unesp

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE

Análise da deformação do quartzo pelos geotermômetros de Ti no quartzo e ângulo de abertura do eixo-c em zonas de cisalhamento nos Orógenos Ribeira e Brasília

JOÃO VICTOR GRELLA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

Rio Claro - SP

2024

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"Júlio de Mesquita Filho"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

JOÃO VICTOR GRELLA

ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO DO QUARTZO PELOS GEOTERMÔMETROS DE TI NO QUARTZO E ÂNGULO DE ABERTURA DO EIXO-C EM ZONAS DE CISALHAMENTO NOS ORÓGENOS RIBEIRA E BRASÍLIA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientadora: Profª Drª Regiane Andrade Fumes

Rio Claro - SP
2024

G825a

Grella, João Victor
Análise da deformação do quartzo pelos geotermômetros de Ti no quartzo e ângulo de abertura do eixo-c em zonas de cisalhamento nos Orógenos Ribeira e Brasília / João Victor Grella. -- Rio Claro, 2024
79 f. : il., tabs., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (UNESP), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientadora: Regiane Andrade Fumes

1. Microtectônica. 2. Ti no quartzo. 3. Ângulo de abertura do eixo-c. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Dados fornecidos pelo autor(a).

IMPACTO POTENCIAL DESTA PESQUISA

Os novos conhecimentos aqui apresentados sobre a microtectônica do quartzo e suas implicações no registro termométrico por meio de elementos traço e orientação cristalográfica poderão servir como base de dados para, no futuro, auxiliar outros pesquisadores na interpretação das condições de temperatura em zonas de cisalhamento e no ajuste das técnicas de termometria para ambientes geológicos complexos, o que é um conhecimento valioso tanto para a área acadêmica quanto para a exploração mineral.

POTENTIAL IMPACT OF THIS RESEARCH

The new insights presented here about the microtectonics of quartz and their implications for thermometric records through trace elements and crystallographic orientation can serve as a database in the future, helping other researchers interpret temperature conditions in shear zones and adjust thermometric techniques for complex geological environments, which is valuable knowledge both for the academic field and for mineral exploration.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

JOÃO VICTOR GRELLA

ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO DO QUARTZO PELOS GEOTERMÔMETROS DE TI NO QUARTZO E ÂNGULO DE ABERTURA DO EIXO-C EM ZONAS DE CISALHAMENTO NOS ORÓGENOS RIBEIRA E BRASÍLIA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Profa. Dra. Regiane Andrade Fumes
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros
IGc/USP/São Paulo (SP)

Prof. Dr. Luís Gustavo Ferreira Viegas
IG/UnB/Brasília (DF)

Conceito: Aprovado

Rio Claro (SP), 17 de setembro de 2024.

AGRADECIMENTOS

A minha nova família, Gabriela, minha esposa, e a família desde sempre, Paola, José e Marina. Por todo o amor e apoio em todos os momentos.

A minha orientadora, Profa. Dra. Regiane Andrade Fumes, pela paciência, suporte e conhecimento que me proporcionou desde a graduação.

A todos os docentes e funcionários do Departamento de Geologia da Unesp de Rio Claro, principalmente ao Prof. Dr. George Luiz Luvizotto pelas dicas e apoio ao projeto, e Daniel Godoy por todo o suporte aos laboratórios do departamento.

Ao programa de Pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente pela oportunidade de cursar o mestrado e por proporcionar um ambiente digno da educação pública de qualidade, ainda que muitos tentem derrubá-la.

Aos docentes Prof. Dr. Frederico Faleiros e Prof. Dr. Renato Moraes, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pelo apoio e conhecimento compartilhado durante o projeto. Ao técnico José Vinicius Martins pelo serviço prestado nos laboratórios do instituto.

A equipe Ser Geo - Serviços Geológicos por todo o apoio durante a minha jornada.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

RESUMO

Este trabalho visou verificar a influência da deformação em zonas de cisalhamento no registro da temperatura utilizando os geotermômetro Ti no quartzo e ângulo de abertura do eixo-c em rochas ígneas e metamórficas. A emissão de catodoluminescência observada com filtro azul é correlata com a concentração de Ti no quartzo e demonstrou certos zoneamentos em sua distribuição dentro dos cristais, com padrões diferentes em cada amostra. As análises quantitativas de Ti no quartzo foram obtidos pontos por EPMA e por ablação a laser acoplado a um espectrômetro de massas com plasma indutivamente acoplado (LA-ICP-MS). Dados obtidos a partir do geotermômetro Ti no quartzo para rochas ígneas do Orógeno Ribeira (Granito Capote) resultaram em temperaturas na faixa de 521 a 628°C (13,19 a 46,16 µg/g Ti) para amostra não deformada, e entre 537 e 621°C (16,19 e 42,56 µg/g Ti) para a deformada pelo cisalhamento, ambas sob estimativas de pressão equivalentes a 4,8 kbar. As temperaturas obtidas para o Orógeno Brasília (xistos da Unidade Santo Antônio) variaram de 507 a 594°C (8,09-24,58 µg/g Ti) a 5,9 kbar fora da zona de cisalhamento e 509 a 632°C (6,41 a 29,38 µg/g Ti) a 6,9 kbar na Zona de Cisalhamento Três Corações. As pressões foram estimadas a partir da utilização do termômetro do ângulo de abertura do eixo-c do quartzo, do qual foram obtidos os valores de 579°C (OA=77°) para a amostra milonitizada do Orógeno Ribeira, 641°C (OA=86°) para o xisto e 695°C (OA=95°) para o xisto milonítico da Unidade Santo Antônio, Orógeno Brasília. Para ambas as zonas de cisalhamento fica claro que a recristalização do quartzo, associada a estruturas deformacionais do cisalhamento, afeta a distribuição de Ti no quartzo e, consequentemente a termometria. Além disso, os efeitos do retrometamorfismo observado no Orógeno Brasília aparenta registrar condições do pico metamórfico na orientação cristalográfica dos cristais, e, consequentemente, não reequilibrar o termômetro de ângulo de abertura do eixo-c.

Palavras chave: microtectônica; Ti no quartzo; ângulo de abertura do eixo-c.

ABSTRACT

This work aimed to verify the influence of deformation in shear zones on temperature recording using the Ti-in-quartz geothermometer and the c-axis opening angle in igneous and metamorphic rocks. The cathodoluminescence emission observed with a blue filter correlates with the Ti concentration in quartz and demonstrated certain zoning in its distribution within the crystals, with different patterns in each sample. Quantitative analyses of Ti in quartz were obtained point-by-point through EPMA and laser ablation coupled to an inductively coupled plasma mass spectrometer (LA-ICP-MS). Data obtained from the Ti-in-quartz geothermometer for igneous rocks from the Ribeira Orogen (Capote Granite) resulted in temperatures ranging from 521 to 628°C (13,19 to 46,16 µg/g Ti) for the undeformed sample and between 537 and 621°C (16,19 and 42,56 µg/g Ti) for the shear-deformed sample, both under pressure estimates equivalent to 4,8 kbar. The temperatures obtained for the Brasília Orogen (schists from the Santo Antônio Unit) varied from 507 to 594°C (8,09-24,58 µg/g Ti) at 5,9 kbar outside the shear zone and from 509 to 632°C (6,41 to 29,38 µg/g Ti) at 6,9 kbar in the Três Corações Shear Zone. Pressures were estimated using the thermometer of the c-axis opening angle of quartz, from which values of 579°C (OA=77°) were obtained for the mylonitized sample from the Ribeira Orogen, 641°C (OA=86°) for the schist, and 695°C (OA=95°) for the mylonitic schist of the Santo Antônio Unit, Brasília Orogen. For both shear zones, it is clear that quartz recrystallization, associated with shear deformational structures, affects the distribution of Ti in quartz and, consequently, the thermometry. Additionally, the effects of retro-metamorphism observed in the Brasília Orogen appear to record peak metamorphic conditions in the crystallographic orientation of the crystals and, consequently, do not re-equilibrate the c-axis opening angle thermometer.

Keywords: microtectonics; Ti in quartz; C-axis opening angle.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudo. **A.** Áreas de estudo (vermelho) em relação as províncias tectônicas do Brasil; **B.** Área de estudo sobre a Província Tocantins, Orógeno Brasília, nos municípios de Três Corações, Campanha, Cambuquira e São Bento Abade, Estado de Minas Gerais; **C.** Área de estudo sobre a Província Mantiqueira, Orógeno Ribeira, nos municípios de Guapiara, Ribeirão Branco e Capão Bonito, Estado de São Paulo.....3

Figura 2 - Os três principais tipos de recristalização do quartzo conforme aumento de temperatura e taxa de deformação. **A.** BLG – Bulging; **B.** SGR – Rotação de subgrão; **C.** GBM – Migração de limite de grão em alta temperatura. Microfotografias de quartzitos capturadas em microscópio pretrográfico com nicóis cruzados.....6

Figura 3 - Ilustração sobre recristalização *bulging* ou BLG. A protuberância avança sobre o cristal de maior densidade de deslocamento (sombreado). No fim do processo essa protuberância adquire características de um novo cristal independente. QTZ: Quartzo. 7

Figura 4 - Ilustração sobre recristalização por rotação de subgrão, ou SGR. A rotação de um subgrão em resposta à migração do deslocamento de suas bordas durante a deformação progressiva pode causar o desenvolvimento de limites de alto ângulo. O aumento deste ângulo mudará sua classificação para um novo grão.....8

Figura 5 - Ilustração sobre recristalização de limite de grão, ou GBM. Em altas temperaturas, no processo de recristalização do limite do grão, estes tornam-se altamente móveis e modem modificar o material em qualquer direção. QTZ: Quartzo. 9

Figura 6 – Isopletas construídas a partir da calibração de Thomas et al. (2010) (Equação 1). **A.** Ti no quartzo e Zr no rutilo com $aTiO2 = 1$; **B.** Ti no quartzo e Zr na titanita com $aTiO2 = 0{,}5$. 11

Figura 7 - Padrões comuns das medidas do eixo-c do quartzo com indicação do ângulo de abertura (OA). X, Y e Z são os principais eixos do elipsoide de deformação. **A.** Simétrico cruzado tipo I; **B.** Assimétrico cruzado tipo I; **C.** Cruzado tipo II; **D.** Ponto máximo em Y e intermediários entre X e Z; **E.** Pontos máximos em baixo ângulo do eixo X; **F.** Cruzada fissurada; **G.** Pequeno círculo centrado em Z.....12

Figura 8 - Províncias estruturais brasileiras. Os contornos dos limites das províncias de Almeida et al. (1977) foram adaptadas com base em Bizzi et al. (2003). 14

Figura 9 – Principais unidades do Orógeno Brasília com destaque para a área estudada (vermelho) no Segmento Sul do Orógeno Brasília Meridional, sobre os xistos Andrelândia, Zona Interna.....16

Figura 10 – A. Associação de fácies da Megassequência Andrelândia. Linhas vermelhas separam as unidades. Tratos de sistema: Ls – mar baixo; Ts – transgressivo; Hs – mar alto; Mfs – marinho alagado. **B.** Esquema representativo da convergência dos paleocontinentes São Francisco e Paranapanema. 20

Figura 11 - 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.....22

Figura 12 - Mapa Geológico da área de estudo com as principais unidades que ocorrem na região, com predominância de unidades Neoproterozoicas, como o Granito Capote. 25

Figura 13 – Mapa Geológico da área de estudo (vermelho) localizando os 12 pontos amostrados, com destaque para os 2 pontos analisados (JV11 e JV12) sobre a Unidade Santo Antônio (laranja). 26

Figura 14 - Mapa geológico simplificado da área de estudo (laranja), com destaque para os corpos graníticos pertencentes ao Granito Capote e a localização das amostras CP3 e CP5 (amarelo). 27

Figura 15 – A. Matriz da rocha com predominância de Qtz, Bt e Pl, com grãos de Ap e Ky de tamanhos variados. **B.** Porfiroblasto sin-tectônico de Grt com cristais de Ky de até 0,5 mm. **C.** Bt tabular marcando a foliação da rocha com Ky iso-orientada a matriz em meio a massa de Qtz e Pl. **D.** Qtz com contato interlobados típico de recristalização GBM. **E.** Qtz com limites de grãos recristalizados identificados por limites de grãos interlobados a serrilhados e Pl com geminação tipo lei da albita. **F.** Porfiroblasto de granada com inclusão de Qtz, Pl, Ap e Zrn. Ap – Apatita; Bt – Biotita; Chl – Clorita; Grt – Granada; Ky - Cianita; Ms – Muscovita; Qtz - Quartzo; Pl – Plagioclásio; Zrn – Zircão (Abreviações segundo Kretz, 1983). GBM – Migração de limite de grão em temperaturas mais altas. Microfotografias tomadas com microscópio óptico de luz transmitida (B e C com polarizadores descruzados; D e E polarizadores cruzados) e microscópio eletrônico de varredura com imagem de elétrons retroespalhados (A e F) da amostra JV11A. 29

Figura 16 - A. Matriz da rocha com porções de Bt+Pl e Qtz+Pl resultado da redução granulométrica dos grãos por fraturamento e recristalização. **B.** Matriz da rocha em porção rica em Ms. **C.** Redução granulométrica por SGR de cristais de Qtz+Pl evidenciados por contatos serrilhados **D.** Porfiroblasto de Grt com grandes inclusões de Qtz e Pl, contornado por micas (Ms e Bt). **E.** Porfiroblasto de Grt com trilha de inclusões evidenciando o sin-tectonismo do mineral. **F.** Porfiroblasto de Grt com inclusões de praticamente todos os minerais acessórios presentes na rocha. Ap – Apatita; Bt – Biotita; Grt – Granada; Ilm – Ilmenita; Ky - Cianita; Ms – Muscovita; Qtz - Quartzo; Pl – Plagioclásio; Zrn – Zircão (Abreviações segundo Kretz, 1983). SGR – Rotação de subgrão. Microfotografias tomadas com microscópio óptico de luz transmitida (A e E com polarizadores descruzados; C e D polarizadores cruzados) e microscópio eletrônico de varredura com imagem de elétrons retroespalhados (B e F) da amostra JV12A. 31

Figura 17 - A. Intercrescimentos de Bt, Pl e Qtz **B.** Ttn, Hbl e Bt em meio aos cristais de quartzo, cerca de duas a três vezes maior. **C.** Pl saussuritizado e Qtz com extinção ondulante bem marcada **D.** Kfs com recristalização GBM. **E.** Exsolução do tipo pertita em fenocristal de Kfs **F.** Inclusões granulares de Ttn em cristais tabulares de Bt. Ap – Apatita; Bt – Biotita; Hbl – Hornblenda; Kfs – Feldspato potássico; Pl – Plagioclásio; Qtz – Quartzo; Ttn – Titanita (Abreviações segundo Kretz, 1983). GBM – Migração de limite de grão em temperaturas mais altas. Microfotografias tomadas com microscópio

eletrônico de varredura com imagem de elétrons retroespalhados (A) e microscópio óptico de luz transmitida (F com polarizadores descruzados; B a E polarizadores cruzados) da amostra CP3.....34

Figura 18 - A. Matriz da rocha composta por Qtz+Kfs+Pl+bt **B.** Cristais de Qtz com recristalização GBM marcada por contato interlobados e, localmente, SGR com redução granulométrica por recristalização com limites de grãos serrilhados. **C.** Anisotropia marcada por cristais tabulares de Bt. **D.** Cristais de Qtz com extinção ondulante e recristalização do tipo GBM com limites de grãos pouco visíveis e contatos interlobados. **E.** Fenocristal de Kfs com pertita e textura mirmequítica. **F.** Cristal de Ttn triturado em meio a matriz da rocha. Bt – Biotita; Kfs – Feldspato potássico; Pl – Plagioclásio; Qtz – Quartzo; Ttn – Titanita (Abreviações segundo Kretz, 1983). GBM – Migração de limite de grão em temperaturas mais altas; SGR – Rotação de subgrão. Microfotografias tomadas com microscópio óptico de luz transmitida (C com polarizadores descruzados; B, D, E e F polarizadores cruzados) e microscópio eletrônico de varredura com imagem de elétrons retroespalhados (A) da amostra CP5. 36

Figura 19 – Amostra JV11A. **A.** Mapa de fases minerais. Ky - Cianita; Qtz - Quartzo; Pl – Plagioclásio; Ms – Muscovita; Ilm – Ilmenita; Grt – Granada; Bt – Biotita; Ap – Apatita; Chl - Clorita. **B.** Mapa de intensidade de CL nos cristais de quartzo. Intervalo de intensidade de 2672 a 7801. 38

Figura 20 – Amostra JV12A**. A.** Mapa de fases minerais. Ky - Cianita; Qtz - Quartzo; Pl – Plagioclásio; Ms – Muscovita; Ilm – Ilmenita; Grt – Granada; Bt – Biotita; Ap – Apatita; Chl - Clorita. **B.** Mapa de intensidade de CL nos cristais de quartzo. Intervalo de intensidade de 2000 a 6569. 38

Figura 21 – Amostra CP3. **A.** Mapa de fases minerais. Qtz - Quartzo; Pl – Plagioclásio; Kfs – Feldspato Potássico; Óxido-Fe – Óxidos/hidróxidos de Ferro; Bt – Biotita; Hbl – Hornblenda; Ttn – Titanita. **B.** Mapa de intensidade de CL nos cristais de quartzo. Intervalo de intensidade de 555 a 1041. 39

Figura 22 – Amostra CP5. **A.** Mapa de fases minerais. Qtz - Quartzo; Pl – Plagioclásio; Kfs – Feldspato Potássico; Óxido-Fe – Óxidos/hidróxidos de Ferro; Bt – Biotita; Ttn – Titanita; Ap - Apatita. **B.** Mapa de intensidade de CL nos cristais de quartzo. Intervalo de intensidade de 619 a 1116. 40

Figura 23 - Localização dos pontos que apresentaram concentração de Ti no quartzo acima do limite de detecção da microssonda. **A.** JV11A. **B.** JV12A. **C.** CP3. **D.** CP5. 41

Figura 24 - Localização dos pontos que apresentaram concentração de Ti no quartzo acima do limite de detecção do LA-ICP-MS. **A.** JV11A. **B.** JV12A.....42

Figura 25 - Estereogramas com medidas do eixo-c do quartzo plotadas no hemisfério sul. Medidas do ângulo de abertura, pressões e temperaturas calculadas em vermelho.....44

Figura 26 - Isopletas de Ti no quartzo (preto) e ângulo de abertura do eixo-c do quartzo (azul) projetadas em um diagrama de pressão (P) e temperatura (T) obtidas a

partir da aplicação dos valores obtidos para as rochas na Equação 1 (Thomas et al., 2010). A estimativa de pressão utilizada para cada rocha é representada pela linha tracejada azul; **A.** Amostra JV11A; **B.** Amostra JV12A; **C.** Amostra CP3; **B.** Amostra CP5. $aTiO_2$ indicada para cada amostra. Destaque para as faixas temperaturas em que ocorrem as os mecanismos de recristalização no quartzo. BLG: migração de limite de grãos; SGR: rotação de subgrão; GBM: migração de limite de grão em temperatura mais alta. 48

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 OBJETIVOS 2
1.2 LOCALIZAÇÃO DO ESTUDO 2
1.3 MATERIAIS E MÉTODOS 4
2 ESTADO DA ARTE 6
2.1 MICROTECTÔNICA DO QUARTZO 6
2.2 TERMÔMETRO TI NO QUARTZO 9
2.3 TERMÔMETRO DE ÂNGULO DE ABERTURA DO EIXO C DO QUARTZO 12
3 CONTEXTO GEOLÓGICO 14
3.1 ORÓGENO BRASÍLIA 15
3.1.1 Grupo Andrelândia 17
3.1.2 Unidade Santo Antônio 19
3.1.3 Geologia Estrutural 20
3.2 ORÓGENO RIBEIRA 21
3.2.1 Terreno Apiaí 23
3.2.2 Granito Capote 23
3.2.3 Geologia Estrutural 24
4 RESULTADOS 26
4.1 PETROGRAFIA 27
4.1.1 JV11A – Plagioclásio-biotita-quartzo xisto com granada e cianita 27
4.1.2 JV12A – Xisto milonítico 30
4.1.3 CP3 – Granito indeformado 32
4.1.4 CP5 – Granito milonítico 33
4.2 QUÍMICA MINERAL 37
4.2.1 Mapas de fases minerais e intensidade de CL 37
4.2.2 Análises pontuais quantitativas 40

4.3 ÂNGULO DE ABERTURA DO EIXO-C DO QUARTZO.....44
5 DISCUSSÕES.....45
6 CONCLUSÕES.....50
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....52
APÊNDICE A – MAPAS DE INTENSIDADE DE ELEMENTOS (EPMA) 61
APÊNDICE B – ANÁLISES QUANTITATIVAS DE TI NO QUARTZO 65

1 INTRODUÇÃO

O foco em técnicas analíticas e análise de elementos traço no quartzo têm tomado força devido a ampla aplicabilidade do mineral, principalmente na utilização de geotermômetros. Embora seja um mineral constituído majoritariamente por SiO_2, a atuação de elementos traço e da deformação intra- e inter-cristalina do quartzo têm apresentado bons resultados na quantificação de temperaturas de rochas crustais (Cherniak; Watson; Wark, 2007; Faleiros et al., 2016; Thomas et al., 2010).

Thomas et al. (2010) propuseram uma das mais recentes calibrações do termômetro a partir da utilização da solubilidade de titânio em quartzo como parâmetro para determinação da pressão e temperatura de cristalização de rochas. Além do Ti ser um elemento traço com concentrações quase sempre elevadas em rochas ígneas e metamórficas (1 a 200 ppm), substitui o Si no quartzo sem que seja necessário o rebalanceamento químico, uma vez que ambos possuem cargas equivalentes ($^{+4}$). Wark e Watson (2006) já haviam descrito que a catodoluminescência (CL) poderia ser conectada aos estudos de elementos traço e suas relações com as condições de cristalização, enquanto trabalhos recentes comprovaram tal associação (Fumes et al., 2021; Grella, 2022; Kendrick; Indares, 2018).

Grujic, Stipp e Wooden (2011) apontam a inviabilidade da aplicação de técnicas de Ti no quartzo em temperaturas na faixa dos 500°C, já que as concentrações de Ti presentes nestas temperaturas podem não atingir o mínimo detectável na maioria dos equipamentos utilizados. Além disso, Korchinski et al. (2012) descrevem as taxas de resfriamento de recristalização como fator determinante para a preservação do Ti no quartzo, com o resfriamento rápido e/ou recristalização lenta favorecem a preservação de grãos com altos teores de Ti.

Há algumas décadas a correlação linear entre o ângulo de abertura do eixo-c (OA) do quartzo e a temperatura de cristalização já são conhecidas (Kruhl, 1996). Law (2014) encontrou relações entre o OA para temperaturas entre 250-650°C. Já Faleiros et al. (2016) definiu dois termômetros de OA, uma recalibração para temperaturas entre 250-650°C e OA<87°, e outros inédito para temperaturas na faixa de 650-1050°C com OA>87°; e ainda um termobarômetro para temperaturas de 250-1050°C, apontando uma dependência da pressão na medição do OA. Estes termômetros apresentam gigantesco potencial, uma vez que além do quartzo ser um mineral muito

abundante na crosta terrestre, há a facilidade de medição da orientação do eixo-c do quartzo com equipamentos de baixo custo e com técnicas relativamente simples.

1.1 OBJETIVOS

O objetivo da pesquisa é verificar a influência da deformação em zonas de cisalhamento no registro da temperatura utilizando os geotermômetro Ti no quartzo e ângulo de abertura do eixo-c em rochas ígneas e metamórficas. A distribuição de Ti em cristais de quartzo nas rochas é investigada a fim de avaliar o efeito da deformação na modificação das concentrações iniciais de Ti através de mapas de CL obtidos a partir da análise por microssonda eletrônica (EPMA), juntamente com as análises pontuais de EPMA e de ablação a laser (LA-ICP-MS).

