

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO ATRAVÉS DE MAPAS DE  
CATODOLUMINESCÊNCIA E DO GEOTERMÔMETRO TI NO QUARTZO NO  
GRANITO CAPOTE, NO CINTURÃO RIBEIRA

João Victor Grella

Dra. Regiane Andrade Fumes

Prof. Dr. George Luiz Luvizotto  
Dr. Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira

Rio Claro (SP)

2022

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

JOÃO VICTOR GRELLA

ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO ATRAVÉS DE MAPAS DE  
CATODOLUMINESCÊNCIA E DO GEOTERMÔMETRO TI  
NO QUARTZO NO GRANITO CAPOTE, NO CINTURÃO  
RIBEIRA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado  
ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas -  
Câmpus de Rio Claro, da Universidade  
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para  
obtenção do grau de Geólogo.

Rio Claro - SP

2022

G825a Grella, João Victor  
Análise da deformação através de mapas de catodoluminescência e do geotermômetro Ti no quartzo no Granito Capote, no Cinturão Ribeira / João Victor Grella. -- Rio Claro, 2022  
57 f. : il., tabs., mapas

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro  
Orientadora: Regiane Andrade Fumes  
Coorientador: George Luiz Luvizotto

1. Ti no quartzo. 2. Termometria. 3. Microtectônica. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

JOÃO VICTOR GRELLA

ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO ATRAVÉS DE MAPAS DE  
CATODOLUMINESCÊNCIA E DO GEOTERMÔMETRO TI  
NO QUARTZO NO GRANITO CAPOTE, NO CINTURÃO  
RIBEIRA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado  
ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas -  
Câmpus de Rio Claro, da Universidade  
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para  
obtenção do grau de Geólogo.


Comissão Examinadora

Dra. Regiane Andrade Fumes (orientadora)

MSc. Thais Güitzlaf Leme

Otavio Sant'Anna Gonçalves Silva

Rio Claro, 08 de março de 2022.

  
Assinatura do aluno

  
Assinatura da orientadora

## **AGRADECIMENTOS**

À minha família, José, Paola, Marina e Gabriela, pelo apoio incondicional em todos os momentos da graduação e da vida.

Aos amigos de graduação que lutaram comigo debaixo de sol e chuva para que conseguíssemos atingir nossos objetivos.

À Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP, por ter me proporcionado a oportunidade e as ferramentas para que eu me torna-se um Geólogo.

À todos os professores, pós-graduandos, técnicos e demais funcionários que contribuíram com a minha formação dentro da universidade, mas principalmente aos meus orientadores Dra. Regiane Andrade Fumes, Dr. Prof. Dr. George Luiz Luvizotto e Dr. Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira.

Aos grupos de extensão Lito Júnior e Unesp IFG – Student Chapter, por me proporcionarem a experiência para além da graduação.

À toda equipe da Ser Geo, pela oportunidade, confiança e aprendizado que proporcionaram.

Por fim, a todos que acreditaram e fizeram isto ser possível.

## RESUMO

O quartzo é um dos minerais mais abundantes na crosta terrestre, entretanto, sua composição de quase 100% de SiO<sub>2</sub> sempre resultou em poucos estudos geoquímicos sobre o mesmo. O avanço das técnicas de análise de elementos traço têm mudado este contexto, e, embora o Cinturão Ribeira seja amplamente estudado quanto aos seus aspectos evolutivos, cada vez mais surgem trabalhos focados em técnicas analíticas para a determinação das condições físicas desta evolução, como temperatura e a pressão, o que é o objetivo deste trabalho. O geotermômetro Ti no quartzo foi aplicado a partir de análises quantitativas pontuais de concentrações de Ti em uma amostra de granito deformado e um granito indeformado, pertencentes ao Granito Capote (Complexo Granítico Três Córregos). Mapas de emissão de catodoluminescência, com filtro azul, foram utilizados para interpretar a distribuição dos teores de Ti no quartzo. As análises pontuais apresentaram concentrações de Ti no quartzo de 13,19 µg/g a 46,16 µg/g, na amostra indeformada, e 16,19 µg/g a 42,56 µg/g na amostra deformada, os quais aplicados ao termômetro Ti no quartzo, sob estimativas de pressões a 5 kbar, resultaram em temperaturas entre 534 a 633°C, com média de 558°C, e 546 a 625°C, com média de 567°C. Para a amostra indeformada as maiores concentrações de Ti no quartzo foram identificadas no centros dos cristais, o que é correlacionado com o tempo de residência da rocha no sistema magmático, em contrapartida, a amostra deformada apresentou as maiores concentrações de Ti próximo às bordas dos cristais de quartzo, esta correlacionada com o efeito dos mecanismos de recristalização, principalmente a migração de limite de grão em temperatura mais alta, a qual ocasiona na fluidificação na região limítrofe dos grãos, tornando-as faixas de movimentação e reconcentração de elementos traços.

Palavras-chave: Ti no quartzo. Termometria. Microtectônica.

## ABSTRACT

Quartz is one of the most abundant minerals in the Earth's crust, however, its composition of almost 100% Si has always resulted in few geochemical studies on it. The advancement of trace element analysis techniques has changed this context, and, although the Ribeira Belt is widely studied in terms of its evolutionary aspects, more and more works are emerging focused on analytical techniques to determine the physical conditions of this evolution, which is the objective of this work. The Ti in quartz geothermometer was applied from quantitative analysis of specific concentrations of Ti in a deformed granite and an undeformed granite samples, belonging to the Capote Granite (Tres Córregos Granitic Complex). Cathodoluminescence emission maps, with blue filter, were used to interpret the distribution of Ti contents in quartz. The spot analyzes showed Ti concentrations in quartz of 13.19  $\mu\text{g/g}$  to 46.16  $\mu\text{g/g}$  in the undeformed sample, and 16.19  $\mu\text{g/g}$  to 42.56  $\mu\text{g/g}$  in the deformed sample, which were applied to the Ti thermometer in quartz, under pressure estimates at 5 kbar, resulted in temperatures between 534 to 633°C, with an average of 558°C, and 546 to 625°C, with an average of 567°C. For the undeformed sample, the highest concentrations of Ti in quartz were identified in the centers of the crystals, which is correlated with the residence time of the rock in the magmatic system, in contrast, the deformed sample presented the highest concentrations of Ti near the edges of the crystals of quartz, which is correlated with the effect of recrystallization mechanisms, mainly the grain boundary migration at higher temperature, which causes fluidization in the boundary region of the grains, turning them into bands of movement and reconcentration of trace elements.

Keywords: Ti in quartz. Thermometry. Microtectonic.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** - Localização da área de estudo em relação aos municípios de Guapiara, Capão Bonito e Ribeirão Branco, Estado de São Paulo. .... 3
- Figura 2** – Ilustração mostrando os limites entre os grãos **A**. Grãos rodeados por fluidos. Nos pontos de contato, as tensões diferenciais são relativamente altas, conforme indicado pelo sombreado; **B**. A dissolução por pressão altera a forma dos grãos e o material dissolvido nos pontos de contato é redepositado no espaço adjacente (sombreado escuro)..... 5
- Figura 3** – Ilustração sobre recristalização BLG. A protuberância avança sobre o cristal de maior densidade de deslocamento (sombreado), com formando um cristal independente ao fim do processo. .... 6
- Figura 4** – Ilustração sobre recristalização por rotação de subgrão. A rotação de um subgrão em resposta à migração do deslocamento para as bordas do subgrão durante a deformação progressiva pode causar o desenvolvimento de limites de alto ângulo, mudando sua classificação para um novo grão..... 7
- Figura 5** – Ilustração sobre recristalização de limite de grãos. Em alta temperatura, no processo de recristalização de limite de grão em alta temperatura, os limites dos grãos tornam-se altamente móveis e podem modificar o material em qualquer direção. .... 8
- Figura 6** – Isopletas. **A**. Ti no quartzo e Zr no rutilo com  $aTiO_2 = 1$ ; **B**. Ti no quartzo e Zr na titanita com  $aTiO_2 = 0,5$ . As isopletas foram construídas a partir da Equação 1..... 10
- Figura 7** - Mapa do continente Sul-Americano com ênfase na Plataforma Sul-Americana, seus crátons e faixas orogênicas Neoproterozóicas. Destaque em vermelho para a região aproximada da área de estudo..... 12
- Figura 8** – **A**. Localização da porção central do Sistema Orogênico Mantiqueira; **B**. Principais domínios geológicos da porção central do Sistema Orogênico Mantiqueira. Destaque em vermelho para a região aproximada da área de estudo. .... 13
- Figura 9** – Comparação entre os domínios geotectônicos propostos. **A**. Heilbron et al. (2020) para o Orógeno Ribeira Setentrional e; **B**. Campanha et al. (2019) para o Orógeno Ribeira Meridional. .... 14
- Figura 10** – Modelo tectônico de evolução do Terreno Apiaí. **A**. rifte continental; **B**. margem passiva com desenvolvimento de carbonatos; **C**. colisão e subducção do Mar Apiaí; **D**. migração da subducção para leste com magmatismo cálcio-alcálico; **E**. ajuste transcorrente com magmatismo pós-tectônico. Abaixo observa-se a configuração tectônica atual da área de estudo. .... 17
- Figura 11** - Mapa Geológico da região de estudo, onde se localizam as intrusões denominadas Granito Capote..... 18

**Figura 12** - Localização dos pontos de amostragem em relação à área de estudo, as fácies do Granito Capote e as principais estruturas geológicas da área. Foram destacados apenas os corpos graníticos nesta figura..... 21

**Figura 13** – **A.** Fotografia macroscópica da amostra CP3 com destaque para o fenocristal róseo de microclínio e matriz de granulação média. **B a F.** Fotomicrografias sob luz transmitida do monzogranito da amostra CP3. **B.** Titanita, hornblenda e biotita em meio a cristais de quartzo; **C.** Plagioclásio recristalizado; **D.** Plagioclásio com cristais de hornblenda; **E.** Exsolução do tipo pertita em um fenocristal de microclínio; **F.** Cristais granulares de titanita inclusos em cristais tabulares de biotita. **D e F:** polarizadores descruzados, **B, C e E:** polarizadores cruzados. Ap: Apatita; Bt: Biotita; Hbl: Hornblenda; Mc: Microclínio; Pl: Plagioclásio; Qtz: Quartzo; Ttn: Titanita..... 23

**Figura 14** - **A.** Fotografia macroscópica da amostra CP5 com destaque para a orientação dos fenocristais e de minerais máficos. **B a F.** Fotomicrografias sob luz transmitida do monzogranito da amostra CP5. **B.** Plagioclásio e microclínio isso-orientados, e biotita com processo de biotitização; **C.** Anisotropia marcada por cristais tabulares de biotita; **D.** Cristais de quartzo com extinção ondulante e recristalização do tipo GBM; **E.** Fenocristal de microclínio com pertita e textura mirmequítica; **F.** Cristal de titanita em meio a matriz. **B e C:** polarizadores descruzados, **D, E e F:** polarizadores cruzados. Bt: Biotita; Mc: Microclínio; Pl: Plagioclásio; Qtz: Quartzo; Ttn: Titanita. .... 25

**Figura 15** - Resultados obtidos para a amostra CP3. **A.** Mapa de distribuição de fases; **B.** Mapa de catodoluminescência de Ti no quartzo. A escala apresenta valores de intensidade, cores mais quentes indicam maiores concentrações de Ti. .... 28

**Figura 16** - Resultados obtidos para a amostra CP5. **A.** Mapa de distribuição de fases; **B.** Mapa de catodoluminescência de Ti no quartzo. A escala apresenta valores de intensidade, cores mais quentes indicam maiores concentrações de Ti. .... 28

**Figura 17** - Mapa de catodoluminescência de Ti no quartzo com os pontos acima do limite de detecção da microsonda plotados com as respectivas concentrações de Ti e temperaturas calculadas. **A.** Amostra CP3; **B.** Amostra CP5. A escala apresenta valores de intensidade, cores mais quentes indicam maiores concentrações de Ti. Produzido a partir do *software* XMapTools. .... 30

**Figura 18** – Isopletras de Ti no quartzo projetadas em um diagrama de pressão (P) e temperatura (T) obtidas a partir da aplicação dos valores obtidos na microsonda na Equação 1 (Thomas et al., 2010); **A.** Amostra CP3; **B.** Amostra CP5. Foi utilizado  $a\text{TiO}_2 = 0,5$ ..... 31

**Figura 19** - Detalhamento da petrografia dos grãos de quartzo nas lâminas delgadas. **A, B e C:** Amostra CP3; **D, E e F:** Amostra CP5. **A.** Fraturamento intragrãos no quartzo; **B.** Extinção ondulante em cristais de quartzo; **C.** Contato serrilhado entre grãos de quartzo com indícios de recristalização e recristalização GBM no plagioclásio; **D.** Cristais de quartzo de diferentes tamanhos orientados segundo direção preferencial da matriz; **E.** Recristalização GBM marcada nos limites dos grãos e SGR marcada pela recristalização dos minerais; **F.** Recristalização GBM no quartzo. Pl: Plagioclásio; Qtz: Quartzo; SGR: rotação de subgrão; GBM: migração de limite de grão em temperatura mais alta. .... 33

**Figura 20** - Relação catodoluminescência (Ti no quartzo) *versus* recristalização no quartzo da amostra CP5. Evidências de que a distribuição de Ti no quartzo é influenciada pela recristalização e fluidificação no limite dos grãos. Qtz: Quartzo; GBM: migração de limite de grãos em temperatura mais alta. Escala em valores de intensidade, cores mais quentes indicam maiores concentrações de Ti..... 35

**Figura 21** - Isopletas de Ti no quartzo projetadas em um diagrama de pressão (P) e temperatura (T) obtidas a partir da aplicação dos valores obtidos na microsonda na Equação 1 (Thomas et al., 2010); **A.** Amostra CP3; **B.** Amostra CP3. Foi utilizado  $a_{TiO_2} = 0,5$ . Destaque para as faixas temperaturas em que ocorrem as recristalizações no quartzo. BLG: migração de limite de grãos; SGR: rotação de subgrão; GBM: migração de limite de grão em temperatura mais alta. .... 38

## LISTA DE TABELAS

**Tabela 1** - Resultados pontuais quantitativos para SiO<sub>2</sub> e TiO<sub>2</sub>, em porcentagem, e em µg/g de Ti no quartzo para a amostra CP3. A coluna Qtz indica o cristal analisado. Os valores em destaque indicam resultados para TiO<sub>2</sub> acima do limite de detecção da microsonda. ....26

**Tabela 2** - Resultados pontuais quantitativos para TiO<sub>2</sub>, em porcentagem, e em µg/g de Ti no quartzo para a amostra CP5. A coluna Qtz indica o cristal analisado. Os valores em destaque indicam resultados para TiO<sub>2</sub> acima do limite de detecção da microsonda. ....27

**Tabela 3** - Temperaturas calculadas a partir da Equação 2 (THOMAS et al., 2010) para os cristais que resultaram em concentrações de TiO<sub>2</sub> acima do limite de detecção da microsonda. As temperaturas estão apresentadas em graus celsius e as pressões estimadas em kilobar. ....29

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1	OBJETIVOS .....	3
1.2	MATERIAIS E MÉTODOS .....	4
1.3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	4
1.3.1	Microtectônica do Quartzo .....	4
1.3.2	Geotermômetro Ti no Quartzo .....	8
<b>2</b>	<b>GEOLOGIA REGIONAL .....</b>	<b>11</b>
2.1	CINTURÃO RIBEIRA .....	13
2.2	TERRENO APIAÍ .....	16
2.3	GRANITO CAPOTE .....	17
2.4	GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	20
<b>3</b>	<b>RESULTADOS.....</b>	<b>21</b>
3.1	PETROGRAFIA .....	22
3.1.1	Amostra CP3.....	22
3.1.2	Amostra CP5.....	24
3.2	TERMOMETRIA DE TI NO QUARTZO .....	26
3.3	MICROTECTÔNICA DO QUARTZO .....	32
<b>4</b>	<b>DISCUSSÕES .....</b>	<b>34</b>
4.1	DISTRIBUIÇÃO DE TI NO QUARTZO .....	34
4.2	TERMOMETRIA.....	36
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>40</b>
	<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>41</b>
	<b>APÊNDICE A – MAPAS DE INTENSIDADE DE ELEMENTOS .....</b>	<b>47</b>
	<b>APÊNDICE B – ESTIMATIVAS DE TERMOMETRIA .....</b>	<b>49</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Apesar do quartzo ser um mineral abundante na crosta terrestre, por ser composto majoritariamente por  $\text{SiO}_2$ , sempre foi muito pouco estudado geoquimicamente, o que vem mudando com a melhora das técnicas analíticas e análise de elementos traços (WARK; WATSON, 2006). A emissão de catodoluminescência (CL) do quartzo auxilia na caracterização petrológica, principalmente na utilização em termobarômetros de substituição de sílica por titânio (Ti no quartzo) (THOMAS et al., 2010; WARK; WATSON, 2006). Segundo Wark e Watson (2006) as emissões de CL, observadas utilizando filtro azul, se correlacionam com a concentração de titânio. Neste mesmo trabalho, os autores calibram o geotermômetro Ti no quartzo em temperaturas entre  $600^\circ\text{C}$  e  $1000^\circ\text{C}$ , faixa em que o quartzo se torna estável com o rutilo, permitindo a troca de Si por Ti. Thomas et al. (2010) confirmaram a forte dependência de pressão( $P$ )-temperatura( $T$ ) na solubilidade de titânio em quartzo, este um modelo termobarométrico muito útil para estudos de deformação e recristalização.

O comportamento deformacional do quartzo é muito discutido devido à complexa atuação da água nestes processos (HIRTH; TULLIS, 1992; PASSCHIER; TROUW, 2005). O papel do aumento da pressão da água nos poros dos cristais de quartzo é apresentado por Luan e Patterson (1992) e Hirth e Tullis (1992), que classificam a deformação do quartzo em três principais regimes segundo o aumento da temperatura do sistema - Migração de limite de grão em temperatura mais baixa (BLG), Rotação de subgrão (SGR) e Recristalização de limite de grão em temperatura mais alta (GBM). Passchier e Trouw (2005) compilaram os regimes previamente apresentados e que são abordados neste trabalho.

O Cinturão Ribeira (CR) têm sido objeto de estudos geoquímicos e termobarométricos há muitas décadas (CORDANI; DELHAL; LEDENT, 1973), entretanto, com o avanço das técnicas analíticas, cada vez mais surgem trabalhos focados nas condições termobarométricas da evolução crustal (SANTOS et al., 2011). A termobarometria é constantemente empregada no estudo de rochas metamórficas, com os granulitos do CR como alvos de pesquisa de Karniol et al. (2009) e Santos et al. (2011). Karniol et al. (2009) confirmaram o regime transpressivo através da termobarometria na porção norte do CR, no Rio de Janeiro, e, por meio de pseudoseções de migmatitos e charnockitos, pertencentes à porção central do CR, conseguiram restringir o pico metamórfico (SANTOS et al., 2011).

Cavalcante et al. (2018) basearam-se no termobarômetro Ti no quartzo (THOMAS et al., 2010; WARK; WATSON, 2006) aplicado para milonitos quartzo-feldspáticos pertencentes ao CR na região de Além Paraíba, Três Rios e Santo Antônio de Pádua, no estado do Rio de Janeiro. Os termômetros mais comuns utilizados para o CR são baseados em análises de

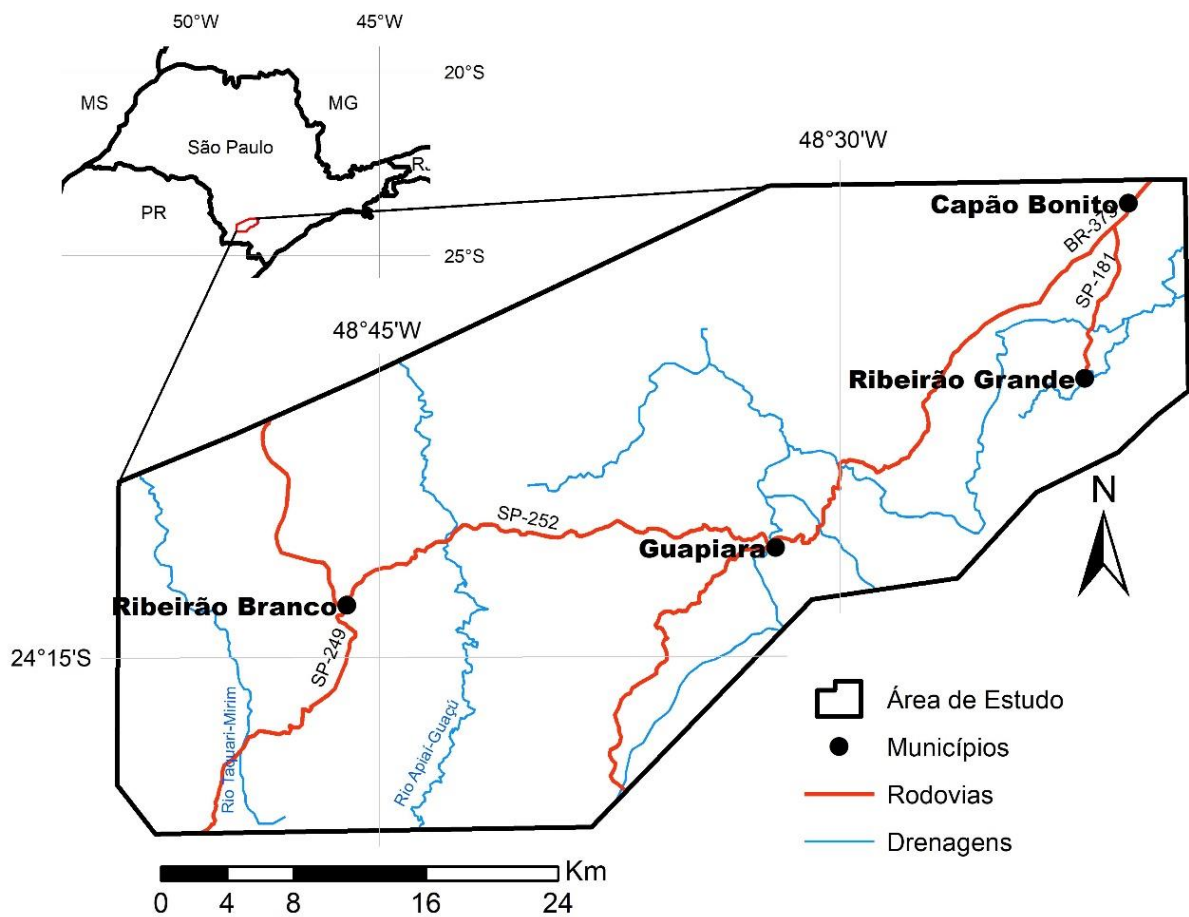
minerais formados por elementos como Fe e Mg, que nem sempre estão presentes em rochas quartzo-feldspáticas, tornando o geotermômetro Ti no quartzo uma ferramenta muito útil (CAVALCANTE et al., 2018; THOMAS et al., 2010). Cavalcante et al. (2018) utilizaram o geotermômetro Ti no quartzo como ferramenta para determinação da evolução microestrutural das rochas através da temperatura, demonstrando que o quartzo é um mineral útil para estudos deste tipo, visto que ocorre na maioria das rochas crustais.

