

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

CONDIÇÕES DE METAMORFISMO NA PORÇÃO CENTRO-NORTE DA *NAPPE*
SOCORRO-GUAXUPÉ: APLICAÇÃO DA GEOTERMOMETRIA DE ELEMENTOS
TRAÇO EM PARAGNAISSE DA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DO RIO PARDO-
CACONDE (SP)

João Guilherme Pereira Dias

Rio Claro – SP

2022

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

JOÃO GUILHERME PEREIRA DIAS

CONDIÇÕES DE METAMORFISMO NA PORÇÃO CENTRO-NORTE DA *NAPPE*
SOCORRO-GUAXUPÉ: APLICAÇÃO DA GEOTERMOMETRIA DE ELEMENTOS
TRAÇO EM PARAGNAISSE DA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DO RIO PARDO-
CACONDE (SP)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas do
Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos
requisitos para obtenção do grau de geólogo

Orientador: Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

Co-orientador: Otavio Sant’Anna Gonçalves Silva

Rio Claro – SP

2022

D541c Dias, João Guilherme Pereira
 Condições de metamorfismo na porção centro-norte da nappe
 Socorro-Guaxupé: aplicação da geotermometria de elementos traço em
 paragnaisse da região de São José do Rio Pardo-Caconde (SP) / João
 Guilherme Pereira Dias. -- Rio Claro, 2022
 61 p. : il., tabs., fotos, mapas

 Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade
 Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio
 Claro
 Orientador: George Luiz Luvizotto
 Coorientador: Otavio Sant'Anna Gonçalves Silva

 1. Geologia. 2. Geotermômetros. 3. Retrometamorfismo. I. Título.

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

JOÃO GUILHERME PEREIRA DIAS

CONDIÇÕES DE METAMORFISMO NA PORÇÃO CENTRO-NORTE DA *NAPPE*
SOCORRO-GUAXUPÉ: APLICAÇÃO DA GEOTERMOMETRIA DE ELEMENTOS
TRAÇO EM PARAGNAISSE DA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DO RIO PARDO-
CACONDE (SP)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas do
Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos
requisitos para obtenção do grau de geólogo

Comissão Examinadora

Otávio Sant’Anna Gonçalves Silva (co-orientador)

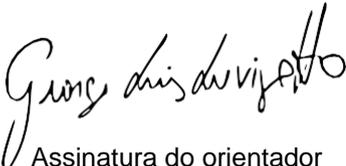
Dra. Regiane Andrade Fumes

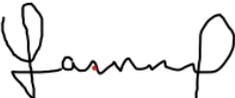
Dr. Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira

Rio Claro, 14 de março de 2022



Assinatura do aluno


Assinatura do orientador


Assinatura do co-orientador

DEDICATÓRIA

À minha mãe Denise de Fátima Pereira Dias.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à minha mãe Denise de Fátima Pereira Dias, à minha irmã Gabriela Pereira Dias e à minha avó Maria Aparecida Pereira por toda motivação, apoio emocional e por terem sido a minha fortaleza durante a graduação. Agradeço também a nossa cachorrinha “Meg” por ter sido uma companheira brincalhona e me alegrar mesmo nos momentos mais difíceis. Amo muito todas vocês!

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. George Luiz Luvizotto e ao meu co-orientador Mestrando Otavio Sant’Anna Gonçalves Silva por todo o esforço, suporte e disponibilidade durante a elaboração desse trabalho. Pelas caronas, críticas, sugestões, e pela amizade que fizemos, fica o meu sincero muito obrigado.

Agradeço as amigadas que eu fiz ao longo desses 6 anos de graduação. Sou muito feliz por ter compartilhado vários momentos e experiências com vocês. Aos integrantes dos grupos “Passeio” e “Troca-troca Campo”: Enrico Marchi (TLG); Gabriel Pompeu; Henrique Monari (Esqui); João Carlos Porcel (Xusp); João Pedro Prado (Menininho); e Renato Francischet (Obama), eu agradeço por terem sido os meus melhores “geoamigos”. Agradeço também ao Gabriel Antunes (Motoba), à Jéssica Ramos, ao João Paulo Rosalin (Dourado), ao João Victor Grella e ao Rodrigo Rocha (Silte), que mesmo não fazendo parte desses seletos grupos, foram grandes “geoamigos” ao longo desses anos.

Agradeço a todos da turma “Cabacitos 2016” por terem vivido comigo as alegrias e angústias que passamos tentando nos tornar geólogos e geólogas.

Agradeço aos moradores, ex-moradores, agregados e agregadas da República Caçamba que compartilharam comigo os últimos meses da graduação: Amanda Molina, Felipe Garcia, Felipe Soldano, Leonardo Bristotti (Léo), Luís de Proença, Millke Morales, Paulo Henrique Raymundo (Prozac), Rafael Ferreira (Pinóquio), Raphael Parra, Uanderson Pateis (Manolo), Victória Blair, Vitória Parra (Vika), Vitor Estima (Vinho) e Saul Riffel. Saibam que vocês trouxeram a felicidade de volta para a minha vida.

Agradeço aos amigos que fiz na quitinete “Zé Pigossi”: Daniel Macedo, Matheus Missio, Nicholas Seiti, Rafael Alves e Rodrigo Arruda (Potter). Obrigado pelos bons momentos que tivemos quando eu não estava estudando sozinho na minha quitinete.

Agradeço aos meus melhores e mais antigos amigos que me acompanham desde os tempos de infância: Lucas Escobar e Marcos Almeida. Ainda que a vida

tenha nos levados para caminhos diferentes, guardo vocês no meu coração. Amo vocês!

Agradeço aos profissionais que me inspiraram e são exemplos para mim: Eduardo Benvenuti (BRKsEDU); LeBron James; e Tom Brady, que me mostraram que trabalho duro e dedicação são a chave do sucesso. Gostaria de agradecer principalmente ao Kobe Bryant (*Rest in Peace*) por continuar me motivando a ser minha melhor versão todos os dias.

Agradeço ao Rafael Vasconcelos (*The MFW*) por refazer a série do jogo *Resident Evil 4* durante a última semana de trabalho. Os poucos minutos de intervalo entre as várias horas de estudo foram reconfortados por uma ótima nostalgia.

Agradeço ao Lucas “Inutilismo” por fazer versões rock de várias músicas de 2019, 2020 e 2021, que tornaram toda a edição e formatação do trabalho muito mais divertida.

Por fim, sou muito grato ao ser humano que inventou a cerveja. Quem quer que você seja, saiba que eu te amo.

“Você precisa buscar ser a melhor versão de você mesmo. E assim todos os dias você vai tentar se tornar melhor. É uma missão constante. É uma missão infinita.”

(Kobe Bryant)

RESUMO

A *Nappe* Socorro-Guaxupé (NSG) é um terreno cristalino alóctone neoproterozoico metamorfoisado sob condições de fácies granulito. A NSG foi formada em um ambiente de arco magmático, que foi estabelecido na borda oriental do paleocráton Parapanema, durante o Neoproterozoico. Esse terreno foi dividido em três unidades: a basal granulítica, cujo principal litotipo é o granulito enderbítico, intercalado por gnaisses gabro-noríticos; a intermediária diatexítica composta por migmatitos metaluminosos, com granitos e ortognaisses anatéticos; e a superior metatexítica constituída por migmatitos pelíticos a semipelíticos. Rochas metamórficas de alto grau (fácies anfíbolito a granulito) compõe os principais litotipos da região de São José do Rio Pardo e Caconde (SP) tais como migmatitos variados, gnaisses paraderivados (pelíticos e cálcio-silicáticos), rochas charnockíticas e metamáficas, como anfíbolito e granulito máfico. Esse trabalho tem como objetivo principal determinar as condições *P-T* do metamorfismo de fácies granulito em paragnaisse pelítico da região de São José do Rio Pardo e Caconde (SP) (região centro-norte da *Nappe* Socorro-Guaxupé). Para tal, foram realizadas descrições macroscópicas e petrográficas, bem como análises químicas quantitativas em Microsonda Eletrônica, a fim de empregar de forma integrada os geotermômetros Zr-no-rutilo e Ti-no-quartzo. Os resultados obtidos para ambos os geotermômetros foram processados e interpretados de forma integrada. As condições metamórficas obtidas estão em torno de 8,5 a 13,5 kbar e 790 a 870°C e são consideradas retrometamórficas devido a várias texturas específicas identificadas durante a descrição petrográfica. Conclui-se que essas condições *P-T* representam um retrometamorfismo que ocorreu na área durante o resfriamento do sistema após o auge metamórfico. Supõe-se que, se as condições retrometamórficas registradas pelo litotipo aqui estudado apresentam temperaturas tão elevadas, então é possível que o conjunto litológico das regiões de São José do Rio Pardo e Caconde tenham atingido condições de ultra-alta temperatura durante o ápice metamórfico, tal como já reconhecido em alguns litotipos do *Nappe* Socorro-Guaxupé.

Palavras-chave: *Nappe* Socorro-Guaxupé, geotermômetros, elementos-traço, paragnaisse, pressão, temperatura, retrometamorfismo.

ABSTRACT

The Socorro-Guaxupé Nappe (SGN) is a Neoproterozoic crystalline terrain, metamorphosed under granulite facies. The SGN was formed in a magmatic arc environment, which was established during the Neoproterozoic, in the eastern section of the Paranapanema paleocraton. This terrain was divided in three units: The basal granulitic, in which the main lithotype is the enderbitic granulite, intercalated with gabbro-noritic gneiss; the diatexitic composed by meta-luminous migmatites, with anatectic granites and orthogneiss; and the upper metatexitic constituted by pelitic and semi-pelitic migmatites. High grade metamorphic rocks (upper amphibolite to granulite facies) composes the main lithotypes of the São José do Rio Pardo and Caconde (SP) region such as migmatites, pelitic and calc-silicate gneiss, charnockitic rocks and metamafic, such as, amphibolites and mafic granulites. The main objective of this work is to determine both the *P-T* conditions from the metamorphism of granulite facies in pelitic paragneisses from the São José do Rio Pardo and Caconde (SP) (central-northern region from the Socorro-Guaxupé Nappe). For such, macroscopic and petrographic descriptions, as well as quantitative chemical analyses with electron probe microanalyzer were conducted in order to use the Zr-in-rutile and Ti-in-quartz geothermometers. The results from both geothermometers were processed and interpreted in an integrated way. The metamorphic conditions obtained are around 8.5 to 13.5 kbar and 790°C to 870°C and are considered retrometamorphic due to several specific textures identified during petrographic description. Therefore, it is concluded that these *P-T* conditions represent a retrometamorphism that occurred in the area during the cooling of the system after the metamorphic peak. It is supposed that, if the retrometamorphic conditions registered by the hereby studied lithotype presents such elevated temperatures, so it is possible that the lithological grouping of the São José do Rio Pardo and Caconde may have reached ultra-High temperatures during the metamorphic peak, as already acknowledge in some lithotypes of the Socorro-Guaxupé Nappe.

Key words: Socorro-Guaxupé Nappe, geothermometer, trace-elements, paragneiss, pressure, temperature, retrometamorphism.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Imagem de satélite da área de estudo (vermelho), das principais vias de acesso (amarelo), da divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais (cinza) e dos principais municípios da região.....	16
Figura 2 - Diagrama P vs. T exemplificando a projeção de isopletras confeccionadas a partir dos geotermômetros Zr no rutilo (linhas tracejadas) e Ti no quartzo (linhas preenchidas).....	19
Figura 3 - Mapa geológico simplificado das principais Províncias Estruturais Brasileiras com destaque para a Província Tocantins e a localização das Faixas Brasília, Paraguai e Araguaia.....	22
Figura 4 - Mapa Tectônico da porção sul do Cráton São Francisco com os orógenos neoproterozoicos adjacentes. O polígono preto compreende a porção sul da Faixa Brasília Meridional.....	24
Figura 5 - Mapa geológico/geotectônico do Orógeno Brasília Sul, incluindo a <i>nappe</i> Socorro-Guaxupé. O polígono em vermelho representa a área de estudo.....	25
Figura 6 - Mapa geológico (1: 50000) das folhas de São José do Rio Pardo e Caconde (Estados de SP e MG).....	28
Figura 7 - Fotografias ilustrando ocorrência de biotita-granada gnaisse com sillimanita (OS 14b).....	33
Figura 8 - Fotomicrografias da amostra OS 14b.....	35
Figura 9 - Mapa de fases minerais da lâmina OS14b.....	37
Figura 10 - Imagens de elétrons retro-espalhados da amostra OS 14b. Nas figuras são identificados os pontos nos 6 primeiros cristais de rutilos analisados na microsonda eletrônica, com suas respectivas concentrações de Zr em ppm.....	38
Figura 11 - Imagens de elétrons retro-espalhados da amostra OS 14b. Nas figuras são identificados os pontos nos 4 últimos cristais de rutilos analisados na microsonda eletrônica, com suas respectivas concentrações de Zr em ppm.....	39
Figura 12 - Gráfico <i>boxplot</i> relativo às concentrações (ppm) de elementos traços nos grãos de rutilo.....	42
Figura 13 - Gráfico <i>boxplot</i> relativo à concentração (ppm) de titânio nos cristais de quartzo.....	44

Figura 14 - Diagrama <i>P-T</i> no qual estão projetados os cruzamentos das isopletras respectivas aos geotermômetros Zr no rutilo e Ti no quartzo relativas às amostras do biotita-granada gnaisse com sillimanita.....	46
Figura 15 - Gráfico comparativo da concentração de Zr (em ppm) dos grãos de rutilo inclusos em cristais de granada (vermelho) e dos grãos de rutilo distribuídos pela matriz (amarelo) da amostra OS14b.....	48
Figura 16 - Mapas de temperatura relativos aos cristais de quartzo.....	50

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Composição modal média (em porcentagem) do biotita-granada gnaïsse com sillimanita.....	34
Tabela 2 - Concentração de elementos traço (ppm), pressão e temperatura em rutilos analisados.....	40
Tabela 3 - Concentração de Si eTi (ppm), bem como valores de pressão e temperatura dos cristais de quartzo analisados.....	43

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
1.1 Objetivos	16
1.2 Localização da área de estudo.....	16
2 MÉTODOS DE TRABALHO	18
2.1 Revisão bibliográfica, cartográfica e levantamento de dados pré-existentes	18
2.2 Trabalhos de campo.....	18
2.3 Descrição das amostras	18
2.4 Química mineral	19
2.5 Processamento de dados.....	19
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	22
3.1 Província Estrutural Tocantins.....	22
3.2 Faixa Brasília.....	22
3.3 Faixa Brasília Meridional	23
3.4 <i>Nappe</i> Socorro-Guaxupé.....	25
4 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	29
5. RESULTADOS	33
5.1 Descrição das amostras	33
5.2 Química Mineral	40
5.2.1 Elementos traço em rutilo.....	40
5.2.2 Elemento traço em quartzo	43
5.3 Geotermometria de elementos traço: Zr-no-rutilo e Ti-no-quartzo	45
6 DISCUSSÃO	48
7 CONCLUSÃO.....	54
REFERÊNCIAS.....	55

1 INTRODUÇÃO

O metamorfismo de alto grau (fácies granulito) compreende condições de temperatura de 820-850°C (PATTISON *et al.* 2003) até 1100°C para rochas basálticas e quartzo-feldspáticas (RINGWOOD, 1975).

A paragénese mineral da fácies granulito muda em função das condições bárias e pode ser dividida (de maneira simplificada) em três grupos: pressão baixa (abaixo de 8 kbar) em que olivina e plagioclásio estão estáveis, pressão intermediária (8 até 10 kbar) na qual ortopiroxênio e plagioclásio estão estáveis, e de pressão alta (10 a 13 kbar) com diopsídio + granada + quartzo + plagioclásio (PATTISON *et al.* 2003; RINGWOOD, 1975).

Existe uma variedade de litotipos formados em terrenos granulíticos, contudo há uma predominância de ortognaisse e paragnaisse, máficos e félsicos, derivados de rochas quartzíticas, pelíticas e calciossilicáticas (HARLEY, 1989).

As rochas submetidas a condições de fácies granulito ocorrem com mais frequência em crátons extensos, expostas como porções e fragmentos em cinturões orogênicos recentes e como xenólitos assimilados por magmas básicos e kimberlíticos (HARLEY, 1989). Riftes continentais e *hot spots* também geram litotipos sob condições de metamorfismo granulíticas (BOHLEN, 1991).

A importância de estudos sobre terrenos submetidos a condições de metamorfismo regional de fácies granulito está no fato que essas rochas ocorrem com frequência em extensos orógenos continentais (centenas a milhares de quilômetros quadrados) (HANSEN; NEWTON; JANARDHAM, 1984), ou seja, o estudo desses litotipos implica no entendimento dos processos geodinâmicos envolvidos na gênese dessas cadeias montanhosas. Além disso, a determinação de trajetórias metamórficas pressão-temperatura-tempo (P-T-t) fornece subsídio para interpretações a respeito dos ambientes tectônicos em que essas rochas de alto grau formaram-se (BOHLEN, 1991). Dessa forma, é possível investigar quais processos geotectônicos foram atuantes em determinados terrenos.

A incorporação do zircônio no rutilo depende da temperatura e, minoritariamente, da pressão no instante de cristalização do mineral na rocha. Assim, a incorporação de Zr no rutilo, é utilizada como geotermômetro (TOMKINS; POWELL; ELLIS, 2007; ZACK; MORAES; KRONZ, 2004). Destaca-se que o geotermômetro Zr no rutilo é uma excelente ferramenta para determinar picos de temperatura em rochas

de fácies granulito (HORTON *et al.* 2016), devido a sua estabilidade quando submetido a temperaturas altas (KOOIJMAN *et al.* 2012).

O titânio no quartzo também é considerado um geotermômetro, pois a incorporação de Ti no quartzo é dependente da temperatura e da pressão. Mapas de catodoluminescência permitem ilustrar a disposição do Ti em cristais de quartzo e averiguar relações texturais com outros minerais (FUMES *et al.*, 2021; KENDRICK; INDARES, 2018). O processamento em conjunto do mapa de emissão de catodoluminescência (CL) mais os pontos quantitativos, com a utilização de filtro azul, produz mapas quantitativos e mapas de temperatura que possibilitam determinar a temperatura de cristalização do mineral no litotipo, tal como foi realizado por Fumes *et al.* (2021).

A área de estudo está localizada no domínio tectônico designado *Nappe Socorro-Guaxupé* (NSG) (CAMPOS NETO *et al.* 1984), que corresponde a um terreno cristalino alóctone neoproterozoico que expõe uma seção da crosta inferior parcialmente fundida e metamorfisada sob condições de fácies granulito (CAMPOS NETO; CABY, 2000).

