



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**  
**ESCOLA DE MINAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E DAS CONDIÇÕES METAMÓRFICAS DOS  
XISTOS PELÍTICOS DA REGIÃO DE SÃO BARTOLOMEU, SUDESTE DO  
QUADRILÁTERO FERRÍFERO**

Natália Guimarães Barbosa Oliveira

**MONOGRAFIA nº 490**

Ouro Preto, outubro de 2023



**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E DAS CONDIÇÕES  
METAMÓRFICAS DOS XISTOS PELÍTICOS DA REGIÃO DE  
SÃO BARTOLOMEU, SUDESTE DO QUADRILÁTERO  
FERRÍFERO**

---





## **FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

### **Reitora**

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Cláudia Aparecida Marlière de Lima

### **Vice-Reitor**

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

### **Pró-Reitora de Graduação**

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Tânia Rossi Garbin

### **ESCOLA DE MINAS**

#### *Diretor*

Prof. Dr. José Alberto Naves Cocota Júnior

#### *Vice-Diretor*

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

### **DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

#### *Chefe*

Dr. Geraldo Magela Santos Sampaio



# **MONOGRAFIA**

**Nº 490**

## **CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E DAS CONDIÇÕES METAMÓRFICAS DOS XISTOS PELÍTICOS DA REGIÃO DE SÃO BARTOLOMEU, SUDESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO**

**Natália Guimarães Barbosa Oliveira**

*Orientadora*

**Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Gláucia Queiroga**

*Co-Orientador*

**Frederico Moreira Freitas**

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2023/1.

**OURO PRETO**

**2023**

---

## SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

O482c Oliveira, Natália Guimarães Barbosa.

Caracterização petrográfica e das condições metamórficas dos xistos pelíticos da região de São Bartolomeu, sudeste do Quadrilátero Ferrífero. [manuscrito] / Natália Guimarães Barbosa Oliveira. - 2023.

48 f.: il.: color., gráf., tab., mapa.

Orientadora: Profa. Dra. Gláucia Nascimento Queiroga.

Coorientador: Me. Frederico Moreira Freitas.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Petrografia. 2. Química mineral. 3. Quadrilátero Ferrífero (MG). 4. Xistos - Xisto pelítico. 5. Geotermobarometria. I. Queiroga, Gláucia Nascimento. II. Freitas, Frederico Moreira. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 552.4

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526





## FOLHA DE APROVAÇÃO

**Natália Guimarães Barbosa Oliveira**

### **Caracterização petrográfica e das condições metamórficas dos xistos pelíticos da região de São Bartolomeu, sudeste do Quadrilátero Ferrífero**

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geólogo

Aprovada em 17 de outubro de 2023

#### Membros da banca

Dra. Gláucia Nascimento Queiroga - Orientadora (Departamento de Geologia/UFOP)  
Dra. Cláudia dos Santos - (Departamento de Geologia/UFOP)  
MSc. Flávia Compassi da Costa - (Departamento de Geologia/UFOP)

Gláucia Nascimento Queiroga, orientadora do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 18/10/2023



Documento assinado eletronicamente por **Gláucia Nascimento Queiroga**, **PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 18/10/2023, às 17:59, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site [http://sei.ufop.br/sei/controlador\\_externo.php?acao=documento\\_conferir&id\\_orgao\\_acesso\\_externo=0](http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0), informando o código verificador **0610117** e o código CRC **A3154810**.



## Agradecimentos

---

Primeiramente agradeço à minha mãe e meu padrasto por serem meus maiores exemplos, por mostrarem que nenhum desafio é tão grande que não possa ser superado e não se esqueçam nunca: sem vocês eu jamais teria chegado aonde cheguei. Agradeço também à minha vó Regina, minha tia Viviani, meu tio Ká e minha prima Malu por terem sempre estado ao meu lado e me proporcionado leveza em momentos difíceis. Agradeço também ao meu tio Buth e família, pelo apoio, compreensão e bondade, pois, eles são uma peça fundamental para a realização deste sonho. À Ró e Nando pelos laços conquistados desde o dia em que nasci. À minha tia Fátima por todo suporte e confiança durante toda minha vida. Ao meu pai, vó Zeza, tios, tias e primos pelo aconchego e amor que me foi dado por toda minha existência. À Gesa e Dú por serem pessoas incríveis que me ajudaram tanto na graduação.

Ao Xupão, Ramiro e Alexandre pelo aprendizado e oportunidade profissional.

À professora Gláucia por me orientar da melhor forma possível, pela paciência e por me fazer achar minha paixão dentro da Geologia. Agradeço também pelos ensinamentos e tempo compartilhado. Ao Frederico pela oportunidade de pesquisa proporcionada.

Aos meus amigos: Will, Clari, Gabe, Mari, Gu, Fê, Flávio, Isa M. e Isa T. por provarem que não é preciso estar sempre perto para manter uma amizade.

Gostaria agora de agradecer aos amigos que Ouro Preto me proporcionou, em especial: Ynganado, Chicó, Jéssica, Victor, Avonts, Miaxo, Etolfo, Ju, Gabriel, Lucas, Touch, Verme, Mono, Vani, Didácio, Filó, George, Filipe, Zebu, Lakraia, 1,2, Deson, Iza, Sussu, Brasil, Sergin, Fulano, Alf, CAT e Teté.

Às minhas amigas Lexi e Tacita por me darem a força para chegar até aqui e por serem além de amigas, minhas irmãs. Cada momento que passei com vocês está guardado no meu coração. Muito obrigado por me ensinarem o que é amizade verdadeira.

À República Além da Lenda, pelo acolhimento e amizade ao longo dos anos. Com vocês aprendi o significado de irmandade e aprendi o que é força. Obrigado pelos meus melhores anos em Ouro Preto.

Por fim agradeço à Universidade Federal de Ouro Preto, à Escola de Minas, ao Departamento de Geologia, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (pela bolsa de produtividade em pesquisa PQ-1D da orientadora), à FAPEMIG (projeto nº APQ-02811-21) e ao Serviço Geológico Brasileiro-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais por todas as oportunidades proporcionadas e pelo ensino superior gratuito de qualidade durante minha graduação.



# SUMÁRIO

---

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>ix</b>
<b>SUMÁRIO</b> .....	<b>xi</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....	<b>xiii</b>
<b>ÍNDICE DE TABELAS</b> .....	<b>xiv</b>
<b>Resumo</b> .....	<b>xvi</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1.1 APRESENTAÇÃO .....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO .....	2
1.3 OBJETIVOS .....	2
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS .....	3
1.4.1 Revisão Bibliográfica .....	3
1.4.2 Levantamento e organização das lâminas petrográficas .....	3
1.4.3 Análise petrográfica das amostras .....	3
1.4.4 Química Mineral e geotermobarometria .....	3
1.5 ORGANIZAÇÃO DA MONOGRAFIA .....	4
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	<b>5</b>
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO .....	5
2.2 QUADRO ESTRATIGRÁFICO .....	5
2.2.1 Embasamento cristalino .....	7
2.2.2 Supergrupo Rio das Velhas .....	7
2.2.3 Grupo Nova Lima .....	8
2.2.4 Bloco São Bartolomeu .....	8
2.2.5 Grupo Nova Lima no Bloco São Bartolomeu .....	8
2.2.6 Grupo Maquiné .....	10
2.2.7 Supergrupo Minas .....	11
2.2.8 Grupo Itacolomi .....	11
2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL .....	12
<b>3 ESTADO DA ARTE: METAMORFISMO E GEOTERMOBAROMETRIA</b> .....	<b>15</b>
3.1 METAMORFISMO EM ROCHAS PELÍTICAS .....	17
3.2 GEOTERMOBAROMETRIA .....	19
<b>4 RESULTADOS</b> .....	<b>21</b>
4.1 PETROGRAFIA DOS XISTOS PELÍTICOS .....	21
4.2 ANÁLISE DE QUÍMICA MINERAL .....	25
4.2.1 Granada .....	26
4.2.2 Biotita .....	31
4.2.3 Estaurolita .....	35
4.2.4 Plagioclásio .....	37

4.3 GEOTERMOBAROMETRIA.....	41
<b>5 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.....</b>	<b>43</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>45</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

---

<b>Figura 1.1</b> - Imagem de satélite das proximidades do distrito de São Bartolomeu, sudeste do Quadrilátero Ferrífero .....	2
<b>Figura 2.1</b> - Mapa Geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero .....	5
<b>Figura 2.2</b> - Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero .....	6
<b>Figura 2.3</b> - Mapa geológico local .....	7
<b>Figura 3.1</b> - Campos P/T para as diferentes fácies metamórficas. As fácies relacionadas ao metamorfismo de contato com baixa pressão não são incluídas por ocorrerem pontualmente) .....	16
<b>Figura 4.1</b> - A e B) Amostras de mão coletadas, de coloração acinzentada e granulação fina à média. ....	21
<b>Figura 4.2</b> - Fotomicrografia da lâmina MF391 sob luz transmitida. (A) Cianita (Ky) e granada (Grt) acompanhando a foliação com nicóis descruzados .....	22
<b>Figura 4.3</b> - Fotomicrografia da lâmina MF196 (A, B e C) e MF391 (D) sob luz transmitida. (A) Granada (Grt) com nicóis descruzados . ....	23
<b>Figura 4.4</b> - Representação da lâmina indicando os campos analisados. ....	25
<b>Figura 4.5</b> - Imagem de elétrons retro-espalhados com os pontos analisados em granada (1-14), biotita 1 (15-24 e 30), plagioclásio 1 (25-29 e 31), cianita (45 e 46) e apatita (32 e 33) do campo 1.....	26
<b>Figura 4.6</b> - Detalhe da granada 2 (72 – 75), biotita 3 (75 – 80) e plagioclásio 3 (81 e 82), presente no campo 3, mostrando os pontos analisados em imagens de elétrons retro-espalhados.....	27
<b>Figura 4.7</b> - Gráfico de zonamento químico da granada 1 analisada no campo 1.....	28
<b>Figura 4.8</b> - Gráfico de zonamento químico da granada 2 analisada no campo 3.....	28
<b>Figura 4.9</b> - Imagem de elétrons retro-espalhados com os pontos analisados de biotita 2 (61 – 68), estaurolita (52 – 57), plagioclásio 2 (69 – 71) e clorita (58 – 60) do campo 2. ....	31
<b>Figura 4.10</b> - Diagrama ternário Or x Ab x An para a classificação de plagioclásio (Deer <i>et al.</i> 1966). ....	37
<b>Figura 4.11</b> - Gráfico com as temperaturas de metamorfismo obtidas pela média das temperaturas obtidas pelos métodos convencionais. ....	41

## ÍNDICE DE TABELAS

---

<b>Tabela 1.1</b> – Correlação entre as lâminas e seus locais de origem. ....	3
<b>Tabela 3.1</b> - Assembleias minerais gerais de rochas metapelíticas em fácies metamórficas (Bucher & Frey 2002). ....	18
<b>Tabela 4.1</b> - Tabela de descrição microscópica das amostras estudadas. ....	24
<b>Tabela 4.2</b> - Relação dos campos, minerais e pontos analisados. A numeração original dos pontos foi fornecida pelo Laboratório de Microscopia e Microanálises) ....	25
<b>Tabela 4.3</b> - Resultado de análise química mineral em granada (granada 1) do xisto pelítico da lâmina MF391. Py = piropo, Al = almandina, Sp = espessartita, Gr = grossulária. ....	29
<b>Tabela 4.4</b> - Resultado de análise química mineral em granada (granada 2) do xisto pelítico da lâmina MF391. Py = piropo, Al = almandina, Sp = espessartita, Gr = grossulária. ....	29
<b>Tabela 4.5</b> - Resultados de análise química mineral em biotitas (campo 1) do xisto pelítico da lâmina MF391. ....	32
<b>Tabela 4.6</b> - (Continuação). Resultados de análise química mineral em biotitas (campo 2) do xisto pelítico da lâmina MF391. ....	33
<b>Tabela 4.7</b> - (Continuação). Resultados de análise química mineral em biotitas (campo 3) do xisto pelítico da lâmina MF391. ....	33
<b>Tabela 4.8</b> - Resultados de análise química mineral em estauroлита do xisto pelítico da lâmina MF391. ....	36
<b>Tabela 4.9</b> - Resultados de análise química mineral em plagioclásios (campo 1) do xisto pelítico da lâmina MF391. Or = ortoclásio, Ab = Albita, An = anortita. ....	38
<b>Tabela 4.10</b> – (Continuação). Resultados de análise química mineral em plagioclásios (campo 2) do xisto pelítico da lâmina MF391. Or = ortoclásio, Ab = Albita, An = anortita. ....	39
<b>Tabela 4.11</b> - (Continuação). Resultados de análise química mineral em plagioclásios (campo 3) do xisto pelítico da lâmina MF391. Or = ortoclásio, Ab = Albita, An = anortita. ....	40
<b>Tabela 4.12</b> - Síntese dos cálculos termobarométricos para amostra de xisto pelítico MF391 ....	42





## Resumo

---

Este trabalho de conclusão de curso apresenta os resultados de uma análise abrangente que inclui estudos petrográficos realizados para duas amostras, de química mineral e geotermobarométricos aplicados à uma amostra de xisto pelítico da região de São Bartolomeu, localizada no sudeste do Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais. A composição predominante dos xistos estudados inclui quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita e granada, com presença notável de porfiroblastos de estauroлита e cianita. Essa sequência, atribuída à unidade Catarina Mendes do Supergrupo Rio das Velhas, passou por pelo menos um processo metamórfico que atingiu a fácies anfíbolito, sendo a presença de estauroлита e cianita um indicativo do protólito das amostras e das condições de pressão e temperatura atingidas por elas. Análises microquímicas realizadas na amostra MF391 revelaram que o plagioclásio predominante nessas rochas é a andesina, com  $An_{22,2-32,1}$ . Os porfiroblastos de granada são ricos na molécula almandina, de ferro, com uma presença significativa de piropo, de magnésio. Estudos geotermobarométricos foram conduzidos utilizando o geotermômetro granada-biotita e o geobarômetro GASP na amostra MF391. As temperaturas situam-se entre 508 e 612°C, sendo relativamente mais elevadas no núcleo dos cristais. A pressão foi calculada em torno de 4,23 kbar para a borda e 7,58 kbar para o núcleo dos grãos. Além da abordagem pelo método convencional, o banco de dados internamente consistentes do Thermocalc foi empregado no modo *average P-T*, resultando em valores médios de temperatura e pressão de  $657 \pm 41^\circ\text{C}$  e  $7,1 \pm 0,9$  kbar, respectivamente. Embora as rochas da região estejam atualmente cartografadas na unidade Catarina Mendes do Supergrupo Rio das Velhas, idades U-Pb em zircão detrítico recentes sugerem tratar-se de uma sequência mais nova do que o Arqueano, abrindo um leque para novas discussões a respeito da evolução deposicional do QF e, para além disso, uma nova abordagem sobre o metamorfismo que atuou nos protólitos pelíticos dos xistos, que também foi datado em áreas próximas daquela aqui estudada.

**Palavras-chave:** Quadrilátero Ferrífero, Supergrupo Rio das Velhas, unidade Catarina Mendes, xisto pelítico, petrografia, química mineral, geotermobarometria





### 1.1 APRESENTAÇÃO

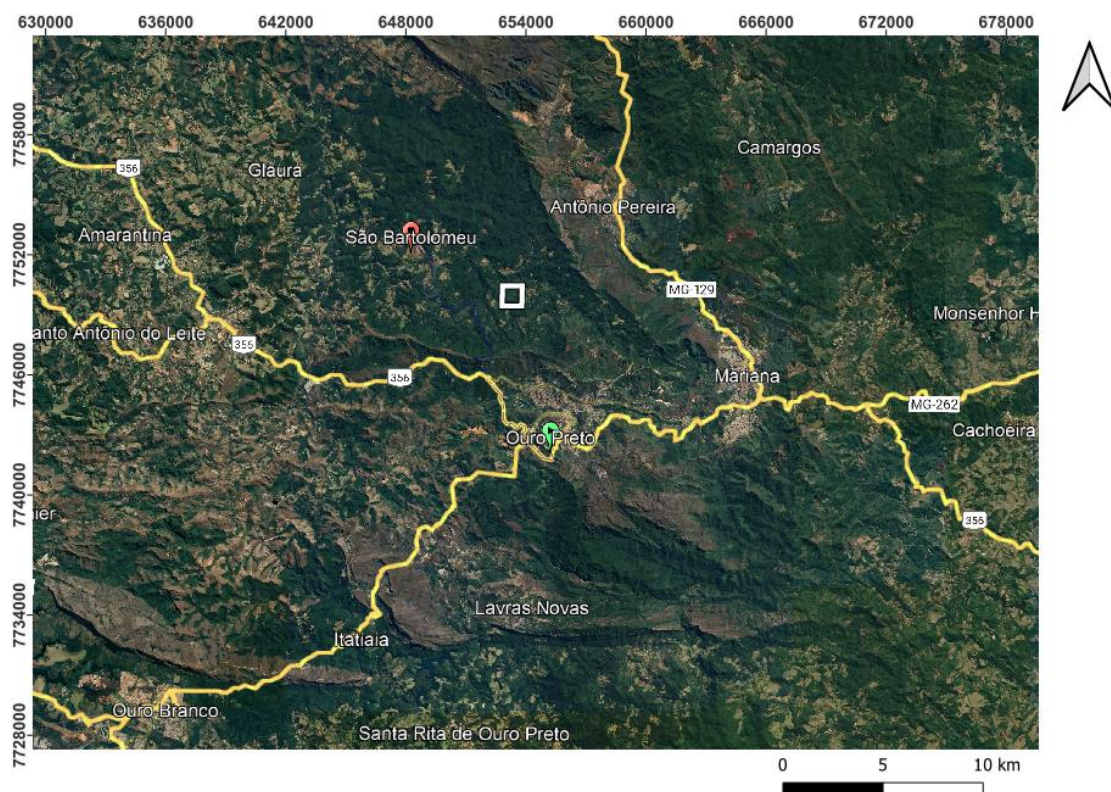
O Quadrilátero Ferrífero (QF) tem cerca de 7000 km<sup>2</sup>, dos quais aproximadamente 1.800 km<sup>2</sup> são ocupados pelo *greenstone belt* representado pelo Supergrupo Rio das Velhas (Baltazar & Zucchetti, 1998). Esse supergrupo é formado por associações de rochas metavulcanossedimentares e sedimentares indicando ambientes marinhos e vulcânicos em épocas compreendidas entre 2,9 e 2,7 Ga (Baltazar & Zucchetti 2007). Dentro das unidades do Supergrupo Rio das Velhas, encontram-se as sequências metavulcanossedimentares do Grupo Nova Lima, que engloba a unidade Catarina Mendes, foco deste Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) e que inclui as rochas metapelíticas aqui estudadas.