Conhecendo o histórico dos granitos do Terreno Apiaí, nenhum estudo, até o momento, obteve valores de temperatura de cristalização através da termometria baseada na solubilidade e distribuição de Ti no quartzo. Desta forma, não é sabido se estes valores obtidos podem ser condizentes a geotermobarometria convencional, como pseudoseções, fases minerais (muscovita-biotita), entre outros.

Estudos recentes baseados na solubilidade de Ti no quartzo (CAVALCANTE et al., 2018; FUMES et al., 2021; KENDRICK; INDARES, 2018; KIDDER; AVOUAC; CHAN, 2013; LEEMAN et al., 2012; THOMAS et al., 2010) têm abrangido diversos litotipos de forma isolada, deixando a lacuna em até que ponto a deformação da rocha pode afetar a distribuição do Ti no quartzo e, conseqüentemente, alterar os resultados termométricos.

Este trabalho visa a aplicação da termobarometria de Ti, tornando-se inédito seu uso para as ocorrências graníticas da região de Guapiara, Capão Bonito e Ribeirão Branco, no Estado de São Paulo (Figura 1). A presença de minerais portadores de Ti (titanita), juntamente da ocorrência de zircão, e da ocorrência de corpos deformados e indeformados, que possibilitam a comparação em escala microestrutural, são fatores determinantes para a escolha do local de estudo.

**Figura 1** - Localização da área de estudo em relação aos municípios de Guapiara, Capão Bonito e Ribeirão Branco, Estado de São Paulo.



FONTE: Elaborado pelo autor com base em Vieira (2021).

### 1.1 OBJETIVOS

O objetivo geral da pesquisa é definir a temperatura de cristalização do quartzo e a análise microtectônica nas amostras de granito deformado e indeformado do Terreno Apiaí, na região dos municípios de Guapiara, Capão Bonito e Ribeirão Branco, Estado de São Paulo. A proposta central é a aplicação do termômetro  $T_i$  no quartzo associado com a observação de mapas de catodoluminescência (CL), com filtro azul, possibilitando relacionar a distribuição textural dos teores de  $T_i$  no quartzo com as temperaturas de cristalização.

Dentre os objetivos específicos da pesquisa, constam a comparação com os resultados previamente publicados a partir de métodos diferentes de termometria. Por conseguinte, é esperado que se faça a verificação de como a recristalização do quartzo afeta a distribuição de  $T_i$  no quartzo, e consequentemente a termometria.

## 1.2 MATERIAIS E MÉTODOS

Mapas composicionais, mapas de catodoluminescência (CL) e análises quantitativas de Ti no quartzo foram realizados utilizando uma microsonda eletrônica - JEOL JXA-8230 (EPMA) equipada com cinco detectores de espectrometria dispersiva de comprimento de onda (WDS) do Departamento de Geologia da Unesp de Rio Claro.

A análise do Ti no quartzo foi realizada utilizando a tensão e a corrente do feixe de elétrons de 15 keV e 200nA. O rutilo sintético (LUVIZOTTO et al., 2009) foi utilizado como padrão analítico para o Ti. As medições de Ti no pico (400 s) e de fundo (200 s) foram realizadas simultaneamente em três espectrômetros WDS (cristais PET) para melhorar as estatísticas de contagem. Com essa configuração, o limite mínimo de detecção de Ti é de 14 µg/g, considerando o *background* e os fatores de correção da matriz ZAF. As temperaturas de Ti no quartzo foram calculadas seguindo a calibração de Thomas et al. (2010).

Mapas qualitativos de catodoluminescência foram obtidos através do sistema Hamamatsu H8259 CL, acoplado a microsonda utilizando um filtro de luz azul da marca Astronomik L-RGB tipo 2C (filtrando os comprimentos de onda entre 380 nm a 520 nm) a fim de avaliar a distribuição de Ti nos cristais de quartzo (KENDRICK; INDARES, 2018; KIDDER; AVOUAC; CHAN, 2013; LEEMAN et al., 2012; MÜLLER; LENNOX; TRZEBSKI, 2002). O tamanho dos pixels são de 10 µm e *dwell time* de 60 a 200 ms para a confecção dos mapas.

Os mapas quantitativos (Ti contido no quartzo baseado na emissão de azul de CL) foram padronizados no *software* XMapTools 2.5.1 (LANARI et al., 2014). O mapeamento foi realizado em 15 keV e 100nA, com pixels de 10 µm e *dwell time* de 60 a 200 ms dependendo do tamanho do mapa.

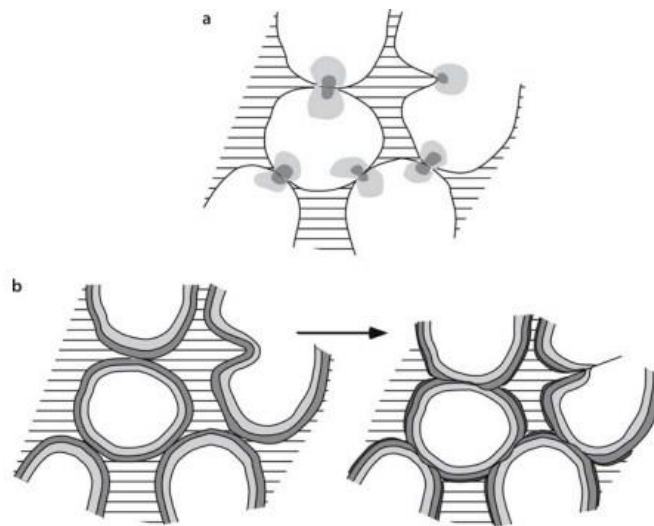
## 1.3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 1.3.1 Microtectônica do Quartzo

O quartzo é um mineral muito comum na crosta constituindo a grande maioria das rochas, e seu comportamento deformacional é muito discutido devido à complexa atuação da água nestes processos (HIRTH; TULLIS, 1992; PASSCHIER; TROUW, 2005). Luan e Patterson (1992) descrevem o papel do aumento da pressão da água nos poros dos cristais de quartzo no processo de diminuição do *stress* de fluxo, o que é reafirmado por Hirth e Tullis (1992) através de dados experimentais, que classificam a deformação do quartzo em três principais regimes - Migração de limite de grão em temperatura mais baixa (BLG), Rotação de subgrão (SGR) e Recristalização de limite de grão em alta temperatura (GBM).

Em condições de temperatura muito baixa (até 300°C), a deformação do quartzo se dá a partir de dois principais mecanismos, o fraturamento e a dissolução por pressão. O fraturamento é marcado caracteristicamente por microfissuras, que são descontinuidades planares em rocha na escala dos grãos minerais, ou até menor, com deslocamento pequeno à insignificante, e, quando propagadas e deslocadas, proporcionam a observação do regime deformacional, distensional, cisalhante, ou uma combinação de ambos (PASSCHIER; TROUW, 2005). Geralmente esse fraturamento segue um padrão de prolongamento, e desenvolve-se sobre estruturas pré-existentes, como clivagens e fraturas, ou até sobre certas direções cristalográficas em minerais iso-orientados preferencialmente, incluindo o quartzo em certos exemplos (VOLLBRECHT; RUST; WEBER, 1991). Por sua vez, a dissolução por pressão ocorre em certos locais de maior *stress* no grão, geralmente em contatos de alto ângulo com outras superfícies circundantes em relação à direção de encurtamento instantâneo (Figura 2) (PASSCHIER; TROUW, 2005).

**Figura 2** – Ilustração mostrando os limites entre os grãos **A**. Grãos rodeados por fluidos. Nos pontos de contato, as tensões diferenciais são relativamente altas, conforme indicado pelo sombreado; **B**. A dissolução por pressão altera a forma dos grãos e o material dissolvido nos pontos de contato é redepositado no espaço adjacente (sombreado escuro).



FONTE: Passchier e Trouw (2005)

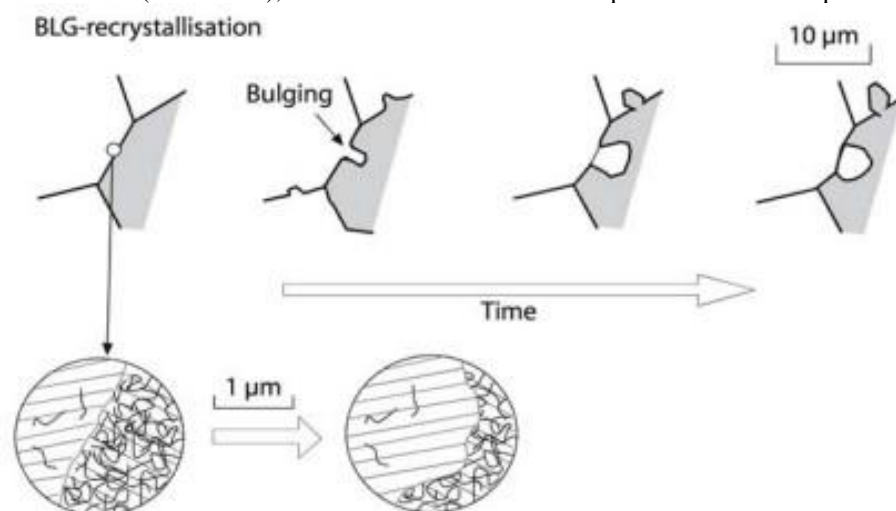
Essa dissolução seletiva ocorre nos minerais devido à solubilidade de um cristal em fluido aquoso ser mais alta nas porções que sofrem maior pressão em relação as outras partes, e locais previamente deformados próximos ao ponto de maior *stress* também podem ser solubilizados (LUAN; PATTERSON, 1992). Segundo Nishikawa e Takeshita (1999) as estruturas comumente identificadas nestas condições de deformação compreendem grãos

fraturados, extinção ondulante e *kink band* e evidências de dissolução por pressão podem ser observadas a partir da formação de pequenos veios.

Em temperaturas baixas, na faixa dos 300-400°C, há o predomínio do mecanismo de deformação de deslocamento por deslizamento, que, quando acompanhado de movimentos verticais em relação ao cristal é conhecido como *creep*. O deslocamento por deslizamento é característico no plano de clivagem basal do quartzo como uma deformação intracristalina apenas por deslizamentos, estes que possuem orientações características segundo os planos cristalográficos em direções específicas (PASSCHIER; TROUW, 2005). A combinação de um plano de deslizamento e sua direção caracteriza um sistema de deslizamento, o qual é muito presente em minerais formadores de rocha. O tipo do sistema de deslizamento depende da orientação e magnitude do campo de tensão no grão, além da tensão de cisalhamento crítica ( $\tau_c$ ), cuja magnitude é fortemente ligada a temperatura (HIRTH; TULLIS, 1992; PASSCHIER; TROUW, 2005). Dentre as estruturas mais comuns nesta faixa de deformação estão compreendidas estruturas irregulares, extinção ondulante do tipo “*sweeping*” em temperaturas elevadas, lamelas de deformação e recristalização dinâmica BLG (STIPP et al., 2002).

A migração de limite de grão em temperatura mais baixa, ou *Bulging recrystallisation* (BLG), é o nome dado quando a mobilidade local da borda do grão, no contato entre cristais com diferentes densidades de deslocamento, cria uma protuberância do cristal de menor densidade sobre o vizinho. A evolução desta protuberância resultará na formação de um novo cristal independente (Figura 3) (HIRTH; TULLIS, 1992; PASSCHIER; TROUW, 2005; STIPP et al., 2002).

**Figura 3** – Ilustração sobre recristalização BLG. A protuberância avança sobre o cristal de maior densidade de deslocamento (sombreado), com formando um cristal independente ao fim do processo.

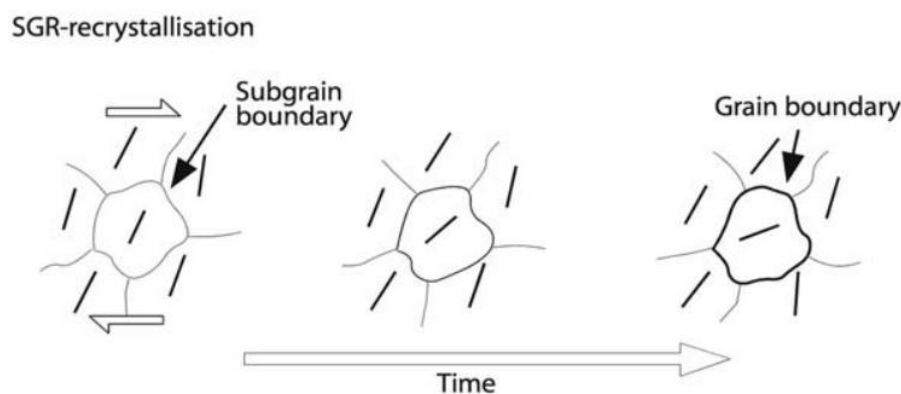


FONTE: Passchier e Trouw (2005)

A médias temperaturas (400-500°C) o deslocamento *creep* se torna dominante, além disso, o deslizamento no eixo do prisma  $\langle c \rangle$  se torna importante. Den Brok (1992) cita que a dissolução por pressão pode agir nestas temperaturas. Dentre as principais características estão compreendidos cristais fortemente achatados, com recuperação e estruturas de cristalização (PASSCHIER; TROUW, 2005). Lloyd e Freeman (1991) e Stipp et al. (2002) definem a rotação de subgrão (SGR) como mecanismo de recristalização dominante, cujas foliações oblíquas ocorrem como resultado do regime combinado do SGR e GBM. Devido à ocorrência de SGR, os subgrãos são comumente alongados com transição de subgrão (baixo ângulo) à limites de grão (alto ângulo) (NISHIKAWA; TAKESHITA, 2000).

A recristalização SGR ocorre quando os deslocamentos são acrescidos à borda do mesmo de forma a se deslocarem livremente na trama cristalina. Nesse caso ocorre o aumento do ângulo da estrutura cristalina em ambos os lados do subgrão, até que ele passe a não ser mais classificado como parte do mesmo grão, ou seja, um novo grão é desenvolvido pela progressiva rotação e desorientação dos subgrãos (Figura 4) (HIRTH; TULLIS, 1992; PASSCHIER; TROUW, 2005).

**Figura 4** – Ilustração sobre recristalização por rotação de subgrão. A rotação de um subgrão em resposta à migração do deslocamento para as bordas do subgrão durante a deformação progressiva pode causar o desenvolvimento de limites de alto ângulo, mudando sua classificação para um novo grão.



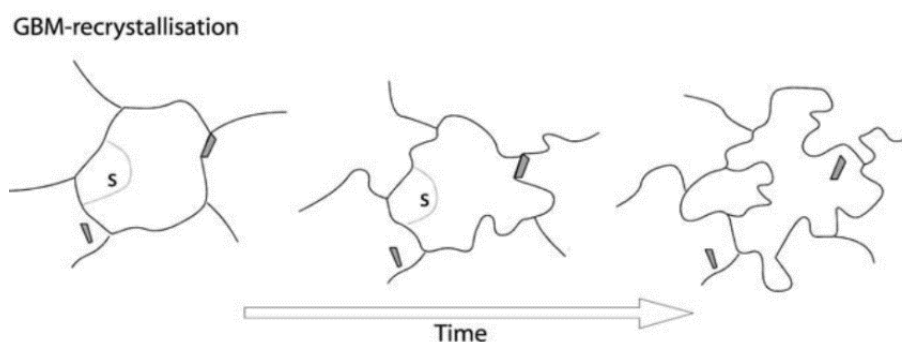
FONTE: Passchier e Trouw (2005)

Quando o quartzo é submetido a altas temperaturas (500-700°C) há o predomínio da recristalização de migração de limite de grão de alta temperatura (GBM), ainda que Stipp et al. (2002) descrevem estruturas de migração como comuns nas faixas de menor temperatura do intervalo. Acima dos 700°C o deslizamento do prisma  $\langle c \rangle$  torna-se dominante, e a rápida recristalização e recuperação faz com que os grãos aparentem ausência de tensão (BLUMENFELD; MAINPRICE; BOUCHEZ, 1986). Em condições de alta temperatura podem ocorrer extinções do tipo tabuleiro de xadrez devido ao deslizamento basal  $\langle a \rangle$  e do prisma

<c> combinados (BLUMENFELD; MAINPRICE; BOUCHEZ, 1986; STIPP et al., 2002) ou pela transição de quartzo  $\alpha$ - $\beta$  (KRUHL, 1996).

A recristalização GBM ocorre com o aumento da mobilidade dos limites dos grãos, e até consumir grãos inteiros (Figura 5) (HIRTH; TULLIS, 1992; STIPP et al., 2002). A marcação deste processo se dá pelo aparecimento de grãos lobulados de diferentes tamanhos, mas geralmente maiores que os subgrãos coexistentes formados devido o SGR concomitante a esse processo, o que é comum, que torna os subgrãos altamente móveis (LLOYD; FREEMAN, 1991). A altíssimas temperaturas os grãos podem se tornar fortemente lobulares a ameboides, desprovidos de subgrão e outros marcadores de tensão, como a extinção ondulante (PASSCHIER; TROUW, 2005; STIPP et al., 2002).

**Figura 5** – Ilustração sobre recristalização de limite de grãos. Em alta temperatura, no processo de recristalização de limite de grão em alta temperatura, os limites dos grãos tornam-se altamente móveis e podem modificar o material em qualquer direção.



FONTE: Passchier e Trouw (2005)

Ainda que a temperatura seja um fator muito importante na deformação do quartzo, não é o único, já que isto depende também da taxa de deformação, tensão diferencial e da presença de água na rede de grãos (PASSCHIER; TROUW, 2005). Hobbs (1985) descreve ainda sobre a possibilidade de ativação de mais de um sistema de deslocamento/deslizamento simultâneos com o aumento da tensão diferencial.

### 1.3.2 Geotermômetro Ti no Quartzo

Análises geodinâmicas são muito bem entendidas quando aplicadas em associação com valores de  $P$  e  $T$ , e o quartzo tem papel importantíssimo neste quesito a partir do momento que se reconhece sua estabilidade nas diferentes condições metamórficas, além de sua grande variabilidade microestrutural a cada janela de  $P$ - $T$  (KRUHL, 1996).

Wark e Watson (2006) propuseram uma calibração experimental do termômetro a partir da utilização da solubilidade de titânio em quartzo como parâmetro. Além de ser um elemento traço com concentrações quase sempre elevadas em rochas ígneas e metamórficas (1 a 200

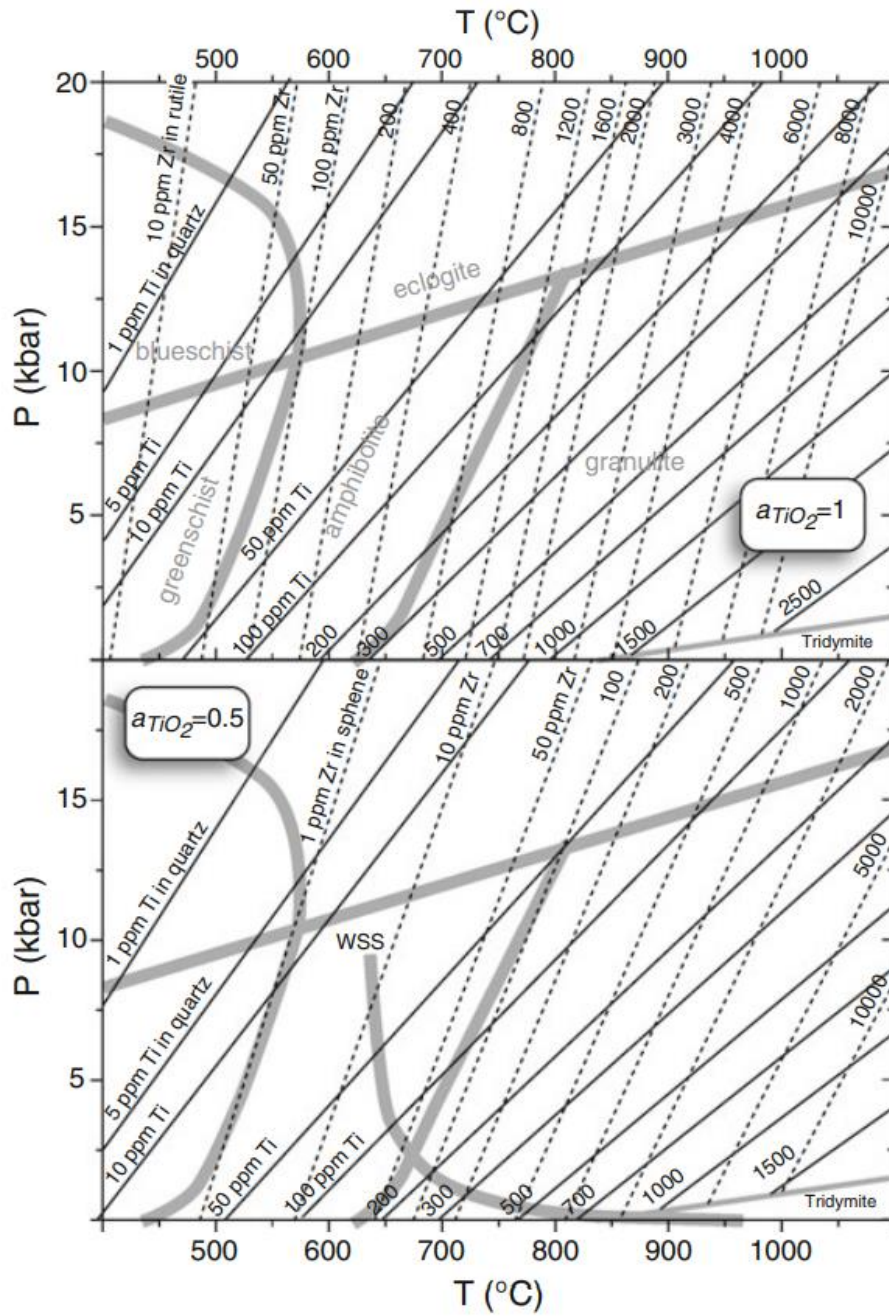
ppm), o Ti substitui o Si no quartzo sem que seja necessário o rebalanceamento químico, uma vez que ambos possuem cargas equivalentes (+4). Wark e Watson (2006) descrevem que a CL poderia ser conectada aos estudos de elementos traços e suas relações com as condições de cristalização. Wark e Spear (2005) observaram que no quartzo a emissão de CL na faixa de 415 nm é proporcional à concentração de Ti, e, com isso, levando em consideração Wark e Watson (2006), é possível estimar a temperatura de cristalização do quartzo com base nos teores de Ti.