Estão inseridas neste contexto as rochas metamórficas de alto grau da porção nordeste do estado de São Paulo, as quais compõem o arcabouço geológico da região de São José do Rio Pardo e Caconde (SP), área de estudo do presente trabalho. Os litotipos mais comuns na região são migmatitos diversos, leucognaisse, granulito máfico, anfibolito, gnaiss granítico e paragnaisses pelíticos e calciossilicáticos. (OLIVEIRA; ALVES, 1974).

As paragêneses minerais constituídas por ortopiroxênio e clinopiroxênio em granulito máfico (OLIVEIRA, ALVES; KIHARA, 1993; OLIVEIRA; HYPOLITO, 1978) somadas a ocorrência de rocha calciossilicática com wollastonita, escapolita e clinopiroxênio (OLIVEIRA; ALVES, 1976; OLIVEIRA; HYPOLITO, 1973) e paragnaisse pelítico/semi-pelítico com granada, cordierita, feldspato potássico e sillimanita (FREITAS, 2006; OLIVEIRA, ALVES, 1974; OLIVEIRA, RUBERTI, 1979) nesse contexto indicam que grande parte do conjunto litológico de São José do Rio Pardo e Caconde foi formado sob condições metamórficas de fácies granulito.

1.1 Objetivos

Esse trabalho tem como objetivo principal determinar as condições P - T do metamorfismo de fácies granulito das rochas da região de São José do Rio Pardo e Caconde (SP) (região centro-norte da *Nappe* Socorro-Guaxupé).

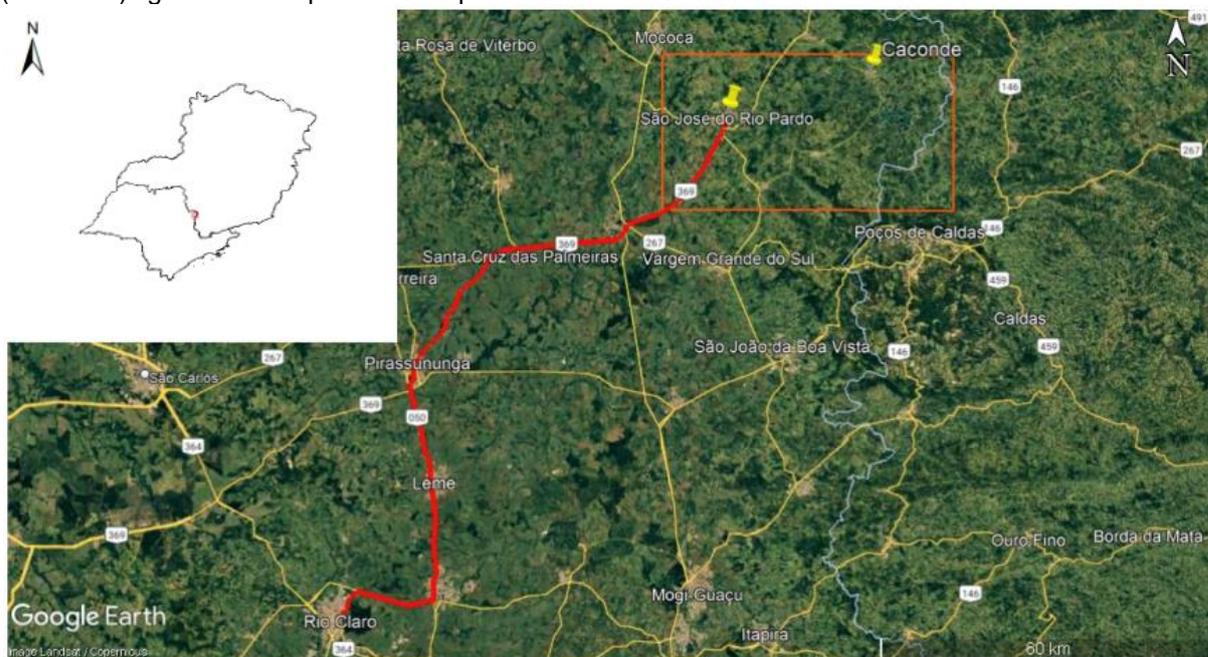
É nesse contexto que se inclui o presente trabalho, que visa investigar o metamorfismo das rochas da região por meio da aplicação de geotermobarômetros que levam em consideração a incorporação de elementos traço em minerais, isto é, o Zr no rutilo (TOMKINS; POWELL; ELLIS, 2007; ZACK; MORAES; KRONZ, 2004) e o Ti no quartzo (THOMAS *et al.* 2010; WARK; WATSON, 2006).

1.2 Localização da área de estudo

O presente trabalho foca seus estudos em rocha paraderivada da região de São José do Rio Pardo e de Caconde no Estado de São Paulo (Figura 1).

A rota, com as principais vias de acesso, ligando o município de Rio Claro à São José do Rio Pardo é apresentada na Figura 1. Saindo de Rio Claro deve-se acessar a rodovia SP 191 a Leste em direção ao município de Araras. Após isso, é preciso seguir em direção a Pirassununga (SP) ao Norte pela rodovia BR 050. Depois de passar por esse município, é necessário seguir a Nordeste e acessar a rodovia BR 369 e rumar a Santa Cruz das Palmeiras. Mantendo-se na mesma rodovia deve-se seguir a leste em direção ao município de Casa Branca, passar por Itobi e, por fim, ir a nordeste até chegar a São José do Rio Pardo.

Figura 1: Imagem de satélite da área de estudo (vermelho), das principais vias de acesso (amarelo), da divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais (cinza) e dos principais municípios da região. Destacam-se os municípios de São José do Rio Pardo e de Caconde (SP) inseridos na área e a rota (vermelho) ligando o Campus da Unesp de Rio Claro à São José do Rio Pardo.



Fonte: Retirado do *Google Earth* em 23 de outubro de 2021.

2 MÉTODOS DE TRABALHO

O presente trabalho se insere no âmbito do projeto de mestrado do Geólogo Otavio Sant'Anna Gonçalves Silva, orientado pelo Prof. Dr. George Luiz Luvizotto, intitulado “Caracterização metamórfica e geocronologia de gnaisses e granulito de alta temperatura nas regiões de Caconde e São José do Rio Pardo (SP), *Nappe* Socorro-Guaxupé (SE, Brasil)”. Portanto, parte das etapas foram realizadas pelo mestrando e pelo orientador do trabalho. Os métodos aplicados no presente trabalho são apresentados a seguir.

2.1 Revisão bibliográfica, cartográfica e levantamento de dados pré-existentes

Durante essa etapa foi efetuado o levantamento bibliográfico de trabalhos científicos e mapas que abordam os principais aspectos geológicos da área de estudo, tais como o arcabouço litológico, quadros metamórficos e estruturas locais. Os materiais consultados foram artigos científicos, teses e dissertações.

Foram levantados também materiais cartográficos, rochas e lâminas petrográficas referentes ao acervo pessoal do Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira, do Departamento de Geologia da Unesp.

2.2 Trabalhos de campo

Foram empreendidas duas campanhas de campo, realizadas no âmbito do projeto de mestrado do co-orientador, Otavio Sant'Anna Gonçalves Silva. Nestas campanhas, houve coletas de amostras representativas de charnockito, paragneisses (granada gnaiss e rochas calcossilicáticas), gnaiss/migmatito granítico e anfibolito nas regiões de São José do Rio Pardo e Caconde (SP).

2.3 Descrição das amostras

Com base no levantamento de amostras pré-existentes, bem como novas amostras coletadas em trabalho de campo, duas amostras foram selecionadas para confecção de duas lâminas polidas. As descrições petrográficas, realizadas com uso de microscópios óticos de luz transmitida e com um microscópio eletrônico de

varredura (MEV), tiveram o intuito identificar as reações que originaram a paragênese atual, os principais minerais índices do metamorfismo e as texturas indicativas de processos metamórficos. Além disso, realizou-se a descrição macroscópica de uma amostra representativa (utilizada na microscopia) com o auxílio de lupa e escala para evidenciar as principais estruturas e texturas, bem como a mineralogia visível.

2.4 Química mineral

As lâminas delgadas selecionadas passaram por um processo de metalização com carbono, e depois foram analisadas na Microsonda Eletrônica (EPMA) da marca JEOL, modelo JXA-8230 *superprobe*, do Departamento de Geologia (IGCE/UNESP). Com este equipamento foram analisados os principais elementos traço em cristais de rutilo e de quartzo. As condições para análise de rutilo seguiram o procedimento descrito por Luvizotto *et al.* (2009), onde utilizou-se 20 kV de aceleração e corrente de 80 nA. Os elementos analisados e seus respectivos limites de detecção (em ppm) são: Si (33), Al (23), Cr (62), V (58), Sb (104), Sn (96), W (136), Ta (79), Hf (140), Fe (61), Zr (55), Nb (64). Para as análises de Ti no quartzo as condições foram 15 kV e 200 nA, e, além disso, três espectrômetros PET foram dedicados para a análise de Ti. O tempo de contagem no pico foi distribuído em medidas do *background* inferior e superior.

Para a aquisição dos mapas composicionais, foi utilizado um feixe de elétrons com diâmetro de 5.0 a 9.0 μm , sob condições de aceleração de 15 kV, corrente de 100 nA, tempo de permanência (*dwell time*) de 90 ms e tamanho do pixel (*step size*) de 7.0 a 9.0 μm .

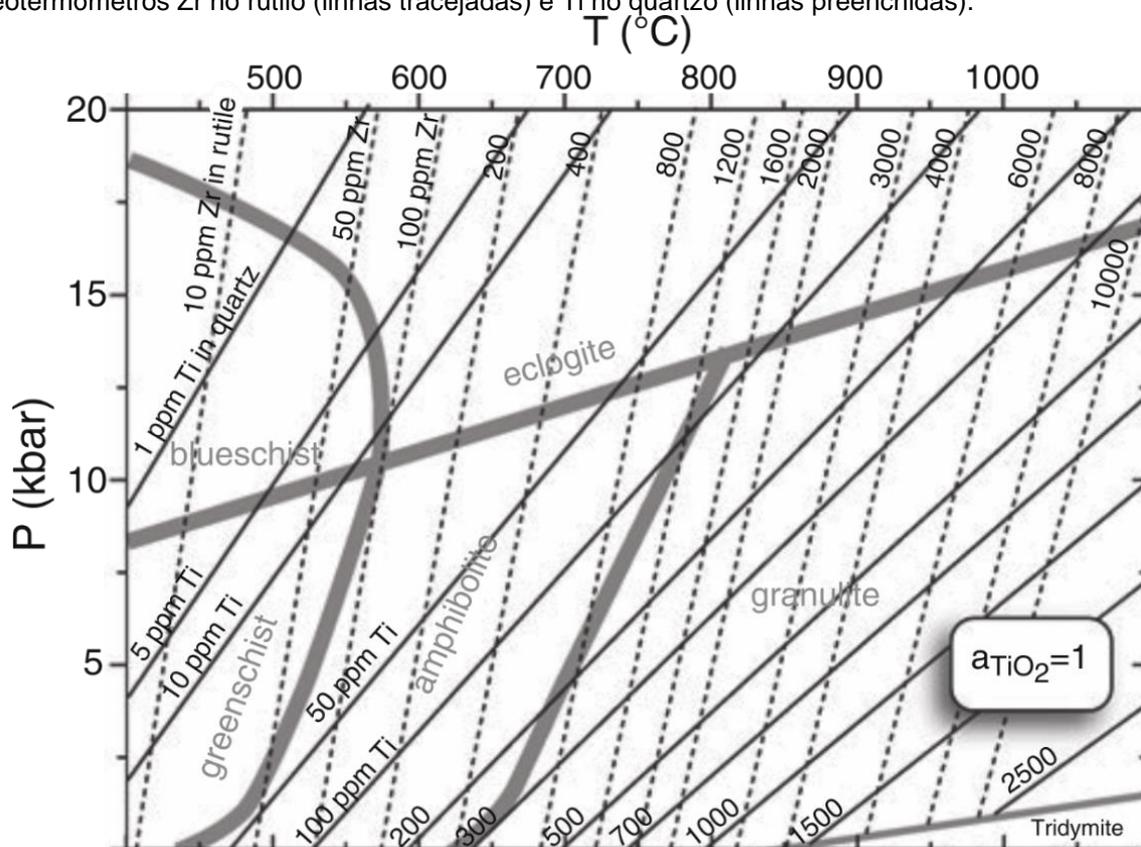
Os elementos traço em rutilo e quartzo foram analisados e os resultados obtidos serviram para a aplicação dos geotermômetros Zr no rutilo (TOMKINS; POWELL; ELLIS, 2007; ZACK; MORAES; KRONZ, 2004) e Ti no quartzo (THOMAS *et al.*, 2010; WARK; WATSON, 2006). As condições de análises seguiram as recomendações apresentadas nos respectivos artigos.

2.5 Processamento de dados

Os resultados obtidos para os geotermômetros Zr no rutilo (TOMKINS; POWELL; ELLIS, 2007; ZACK; MORAES; KRONZ, 2004) e Ti no quartzo (THOMAS

et al., 2010; WARK; WATSON, 2006) foram processados e interpretados de forma integrada mediante a utilização do *software Microsoft Office Excel*. As curvas (isopletas) que representam a variação das concentrações dos referidos elementos nos minerais em questão, foram projetadas em um espaço *P-T* (Figura 2), onde o cruzamento dessas curvas representa a condição de metamorfismo das rochas estudadas. O diagrama também foi elaborado com o auxílio do *software Microsoft Office Excel*.

Figura 2: Diagrama *P* vs. *T* exemplificando a projeção de isopletas confeccionadas a partir dos geotermômetros Zr no rutilo (linhas tracejadas) e Ti no quartzo (linhas preenchidas).



Fonte: Extraído de Thomas et al. (2010).

Com os dados obtidos na Microsonda Eletrônica (EPMA) gráficos do tipo *boxplot* e mapas de temperatura foram elaborados. Por meio da utilização do *software Microsoft Office Excel* esses dados passaram por tratamento, e assim foram produzidas planilhas de dados relativas aos geotermômetros Zr no rutilo (TOMKINS; POWELL; ELLIS, 2007; ZACK; MORAES; KRONZ, 2004) e Ti no quartzo (THOMAS et al., 2010; WARK; WATSON, 2006). A inserção dessas planilhas no site *Plotly - Chart Studio* e no *software Qtiplot* possibilitou a criação e edição de dois gráficos tipo *boxplot*. Além disso, o processamento dos dados de Ti no quartzo, juntamente com

os mapas de emissão de CL, no *software XMapTools* (LANARI *et al.*, 2014, 2019) viabilizou a elaboração de mapas de temperatura referentes a esse elemento traço, bem como a confecção de um mapa de fases minerais da lâmina delgada OS 14b, elaborados para o projeto de mestrado do co-orientador desta monografia.

Os mapas de temperatura foram elaborados com base nos mapas de catodoluminescência (CL), utilizando filtro azul. Esses mapas de CL foram produzidos com a utilização da microsonda eletrônica, com o objetivo de mapear a disposição de Ti em cristais de quartzo (emissão de luminescência no espectro da cor azul é proporcional a incorporação de Ti no quartzo). Para a aquisição desse mapa, foi utilizado um filtro azul ligado a microsonda eletrônica, visto que esse filtro permite concatenar domínios de maior luminescência com as maiores concentrações de Ti nos cristais de quartzo, como foi realizado nos trabalhos de Kendrick e Indares (2018) e Spear e Wark (2009). O mesmo método empregado para os demais mapas composicionais auxiliou na conversão das intensidades de CL em concentração, por intermédio da padronização com análises pontuais de Ti em quartzo no *software XMapTools*, conforme foi apresentado no estudo de Fumes *et al.* (2021).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 Província Estrutural Tocantins

Segundo Almeida *et al.* (1977, 1981) o Sistema Orogênico Tocantins ou a Província Estrutural Tocantins constitui um sistema de orógenos formados durante o ciclo Brasileiro. Localizado na porção central do Brasil, essa Província foi originada durante estágios colisionais sucessivos relacionados a amalgamação do Gondwana Ocidental (VALERIANO *et al.* 2004), mais precisamente pela colisão de três crátons: o Amazonas a oeste, o São Francisco a leste e o Parapanema a sudoeste (encoberto pela Bacia do Paraná) (ALMEIDA *et al.* 1977).

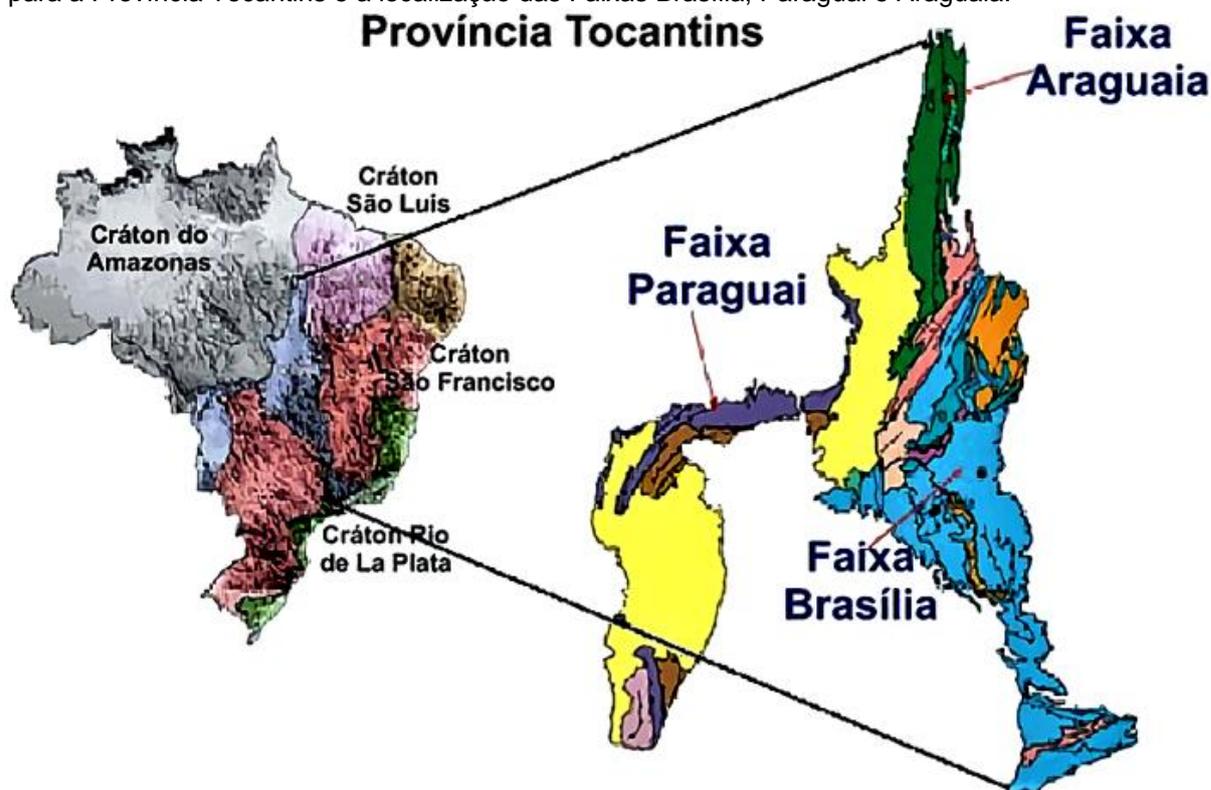
Fuck *et al.* (1993) e Fuck (1994) dividiram essa província em cinco unidades geotectônicas: Faixa Brasília, Faixa Paraguai-Araguaia, Maciço de Goiás, Arco Magmático do Oeste de Goiás e Zona Cratônica.