A unidade Catarina Mendes é limitada à porção sul do Quadrilátero Ferrífero e constitui-se de níveis centimétricos de rochas calcissilicáticas e turmalinito, níveis de metagrauvaca félsica, lentes de metaparaconglomerado, tremolita xisto e metarenito impuro (Baltazar & Zucchetti 1998). Além disso, também engloba xistos derivados de arenitos e argilitos (Freitas 2019). Com as novas idades U-Pb em zircão detrítico de amostras de xistos pelíticos da região de São Bartolomeu, obtidas na dissertação de mestrado de Freitas (2019) e que se mostram mais jovens do que o Arqueano, a correlação dessas rochas com o Supergrupo Rio das Velhas passa a ser motivo de debates. Além disso, idades U-Pb (LA-ICP-MS) cambrianas em granadas sin-tectônicas de xistos pelíticos obtidas por Paiva-Silva (2023) trazem um novo paradigma do metamorfismo no QF.

É nesse contexto que o presente projeto se encaixa: estudo das rochas que afloram na região de São Bartolomeu objetivando a análise petrográfica de detalhe da sequência, qualificando e quantificando o metamorfismo da região, fazendo um link com as novas idades U-Pb de Paiva-Silva (2023) e Queiroz *et al.* (2019). Ressalta-se que este Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) insere-se na linha de pesquisa “*Petrologia de rochas ígneas e metamórficas*” do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO-UFOP) e representa uma continuação dos estudos iniciados no âmbito de duas iniciações científicas PIBIC-CNPq-CPRM (2021-2022 e 2022-2023). Apoio laboratorial se deveu aos laboratórios de Microscopia da Graduação e da Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais (PPGECRN) e ao Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMic), setor de microsonda eletrônica. O trabalho teve apoio financeiro do projeto FAPEMIG nº APQ-02811-21 e da bolsa de produtividade em pesquisa PQ-1D do CNPq, ambos concedidos à orientadora.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada no distrito de São Bartolomeu, na porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero, região central de Minas Gerais. Situada entre as serras de Ouro Preto e Antônio Pereira, o acesso é feito através da BR-356 (Figura 1.1), uma importante rodovia que liga o estado de Minas Gerais com o Espírito Santo e o Rio de Janeiro.



**Figura 1.1** - Imagem de satélite das proximidades do distrito de São Bartolomeu, sudeste do Quadrilátero Ferrífero, mostrando o principal ponto analisado do representado pelo quadrado branco (MF 196). Em vermelho está representado o distrito de São Bartolomeu, Minas Gerais. Fonte: Google Maps, data de acesso em 19/03/2023.

## 1.3 OBJETIVOS

Os objetivos deste trabalho são:

- 1) Identificar e caracterizar as paragêneses minerais e feições microestruturais dos xistos pelíticos da região de São Bartolomeu, pertencentes à unidade Catarina Mendes, estabelecendo entre elas uma relação temporal;
- 2) Identificar os processos e as condições metamórficas que prevalecem durante a origem dessas rochas, por meio de estimativas termobarométricas;
- 3) Contribuir com os processos metamórficos que atuaram no Quadrilátero Ferrífero, regionalmente na borda sul do Cráton São Francisco.

## 1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

### 1.4.1 Revisão Bibliográfica

A revisão foi produzida levando-se em conta o contexto geológico e a geologia estrutural da região estudada, temas abordados em artigos, outras dissertações e livros didáticos.

### 1.4.2 Levantamento e organização das lâminas petrográficas

As lâminas deste trabalho foram fornecidas pelo co-orientador deste TCC a partir do acervo da CPRM-BH. Foram selecionadas as lâminas petrográficas mais representativas da Unidade Catarina Mendes (Tabela 1.1), as quais estão sendo analisadas no Laboratório de Microscopia do DEGEO-UFOP.

**Tabela 1.1** – Correlação entre as lâminas e seus locais de origem.

Lâmina	Unidade	Litologia
MF196	Catarina Mendes	Xisto pelítico
MF391	Catarina Mendes	Xisto pelítico

### 1.4.3 Análise petrográfica das amostras

As lâminas petrográficas foram descritas com o objetivo de identificar as principais microestruturas, paragênese mineral e composição mineralógica de cada amostra a ser estudada. Essas descrições foram feitas a partir de um microscópio binocular Olympus, sob luz transmitidas. As fotomicrografias foram obtidas num microscópio ZEISS acoplado à câmera AxioCAM Erc5s do Laboratório de Microscopia do PPGEARN-EM-UFOP. As abreviações minerais a serem utilizadas seguirão as normas internacionais propostas por Whitney & Evans (2010).

### 1.4.4 Química Mineral e geotermobarometria

O estudo de química mineral foi realizado em uma amostra de xisto pelítico (amostra MF391) em microsonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8230, equipada com 5 espectrômetros WDS e 1 EDS, no Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMIC) do DEGEO.

A análise foi realizada englobando três campos, em perfis transgranulares em granada, biotita, estauroлита, plagioclásio, cianita, clorita e apatita, totalizando 82 pontos. Para todos os campos selecionados, foram obtidas imagens de elétrons retro-espalhados sobre as quais os pontos analíticos foram plotados. Nos minerais descritos realizaram-se perfis transversais do tipo borda – núcleo – borda a fim de se verificar possível zoneamento químico.

De posse dos dados, os tratamentos para o cálculo das fórmulas estruturais e gráficos de composição, foram realizados utilizando-se tabelas do EXCEL desenvolvidas pela orientadora, bem como o programa MINPET 2.02 e o site <https://www.gabbrosoft.org/spreadsheets/>. As fórmulas minerais foram calculadas com base em 12 oxigênios para as granadas, 8 para os feldspatos, 23 oxigênios equivalentes para a estauroлита e 22 oxigênios equivalentes para as micas.

Os cálculos termobarométricos foram realizados pelo par granada-biotita, de acordo com os parâmetros termodinâmicos de Bhattacharya *et al.* (1992) e Perchuk & Lavrent'eva (1983). Condições de P e T também foram estimadas utilizando o termômetro granada-biotita de Bhattacharya *et al.* (1992) em combinação com a calibração linearizada do barômetro “granada-aluminossilicato-plagioclásio (GASP) de Holland & Powell (1995). O modo *average PT* do programa THERMOCALC (Holland & Powell 1994, 1998) foi utilizado para a realização de cálculos de P e T por meio de um banco de dados internamente consistentes, utilizando os teores dos principais óxidos obtidos pela microsonda eletrônica da paragênese mineral principal em equilíbrio (granada, biotita, plagioclásio, biotita, estauroлита e cianita), considerando quartzo e H<sub>2</sub>O em excesso. O *endmember* piropo, molécula magnésiana da granada, foi retirado do cálculo final porque apresentou alto valor absoluto do parâmetro  $e^*$ , o que atrapalhou os cálculos deixando o erro de confiabilidade (sigfit) maior do que 1,96, quando o esperado era sigfit < 1,96.

## 1.5 ORGANIZAÇÃO DA MONOGRAFIA

Este Trabalho de Conclusão de Curso está estruturado em 5 capítulos conforme exemplificado a seguir:

- **Capítulo 1:** Apresenta a introdução do tema abordado, os objetivos, localização da área de estudo, bem como a metodologia utilizada.
- **Capítulo 2:** Revisa o contexto geológico regional da área de estudo, contando com uma síntese acerca dos trabalhos geológicos produzidos nessa região.
- **Capítulo 3:** Revisa conceitos sobre o metamorfismo em rochas de protólito pelítico e do processo metamórfico dessas rochas através de diferentes métodos.
- **Capítulo 4:** Apresenta os resultados do estudo petrográfico macro e microscópico, bem como os dados microquímicos e termobarométricos.
- **Capítulo 5:** Tem como foco uma discussão dos dados obtidos e explica as conclusões alcançadas por este TCC.

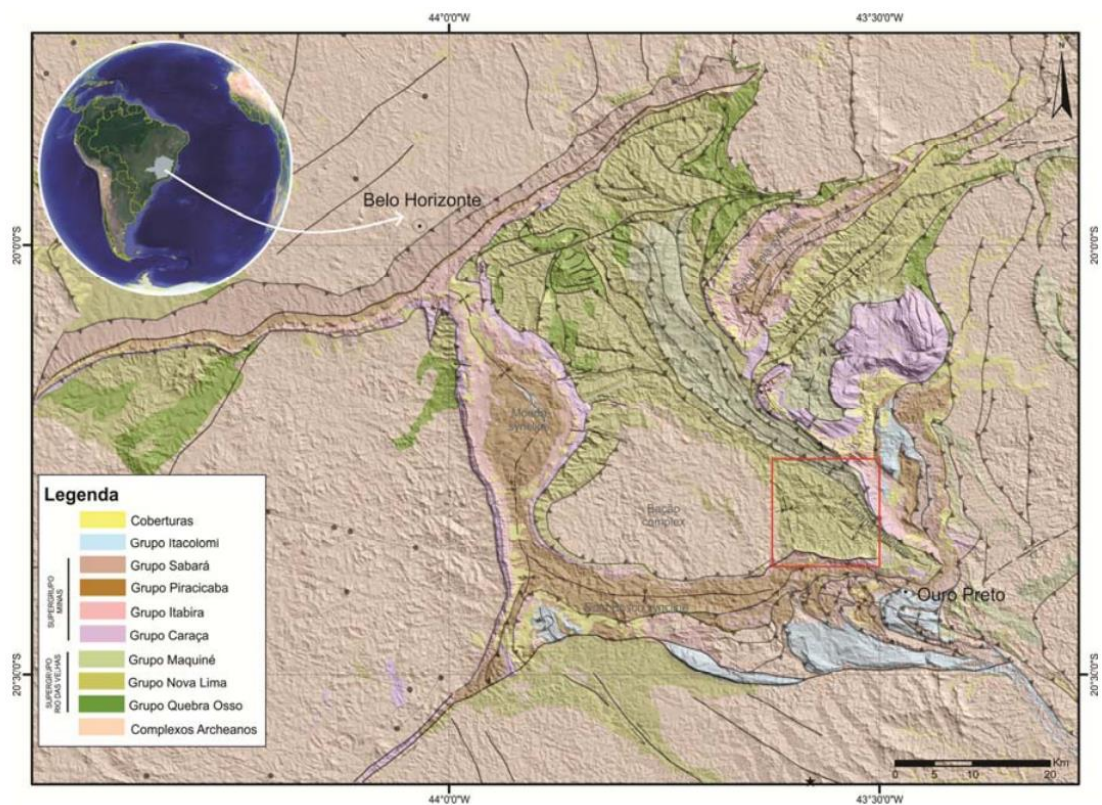


## CAPÍTULO 2

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

#### 2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Em um contexto geotectônico, o Quadrilátero Ferrífero (QF) está inserido na borda sul do Cráton São Francisco (Almeida 1977), compreendendo três unidades principais do Arqueano e Proterozoico, constituídas pelos complexos granito-gnáissicos do embasamento cristalino, a sequência *greenstone belt* relacionada ao Supergrupo Rio das Velhas e sequências de supracrustais mais novas (Baltazar & Zuchetti 2007) (Figura 2.1).

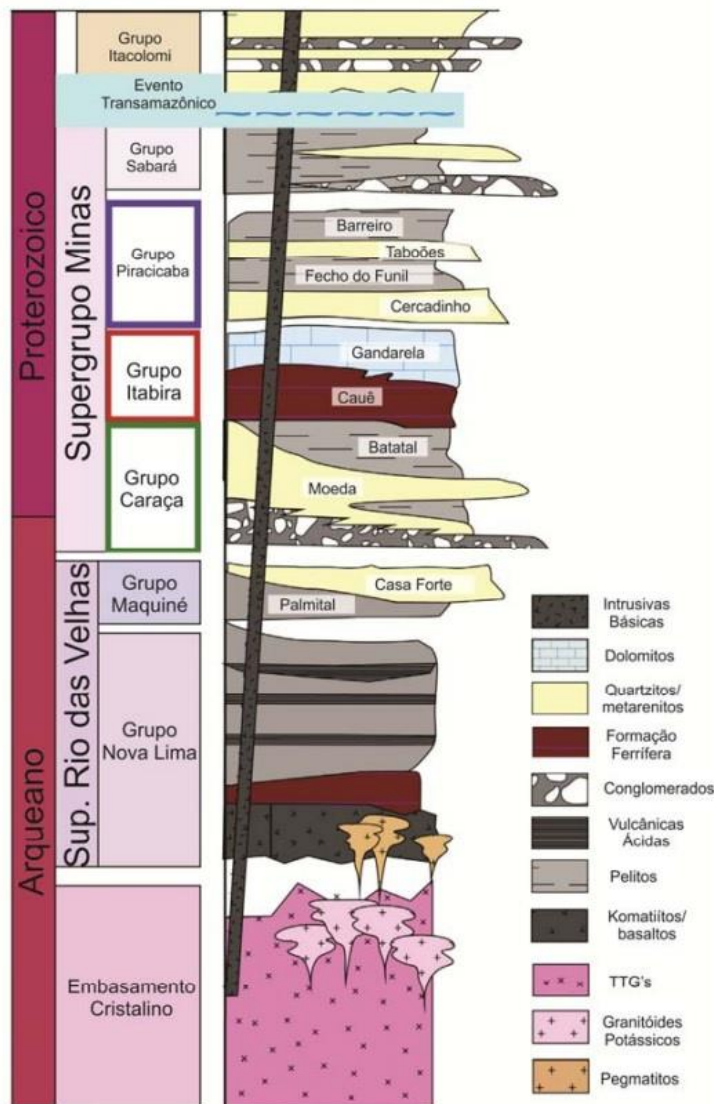


**Figura 2.1** - Mapa Geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero modificado pelo co-orientador deste TCC, Freitas (2019 após Cavalcanti *et al.* 2016). O quadrado vermelho corresponde à Figura 2.3 e representa a área de estudo.

#### 2.2 QUADRO ESTRATIGRÁFICO

Neste TCC é abordada a divisão proposta por Dorr II (1969) e Alkmim & Martins-Neto (2012), cuja subdivisão encontra-se na coluna estratigráfica da Figura 2.2. É válido ressaltar que Endo *et al.*

(2020) revisaram a posição estratigráfica do Grupo Sabará e o incluíram, juntamente com o Grupo Itacolomi, na unidade de topo do Quadrilátero Ferrífero (QF), que é denominada Supergrupo Estrada Real. Independentemente da nomenclatura e posicionamento estratigráfico, tanto o Grupo Sabará quanto o Grupo Itacolomi representam uma sequência de deposição sin-orogênica do tipo flysch e molassa. O metamorfismo regional predominante nessas unidades é da fácies xisto verde a anfibolito, com o grau metamórfico aumentando de oeste para leste, conforme indicado por Dorr II (1969), Alkmim & Marshak (1989) e Queiroz *et al.* (2019).



**Figura 2.2** - Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (Dopico *et al.* 2017, modificada por Freitas (2019) com base nas propostas de Dorr II 1969, Alkmim & Martins-Neto 2012).

### 2.2.1 Embasamento cristalino

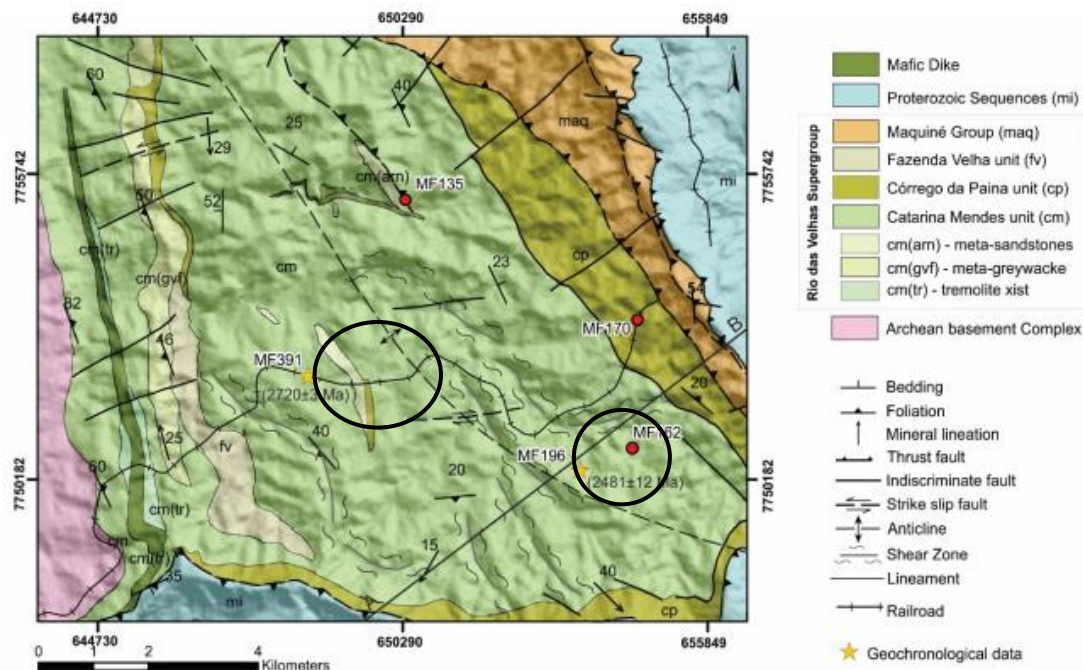
Compreende um complexo de rochas metamórficas que são constituídas de gnaisses bandados ou não, migmatitos, granitoides, anfibolitos e corpos máficos/ultramáficos (Endo *et al.* 2020).

