

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA**  
**INSTITUTO DE GEOGRAFIA**  
**CURSO DE GEOLOGIA**

Discente: Karla Jhulya Pereira Silva

**PETROGRAFIA DE METABASITOS DA MINA DE DIAMANTES DE ROMARIA,  
ROMARIA-MG.**

Monte Carmelo - MG

Maio/2022

Karla Jhulya Pereira Silva

**PETROGRAFIA DE METABASITOS DA MINA DE DIAMANTES DE ROMARIA,  
ROMARIA-MG.**

Trabalho de Conclusão de Curso I apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Área de concentração: Recursos Minerais e Energéticos

Orientadora: Profa. Dra. Ângela Suélem Rocha Veloso (UFU)

Monte Carmelo - MG

Maió/2022

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA  
INSTITUTO DE GEOGRAFIA  
CURSO DE GEOLOGIA

**PETROGRAFIA DE METABASITOS DA MINA DE DIAMANTES DE ROMARIA,  
ROMARIA-MG.**

Trabalho Final de Graduação para obtenção do grau de Bacharel em Geologia da Universidade Federal de Uberlândia – *Campus* Monte Carmelo pela banca examinadora formada por:

Monte Carmelo, 09 de maio de 2022.

Prof<sup>ª</sup>. Dra. Ângela Suélem Rocha Veloso - Orientadora  
Universidade Federal do Uberlândia

---

Prof. Dr. Felix Nanini  
Universidade Federal do Uberlândia

---

Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva  
Universidade Federal de Uberlândia

---

Dedico este trabalho a minha mãe que sempre me ensinou a buscar minhas próprias respostas e a família que são meu alicerce.



## AGRADECIMENTOS

Primeiramente a minha mãe Rosa por sempre me incentivar a estudar e por sempre acreditar em mim. E ao pai Alvino que hoje é uma estrelinha no céu, por nunca desistir de mim não importa o quão rebelde eu fosse. A Wandeko, Chiquinho e Lé por todo apoio.

A minha avó por todo apoio e a meu avô por toda a sabedoria do mato. Aos meus tios, tias e primos que sempre motivam a procurar diamante e ouro.

Agradeço a professora Ângela pela orientação e ensinamentos, por me tranquilizar em momentos de desespero, sua calma foi essencial para mim.

Minha gratidão a GAR Minerações por ceder o material para a realização desta pesquisa.

Agradeço a Andrescovicks por todos os sorvetes de domingo a tarde, ao Gui por todas as maravilhosas refeições, a mamãe Pati por tudo que fez por mim durante a faculdade . Ao Tchuniors por todas as discussões e fofocas tomando café, a Iaiá pelo apoio e suporte durante a elaboração deste TCC, você foi responsável por varias ideias aqui contidas. A Mayra, por todas as conversas que tivemos, sobre a vida o universo e tudo mais. A Brunnete, minha mais longa amiga pela torcida.

Por fim, agradeço a meu melhor amigo, meu mais forte alicerce durante estes sofridos anos de faculdade, meu companheiro Adriano, você foi e ainda é meu porto seguro, obrigado por estar aqui e me manter de pé.

*“Sometimes, science is more art than science. A lot of people don’t get that.”*

*Rick and Morty (S1.Ep6)*

## RESUMO

A mina de diamantes de Romaria – MG está inserida no perímetro urbano da cidade homônima e é explorada desde 1867 em brechas conglomeráticas. Os litotipos associados à mina correspondem a micaxistos intercalados com metabasitos do Grupo Araxá, arenitos da Formação Botucatu, recobertos por rochas vulcanoclásticas da Formação Uberaba, configurando-se como duas unidades distintas, a brecha Tauá e Secondina, que hospedam os diamantes. Devido as características peculiares do depósito, diversas pesquisas científicas foram realizadas com intuito de melhor entender a gênese dos diamantes. Entretanto, estes estudos não se dedicaram às litologias encaixantes do depósito, principalmente àqueles relacionados aos corpos metamáficos presentes na região da mina. Deste modo, o presente trabalho consistiu em análises petrográficas do micaxisto e dos corpos metamáficos do embasamento da mina. Os resultados litológicos observados consistem em protólitos sedimentares e ígneos. As rochas derivadas de protólitos sedimentares são representados pelo Granada-Biotita-Muscovita-Quartzo xisto, onde foi possível distinguir uma fase metamórfica regional  $M_1$  descrita por Seer (1999), cujo ápice metamórfico é delimitado pelo par  $Grt + Bt$  entre as fácies anfíbolito na zona da granada e a fácies xisto verde na zona da biotita ( $\sim 500^\circ\text{C}$ ), além de, uma fase retrometamórfica ( $RM_2$ ) caracterizada pelo crescimento de muscovita e quartzo sobre restos de granada esqueletais. Os protólitos ígneos compreendem rochas básicas, que deram origem ao anfíbolito, apresentando uma variação granulométrica entre a borda, mais grossa, contendo grandes cristais de hornblenda poiquilítica, e o centro do corpo expressa-se com granulação mais fina de cristais de hornblenda bem mais preservados, ambas porções contém uma matriz fina composta por  $Qtz + Plg$  e óxidos. O anfíbolito pode representar ápice metamórfico em fácies anfíbolito, na zona da granada, delimitado pelo par  $Hbl + Plg$ , além de uma paragênese retrometamórfica definida pela ocorrência de  $Ep + Act$  sobrecrecida às custas da hornblenda. A variação da granulação observada é atribuída à diferença atuante do metamorfismo sobre o corpo, com uma maior atuação nas bordas que recebe maior quantidade de água, permitindo o crescimento dos cristais, enquanto o centro do corpo, mais rígido, e relativamente mais anidro, gera cristais menores. A falta de estruturas de orientação deste corpo anfíbólico pode indicar que a rocha experimentou apenas efeitos termais do evento tectônico, o que possivelmente colocaria o corpo em porções mais distais do epicentro deformacional principal.

**Palavras-chave:** Caracterização petrográfica. corpo máfico. Grupo Araxá. Fácies metamórficas.

### ABSTRACT

The diamond mine of Romaria - MG is inserted in the urban perimeter of the homonymous city and is explored since 1867 in conglomerate breccia. The lithologies associated with the mine correspond to micaschist interspersed with metabasites of the Araxá Group, superimposed to this are sandstones of the Botucatu Formation being covered by vulcanoclastic rocks of the Uberaba Formation. Due to the peculiar characteristics of the deposit, several scientific researches were carried out with the intention of better understanding the genesis of the diamonds. However, the studies did not focus on the lithologies that enclosing the deposit, especially those related to the metamorphic bodies present in the region of the mine. Thus, the present work consisted of petrographic analyzes of schist and metamorphic bodies of the mine basement. The observed lithological results consist of sedimentary and igneous protolites. The rocks derived from sedimentary protolites are represented by the Grt-Bt-Mus-Qtz schist, where it was possible to distinguish a regional metamorphic phase M1 described by Seer (1999), whose metamorphic apex is delimited by the pair Grt + Bt between the amphibolite facies in the garnet zone and the green schist facies in the biotite zone (~500°C), in addition, a retrometamorphic phase (RM2) characterized by the growth of muscovite and quartz on remains of skeletal garnet. The igneous protolites comprise basic rocks, which gave rise to the amphibolite, which shows a granulometric variation between the thicker edge, with crystals of hornblende and polycylitic texture, and the center of the body is expressed with finer granulation of well-preserved hornblende crystals, both portions contain a thin matrix composed of Qtz + Plg and oxides. Amphibolites may represent a metamorphic apex in amphibolite facies, in the garnet zone, bounded by the pair Hbl + Plg, in addition to the retrometamorphic paragenesis defined by the occurrence of Ep + Act overgrown at the expense of the hornblende. The variation in the observed granulation is attributed to the acting difference of the metamorphism on the body, with a greater action on the edges that receives a greater quantity of water, allowing for the growth of the crystals, while the center of the body, more rigid, and relatively more anhydrous, generates smaller crystals. The lack of orientation of this amphibolytic body points to a metamorphism in the absence of deformation, indicating that the rock experienced only thermal effects of the tectonic event, which would possibly place the body in more distant portions of the main deformational epicenter.

**Keywords:** Petrographic characterization. mafic body. Araxá Group. Metamorphic facies.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Mapa de Localização da área de estudo. a) Mesorregiões de Minas Gerais. b) Localização do município de Romaria sobre sinal analito magnetométrico. C) Vista da Mina de Diamantes Romaria. d) Vias de Acesso. ....	18
<b>Figura 3.</b> Mapa de Geológico Simplificado da região de estudo. O mapa ainda destaca os municípios de Romaria e Monte Carmelo. ....	27
<b>Figura 4.</b> compartimentação estrutural simplificada da Faixa Brasília. ....	30
<b>Figura 5.</b> Tectono-estratigrafia da Sinforma de Araxá. ....	35
<b>Figura 6.</b> Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná na América do Sul. ....	39
<b>Figura 7.</b> Mapa de localização da Província Ígnea do Alto Paranaíba. ....	42
<b>Figura 8.</b> Mapa geológico local da Mina de Romaria. Em destaque tem-se as 8 frentes de lavra minerados pela EXDIBRA. ....	44
<b>Figura 9.</b> A) Seção Geológica da Mina de diamante GAR Mineração. b) Coluna estratigráfica esquemática do furo de sondagem 47. C) Amostragem de testemunhos de Sondagem, Furo 047. Em destaque (cor verde), mudanças de litologias. ....	46
<b>Figura 10.</b> Amostra de mão de testemunhos de sondagem. a - c) Micaxisto do Grupo Araxá. d - f) Corpo anfibolítico fácies grossa. g - i) Corpo anfibolítico, fácies fina. f) e i) amostras molhadas. ....	47
<b>Figura 11.</b> Mudanças mineralógicas em um metamorfismo progressivo de rochas metapelíticas. ....	56
<b>Figura 12.</b> Formação de extinção ondulante. a) Esquema com dois tipos de pontos de defeitos. b) Deslocamento do defeito em ponto. c) Deslocamento do defeito em linha. ....	57
<b>Figura 13.</b> Esquema ilustrado processos de recuperação. a) Deslocação do defeito originando a extinção ondulante. b) A recuperação causa concentração de discordâncias em bandas de deformação e eventualmente em c) em um limite de subgrão. ....	58
<b>Figura 14.</b> Desenho esquemático dos três principais tipos de recristalização dinâmica. ....	59

<b>Figura 15.</b> Desenho esquemático dos mecanismos de recristalização dinâmica. b) Recristalização por rotação de subgrão (SRG). c) Migração de limite de grão em altas temperaturas (GBM).....	60
<b>Figura 16.</b> a) Fotomicrografia da amostra GAR-47(43,70). b) Detalhe da granada esquelética com quartzo sobrecrecido demonstrando contatos com tendência retilínea. ....	61
<b>Figura 17.</b> Fotomicrografias de granadas "honeycomb". a) Granada honeycomb sobrecrecida de quartzo. b) Fotomicrografia mostrando teias de granadas contínuas delineando os grãos de qtz. ....	62
<b>Figura 18.</b> Desenho esquemático mostrando os modelos de formação de granadas honeycombs. a) Hipótese 1. b) Hipótese 2. c) e d) Hipótese 3.....	63
<b>Figura 19.</b> Fotomicrografia amostra GAR-47(32,18). Vista de vestígios de porfiroblasto de granada poiquilitica. Lâmina delgada com espessura maior que o recomendado.....	64
<b>Figura 20.</b> Modelo esquemático para o crescimento de porfiroblastos. a) Crescimento de porfiroblasto sobre a matriz. Depois do crescimento de porfiroblastos, grãos da matriz podem se tornar mais grosseiros por recristalização estática, b) ou menores quando gerados por recristalização dinâmica devido à deformação c).....	64
<b>Figura 21.</b> Mudanças mineralógicas em rochas metamórficas durante o metamorfismo progressivo. Adaptado de Bucher & Grapes, 2011. ....	67
<b>Figura 22.</b> a) Crescimento de maclas em plagioclásio. b) Deformação em maclas do plagioclásio, com bordas afiladas nucleadas em alta tensão localizada na borda do cristal. Retirado de Passchier & Trouw, 2005.....	68
<b>Figura 23.</b> a) Fotomicrografia da matriz de plagioclásios. b) Detalhe de plagioclásio demonstrando maclas deformadas.....	68
<b>Figura 24.</b> Desenho esquemático da variação granulométrica observada no anfibolito.....	71
<b>Figura 25.</b> Esquema ilustrativo demonstrando a recristalização de zircões em uma camada de gabro-metagabro. Explicação no texto.....	72

## LISTA DE PRANCHAS

<b>Prancha 1.</b> Amostra GAR-47(32,18) Granada-biotita-muscovita-quartzo xisto.....	50
<b>Prancha 2.</b> Amostra GAR-47(43,70) Granada-biotita-musvovita-quartzo xisto.....	52
<b>Prancha 3.</b> Amostra GAR-47(36,60) Anfibolito fino.....	54
<b>Prancha 4.</b> Amostra GAR-47(38,65) Anfibolito grosso.....	56

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Assembleia mineralógica observada em lâmina.....	56
<b>Tabela 2.</b> Assembleia mineralógica observada em lâmina.....	65



## Sumário

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	15
<b>1.1 Localização da área de estudo</b> .....	17
<b>1.2. Objetivos</b> .....	19
<b>1.3. Justificativa</b> .....	19
1.3.1. Estado da arte .....	19
<b>2. MATERIAIS e MÉTODOS</b> .....	21
<b>2.1. Levantamento Bibliográfico</b> .....	21
<b>2.2. Descrições Petrográficas</b> .....	21
<b>2.3. Estruturação da Monografia</b> .....	22
<b>3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	22
<b>3.1. Inserção Tectônica</b> .....	22
3.1.1. Faixa de Dobramentos Brasília .....	26
3.1.2. Deformação e Metamorfismo da Faixa Brasília .....	26
<b>3.2 Estratigrafia</b> .....	31
3.2.1 Zona Cratônica .....	31
3.2.1.a. <i>Grupo Bambuí</i> .....	31
3.2.2 Zona Externa .....	32
3.2.2.a. <i>Grupo Canastra</i> .....	32
3.2.2.b. <i>Grupo Ibiá</i> .....	33
3.2.3 Zona Interna .....	33
3.2.3.a. <i>Grupo Araxá</i> .....	33
3.2.3.b. <i>Complexo Abadia dos Dourados</i> .....	36
3.2.3.c. <i>Ortognaisse Goiandira</i> .....	36
3.2.3.d. <i>Complexo Monte Carmelo</i> .....	36
3.2.3.e. <i>Suíte granítica Estrela do Sul</i> .....	37
<b>3.3 Bacia do Paraná</b> .....	37
<b>3.4 Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP)</b> .....	40

<b>4. GEOLOGIA DA MINA DE ROMARIA</b> .....	43
<b>5. RESULTADOS</b> .....	48
<b>5.1. Descrições</b> .....	48
5.1.1. Granada-Biotita-Muscovita-Quartzo Xisto .....	48
5.1.2. Anfibolito .....	52
<b>6. DISCUSSÃO</b> .....	56
<b>6.1. Granada-Biotita-Muscovita-Quartzo Xisto</b> .....	56
6.1.1. Feições de deformação .....	57
6.1.1.a. <i>Extinção ondulante</i> .....	57
6.1.1.b. <i>Recristalização</i> .....	58
6.1.1.c. <i>Granadas Esqueletais</i> .....	61
6.1.2. Fases de deformação/metamorfismo .....	65
<b>6.2. Anfibolito</b> .....	66
6.2.1. Feições de Deformação .....	67
6.2.1.a. <i>Extinção ondulante</i> .....	67
6.2.1.b. <i>Deformação de Plagioclásios</i> .....	67
6.2.1.c. <i>Deformação de Hornblendas</i> .....	69
6.2.2. Fases de deformação/metamorfismo .....	69
<b>6.3. Caracterização do corpo Máfico</b> .....	70
6.3.1. O Corpo Anfibolítico da Mina de Romaria .....	71
<b>7. CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	74
<b>8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	76

## 1. INTRODUÇÃO

A Mesorregião do Alto Paranaíba e Triângulo Mineiro é estudada desde o século XIX, principalmente com o advento da descoberta de diamantes às margens do Rio Bagagem. Segundo Lourenço (2007) as primeiras ocorrências de diamantes nesta região remontam a 1853 nos limites da vila de Bagagem atual município de Estrela do Sul, com a descoberta do diamante “Estrela do Sul” que alcançou projeções internacionais. Hussak (1891) descreve a ocorrência de diamantes na região de Romaria por volta de 1867, quando o município era nomeado de “Água Suja”, e segundo a GAR Minerações (2018) esta descoberta se deu, no gorgulho da encosta do córrego de Água Suja, que causou um adensamento populacional na região, dando origem a cidade de Romaria (LOURENÇO, 2007; LEONARDOS, 1959; GAR, 2018).

A mina de diamantes de Romaria está situada nas adjacências da cidade homônima, no estado de Minas Gerais, como observado na figura 1. A primeira mineradora a atuar na mina foi a empresa *The Água Suja Mining Company Limited*, criada em Londres por volta de 1903, que atuou até o ano de 1915 quando a organização suspendeu suas atividades, o que culminou na criação do condomínio de Água Suja, fundada pelos trabalhadores da exploradora britânica. Este condomínio operou entre 1921 e 1935 quando foi registrada com o nome Melhoramentos Fazenda Marrecos LTDA (Mefama). Em 1969 a Extratífera de Diamantes do Brasil (EXDIBRA) adquire a Mefama e atua até 1984, quando perde seus direitos de extração, ao qual é concedido a várias empresas a realização de pesquisas na mina. Dentre estas empresas podemos citar a Inhauma Minerações LDTA e a Ômega Gama Minerações LTDA, que realizaram diversos estudos na mina. Atualmente as concessões de exploração da mina de diamantes de Romaria está sobre o julgo da empresa GAR minerações, sendo GAR o acrônimo de Geraldo Amâncio Ribeiro (GAR, 2018).

Os diamantes da mina são descritos pela GAR (2018) como sendo de alta qualidade produzindo diamantes com  $> 500$  US\$/ct o que equivaleria a minerais de até 100 gramas, podendo atingir valores de 15 cpht (quilates por 100 toneladas), sendo que, em suas operações diárias há uma estimativa de receita bruta de aproximadamente 25 US\$/ton.

Tendo em vista a importância econômica do bem mineral para a região em que ocorre, diversos pesquisadores estudaram a mina de diamantes de Romaria e regiões adjacentes. Um destes, foi Drapper que em 1911 realizou estudos pioneiros em Romaria onde reconheceu intrusões máficas e ultramáficas na mina, que seccionam os xistos do embasamento da mesma, e na visão do autor, também seccionaria os conglomerados brechados Tauá e Secondina. Posteriormente, diversos autores estudaram a mina com o objetivo de tentar compreender as

ocorrências dos diamantes, dos quais podemos citar; Hussak (1891), Leonardos (1959), Svisero & Coimbra (1980), Svisero et al (1981), Svisero & Haralyi (1985). Em ambos estudos, os autores descrevem a intercalação de rochas metamáficas com os mica xistos do Grupo Araxá, porém, nenhum deles dão um enfoque nas litologias do Grupo Araxá, que corresponde ao embasamento da mina de diamantes.

Apenas recentemente com os estudos de Coelho (2010) e Vieira (2020) tem-se uma descrição sucinta do embasamento da mina, onde os dois autores descrevem a ocorrência de xistos contendo granada, biotita, quartzo e muscovita podendo conter ou não estauroлита, que abrigam corpos máficos. Em contrapartida, nenhum deles caracteriza os corpos máficos que ocorrem nas adjacências da mina.

Corpos metamáficos são mencionados na região desde de Barbosa et al., (1970) que descreve a ocorrência destas litologias encaixadas em mica xistos do Grupo Araxá em direção N-SE. Posteriormente, Correia & Girardi (1989) e Valeriano & Simões (1997) referem-se a corpos metamáficos e metaultramáficos alojados em xistos do Grupo Araxá no sul de Minas Gerais, representando protólitos de basaltos E-MORB e MORB. Seer et al., (2001) e Seer (1999) descrevem a ocorrência destes corpos encaixadas em metassedimentos na sinforma de Araxá onde se encontra a área-tipo do Grupo Araxá, cujos protólitos seriam basaltos E-MORB e gabros, representando um fragmento de crosta oceânica.

Trabalhos recentes realizados na Universidade Federal de Uberlândia destacam a ocorrência de rochas metamáficas e metaultramáficas encaixadas nas litologias do Grupo Araxá, dentre eles podem citar, Nunes (2020), Pimenta (2020) e mais recentemente Siqueira (2022, No Prelo). Em geral, os autores descrevem anfíbolitos e xistos ultramáficos, por vezes, apresentando-se como uma associação máfica-ultramáfica entre os municípios de Monte Carmelo – MG e Cumari – GO.

Uma tentativa de compreender a origem destes corpos foi realizada por Piaulino et al., (2021), ao sugerir que os protólitos teriam se originado a partir de três eventos magmáticos, cada um associado a um ambiente geotectônico distinto.

Como exposto, diversos trabalhos foram realizados tanto na mina de Romaria, quanto regionalmente, porém, nenhum deles tem enfoque nas litologias máficas da região, sendo assim, o presente trabalho tem por objetivo a caracterização do corpo anfíbolítico encaixado na foliação do xisto que ocorrem no embasamento da mina de diamantes de Romaria. Com isto, espera-se contribuir para o entendimento das ocorrências dos corpos máficos no Grupo Araxá, dando fundamentação para posteriores discussões acerca do tema. Sendo assim, o propósito da

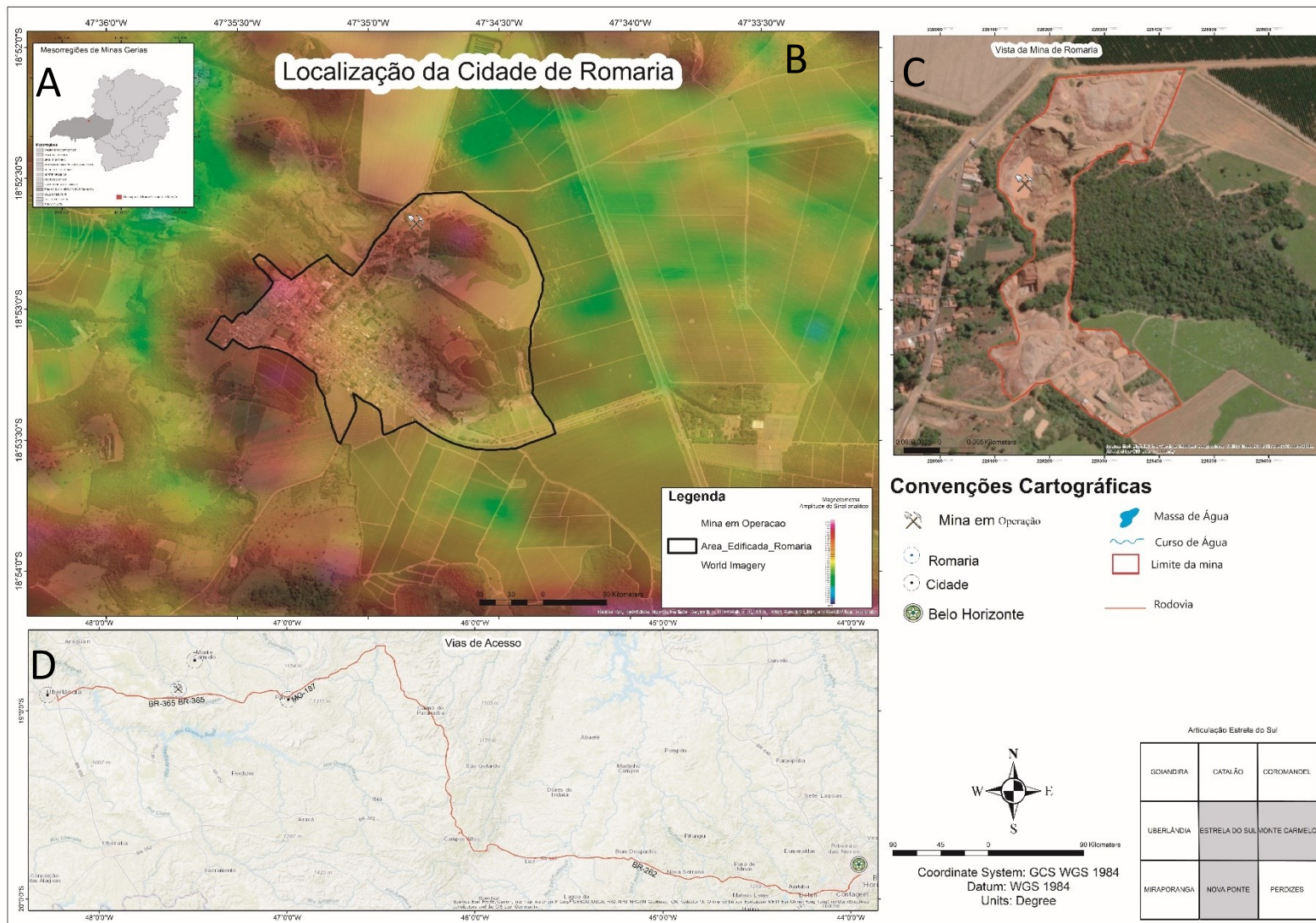
pesquisa foi realizar uma caracterização petrográfica tanto do anfibolito quanto do xisto, baseando-se em parâmetros mineralógicos, texturais e estruturais descritos nos capítulos a seguir.

