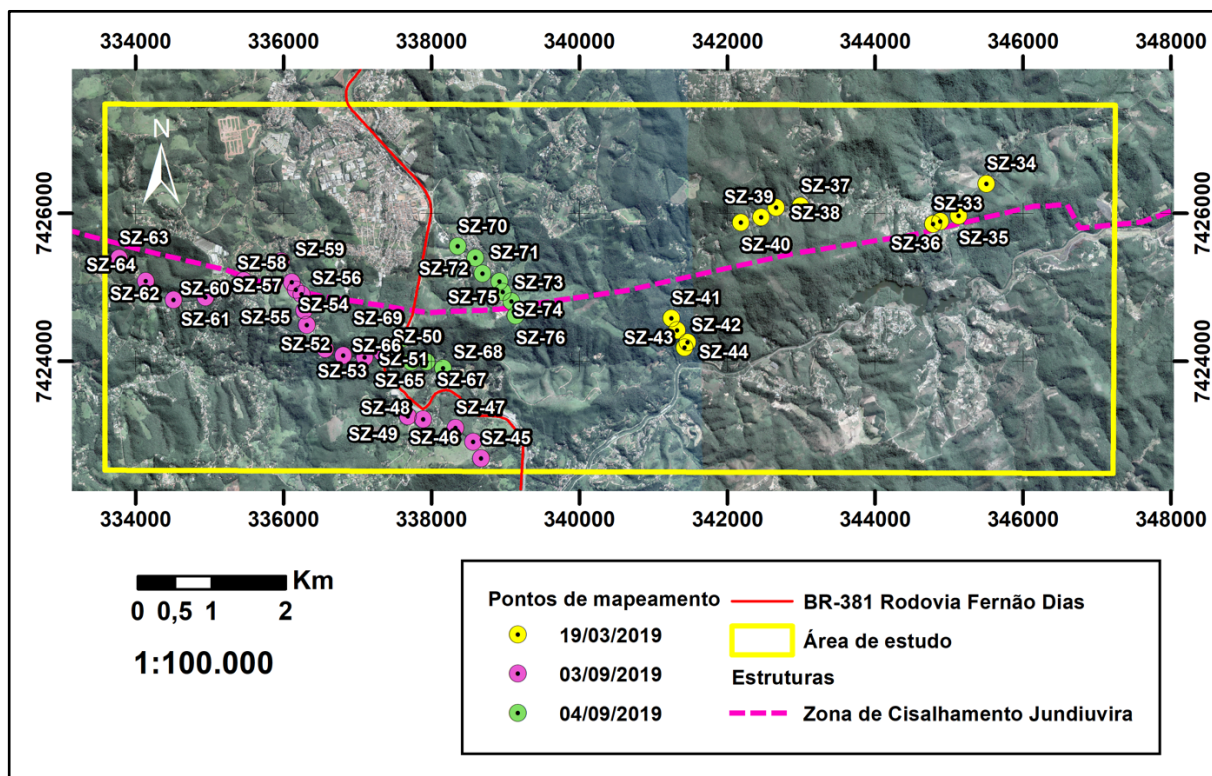


Figura 4: Mapa com a localização dos pontos de coleta de amostras e dados estruturais com imagens dos servidores do Google EarthTM, acesso em 12/06/2019. Traço da ZCJ extraído de Perrotta et al. (2006).

4.3. Petrografia e microtectônica

Foram coletadas amostras orientadas em campo, 22 delas selecionadas para corte e posterior seleção para laminação. O corte marcado nas amostras foi feito de forma paralelo à lineação de estiramento e perpendicular à foliação milonítica, correspondente ao plano XZ do elipsoide de deformação finita (**Figura 5**), visando caracterizar as rochas no plano de maior deformação finita e identificar indicadores cinemáticos.

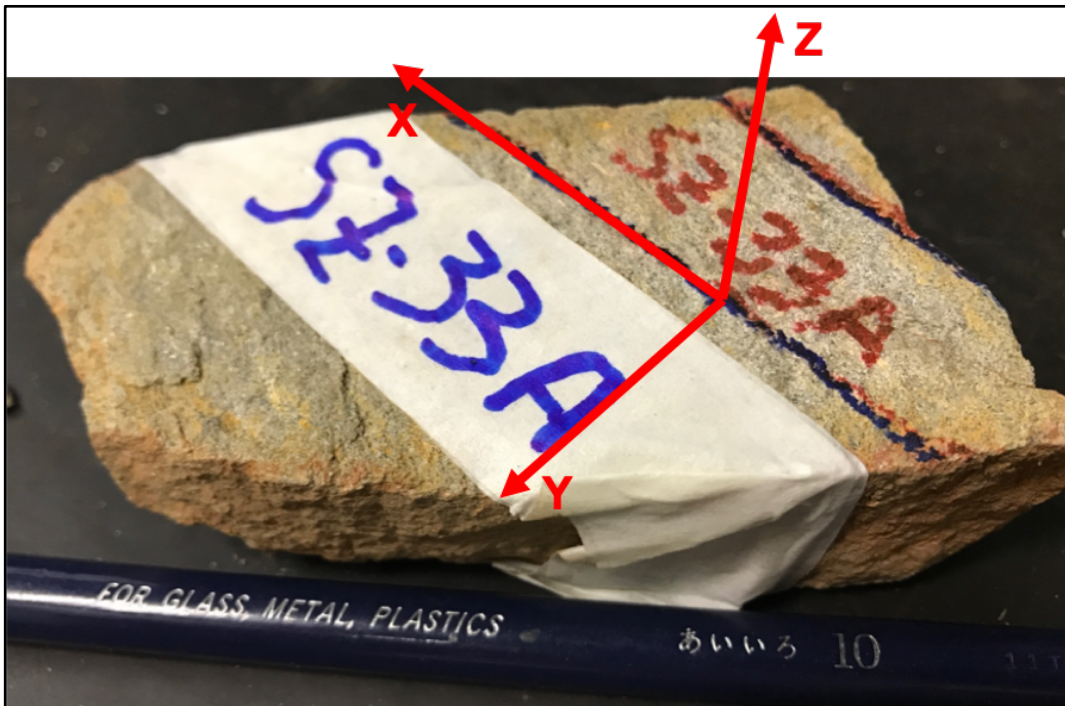


Figura 5: Exemplo de marcação de corte no plano XZ feito nas amostras. Amostra SZ-33A.

Em seguida, as amostras foram selecionadas e marcadas para laminação. As marcações foram padronizadas de forma que a lineação de estiramento (eixo X) e o polo da foliação (eixo Z) coincidam com os eixos maior e menor da lâmina, respectivamente (**Figura 6**).



Figura 6: Fotografia de amostras representativas cortadas com marcações para laminação. Os eixos X e Z indicados nas seções orientadas coincidem com os eixos maior (lineação de estiramento) e menor (polo da foliação) do elipsoide de deformação finita, respectivamente.

Após a marcação, as amostras foram laminadas pelo laboratório de laminação do IGc-USP. Foram produzidas 17 lâminas (**Figura 7**).

Os materiais e fontes de consulta utilizados foram: microscópios do Laboratório de Petrologia (Olympus BXP-40); Passchier e Trouw (2005) e Trouw et. al. (2010).

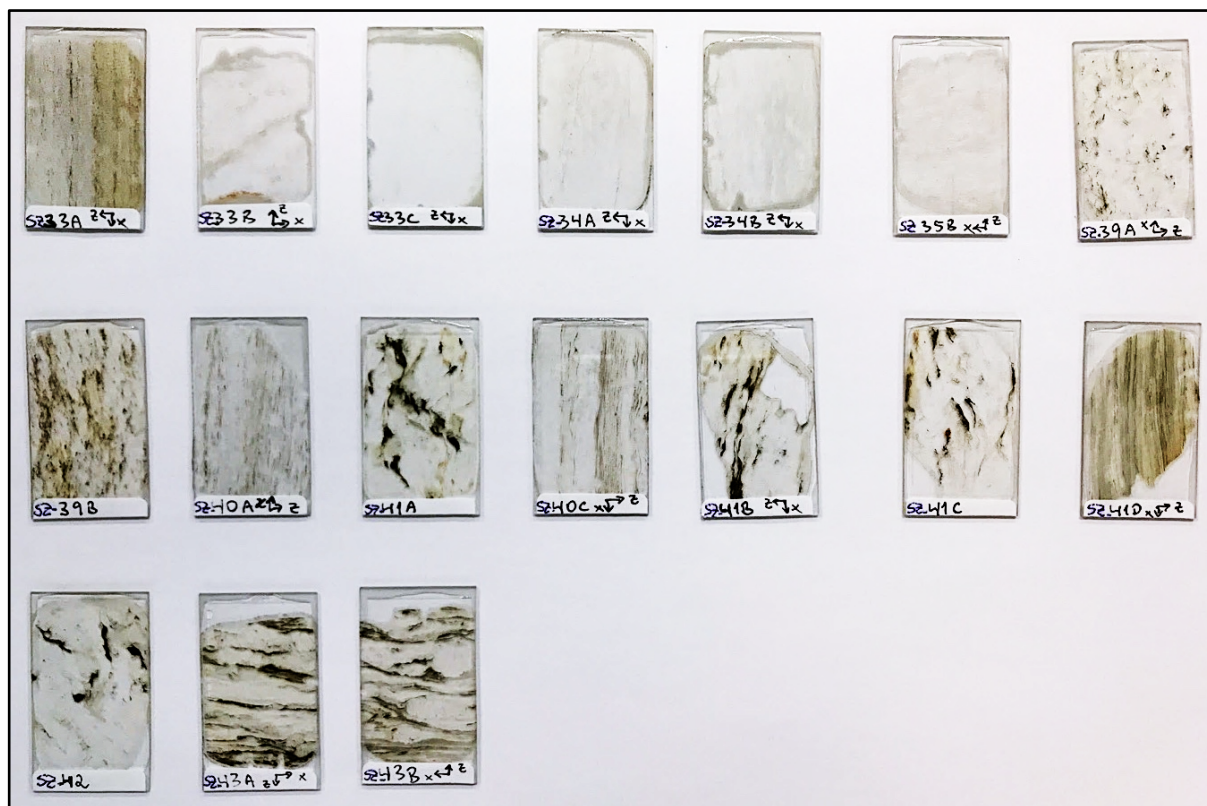


Figura 7: Fotografia das 17 lâminas produzidas neste trabalho.

As descrições foram feitas no formato de fichas, o que sistematizou o processo. De forma complementar, foi feito um registro fotomicrográfico das lâminas e feitas algumas composições usando o software Microsoft Image Composite Editor™.

4.4. Análise estrutural

Visando uma melhor representação dos dados estruturais coletados em campo, foi produzido um mapa contendo os dados de foliação milonítica e lineação de estiramento mineral. A base utilizada para ilustração dos mesmos foi um mapa hipsométrico com relevo sombreado, usando um modelo digital de terreno com resolução espacial de 5 m, extraído das bases cartográficas do Serviço Geológico do Brasil (Bitar, 2013). Neste mapa foi representado o traçado da ZCJ segundo mapeamento realizado pela CPRM (Perrotta et al., 2006). O objetivo foi comparar este mapeamento com a topografia gerada a partir do modelo e com dados coletados em campo. Os dados estruturais coletados em campo foram representados em estereogramas usando o software OpenStereo (Grohmann & Campanha, 2010).

4.5. Análise de inclusões fluidas

O estudo de inclusões fluidas se iniciou com descrição petrográfica detalhada de amostras de veios sintectônicos visando identificar veios com microestruturas internas de crescimento preservadas (e.g., texturas blocada, blocada alongada), que possam ser atribuídas a diferentes mecanismos de abertura e preenchimento (e.g., Bons et al., 2012), e preservar inclusões fluidas primárias que devem registrar parâmetros relacionados à formação dos veios. Também buscou-se identificar veios dominados por microestruturas deformacionais, tais como extinção ondulante, bandas e lamelas de deformação, subgrãos e recristalização dinâmica (e.g., Stipp et al., 2002; Passchier & Trouw, 2005), que possam hospedar associações de inclusões fluidas reequilibradas e registrar as condições atuantes durante a deformação (e.g., Johnson & Hollister, 1995) ao longo da ZCJ.

Cinco amostras representativas de veios de quartzo foram selecionadas para estudo petrográfico e microtermométrico de inclusões fluidas, incluindo 3 amostras com texturas de crescimento preservadas e 2 amostras contendo vênulas miloníticas. Seções bipolidas com espessuras entre 100 e 200 μm dessas amostras foram confeccionadas na Universidade Federal do Pará (UFPA). As análises e geração de dados foram realizadas no Laboratório de Inclusões Fluidas (NAP-Geoanalítica) do IGc-USP. As inclusões fluidas foram caracterizadas e classificadas com relação à forma, tamanho, composição e quantidade de fases presentes e modos de ocorrência. Nas amostras de veios pouco deformados, com texturas de crescimento preservadas, foram analisadas somente inclusões cujos modos de ocorrência sugerem que foram formadas no momento de cristalização do mineral hospedeiro, em seguida, mapeadas e submetidas aos experimentos microtermométricos. Nas amostras com vênulas miloníticas foram estudadas inclusões fluidas relacionadas a microestruturas deformacionais, tais como inclusões presentes em limites de subgrãos e grãos recristalizados e ao longo de junções tríplice, que devem estar reequilibradas e registrar as condições atuantes durante a deformação ao longo da ZCJ.