3.2 Faixa Brasília

A Faixa Brasília é um agrupamento de terrenos e escamas de empurrão, em escala crustal, que convergiram para Leste em direção ao Cráton São Francisco (FUCK, 1994; DARDENNE, 2000; VALERIANO, *et al.*, 2008). Sua gênese é resultado da subducção da litosfera oceânica da paleoplaca São Francisco em direção ao Oeste (relativo as coordenadas vigentes) seguida pela acreção de terrenos exóticos na margem passiva do paleocontinente São Francisco (VALERIANO, 2017).

Esse orógeno localiza-se na porção sudeste da Província Tocantins e é limitada pela Bacia Sedimentar do Paraná a sudoeste, pelo Cráton São Francisco a nordeste e pela Província Mantiqueira ao sul (Figura 3).

Figura 3: Mapa geológico simplificado das principais Províncias Estruturais Brasileiras com destaque para a Província Tocantins e a localização das Faixas Brasília, Paraguai e Araguaia.



Fonte: Extraído de Bizzi *et al.* (2003).

A compartimentação tectônica da Faixa Brasília é definida por duas orientações diferentes e, não obstante, por dois estilos deformacionais distintos: a Faixa Brasília Setentrional com *trend* estrutural NE, e a Faixa Brasília Meridional (onde localiza-se a área de estudo) com *trend* estrutural NW (VALERIANO *et al.* 2004, 2008). Segundo os mesmos autores, além dessas duas porções existem ainda dois terrenos acrescionários que convergiram contra a margem passiva do paleocontinente São Francisco: o Maciço Goiano e o Arco Magmático de Goiás. Valeriano *et al.* (2004, 2008) complementam que a geometria dessa faixa de dobramentos apresenta uma clara concavidade direcionada para o leste, devido a uma saliência relativa à configuração original da margem do São Francisco.

3.3 Faixa Brasília Meridional

Valeriano (2017) define a Faixa Brasília Meridional (FBM) como um cinturão orogênico constituído, principalmente, por rochas metassedimentares que se prolonga por 800 km ao longo da margem sudoeste do Cráton São Francisco (Figura 4). Segundo Campos Neto *et al.* (2004) a FBM é resultante de uma colisão entre a

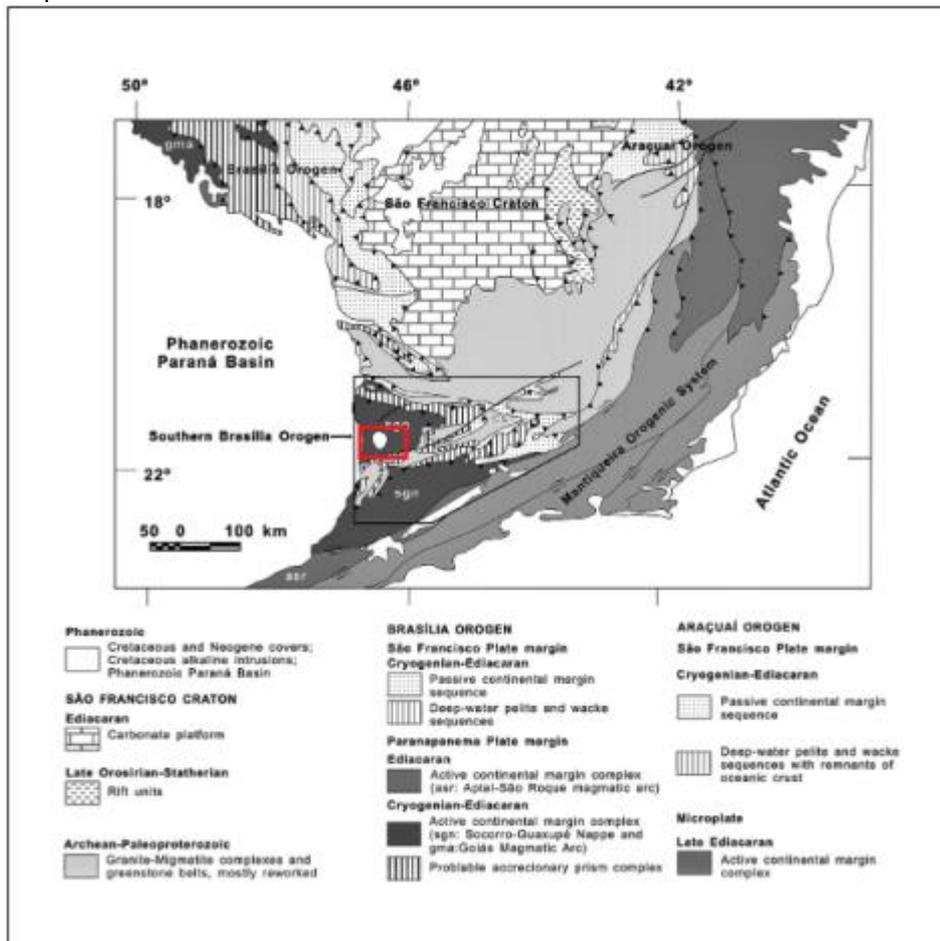
margem passiva do paleocontinente São Francisco que veio do leste, com a margem ativa do paleocontinente Paranapanema (MANTOVANI; BRITO NEVES, 2005), do lado oeste dessa sutura.

De acordo com Valeriano (2017), a estruturação da FBM corresponde a um cinturão de cavalgamento dobrado, constituído por rochas metassedimentares neoproterozoicas, intercaladas a lascas destacadas do embasamento e sobrepostas por um sistema sub-horizontal de *nappes* metamorfisadas em fácies xisto verde alto até granulito.

O zoneamento tectônico que abrange a Faixa Brasília Meridional e a borda oeste do Cráton São Francisco é segmentada em cinco domínios: a zona cratônica; a zona externa; a zona interna; o arco magmático do oeste de Goiás; e o microcontinente do centro de Goiás (FUCK, 1994). Segundo os mesmos autores a zona cratônica é constituída por exposições restritas do embasamento e extensas coberturas fanerozoicas e pré-cambrianas, essas caracterizadas pelos grupos Paranoá e Bambuí; a zona externa é composta por unidades metassedimentares dos grupos Canastra e Paranoá e das formações Vazante e Ibiá, e também por porções do embasamento estruturadas em um cinturão de dobras e empurrões de antepaís; a zona interna consiste em unidades alóctones de micaxistos e rochas associadas, pertencentes ao Grupo Araxá, bem como a *Nappe* Socorro-Guaxupé (onde localiza-se a área de estudo) e o sistema de *nappes* de Andrelândia, além de porções do embasamento expostas entre as faixas de xistos; o arco magmático do oeste de Goiás é constituído por terrenos ortognáissicos e sequências vulcano-sedimentares neoproterozoicas; e o microcontinente do centro de Goiás que abrange os terrenos granito-*greenstone* arqueanos.

O grau metamórfico na FBM cresce de Leste a Oeste, dos litotipos mais novos na zona cratônica (580-600 Ma) (VALERIANO *et al.* 2000) até os mais velhos do sistema de *nappes* (650-630 Ma) (VALERIANO, 2017). Na zona cratônica, a cobertura neoproterozoica é praticamente indeformada e não metamorfisada, enquanto no cinturão de cavalgamento dobrado (onde está inserida a área de estudo) as unidades metassedimentares apresentam condições de metamorfismo da fácies xisto verde e até granulito (VALERIANO, 2017).

Figura 4: Mapa Tectônico da porção sul do Cráton São Francisco com os orógenos neoproterozoicos adjacentes. O polígono preto compreende a porção sul da Faixa Brasília Meridional. O polígono vermelho compreende a área de estudo.

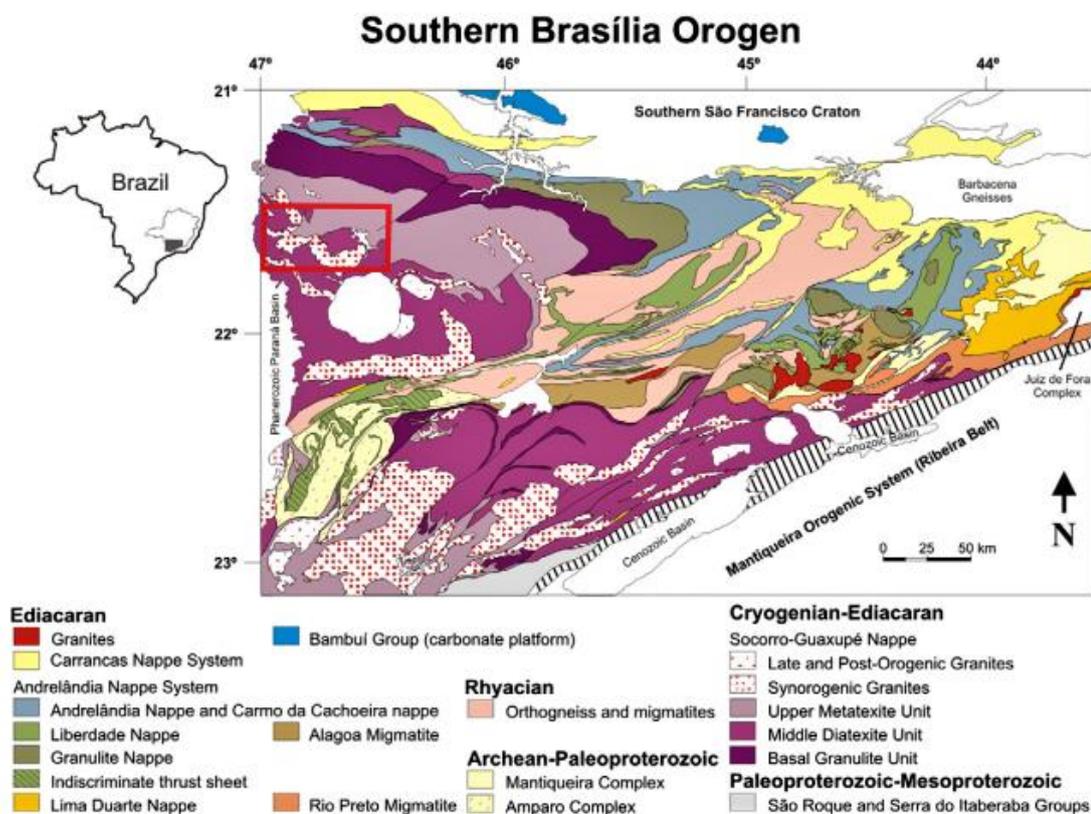


Fonte: Extraído de Campos Neto *et al.* (2011).

3.4 Nappe Socorro-Guaxupé

A *Nappe Socorro-Guaxupé* (NSG) (Figura 5) é um terreno cristalino alóctone neoproterozoico, que expõe uma seção da crosta inferior parcialmente fundida e metamorfisada sob condições de fácies granulito (CAMPOS NETO; CABY, 2000).

Figura 5: Mapa geológico/geotectônico do Orógeno Brasília Sul, incluindo a *nappe* Socorro-Guaxupé. O polígono em vermelho representa a área de estudo.



Fonte: Extraído de Rocha *et al.* (2017).

A NSG foi formada em um ambiente de arco magmático, que se estabeleceu durante o Neoproterozoico, na borda oriental da paleoplaca continental Parapanema (CAMPOS NETO, 1991; CAMPOS NETO; CABY, 2000).

Esse terreno foi dividido em três unidades por Campos Neto e Caby (2000): a basal granulítica, cujo principal litotipo é o granulito enderbítico, intercalado por gnaisses gabro-noríticos, com 3 km de espessura; a intermediária diatexítica composta por migmatitos metaluminosos, com granitos e gnaisses anatéticos, e 6 km de espessura; e a superior metatexítica constituída por migmatitos pelíticos a semipelíticos.

Tedeschi *et al.* (2018) sugerem que o primeiro estágio da evolução da *Nappe* Guaxupé foi o magmatismo de arco há 790 Ma com intrusão de magma intermediário a ácido, principalmente derivado da crosta inferior com assinatura juvenil (Bloco Parapanema). Entre 690 e 640 Ma, o magmatismo associado a este arco magmático passou para intermediário a máfico concomitante ao início do metamorfismo (680-670 Ma), o qual está relacionado a esse magmatismo. (TEDESCHI *et al.*, 2018).

Tedeschi *et al.* (2018) propõem que os litotipos da *Nappe* Guaxupé registram uma idade para o metamorfismo de 670-650 Ma. Contudo essa interpretação diverge da de Rocha *et al.* (2017, 2018) os quais afirmam que essas rochas foram metamorfisadas entre 625 e 600 Ma. Essa discordância vem do fato que Tedeschi *et al.* (2018) defenderem que a *Nappe* registra um evento metamórfico de ultra alta temperatura ($998 \pm 23^\circ\text{C}$) ocorrido durante o estágio de arco magmático pré-orogênese, no entanto Rocha *et al.* (2017, 2018) argumentam que esse metamorfismo ocorreu no estágio orogênico.

Segundo Tedeschi (2018) três eventos principais ocorreram na *Nappe* Guaxupé e foram assinalados pela datação (U-Pb) em zircão: (i) 670-650 Ma, (ii) 640-630 Ma e (iii) 615-600 Ma. O primeiro ocorreu durante uma subducção responsável pelo magmatismo de arco, que somado a intrusão de magmas máficos e ao espessamento crustal geraram condições metamórficas de ultra-alta temperatura (TEDESCHI *et al.*, 2018), e os outros dois ocorreram em uma colisão seguida de descompressão, respectivamente.

Rocha *et al.* (2017) utilizaram o método de petrocronologia com monazita e obtiveram que os estágios iniciais da descompressão ocorreram antes do pico metamórfico há 628 ± 4 Ma, e que foram seguidos pela migmatização, com auge térmico em $1027 \pm 108^\circ\text{C}$ e $11,7 \pm 1,4$ kbar (ROCHA *et al.*, 2017). A partir desses dados Rocha *et al.* (2017) interpretaram uma trajetória metamórfica horária na qual após o pico bórico começa a descompressão, que é seguida pelo início da migmatização durante o pico metamórfico (térmico) que perdura até o resfriamento do sistema, resultando em um retrometamorfismo responsável pela cristalização do fundido.

Motta *et. al* (2021) obtiveram que as condições do pico metamórfico compreendem de 900 a 1050°C e de 9 a 12 kbar, ou seja, dentro do intervalo proposto por Rocha *et. al* (2017). Motta *et. al* (2021) também consideram a trajetória metamórfica como horária e sugerem que a crosta inferior foi aquecida em condições de alto grau metamórfico (fácies granulito) por pelo menos 30 Ma (625 a 595 Ma) e que a cristalização do fundido durou 20 Ma, de 615 a 595 Ma.

Campos Neto *et. al* (2004), Rocha (2016) e Motta *et. al* (2021) defendem que o pico metamórfico alcançou condições de ultra-alta temperatura há 625 ± 5 Ma. Campos Neto *et. al* (2004) justifica essas condições devido às isotermas adelgadas

que foram controladas pela proximidade do manto superior, o que gerou um gradiente termal intenso, similar à ambientes de margem ativa com o manto astenosférico raso.

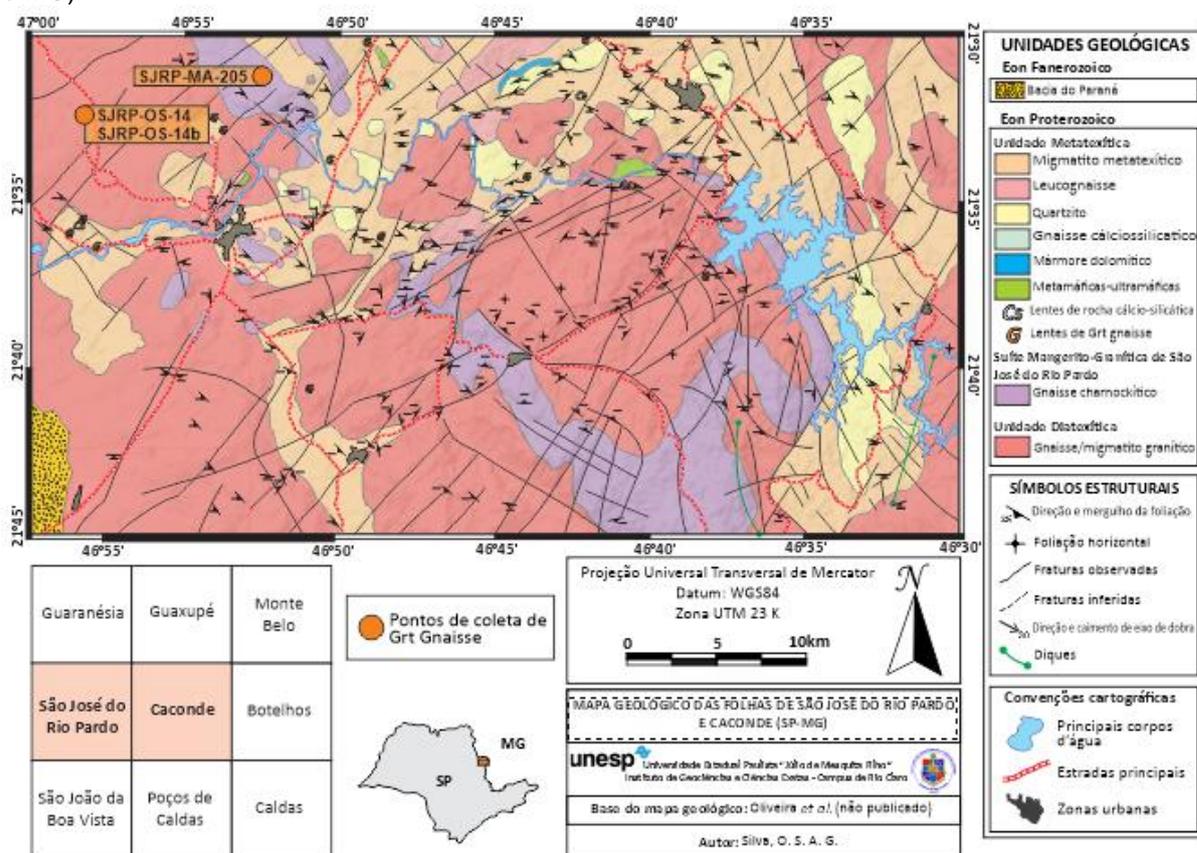
As rochas da Unidade Granulítica Basal da NSG apresentam condições de auge metamórfico por volta de 900°C e 12 kbar com reequilíbrio a 770°C e 10 kbar, por meio da anatexia de leucognaisse (ROCHA *et al.*, 2018). Nas rochas da Unidade Diatexítica, o pico metamórfico foi alcançado entre 750°C e 950°C com pressão menor que 10 kbar (MARTINS; VLACH; JANASI, 2009) e, por fim, os dados geotermobarométricos para os litotipos da Unidade Metatexítica Superior indicam condições de ultra-alta temperatura ($1030 \pm 110^\circ\text{C}$) com pressão de $11,7 \pm 1,4$ kbar, reequilibrada posteriormente a $865 \pm 38^\circ\text{C}$ e $8,9 \pm 0,8$ kbar durante o resfriamento (ROCHA, 2016).