A atividade de Ti ( $a_{TiO_2}$ ) pode ser fixada pela presença de uma fase de  $TiO_2$  pura e única, o rutilo ( $a_{TiO_2} = 1$ ). Por mais que o termômetro de Wark e Watson (2006) tenham obtido resultados positivos para amostras que contenham  $TiO_2$  livre, ele não necessariamente precisa estar contido no sistema, desde que a atividade de Ti possa ser estimada de acordo com a porcentagem presente de  $TiO_2$  em relação à formação do rutilo (por exemplo, 75% de  $TiO_2$  necessário para a formação de rutilo equivale à  $a_{TiO_2} = 0,75$ ) (SPEAR; WARK, 2009; WARK; SPEAR, 2005; WARK; WATSON, 2006).

Müller, Lennox e Trzebski (2002) afirmam que o Ti só pode substituir Si em altas temperaturas devido sua intensidade de campo ( $F = 1,04$ ), Thomas et al. (2010) levantam a questão sobre como a pressão afeta a solubilidade de Ti no quartzo e, conseqüentemente, o termômetro previamente proposto por Wark e Watson (2006). Thomas et al. (2010) obtiveram resultados semelhantes a termometria isotópica de oxigênio para as mesmas amostras em um sistema rutilo ( $TiO_2$ ) - quartzo ( $SiO_2$ ) - zircão ( $ZrSiO_4$ ) utilizando valores inferiores à 20 kbar e 1000°C, sugerindo a utilização da solubilidade de titânio em quartzo como termobarômetro quando em combinação com outro mineral coexistente, como o zircônio em rutilo (titanita para rochas ígneas com ausência de rutilo) (Figura 6), ou ainda como estimativa independente de cristalização do quartzo. O ajuste dos parâmetros para o termobarômetro de Thomas et al. (2010) é representado na Equação 1, em que  $X_{TiO_2}^{quartz}$  é a quantificação molar de Ti no quartzo,  $a_{TiO_2}$  configura a atividade de  $TiO_2$ ,  $R$  é a constante dos gases (8.3145 J/K),  $T$  é a temperatura e  $P$  é a pressão em kbar.

$$T (^{\circ}C) = \frac{-60952 + 1741 * P}{1520 - R * \ln X_{TiO_2}^{quartz} + R * \ln a_{TiO_2}} - 273,15 \quad (1)$$

**Figura 6** – Isopletas. **A.** Ti no quartzo e Zr no rutilo com  $a_{TiO_2} = 1$ ; **B.** Ti no quartzo e Zr na titanita com  $a_{TiO_2} = 0,5$ . As isopletas foram construídas a partir da Equação 1.



FONTE: Thomas et al. (2010)

## 2 GEOLOGIA REGIONAL

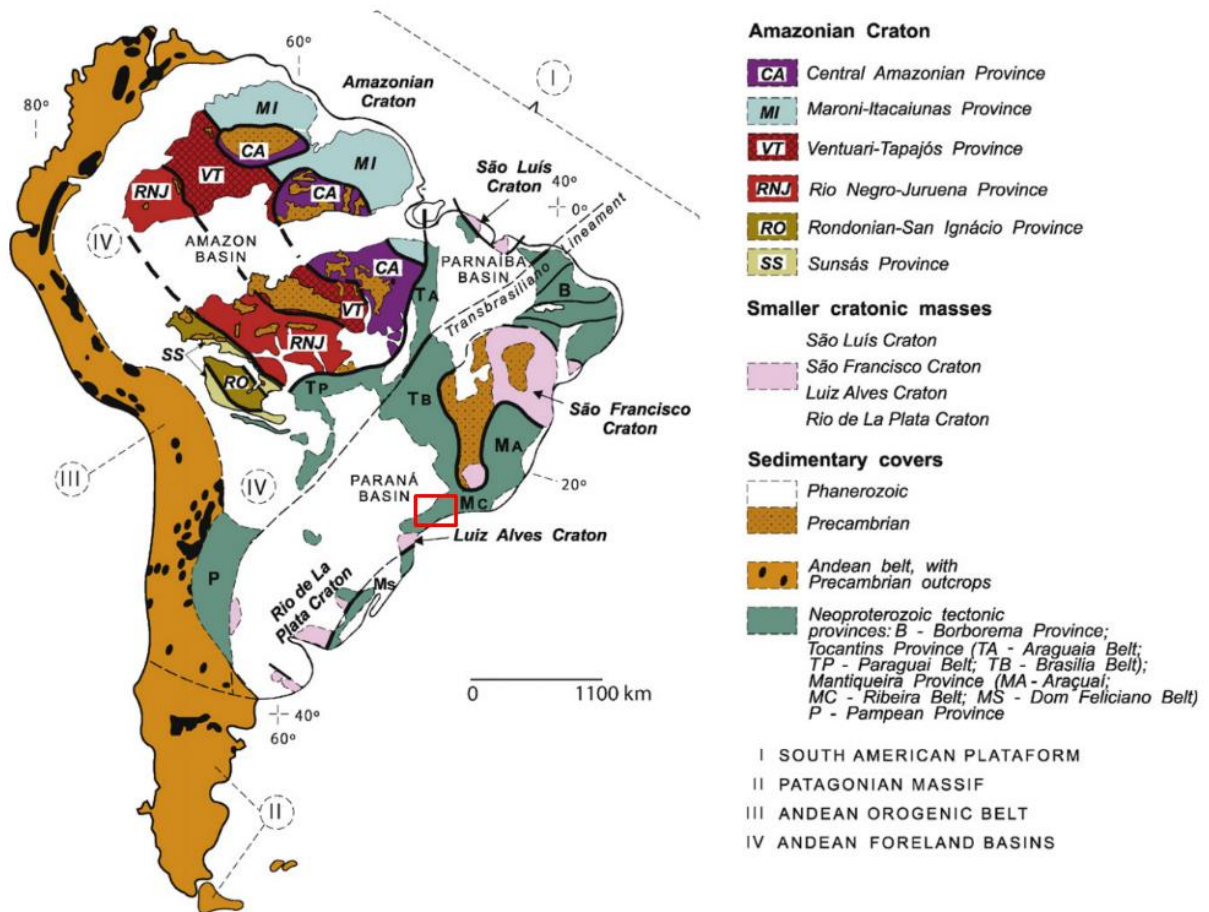
A área de estudo deste trabalho está situada na porção central da Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1981), no Cinturão Ribeira, Terreno Apiaí. As amostras estudadas compreendem as intrusões graníticas denominada Granito Capote (VIEIRA; GODOY; LUVIZOTTO, 2021), parte do Complexo Granítico Três Córregos (FUCK; MARINI; TREIN, 1967), nos municípios de Guapiara, Ribeirão Branco e Capão Bonito, Estado de São Paulo.

O Cinturão Ribeira é extremamente complexo, com sua evolução atrelada a eventos tectônicos diacrônicos e superpostos (HASUI, 2010). Os extensos terrenos pré-cambrianos compreendidos na porção oriental da Plataforma Sul-Americana, exposta no escudo Atlântico, são divididos em quatro principais províncias estruturais: São Francisco, Borborema, Tocantins e Mantiqueira, com área de estudo localizada na última (ALMEIDA et al., 1981).

O Sistema Orogênico Mantiqueira, também denominado Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1981), possui uma extensão de quase 3000 km de comprimento, e se estende do sul da Bahia até o Rio Grande do Sul, limitado a oeste pelo Cráton São Francisco, pela Faixa Brasília, e recoberta pelas unidades fanerozoicas da Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 7).

Sua continuidade para leste é reconhecida, entretanto pouco descrita devido sua colocação submersa (HASUI, 2012; HEILBRON et al., 2004). O Sistema Orogênico Mantiqueira é compartimentado em três principais porções, cujas quais se referem aos respectivos cinturões orogênicos: I – Setentrional (Cinturão Araçuaí); II – Central, de maior interesse neste estudo (Cinturão Ribeira); III – Meridional (Cinturão Tijucas) (HASUI, 2010; HASUI; CARNEIRO; COIMBRA, 1975).

**Figura 7** - Mapa do continente Sul-Americano com ênfase na Plataforma Sul-Americana, seus crátons e faixas orogênicas Neoproterozóicas. Destaque em vermelho para a região aproximada da área de estudo.



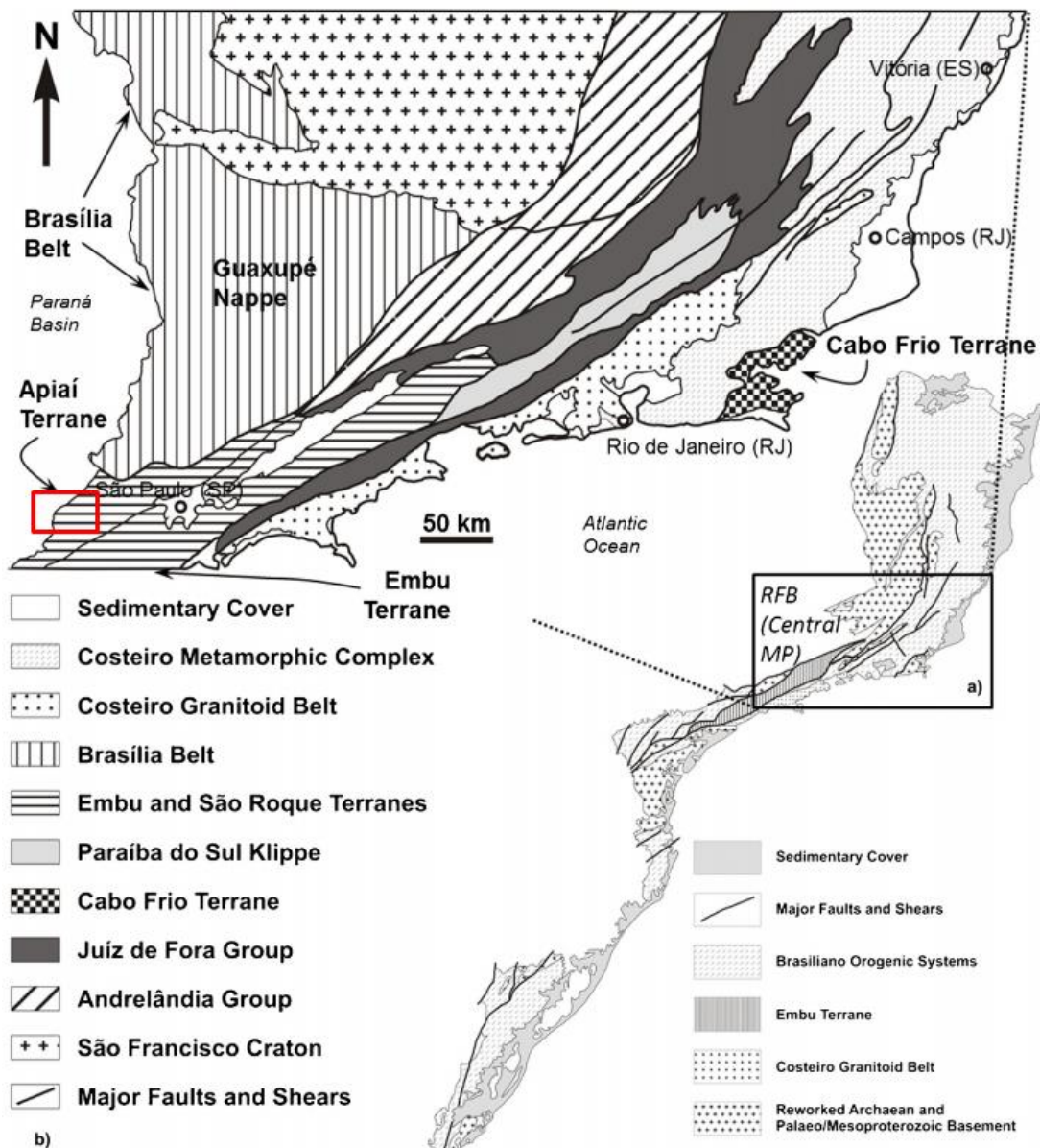
FONTE: Basei et al. (2010) mod. Cordani et al. (2000).

A classificação dos eventos de convergência do Neoproterozoico ao Cambriano foram subdivididos nos Ciclos Brasileiro I, II e III com base em diversos trabalhos, mas principalmente Silva et al. (1999, 2002, 2005), com eventos diacrônicos de fechamento de oceanos e colisão de continentes e microcontinentes. O Ciclo Brasileiro II (670-600 Ma) é o mais ativo tectonicamente, de maior expressão estrutural, e responsável pela formação do Cinturão Ribeira (630-540 Ma), resultante do fechamento do Oceano Adamastor (HASUI, 2010, 2012; HEILBRON et al., 2004). Silva et al. (2005) divide o Ciclo Brasileiro II em três orógenos principais: Pelotas/Dom Feliciano, Rio Pien e Paranapiacaba (Cinturão Ribeira), nos quais o clímax orogênico ocorre entre 640-620 Ma e 600 Ma. A classificação deste sistema é dada como colisional, com magmatismo pré- a sin-colisional, e influência da crosta e do manto litosférico. Há ainda porções de magmatismo pós orogênico e formação de bacia de *foreland* devido ao colapso do orógeno.

## 2.1 CINTURÃO RIBEIRA

O segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira é essencialmente composto pelo Cinturão Ribeira. Este cinturão é segmentado por Santos, Tassinari e Fonseca (2015) (Figura 8) com base em Trouw et al. (2000) em quatro associações litológicas distintas: I – embasamento aqueano-paleoproterozoico retrabalhado, constituído por rochas metavulcanosedimentares, ortognaisses e granulitos; II – metassedimentos deformados em alto grau, paragnaisses e anfibolitos intercalados; III – bacias sedimentares molássicas; IV – intrusivas de diferentes configurações tectônicas remetentes ao Ciclo Brasileiro.

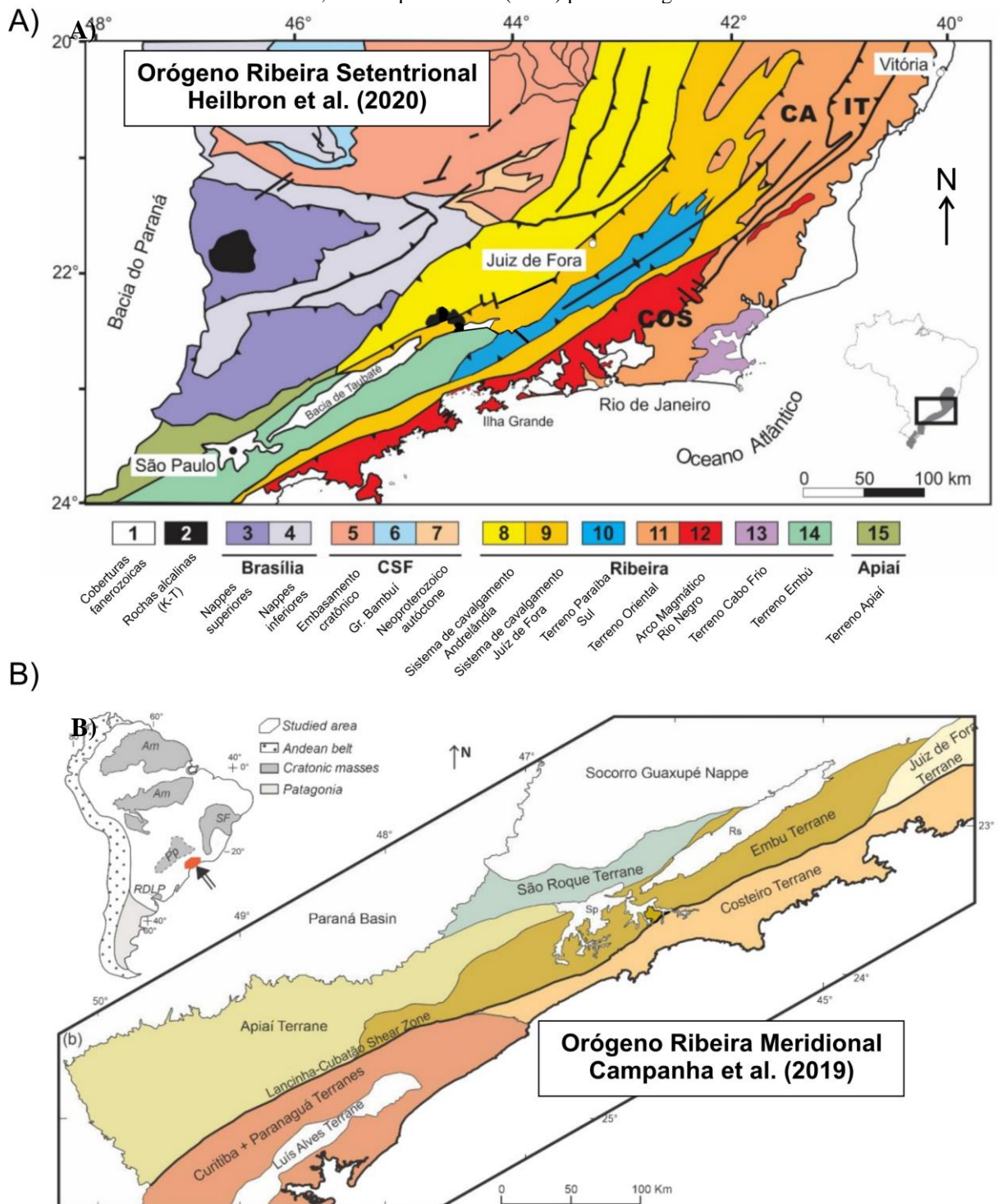
**Figura 8** – A. Localização da porção central do Sistema Orogênico Mantiqueira; B. Principais domínios geológicos da porção central do Sistema Orogênico Mantiqueira. Destaque em vermelho para a região aproximada da área de estudo.



FONTE: Santos et al. (2015).

O Cinturão Ribeira é subdividido em sua porção norte em cinco terrenos tectono-estratigráficos, segundo Heilbron et al. (2020) – Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio (Figura 9A), enquanto Campanha et al. (2019) subdividem a porção meridional nos terrenos Embu, São Roque, Curitiba, Costeiro e Apiaí (Figura 9B).

**Figura 9** – Comparação entre os domínios geotectônicos propostos. **A.** Heilbron et al. (2020) para o Orógeno Ribeira Setentrional e; **B.** Campanha et al. (2019) para o Orógeno Ribeira Meridional.



FONTE: Heilbron et al. (2020) e Campanha et al. (2019)

Os terrenos Apiaí, São Roque e Embu fazem parte deste segmento central da Província Mantiqueira, o qual possui relação com o Orógeno Brasília e Ribeira discutida (ORTEGA, 2018; SIGA JÚNIOR, 2010). A integração dos terrenos Apiaí e São Roque à borda da placa Paranapanema, inseri-los-ia no Orógeno Brasília Sul, entretanto, a maioria dos mapeamentos regionais os colocam no Orógeno Ribeira (HEILBRON et al., 2004). O Terreno São Roque é composto por sequências metavulcanosedimentares do Grupo Serra do Itaberaba, com metabásicas toleíticas de fundo oceânico na porção basal, e metavulcânicas de arco de ilha, andesíticas e riolíticas no topo (JULIANI, 1993). O Terreno Embu é limitado por espessas zonas de cisalhamento destrais (Caucaia-Rio Jaguarí e Cubatão), diferenciando-se dos demais pela natureza, idade e magmatismo granítico muito restrito, após o pico nos domínios superiores (HEILBRON et al., 2004).