O procedimento microtermométrico baseou-se no registro de temperaturas de mudanças de fase (fusão e homogeneização de gases predominantemente carbônicos) que possibilitaram determinar as composições e densidades dos fluidos, assim como, as condições físico químicas (pressão e temperatura) no momento de aprisionamento ou reequilíbrio das inclusões fluidas.

Os equipamentos utilizados foram: um microscópico petrográfico *Olympus* BX51 equipado com sistema *Linkam* com platina de resfriamento/aquecimento motorizada modelo MDS600 e controlador de temperatura modelo TMS94, que permitem estudos no intervalo térmico de -196°C a 600°C . A principal bibliografia de consulta foi Samson et al. (2003).

O tratamento dos dados foi realizado usando o pacote de programas FLUIDS

(Bakker, 2003), aplicando equações de estado para determinar as composições, proporções volumétricas e densidades das inclusões carbônicas segundo Span & Wagner (1996). Os dados foram reduzidos e apresentados usando histogramas e gráficos binários para avaliação e interpretação das variações nos valores de mudanças de fase dos fluidos e parâmetros físico-químicos calculados com base nos dados obtidos, bem como interpretação da história evolutiva dos fluidos.

Condições de pressão e temperatura de aprisionamento das inclusões fluidas foram estimadas usando isócoras calculadas usando o programa ISOC (Bakker, 2003) com base nas equações de Span & Wagner (1996) e conjunto com temperaturas deformacionais determinadas com base nos mecanismos de deformação.

4.6. Integração dos dados

Em posse dos dados obtidos ao longo dos trabalhos, houve a integração e interpretação os mesmos. O resultado disso foi a produção desta monografia, os softwares utilizados para ilustrar melhor os resultados foram: Microsoft Office 2016™, ArcGIS 10.2™, QGIS 3.6™, OpenStereo™, Google Earth™ e CorelDRAW X8™.

5. RESULTADOS OBTIDOS

Os resultados obtidos ao longo dos nove meses de projeto foram sumarizados e organizados nos itens: análises petrográfica, estrutural e microtermometria. E serão apresentados a seguir.

5.1. Análise petrográfica

A análise petrográfica se iniciou com a descrição de 44 afloramentos em campo, que forneceram importantes informações litológicas e geométricas das unidades descritas. Com objetivo de caracterizar de forma mais detalhada a evolução da deformação causada pela ZCJ nos principais litotipos da área foram descritas 17 seções delgadas, sendo 11 dos principais litotipos aflorantes e 5 de veios de quartzo sintectônicos. Os resultados obtidos encontram-se na **Tabela 1**, que resume: principais feições texturais, mecanismo de recristalização dinâmica predominante dos grãos de quartzo, quantidade de matriz (estimada em porcentagem volumétrica), temperatura estimada do pico deformacional e demais evidências de deformação.

Os principais litotipos deformados ao longo da ZCJ são biotita sienogranito inequigranular, biotita monzogranito porfirítico, metapelitos e veios de quartzo sintectônicos.

Tabela 1: Resumo das descrições petrográficas e evidências de deformação.

Lâmina	Recristalização Dinâmica de Quartzo	Outras Evidências de Deformação	Quantidade de Matriz (%vol)	Temperatura (°C)	Microscopia	Nome
SZ-33A	Bulging	Quartzo com extinção ondulante irregular.	15 a 20	300 a 400	Foliação milonítica, textura lepidoblástica, inequigranular seriada muito fina a fina.	Silimanita-biotita xisto
SZ-33B	Bulging	Quartzo com fraturas conjugadas preenchidas pela matriz, extinção ondulante e tipo "tabuleiro de xadrez".	15	300 a 400	Textura porfiroclástica, inequigranular bimodal, muito fina a média.	Veio de Quartzo protomilonitizado
SZ-33C	Rotação de Subgrão	Quartzo com extinção ondulante irregular.	10	400 a 500	Textura porfiroclástica, inequigranular seriada muito fina a fina.	Veio de Quartzo protomilonitizado
SZ-34A	Rotação de Subgrão	Quartzo com extinção ondulante irregular e foliação oblíqua.	80 a 90	400 a 500	Textura porfiroclástica, inequigranular seriada muito fina a fina.	Veio de Quartzo ultramilonitizado
SZ-34B	Rotação de Subgrão	Quartzo com extinção ondulante e foliação oblíqua destal.	55	400 a 500	Foliação milonítica, textura porfiroclástica, inequigranular bimodal muito fina a grossa.	Veio de Quartzo milonitizado
SZ-35B	Rotação de Subgrão	Quartzo com extinção ondulante irregular, foliação oblíqua e pares SC.	35 a 45	400 a 500	Textura porfiroclástica, inequigranular seriada muito fina a média.	Veio de Quartzo protomilonitizado
SZ-39A	Rotação de Subgrão	Quartzo com extinção ondulante irregular e lamelas de deformação, feldspato com comportamento rúptil e <i>pressure solution</i> .	50 a 60	400 a 500	Foliação milonítica, textura porfiroclástica, inequigranular seriada fina a média e matriz muito fina.	Milonito de biotita granito

Lâmina	Recristalização Dinâmica de Quartzo	Outras Evidências de Deformação	Quantidade de Matriz (%vol)	Temperatura (°C)	Microscopia	Nome
SZ-39B	Rotação de Subgrão	Quartzo com extinção ondulante irregular e lamelas de deformação, feldspato com comportamento rúptil e <i>pressure solution</i> .	50 a 60	400 a 500	Foliação milonítica, textura porfiroclástica, inequigranular seriada fina a média e matriz muito fina.	Milonito de biotita granito
SZ-40A	Migração de Borda de Grão	Quartzo em ribbons, feldspato com comportamento rúptil e porfiroclastos em domino com rotação destrál.	80 a 90	>500	Foliação milonítica, bandado, textura porfiroclástica, inequigranular seriada muito fina a média.	Ultramilonito de granito
SZ-40C	Migração de Borda de Grão	Quartzo em ribbons, feldspato com comportamento rúptil e porfiroclastos em domino com rotação destrál.	80 a 90	>500	Foliação milonítica, bandado, textura porfiroclástica, inequigranular seriada muito fina a média.	Ultramilonito de granito
SZ-41A	Bulging	Quartzo com extinção ondulante irregular e lamelas de deformação, feldspato com comportamento rúptil e <i>pressure solution</i> .	10 a 15	450	Maciça, inequigranular seriada muito fina a grossa.	Protomilonito de biotita sienogranito
SZ-41B	Rotação de Subgrão	Quartzo com extinção ondulante irregular, feldspato com comportamento rúptil e <i>pressure solution</i> .	25 a 30	450 a 500	Foliação milonítica, textura porfiroclástica, inequigranular seriada fina a grossa.	Protomilonito de biotita sienogranito
SZ-41C	Rotação de Subgrão	Quartzo com extinção ondulante irregular, feldspato com comportamento rúptil e <i>pressure solution</i> , Biotita mica <i>fish</i> .	60 a 65	450 a 500	Foliação milonítica, textura porfiroclástica, inequigranular seriada muito fina a fina.	Milonito de biotita sienogranito

Lâmina	Recristalização Dinâmica de Quartzo	Outras Evidências de Deformação	Quantidade de Matriz (%vol)	Temperatura (°C)	Microscopia	Nome
SZ-41D	Migração de Borda de Grão	Quartzo com extinção ondulante irregular e foliação oblíqua. Feldspato com comportamento rúptil, porfiroclastos com rotação destal e Bulging.	85 a 90	≥500	Foliação milonítica, bandado, inequigranular seriada muito fina a fina.	Ultramilonito de biotita sienogranito
SZ-42	Rotação de Subgrão	Quartzo com extinção ondulante irregular. Feldspato com comportamento rúptil e pressure solution.	15 a 20	450 a 500	Foliação milonítica, textura porfiroclástica, inequigranular bimodal média a grossa com matriz muito fina.	Protomilonito de biotita sienogranito
SZ-43A	Rotação de Subgrão + Migração de Borda de Grão	Quartzo com extinção ondulante irregular, presença de <i>ribboons</i> . Feldspato com comportamento rúptil e pressure solution, ocorre como porfiroclastos com rotação destal.	70 a 85	450 a 500	Foliação milonítica, textura porfiroclástica, inequigranular bimodal fina média com matriz muito fina.	Milonito de biotita sienogranito
SZ-43B	Rotação de Subgrão + Migração de Borda de Grão	Quartzo com extinção ondulante irregular, presença de <i>ribboons</i> . Feldspato com comportamento rúptil e pressure solution, ocorre como porfiroclastos tipo delta com rotação destal.	75	450 a 500	Foliação milonítica, textura porfiroclástica, inequigranular bimodal fina média com matriz muito fina.	Milonito de biotita sienogranito

5.1.1. Granito Vila dos Remédios

O Granito Vila dos Remédios apresenta geometria lenticular alongada, cortando a área de estudo quase completamente na porção central, com direção preferencial E-W que acompanha o traçado da ZCJ. Aflora em cortes métricos e em matacões na Rodovia Fernão Dias (próximo ao cruzamento dessa com a Rua Arnaldo Pereira de Camargo em Mairiporã), mas também em estradas vicinais que cruzam a região.

É progressivamente deformado, como observado em campo e em lâminas petrográficas, gerando estruturas heterogêneas que variam de quase indeformado, passando para protomilonito, milonito e ultramilonito. A deformação aumenta em direção às bordas do corpo.

5.1.1.1. Baixo grau deformacional

O litotipo de menor grau deformacional consiste em biotita sienogranito protomilonítico, cinza-claro a cinza-rosado, que aflora em cortes métricos em estradas vicinais. A rocha apresenta porfiroclastos centimétricos a milimétricos de feldspatos esbranquiçados a amarronzados (cerca de 5%) em matriz inequigranular seriada, grossa a fina, levemente foliada. Possui agregados máficos biotíticos (cerca de 6 a 10%) com formato prolato, centimétricos a milimétricos, que nas porções levemente mais deformadas marcam uma lineação de estiramento juntamente com um maior achatamento das porções quartzofeldspáticas que marcam uma foliação protomilonítica (**Figura 8**). Apresenta de 10 a 30% de matriz neoformada, composta por quartzo e feldspato alcalino. O quartzo tem granulação entre 20 e 120 μm e forma agregados dispostos, preferencialmente, nas bordas de porfiroclastos e ao longo de bandas de deformação conjugadas, com textura granoblástica poligonizada a interlobada. Os grãos neoformados apresentam orientação cristalográfica próxima aos porfiroclastos ao qual circundam e são um pouco maiores que os subgrãos presentes nos porfiroclastos. O quartzo também ocorre como porfiroclastos (~10%) alongados (estirados), de granulação fina a média, exibindo extinção ondulante irregular, bandas e lamelas de deformação (**Figura 9**). O feldspato apresenta agregados neoformados de grãos muito finos ($\leq 20 \mu\text{m}$) com textura granoblástica poligonizada nas bordas e microfraturas dos porfiroclastos, sugerindo que passou por dissolução e reprecipitação. O feldspato potássico ocorre como porfiroclastos (50 a 60%) angulosos a subarredondados, de granulação média a grossa, exibindo fraturas e microfalhas, lamelas de exsolução de plagioclásio e intercrescimentos mirmequíticos. Há também cerca de 5% de porfiroclastos de plagioclásio de granulação fina a média. A biotita (10 a 15%) é pleocroica, marrom a esverdeada, podendo ser de granulação média, estirada e deformada (porfiroclastos), e fina a muito fina neoformada (matriz).



Figura 8: Fotografia de afloramento, evidenciando a estrutura gnáissica protomilonítica da rocha, ponto SZ-69.

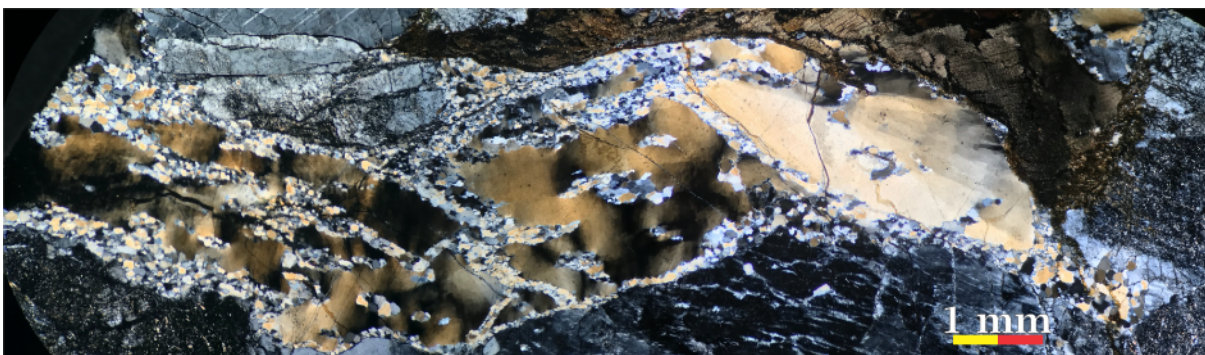


Figura 9: Composição de fotomicrografias da lâmina SZ-41A. Notar porfiroclastos alongados de quartzo, com extinção ondulante irregular e agregados neoformados de grãos muito finos dispostos, preferencialmente, nas bordas dos porfiroclastos e ao longo de bandas de deformação conjugadas. No canto superior esquerdo ocorre porfiroclasto de feldspato exibindo microfraturas e microfalhas. Polarizadores cruzados, aumento de 4 vezes e escala de 1 mm.