Motta (2018) atribui o aquecimento da Nappe Socorro-Guaxupé, bloco setentrional da *nappe* Socorro-Guaxupé, à geração de um grande volume de material fundido com a concentração de U, Th e K que, por decaimento radioativo, geraram calor. Outro motivo foi a presença de fonte externa mantélica caracterizada pelo enriquecimento em Sr e Hf radiogênico nas Suítes Paraguaçu e Divinolândia.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

Rochas metamórficas pré-cambrianas de alto grau compõem os principais litotipos da região de São José do Rio Pardo e Caconde (SP) (Figura 6). Os mais comuns são os migmatitos, sendo eles divididos em três grupos: o mais abundante é o migmatito granítico (Unidade diatexítica), que ocorre principalmente na porção Sul da área (caracterizado pela predominância do neossoma e pela riqueza de microclínio); o migmatito anfibolítico granulítico (Unidade metatexítica), próximo ao município de Caconde, é acinzentado, bandado e frequentemente dobrado; e o migmatito quartzítico (Unidade Metatexítica), rico em quartzo e com intercalações quartzíticas (OLIVEIRA; ALVES, 1974).

Figura 6: Mapa geológico (1: 50000) das folhas de São José do Rio Pardo e Caconde (Estados de SP e MG).



Fonte: Redesenhado de Oliveira *et al.* (não-publicado).

De acordo com Oliveira e Alves (1974), além de migmatitos, há ainda uma variedade de rochas ortoderivadas, como metamáficas (granulito máfico e anfibolito) e rochas da série dos charnockítos, e paraderivadas, como quartzito, mármore

dolomítico, paragnaisse com granada, leucognaisse e rocha calcossilicática. (OLIVEIRA; ALVES, 1974; OLIVEIRA; ALVES; KIHARA, 1993).

Segundo Oliveira e Alves (1974) o Gnaisse/Migmatito Granítico ocorre como corpos lenticulares intercalados por migmatitos quartzíticos e quartzitos. Os mesmos autores classificam a estrutura dessa rocha entre duas predominantes: embrechito bandado e embrechito de olhos (tipo *augen* gnaisse). A assembleia mineral desse litotipo se divide em duas partes. O neossoma, que tem como mineralogia principal quartzo, microclínio, plagioclásio e pertita além de hornblenda verde e a biotita subordinadas. Ademais, o zircão é um acessório comum. No paleossoma a hornblenda, o plagioclásio e o quartzo compõem a mineralogia principal. Os secundários são a biotita pardo-avermelhada, clinopiroxênio e feldspato potássico, e os acessórios são a apatita, o zircão e opacos (OLIVEIRA; ALVES, 1974).

Oliveira e Alves (1974) descrevem que o migmatito metatexítico ocorre como camadas estratiformes com estrutura bandada e comumente dobrada. Quanto à assembleia mineral, as bandas granitoides são constituídas por quartzo, microclínio ou pertita e plagioclásio; já os minerais menos comuns biotita e hornblenda. Quanto às bandas anfibolíticas, os autores reconhecem uma mineralogia composta por plagioclásio antipertítico, quartzo, hornblenda verde, clinopiroxênio e biotita. Opacos e apatita são os acessórios comuns (OLIVEIRA; ALVES, 1974).

O migmatito quartzítico também ocorre como camadas estratiformes com estrutura bandada (OLIVEIRA; ALVES, 1974). No que tange a mineralogia, os mesmos autores descrevem um paleossoma monominerálico, constituído essencialmente por cristais de quartzo, mas, ocasionalmente, também apresenta outros minerais como plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda e biotita. Já o neossoma é essencialmente quartzo-feldspático (microclínio).

Segundo Oliveira e Alves (1974) o gnaisse charnockítico ocorre como intercalações (leitos ou camadas) concordantes com a orientação das rochas correlacionadas e, estruturalmente, algumas amostras apresentam foliação. Esse litotipo possui como mineralogia essencial, nos tipos mais ácidos, plagioclásio An₂₅, quartzo e hiperstênio, podendo conter hornblenda e diopsídio. Já os termos mais básicos apresentam plagioclásio (labradorita ou andesina), hiperstênio, hornblenda marrom e biotita marrom avermelhada subalternamente (OLIVEIRA; ALVES, 1974).

O leucognaisse ocorre como camadas espessas aos migmatitos e quartzitos e, ocasionalmente, apresentam foliação (OLIVEIRA; ALVES, 1974). Os mesmos autores

descrevem como minerais essenciais o quartzo e a pertita, sendo essa rocha destituída de minerais máficos. Freitas (2006) descreve também o quartzo e o feldspato potássico como minerais predominantes, contudo ele complementa indicando a presença de outros minerais, sendo eles o plagioclásio (oligoclásio) e minerais acessórios máficos como a magnetita e a biotita.

Freitas (2006) afirma que as rochas metamáficas/metaultramáficas apresentam uma foliação proeminente, contudo o autor não aborda sobre a forma de ocorrência. De acordo com Oliveira e Alves (1974) essas rochas tem como mineralogia principal plagioclásio (labradorita-andesina), clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda verde, biotita e, de modo restrito, ocorrência de leitos com granada. Freitas (2006) distingue esse litotipo de Caconde em três grupos: o granada-clinopiroxênio granulito, o clinopiroxênio granulito e o clinopiroxênio-granada-hiperstênio granulito com quartzo, sendo esse último um granulito básico e não um charnockítico, como consideram Oliveira e Alves (1974).

Oliveira e Alves (1974) estabelecem que certas transformações mineralógicas e texturais ocorreram nessas rochas sob condições retrometamórficas de fácies anfíbolito, tais como: (I) a passagem de clino e ortopiroxênio para hornblenda e, posteriormente para biotita; (II) a textura granoblástico cataclástica e (III) o crescimento porfiroblástico de microclínio pertítico acompanhado por mirmequitas.

Segundo Oliveira e Alves (1976) as rochas granulíticas, principalmente as calcossilicáticas com wollastonita, se formaram entre 680 e 760°C e 5,3 a 6,6 kbar, sendo assim classificadas tanto de média como de baixa pressão. Oliveira e Hypolito (1978), por meio da aplicação da geotermometria em piroxênios (cpx e opx) presentes em granulitos máficos de São José do Rio Pardo, obtiveram o valor médio de $836 \pm 50^\circ\text{C}$ como condições térmicas do metamorfismo. Oliveira e Ruberti (1979) complementam o estudo anterior, através da geotermobarometria com base nos pares granada-cordierita, reforçando as condições de temperatura com valores entre 800 e 840°C e obtendo condições báricas inferiores a 8 kbar.

As paragêneses minerais somadas a ocorrência das rochas wollastoníticas ao lado de granulitos típicos, indicam que elas se formaram sob condições metamórficas regionais de alto grau ou, mais precisamente, sob condições da fácies granulito (TURNER, 1968). A paragênese mineral da área reflete a ocorrência de um evento metamórfico marcado pelo ápice com clino e ortopiroxênio, que reflete a formação do orógeno, e a paragênese retrometamórfica composta por clinopiroxênio, hornblenda

e biotita, o que provavelmente reflete a exumação desse orógeno (OLIVEIRA; ALVES; KIHARA, 1993).

De acordo com Freitas (2006) a maioria dos granulitos (Unidade granulítica) de Caconde-SP foi metamorfisada sob condições de alta temperatura e baixa pressão com o auge térmico atingindo 860°C e 8,5 kbar. As rochas metamórficas de Caconde registram uma trajetória horária típica de ambientes colisionais, sob regime térmico de alta temperatura, possivelmente ocasionado pela imediação de um arco magmático pré-colisional ou pelo sobreaquecimento sucedido durante a própria colisão continental (FREITAS, 2006).

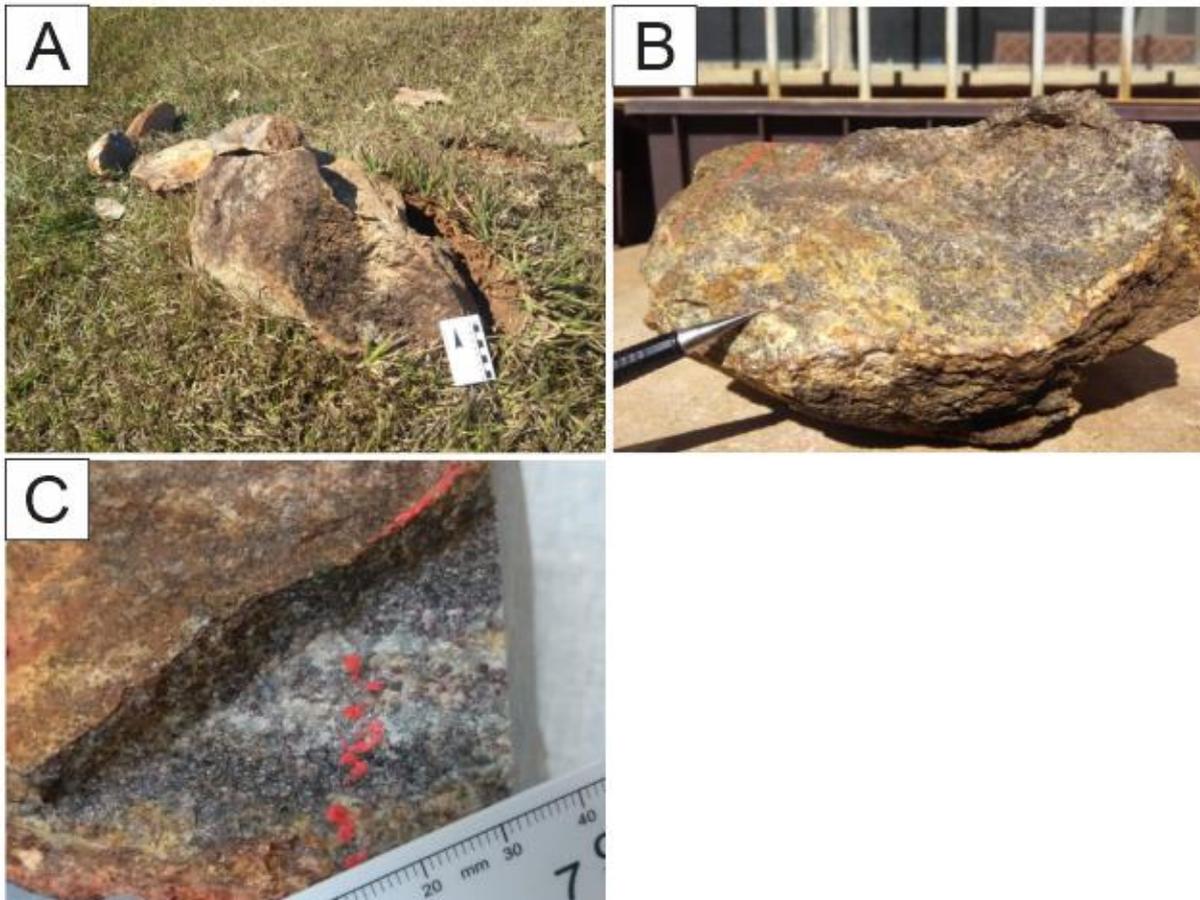
5. RESULTADOS

A seguir, são apresentados os resultados referentes ao trabalho, que envolve a descrição petrográfica de rochas representativas das unidades diatexítica e metatexítica. Ademais, também é apresentado os gráficos tipo *boxplot*, o diagrama de isopleias *P-T*, as tabelas referentes aos dados de química mineral obtidos na microsonda eletrônica e o mapa de fases minerais.

5.1 Descrição das amostras

A rocha objeto de estudo do presente trabalho é um biotita-granada gnaisse com silimanita, aqui representado pela lâmina de uma amostra representativa coletada em campo OS14b e pela lâmina obtida do acervo do Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira MY 205/89. Esse litotipo apresenta uma estrutura gnáissica incipiente, marcada pela orientação preferencial de minerais quartzo-feldspáticos e minerais máficos com granulação fina a média (Figura 7).

Figura 7: Fotografias ilustrando ocorrência de biotita-granada gnaiss com sillimanita (OS 14b). A) Afloramento onde foi realizada a coleta em campo; B) Amostra de mão selecionada para análise de química mineral; C) Estrutura gnáissica da amostra e presença de cristais de granada avermelhados.



Fonte: Fotografias coletadas por João Guilherme Pereira Dias e Otavio Sant'Anna Gonçalves Silva.

A rocha apresenta foliação contínua ardosiana e mal definida, marcada pela isorientação incipiente de cristais inequigranulares (finos a médios) de sillimanita (Figuras 8A e 8B) e biotita (Figuras 8C).

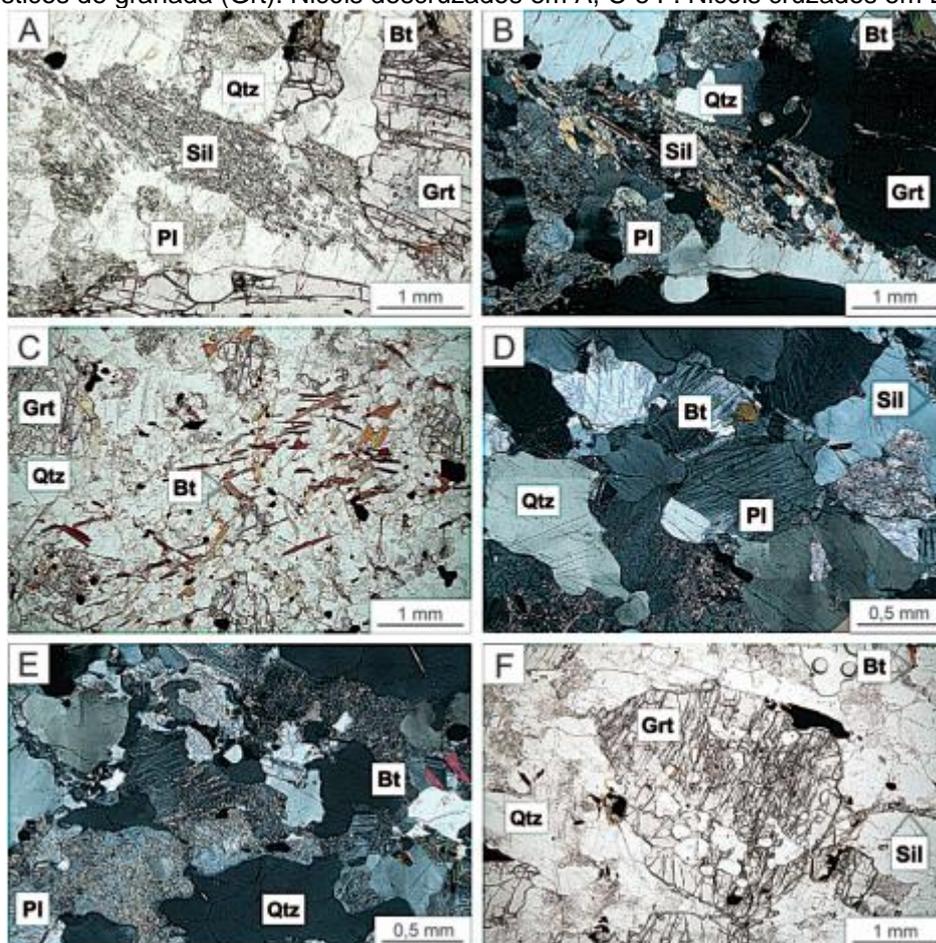
Esse litotipo é composto por quartzo, plagioclásio, granada, biotita, feldspato potássico e sillimanita. Ademais, ocorrem como acessórios minerais opacos (ilmenita e pirita), rutilo, monazita, zircão e apatita (Figura 9 e Tabela 1).

Tabela 1 – Composição modal média (em porcentagem) do biotita-granada gnaiss com sillimanita.

Minerais	%
Quartzo	40
Plagioclásio	26,5
Granada	15,3
Biotita	5,3
Opacos	4,2
Feldspato K	3,5
Sillimanita	3,4
Rutilo	traço
Monazita	traço
Zircão	traço
Apatita	traço
Total	99,9

Os cristais de quartzo e plagioclásio são inequigranulares, mas não exibem orientação preferencial. Contudo, os cristais de quartzo exibem extinção ondulante (Figura 8D) e há antipertitas inseridas nos cristais de plagioclásio (Figura 8D). Alguns desses cristais de plagioclásio apresentam sericitização (Figura 8E). Os cristais porfiroblásticos de granada (Figura 8F) são poiquiloblásticos (textura predominante da rocha), inequigranulares de granulação média e não apresentam orientação preferencial. Frequentemente hospedam inclusões quartzo-feldspáticas, de biotita e de minerais opacos (Figura 8F).

Figura 8: Fotomicrografias da amostra OS 14b. A) e B) Cristais isorientados de sillimanita (Sil); C) Cristais isorientados de biotita (Bt); D) Antipertitas nos cristais de plagioclásio (Pl) e extinção ondulante dos cristais de quartzo (Qtz); E) Sericitização dos cristais de plagioclásio (Pl); F) Cristais poiquiloblásticos de granada (Grt). Nicóis descruzados em A, C e F. Nicóis cruzados em B, D e E.