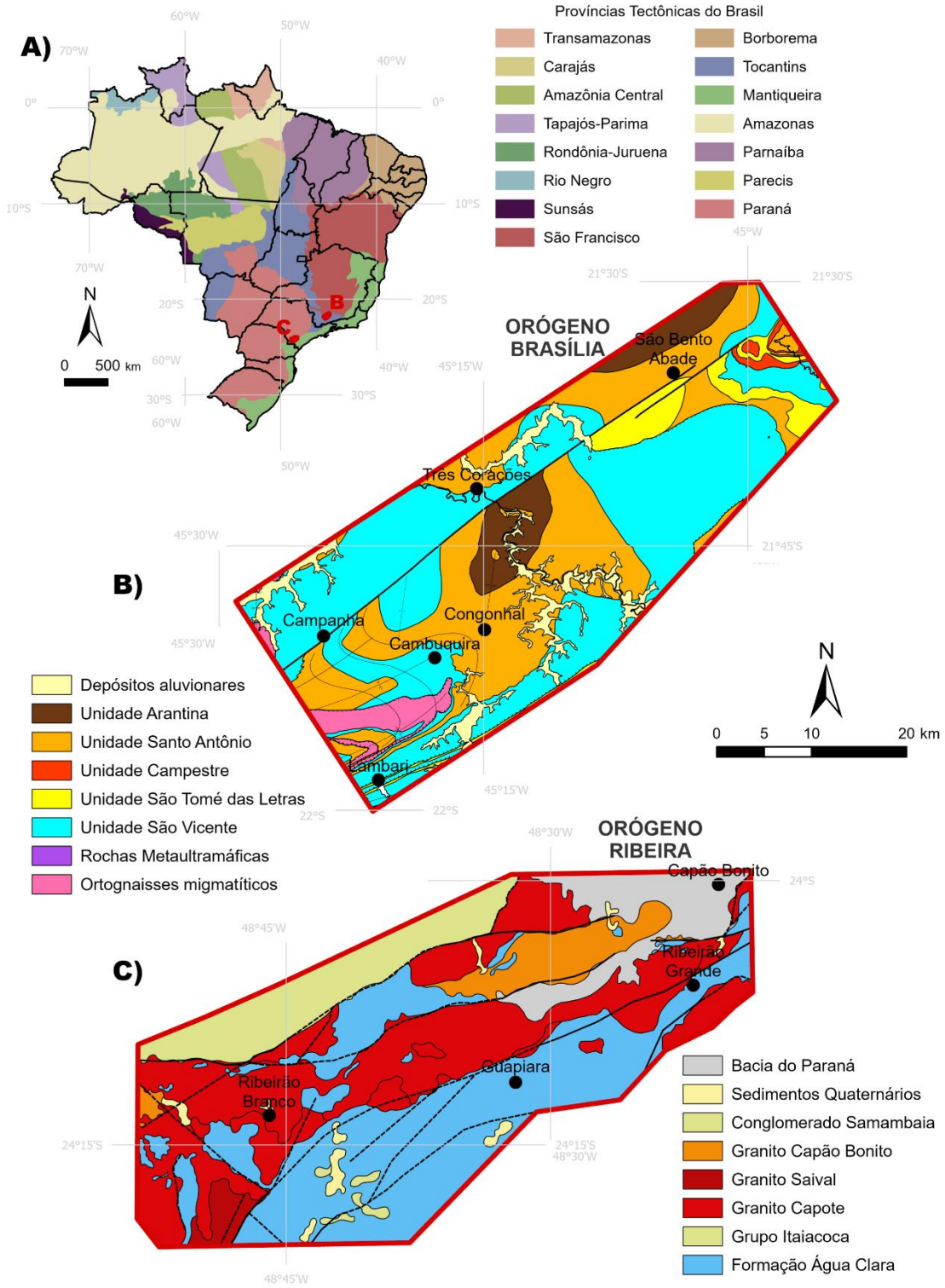
A pesquisa tem também como objetivo a comparação do termômetro Ti no quartzo (Thomas et al., 2010) com a aplicação do termômetro de abertura do eixo-c do quartzo para as rochas de zonas de cisalhamento e em suas redondezas dos Cinturões Brasília e Ribeira.

1.2 LOCALIZAÇÃO DO ESTUDO

Este trabalho visa a aplicação da termobarometria de Ti no quartzo e ângulo de abertura do eixo-c para áreas contidas nos Cinturões Brasília e Ribeira (Figura 1A), em rochas deformadas e não deformadas por zonas de cisalhamento, visando comparações do ponto de vista estrutural.

A primeira área está localizada sob a Província Tocantins, no Orógeno Brasília, e abrange as rochas metassedimentares próximas da zona de cisalhamento Três Corações, nos municípios de Três Corações, Campanha, Cambuquira e São Bento Abade, Estado de Minas Gerais (Figura 1B). A segunda área está localizada sob a Província Mantiqueira, no Orógeno Ribeira, e engloba o corpo granítico denominado Granito Capote (Complexo Granítico Três Córregos), próximo aos municípios de Guapiara, Capão Bonito, Ribeirão Grande e Ribeirão Branco, Estado de São Paulo (Figura 1C).

Figura 1 - Localização da área de estudo. **A.** Áreas de estudo (vermelho) em relação as províncias tectônicas do Brasil; **B.** Área de estudo sobre a Província Tocantins, Orógeno Brasília, nos municípios de Três Corações, Campanha, Cambuquira e São Bento Abade, Estado de Minas Gerais; **C.** Área de estudo sobre a Província Mantiqueira, Orógeno Ribeira, nos municípios de Guapiara, Ribeirão Branco e Capão Bonito, Estado de São Paulo.



FONTE: A) Bizzi et al. (2003); B) Trouw, Nunes e Castro (2008); C) Vieira, Godoy e Luvizotto (2021).

1.3 MATERIAIS E MÉTODOS

Mapas composicionais, mapas de catodoluminescência (CL) e análises quantitativas de Ti no quartzo foram realizados utilizando uma microssonda 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. Os exemplares do Orógeno Brasília foram mapeados para os elementos Al, Ca, Cr, Fe, K, Mg, Mn, Si, Ti e Zr, entretanto, não houve nenhuma amostra com quantidades significativas de Cr, que foi descartado na análise dos dados. Para as amostras do Orógeno Ribeira (CP3 e CP5) foram mapeados Al (apenas em CP5), Ca, Fe, K e Si.

A análise pontuais 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 microssonda eletrônica 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).

Como complemento para as medidas pontuais quantitativas de Ti no quartzo foram realizadas análises por meio de ablação com laser acoplado a um espectrômetro de massas com fonte de ionização por plasma do tipo quadrupolo, modelo iCAP Q – Thermo Scientific e amostrador por Laser Ablation modelo CETAC LSX-213 G2+ (LA-ICP-MS) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Os elementos traço foram analisados em 20 pontos para cada amostra do Orógeno Brasília, com feixe do laser de 40 µm, o que não gerou resultados de Ti acima do limite de detecção, e novamente com 100 µm, energia de superfície de 6,5 J/cm² e frequência de 10 Hz. Os seguintes isótopos foram analisados: ^{6}Li, ^{23}Na, ^{27}Al, ^{29}Si, ^{30}Si,

^{42}Ca, ^{43}Ca, ^{44}Ca, ^{49}Ti, ^{55}Mn, ^{56}Fe, ^{57}Fe, ^{66}Zn, ^{69}Ga, ^{70}Ge, ^{71}Ge, ^{77}Se, ^{85}Rb, ^{90}Zr, ^{138}Ba e ^{208}Pb. Em todas as análises os sinais foram medidos por 70s. Os primeiros 20s foram utilizados para medir o background, depois foram 40s para aquisição dos dados e mais 10s para limpeza do sistema. No início, a cada 20 analises e ao final das análises foram utilizados o NIST-610 e NIST-612 como padrões analíticos (Westin et al., 2016).

Para estas condições o limite de detecção do Ti varia entre 2,87 a 17,78 µg/g, com erro σ entre 1,36 a 5,61 µg/g. Os dados foram processados utilizando o *software* Glitter 4.5 (Griffin, 2008).

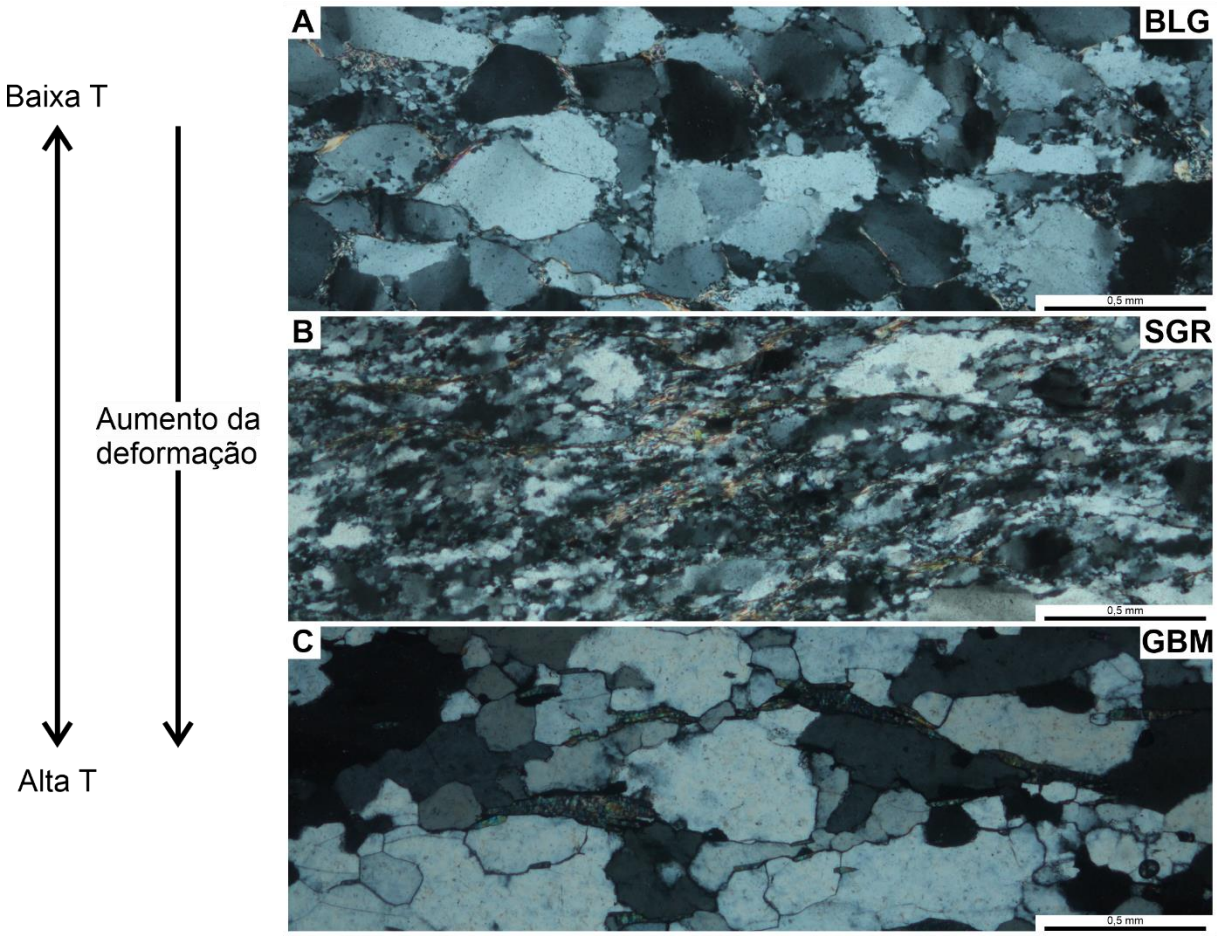
A medição da orientação do eixo-c do quartzo foi realizada da mesma forma de Faleiros et al. (2016), a partir da verificação da completa extinção dos cristais utilizando um microscópio petrográfico com platina universal. Para tanto, as lâminas delgadas foram confeccionadas com corte paralelo a lineação mineral e perpendicular à foliação principal da rocha. As medidas foram convertidas e plotadas no *software* Stereonet (Cardozo; Allmendinger, 2013), com projeção estereográfica do hemisfério sul.

2 ESTADO DA ARTE

2.1 MICROTECTÔNICA DO QUARTZO

O quartzo é um mineral formador de rochas muito comum na crosta terrestre, 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, ou *Bulging* (BLG), Rotação de subgrão (SGR) e Migração de limite de grão em alta temperatura (GBM) (Figura 2).

Figura 2 - Os três principais tipos de recristalização do quartzo conforme aumento de temperatura e taxa de deformação. **A.** BLG – Bulging; **B.** SGR – Rotação de subgrão; **C.** GBM – Migração de limite de grão em alta temperatura. Microfotografias de quartzitos capturadas em microscópio pretrográfico com nicóis cruzados.

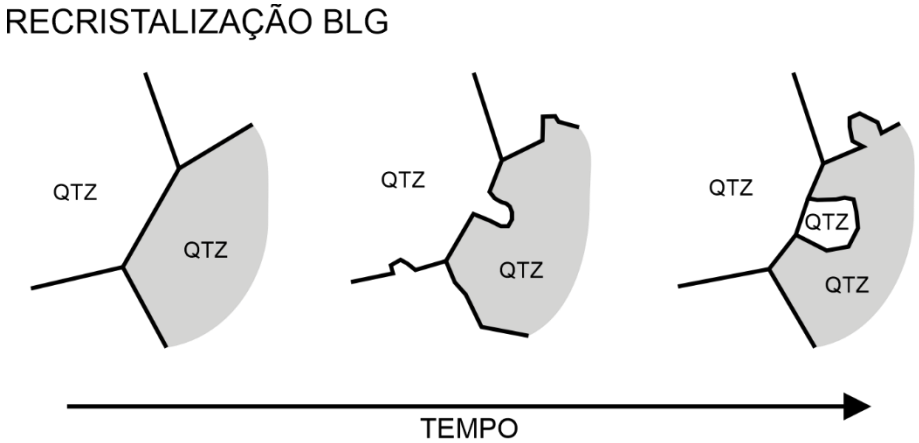


FONTE: Elaborado pelo autor baseado em Hirth e Tullis (1992) e Passchier e Trouw (2005).

Em temperaturas baixas, na faixa dos 300-400°C, há o predomínio do mecanismo de deformação por deslocamento, que, quando acompanhado de movimentos verticais em relação ao cristal é conhecido como *creep*. O deslocamento 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 deslocamento e sua direção caracteriza um sistema de deslocamento, o qual é muito presente em minerais formadores de rocha. O tipo do sistema de deslocamento depende da orientação e magnitude do campo de tensão no grão, além da tensão de cisalhamento crítica (τc), 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*", 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 *bulging* ou BLG. A protuberância avança sobre o cristal de maior densidade de deslocamento (sombreado). No fim do processo essa protuberância adquire características de um novo cristal independente. QTZ: Quartzo.



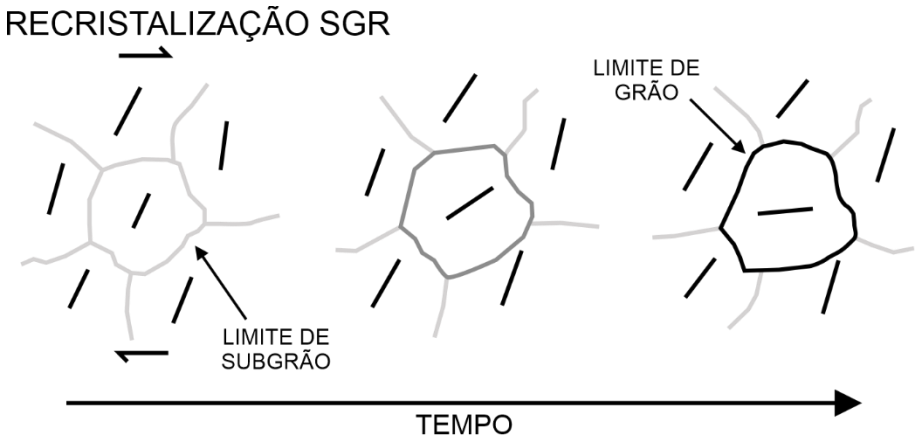
FONTE: Passchier e Trouw (2005)

Na faixa dos 400-500°C o deslocamento *creep* se torna dominante, além disso, a dissolução por pressão pode agir nestas temperaturas (Den Brok, 1992). Dentre as

principais características estão compreendidas os cristais fortemente achatados, com recuperação e estruturas de recristalização (Passchier; Trouw, 2005). Lloyd e Freeman (1991) e Stipp et al. (2002) definem a rotação de subgrão (SGR) como mecanismo de recristalização dominante nesta faixa de temperatura, cujas foliações oblíquas ocorrem como resultado do regime combinado do SGR e GBM.

A recristalização SGR ocorre quando os deslocamentos são acrescidos à borda do subgrão 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 cristais (Figura 4) (Hirth; Tullis, 1992; Passchier; Trouw, 2005; Stipp et al., 2002). 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).

Figura 4 - Ilustração sobre recristalização por rotação de subgrão, ou SGR. A rotação de um subgrão em resposta à migração do deslocamento de suas bordas durante a deformação progressiva pode causar o desenvolvimento de limites de alto ângulo. O aumento deste ângulo mudará sua classificação para um novo grão.



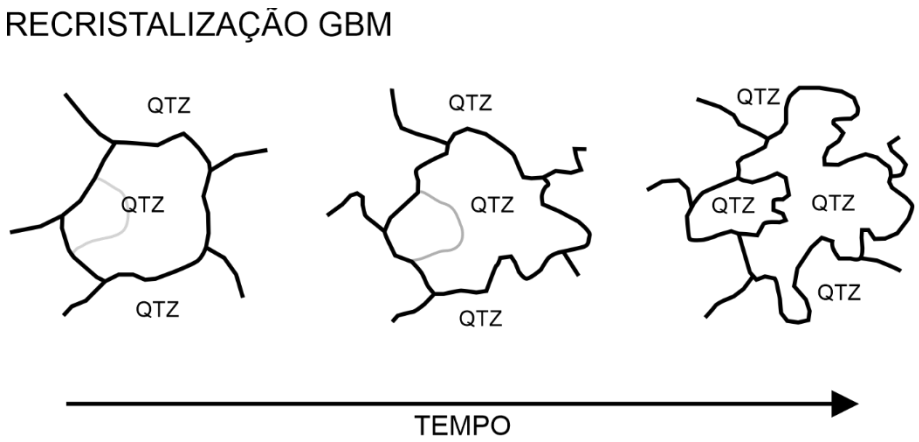
FONTE: Passchier e Trouw (2005)

Quando o quartzo é submetido a temperaturas mais altas (500-700°C) há o predomínio da recristalização de migração de limite de grão de alta temperatura (GBM) (Hirth; Tullis, 1992; Passchier; Trouw, 2005; Stipp et al., 2002). Acima dos 700°C o deslizamento do prisma <c> 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 <a> e do prisma

<c> combinados (Blumenfeld; Mainprice; Bouchez, 1986; Stipp et al., 2002) ou pela transição de quartzo α-β (Kruhl, 1996).

A recristalização GBM ocorre com o aumento da mobilidade dos limites dos grãos até consumir grãos inteiros (Figura 5) (Hirth; Tullis, 1992; Passchier; Trouw, 2005; 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, 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 (Grujic; Stipp; Wooden, 2011; Passchier; Trouw, 2005).

Figura 5 - Ilustração sobre recristalização de limite de grão, ou GBM. Em altas temperaturas, no processo de recristalização do limite do grão, estes tornam-se altamente móveis e modem modificar o material em qualquer direção. QTZ: Quartzo.



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. Há ainda sobre a possibilidade de ativação de mais de um sistema de deslocamento/deslizamento simultâneos com o aumento da tensão diferencial (Hobbs, 1985; Passchier; Trouw, 2005).

2.2 TERMÔMETRO TI NO QUARTZO

Análises geodinâmicas são muito bem entendidas quando associadas a 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 traço 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.

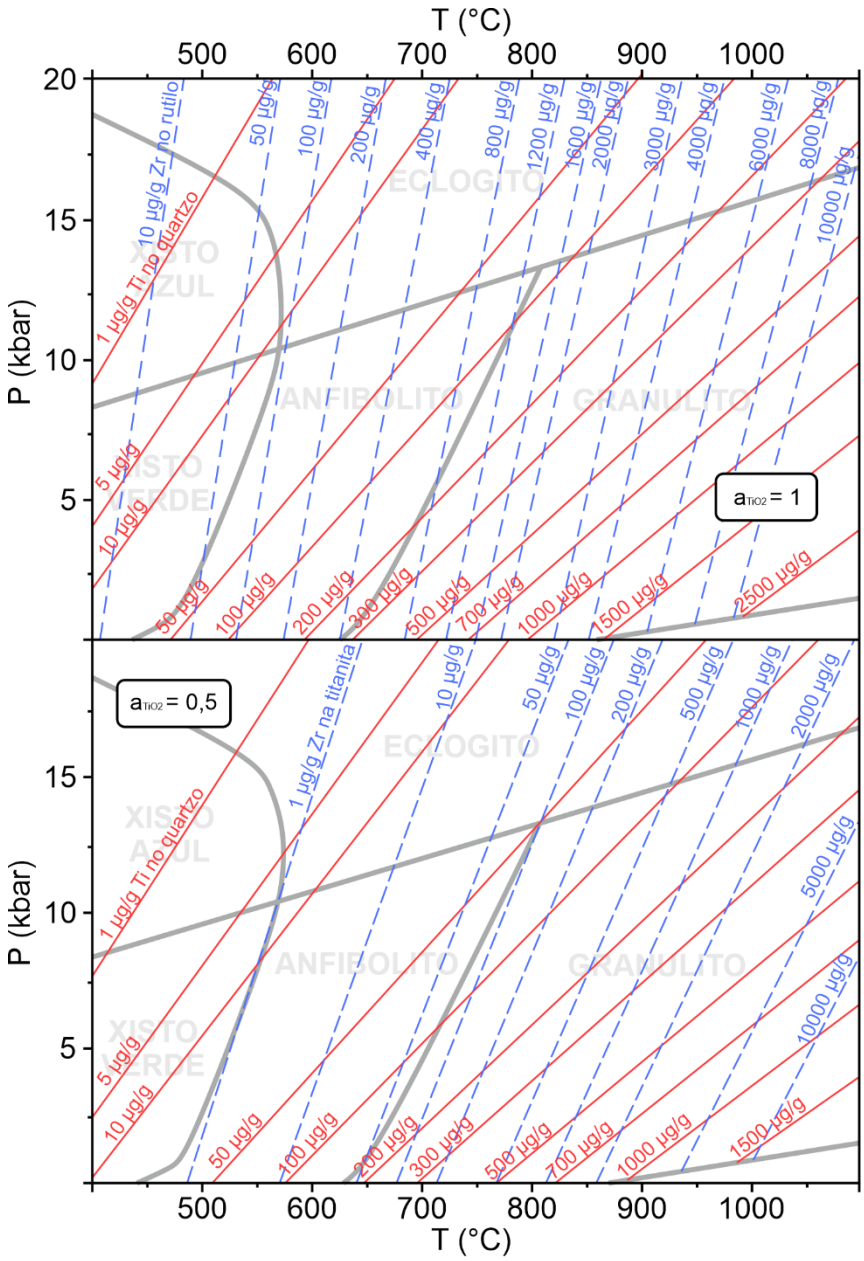
A atividade de Ti (a_{TiO2}) pode ser fixada pela presença de uma fase de TiO_2 pura e única, o rutilo ($aTiO_2$ = 1). Por mais que o termômetro de Wark e Watson (2006) tenham obtido resultados positivos para amostras que contenham TiO_2 livre, ele não necessariamente precisa estar contido no sistema, 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_{TiO2} = 0,75) (Spear; Wark, 2009; Wark; Spear, 2005; Wark; 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 1000ºC, 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), 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 $X_{TiO}\ quartz$ 2 é a quantificação molar de Ti no quartzo, a_{TiO2} 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.

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

Figura 6 – Isopletas construídas a partir da calibração de Thomas et al. (2010) (Equação 1). **A.** Ti no quartzo e Zr no rutilo com $a_{TiO2} = 1$; **B.** Ti no quartzo e Zr na titanita com $a_{TiO2} = 0{,}5$.



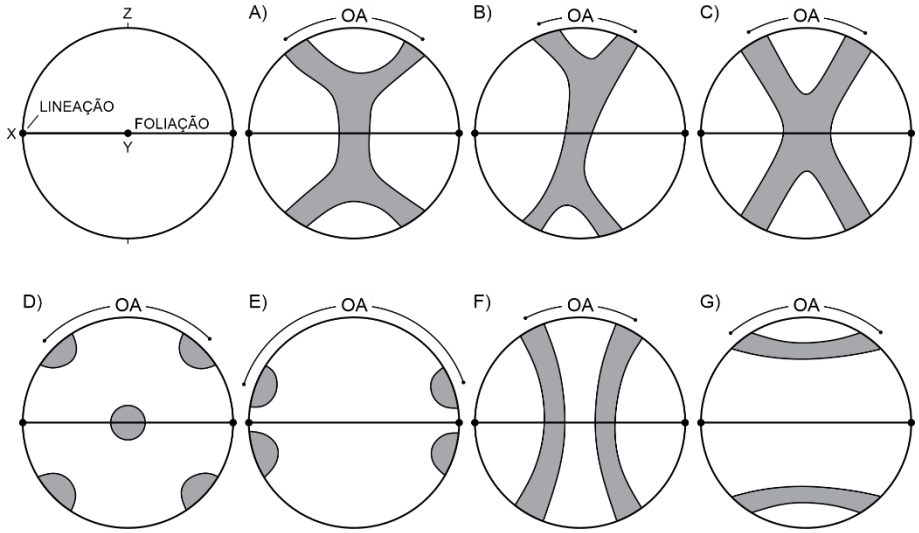
FONTE: Thomas et al. (2010)

Em contraposição ao termômetro calibrado, Wilson et al. (2012) apresenta dados que parecem inconsistentes com aqueles apresentados por Thomas et al. (2010), afirmando que o termômetro não pode ser aplicado em sistemas naturais devido a inconsistência com os dados extraídos de riolitos. Em resposta, Thomas e Watson (2012) atribuem a divergência a estimativa pouco precisa da a_{TiO2}.