### 2.2.2 Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana e foco deste estudo, é subdividido em dois grupos – Nova Lima e Maquiné – conforme estabelecido por Dorr II (1969). Loczy & Ladeira (1976) reconheceram a “Série” Rio das Velhas como um Supergrupo. Almeida (1976) e Schorscher (1976) sugeriram que o Supergrupo Rio das Velhas fosse correlato a um cinturão do tipo *greenstone belt*, tendo o segundo autor identificado rochas komatiíticas nas margens do córrego Quebra-Ossos (e por isso a denominação Grupo Quebra-Ossos) como componente basal.

Zucchetti & Baltazar (1998) dividiram o *greenstone belt* Rio das Velhas em quatro blocos litotectônicos, sendo eles: Bloco São Bartolomeu, que engloba a área de estudo, Bloco Santa Bárbara, Bloco Nova Lima e Bloco Caeté. Araújo *et al.* (2020) fazem uma redivisão destes blocos unindo o Bloco Nova Lima ao Bloco Caeté.

Levando em consideração a localização das amostras deste estudo (Tabela 1.1) no mapa geológico da Figura 2.3, fica claro que elas ocorrem predominantemente na Unidade Catarina Mendes do Grupo Nova Lima. Entretanto, a CPRM-BH descreveu e cartografou afloramentos nas unidades Córrego da Paina, Fazenda Velha, e Pau D’Óleo. Toda essa sequência será descrita a seguir.



**Figura 2.3** - Mapa geológico local obtido pelo co-orientador deste TCC (Freitas 2019), sinalizando os pontos de amostragem para lâminas delgadas (círculos vermelhos) e dados geocronológicos (em estrela amarela). As amostras estudadas neste TCC estão circuladas de preto.

### **2.2.3 Grupo Nova Lima**

O Grupo Nova Lima está representado por rochas ígneas máficas-ultramáficas que compreendem derrames maciços e almofadados com textura variolítica. Essas rochas são quimicamente similares aos basaltos modernos do tipo NMORB (Basaltos Normais da Cordilheira Meso-Oceânica) e incluem metabasaltos komatiíticos, bem como metaultramáficas com texturas spinifex e cumuláticas (Baltazar & Zucchetti 1998).

De acordo com Baltazar & Zucchetti (1998), com base em associação de litofácies, o Grupo Nova Lima pode ser dividido da seguinte forma, da base para o topo: Quebra-Ossos, Córrego dos Boiadeiros, Ouro Fino, Morro Vermelho, Ribeirão Vermelho, Mestre Caetano, Santa Quitéria, Córrego do Sítio e Mindá. No extremo sul do QF, em torno do Complexo Bação, foram identificadas as unidades Catarina Mendes, Córrego da Paina, Fazenda Velha e Pau d'Óleo (Baltazar & Zucchetti 1998), que serão descritas a seguir.

### **2.2.4 Bloco São Bartolomeu**

O Bloco São Bartolomeu é localizado na porção sul do Quadrilátero Ferrífero, ao redor do Complexo Bação, é separado ao norte do Bloco Nova Lima pela falha Bem-Te-Vi e do Bloco Caeté, a leste, pela falha de São Vicente (Baltazar & Zucchetti 1998). Caracteriza-se por rochas metassedimentares clásticas de granulação grossa e rochas metacarbonáticas, ambas metamorfisadas em fácies anfíbolito (Baltazar & Zuchetti 1998).

Baltazar & Zucchetti (1998) ressaltam a peculiaridade desta área em relação ao grau metamórfico, que se encontra mais alto (fácies anfíbolito), pela ausência de vulcanismo básico-ultrabásico, comum nos demais *greenstone belts* e pela natureza de sua sedimentação com contribuição de fonte granítica (seixos de gnaiss trondhjemítico) e vulcânica (seixos de metadacito nas camadas de metaconglomerado da Unidade Catarina Mendes), além da fonte vulcanogênica nos demais blocos.

### **2.2.5 Grupo Nova Lima no Bloco São Bartolomeu**

#### *2.2.5.1 Unidade Catarina Mendes*

A unidade Catarina Mendes possui ocorrência restrita ao Bloco São Bartolomeu e tem como seção-tipo uma pedreira localizada próxima ao município de Ouro Preto.

Constitui-se de metagrauvas homogêneas que ocorrem com frequentes níveis centimétricos de rochas calcissilicáticas e, subordinadamente, turmalinito, níveis de metagrauvas félsicas, lentes de metaparaconglomerado e metarenito impuro (Baltazar & Zucchetti 1998). Apresenta bandamento

composicional marcado por intercalações rítmicas de granulação grossa nas porções basais e muito fina nas porções superiores, em uma sucessão de ciclos geralmente granodecrescentes e contatos abruptos na base (Freitas 2019).

As rochas da unidade Catarina Mendes são compostas principalmente por quartzo, feldspato, biotita, clorita, carbonato, anfibólio, estaurolita, cianita e granada. Os diferentes tipos de rochas que compõem essa unidade incluem carbonato-clorita-biotita-plagioclásio-quartzo xisto, sericita-biotita-clorita-quartzo xisto, quartzo-clorita xisto, granada-biotita-quartzo xisto e clorita-biotita-plagioclásio-quartzo xisto com cianita, estaurolita e granada.

Há também camadas pouco expressivas de formação ferrífera bandada pouco magnética, fácies carbonato, e camadas centimétricas de rocha calcissilicática (metamarga), composta de quartzo, anfibólio, biotita, granada, epidoto e raras camadas de turmalinito (Baltazar & Zucchetti 1998). O metamorfismo presente na unidade Catarina Mendes é da fácies anfibolito, com retrometamorfismo na fácies xisto verde. Embora tenha sido inicialmente interpretado como auréolas metamórficas ao redor do Complexo Bação, a ausência de isógrads típicas de metamorfismo de contato leva a uma interpretação de um metamorfismo regional (Tuller & Ribeiro 1994 *in* Freitas 2019)

A unidade Catarina Mendes é cortada por diques de rochas básicas correspondentes à diabásio, anfibolito e gabro, sugerindo atividade magmática tardia de idade ainda indeterminada (Zucchetti *et al.* 1996)

O contato entre a Unidade Catarina Mendes e os xistos pelíticos e carbonosos da unidade Córrego do Sítio, bem como com as rochas do Supergrupo Minas, é resultado de processos tectônicos, apresentando uma transição com as unidades metassedimentares Fazenda Velha, Córrego da Paina e Pau d'Óleo. Os seus contatos com o Complexo Bação também são tectônicos, mas pode ser difícil a observação dos mesmos devido ao intemperismo químico, resultando em grandes perfis de solos sobre os xistos, além da circulação de fluidos e intensa milonitização que afetam as amostras do Sg. Rio das Velhas nos contatos com o embasamento cristalino (Freitas 2019).

Freitas *et al.* (2019), através da análise de duas amostras pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão detrítico, estabelecem a idade máxima de deposição dos protólitos dos xistos pelíticos a margosos da Unidade Catarina Mendes em  $2098 \pm 34$  Ma, modificando consideravelmente a sua interpretação geológica.

#### 2.2.5.2 Unidade Fazenda Velha

Essa unidade é composta por metagrauvacas (feldspática e quartzosa), metarenito feldspático, finos níveis de metargilito carbonoso e de rocha calcissilicática, que se distribuem em ciclos

granodécrescentes de espessura centimétrica a métrica (Baltazar & Zucchetti 1998). Os principais litotipos são plagioclásio-clorita-quartzo xistos, sericita-plagioclásio-biotita-clorita-quartzo xistos e biotita-plagioclásio-quartzo-mica xistos. O metamorfismo é na fácies anfíbolito com retrometamorfismo na fácies xisto verde. As estruturas primárias observadas nesta unidade são estratificações gradacional, cruzada tabular e cruzada acanalada (Baltazar & Zucchetti 1998).

#### 2.2.5.3 *Unidade Córrego da Paina*

Essa unidade ocorre também restrita ao Bloco São Bartolomeu, sendo caracterizada por intercalações de metargilito, metassilito, metassilito arenoso, metarenito impuro e metagrauvascas, com predomínio da fração argilosa e delgados níveis de xisto carbonoso e formação ferrífera fracamente magnética (Baltazar & Zucchetti 1998). É constituída de quartzo-mica-clorita xisto, quartzo-clorita xisto e biotita-plagioclásio-quartzo-mica xisto, com delgadas intercalações de xisto carbonoso e formação ferrífera. Encontram-se foliados, laminados a centimetricamente bandados, com estratificações gradacional, plano-horizontal e cruzada de pequeno porte (Freitas 2019). Representa uma sequência turbidítica argilosa, depositada em ambiente marinho distal em relação à fonte. Os contatos com as unidades Catarina Mendes e Fazenda Velha são transicionais, com as rochas do Complexo Bação, tectônico, e com o Grupo Maquiné e Supergrupo Minas por empurrão (Baltazar & Zucchetti 1998).

#### 2.2.5.4 *Unidade Pau D'Óleo*

A unidade Pau D'Óleo é uma sequência arenosa com contribuição carbonática. É constituída por plagioclásio-carbonato-quartzo-mica xisto e sericita-carbonato- plagioclásio-quartzo xisto. Possui um bandamento composicional caracterizado por maior concentração de sericita e clorita que se alternam com bandas enriquecidas em quartzo, feldspato e carbonato. Esse bandamento representa ciclos marcados por níveis de metassilito, metarenito e metagrauvasca, que deram origem a xistos de composição alternada (Baltazar & Zucchetti 1998).

### 2.2.6 **Grupo Maquiné**

O Grupo Maquiné é descrito como uma unidade pós-orogênica e é subdividido em duas formações – Palmital (basal) e Casa Forte (topo) – que consistem em sequências de grauvasca-argilito transicionais entre si, de características muito peculiares; carbonáticas, com frequentes intercalações de anfíbolitos e rochas calcissilicáticas, em grau metamórfico variável da fácies xisto verde a anfíbolito (Baltazar & Zucchetti 1998).

### **2.2.7 Supergrupo Minas**

Dorr II (1969) divide o Supergrupo Minas da base para o topo em quatro grupos: Caraça, Itabira, Piracicaba e Sabará. Segundo Alkmim *et al.* (1994), o Grupo Itacolomi pode ser considerado uma fácies marginal do Supergrupo Minas. Dutra *et al.* (2020) retiraram formalmente o Grupo Tamanduá da estratigrafia do Supergrupo Minas e o correlacionaram ao Supergrupo Espinhaço, que possui idade paleo-mesoproterozoica.

De acordo com Rosière & Chemale (2000) e Bekker *et al.* (2003), o Grupo Caraça é constituído por metapsamitos e metaconglomerados aluviais a deltaicos da fase rifte, que apresentam transição gradual para filitos carbonáticos, metarenitos e metapelitos de água marinha rasa.

O Grupo Itabira originou-se a partir da deposição de sedimentos em ambientes marinhos rasos a profundos (Dorr II 1969), que foram depositados de maneira concordante sobre o Grupo Caraça, em um ambiente tectonicamente estável e sob um clima uniforme (Barbosa 1979).

Segundo Dorr II (1969), o Grupo Piracicaba é composto por sedimentos que foram depositados em um ambiente predominantemente deltaico e marinho de águas rasas, durante períodos de transgressões e regressões marinhas. Esses sedimentos sobrepõem o Grupo Itabira, estabelecendo um contato estrutural geralmente concordante, mas localmente erosional e discordante.

O Grupo Sabará foi descrito originalmente por Dorr II (1969) como a Formação Sabará, que corresponde à camada mais alta do Grupo Piracicaba. Posteriormente, Renger *et al.* (1994) redefiniram essa unidade como Grupo Sabará. Esse grupo é composto por uma variedade de rochas, incluindo metargilitos, metarenitos, metaconglomerados, quartzitos, filitos grafitosos, tufitos, rochas metavulcânicas máficas e ácidas (Costa 1961, Barbosa 1968, Dorr II 1969, Ferrari 1981), além de camadas lenticulares de formações ferríferas bandadas (Klein & Ladeira 2000) e metarenitos ferruginosos.

Em termos de idade, a deposição máxima do Supergrupo Minas é datada entre 2600 e 2100 Ma, conforme indicado por Alkmim & Marshak (1998), Nunes (2016) e Dopico *et al.* (2017).

### **2.2.8 Grupo Itacolomi**

O Grupo Itacolomi é composto por xisto, metaconglomerado, metarcóseo, quartzito, quartzito arcoseano e quartzitos filítico, caracterizando-se por uma sequência típica de bacia molássica orogenética que recobre a sequência do Supergrupo Minas, principalmente na parte sul do QF (Alkmim *et al.* 1994).

## 2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Estruturalmente, Dorr II (1969) caracteriza a região do Quadrilátero Ferrífero como sendo submetida a inúmeros eventos deformacionais. O autor caracteriza diversas desconformidades angulares como evidência de que o Supergrupo Rio das Velhas passou por um processo deformacional antes da deposição do Supergrupo Minas.

O segundo evento deformacional teria ocorrido pós-deposição do Supergrupo Minas e anterior ao Grupo Itacolomi. As evidências desta deformação também se originam da desconformidade angular observada entre as rochas do Grupo Piracicaba e as rochas do Grupo Itacolomi (Dorr II 1969).

O evento orogênico pós-Itacolomi é caracterizado por Dorr II (1969) como sendo o principal evento deformacional da região. Embora muitas das principais estruturas geológicas tenham direção nordeste, algumas delas seguem para noroeste e duas das maiores seguem para norte e leste, respectivamente (Dorr II 1969). A maioria dos sinclinais resultantes deste evento se apresentam invertidas em direção ao oeste e noroeste e há evidências de que as estruturas dômicas previamente formadas atuaram alterando localmente o padrão deformacional (Dorr II 1969). A sequência de estruturas formadas durante a orogenia, iniciou-se com a formação de dobras, seguidas pela formação de falhas de empurrão e finalizou com a formação de falhas normais. Estas estruturas afetam todas as rochas da região, incluindo granitos. A origem do esforço tectônico neste processo deformacional originou-se a leste do QF (Dorr II 1969).

Como principais estruturas dobradas em escala regional, Dorr II (1969) lista o sinclinal Dom Bosco, o sinclinal Moeda, a serra do Curral, o sinclinal Gandarela e o sinclinal Ouro Fino.

Posteriormente à contribuição de Dorr II (1969), diversos outros autores realizaram estudos na área, aprofundando o conhecimento acerca desta região tão complexa. De forma geral, os estudos que se seguiram concordam com as hipóteses levantadas por Dorr II (1969) quanto a geometria e estruturas presentes na região, assim como quanto ao entendimento de que grande parte destas estruturas tiveram origem em regime compressional, porém, alguns autores divergem em determinados aspectos.

Markshak & Alkmim (1989), por sua vez, consideram que houve quatro eventos deformacionais afetando a região do QF, sendo i) evento compressivo formando dobras vergentes para NW (Transamazônico), ii) evento compressivo, desta vez NS, e que afeta inclusive o embasamento, formando falhas de empurrão, iii) evento em regime distensivo, ocasionando o posicionamento de diques e formação de zonas de cisalhamento, iv) novo evento compressivo de direção EW (Brasiliano).

Chemale *et al.* (1994) propõem um novo modelo evolutivo para área, composto por dois eventos deformacionais principais: i) evento distensional, resultando na formação dos domos e intrusões



graníticas, sendo os sinclinais observados na região um resultado da formação das estruturas dômicas (Transamazônico), ii) evento compressional formando falhas de empurrão e sobras com vergência para oeste (Brasiliano).

Endo (1997) propõe um modelo com dez fases deformacionais. Este autor sugere uma deformação transcorrente em evento pré-Rio das Velhas, o que afetaria, portanto, apenas a porção do embasamento. Em seguida, após a deposição do SGRV, três eventos deformacionais, também transpressivos, afetam os sedimentos recém depositados (orogênese Rio das Velhas). Em seguida, após a deposição do Supergrupo Minas, o evento Transamazônico deforma toda a região em duas fases transpressivas e duas fases transtrativas alternadas entre si, sendo as duas últimas, inclusive, responsáveis pela deformação do Grupo Itacolomi. E por fim, o evento Brasileiro composto por duas fases transpressivas afetam toda a região.

Endo *et al.* 2020 define três dobras de escala regional: *Nappe* Curral com vergência para N-NE; Sistema de *Nappes* Ouro Preto com vergência S-SW e dobras da terceira geração resultantes de amplificação e ou redobramento.

A *nappe* Curral é uma megadobra alóctone vergente para norte que domina o cenário estrutural da porção ocidental do QFe (Endo *et al.* 2005 in Endo *et al.* 2020). Essa *nappe* é caracterizada por uma tectônica epidérmica envolvendo as unidades do *greenstone* do Supergrupo Rio das Velhas e Minas, bem como os Complexos Bonfim e Bação (Endo *et al.* 2020). Algumas dobras secundárias se associam com a *nappe* Curral, dentre elas: Anticlinal Bonfim, Anticlinal Curral, Sinclinal Moeda, Sinclinal de Mutuca, Anticlinal dos Fechos, Anticlinal Catarina, Sinclinal das Gaiovas e Sinclinal Mangabeiras (Endo *et al.* 2020)

O Sistema de *Nappes* Ouro Preto configura-se por constituir um arranjo geométrico e cinemático de uma tectônica epidérmica, as estruturas derivadas desse evento são encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, Minas. Estrada Real e com o envolvimento dos complexos metamórficos Santa Bárbara e Guanhões. Esse sistema se articula em quatro *nappes*: Maquiné, inferior; Santa Rita; Ouro Preto e Itabira-Rio Piracicaba, superior (Endo *et al.* 2020).