Os cristais de quartzo possuem granulação fina à média (0,75 a 1,75 mm) com formato granular anedral, ocorrem como inclusões lobuladas em granada e estão distribuídos homoganeamente pela amostra, principalmente seguindo a gnaissificação. Estão associados com os demais minerais por meio de contatos lobulados a retos. Notou-se extinção ondulante em alguns cristais.

Os cristais de plagioclásio têm granulação fina à média (0,5 a 1,5 mm) com formato granular anedral e estão homoganeamente dispersos pela amostra, principalmente seguindo a gnaissificação, e mantém contatos lobulados a retos com outros minerais. Alguns cristais apresentam textura antipertítica e enquanto outros estão sericitizados.

O tamanho dos cristais de granada varia de 1 a 4 mm e esse mineral apresenta textura poiquiloblástica com inclusões de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e minerais opacos. Possuem um formato granular euedral a subedral e ocorrem

dispersos homoganeamente na amostra, estabelecendo contatos lobulados com os demais minerais. Além disso, apresentam-se muitos fraturados e com relevo forte marcante.

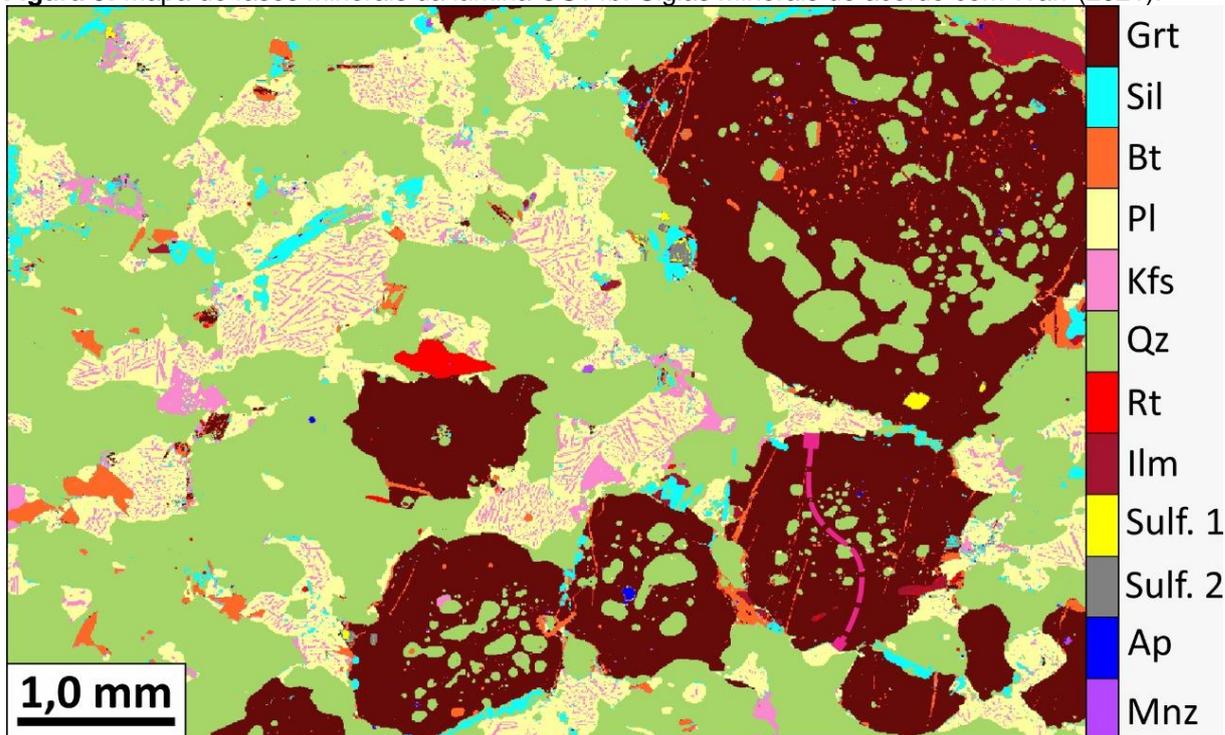
Os cristais de biotita têm granulação fina (0,25 a 1 mm) com formato lamelar eudral a subdral e ocorrem tanto na matriz como inclusos nas granadas, sendo que alguns cristais substituem as bordas das granadas. Esses cristais estão isorientados e concentrados heterogeneamente pela gnaissificação, exibindo contatos retos a lobulados com os outros minerais. Esse mineral possui uma coloração amarronzada com pleocroísmo variando de marrom claro à marrom escuro.

Os minerais opacos (Figura 9), sendo a ilmenita o mais frequente deles. Os cristais de ilmenita possuem granulação fina (aproximadamente 0,2 mm), com formato granular anedral e ocorrem dispersos na lâmina, muitas vezes inclusos em granada, biotita, rutilo e plagioclásio. Esse mineral estabelece contatos lobulados com os demais e possui um hábito granular. O outro mineral opaco presente na lâmina é a pirita. Seus cristais têm granulação muito fina a fina (0,05 a 0,2 mm), com formato granular anedral e ocorrem na lâmina dispersos, embora alguns estejam inclusos em outros minerais, como a granada. Apresenta contatos lobulados com os outros minerais e hábito granular.

O feldspato potássico é melhor observado no mapa de fases minerais (Figura 9) e nas imagens de elétrons retroespalhados (BSE) obtidas no MEV (Figura 10 e 11). Esses cristais têm granulação fina (0,1 a 0,3 mm), formato granular anedral e alguns deles estão dispersos pela lâmina, enquanto outros estão inclusos como antipertitas em cristais de plagioclásio, exibindo contatos lobulados a retos com os demais minerais. Apresenta um relevo muito fraco.

Os cristais de sillimanita possuem granulação fina (0,5 a 1 mm) com formato prismático subdral a anedral, e estão isorientados concentrando-se em planos que marcam a foliação com contato lobulado a reto com os demais minerais.

Figura 9: Mapa de fases minerais da lâmina OS14b. Siglas minerais de acordo com Warr (2021).



Fonte: Confeccionado no software XMapTools.

Os cristais de rutilo (Figuras 10 e 11) têm granulação fina (0,1 a 0,5 mm) e formato granular subedral, sendo que os poucos cristais presentes estão inclusos ou próximos aos fenocristais de granada mantendo contatos lobulados a retos. Apresenta relevo forte característico.

Os cristais de monazita (Figuras 10 e 11) possuem granulação fina (0,1 a 0,3 mm) com formato granular anedral. Os poucos cristais estão bem distribuídos na amostra e apresentam contatos retos a lobulados com os demais minerais.

Os cristais de zircão (Figura 10) têm granulação muito fina (0,04 a 1 mm) com formato granular anedral. Ocorrem distribuídos pela lâmina e por vezes estão inclusos nos cristais de granada mantendo contatos lobulados com outros minerais. Esse mineral apresenta-se como grãos irregulares.

Os cristais de apatita possuem granulação fina com formato hexagonal da seção basal e hábito eudral, sendo que há poucos cristais na lâmina e o contato deles com os demais é reto.

Figura 10: Imagens de elétrons retro-espalhados da amostra OS 14b. Nas figuras são identificados os pontos nos 6 primeiros cristais de rutilos analisados na microsonda eletrônica, com suas respectivas concentrações de Zr em ppm. Além disso, a mineralogia presente nas fotomicrografias também foi identificada. A) Rutilo 1; B) Rutilo 2; C) Rutilo 3; D) Rutilo 4; E) Rutilo 5; F) Rutilo 6. Ilm=ilmenita, Rt=rutilo, Bt=biotita, Ap=apatita, Ksp=feldspato potássico, Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, Zrn=zircão.

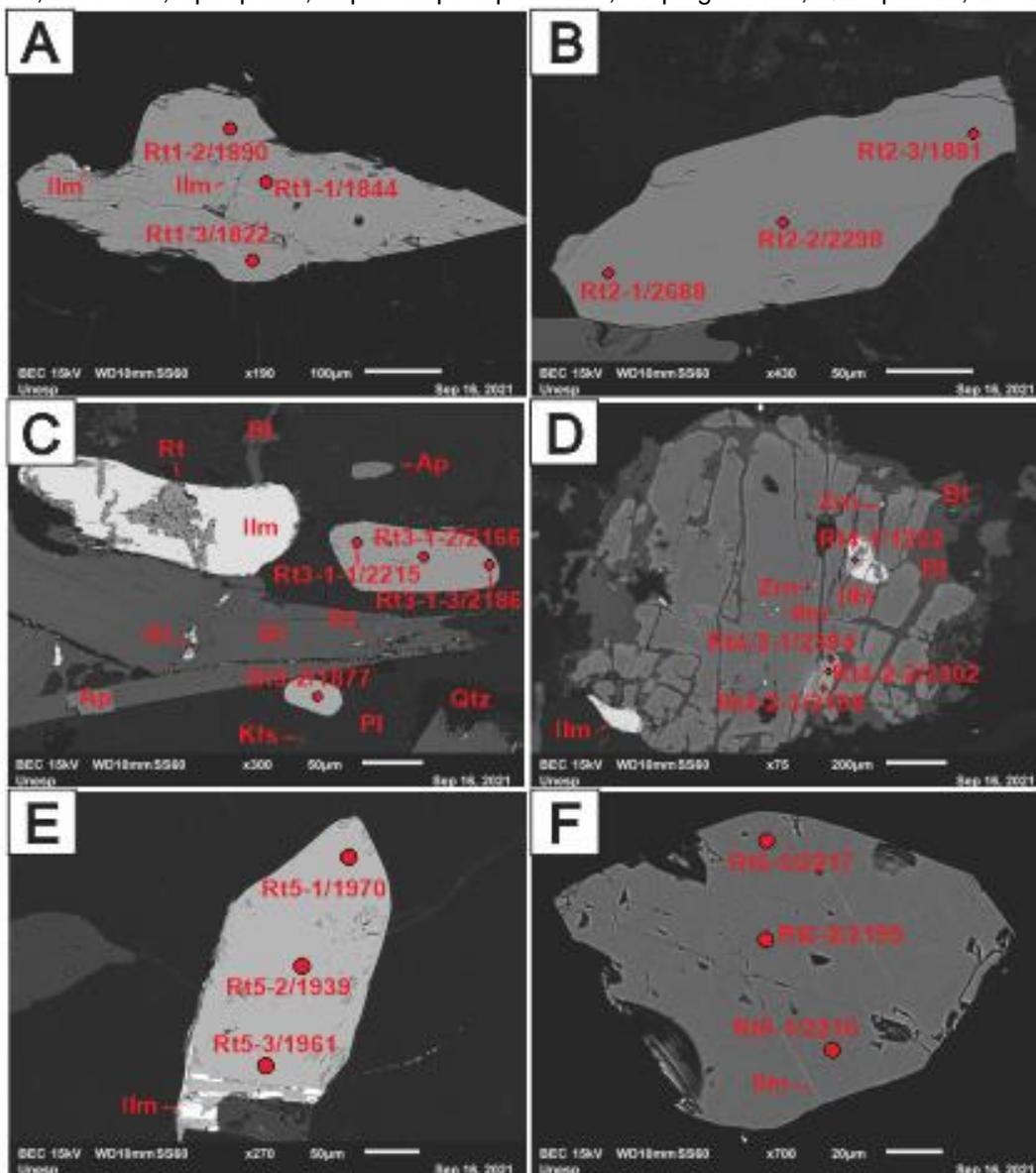
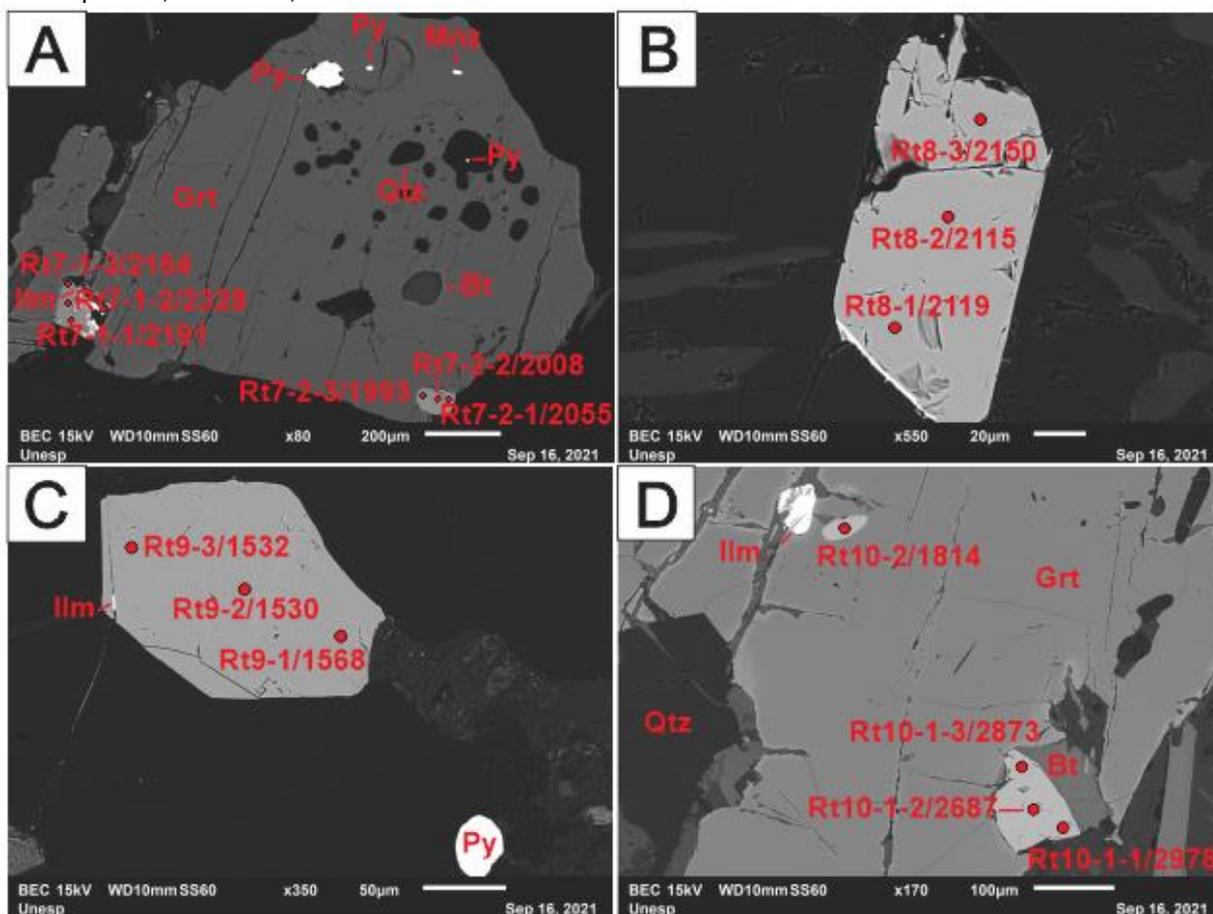


Figura 11: Imagens de elétrons retro-espalhados da amostra OS 14b. Nas figuras são identificados os pontos nos 4 últimos cristais de rutilos analisados na microsonda eletrônica, com suas respectivas concentrações de Zr em ppm. Além disso, a mineralogia presente nas fotomicrografias também foi identificada. A) Rutilo 7; B) Rutilo 8; C) Rutilo 9; D) Rutilo 10. Py=pirita, Grt=granada, Mnz=monazita, Qtz=quartzo, Bt=biotita, Rt=rutilo.



5.2 Química Mineral

5.2.1 Elementos traço em rutilo

Os dez cristais de rutilo que foram analisados estão expostos nas figuras 10 e 11. A Tabela 2 apresenta as concentrações, em ppm, dos principais elementos traço em cada ponto analisado nos dez cristais de rutilo, bem como os valores de temperatura obtidos com o geotermômetro Zr no rutilo (TOMKINS; POWELL; ELLIS, 2007; ZACK; MORAES; KRONZ, 2004) sob pressão constante de 8.0 kbar. Foi utilizada essa pressão constante, pois esse valor é próximo do que foi obtido nos trabalhos de Oliveira e Ruberti (1979) e Tedeschi *et al.* (2018), realizados na região da área de estudo do presente trabalho.

Tabela 2: Concentração de elementos traço (ppm), pressão e temperatura em cristais de rutilo analisados. bd=abaixo do limite de detecção. O rutilo R10 (Luvizotto *et al.*, 2009) foi analisado como material de referência. Os limites de detecção são apresentados em 2 sigma.