2.3 TERMÔMETRO DE ÂNGULO DE ABERTURA DO EIXO C DO QUARTZO

Há muito tempo é reconhecida a ação da pressão e temperatura sobre a orientação de cristais de quartzo (Blumenfeld; Mainprice; Bouchez, 1986; Kruhl, 1996). Trabalhos mais recentes, como Law (2014) e Faleiros et al. (2016) identificaram padrões na orientação do eixo-c do quartzo, que são passíveis de medições para obtenção de temperaturas de rochas metamórficas (Figura 7).

Figura 7 - Padrões comuns das medidas do eixo-c do quartzo com indicação do ângulo de abertura (OA). X, Y e Z são os principais eixos do elipsoide de deformação. **A.** Simétrico cruzado tipo I; **B.** Assimétrico cruzado tipo I; **C.** Cruzado tipo II; **D.** Ponto máximo em Y e intermediários entre X e Z; **E.** Pontos máximos em baixo ângulo do eixo X; **F.** Cruzada fissurada; **G.** Pequeno círculo centrado em Z.



FONTE: Faleiros et al. (2016)

Há algumas décadas a correlação linear entre o ângulo de abertura do eixo-c (OA) do quartzo e a temperatura de cristalização já são conhecidas (Kruhl, 1996; Law, 2014; Morgan; Law, 2004). Estes termômetros apresentam gigantesco potencial, uma vez que além do quartzo ser um mineral muito abundante na crosta terrestre, há a facilidade de medição da orientação do eixo-c do quartzo com equipamentos de baixo custo e com técnicas relativamente simples (Faleiros et al., 2016; Law, 2014).

Faleiros et al. (2016) calibraram três termômetros baseados no ângulo de abertura do eixo-c do quartzo. O primeiro, apresentado pela Equação 2, é uma recalibração para temperaturas entre 250-650°C para OA<87° (Law, 2014; Morgan; Law, 2004). A Equação 3 apresenta uma calibração até então inédita para temperaturas acima de 650°C (650-1050°C) para OA>87°.

$$T\ (°C) = 6{,}9 * OA\ (graus) + 48\ (250°C\ \leq T \leq 650°C; OA \leq 87°) \qquad (2)$$

$$T\ (°C) = 4{,}6 * OA\ (graus) + 258\ (650°C\ \leq T \leq 1050°C; OA \geq 87°) \qquad (3)$$

Ambos os termômetros são independentes do ponto de vista barométrico, entretanto, a coincidência dos dados aponta para um efeito secundário da pressão sobre o OA, permitindo a calibração da Equação 4 a partir de múltiplas regressões (Faleiros et al., 2016).

$$T\ (°C) = 410{,}44 * \ln OA\ \ (graus) + 14{,}22 * P\ (kbar) - 1272 \qquad (4)$$

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

Definidas por Almeida et al. (1977, 1981), as províncias estruturais brasileiras (Figura 8) são regiões que manifestam grandes feições de evolução estratigráfica, tectônica e litológica em comum, diferindo das porções que as cercam. Este estudo é centrado em rochas cristalinas pertencentes às províncias estruturais Tocantins e Mantiqueira, extremamente complexas, com suas evoluções atreladas a eventos tecntônicos diacrônicos e superpostos (Hasui, 2010).

Figura 8 - Províncias estruturais brasileiras. Os contornos dos limites das províncias de Almeida et al. (1977) foram adaptadas com base em Bizzi et al. (2003).



FONTE: mod. Almeida et al. (1977) e Bizzi et al. (2003).

A Província Tocantins (Almeida et al., 1977) é localizada no centro/sudeste do Brasil, possui milhares de quilômetros de extensão, e é limitada a leste e oeste pelos crátons São Francisco e Amazônico, respectivamente, e a norte e a sul pelas bacias sedimentares do Parnaíba e Paraná (Figura 8) (Almeida et al., 1977, 1981; Pimentel,

2016). Três cinturões orogênicos compõe a Província Tocantins: O Orógeno Paraguai-Araguaia, com extensão sinuosa à sudoeste; o Orógeno Araguaia, que se estende de norte a sul da província; e o Orógeno Brasília, objeto deste estudo, também de extensão norte-sul, mas com vergência para o Cráton São Francisco, oposto aos anteriores (Valeriano et al., 2008).

A Província Mantiqueira (Almeida et al., 1977) possui uma extensão de quase 3000 km de comprimento, e se estende do sul da Bahia até o Rio Grande do Sul, limitada a oeste pelo Cráton São Francisco, pelo Orógeno Brasília, e recoberta pelas unidades fanerozoicas da Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 8) (Almeida et al., 1981; Hasui, 2010, 2012). Heilbron et al. (2004) reconhece a continuidade da Província Mantiqueira para leste, entretanto associa a falta de descrição na literatura a colocação submersa no Oceano Atlântico. As unidades pertencentes a esta província têm origem continental e oceânica, fortemente afetadas pelo Ciclo Orogênico Brasiliano (Almeida et al., 1977; Chemale Jr; Hartmann; Silva, 1995), e incluem os cinturões de dobramentos Araçuaí, Dom Feliciano, e Ribeira, que é foco deste trabalho. Todos apresentam forte tendência estrutural NE-SW controladas por zonas de cisalhamento destral (Basei et al., 2010; Chemale Jr; Hartmann; Silva, 1995; Heilbron et al., 2004).

3.1 ORÓGENO BRASÍLIA

O Orógeno Brasília (OB), ou Faixa Brasília, é definido por Fuck, Pimentel e Silva (1994) como um dos quatro compartimentos tectônicos da Província Tocantins definida por Almeida et al. (1977, 1981), ocupando a porção oriental, colocado na margem oeste do Cráton São Francisco, que representa um extenso sistema de dobramentos neoproterozoicos.

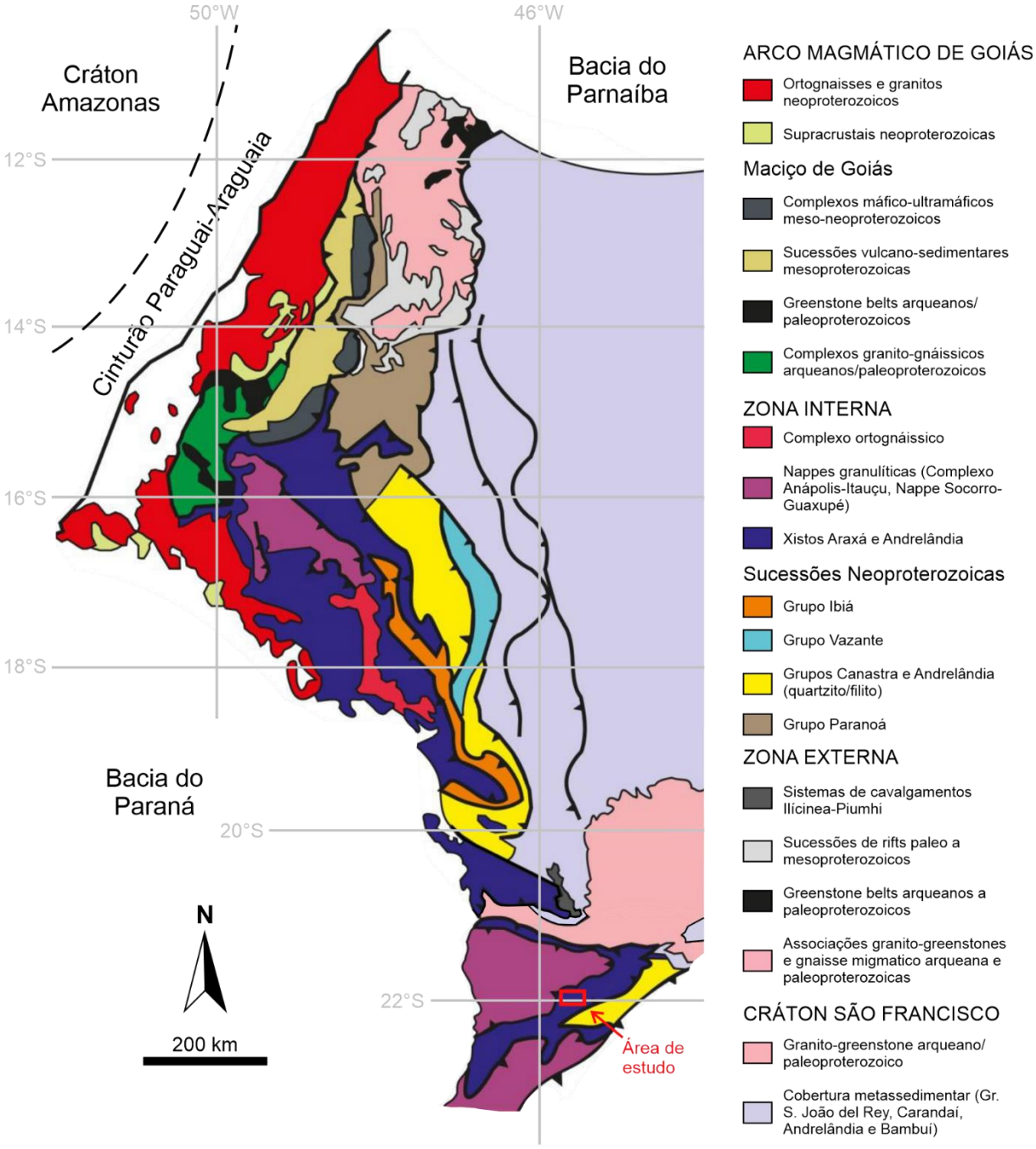
Fuck (1994) descreve a compartimentação do OB em quatro zonas principais, que está apresentada na Figura 9.

I) A zona cratônica: restrita a exposições do embasamento e extensas coberturas fanerozoicas dos grupos Paranoá e Bambuí. Esta zona é balizada por falhas de empurrão, truncadas por transcorrências, que também sobrepõe a zona externa (Fuck, 1994).

II) A zona externa: é definida como a zona de antepaís (foreland) composta por unidades metassedimentares dos grupos Paranoá e Canastra, e das formações

Vazante e Ibiá, que apresentam metamorfismo de baixo grau (fácies xisto verde inferior) e extensas descontinuidades tectônicas (Silva, 2003).

Figura 9 – Principais unidades do Orógeno Brasília com destaque para a área estudada (vermelho) no Segmento Sul do Orógeno Brasília Meridional, sobre os xistos Andrelândia, Zona Interna.



FONTE: Mod. Batista (2022)

III) A zona interna: representa as unidades alóctones do Orógeno, compostas por metassedimentos distais, com micaxistos e rochas associadas, atribuídas aos Grupo Araxá (Simões, 1995) e Andrelândia (Trouw; Ribeiro; Paciullo, 1983). O metamorfismo desta zona é elevado em relação ao domínio externo, com fácies xisto verde superior

até granulito, formando foliações compostas (Silva, 2003; Simões, 1995). Esta zona possui estruturação complexa com formação de *nappes*, empurrões com vergência para o cráton, e retocavalgamentos (Dardenne, 2000). Dentre as *nappes* que constituem a zona interna, na porção sul do OB, a *Nappe* de Andrelândia é local de interesse deste estudo.

IV) O arco magmático do oeste de Goiás: é classificado como os terrenos ortognáissicos e as sequências vulcano-sedimentares neoproterozoicas expostas como crosta juvenil de assinatura geoquímica e isotópica própria de arcos magmáticos intraoceânicos (Fuck, 1994).

3.1.1 Grupo Andrelândia

As unidades metassedimentares do sul do Cráton São Francisco foram agrupadas como São João Del Rei e Andrelândia por Ebert (1956). Trouw, Ribeiro e Paciullo (1983) subdividem os grupos, associando as rochas contidas na *Nappe* de Andrelândia como Grupo Carrancas, englobando as unidades São Tomé das Letras e Campestre.

Kuster et al. (2020) divide o Grupo Andrelândia em duas principais sequências, superior e inferior, numerando as unidades (Quadro 1). Na sequência superior está contida a Unidade A5, que é equivalente a Unidade Santo Antônio (Campos Neto et al., 2007; Frugis; Campos Neto; Lima, 2018) e Unidade Flysch (Westin et al., 2019); Já na sequência inferior estão englobadas as unidades A6 (Unidade Arantina de Paciullo, Ribeiro e Trouw (2003)), A4 (Unidade Campestre de Paciullo, Ribeiro e Trouw (2003)), A3 (Unidade São Tomé das Letras de Paciullo, Ribeiro e Trouw (2003)), A1 e A2 (Unidade São Vicente de Paciullo, Ribeiro e Trouw (2003)).

Quanto ao metamorfismo, o Grupo Andrelândia apresenta rochas em fácies xisto verde superior a anfibolito em campo metamórfico de alta pressão (Frugis; Campos Neto; Lima, 2018; Ribeiro et al., 1995). O sistema de Nappes Andrelândia exibe padrão metamórfico invertido, como é característico das Nappes do setor meridional do Orógeno Brasília (Simões, 1995), registrado por metapelitos com granada-micas brancas-estaurolita na base e presença de cianita no topo (Frugis; Campos Neto; Lima, 2018).

Quadro 1 - Empilhamento das unidades e sequências do Grupo Andrelândia e correspondentes segundo a literatura.

Associações litológicas	Kuster et al. (2020)	Paciullo, Ribeiro e Trouw (2003)	Campos Neto et al. (2007); Frugis, Campos Neto e Lima (2018)	Westin et al. (2019)
		Megassequência Andrelândia		
	Sequência Superior	Sequência Serra do Turvo		
Biotita Xisto, em locais isolados com seixos	Unidade A5	Unidade Santo Antônio	Unidade Santo Antônio	Unidades Flysch
	Sequência Inferior			
Xisto pelitico e paragnaisses com intercalações de quartzito, granada quartzito, anfibolito, calciossilicatadas e rochas ultramáficas. Plagioclásio-piroxêniogranada rocha máfica e Cianita Feldspato K gnaisses na fácie granulito	Unidade A6	Unidade Arantina	Unidade Serra da Boa Vista e Rio Capivari	
		Sequência Carrancas	Grupo Carrancas	
Metapelitos (filitos/xistos) e quartzitos	Unidade A4	Unidade Campeste		Unidade Superior
Quartzitos e Xistos com micas esverdeadas	Unidade A3	Unidade São Tomé das Letras		Unidade Intermediária
Paragnaisses com intercalações de Mn/Fe-granadas quartzito, anfibolitos, calciossilicatadas e rochas meta-ultramáficas	Unidades A1 e A2	Unidade São Vicente		Unidade Inferior
Paragnaisses, anfibolitos, rochas meta-ultramáficas, e intercalações menores de xistos e quartzitos				Complexo São Vicente

FONTE: Kuster et al. (2020).

3.1.2 Unidade Santo Antônio

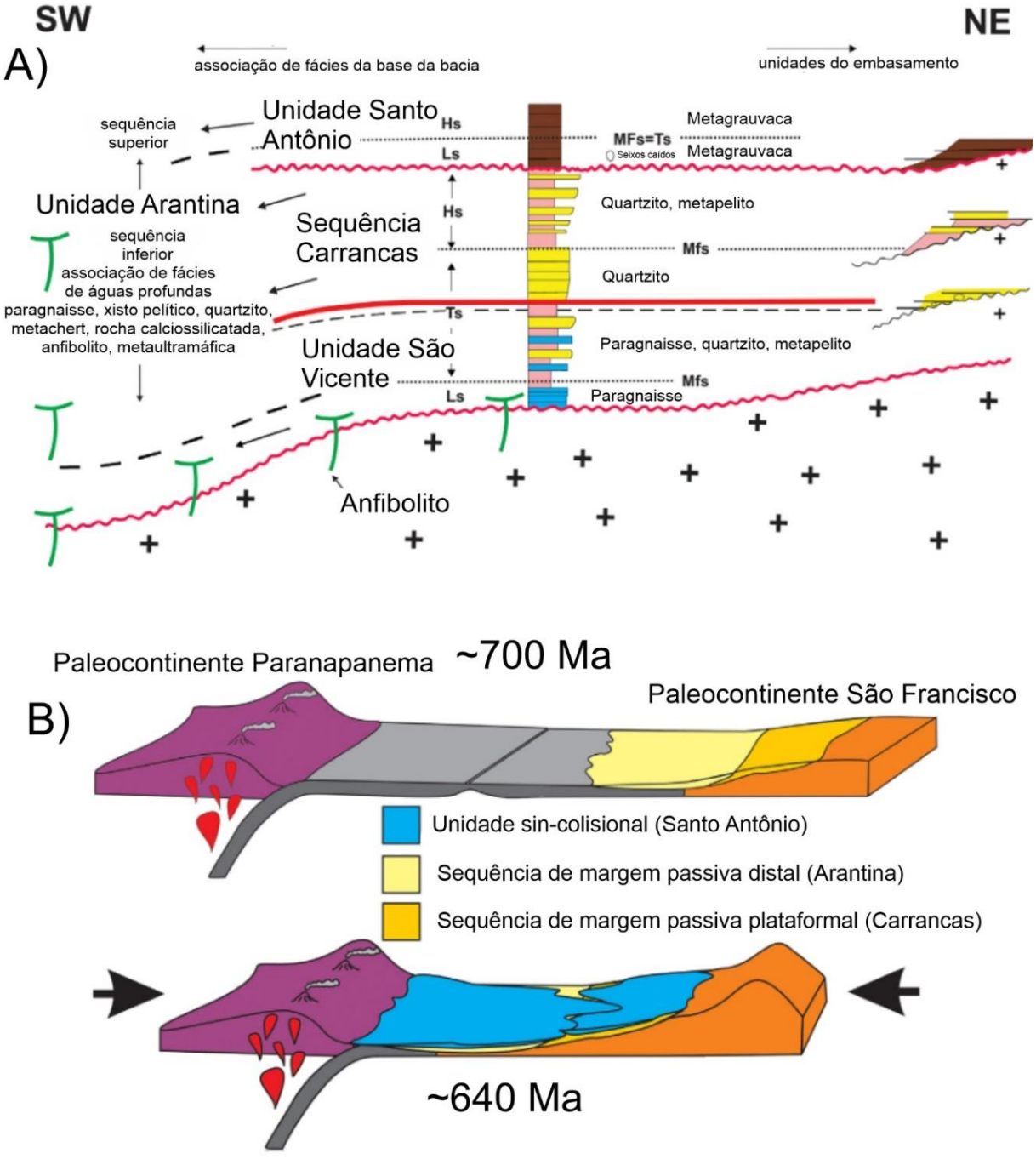
Principal unidade do Orógeno Brasília deste trabalho, a Unidade Santo Antônio (Trouw; Ribeiro; Paciullo, 1983) ocorre por extensas regiões da *Nappe* Andrelândia, com espessura aparente máxima de 850 metros e em sinformes transpressivos (Campos Neto et al., 2007) e também é descrita como unidade de topo da *Nappe* de Luminárias (Fumes et al., 2019). Esta unidade é composta predominantemente por granada-biotia-plagioclásio-quartzo xistos homogêneos com assinatura química típica de metagrauvacas (Campos Neto et al., 2004, 2007) com clastos ígneos que ocorrem localmente e sugerem deposição gravitacional (Paciullo; Ribeiro; Trouw, 2003; Ribeiro et al., 1995).

A análise de zircões detríticos indica uma idade de deposição entre 680-800 Ma para o método Lu-Hf (Frugis; Campos Neto; Lima, 2018) até 640 Ma (Westin; Campos Neto, 2013). Campos Neto et al. (2007) limitam o metamorfismo desta unidade para 610 Ma, o que é compatível com os dados de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de Westin e Campos Neto (2013).

Batista (2022), em estudos muito próximos deste trabalho, na Zona de Cisalhamento Três Corações relaciona esta unidade com rochas compostas por rutilo+cianita+granada+biotita+plagioclásio, metamorfisadas em fácies anfibolito com fusão limitada e grades petrogenéticas confiáveis. A presença de granadas pré-, sin- e tardi-cinemáticas nestas rochas servem de referência de contemporaneidade para a datação de 680 Ma para o metamorfismo progressivo, 650-630 Ma para o pico metamórfico e 610-560 Ma para o retrometamorfismo, segundo o método U-Pb em zircão e monazita. Anteriormente, Batista (2015) havia obtido condições de 750°C a 850°C no pico metamórfico de base para topo a unidade, e pressões de até 11,5 kbar.

Na *Nappe* de Luminárias, Fumes et al. (2021b) classifica o pico metamórfico pela assembleia biotita+plagioclásio+granada+muscovita+ilmenita+quartzo para rochas semelhantes, com rutilo presente no metamorfismo progressivo (substituído por ilmenita no pico), e clorita no retrometamorfismo (substituindo biotita e granada). O pico metamórfico é estável em temperaturas entre 570 e 650°C e pressões entre 0,7 e 1,05 GPa, enquanto o metamorfismo progressivo apresenta condições de 540°C e 0,9 GPa, e o retrometamorfismo de 580°C e 0,7 GPa.

Figura 10 – A. Associação de fácies da Megassequência Andrelândia. Linhas vermelhas separam as unidades. Tratos de sistema: Ls – mar baixo; Ts – transgressivo; Hs – mar alto; Mfs – marinho alagado. **B.** Esquema representativo da convergência dos paleocontinentes São Francisco e Paranapanema.



FONTE: Marimon et al. (2021)

3.1.3 Geologia Estrutural

Para a região de estudo é amplamente aceito o modelo estrutural baseado em três principais fases de deformação: D1, D2 e D3 (Campos Neto; Caby, 1999; Fumes et al., 2019; Trouw; Tavares; Robyr, 2008). Estas fases podem ser agrupadas principalmente em duas estruturas:

- D1 e D2 são interpretadas como uma única fase deformacional progressiva, resultando em uma foliação S1//S2, comumente denominada S1/2 (Trouw; Tavares; Robyr, 2008). Fumes et al. (2019) afirma a ocorrência de uma foliação contínua mais grossa (xistosidade) ao sul, e mais fina (clivagem ardosiana) a norte da *Nappe* de Luminárias, além de que S1/2 pode ocorrer como crenulação, com S1 preservada em micrólitons.
- Segundo Trouw, Tavares e Robyr (2008), D3 dobra as estruturas anteriores com plano axial mergulhando para W-SW a sub-horizontais, com dobras que variam de suave a apertadas, geralmente sem nenhuma clivagem penetrativa S3 desenvolvida.

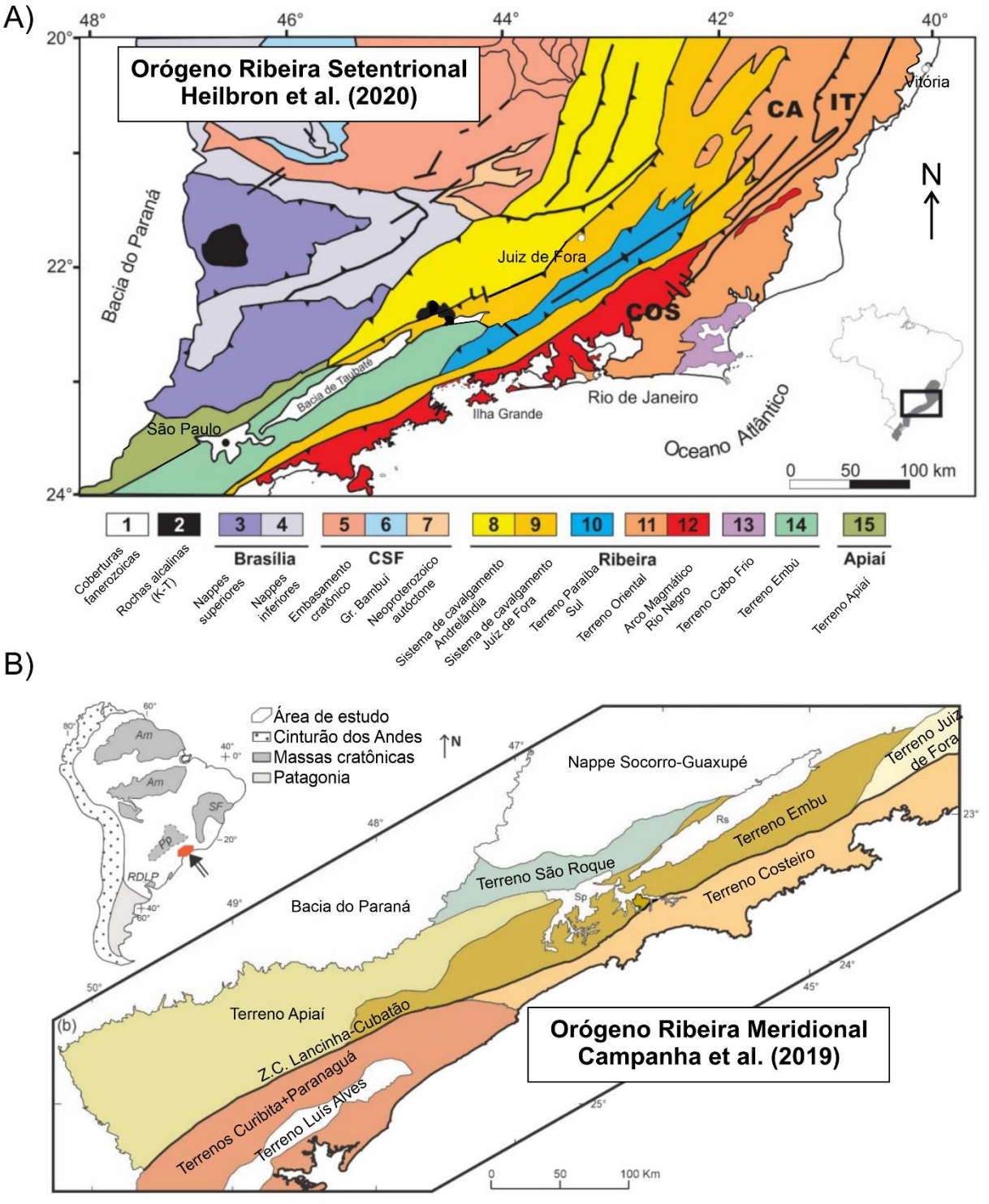
Coutinho (2012) demonstra uma provável fase deformacional posterior a D1, D2 e D3, que são amplamente aceitas na literatura. Esta fase D4 seria correlata a um evento tardi-D3, associada a grandes dobramentos com eixo NE-SW e N-S, com caimento para sul e vergência para W e NW, e influência em estruturas de D2 e D3.