Diversos trabalhos voltado a aplicação de métodos termobarométricos foram publicados sobre o Cinturão Ribeira (CONTE et al., 2020; FALEIROS et al., 2010, 2016; RIBEIRO et al., 2019). Faleiros et al. (2016) reforça os estudos de Faleiros et al. (2010) sobre os milonitos da Zona de Cisalhamento Ribeira empregando o termômetro baseado no ângulo de abertura do eixo C do quartzo sobre as amostras que inicialmente tiveram suas temperaturas comparadas aos mecanismos de recristalização do quartzo. Faleiros et al. (2010) inicialmente correlaciona as zonas de recristalização, migração de limite de grão em temperatura mais baixa (BLG), rotação de subgrão (SGR) e migração de limite de grãos em alta temperatura (GBM) às zonas da clorita, biotita e granada, com temperaturas entre 300-410°C, 410-520°C e >520°C, respectivamente, enquanto Faleiros et al. (2016) obteve, para as mesmas amostras descritas anteriormente, temperaturas entre  $370\pm 30$  °C e  $633\pm 27$  °C à pressões de  $5\pm 1,5$  kbar e  $7\pm 2$  kbar. Ribeiro et al. (2019) aplica seus estudos à geotermometria em milonitos e ultramilonitos de gnaiss da Zona de Cisalhamento Taxaquara por meio da análise de microestruturas, pseudoseções, termômetro de abertura de eixo c e termobarômetro de Ms-Bt, e obteve temperaturas entre 510-530°C e aproximadamente 4 kbar para estas rochas. Conte et al. (2020) obtém valores diferentes para a seção sul e norte, aproximadamente 400°C e 400-500°C, respectivamente, para milonitos da Zona de Cisalhamento Lancinha. Cavalcante et al. (2018) aplica o termômetro Ti no quartzo de Thomas et al. (2010), mais ao norte do CR, distante da área de estudo, na região de Santo Antônio de Pádua, Além Paraíba e Três Rios, todavia, as rochas analisadas são representativas de alto grau metamórfico (milonito de gnaiss), com estimativas de pressões de 6,5 kbar, e obteve temperaturas, em média, maiores que 600°C.

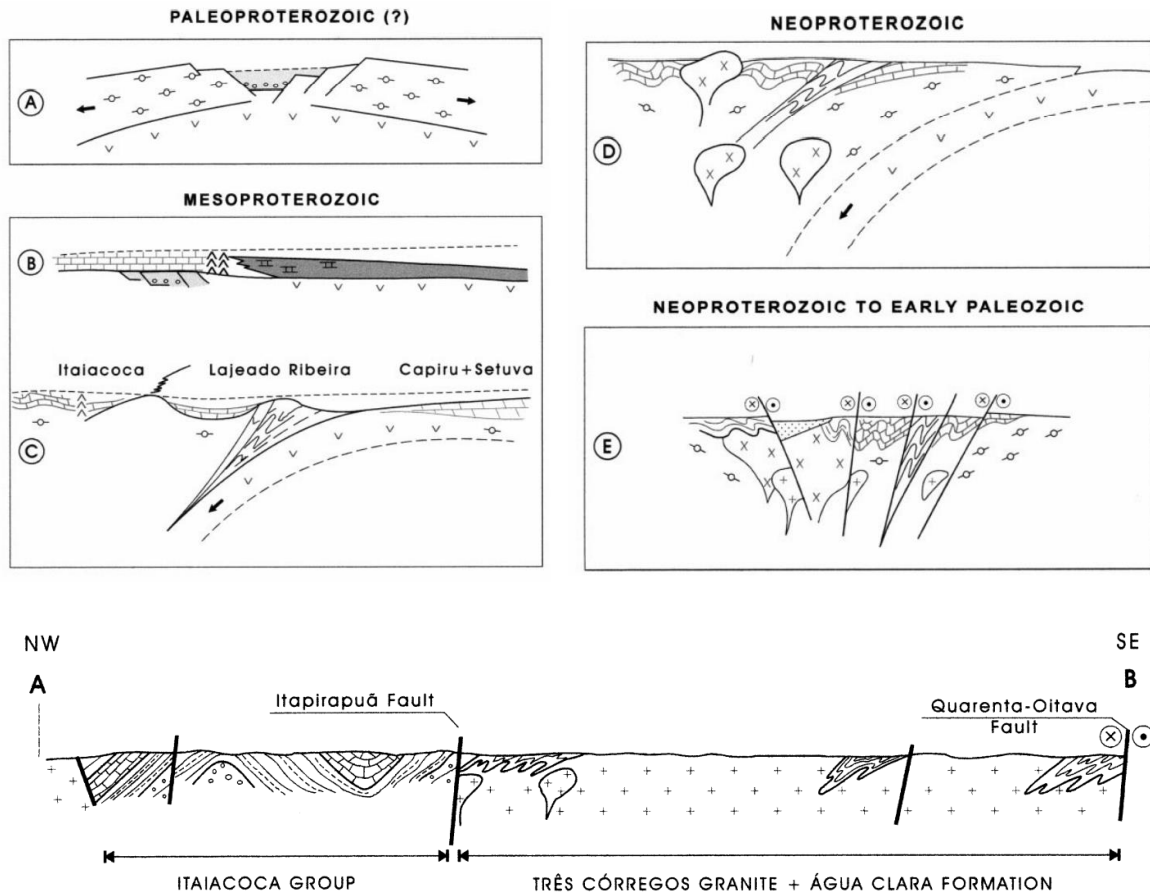
## 2.2 TERRENO APIAÍ

O setor centro-sul do segmento central da Província Mantiqueira é frequentemente denominado Terreno Apiaí, cujo termo foi definido para agrupar os terrenos de origem metassedimentar amalgamados no domínio homônimo (BASEI et al., 2010; FALEIROS, 2008; HEILBRON et al., 2004; SANTOS; TASSINARI; FONSECA, 2015). O terreno é composto por uma variedade de associações litológicas de diferentes idades, delimitadas por importantes falhamentos e zonas de cisalhamento e intrusões graníticas de caráter sin-, tardi- e pós-tectônico (GIMENEZ FILHO et al., 2000; PRAZERES FILHO, 2005).

A presença de rochas de idade paleoproterozoica/arqueana no Terreno Apiaí é rara, ainda que ocorram núcleos ortognáissicos peralcalinos estaterianos localmente intrudidos em gnaisses riacianos (HEILBRON et al., 2004). Na região de estudo predominam sequências de rochas metavulcanosedimentares de baixo a médio grau, datadas do meso-neoproterozoico, pertencentes ao inicialmente Grupo Açungui, redefinido como supergrupo (CAMPANHA, 1991, 2002; CAMPANHA; SADOWSKI, 1999), intrudidas por granitoides Neoproterozoicos classificados como Complexo Granítico Três Córregos (FUCK; MARINI; TREIN, 1967; JANASI; LEITE; VAN SCHMUS, 2001; PRAZERES FILHO, 2001). Estas sequências metavulcanosedimentares são constituídas na base pela Formação Setuva, passando para a unidade turbidíticas de topo (Grupo Votuverava). Ao Norte, sobre o Grupo Votuverava ocorre a Formação Água Clara, predominantemente carbonática com xistos, metatufos básicos/intermediários e anfíbolitos (FIORI, 1992; HEILBRON et al., 2004).

Campanha e Sadowski (1999) propõe a evolução do Terreno Apiaí (Figura 10) segundo as fases: (a) Início da deposição do Supergrupo Açungui em ambiente distensivo, com abertura de rifte e entrada do oceano (1,7-1,5 Ga); (b) deposição de carbonatos de margem passiva durante o Mesoproterozoico; (c) início da subducção à oeste, gerando arcos de ilha ao norte da Faixa Itaiacoca (1,4-1,1 Ga); (d) intrusão de gabros devido à um novo rifteamento no Neoproterozoico (1,1-0,8 Ga); (e) Colisão da faixa noroeste, responsável pelo metamorfismo de baixa pressão, migmatização de rochas supracrustais e extenso plutonismo cálcio-alcálico (0,7-0,6 Ga); (f) magmatismo pós-colisional posterior ao fechamento do Oceano Adamastor (0,6-0,45 Ga).

**Figura 10** – Modelo tectônico de evolução do Terreno Apiaí. **A.** rifte continental; **B.** margem passiva com desenvolvimento de carbonatos; **C.** colisão e subducção do Mar Apiaí; **D.** migração da subducção para leste com magmatismo cálcio-alcálico; **E.** ajuste transcorrente com magmatismo pós-tectônico. Abaixo observa-se a configuração tectônica atual da área de estudo.



FONTE: Extraído de Campanha e Sadowski (1999)

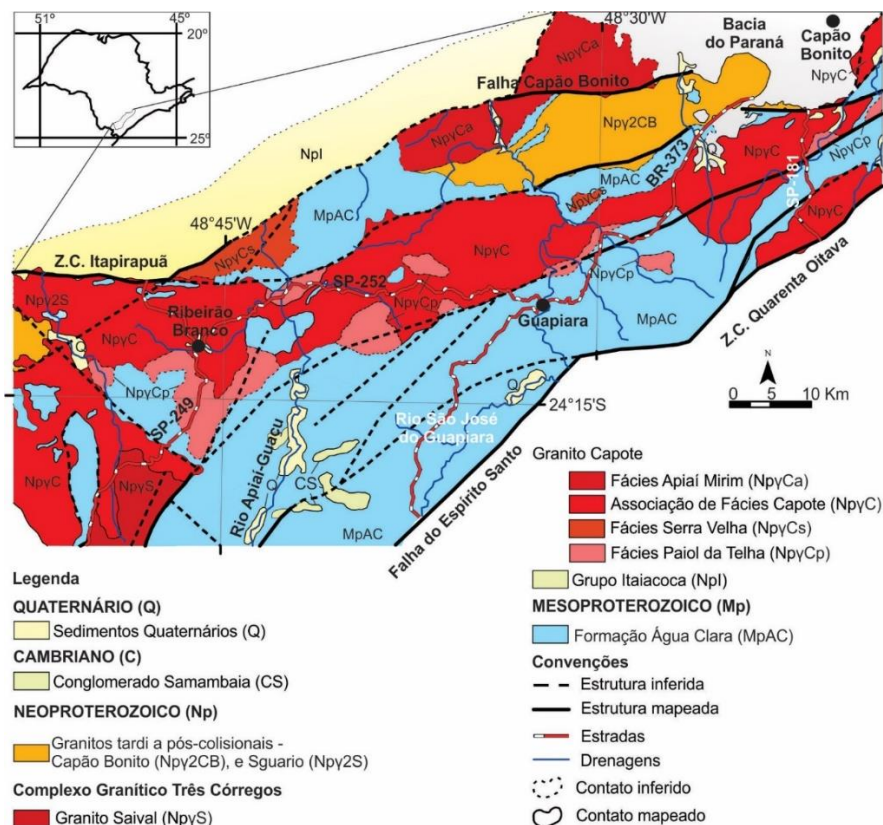
### 2.3 GRANITO CAPOTE

Fuck, Marini e Trein (1967) é o primeiro trabalho a nomear os granitos do nordeste do Paraná como Granito Três Córregos. Bistrichi, Almeida e Stein (1985) descrevem os granitos parcialmente foliados da região como Complexo Metamórfico Apiaí-Mirim. O Complexo Granítico Três Córregos em sua porção meridional é denominado Granito Capote, o qual faz contato a norte com o Grupo Itaiacoca, através da Zona de Cisalhamento Itaipirapuã, e a nordeste e leste com a Formação Água Clara, com contato intrusivo à tectônico entre a Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava (CAMPANHA, 2002; PRAZERES FILHO, 2005; THEODOROVICZ et al., 1986). Hasui, Carneiro e Bistrichi (1978) classificam o Granito Três Córregos como sin-tectônicos tipo Porfirítico Cantareira, já Chiodi Filho et al. (1983) classifica-o como sin- a tardicolisionais. Litologicamente, há grande variedade dos corpos intrusivos de composição granítica, com predomínio de porções granodiorítica a quartzo-monzonítica de coloração cinza a roseada/avermelhada, com granulação grosseira porfirítica, com fenocristais

de feldspato alcalino (FUCK; MARINI; TREIN, 1967; GIMENEZ FILHO, 1993; PRAZERES FILHO, 2001; THEODOROVICZ et al., 1986; VIEIRA et al., 2021). Em certos locais há impressões gnáissicas na rocha, com aparecimento de textura cataclástica superimposto, assumindo até feições de brechação com estruturas do tipo *stockwork* com fraturas epidotizadas (THEODOROVICZ et al., 1986).

O Granito Capote se apresenta como uma estrutura intrusiva de forma alongada, com aproximadamente 600 Km<sup>2</sup>, cujo nome faz referência à Serra do Capote, localizada próxima a sua inserção, nos municípios de Ribeirão Branco, Guapiara e Capão Bonito, no Estado de São Paulo (VIEIRA; GODOY; LUVIZOTTO, 2021) (Figura 11). O granito Capote está compreendido no conjunto intrusivo meridional do Complexo Granítico Três Córregos (FUCK; MARINI; TREIN, 1967), inseridas na Província Mantiqueira Central (HASUI, 2012; HEILBRON et al., 2004), na parte sul do Cinturão de Dobramentos Sudeste, na parte centro sul do Cinturão Ribeira (HASUI; CARNEIRO; COIMBRA, 1975) e na porção norte do Terreno Apiaí (HEILBRON et al., 2004). Vieira, Godoy e Luvizotto (2021) dividem o Granito Capote em quatro fácies segundo sua petrografia e geoquímica: Paiol da Telha, Serra Velha, Associação de fácies Capote e Apiaí-Mirim.

**Figura 11** - Mapa Geológico da região de estudo, onde se localizam as intrusões denominadas Granito Capote.



FONTE: Vieira et al. (2021).

### *Fácies Paiol da Telha*

Vieira, Godoy e Luvizotto (2021) classificam esta fácies como corpos graníticos delimitados pela borda sul das intrusões. Esta fácies é classificada como hornblenda-biotita monzogranitos, quartzo monzonitos a granodioritos, caracteristicamente acinzentados, isotrópico a anisotrópico, com orientação de máficos e fenocristais.

### *Fácies Serra Velha*

Delimitada pela borda nordeste das intrusões do Granito Capote com a zona de cisalhamento Itapirapuã, esta fácies é classificada como biotita monzogranitos a granodioritos com hornblenda, com coloração acinzentada e estrutura isotrópica a anisotrópica. Visivelmente, sua característica que mais difere das outras fácies é a matriz de granulação mais grossa (VIEIRA; GODOY; LUVIZOTTO, 2021).

### *Associação de fácies Capote*

Esta que é a de maior expressão em extensão na área de estudo, abordada em sua porção central, entre as cidades de Ribeirão Branco e Guapiara, tratando-se de um conjunto de fácies não diferenciadas em escala de mapeamento que apresentam características geoquímicas e petrográficas similares. Vieira, Godoy e Luvizotto (2021) destacam principalmente duas fácies classificadas como monzogranitos, localmente sienogranitos, de coloração acinzentada a rosada, distintas entre si devido a anisotropia que ocorre apenas em uma delas, cuja tal apresenta também granulação mais grossa. Esta fácies é descrita por Theodorovicz et al. (1986), generalizando-a como Granito Capote.

### *Fácies Apiaí-Mirim*

Com ocorrência a norte-nordeste da região, altamente afetada pela zona de cisalhamento Itapirapuã, esta fácies era classificada como parte do embasamento paleoproterozoico, tratando-a como Complexo Apiaí-Mirim. Devido a presença de forte estruturação associada às intrusões e falhamentos da região, sua caracterização se torna dificultosa com a ocorrência de estruturas similares a gnaissificações e migmatizações, desta forma, é classificada como uma fácies indiscriminada com assinatura geoquímica similar ao Granito Capote (VIEIRA; GODOY; LUVIZOTTO, 2021).

## 2.4 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Hasui (2010) define os sistemas transcorrentes como zonas dominadas por tectônica de escape e/ou cinturões transpressivos, dentre eles, o Sistema Paraíba Sul. O Cinturão Ribeira, que possui direções em torno de NE-SW, é coerente com o Sistema Paraíba Sul. Por sua vez, as lineações de estiramento presentes são resultado da deformação dúctil/dúctil-rúptil no interior dos cinturões orogênicos, e indicam a direção de transporte de massa, além de serem potenciais indiciadores de sentido de movimento quando aliados à indicadores cinemáticos.

No Terreno Apiaí, a deformação das litologias supracrustais reforça a ocorrência da orogenia citada por Heilbron et al. (2004), com superposição de eventos. Godoy et al. (2019) faz um compilado das deformações:

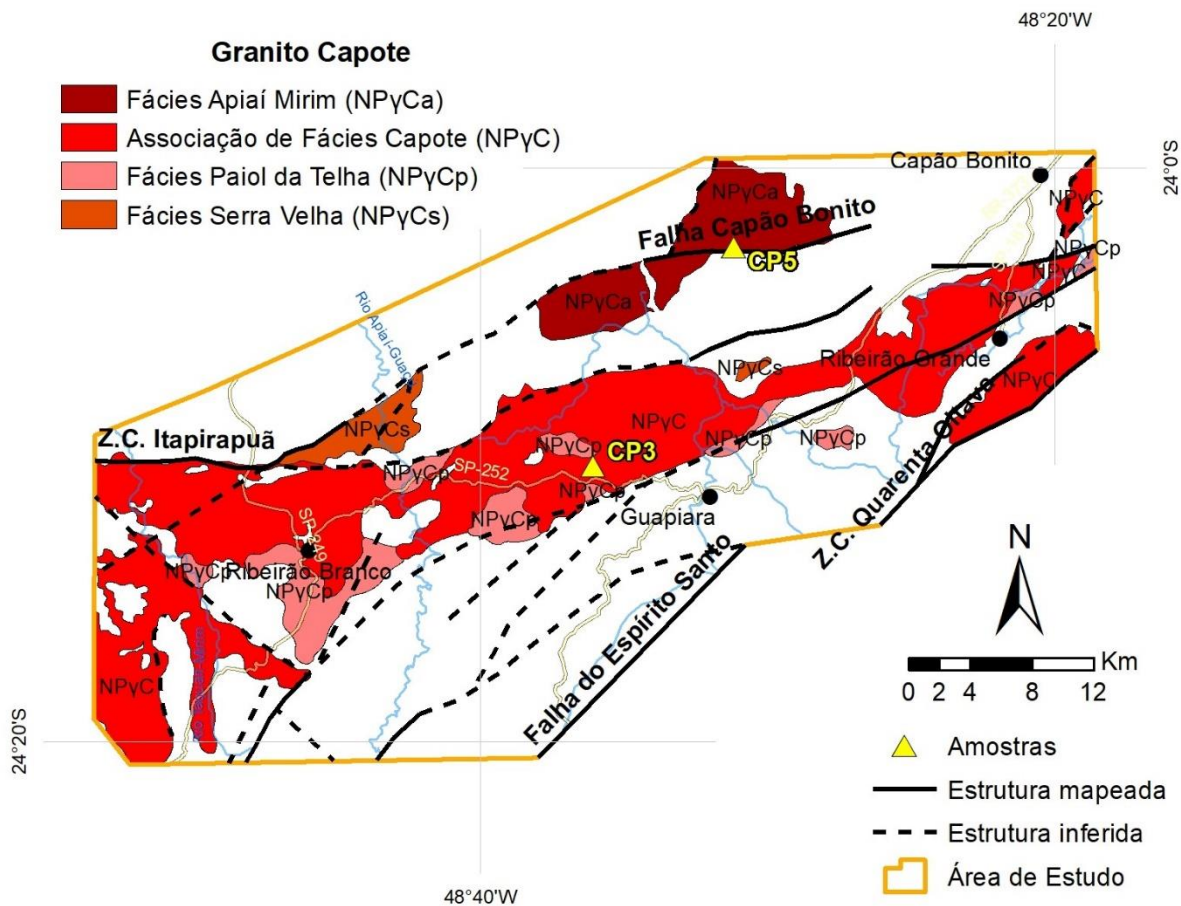
- $D_n$ : primeiro evento deformacional, originado pelo cavalgamento e forte aloctonia das unidades litológicas. Essa deformação é responsável pela gênese de falhas de cavalgamento, dobras e a foliação  $S_n$ .
- $D_{n+1}$ : posterior e semelhante à  $D_n$ , também progressivo, responsável pela formação de dobras fechadas a isoclinais, centimétricas e de flanco rompido ( $S_{n+1}$ ) (VIEIRA, 2017).
- $D_{n+2}$ : esta que é responsável pelo dobramento de estruturas pré-formadas (acamamento reliquiar, bandamento composicional,  $S_n$  e  $S_{n+1}$ ), esta ligada à fase final da colisão, com escape NE-SW com tectônica transcorrente/transpressiva (HACKSPACHER et al., 2000; VIEIRA, 2017), e responsável pela deformação da amostra deformada deste trabalho. As dobras geradas por  $D_{n+2}$  são abertas a isoclinais e coincidentes com  $S_{n+2}$  (FIORI, 1994).

Fiori (1992) denomina  $D_{n+2}$  como Sistema de Dobramentos Apiaí. A foliação  $S_{n+2}$  é coincidente com a foliação milonítica  $S_m$ , que, segundo Campanha (1991) e Faleiros (2008) ocorre devido à movimentação dos blocos a baixas temperaturas. Hackspacher et al. (2000) atribui o posicionamento atual dos blocos, bem como sua variação de grau metamórfico a estes eventos deformacionais.

### 3 RESULTADOS

Para este estudo foram utilizadas duas amostras do trabalho de Vieira (2021), cuja nomenclatura foi mantida. As amostras denominadas CP3 e CP5 são representativas da Associação de Fácies Granito Capote (NP $\gamma$ C) e Fácies Apiaí Mirim (NP $\gamma$ Ca), respectivamente, pertencentes ao Granito Capote. A Figura 12 apresenta o local de coleta das amostras dentro da área de estudo, a amostra CP3 foi coletado relativamente distante de falhas, enquanto a amostra CP5 foi coletada próximo à Falha Capão Bonito. A utilização de litotipos posicionados em diferentes condições geológicas foi estratégica para a análise da distribuição de Ti no quartzo em amostras deformadas (CP5) e indeformadas (CP3).

**Figura 12** - Localização dos pontos de amostragem em relação à área de estudo, as fácies do Granito Capote e as principais estruturas geológicas da área. Foram destacados apenas os corpos graníticos nesta figura.



FONTE: simplificado de Vieira et al. (2021).

A seguir são apresentadas as descrições petrográficas de ambas amostras, os resultados da termometria de Ti no quartzo e a análise microtectônica dos cristais de quartzo.