5.1.1.2. Médio grau deformacional

O litotipo de deformação intermediária compreende biotita sienogranito milonitizado, cinza-claro, que aflora em cortes métricos e decimétricos em estradas vicinais que cortam o centro da área. Apresenta textura inequigranular seriada, fina a média, com porfiroclastos de feldspato branco em matriz fina a muito fina. Possui agregados máficos biotíticos com formato prolato centimétricos a milimétricos e porções quartzofeldspáticas achatadas que marcam

uma forte foliação milonítica e lineação de estiramento mineral (**Figura 10A**). Apresenta de 60 a 75% de matriz neoformada, composta por: (1) fragmentos muito finos de e cristais neoformados feldspato potássico envolvendo porfiroclastos; (2) agregados lepidoblásticos formados por biotita e sericita; e (3) agregados granoblásticos de cristais neoformados de quartzo (entre 50 e 80 μm). O quartzo neoformado apresenta granulação maior que os subgrãos presentes em porfiroclastos (**Figura 10B**), dispondo-se preferencialmente nas bordas e entre os porfiroclastos.

Os porfiroclastos de quartzo, de granulação fina a média, são arredondados e alongados na direção da foliação, com extinção ondulante irregular (**Figura 10C**). Os porfiroclastos de feldspato potássico, de granulação média a grossa, são angulosos a sub-arredondados e apresentam formato de sigma com assimetria destal, com fraturas conjugadas e microfalhas (**Figura 10D**).

A biotita (5 a 10%) ocorre como cristais marrom-esverdeados com granulação média, alongados, ondulados e concordantes com a foliação milonítica. Localmente ocorre como *mica fish*. Também ocorre 4% de porfiroclastos de plagioclásio de granulação fina, arredondados e com fraturamento em padrão dominó. Zircão, allanita e minerais opacos são os minerais acessórios principais.

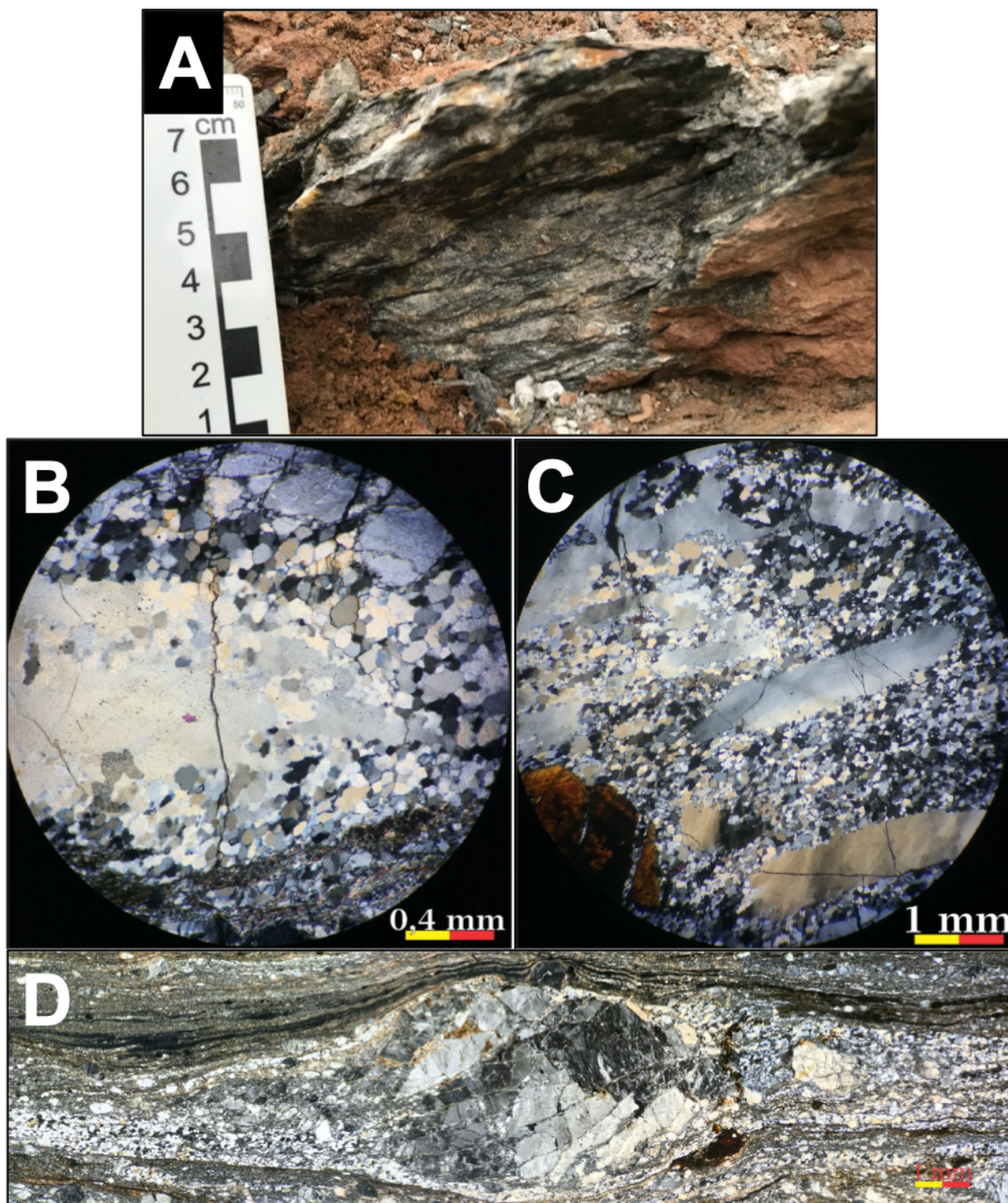


Figura 10: **A:** Fotografia do ponto SZ-76, evidenciando forte foliação milonítica em afloramento centimétrico. **B:** Fotomicrografia da lâmina SZ-43B, mostrando a relação de tamanho entre os subgrãos do porfiroclasto e os grãos que o envolvem. Polarizadores cruzados, aumento de 10 vezes e escala de 0,4 mm. **C:** Fotomicrografias da lâmina SZ-41C. Evidencia-se a relação entre a matriz e os porfiroclastos, ambos compostos por quartzo; polarizadores cruzados, aumento de 4 vezes e escala de 1 mm. **D:** Composição de fotomicrografias da lâmina SZ-43B mostrando um porfiroclasto de feldspato alcalino em delta com movimentação dextral. Polarizadores cruzados, aumento de 4 vezes e escala de 1 mm.

5.1.1.3. Alto grau deformacional

O litotipo de mais alta deformação associado em campo à unidade de biotita sienogranito é composta por ultramilonito cinza-médio a cinza-escuro, que aflora em cortes métricos a decimétricos em estradas vicinais que cruzam o centro da área de estudo. Comumente ocorrem em contato transicional com outras fácies menos deformadas e localmente em contato abrupto. Apresenta textura inequigranular seriada, muito fina a fina, com cerca de 5 a 10% de porfiroclastos de feldspato em matriz neoformada. Apresenta forte foliação milonítica e lineação de estiramento mineral, localmente com bandamento composicional. Apresenta de 90 a 95% de matriz, composta por fragmentos e grãos neoformados muito finos de feldspato potássico e biotita e agregados alongados de cristais neoformados de quartzo (**Figura 11A**). Esses componentes se alternam em bandas milimétricas definindo domínios composicionais mais biotíticos e mais quartzofeldspáticos, definindo a foliação da rocha. As bandas apresentam geometria lenticularizada e anastomosada, possuem contatos ondulados entre si e se amoldam aos porfiroclastos.

Os porfiroclastos de quartzo, de granulação fina a média, são arredondados a sub-angulosos, alongados preferencialmente na direção da foliação, e apresentam extinção ondulante irregular (**Figura 11B e C**). Os porfiroclastos de feldspato potássico, de granulação fina a média, são angulosos a sub-angulosos, fraturados e apresentam microfalhas com rejeito destrai.

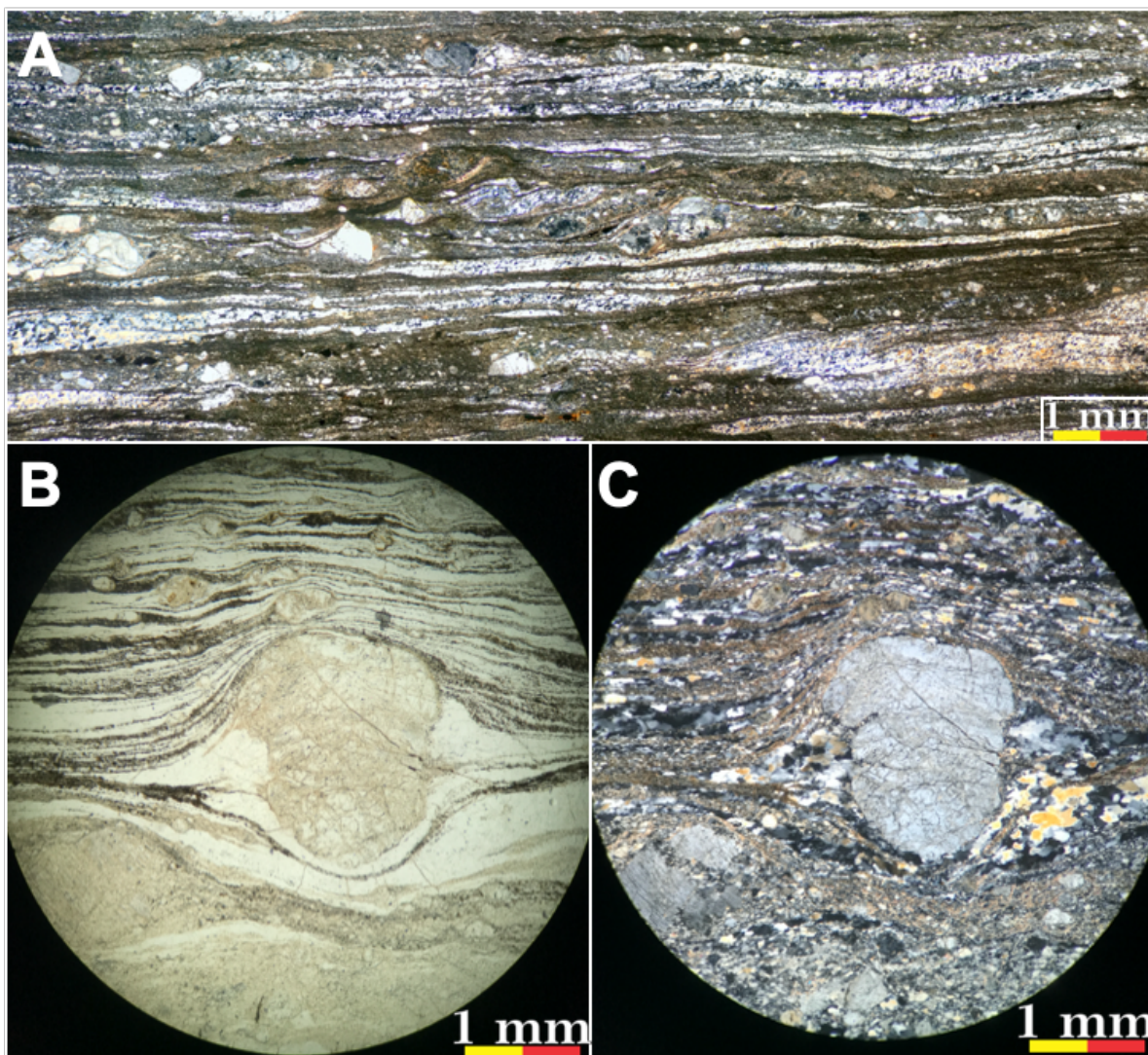


Figura 11: **A:** Composição de fotomicrografias da amostra SZ-41D evidenciando a forte foliação, porfiroclastos de quartzo e matriz recrystalizada, aumento de 4X, com polarizadores cruzados **B** e **C:** Fotomicrografia da amostra SZ-40C, evidenciando porfiroclasto de quartzo ao centro, com sombra de pressão e matriz muito recrystalizada, aumento de 4X, com polarizadores paralelos em **B** e cruzados em **C**.