3.2 ORÓGENO RIBEIRA

O segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira é essencialmente composto pelo Orógeno Ribeira. Este Orógeno é segmentado por Santos, Tassinari e Fonseca (2015) 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 Brasiliano.

O Orógeno 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 11A), enquanto Campanha et al. (2019) subdividem a porção sul nos terrenos Embu, São Roque, Curitiba, Costeiro e Apiaí (Figura 11B).

Figura 11 - 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 Jaguari e Cubatão), diferenciando-se dos demais pela natureza, idade e magmatismo granítico muito restrito, após o pico nos domínios superiores (Heilbron et al., 2004).

3.2.1 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; 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 (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, dominantemente carbonática com xistos, metatufos básicos/intermediários e anfibolitos (Fiori, 1992).

3.2.2 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. 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).

Na área deste estudo (Figura 12), o Complexo Granítico Três Córregos é denominado Granito Capote, o qual faz contato a norte com o Grupo Itaiacoca, através da Zona de Cisalhamento Itapirapuã, 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). 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.

3.2.3 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 Orógeno Ribeira, que possui direções em torno de NE-SW, é coerente com o Sistema Paraíba Sul.

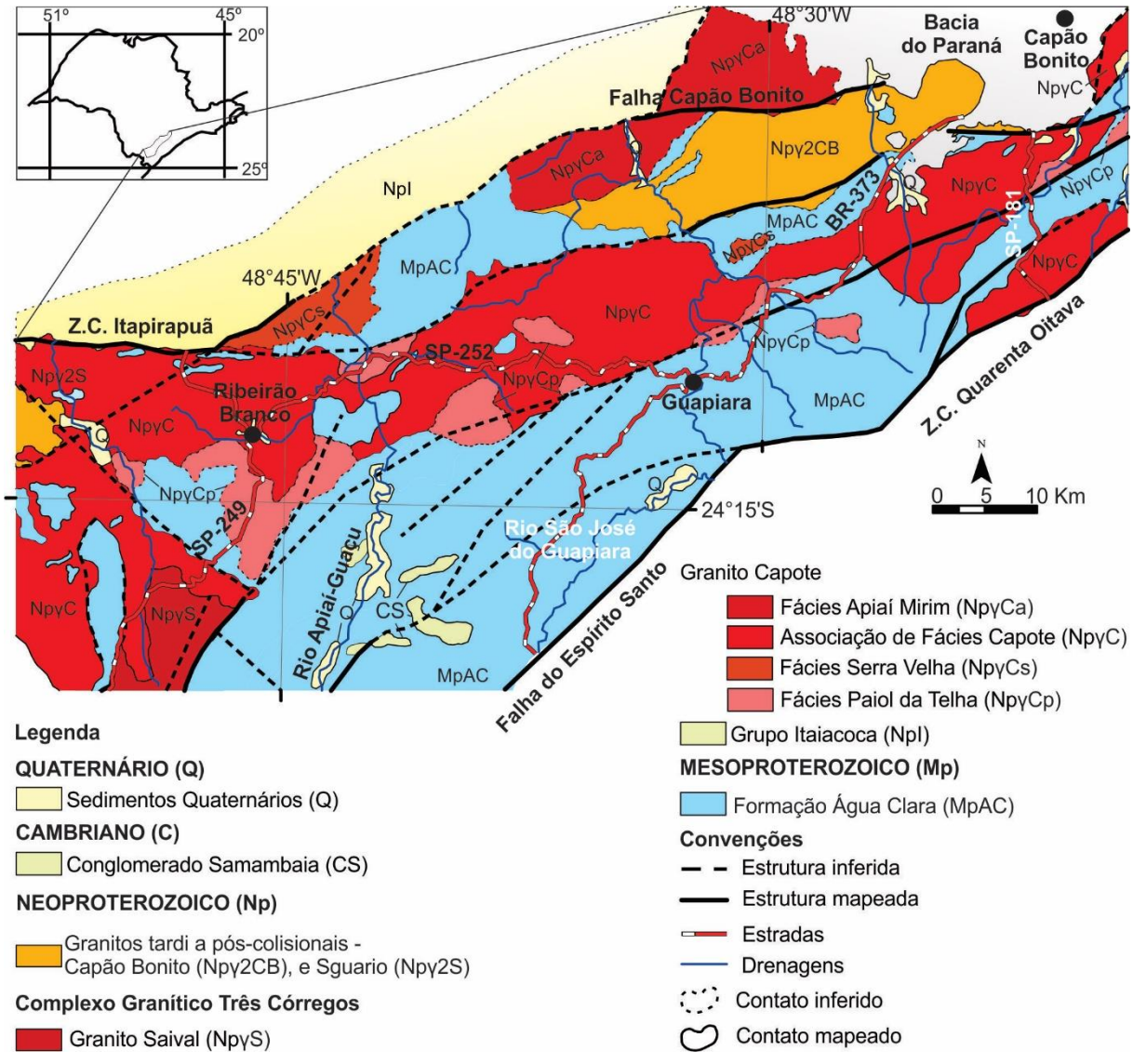
No Terreno Apiaí, a deformação das litologias supracrustais reforça a ocorrência da orogenia citada por Heilbron et al. (2004), com superposição de eventos. Godoy et al. (2019) faz um compilado das deformações:

- Dn: 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 Sn (Godoy et al., 2019).
- Dn+1: posterior e semelhante à Dn, também progressivo, responsável pela formação de dobras fechadas a isoclinais, centimétricas e de flanco rompido (Sn+1) (Godoy et al., 2019).
- Dn+2: esta que é responsável pelo dobramento de estruturas pré-formadas (acamamento reliquiar, bandamento composicional, Sn e Sn+1), está ligada à fase

final da colisão, com escape NE-SW com tectônica transcorrente/transpressiva Hackspacher et al. (2000), e responsável pela deformação da amostra deformada deste trabalho. As dobras geradas por Dn+2 são abertas a isoclinais e coincidentes com Sn+2 (Fiori, 1994).

Fiori (1992) denomina Dn+2 como Sistema de Dobramentos Apiaí. A foliação Sn+2 é coincidente com a foliação milonítica Sm, 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.

Figura 12 - Mapa Geológico da área de estudo com as principais unidades que ocorrem na região, com predominância de unidades Neoproterozoicas, como o Granito Capote.

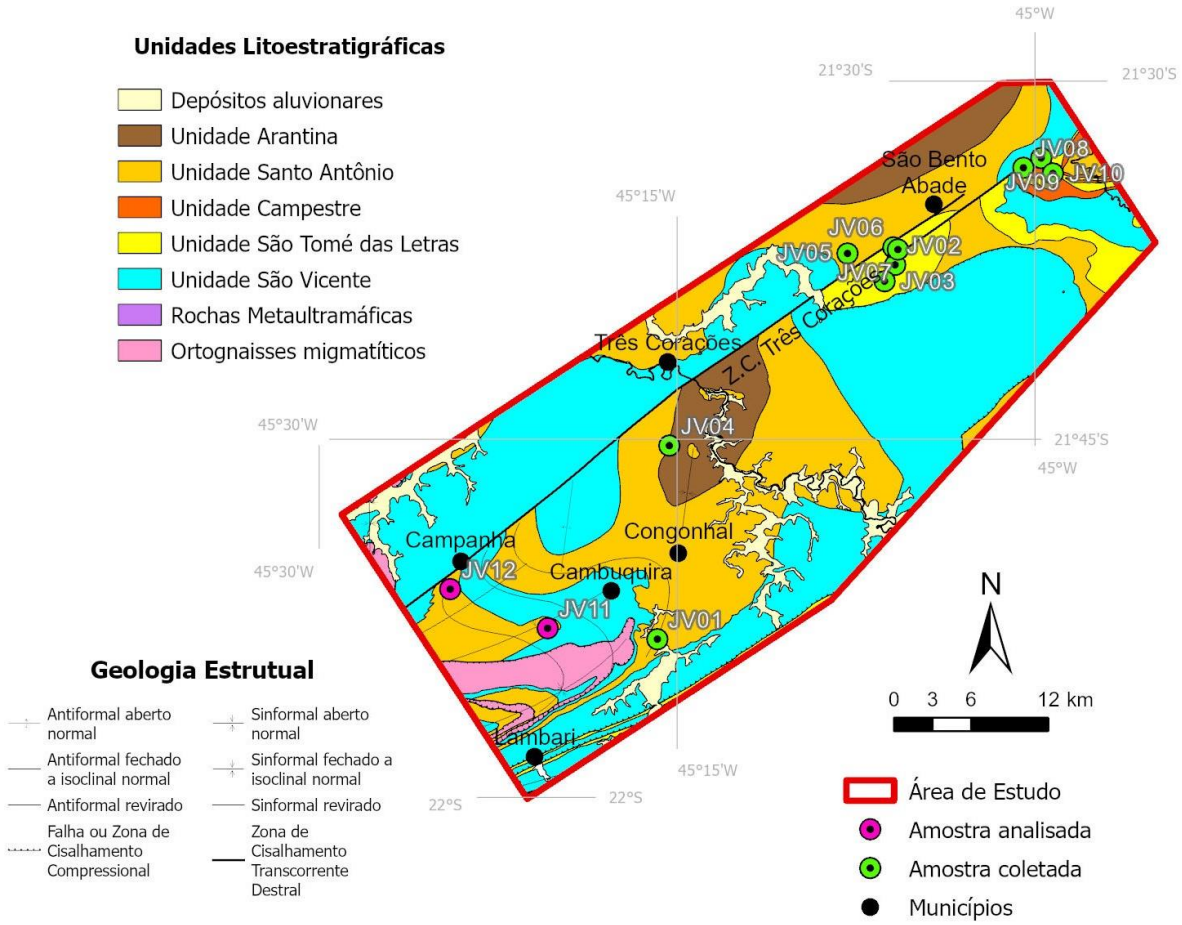


FONTE: Vieira, Godoy e Luvizotto (2021)

4 RESULTADOS

As amostras do Orógeno Brasília foram coletadas em campo realizado próximo ao município de Três Corações/MG. Ao todo foram visitados e coletadas amostras em 12 pontos (Figura 13). Dentre as amostras coletadas, os pontos JV11 e JV12, ambos da Unidade Santo Antônio, foram os mais promissores do ponto de vista de grau de preservação e importância no estudo, sendo assim escolhidos para análise. Os pontos são representativos da porção sul da área, próximo ao município de Campanha/MG, em que a amostra JV11 representa a rocha fora da zona de cisalhamento, e a JV12 sobre a zona de cisalhamento.

Figura 13 – Mapa Geológico da área de estudo (vermelho) localizando os 12 pontos amostrados, com destaque para os 2 pontos analisados (JV11 e JV12) sobre a Unidade Santo Antônio (laranja).

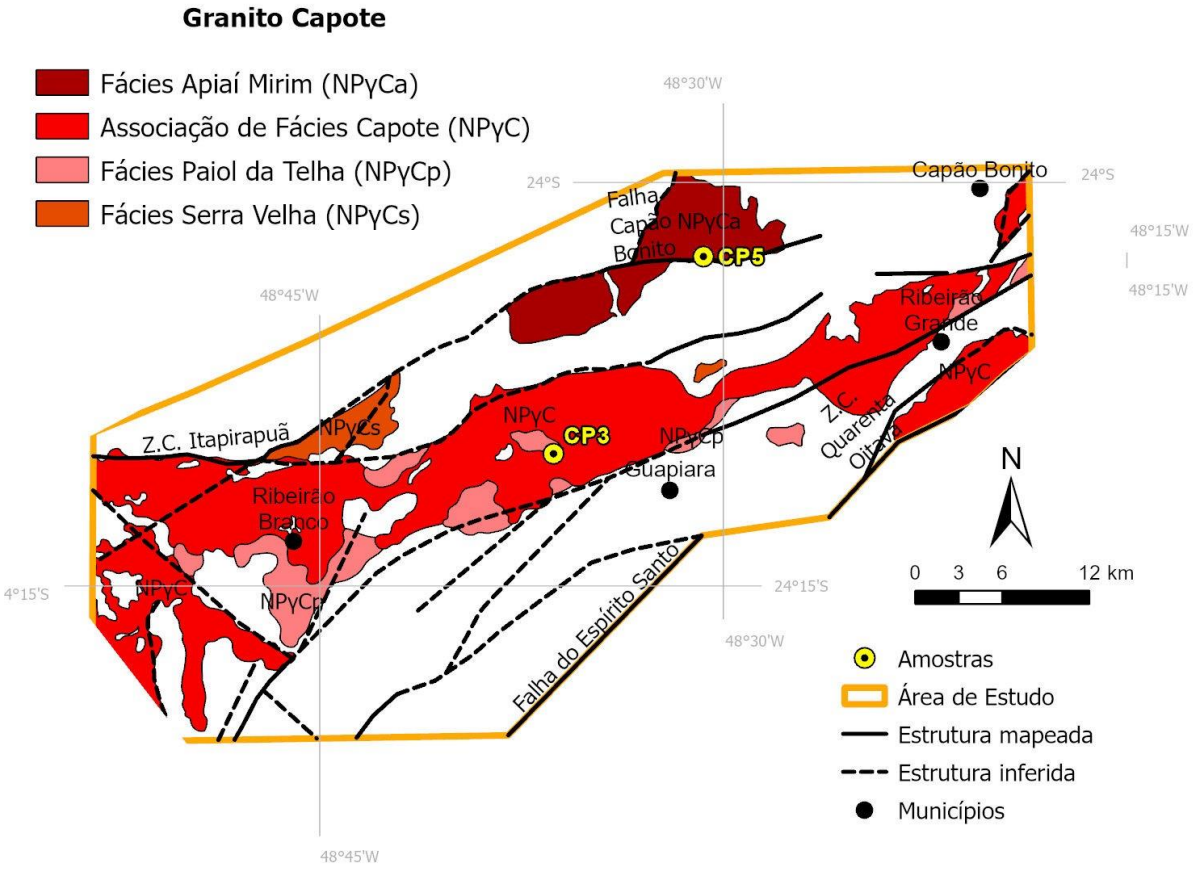


FONTE: Elaborado pelo autor com base em Trouw, Nunes e Castro (2008).

Para as amostras do Orógeno Ribeira, foram aproveitadas as amostras de Vieira (2021) e que foram previamente utilizadas em Grella (2022). Os exemplares denominados CP3 e CP5 pertencem ao Granito Capote e são representativas da

Associação de Fácies Granito Capote e Fácies Apiaí-Mirim, respectivamente, segundo o trabalho original. A rocha representada pela amostra CP3 foi coletada no centro da área de estudo, relativamente distante de qualquer estruturação que poderia deformá-la. Já a amostra CP5 foi coletada próxima a Falha Capão Bonito, ao norte da área, permitindo a análise de um litotipo semelhante à CP3, porém deformada (Figura 14).

Figura 14 - Mapa geológico simplificado da área de estudo (laranja), com destaque para os corpos graníticos pertencentes ao Granito Capote e a localização das amostras CP3 e CP5 (amarelo).



FONTE: simplificado de Vieira et al. (2021)

4.1 PETROGRAFIA

4.1.1 JV11A – Plagioclásio-biotita-quartzo xisto com granada e cianita

A rocha é um plagioclásio-quartzo-biotita xisto com granada e cianita, quimicamente classificado como metagrauvaca. A rocha possui textura lepidoblástica, com estrutura xistosa, coloração acinzentada a levemente esverdeada com matriz composta essencialmente por quartzo, plagioclásio e biotita, com porfiroblastos de granada. A supersaturação de alumínio na rocha é identificável com a presença de

cristais de cianita relativamente grandes em relação as outras amostras (Figura 15B). A rocha é composta por quartzo (35-40%), biotita (25-35%), plagioclásio (15-20%), granada (4%), cianita (3%), muscovita (1%), ilmenita (tr), apatita (tr), rutilo (tr) e zircão (tr) (Figura 15A).

Cristais de quartzo ocorrem como agregados de até 2 mm e como grãos que variam entre 0,1 e 0,5 mm, anedrais, com contatos entre si e com plagioclásios sinuosos a interlobados, até poligonais retilíneos com junções triplas e intercrescências serrilhadas. O mecanismo de recristalização GBM é dominante na amostra e visível em contatos poligonais, interlobados e, raramente, suturados. Não há sinais de BLG (Figuras 15D e E). Assim como a outra amostra do Orógeno Brasília, é muito comum a ocorrência de fraturamentos intragrãos e extinção ondulante.

A biotita ocorre como minerais tabulares anedrais e forma uma foliação penetrativa por toda a rocha. Caracteristicamente ocorre como minerais tabulares com tamanhos variando de <0,1 mm até 0,2 mm, de coloração amarronzada a acastanhada com pleocroísmo acastanhado, castanho-esverdeado a levemente esverdeado. A ocorrência de muscovita é limitada e está presente em meio as bandas de biotita (Figura 15C), tabulares com 0,1 a 0,3 mm, frequentemente dobrada, anedral e incolor.

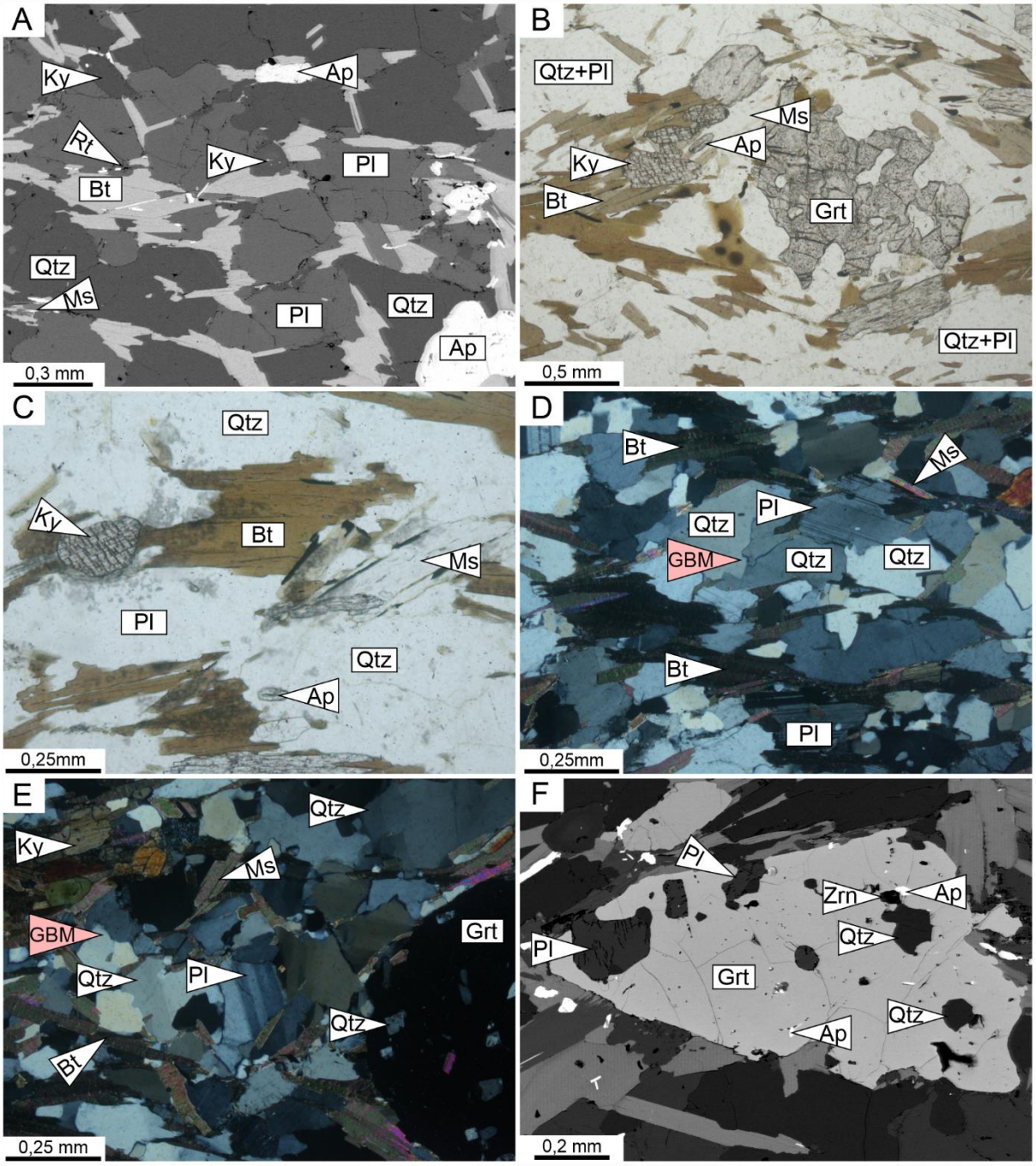
O plagioclásio ocorre semelhante aos cristais de quartzo, exceto por não apresentar recristalização tão marcada, contudo, em dimensões que chegam até 1,5 mm e geminação polissintética tipo lei da albita (Figura 15E).

Porfiroblastos de granada ocorrem por toda a rocha com os menores cristais dentre os exemplares (0,2 a 1,5 mm), morfologicamente anedrais a subhedrais, tipicamente sin-tectônicas e com inclusões de até 0,2 mm de quartzo e plagioclásio.

A cianita ocorre como minerais tabulares a granulares, subhedrais a anedrais, e apresenta as maiores dimensões dentre as amostras (0,1 a 0,7 mm), semi-orientados segundo a matriz (Figuras 15B e C). Devido ao tamanho dos cristais, as duas direções de clivagem são muito visíveis, além de pequenas inclusões de rutilo, apatita e quartzo.

Ilmenita, apatita, rutilo e zircão ocorrem como minerais acessórios tanto dispersos na matriz quanto inclusos em cristais de granada, quartzo e plagioclásio (Figura 15F).

Figura 15 – A. Matriz da rocha com predominância de Qtz, Bt e Pl, com grãos de Ap e Ky de tamanhos variados. **B.** Porfiroblasto sin-tectônico de Grt com cristais de Ky de até 0,5 mm. **C.** Bt tabular marcando a foliação da rocha com Ky iso-orientada a matriz em meio a massa de Qtz e Pl. **D.** Qtz com contato interlobados típico de recristalização GBM. **E.** Qtz com limites de grãos recristalizados identificados por limites de grãos interlobados a serrilhados e Pl com geminação tipo lei da albita. **F.** Porfiroblasto de granada com inclusão de Qtz, Pl, Ap e Zrn. Ap – Apatita; Bt – Biotita; Chl – Clorita; Grt – Granada; Ky - Cianita; Ms – Muscovita; Qtz - Quartzo; Pl – Plagioclásio; Zrn – Zircão (Abreviações segundo Kretz, 1983). GBM – Migração de limite de grão em temperaturas mais altas. Microfotografias tomadas com microscópio óptico de luz transmitida (B e C com polarizadores descruzados; D e E polarizadores cruzados) e microscópio eletrônico de varredura com imagem de elétrons retroespalhados (A e F) da amostra JV11A.