### 3.1 PETROGRAFIA

#### 3.1.1 Amostra CP3

A rocha é um monzogranito porfirítico (Figura 13A), referente à Associação de Fácies Capote, do Granito Capote, com matriz granodiorítica de granulação média a grossa, isotrópica, com fenocristais de microclínio levemente rosados numa proporção de 10 a 20% do total da rocha, com comprimentos de 1 a 3 cm. Microscopicamente o monzogranito é hipautomórfico porfirítico com estrutura maciça, apresentando localmente anisotropia marcada pela isso-orientação de cristais de mica, composto por oligoclásio (35%), quartzo (30%), microclínio (20%), biotita (5%), clorita (5%), hornblenda (2%), apatita (1%), titanita (1%), minerais opacos (1%) e zircão (tr). A classificação do plagioclásio como oligoclásio foi realizada a partir de Vieira (2021).

O oligoclásio forma cristais subhedrais com diferentes níveis de recristalização (Figura 13C), com alteração para albita e epidoto. Muitos cristais exibem geminação polissintética (tipo lei da albita), enquanto localmente possuem exsolução de feldspato potássico (anti-pertita) e textura mirmequítica.

O quartzo ocorre na forma de cristais subhedrais, variando de 0,2 a 1,5 mm. Apresenta contatos retilíneos a lobulados com outros minerais, moderado grau de fraturamento intragrãos, e inclusões de apatita e titanita (Figura 13B e 13F). Próximos a porções mais anisotrópicas da rocha os cristais apresentam extinção ondulante com intensidades variadas (Figura 13C).

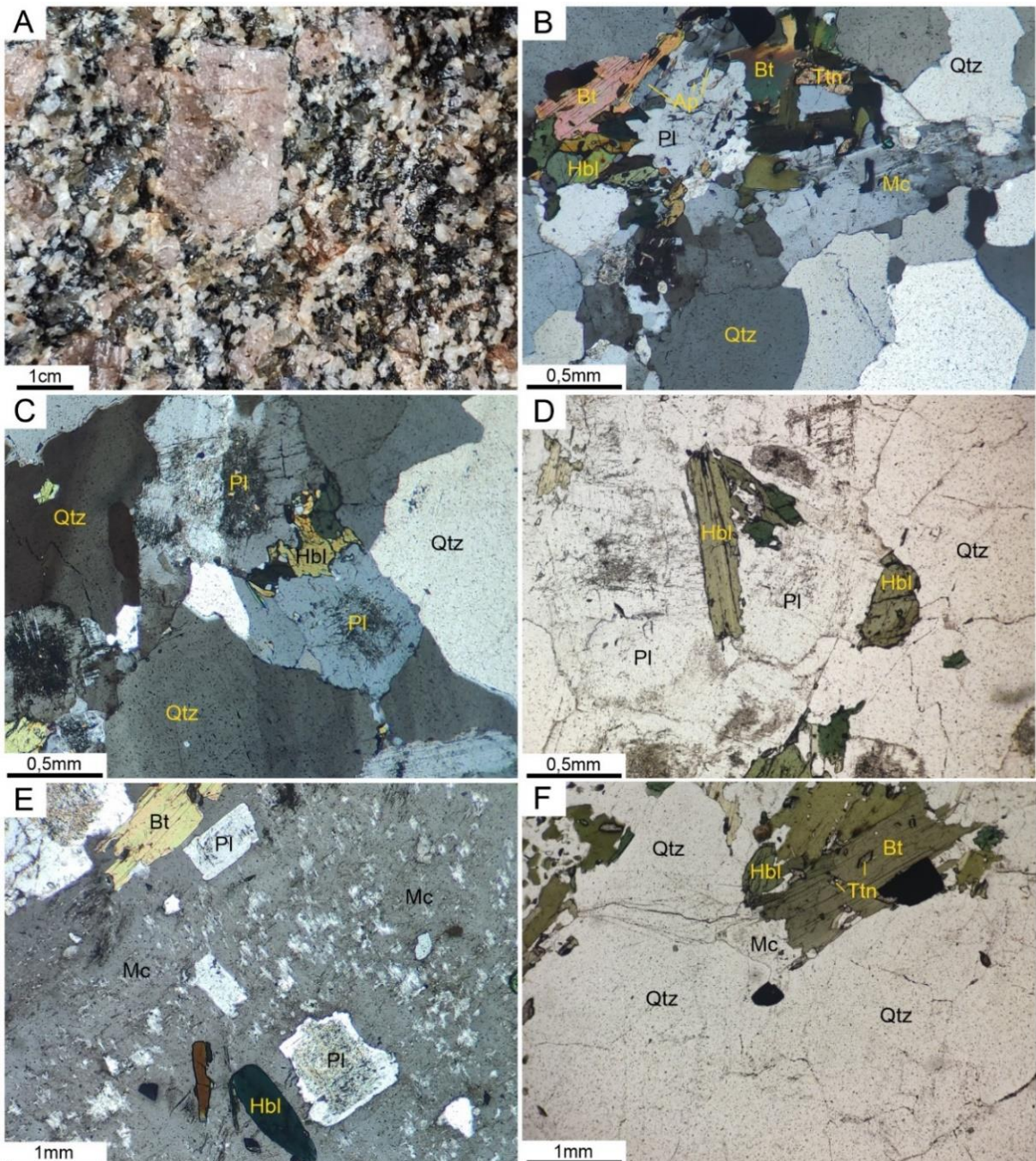
O microclínio se apresenta principalmente de duas formas: como fenocristais subhedrais a euhedrais de até 5 cm, e como cristais subhedrais a anedrais na matriz, medindo até 1,5 mm. O contato destes cristais com os demais é por muitas vezes irregular a dentilhado. Muitos cristais de microclínio apresentam geminação em grade com exsolução do tipo pertita, fortemente saussuritizado (Figura 13E). Alguns cristais apresentam feição rapakivi.

A biotita ocorre como cristais lamelares e tabulares, anedrais, de até 0,5mm, apresentando pleocroísmo acastanhado, castanho-esverdeado a esverdeado. As bordas dos cristais apresentam forte cloritização (Figura 13B e Figura 13F). A hornblenda é representada pelos cristais lamelares a localmente granulares, anedrais, de até 0,75 mm, pleocróicos acastanhado-esverdeado a esverdeado (Figura 13D).

A apatita é representada por cristais granulares, euhedrais a subhedrais, prismáticos, com 0,5mm e com contatos retilíneos. A titanita ocorre como cristais granulares, euhedrais, com até 5mm e contatos retilíneos. Os minerais opacos ocorrem ainda como cristais granulares, menores que 0,1mm, inclusos ou substituindo outros minerais. Há exceções próximas a 0,5mm

que apresentam formato subhedral com contatos retilíneos. Apatita, titanita e minerais opacos também representam inclusões nos cristais de biotita, hornblenda e quartzo (Figura 13F). O zircão ocorre de forma granular, subhedrais, menores que 0,1mm, principalmente como inclusões nos cristais de quartzo e feldspatos.

**Figura 13** – **A.** Fotografia macroscópica da amostra CP3 com destaque para o fenocristal róseo de microclínio e matriz de granulação média. **B a F.** Fotomicrografias sob luz transmitida do monzogranito da amostra CP3. **B.** Titanita, hornblenda e biotita em meio a cristais de quartzo; **C.** Plagioclásio recrystalizado; **D.** Plagioclásio com cristais de hornblenda; **E.** Exsolução do tipo pertita em um fenocristal de microclínio; **F.** Cristais granulares de titanita inclusos em cristais tabulares de biotita. **D e F:** polarizadores descruzados, **B, C e E:** polarizadores cruzados. Ap: Apatita; Bt: Biotita; Hbl: Hornblenda; Mc: Microclínio; Pl: Plagioclásio; Qtz: Quartzo; Ttn: Titanita.



FONTE: Elaborado pelo autor.

### 3.1.2 Amostra CP5

A rocha é um monzogranito porfírico, referente a fácies Apiaí-Mirim, Granito Capote, com matriz granodiorítica de granulação média a fina, anisotrópica, com estrutura gnáissica (Figura 14A). Possui fenocristais de microclínio levemente rosados numa proporção de 10 a 20% do total da rocha. Microscopicamente a amostra apresenta fenocristais de microclínio com até 3 cm de comprimento, envoltos por uma matriz granodiorítica, inequigranular, com cristais medindo de 0,1 a 1 mm (Figura 14E). A rocha é porfírica, fortemente anisotrópica marcada pela isso-orientação preferencial de cristais de quartzo, micas e feldspatos. A sua composição é dada por oligoclásio (35%), quartzo (30%), microclínio (20%), clorita (5%), biotita (5%), epidoto (2%), titanita (2%), minerais opacos (1%) e zircão (tr). A classificação do plagioclásio como oligoclásio foi realizada a partir de Vieira (2021).

O oligoclásio é representado por cristais subhedrais, inequigranulares, de 0,1 a 2 mm, com geminação polissintética (tipo lei da albita), com diferentes níveis de saussuritização, alterando para epidoto. Ocorrem localmente e com baixa intensidade exsolução de feldspato potássico (anti-pertita) e textura mirmequítica, ainda que em menor quantidade em relação à amostra anterior. O oligoclásio ainda ocorre com forte recristalização por toda a amostra (Figura 14B).

O quartzo ocorre como cristais subhedrais a anedrais, variando de 0,1 a 1 mm, com contatos retilíneos a lobulados e forte extinção ondulante (Figura 14D). Há um leve grau de fraturamento intragrãos, e é evidente recristalização GBM (Figura 14D). Há inclusões de titanita e apatita em alguns cristais.

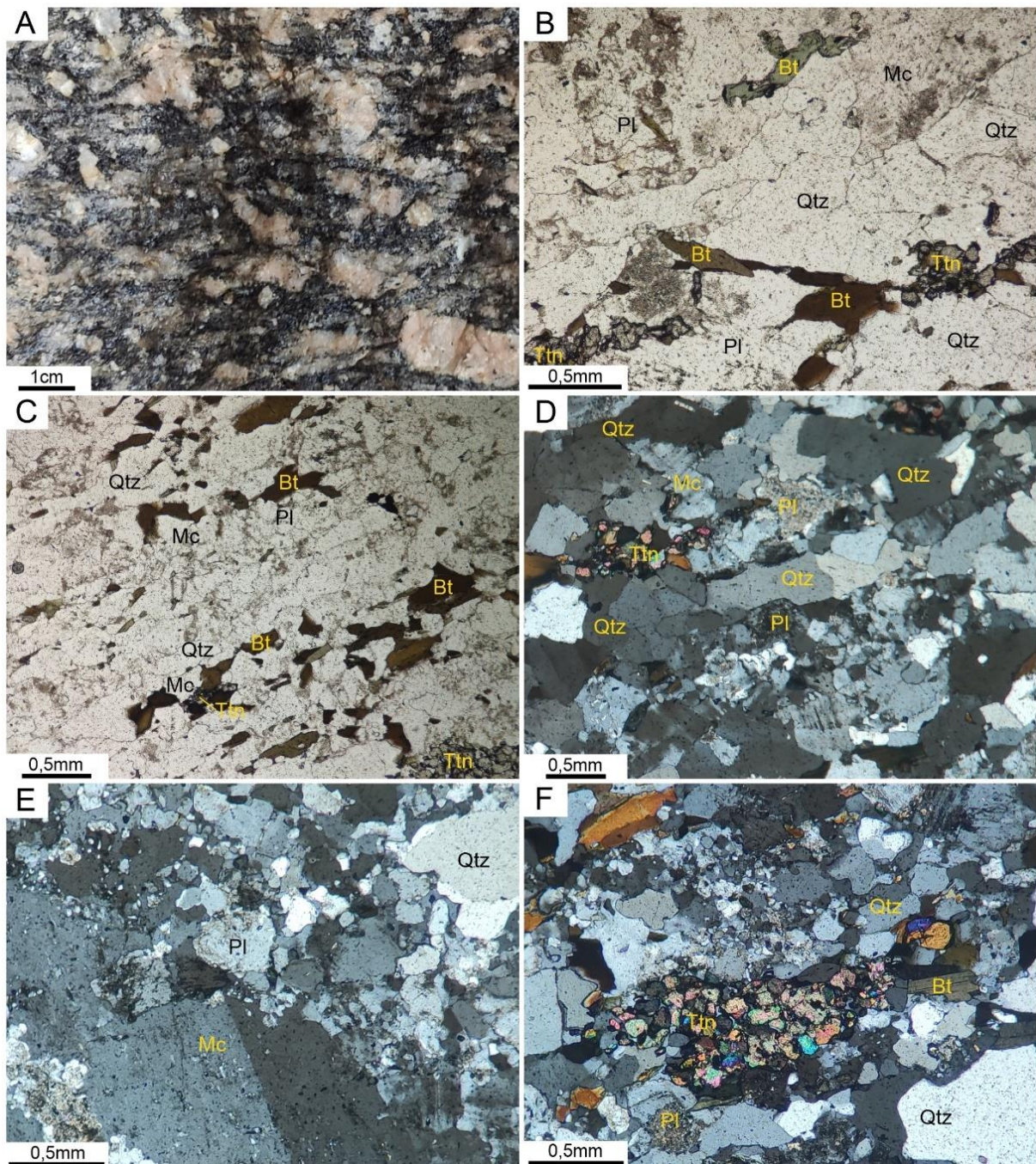
Os fenocristais de microclínio ocorrem como cristais subhedrais com até 3 cm, contato retilíneo e com forte saussuritização. Na matriz os cristais variam de 0,1 a 0,5 mm e apresentam contatos serrilhados e irregulares, geminação em grade e *carlsbad* e textura com exsolução do tipo pertita (Figura 14E). Ainda ocorrem cristais fortemente quebrados e finos.

A biotita ocorre como cristais tabulares de até 0,5 mm, apresentando pleocroísmo acastanhado a levemente esverdeado a esverdeado claro. As bordas dos cristais apresentam forte cloritização. Com os polarizadores descruzados é possível identificar a forte anisotropia segundo a orientação de cristais de biotita (Figura 14C).

A titanita ocorre de forma granular, com cristais anedrais e euhedrais levemente amarronzados, menores que 0,5 mm e com contatos retilíneos, quando euhedrais. Os cristais estão levemente alterados e com perda da coloração acastanhada, tendendo ao incolor (Figura 14F). A titanita também representa inclusões nos cristais de biotita e quartzo. Os minerais

opacos ocorrem por toda a rocha, com grãos menores que 0,1 mm, inclusos ou substituindo outros minerais. O zircão ocorre de forma granular, subhedrais, menores que 0,1mm, principalmente como inclusões.

**Figura 14 - A.** Fotografia macroscópica da amostra CP5 com destaque para a orientação dos fenocristais e de minerais máficos. **B a F.** Fotomicrografias sob luz transmitida do monzogranito da amostra CP5. **B.** Plagioclásio e microclínio isso-orientados, e biotita com processo de biotitização; **C.** Anisotropia marcada por cristais tabulares de biotita; **D.** Cristais de quartzo com extinção ondulante e recristalização do tipo GBM; **E.** Fenocristal de microclínio com pertita e textura mirmequítica; **F.** Cristal de titanita em meio a matriz. **B e C:** polarizadores descruzados, **D, E e F:** polarizadores cruzados. Bt: Biotita; Mc: Microclínio; Pl: Plagioclásio; Qtz: Quartzo; Ttn: Titanita.



FONTE: Elaborado pelo autor.

### 3.2 TERMOMETRIA DE TI NO QUARTZO

As análises de Ti no quartzo foram realizadas nas duas amostras, CP3 e CP5, os resultados pontuais quantitativos de TiO<sub>2</sub> estão apresentados nas Tabela 1 e 2, respectivamente. Vale ressaltar que nem todos os pontos obtiveram valores para TiO<sub>2</sub> acima do mínimo de detecção da microsonda. Nas amostras CP3 e CP5 as concentrações de Ti no quartzo variam entre 13,19 µg/g a 46,16 µg/g, e 16,19 µg/g e 42,56 µg/g respectivamente. Apenas o quartzo 13 da amostra CP5 apresenta concentração de 185,25 µg/g, o que é discrepante com os outros resultados e será descartado por provavelmente se tratar de uma análise contaminada.

**Tabela 1** - Resultados pontuais quantitativos para SiO<sub>2</sub> e TiO<sub>2</sub>, em porcentagem, e em µg/g de Ti no quartzo para a amostra CP3. A coluna Qtz indica o cristal analisado. Os valores em destaque indicam resultados para TiO<sub>2</sub> acima do limite de detecção da microsonda.

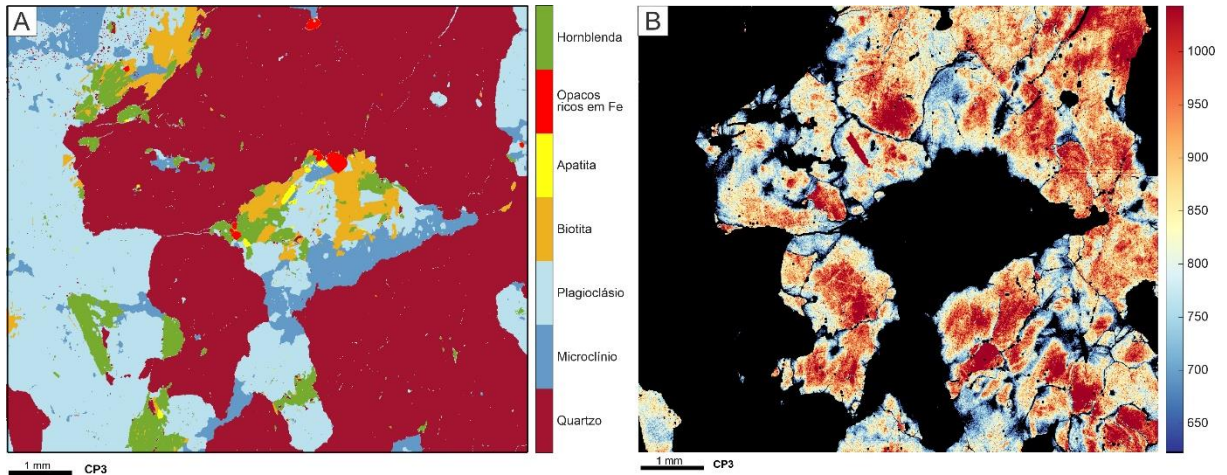
Qtz (n°)	TiO <sub>2</sub> (%)	Ti (µg/g)	Qtz (n°)	TiO <sub>2</sub> (%)	Ti (µg/g)
1	0,0023	13,78873	21	0,002	11,9902
<b>2</b>	<b>0,0025</b>	<b>14,98775</b>	22	0,0016	9,59216
<b>3</b>	<b>0,0025</b>	<b>14,98775</b>	23	0,0022	13,18922
4	0,0008	4,79608	<b>24</b>	<b>0,0033</b>	<b>19,78383</b>
5	0,0012	7,19412	25	0,0019	11,39069
<b>6</b>	<b>0,0077</b>	<b>46,16227</b>	26	0,0013	7,79363
7	0,0014	8,39314	27	0,0016	9,59216
8	0,0015	8,99265	28	0,0016	9,59216
9	0,0008	4,79608	<b>29</b>	<b>0,0035</b>	<b>20,98285</b>
10	0,0017	10,19167	<b>30</b>	<b>0,0022</b>	<b>13,18922</b>
11	0,0017	10,19167	31	0,0014	8,39314
12	0,0021	12,58971	32	0,0023	13,78873
13	0,0019	11,39069	33	0,0017	10,19167
<b>14</b>	<b>0,0036</b>	<b>21,58236</b>	34	0,0021	12,58971
15	0,0017	10,19167	35	0,002	11,9902
16	0,0017	10,19167	36	0,0017	10,19167
17	0,0012	7,19412	37	0,0009	5,39559
18	0,0013	7,79363	38	0,0012	7,19412
<b>19</b>	<b>0,0025</b>	<b>14,98775</b>	39	0,001	5,9951
20	0,0017	10,19167	40	0,002	11,9902

**Tabela 2** - Resultados pontuais quantitativos para TiO<sub>2</sub>, em porcentagem, e em µg/g de Ti no quartzo para a amostra CP5. A coluna Qtz indica o cristal analisado. Os valores em destaque indicam resultados para TiO<sub>2</sub> acima do limite de detecção da microsonda.