Tem-se ainda as dobras da terceira geração resultantes do evento deformacional de idade Brasileira, que foi o responsável por amplificar e redobrar as estruturas do Quadrilátero Ferrífero (Endo *et al.* 2020). As feições geradas por esse evento são resultantes de duas direções de encurtamento crustal, uma E-W e outra N-S. Os efeitos do encurtamento E-W são a inversão da aba leste do sinclinal Moeda, já o encurtamento N-S foi responsável pela formação dos Sinclinal Cláudio Manoel, anticlinal Acaiaca e o Sinclinal Alegria-Fábrica Nova (Endo *et al.* 2020).



## CAPÍTULO 3

### ESTADO DA ARTE: METAMORFISMO E GEOTERMobarometria

---

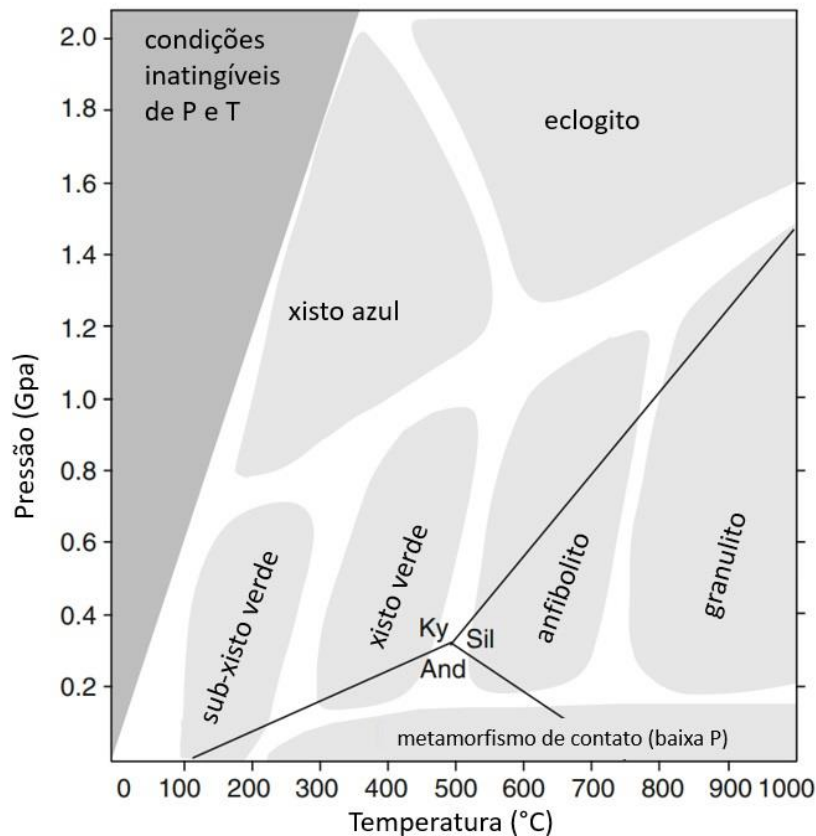
O processo geológico de modificação, ainda no estado sólido, da composição mineralógica e/ou da estrutura de rochas como resultado da variação das condições de pressão e/ou temperatura é denominado metamorfismo. Rochas metamórficas se originam a partir da transformação de rochas pré-existentes, conhecidas como protólitos, que podem ter tido origem ígnea, sedimentar ou metamórfica. Essa transformação ocorre devido a reações químicas diversas, que são desencadeadas por mudanças físicas e/ou químicas associadas a processos geodinâmicos de grande escala (Bucher & Grapes 2011, Fettes & Desmons 2007). Geralmente, o processo metamórfico ocorre de maneira isoquímica e em situações em que ocorrem modificações químicas significativas, esse processo é denominado metassomático (Bucher & Grapes 2011).

Os limites do metamorfismo podem variar de acordo com o tipo de rocha e as condições específicas de ocorrência. De acordo com Bucher & Grapes (2011), o limite inferior de temperatura é estabelecido em cerca de  $150\text{ °C} \pm 50\text{ °C}$ , enquanto o limite superior é a temperatura de fusão do protólito em questão. É importante mencionar que situações de fusão parcial, responsáveis pela formação de migmatitos, são consideradas dentro dos domínios tanto da petrologia ígnea quanto da metamórfica. No que diz respeito aos limites de pressão, eles abrangem valores desde próximos à pressão atmosférica até pressões comparáveis às encontradas no manto, especialmente quando se trata de rochas portadoras de diamantes (Bucher & Grapes 2011).

O conceito de fácies metamórfica, originalmente proposto por Eskola (1915) e posteriormente ampliado por outros autores, como Turner (1981), desempenha um papel fundamental e altamente significativo. Esse conceito refere-se a um grupo de rochas que compartilham uma composição mineral específica, resultante de um equilíbrio das condições de temperatura e pressão e, em muitos casos, da pressão parcial de água durante a formação da rocha. Além disso, essas rochas exibem uma distribuição correlacionada no espaço e no tempo.

Inicialmente, Eskola (1920, 1939) propôs oito fácies metamórficas distintas. Atualmente, são adotadas um total de onze fácies que abrangem uma variedade de condições metamórficas. Essas fácies são as zeólitas, prehnita-pumpellyita, xisto-verde, anfíbolito e granulito, associadas a metamorfismo de pressão média ou do tipo dinamotermal/orogênico. Além disso, tem-se a albita-epidoto-hornfels, hornblenda-hornfels, piroxênio-hornfels e sanidinito, associadas a metamorfismo de pressão baixa ou

de contato. Por fim, tem-se a xisto-azul e eclogito, associadas a metamorfismo de pressão alta, típico de zonas de subducção. Essas fácies são estabelecidas com base em estudos envolvendo rochas de referência, como basaltos do tipo MORB, cujos limites de pressão e temperatura são ilustrados na Figura 3.1 (Bucher & Frey 1994, Spear 1995, Bucher & Grapes 2011).



**Figura 3.1** - Campos P/T para as diferentes fácies metamórficas. As fácies relacionadas ao metamorfismo de contato com baixa pressão não são incluídas por ocorrerem pontualmente (And = andaluzita, Ky = cianita e Sil = Silimanita) (Bucher & Grapes 2011).

Com o avanço dos estudos sobre o metamorfismo, novos conceitos têm surgido. Entre esses conceitos, destacam-se o grau metamórfico (Winkler 1979), as zonas metamórficas e as zonas de minerais índices (Barrow 1893, 1912; Tilley 1925). Essas abordagens têm permitido uma correlação cada vez mais precisa entre as diferentes fases minerais encontradas nas rochas metamórficas e as diversas condições de temperatura e pressão sob as quais se formaram. Além disso, torna-se possível relacionar essas características minerais com os protólitos correspondentes e os processos específicos de geração das rochas metamórficas (Bucher & Grapes 2011).

No presente trabalho, serão abordados os conceitos e características referentes ao metamorfismo de rochas de protólito pelítico que serão descritas no item 3.1.

### 3.1 METAMORFISMO EM ROCHAS PELÍTICAS

De acordo com Bucher & Grapes (2011), rochas metapelíticas são rochas metamórficas originadas a partir de sedimentos e/ou rochas sedimentares de granulometria fina, geralmente com tamanho menor que 2  $\mu\text{m}$ , e que são ricas em argilominerais, como folhelhos, argilitos e lamitos, ou ainda, de sedimentos e/ou rochas siltosas. Por outro lado, Yardley (2004) considera o termo apropriado para rochas metamórficas que apresentam um alto teor de alumínio (Al) e um baixo teor de cálcio (Ca).

Para o metamorfismo em rochas pelíticas tem-se o sistema químico KFMASH ( $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , além do  $\text{H}_2\text{O}$  em excesso) e seus minerais característicos associados a rochas metamórficas desse tipo, conforme destacado por Bucher & Grapes (2011). Esses minerais incluem granada, clorita, estauroлита, muscovita, biotita e os polimorfos de  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  (andaluzita, cianita e sillimanita), bem como o cloritóide (Bucher & Grapes 2011).

Bucher & Grapes (2011) destacam que, do ponto de vista petrogenético, as rochas metapelíticas são excelentes marcadores do metamorfismo progressivo. Pequenas variações de temperatura e pressão modificam suas paragêneses minerais, permitindo a avaliação das condições específicas em que o metamorfismo ocorreu em áreas contíguas. Além disso, a ampla e regular distribuição dessas rochas possibilita estudos em escala local e regional. Outro aspecto positivo é a disponibilidade de uma grande variedade de calibrações de geotermômetros e geobarômetros para esses litotipos na literatura, o que os torna valiosos para estudos petrogenéticos. Na Tabela 3.1, são expostas as assembleias minerais predominantes nas rochas metapelíticas para as diferentes fácies metamórficas, bem como a composição do protólito pelítico.

**Tabela 3.1** - Assembleias mineralis gerais de rochas metapelíticas em fácies metamórficas (Bucher & Frey 2002).

	Protólito	Fácies metamórfica					
		Sub-xisto verde	Xisto verde	Anfibolito	Granulito	Xisto azul	Eclogito
Metapelitos	Argila* + Quartzo ± Albita ± K- feldspato	Caulinita (pirofilita) + Clorita + Illita + Quartzo	Pirofilita (aluminossilicato) + Clorita + Muscovita ± Plagioclasio ± Cloriotide ± Biotita ± Granada	Estauroлита + Clorita + Granada + Muscovita	Biotita + Aluminossilicatos + K-feldspato + Granada + Ortopiroxênio + Quartzo	Ortopiroxênio + Aluminossilicatos + Quartzo ± Safirina ± Espinélio	Fengita + Carfolita
				Estauroлита + Biotita + Aluminossilicatos + Muscovita			
				Estauroлита + Biotita + Granada + Muscovita	Ortopiroxênio + Cordierita + Biotita + Quartzo	Fengita + Talco + Granada	Talco + cianita
				Cordieirita + Biotita + Granada + Muscovita			

\*Argila abrange: esmectita, vermiculita, saponita, caulinita etc.

Barrow (1893, 1912) e Tilley (1925) realizaram estudos que evidenciaram o aparecimento de novos minerais à medida que as condições de temperatura e pressão aumentavam em uma mesma região, caracterizando o metamorfismo regional ou progressivo. Esse fenômeno levou ao desenvolvimento do conceito de zonas metamórficas, que são definidas pelas ocorrências específicas de minerais índice. Seis zonas metamórficas distintas foram identificadas por esses autores:

1. Zona da clorita: assembleia mineral é composta por clorita, muscovita, quartzo e albita. Conforme Yardley (2004), essa zona também pode incluir cloritoide, que se forma durante a transição da fácies de sub-xisto verde para xisto verde, de acordo Bucher & Grapes (2011);
2. Zona da biotita: marcada pelo aparecimento da biotita, a qual se encontra em equilíbrio com os minerais da zona da clorita, em temperaturas ao redor de 400°C (Bucher & Grapes 2011);
3. Zona da granada: marcada pelo surgimento da granada e permanência, em equilíbrio, dos minerais da zona da biotita (em alguns casos é ausente clorita). O aparecimento da granada ocorre por volta de 450°C (fácies xisto verde) (Bucher & Grapes 2011);
4. Zona da estauroлита: minerais da zona da granada agora em equilíbrio com estauroлита, podendo não ocorrer clorita. Segundo Bucher & Grapes (2011) a estauroлита aparece em torno de 500°C;

5. Zona da cianita: marcada pelo aparecimento da cianita e inexistência de cloritoide e clorita, mas, ainda em equilíbrio com os demais minerais da zona da estauroлита;
6. Zona da sillimanita: marcada pelo aparecimento de sillimanita (em conjunto com biotita, muscovita, plagioclásio, quartzo, granada e, por vezes, estauroлита e cianita).

### **3.2 GEOTERMobarOMETRIA**

A determinação das condições de pressão e temperatura nas quais diferentes litotipos se formaram é essencial para estudos petrogenéticos. Nesse contexto, a geotermobarometria desempenha um papel crucial, pois permite calcular as condições de temperatura e pressão de formação ou metamorfismo de uma rocha específica, com base na paragénes mineral e na composição química conhecida (Bucher & Grapes 2011). Para realizar esses cálculos, são utilizados softwares específicos, como o THERMOCALC, de Powell & Holland (1994, 1998), que se baseiam em cálculos termodinâmicos. Para isso, são necessários estudos que forneçam dados da composição química (por exemplo, por meio de técnicas como fluorescência de raios-X e microsonda eletrônica) e da mineralogia (por meio de microscopia ótica) dos litotipos que serão investigados nesses estudos (Bucher & Grapes 2011).

A geotermobarometria, conforme apontado por Bucher & Grapes (2011), fundamenta-se no estudo das assembleias de minerais em equilíbrio em uma determinada rocha. Esse método permite estabelecer reações entre os componentes dessas fases minerais, incluindo sua formação e consumo, bem como determinar as temperaturas e pressões (intervalo P-T) nas quais essas fases estão em equilíbrio e as reações associadas a elas. É importante que essas reações sejam independentes entre si para que a análise seja precisa e confiável.

As reações de troca catiônica e as reações de transferência de massa são os dois principais tipos de transformações mineralógicas que ocorrem devido ao metamorfismo. Na reação de troca catiônica, ocorre a permuta de átomos entre dois átomos de elementos similares, podendo ocorrer em sítios cristalinos de um único mineral ou entre dois minerais distintos. Já na reação de transferência de massa, há o consumo de fases minerais existentes, resultando na formação de novas fases minerais (Bucher & Grapes 2011).

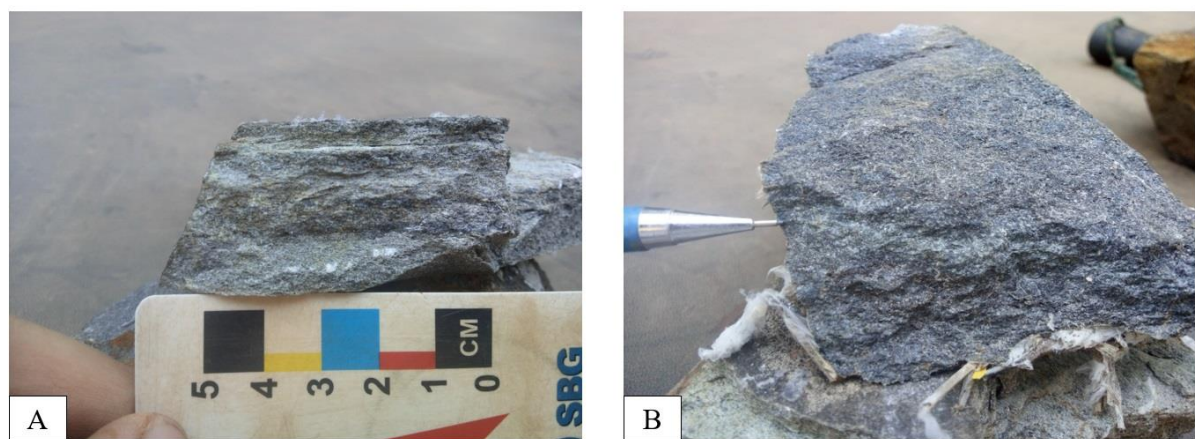
Com o objetivo de determinar as condições de pressão e temperatura das rochas, é essencial estabelecer geotermômetros e geobarômetros confiáveis. De acordo com Bucher & Grapes (2011), geotermômetros potenciais são reações que apresentam uma variação ínfima (ou até mesmo inexistente) de volume, mas com uma grande variação de entropia. Por outro lado, bons geobarômetros são aqueles que exibem uma variação significativa de volume durante as reações metamórficas.

Nesse contexto, as reações de troca catiônica, como a que ocorre no par granada-biotita (intercâmbio  $\text{Fe}^{2+} \pm \text{Mg}$ ), são consideradas excelentes geotermômetros. Essas reações são a base para calibrações usuais realizadas por pesquisadores, tais como Bhattachayra et al. (1992) e Perchuk & Lavrent'eva (1983), que serão utilizadas nos cálculos termobarométricos convencionais deste estudo (TCC). Por outro lado, as reações de transferência de massa constituem bons geobarômetros convencionais. Um exemplo é a reação GASP (granada- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartzo-plagioclásio), que serve como base para as calibrações desenvolvidas por Newton & Haselton (1981), Koziol & Newton (1988) e Koziol (1989), entre outros pesquisadores. Bucher & Grapes (2011) ressaltam a aplicabilidade desses métodos, destacando que o par granada-biotita é um geotermômetro ideal para rochas de fácies xisto verde superior e anfíbolito, enquanto o geobarômetro GASP é recomendado para rochas de fácies anfíbolito a granulito. Além disso, a utilização desse geobarômetro é viável em rochas metapelíticas devido à existência de solução sólida entre os minerais granada e plagioclásio.