FONTE: Elaborado pelo autor

4.1.2 JV12A – Xisto milonítico

Plagiolcásio-biotita-quartzo xisto com granada e cianita milonítico, marcado por uma foliação milonítica, textura lepidoblástica e coloração acinzentada a levemente esverdeada muito semelhante a amostra JV11A. A rocha é composta por quartzo (30-35%), biotita (30-35%), plagioclásio (15-20%), granada (4%), muscovita (5%), cianita (3%), clorita (1%), ilmenita (tr), apatita (tr), rutilo (tr) e zircão (tr). A milonitização é clara em todos os cristais da matriz, mas é evidente principalmente próximo de aglomerados de micas, com cristais de muscovita, biotita, plagioclásio e quartzo com redução granulométrica por fraturamento e recristalização (Figuras 16A e C).

Na rocha pode-se dividir os cristais de quartzo em dois principais domínios microestruturais: I – cristais reliquiares de granulometria média, de até 5 mm, com contatos sinuosos, poligonais e intercrescência serrilhada com outros minerais, e interlobulados entre si, evidenciando a ocorrência do mecanismo de recristalização GBM; II – agregados reduzidos granulometricamente, de 0,1 a 0,5 mm, com contatos serrilhados a suturados que evidenciam a ocorrência de SGR. O segundo domínio é evidente apenas na amostra JV12A e é dominante em toda a rocha (Figura 16C e D). Ocorrem ainda fraturamentos intragrãos e extinção ondulante.

Cristais de plagioclásio ocorrem da mesma forma que o quartzo, em menor volume e com menor variação de tamanho (0,1 a 0,3 mm) nos agregados reduzidos granulometricamente por fraturamento, e, raramente, por recristalização.

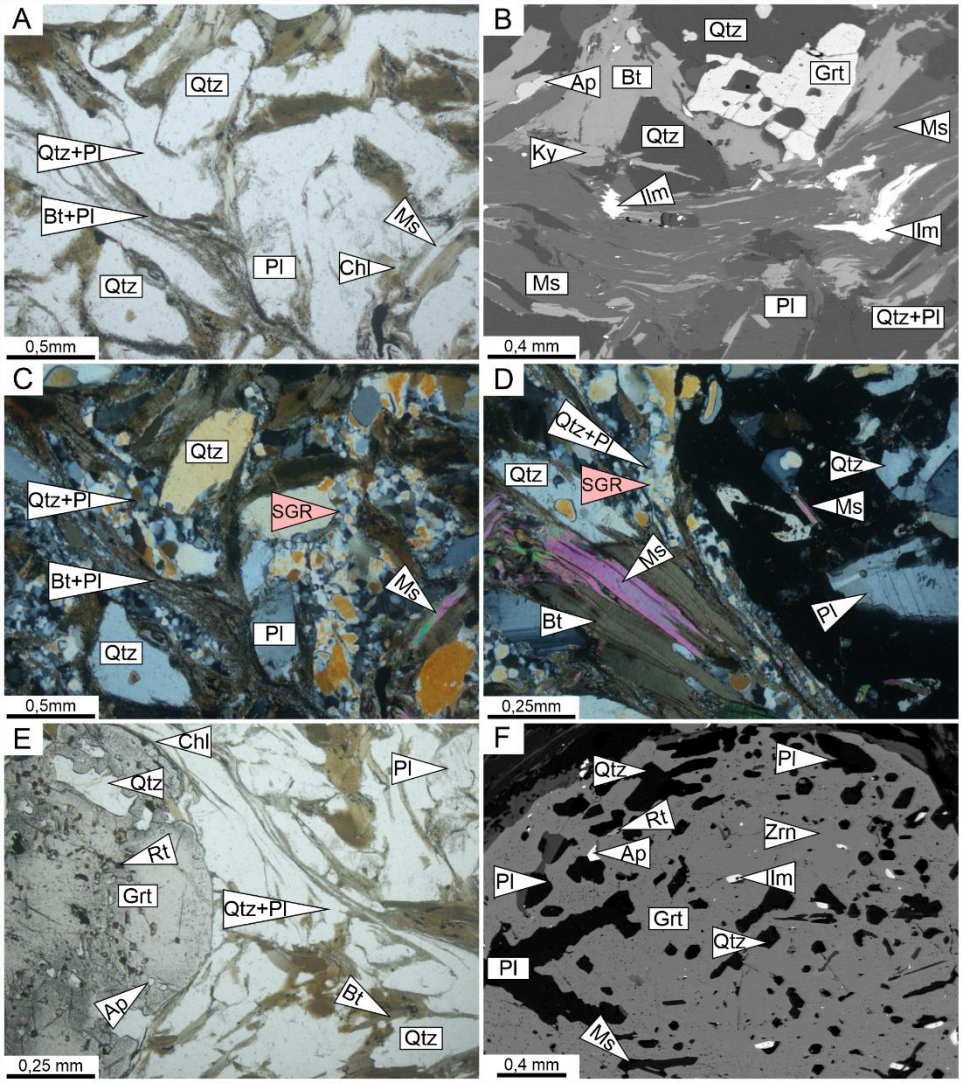
Biotita ocorre na forma de grãos tabulares anedrais de 0,1 a 0,5 mm, amarronzada com pleocroísmo acastanhado, castanho-esverdeado a esverdeado. Já a muscovita ocorre na forma de grãos tabulares anedrais de 0,1 a 0,5 mm e incolor. Diferente de sua correspondente de fora da zona de cisalhamento (JV11A), a presença de muscovita é abundante nesta amostra (Figura 16B).

A granada ocorre por toda a rocha na forma de porfiroblastos que medem entre 0,4 e 2 mm, tipicamente sin-tectônicas, com grandes inclusões de plagioclásio, quartzo, ilmenita, rutilo, apatita e zircão (até 2 mm) (Figura 16E). Há presença de clorita na matriz da rocha como produto de alteração da biotita e granada, na forma de minerais placóides finos com contornos irregulares e granulometria que raramente ultrapassa 0,1 mm.

Cristais grandes e subedrais de cianita são menos comuns que a rocha JV11A, entretanto, mantém o padrão de cristais tabulares a granulares maiores que as demais amostras (até 0,5 mm).

Ilmenita, apatita, rutilo e zircão ocorrem como minerais acessórios tanto dispersos na matriz quanto inclusos em cristais de granada, quartzo e plagioclásio (Figura 16F).

Figura 16 - A. Matriz da rocha com porções de Bt+Pl e Qtz+Pl resultado da redução granulométrica dos grãos por fraturamento e recristalização. **B.** Matriz da rocha em porção rica em Ms. **C.** Redução granulométrica por SGR de cristais de Qtz+Pl evidenciados por contatos serrilhados **D.** Porfiroblasto de Grt com grandes inclusões de Qtz e Pl, contornado por micas (Ms e Bt). **E.** Porfiroblasto de Grt com trilha de inclusões evidenciando o sin-tectonismo do mineral. **F.** Porfiroblasto de Grt com inclusões de praticamente todos os minerais acessórios presentes na rocha. Ap – Apatita; Bt – Biotita; Grt – Granada; Ilm – Ilmenita; Ky - Cianita; Ms – Muscovita; Qtz - Quartzo; Pl – Plagioclásio; Zrn – Zircão (Abreviações segundo Kretz, 1983). SGR – Rotação de subgrão. Microfotografias tomadas com microscópio óptico de luz transmitida (A e E com polarizadores descruzados; C e D polarizadores cruzados) e microscópio eletrônico de varredura com imagem de elétrons retroespalhados (B e F) da amostra JV12A.



FONTE: Elaborado pelo autor

4.1.3 CP3 – Granito indeformado

Monzogranito porfirítico, referente à Associação de Fácies Capote, do Granito Capote, com matriz granodiorítica de granulação média a grossa (Figura 17A), isotrópica, com fenocristais de ortoclásio 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, 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 entre 0,2 e 1 mm com diferentes níveis de recristalização, 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.

Os cristais de quartzo são predominantemente anedrais com poucas exceções subhedrais, 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. É possível identificar um moderado grau de fraturamento intragrãos e a extinção ondulante é bem visível em algumas porções da rocha devido ao tamanho dos cristais, entretanto, a intensidade é muito variada. A deformação do quartzo nesta amostra é limitada ao fraturamento, resultado de leve deformação à temperaturas mais baixas, 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 17D).

O ortoclásio se apresenta principalmente de duas formas: como fenocristais subhedrais a euhedrais de até 3 cm, e como cristais subhedrais a anedrais na matriz, medindo até 1,5 mm. O contato deste mineral com os demais é por muitas vezes irregular a dentilhado. Muitos cristais de ortoclásio apresentam geminação em grade com exsolução do tipo pertita, fortemente saussuritizado (Figura 17E). 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 (Figuras 17B e F).

A hornblenda é representada pelos cristais lamelares a localmente granulares, anedrais, de até 0,75 mm, pleocróicos acastanhado, acastanhado-esverdeado a esverdeado. 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 5 mm e contatos retilíneos, e como inclusões em minerais como a biotita (Figura 17F).

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.

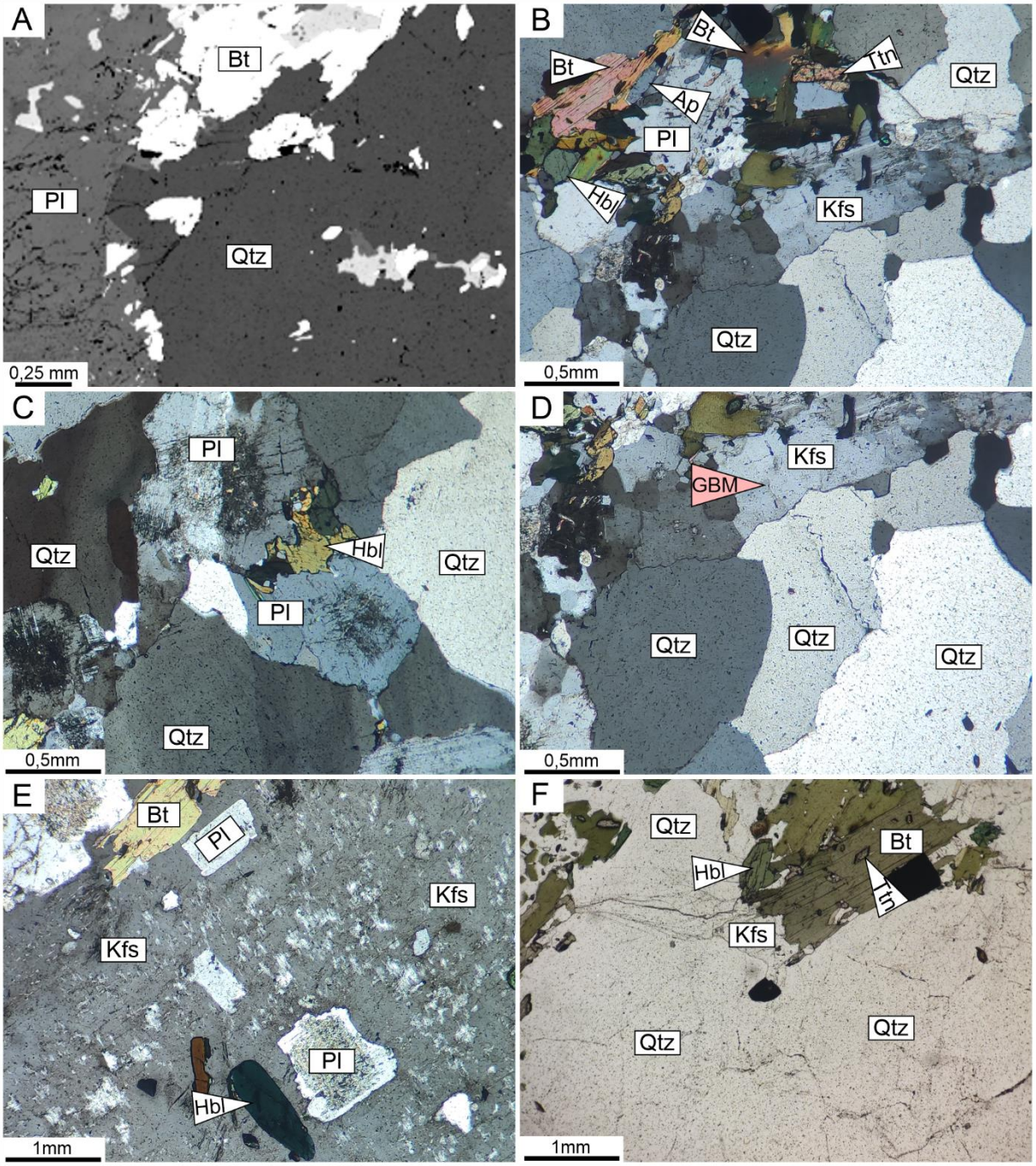
O zircão ocorre de forma granular, subhedrais, menores que 0,1mm, principalmente como inclusões nos cristais de quartzo e feldspatos.

4.1.4 CP5 – Granito milonítico

Monzogranito milonítico porfirítico, referente a fácies Apiaí-Mirim, Granito Capote, com matriz granodiorítica de granulação média a fina, anisotrópica, com estrutura milonítica (Figura 18A). Possui fenocristais de ortoclásio levemente rosados numa proporção de 10 a 20% do total da rocha. A rocha apresenta fenocristais de ortoclásio com até 3 cm de comprimento, envoltos por uma matriz granodiorítica, inequigranular, com cristais medindo de 0,1 a 1 mm. A rocha é porfirítica, fortemente anisotrópica marcada pela isso-orientação preferencial de cristais de quartzo, micas e feldspatos (Figura 18C). A sua composição é dada por oligoclásio (35%), quartzo (30%), microclínio (20%), clorita (5%), biotita (5%), epidoto (2%), titanita (2%), minerais opacos (1%), apatita (tr) 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) e 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.

Figura 17 - A. Intercrescimentos de Bt, Pl e Qtz **B.** Ttn, Hbl e Bt em meio aos cristais de quartzo, cerca de duas a três vezes maior. **C.** Pl saussuritizado e Qtz com extinção ondulante bem marcada **D.** Kfs com recristalização GBM. **E.** Exsolução do tipo pertita em fenocristal de Kfs **F.** Inclusões granulares de Ttn em cristais tabulares de Bt. Ap – Apatita; Bt – Biotita; Hbl – Hornblenda; Kfs – Feldspato potássico; Pl – Plagioclásio; Qtz – Quartzo; Ttn – Titanita (Abreviações segundo Kretz, 1983). GBM – Migração de limite de grão em temperaturas mais altas. Microfotografias tomadas com microscópio eletrônico de varredura com imagem de elétrons retroespalhados (A) e microscópio óptico de luz transmitida (F com polarizadores descruzados; B a E polarizadores cruzados) da amostra CP3.



FONTE: Elaborado pelo autor

Os cristais de quartzo ocorrem intersticialmente e são anedrais, em tamanhos de grãos que variam entre 0,1 e 1 mm. 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, 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 reduzidos granulometricamente e rotacionados, com contatos serrilhados, além disso, ocorre visivelmente a recristalização característica de altas temperaturas, a GBM, com limites de grãos interlobados e localmente pouco visíveis, distintos segundo a extinção (Figuras 18B e D).

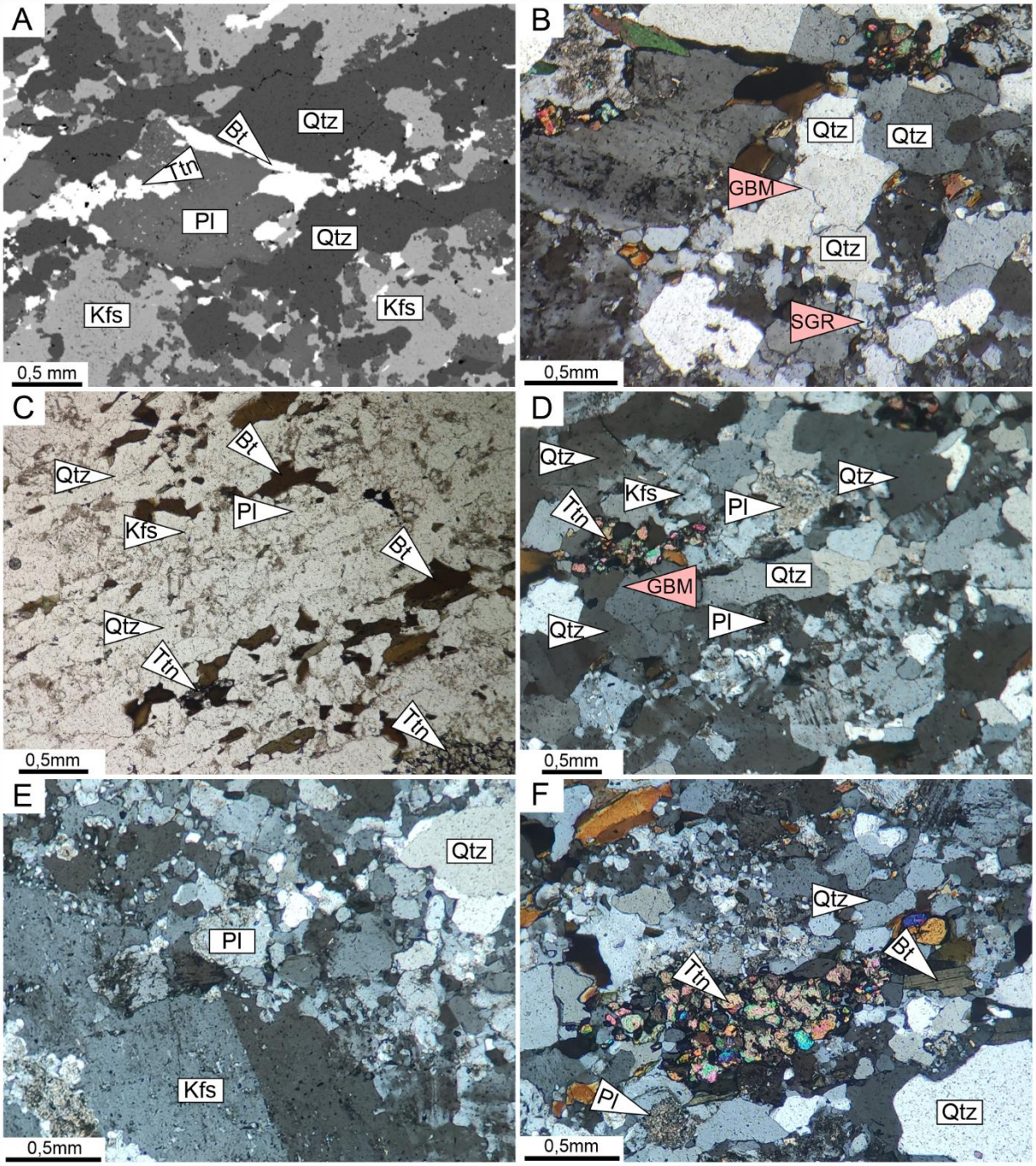
Os fenocristais de ortoclásio ocorrem como cristais subhedrais com até 3 cm, contato retilíneo e com forte saussuritização (Figura 18E). Na matriz os cristais variam de 0,1 a 0,5 mm e apresentam contatos serrilhados e irregulares, geminação em grade e *carlsbad* e textura com exsolução do tipo pertita. 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.

A titanita ocorre de forma granular em agregados (Figura 18F), com cristais anedrais e euhedrais levemente amarronzados, menores que 0,5 mm e com contatos serrilhados. Os cristais estão levemente alterados e com perda da coloração castanhada, tendendo ao incolor. 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. A apatita e o zircão ocorrem de forma granular, subhedrais, menores que 0,1mm, principalmente como inclusões.

Figura 18 - A. Matriz da rocha composta por Qtz+Kfs+Pl+bt **B.** Cristais de Qtz com recristalização GBM marcada por contato interlobados e, localmente, SGR com redução granulométrica por recristalização com limites de grãos serrilhados. **C.** Anisotropia marcada por cristais tabulares de Bt. **D.** Cristais de Qtz com extinção ondulante e recristalização do tipo GBM com limites de grãos pouco visíveis e contatos interlobados. **E.** Fenocristal de Kfs com pertita e textura mirmequítica. **F.** Cristal de Ttn triturado em meio a matriz da rocha. Bt – Biotita; Kfs – Feldspato potássico; Pl – Plagioclásio; Qtz – Quartzo; Ttn – Titanita (Abreviações segundo Kretz, 1983). GBM – Migração de limite de grão em temperaturas mais altas; SGR – Rotação de subgrão. Microfotografias tomadas com microscópio óptico de luz transmitida (C com polarizadores descruzados; B, D, E e F polarizadores cruzados) e microscópio eletrônico de varredura com imagem de elétrons retroespalhados (A) da amostra CP5.



FONTE: Elaborado pelo autor

4.2 QUÍMICA MINERAL

Na microssonda eletrônica (EPMA) foram mapeadas diferentes composições químicas para as amostras. Os mapas individualizados para cada elemento em cada amostra estão apresentados no APÊNDICE A – MAPAS DE INTENSIDADE DE ELEMENTOS (EPMA).

Em todas as amostras foi realizado o mapeamento da catodoluminescência (CL) com filtro azul para elaboração dos mapas de Ti no quartzo. Após o mapeamento composicional analisou-se de forma pontual e quantitativa as concentrações de Ti no quartzo na EPMA e no LA-ICP-MS.

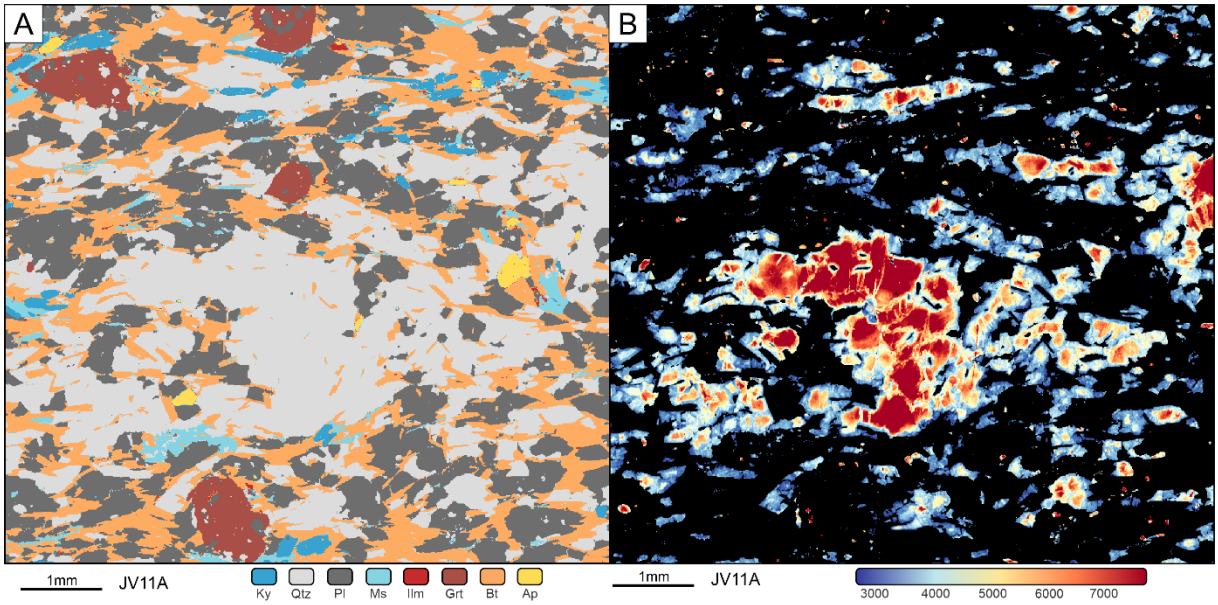
4.2.1 Mapas de fases minerais e intensidade de CL

Mapas de fases minerais foram elaborados conforme classificação manual a partir dos mapas de intensidades dos elementos analisados. As porcentagens apresentadas a seguir representam apenas a área do mapa, e não a rocha como um todo.

A partir dos mapas de fases minerais foram separados apenas os cristais de quartzo e aplicados os resultados de intensidade de CL sob filtro azul. Para todas as amostras, com exceção da CP5, as maiores concentrações de Ti ocorrem nos centros dos cristais e diminuem para a borda, demonstrando um zoneamento composicional concêntrico (Figuras 19B, 20B e 21B). O mapa de intensidade de CL da amostra CP5 foi o único que evidenciou uma distribuição aleatória de Ti no quartzo, com alguns exemplares de maior concentração de Ti no centro e outros nas bordas (Figura 22B).

O mapa da JV11A (Figura 19A) contém quartzo (35,29%), plagioclásio (31,06%), biotita (22,70%), granada (5,46%), muscovita (2,61%), cianita (1,99%), apatita (tr) e ilmenita (tr). As granadas possuem tamanho relativamente menores, enquanto o quartzo é muito mais presente em volume quando comparado com a amostra JV12A.