Qtz (n°)	TiO <sub>2</sub> (%)	Ti (µg/g)	Qtz (n°)	TiO <sub>2</sub> (%)	Ti (µg/g)
1	0,0013	7,79363	17	0,0018	10,79118
<b>2</b>	<b>0,0029</b>	<b>17,38579</b>	18	0,0012	7,19412
<b>3</b>	<b>0,0029</b>	<b>17,38579</b>	19	0,0018	10,79118
4	0,0012	7,19412	20	0,0018	10,79118
<b>5</b>	<b>0,0033</b>	<b>19,78383</b>	21	0,0012	7,19412
6	0,001	5,9951	<b>22</b>	<b>0,0032</b>	<b>19,18432</b>
7	0,0008	4,79608	24	0,0008	4,79608
8	0,0014	8,39314	25	0,0021	12,58971
<b>9</b>	<b>0,0071</b>	<b>42,56521</b>	27	0,001	5,9951
10	0,0012	7,19412	<b>28</b>	<b>0,0048</b>	<b>28,77648</b>
11	0,0011	6,59461	<b>32</b>	<b>0,005</b>	<b>29,9755</b>
<b>12</b>	<b>0,0027</b>	<b>16,18677</b>	33	0,0008	4,79608
<b>13*</b>	<b>0,0309</b>	<b>185,24859</b>	35	0,0007	4,19657
14	0,0022	13,18922	<b>36</b>	<b>0,0027</b>	<b>16,18677</b>
15	0,001	5,9951	37	0,0021	12,58971
16	0,0016	9,59216	39	0,0014	8,39314
*amostra descartada			<b>40</b>	<b>0,0034</b>	<b>20,38334</b>

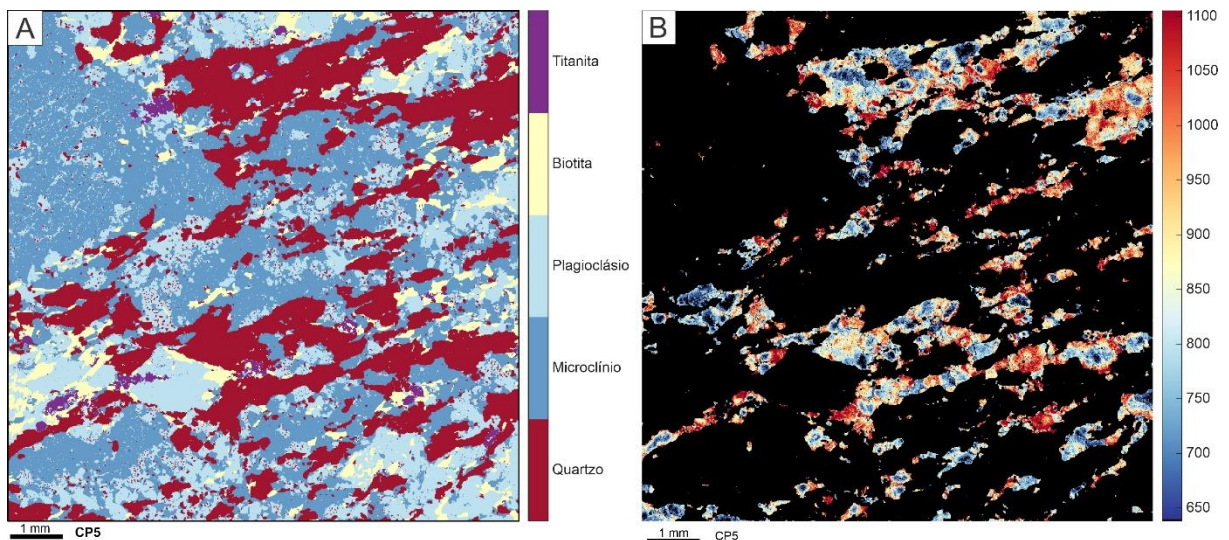
As Figura 15A e Figura 16A mostram os mapas de distribuição de fases para as amostras CP3 e CP5, respectivamente. Nos mapas estão representadas apenas a emissão de CL no quartzo, filtrados a partir dos mapas de intensidade (Apêndice A), que pode ser correlacionado com os diferentes teores de Ti no quartzo (Figura 15B/Figura 16B). O mapa de Ti no quartzo da amostra CP3 (Figura 15B) mostra que as maiores concentrações de Ti tendem a ocorrer no centro do cristal e diminuem em direção às bordas (zoneamento composicional concêntrico). Entretanto, o mapa de Ti no quartzo da amostra CP5 (Figura 16B) apresenta em alguns cristais o oposto, com as concentrações de Ti relativamente maiores nas porções marginais dos grãos.

**Figura 15** - Resultados obtidos para a amostra CP3. **A.** Mapa de distribuição de fases; **B.** Mapa de catodoluminescência de Ti no quartzo. A escala apresenta valores de intensidade, cores mais quentes indicam maiores concentrações de Ti.



FONTE: Elaborado pelo autor.

**Figura 16** - Resultados obtidos para a amostra CP5. **A.** Mapa de distribuição de fases; **B.** Mapa de catodoluminescência de Ti no quartzo. A escala apresenta valores de intensidade, cores mais quentes indicam maiores concentrações de Ti.



FONTE: Elaborado pelo autor.

As concentrações de  $\text{TiO}_2$  obtidas na microsonda para as duas amostras (Tabela 1 e 2) foram aplicadas à Equação 2 a fim de converter os valores de Ti de  $\mu\text{g/g}$  para fração molar, e, em seguida, aplicados à Equação 1 para o cálculo da temperatura (THOMAS et al., 2010), a partir da estimativa de uma pressão de 5 kbar. Na ausência de rutilo, entretanto, com ocorrência de titanita nas amostras, foi estimada uma atividade de  $\text{TiO}_2$  de 0,5, conforme recomendação de Hayden, Watson e Wark (2008) e Thomas et al. (2010). As concentrações e temperaturas calculadas para cada cristal de quartzo estão apresentadas na Tabela 3 e Figura 17. A partir dos

mesmos dados obtidos acima, foram construídas isopletras de concentração de Ti para as diferentes condições de pressão e temperatura para as amostras (Figura 18).

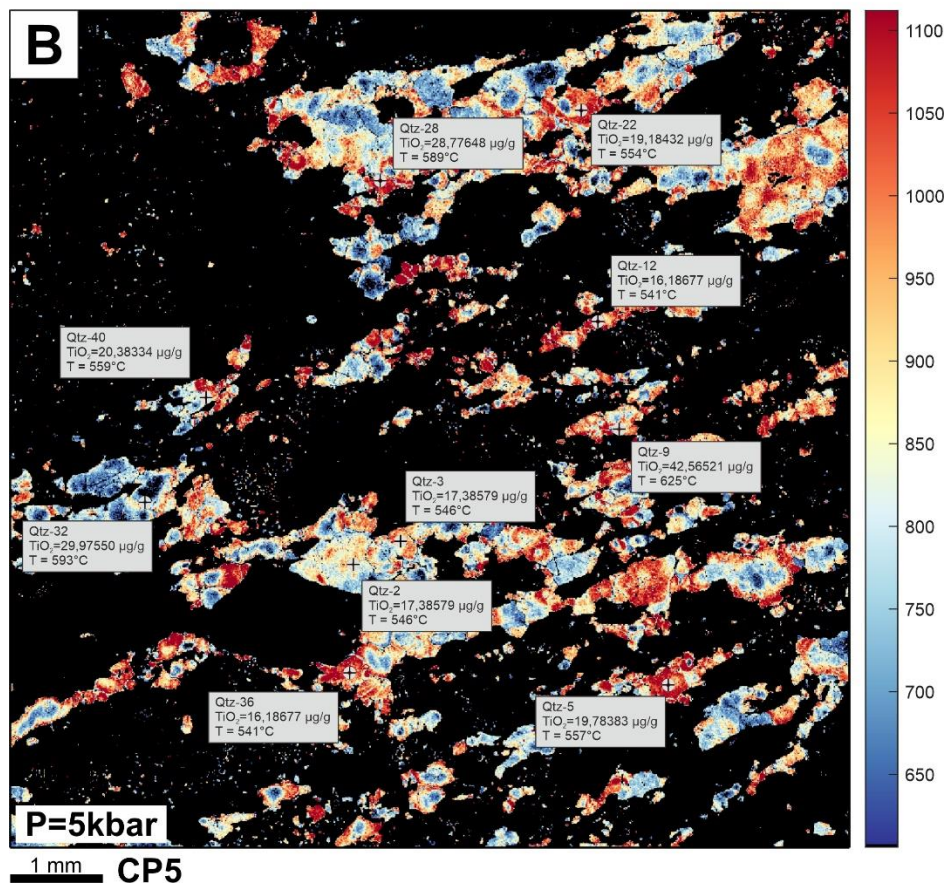
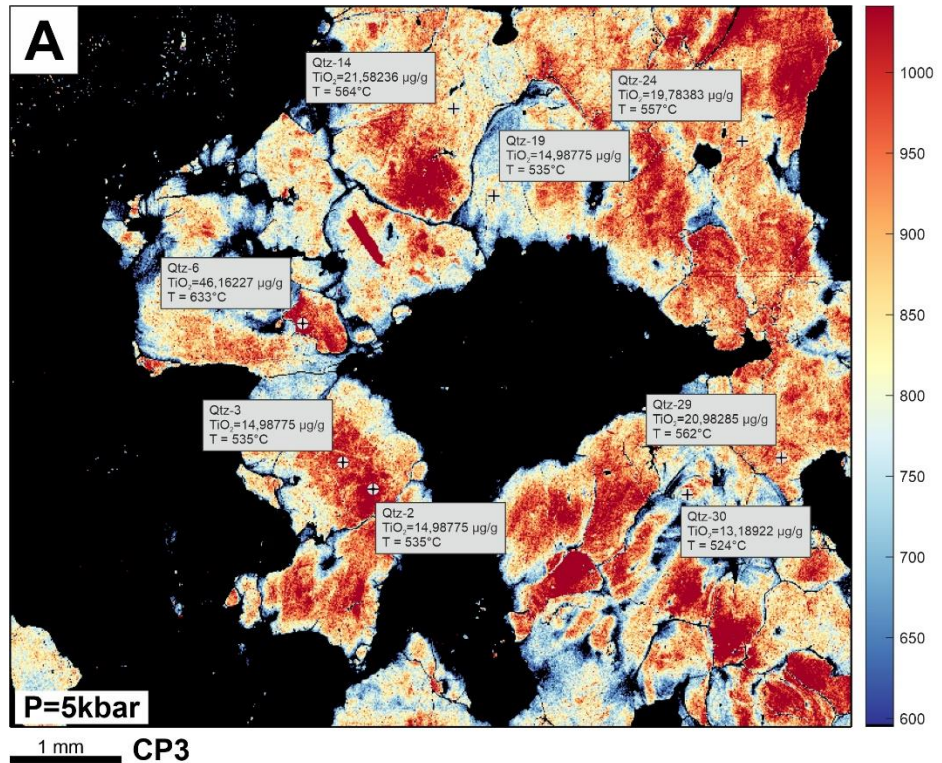
$$X_{TiO_2}^{quartz} = \frac{\frac{Ti (\mu\text{g/g})}{1E4 * 0,599 * 79,87}}{\frac{Ti (\mu\text{g/g})}{1E4 * 0,599 * 79,87} + \left[ \left( 100 - \frac{Ti (\mu\text{g/g})}{1E4 * 0,599 * 79,87} \right) * \frac{a_{TiO_2}}{60,09} \right]} \quad (2)$$

**Tabela 3** - Temperaturas calculadas a partir da Equação 2 (THOMAS et al., 2010) para os cristais que resultaram em concentrações de TiO<sub>2</sub> acima do limite de detecção da microsonda. As temperaturas estão apresentadas em graus celsius e as pressões estimadas em kilobar.

Amostra	Qtz (nº)	TiO <sub>2</sub> (µg/g)	P (kbar)	T (°C)
CP3	2	14,98775	5	535
	3	14,98775	5	535
	6	46,16227	5	633
	14	21,58236	5	564
	19	14,98775	5	535
	24	19,78383	5	557
	29	20,98285	5	562
	30	13,18922	5	524
CP5	2	17,38579	5	546
	3	17,38579	5	546
	5	19,78383	5	557
	9	42,56521	5	625
	12	16,18677	5	541
	22	19,18432	5	554
	28	28,77648	5	589
	32	29,97550	5	593
	36	16,18677	5	541
	40	20,38334	5	559

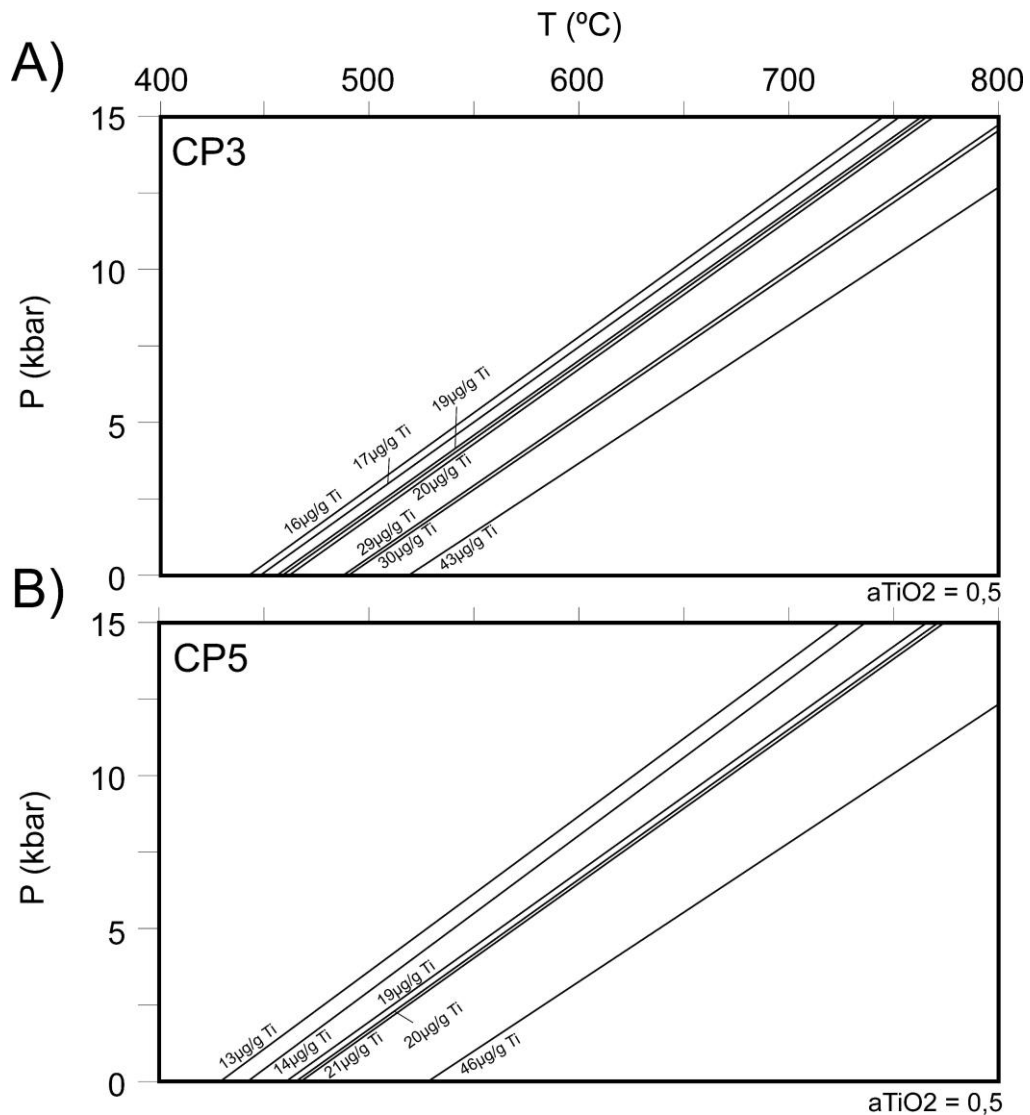
FONTE: Elaborado pelo autor a partir de Thomas et al. (2010)

**Figura 17** - Mapa de catodoluminescência de Ti no quartzo com os pontos acima do limite de detecção da microsonda plotados com as respectivas concentrações de Ti e temperaturas calculadas. **A.** Amostra CP3; **B.** Amostra CP5. A escala apresenta valores de intensidade, cores mais quentes indicam maiores concentrações de Ti. Produzido a partir do *software* XMapTools.



FONTE: Elaborado pelo autor

**Figura 18** – Isopletas de Ti no quartzo projetadas em um diagrama de pressão (P) e temperatura (T) obtidas a partir da aplicação dos valores obtidos na microsonda na Equação 1 (Thomas et al., 2010); **A.** Amostra CP3; **B.** Amostra CP5. Foi utilizado  $a\text{TiO}_2 = 0,5$ .



FONTE: Elaborado pelo autor.

Para a elaboração da Tabela 3 foram tomadas estimativas de pressões que resultaram em temperaturas congruentes com o contexto regional, tal como com as estruturas que serão descritas a seguir. Para a amostra CP3, à 5 kbar, as temperaturas variaram de 534 a 633°C, com média de 558°C, já para a amostra CP5, à mesma estimativa de pressão, as temperaturas variam de 546 a 625°C, com média de 567°C. O Apêndice B apresenta a simulação da temperatura de cristalização para ambas amostras em condições de 2 kbar, 5 kbar e 8 kbar, respectivamente. Embora as temperaturas tenham sido calculadas nestas condições de pressão, os resultados para 2 e 8 kbar não são condizentes com o que é esperado, de qualquer forma, este tópico será discutido detalhadamente no próximo capítulo.

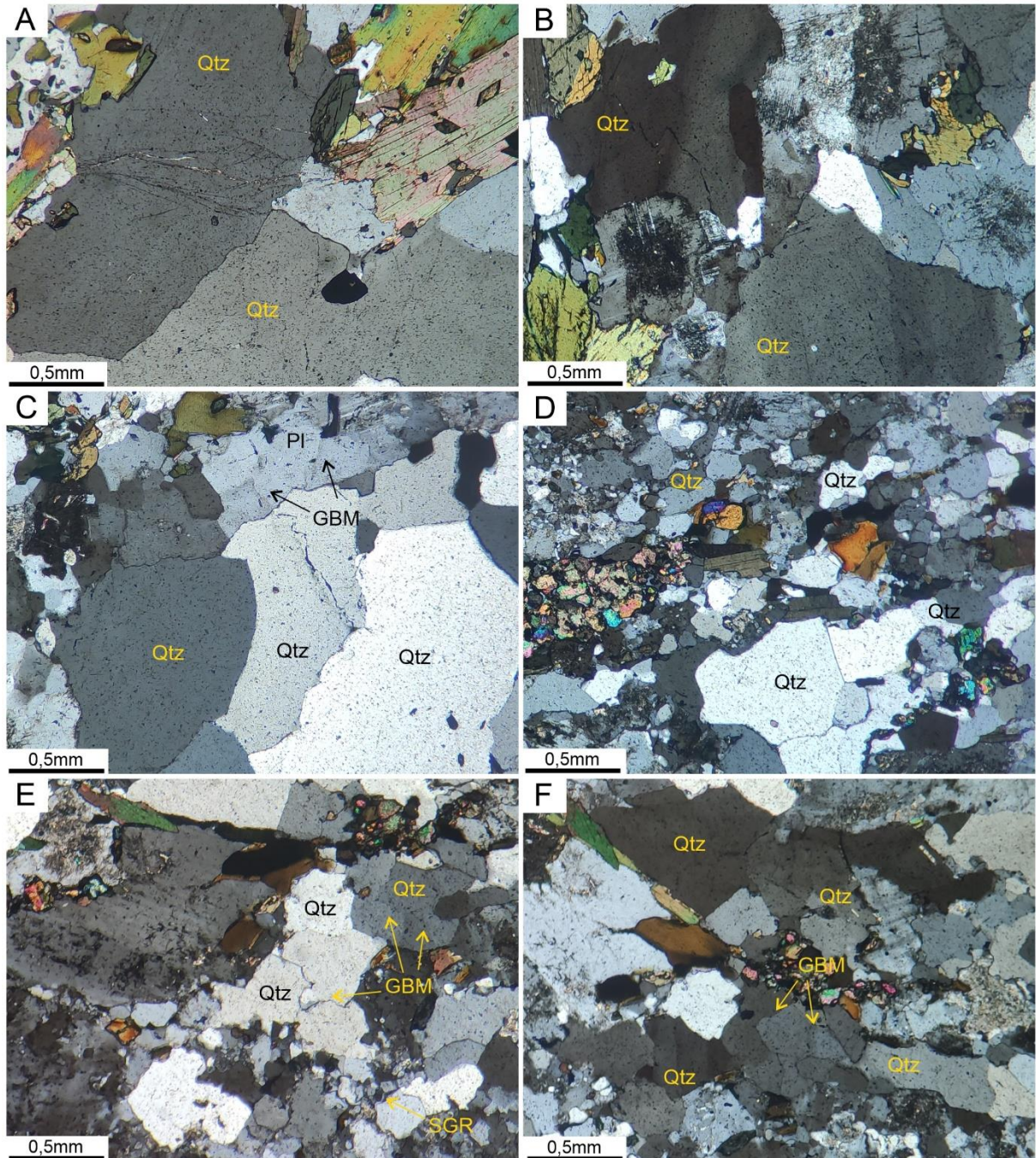
### 3.3 MICROTTECTÔNICA DO QUARTZO

A deformação dos cristais de quartzo ocorre de forma diferente entre as duas amostras. Enquanto na amostra CP3 há o predomínio de estruturas de baixa temperatura, como o fraturamento intragrãos e extinção ondulante, a amostra CP5 apresenta forte recristalização com a ocorrência de rotação de subgrão (SGR) e migração de limite de grão em temperatura mais alta (GBM), além de extinção ondulante. Da mesma forma que o quartzo apresenta estas diferenças, os feldspatos também evidenciam a diferença de recristalização para as amostras, cujos quais apresentam maior recristalização SGR que o próprio quartzo na CP5.

Na amostra CP3 os cristais de quartzo são predominantemente subedrais com alguns exemplares, e tamanhos variando de 0,2 a 1,5 mm. Entre os grãos de quartzo o contato é retilíneo a lobulado, enquanto com outros minerais o contato tende a ser mais serrilhado e irregular (Figura 19C). É possível identificar um moderado grau de fraturamento intragrãos (Figura 19A). A extinção ondulante é bem visível em algumas porções da rocha devido ao tamanho dos cristais, entretanto, a intensidade é muito variada (Figura 19B). A deformação do quartzo nesta amostra é limitada ao fraturamento, resultado de leve deformação à temperaturas mais baixas (PASSCHIER; TROUW, 2005; STIPP et al., 2002), além de evidências de recristalização GBM em alguns pontos da amostra, e, ainda que este mecanismo ocorra, sua intensidade é menor em relação à amostra CP5, além de ser visível também nos feldspatos (Figura 19C).

A amostra CP5 apresenta cristais de quartzo intersticiais, anedrais, em tamanhos de grãos que variam entre 0,1 e 1 mm (Figura 19D). O contato com outros cristais ocorre de forma retilínea a lobular, enquanto entre os grãos de quartzo ele é retilíneo a irregular, muitas vezes recristalizado. O fraturamento intragrãos observado na amostra CP3 é pouco visível neste exemplar, isto se deve principalmente ao menor tamanho dos grãos e da forte deformação que ocorre. A visualização da extinção ondulante é dificultosa devido ao tamanho dos grãos, por outro lado, a recristalização se torna mais aparente. A recristalização por SGR já ocorre com maior frequência e atenuação, com cristais recristalizados e rotacionados (Figura 19E), além disso, ocorre visivelmente a recristalização característica de altas temperaturas, a GBM, com limites de grãos pouco visíveis e distintos segundo a extinção (Figura 19E e 19F).