5.1.2. Granito Mairiporã

Esta unidade é constituída por biotita monzogranito porfirítico, cinza-claro, que aflora (pontos SZ-45 ao SZ-49) em matações métricos *in situ*, em cortes de estradas vicinais e em sopé de morro. Tem entre 4 e 6% de fenocristais de feldspato tabular euédrico centimétrico (1 a 5 cm) em matriz inequigranular seriada, maciça, predominantemente média a grossa, com cerca de 7 a 8% de biotita (**Figura 12**).

Na porção mais ao norte dessa sequência de afloramentos a matriz é levemente foliada, marcada pela orientação preferencial de agregados alongados máficos (predominantemente biotita).

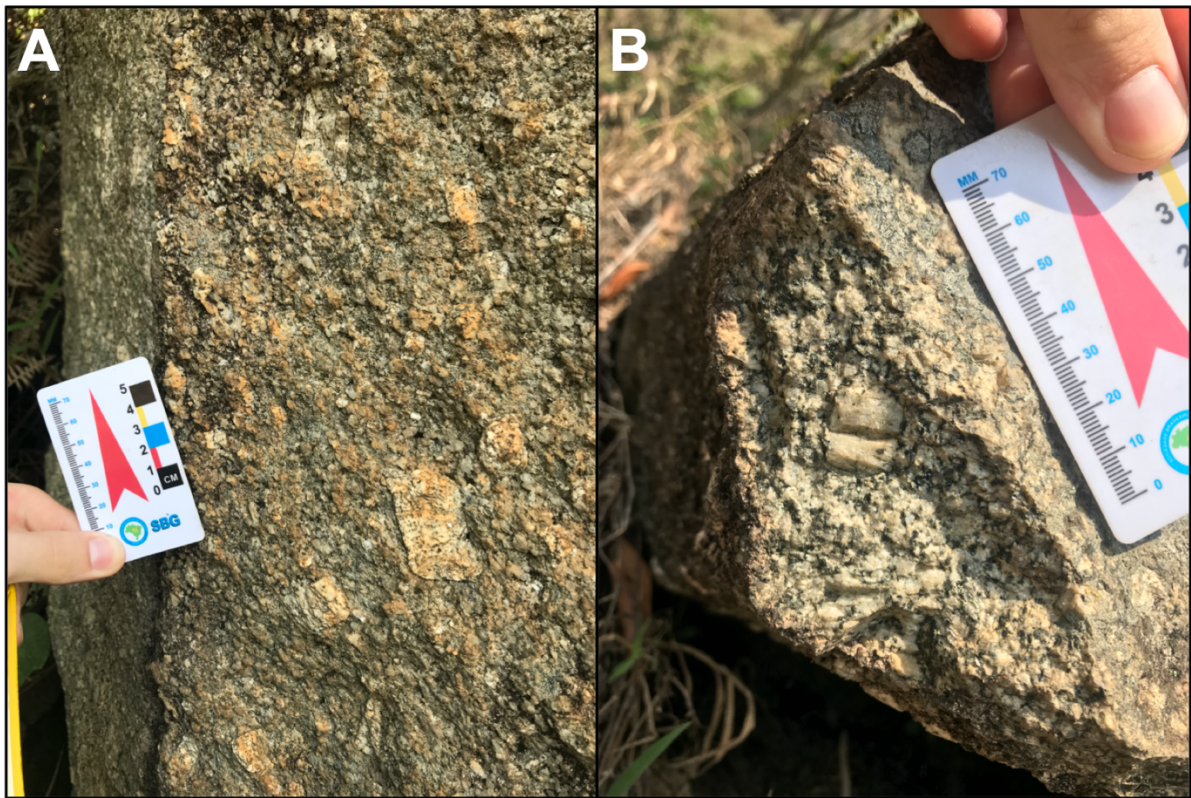


Figura 12: Fotografias de campo de biotita monzogranito porfírico, ponto SZ-45. A: megacristais de feldspato com até 4 cm em matriz inequigranular. B: Detalhe para textura da rocha.

5.1.3. Grupo São Roque

Rochas do Grupo São Roque na área de estudos afloram em cortes centimétricos a métricos em estradas vicinais dispersos pela área e em corte decimétrico no cruzamento da Estrada Luís Pereira com a Rodovia Fernão Dias (**Figura 13**), sequência típica entre os pontos SZ-65 a SZ-68. O litotipo dominante compreende ardósia rítmica com acamamento milimétrico a centimétrico marcado por diferentes cores de alteração, de roxo (meta-argilito) a bege (meta-arenito quartzoso de granulação fina) com variações entre esses extremos, resultando em cores marrom-claro, marrom-escuro, vermelho-violáceo e lilás. Nos níveis de meta-argilito ocorre lineação de estiramento sub-horizontal intensa.



Figura 13: Fotografia do ponto SZ-65, evidenciando afloramento métrico de ardósia.

5.1.4. Grupo Serra do Itaberaba

Rochas atribuídas ao Grupo Serra do Itaberaba são representadas por corpos de biotita-muscovita xisto quartzofeldspático (**Figura 14A**) e sillimanita-muscovita-biotita xisto, ambos milonitizados. Apresentam coloração cinza-claro a bege, quando menos alterados, e marrom-avermelhado quando muito alterados. Ocorrem em afloramentos métricos a centimétricos em canaletas e cortes de estradas vicinais dispersos pela área. O primeiro litotipo apresenta muscovita milimétrica, biotita muito fina, com forte lineação de estiramento do tipo agregado, porfiroclastos arredondados oxidados e bandas quartzofeldspáticas esbranquiçadas, miloníticas com espessuras milimétricas a centimétricas. O segundo litotipo tem foliação milonítica com laminação composicional, intensa lineação de estiramento sub-vertical (66 a 74°) e granulação fina.

Somente o sillimanita-muscovita-biotita xisto foi descrito microscopicamente. Tem foliação milonítica, marcada pela orientação preferencial de porfiroclastos de quartzo e biotita subidiomórfica, textura inequigranular seriada, muito fina (na matriz) a fina. Apresenta de 15 a 20% de matriz, composta por cristais muito finos de quartzo (agregados nas bordas dos porfiroclastos), muscovita e biotita. Os porfiroclastos de quartzo têm extinção ondulante e contato lobado, raramente com inclusões de biotita avermelhada concordante com a foliação externa. Os porfiroclastos de biotita (20%) são subidiomórficos, finos e avermelhados. Há, de

forma restrita, muscovita (fina e concordante com a foliação), fibrolita, turmalina e minerais opacos como acessórios (**Figura 14B e C**).

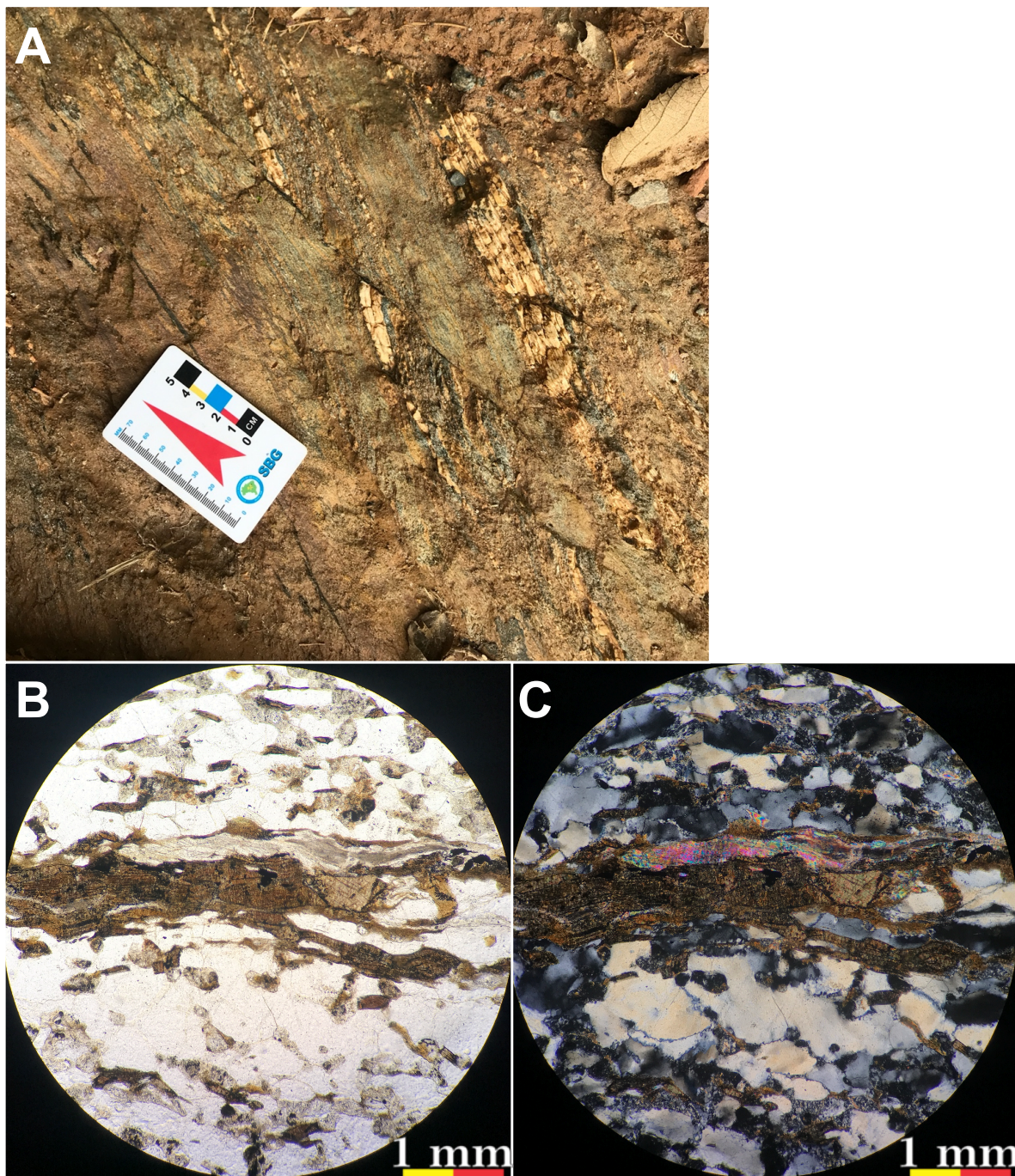


Figura 14: **A:** Fotografia de campo de biotita-muscovita xistos quartzofeldspáticos com falha sinistral. Ponto SZ-60. **B e C:** Fotomicrografias da amostra SZ-33A, evidenciando cristais de quartzo com extinção ondulante irregular, biotita e fibrolita ao centro, concordante com a foliação, aumento de 10X, com polarizadores paralelos em **B** e cruzados em **C**.

5.1.5. Veios de quartzo

Ocorrem cerca de 1 a 5% de veios de quartzo encaixados praticamente todos os litotipos descritos e dispersos por toda a área, contudo, são mais abundantes nas rochas metassedimentares, de 7 a 9%. Os veios de quartzo são predominantemente:

- (1) Leitosos, paralelos à foliação milonítica, com geometrias tabulares, espessuras predominantemente milimétricas e extensões laterais de até 10 m.
- (2) Leitosos, levemente oblíquos à foliação milonítica, com geometrias tabulares, espessuras predominantemente milimétricas, de extensões laterais de até 7 m.
- (3) Leitosos, fortemente oblíquos à foliação milonítica, com geometria tabular ondulada, espessuras de 5 a 15 mm, de extensões laterais de até 8 m.
- (4) Cinza-escuros, em feixes paralelos à foliação milonítica, com geometria lenticular a tabular, espessuras milimétricas, de extensões laterais de até 10 m, que são comumente boudinados ao longo da foliação, resultando em sigmoides de assimetria destrai.

Microscopicamente, predomina a textura inequigranular seriada a bimodal, granulação muito fina a fina na matriz e fina a grossa nos porfiroclastos. Os porfiroclastos encontram-se alongados e orientados em uma direção preferencial, marcando uma foliação milonítica principal.

Os veios menos deformados apresentam entre 10 e 45% de matriz, compreendida por grãos muito finos de quartzo neoformado, que formam aglomerados nas bordas, em microfraturas e entre os porfiroclastos (finos a grossos, com extinção ondulante irregular) (**Figura 15A e B**). Os veios mais deformados apresentam entre 45 e 90% de matriz, composta por grãos muito finos a finos de quartzo neoformado com contato lobado, que formam agregados nas bordas e entre os porfiroclastos (finos a grossos, com extinção ondulante irregular), mostrando orientação preferencial de forma marcando uma foliação oblíqua (**Figura 15C e D**) (**Tabela 1**).