### **1.1 Localização da área de estudo**

A área de estudo (figura 1) limita-se a porção oeste do Estado de Minas Gerais, compreendendo a Mesorregião do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba (figura 1.a). Situa-se na mancha urbana do município de Romaria (figura 1b) nas imediações da mina de diamantes, atualmente pertencente a GAR mineração (figura 1c).

O acesso ao município, se dá, partindo da capital mineira pela BR-262 em sentido ao trevo de Ibiá pela rodovia MG-187, aonde próximo aos limites da cidade de Patrocínio tem-se a intersecção desta com a BR-365 em aproximadamente 106 km percorridos, segue-se adiante por mais 54 km até o município de Monte Carmelo, de lá tomando a via MG-223 seguindo por 20 km até o município de Romaria (figura 1 D).

**Figura 1.** Mapa de Localização da área de estudo. a) Mesorregiões de Minas Gerais. b) Localização do município de Romaria sobre sinal analito magnetométrico. C) Vista da Mina de Diamantes Romaria. d) Vias de Acesso.



Fonte: Adaptado de - BaseMap (2021); CPRM (2015).

## 1.2. Objetivos

O trabalho tem por objetivo compreender as relações petrográficas das litologias que ocorrem no embasamento da mina de diamantes de Romaria, por meio de análises que incluem as variações mineralógicas, texturais e faciológicas, tanto do xisto, quanto do corpo máfico encaixado nele.

Deste modo, a pesquisa visa a elaboração de uma síntese acerca dos processos geológicos associados as litologias, promovendo a ampliação do conhecimento científico local especialmente no que tange, as relações entre rochas máficas e os xistos do Grupo Araxá nesta porção da Faixa de Dobramentos Brasília.

As metas para alcançar os objetivos compreendem:

- i) Caracterização da natureza do corpo máfico, a partir de estudos petrográficos e mineralógicos de detalhe;
- ii) Interpretação dos dados petrográficos obtidos em comparação aos estudos já existentes;
- iii) Realização de estudos comparativos entre modelos genéticos propostos na literatura e o modelo proposto para o trabalho, acerca do reconhecimento de corpos máficos na região e adjacências.

## 1.3. Justificativa

### 1.3.1. Estado da arte

A ocorrência de corpos máficos-ultramáficos no Grupo Araxá é descrita desde que Drapper (1911) estudou as litologias da mina de diamantes de Romaria, onde relata intrusões de rochas ultrabásicas no embasamento da mina. Posteriormente, Barbosa et al., (1970) aponta a ocorrência de anfibolitos intercalados aos xistos deste grupo, bem como, intrusões de rochas ultramáficas, consecutivamente sepentinizadas nas rochas metassedimentares do Grupo Araxá.

Correia & Girardi (1989) ao estudarem o Grupo Araxá no sul de Minas Gerais, descrevem a ocorrência de corpos de anfibolitos como lentes alojados nos xistos. Estes anfibolitos representariam o metamorfismo de basaltos provenientes de materiais diversos resultantes da fusão de um manto heterogêneo.

Valeriano & Simões (1997) também estudaram corpos máficos no sul do estado (Nappe de Passos), onde identificaram a intercalação de anfibolitos com metassedimentos do Grupo Araxá, cujos protólitos seriam basaltos subalcalinos toleíticos divididos em três grupos de acordo com sua assinatura química, podendo ser semelhante a basaltos E-MORB, ou ainda, semelhantes a basaltos continentais de alto ou baixo TiO<sub>2</sub>. Sendo assim, os autores defendem

que durante a sedimentação das porções basais da Nappe, a crosta estava em regime de distensão e que durante a sedimentação das unidades superiores, o ambiente marinho era mais profundo proporcionando a geração de magmas tipo MORB, com o adelgaçamento litosférico (VALERIANO & SIMÕES 1997).

Strieder & Nelson (1992) analisaram corpos de serpentinitos alojados em metassedimentos do Grupo Araxá, na região de Goiás e os enquadraram como fragmentos de *mélange* ofiolítica, cujo protólito seria uma rocha harzburgítica.

Seer (1999) e Seer et al., (2001) descrevem para a região de Araxá a ocorrência de corpos máficos de anfibolitos e ultramáficos de xistos, como lentes encaixadas nos metassedimentos do Grupo Araxá. Os anfibolitos são integrantes da Sinforma de Araxá, cujos protólitos são geralmente basaltos com assinaturas E-MORB e gabros, que representariam um fragmento de crosta oceânica formada durante o Neoproterozóico.

Trabalhos mais recentes realizados na Universidade Federal de Uberlândia também descrevem a ocorrência de rochas máficas e/ou ultramáficas nas litologias que compreendem o Grupo Araxá. Nesse sentido, Nunes (2020) descreve a ocorrência de corpos de anfibolitos encaixados nos migmatitos entre as regiões de Araguari (MG) e Cumari (GO). Pimenta (2020) ao estudar o complexo Monte Carmelo, na região de Gonçalves, descreve a presença de tremolita-clorita xisto encaixado nos muscovita xistos.

Além disto, Siqueira (2022, No Prelo) descreve associações máficas-ultramáficas em litologias do Grupo Araxá próximo as localidades de Cumari (Go). As rochas máficas descritas são, em geral, anfibolitos finos a médios, enquanto as ultramáficas compõe-se de anfibólio-clorita-talco xisto e ambas são encontradas próximas encaixadas na foliação das rochas metassedimentares.

Piauilino et al., (2021) ao estudarem rochas máficas-ultramáficas na região de Goiás, descrevem a ocorrência de anfibolitos, bem como, talco-clorita-actinolita xisto, ambos ocorrendo como lentes dentro das litologias do Grupo Araxá. Os autores defendem a ocorrência de três eventos magmáticos associados a três ambientes magmáticos distintos, sendo eles:

1-Extensão continental e desenvolvimento de uma margem passiva, por volta de 979 Ma. Este evento é caracterizado pela colocação de basaltos toleíticos E-MORB;

2-Relacionado com a extensão anterior, tem-se a instauração de associações de *fore* e *back-arc* gerando basaltos E-MORB correlatos ao Grupo Araxá. Há também amostras de basaltos tipo OIB, ambos com idades próximas a 819 Ma.



3-O último evento é representado por basaltos/gabros com assinatura OIB associados a fases sin ou tardi-tectônicas, por volta de 651 ma. Estas fases seriam resultado de processos de colisão e fechamento ocorridos durante o Neoproterozóico.

Sendo assim, o trabalho se justifica devido a falta de estudos específicos acerca dos corpos metamáficos que ocorrem nos limites da GAR Mineração, no município de Romaria-MG. Este estudo visa colaborar não somente, com a melhor compreensão geológica da mina, mas também, contribuir com o entendimento da ocorrência de outros corpos metamáficos que ocorrem na região, servindo como embasamento para discussões futuras.

## **2. MATERIAIS e MÉTODOS**

### **2.1. Levantamento Bibliográfico**

Constitui a base fundamental para a confecção e finalização do trabalho. Baseia-se na leitura dos fundamentos conceituais científicos, através de livros-texto, artigos, dissertações e teses, relatórios e mapas geológicos. As informações ali contidas, embasaram a compreensão da geologia regional, bem como, o entendimento das hipóteses dos modelos metamórficos e magmáticos da região. Sendo assim, esta etapa tem foco no reconhecimento das características dos modelos metamórficos, deformacionais e ígneos ocorridos na região.

### **2.2. Descrições Petrográficas**

Baseia-se na análise de feições geológicas, morfológicas e texturais reconhecidas em lâminas delgadas confeccionadas a partir das amostras de testemunhos de furos de sondagem, a saber: GAR-47, onde GAR, refere-se às iniciais da GAR Mineração e 47 representa o número do furo de sondagem (Figura 9c). As lâminas foram confeccionadas no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

A etapa de análise foi realizada no laboratório de Petrografia e Microscopia da Universidade Federal de Uberlândia (UFU) – *Campus* Monte Carmelo, e teve por objetivo observar as propriedades ópticas dos minerais de modo, a caracterizar os aspectos mineralógicos, estruturais, texturais, bem como, possíveis alterações presentes na rocha, colaborando para o entendimento do metamorfismo/deformação atuante na região. As feições representativas foram registradas pelo sistema de captura de imagens acoplado ao microscópio LUMEN, modelo T3 15A, série 5529. A classificação das rochas foi realizada com base em aspectos mineralógicos a partir da contagem modal de cada mineral, tal qual, textura e estrutura que as mesmas apresentam.

Sendo assim, quatro lâminas foram confeccionadas e suas profundidades podem ser observadas no desenho da figura 9.b. As lâminas foram identificadas pelo nome do furo (GAR-

47) e a profundidade a qual foram retiradas, deste modo, as amostras GAR-47 (32,18) e GAR-47 (43,70) correspondem as amostras de xisto, enquanto as lâminas GAR-47(36,60) e GAR-47(38,65) representam as amostras de anfíbolito.

Uma importante ressalva que faz a respeito das lâminas é em relação a espessura que foram confeccionadas, pois, elas se encontram fora do padrão desejado (30  $\mu\text{m}$ ). Esta situação é observada pela ocorrência de cores de interferência fora do padrão, como na Prancha 1.e onde o quartzo se encontra azulado e não acinzentado que seria o comum. Todas as 4 lâminas estão fora de um padrão ideal, porém, este fato não atrapalhou os trabalhos, sendo aqui ressaltado para melhorar a compreensão do leitor.

### **2.3. Estruturação da Monografia**

Esta etapa se deu com a elaboração do relatório final, cujo objetivo foi a síntese dos dados obtidos durante a confecção do trabalho.

A confecção do relatório baseou-se na interpretação dos dados aqui compilados tais como, caracterização mineralógica, relações de contato, textura e estrutura, mas também, baseado na bibliografia regional, enfatizando as paragêneses, os eventos deformacionais e os ambientes geotectônicos. Ambas as informações foram somadas com o intuito de discutir o caráter metamórfico e a inserção tectônica a qual as rochas estão subordinadas.

Sendo assim, esta monografia apresenta desenhos esquemáticos, fotografias e perfis confeccionados de modo a gerar informações organizadas para expor os resultados de maneira coerente.

## **3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

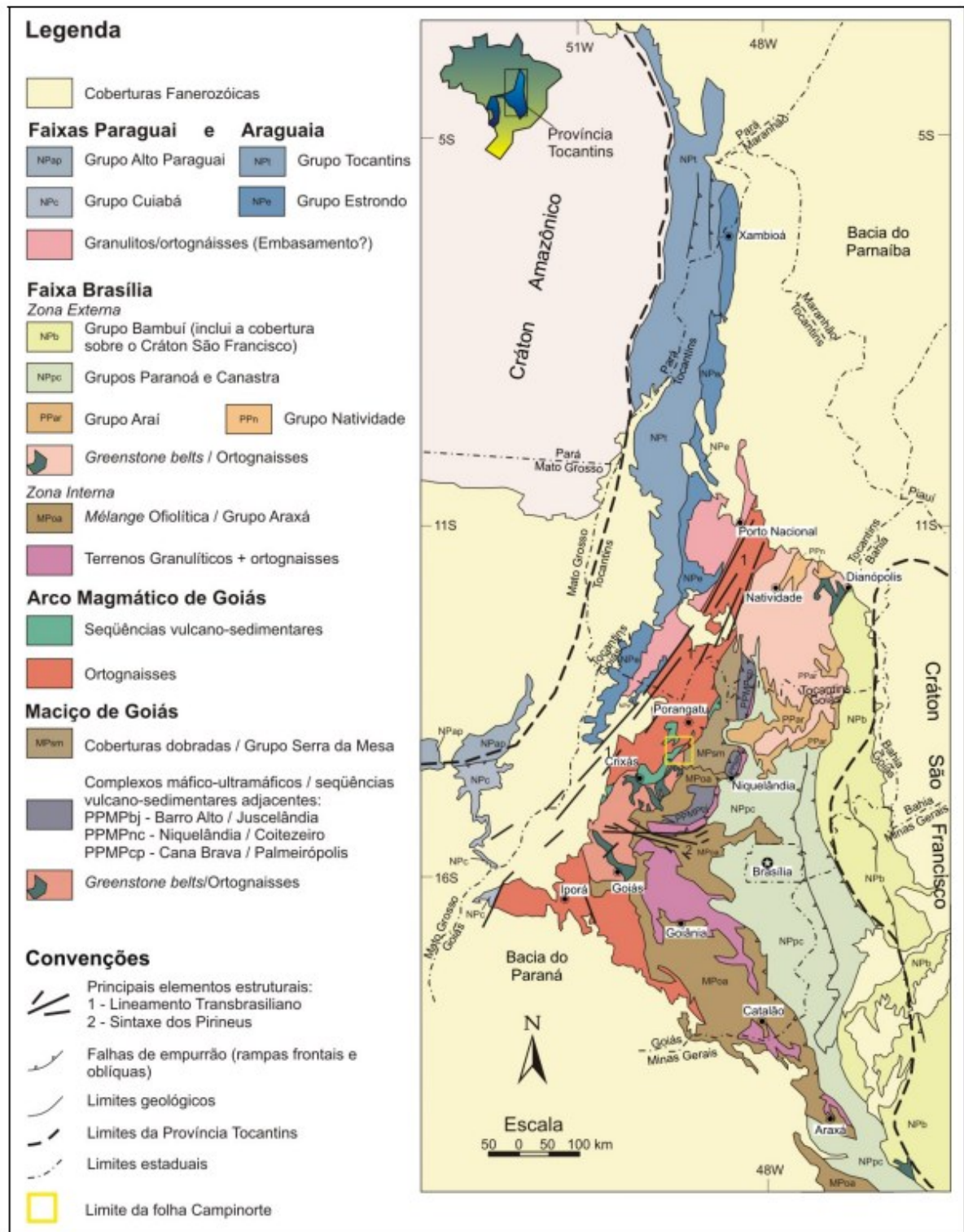
### **3.1. Inserção Tectônica**

A Província Tocantins está situada no Brasil central, e foi definida por Almeida (1977) como sendo um fragmento geológico formado no final do ciclo Transamazônico (2.0 Ga.). Sendo assim, se expressa como resultado da convergência entre os crátons amazônico (a oeste) e São Francisco (a leste), bem como, depósitos fanerozóicos das bacias do Parnaíba a norte e Paraná a sul. A província é também, constituída por faixas móveis relacionadas com o ciclo Brasileiro (600 Ma.), sendo elas: Faixa Brasília, Faixa Araguaia e Faixa Paraguai (figura 2). Ambas estruturas registrariam eventos da amalgamação responsável por gerar o supercontinente Gondwana Ocidental, durante o evento Brasileiro\Pan-Africano (BRITO NEVES & CORDANI, 1991; DARDENNE, 2000; ALMEIDA et al., 1981; ALMEIDA 1977).

O desenvolvimento tectônico mais representativo da província foi proposto por Strider & Suito (1999) como ocorrendo em quatro estágios. O primeiro consistiria na abertura do oceano nomeado por Cordani et al., (2003) como Oceano Goiás-Pharusiano, por volta de 1,27 Ga. durante a fragmentação do supercontinente Rodínia, entre as atuais placas do Crátos São Francisco e Amazônico. O segundo estágio é caracterizado pelo desenvolvimento de um sistema de arcos de ilha por volta de 1,0 Ga. O terceiro estágio corresponde ao início do processo de subducção do oceano com a convergência dos crátos Amazônico e São Francisco, por volta de 940 Ma., bem como, a acreção de terrenos e a formação de uma bacia de antepaís sobre a porção inferior do Cráton São Francisco por volta de 800 Ma. .O estágio final é o de pós colisão (650-500 Ma.) com o desenvolvimento de falhas transcorrentes do lineamento transbrasiliano, falhas de cavalgamento e intrusões de plútons graníticos alcalinos.

O resultado deste desenvolvimento é observado na figura 2 abaixo, individualizada por Fuck (1994) e Pimentel et al., (2004) nas seguintes unidades tectônicas: Zona Cratônica, Faixa Brasília com suas zonas interna e externa, Faixa Paraguai-Araguaia, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás.

Figura 2. Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins.



Fonte: Retirado de Oliveira et al., (2007) modificado de Pimentel et al., (2004).

De acordo com Pimentel & Fuck (1992) e Pimentel et al., (2000) o Maciço de Goiás corresponderia a um microcontinente alóctone envolvido nos processos de colisão do Brasileiro, sendo composto por rochas de idade arqueanas englobando os terrenos granito-greenstone de Goiás, Crixás, Guarinos e Pilar, bem como, terrenos ortognáissicos paleoproterozóicos recobertos pelo grupo Serra da Mesa (FUCK, 1994; BLUM, 1999). Justaposta a estas litologias encontram-se as sequências Vulcano-sedimentares de Juscelândia, Coitezeiro e Palmeirópolis descritas por Moraes et al., (2003) como sendo o início de um rifte continental que evoluiu para uma crosta oceânica, com idades de 1,25 a 1,3 Ga. Adjacentes a estes, estão os complexos máficos-ultramáficos da Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, entendidos por Pimentel et al., (2004) como resultado de dois estágios de extensão, o primeiro corresponde a uma instalação de bacia oceânica com vulcanismo de basaltos do tipo N-MORB, e o segundo datado de 800 Ma. representado por um magmatismo toleítico contaminado pela crosta continental mais antiga (PIMENTEL et al., (2004); PIMENTEL & FUCK, 1992).

O Arco magmático de Goiás representa, de acordo com Pimentel & Fuck (1992) uma faixa de acreção neoproterozóica (900 a 600 Ma.) cujo estágio inicial é caracterizado por arcos de ilha primitivos constituídos de rochas metavulcânicas da sequência de Arenópolis, bem como, ortognaisses. Os autores defendem que a suíte Jaupecí representaria a progressão deste magmatismo do tipo arco, por volta de 760 Ma. até a última fase de deformação e metamorfismo associados com a orogênese brasileira.

A Faixa Paraguai corresponde a uma unidade de idade Brasileira-Panafricana subdividida em duas faixas dobradas, a meridional com exposições do grupo Corumbás e a setentrional, com os grupos Araras e Alto Paraguai de idade ediacarana (BORGGIANNI & ALVARENGA, 2004). Borggianni & Alvarenga, (2004), defendem que os protólitos das rochas presentes na Faixa Paraguai seriam relacionados as fragmentações do Rodniá e posterior formação do Gondwana, especialmente pelos registros fossilíferos das sequências metassedimentares da estrutura, associando o momento de deposição dos sedimentos com eventos de modificações globais ocorridos durante o Neoproterozóico (BOGGIANNI et al., 2004; BOGGIANI & COIMBRA, 1996).

A Faixa Araguaia corresponde a porção noroeste da província, sendo subdividida por Hasui et al., (1978) em duas zonas distintas, uma externa representada pelo Grupo Tocantins e uma interna composta por rochas graníticas, bem como, rochas de baixo a alto grau metamórfico do complexo Colmeia que foram recobertos, tanto por, metassedimentos do Grupo Estrondo, como por, complexos máficos-ultramáficos da Serra do Tapa (FONSECA et

al., 2004; HASUI et al., 1978). Fonseca et al., (2004) descrevem duas fases de deformação na estruturação da faixa, a primeira teria desenvolvido os cinturões de dobra e empurrão com vergência para o Cráton Amazônico, com metamorfismo em fácies anfíbolito durante o Paleoproterozóico. A segunda fase, foi responsável pelas falhas de deslizamento dextral caracterizando um retrometamorfismo ocorrido no final da orogênese brasileira, deformando os estratos neoproterozóicos mais recentes e superimpondo deformação as litologias mais antigas.

### 3.1.1. Faixa de Dobramentos Brasília

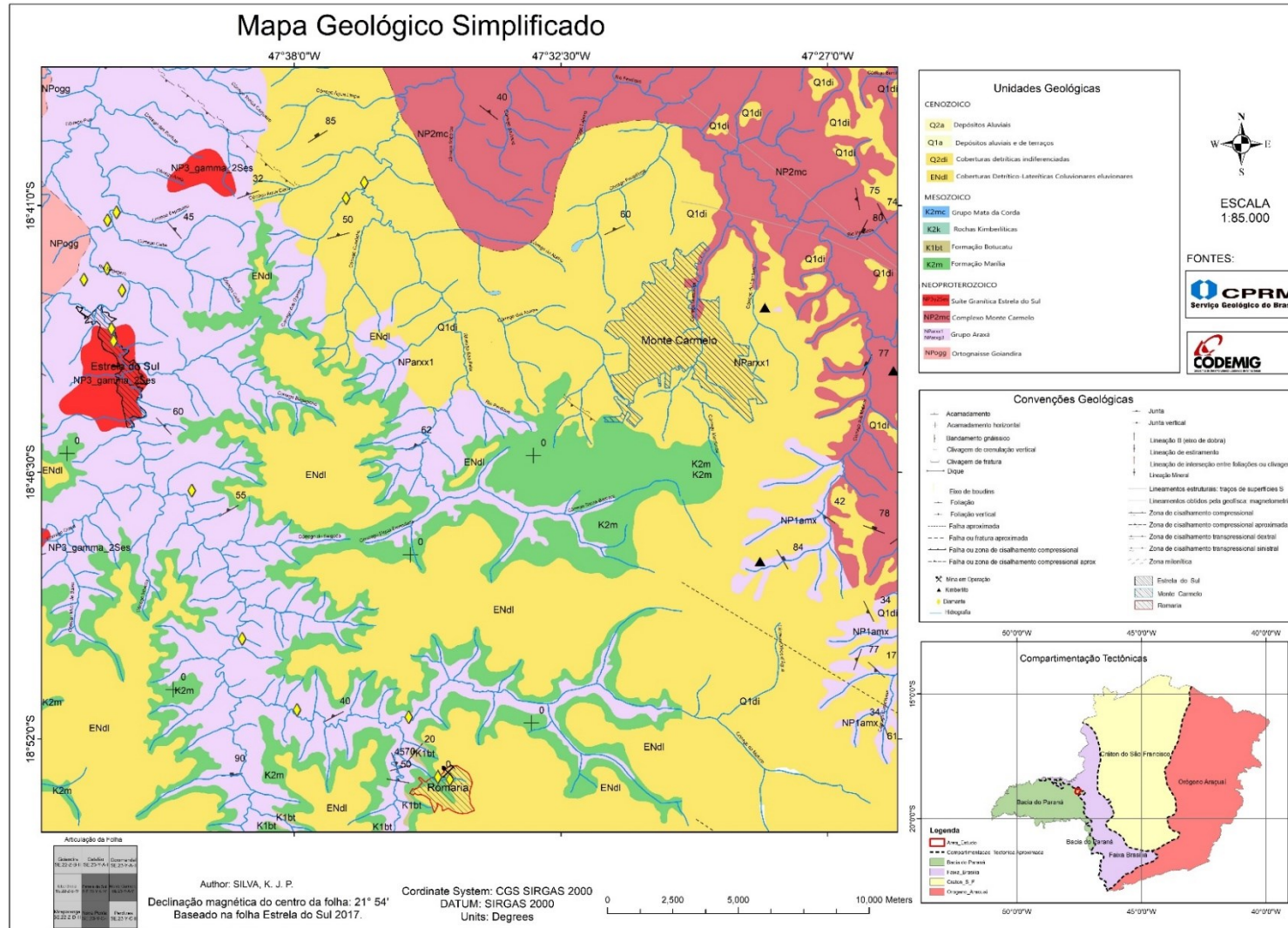
A região de estudo compreende rochas metamórficas da Faixa de Dobramentos Brasília, sedimentos da Bacia do Paraná e intrusões ígneas da Província Ígnea Alcalina do Alto Paranaíba (PIAP), como observado no mapa geológico da figura 3. Segundo Fuck (1994), a Faixa de dobramentos Brasília está inserida na porção oriental da Província Tocantins, sendo caracterizada por um extenso sistema de dobramentos de idade Neoproterozóica estruturada à oeste do Cráton São Francisco (FUCK, 1994; DARDENNE, 1978). A unidade tectônica é dividida em três compartimentações principais, a saber: Zona Cratônica, Zona Externa, Zona Interna. A compartimentação simplificada pode ser observada na figura 4 (FUCK, 1994).