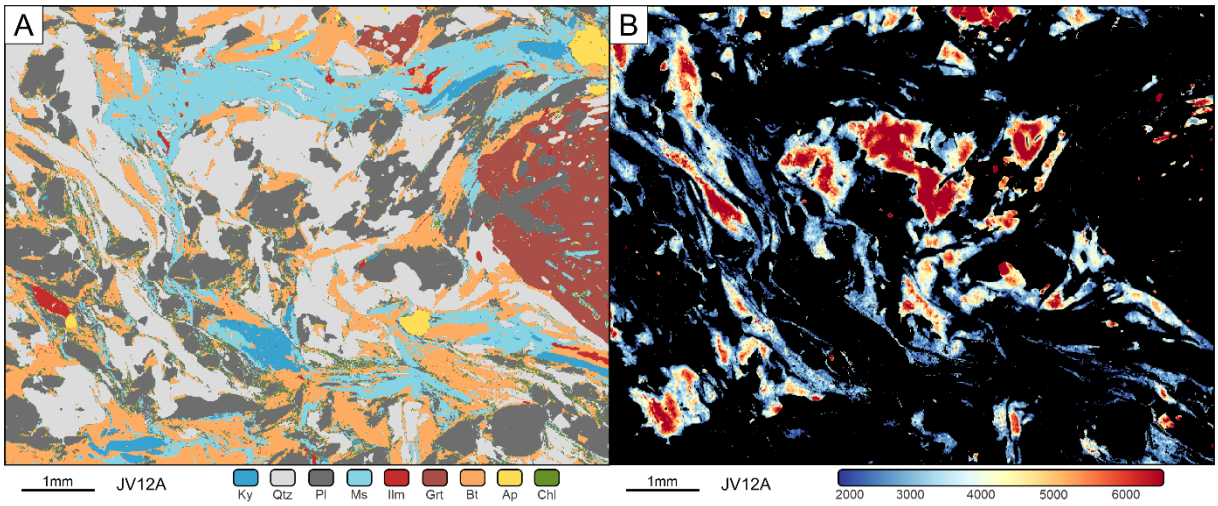
Figura 19 – Amostra JV11A. **A.** Mapa de fases minerais. Ky - Cianita; Qtz - Quartzo; Pl – Plagioclásio; Ms – Muscovita; Ilm – Ilmenita; Grt – Granada; Bt – Biotita; Ap – Apatita; Chl - Clorita. **B.** Mapa de intensidade de CL nos cristais de quartzo. Intervalo de intensidade de 2672 a 7801.



FONTE: Elaborado pelo autor

A área do mapa da amostra JV12A (Figura 20A) apresenta metade de um porfiroblasto de granada. A mineralogia é composta por quartzo (28,17%), plagioclásio (25,16%), biotita (21,83%), muscovita (15,08%), granada (5,24%), cianita (1,83%), clorita (1,36%), apatita (tr) e ilmenita (tr). Os cristais de quartzo e plagioclásio ocorrem aparentemente mais estirados e quebrados em meio a biotita.

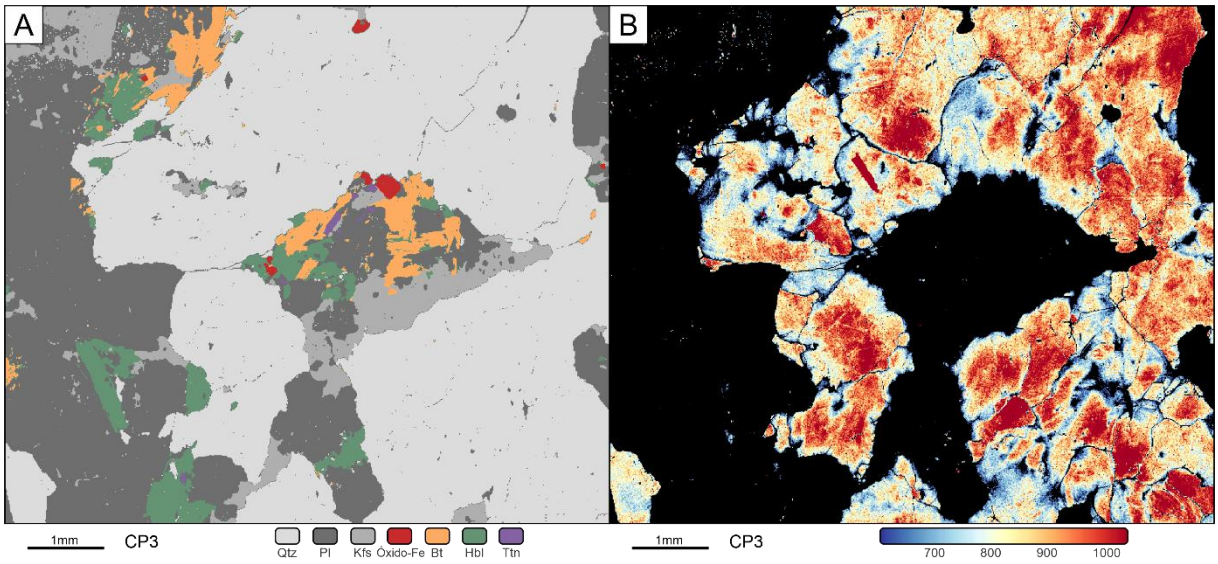
Figura 20 – Amostra JV12A**. A.** Mapa de fases minerais. Ky - Cianita; Qtz - Quartzo; Pl – Plagioclásio; Ms – Muscovita; Ilm – Ilmenita; Grt – Granada; Bt – Biotita; Ap – Apatita; Chl - Clorita. **B.** Mapa de intensidade de CL nos cristais de quartzo. Intervalo de intensidade de 2000 a 6569.



FONTE: Elaborado pelo autor

O mapa da amostra CP3 (Figura 21A), diferente das anteriores, contém feldspato potássico e maiores porcentagens de plagioclásio e quartzo. Há também a ocorrência de titanita e hornblenda, que não estavam presentes nas amostras do Orógeno Brasília. No geral, o mapa é composto por quartzo (57,51%), plagioclásio (28,11%), feldspato potássico (6,41%), hornblenda (4,53%), biotita (3,04%), óxido/hidróxido de ferro (tr) e titanita (tr).

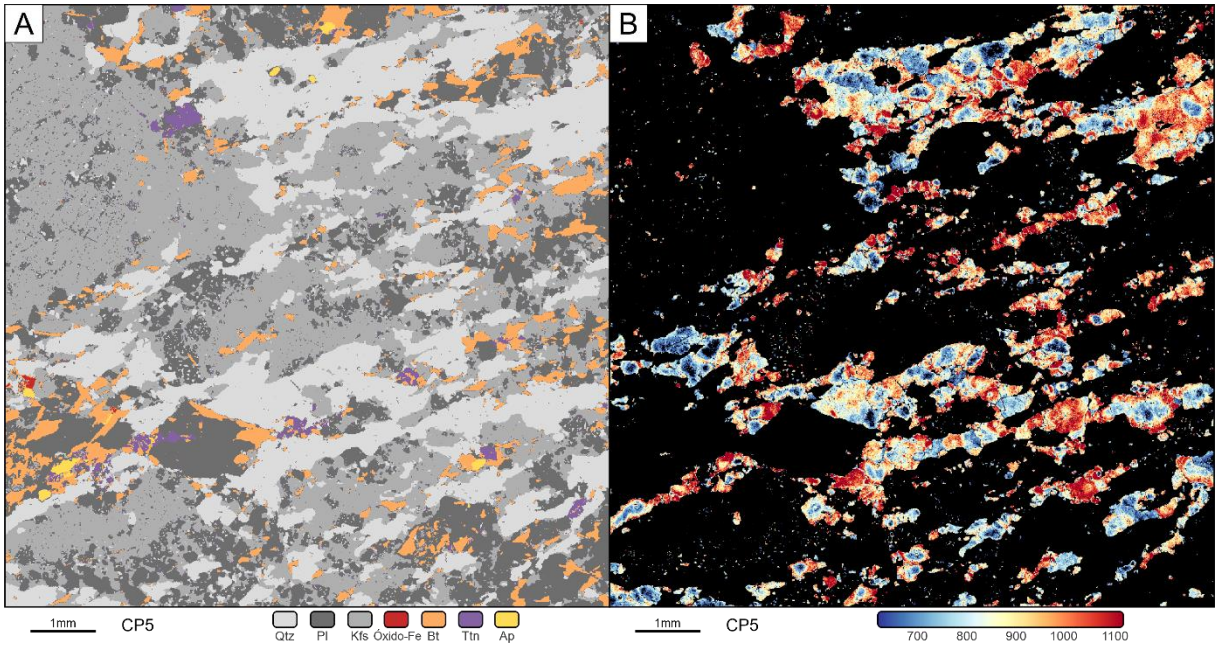
Figura 21 – Amostra CP3. **A.** Mapa de fases minerais. Qtz - Quartzo; Pl – Plagioclásio; Kfs – Feldspato Potássico; Óxido-Fe – Óxidos/hidróxidos de Ferro; Bt – Biotita; Hbl – Hornblenda; Ttn – Titanita. **B.** Mapa de intensidade de CL nos cristais de quartzo. Intervalo de intensidade de 555 a 1041.



FONTE: Elaborado pelo autor

A área do mapa da CP5 (Figura 22A) é mineralogicamente, com exceção da ausência de hornblenda, muito parecida com a CP3, entretanto, há uma orientação dos minerais da matriz e sinais de estiramento. A mineralogia é composta por feldspato potássico (38,64%), quartzo (28,76%), plagioclásio (24,99%), biotita (6,30%), titanita (tr), apatita (tr) e óxido/hidróxido de ferro (tr).

Figura 22 – Amostra CP5. **A.** Mapa de fases minerais. Qtz - Quartzo; Pl – Plagioclásio; Kfs – Feldspato Potássico; Óxido-Fe – Óxidos/hidróxidos de Ferro; Bt – Biotita; Ttn – Titanita; Ap - Apatita. **B.** Mapa de intensidade de CL nos cristais de quartzo. Intervalo de intensidade de 619 a 1116.



FONTE: Elaborado pelo autor

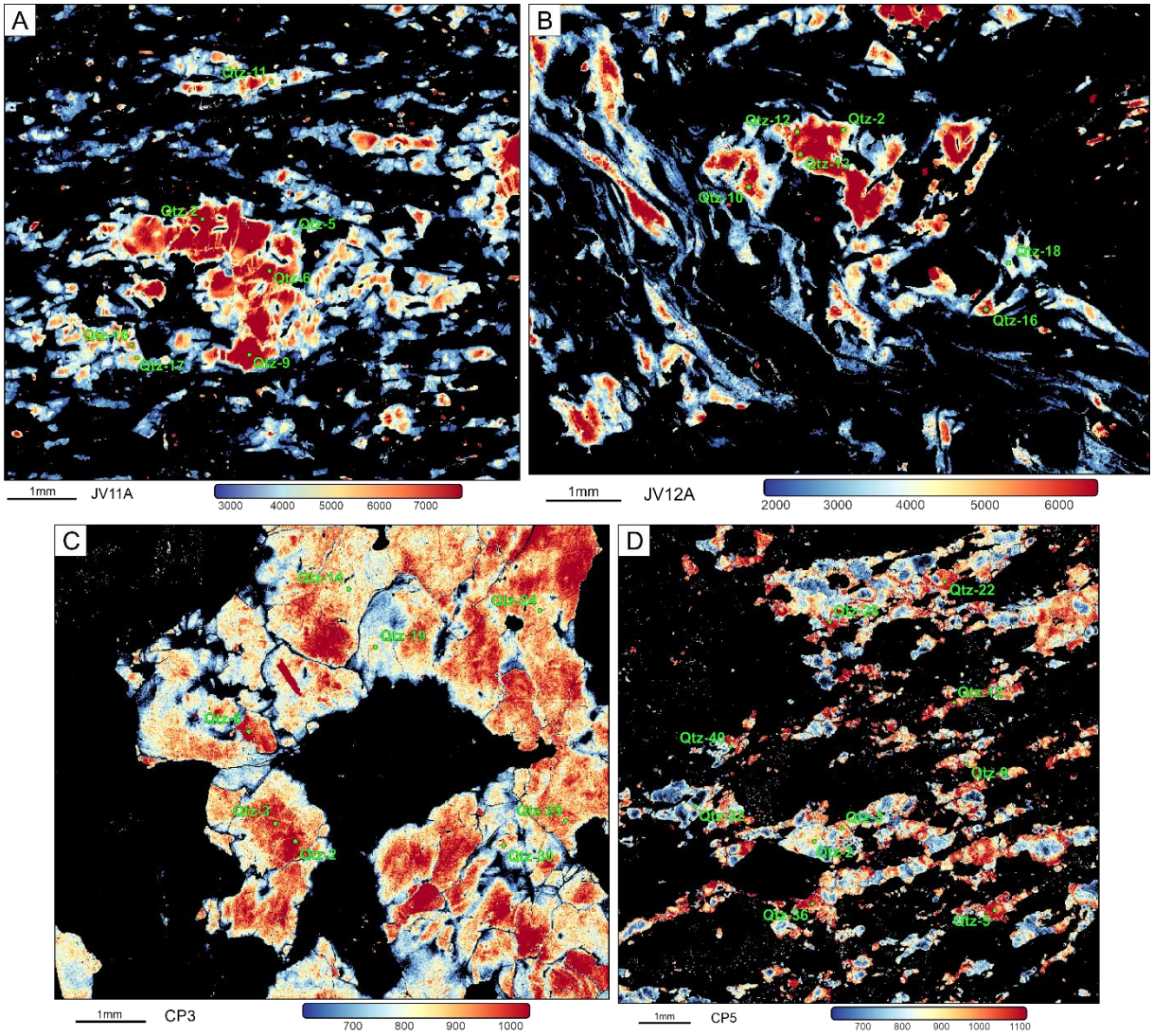
4.2.2 Análises pontuais quantitativas

As análises de Ti no quartzo foram realizadas em todas as amostras na microssonda (EPMA) e apenas na JV11A e JV12A (Orógeno Brasília) no LA-ICP-MS. Nas amostras CP3 e CP5 foram pontuadas cerca de 40 análises cada, enquanto nas JV11A e JV12A foram 18 cada na EPMA e 20 em cada no LC-ICP-MS. Vale ressaltar que a maioria dos resultados obtidos com a microssonda eletrônica estão abaixo do limite de detecção do equipamento, que nestas condições é de 14 µg/g, quanto o LA-ICP-MS obteve dados mais concretos, embora nem todos os pontos apresentaram concentrações acima do limite de detecção. A Tabela 1 resume as concentrações que ficaram acima do limite de detecção, enquanto o APÊNDICE B – ANÁLISES QUANTITATIVAS DE TI NO QUARTZO traz um compilado de todas as análises realizadas.

Para as amostras JV11A e JV12A, apresentam concentrações entre 8,09 e 24,58 µg/g, e 6,41 a 29,38 µg/g, com erro σ entre 2,64-4,35 e 1,36-3,27. Já para as amostras CP3 e CP5 as concentrações de Ti no quartzo variam entre 13,19 a 46,16 µg/g, e 16,19 e 42,56 µg/g respectivamente (Tabela 1). Apenas o quartzo 13 da amostra CP5 apresenta concentração de 185,25 µg/g e o Spot-12 da JV12A de 199,50

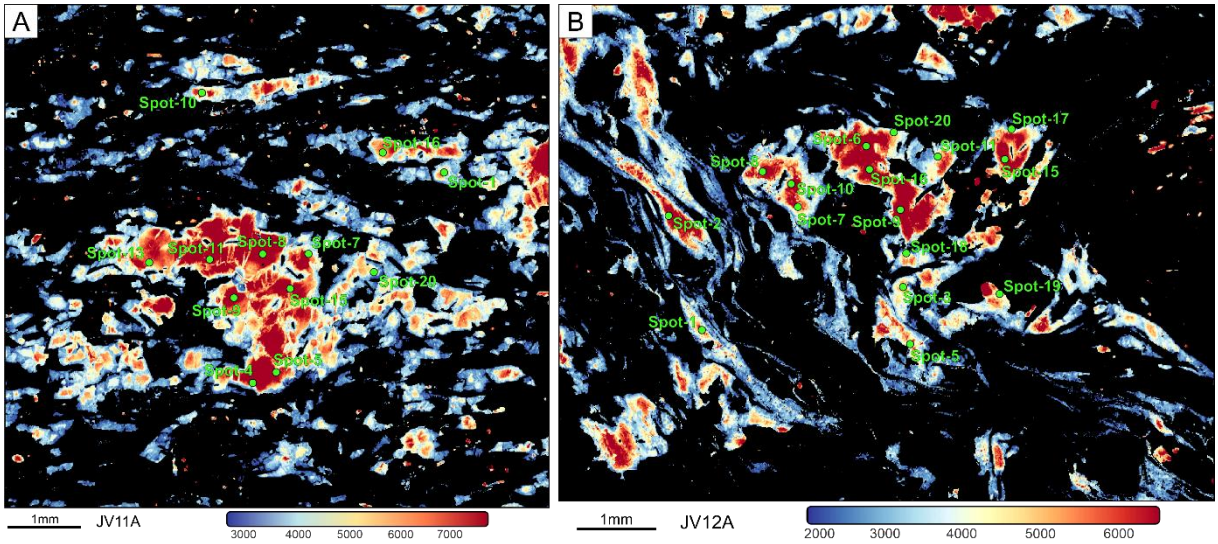
µg/g, o que é discrepante com os outros resultados e será descartado por provavelmente se tratar de uma análise contaminada.

Figura 23 - Localização dos pontos que apresentaram concentração de Ti no quartzo acima do limite de detecção da microssonda. **A.** JV11A. **B.** JV12A. **C.** CP3. **D.** CP5.



FONTE: Elaborado pelo autor

Figura 24 - Localização dos pontos que apresentaram concentração de Ti no quartzo acima do limite de detecção do LA-ICP-MS. **A.** JV11A. **B.** JV12A.



FONTE: Elaborado pelo autor

As concentrações de TiO_2 obtidas na microssonda para as quatro amostras foram aplicadas à Equação 5 a fim de converter os valores de Ti de µg/g para fração molar, e, em seguida, aplicados à Equação 1 para o cálculo da temperatura (Thomas et al., 2010), com estimativa de pressão obtida com o ângulo de abertura do eixo-c do quartzo de 4,8 kbar para CP5, 5,9 kbar para JV11A e 6,9 kbar para JV12A. Como a amostra CP3 não apresentou padrão para o eixo-c, foi considerada a pressão de 4,8 kbar. A atividade de TiO_2 foi fixada em 1 para rochas portadoras de rutilo e 0,5 para portadoras de titanita com ausência de rutilo (Hayden; Watson; Wark, 2008; Thomas et al., 2010). As concentrações e temperaturas calculadas para cada análise estão apresentadas na Tabela 1. As temperaturas obtidas para o Orógeno Brasília variam de 507 a 594°C fora da zona de cisalhamento (JV11A) e 509 a 632°C na zona de cisalhamento (JV12A). Para as rochas do Orógeno Ribeira as temperaturas variam entre 521 a 628°C na amostra não deformada (CP3) e 537 a 621°C na deformada (CP5). O erro estimado para a termometria calculada a partir do Ti no quartzo é de 2σ.

$$X_{TiO2}^{quartz} = \frac{\frac{Ti\left(\mu\frac{g}{g}\right)}{1E4*\,0{,}599*\,79{,}87}}{\frac{Ti\left(\mu\frac{g}{g}\right)}{1E4*\,0{,}599*\,79{,}87}+\left[\left(100-\frac{Ti\left(\mu\frac{g}{g}\right)}{1E4*\,0{,}599*\,79{,}87}\right)*\frac{a_{TiO2}}{60{,}09}\right]} \qquad (5)$$

Tabela 1 - Temperaturas calculadas a partir da Equação 2 (THOMAS et al., 2010) para os cristais que resultaram em concentrações de TiO_2 acima do limite de detecção da microssonda. As temperaturas estão apresentadas em graus celsius e as pressões estimadas em kilobar. O erro de temperatura é calculado em 2σ.

Amostra	Equipamento	Análise	TiO_2 (µg/g)	σ (µg/g)	P (kbar)	T (°C)
JV11A	EPMA	Qtz-2	15,59	6,79	5,9	556 ± 27
		Qtz-5	15,59	9,10	5,9	556 ± 34
		Qtz-6	14,39	8,65	5,9	550 ± 34
		Qtz-9	14,39	5,39	5,9	550 ± 23
		Qtz-11	23,39	23,38	5,9	590 ± 54
		Qtz-16	14,39	14,39	5,9	550 ± 49
		Qtz-17	24,58	47,48	5,9	594 ± 83
	LA-ICP-MS	Spot-1	8,96	2,93	5,9	514 ± 21
		Spot-4	16,00	4,25	5,9	558 ± 20
		Spot-5	15,70	3,29	5,9	557 ± 15
		Spot-7	10,94	3,32	5,9	529 ± 20
		Spot-8	23,42	3,22	5,9	590 ± 11
		Spot-9	19,61	3,32	5,9	575 ± 13
		Spot-10	12,49	3,62	5,9	539 ± 20
		Spot-11	18,05	3,47	5,9	568 ± 15
		Spot-13	13,03	3,85	5,9	542 ± 20
		Spot-15	10,43	4,35	5,9	525 ± 27
		Spot-16	13,33	3,90	5,9	544 ± 20
		Spot-20	8,09	2,64	5,9	507 ± 20
JV12A	EPMA	Qtz-2	15,59	37,96	5,9	585 ± 84
		Qtz-10	15,59	16,19	5,9	579 ± 51
		Qtz-12	14,39	15,84	5,9	591 ± 47
		Qtz-13	14,39	18,70	5,9	632 ± 42
		Qtz-16	23,38	15,59	5,9	576 ± 51
		Qtz-18	14,39	8,54	5,9	582 ± 31
	LA-ICP-MS	Spot-1	7,80	3,23	6,9	523 ± 46
		Spot-2	8,85	1,88	6,9	532 ± 27
		Spot-3	6,67	2,62	6,9	512 ± 43
		Spot-5	7,66	2,91	6,9	522 ± 43
		Spot-6	15,71	2,36	6,9	577 ± 22
		Spot-7	8,34	2,30	6,9	528 ± 33
		Spot-8	6,42	1,95	6,9	509 ± 35
		Spot-9	16,35	3,27	6,9	580 ± 29
		Spot-10	9,42	3,09	6,9	537 ± 39
		Spot-11	6,41	1,36	6,9	509 ± 25
		Spot-15	10,95	2,96	6,9	548 ± 35
		Spot-16	10,88	2,47	6,9	548 ± 30
		Spot-17	8,47	2,20	6,9	529 ± 32
		Spot-18	6,60	2,07	6,9	511 ± 36
		Spot-19	7,11	2,21	6,9	516 ± 36
		Spot-20	6,94	2,96	6,9	515 ± 46
CP3	EPMA	Qtz-2	14,99	2,71	4,8	531 ± 48
		Qtz-3	14,99	2,71	4,8	531 ± 48
		Qtz-6	46,16	4,56	4,8	628 ± 31
		Qtz-14	21,58	3,70	4,8	560 ± 48
		Qtz-19	14,99	4,29	4,8	531 ± 76
		Qtz-24	19,78	5,51	4,8	553 ± 77
		Qtz-29	20,98	2,63	4,8	558 ± 35
		Qtz-30	13,19	1,01	4,8	521 ± 20
CP5	EPMA	Qtz-2	17,39	5,07	4,8	542 ± 79
		Qtz-3	17,39	5,07	4,8	542 ± 79
		Qtz-5	19,78	1,50	4,8	553 ± 21
		Qtz-9	42,57	8,50	4,8	621 ± 62
		Qtz-12	16,19	2,23	4,8	537 ± 37
		Qtz-22	19,18	5,37	4,8	550 ± 77
		Qtz-28	28,78	3,74	4,8	585 ± 38
		Qtz-32	29,98	6,53	4,8	588 ± 64
		Qtz-36	16,19	2,59	4,8	537 ± 43
		Qtz-40	20,38	3,60	4,8	555 ± 49

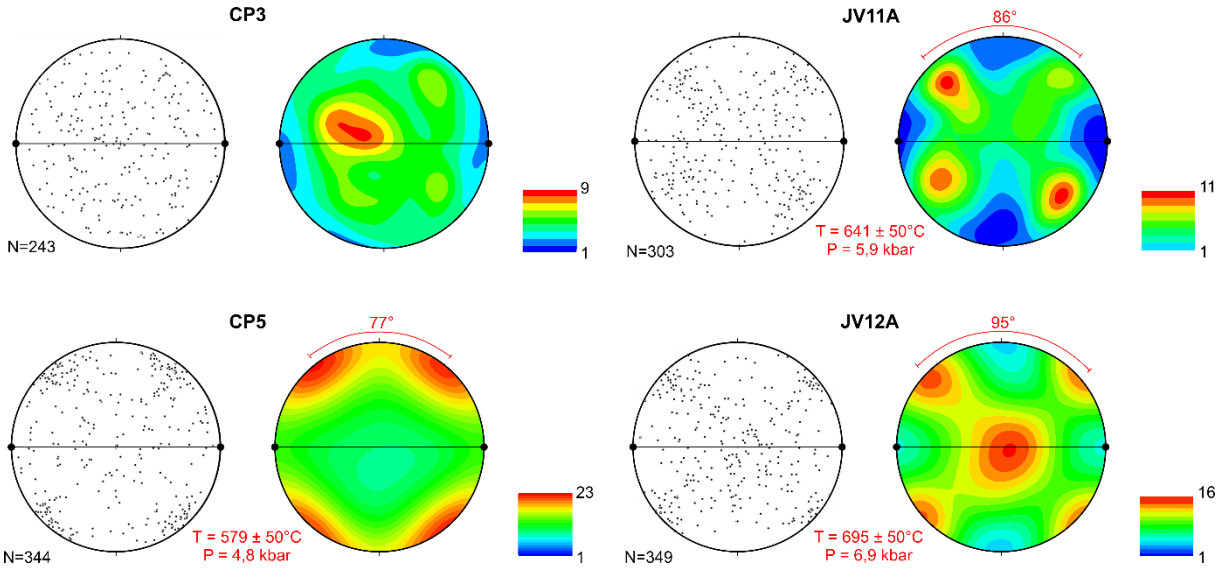
FONTE: Elaborado pelo autor a partir de Thomas et al. (2010)

4.3 ÂNGULO DE ABERTURA DO EIXO-C DO QUARTZO

Medidas da orientação do eixo-c do quartzo foram realizadas em lâminas delgadas confeccionadas perpendicular a foliação principal e paralela a lineação mineral para todas as 4 amostras. Buscou-se pela realização de cerca de 300 medidas para cada amostra, entretanto, devido granulometria mais grossa dos granitos do Orógeno Ribeira foram realizadas apenas 243 e 344 medidas para as amostras CP3 e CP5, respectivamente. As medidas tomadas na CP3 não apresentam padrão e por isso não foram utilizadas na termometria, enquanto a CP5 obteve um ângulo de abertura bem marcado de 77°, o que resultou em uma temperatura de 579 °C e uma pressão de 4,8 kbar (Figura 25).