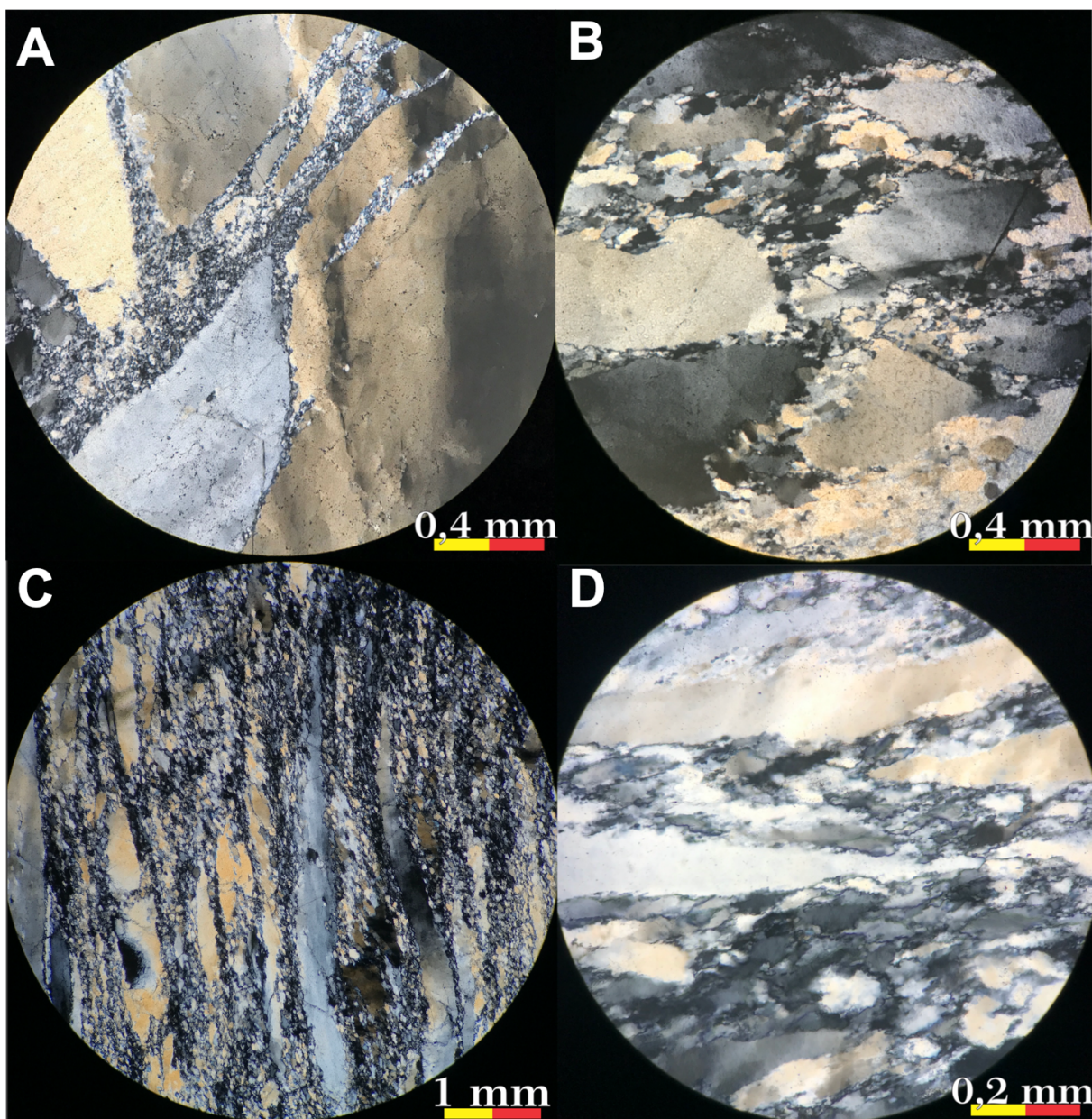


Figura 15: **A:** Fotomicrografia da lâmina **SZ-33B**, evidenciando a recrystalização entre os porfiroclastos. Polarizadores cruzados, aumento de 10 vezes e escala de 0,4 mm. **B:** Fotomicrografia da lâmina **SZ-33C**, evidenciando grãos recrystalizados com contato lobado. Polarizadores cruzados, aumento de 10 vezes e escala de 0,4 mm. **C:** Fotomicrografia da lâmina **SZ-34B**, mostrando a foliação e as duas gerações de quartzo. Polarizadores cruzados, aumento de 4 vezes e escala de 1 mm. **D:** Fotomicrografia da lâmina **SZ-35B**, evidenciando recrystalização e contato lobado entre os grãos. Polarizadores cruzados, aumento de 20 vezes e escala de 0,2 mm.

5.2. Inclusões fluidas

Foram analisadas 5 amostras em lâminas bipolidas, as amostras SZ-33B (**Figura 15A**) e SZ-33C (**Figura 15B**) são de veios de quartzo protomilonitizados, com 15 e 10 % de matriz, respectivamente. Essa matriz é caracterizada por conter grãos muito finos de quartzo neoformado, que formam aglomerados nas bordas, em microfraturas e entre os porfiroclastos (finos a grossos, com extinção ondulante irregular). A recrystalização dinâmica foi acomodada

por rotação de subgrão, com contribuição de bulging.

As amostras SZ-34 (**Figura 15C**) e SZ-35B (**Figura 15D**) também são de veio de quartzo, porém mais deformadas, com maior porcentagem de matriz (40 a 55%), caracterizada por granulação muito fina a fina composta por agregados de grãos de quartzo neoformado com contatos lobados e foliação oblíqua no sentido dextral. A recrystalização dinâmica foi acomodada por rotação de subgrão.

A SZ-43A é um milonito de biotita sienogranito, com 80 % de matriz, constituída por grãos muito finos (maiores que os subgrãos) que formam agregados nas bordas dos cristais maiores. Os porfiroclastos são de quartzo, que apresenta extinção ondulante irregular e de feldspato, que apresenta fraturas e rotação dextral (em porfiroclasto tipo delta). A recrystalização dinâmica foi acomodada por rotação de subgrão com contribuição de migração de borda de grãos.

Todas as inclusões fluidas são hospedadas em cristais de quartzo. São gasosas e monofásicas a 25°C e 1 bar (condições ambientes). Há uma diversidade quanto à forma, distribuição e tamanho das inclusões, comumente arredondadas, muito pequenas e com relevo alto (**Figura 16**). Maior frequência em ordem crescente: SZ-34B, SZ-35B, SZ-43A, SZ-33B, SZ-33C.

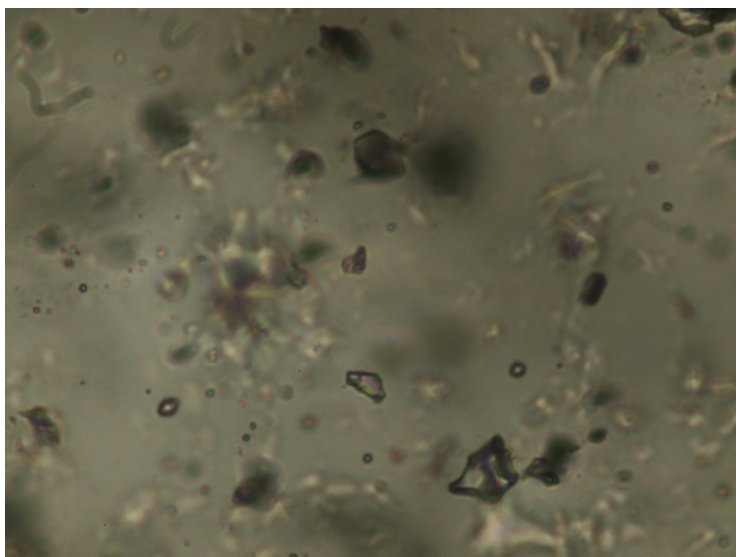


Figura 16: Fotomicrografia de das inclusões típicas analisadas. Amostra SZ-33C, 50X de aumento.

A análise microtermométrica resultou em 128 inclusões medidas em lâminas bipolidas de 4 amostras: SZ-33B (36), SZ-33C (32), SZ-34B (27), SZ-35B (33). As inclusões fluidas observadas na amostra SZ-43A não apresentaram mudança de fase no intervalo térmico permitido pelo equipamento, indicando que são formadas por gases com temperaturas de fusão e homogeneização abaixo de -196 °C. Os dados estão sumarizados na **Figura 17** no formato de histogramas, o eixo vertical mostra a frequência e o horizontal o intervalo de temperatura em graus Celsius.

As inclusões fluidas presentes nas amostras de veios pouco deformados (SZ-33B e SZ-33C), encaixados em rochas metassedimentares do Grupo Serra do Itaberaba, apresentam temperatura de fusão entre -57,3 e -56,7 °C, indicando que o fluido é formado essencialmente por CO₂, com pequenas proporções de outros gases (e.g., CH₄, N₂) dissolvidos. A homogeneização ocorreu para o estado líquido entre 3,3 e 18,7 °C, refletindo densidades entre 0,79 e 0,90 g/cm³ segundo equações de Span & Wagner (1996).

As amostras de veios de quartzo muito deformados (SZ-34B e SZ-35B) estão encaixadas em rocha metassedimentar do Grupo Serra do Itaberaba e biotita sienogranito ultramilonítico, respectivamente. Apresentam inclusões fluidas com temperaturas de fusão entre -59,1 e -56,6 °C, indicando que o fluido também é formado essencialmente por CO₂, porém, com uma contribuição maior de outros gases (e.g., CH₄, N₂) dissolvidos. A homogeneização ocorreu para o estado líquido entre -12,0 e 12,7, refletindo densidades maiores, entre 0,84 e 0,99 g/cm³ segundo equações de Span & Wagner (1996).

Inclusões fluidas presentes em quartzo recristalizado em amostra de biotita sienogranito milonitizado (SZ- 43A) foram verificadas em várias porções da lâmina bipolida, porém não foi observado mudança de fase no intervalo térmico permitido pelo equipamento disponível em nenhuma delas. Outros tipos de análises são necessárias para essa amostra, como microespectroscopia laser Raman.

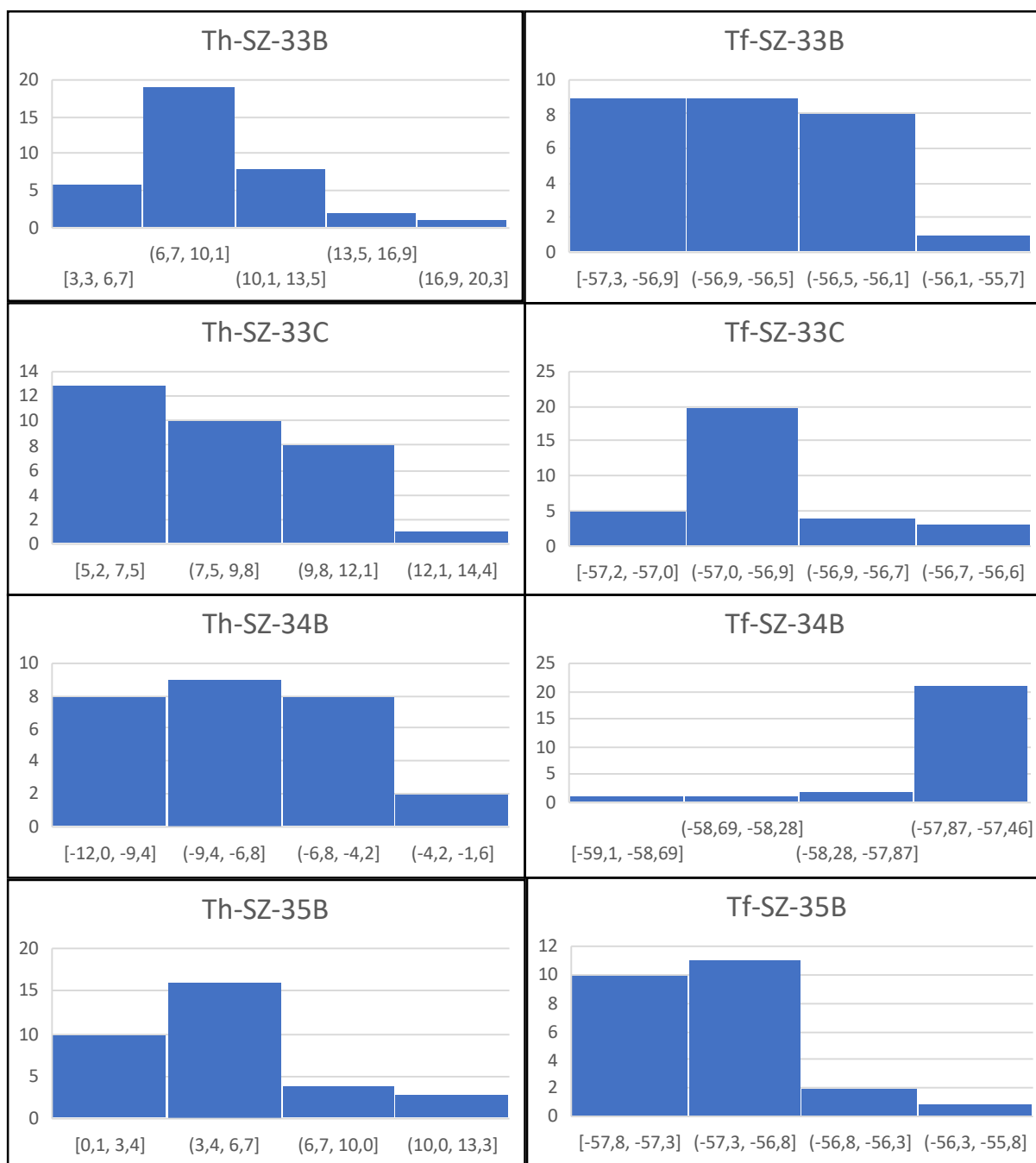


Figura 17: Histogramas mostrando dados de temperatura de homogeneização (Th) e temperatura de fusão (Tf) o eixo vertical mostra a frequência e o horizontal o intervalo de temperatura em graus Celsius.