**Figura 19** - Detalhamento da petrografia dos grãos de quartzo nas lâminas delgadas. **A, B e C:** Amostra CP3; **D, E e F:** Amostra CP5. **A.** Fraturamento intragrãos no quartzo; **B.** Extinção ondulante em cristais de quartzo; **C.** Contato serrilhado entre grãos de quartzo com indícios de recristalização e recristalização GBM no plagioclásio; **D.** Cristais de quartzo de diferentes tamanhos orientados segundo direção preferencial da matriz; **E.** Recristalização GBM marcada nos limites dos grãos e SGR marcada pela recristalização dos minerais; **F.** Recristalização GBM no quartzo. Pl: Plagioclásio; Qtz: Quartzo; SGR: rotação de subgrão; GBM: migração de limite de grão em temperatura mais alta.



FONTE: Elaborado pelo autor.

## 4 DISCUSSÕES

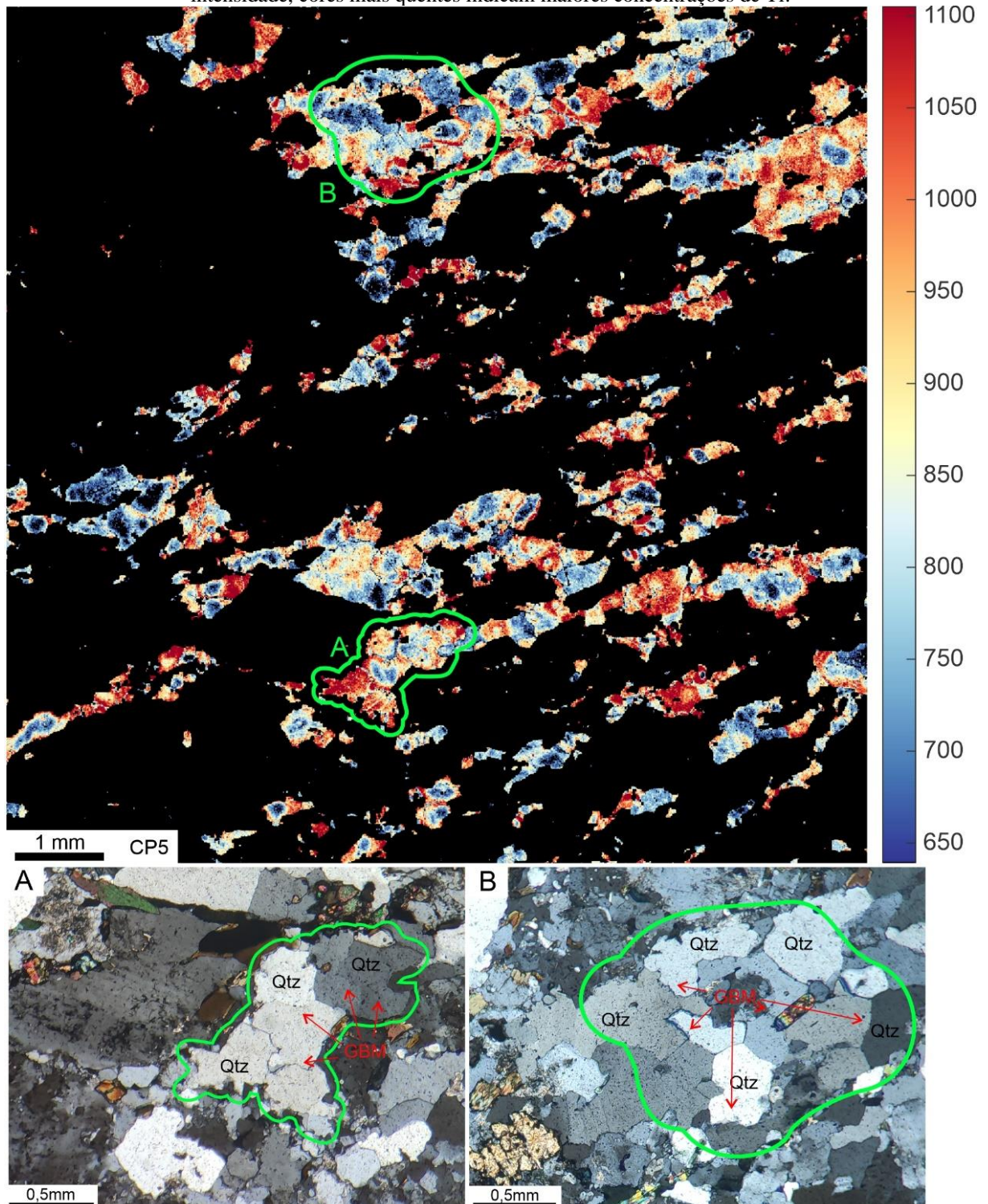
São discutidos a seguir aspectos relevantes sobre a distribuição do Ti no quartzo observado através da catodoluminescência e suas correlações com a microtectônica do quartzo, além de comentários sobre as estimativas de pressão e temperatura citados anteriormente.

### 4.1 DISTRIBUIÇÃO DE TI NO QUARTZO

É evidente que as amostras, CP3 e CP5, apresentam padrões distintos em relação à distribuição de Ti no quartzo. Enquanto a amostra não deformada contém as maiores concentrações de Ti no centro dos cristais, a amostra deformada demonstra o oposto em alguns cristais. Diversos trabalhos publicados apresentam casos e hipóteses para a movimentação, substituição e reequilíbrio de elementos traços em cristais de quartzo (CHERNIAK; WATSON; WARK, 2007; GRUJIC; STIPP; WOODEN, 2011; NEGRINI et al., 2014). Negrini et al. (2014) estudaram o efeito da recristalização na mobilização, incorporação e redefinição do Ti no quartzo com a premissa de que a deformação pode ser influenciadora no processo de difusão no estado sólido, o que compromete a aplicação do Ti no quartzo, calibrado em condições estáticas por Thomas et al. (2010). Segundo os autores, a recristalização dinâmica do tipo rotação de subgrão (SGR) pode resultar na troca Si-Ti de acordo com o coeficiente de difusão determinado por Cherniak, Watson e Wark (2007), enquanto na ocorrência de migração de limite de grão em temperatura mais alta (GBM), os íons presentes na região limítrofe do cristal podem passar para outro cristal devido a fluidificação entre os mesmos. Grujic, Stipp e Wooden (2011) apresentam um estudo completo da deformação de cristais de quartzo em veios no Sul dos Alpes, norte da Itália, dentre os resultados obtidos os autores citam que a recristalização do tipo GBM é competente no reajuste do teor de Ti no quartzo, entretanto, a SGR não.

Os trabalhos supracitados reforçam que a recristalização tem papel significativo na redistribuição do Ti no quartzo, principalmente no que diz respeito às que ocorrem em maiores temperaturas. A presença de recristalização com migração de limite de grão em temperatura mais alta (GBM) na amostra CP5 corrobora com as afirmações da literatura ao passo que as concentrações de Ti apresentam valores mais elevados nas bordas dos cristais. Grujic, Stipp e Wooden (2011) denominam a fluidificação que ocorre no limite de grãos recristalizados de “atalhos móveis” para os elementos traços, estes muito mais eficazes em altas temperaturas (GBM) do que em menores (SGR), o que reforça a hipótese de a recristalização ser o principal fator concentrador de Ti nas regiões limítrofes do quartzo. A Figura 20 apresenta a comparação entre os cristais identificados com recristalização GBM em relação ao Ti no quartzo.

**Figura 20** - Relação catodoluminescência (Ti no quartzo) *versus* recristalização no quartzo da amostra CP5. Evidências de que a distribuição de Ti no quartzo é influenciada pela recristalização e fluidificação no limite dos grãos. Qtz: Quartzo; GBM: migração de limite de grãos em temperatura mais alta. Escala em valores de intensidade, cores mais quentes indicam maiores concentrações de Ti.



FONTE: Elaborado pelo autor.

Cherniak, Watson e Wark (2007) explicam a importância da taxa de difusão na distribuição de elementos traços. A distribuição destes elementos não é resultado apenas da temperatura, mas também da capacidade de locomoção dos mesmos entre os cristais. A difusão

do Ti no quartzo ocorre em diferentes taxas segundo à temperatura – aproximadamente 340  $\mu\text{m}/\text{Ma}$  à 800°C, 10  $\mu\text{m}/\text{Ma}$  à 600°C, 1  $\mu\text{m}/\text{Ma}$  à 500°C e apenas 0,2  $\mu\text{m}/\text{Ma}$  à 400°C – valores muito lentos considerando que o cisalhamento plástico em zonas de cisalhamento dúctil ocorrem na ordem de 1 Ma (CHERNIAK; WATSON; WARK, 2007; GRUJIC; STIPP; WOODEN, 2011). Desta forma, temperaturas abaixo de 600°C durante o intervalo de 1 Ma não são suficientes para a homogeneização do Ti no quartzo em cristais com mais de 10  $\mu\text{m}$ , não reequilibrando o Ti.

Embora a interpretação da concentração centralizada de Ti no quartzo na amostra CP3 seja discutível, Cherniak, Watson e Wark (2007) citam o potencial do estudo do gradiente entre as zonas de catodoluminescência de Ti no quartzo para a colocação de limites de tempo de residência do cristal em sistemas magmáticos.

Tomadas as considerações da literatura, é provável, tratando-se de uma amostra indeformada, que o padrão de teores de Ti no quartzo na amostra CP3 estejam relacionados com as fases de resfriamento/cristalização da rocha no centro do cristal, passando para a fase de colocação crustal, com redução da concentração de Ti nas bordas. Já para a amostra CP5 a recristalização mostra um ótimo potencial no que diz respeito ao rearranjo de elementos traços quando há fluidificação nos limites dos grãos. Estas afirmações, aliadas à presença de recristalização de alta temperatura (GBM), reforçam ainda mais a hipótese desta configuração com teores elevados de Ti no quartzo na borda dos cristais.

## 4.2 TERMOMETRIA

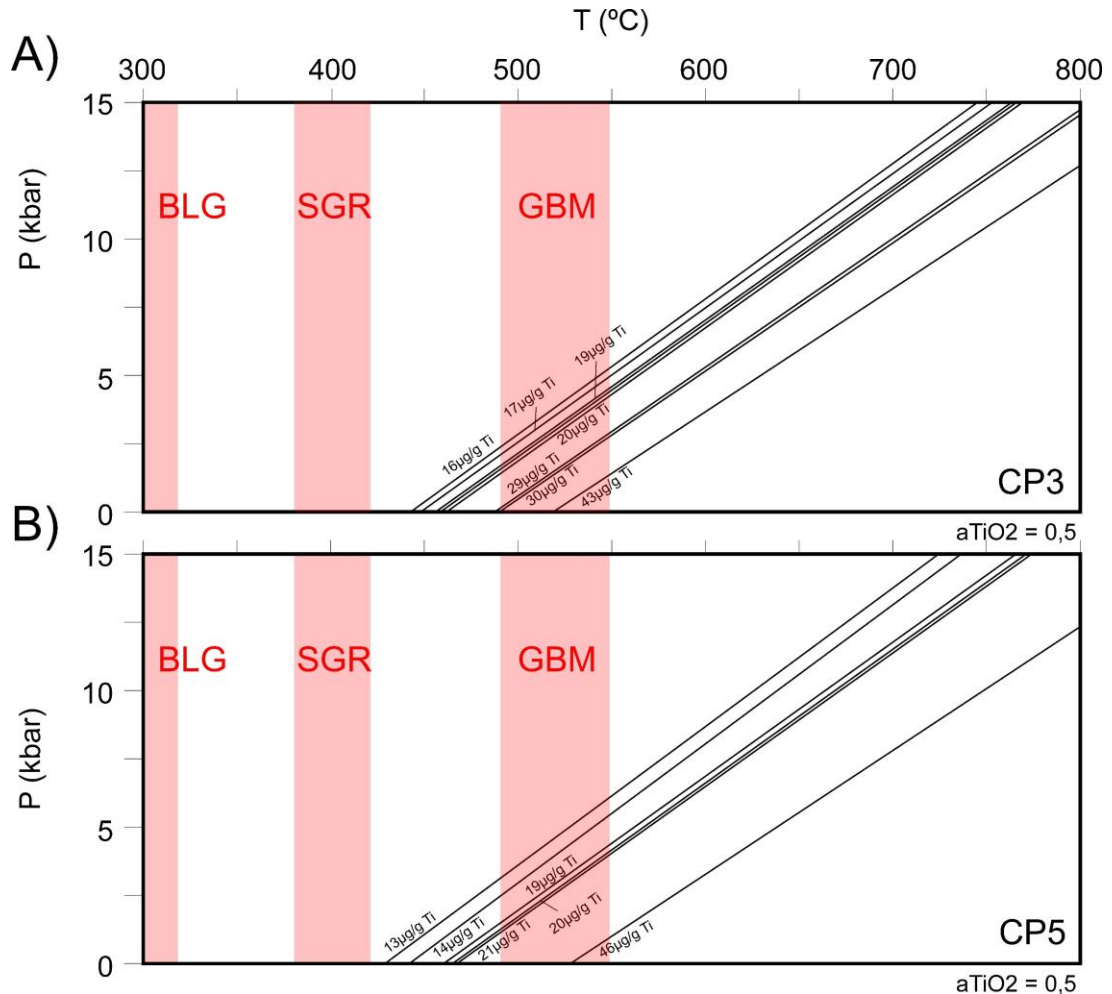
Grujic, Stipp e Wooden (2011) alertam sobre a dificuldade da aplicação de técnicas de Ti no quartzo abaixo ou próximo de 500°C já que as concentrações de Ti tendem a ser menores ao ponto de não superarem o mínimo detectável pela maioria dos equipamentos de microsonda. Korchinski et al. (2012) ainda citam que a preservação de Ti no quartzo depende das taxas de resfriamento de recristalização, em que o resfriamento rápido e/ou recristalização lenta favorecem a preservação de grãos com altos teores de Ti.

Com os dados acima do limite de detecção da microsonda para os teores de Ti foram calculadas as temperaturas apresentadas no Apêndice B estipulando valores arbitrários de pressão. É difícil estimar precisamente a atividade do óxido de titânio ( $a_{\text{TiO}_2}$ ) e a pressão de formação de uma rocha, que são fatores fundamentais para a determinação da temperatura no termômetro Ti no quartzo. Desta forma, na ausência de dados barométricos, as estimativas abrangeram uma gama maior de pressões, a fim de realizar comparações e discussões sobre os resultados.

A ocorrência de titanita e ausência de rutilo ( $a_{TiO_2} = 1$ ) como fonte de Ti é abordada por Hayden, Watson e Wark (2008) e Thomas et al. (2010), os quais recomendam a aplicação de  $a_{TiO_2} = 0,5$  no termômetro Ti no quartzo. Dada tal atividade, as isopletras construídas a partir do termobarômetro de Thomas et al. (2010) (Figura 21) demonstra que não são esperadas temperaturas abaixo dos 400°C para a amostra CP3, e aproximadamente 425°C para a amostra CP5. Considerando a ausência de recristalização BLG no quartzo nos exemplares, os resultados obtidos são compatíveis, visto que esta ocorre em temperaturas abaixo dos 400°C (PASSCHIER; TROUW, 2005), por volta de 300°C (STIPP et al., 2002). A SGR é descrita por Stipp et al. (2002) na faixa dos 400°C, entretanto, Passchier e Trouw (2005) compreendem esta recristalização na faixa dos 400-500°C, o que é mais compatível com a amostra CP3, que apresenta este tipo de microestrutura. Por fim, a recristalização GBM, que ocorre no quartzo por toda a amostra CP5 e nos plagioclásios da amostra CP3, é característica de temperaturas acima de 500°C (PASSCHIER; TROUW, 2005; STIPP et al., 2002). A Figura 21 demonstra o que ocorre em ambas amostras, na CP5 em que há o predomínio de recristalização GBM, com ocorrências de SGR, e na CP3 que ocorre GBM em menor intensidade. Comparando os dados das isopletras com as faixas de recristalização de Faleiros et al. (2016), anteriormente definidas por Stipp et al. (2002), observa-se que a maior concentração de isopletras cruza o campo da GBM em pressões próximas a 5 kbar.

Os dados do Apêndice B com pressões iguais a 2 kbar, 5 kbar e 8 kbar confirmam a variação proporcional de P-T de 20°C/kbar apresentada por Thomas et al. (2010). No que diz respeito à amostra CP3, as temperaturas para 2 kbar são muito baixas, próximas à zona de SGR, enquanto a aproximação de 5 kbar é mais plausível com a leve recristalização GBM observada, por fim, à 8 kbar as temperaturas resultantes são extremamente altas, e, caso fossem atingidas, era esperado uma maior intensidade de evidências de recristalização. Quanto à amostra CP5, as temperaturas obtidas para 2 kbar são muito baixas para a ocorrência tão marcante de recristalização do tipo GBM, entretanto, à 5 kbar as temperaturas foram mais condizentes com os mecanismos descritos anteriormente. Já à 8 kbar os resultados termométricos são satisfatórios com a microtectônica, todavia, esta é uma estimativa de pressão muito elevada para este tipo de rocha, visto que Cavalcante et al. (2018) utiliza uma pressão equivalente a 6,5 kbar para rochas fortemente milonitizadas do Cinturão Ribeira.

**Figura 21** - Isopletas de Ti no quartzo projetadas em um diagrama de pressão (P) e temperatura (T) obtidas a partir da aplicação dos valores obtidos na microsonda na Equação 1 (Thomas et al., 2010); **A.** Amostra CP3; **B.** Amostra CP5. Foi utilizado  $a_{TiO_2} = 0,5$ . Destaque para as faixas temperaturas em que ocorrem as recristalizações no quartzo. BLG: migração de limite de grãos; SGR: rotação de subgrão; GBM: migração de limite de grão em temperatura mais alta.



FONTE: Elaborado pelo autor. Faixas de recristalização de Faleiros et al. (2016) baseado em Stipp et al. (2002).

Dentre os trabalhos termométricos de relevância publicados sobre o Cinturão Ribeira (CONTE et al., 2020; FALEIROS et al., 2010, 2016; RIBEIRO et al., 2019), Faleiros et al. (2016) reforça os estudos de Faleiros et al. (2010) e obtém uma faixa de cristalização de  $370 \pm 30$  °C a  $633 \pm 27$  °C (termômetro de abertura do eixo C do quartzo), sob pressões de  $5 \pm 1,5$  kbar e  $7 \pm 2$  kbar. Faleiros et al. (2010) correlaciona as zonas de BLG, SGR e GBM às zonas da clorita, biotita e granada, com temperaturas entre 300-410°C, 410-520°C e >520°C. Ribeiro et al. (2019) aplica seus estudos termométricos combinando microestruturas, pseudoseções, termômetro de abertura de eixo c e termobarômetro de muscovita-biotita, com temperaturas entre 510-530°C e aproximadamente 4 kbar para estas rochas. Conte et al. (2020) obtém valores diferentes para a seção sul e norte, aproximadamente 400°C e 400-500°C, respectivamente, para milonitos da Zona de Cisalhamento Lancinha. Apesar de Cavalcante et al. (2018) aplicar

o termômetro Ti no quartzo de Thomas et al. (2010), assim como este trabalho, a localização distante dentro da Província Mantiqueira (Região de Santo Antônio de Pádua, Além Paraíba e Três Rios), somado ao fato das rochas analisadas serem representativas de alto grau metamórfico (milonito de gnaiss), e, além disso, as estimativas de pressões de 6,5 kbar e  $a_{TiO_2} = 0,6, 0,7$  e  $0,8$ , que obteve temperaturas, em média, maiores que  $600^{\circ}\text{C}$ , faz com que termometricamente este trabalho tenha pouca relação.

Dentro deste contexto, os dados apresentados por Ribeiro et al. (2019) para a Zona de Cisalhamento Taxaquara são os que mais se aproximam dos descritos neste estudo. As pressões estão próximas das estimadas e as temperaturas calculadas apresentam-se coerente. Os mecanismos de recristalização do quartzo combinam com as zonas de temperatura propostos por Faleiros et al. (2010), enquanto as temperaturas estão dentro daquelas calculadas por Faleiros et al. (2016), ainda que a amplitude térmica seja muito grande.

## 5 CONCLUSÕES

Neste trabalho foi realizada uma abordagem sobre a influência da deformação na distribuição de Ti no quartzo através de mapas de catodoluminescência e análises pontuais das amostras de granito deformada e indeformada pertencentes ao Granito Capote (Complexo Granítico Três Córregos), a fim de se compreender como os esforços na rocha podem afetar a distribuição de elementos traços, e, conseqüentemente, a termometria.

Pôde-se correlacionar a emissão de catodoluminescência com as concentrações de Ti no quartzo através dos mapas de CL com filtro azul na microsonda. Os mapas elaborados a partir dos resultados laboratoriais demonstraram diferenças quanto à distribuição do Ti, em que na amostra não deformada houve maior concentração do elemento no centro dos cristais, enquanto na amostra deformada as maiores concentrações ocorreram nas bordas do quartzo. A distribuição do Ti na borda dos cristais na amostra deformada (CP5) é associada principalmente ao mecanismo de migração de limite de grãos em temperatura mais alta (GBM), cujo qual possibilita a fluidificação nas regiões limítrofes dos grãos, transformando estas em faixas com movimentação facilitada para elementos traço. Já para a amostra não deformada (CP3), a distribuição de Ti no centro dos cristais de quartzo é associada ao tempo de residência da rocha dentro do sistema magmático, em que o centro representa uma fase inicial, mais quente e profunda, enquanto as bordas fazem alusão à colocação mais rasa do corpo granítico, com diminuição da temperatura e da mobilidade de elementos traço.