#### 4.1 PETROGRAFIA DOS XISTOS PELÍTICOS

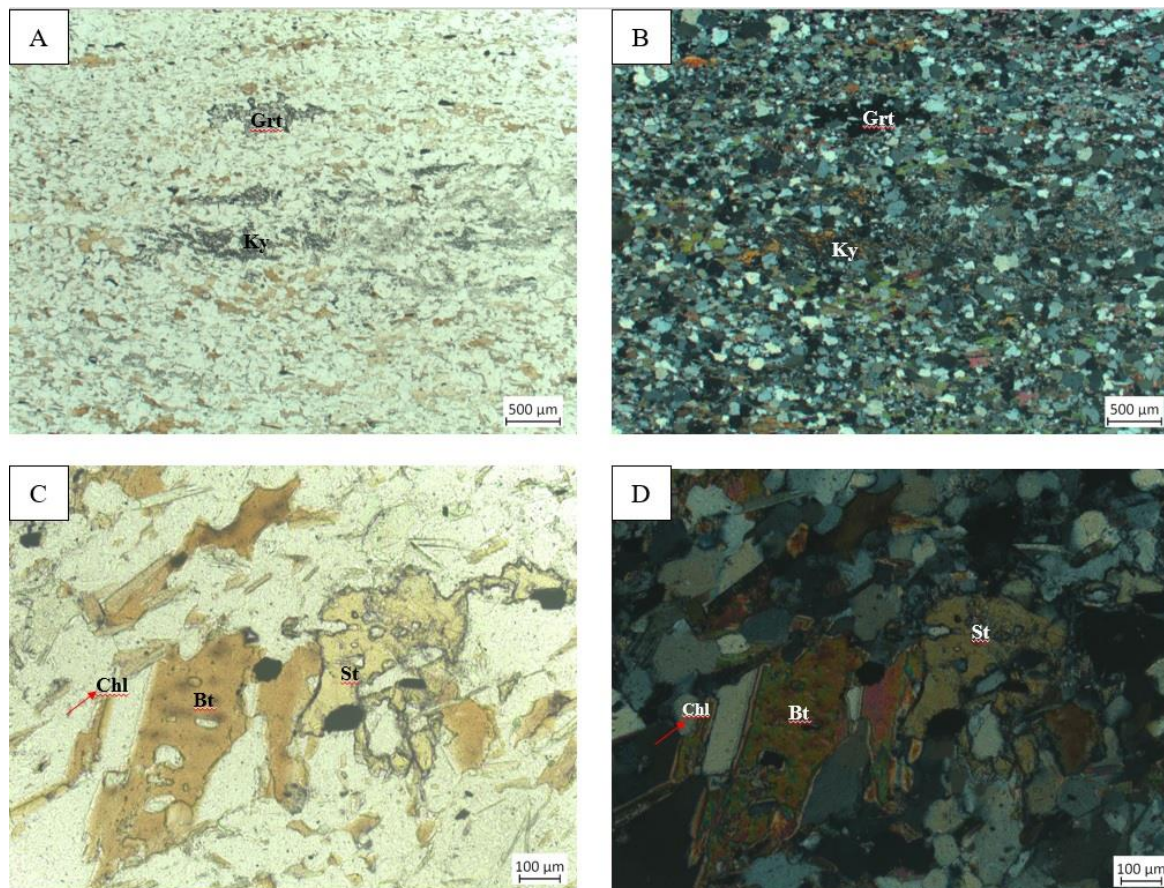
Os xistos pelíticos encontram-se ao longo da ferrovia de aço nas proximidades de São Bartolomeu, sudeste do Quadrilátero Ferrífero, de onde foram retiradas as amostras representadas na Figura 4.1. Trata-se de uma rocha acinzentada, com granulação variando de fina a média, apresentando uma foliação bem-marcada. Macroscopicamente, a mineralogia é representada por quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita ( $\pm$  granada,  $\pm$  estauroлита).



**Figura 4.1** - A e B) Amostras de mão coletadas, de coloração acinzentada e granulação fina à média (Acervo CPRM).

As rochas denominadas como xisto pelítico encontradas no Quadrilátero Ferrífero foram analisadas através de lâminas previamente citadas. Na Tabela 4.1 é possível observar as descrições de cada uma dessas lâminas de modo detalhado.

De uma forma geral, pode-se dizer que as amostras analisadas apresentam microestrutura inequigranular e porfiroblástica, com granulação variando de média a grossa. Os porfiroblastos são de granada, estauroлита, biotita, cianita e muscovita. Apresentam uma matriz foliada, lepidogranoblástica marcada pela orientação de biotita, clorita e muscovita. Além disso, também foram observados alguns minerais decussados nas duas lâminas descritas.



**Figura 4.2** - Fotomicrografia da lâmina MF391 sob luz transmitida. (A) Cianita (Ky) e granada (Grt) acompanhando a foliação com nicóis descruzados (lente de 2,5x); (B) Cianita (Ky) e granada (Grt) acompanhando a foliação com nicóis cruzados (lente de 2,5x); (C) Clorita (Chl), biotita (Bt) e estaurólita (St) com nicóis descruzados (lente de 10x); (D) Clorita (Chl), biotita (Bt) e estaurólita (St) com nicóis cruzados (lente de 10x).

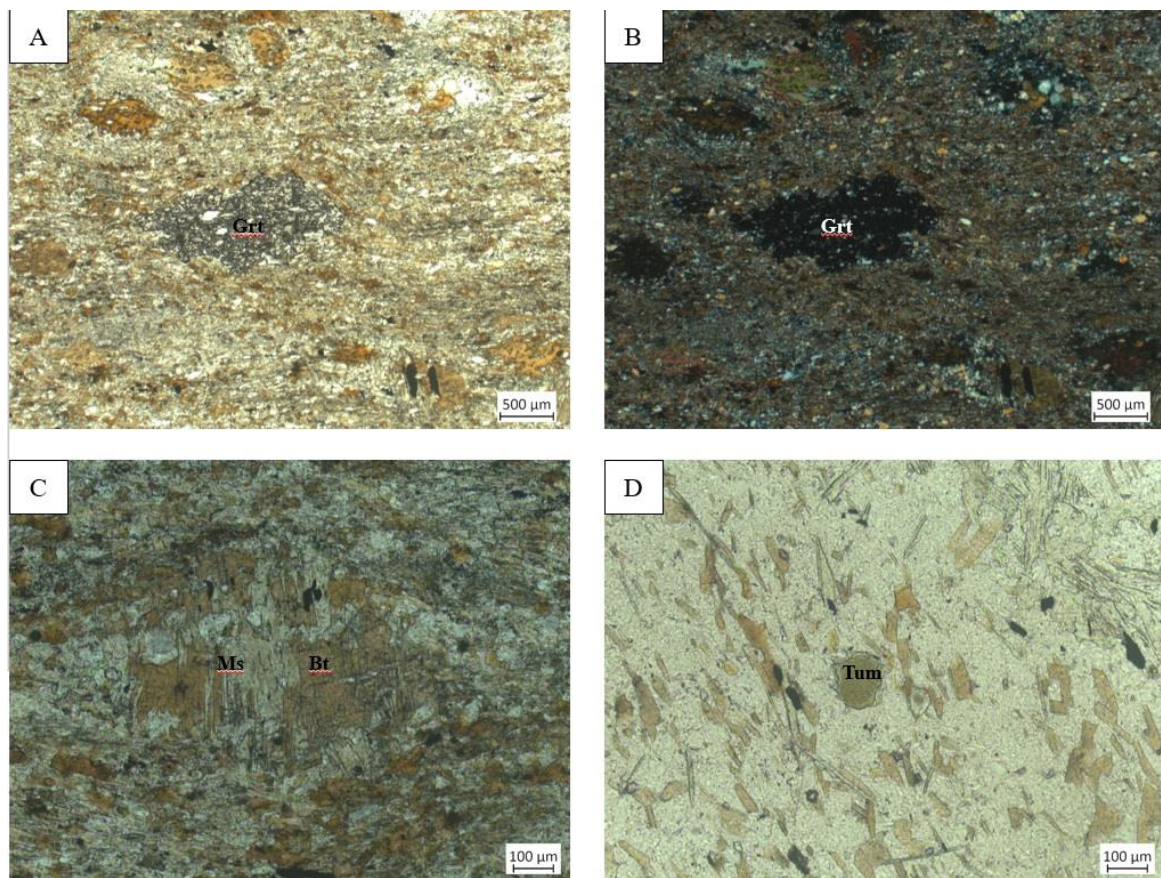
A biotita encontra-se marcando a foliação, sendo caracterizada pelo seu pleocroísmo variando de tons amarronzados/alaranjados mais claros e mais escuros. Algumas biotitas encontram-se decussadas. Também se observa em menor quantidade clorita marcando essa foliação e algumas também se encontram decussadas e apresentadas em ripas. O zircão presente nas lâminas se encontra em sua maioria como halos de alteração ao redor de alguma biotita.

A muscovita apresenta-se tanto incolor como em tons de verde pálido com um leve pleocroísmo, marcando a foliação de ambas as lâminas. Pode aparecer associada a biotita assim como representado pela Figura 4.3.

Os porfiroblastos de granada estão envoltos pela foliação da rocha, sugerindo um padrão cinemático pré-tectônico (Figura 4.3).

O plagioclásio encontra-se com raras maclas polissintéticas e em algumas porções com extinção ondulante e macla de Carlsbad. O relevo é baixo, os grãos são incolores e mostram baixo a médio grau de alteração intempérica.

Em relação aos minerais acessórios, os mais significativos são estaurolita e cianita que indicam protólito pelítico. A estaurolita é anédrica, mostra alto relevo e hábito alongado. Cianita é incolor, possui relevo alto e duas direções de clivagem. Também foi encontrada turmalina anédrica de coloração esverdeada, como observado na Figura 4.3, e um alto relevo, além de minerais opacos e zircão.



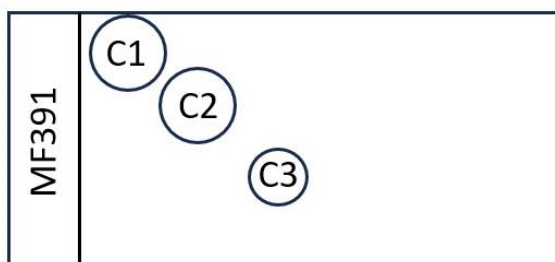
**Figura 4.3** - Fotomicrografia da lâmina MF196 (A, B e C) e MF391 (D) sob luz transmitida. (A) Granada (Grt) com nicóis descruzados (lente de 2,5x); (B) Granada (Grt) com nicóis cruzados (lente de 2,5x); (C) Biotita (Bt) e muscovita pré-tectônicas com nicóis descruzados (lente de 10x); (D) Turmalina com nicóis descruzados (lente de 10x).

**Tabela 4.1** - Tabela de descrição microscópica das amostras estudadas.

<b>Lâmina</b>	<b>Litotipo</b>	<b>Minerais principais</b>	<b>Minerais acessórios e de alteração</b>	<b>Descrição</b>
<b>MF391</b>	Muscovita-plagioclásio-quartzo-biotita-xisto com estaurolita, granada e cianita.	Biotita (33%), Quartzo (26%), Plagioclásio (15 %) e Muscovita (17 %)	Granada (2%), Clorita (2%), Zircão (<1%), Cianita (1%), Estaurolita (1%), Turmalina (1%) e O Opacos (2%)	Trata-se de uma rocha inequigranular, porfiroblástica, com matriz lepidogranoblástica, com porfiroblastos de granada, biotita, cianita e estaurolita. A associação biotita + muscovita marca a foliação presente na matriz da rocha.
<b>MF196</b>	Clorita-plagioclásio-quartzo-muscovita-biotita-xisto com granada	Biotita (34%), Muscovita (21%), Clorita (6%), Quartzo (20%), Plagioclásio (14%)	Granada (3%), Zircão (<1%) e Opacos (<2%).	Trata-se de uma rocha inequigranular, porfiroblástica, com matriz lepidogranoblástica, com porfiroblastos de granada, biotita e muscovita. Biotita, muscovita e clorita marcam a foliação da rocha.

## 4.2 ANÁLISE DE QUÍMICA MINERAL

Os estudos de química mineral foram feitos sobre uma amostra de um xisto pelítico referente a unidade Catarina Mendes, mais especificamente a lâmina MF391. Esses estudos foram realizados na microsonda eletrônica (JEOL JXA-8230) conforme a metodologia apresentada no item 1.4.4. Foram analisados cristais de granada, biotita, estauroлита, plagioclásio e cianita com pontos distribuídos da borda para o centro de cada cristal. A lâmina MF391 foi separada em 3 campos: C1, C2 e C3, conforme representado na Figura 4.4.



**Figura 4.4** - Representação da lâmina indicando os campos analisados.

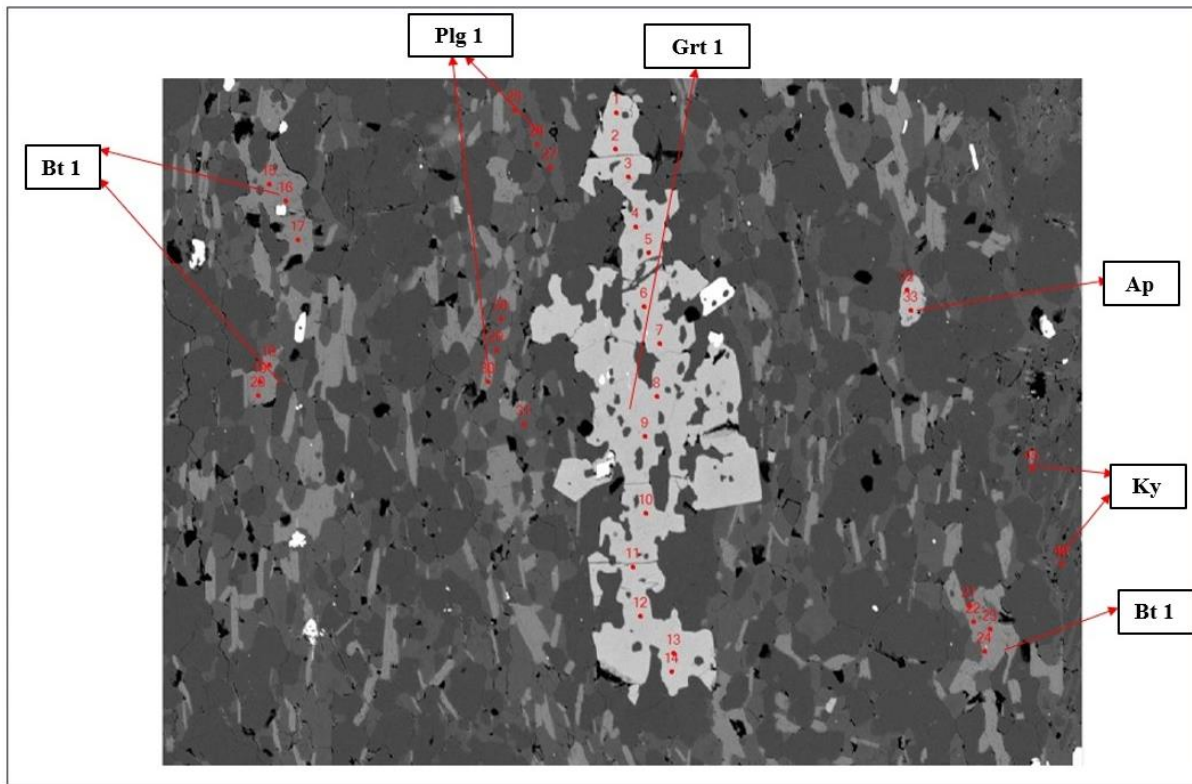
A lâmina MF391 é um muscovita-plagioclásio-quartzo-biotita-xisto com estauroлита, granada e cianita. Nessa lâmina foram analisados 12 cristais nos três campos indicados pela Figura 4.4. Os minerais analisados podem ser observados na Tabela 4.2.

**Tabela 4.2** - Relação dos campos, minerais e pontos analisados. A numeração original dos pontos foi fornecida pelo Laboratório de Microscopia e Microanálises, setor de microsonda eletrônica (Grt = granada, Bt = biotita, Plg = plagioclásio, Ap = apatita, Chl = clorita, St = estauroлита, Ky = cianita).

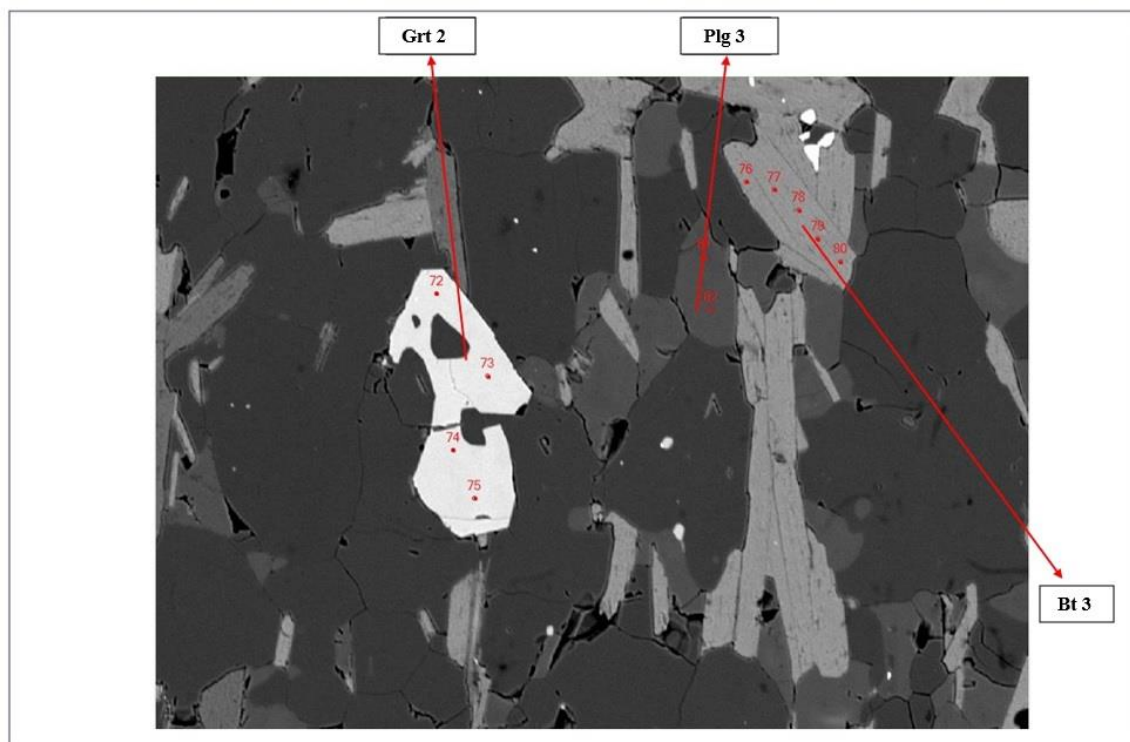
MF391	Mineral	Pontos
<b>Campo 1</b>	Grt 1	1 - 14
	Bt 1	15 - 24 e 30
	Plg 1	25 - 29 e 31
	Ap	32 - 33
	Ky	34 - 51
<b>Campo 2</b>	St	52 - 57
	Chl	58 - 60
	Bt 2	61 - 68
	Plg 2	69 - 71
<b>Campo 3</b>	Grt 2	72 - 75
	Bt 3	76 - 80
	Plg 3	81 - 82

### 4.2.1 Granada

Foram analisados dois campos com granada, sendo eles o campo 1 e campo 3. Referente ao campo 1, foram feitos 14 pontos, já no campo 3, foram feitos quatro pontos. Esses pontos podem ser observados nas Figuras 4.5 e 4.6 e os resultados nas Tabelas 4.3 e 4.4.