Ponto analisado	Si	Al	Cr	V	Sb	Sn	W	Ta	Hf	Fe	Zr	Nb	P (kbar)	T (°C)
OS-14b_Rt1-1	bd	131	1849	3429	bd	bd	bd	bd	bd	1825	1844	2929	8	813
OS-14b_Rt1-2	bd	128	1870	3499	bd	bd	bd	89	bd	1784	1890	2849	8	816
OS-14b_Rt1-3	bd	318	1803	3456	bd	bd	bd	bd	bd	2108	1822	2942	8	812
OS-14b_Rt2-1	bd	71	2151	3246	bd	bd	271	bd	201	2864	2688	3234	8	857
OS-14b_Rt2-2	bd	229	2120	3143	bd	bd	176	139	bd	1543	2298	3101	8	838
OS-14b_Rt2-3	bd	136	2046	2992	bd	bd	bd	bd	bd	1338	1881	2749	8	815
OS-14b_Rt3-1-1	bd	197	2046	1730	bd	bd	283	bd	188	1821	2215	2351	8	834
OS-14b_Rt3-1-2	bd	412	2056	1872	bd	bd	347	bd	bd	1434	2166	2312	8	831
OS-14b_Rt3-1-3	75	75	2020	1889	bd	bd	275	bd	bd	1337	2186	2374	8	832
OS-14b_Rt3-2	84	1003	2548	3301	bd	bd	672	1052	bd	14743	1877	33028	8	815
OS-14b_Rt4-1	bd	298	1741	2276	bd	bd	bd	112	bd	3476	1202	3657	8	767
OS-14b_Rt-4-2-1	bd	55	682	2226	bd	bd	190	bd	bd	3485	2304	2395	8	839
OS-14b_Rt-4-2-2	bd	94	646	2120	bd	bd	bd	bd	bd	2914	2302	1795	8	839
OS-14b_Rt-4-2-3	bd	203	692	2195	bd	bd	bd	bd	bd	3283	2198	1459	8	833
OS-14b_Rt-5-1	50	288	2446	3322	bd	bd	bd	380	bd	2479	1970	5278	8	820
OS-14b_Rt-5-2	bd	231	2421	3289	bd	bd	bd	227	bd	2624	1939	5283	8	819
OS-14b_Rt-5-3	bd	298	2346	3205	bd	bd	bd	331	bd	2214	1961	5322	8	820
OS-14b_Rt-6-1	bd	129	2853	4468	bd	bd	bd	bd	bd	1016	2216	1797	8	834
OS-14b_Rt-6-2	bd	28	2783	4396	bd	bd	bd	bd	bd	1194	2195	1868	8	833
OS-14b_Rt-6-3	79	121	2873	4249	bd	bd	bd	bd	bd	548	2217	1819	8	834
OS-14b_Rt-7-1-1	bd	53	2310	2340	bd	bd	bd	bd	bd	1975	2191	111	8	833
OS-14b_Rt-7-1-2	bd	77	2486	2416	bd	bd	bd	bd	164	1472	2328	83	8	840
OS-14b_Rt-7-1-3	bd	72	2309	2275	bd	bd	bd	bd	bd	2953	2164	74	8	831
OS-14b_Rt-7-2-1	81	158	2370	4917	bd	bd	bd	bd	bd	1392	2055	2654	8	825
OS-14b_Rt-7-2-2	bd	98	2403	4772	bd	bd	149	bd	bd	1936	2008	2580	8	823
OS-14b_Rt-7-2-3	bd	205	2371	4490	bd	bd	bd	bd	bd	2881	1993	2553	8	822
OS-14b_Rt-8-1	bd	536	3246	4657	bd	bd	bd	bd	bd	607	2119	2574	8	829
OS-14b_Rt-8-2	bd	432	3218	5093	bd	bd	162	bd	bd	559	2115	2587	8	829
OS-14b_Rt-8-3	59	498	3198	4760	bd	bd	bd	bd	150	365	2150	2544	8	831
OS-14b_Rt-9-1	42	194	1713	2995	bd	bd	bd	bd	bd	1044	1568	2281	8	795
OS-14b_Rt-9-2	bd	93	1852	2934	bd	bd	bd	bd	bd	1468	1530	2248	8	792
OS-14b_Rt-9-3	bd	145	1800	3184	bd	bd	bd	bd	bd	1555	1532	2242	8	793
OS-14b_Rt-10-1-1	50	92	1278	2890	bd	bd	172	bd	bd	2315	2978	1783	8	870
OS-14b_Rt-10-1-2	bd	171	1363	2859	bd	bd	bd	bd	174	2172	2687	1908	8	857
OS-14b_Rt-10-1-3	bd	203	1361	3338	bd	bd	bd	bd	bd	3447	2873	2006	8	865
OS-14b_Rt-10-2	bd	150	1291	3346	bd	bd	bd	bd	bd	6080	1814	487	8	811
Média	65	213,8	2115,0	3261,3			269,7	332,9	175,4	2256,6	2082,0	3257,1	8	826
Mediana	67	154	2088	3225,5			230,5	227	174	1880,5	2134,5	2384,5	8	830
q3											2216,5			834
Limites de detecção	33	23	62	58	104	96	136	79	140	61	55	64		

Nota-se que o valor máximo de Si é 81 ppm (ponto Rt7-2-1), obtido em um rutilo incluso em granada (Figura 11A) e o valor mínimo é 42 ppm (ponto Rt9-2), obtido de um rutilo localizado na matriz (Figura 11C). A média dos valores corresponde a 65 ppm e a mediana é 67 ppm. Contudo, observa-se 28 dos 36 pontos analisados estão abaixo do respectivo limite de detecção do equipamento.

Para o Al o valor máximo é 1003 ppm (ponto Rt3-2), obtido em um rutilo localizado na matriz (Figura 10C), e o mínimo é 28 ppm (ponto Rt6-2), referente à um rutilo também na matriz (Figura 10F). A média dos valores é de 211,7 ppm e a mediana corresponde a 154 ppm. Todos os pontos analisados para esse elemento traço estão acima do limite de detecção.

O valor máximo de Cr obtido é de 3246 ppm (ponto Rt8-1), fornecido por rutilo situado na matriz (11B), enquanto o mínimo é de 646 ppm (ponto Rt4-2-2), obtido de um rutilo incluso em granada (Figura 10D). A média dos valores é de 2017,1 ppm e a

mediana de 2088 ppm. Todos os pontos analisados para esse elemento traço também estão acima do respectivo limite de detecção.

Foi obtido para o V o valor máximo de 5093 ppm (ponto Rt8-2), fornecido por um rutilo situado na matriz (Figura 11B), e o valor mínimo é de 1730 ppm (ponto Rt3-1-1), também obtido de um rutilo na matriz (Figura 10C). A média é de 3265,8 ppm e a mediana de 3225,5 ppm. Novamente todos os pontos analisados para esse elemento traço também estão acima do respectivo limite de detecção.

Para o Sb e o Sn nenhum valor esteve acima do limite de detecção de 104 e 96 ppm, respectivamente.

O valor máximo de W obtido é 672 ppm (ponto Rt3-2), obtido de um rutilo localizado na matriz (Figura 10C), e o valor mínimo é 149 ppm (ponto Rt7-2-2), fornecido por um rutilo incluso em granada (Figura 11A). A média corresponde a 269,7 ppm e a mediana é 230,5 ppm, entretanto 26 pontos analisados ficaram abaixo do respectivo limite de detecção.

Foi obtido para o Ta o valor máximo de 1052 ppm (ponto Rt3-2), em um rutilo localizado na matriz (Figura 10C), e o valor mínimo de 89 ppm (ponto Rt1-2) em rutilo situado na matriz (Figura 10A). A média dos valores é de 332,9 ppm e a mediana corresponde a 227 ppm. Entretanto 28 dos 36 pontos analisados estão abaixo do respectivo limite de detecção.

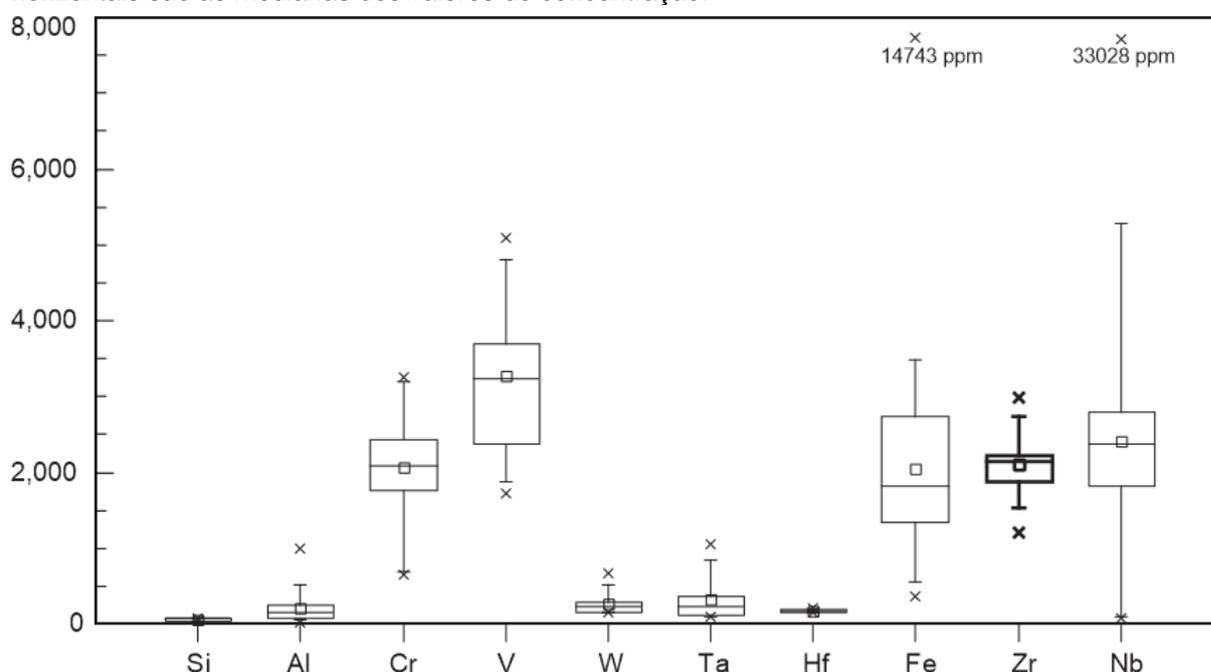
Para o Hf, o valor máximo é 201 ppm (ponto Rt2-1), fornecido por um rutilo situado na matriz (Figura 10B), e o valor mínimo é 150 ppm (ponto Rt8-3) também obtido de um rutilo na matriz (Figura 11B). A média é 175,4 ppm e a mediana é 174 ppm. 31 pontos analisados ficaram abaixo do respectivo limite de detecção.

No caso do Fe o valor máximo encontrado é 14743 ppm (ponto Rt3-2), obtido em um rutilo localizado na matriz (Figura 10C), e o mínimo é 365 ppm (ponto Rt8-3), também obtido de um cristal na matriz (Figura 11B). A média corresponde a 2395,9 ppm e a mediana é 1880,5 ppm. Todos os pontos analisados para esse elemento traço estão acima do respectivo limite de detecção.

O valor máximo de Zr obtido é 2978 ppm (ponto Rt10-1-1), obtido de um rutilo límpido incluso em granada (Figura 11D), e o valor mínimo é 1202 ppm (ponto Rt4-1), fornecido por um cristal também incluso em granada, porém fortemente ilmenitizado (Figura 10D). Ambos são *outliers* no gráfico *boxplot* (Figura 12). A média corresponde a 2096,6 ppm, a mediana corresponde a 2134,5 ppm e o valor do terceiro quartil é de 2216,5 ppm. Todos os pontos analisados para esse elemento traço também estão

acima do respectivo limite de detecção. O valor de concentração correspondente ao limite superior do *boxplot* é de 2688 ppm (ponto Rt2-1), obtido de um rutilo situado na matriz e o limite inferior é 1530 ppm (ponto Rt9-2). Esses valores estão ilustrados na Figura 12, logo abaixo.

Figura 12: Gráfico *boxplot* relativo às concentrações (ppm) de elementos traços nos grãos de rutilo. Destaque para os valores do zircônio em linhas mais grossas. Os limites superiores e inferiores dos gráficos (*whiskers*) determinam os intervalos em que ocorrem 90% dos valores de concentração dos elementos traço. Os *outliers* estão fora desses limites e são representados pelo símbolo “x”. Os limites superiores e inferiores dos retângulos representam os terceiros e primeiros quartis, respectivamente. O símbolo “quadrado” dentro dos retângulos representa a média dos valores de concentração. As retas horizontais são as medianas dos valores de concentração.



Foi obtido para o Nb o valor máximo de 33028 ppm (ponto Rt3-2) em rutilo situado na matriz (Figura 10C), enquanto o valor mínimo foi de 74 ppm (ponto Rt7-1-3), obtido em rutilo incluso em granada (Figura 11A). A média dos valores é de 3257,1 ppm e a mediana de 2384,5 ppm. Todos os pontos analisados para esse elemento também estão acima do respectivo limite de detecção.

5.2.2 Elemento traço em quartzo

Abaixo segue a tabela de dados (Tabela 3) com a concentração, em ppm, de Ti em cada cristal de quartzo analisado. Foi utilizado a pressão constante de 8 kbar, seguindo o mesmo critério da Tabela 2.

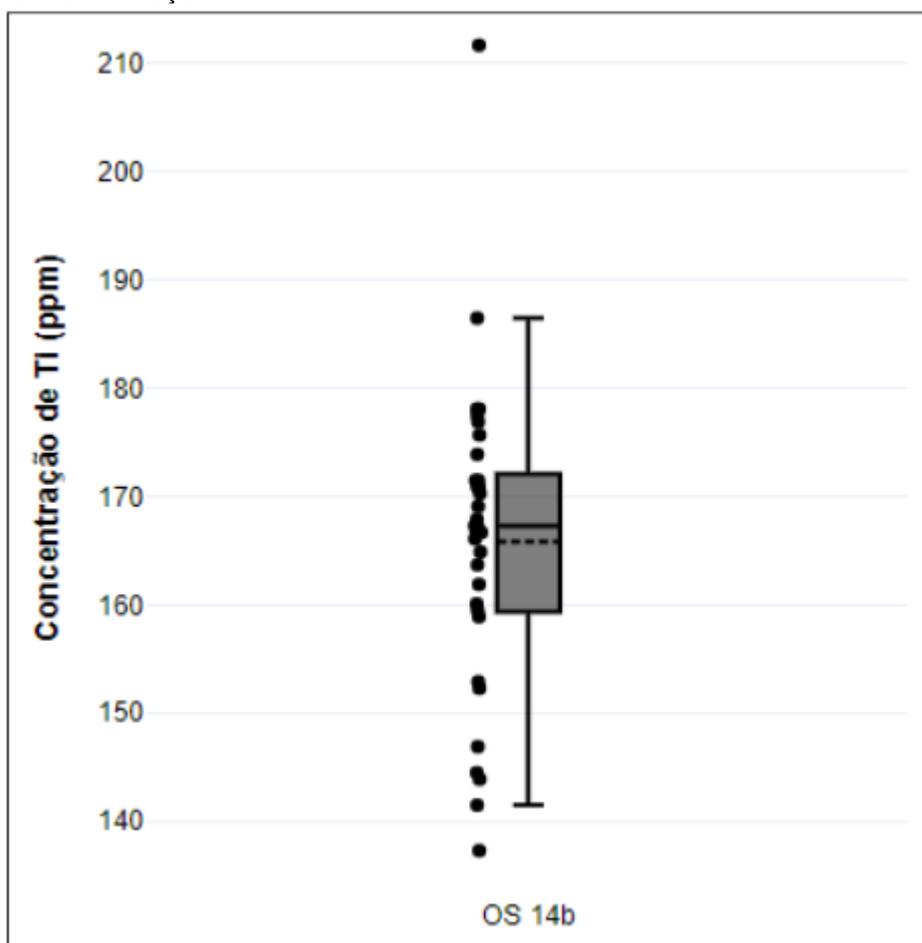
Tabela 3: Concentração de Si e Ti (ppm), bem como valores de pressão e temperatura dos cristais de quartzo analisados. A concentração de SiO₂ (em porcentagem) é apresentada para controle de qualidade da análise. O limite de detecção de Ti no quartzo (2 sigma) é de 14 ppm. O material de referência Q6 (vidro sintético) possui concentração de Ti de aproximadamente 30 ppm.

Ponto analisado	SiO ₂ (%)	Ti ppm	P (kbar)	T (°C)
OS-14b-Qtz-1	99,5	159	8	762
OS-14b-Qtz-2	100,3	169	8	769
OS-14b-Qtz-3	100,2	165	8	766
OS-14b-Qtz-4	99,9	171	8	771
OS-14b-Qtz-5	100,1	177	8	775
OS-14b-Qtz-6	100,0	167	8	767
OS-14b-Qtz-7	100,1	174	8	773
OS-14b-Qtz-8	100,2	166	8	767
OS-14b-Qtz-9	99,9	177	8	775
OS-14b-Qtz-10	100,0	168	8	768
OS-14b-Qtz-11	100,0	162	8	764
OS-14b-Qtz-12	100,2	141	8	748
OS-14b-Qtz-13	99,9	186	8	781
OS-14b-Qtz-14	100,0	137	8	745
OS-14b-Qtz-15	100,1	153	8	757
OS-14b-Qtz-16	100,3	167	8	768
OS-14b-Qtz-17	99,9	147	8	752
OS-14b-Qtz-18	100,1	171	8	770
OS-14b-Qtz-19	99,9	176	8	774
OS-14b-Qtz-20	100,0	178	8	775
OS-14b-Qtz-21	100,1	144	8	751
OS-14b-Qtz-22	100,2	159	8	762
OS-14b-Qtz-23	100,1	144	8	750
OS-14b-Qtz-24	100,1	152	8	757
OS-14b-Qtz-25	99,9	171	8	771
OS-14b-Qtz-26	99,9	167	8	767
OS-14b-Qtz-27	100,0	171	8	770
OS-14b-Qtz-28	100,1	160	8	763
OS-14b-Qtz-29	99,5	212	8	797
OS-14b-Qtz-30	100,0	170	8	770
OS-14b-Qtz-31	99,9	178	8	775
OS-14b-Qtz-32	100,1	164	8	765
OS-14b-Qtz-33	99,9	167	8	768
Média	100,0	166	8	766
Mediana	100,0	167	8	768
q3		172	8	771
Q6-1	98,3	40	8	621
Q6-2	98,4	43	8	629
Q6-3	98,5	39	8	628
Q6-4	98,5	40	8	622
Q6-5	98,7	42	8	624
Q6-6	98,6	44	8	628
Q6-7	98,6	40	8	621
Q6-8	98,7	41	8	623

O valor máximo (*outlier*) de Ti no quartzo para a amostra é 212 ppm (ponto Qtz-29), o valor mínimo (*outlier*) é 137 ppm (ponto Qtz-14), a média é 166 ppm, a mediana corresponde a 167 ppm e o valor do terceiro quartil é de 172 ppm. Todos os pontos analisados para esse elemento traço estão acima do respectivo limite de detecção. Ademais, o valor de concentração que corresponde ao limite superior do diagrama *boxplot* é 186 ppm (ponto Qtz-13) e o limite inferior é 141 ppm (ponto Qtz-12).

Os valores dos *outliers* e dos limites superiores e inferiores estão ilustrados na Figura 13 logo abaixo.

Figura 13: Gráfico *boxplot* relativo à concentração (ppm) de titânio nos cristais de quartzo. Os limites superiores e inferiores dos gráficos (*whiskers*) determinam os intervalos em que ocorrem 90% dos valores de concentração de titânio. Os *outliers* são os pontos fora desses limites. Os limites superiores e inferiores dos retângulos representam os terceiros e primeiros quartis, respectivamente. A reta horizontal caracteriza a mediana dos valores de concentração. A reta tracejada corresponde à média dos valores de concentração.