A gênese e evolução da faixa é entendida, de acordo com Pimentel (2016), como resultado de processos de subducção, atividade magmática e acreção de terrenos, ocorrido durante o Neoproterozóico (900-600Ma). Estes processos, decorreriam em virtude do consumo de litosfera oceânica, do então, oceano Goiás-Pharusiano (PIMENTEL, 2016; PIMENTEL et al., 2000).

### 3.1.2. Deformação e Metamorfismo da Faixa Brasília

Fonseca et al., (1995) descrevem a ocorrência de dois grandes compartimentos estruturais para a Faixa Brasília, o antepaís externo e o interno. O externo é representado por coberturas cratônicas que se deformaram através de dobramentos flexurais e falhas rúpteis com vergência para o Cráton São Francisco. É composto por metassedimentos dos grupos Paranoá, Canastra, Vazante e Ibiá que atingiram fácies xisto verde inferior, bem como, porções do embasamento (terrenos granito-gnaiss, associações vulcano-sedimentares, Grupos Araí e Serra da mesa) cujo metamorfismo varia de fácies anfíbolito a granulito, com a ocorrência de xistosidade e foliação gnáissica. (FUCK, 1994; FONSECA et al, 1995; DARDENNE et al., 2000).

**Figura 3.** Mapa de Geológico Simplificado da região de estudo. O mapa ainda destaca os municípios de Romaria e Monte Carmelo.



Fonte: Modificado de – Féboli & Pinheiro (2015); Chaves & Dias (2017).



A porção interna possui a norte uma deformação que envolve sequências metassedimentares e fragmentos do embasamento em uma tectônica de encurtamento crustal em regime dúctil, descrita ainda por Fonseca et al., (1995) como do tipo *thinck-skinned*, com cavalgamentos gerados a partir do retrabalhamento de núcleos arqueanos-paleoproterozóicos do embasamento. Na porção sul, há o predomínio de padrões flexurais de deslizamento à flexural de fluxo com a ocorrência de falhas rúpteis a dúcteis-rúpteis resultando em clivagens espaçadas e xistosidade. O metamorfismo nesta porção se deu em fácies xisto verde inferior a xisto verde superior (FUCK, 1994; FONSECA et al, 1995; DARDENNE et al., 2000).

A faixa Brasília foi dividida de acordo com sua vergência estrutural, em porção Setentrional e Meridional, como na figura 4. Deste modo, a porção Meridional é definida segundo Valeriano et al., (2004) pelo empilhamento de *nappes* de cavalgamento com rochas de associação predominantemente de margem passiva. Uhlein et al., (2012) descrevem uma estruturação N-S com inflexão para WNW criando um arco de concavidade SW. Apresenta ainda, lascas imbricadas com desenvolvimento de fases de deformação, nomeadas Uhlein et al., (2012) como fase Dp-1, fase Dp e Dp+1. A Dp-1 corresponderia a fase de deformação inicial que gerou a xistosidade Sp-1 caracterizada por ser subparalela ao acamamento S<sub>0</sub>, cujo sentido do metamorfismo, lineação e estiramento se dá na direção W-E. Esta fase, tem sido interpretada por Seer (1999) como relacionada a um encurtamento crustal precoce com deslocamentos sub-horizontais (UHLEIN et al., 2012; SEER, 1999).

A fase Dp é defendida por Uhlein et al., (2012) e Seer, (1999) como responsável pela gênese de dobramentos assimétricos, xistosidade plano-axial (Sp, predominante na faixa), metamorfismo progressivo, lineações de estiramento transversais à Faixa Brasília, bem como, falhas de empurrão e reversas de direção N-S e transporte para leste (UHLEIN et al., 2012; SEER, 1999; FONSECA et al., 1995).

A Dp+1 tem orientação N-S e está relacionada com ondulações suaves e abertas, com clivagem de crenulação espaçada, por vezes, apresenta dobras amplas que deformam estruturas geradas na fase anterior. Uhlein et al., (2012) ainda descrevem que a porção meridional mostra uma inversão de gradiente metamórfico variando de fácies xisto verde a anfíbolito superior, esta inversão, sugere que houve também uma inversão tectônica com a presença de rochas em fácies metamórficas de menor grau, abaixo de rochas com fácies metamórficas de mais alto



grau, sendo provavelmente, formadas após o auge metamórfico entre as fases Dp<sub>-1</sub> e Dp (UHLEIN et al., 2012).

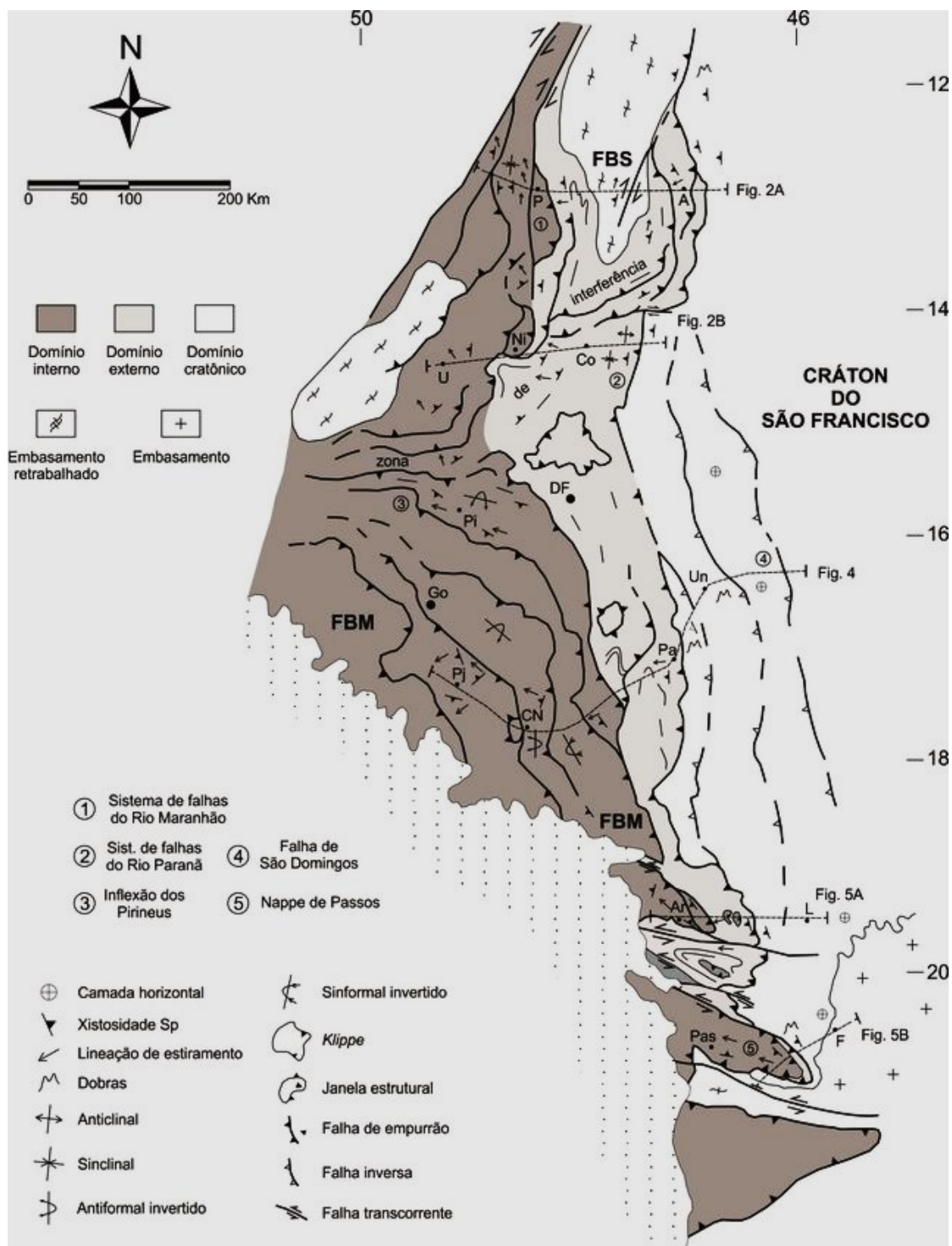
A porção Setentrional se configura em um arco com vergência para NW, mostrando deformação transpressiva com *thrusts* oblíquos transicionando para zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, que se relacionam segundo Uhlein et al., (2012) com o Lineamento Transbrasiliano, apresentando feixes de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais em caráter rúptil (SEER, 1999; FONSECA et al., 1995; UHLEIN et al., 2012).

Ao sul da porção setentrional, destaca-se uma tectônica de falhas de empurrão e dobramentos, com inversões estratigráficas associadas a fase de deformação Dp, que sucede a fase Dp<sub>-1</sub> relacionadas a movimentos tangenciais iniciais. Ao norte, a fase de deformação Dp é a mais expressiva, porém, as deformações são mais suaves do que as que ocorrem na porção meridional (SEER, 1999; FONSECA et al., 1995; UHLEIN et al., 2012; SIMOES & VALERIANO, 1990).

Nesta porção sul da faixa, se destaca uma estrutura descrita por Seer, (1999) como sinforma de Araxá próximo a cidade homônima. Esta estrutura foi diferenciada pelo autor em três lascas tectônicas de acordo com seu terreno tetonoestratigráfico, sendo que: a lasca inferior correspondente ao terreno Canastra; a lasca intermediária ao terreno Ibiá; lasca superior, ao terreno Araxá que atua como um fragmento de crosta oceânica intrudida por granitos colisionais (SEER, 1999; SEER et al., 2001).

Seer (1999) descreve as etapas de deformação e metamorfismo da sinforma tendo como evento metamórfico principal do tipo barroviiano M<sub>1</sub>, presente em todas as lascas tectônicas sendo que, na lasca inferior o metamorfismo alcança fácies xisto verde na zona da granada. Na lasca intermediária, desenvolve-se até a zona da clorita e na lasca superior alcança fácies anfíbolito. Este evento M<sub>1</sub> é concomitante a deformação D<sub>1</sub> da região, sendo marcado, pela xistosidade S<sub>1</sub> que ocorreu a aproximadamente 630 Ma., cujo estilo tectônico e a cinemática envolvida não puderam ser reconhecidas pelo autor. Ao final do metamorfismo M<sub>1</sub> houve um retrometamorfismo (RM) caracterizado pela transformação da granada para cloritóides e o crescimento de porfiroblastos de cloritóide sobre a foliação S<sub>1</sub> (SEER, 1999; SEER et al., 2001).

Figura 4. compartimentação estrutural simplificada da Faixa Brasília.



Fonte: Uhlein et al., (2012).

A fase D2 foi subdivida por Serr (1999) em uma precoce (D<sub>2</sub>P) acompanhada pelo alojamento de granitóides colisionais, bem como, a formação de lineação de estiramento contida na foliação S<sub>2</sub>, marcada por uma cinemática de sentido NNW de estilos tectônicos tangenciais de colisão e empurrões, e uma fase tardia (D<sub>2</sub>t) que trunca as estruturas da fase anterior com um sentido SE. Ambos estágios, se desenvolveram em um contexto de colisão onde zonas de cisalhamento sub-horizontais imbricaram as lascas tectônicas, sob regime retrogressivo em fácies xisto verde com o desenvolvimento de uma xistosidade de caráter milonítico S<sub>2</sub> (SEER, 1999; SEER et al., 2001).

O evento final de deformação (D<sub>3</sub>) para a sinforma apresenta um caráter retrometamórfico (R<sub>3</sub>), que trunca estruturas anteriores correspondendo ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes, subverticais, sinistrais em fácies xisto verde inferior (SEER, 1999; SEER et al., 2001).

## 3.2 Estratigrafia

### 3.2.1 Zona Cratônica

A zona cratônica (Figura 4) corresponde, segundo Uhlein et al., (2012) a porção autóctone em que o embasamento não estaria envolvido na deformação, sendo assim, seu limite com a faixa se dá por meio de falhas de empurrão de baixo a médio ângulo. Estas falhas, podem por vezes, transpor sistemas transcorrentes sobrepondo unidades da zona externa (FUCK, 1994).

#### 3.2.1.a. Grupo Bambuí

O grupo é entendido como sendo resultado da deposição em estágio *foreland*, que o Cráton do São Francisco teria experimentado durante o período Ediacarano (REIS et al., 2017). Assim sendo, sua sedimentação é entendida por Martins-Neto & Alkmim (2001) como resultado de sucessivos ciclos em *shallowing upward*. Deste modo, o grupo é dividido basicamente em sete formações, sendo elas:

- **Formação Carrancas:** composta por conglomerado, siltito e dolomito e idades de deposição entre 750 e 570 Ma., durante um evento de mudança climática brusca, que a Terra teria sido submetida durante o Neoproterozóico (VIEIRA et al., 2007; UHLEIN, 2014).

- **Formação Samburá:** composta por conglomerados, arenitos e pelitos de origem glacial (KARFUNKEL & HOPPE, 1988).

- **Formação Sete Lagoas:** constituída por dolomitos e calcários retrabalhados com ocorrências pontuais de estromatólitos (DARDENNE & WALDE, 1979). Sendo interpretada por Vieira et al., (2007) como uma sequência de rampa carbonática dominada por tempestades (VIEIRA et al., 2007; UHLEIN, 2014; REIS, 2008).

- **Formação Serra de Santa Helena:** engloba folhelhos, argilitos, margas e siltitos, corresponde a sedimentos depositados em plataforma distal de caráter siliciclástico. (VIEIRA et al., 2007; DARDENNE & WALDE, 1979).

- **Formação Lagoa do Jacaré:** caracterizada por intercalações de calcários oolíticos e psolíticos cristalinos com siltitos e margas (DARDENNE & WALDE, 1979). São atribuídos por Iglesias & Uhlein, (2009) à ambiente plataformal de alta energia, trabalhadas constantemente por tempestades episódicas.

- **Formação Serra da Saudade:** constitui-se de folhelhos, argilitos e siltitos verdes que, de acordo com Lima et al., (2007) corresponde a deposição em plataforma influenciada por episódios de tempestades. (DARDENNE & WALDE, 1979; UHLEIN, 2014).

- **Formação Três Marias:** constituída por arcósios e siltitos verdes, sendo colocada por Chiavegatto (1992) como de origem deltaica e fluviais, e por vezes, ambientes plataformais com ações de ondas de tempestades (CHIAVEGATTO, 1992; UHLEIN, 2014).

### 3.2.2 Zona Externa

#### 3.2.2.a. Grupo Canastra

Compõe as unidades do Grupo Canastra, de acordo com Barbosa et al., (1970) associações metassedimentares pelíticas e psamítica compostas majoritariamente por fílitos e quartzitos metamorfizados em fácies xisto verde (DARDENNE, 2000). Esta unidade apresenta, de acordo com Pereira et al., (1994) uma deposição em granocrescência ascendente, que grada de estratos argilosos na base à estratos arenosos em porções superiores, podendo conter estratificações cruzadas, laminações *flaser* e *hummock*, indicando que o ambiente de deposição do grupo se deu em plataforma marinha em ciclo de regressão.

O metamorfismo é descrito por Uhlein et al., (2012) como tendo dois comportamentos, a cobertura pode apresentar-se intensamente deformada, com metamorfismo em fácies xisto verde, porém, localmente a deformação se dá, de forma suavemente ondulada com caráter anquimetamórfico.

### 3.2.2.b. Grupo Ibiá

O grupo foi inicialmente descrito por Barbosa et al., (1970) como formação Ibiá, e alocado na base do Grupo Canastra, possuindo calco xistos aflorantes ao longo do Rio Quebra Anzol. Porém, com os estudos continuados de Pereira (1992) foi individualizado como unidade, com a descrição de duas formações, sendo elas:

- **Formação Cubatão:** se caracteriza como um pacote de rochas com matriz pelito-carbonatada, na qual, ocorrem seixos de diferentes tamanhos, formas e composições. O metamorfismo se dá em fácies xisto verde, na zona da clorita (PEREIRA, 1992).

- **Formação Rio Verde:** de acordo com Seer (1999), esta formação abriga uma associação de muscovita-clorita-quartzo xisto, clorita-quartzo xisto, clorita-muscovita-quartzo xisto, clorita filito e clorita-quartzo filito.

Este grupo de acordo com Seer (1999), representa a escama intermediária da sinforma de Araxá. O ambiente de sedimentação é entendido por Pereira et al., (1994) como sendo glacial para a Formação Cubatão. Assim sendo, os autores defendem que a bacia de deposição do Ibiá apresentava um declive topográfico como resultado da deposição de sedimentos do canastra, sendo caracterizado como uma margem continental em subsidência progressiva, o que por sua vez, acarretaria na acumulação de grandes volumes de materiais sedimentares (PEREIRA, 1992; PEREIRA et al., 1994).

### 3.2.3 Zona Interna

Esta porção (Figura 4) corresponde de acordo com Seer (1999) a um aumento do grau metamórfico em relação ao domínio externo, assim sendo, a unidade interna possui terrenos de *Nappes*, associações anfíbolíticas e complexos ortognáissicos, bem como complexos e suítes graníticas (SEER, 1999; BARBOSA et al., 1970; SIMÕES & NAVARRO, 1996).

#### 3.2.3.a. Grupo Araxá

Descrito por Barbosa et al., (1970) para representar micaxistos sobrepostos a gnaisses, este conceito se estendeu englobando xistos, mica xistos, quartzitos micacéos ou não, associações anfíbolíticas, rochas metaultramáficas e também, meta-andesitos e meta-riolitos (SERR, 1999; DARDENNE, 2000). O grau metamórfico do grupo se dá em fácies xisto verde superior

O grupo apresenta um predomínio de rochas máficas, que podem representar um substrato vulcânico basáltico sendo capeadas por rochas metassedimentares detríticas de águas profundas (SEER, 1999). Além disto, Seer et al., (2001) considera que o grupo representaria a

ocorrência de uma *mélange* ofiolítica formada a partir da acreção de um fundo oceânico, à aproximadamente 1,2 e 0,9 Ga com a deposição dos sedimentos psamo-pelíticos por volta de 0,9 a 0,7 Ga sendo posteriormente intrudido por corpos graníticos peraluminosos colisionais (PIMENTEL, 2001; SEER et al., 2001) .

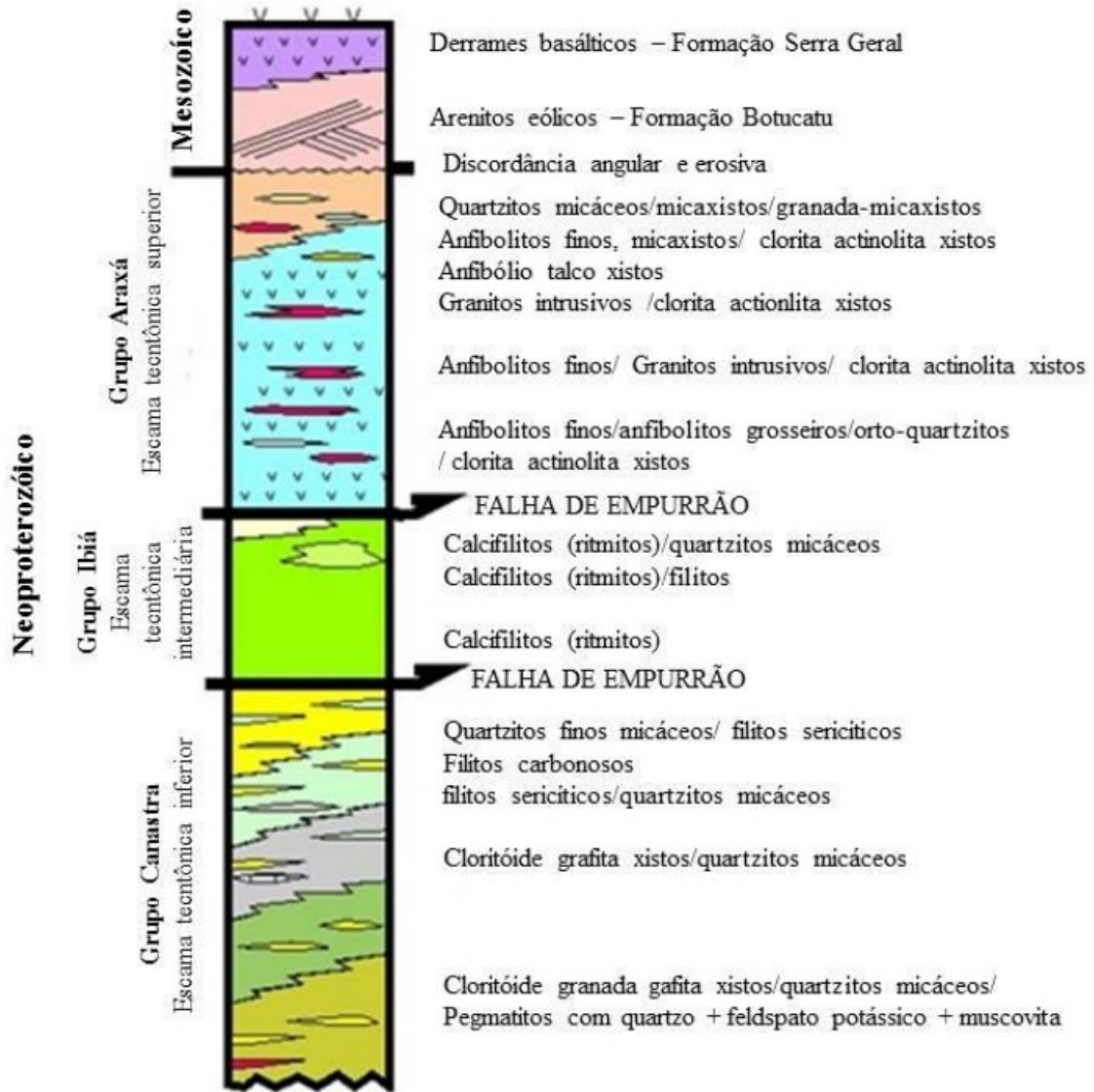
As litologias do Grupo Araxá, bem com as dos grupos Ibiá e Canastra, encontram-se em uma sinforma, descrita por Serr (1999) como sendo escamas tectônicas separadas por zonas de cisalhamentos sem vínculos genéticos entre si, de proveniências distintas. A gênese da sinforma, proposta por Seer (1999) é de um mecanismo de rotação atuante, gradativamente de planos e linhas com o confinamento do material em um corredor estreito.