**Figura 4.5** - Imagem de elétrons retro-espalhados com os pontos analisados em granada (1-14), biotita 1 (15-24 e 30), plagioclásio 1 (25-29 e 31), cianita (45 e 46) e apatita (32 e 33) do campo 1.



**Figura 4.6** - Detalhe da granada 2 (72 – 75), biotita 3 (75 – 80) e plagioclásio 3 (81 e 82), presente no campo 3, mostrando os pontos analisados em imagens de elétrons retro-espalhados.

A granada apresenta fórmula geral  $(\text{Fe}_{1,77-2,00}\text{Mg}_{0,21-0,57}\text{Mn}_{0,21-0,45}\text{Ca}_{0,14-0,30})\text{Al}_{1,95-2,06}\text{Si}_{2,99-3,08}\text{O}_{12}$ . Observa-se que os cristais são predominantemente formados por almandina (60,16% - 61,97%), piropo (14,31% - 19,16%), espessartita (7,23% - 15,82%) e grossulária (5,04% - 10,03%).

As porcentagens apresentadas na granada do campo 1 indicam que existe uma homogeneidade nesse grão uma vez que tem pouca variação na concentração de Fe e Mg na borda e no núcleo do cristal. A concentração de almandina na borda é levemente superior ao valor observado no núcleo. As concentrações de piropo e espessartita são homogêneas ao longo do grão não havendo uma diferença significativa entre as bordas e o núcleo. A grossulária tem concentração maior no núcleo e concentração menor nas bordas. As concentrações e suas variações podem ser observadas na Tabela 4.3. e na Figura 4.7. Já as porcentagens apresentadas na granada do campo 3 indicam que o cristal é homogêneo, não existindo uma variação significativa do núcleo para a borda de almandina, piropo, espessartita e grossulária, tais valores podem ser observados na Tabela 4.4 e Figura 4.8.

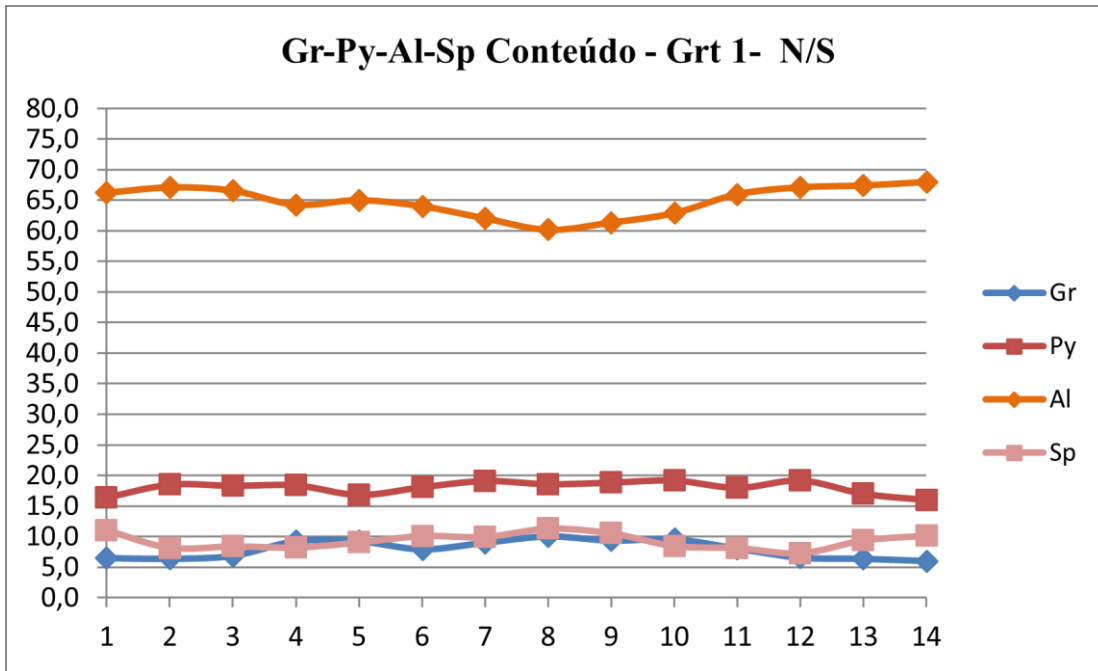


Figura 4.7 - Gráfico de zonamento químico da granada 1 analisada no campo 1.

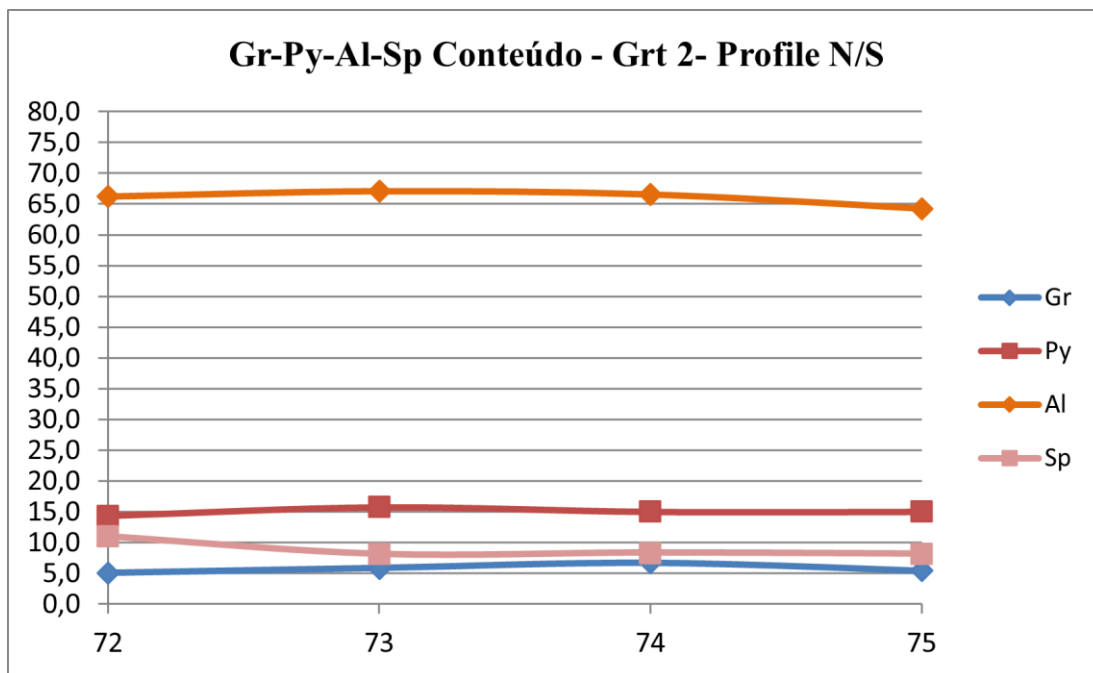


Figura 4.8 - Gráfico de zonamento químico da granada 2 analisada no campo 3.



**Tabela 4.3** - Resultado de análise química mineral em granada (granada 1) do xisto pelítico da lâmina MF391. Py = piropo, Al = almandina, Sp = espessartita, Gr = grossulária.

Amostra	MF391	MF391	MF391	MF391	MF391	MF391	MF391	MF391	MF391	MF391	MF391	MF391	MF391	MF391
Campo	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ponto	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Posição	Borda	Borda	Interm.	Interm.	Interm.	Interm.	Interm.	Núcleo	Núcleo	Interm.	Interm.	Interm.	Borda	Borda
<b>SiO<sub>2</sub></b>	38,358	37,949	37,919	37,903	37,986	37,841	37,934	37,848	38,112	37,811	37,783	38,665	37,764	37,423
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21,657	21,864	21,836	21,791	21,617	21,786	21,944	21,793	21,963	21,951	21,649	21,169	21,779	21,853
<b>MgO</b>	3,963	4,561	4,535	4,521	4,111	4,445	4,752	4,625	4,708	4,807	4,469	4,748	4,181	3,934
<b>CaO</b>	2,179	2,179	2,354	3,164	3,151	2,708	3,115	3,477	3,252	3,332	2,777	2,251	2,172	2,049
<b>MnO</b>	4,701	3,531	3,645	3,541	3,879	4,362	4,341	4,939	4,628	3,711	3,54	3,154	4,05	4,389
<b>FeO</b>	28,6	29,503	29,393	28,176	28,366	28,072	27,502	26,707	27,338	28,094	29,248	29,612	29,581	29,858
<b>Total</b>	99,46	99,59	99,68	99,10	99,11	99,21	99,59	99,39	100,00	99,71	99,47	99,60	99,53	99,51
<b>Si</b>	3,04	3,01	3,01	3,01	3,02	3,01	3,00	3,00	3,00	2,99	3,00	3,06	3,01	2,99
<b>Al<sub>IV</sub></b>	-0,04	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	-0,06	-0,01	0,01
<b>Al<sub>VI</sub></b>	2,07	2,05	2,05	2,05	2,05	2,05	2,04	2,04	2,04	2,03	2,03	2,03	2,05	2,05
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1,90	1,96	1,95	1,87	1,89	1,87	1,82	1,77	1,80	1,86	1,95	1,96	1,97	2,00
<b>Mg</b>	0,47	0,54	0,54	0,54	0,49	0,53	0,56	0,55	0,55	0,57	0,53	0,56	0,50	0,47
<b>Mn</b>	0,32	0,24	0,24	0,24	0,26	0,29	0,29	0,33	0,31	0,25	0,24	0,21	0,27	0,30
<b>Ca</b>	0,19	0,19	0,20	0,27	0,27	0,23	0,26	0,30	0,27	0,28	0,24	0,19	0,19	0,18
<b>Py</b>	16,3	18,5	18,3	18,4	16,8	18,0	19,1	18,6	18,8	19,2	17,9	19,2	17,0	15,9
<b>Al</b>	66,2	67,1	66,5	64,2	65,0	64,0	62,0	60,2	61,3	62,9	66,0	67,1	67,4	68,0
<b>Sp</b>	11,0	8,1	8,4	8,2	9,0	10,1	9,9	11,3	10,5	8,4	8,1	7,2	9,3	10,1
<b>Gr</b>	6,5	6,3	6,8	9,2	9,2	7,9	9,0	10,0	9,3	9,5	8,0	6,5	6,3	6,0

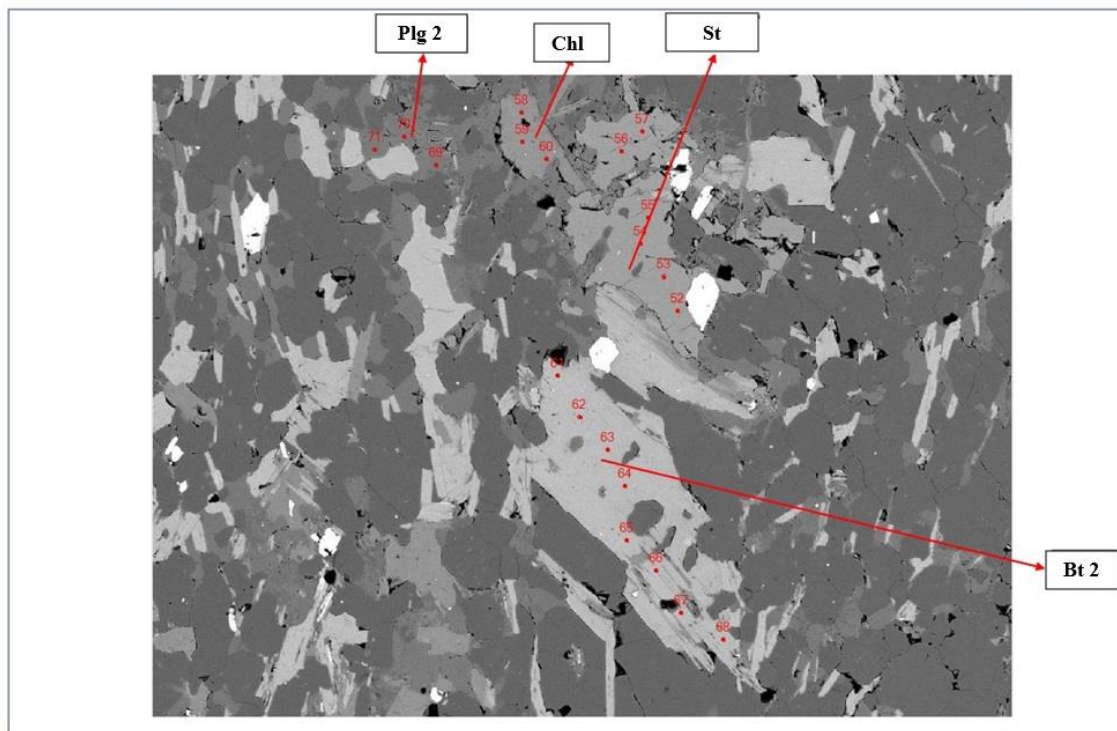
**Tabela 4.4** - Resultado de análise química mineral em granada (granada 2) do xisto pelítico da lâmina MF391. Py = piropo, Al = almandina, Sp = espessartita, Gr = grossulária.

<b>Amostra</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>
<b>Campo</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>3</b>
<b>Ponto</b>	<b>72</b>	<b>73</b>	<b>74</b>	<b>75</b>
<b>Posição</b>	<b>Borda</b>	<b>Interm.</b>	<b>Núcleo</b>	<b>Borda</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	38,058	38,631	38,431	38,485
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21,955	20,755	21,553	21,655
<b>MgO</b>	3,465	3,871	3,63	3,612
<b>CaO</b>	1,699	2,012	2,271	1,811
<b>MnO</b>	6,739	5,743	5,714	6,005
<b>FeO</b>	27,951	28,563	28,039	28,15
<b>Total</b>	99,87	99,58	99,64	99,72
<b>Si</b>	3,02	3,08	3,05	3,05
<b>Al<sub>IV</sub></b>	-0,02	-0,08	-0,05	-0,05
<b>Al<sub>VI</sub></b>	2,08	2,03	2,07	2,08
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1,86	1,90	1,86	1,87
<b>Mg</b>	0,41	0,46	0,43	0,43
<b>Mn</b>	0,45	0,39	0,38	0,40
<b>Ca</b>	0,14	0,17	0,19	0,15
<b>Py</b>	14,3	15,7	15,0	15,0
<b>Al</b>	64,8	65,1	64,9	65,5
<b>Sp</b>	15,8	13,3	13,4	14,1
<b>Gr</b>	5,0	5,9	6,7	5,4

#### 4.2.2 Biotita

Foram analisados três grãos de biotita, nos campos 1, 2 e 3, totalizando 24 pontos representado nas Figuras 4.5, 4.6 e 4.9. Os resultados podem ser observados nas Tabelas 4.5, 4.6 e 4.7.

A fórmula geral da biotita é  $(\text{Na}_{0,03-0,09}\text{K}_{0,74-0,84})(\text{Al}_{0,34-0,43}\text{Mg}_{1,44-1,59}\text{Fe}_{0,81-0,90})(\text{Al}_{1,13-1,21}\text{Si}_{2,78-2,86})\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$ . Como mostra a fórmula a variação nos valores obtidos não foi significativo, demonstrando que esses cristais de biotita analisados tem uma composição homogênea.



**Figura 4.9** - Imagem de elétrons retro-espalhados com os pontos analisados de biotita 2 (61 – 68), estaurólita (52 – 57), plagioclásio 2 (69 – 71) e clorita (58 – 60) do campo 2.

**Tabela 4.5** - Resultados de análise química mineral em biotitas (campo 1) do xisto pelítico da lâmina MF391.

<b>Amostra</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>
<b>Campo</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>
<b>Ponto</b>	<b>15</b>	<b>16</b>	<b>17</b>	<b>18</b>	<b>19</b>	<b>20</b>	<b>21</b>	<b>22</b>	<b>23</b>	<b>24</b>	<b>30</b>
<b>Posição</b>	<b>Borda</b>	<b>Interm.</b>	<b>Borda</b>	<b>Borda</b>	<b>Interm.</b>	<b>Borda</b>	<b>Borda</b>	<b>Interm.</b>	<b>Nucleo</b>	<b>Núcleo</b>	<b>Núcleo</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,398	0,671	0,324	0,33	0,329	0,365	0,38	0,306	0,289	0,315	0,292
<b>SiO<sub>2</sub></b>	38,094	38,965	38,698	38,527	38,722	38,795	38,146	38,845	38,493	38,12	38,051
<b>MgO</b>	14,092	13,921	14,587	14,563	14,677	14,528	13,644	13,55	13,666	13,714	14,516
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,653	17,462	17,807	17,726	17,839	18,302	17,794	18,076	17,654	17,904	18,28
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8,959	8,062	8,218	8,729	8,011	8,243	8,172	8,597	8,613	8,683	8,519
<b>CaO</b>	0,037	0,049	0,024	0	0	0,016	0,116	0	0,015	0,038	0,045
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,545	1,46	1,562	1,451	1,478	1,448	1,693	1,665	1,609	1,623	1,57
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0	0,006	0,005	0	0,003	0,003	0,007	0	0	0,001	0,002
<b>MnO</b>	0,046	0,055	0,071	0,08	0,117	0,016	0,069	0,018	0,064	0,064	0,094
<b>FeO</b>	14,591	14,369	14,72	14,671	14,618	14,774	14,331	14,411	14,652	14,467	14,398
<b>Total</b>	95,415	95,02	96,016	96,077	95,794	96,49	94,352	95,468	95,055	94,929	95,767
<b>Na(A)</b>	0,057	0,096	0,046	0,047	0,047	0,051	0,055	0,043	0,041	0,045	0,041
<b>Si(T)</b>	2,810	2,864	2,820	2,816	2,824	2,812	2,828	2,845	2,840	2,818	2,785
<b>Mg(M1,2)</b>	1,550	1,525	1,585	1,587	1,596	1,570	1,508	1,479	1,503	1,511	1,584
<b>Al(T)</b>	1,190	1,136	1,180	1,184	1,176	1,188	1,172	1,155	1,160	1,182	1,215
<b>Al VI(M1,2)</b>	0,345	0,376	0,350	0,343	0,357	0,375	0,382	0,405	0,375	0,377	0,361
<b>K(A)</b>	0,843	0,756	0,764	0,814	0,745	0,762	0,773	0,803	0,811	0,819	0,795
<b>Ca</b>	0,003	0,004	0,002	0,000	0,000	0,001	0,009	0,000	0,001	0,003	0,004
<b>Ti(M1,2)</b>	0,086	0,081	0,086	0,080	0,081	0,079	0,094	0,092	0,089	0,090	0,086
<b>Cr</b>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Mn(M1,2)</b>	0,003	0,003	0,004	0,005	0,007	0,001	0,004	0,001	0,004	0,004	0,006
<b>Fe(M1,2)</b>	0,900	0,883	0,897	0,897	0,891	0,895	0,888	0,883	0,904	0,894	0,881
<b>sum T</b>	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
<b>sum M1, M2</b>	2,884	2,869	2,922	2,911	2,932	2,920	2,877	2,860	2,876	2,877	2,918
<b>sum A</b>	0,900	0,852	0,810	0,861	0,792	0,813	0,827	0,847	0,852	0,864	0,837

**Tabela 4.6 -** (Continuação). Resultados de análise química mineral em biotitas (campo 2) do xisto pelítico da lâmina MF391.