5.3. Análise estrutural

A análise estrutural tomou como princípio começar os estudos da escala macroscópica para microscópica. Portanto, principiou-se pela observação do relevo e a comparação deste com o traço da ZCJ feito por um mapeamento anterior do Serviço Geológico do Brasil (Perrotta et al., 2006), como mostra a **Figura 18**. Constatou-se uma quebra no relevo na mesma direção do traço da zona de cisalhamento, porém, levemente deslocado em relação a ele. Observa-se na porção norte uma declividade de relevo suave, e na porção sul, uma quebra abrupta.

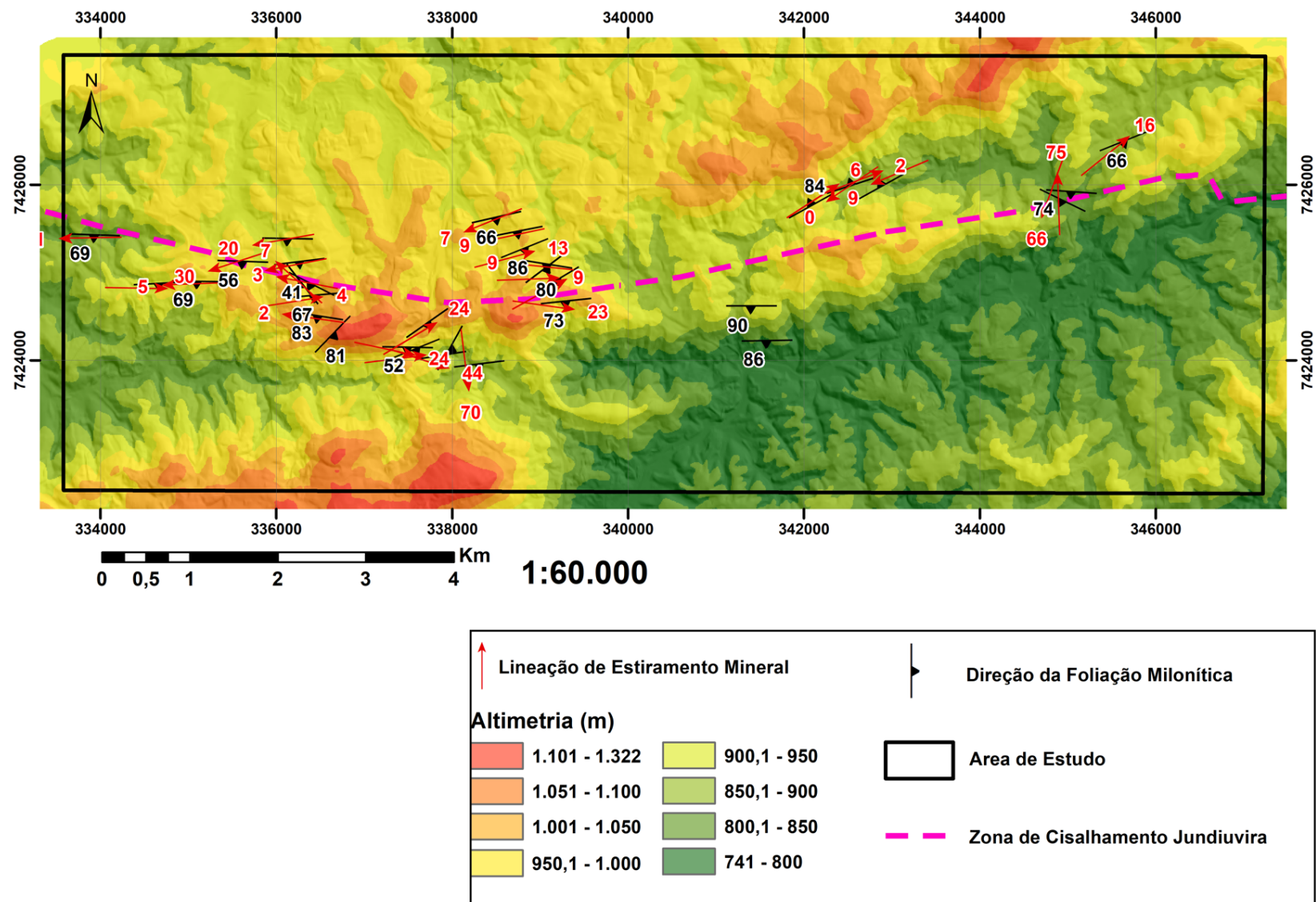


Figura 18: Mapa hipsométrico com relevo sombreado mostrando medidas estruturais de foliação milonítica e lineação de estiramento mineral. Traço da ZCJ extraído de Perrotta et al. (2006).

A coleta de dados estruturais em campo resultou em 82 medidas de foliação milonítica e 70 de lineação de estiramento mineral. Posteriormente, foi feita a plotagem dos dados em estereogramas e cálculo da densidade de informações pelo método de Fisher (Fisher, 1953), resultando em um plano de maior densidade de $185^{\circ}/76^{\circ}$ (rumo do mergulho/mergulho) que concentra 13,6% das medidas (**Figura 19**) e uma lineação com maior densidade em $090^{\circ}/7^{\circ}$ (rumo do caimento/caimento) que concentra 15,4% dos dados (**Figura 20**). Esse conjunto de dados mostra que a ZCJ é essencialmente transcorrente. Contudo, ocorrem lineações verticais em alguns domínios localizados, refletindo geometria da deformação distinta.

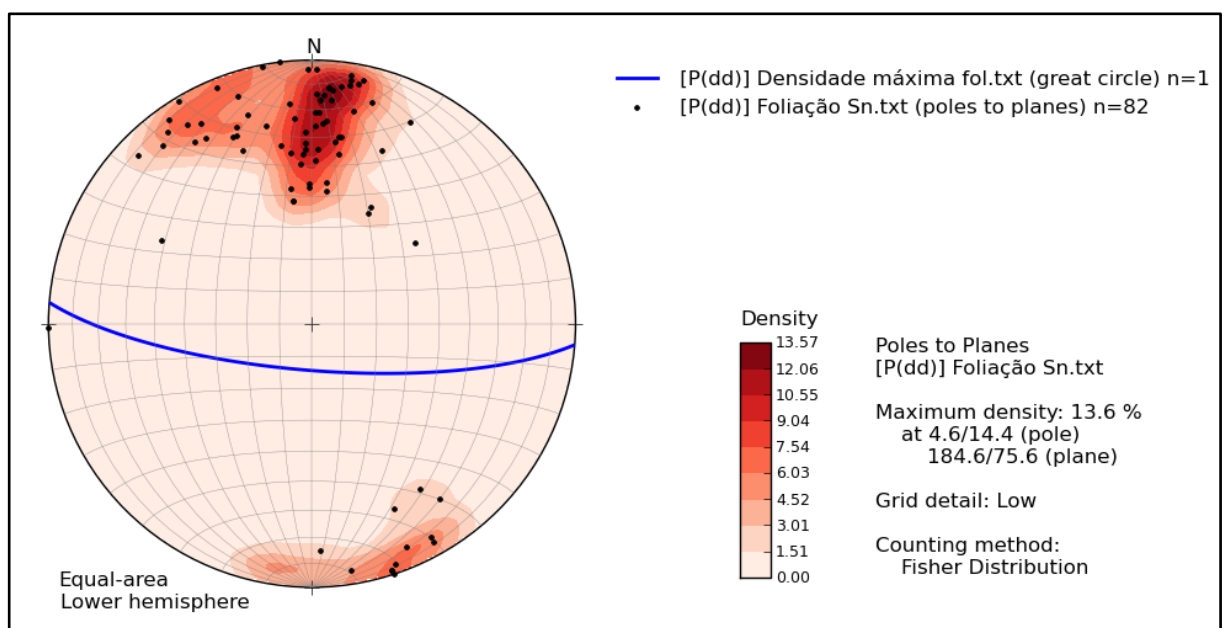


Figura 19: Esterograma mostrando dados estruturais. Polo dos planos de foliação milonítica (círculos pretos), distribuição estatística da densidade dos planos calculados pelo método de Fisher (Fisher, 1953) (manchas vermelhas) e círculo maior do plano de maior concentração de dados (linha azul).

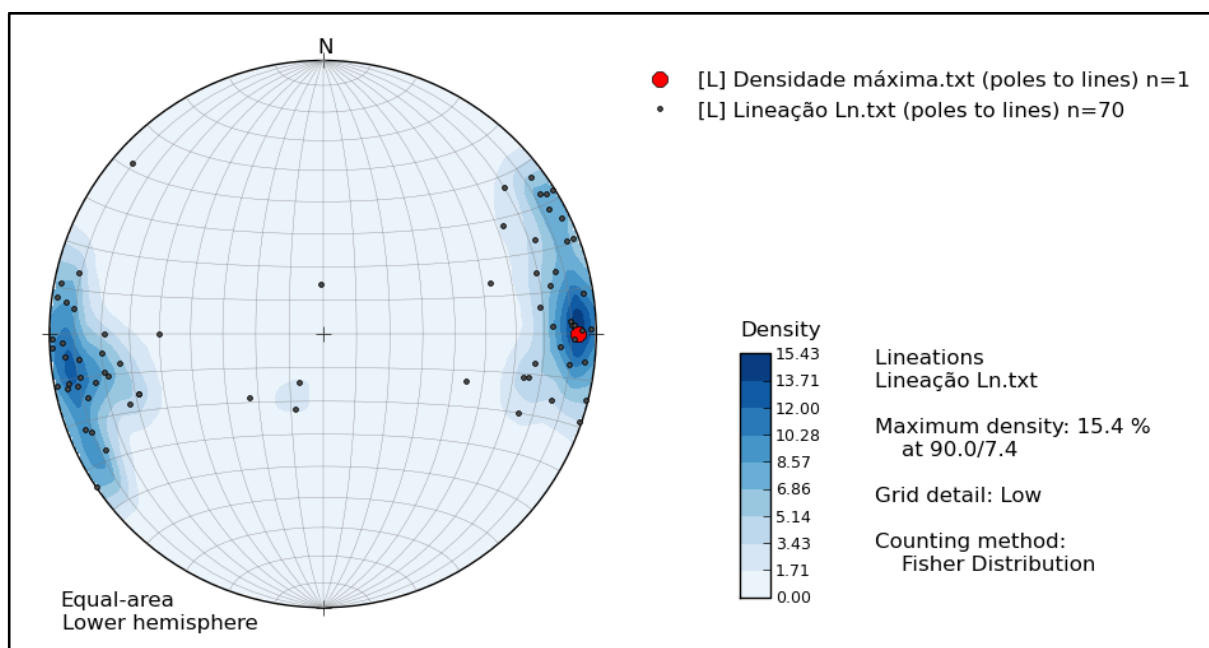


Figura 20: Esterograma mostrando dados estruturais. Representação de medidas de lineações de estiramento mineral (círculos pretos), distribuição estatística da densidade das linhas calculada pelo método de Fisher (Fisher, 1953) (manchas azuis) e linha de maior concentração de dados (círculo vermelho).

A análise em microescala trouxe importantes dados para a compreensão da cinemática da ZCJ na área de estudo. Foram observados muitos indicadores cinemáticos destrais, como porfiroclastos tipo delta (**Figura 10D**) porfiroclastos em dominó, foliação oblíqua e micro-dobras.

6. DISCUSSÃO

6.1. História térmica e deformacional da Zona de Cisalhamento Jundiuvira

Foi possível correlacionar as evidências microestruturais e petrográficas com as bibliografias de referência (e.g., Stipp et al., 2002; Passchier & Trouw, 2005) para estimar as temperaturas de pico deformacional e posteriormente correlacionar os litotipos encontrados com as unidades descritas e mapeadas na literatura (e.g., Hasui et al., 1969; Dantas, 1990; Neves, 2005; Henrique-Pinto et al., 2014).