De acordo com Serr et al., (2001), a sinforma representa um fragmento de crosta oceânica, com a ocorrência de anfibolitos derivados de rochas máficas e ultramáficas (subordinadamente) capeadas de metassedimentos pelíticos intrudidos por granitoides colisionais, como expresso na coluna da figura 5. Para os anfibolitos os autores defendem dois protólitos distintos, onde os anfibolitos finos resultariam do metamorfismo de basaltos enquanto os mais grossos seriam derivados de gabros. Seer et al., (2001) e Serr (1999) descrevem os anfibolitos como sendo pretos a verde escuros contendo anfibólio, plagioclásio, granada, quartzo, titanita, epidoto, clorita, biotita, mica branca, apatita e minerais opacos. Em anfibolitos finos Serr et al., (2001) descreve a ocorrência de hornblenda em prismas alongados e poiquilítos com inclusões de plagioclásio, opacos, apatita e zircão, podendo sustentar uma paragênese retrometamórfica de quartzo, epidoto, titanita, clorita, biotita e mica branca. Nesta paragênese ocorre também, actinolita como cristais prismáticos a aciculares sobrecrecidas às custas das hornblendas, com um pleocroísmo de castanho a verde escuro (SEER et al., 2001). Seer et al., (2001) descreve as granadas como rotacionadas, fraturadas, alongadas e contornadas pela foliação sobrecrecida por quartzo e micas, sendo em geral esqueléticos (SEER, 1999; SEER et al., 2001).

Xistos básicos ocorrem como produto de retrometamorfismo dos anfibolitos, sendo geralmente, clorita e clorita-actinolita xistos de granulação fina . Seer et al., (2001) enquadra as rochas ultramáficas como serpentinitos, talco xistos e anfibólio-talco xisto.

Os quartzitos, menos frequentes que os xistos, são em geral micáceos podendo conter cloritóides, granada quase sempre retrometamorfisada para agregados de clorita, clorita e minerais opacos. O quartzo forma agregados inequigranulares, interlobados e localmente poligonais com extinção ondulante (SEER et al., 2001).

Figura 5. Tectono-estratigrafia da Sinforma de Araxá.



Fonte: Modificado de Seer et al., (2001), extraído de Gomes (2017)

As rochas metassedimentares são predominantemente pelitos, sendo os xistos mais abundantes formados por mica branca, quartzo, clorita, biotita, granada, cloritóide e opacos. A paragênese dos xistos se relaciona a fácies xisto verde com o crescimento de alguns minerais durante o metamorfismo  $M_1$  (granada, biotita e mica branca). As granadas são descritas por Seer et al., (2001) como rotacionadas, fraturadas, alongadas e contornadas pela foliação sobrecrecida por quartzo e micas, sendo em geral esqueletais (SEER, 1999; SEER et al., 2001).

Os quartzitos, menos frequentes que os xistos, são em geral micáceos podendo conter cloritóides, granada quase sempre retrometamorfisada para agregados de clorita, clorita e

minerais opacos. O quartzo forma agregados inequigranulares, interlobados e localmente poligonais com extinção ondulante (SEER et al., 2001).

### *3.2.3.b. Complexo Abadia dos Dourados*

Foi definido por Brod et. al, (1992) como sendo composto por intercalações de anfibolito com granulometria média a fina, meta-tufos de caráter ácidos e metabaltos, estas litologias foram inicialmente descritas por Barbosa et al. (1970) como pertencente ao Grupo Araxá ao estudar o município de Abadia dos Dourados. Além disto, ser et al., (2007) descrevem ocorrência de quartzo-mica xisto, filitos e filitos carbonosos, bem como, meta cherts ferroginoso e quartzito. Féboli (2007) descreve para este complexo um metamorfismo em fácies xisto verde, na zona da clorita.

Esta unidade é delimitada por zonas de cisalhamentos que de acordo com Brod et al.,(1992) possuem uma vergência para nordeste associados a eventos do final do Ciclo Brasileiro. O complexo foi individualizado por Féboli (2007) em três unidades, sendo elas: Vulcânica Ácida, Anfibolito e Filito. Estas unidades são delimitadas por falhas inversas de baixo ângulo de direção N40W, as quais, formam zonas de ascensão de granitoides do Complexo Monte Carmelo (BROD et al., 1992; FÉBOLI, 2017)

### *3.2.3.c. Ortognaisse Goiandira*

Unidade descrita por Klein (2008) como sendo de granulação fina a média com foliação marcante e bandamento frequente, ocorrendo predominância de quartzo, feldspato potássico e plagioclásios. Além destes, ocorrem também biotita, muscovita, granada, hornblenda, epidoto, zoisita e clorita com metamorfismo em fácies anfibolito. (KLEIN, 2008; SANTOS, 2019).

As idades de cristalização descritas por Klein (2008) são de aproximadamente 640 Ma. e seus protólitos compreendem monzodioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos. Dados isotópicos de Sm/Nd apresentados pelo autor, demonstram idades modelo entre 1,37 e 2,54 Ga. e  $\epsilon_{Nd}(T)$  entre -4,15 e -11,69 sugerindo distintas fontes para a formação do magma inicial, bem como, a existência de um componente neoproterozóico, originado pelo retrabalhamento de crosta meso a paleoproterozóica (KLEIN, 2008).

### *3.2.3.d. Complexo Monte Carmelo*

Esta unidade é caracterizada por Seer & Morais (2013) como um batólito granítico peraluminoso, entre os municípios de Abadia dos Dourados e Monte Carmelo. Segundo Féboli (2017) o complexo trata-se de rochas granitóides cinza-esbranquiçados e amarelados de



composição que variam desde campos do tonalito, do granodiorito, do monzogranito a sienogranito. Ainda de acordo com os autores, a composição mineralógica é de quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita, podendo ocorrer feldspatos potássicos dispersos, bem como, ocorrências locais de granada. Estes corpos graníticos apresentam comumente deformações com estiramento de minerais e a ocorrência de vários grãos de crescimento metamórfico, há ainda, presença de texturas granoblástica, cataclástica e milonítica (SEER & MORAIS, 2013; FÉBOLI, 2017).

O complexo tem sua gênese, de acordo como Seer & Morais (2013) associada ao segundo episódio de granitogênese neoproterozóica no sudeste da Faixa Brasília. Deste modo, o complexo granítico de Monte Carmelo teria sido cristalizado por volta de 790 Ma., em fase de “pré” colisão da Faixa Brasília, remobilizado por volta de 630 Ma., durante a colisão. Os autores atribuem a origem do material granítico como fontes juvenis do final do mesoproterozóico.

#### *3.2.3.e. Suíte granítica Estrela do Sul*

Descrita por Barbosa et al., (1970) como um corpo granítico associado ao Grupo Araxá que ocorre no município de Estrela do Sul. Porém, Seer & Morais (2013) e posteriormente Chaves & Dias (2017) a individualizam em uma suíte granítica. A unidade se expressa em pequenos corpos graníticos que intrudem o Ortognaisse Goiandira, bem como, o Grupo Araxá. Assim sendo, Chaves & Dias (2017) descrevem a suíte como sendo composta por granitos e álcali-granitos equigranulares a porfiríticos de granulação média, cinza claros, comumente deformados. A assembleia mineralógica dos corpos é formada por quartzo, ortoclásio, microclínio, plagioclásio, muscovita e biotita.

A gênese da suíte foi atribuída por Seer & Morais (2013) como sendo associada ao terceiro episódio de granitogênese do neoproterozóico, com isto, tem-se as idades de cristalização por volta de 640 Ma., período em que, segundo os autores, ocorreria o um processo de colisão e junção dos terrenos da Faixa Brasília Meridional.

### **3.3 Bacia do Paraná**

A Bacia (Figura 6) se configura como do tipo intracratônica, de forma ovalada com eixo maior N-S cujo contorno atual é definido por limites erosivos relacionados a eventos tectônicos meso-cenozoico do continente (MILANI et al., 2007). Para Milani & Ramos (1998) houve uma correlação entre sua evolução no interior do continente Gondwana e o regime tectônico que

atuou ao longo dos Gondwanides durante o paleozóico. Sendo assim, o continente teria reagido flexuralmente sob os campos de esforços originados ao longo da margem ativa do Gondwana, cuja resposta seria a acumulação de sedimentos intracratônicamente. Este mecanismo seria na visão dos autores, responsável pelas sucessivas fases de acelerada subsidência relacionadas ao domínio de antepaís que, por sua vez, resultaria em diferentes ciclos de subsidência, delimitando diferentes assinaturas estratigráficas em seis supersequências, como ilustrada na figura 6 (MILANI & RAMOS, 1998; MILANI, 1997),

Sendo assim, o resultado deste processo seria seis supersequências evolutivas que correspondem a diferentes intervalos temporais de sedimentação, sendo elas:

- **Supersequência Rio Ivaí** (Ordoviciano-Siluriano);
- **Supersequência Paraná** (Devoniano);
- **Supersequência Gondwana I** (Carbonífero-Eotriássico); que representa sucessões de ciclos transgressivos e regressivos, associados à oscilação do nível do mar no paleozóico, com contribuições glaciais (MILANI, 1997).
- **Supersequência Gondwana II** (Meso-Neotriássico);
- **Supersequência Gondwana III** (Neojurássico-Eocretáceo); que corresponderia a deposição continental marcadamente desértica e fluvial/eólico, respectivamente (MILANI et al., 2007).

O final da deposição da sequência Gondwana III, foi marcado pela ocorrência do magmatismo Serra Geral durante o eocretáceo, que finalizou os ciclos de sedimentação extensional com a fragmentação do continente Gondwana, que de acordo com Milani et al., (2007) redefiniu o ajuste isostático criando uma depressão sobre o pacote basáltico que corresponderiam a sedimentação da última supersequência, a Bauru (Neocetáceo) marcada de acordo com Batezelli (2010) por uma subsidência termal, caracterizada pelos soerguimentos neocretáceos no sudeste de Minas Gerais e sul do estado de Goiás.

Na região do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba, esta unidade tectônica corresponde a sedimentos dos grupos São Bento e Bauru. O primeiro, se configura segundo Milani (1997) como uma sequência eólica e magmática de idade jurássica-eocretacéa, caracterizado por arenitos eólicos de clima desértico composto por duas formações (Piramboia e Botucatu). A Piramboia, se constitui de fácies fluviais subordinadas a depósitos eólicos (MILANI et al., 2007). A Formação Botucatu compõe-se de arenitos avermelhados com estratificações de médio a grande porte, de granulação fina a média e grãos bem selecionados (Schneider et

al.,1974). Durante o cretáceo, um magmatismo representado por basaltos e diabásios da Formação Serra Geral, truncou as rochas deste grupo (MILANI, 1997; MILANI, 2007).

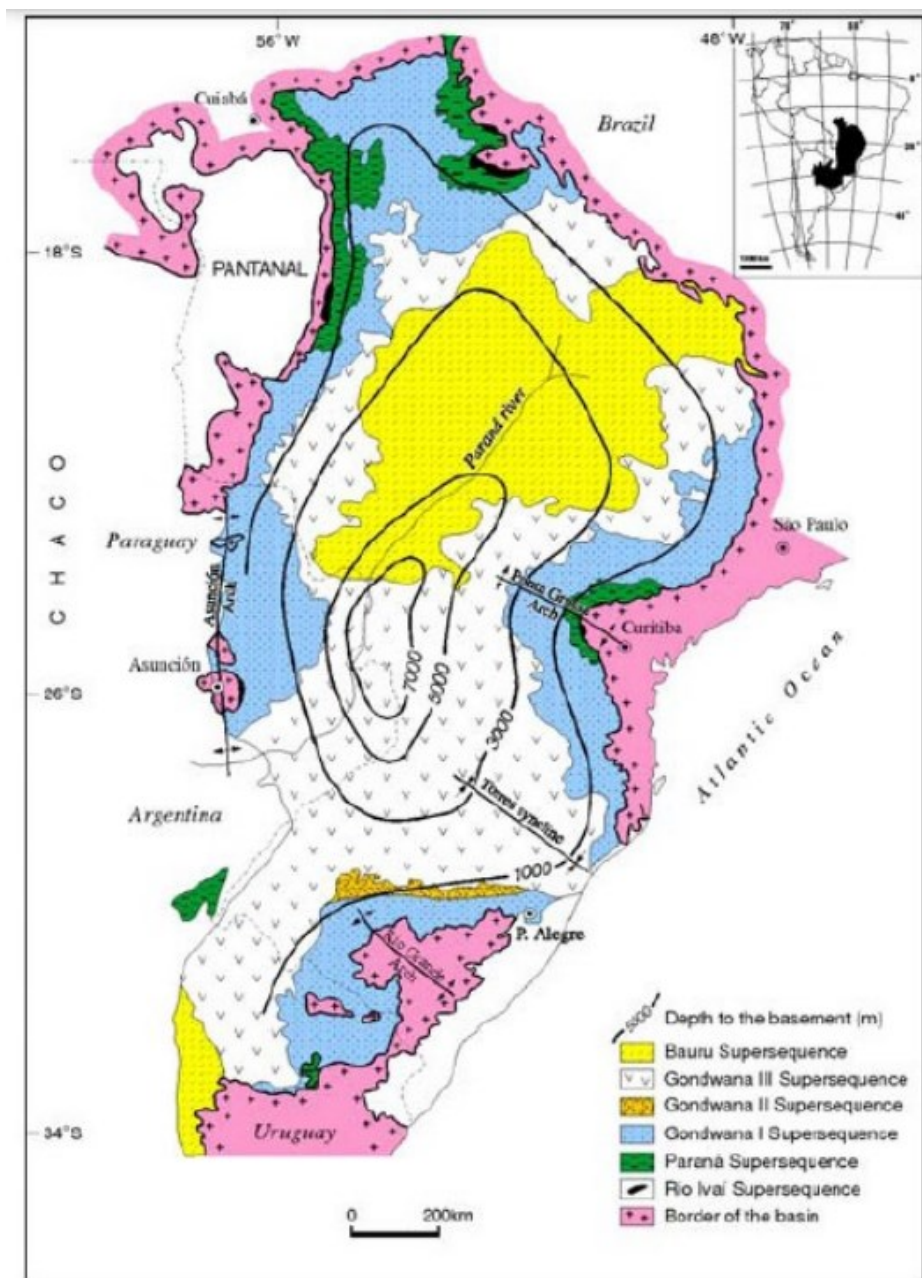
As rochas do sedimentares do Grupo Bauru sobrepõem-se à Formação Serra Geral por uma discordância erosiva (BATEZELLI, 2003) sendo dividido na região do Triângulo Mineiro em três formações, a saber:

- **Formação Uberaba:** corresponde, segundo Batezelli (2003) a arenitos, lamitos, siltitos e conglomerados com estratificação cruzada acanalada e tabulares de pequeno a médio porte que possui contribuição sedimentar das rochas vulcânicas do Serra Geral e rochas alcalinas, como também, rochas cristalinas dos grupos Araxá e Canastra.

- **Formação Adamantina:** se constitui de arenitos finos a médio, avermelhados com estratificação cruzada de pequeno a médio porte, e por vezes, estratificação plano-paralela e subordinadamente marcas onduladas.

- **Formação Marília:** Soares et al., (1980) e Batezelli (2003) descrevem como formada por arenitos grossos a conglomeráticos, arenitos maciços ou com acamamento incipiente.

**Figura 6.** Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná na América do Sul.



Fonte: Milani (1997).

### 3.4 Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP)

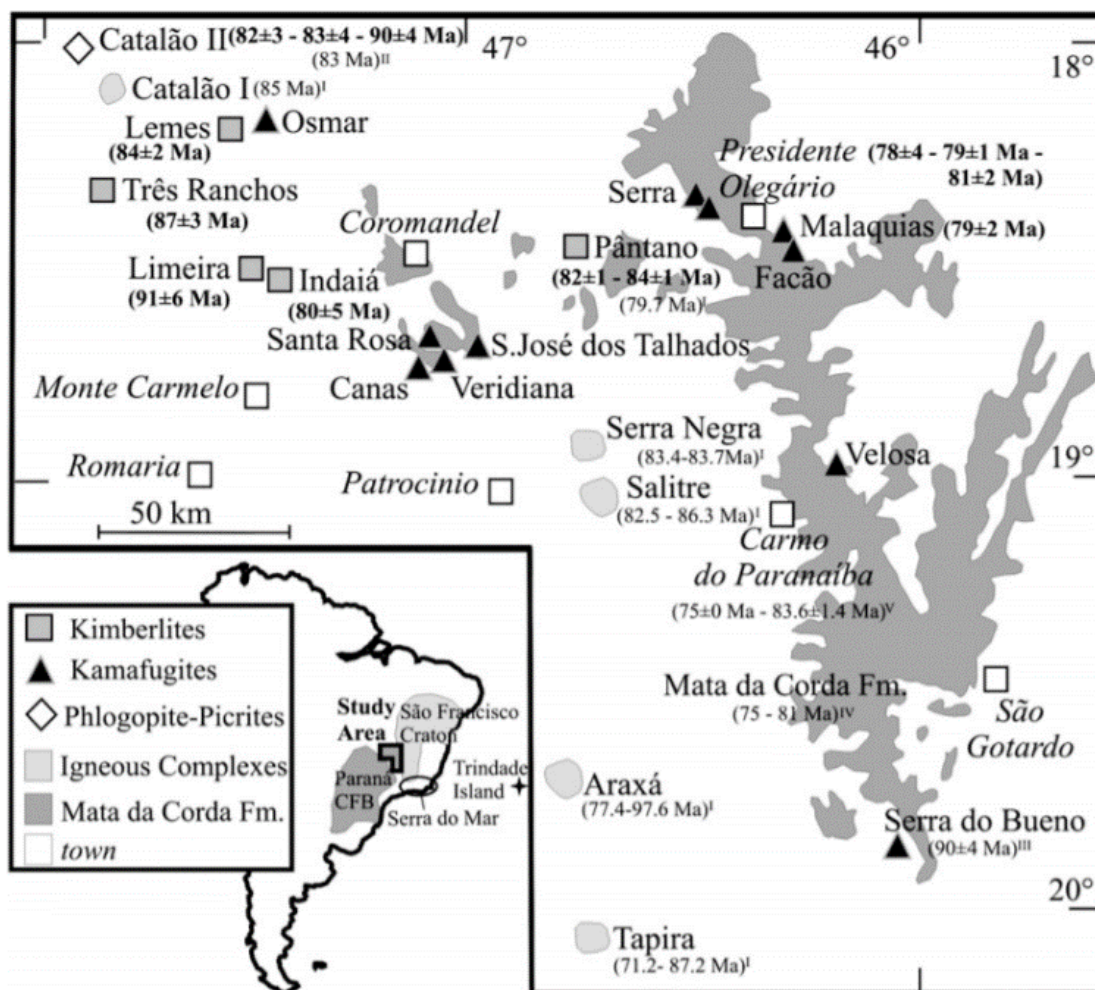
Esta província apresenta um magmatismo alcalino ocorrido durante o cretáceo superior, na margem nordeste na Bacia do Paraná. É composta por plugs, pipes, lavas, condutos e depósitos piroclásticos com afiliações fortemente ultra-potássicas correspondendo a kimberlitos, lamproítos, bem como, alcalino-carbonatitos (GIBSON et al., 1995; RIBEIRO et

al., 2014). É relacionada por Gibson et al., (1995) e por Campos & Dardenne (1997) ao soerguimento do Alto Paranaíba (figura 7).

Duas possíveis hipóteses são entendidas para a origem da PIAP, uma delas foi exposta por Gibson et al., (1995) que relaciona o magmatismo ultrapotássica com o impacto de plumas mantélicas atuantes abaixo da litosfera continental. Deste modo, na visão dos autores, o magmatismo foi resultado do impacto da pluma mantélica de Trindade que teria se instalado abaixo da litosfera continental, transferindo o calor necessário para o derretimento de partes da crosta ricas em voláteis (GIBSON et al., 1995).

Entretanto, Ernesto (2005) baseado em incoerências dos dados paleomagnéticos contesta que as origens do magmatismo estariam associadas às plumas, uma vez que, na época deste evento nenhuma pluma parecia estar em posições favoráveis para atuarem sobre a PIAP. Deste modo, a segunda hipótese de origem é sugerida por Riccomini et al., (2005) que se baseia na ocorrência de descontinuidades crustais, especialmente zonas de falhas extensionais ao longo das bordas de bacias sedimentares atuantes na província. Elas seriam responsáveis pela fusão parcial do manto gerando os magmas alcalinos (RICCOMINI et al., 2005). A principal descontinuidade localizada na região é o Azimute 125°, que se configura como uma faixa orientada sentido ESE-WNW definida na região do Triângulo Mineiro por Schobbenhaus et al., (1975) e posteriormente Almeida & Sverio (1991) que apontaram o controle estrutural dos kimberlitos e rochas associadas as grandes zonas de fraturas da PIAP.

Figura 7. Mapa de localização da Província Ígnea do Alto Paranaíba.



Fonte: Guarino et al., (2013).

#### 4. GEOLOGIA DA MINA DE ROMARIA

A geologia da mina foi descrita por Coelho (2010), como sendo monótona, onde ocorrem poucos litotipos, os quais são representados, basicamente, por micaxistos e anfibolitos do Grupo Araxá, arenitos da Formação Botucatu, conglomerados da Formação Uberaba e cobertura argilo-siltosa regional lateritizada.

O autor pontuou, durante seus trabalhos de campo, antigas frentes de lavra abertas pela empresa EXDIBRA. Sendo assim, o mapa da figura 8 sumariza as litologias observadas por Coelho (2010), onde nota-se o predomínio das litologias do Grupo Araxá, constituído por granada-mica xistos e mais raramente estaurolita-mica xistos, intercalados por metabasitos e veios pegmatíticos, compostos por feldspato, quartzo e muscovita.

Os mica xistos descrito pelo autor apresentam uma paragênese indicativa de médio a alto grau metamórfico, podendo conter granada, estaurolita e cianita. As medidas obtidas da xistosidade variam de NW a W-NW com mergulho para SW e por vezes, são observadas próximos a zonas de fraturas onde tanto Coelho (2010) como Felitti & Svisero (1984) descrevem a ocorrência de corpos básicos e ultrabásicos intrudidos ao longo destas fraquezas (COELHO, 2010; FELITTI & SVISERO, 1984).

Os anfibolitos presentes na mina, são descritos por Coelho (2010) como sendo um conjunto de corpos alongados com orientação NW-SE encaixados e concordantes com a orientação dos mica xistos, o que poderia indicar serem contemporâneos. Coelho (2010) ainda descreve um caráter xistoso nas bordas destes corpos máficos e uma compactação em seu centro.

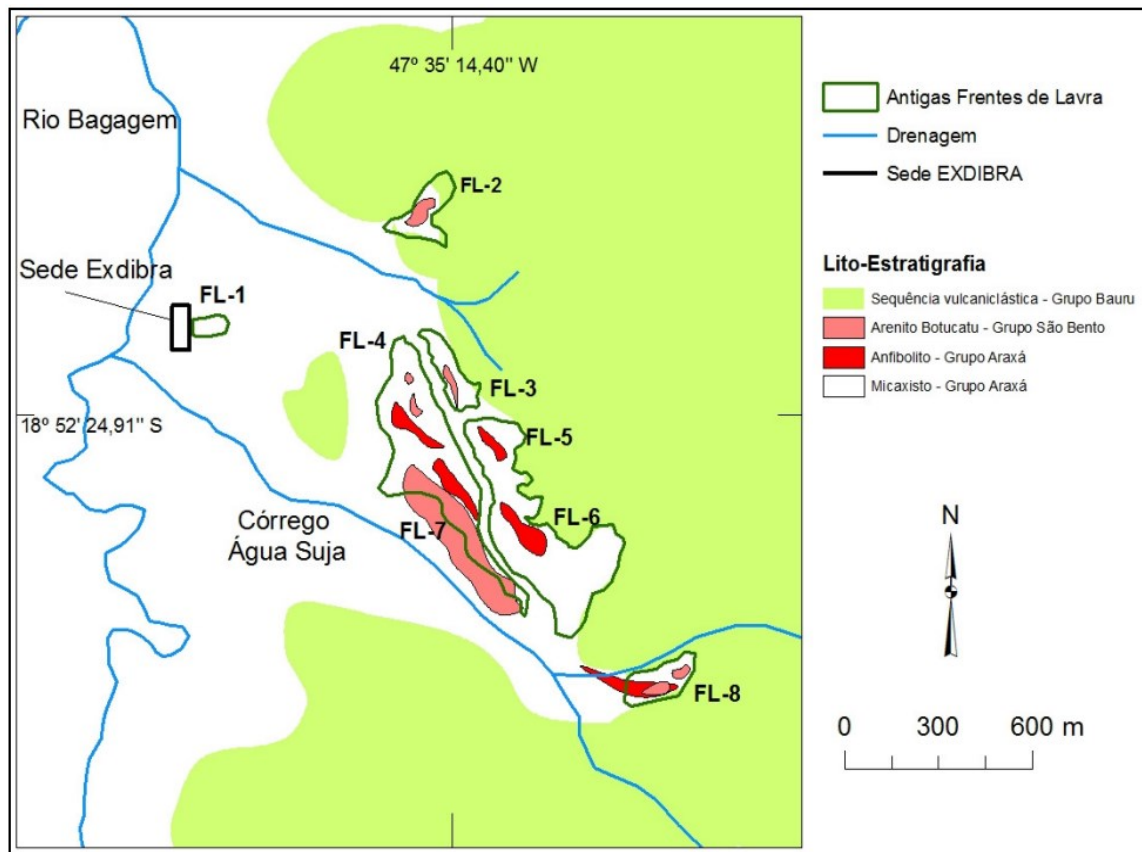
A Formação Botucatu é descrita por Coelho (2010) como sendo constituída por arenitos rosa-avermelhados, contendo grãos bem selecionados e está assentada diretamente sobre o embasamento da mina (Grupo Araxá). Estruturalmente é descrito para a Botucatu pequenas inclinações, bem como, juntas sub-verticais derivadas de acomodação do embasamento.