5.3 Geotermometria de elementos traço: Zr-no-rutilo e Ti-no-quartzo

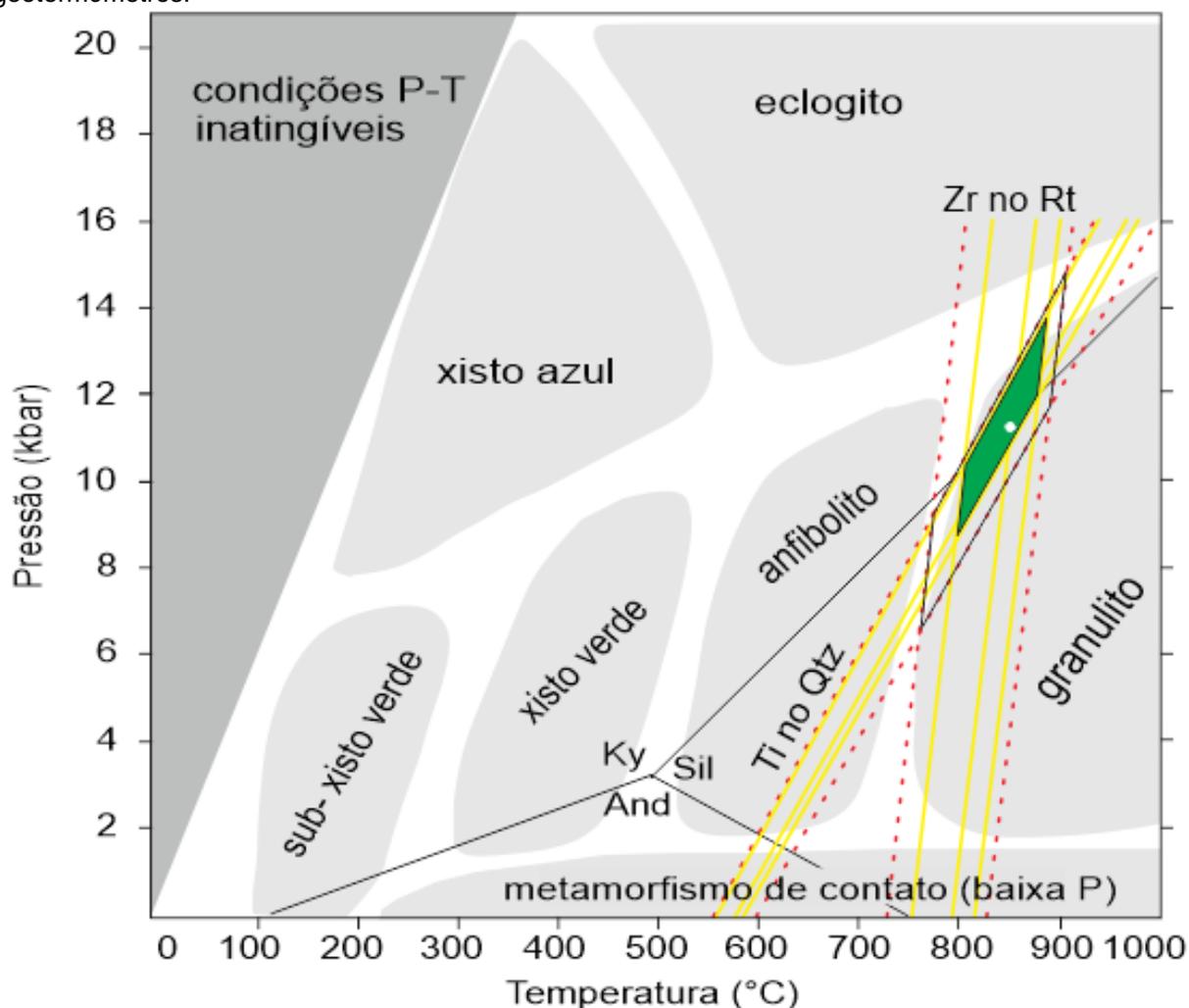
Neste capítulo são apresentados os resultados relativos dos geotermômetros Zr no rutilo (TOMKINS; POWELL; ELLIS, 2007; ZACK; MORAES; KRONZ, 2004) e Ti no quartzo (THOMAS *et al.*, 2010; WARK; WATSON, 2006) (Figura 14).

Quanto às temperaturas obtidas na Tabela 2, o maior valor é 870°C (ponto Rt10-1-1), o menor valor é 767°C (ponto Rt4-1), a média é de 826°C, a mediana corresponde a 830°C e o valor do terceiro quartil (q3) é de 834°C. Esses valores são referentes à pressão constante de 8 kbar. Em relação às temperaturas obtidas na

Tabela 3 o maior valor é 797°C do cristal Qtz-29, o menor valor é 745°C do cristal Qtz-14, a média é de 766°C, a mediana corresponde a 768°C e o valor do terceiro quartil (q3) é de 771°C. Esses valores também são referentes à pressão constante de 8 kbar.

Ao considerar as isopletras dos *outliers*, é obtido para o cruzamento dos geotermômetros um intervalo de temperatura e pressão em torno de 760 a 900°C e 7 a 15 kbar, respectivamente. Por sua vez, ao desconsiderar os *outliers* esse intervalo é de 790 a 870°C e 8,5 a 13,5 kbar. Por fim, ao considerar apenas a intersecção dos terceiros quartis de ambos os geotermômetros os valores de temperatura e pressão são 850°C e 11,5 kbar. Além disso, o cruzamento das isopletras indicou condições de fácies granulito, como esperado, no entanto, as pressões mais elevadas cruzam a curva da sillimanita/cianita (Figura 14), o que é condizente com os litotipos pertencentes a *Nappe* Socorro-Guaxupé, pois eles foram metamorfisados sob condições de alto grau.

Figura 14: Diagrama P - T no qual estão projetados os cruzamentos das isopletas respectivas aos geotermômetros Zr no rutilo relativas à amostra OS14b do biotita-granada gnaiss com sillimanita. As linhas vermelhas tracejadas representam os *outliers* máximos e mínimos dos gráficos *boxplot*. As linhas amarelas horizontais representam os limites superiores, os limites inferiores e os terceiros quartis dos gráficos *boxplot*. O polígono com o traçado em preto representa o campo de estabilidade, ao considerar os *outliers*. O polígono pequeno em verde representa o campo de estabilidade, sem considerar os *outliers*. A elipse em branco representa o cruzamento das isopletas dos terceiros quartis de ambos geotermômetros.



Fonte: Base do diagrama de facies metamórficas modificado de Bucher e Grapes (2011).

6 DISCUSSÃO

A classificação do biotita-granada gnaïsse com sillimanita foi feita a partir de cinco aspectos diferentes: composição química, estrutura principal, assembleia mineral, natureza pretérita e gênese. Tendo em vista esses parâmetros, o litotipo é classificado como uma rocha aluminosa, gnáïssica, quartzo-feldspática, de natureza semi-pelítica e gerada por metamorfismo regional sob condições da fácies granulito, zona do feldspato potássico.

Como esse litotipo foi formado sob essas condições, é inferido que a reação metamórfica que gerou a paragênese atual em equilíbrio é: biotita + sillimanita + plagioclásio + quartzo = granada + feldspato potássico + líquido (BRETON; THOMPSON, 1988).

Waters (2001) descreveu texturas semelhantes às observadas na amostra OS14b, então as interpretações aqui atribuídas são com base nas semelhanças às texturas das rochas analisadas por esse autor. Algumas texturas metamórficas observadas no microscópio ótico (Figura 8) são indicadoras de processos retrometamórficos. É possível visualizar esse controle textural nas seguintes figuras: cristais de sillimanita em blocos na matriz quartzo-feldspática (Figura 8A) e cristais de biotita secundária substituindo a granada (Figura 8C). Ademais, outro aspecto do litotipo estudado que reforça a ocorrência de um retrometamorfismo é a ilmenitização dos cristais de rutilo (Figuras 10C, 10D e 10E; Figura 11A) e a presença de lamelas de ilmenita (Figuras 10A e 10F; 11B e 11C) em rutilos, porque segundo Meinhold (2010) rochas formadas na crosta inferior passam por processos retrometamórficos quando são exumadas à superfície, logo essa substituição de fases minerais atesta o retrometamorfismo da rocha estudada no presente trabalho. No entanto uma das texturas mais comuns na lâmina é a poiquiloblástica (Figura 8D), e segundo Waters (2001) essa textura indica metamorfismo progressivo durante a fusão parcial com formação de *melt* e granada peritética, então ainda há evidência textural na amostra do ápice metamórfico.

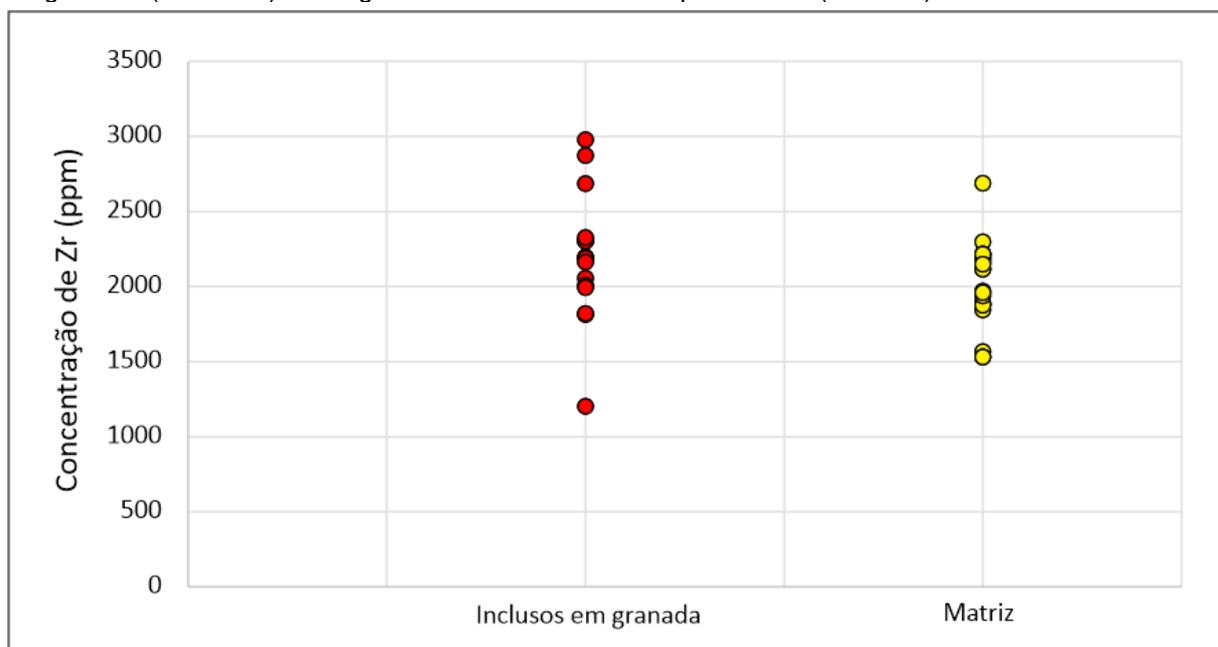
Foi observado que a diferença da concentração de Zr na borda e no núcleo dos grãos de rutilo não é significativa. Portanto, é admitido que não há um controle textural da concentração desse elemento traço no que tange as variações intra-granulares. Essa característica também foi observada nas amostras estudadas por Luvizotto e

Zack (2009), as quais também não mostraram relação proporcional da concentração de Zr com a borda e o núcleo dos cristais.

Quanto à variação da concentração de Zr em função do tamanho dos cristais que foi percebido os valores de Zr (ppm) são similares entre os cristais maiores e menores. Esse aspecto também foi abordado no trabalho de Luvizotto e Zack (2009), no qual eles também não observaram nenhum tipo de controle quanto a essa característica.

Com base no gráfico abaixo (Figura 15), observa-se que a concentração de Zr (ppm) é semelhante, tanto nos cristais de rutilo inclusos em granadas quanto nos cristais situados na matriz quartzo-feldspática da rocha. Logo, a disposição dos grãos de rutilo na amostra não influencia a concentração de Zr. Mais uma vez, houve um resultado semelhante nas amostras estudadas por Luvizotto e Zack (2009), as quais também não mostraram relação proporcional da concentração de Zr com a localização dos cristais de rutilo.

Figura 15: Gráfico comparativo da concentração de Zr (em ppm) dos grãos de rutilo inclusos em cristais de granada (vermelho) e dos grãos de rutilo distribuídos pela matriz (amarelo) da amostra OS14b.



Contudo, há um controle textural relativo à concentração de Zr. Notou-se que os cristais onde não ocorreu ilmenitização ou não há lamelas de ilmenita, a concentração de Zr tende a ser maior. Isso ocorre justamente por causa do processo de metamorfismo: os cristais que ainda não estão muito avançados nesse processo têm menos Zr (Figura 10D), porque esse elemento traço se concentra no rutilo, sendo

assim os cristais de rutilo mais avançados possuem uma concentração maior de Zr (Figura 11D).

Um dos cristais de rutilo analisados apresentou os valores máximos para uma série de elementos traço. Nota-se pela Tabela 1 (Capítulo 5.2.1) que o cristal Rt 3-2 possui as maiores concentrações (ppm) de Si, Al, W, Ta, Fe e Nb, 6 dos 13 elementos traço analisados nos grãos de rutilo. Dentre esses elementos traço, Nb é o elemento com maior concentração, com mais de 33 mil ppm. Luvizotto e Zack (2009) e Zack, von Eynatten e Kronz (2004) propõem que um cristal de rutilo com grande quantidade de Nb (mais de 3000 ppm) pode ter sido originado em assembleias minerais com biotita, nas quais esse último prefere o Ti em detrimento ao Nb. O grão Rt 3-2 (Figura 10C) está próximo a um enorme cristal de biotita, logo esse mineral pode ter acumulado muito Ti, o que deixou o Nb livre no sistema para concentrar-se nesse rutilo.

A variação da concentração de Zr na amostra representativa estudada foi 1202 a 2978 ppm. Segundo Luvizotto e Zack (2009) essa variação é resultado da disposição dos cristais de rutilo: os grãos próximos ou inclusos em granada ou dispersos pela matriz possuem concentrações mais altas, enquanto os que estão próximos a grãos de zircão possuem concentrações menores. Isso ocorre porque durante a formação do zircão, esse mineral adere grande parte de Zr do sistema, logo onde não há grãos de zircão “sobra” Zr para entrar na estrutura cristalina do rutilo. Isso ficou evidente no presente trabalho, visto que o rutilo 4-1 (Figura 10D) tem a menor concentração de Zr (1202 ppm) e está próximo a grãos de zircão, ao passo que o rutilo 10-1-1 (Figura 11D) possui a maior concentração de Zr (2978 ppm) e está situado na matriz.

Luvizotto e Zack (2009) notaram evidências de ápice metamórfico, mas também de retrometamorfismo nas suas amostras. Portanto, a variação 700 a 5000 ppm é indicativa de um metamorfismo de alto grau e também de um retrometamorfismo subsequente. A variação da concentração de Zr no presente estudo é 1202 a 2978 ppm. Comparativamente ao trabalho de Luvizotto e Zack (2009) pode-se afirmar que essa variação indica o mesmo, sendo que os menores valores são indicativos de processos retrometamórficos, enquanto os maiores atestam o auge metamórfico.

Foi observado nos mapas de temperatura (Figura 16) que existem cristais de quartzo que recordam temperaturas altas e baixas, tanto inclusos na granada quanto

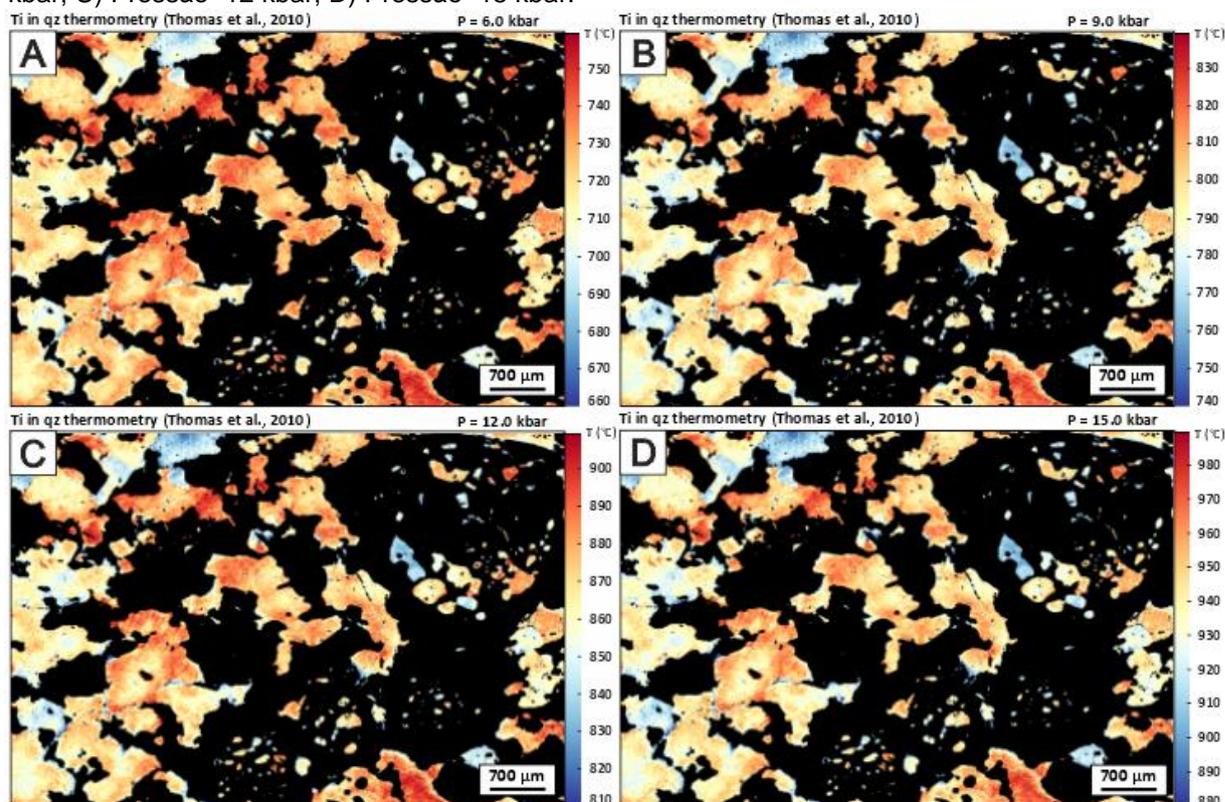
na matriz, logo não existe um controle textural no que tange a concentração de Ti no quartzo e a disposição desses cristais na rocha.

Em relação ao tamanho dos cristais, nota-se, na mesma figura, que esse aspecto textural não tem relação com a temperatura, uma vez que existem cristais de diversos tamanhos com temperaturas distintas.

O mesmo é percebido na relação entre as bordas e o núcleos, visto que os cristais de quartzo não estão zonados, o que indica que não há controle textural.

Contudo, após a comparação dos mapas temperatura com o mapa de fases minerais (Figura 9) foi observado que os cristais de quartzo que registram maior temperatura são os que estão em contato com as granadas poiquiloblásticas. Segundo Waters (2001) essa é uma textura indicativa de metamorfismo progressivo formada durante a fusão parcial, ou seja, esses cristais estão mais quentes porque se formaram no ápice metamórfico.