Para os biotita sienogranitos de baixa deformação (Granito Vila dos Remédios), as microestruturas (grãos de quartzo de 20 a 40 μm , próximos às bordas e fraturas conjugadas dos porfiroclastos (Figura 9), que apresentam orientação cristalográfica próxima) indicam que a deformação no quartzo foi acomodada, predominantemente por recristalização dinâmica pelos processos de *bulging* (BLG) e rotação de subgrãos (SGR), com deformação intracristalina intensa em porfiroclastos (extinção ondulante irregular). O feldspato potássico teve um comportamento predominantemente rúptil na deformação (porfiroclastos angulosos com fraturas

e microfalhas), porém, há uma contribuição de dissolução e reprecipitação (*pressure solution*) e bulging incipiente (agregados $\leq 20 \mu\text{m}$ com textura granoblástica poligonizada nas bordas e microfraturas dos porfiroclastos) provavelmente auxiliado por reações metamórficas. Portanto, estima-se com base nas microestruturas que a temperatura de pico deformacional está entre 300 e 400 °C (e.g., Stipp et al., 2002; Passchier & Trouw, 2005).

Nos litotipos graníticos de média deformação (Granito Vila dos Remédios) as microestruturas (agregados granoblásticos de grãos de quartzo com granulação entre 50 e 80 μm dispostos nas bordas e entre os porfiroclastos) indicam que a deformação no quartzo foi acomodada predominantemente por recristalização dinâmica pelos processos de rotação de subgrãos (SGR), seguido por migração de borda de grão (GBM), pois somente SGR não poderia ter provocado sobrecrecimento de grãos (grãos maiores que os subgrãos nas bordas dos porfiroclastos ambos com orientação cristalográfica próxima) (Stipp et al., 2002). O feldspato potássico teve um comportamento predominantemente rúptil na deformação (porfiroclastos angulosos, muito fraturados e com microfalhas), porém, há uma contribuição de dissolução e reprecipitação (*pressure solution*), devido à posição de cristais muito finos ($\leq 5 \mu\text{m}$) desse mineral nas bordas mais arredondadas e preenchendo microfraturas de porfiroclastos. Portanto, estima-se que a temperatura de pico deformacional está entre 450 e 500°C (e.g., Stipp et al., 2002; Passchier & Trouw, 2005).

Nos granitoides ultramiloníticos a deformação no quartzo foi acomodada por rotação de subgrãos (SGR) (cristais muito finos, entre 50 e 80 μm próximos aos porfiroclastos) com forte contribuição de migração de borda de grão (GBM), devido aos *ribbons* de quartzo (cristais com contato lobado e granulação $\geq 100\mu\text{m}$) e às inclusões de biotita em cristais neoformados de quartzo. O feldspato potássico teve domínio de comportamento rúptil na deformação (porfiroclastos de granulação fina, angulosos, fraturados e com microfalhas com rejeito destal), porém com contribuição de recristalização dinâmica pelo processo de *bulging* (BLG) (cristais com granulação $\leq 10 \mu\text{m}$ ao redor de porfiroclastos finos de feldspato). Portanto, estima-se que a temperatura de pico deformacional está, pelo menos, acima de 500°C (e.g., Stipp et al., 2002; Passchier & Trouw, 2005).

Conforme descrito acima, as microestruturas e mecanismos de deformação registradas nos tectonitos derivados do Granito Vila dos Remédios apresentam uma correlação positiva entre temperaturas deformacionais aparentes e intensidade de deformação/recristalização. Considerando o tamanho a área de estudo e a proximidade das amostras estudadas é improvável que tenham ocorrido diferenças marcantes de temperatura durante a deformação. Assim, os diferentes mecanismos de deformação devem estar ligados a diferentes taxas de deformação e/ou atividades de fluidos entre subdomínios ao longo da ZCJ.

Os afloramentos de biotita monzogranito porfirítico (Granito Mairiporã) foram

descritos somente em campo e afloram na porção sul da área de estudo. A orientação preferencial de agregados alongados máficos marcam uma leve foliação na matriz da rocha. Essa estrutura, que ocorre na porção norte do corpo (próximo à zona de cisalhamento), sugere que houve deformação incipiente pela ZCJ.

Os metapelitos de baixo grau estão dispersos em toda área e também foram descritos somente em campo. O alto grau de intemperismo (saprólito e solo residual) dificulta o reconhecimento desta unidade. A correlação mais provável, levando em consideração a distribuição espacial e a textura das rochas encontradas é com a Formação Pirangibu do Grupo São Roque.

Os metapelitos de médio grau (Grupo Serra do Itaberaba), tem como paragênese diagnóstica silimanita + biotita + muscovita + quartzo. Pelas grades petrogenéticas de Spear & Cheney (2001, inédito) e Spear et al. (1999) a rocha atravessou a reação $St + Chl = Sil + Bt + H_2O$, e não atravessou a reação $Ms + Qtz = Sil + Kfs + Bt$, limitando um campo de estabilidade de 3-8 Kbar e 560-700 °C, fácies anfibolito superior, zona da silimanita. As evidências microestruturais sugerem que houve recristalização dinâmica por bulging (BLG) que, somado à extinção ondulante irregular no quartzo, indicam deformação relacionada à ZCJ entre 300 e 400 °C, ou seja, condições retrometamórficas em relação ao pico metamórfico regional registrado nos metapelitos.

Quanto aos veios de quartzo, foram encontradas diversas microestruturas e evidências de deformação que foram fundamentais para as definições dos picos termais de deformação. Resultando em uma visível progressão de deformação, partindo de feições rúpteis nos porfiroclastos (muitas fraturas e falhas) para matriz com recristalização dinâmica dos tipos: bulging (agregados de grãos neoformados, menores que 20 µm na bordas dos porfiroclastos), rotação de subgrão (agregados de grãos neoformados de granulação modal entre 50 e 80 µm entre os porfiroclastos) e migração de borda de grão (*ribbons* de quartzo com cristais maiores que 100 µm com contato lobado). Esses dados proporcionaram interpretar as temperaturas aparentes de pico deformacional como: de 300 a 400 °C (SZ-33B) e de 400 a 500 °C (SZ-33C, SZ-34A, SZ-34B e SZ-35B). A **Tabela 1** mostra uma representação individual de cada lâmina analisada.

6.2. Fluxo de fluidos ao longo da Zona de Cisalhamento Jundiuvira

Com as medidas de temperatura de fusão das inclusões fluidas foi possível estimar a composição predominantemente carbônica do sistema, tendo em vista a temperatura absoluta de fusão do CO₂ puro em -56,6.

Posteriormente, foi feito o cálculo da densidade dos fluidos usando a temperatura de homogeneização obtida e a composição de CO₂ puro. Após análise da distribuição estatística desses dados, foram calculadas 4 Isócoras para cada amostra: com valor mínimo, limites

inferior e superior da moda e máximo. O resultado é mostrado na **Figura 21**, onde também é apontado o intervalo de temperatura de pico deformacional estimado pela petrografia em cada amostra.

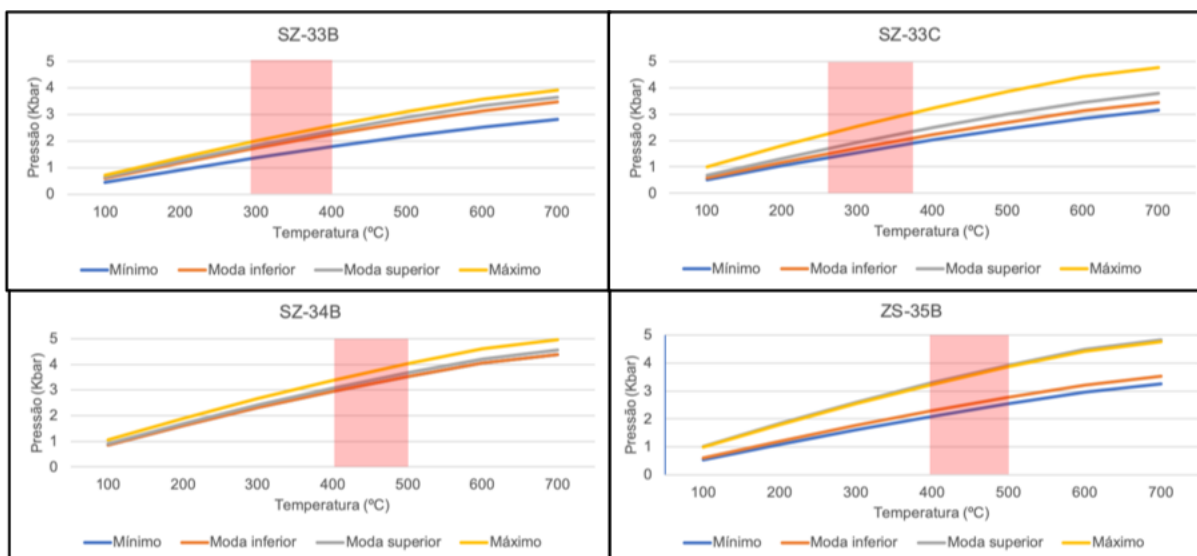


Figura 21: Isócoras de 4 amostras (SZ-33B, SZ-33C, SZ-34B e SZ-35B) calculadas para densidade: mínima, limites inferior e superior da moda e máxima. Com área vermelha indicando temperatura de pico deformacional estimado petrograficamente.

As amostras com baixa deformação (SZ-33B e SZ-33C) apresentam densidades menores, entre 0,79 e 0,90 g/cm³ comparados às mais deformadas (SZ-34B e SZ-35B) que apresentam densidades entre 0,84 e 0,99 g/cm³. Consequentemente, observando as isócoras (**Figura 21**) em intervalos iguais de temperatura tem-se fluidos com pressões maiores para as amostras mais deformadas. Uma comparação mais direta entre as amostras pode ser feita em gráfico considerando as temperaturas de fusão e homogeneização do CO₂ (**Figura 22**). Isso se deve ao fato de que com a recristalização quase total nos veios de quartzo houve reequilíbrio com aumento progressivo das densidades das inclusões fluidas, refletindo aumento na pressão confinante. Isso sugere que os veios foram inicialmente precipitados durante eventos de queda das pressões confinante e de fluidos. Os resultados na Figura 21 mostram ainda que, além de maiores densidades, os fluidos dos veios mais deformados apresentam maiores quantidades de outros gases dissolvidos, como mostrado pelas menores temperaturas de fusão.

De acordo com o modelo chamado de “comportamento falha-válvula” (Sibson et al., 1988) ou “bombeamento sísmico” (Sibson et al., 1975), zonas de falha com alto fluxo de fluidos tipicamente apresentam um comportamento cíclico com flutuação acoplada dos valores dos esforços tectônicos e da pressão de fluidos, que se correlacionam aos ciclos de terremotos. Onde, primeiramente, elevada pressão de fluidos induz a abertura de fissuras extensionais ao redor de uma dada zona de falha em estágios pré-sísmicos. Ruptura sísmicamente ativada

ao longo da falha principal ocorre quando a pressão de fluidos supera a resistência ao cisalhamento das rochas. Neste momento, a permeabilidade gerada na zona de ruptura causa uma queda abrupta das pressões confinante e de fluidos, e todos os fluidos presentes ao redor migram para dentro da zona de falha aberta. O selamento das fraturas devido à precipitação mineral (e formação de veios) destrói a permeabilidade ao longo da zona de falha, permitindo novo aumento dos esforços tectônicos e da pressão de fluidos, iniciando um novo ciclo (e.g. Sibson et al., 1975, 1988).

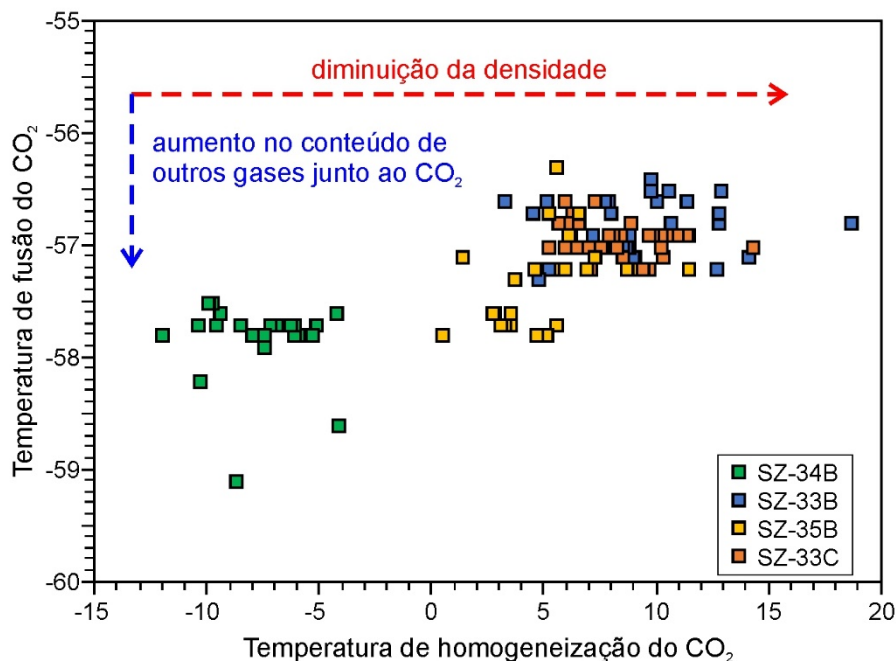


Figura 22: Gráfico relacionando temperaturas de fusão e homogeneização para inclusões fluidas carbônicas primárias em veios de quartzo pouco deformados (SZ-33B, SZ-33C) e reequilibradas em veios muito deformados.