<b>Amostra</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>
<b>Campo</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>
<b>Ponto</b>	<b>61</b>	<b>62</b>	<b>63</b>	<b>64</b>	<b>65</b>	<b>66</b>	<b>67</b>	<b>68</b>
<b>Posição</b>	<b>Borda</b>	<b>Interm.</b>	<b>Interm.</b>	<b>Interm.</b>	<b>Núcleo</b>	<b>Interm.</b>	<b>Interm.</b>	<b>Borda</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,377	0,395	0,428	0,388	0,442	0,427	0,407	0,358
<b>SiO<sub>2</sub></b>	38,154	38,251	38,02	38,402	38,385	38,316	38,426	38,901
<b>MgO</b>	13,466	13,067	13,852	13,576	13,55	13,593	13,564	13,709
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18,057	17,934	18,443	17,941	18,025	18,045	17,404	17,613
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8,64	8,614	8,896	8,613	8,407	8,528	8,659	8,92
<b>CaO</b>	0,032	0,019	0,018	0,016	0,015	0,002	0,012	0
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,588	1,589	1,419	1,489	1,562	1,628	1,645	1,575
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,001	0	0,011	0,002	0,003	0	0	0
<b>MnO</b>	0,158	0,091	0,044	0,097	0,102	0,126	0,073	0,105
<b>FeO</b>	14,19	14,135	14,433	13,795	14,217	14,704	14,34	14,493
<b>Total</b>	94,663	94,095	95,564	94,319	94,708	95,369	94,53	95,674
<b>Na(A)</b>	0,054	0,057	0,061	0,056	0,063	0,061	0,059	0,051
<b>Si(T)</b>	2,824	2,845	2,794	2,844	2,834	2,819	2,850	2,853
<b>Mg(M1,2)</b>	1,486	1,449	1,518	1,499	1,492	1,491	1,500	1,499
<b>Al(T)</b>	1,176	1,155	1,206	1,156	1,166	1,181	1,150	1,147
<b>Al VI(M1,2)</b>	0,399	0,418	0,392	0,411	0,403	0,384	0,372	0,375
<b>K(A)</b>	0,816	0,817	0,834	0,814	0,792	0,800	0,819	0,835
<b>Ca</b>	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000
<b>Ti(M1,2)</b>	0,088	0,089	0,078	0,083	0,087	0,090	0,092	0,087
<b>Cr</b>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Mn(M1,2)</b>	0,010	0,006	0,003	0,006	0,006	0,008	0,005	0,007
<b>Fe(M1,2)</b>	0,878	0,879	0,887	0,855	0,878	0,905	0,890	0,889
<b>sum T</b>	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
<b>sum M1, M2</b>	2,862	2,841	2,878	2,853	2,866	2,878	2,857	2,856
<b>sum A</b>	0,870	0,874	0,895	0,870	0,855	0,861	0,878	0,885

**Tabela 4.7 -** (Continuação). Resultados de análise química mineral em biotitas (campo 3) do xisto pelítico da lâmina MF391.

<b>Amostra</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>
<b>Campo</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>3</b>
<b>Ponto</b>	<b>76</b>	<b>77</b>	<b>78</b>	<b>79</b>	<b>80</b>
<b>Posição</b>	<b>Borda</b>	<b>Interm.</b>	<b>Interm.</b>	<b>Núcleo</b>	<b>Borda</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,271	0,303	0,277	0,301	0,264
<b>SiO<sub>2</sub></b>	38,385	38,107	38,76	38,354	38,503
<b>MgO</b>	13,961	13,892	14,175	13,86	14,099
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18,346	18,665	18,143	18,669	18,497
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8,67	8,191	8,21	8,833	8,855
<b>CaO</b>	0	0,021	0,016	0,009	0,02
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,673	1,549	1,654	1,612	1,495
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0	0,001	0,005	0	0,002
<b>MnO</b>	0,084	0,089	0,029	0,111	0,087
<b>FeO</b>	13,245	13,466	13,668	13,556	13,428
<b>Total</b>	<b>94,635</b>	<b>94,284</b>	<b>94,937</b>	<b>95,305</b>	<b>95,25</b>
<b>Na(A)</b>	0,039	0,043	0,039	0,043	0,037
<b>Si(T)</b>	2,825	2,811	2,839	2,810	2,820
<b>Mg(M1,2)</b>	1,532	1,528	1,548	1,514	1,539
<b>Al(T)</b>	1,175	1,189	1,161	1,190	1,180
<b>Al VI(M1,2)</b>	0,416	0,433	0,405	0,421	0,416
<b>K(A)</b>	0,814	0,771	0,767	0,825	0,827
<b>Ca</b>	0,000	0,002	0,001	0,001	0,002
<b>Ti(M1,2)</b>	0,093	0,086	0,091	0,089	0,082
<b>Cr</b>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Mn(M1,2)</b>	0,005	0,006	0,002	0,007	0,005
<b>Fe(M1,2)</b>	0,815	0,831	0,837	0,830	0,822
<b>sum T</b>	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
<b>sum M1, M2</b>	2,861	2,883	2,882	2,861	2,866
<b>sum A</b>	0,853	0,814	0,806	0,868	0,865

### 4.2.3 Estauroлита

Foi analisado 1 cristal de estauroлита no campo 2, totalizando 6 pontos (Figura 4.9). Os resultados podem ser observados na Tabela 4.8. A fórmula geral dessa estauroлита é  $(\text{Fe}_{1,36-1,49}, \text{Ti}_{0,06-0,07}, \text{Mg}_{0,40-0,43}, \text{Mn}_{0,03-0,05}, \text{Na}_{0,008-0,02}) \text{Al}_{8,61-8,77} \text{Si}_{3,85-3,95} \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ . Observa-se na Tabela 4.8 que as variações das concentrações dos óxidos e elementos maiores é mínima, desse modo, esse grão apresenta-se homogêneo.

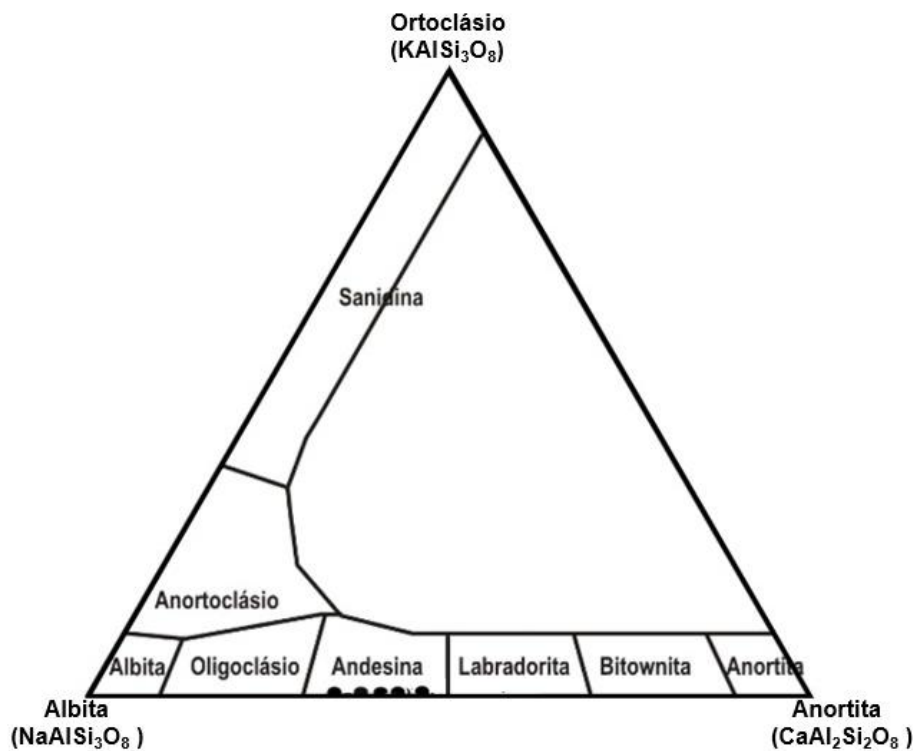
**Tabela 4.8** - Resultados de análise química mineral em estaurolita do xisto pelítico da lâmina MF391.

<b>Amostra</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>
<b>Campo</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>
<b>Ponto</b>	<b>52</b>	<b>53</b>	<b>54</b>	<b>55</b>	<b>56</b>	<b>57</b>
<b>Posição</b>	<b>Interm.</b>	<b>Interm.</b>	<b>Núcleo</b>	<b>Interm.</b>	<b>Interm.</b>	<b>Borda</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	28,059	28,015	28,545	28,81	28,924	28,051
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,634	0,61	0,636	0,716	0,666	0,671
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	54,303	54,104	54,349	54,612	54,44	54,417
<b>FeO</b>	13,049	12,884	12,046	12,044	11,961	12,216
<b>MnO</b>	0,34	0,311	0,348	0,36	0,345	0,465
<b>MgO</b>	2,024	2,053	2,081	2,068	1,967	2,111
<b>CaO</b>	0	0,026	0	0,027	0,013	0,011
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,049	0,03	0,039	0,09	0,049	0,062
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,005	0	0	0	0,005	0,003
<b>Total</b>	98,463	98,033	98,044	98,727	98,370	98,007
<b>Si</b>	7,713	7,729	7,833	7,850	7,902	7,720
<b>Ti</b>	0,131	0,127	0,131	0,147	0,137	0,139
<b>Al</b>	17,593	17,590	17,576	17,538	17,528	17,650
<b>Fe(ii)</b>	3,000	2,972	2,764	2,744	2,732	2,811
<b>Mn</b>	0,079	0,073	0,081	0,083	0,080	0,108
<b>Mg</b>	0,829	0,844	0,851	0,840	0,801	0,866
<b>Ca</b>	0,000	0,008	0,000	0,008	0,004	0,003
<b>Na</b>	0,026	0,016	0,021	0,048	0,026	0,033
<b>K</b>	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001
<b>Total</b>	29,373	29,358	29,258	29,258	29,211	29,333



#### 4.2.4 Plagioclásio

Foram analisados três grãos de plagioclásio, nos campos 1, 2 e 3, totalizando 11 pontos (Figuras 4.5, 4.6 e 4.7). Os resultados podem ser observados nas Tabelas 4.9, 4.10 e 4.11. Os cristais de plagioclásio analisados são constituídos pela molécula andesina, como observado na Figura 4.10. Os teores médios do plagioclásio da análise estão em torno de 60,38% de SiO<sub>2</sub>, 24,53% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 8,58% de Na<sub>2</sub>O, 6,25% de CaO, 0,03% de K<sub>2</sub>O e 0,10% de FeO.



**Figura 4.10** - Diagrama ternário Or x Ab x An para a classificação de plagioclásio (Deer *et al.* 1966).

**Tabela 4.9** - Resultados de análise química mineral em plagioclásios (campo 1) do xisto pelítico da lâmina MF391. Or = ortoclásio, Ab = Albita, An = anortita.

<b>Amostra</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>
<b>Campo</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>
<b>Ponto</b>	<b>25</b>	<b>26</b>	<b>27</b>	<b>28</b>	<b>29</b>	<b>31</b>
<b>Posição</b>	<b>Borda</b>	<b>Núcleo</b>	<b>Interm.</b>	<b>Borda</b>	<b>Núcleo</b>	<b>Borda</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	59,458	60,109	60,031	60,287	61,104	60,125
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	25,351	24,606	25,186	24,785	24,150	24,497
<b>FeO</b>	0,058	0,053	0,047	0,229	0,113	0,131
<b>CaO</b>	6,960	5,931	6,64	6,283	5,946	5,992
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	8,237	8,771	8,387	8,552	8,880	8,801
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,037	0,030	0,030	0,038	0,025	0,037
<b>BaO</b>	0,003	0,030	0,026	0,023	0	0
<b>Total</b>	<b>100,32</b>	<b>100,59</b>	<b>99,33</b>	<b>100,34</b>	<b>100,34</b>	<b>100,34</b>
<b>Si</b>	2,653	2,691	2,669	2,685	2,716	2,692
<b>Al</b>	1,334	1,299	1,320	1,301	1,265	1,293
<b>Fe</b>	0,002	0,002	0,002	0,009	0,004	0,005
<b>Ca</b>	0,333	0,285	0,316	0,300	0,283	0,287
<b>Na</b>	0,713	0,761	0,723	0,738	0,765	0,764
<b>K</b>	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002
<b>Ba</b>	0	0	0	0	0	0
<b>An</b>	31,8	27,2	30,4	28,8	27,0	27,3
<b>Ab</b>	68,0	72,7	69,5	71,0	72,9	72,5
<b>Or</b>	0,20	0,16	0,16	0,21	0,14	0,20

**Tabela 4.10** – (Continuação). Resultados de análise química mineral em plagioclásios (campo 2) do xisto pelítico da lâmina MF391. Or = ortoclásio, Ab = Albita, An = anortita.

<b>Amostra</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>
<b>Campo</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>
<b>Ponto</b>	<b>69</b>	<b>70</b>	<b>71</b>
<b>Posição</b>	<b>Borda</b>	<b>Núcleo</b>	<b>Borda</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	60,777	59,284	60,170
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	24,869	25,282	25,112
<b>FeO</b>	0,051	0,146	0,142
<b>CaO</b>	6,286	6,948	6,536
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	8,383	8,089	8,462
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,024	0,067	0,026
<b>BaO</b>	0,023	0	0,017
<b>Total</b>	<b>100,34</b>	<b>100,34</b>	<b>100,34</b>
<b>Si</b>	2,694	2,654	2,673
<b>Al</b>	1,300	1,334	1,315
<b>Fe</b>	0,002	0,005	0,005
<b>Ca</b>	0,299	0,333	0,311
<b>Na</b>	0,721	0,702	0,729
<b>K</b>	0,001	0,004	0,001
<b>Ba</b>	0	0	0
<b>An</b>	29,3	32,1	29,9
<b>Ab</b>	70,6	67,6	70,0
<b>Or</b>	0,13	0,37	0,14

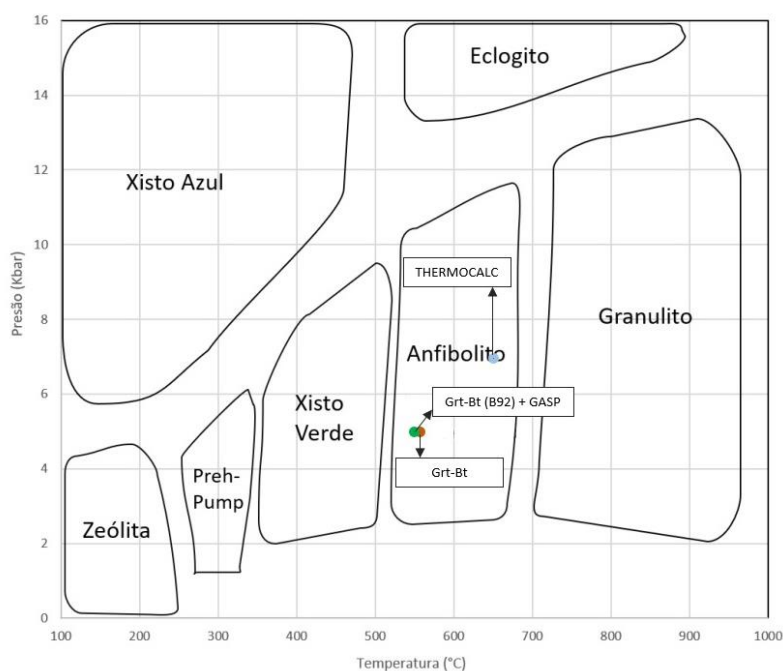
**Tabela 4.11** - (Continuação). Resultados de análise química mineral em plagioclásios (campo 3) do xisto pelítico da lâmina MF391. Or = ortoclásio, Ab = Albita, An = anortita.