Figura 16: Mapas de temperatura relativos aos cristais de quartzo. A) Pressão=6 kbar; B) Pressão=9 kbar; C) Pressão=12 kbar; D) Pressão=15 kbar.



Fonte: Confeccionado no software XMapTools.

A variação da concentração de Ti na amostra representativa foi 137 a 212 ppm. É uma variação menor que a obtida no trabalho de Huang e Audétat (2012) cujo valor é 17 a 478 ppm, contudo é maior que a obtida no estudo de Thomas *et al.* (2010): 370

a 414 ppm. Vale ressaltar que a variação obtida por Kendrick e Indares (2018) de 15 a 90 ppm é idêntica a variação do presente trabalho. De acordo com Huang e Audétat (2012) essa diferença na concentração de Ti no quartzo é consequência do tempo de formação do quartzo, ou seja, o simples fato dos cristais não se formarem ao mesmo tempo é o suficiente para gerar diferentes concentrações desse elemento traço.

Kendrick e Indares (2018) interpretaram condições retrometamórficas para as amostras de quartzo que apresentaram a variação de 15 a 90 ppm. Em comparação a esse estudo, a variação obtida de 137 a 212 ppm é exatamente a mesma.

De acordo com o diagrama *P-T* que exhibe o cruzamento das isopleias dos terceiros quartis respectivos aos geotermômetros aplicados no estudo (Figura 14), as condições metamórficas que afetaram os paragneisses da região de São José do Rio Pardo e Caconde (SP) condizem com a fácies granulito, mais precisamente dentro intervalo 8,5 a 13,5 kbar de pressão e 790 a 870°C de temperatura.

Trabalhos recentes realizados na região apontam valores de temperatura mais altos. Rocha *et al.* (2017) definem o auge térmico em $1027 \pm 108^\circ \text{C}$ e $11,7 \pm 1,4$ kbar, Tedeschi *et al.* (2018) consideram que o ápice térmico foi de ultra-alta temperatura ($998 \pm 23^\circ \text{C}$), e Motta *et al.* (2021) obtiveram os intervalos 900 a 1050°C e de 9 a 12 kbar para o pico metamórfico. No que tange as unidades da *Nappe* Socorro-Guaxupé compreendidas pelo presente estudo, Rocha (2016) definiu para a Unidade Metatexítica um ápice metamórfico de ultra-alta temperatura ($1030 \pm 110^\circ \text{C}$) com pressão de $11,7 \pm 1,4$ kbar, reequilibrada posteriormente a $865 \pm 38^\circ \text{C}$ e $8,9 \pm 0,8$ kbar ao longo do resfriamento, contudo Martins, Vlach e Janasi (2009) afirmaram que o pico metamórfico da Unidade Diatexítica está entre 750 a 950°C e com pressão inferior a 10 kbar. Trabalhos mais antigos também apresentaram valores menores, Oliveira e Alves (1976) definem o auge metamórfico entre 680 a 760°C e 5,3 a 6,6 kbar e Oliveira e Ruberti (1979) obtiveram valores entre 800 e 840°C e com pressão inferior a 8 kbar.

Em relação com os estudos apresentados acima, os intervalos de temperatura e pressão obtidos no presente trabalho são valores referentes a processos retrometamórficos, uma vez que os valores de temperatura obtidos na literatura consultada são mais altos e relativos ao ápice térmico, logo o intervalo 790 a 870°C representa condições de retrometamorfismo. O estudo de Martins, Vlach e Janasi (2009) apresenta valores mais baixos, no entanto dentro desse intervalo de temperatura pode estar contido o retrometamorfismo em valores próximos a 800°C e o ápice térmico em valores próximos a 950°C. Os trabalhos de Oliveira e Alves (1976)

e Oliveira e Ruberti (1979) apresentaram valores mais baixos devido à utilização da geotermometria clássica, que empregava Fe e Mg como geotermômetros. Esses elementos traço apresentam uma alta difusão quando submetidos a metamorfismo de alto grau, o que diminui a concentração dos mesmos em minerais e, assim, resulta em valores de temperatura e pressão mais baixos dos que as reais condições metamórficas que suas amostras foram formadas.

Os valores de pressão, notou-se que o intervalo de pressão do presente estudo (8,5 a 13,5 kbar) engloba a maioria dos valores obtidos pela literatura consultada acima. Portanto, dentro desse intervalo podem estar os valores retrometamórficos (próximos a 8,5 kbar) e os valores do auge bórico (próximos a 13,5 kbar), mas como esse intervalo teve uma variação abrangente de 5 kbar e a maioria dos valores fica acima de 10 Kbar (ápice bórico obtido pela literatura) ele é considerado inconclusivo.

Após a análise comparativa dos dados obtidos nesse trabalho com a literatura, supõe-se que o ápice térmico ocorreu durante uma colisão continental, o que resultou em valores de ultra-alta temperatura de aproximadamente 1000°C e após a exumação do orógeno formado por essa colisão ocorreu o retrometamorfismo que reduziu a temperatura, ainda que consideravelmente alta, de aproximadamente 850°C.

7 CONCLUSÃO

O objetivo principal desse trabalho foi determinar as condições térmicas e bárias do metamorfismo de fácies granulito das rochas da região de São José do Rio Pardo e Caconde (SP), onde localiza-se o centro-norte da *Nappe* Socorro-Guaxupé. O metamorfismo das rochas da região foi investigado por meio da aplicação de geotermômetros que levam em consideração a incorporação de elementos traço em minerais, no caso desse estudo o Zr no rutilo (TOMKINS; POWELL; ELLIS, 2007; ZACK; MORAES; KRONZ, 2004) e o Ti no quartzo (THOMAS *et al.*, 2010; WARK; WATSON, 2006).

Os aspectos texturais presentes na amostra são condizentes com a literatura consultada, visto que indicam o ápice metamórfico responsável pela geração desse paragnaisse sob condições de alto grau metamórfico, mas que também demonstram, principalmente, que essa rocha passou por processos retrometamórficos posteriores. A reação metamórfica proposta (Capítulo 6) como formadora da paragênese mineral é esperada nas condições *P-T* obtidas.

Os valores *P-T* obtidos pelo cruzamento das isopletras não são condizentes com os valores de auge metamórfico da literatura consultada, mas alguns aspectos texturais na amostra evidenciaram que, os valores obtidos pelo presente trabalho representam o retrometamorfismo que ocorreu na região, sendo assim, as condições térmicas obtidas pelo diagrama *P-T* são complementares ao que está contido na literatura até então (auge metamórfico sob condições de ultra-alta temperatura).

Por fim, os métodos aplicados e as análises empreendidas durante a elaboração do trabalho atingiram parcialmente o objetivo do trabalho. Foi obtido no cruzamento das isopletras um intervalo de temperatura que representa as condições térmicas que as rochas da área de estudo foram submetidas, o qual completa o conhecimento atual sobre as condições metamórficas da região. Contudo o intervalo de pressão foi muito amplo e com valores muito altos, o que não permitiu avaliar com precisão as condições bárias.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. D.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. **Simpósio de Geologia do Nordeste**, v. 8, n. 1977, p. 363-391, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. D.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.
- AMARAL, A. E.; SANTOS, M. J. Estimativa da recarga subterrânea da bacia do rio São Pedro em Paracatu-MG, através do método de avaliação do hidrograma de vazão do curso d' água. **Anais do 1º Simpósio de TCC, das faculdades FINOM e Tecsona**, p. 1379-1395, 2019.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In*: DELGADO, I. de M. et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG**, Brasília: CPRM, p. 227-334, 2003.
- BOHLEN, S. R. On the formation of granulites. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 9, n. 3, p. 223-229, 1991.
- BRETON, N. Le; THOMPSON, A. B. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 99, n. 2, p. 226-237, 1988.
- BUCHER, K.; GRAPES, R. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Springer Science & Business Media, 2011.
- CAMPOS NETO, M. da C. **A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande - ensaio de evolução tectônica**. 1991. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- CAMPOS NETO, M. da C.; BASEI, M. A. S.; ALVES, F. R.; VASCONCELOS, A. C. B. de. A *nappe* de cavalgamento Socorro (SP-MG). *In*: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1984, Rio de Janeiro. **Anais [...]**. Rio de Janeiro: SBG, v. 4, p. 1809-1822, 1984.
- CAMPOS NETO, M. da C.; BASEI, M. A. S.; JANASI, V. de A.; MORAES, R. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, n. 4, p. 393-406, 2011.
- CAMPOS NETO, M. da C.; BASEI, M. A. S.; VLACH, S. R. F.; CABY, R.; SZABÓ, G. A. J.; VASCONCELOS, P. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem Brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE-Brasil. **Geologia USP. Série Científica**, v. 4, n. 1, p. 13-40, 2004.

- CAMPOS NETO, M. da C.; CABY, R. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. **Tectonics**, v. 19, n. 4, p. 669-687, 2000.
- DARDENNE, M. A. The Brasília Fold Belt. *In*: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 231–263, 2000.
- FREITAS, F. C. **Evolução metamórfica dos terrenos granulíticos de Socorro e Caconde (SP e Cambuí (MG))**. 2006. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.
- FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. **SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste**, v. 4, p. 184-187, 1994.
- FUCK, R. A.; JARDIM DE SÁ, E. F.; PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; PEDROSA-SOARES, A. C. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. **O Cráton do São Francisco**, v. 1, p. 161-186, 1993.
- FUMES, R. A.; LUVIZOTTO, G. L.; MORAES, R.; LANARI, P.; VALERIANO, C. de M.; ZACK, T.; CADDICK, M. J.; SIMÕES, L. S. A. Petrochronology of high-pressure granulite facies rocks from Southern Brasília Orogen, SE Brazil: Combining quantitative compositional mapping, single-element thermometry and geochronology. **Journal of Metamorphic Geology**, 2021.
- HANSEN, E. C.; NEWTON, R. C.; JANARDHAN, A. S. Fluid inclusions in rocks from the amphibolite-facies gneiss to charnockite progression in southern Karnataka, India: direct evidence concerning the fluids of granulite metamorphism. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 2, n. 3, p. 249-264, 1984.
- HARLEY, S. L. The origins of granulites: a metamorphic perspective. **Geological Magazine**, v. 126, n. 3, p. 215-247, 1989.
- HORTON, F.; HACKER, B.; KYLANDER-CLARK, A.; HOLDER, R.; JÖNS, N. Focused radiogenic heating of middle crust caused ultrahigh temperatures in southern Madagascar. **Tectonics**, v. 35, n. 2, p. 293-314, 2016.
- HUANG, R.; AUDÉTAT, A. The titanium-in-quartz (TitaniQ) thermobarometer: A critical examination and re-calibration. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 84, p. 75-89, 2012.
- KENDRICK, J.; INDARES, A. The Ti record of quartz in anatectic aluminous granulites. **Journal of Petrology**, v. 59, n. 8, p. 1493-1516, 2018.
- KOOIJMAN, E.; SMIT, M. A.; MEZGER, K.; BERNDT, J. Trace element systematics in granulite facies rutile: implications for Zr geothermometry and provenance studies. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 30, n. 4, p. 397-412, 2012.

- LANARI, P.; VHO, A.; BOVAY, T.; AIRAGHI, L.; CENTRELLA, S. Quantitative compositional mapping of mineral phases by electron probe micro-analyser. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 478, n. 1, p. 39-63, 2019.
- LANARI, P.; VIDAL, O.; DE ANDRADE, V.; DUBACQ, B.; LEWIN, E.; GROSCH, E. G.; SCHWARTZ, S. XMapTools: A MATLAB®-based program for electron microprobe X-ray image processing and geothermobarometry. **Computers & Geosciences**, v. 62, p. 227-240, 2014.
- LUVIZOTTO, G. L.; ZACK, T. Nb and Zr behavior in rutile during high-grade metamorphism and retrogression: an example from the Ivrea–Verbano Zone. **Chemical Geology**, v. 261, n. 3-4, p. 303-317, 2009.
- LUVIZOTTO, G. L.; ZACK, T.; MEYER, H. P.; LUDWIG, T.; TRIEBOLD, S.; KRONZ, A.; MÜNKER, C.; STOCKLI, D. F.; PROWATKE, S.; KLEMME, S.; JACOB, D. E.; VON EYNATTEN, H. Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis. **Chemical Geology**, v. 261, n. 3-4, p. 346-369, 2009.
- MANTOVANI, M. S. M.; BRITO NEVES, B. B. de. The Paranapanema lithospheric block: Its importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) supercontinent theories. **Gondwana Research**, v. 8, n. 3, p. 303-315, 2005.
- MARTINS, L.; VLACH, S. R. F.; JANASI, V. de A. Reaction microtextures of monazite: correlation between chemical and age domains in the Nazaré Paulista migmatite, SE Brazil. **Chemical Geology**, v. 261, n. 3-4, p. 271-285, 2009.
- MEINHOLD, G. Rutile and its applications in earth sciences. **Earth-Science Reviews**, v. 102, n. 1-2, p. 1-28, 2010.
- MOTTA, R. G. da. **Formação, transformação e evolução da crosta continental inferior: Investigando o Orógeno Brasília Meridional**. 2018. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2018.
- MOTTA, R. G. da; FITZSIMONS, I. C. W.; MORAES, R.; JOHNSON, T. E.; SCHUINDT, S.; BENETTI, B. Y. Recovering P-T-t paths from ultra-high temperature (UHT) felsic orthogneiss: An example from the Southern Brasília Orogen, Brazil. **Precambrian Research**, v. 359, artigo: 106222, 2021.
- OLIVEIRA, M. A. F. de; ALVES, F. R. Geologia e petrografia da região de Caconde, SP. *In*: XXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1974, Porto Alegre. **Anais [...]**. Porto Alegre: SBG, v. 5, p. 133-143, 1974.
- OLIVEIRA, M. A. F. de; ALVES, F. R. Wollastonita em associações cálcicas de fácies granulito, Caconde, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 6, n. 1, p. 43-52, 1976.

- OLIVEIRA, M. A. F. de; ALVES, F. R.; KIHARA, Y. Mafic granulites and amphibolites of the São José do Rio Pardo-Caconde high grade terrain. **Geochimica Brasiliensis**, v. 7, n. 2, p. 89-100, 1993.
- OLIVEIRA, M. A. F. de; HYPOLITO, R. Rochas cálcio-silicáticas da região de São José do Rio Pardo – SP. *In*: XXVII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1973, Aracaju. **Anais [...]**. Aracaju: SBG, v. 1, p. 193-200, 1973.
- OLIVEIRA, M. A. F. de; HYPOLITO, R. Ortopiroxênios e clinopiroxênios coexistentes nos granulitos de São José do Rio Pardo, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 8, n. 4, p. 249-261, 1978.
- OLIVEIRA, M. A. F. de; RUBERTI, E. Granada-cordierita gnaisses do complexo granulítico-migmatítico de São José do Rio Pardo, Caconde, SP: indicações sobre pressão e temperatura de formação. **Boletim Mineralógico**, v. 6, p. 15-29, 1979.
- PATTISON, D. R.; CHACKO, T.; FARQUHAR, J.; McFARLANE, C. R. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. **Journal of Petrology**, v. 44, n. 5, p. 867-900, 2003.
- RINGWOOD, A. E. Composition and Petrology of the Earth's Mantle. **MacGraw-Hill**, v. 618, 1975.
- ROCHA, B. C. da. **Idade, duração e condições PT do metamorfismo de temperatura ultra-alta, anatexia e cristalização de fundido na nappe Socorro-Guaxupé**. 2016. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.
- ROCHA, B. C. MORAES, R.; MOLLER, A.; CIOFFI, C. R. Magmatic inheritance vs. UHT metamorphism: Zircon petrochronology of granulites and petrogenesis of charnockitic leucosomes of the Socorro–Guaxupé nappe, SE Brazil. **Lithos**, v. 314–315, p. 16–39, 2018.
- ROCHA, B. C.; MORAES, R.; MOLLER, A.; CIOFFI, C. R.; JERCINOVIC, M. J. Timing of anatexis and melt crystallization in the Socorro–Guaxupé Nappe, SE Brazil: Insights from trace element composition of zircon, monazite and garnet coupled to U–Pb geochronology. **Lithos**, v. 277, p. 337–355, 2017.
- SPEAR, F. S.; WARK, D. A. Cathodoluminescence imaging and titanium thermometry in metamorphic quartz. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 27, n. 3, p. 187-205, 2009.
- TEDESCHI, M. **Geodynamic evolution of the Southern Brasilia orogen, SE Brazil: new petrochronological insights from UHT and HP metamorphic rocks**. 2018. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2018.

- TEDESCHI, M.; PEDROSA-SOARES, A.; DUSSIN, I.; LANARI, P.; NOVO, T.; PINHEIRO, M. A. P.; LANA, C.; PETERS, D. Protracted zircon geochronological record of UHT garnet-free granulites in the Southern Brasília orogen (SE Brazil): Petrochronological constraints on magmatism and metamorphism. **Precambrian Research**, v. 316, p. 103–126, 2018.
- 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, n. 5, p. 743–759, 2010.
- TOMKINS, H. S.; POWELL, R.; ELLIS, D. J. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. **Journal of metamorphic Geology**, v. 25, n. 6, p. 703-713, 2007.
- TURNER, F. J. **Metamorphic petrology: mineralogical and field aspects**. New York, McGraw-Hill, 1968.
- VALERIANO, C. de M. The Southern Brasília Belt. *In*: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Eds.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent**. Berlin (Germany): Springer, p. 189-203, 2017.
- VALERIANO, C. de M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. *In*: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. D. (eds.) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, p. 321-345. 2004.
- VALERIANO, C. de 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, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 197-210, 2008.
- VALERIANO, C. de M.; SIMÕES, L. S. A.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Southern Brasília belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K–Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasileiro orogeny. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 195-199, 2000.
- VIELZEUF, D.; SCHMIDT, M. W. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 141, n. 3, p. 251, 2001.
- WARK, D. A.; WATSON, E. B. TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 152, n. 6, p. 743-754, 2006.
- WARR, L. N. IMA – CNMNC approved mineral symbols. **Mineralogical Magazine**, v. 85, p. 291–320, 2021.

- WATERS, D. J. The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially melted granulite-facies rocks. **Lithos**, v. 56, n. 1, p. 97-110, 2001.
- ZACK, T.; MORAES, R.; KRONZ, A. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 148, n. 4, p. 471-488, 2004.
- ZACK, T.; VON EYNATTEN, H.; KRONZ, A. Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. **Sedimentary Geology**, v. 171, n. 1-4, p. 37-58, 2004.