Esse modelo parece bem plausível de ser aplicado ao caso estudado neste trabalho de formatura, devido às evidências de flutuação de pressão na precipitação dos veios, bem como reequilíbrio associado a aumento da pressão confinante durante a deformação. Quedas abruptas das pressões confinantes e de fluidos ao longo de zonas de cisalhamento em profundidades crustais médias, isto é, ambientes de deformação essencialmente dúctil, são possíveis durante episódios de deformação elástico-friccional sismicamente ativada decorrentes de sobrepressão de fluidos que induz quebra na zona de cisalhamento (Sibson et al., 1988).

7. CONCLUSÕES

As evidências petrográficas e microestruturais registradas em tectonitos da ZCJ indicam que houve uma progressão na deformação dos granitos, passando de protomilonito

até ultramilonito. A evolução ocorreu sob temperaturas de pico deformacional essencialmente entre 450-500 °C, como indicado pela deformação essencialmente dútil dos feldspatos, com recristalização dinâmica incipiente pelo mecanismo bulging, além de recristalização dinâmica generalizada de agregados de quartzo por rotação de subgrãos dominante.

Além dos corpos graníticos (Maciço Vila dos Remédios e Maciço Mairiporã) a zona de cisalhamento afeta rochas do Grupo São Roque e Grupo Serra do Itaberaba imprimindo um retrometamorfismo de baixo grau sobre essas unidades.

As análises em inclusões fluidas de veios de quartzo sintectônicos indicaram que eles foram formados e deformados na presença de fluidos essencialmente carbônicos com densidades entre 0,78 e 0,99 g/cm³. As isócoras calculadas com os dados microtermométricos obtidos permitiram inferir as pressões dentro dos intervalos térmicos definidos petrograficamente, que vão de 1,8 a 4,0 Kbar.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bakker, R. J., & Brown, P. E. (2003). Computer modelling in fluid inclusion research. In *Fluid inclusions: Analysis and interpretation*. Ontario, Canada: Mineralogical Association of Canada, v. 32, p. 175-212
- Bons, P., Elburg, M., Gomez-Rivas, E. (2012). A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, v. 43, p. 33-62.
- Bitar, O. Y., Braga, T. O., Freitas, C.G. L. (2013). Carta de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa e inundações: Município de Mairiporã-SP. Programa de Gestão de Riscos e Respostas a Desastres Naturais, CPRM, São Paulo.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A., (1999). From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano–Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, v. 22(3), p. 155–166.
- Campanha, G.A.C., Brito Neves, B.B., (2004). Frontal and oblique tectonics in the Brazilian shield. *Episodes*, v. 27(4), p. 255–259.
- Campanha, G.A.C., Faleiros, F.M., Basei, M.A.S., Tassinari, C.C.G., Nutman, A.P., Vasconcelos, P.M. Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group southern Ribeira Belt, Brazil: Evidence for 1490 Ma oceanic back-arc magmatism. (2015). *Precambrian Research*. v266. pag 530-550.
- Campanha, G. A. D. C., Faleiros, F. M., Cawood, P. A., Cabrita, D. I. G., Ribeiro, B. V., & Basei, M. A. S. (2019). The Tonian Embu Complex in the Ribeira Belt (Brazil): revision, depositional age and setting in Rodinia and West Gondwana. *Precambrian Research*, v. 320, p. 31-45.

- Campos Neto, M.C. (1991). A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande: ensaio de evolução tectônica. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 210 p.
- Campos Neto, M. C. (2000). Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasileiro - Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Ed). Tectonic Evolution of South America, International Geological Co., Rio de Janeiro. p. 335-365.
- Campos Neto, M.C. & Basei, M.A.S. (1983). Importância dos falhamentos transcorrentes na configuração do Pré-cambriano entre São José dos campos e Amparo. In: Simpósio Regional de Geologia, São Paulo-SP. Atas....:79-90.
- Cavalcante, J.C. & Kaefer, L.Q. (1974). Complexo de Piracaia - estudos preliminares. In XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre-RS Anais...,5: p.101-106.
- Dantas, A.S.L., (1990). Geologia da Faixa São Roque e intrusivas associadas na região entre São Paulo e Mairiporã, Norte de São Paulo, SP. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 199.
- Coutinho, J.M.V. (1980). Carta Geológica da Região Metropolitana de São Paulo. Escala 1:100.000. EMPLASA, 2 folhas. São Paulo
- Cury, L.F., (2009). Geologia do Terreno Paranaguá. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 186 p.
- 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 p.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C, Martins, L., Vlach, S.R.F., Vasconcelos, P.M., (2011). Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt: evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, v. 189(3-4), p. 263–291.
- Fisher, R., (1953). Dispersion on a sphere; *Proceedings of the Royal Society*, Vol 120, No 1130, p. 295-305.
- Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., Schobbenhaus, C., (2008). Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, v. 160, n. 1-2, p. 108-126.
- Garcia, M.G.M. (1996). Análise cinemática do setor de junção entre as zonas de cisalhamento direcionais São Bento do Sapucaí, Sertãozinho e Jundiuvira, nas imediações de Piracaia-SP. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 104p.

- Garcia, M. G. M., & Campos Neto, M.C. (1997). Superposição Dextral Em Ampla Zona De Cisalhamento Sinistral: Cinturão De Cisalhamento São Paulo, imediações de Piracaia-SP. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(4), p. 339-348.
- Grohmann, C.H., & Campanha, G.A.C., (2010). OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis. Presented at the AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco, CA.
- Hackspacher, P, C., Godoy, M.L.S., Santos, E.L. (1991). Petrotrama de quartzo e feldspato ao longo da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, Cabreúva-SP. In: III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro-SP. Boletim de resumos..., p. 119-121.
- Hackspacher, P. C., Godoy, M. L S, Santo, E. L., (1993). Petrotrama de quartzo e feldspato ao longo da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, Cabreúva (SP). *Geociências* (São Paulo), v. 12, n. 1, p. 141-153.
- Hackspacher, P. C. & Godoy, M.L. (1989). Níveis crustais distintos para as zonas de cisalhamento de Itu e Mairinque na porção leste da Folha Cabreúva. In: I Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro-RJ. Resumos...,115-116.
- Hasui, Y. (1975). Evolução polifásica do Pré-Cambriano oeste da capital paulista. *Boletim Instituto de Geociências - USP*, 6:95-108.
- Hasui, Y., Penalva F., Hennies, WT, (1969). Geologia do Grupo São Roque In: XXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador-BA. Anais...,101, -13 4
- Hasui, Y., Ponçano, W.L., Bistrichi, C.A., Stein, D.P., Galvão, C.A.C.F.; Gimenez, A.F.; Almeida, M.A.; Melo, M.S. & Pires Neto, A.G. (1977). As grandes falhas do leste paulista. In: I Simpósio Regional de Geologia, São Paulo-SP. Atas....369-438.
- Hasui, Y., Dantas, A.S.L., Carneiro, C.D.R., Bistrichi, C.A. (1981). O embasamento Pré-Cambriano e Eopaleozóico em São Paulo. In: Mapa Geológico do Estado de São Paulo. escala 1:500.000, Governo do Estado de São Paulo, Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia. Divisão de Minas e Geologia Aplicada, IPT, 12-45.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.A., 2004. 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.
- Henrique-Pinto, R., Janasi, V. D. A., Carvalho, B. B., Calado, B. D. O., & Grohmann, C. H. (2014). Integrated geological map of the São Roque Domain, north of São Paulo city–Brazil. *Journal of Maps*, v. 10(3), p. 434-439.

- Henrique-Pinto, R., Janasi, V. D. A., Vasconcellos, A. C. B. C., Sawyer, E. W., Barnes, S. J., Basei, M. A., & Tassinari, C. C. (2015). Zircon provenance in meta-sandstones of the São Roque Domain: Implications for the Proterozoic evolution of the Ribeira Belt, SE Brazil. *Precambrian Research*, v. 256, p. 271-288.
- Henrique-Pinto, R., Janasi, V., Campanha, G. (2018). U-Pb dating, Lu-Hf isotope systematics and chemistry of zircon from the Morro do Polvilho meta-trachydacite: Constraints on sources of magmatism and on the depositional age of the São Roque Group. *Geologia USP- Série Científica*, v.18, p. 45-56.
- Howell, G.H., (1995). *Principles of Terranes Analysis: New Applications for Global Tectonics*. Chapman & Hall, London – Glasgow – Weinheim – New York – Tokyo – Melbourne – Madras, 245 p.
- Janasi, V. A., Andrade, S., Vasconcellos, A. C. B. C., Henrique-Pinto, R., & Ulbrich, H. H. G. J.. (2016). Timing and sources of granite magmatism in the Ribeira Belt, SE Brazil: Insights from zircon in situ U–Pb dating and Hf isotope geochemistry in granites from the São Roque Domain. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 224-247.
- Johson, E. L., Hollister, L. S. (1995). Syndeformational fluid trapping in quartz: determining the pressure-temperature conditions of deformation from fluid inclusions and the formation of pure CO₂ fluid inclusions during grain-boudin migration. *Journal of metamorphic geology*, v. 13, issue 2. pag. 239-249.
- Juliani, C., (1993). *Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque nas regiões das Serras de Itaberaba e Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo (Sp)*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 303 p.
- Juliani, C., & Beljavskis, P. (1995). Revisão da litoestratigrafia da faixa São Roque/Serra do Itaberaba-SP. *Revista do Instituto Geológico*, v.16(1-2), p.33-58.
- Juliani, C., Beljavskis, P., Schorscher, H.D. (1986). Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região de São Roque - Sp. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia-GO. Anais, Z:730-743.
- Juliani, C., Hackpacher, P., Dantas, E. L., Fetter, A. H. (2000). The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo state, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. In: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p.82-86.
- Moraes Rego, L.F., (1933). *Contribuição ao estudo das formações pré-devonianas de São Paulo*. Inst. Astron. Geof., São Paulo.

- Neves, M. A. (2005). *Análise Integrada Aplicada à Exploração de Água Subterrânea na Bacia do Rio Jundiá (SP)*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro: 200 p.
- Oliveira M.A.F., Carvalho, S.G., Morales, N., Choudhuri, A., Zanardo, A., Angeli, N., Godoy, A.M. & Rueda, J. R. J. (1983). Geologia da porção paulista das quadrículas de Camanducaia e Monteiro Lobato. In: *I Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000*. Pró-Minério - Secret. Ind. Com. Ciênc. Tecnol., SP-IPT, p. 81-104.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics*, 2nd edition. Springer Berlin Heidelberg, New York, 366p.
- Perrotta, M.M., Salvador, E.D., Lopes, R.C., D'Agostino, L.Z., Peruffo, N., Gomes, S.D.; Sachs, L.L.B., Meira, V.T., Garcia, M.G.M., Lacerda Filho, J.V. (2006). *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:750.000*. Programa Geologia do Brasil - PGB, CPRM, São Paulo.
- Peternel, R. A. (2005). *Zona de superposição entre as faixas Brasília e Ribeira na região entre Caxambu e Pedralva, sul de Minas Gerais*. Tese de Doutorado. – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 257 p.
- Sadowski, G.R., (1991). A megafalha de Cubatão no Sudeste Brasileiro. *Bol. IG-usp, Série Científica* v.22, p.15-28.
- Samson, I., Anderson, A., Marshall D. (2003). *Fluid inclusions: analysis and interpretation*. Mineralogical Association of Canada. Short Course. V. 32.
- Schobbenhaus Filho, C. (1981). *Carta geológica do Brasil, 1:2.500.000*. Brasília, DNPM.
- Sibson, R. H., Moore J., Rankin, A.H., 1975. Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism, *Journal Geol. Soc. London* 131, 653-659.
- Sibson, R.H., Robert, F., Poulsen, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology* 16, 551-555.
- Silva, T. B. (2011). *Tectônica fanerozoica ao longo da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, SP*. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 112p.
- Span, R., & Wagner, W. (1996). A new equation of state for carbon dioxide covering the fluid region from the triple-point temperature to 1100 K at pressures up to 800 MPa. *Journal of physical and chemical reference data*, v.25(6), p. 1509-1596.
- Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T. (1999). P-T paths from anatexis pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.134, p17-32.

- Spear, F. S., Pyle, J. M., Storm, L. C. (2001). *Shourtcourse: Thermodynamic modelinf of mineral reactions: An introduction to Program Gibbs*. Northeast Section, Geological Society of America, Burlington, Vermont.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700° C. *Journal of structural geology*, v. 24, p. 1861-1884.
- Tassinari, C. C. G. (1988). *As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal*. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 236p.
- Trouw, R. A. J., Passchier, C. W., Wiersma, D. J. (2010). *Atlas of Mylonites and Related Microstructures*. Springer, 322p.