Foram tomadas 303 e 349 medidas realizadas para as amostras JV11A e JV12A, respectivamente. Como resultado, a amostra JV12A apresentou 95° de ângulo de abertura, o que foi 9° a mais que os 86° da JV11A. Este maior ângulo de abertura resultou em uma temperatura cerca de 50°C mais quente e 1 kbar a mais de pressão, com 641°C e 5,9 kbar para a amostra JV12A e 695°C e 6,9 kbar para a JV11A (Figura 25). A estimativa de erro de temperatura é fixa do método em cerca de ± 50°C.

Figura 25 - Estereogramas com medidas do eixo-c do quartzo plotadas no hemisfério sul. Medidas do ângulo de abertura, pressões e temperaturas calculadas em vermelho.



FONTE: Elaborado pelo autor

5 DISCUSSÕES

Das 4 amostras deste trabalho, com exceção da CP5, todas apresentaram zoneamento composicional concêntrico de Ti no quartzo, obtida por meio de mapas de intensidade de catodoluminescência (CL). Divergindo das demais, a amostra CP5 não apresentou padrão nesta distribuição, com intensidades aleatórias, por vezes com maiores concentrações nos limites dos grãos, em outras no interior. Diversos trabalhos da literatura trazem casos e hipóteses para a movimentação, substituição e reequilíbrio de elementos traço em cristais de quartzo (Cherniak; Watson; Wark, 2007; Grujic; Stipp; Wooden, 2011; Negrini et al., 2014). Embora a hipótese apresentada por Grella (2022) e referência citadas de que o mecanismo de recristalização de limite de grão em temperatura mais alta (GBM) seja competente o suficiente para que ocorra mobilização de fluidos nos limites dos grãos com consequente reajuste do teor de Ti no quartzo, a amostra JV11A contrapõe esta afirmação. O mecanismo de recristalização dominante nesta amostra, o GBM, não parece influenciar na distribuição de Ti no quartzo, ao menos na área do mapa de intensidade, assim como a rotação de subgrão (SGR) também não parece influenciar sobre a amostra JV12A, reforçando os comentários de Grujic, Stipp e Wooden (2011).

Considerando apenas a amostra JV12A, é visível que os grãos de quartzo que apresentam maiores intensidades de CL, e, consequentemente maiores concentrações de Ti no quartzo estão contidos no domínio dos grãos menos afetados pela descompressão e recristalização (domínio I, descrito anteriormente), enquanto as massas reduzidas granulometricamente por recristalização (domínio II) apresentaram menor resposta de CL. Este fato corrobora com a ideia de que as concentrações de Ti no quartzo aqui expostas na verdade remetem a cristais previamente formados, pouco afetados pela recristalização dinâmica lenta ou por rápida descompressão durante a fase de colocação crustal, com redução da concentração de Ti nas bordas (Fumes et al., 2021a).

Cherniak, Watson e Wark (2007) explicam a importância da taxa de difusão na distribuição de elementos traço. 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 µm/Ma à 800°C, 10 µm/Ma à 600°C, 1 µm/Ma à 500°C e apenas 0,2 µm/Ma à 400°C – valores muito lentos considerando que o

cisalhamento plástico em zonas de cisalhamento dúctil ocorre 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 μm, não reequilibrando o Ti.

A atividade de TiO_2 é fator fundamental no termômetro de Ti no quartzo calibrado por Thomas et al. (2010). O mesmo autor sugere, seguindo a abordagem de Hayden, Watson e Wark (2008), a utilização de $aTiO_2$ = 0,5 para rochas com presença de titanita e ausência de rutilo, que é o caso das amostras CP3 e CP5, e $aTiO_2$ = 1 para rochas que contenham rutilo, assim como as amostras JV11A e JV12A.

Quando calculadas as temperaturas de Ti no quartzo baseadas nas pressões obtidas pelo ângulo de abertura do eixo-c do quartzo, os resultados são consistentes com a literatura. Fumes et al. (2021b) define o pico metamórfico da Unidade Santo Antônio pela assembleia biotita+plagioclásio+granada+muscovita+ilmenita+quartzo, com rutilo presente no metamorfismo progressivo (substituído por ilmenita), e clorita no retrometamorfismo (substituindo biotita e granada). O pico metamórfico é estável em temperaturas entre 570 e 650°C e pressões entre 7 a 10,5 kbar, enquanto o metamorfismo progressivo apresenta condições de 540°C e 9 kbar, e o retrometamorfismo de 580°C e 7 kbar. As paragêneses minerais descritas neste trabalho reforçam os dados previamente apresentados, enquanto os novos dados de temperatura de pressão são condizentes com aqueles apresentados para estas rochas.

A temperatura e pressão obtida para a amostra CP5 (4,8 kbar), por meio do ângulo de abertura do eixo-c do quartzo, foi compatível com a estimativa de pressão próxima de 5 kbar previamente estipulada com base em dados disponíveis na literatura (Cavalcante et al., 2018; Ribeiro et al., 2019), e pela identificação do mecanismo de recristalização GBM. A SGR é descrita por Stipp et al. (2002) com início 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 na amostra CP3, é característica de temperaturas acima de 500°C (Passchier; Trouw, 2005; Stipp et al., 2002). A ocorrência predominante de GBM na CP3, que possui granulometria mais grossa, e

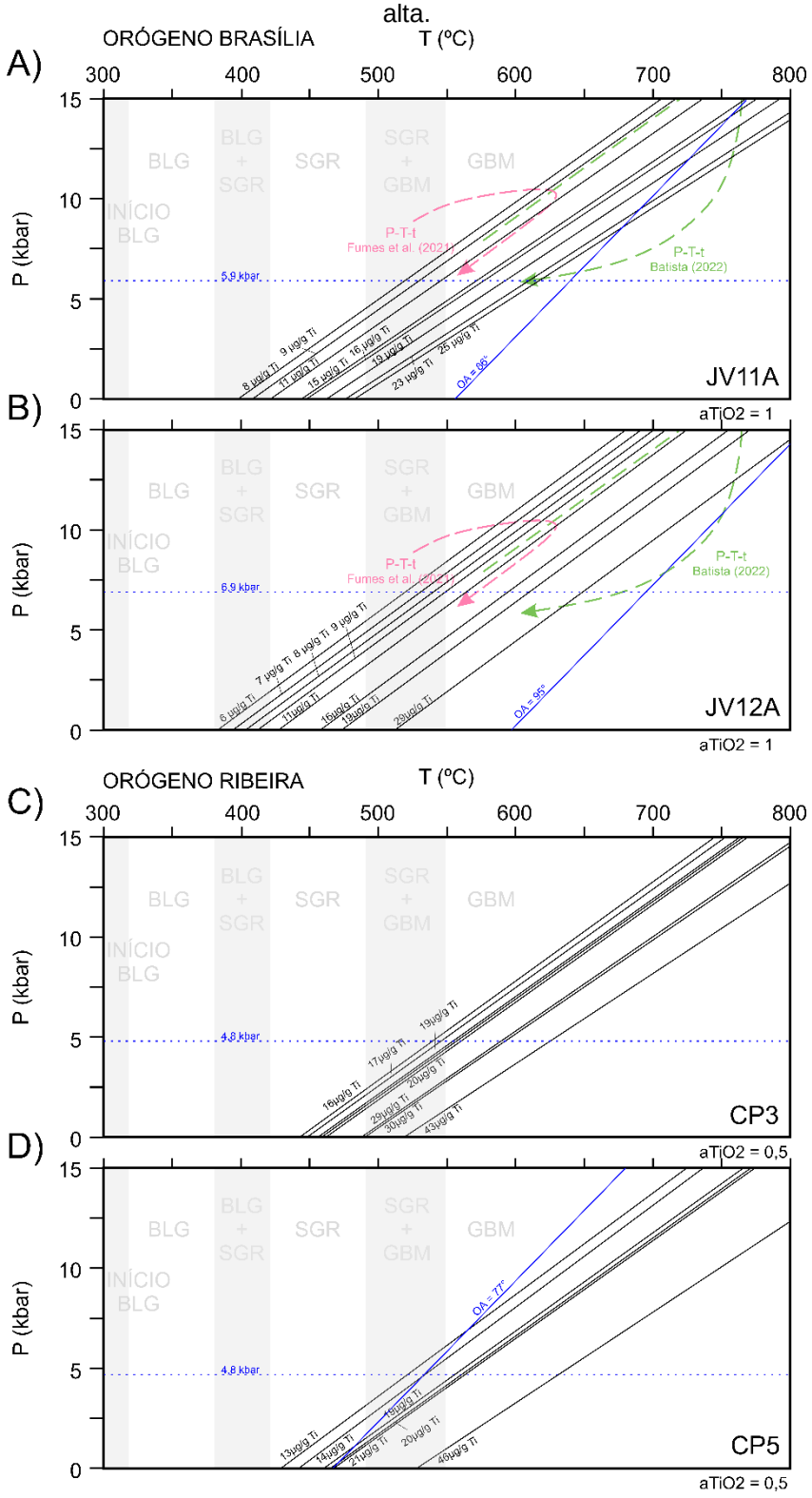
SGR+GBM na CP5, com granulometria mais fina, reforça o exposto por Stipp et al. (2010).

Comparando os dados das isopletas com as faixas de recristalização de Faleiros et al. (2016), anteriormente definidas por Stipp et al. (2002) (Figura 26), observa-se que as amostras do Orógeno Ribeira, por terem sido analisadas no LA-ICP-MS resultaram em isopletas que chegam até as zonas de BLG+SGR, o que é condizente com as estruturas descritas na petrografia. As isopletas dos pontos analisados nas rochas do Orógeno Ribeira também revelaram a concordância com as estruturas observadas na petrografia, embora os limites de detecção da EPMA não permitiram a obtenção de linhas de menor concentração.

Quando cruzados os dados de concentração de Ti com ângulo de abertura do eixo-c no quartzo e a pressão obtida pelo termômetro, a amostra CP5 apresentou resultados muito parecidos. As concentrações de Ti no quartzo mais comuns à 4,8 kbar cruzam o gráfico com a linha de pressão muito próximas da isopleta do ângulo de abertura (OA), que também ocorre na zona de SGR+GBM, comprovado pelas microestruturas presentes na rocha (Figura 26). A ausência de OA para a amostra CP3, por se tratar de uma rocha quase que totalmente isotrópica, impossibilita este cruzamento de dados. De toda forma, pode-se dizer que a Zona de Cisalhamento tem influência direta no registro de ambos os termômetros.

Temperaturas e, consequentemente, isopletas de OA para rochas do Orógeno Brasília demonstraram valores acima daqueles obtidos para o termômetro de Ti no quartzo. Para a rocha JV11A, considerando a margem de 50°C de erro do termômetro, pode-se inferir que o OA é concordante com as temperaturas obtidas para as maiores concentrações de Ti no quartzo, que ocorrem no centro de cristais reliquiares. Esta afirmação pode indicar que o eixo-c do quartzo é indicativo das temperaturas mais antigas, enquanto o Ti no quartzo deve indicar o reequilíbrio de Ti no sistema devido ao resfriamento da rocha.

Figura 26 - Isopletas de Ti no quartzo (preto) e ângulo de abertura do eixo-c do quartzo (azul) projetadas em um diagrama de pressão (P) e temperatura (T) obtidas a partir da aplicação dos valores obtidos para as rochas na Equação 1 (Thomas et al., 2010). A estimativa de pressão utilizada para cada rocha é representada pela linha tracejada azul; **A.** Amostra JV11A; **B.** Amostra JV12A; **C.** Amostra CP3; **B.** Amostra CP5. $aTiO_2$ indicada para cada amostra. Destaque para as faixas temperaturas em que ocorrem os os mecanismos de recristalização 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). Trajetórias P-T-t: Rosa (Fumes et al., 2021b); Verde (Batista, 2022).

Em contraponto, a isopleta de OA da JV12A, mesmo considerando a margem de erro do termômetro, está muito elevada quando comparado aos núcleos dos cristais de quartzo, que, em tese, seriam as maiores temperaturas obtidas. Isso pode ser explicado devido a proximidade da amostra com a Zona de Cisalhamento Três Corações, que, devido a percolação de fluidos e descompressão, evidenciados pela presença de clorita na matriz apenas desta amostra, deve influenciar no aumento irreal das temperaturas do termômetro do ângulo de abertura do eixo-c (Keshavarz et al., 2024). De qualquer forma, a comprovação de água no sistema a ponto de alterar o OA ainda deve ser aprofundada.

Os dados cruzados na Figura 26 para as rochas do Orógeno Ribeira aparentam ter uma melhor correlação uma vez que o registro magmático é o primeiro registro destas amostras, e a deformação observada no granito milonítico é o único evento deformacional impresso. Já para o Orógeno Brasília, a Zona de Cisalhamento Três Corações superpôs eventos deformacionais já existentes do próprio metamorfismo da rocha, o que fica evidente devido a trama bem definida na rocha JV11A, que, apesar de não afetada pela zona de cisalhamento, possui registros metamórficos pré-existentes.

Comparando os dados obtidos no ângulo de abertura do eixo-c do quartzo com aqueles apresentados por Batista (2015) para as mesmas rochas do Orógeno Brasília, a temperatura de 695 ± 50°C é compatível com as menores temperaturas obtidas para o pico metamórfico da Unidade Santo Antônio, embora a pressão de 6,9 kbar seja muito inferior aos mais de 11 kbar obtidos. Comparações das trajetórias metamórficas apresentadas por Fumes et al. (2021b) reforçam que as concentrações de Ti no quartzo correspondem ao registro retrometamórfico da região. Ainda que as pressões não estejam compatíveis, se o termômetro do ângulo abertura do eixo-c realmente conter informações sobre o pico metamórfico, essas pressões elevadas podem ser a resposta pelo motivo das concentrações de Ti obtidas serem tão baixas, uma vez que Thomas et al. (2010) afirma que a pressão e concentrações de Ti no quartzo são inversamente proporcionais.

6 CONCLUSÕES

A abordagem realizada 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 (Orógeno Ribeira) e, xisto e xisto milonítico da Unidade Santo Antônio (Orógeno Brasília), concluem que os esforços tectônicos podem afetar a distribuição de elementos traço, e, consequentemente, 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 EPMA. Os mapas elaborados demonstraram diferenças quanto à distribuição do Ti nas rochas do Orógeno Ribeira, 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, o que não ocorreu nas rochas do Orógeno Brasília.

A distribuição do Ti na borda dos cristais na amostra deformada (CP5) é associada principalmente ao mecanismo de GBM e SGR, cujas quais dificultam o reequilíbrio de Ti no quartzo, criando padrões diferentes dos reliquiares. 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.

Para as rochas do Orógeno Brasília, a recristalização observada (GBM+SGR) é condizente com os dados termométricos obtidos. A distribuição de Ti no quartzo, tal como a sua medição aparentam ser afetadas pela recristalização, ao ponto que as concentrações do elemento traço reduzem em domínios microestruturais de menor granulometria, dificultando a obtenção de valores acima do limite de detecção dos equipamentos utilizados. Pode-se dizer que os grãos de menor granulometria conseguem reequilibrar o sistema de Ti no quartzo, enquanto que grãos reliquiares, de maior granulometria, mantém as concentrações que remetem as concentrações iniciais de resfriamento da rocha ou não consegue reequilibrar o Ti devido a baixa taxa de difusão.

No geral, os dados termométricos obtidos com Ti no quartzo são condizentes quando comparados com a literatura para os mesmos tipos de rochas (Batista, 2015, 2022; Cavalcante et al., 2018; Ribeiro et al., 2019). Em contraponto, os valores resultantes do termômetro de ângulo de abertura do eixo-c do quartzo foram superiores aqueles esperados no Orógeno Brasília. Esta relação indica que os valores obtidos pelo termômetro são mais condizentes com os picos metamórficos, preservados em cristais não afetados pela zona de cisalhamento, enquanto o reequilíbrio de Ti que ocorre no retrometamorfismo não afeta a orientação cristalográfica.

Outro fator que deve estar associado a entrada de água no sistema, observado pela presença de clorita apenas na amostra JV12A, entretanto, este tópico não deve ser levado como verdade absoluta, necessitando de estudos mais aprofundados para verificar a real influência de fluidos no termômetro.

Por fim, conclui-se que a Zona de Cisalhamento, para ambos os casos, afeta diretamente o registro termométrico de ambos os tipos de rochas. Tanto para o Orógeno Ribeira, quanto para o Orógeno Brasília, fica claro que a recristalização do quartzo, associada a estruturas deformacionais do cisalhamento, afeta a distribuição de Ti no quartzo. Além disso, os efeitos do retrometamorfismo observado no Orógeno Brasília aparenta registrar condições do pico metamórfico na orientação cristalográfica dos cristais, e, consequentemente, não reequilibrar o termômetro de ângulo de abertura do eixo-c.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. **VIII Simpósio de Geologia do Nordeste**, p. 363–391, 1977.

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.

BATISTA, L. A. **Geração e transporte de fundidos em semi-pelitos: modelagem com dados de campo e pseudosseções**. 2015. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 2015.

BATISTA, L. A. **Petrocronologia de zircão e monazita em migmatitos: controles estruturais, texturais e geoquímicos na transição anfibolito-granulito**. 2022. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 2022.

BISTRICHI, C. A.; ALMEIDA, M. A.; STEIN, D. P. **Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçaíba (SG.22-X-F-II-3), estados de São Paulo e Paraná.** São Paulo, 1985.

BIZZI, L. A.; SCHOBBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003.

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 de 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 de 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 (Apiaí Domain). **Precambrian Research**, v. 98, n. 1–2, 1999.

CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. ..; VLACH, S. R. F.; CABY, R.; SZABÓ, G. A. J.; VASCONCELOS, P. Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasiliana no Sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, v. 4, n. 1, p. 13–40, 2004.

CAMPOS NETO, M. C.; CABY, R. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. **Precambrian Research**, v. 97, p. 3–26, 1999.

CAMPOS NETO, M. C.; JANASI, V. A.; BASEI, M. A. ..; SIGA JR, O. Sistema de nappes Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 4, p. 47–60, 2007.

CARDOZO, N.; ALLMENDINGER, R. W. Spherical projections with OSXStereonet. **Computers & Geosciences**, v. 51, n. 0, p. 195–205, 2013.

CAVALCANTE, C.; LAGOEIRO, L.; FOSSEN, H.; EGYDIO-SILVA, M.; MORALES, L. F. G.; FERREIRA, F.; CONTE, T. Temperature constraints on microfabric patterns in quartzofeldsphatic mylonites, Ribeira belt (SE Brazil). **Journal of Structural Geology**, v. 115, 2018.

CHEMALE JR, F.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. **Communs geol. Surv.**, v. 10, p. 153–168, 1995.

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 BonitoCompanhia de Pequisa de Recursos Minerais**, 1983.

COUTINHO, L. **Estrutura, litoestratigrafia e metamorfismo do Grupo Carrancas na frente orogênica da Faixa Brasília Meridional**. 2012. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 2012.

DARDENNE, M. A. The Brasilia Fold Belt. *In*: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; FILHO, A. T.; CAMPOS, D. A. (org.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31º Congresso Internacional de Geologia, 2000. p. 231–263.

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

EBERT, H. **Relatório de atividades. Relatório Anual do Diretor da Divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro.

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

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.

FRUGIS, G. L.; CAMPOS NETO, M. C.; LIMA, R. B. Eastern Paranapanema and southern São Francisco orogenic margins: Records of enduring Neoproterozoic oceanic convergence and collision in the southern Brasília Orogen. **Precambrian Research**, v. 308, p. 35–57, 2018.

FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. **IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste**, v. 4, p. 184–187, 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.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; SILVA, L. J. .. Compartimentação Tectônica na Porção Oriental da Província Tocantins. **XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 1, p. 215–217, 1994.

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**, v. 40, n. 3, p. 517-552, 2021. a.

FUMES, R. A.; LUVIZOTTO, G. L.; MORAES, R.; HEILBRON, M.; VLACH, S. R. F. Metamorphic modeling and petrochronology of metapelitic rocks from Luminárias Nappe, southern Brasília belt (SE Brazil). **Brazilian Journal of Geology**, v. 49, n. 2, p. 1–25, 2019.

FUMES, R. A.; LUVIZOTTO, G. L.; MORAES, R.; PATTO, L. A. The potential for using metagreywacke to study metamorphism of amphibolite facies conditions: a comparison study within the Luminárias Nappe, Southern Brasília Orogen (Southeastern Brazil). **Mineralogy and Petrology**, v. 115, p. 519–534, 2021. b.

GIMENEZ FILHO, A. **A Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a Noroeste de Apiaí, SP**. 1993. Tese de 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 tectoônica 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.

GRELLA, J. V. **Análise da deformação através de mapas de catodoluminescência e do geotermômetro Ti no quartzo no Granito Capote, no Cinturão Ribeira**. 2022. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, 2022.

GRIFFIN, W. L. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS. *In*: **Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues**. p. 308–311.

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.

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. Disclocation creep regimes in quartz aggregates. **Journal of Structural Geology**, v. 14, n. 2, p. 145–159, 1992.

HOBBS, B. E. The geological significance os microfabric. *In*: WENK, H. R. (org.). **Prefered 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 de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

KENDRICK, J.; INDARES, A. The Ti record of quartz in anatectic aluminous granulites. **Journal of Petrology**, v. 8, p. 1–23, 2018.

KESHAVARZ, S.; FAGHIH, A.; ASADI, S.; SOLEIMANI, M.; SAEED, Z. PT conditions of deformation of the Gol-e-Gohar Shear Zone, SW Iran: insights from analysis of quartz c-axis fabrics, recrystallization mechanisms and syndeformational fluid inclusions. **Journal of Asian Earth Science**, v. 262, p. 106010, 2024.

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.

KRETZ, R. Symbols for rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 68, p. 277–279, 1983.

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.

KUSTER, K.; RIBEIRO, A.; TROUW, R. A. J.; DUSSIN, I.; MARIMON, R. S. The Neoproterozoic Andrelândia group: Evolution from an intraplate continental margin to an early collisional basin south of the São francisco craton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 102, p. 102666, 2020.

LAW, R. D. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. **Journal of Structural Geology**, v. 66, p. 129–161, 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 os 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.

MARIMON, R. S.; TROUW, R. A. J.; DANTAS, E. L.; RIBEIRO, A.; SANTOS, P.; KUSTER, K.; VINAGRE, R. Provenance of passive-margin and syn-collisional units: Implications for the geodynamic evolution of the Southern Brasília Orogen, West Gondwana. **Sedimentary Geology**, v. 413, p. 105823, 2021.

MORGAN, S. S.; LAW, R. D. Unusual transition in quartzite dislocation creep regimes and crystal slip systems in the aureole of the Eureka Valley–Joshua Flat–Beer Creek pluton, California: a case for anhydrous conditions created by decarbonation reactions. **Tectonophysics**, v. 384, p. 209–231, 2004.

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: an experimental study. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 167, 2014.

NISHIKAWA, O.; TAKESHITA, T. Progressive lattice misorientation and microstructural development in quartz veins deformed under subgreenchist conditions. **Journal of Structural Geology**, v. 22, p. 259–276, 2000.