Vieira (2020) descreve esta formação como o substrato das unidades vulcanoclásticas e depósitos sedimentares associados, onde é possível observar, a ocorrência de estratificações cruzadas centimétricas a dessimétricas, por vezes, de grande porte.

A Formação Uberaba na mina se expressa como uma sequência sedimentar com aumento de granulometria do topo para a base (COELHO, 2010). Coelho (2010) caracteriza estes conglomerados como polímitico com matriz argilosa cujos clastos variam de matações a seixos provenientes de várias litologias, sendo elas: mica xisto, veios pegmatóides e

metabasitos, ambos do Grupo Araxá; filitos e quartzitos do Grupo Canastra; arenitos da Formação Botucatu e basaltos do Serra Geral.

**Figura 8.** Mapa geológico local da Mina de Romaria. Em destaque tem-se as 8 frentes de lavra minerados pela EXDIBRA.



Fonte: Coelho (2010).

Sobreposto a Formação Uberaba está a sequência vulcanoclástica descrita por Vieira (2020) como sendo uma sucessão com espessura de 40 metros, composta por rochas vulcanoclásticas e epiclásticas reunindo depósitos areníticos, pelíticos e rúditicos que são representados pelas brechas conglomeráticas. De acordo com a autora, esta fácies conglomeráticas corresponde a rochas discriminadas por Drapper (1911) como sendo Tauá na base, contendo clastos de até 10 centímetros, e Secondina no topo, cujos clastos não ultrapassariam 5 centímetros. Há ainda, a presença de material fino (granulação silte) de caráter vulcanoclástico, bem como, ocorrência de tufos (COELHO, 2010; VIEIRA, 2020; SVISERO et. al., 1981).



A seção abaixo foi cedida pela GAR mineração de Romaria-MG e descreve a visão N-S da mina (figura 9.a), ao passo que a figura 9.b demonstra a coluna estratigráfica simplificada do furo 47. A figura 9.c apresenta conjuntos de testemunhos de sondagem do furo 47, o qual abriga as litologias alvo do estudo.

Assim sendo, nota-se que o embasamento se expressa em micaxistos do Grupo Araxá encontrando-se foliados (figura 10.a a 10.c), este pacote compreende aproximadamente 15 metros, que varia desde o final do furo a 44 m até o contato com o pacote brechado em 28,5 m e como observado na figura 9.c é intercalado por um corpo meta-máfico entre as profundidades de 34 e 39 m.

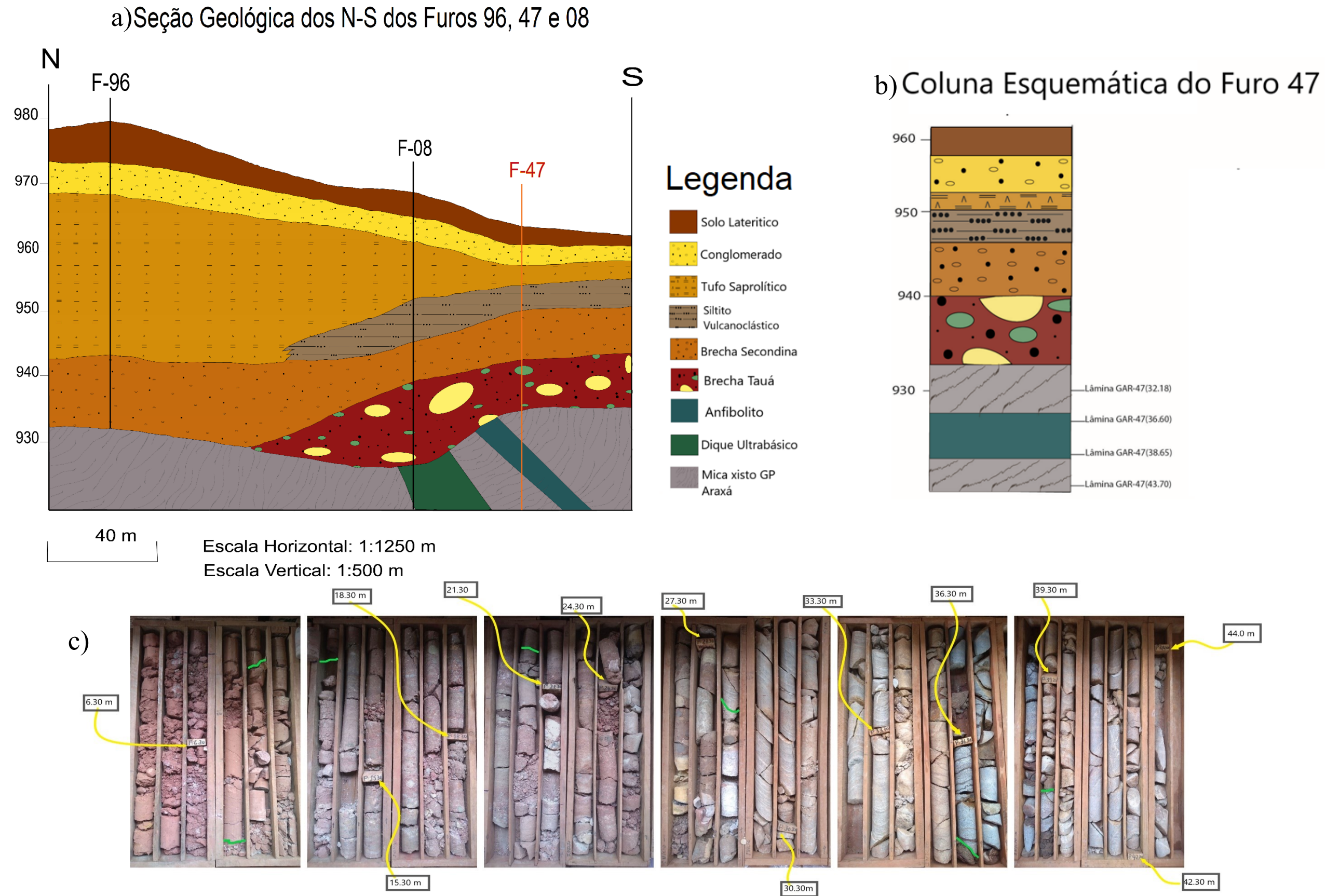
Este corpo meta-máfico, tem espessura aproximada de 5 m, constituindo de duas variações de uma associação anfibolítica. A primeira, expressa-se nas figuras 10.d a 10.f, onde nota-se estrutura da hornblenda em “ripas” esverdeadas ao longo da amostra, bem como cristais de plagioclásios em branco, e apresentando textura mais grossa. Porém, a segunda (figura 10.g a 10.i) constitui-se de uma rocha de granulação fina onde não é possível observar a textura dos minerais como na porção anterior, intercortada por veios de quartzo de espessura milimétricas.

Acima desta porção, ocorre um pacote de brechas separado por Drapper (1911) em duas unidades, sendo:

- Tauá a porção mais basal que hospeda o diamante, compreendendo da profundidade 20,8 a 28,3 m (figura 9.a e 9.b), contendo granada piropo, ilmenita, perovskita, olivina, rutilo, anastásio e magnetita, proveniente tanto dos corpos máficos quanto de rochas do Grupo Araxá das camadas adjacentes, em clastos centímetros (DRAPPER, 1911; COELHO, 2010).
- Outra unidade, é a Secundina, de granulação mais fina que a anterior, ocorrendo de 13 a 20,8m, contendo feldspatos caulinizados em sua base, gradando a frações areia grossa no topo, sendo também composta das litologias anteriores (DRAPPER, 1911; COELHO, 2010).

Sobreposto a camada de brechas, tem-se um siltito vulcanoclástico ocorrendo de 9,5 a 13m, com coloração vermelho-amarronzada (figura 9.a e 9.c). Acima deste, ocorre um tufo em avançado estado de saprolitização variando de 7,5 a 9,5 m (figura 9.a e 9.c), com coloração avermelhada, ambos indicando uma origem magmática. Por fim, o perfil apresenta um conglomerado de granulação fina, recoberto por uma camada de solo lateritizado.

Figura 9. A) Seção Geológica da Mina de diamante GAR Mineração. b) Coluna estratigráfica esquemática do furo de sondagem 47. C) Amostragem de testemunhos de Sondagem, Furo 047. Em destaque (cor verde), mudanças de litologias.





**Figura 10.** Amostra de mão de testemunhos de sondagem. a - c) Micaxisto do Grupo Araxá. d - f) Corpo anfibolítico fácies grossa. g - i) Corpo anfibolítico, fácies fina. f) e i) amostras molhadas.



Fonte: A autora.

## 5. RESULTADOS

Este capítulo expõe os resultados obtidos durante a confecção do trabalho e compila as observações realizadas em lâminas delgadas e em amostras de mão.

### 5.1. Descrições

#### 5.1.1. Granada-Biotita-Muscovita-Quartzo Xisto

Esta rocha é entendida como sendo o embasamento da mina de diamantes de Romaria, encontrada a partir de profundidades de 935 metros. Os xistos apresentam coloração cinza prateada a cinza chumbo, com uma foliação bem marcada pela orientação principal dos filossilicatos (muscovita e biotita), contendo bastante quartzo na matriz, conferindo a rocha uma textura lépido a granoblástica. A contagem modal estimada é quartzo (35-40%), mucovita (20-25%), biotita (15-20%) e granada (<7%). Os minerais acessórios são representados por opacos (3%) e zircão (<1%).

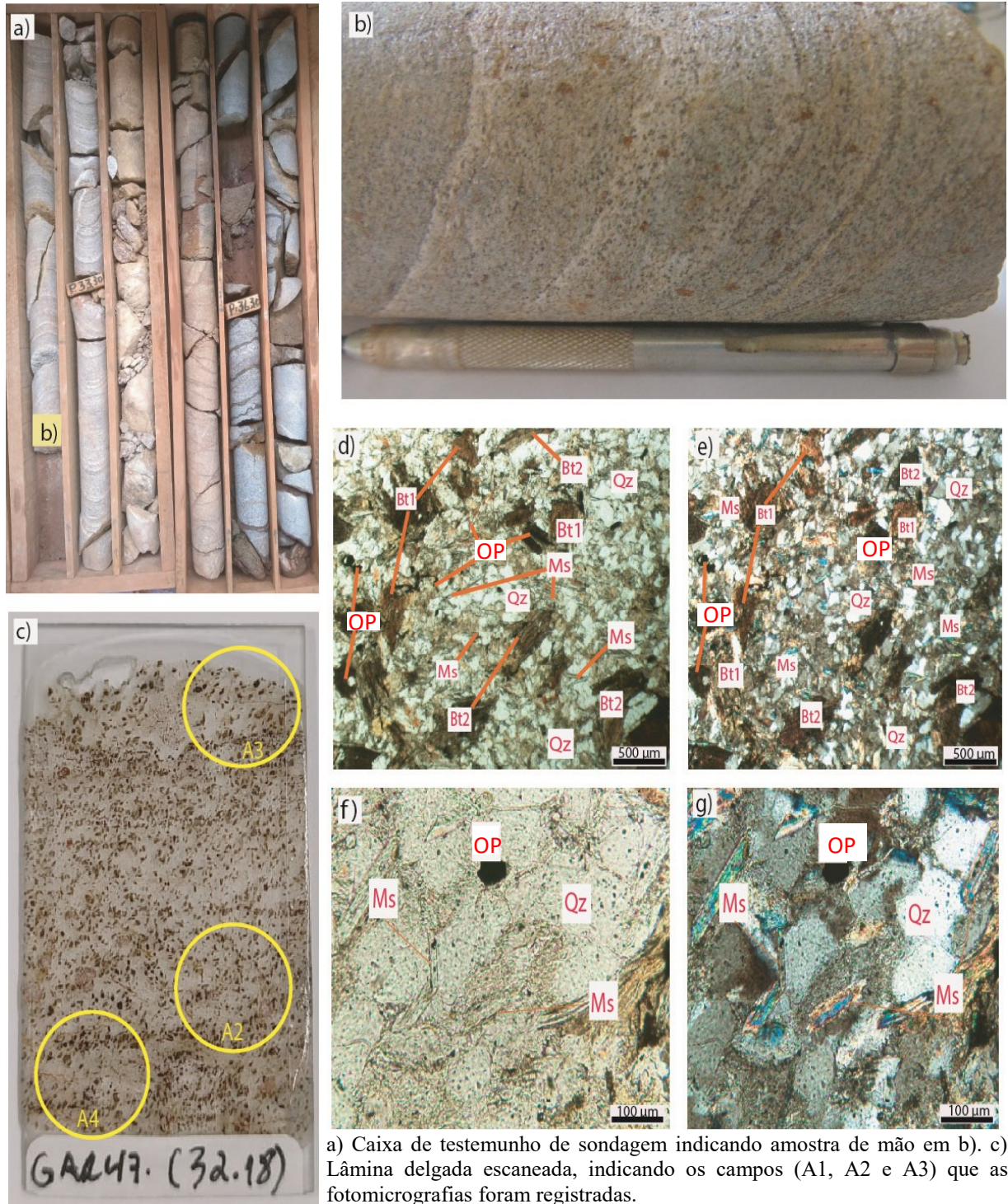
Duas amostras do xisto foram individualizadas, uma da porção superior do furo, na profundidade 32 metros (prancha 1.a e 1.b, GAR-47(32,18)) caracterizada por sua coloração prateada-esbranquiçada contendo bandas de quartzo com biotitas paralelo a xistosidade. A mineralogia observada foi: granada, identificada por pontos avermelhados de aproximadamente 0,5 centímetros. Biotitas que ocorrem em placas de coloração preta e de tamanho de 0,2 centímetros, que por vezes acompanham os planos da xistosidade. A matriz da rocha possui granulação < 0,1 cm e sua composição é de muscovita, de brilho característico e grãos esbranquiçados de quartzo.

A segunda amostra do xisto foi retirada da porção inferior, na profundidade de 43 metros (GAR-47(43,70)), abaixo do corpo máfico e é exemplificada na prancha 2. A rocha possui mineralogia semelhante a amostra anterior (prancha 2.b). Além disto, é observado (prancha 2.h e 2.i) um aumento na granulação das granadas, podendo variar de pequenos grãos arredondados menores que 0,3 centímetros à cristais subédricos de granadas tendendo a losangular, medindo mais de 1 centímetro.

A microestrutura encontrada nestas amostras é uma associação de textura lepdoblástica, demarcada especialmente pela muscovita (prancha 2.d e 2.e), ou por algumas biotitas (prancha 1.d e 1.e). Localmente na matriz encontram-se uma textura granoblástica demarcada pelos grãos de quartzo (prancha 2.d e 2.e).



**Prancha 1.** Granada-biotita-muscovita-quartzo xisto. Amostra GAR-47(32,18).



a) Caixa de testemunho de sondagem indicando amostra de mão em b). c) Lâmina delgada escaneada, indicando os campos (A1, A2 e A3) que as fotomicrografias foram registradas.

d) e e) Fotomicrografias mostrando aspecto geral do xisto na objetiva de 4x, a nicóis paralelos e cruzados respectivamente retirados do campo A3. f) e g) Fotomicrografia mostrando contatos retos do qtz onde é possível observar muscovitas contornando o qtz, na objetiva de 20x a nicóis paralelos e cruzados respectivamente. Onde: Ms=muscovita; Ox=óxido de ferro; Qz=quartzo; Bt1=biotita 1; Bt2=biotita2.

O quartzo é o mineral mais abundante, apresenta formas anédricas medindo entre 0,5 e 1 mm. É marcadamente a presença da extinção ondulante como observado na prancha 1 (1.f e 1.g) e na prancha 2 (2.e e 2.i). Os contatos entre si podem ser lobados a retos, podendo apresentar contatos triplos (prancha 1.g), que por vezes foram submetidos a tal deformação que a há a mudança da linha do contato, se tornando dupla ou apenas reta. Seu contato com demais minerais ocorre de forma irregular. Apresenta ainda, padrões de recristalização especialmente sobre granadas esqueléticos, ou ainda, são identificados pelos padrões anastomosados da foliação que marcaria o antigo limite do grão.

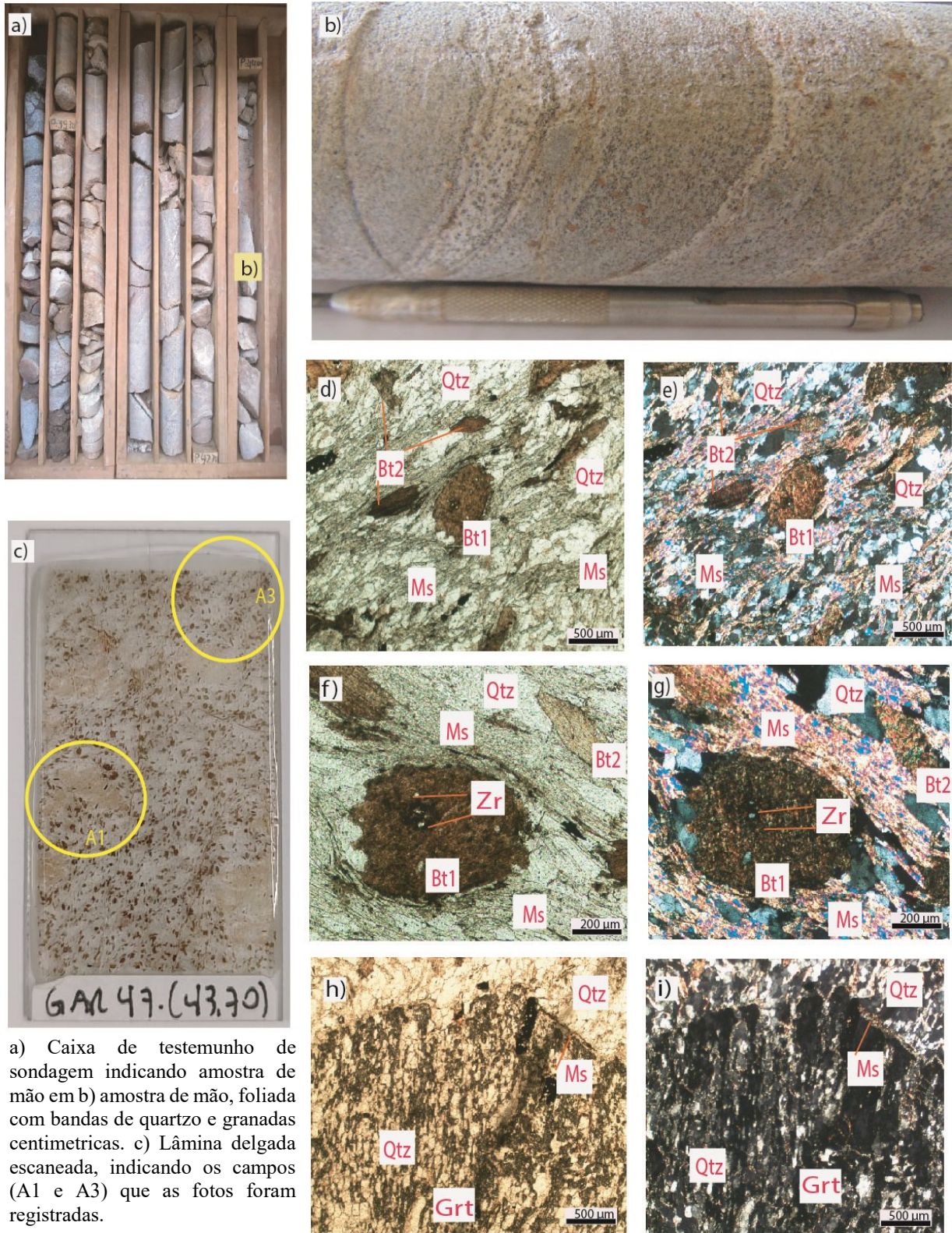
A muscovita é junto com o quartzo um componente da matriz, sendo encontrando em formas de pequenas (<0,5 mm) ripas. É o principal delimitador da orientação, ocorrendo em contato com quartzo e biotita. É comum observar agregados de sericita sobre a muscovita.

Dois gerações de biotita foram identificadas, uma mais antiga com cristais placóides com bordas desgastadas e por vezes incrustadas de zircão (prancha 2.f e 2.g), estas biotitas são em sua maioria cristais de cerca de 1 mm, perpendiculares a xistosidades, ou como porfíblastos, onde é possível observar processos de oxidação com a formação de óxidos e hidróxidos de ferro (prancha 1.d e 1.e). A segunda geração apresenta tons mais claros de castanho e são identificadas pela sua tendência a um paralelismo com a foliação. Estes minerais, em geral são mais bem preservados com poucas inclusões e menos oxidados (prancha 2.d e 2.e).

As granadas neste xisto são esqueléticos, como é possível observar na prancha 2 (2.h e 2.i) e por vezes é difícil sua identificação, em geral são agregados escuros com quartzo recristalizados sobre o mineral. Seu tamanho original é difícil de estimar, uma vez que muitas das suas linhas limítrofes foram obliteradas durante os processos de deformação. Granadas maiores de 1 cm são observadas especialmente na amostra GAR-47(43,70) (prancha 2), onde são sobrecrescidas por quartzo recristalizado, bem como, pequenos filetes de muscovita.



**Prancha 2.** Granada-biotita-muscovita-quartzo xisto. Amostra GAR-47(43,70).



a) Caixa de testemunho de sondagem indicando amostra de mão em b) amostra de mão, foliada com bandas de quartzo e granadas centimétricas. c) Lâmina delgada escaneada, indicando os campos (A1 e A3) que as fotos foram registradas.

d) e f) mostrando aspecto geral da rocha em objetiva de 4x, a nicóis paralelos e cruzados respectivamente. f) e g) detalhe de porfiroclasto de Bt1 com inclusão de Zr, a nicóis paralelos e cruzados respectivamente, com objetiva de 10x. as fotos d, e, f e g foram retiradas do campo A3. h) e i) detalhe de porfiroclasto de granada esqueletal sobrecrecida por quartzo e finos agregados de muscovita, retirado do campo 1 (A1) com objetiva de 4x. Onde: Ms=muscovita; Op=Opaco Qz=quartzo; Bt1=biotita 1; Bt2=biotita2, Zr= zircão, Grt=granada.