<b>Amostra</b>	<b>MF391</b>	<b>MF391</b>
<b>Campo</b>	<b>3</b>	<b>3</b>
<b>Ponto</b>	<b>81</b>	<b>82</b>
<b>Posição</b>	<b>Borda</b>	<b>Interm.</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	62,445	60,348
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	23,635	24,622
<b>FeO</b>	0,058	0,074
<b>CaO</b>	4,902	6,341
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	9,474	8,447
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,044	0,050
<b>BaO</b>	0,014	0,023
<b>Total</b>	<b>100,34</b>	<b>100,34</b>
<b>Si</b>	2,757	2,692
<b>Al</b>	1,230	1,295
<b>Fe</b>	0,002	0,003
<b>Ca</b>	0,232	0,303
<b>Na</b>	0,811	0,731
<b>K</b>	0,002	0,003
<b>Ba</b>	0	0
<b>An</b>	22,2	29,2
<b>Ab</b>	77,6	70,5
<b>Or</b>	0,24	0,27

### 4.3 GEOTERMOMETRIA

Foram obtidos valores de pressão e temperatura para a amostra MF391, localizada na região de São Bartolomeu, por meio dos resultados obtidos através da química dos minerais em equilíbrio nessa amostra. Na amostra estudada, o geotermômetro granada-biotita forneceu temperaturas variando entre **522 e 612°C** para o núcleo dos cristais, de **508 a 586°C**, para as bordas (Tabela 4.12), devido à presença de estauroлита a pressão considerada foi de **5 Kbar**. Já os cálculos geotermobarométricos, utilizando o termômetro granada-biotita de Bhattacharya *et al.* (1992) e o barômetro GASP, forneceram temperaturas entre **525 e 612°C** para o núcleo, e **509 e 573°C** para as bordas, além de pressão variando de **4,37 Kbar e 7,58 Kbar** para o núcleo e **4,23 Kbar e 7,58 Kbar** para a borda. A média da variação das temperaturas (**552°C**) utilizando os cálculos geotermométricos e considerando a pressão de **5 Kbar** estão representadas na Figura 4.11, bem como a média dos valores obtidos com a utilização do termômetro granada-biotita de Bhattacharya *et al.* (1992) (**550°C**) e o barômetro GASP (**5 Kbar**).

Além dos métodos utilizados acima, também foi utilizado o software THERMOCALC (Holland & Powell 1998), no modo Average P-T e obtiveram-se valores médios de temperatura e pressão de **657 ± 41°C** e de **7,1 +0,9 Kbar** (Figura 4.11).



**Figura 4.11** - Gráfico com as temperaturas de metamorfismo obtidas pela média das temperaturas obtidas pelos métodos convencionais (552°C), bem como pelo termômetro granada-biotita de Bhattacharya *et al.* (1992) e o barômetro GASP (550°C) e pelo o Average P-T THERMOCALC (**657 ± 41°C** e de **7,1 +0,9 Kbar**). As fácies metamórficas apresentadas neste gráfico respeitam os limites de pressão e temperatura de Yardley (1989).

**Tabela 4.12** - Síntese dos cálculos termobarométricos para amostra de xisto pelítico MF391 com base em métodos convencionais. PL83=Perchuk & Lavrent'eva (1983), B92=Bhattacharya *et al.* (1992) e GASP=granada-aluminossilicato-plagioclásio e o método THERMOCALC no modo *average P-T* (Holland & Powell 1998). Os pontos referentes a granada e biotita são mostrados no item 4.2.

Amostra	Campo	Posição	Granada	Biotita	Plagioclásio*	Temperatura (°C)			B92 (Temperatura °C) + GASP (Pressão Kbar)	
						B92-HW	B92-GS	PL83	B92	GASP
MF391	1	Borda	Grt 1 - Pto 2	Bt 1 - Pto 15	Plg 1 - Pto 15	573	586	564	573	5,13
MF391	1	Borda	Grt 1 - Pto 1	Bt 1 - Pto 18	Plg 1 - Pto 28	546	558	541	550	5,03
MF391	1	Núcleo	Grt 1 - Pto 8	Bt 1 - Pto 16	Plg 1 - Pto 26	598	610	586	596	7,58
MF391	1	Núcleo	Grt 1 - Pto 9	Bt 1 - Pto 23	Plg 1 - Pto 29	601	612	590	602	7,48
MF391	1	Borda	Grt 1 - Pto 13	Bt 1 - Pto 17	Plg 1 - Pto 27	553	566	545	552	4,86
MF391	1	Borda	Grt 1 - Pto 14	Bt 1 - Pto 20	Plg 1 - Pto 31	539	552	534	539	4,75
MF391	3	Borda	Grt 2 - Pto 72	Bt 3 - Pto 76	Plg 3 - Pto 81	508	519	512	509	4,23
MF391	3	Núcleo	Grt 2 - Pto 73	Bt 3 - Pto 77	Plg 3 - Pto 81	532	543	531	532	4,37
MF391	3	Núcleo	Grt 2 - Pto 74	Bt 3 - Pto 78	Plg 3 - Pto 82	525	536	522	525	4,65
MF391	3	Borda	Grt 2 - Pto 75	Bt 3 - Pto 80	Plg 3 - Pto 82	519	530	520	518	4,62
<b>*Utilizado no GASP juntamente com o par granada e biotita de B92</b>										
Amostra	Campo	Posição	Granada	Biotita	Plagioclásio	Estaurolita	Cianita	THERMOCALC - AVERAGE P-T (Pressão Kbar + Temperatura °C)		
MF391	1-2	Borda	Grt 1 - Pto 13	Bt 1 - Pto 17	Plg 1 - Pto 27	St 1 - Pto 52	Ky 1 - Pto 47	657 °C ± 41 °C e de 7,1 Kbar ± 0,9 Kbar		

## CAPÍTULO 5

### DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

---

A paragênese principal observada em ambas as amostras do estudo e especialmente na MF391, que mostra toda a associação mineral em equilíbrio (*quartzo + biotita + plagioclásio + muscovita + granada ± cianita ± estauroлита*) associada à deformação Sn, indica uma progressão do metamorfismo de protólito pelítico, variando desde a zona barrovia da estauroлита até a zona barrovia da cianita, mostrando um metamorfismo regional de fácies anfíbolito, zona da cianita (Yardley 1989).

Quantitativamente, o metamorfismo foi caracterizado por três métodos distintos e complementares: o primeiro englobou a geotermobarometria convencional utilizando os parâmetros termodinâmicos descritos no item 1.4.4; o segundo, combinou o termômetro granada-biotita de Bhattacharya *et al.* (1992) e com o barômetro GASP de Holland & Powell (1995) e o terceiro utilizou o software THERMOCALC (Holland & Powell 1998), no modo average PT. A geotermobarometria convencional apontou temperaturas variando entre 522 e 612°C para o núcleo dos cristais e de 508 a 586°C para a borda dos cristais. Utilizando o termômetro granada-biotita de Bhattacharya *et al.* (1992) e o barômetro GASP foram obtidas temperaturas entre 525°C e 602°C para o núcleo, e 509°C e 573°C para as bordas e pressão variando de 4,37 Kbar a 7,58 Kbar para o núcleo e 4,23 Kbar a 5,13 Kbar para a borda. O software THERMOCALC (Holland & Powell 1998), no modo Average P-T apresentou valores médios de temperatura e pressão de 657 °C ± 41°C e de 7,1 Kbar ± 0,9 Kbar. As temperaturas e pressões obtidas nesse TCC se assemelham àquelas encontradas por Schmiedel (2014), Rezende (2018) e Queiroz *et al.* (2019) para assembleias minerais semelhantes com aquelas encontradas neste TCC.

Os xistos pelíticos estudados estão cartograficamente correlacionados à unidade Catarina Mendes pertencente ao Grupo Nova Lima, porém, novos dados de geocronologia obtidos por Freitas (2019) referentes à amostra MF391 mostram uma idade máxima de sedimentação de 2114 ± 5 Ma. Outras idades parecidas em associações rochosas semelhantes são apresentadas em Queiroz (2018) e Queiroz *et al.* (2019). À luz dos novos dados, infere-se, com base na bibliografia regional, que a sequência estudada, antes localizada no Grupo Nova Lima, se assemelha muito mais com as associações presentes no Grupo Sabará e Itacolomi. Já para o metamorfismo o link é direto e baseia-se na idade U-Pb em granadas sin-tectônicas de 511 ± 24 Ma obtida por Paiva-Silva (2023) para uma sequência de xisto pelítico da região de Monsenhor Horta, com paragênese semelhante àquela aqui estudada, e que também mostra idade máxima de sedimentação em torno de 2,1 Ga. Assim, sugere-se que pelo menos no setor leste do QF, o metamorfismo atingiu a fácies anfíbolito (aqui foi até a zona da cianita) e ocorreu, preferencialmente, no final do Ciclo Brasileiro.





## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Alkmim, F.F., Marshak, S., Evangelista, H.J., Brueckner, H. 1994. Manifestações do evento transamazônico na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Geonomos*, **2(2)**: 19-36.
- Alkmim, F. F., Marshak, S. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, **8(3)**: 555-571.
- Alkmim, F.F., Marshak, S., 1998. The Transamazonian orogeny in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Paleoproterozoic Collision and Collapse in the Southern São Francisco Craton region. *Precambrian Research*, **90**: 29–58.
- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco Craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*. **33**:127–139.
- Almeida, F. F. M. 1976. Estruturas do Pré-Cambriano inferior brasileiro. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto. Resumos. Belo Horizonte, SBG, p. 201 – 202.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras.7 *In*: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande – PE. SBG, Anais, p. 363-391.
- Araújo, J., Ferreira, R., Freitas, F., & Magalhães, J. 2020. The Archean Rio das Velhas greenstone belt revisited: new insights into the stratigraphy, Brazil. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, **3(3)**: 113-149.
- Baltazar, O. F.; Zucchetti, Márcia. 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*, **32(3-4)**: 471-499
- Baltazar, O.F., Pedreira, A.J., 1998. Associações litofaciológicas. *In*: M. Zucchetti and O.F. Baltazar (Eds.), Projeto Rio das Velhas–Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000. 2nd edition, Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM–Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, p. 31–41.
- Barbosa A.L.M. 1968. Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero. *In*: SBG-MG, reimpressão (1985): UFMG, 44p.
- Barbosa A.L.M. 1979. Variação de fácies na Série Minas. *In*: SBG, Belo Horizonte, Boletim, p. 89-100.
- Barrow G. 1893. On an intrusion of muscovite biotite gneiss in the SE Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism, *Quarterly Journal of the Geological Society*, **49**: 330-358.
- Barrow G. 1912. On the geology of lower Deeside and the southern highland border. *Proceedings of the Geologists' Associations*, **23**: 268-284.
- Battacharya A.; Mohanty L.; Maji A.; Sen S.K.; Raith M. 1992. *Non-ideal mixing in the phlogopite annite boundary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and reformulation of the biotite-garnet geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111: 87-93.
- Bekker A., Karhu J.A., Eriksson K.A., Kaufman A.J. 2003. Chemostratigraphy of Paleoproterozoic carbonate successions of the Wyoming Craton: tectonic forcing of biogeochemical change? *Precambrian Research* **120**:279- 325
- Bucher K. & Frey M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, Berlin, 6th ed. 318p
- Bucher K. & Grapes R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic rocks*. Springer, Berlin, 8th ed. 428p.
- Bucher, K., Frey, M. 2002. Metamorphism of mafic rocks. *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 279-327

- Cavalcanti, J. A. D.; Araújo, J. C. S.; Ferreira, R. C. R.; Freitas, F.M.; Queiroz, S. F. de; Santos, L. D.; 2016. *Projeto ARIM Carta Geológica e de 64 Recursos Minerais da porção central do Supergrupo Rio das Velhas – Quadrilátero Ferrífero. Belo Horizonte: CPRM, 2016, 1 mapa colorido. Escala 1:100.000.*
- Chemale Jr, Farid; Rosiere, Carlos A.; Endo, Issamu. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, **65(1-4)**: 25-54.
- Costa M.T. 1961. Sedimentação e orogênese da Série de Minas. *Boletim SICEG*, **1**: 55-61.
- Deer, Howie & Zussman. 1966 – *An Introduction to the Forming Minerals*.
- Dopico, C.I.M., Lana, C., Moreira, H.S., Cassino, L.F., Alkmim, F.F. 2017. U Pb ages and Hf isotope data of detrital zircons from the late Neoproterozoic Minas Basin, SE Brazil. *Precambrian Research*, **291**: 143-161.
- Dorr II, J. V. N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. *Geological Survey Professional Paper*, 641A: 110p.
- Dutra, L. F., Dias, S. P., Martins, M., Lana, C., Batista, A. C., & Tavares, T. D. 2020. Detrital zircon records of the Paleo-Mesoproterozoic rift-sag Tamanduá Group in its type-section, Northern Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **50**.
- Endo, I., 1997. *Regimes tectônicos do arqueano e proterozóico no interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. São Paulo. 243p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Endo, I., Machado, R., Galbiatti, H. F., Rossi, D. Q., Zapparoli, A. D., Delgado, C. E. R., Castro, P. T. A., M. M. F. 2020. Estratigrafia e evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero. In: Castro, P. T. A., Endo, I., Gandini A. L. (Orgs.). *Quadrilátero Ferrífero: Avanços do conhecimento nos últimos 50 anos*. Belo Horizonte: *3i editora*. p.72-113.
- Eskola P. 1915. On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. *Comm. geol. Finlande Bull*, **44**: 109-145
- Eskola P. 1920. The mineral facies of rocks. *Norsk. Geol. Tidsskr*, **6**: 143-194
- Eskola P. 1939. Die metamorphen Gesteine. In: Barth T.F.W., Correns C.W., Eskola P. *Die Entstehung der Gesteine*. Springer, Berlin, 422 p.
- Ferrari P.G. 1981. Sequência vulcânica-turbidítica de margem continental – bordo ocidental da plataforma São Francisco. In: *SBG, Simpósio de Geologia do Centro-oeste 1*, Ata, p. 702-715.
- Ferry, J.M., Spear, F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**: 113–117.
- Fettes D. & Desmons J. 2007. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge University Press, 244p
- Freitas, F. M. 2019. Geocronologia U-PB em zircões detríticos e caracterização litoestratigráfica das rochas metassedimentadas da Unidade Catarina Mendes-implicações quanto a evolução geotectônica do Quadrilátero Ferrífero.
- Freitas F. M., Pinheiro M. A. P., Novo T. A., Magalhães J. R., Marinho M. de S. 2019. U-Pb ages for metasedimentary rocks of the Catarina Mendes Formation, Quadrilátero Ferrífero. *Anais do 4º Simpósio do Cráton do São Francisco e Orógenos Marginais*, **4**, 34. Aracaju.
- Holland, T.J.B. and Powell, R. 1994. An Enlarged and Updated Internally Consistent Thermodynamic Dataset with Uncertainties and Correlations: The System K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**: 89-124

- Holland, T. & Powell, R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrologic interest. *Journal of Metamorphic Geology* **16**: 309–343
- Klein, C. & Ladeira, E.A. 2000. Geochemistry and Petrology of some proterozoic banded iron-formations of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, **95**:405-428.
- Koziol A. M., Newton R. C. 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz geobarometer. *American Mineralogist*, **73**: 216-223.
- Koziol A. M. 1989. Recalibration of the garnet-plagioclase-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz (GASP) geobarometer and applications to natural paragenesis. *EOS*, **70(15)**: 493.
- Loczy, L. & Ladeira, E. A. 1976. *Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica*. São Paulo, Edgard Blücher. 528 p.
- Martínez Dopico, C. I.; Lana, C.; Moreira, H. S.; Cassino, L. F.; Alkmim, F. F. 2017. U–Pb ages and Hf-isotope data of detrital zircons from the late Neoproterozoic Minas Basin, SE Brazil. *Precambrian Research*, **291**:143-161.
- Newton R. C., Haselton H. T. 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz geobarometer. In: R. C. Newton, A. Navrotsky, B. J. Wood (ed.). *Thermodynamics of Mineral and Melts*. Springer-Verlag, New York, 131-147.
- Nunes, F. S. 2016. *Contribuição à estratigrafia e geocronologia U-Pb de zircões detríticos da Formação Moeda (Grupo Caraça, Supergrupo Minas) na Serra do Caraça, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Dissertation, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 77p.
- Perchuk, L.L & Lavrent'eva, I.V. 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: S.K. Saxena (ed). *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, Advances in Physical Geochemistry*. New York, Springer-Verlag, 199-239.
- Powell R. & Holland T. J. B. 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. *Journal Metamorphic Geology*, **79**:120-133
- Queiroz, Y. D. S. 2018. Petrogênese e geocronologia de xistos pelíticos na região de Pinheiros Altos-Piranga, Quadrilátero Ferrífero, MG.
- Queiroz, Y. D. S., Queiroga, G., Moraes, R. D., Fernandes, V. M. T., Medeiros-Júnior, E., Jordt-Evangelista, H., Schulz, B. Schmiedel, J., Martins, M., Castro M. P. D. & Lana, C. 2019. Pseudosection modeling and U-Pb geochronology on Piranga schists: role of Brasiliano Orogeny in the Southeastern Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **49**.
- Renger, F. E.; Noce, C. M.; Romano, A. W.; Machado, N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, **2(1)**: 1-11.
- Rosière, C. A.; Chemale, F. 2000. Brazilian iron formation and their geological setting. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 274-278.
- Schmiedel, J. 2014. *Monazite dating and geothermobarometry in metamorphic rocks of Piranga region, Iron Quadrangle, Minas Gerais, Brazil (Doctoral dissertation, MS Dissertation, Technische Universität Bergakademie Freiberg, Freiberg, 111p.*
- Schorscher, H. D. 1976. Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, MG, Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 29. Ouro Preto. *Resumos*. Ouro Preto, SBG, p. 194-195.
- Spear F. S. 1995. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America Monograph, Washington, D.C., 799p.
- Tilley C. E. 1925. Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland. *Quarterly Journal of the Geological Society*, **81**: 100-112.

Whitney, Donna L.; Evans, Bernard W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, **95(1)**: 185-187.

Winkler H. G. F. 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. New York, Springer Verlag, 348p.

Yardley B. W. D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Longman Scientific & Technical, 248p.

Yardley B.W.D. 2004. Introdução à petrologia metamórfica (Tradução Reinhardt A. Fuck). Editora UnB, 434p.

Zucchetti, M., Baltazar, O.F., Raposo, F.O. 1996. Estratigrafia. *In: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Projeto Rio das Velhas–Texto 75 Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000*. Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM–Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, p. 13–42.