ORTEGA, A. J. F. **Tectonic Compartimentations of an area in the Ribeira Belt, between Itapeva and Ribeirão Branco (SP): Itaiacoca Group and Bairro dos Prestes Formation**. 2018. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2018.

PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A.; TROUW, R. A. J. Geologia da Folha Andrelândia, escala 1:100.000. Texto explicativo. **Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro. Projeto Sul de Minas - Etapa I**, p. 84–119, 2003.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics**. Alemanha: Springer, 2005.

PIMENTEL, M. M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. 1, p. 67–82, 2016.

PRAZERES FILHO, H. J. **Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná**. 2001. Dissertação de 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 $\delta^{18}O$ em zircão**. 2005. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

RIBEIRO, A.; TROUW, R. A. J.; ANDREIS, R. R.; PACIULLO, F. V. P.; VALENÇA, J. G. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasiliano na margem sul do Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 235–248, 1995.

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.; 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 de Livre-Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

SILVA, C. H. **Evolução geológica da faixa Brasília na região de Tapira, Sudoeste de Minas Gerais**. 2003. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, 2003.

SIMÕES, L. S. A. **Evolução tectonoestratigráfica da Nappe de Passos, Sudoeste de Minas Gerais**. 1995. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 1995.

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.

STIPP, M.; TULLIS, J.; SCHERWATH, M.; BEHRMANN, J. H. A new perspective on paleopiezometry: Dynamically recrystallized grain size distributions indicate mechanism changes. **Geology**, v. 38, n. 8, p. 759–762, 2010.

THEODOROVICZ, A.; CÂMARA, N. N.; MORAES, S. M.; GODOY, H. K.; TAKAHASHI, A. T. **Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco: Relatório Final**São Paulo, 1986.

THOMAS, J. B.; WATSON, E. B. Application of the Ti-in-quartz thermobarometer to rutile-free systems. Reply to: a comment on: ‘TitaniQ under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz’ by Thomas et al. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 164, p. 369–374, 2012.

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.

TROUW, R. A. J.; NUNES, R. P. M.; CASTRO, E. O. Mapa Geológico, Folha Varginha SF.23-V-D-VI, Escala 1:100.000. *In*: **Programa Geologia do Brasil**. [s.l.] : Brasil, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2008.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A. S.; PACIULLO, F. V. P. Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 55, p. 71–85, 1983.

TROUW, R. A. J.; TAVARES, F. M.; ROBYR, M. Rotated garnets: a mechanism to explain the high frequency of inclusion trail curvature angles around 90° and 180°. **Journal of Structural Geology**, v. 30, p. 1024–1033, 2008.

VALERIANO, C. M.; PIMENTEL, M. M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; TROUW, R. A. J. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society, Special Publications**, v. 294, p. 197–210, 2008.

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

WARK, D. A.; SPEAR, F. S. Ti in quartz: cathodoluminescence and thermometry. **Goldschimidt**, 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.

WESTIN, A.; CAMPOS NETO, M. C. Provenance and tectonic setting of the external nappe of the Southern Brasília Orogen. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 220–239, 2013.

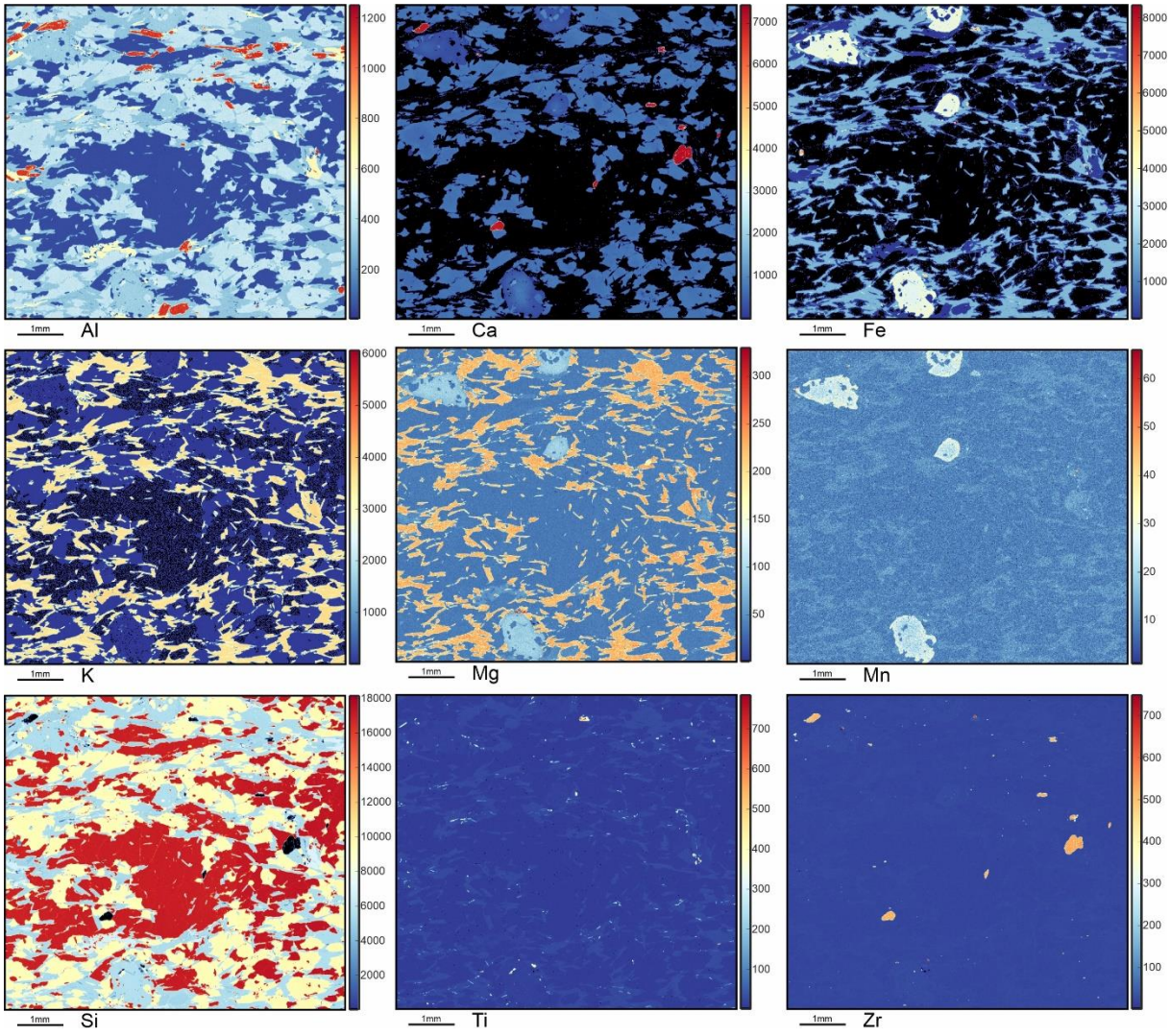
WESTIN, A.; CAMPOS NETO, M. C.; CAWOOD, P. A.; HAWKESWORTH, C. J.; DHUIME, B.; DELAVAULT, H. The Neoproterozoic southern passive margin of the São Francisco craton: Insights on the pre-amalgamation of West Gondwana from U-Pb and Hf-Nd isotopes. **Precambrian Research**, v. 320, p. 454–471, 2019.

WESTIN, A.; CAMPOS NETO, M. C.; HAWKESWORTH, C. J.; CAWOOD, P. A.; DHUIME, B.; DELAVAULT, H. A paleoproterozoic intra-arc basin associated with a juvenile source in the Southern Brasilia Orogen: Application of U–Pb and Hf–Nd isotopic analyses to provenance studies of complex areas. **Precambrian Research**, v. 276, p. 178–198, 2016.

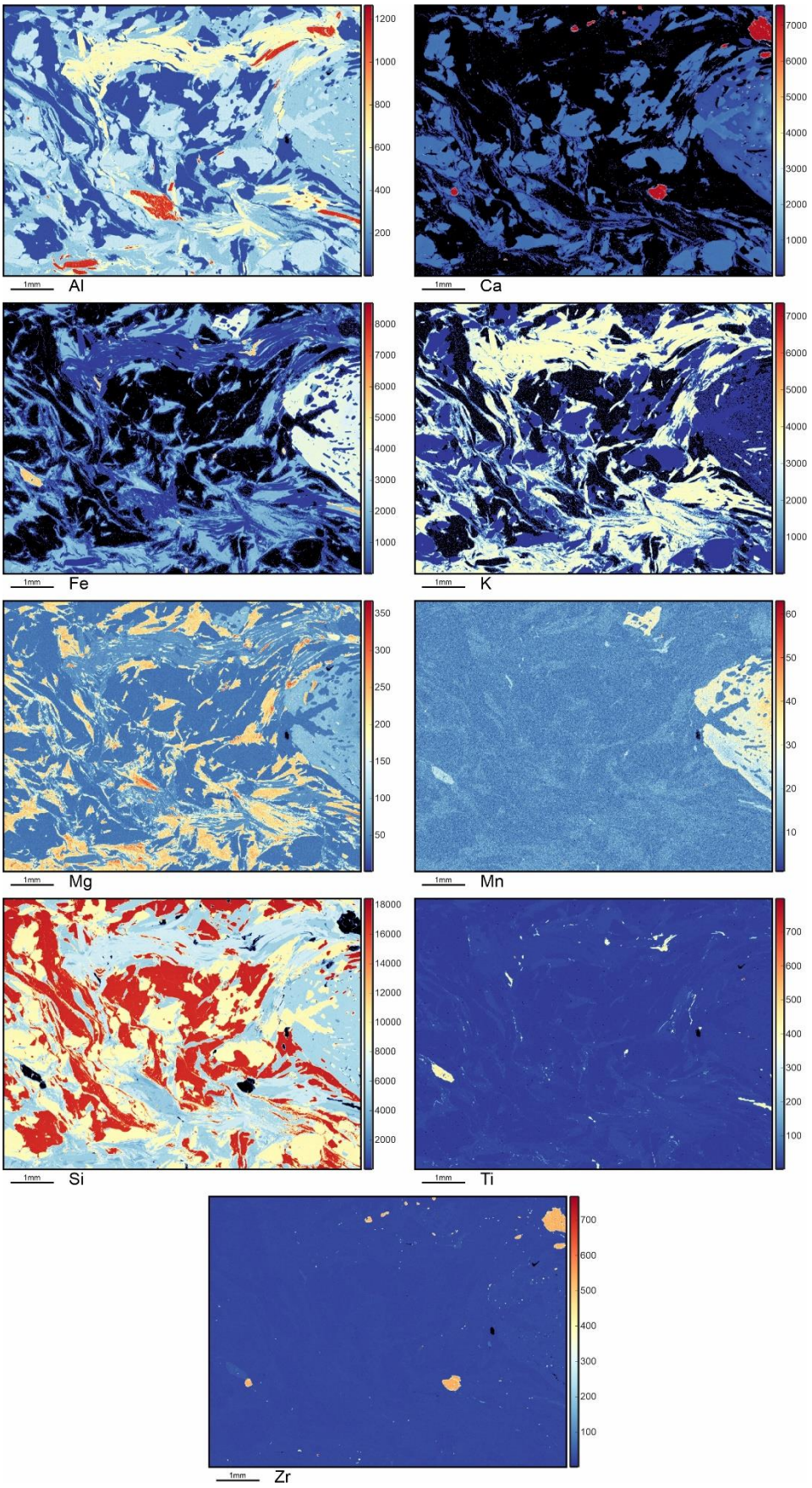
WILSON, C. J. N.; SEWARD, T. M.; ALLAN, A. S. R.; CHARLIER, B. L. A.; BELLO, L. A comment on: 'TitaniQ under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz', by Jay B. Thomas, E. Bruce Watson, Frank S. Spear, Philip T. Shemella, Saroj K. Nayak and Antonio Lanzirotti. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 164, p. 359–368, 2012.

APÊNDICE A – MAPAS DE INTENSIDADE DE ELEMENTOS (EPMA)

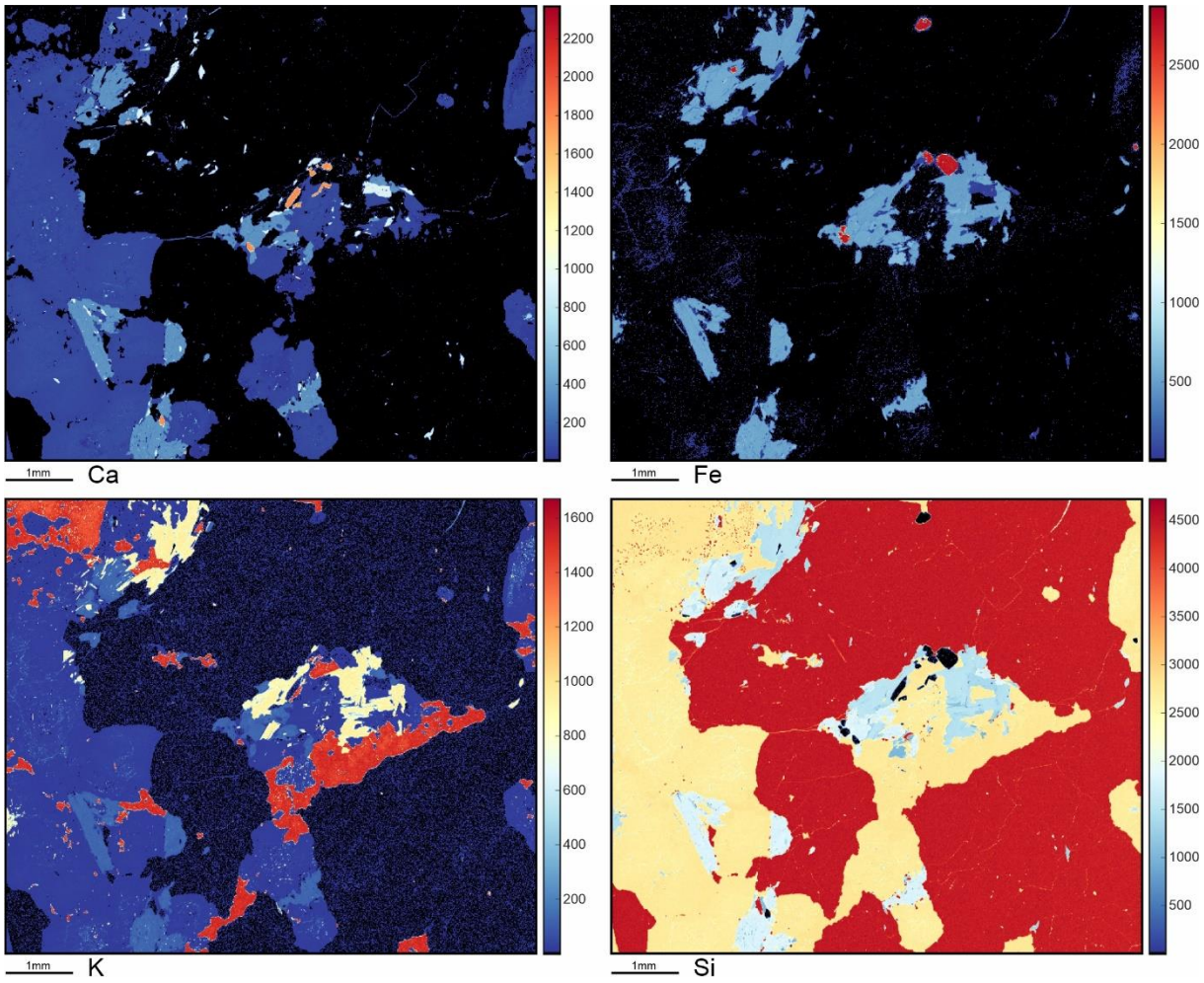
Amostra JV11A



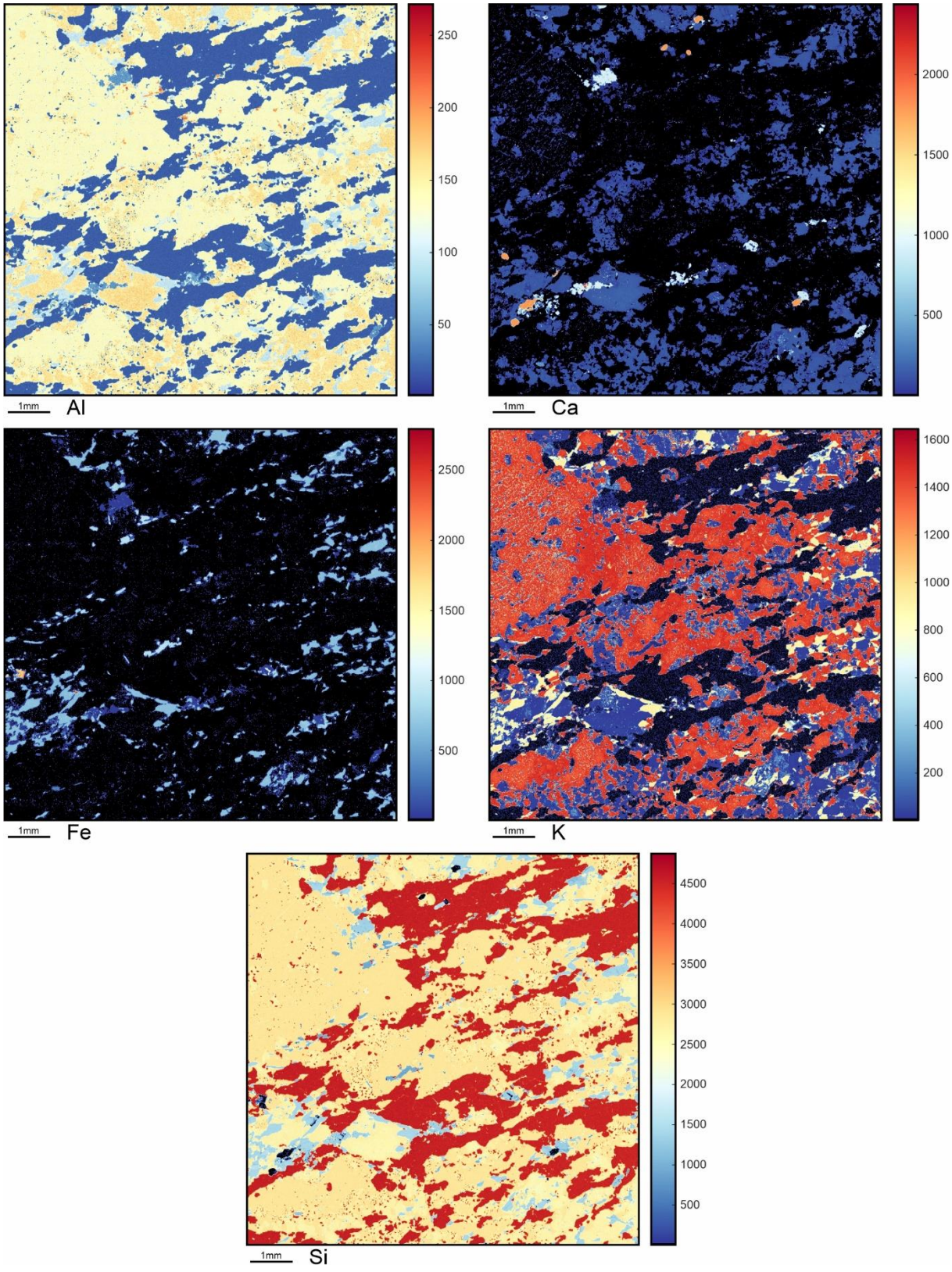
Amostra JV12A



Amostra CP3


2200
2000
1800
1600
1400
1200
1000
800
600
400
200
1mm
Ca
2500
2000
1500
1000
500
1mm
Fe
1600
1400
1200
1000
800
600
400
200
1mm
K
4500
4000
3500
3000
2500
2000
1500
1000
500
1mm
Si

Amostra CP5


250
200
150
100
50
1mm
Al
2000
1500
1000
500
1mm
Ca
2500
2000
1500
1000
500
1mm
Fe
1600
1400
1200
1000
800
600
400
200
1mm
K
4500
4000
3500
3000
2500
2000
1500
1000
500
1mm
Si

APÊNDICE B – ANÁLISES QUANTITATIVAS DE TI NO QUARTZO

LA-ICP-MS

Amostra	Spot	TiO_2 (µg/g)	σ (µg/g)
JV11A	1	8,96	2,93
	2	<10,42	4,20
	3	<7,80	3,52
	4	16,00	4,25
	5	15,70	3,29
	6	<17,78	7,11
	7	10,94	3,32
	8	23,42	3,22
	9	19,61	3,32
	10	12,49	3,62
	11	18,05	3,47
	12	<10,89	4,43
	13	13,03	3,85
	14	<10,02	4,06
	15	10,43	4,35
	16	13,33	3,90
	17	<14,04	5,61
	18	<10,34	4,12
	19	<11,89	4,65
	20	8,09	2,64
JV12A	1	7,80	3,23
	2	8,85	1,88
	3	6,67	2,62
	4	<6,45	2,73
	5	7,66	2,91
	6	15,71	2,36
	7	8,34	2,30
	8	6,42	1,95
	9	16,35	3,27
	10	9,42	3,09
	11	6,41	1,36
	12	119,50	12,34
	13	<2,87	1,22
	14	<4,37	1,89
	15	10,95	2,96
	16	10,88	2,47
	17	8,47	2,20
	18	6,60	2,07
	19	7,11	2,21
	20	6,94	2,96

EPMA

Amostra	Qtz	TiO_2 (%)	Ti (µg/g)
JV11A	1	0,0019	11,39069
	2	0,0026	15,58726
	3	0,0017	10,19167
	4	0,0011	6,59461
	5	0,0026	15,58726
	6	0,0024	14,38824
	7	0,0022	13,18922
	8	0,0012	7,19412
	9	0,0024	14,38824
	10	0,0016	9,59216
	11	0,0039	23,38089
	12	0,0021	12,58971
	13	0,0018	10,79118
	14	0,001	5,9951
	15	0,0011	6,59461
	16	0,0024	14,38824
	17	0,0041	24,57991
	18	0,0023	13,78873
JV12A	1	0,0019	11,39069
	2	0,0029	17,38579
	3	-0,0015	0
	4	0,0022	13,18922
	5	0,0013	7,79363
	6	0,0017	10,19167
	7	0,0016	9,59216
	8	0,0015	8,99265
	9	0,0008	4,79608
	10	0,0027	16,18677
	11	0,0015	8,99265
	12	0,0031	18,58481
	13	0,0049	29,37599
	14	0,0014	8,39314
	15	0,0006	3,59706
	16	0,0026	15,58726
	17	0,0015	8,99265
	18	0,0028	16,78628

Amostra	Qtz	TiO_2 (%)	Ti (µg/g)	Amostra	Qtz	TiO_2 (%)	Ti (µg/g)
CP3	1	0,0023	13,78873	CP5	1	0,0013	7,79363
	2	0,0025	14,98775		2	0,0029	17,38579
	3	0,0025	14,98775		3	0,0029	17,38579
	4	0,0008	4,79608		4	0,0012	7,19412
	5	0,0012	7,19412		5	0,0033	19,78383
	6	0,0077	46,16227		6	0,001	5,9951
	7	0,0014	8,39314		7	0,0008	4,79608
	8	0,0015	8,99265		8	0,0014	8,39314
	9	0,0008	4,79608		9	0,0071	42,56521
	10	0,0017	10,19167		10	0,0012	7,19412
	11	0,0017	10,19167		11	0,0011	6,59461
	12	0,0021	12,58971		12	0,0027	16,18677
	13	0,0019	11,39069		13	0,0309	185,2486
	14	0,0036	21,58236		14	0,0022	13,18922
	15	0,0017	10,19167		15	0,001	5,9951
	16	0,0017	10,19167		16	0,0016	9,59216
	17	0,0012	7,19412		17	0,0018	10,79118
	18	0,0013	7,79363		18	0,0012	7,19412
	19	0,0025	14,98775		19	0,0018	10,79118
	20	0,0017	10,19167		20	0,0018	10,79118
	21	0,002	11,9902		21	0,0012	7,19412
	22	0,0016	9,59216		22	0,0032	19,18432
	23	0,0022	13,18922		24	0,0008	4,79608
	24	0,0033	19,78383		25	0,0021	12,58971
	25	0,0019	11,39069		27	0,001	5,9951
	26	0,0013	7,79363		28	0,0048	28,77648
	27	0,0016	9,59216		32	0,005	29,9755
	28	0,0016	9,59216		33	0,0008	4,79608
	29	0,0035	20,98285		35	0,0007	4,19657
	30	0,0022	13,18922		36	0,0027	16,18677
	31	0,0014	8,39314		37	0,0021	12,58971
	32	0,0023	13,78873		39	0,0014	8,39314
	33	0,0017	10,19167		40	0,0034	20,38334
	34	0,0021	12,58971				
	35	0,002	11,9902				
	36	0,0017	10,19167				
	37	0,0009	5,39559				
	38	0,0012	7,19412				
	39	0,001	5,9951				
	40	0,002	11,9902				