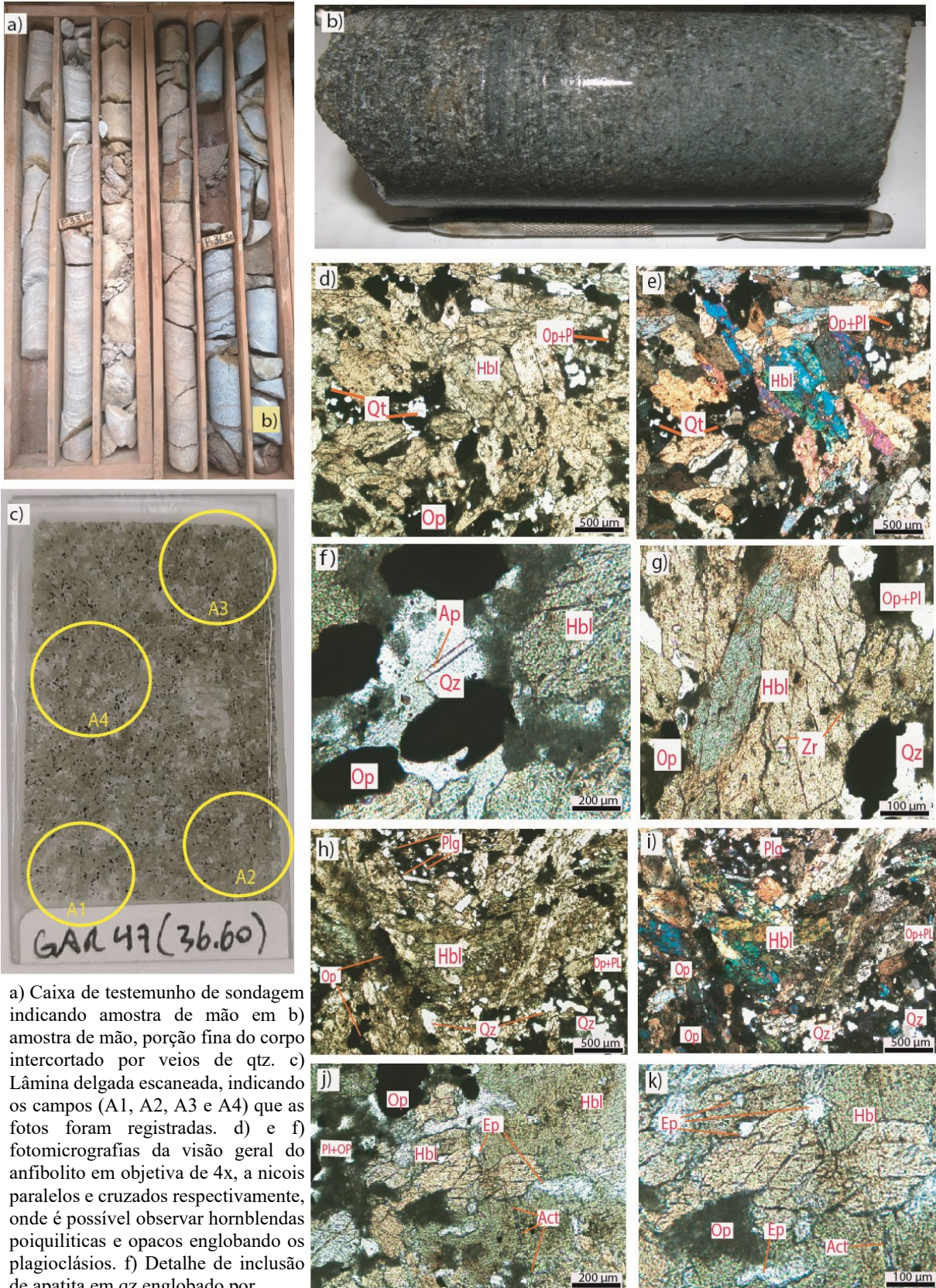
### 5.1.2. Anfibólito

Foi entendido pela GAR mineração como sendo um dique que secciona o xisto descritos anteriormente, como exposto na 9 do perfil cedido pela empresa. Duas lâminas delgadas foram retiradas da profundidade 36,60 de granulação fina e coloração cinza chumbo com pequenos pontos esbranquiçados de plagioclásio, sendo intercortadas por veios de quartzo (prancha 3.a e 3.b), e a amostra GAR-47(38,65), que apresenta uma textura peculiar, com grandes cristais de anfibólito (0,5-1 cm) sem orientação preferencial (prancha 4.a e 4.b). A rocha de maneira geral apresenta uma textura fanerítica média a grossa, cuja mineralogia observada em lâmina delgada foi de hornblenda (60-65%), plagioclásio (20-25%), quartzo (<7%) e epidoto (5%) como minerais principais e opacos (5-7%), actinolita (<1%), apatita(<1%) zircão(<1%) como acessórios.

O anfibólito foi identificado como sendo hornblenda devido a sua clivagem característica observada em seção basal das pranchas 3 (3.k) e 4 (4.i), variando 1 mm a 10 mm. Seu hábito é colunar, com inclusões de epidoto e zircão com halos pleocroícos, além disto, encontram-se comumente quebrados e com feições poiquilíticas causada por óxidos sobre os cristais, como observado na prancha 4 (4.d) ou pela inclusão de epidoto na prancha 3 (3.j e 3.k). Dois tipos de pleocroísmos foram observados, um variando de verde claro a amarelo-pálido e outro variando de verde oliva a verde-azulado (prancha 3.e).



**Prancha 3. Anfibolito. Amostra GAR-47(36,60).**



a) Caixa de testemunho de sondagem indicando amostra de mão em b) amostra de mão, porção fina do corpo intercortado por veios de qtz. c) Lâmina delgada escaneada, indicando os campos (A1, A2, A3 e A4) que as fotos foram registradas. d) e f) fotomicrografias da visão geral do anfibolito em objetiva de 4x, a nicóis paralelos e cruzados respectivamente, onde é possível observar hornblendas poiquiliticas e opacos englobando os plagioclásios. f) Detalhe de inclusão de apatita em qz englobado por opacos e produtos de alteração dos opacos em objetiva de 10x a nicóis paralelos. As fotomicrografias de d a f foram retiradas do campo A1. g) Detalhe de hornblenda com inclusão de zr, retirada em objetiva de 20x a nicóis paralelos, retirada no campo A2. h) e i) visão de hornblenda deformadas em objetivas de 4x, a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, retirados do campo A3.

J) visão de hornblenda poiquilitica sobrecrescida por Ep e Act, em objetiva de 10X. k) Seção basal de hornblenda mostrando Ep e Act sobrecrescida em nicois paralelos em objetiva de 20x. j e k foram retirados do campo A4. Onde: Hbl=hornblenda; Op=opaco; Qz=quartzo; Pl=plagioclásio 1; Ep=epidoto; Act=actinolita.

O plagioclásio ocorre geralmente como finos agregados (prancha 4.g) de ripas, medindo cerca de 0,1mm onde por vezes é possível distinguir uma incipiente geminação albita como na prancha 3.i. Suas maclas em geral, foram submetidas a processos de deformação de tal modo que não podem ser reconhecidas facilmente. Encontram-se como um agregado de finas ripas, como uma espécie de “matriz” nos interstícios dos cristais de hornblenda (prancha 4.g) onde são englobados por minerais opacos ou finos agregados cinza-esverdeados de leucoxênio ocasionando feições de sujidade sobre a lâmina, como observado na prancha 3.h e 3.i.

O quartzo é mais abundante na amostra GAR-47(36,60) onde apresenta um habito anédrico com extinção ondulante. Seu tamanho é difícil delimitar, uma vez que, o quartzo encontra-se englobado por óxidos (prancha 3.e e 3.f)

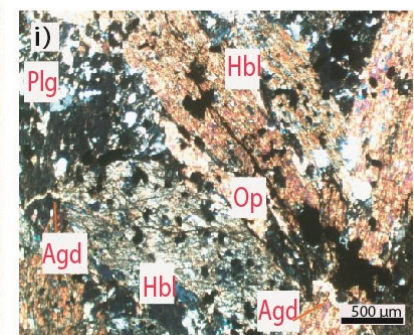
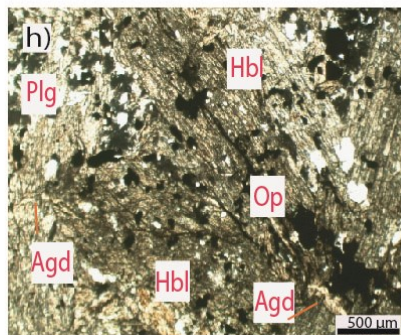
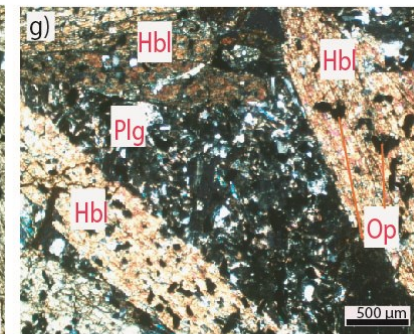
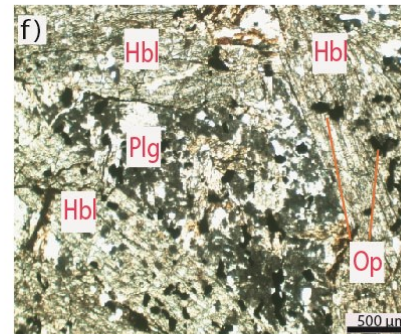
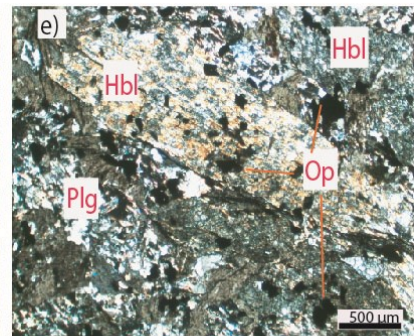
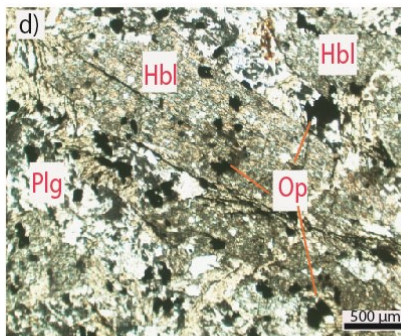
O epidoto ocorre como inclusões circulares nos anfibólios (prancha 3.k). De modo geral seus cristais são pequenos (< 0,3 mm) sendo diagnosticado por suas cores de interferência características.

As apatitas, são incolores de relevo alto e ocorrem de duas formas na lâmina, sendo uma reconhecida por seu habito ovalado sobrecrescida nas hornblendas. A outra forma de ocorrência de apatitas é como inclusão nos quartzos (prancha 3.f) onde neste caso, assumem hábitos alongados menores que 0,2 mm.

Alguns pequenos filetes de actinolita foram observados em planos de clivagem das hornblendas (prancha 3.k), onde formam agregados finos incolores a esverdeados com leve pleocroísmo para verde azulado, reconhecidos pela sua cor de interferência característica. O zircão ocorre predominantemente sobre as hornblendas como pequenos cristais subédricos envoltos em halos pleocroícos muito comuns neste tipo de mineral (prancha 3.g).



**Prancha 4.** Anfibolito. Amostra GAR-47(38,65).



a) Caixa de testemunho de sondagem indicando amostra de mão em b) amostra de mão, porção grossa do corpo mostrando as ripas de anfibólio c) Lâmina delgada escaneada, indicando os campos (A1, A3 e A4) que as fotos foram registradas. d) e e) Visão geral

das horblendas poiquiliticas com opacos sobrecrescidos, imersos em uma matriz de plagioclásio finos e opacos em objetiva de 4x a nicois paralelos e cruzados respectivamente, retirados do campo A1 f) e g) Visão de matriz fina de plagioclásio com opacos cercados por hornblendas poiquiliticas, a nicois paralelos e cruzados em objetiva de 4x retirado do campo A3. h) e i) Seção basal e longitudinal de horblenda, observar cristais com feições de dissolução compondo agregados finos (Agd) em nicois paralelos e cruzados com objetiva de 4x retirados do campo A4. Onde: Hbl=hornblenda; Op=opaco; Qz=quartzo; Plg=plagioclásio 1; Agd=agregados finos.

## 6. DISCUSSÃO

### 6.1. Granada-Biotita-Muscovita-Quartzo Xisto

A assembleia metamórfica do xisto é expressa na tabela 1 abaixo, realizada a partir das relações entre as diferentes gerações de minerais, bem como, seus contatos.

Tabela 1. Assembleia mineralógica observada em lâmina.

Fácies Metamórficas	Xisto Verde		Anfibolito		
Zona Metamórfica	Clorita	Biotita	Granada	Estaurolita	Silimanita
Mínerais					
Granada	_____				
Biotita I	_____				
Biotita II	_____				
Muscovita	-----				
Quartzo	_____				
Zircão	-----				

Esta configuração aponta para pelo menos duas paragêneses, uma formada por Grt+Bt1+Ms+Qtz e outra formada por Bt2+Ms+Qtz, o que permite inferir que as biotitas são o marcador principal das paragêneses.

Bucher & Grapes (2011) descrevem para os metapelitos as seguintes mudanças mineralógicas em um metamorfismo progressivo (figura 11).

Figura 11. Mudanças mineralógicas em um metamorfismo progressivo de rochas metapelíticas.

Metamorphic facies	Greenschist		Amphibolite		
Mineral zoning	Chlorite	Biotite	Garnet	Staurolite	Sillimanite
<b>Metapelites</b>					
Chlorite	_____	-----			
Muscovite					
Biotite		_____			
Garnet			_____		
Staurolite				_____	
Alumosilicate				andalusite	sillimanite
Chloritoid	-----				
Plagioclase	clastic		oligoclase		
Quartz					

Comparando a assembleia observada com a descrita pelos autores, é possível inferir que a rocha tem seu ápice metamórfico em fácies anfibolito na zona da granada. Porém, a assembleia melhor preservada se dá na transição entre as fácies anfibolito inferior (zona da granada) e xisto verde superior (zona da biotita).

Segundo Bucher & Grapes (2011) o par Grt + Bt podem surgir por volta de 470 °C, porém, a associação é típica de temperaturas entre 500 e 520°C, enquadrada pelos autores como uma zona de transição entre a fácies xisto verde e anfibolito. A temperaturas mais elevadas (560 -570 °C) há uma substituição de Grt+Bt por Grt+St, delimitando a fácies anfibolito com o surgimento da estauroлита.

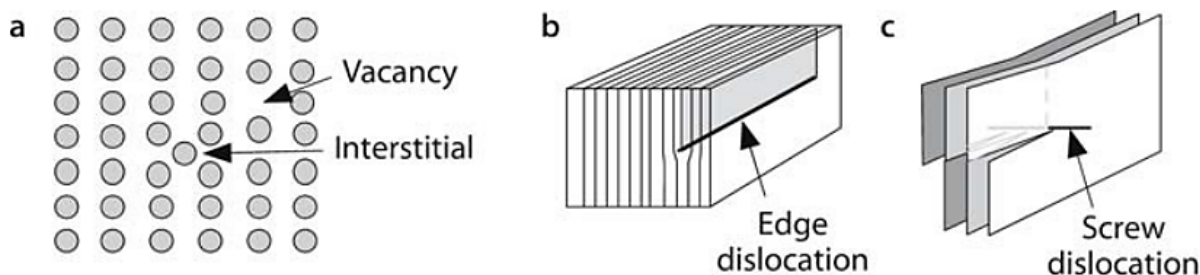
Esta comparação permite inferir que a rocha foi submetida a um metamorfismo progressivo na transição entre as fácies xisto verde e anfibolito, provavelmente seu pico metamórfico alcançou fácies anfibolito inferior na zona da granada.

### 6.1.1. Feições de deformação

#### 6.1.1.a. Extinção ondulante

A deformação intracristalina é descrita por Passchier & Trouw (2005) como sendo causada por defeitos no retículo cristalino. Estes defeitos podem ser pontuais, como a ocorrência de vacâncias no retículo ou podem ocorrer em forma de linhas de deslocamentos (figura 12), devido a uma linha de defeitos no retículo.

**Figura 12.** Formação de extinção ondulante. a) Esquema com dois tipos de pontos de defeitos. b) Deslocamento do defeito em ponto. c) Deslocamento do defeito em linha.



Fonte: Adaptado de Passchier & Trouw, (2005).

Estes defeitos não podem ser observados no microscópio, porém, podem ser identificados indiretamente por meio de certas deformações que o cristal apresenta. Isto ocorre



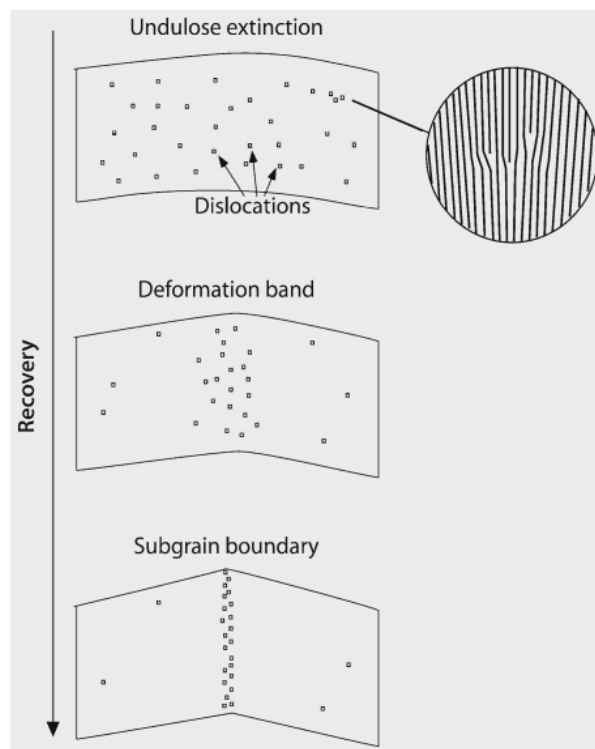
quando um reticulado contém inúmeros deslocamentos semelhantes que ocasiona uma “curvatura” no reticulado do cristal e como resultado, o cristal não irá se extinguir de modo uniforme gerando a extinção ondulante (PASSCHIER & TROUW, 2005). Blenkinsop (2002) descreve que a extinção ondulante se forma em baixos estágios de deformação plástica, podendo indicar o caráter desta deformação intracristalina.

Este processo é especialmente observado em cristais de quartzo deste xisto (prancha 1.g), onde por vezes a extinção ondulante está relacionada a processos de recristalização como observado na prancha 2.e.

#### 6.1.1.b. Recristalização

É descrita por Passchier & Trouw (2005) como sendo uma forma do cristal se recuperar de defeitos causados pela deformação. Deste modo, a figura 13 descreve como ocorreria esta recuperação, onde inicialmente se tem o deslocamento das vacâncias no reticulado cristalino gerando a extinção ondulante, posteriormente tem-se o início do processo de recuperação com a concentração dos deslocamentos até que um subgrão seja formado pela junção destes defeitos.

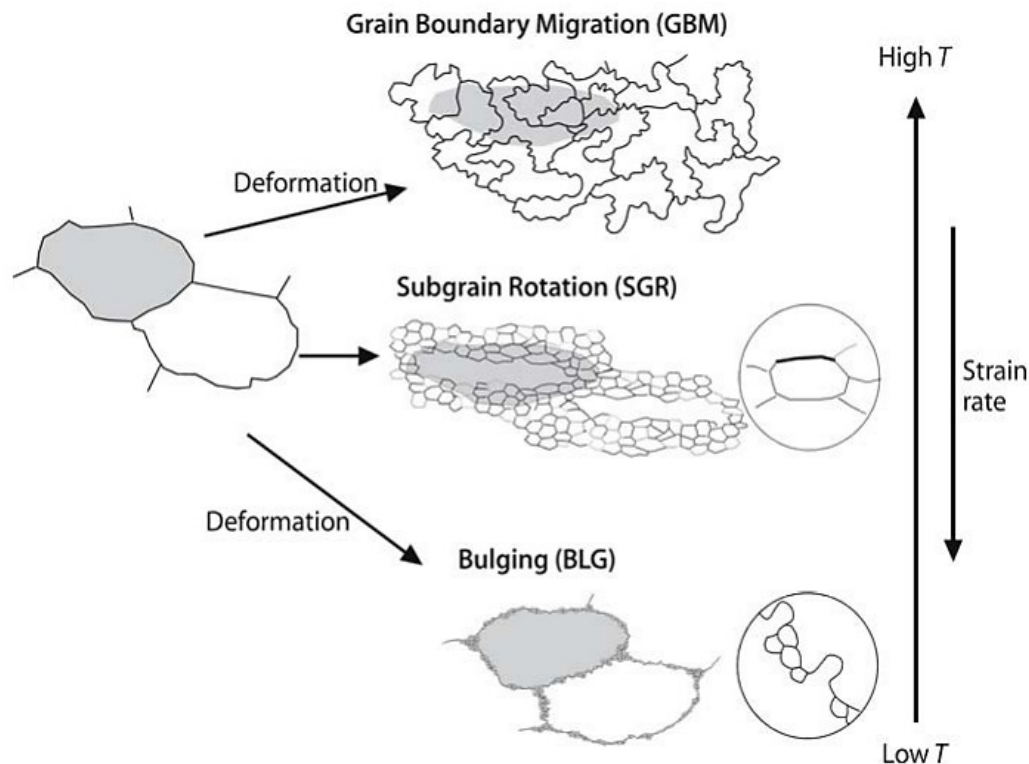
**Figura 13.** Esquema ilustrado processos de recuperação. a) Deslocação do defeito originando a extinção ondulante. b) A recuperação causa concentração de discordâncias em bandas de deformação e eventualmente em c) em um limite de subgrão.



Fonte: Retirado de Passchier & Trouw, (2005).

Os autores descrevem vários mecanismos para que esta recuperação ocorra, tais como; recristalização por migração de limite de grão (*GBM*, do inglês *Grain Boundary Migration*), recristalização por rotação de grão (*SGR*, *Subgrain Rotation*) ou recristalização por abaulamento (*BLB*, *Bululging*). Estes três mecanismos são descritos por Passchier & Trouw (2005) e por Blenkinsop (2002) como sendo mecanismos característicos de recristalização dinâmica e seu processo de formação pode ser expresso na figura 14. Por outro lado, os autores descrevem a ocorrência de uma recristalização estática com a atuação do mecanismo de recristalização por redução da área dos limites dos grãos (*GBAR*, *Grain Boundary Area Reduction*) que ocorre geralmente quando há a interrupção ou diminuição da deformação.

**Figura 14.** Desenho esquemático dos três principais tipos de recristalização dinâmica.



Fonte: Retirado de Passchier & Trouw, (2005).

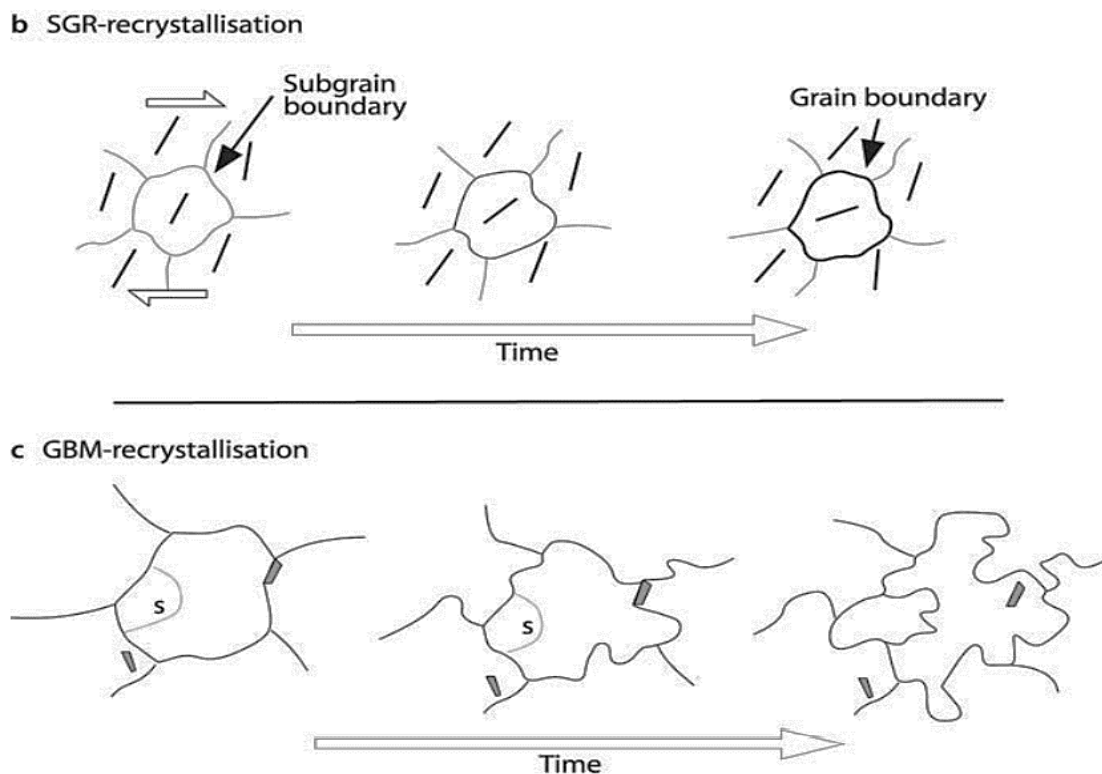
A recristalização de minerais é observada nos grãos de quartzo, que em geral apresentam extinção ondulante com contatos lobados com poucas ocorrências de junções tríplice. Por vezes, estirados no sentido da foliação como demonstrado na prancha 2.g, onde é possível inferir o contorno do antigo cristal, bem como a diferença granulométrica dos grãos de quartzo. Estes

contatos, podem apresentar interferências de muscovita, criando uma espécie de “contorno” no grão de quartzo (prancha 1.g)

Características semelhantes são descritas por Passchier & Trouw (2005) como sendo do tipo GBM. Este mecanismo é indicativo de condições de temperatura mais elevada ( $>500\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) e ocorre em decorrência da mobilidade dos limites dos grãos nestas condições, deste modo, a recristalização se deslocaria em qualquer direção para a sua recuperação. O desenho esquemático da figura 15 demonstra a evolução deste mecanismo. A SGR pode ocorrer concomitantemente, sendo geralmente observada pela formação de junções triplíceis ou duplas.