Como o estudo apresentado aplica apenas um método termométrico, recomenda-se a realização da termometria por outros métodos, como o termômetro de ângulo de abertura do eixo C do quartzo, por exemplo, a fim de aumentar a confiabilidade das temperaturas aqui apresentadas.

## BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1–2, 1981.
- BASEI, M. A. ..; NEVES, B. B. N.; SIGA, O.; BABINSKI, M.; PIMENTEL, M. M.; GAETA TASSINARI, C. C.; HOLLANDA, M. H. B.; NUTMAN, A.; CORDANI, U. G. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. **Precambrian Research**, v. 183, n. 1, 2010.
- BISTRICHI, C. A.; ALMEIDA, M. A.; STEIN, D. P. **Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçáiba (SG.22-X-F-II-3), estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo, 1985.
- BLUMENFELD, P.; MAINPRICE, D.; BOUCHEZ, J. L. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. **Tectonophysics**, v. 127, n. 1–2, 1986.
- CAMPANHA, G. A. C. **Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná**. 1991. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- CAMPANHA, G. A. C. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira**. 2002. Tese (Livre-Docência), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.
- CAMPANHA, G. A. C.; FALEIROS, F. M.; CAWOOD, D. I. G.; CABRITA, B. V.; RIBEIRO, B. V.; BASEI, M. A. .. 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, 2019.
- CAMPANHA, G. A. C.; SADOWSKI, G. R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apaí Domain). **Precambrian Research**, v. 98, n. 1–2, 1999.
- CAVALCANTE, C.; LAGOEIRO, L.; FOSSEN, H.; EGYDIO-SILVA, M.; MORALES, L. F. G.; FERREIRA, F.; CONTE, T. Temperature constraints on microfabric patterns in quartzofeldspathic mylonites, Ribeira belt (SE Brazil). **Journal of Structural Geology**, v. 115, 2018.
- CHERNIAK, D. J.; WATSON, E. B.; WARK, D. A. Ti diffusion in quartz. **Chemical Geology**, v. 236, p. 65–74, 2007.
- CHIODI FILHO, C.; TAKAHASHI, A. T.; DA SILVA, C. R.; FERREIRA, J. C. G. **Projeto Capão Bonito. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais**, 1983.
- CONTE, T.; CAVALCANTE, C.; LAGOEIRO, L.; FOSSEN, H.; SILVEIRA, C. S. Quartz textural analysis from an anastomosing shear zone system: Implications for the tectonic evolution of the Ribeira belt, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, 2020.
- CORDANI, U.; DELHAL, J.; LEDENT, D. Orogenésés superposées dans le Précambrien du Brésil sud-oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3, p. 1–22, 1973.

DEN BROK, B. **An experimental investigation into the effect of water on the flow of quartzite.** [s.l.] : Geol. Ultraject 95, 1992.

FALEIROS, F. M. **Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP,PR).** 2008. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

FALEIROS, F. M.; CAMPANHA, G. A. C.; BELLO, R. M. S.; FUZIKAWA, K. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). **Tectonophysics**, v. 485, p. 193–214, 2010.

FALEIROS, F. M.; MORAES, R.; PAVAN, M.; CAMPANHA, G. A. C. A new empirical calibration of the quartz c-axis fabric opening-angle deformation thermometer. **Tectonophysics**, v. 671, p. 173–182, 2016.

FIORI, A. P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. **Boletim IG-USP**, v. 23, p. 55–74, 1992.

FIORI, A. P. Evolução geológica da Bacia Açungui. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 42, p. 7–27, 1994.

FUCK, R. A.; MARINI, O. J.; TREIN, E. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23, p. 183–221, 1967.

FUMES, R. A.; LUVIZOTTO, G. L.; MORAES, R.; ... Petrochronology of high-pressure granulite facies rocks from Southern Brasília Orogen, SE Brazil: combining quantitative compositional mapping, single-elements thermometry and geochronology. **Journal of Metamorphic Geology**, 2021.

GIMENEZ FILHO, A. **A Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a Noroeste de Apiaí, SP.** 1993. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

GIMENEZ FILHO, A.; JANASI, V. A.; CAMPANHA, G. A. C.; TEIXEIRA, W.; TREVIZOLI JÚNIOR, L. E. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos batholith, Ribeira Fold Belt, São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, 2000.

GODOY, M. A.; VIEIRA, O. A. R. P.; LEITE JÚNIOR, W. B.; HACKSPACHER, P. C.; MATA, S. P.; ZENERO, M. Geologia e tectônica da folha topográfica de Capão Bonito na escala 1:50.000, Sudeste do Estado de São Paulo. **Geociências**, v. 38, n. 1, p. 51–71, 2019.

GRUJIC, D.; STIPP, M.; WOODEN, J. L. Thermoetry of quartz mylonites: Importance of dynamic recrystallization on Ti-in-quartz reequilibration. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, v. 12, n. 6, p. 1–19, 2011.

HACKSPACHER, P. C.; DANTAS, E. L.; SPOLADORE, A.; FETTER, A. H.; OLIVEIRA, M. A. F. Evidence for Neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui groups. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, 2000.

- HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do Sudeste Brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141–169, 2010.
- HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. *In: Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 2012. p. 331–371.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICHI, C. A. Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. **Congresso Brasileiro de Geologia**, p. 2579–2593, 1978.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. The Ribeira Folded Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, p. 257–265, 1975.
- HAYDEN, L. A.; WATSON, E. B.; WARK, D. A. A thermobarometer for sphene (titanite). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 155, p. 529–540, 2008.
- HEILBRON, M. et al. Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, 2020.
- HEILBRON, M.; SOARES, A. C. P.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. *In: Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 203–234.
- HIRTH, G.; TULLIS, J. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. **Journal of Structural Geology**, v. 14, n. 2, p. 145–159, 1992.
- HOBBS, B. E. The geological significance of microfabric. *In: WENK, H. R. (org.). Preferred orientation in deformed metals and rocks*. Nova Iorque: Academic Press, 1985.
- JANASI, V. A.; LEITE, R. J.; VAN SCHMUS, W. R. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 363–376, 2001.
- JULIANI, C. **Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque na região das Serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da Cidade de São Paulo, SP**. 1993. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- KARNIOL, T. R.; MACHADO, R.; BILAL, E.; MOUTTE, J. Geotermobarometria de granulitos do Cinturão Ribeira na porção norte do estado do Rio de Janeiro: seção Italva (RJ) – Patrocínio do Muriaé (MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 3, p. 519–532, 2009.
- KENDRICK, J.; INDARES, A. The Ti record of quartz in anatectic aluminous granulites. **Journal of Petrology**, v. 8, p. 1–23, 2018.
- KIDDER, S.; AVOUAC, J. P.; CHAN, Y. C. Application of titanium-in-quartz thermobarometry to greenschist facies veins and recrystallized quartzites in the Hsüehshan range, Taiwan. **Solid Earth**, v. 4, n. 1, p. 1–21, 2013.

- KORCHINSKI, M.; LITTLE, T. A.; SMITH, E.; MILLET, M. A. Variation of Ti-in-quartz in gneiss domes exposing the world's youngest ultrahigh-pressure rocks, D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, v. 13, n. 1, p. 1–27, 2012.
- KRUHL, J. H. Prism - and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 14, p. 581–589, 1996.
- LANARI, P.; OLIVER, V.; ANDRADE, V.; DUBAC, B.; LEWIN, E.; GROSCHE, E. G.; SCHWARTZ, S. XMapTools: A MATLAB©-based program for electron microprobe X-ray image processing and geothermobarometry. **Computers & Geosciences**, v. 62, p. 227–240, 2014.
- LEEMAN, W. P.; MACRAE, C. M.; WILSON, N. C.; TORPY, A.; LEE, C. A.; STUDENT, J. J.; THOMAS, J. B.; VICENZI, E. P. A study of cathodoluminescence and trace element compositional zoning in natural quartz from volcanic rocks: Mapping titanium content in quartz. **Microscopy and Microanalysis**, v. 18, p. 1322–1341, 2012.
- LLOYD, G. E.; FREEMAN, B. SEM electron channelling analysis of dynamic recrystallization in a quartz grain. **Journal of Structural Geology**, v. 13, n. 8, p. 945–953, 1991.
- LUAN, F. C.; PATTERSON, M. S. Preparation and Deformation of Synthetic Aggregates of Quartz. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. B1, p. 301–320, 1992.
- LUVIZOTTO, G. L. et al. Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis. **Chemical Geology**, v. 261, p. 346–369, 2009.
- MÜLLER, A.; LENNOX, P.; TRZEBSKI, R. Cathodoluminescence and micro-structural evidence for crystallisation and deformation processes of granites in the Eastern Lachlan Fold Belt (SE Australia). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 143, p. 510–524, 2002.
- NEGRINI, M.; STUNITZ, H.; BERGER, A.; MORALES, L. F. G. The effect of deformation on the TitaniQ geothermobarometer: and experimental study. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 167, p. 1–22, 2014.
- NISHIKAWA, O.; TAKESHITA, T. Dynamic analysis and two types of kink bands in quartz veins deformed under subgreenschist conditions. **Tectonophysics**, v. 301, p. 21–34, 1999.
- NISHIKAWA, O.; TAKESHITA, T. Progressive lattice misorientation and microstructural development in quartz veins deformed under subgreenschist conditions. **Journal of Structural Geology**, v. 22, p. 259–276, 2000.
- ORTEGA, A. J. F. **Tectonic Compartmentations of an area in the Ribeira Belt, between Itapeva and Ribeirão Branco (SP): Itaiacoca Group and Bairro dos Prestes Formation**. 2018. Dissertação (Mestrado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2018.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics**. Alemanha: Springer, 2005.

- PRAZERES FILHO, H. J. **Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná.** 2001. Dissertação (Mestrado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- PRAZERES FILHO, H. J. **Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PRSP): geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/ SHRIMP) e  $\delta^{18}\text{O}$  em zircão.** 2005. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.
- RIBEIRO, B. V.; FALEIROS, F. M.; CAMPANHA, G. A. C.; LAGOEIRO, L.; WEINBERG, R. F.; HUNTER, N. J. R. Kinematics, nature of deformation and tectonic setting of the Taxaquara Shear Zone, a major transpressional zone of the Ribeira Belt (SE Brazil). **Tectonophysics**, v. 751, p. 83–108, 2019.
- SANTOS, T. M. B.; MUNHÁ, J. M.; TASSINARI, C. C. G.; FONSECA, P. E.; DIAS NETO, C. Metamorphic P-T evolution of granulites in the central Ribeira Fold Belt, SE Brazil. **Geosciences Journal**, v. 15, n. 1, p. 27–51, 2011.
- SANTOS, T. M. B.; TASSINARI, C. C. G.; FONSECA, P. E. Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano–Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. **Precambrian Research**, v. 260, p. 1–22, 2015.
- SIGA JÚNIOR, O. **Geocronologia da porção Sul do Terreno Apiaí: Implicações tectônicas.** 2010. Tese (Livre-Docência), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.
- SILVA, L. C. et al. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP - Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro - Juruena. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p. 161–176, 2002.
- SILVA, L. C.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. SHRIMP U-Pb dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. **International Geological Review**, v. 41, p. 531–551, 1999.
- SILVA, L. C.; MCNAUGHTON, N. J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L. A.; FLETCHER, I. R. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zirconbased U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, v. 136, n. 3–4, p. 203–240, 2005.
- SPEAR, F. S.; WARK, D. A. Cathodoluminescence imaging and titanium thermometry in metamorphic quartz. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 27, p. 187–205, 2009.
- STIPP, M.; STÜNITZ, H.; HEILBRONNER, R.; SCHMID, S. M. 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, 2002.
- THEODOROVICZ, A.; CÂMARA, N. N.; MORAES, S. M.; GODOY, H. K.; TAKAHASHI, A. T. **Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco: Relatório Final. CPRM/PROTOMINÉRIO**, São Paulo, 1986.

THOMAS, J. B.; WATSON, E. B.; SPEAR, F. S.; SHEMELLA, P. T.; NAYAK, S. K.; LANZIROTTI, A. TitaniQ under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 160, p. 743–759, 2010.

TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R. R. The central segment of the Ribeira Belt. *In: Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. p. 287–310.

VIEIRA, O. A. R. P. **Geologia da Folha Guapiara 1:50.000 (SG-22-X-B-II-2)**. 2017. Dissertação (Mestrado), Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2017.

VIEIRA, O. A. R. P. **Geologia da Formação Água Clara e Rochas Ígneas Associadas no Estado de São Paulo**. 2021. Tese (Doutorado), Universidade Estadual Paulista, 2021.

VIEIRA, O. A. R. P.; GODOY, A. M.; LUVIZOTTO, G. L. Geologia do Granito Capote, Segmento Meridional do Batólito Três Córregos, Sul do Estado de São Paulo. **Geociências**, v. 40, n. 1, p. 13–38, 2021.

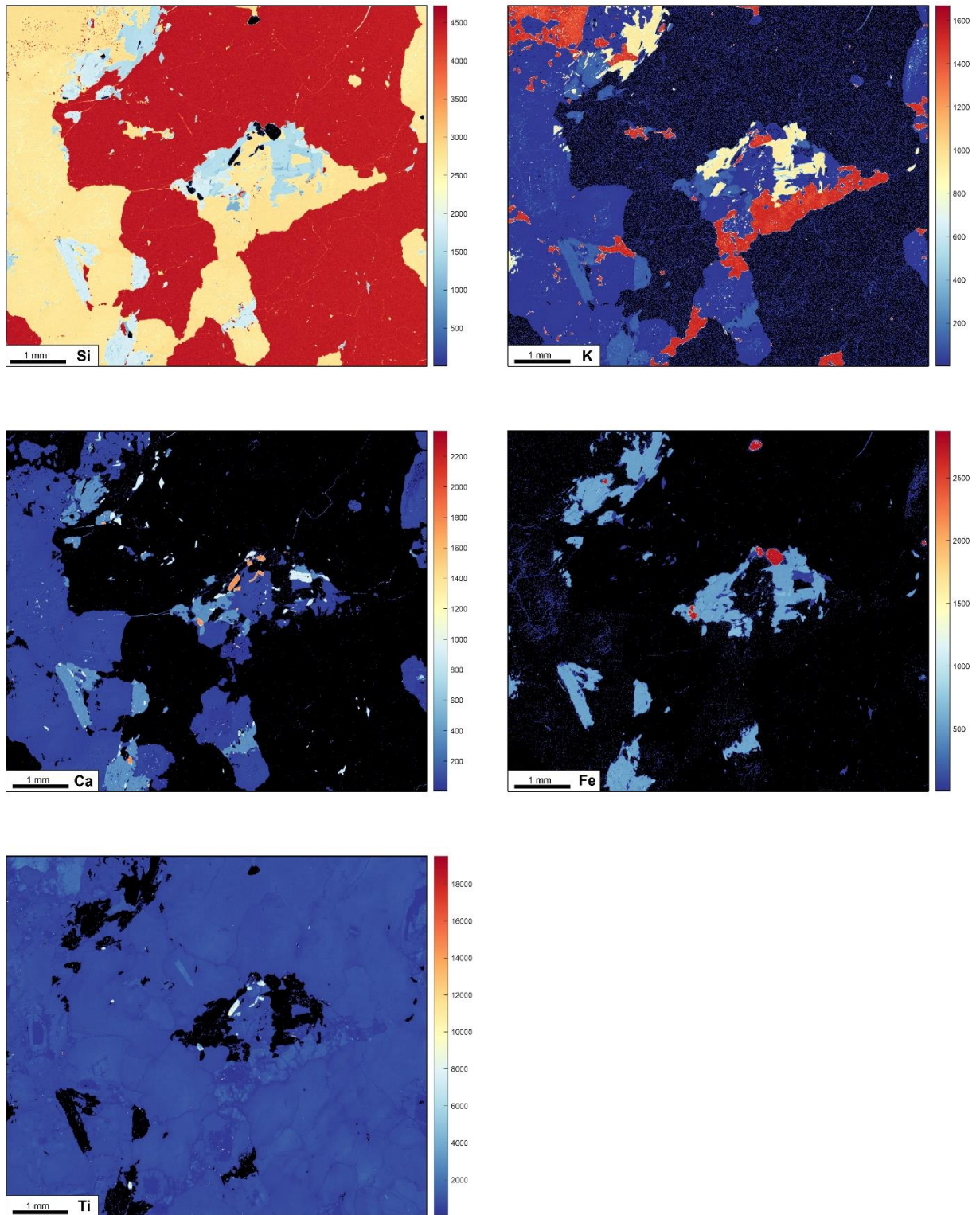
VOLLBRECHT, A.; RUST, S.; WEBER, K. Development of microcracks in granites during cooling and uplift: examples from the Variscan basement in NE Bavaria, Germany. **Journal of Structural Geology**, v. 13, n. 7, p. 787–799, 1991.

WARK, D. A.; SPEAR, F. S. Ti in quartz: cathodoluminescence and thermometry. **Goldschmidt**, v. 15, 2005.

WARK, D. A.; WATSON, E. B. TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 152, p. 743–754, 2006.

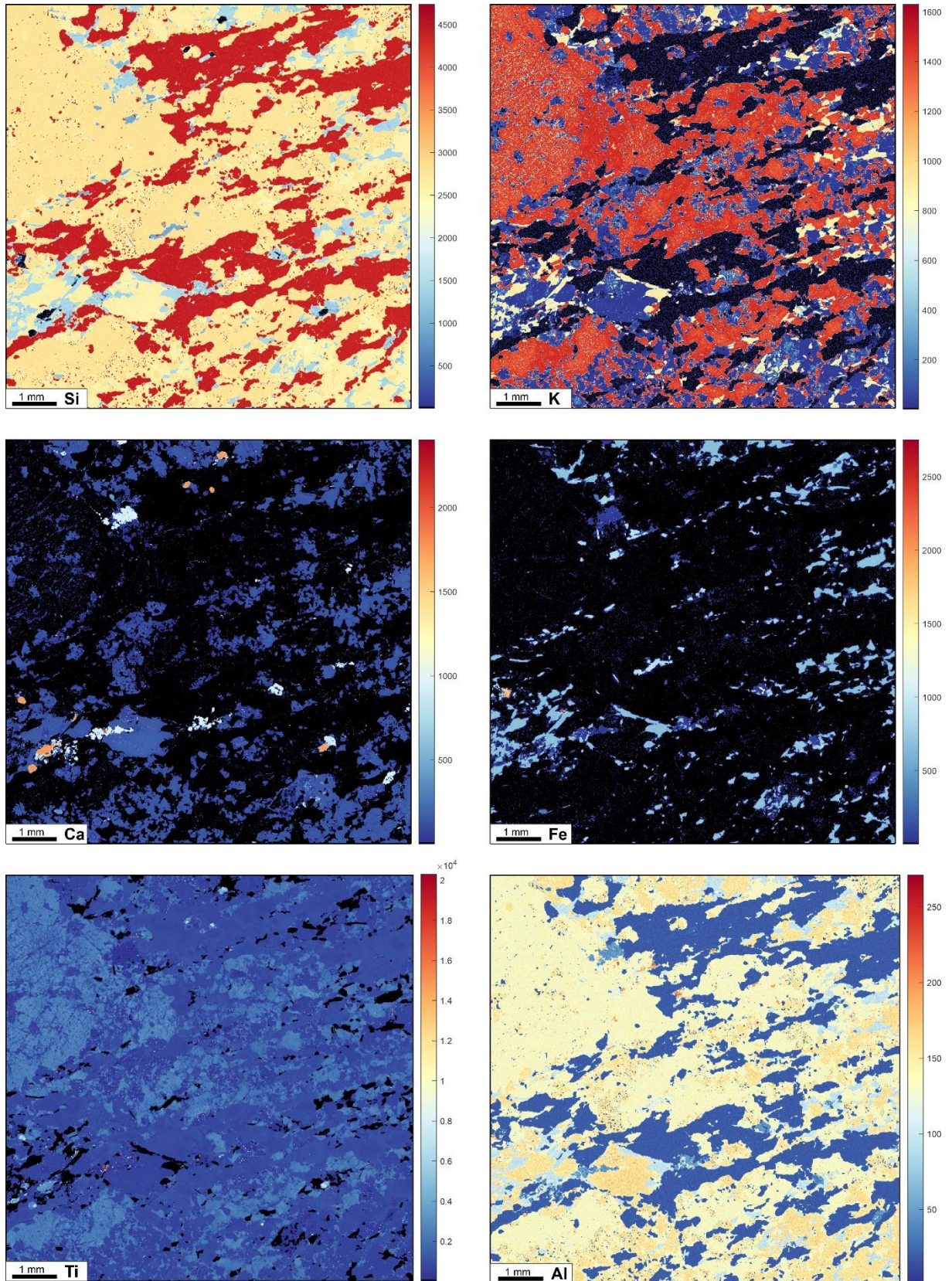
## APÊNDICE A – MAPAS DE INTENSIDADE DE ELEMENTOS

### AMOSTRA CP3



Escalas em valores de intensidade. Cores mais quentes representam maiores concentrações dos elementos.

## AMOSTRA CP5



Escalas em valores de intensidade. Cores mais quentes representam maiores concentrações dos elementos.

## APÊNDICE B – ESTIMATIVAS DE TERMOMETRIA

Amostra	Qtz (n°)	TiO2 (µg/g)	T (°C) (2 kbar)	T (°C) (5 kbar)	T (°C) (8 kbar)
<b>CP3</b>	2	14,98775	474	535	595
	3	14,98775	474	535	595
	6	46,16227	565	633	701
	14	21,58236	501	564	627
	19	14,98775	474	535	595
	24	19,78383	495	557	619
	29	20,98285	499	562	624
	30	13,18922	464	524	584
<b>CP5</b>	2	17,38579	485	546	608
	3	17,38579	485	546	608
	5	19,78383	495	557	619
	9	42,56521	558	625	693
	12	16,18677	480	541	602
	22	19,18432	492	554	616
	28	28,77648	524	589	654
	32	29,97550	528	593	658
	36	16,18677	480	541	602
40	20,38334	497	559	622	