Ambos mecanismos GBM e SGR ocorrem juntos pois, segundo Blenkinsop (2002) representariam uma sequência lógica de recristalização formada em regime de recristalização dinâmica, o que indica recristalização do quartzo ocorreu sin-tectonicamente.

**Figura 15.** Desenho esquemático dos mecanismos de recristalização dinâmica. b) Recristalização por rotação de subgrão (SRG). c) Migração de limite de grão em altas temperaturas (GBM).



Fonte: Adaptado de Passchier & Trouw, (2005).

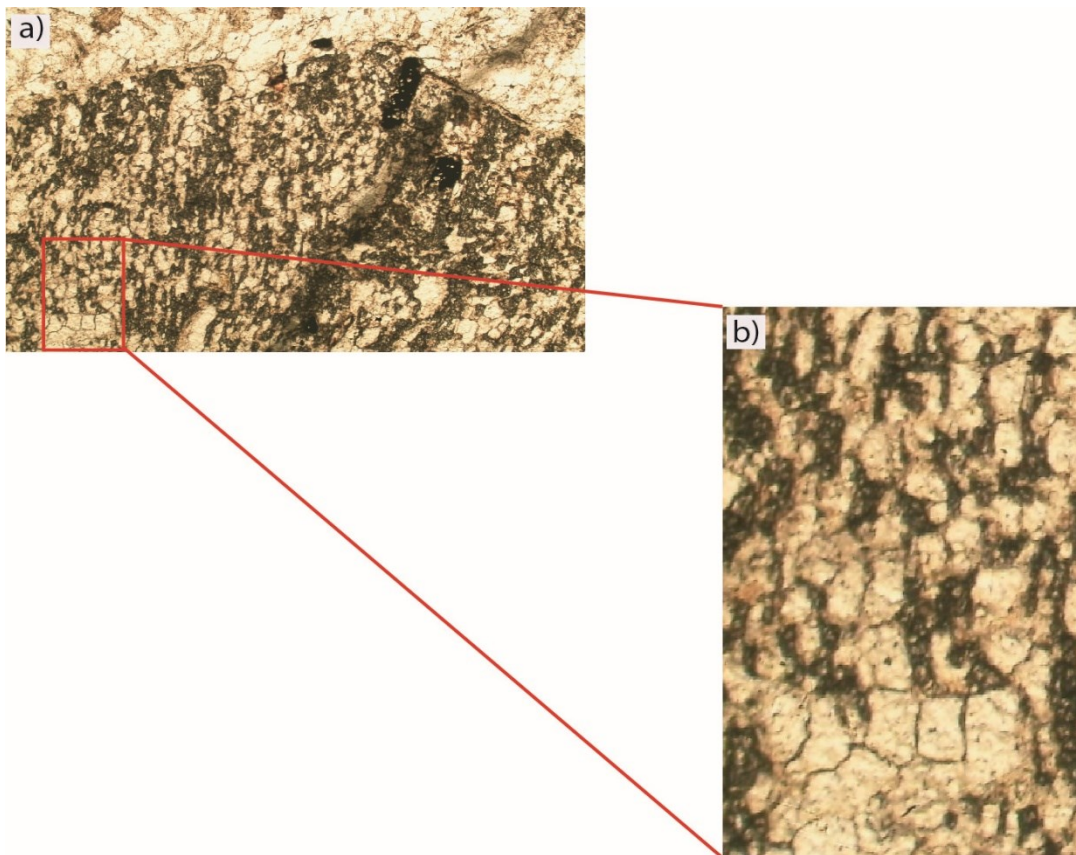


### 6.1.1.c. Granadas Esqueletais

Os porfiroblastos de granada presentes no xisto, em especial na amostra GAR-47(43,70) se encontram sobrecrecidos por grãos de quartzo recristalizado e filetes de muscovita (prancha 2.h e 2.i). O quartzo neste contexto tem hábito anédrico com contatos mais ou menos retos (figura 16) entre si, crescido sob planos de fraqueza da granada criando uma estrutura próxima do pseudomorfismo.

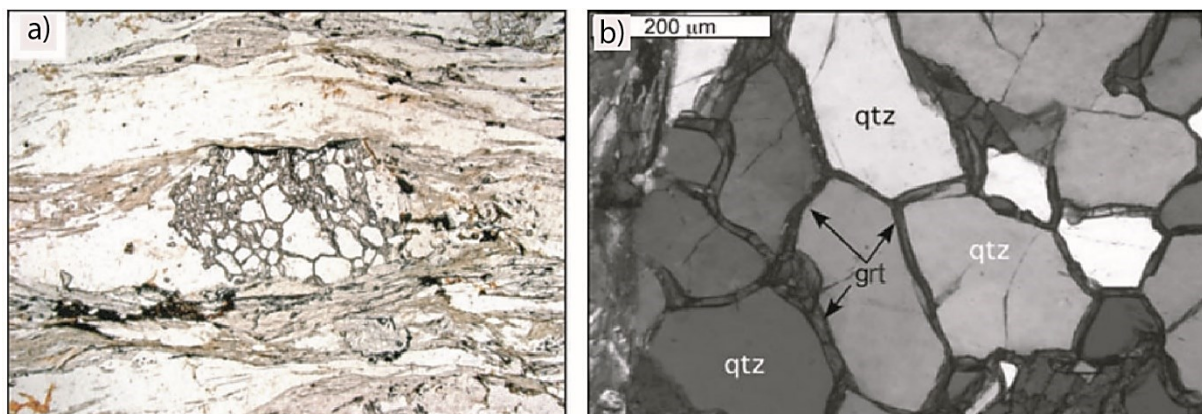
Hawkins et al., (2007) descreve configuração semelhante para granadas encontradas em rochas metassedimentares dos Alpes Orientais na Áustria. Neste contexto, os autores expõem a textura como sendo “*honeycomb*” (ou favos de mel) para estas granadas (figura 17), sendo caracterizadas pelo crescimento de quartzo com tamanhos diversos, com contatos tendendo a retos sobre restos do cristal da granada. Para a gênese desta textura os autores apresentam três possíveis hipóteses, sumarizados na figura 18. A primeira delas é formada a partir de uma reação em estado sólido onde um mineral X daria origem a granada e este processo consumiria quartzo.

**Figura 16.** a) Fotomicrografia da amostra GAR-47(43,70). b) Detalhe da granada esqueletal com quartzo sobrecrecido demonstrando contatos com tendência retilínea.



Fonte: A autora.

**Figura 17.** Fotomicrográficas de granadas "honeycomb". a) Granada honeycomb sobrecrescido de quartzo. b) Fotomicrografia mostrando teias de granadas contínuas delineando os grãos de qtz.

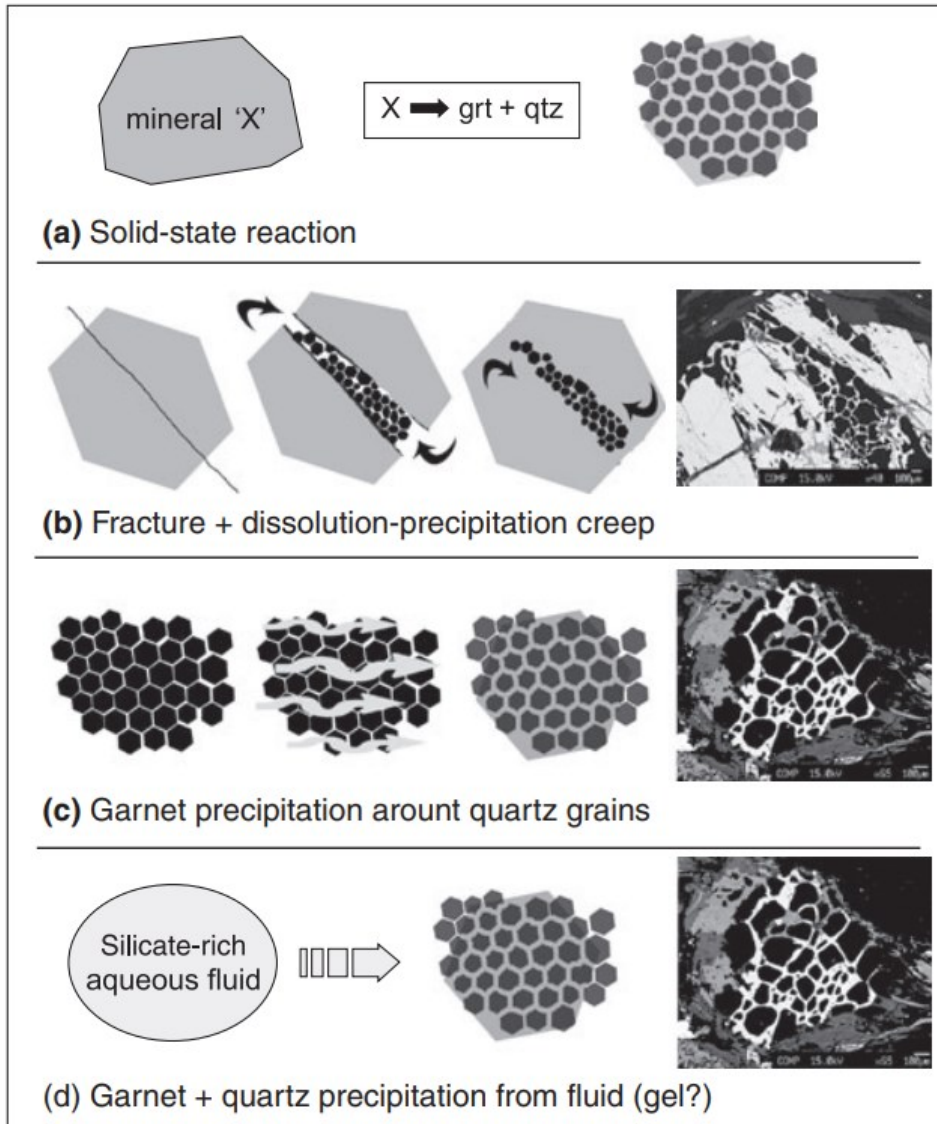


Fonte: Adaptado de Hawkins et al., (2007).

A segunda hipótese seria o crescimento de quartzo por meio da deformação de granada, deste modo, processos deformacionais atuam sobre os planos de fraqueza do cristal o que ocasionaria a precipitação de quartzo sobre a granada, geralmente orientada. Esta hipótese é a única descrita pelos autores, que poderia ocorrer em fácies metamórficas mais baixas (fácies anfíbolito) porém, dependeriam de eventos cataclásticos, tais como, falhas ou sucessivos processos de acomodação da deformação. A terceira hipótese, seria da precipitação da granada em volta de grãos de quartzo, ou também, ambos minerais seriam resultado da precipitação de um fluido alumino-silicático.

A 1° e 3° hipóteses são defendidas por Hawkins et al., (2007) como relacionada a ambientes metamórficos de alta pressão (2-2,25 GPa) em fácies eclogito, apenas a hipótese 2 poderia ser responsável por gerar granadas em menores graus metamórficos. Isto resultaria em cristais de quartzo menores, e com contatos menos angulosos do que os descritos por Hawkins et al., (2007), situação que parece estar enquadrada algumas das granadas esqueléticas aqui descritas. Além disto, Seer et al., (2001) descrevem a ocorrência de granadas esqueléticas, fraturadas e estiradas no sentido da foliação para o Grupo Araxá na sinforma, indicando eventos deformacionais com competência suficiente para fraturar este mineral. Esta ocorrência poderia ser um indicativo de que a hipótese 2, proposta por Hawkins et al., (2007) poderia ter sido, o agente formador de algumas das granadas esqueléticas presentes no xisto.

**Figura 18.** Desenho esquemático mostrando os modelos de formação de granadas *honeycombs*.  
a) Hipótese 1. b) Hipótese 2. c) e d) Hipótese 3.

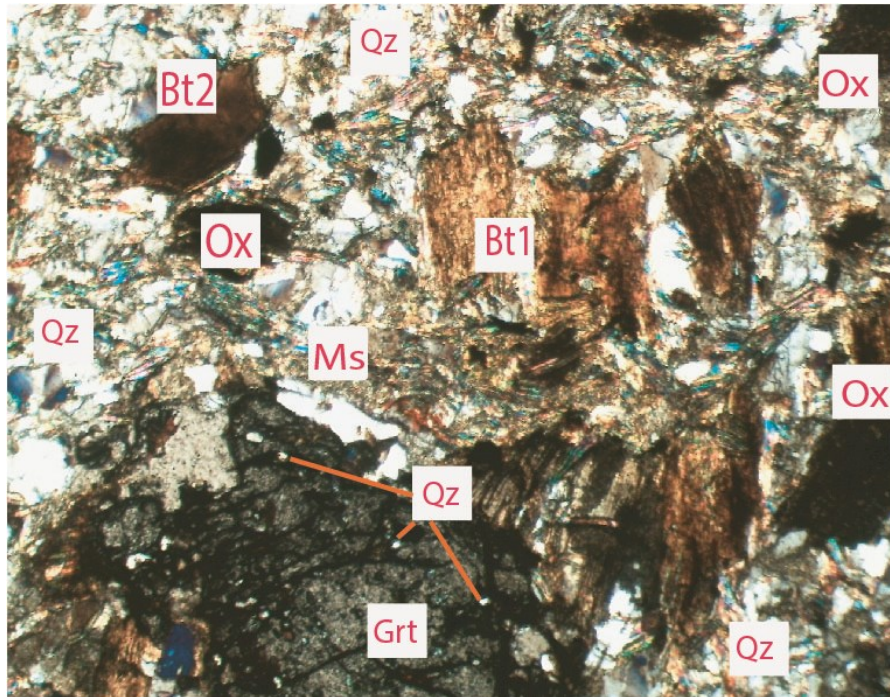


Fonte: Hawkins et al., (2007).

Apesar de muitas granadas apresentarem estruturas semelhantes as *honeycombs*, esta textura não é predominante, por vezes as granadas encontram-se fraturadas com pequenas inclusões de quartzo (figura 19). Sendo assim, outra hipótese para a formação destas granadas, é a descrita por Passchier & Trouw (2005) resumida no esquema abaixo (figura 20), onde é possível observar a formação de porfiroblasto de granada sobre a matriz, a qual, posteriormente ocorre a recristalização dos componentes da matriz sobre a Grt.

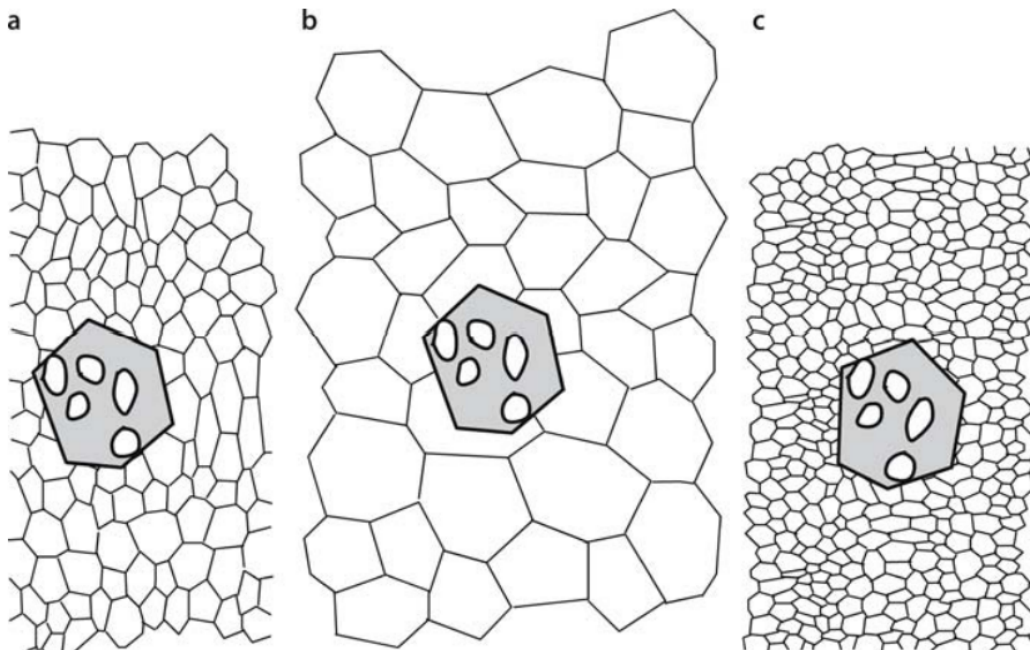


**Figura 19.** Fotomicrografia amostra GAR-47(32,18). Vista de vestígios de porfiroblasto de granada poiquilitica. Lâmina delgada com espessura maior que o recomendado.



Como exposto, é possível inferir que algumas granadas, especialmente da amostra GAR-47(32,18) podem ter sido formadas desta forma.

**Figura 20.** Modelo esquemático para o crescimento de porfiroblastos. a) Crescimento de porfiroblasto sobre a matriz. Depois do crescimento de porfiroblastos, grãos da matriz pode se tornar mais grosseira por recristalização estática, b) ou menores quando gerados por recristalização dinâmica devido á deformação c).



Fonte: Adaptado de Passchier & Trouw, (2005).

### 6.1.2. Fases de deformação/metamorfismo

Uma tentativa de se recriar as possíveis fases de deformação que ocorreram na rocha é aqui sumarizada, baseada em condições metamórficas delimitadas pelos cristais e feições de deformacionais. Sendo assim, o início do metamorfismo se deu de forma progressiva com a formação de muscovita e as deformações em cristais de quartzo. Com aumento progressivo do metamorfismo forma-se a biotita 1 provavelmente por volta de 470°C (BUCHER & GRAPES, 2011) e a granada se formaria por volta de 520°C. Esta dupla Grt+Bt1 representaria o ápice metamórfico do xisto, ambas se comportando com porfiroblastos que cresceram em um regime intertectônico. O crescimento da biotita 2 e a orientação das muscovitas se dão em etapa de formação da xistosidade principal, que gerou feições de deformação, como as sombras de pressão dos porfiroblastos, a orientação dos cristais, etc. Por fim, processos de recuperação se instauraram e há a recristalização de quartzo e mica branca sobre as granadas esqueléticas ainda sob regime deformacional, marcado pela extinção ondulante do quartzo neste contexto. Posteriormente se dá a formação de opacos especialmente pela perda de Fe e oxidação das biotitas 1.

Para Seer et al., (2001) a paragênese Grt + Bt + Ms + Qtz marca o evento regional de metamorfismo do tipo barroviense nomeado por Seer (1999) como M<sub>1</sub>. Este evento se deu em fácies xisto verde na zona da granada podendo alcançar fácies anfíbolito, que foi acompanhado da deformação D<sub>1</sub> com a geração da paragênese descrita, bem como, a formação da xistosidade S<sub>1</sub>. Os autores ainda descrevem porfiroblastos de granada, que foram estirados por influência da foliação S<sub>2</sub> apresentando em lâmina delgada apenas seus restos, onde por vezes, se encontram retrometamorfisadas para clorita, mica branca e opacos que foram gerados entre as fases deformacionais D<sub>1</sub> e D<sub>2</sub>, durante evento metamórfico RM<sub>2</sub>.

Embora nas amostras estudadas não tenha sido reconhecido clorita ou cloritóides em geral, é possível inferir baseado em Seer et al. (2001) e Seer (1999) que há uma semelhança do caráter retrometamórfico descrito pelos autores com as amostras estudadas demonstrada pelo quartzo e dos finos agregados de muscovita (prancha 2.i e figura 16) que crescem sobre os esqueletos de granada.

## 6.2. Anfibolito

De modo análogo ao xisto, para o anfibolito a assembleia mineralógica foi sumarizada na tabela 2 abaixo, onde está em destaque, o caráter retrometamórfico do anfibolito.

A configuração permite assumir que uma paragênese  $Hbl + Plg + Qtz \pm Ep \pm Act$ , onde se tem um equilíbrio de epidoto e hornblenda, bem como, hornblenda e actinolita.

Bucher & Grapes (2011) descrevem que rochas máficas em fácies xisto verde são caracterizadas pela paragênese  $Ab + Chl + Act + Ep$  em uma temperatura entre 300 a 450°C, enquanto a fácies anfibolito é caracterizado pela paragênese  $Pl + Hbl \pm Bt \pm Ep$  entre 500 a 700°C. Para os autores a transição entre estas fácies se dá com a substituição do par  $Ab + Act$  para  $Pl + Hbl$ , por volta de 500°C para metamorfismos orogênicos. Este processo de substituição consistiria em consumir  $Act, Chl$  e  $Ep$  para formar  $Hbl$  e  $Pl$ , ocorrendo em uma fácies transicional entre xisto ver e anfibolito.

**Tabela 2.** Assembleia mineralógica observada em lâmina. Em destaque, caráter retrometamórfico do anfibolito.

Fácies Metamórficas	Xisto Verde		Anfibolito		
	Clorita	Biotita	Granada	Estauroлита	Silimanita
Minerais					
Hornblenda					
Plagioclásio					
Quartzo					
Epidoto					
Actnolita					
Apatita					
Zircão					

Além disto, Bucher & Grapes (2011) compilam mudanças mineralógicas em metamorfismo progressivo, demonstrando na figura 21. Como mencionado anteriormente no capítulo de descrição (vide capítulo 5), as hornblendas presentes nas amostras são verde-azulada que começariam a se formar em fácies xisto verde zona da biotita (~500°). Baseando-se neste mineral, e tendo em vista a figura de mudanças mineralógicas é possível inferir que a rocha pode ter alcançado fácies anfibolito até a zona da granada entre 560 a 580°C, nestas condições é possível que epidoto possa se manter estável, porém, é pouco provável que a actinolita suporte temperaturas superiores a 540°C. A ocorrência da actinolita em lâmina, embora pouco expressiva pode indicar um evento retrometamórficos para os anfibolitos, com o consumo de  $Hbl$  formando a  $Act$ .

**Figura 21.** Mudanças mineralógicas em rochas metamórficas durante o metamorfismo progressivo.

Metamorphic facies	Greenschist		Amphibolite		
Mineral zoning	Chlorite	Biotite	Garnet	Staurolite	Sillimanite
<b>Metamafites</b>					
Albite	—————	-----			
Albite-oligoclase		-----	—————		
Oligoclase-andesine				—————	
Andesine				—————	
Epidote			—————		
Actinolite	—————				
Hornblende		—————			
Chlorite	—————				
Calcite	-----				
Biotite		—————			
Muscovite	-----				
Quartz	-----				
		<b>blue-green</b>		<b>green</b>	<b>green and brown</b>
		<b>green-brown</b>		<b>brown</b>	

Fonte: Adaptado de Bucher & Grapes, (2011).

### 6.2.1. Feições de Deformação

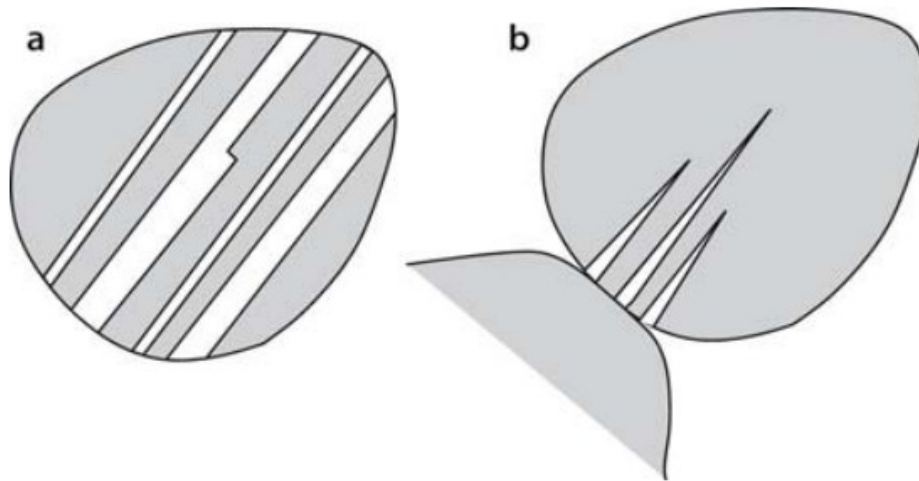
#### 6.2.1.a. Extinção ondulante

Assim como no xisto, os quartzos presentes no anfibolito também apresentam extinção ondulante, como observado na prancha 3.e.

#### 6.2.1.b. Deformação de Plagioclásios

Segundo Passchier & Trouw (2005) este tipo de deformação ocorre pois, as maclas podem suportar apenas quantidades limitadas de tensão, sendo que, quando este limite é alcançado as maclas são deformadas. Esta deformação se propaga geralmente ao longo do cristal, com o apagamento da macla em algumas regiões do mineral, como exemplificado na figura 22. Ainda de acordo com autores, este tipo de deformação pode começar a ocorrer por volta de 500 a 600°C, sendo que em temperaturas maiores, há a possibilidade da recristalização dos plagioclásios. Nas amostras observadas foram identificadas, por vezes, a ocorrência deste tipo de deformação, como na figura 23 demonstra. De modo geral, os plagioclásios apresentam uma certa descontinuidade das maclas polissintéticas, especialmente em porções centrais ou nas extremidades do cristal, ou onde há contato dos cristais com este mineral.

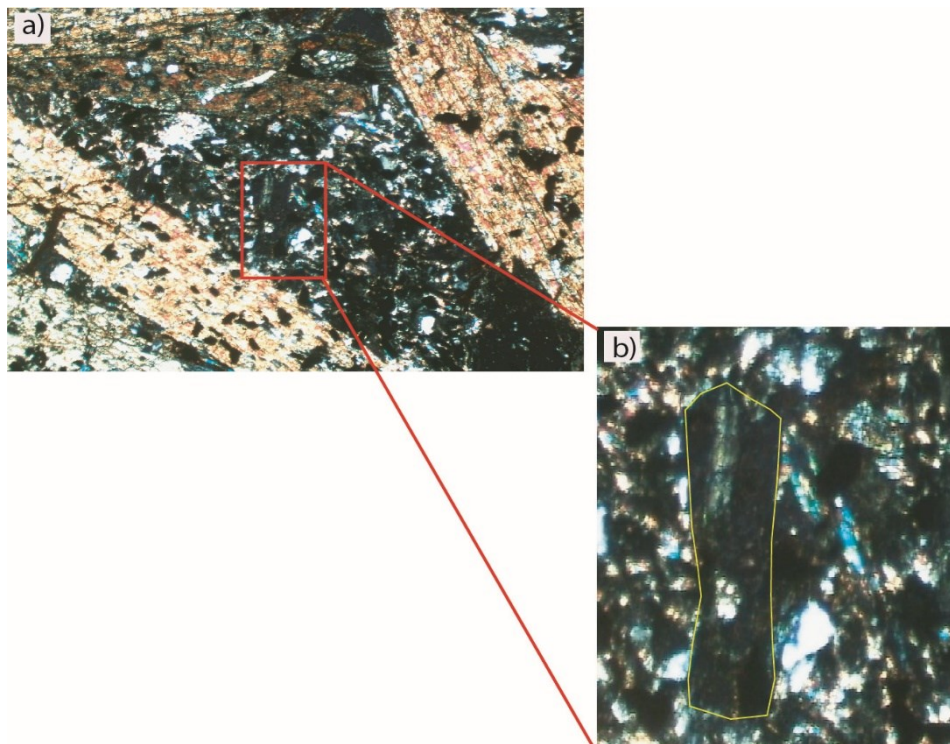
**Figura 22.** a) Crescimento de maclas em plagioclásio. b) Deformação em maclas do plagioclásio, com bordas afiladas nucleadas em alta tensão localizadas na borda do cristal.



Fonte: Retirado de Passchier & Trouw, (2005).

Além de processos de deformação, os plagioclásios observados encontram-se englobados por finos agregados cinza-esverdeados resultando de oxidação, ocasionando, por vezes, aspectos de “sujeira” na lâmina. Este tipo de ocorrência dificulta a observação dos processos aos quais este mineral foi submetido.

**Figura 23.** a) Fotomicrografia da matriz de plagioclásios. b) Detalhe de plagioclásio demonstrando maclas deformadas.



Fonte: A autora.



### 6.2.1.c. Deformação de Hornblendas

De acordo com Passchier & Trouw (2005) as hornblendas em temperaturas abaixo de 650°C se deformam majoritariamente por feições frágeis com evidências de quebras de cristais, bem como, dissolução e precipitação. Acima de 700°C as hornblendas tendem a demonstrar um caráter mais dúctil, isto é, se deformam mais plasticamente com a recristalização dinâmica dos cristais.

Em todas as amostras observadas os cristais de hornblendas encontram-se com feições de quebramento ao longo de suas seções longitudinais, ou ainda, fraturas perpendiculares a estas. De modo geral, estas fraturas encontram-se preenchidas por óxidos, como observado na prancha 4.i, mas também, de minerais sobrecrescidos. Para Passchier & Trouw (2005) as fraturas são mais comuns neste mineral devido a sua clivagem perfeita {110}, que facilitaria o deslizamento da fratura ao longo seus planos de clivagem.

Associados as fraturas tem-se processos de dissolução-precipitação de material fino nas fraturas. Segundo Passchier & Trouw (2005) essa dissolução é contrabalanceada pela deposição de outras fases minerais em agregados mais finos. Estas fases, podem ser de outro tipo de anfibólio, como ocorre na prancha 4.g e 4.i com o sobrecrescimento de acículas de actinolita, ou de outros minerais como na prancha 3.k com o epidoto, ou como na prancha 4.i com os de finos agregados.

A hornblenda apresenta muita resistência a deformação, sendo que, o caráter dúctil *stricto sensu* deste anfibólio só se expressa acima de 700°C, porém, caso haja ocorrência de fluidos, esta deformação pode ocorrer em temperaturas mais baixas. Na amostra GAR-47(36,60), a hornblenda apresenta localmente, feições incipientes de deformação de arrasto (prancha 3.h e 3.i), muito provavelmente, sendo reflexo da instalação de pequenas vênulas de quartzo em fases posteriores ao metamorfismo principal.

### 6.2.2. Fases de deformação/metamorfismo

Seer et al., (2001) apontam que os anfibólitos de granulação grossa têm uma possível origem de protólitos gabroícos. Nesse sentido, a caracterização petrográfica realizada nas amostras deste estudo também apresentam contextualização mineralógica e textural compatível com associação gabroíca.

Uma tentativa de sintetizar os eventos metamórficos é aqui sumarizada, deste modo, o início do metamorfismo se deu muito provavelmente com a transformação de piroxênios em anfibólitos entre 500 e 700°C. A paragênese descrita anteriormente (Hbl + Plg + Qtz ± Ep ±

Act) demonstra um equilíbrio entre a Hbl e o Ep que ocorrem desde a fácies xisto verde na zona da biotita (figura 21) até fácies anfibolito na zona da granada, estas condições enquadram a rocha neste limite entre xisto verde superior e anfibolito inferior. Seer et al., (2001) descrevem para os anfibolitos eventos retrometamórficos caracterizados por cristais de actinolita sobrecrecida às custas das hornblendas em uma assembleia típica de fácies xisto verde.

Assume-se no presente trabalho que, possivelmente, o anfibolito estudado foi submetido a um metamorfismo progressivo que alcançou fácies anfibolito na zona da granada, sendo submetido a um retrometamorfismo com o surgimento de Ep + Act + Qtz que sobrecrecem às custas das Hbl. Enquadrar este corpo aos eventos deformacionais regionais tornou-se uma tarefa difícil, pois, ele não apresenta estruturas preservadas para tal análise (foliação, lineamento, etc).

Outra questão deste trabalho foi tentar compreender a razão pela qual a borda do corpo não apresenta orientação preferencial, sendo uma estruturação relativamente comuns às bordas de corpos deformados. Esta falta de estruturação pode estar relacionada a um metamorfismo sem a presença de deformação competente, tanto Passchier & Trouw (2005) quanto Blenkinsop (2002) descrevem este tipo de metamorfismo como estático, onde caracteriza-se por apresentar cristais grandes, com formas subédricas a euédricas, sem orientação preferencial. O corpo máfico estudado parece apresentar este tipo de condição, que registra aumento dos cristais de hornblenda, bem como, a falta de estruturação na borda.

Esta hipótese poderia indicar que este corpo experimentou apenas os efeitos termiais do evento tectônico principal, sem registrar os efeitos deformacionais regionais importantemente que são observados em outras regiões da mina e adjacências, o que poderia explicar sua falta de orientação preferencial. Ademais, é possível que tal configuração geológica esteja associada a porções distais ao centro tectônico deformacional principal. Porém, com os dados aqui recolhidos seria impossível uma determinação clara de que este cenário ocorreu, se caracterizando apenas como uma ideia inicial, requerendo mais estudos.

### **6.3. Caracterização do corpo Máfico**

Como descrito anteriormente no capítulo de petrografia (vide capítulo 5) a empresa GAR descreve em seu perfil esquemático (figura 9.a) o corpo máfico como um dique que secciona as litologias do Grupo Araxá, sendo aqui representado pelo Granada-Biotita-Muscovita-Quartzo xisto. A inferência do dique se fez, muito provavelmente, pelo modo como ele é recuperado no testemunho de sondagem (figura 9.c), onde tem-se a impressão de seccionar o xisto, porém, como o furo é vertical e não foi realizado perpendicular a direção das camadas

de xisto, ele é aqui interpretado como um corpo encaixado na direção da foliação, uma vez que é o modo mais comum como as metamáficas são descritas na região, e apenas a alocação dele entre o xisto não é parâmetro para defini-lo com dique. Caso fosse um dique, indicaria que o magmatismo que o originou teria sido pós tectônicos, pois, não seria afetado pelas fases de deformação. Este cenário não parece ter ocorrido, uma vez que, a rocha não apresenta indícios para tal situação.

O corpo anfíbolítico apresenta semelhanças como as descritas por Seer et al., (2001) para protólitos gabroícos, sendo a partir deste trabalho, inferido a possível origem do corpo como metamorfismo de uma rocha com afiliação gabroíca.

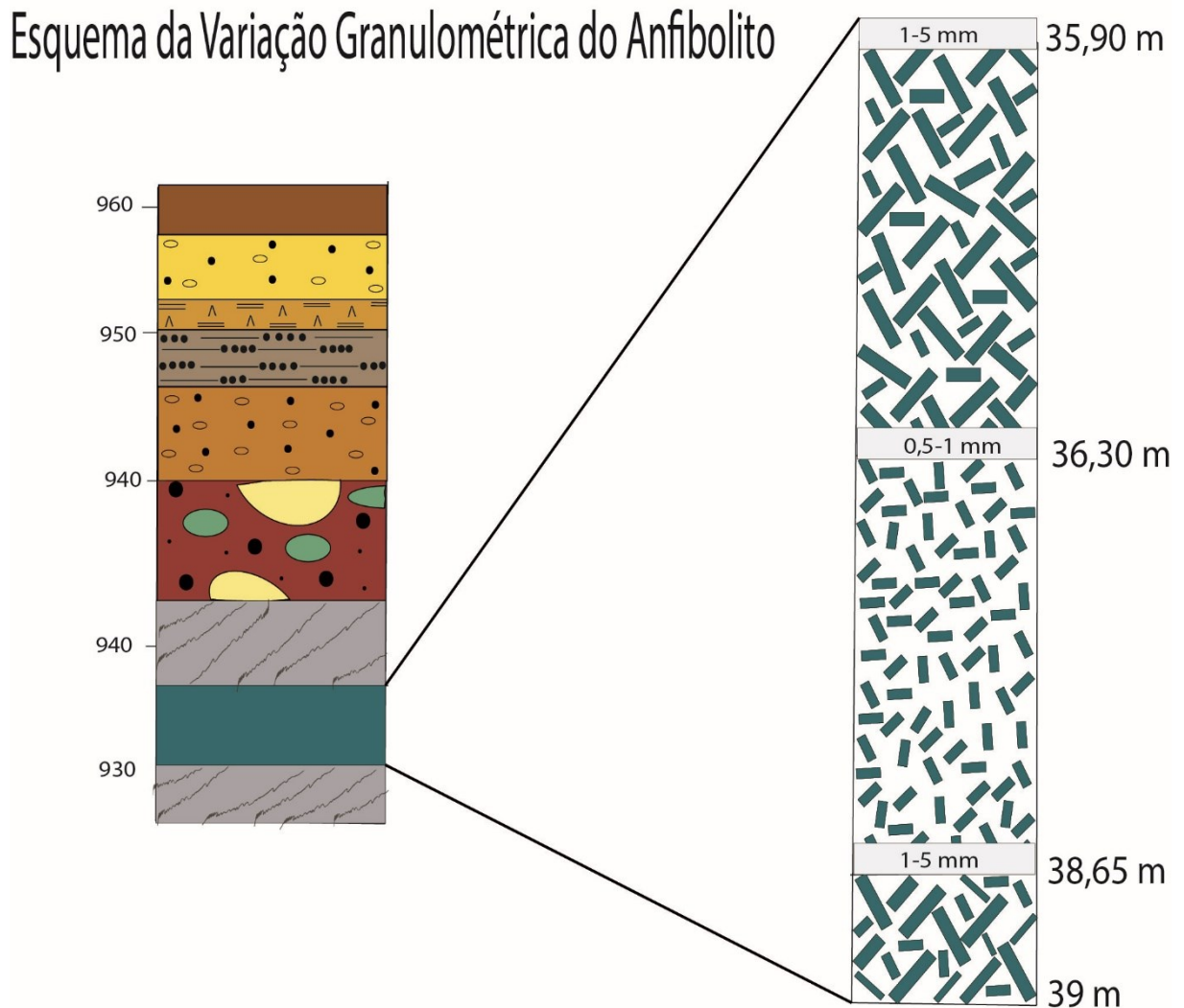
### 6.3.1. O Corpo Anfíbolítico da Mina de Romaria

Como descrito no capítulo de geologia da mina (vide capítulo 4), o corpo anfíbolítico encontra-se em profundidades crustais atuais entre 35 e 39 metros. Este corpo, apresenta uma variação no tamanho dos cristais e conseqüentemente na textura final que pode ser observado nas pranchas 3 e 4, onde tem-se a porção mais grossa (prancha 4) e a porção mais fina (prancha 3).

Esta variação é exposta no perfil esquemático da figura 24, onde é possível observar que em 35,9 metros o anfíbolito está em contato com o xisto, e apresenta uma granulação grossa, que se matem até 36,3 metros com o surgimento de uma porção com granulação mais fina. Esta porção fina, se prolonga no perfil até a profundidade de 38,65 metros onde a porção mais grossa retorna e se mantém até o contanto do corpo com o xisto por volta de 39 metros de profundidade.

Variações granulométricas são bastante comuns em rochas metamáficas de protólitos gabroícos, como observado por Bucher & Grapes (2011), que atribui esta variação pela quantidade de água que é capaz de penetrar o gabro. Sendo assim, segundo os autores, a água é um importante componente para metamorfisar os piroxênios e os transformar em anfíbólios, deste modo, as superfícies externas do corpo tende a metamorfisar-se mais facilmente e por mais tempo o que permite um maior crescimento dos cristais, bem como mais facilidade de receber a deformação (BUCHER & GRAPES ,2011).

Figura 24. Desenho esquemático da variação granulométrica observada no anfibolito.

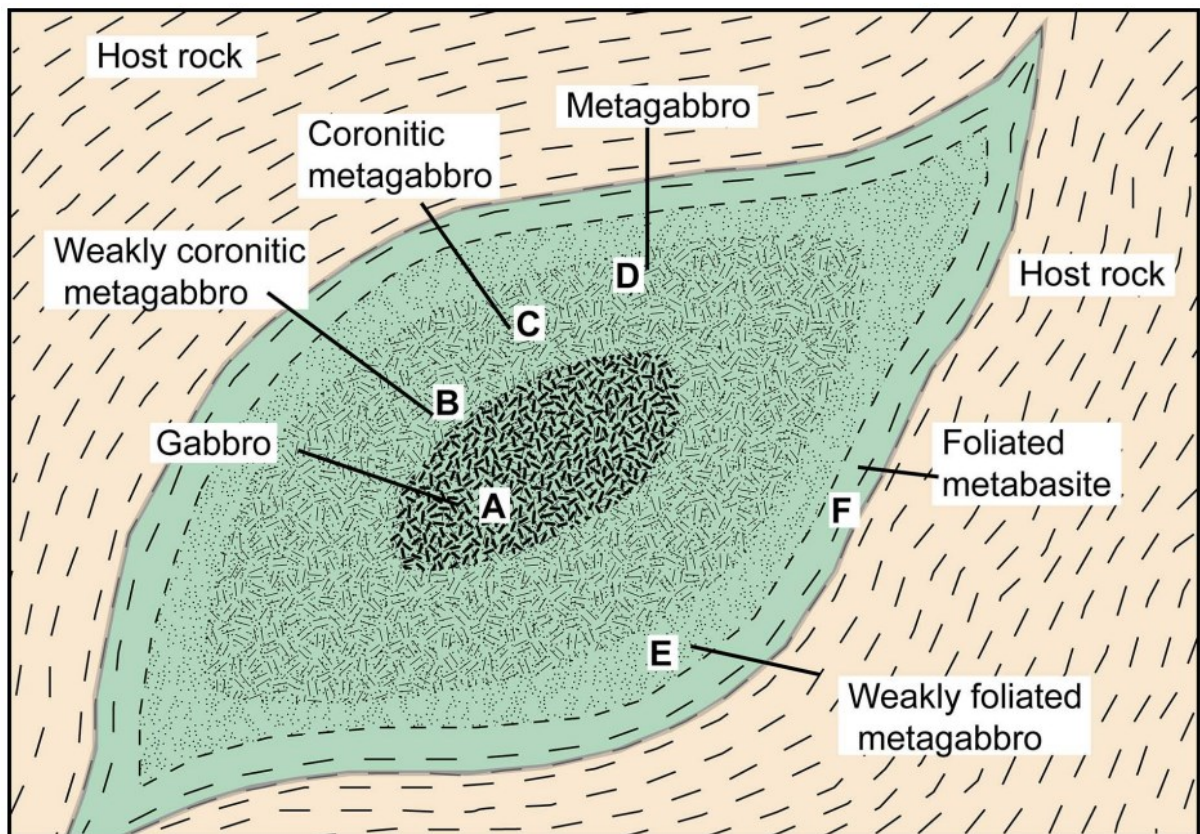


Fonte: A autora.

Um exemplo claro de como estas mudanças granulométricas podem ocorrer em protólitos gabroícos foi descrito por Beckman & Moller (2018) sintetizado na figura 25 abaixo. As autoras descrevem uma progressão de 6 estágios que o gabro pode ser submetido ao longo de um metamorfismo progressivo e as texturas que ele pode assumir durante os processos, baseado em análises de cristais de zircão. O primeiro estágio (A) compreende o protólito inalterado pelo metamorfismo, sendo caracterizado pela textura ígnea original. O estágio B é marcado pelo início do metamorfismo onde há a presença de um metagabro, chamado pelas autoras como fracamente coronítico, ou seja, com núcleos de minerais metamórficos pouco formados, ao passo que, no estágio C tem-se a formação mais efetiva dos minerais com uma nucleação mais competente.

Nos estágios D-F encontram-se as fases mais avançadas de metamorfismo, onde em D há ocorrência de metagabros com assembleias metamórficas formadas, porém, podendo exibir texturas reliquias. Nas bordas do corpo em estágios E e F, ocorre a formação de metabasitos (anfibolitos, eclogitos ou xistos) dependendo do grau metamórfico que a rocha alcançou. Estes estágios (E-F) podem ocorrer com ou sem deformação, em casos em que a deformação está presente tem-se rochas foliadas e orientadas, porém, em casos ausentes de deformação as rochas geradas tendem a serem isotrópicas, podendo apresentar um relativo aumento do tamanho dos cristais (BECKMAN & MOLLER, 2018).

**Figura 25.** Esquema ilustrativo demonstrado a recristalização de zircões em uma camada de gabro-metagabro. Explicação no texto.



Fonte: Retirado de Beckman & Moller, (2018).

Baseados nestas evidências é aqui proposto, que a variação granulométrica observada é resultado da diferença de atuação do metamorfismo nas bordas e no centro do corpo, sendo assim, a ideia exposta é de que os processos metamórficos foram mais atuante nas bordas do corpo, expresso pelo aumento significativo dos cristais de hornblenda, bem como a textura. Por outro lado, o interior do corpo se manteve menos deformado por ser mais rígido e mais anidro ele

absorve de forma distinta os processos metamórficos, gerando cristais menores e textura mais fina.

O entendimento que se tem ao final do trabalho é o de que o anfibolito se expressaria como uma lente alojada no Grt-Bt-Ms-Qtz xisto, e não como um dique, visão proposta pela GAR. Esta configuração se apoia especialmente em trabalhos anteriores e em como estes corpos máficos são descritos para a região do Alto Paranaíba, bem como, o comportamento das rochas metamáficas em geral descritas para o Grupo Araxá.

É importante salientar que o furo de sondagem 08 do perfil (fig.9.a) apresenta, segundo a empresa, uma rocha ultrabásica. Não se sabe ainda quais as implicações desta rocha no entendimento geral deste trabalho, pois não foi possível ter acesso a este material, porém, a proposição levantada é a de haja uma associação máfica-utramáfica no embasamento da mina, como é descrito por alguns autores para o Grupo Araxá.

## **7. CONSIDERAÇÕES FINAIS**

As rochas encontradas no embasamento da mina de diamantes de Romaria, correspondem a litologias do Grupo Araxá. Sendo assim, as análises petrográficas permitiram a identificação de um Granada-Biotita-Muscovita-Quartzo xisto e de um corpo máfico anfibolítico.

O Granada-Biotita-Muscovita-Quartzo xisto é entendido como o resultado do metamorfismo de sedimentos pelíticos, e apresenta correlações com as litologias da Sinforma de Araxá, podendo ser reconhecido eventos regionais de metamorfismo proposto por Seer (1999) e por Seer et al., (2001). O primeiro evento registrado é o metamorfismo  $M_1$  gerando a paragênese Grt + Bt1 + Ms + Qtz na transição da fácies Xisto verde para a anfibolito por volta de 500 °C. O segundo evento, identificado como  $RM_2$  tem caráter retrometamórfico e se caracteriza pelo crescimento de finos agregados de muscovita e quartzo sobre as granadas esqueléticas. A segunda geração de biotita (Bt2) pode estar associada a uma fase entre o evento  $M_1$  e o evento  $RM_2$ .

A deformação deste xisto, é entendida como resultado de eventos regionais associados a sinforma de Araxá, em especial aos eventos  $D_1$ , que é caracterizado pela formação da xistosidade da rocha gerando o metamorfismo  $M_1$  e o evento  $D_2$  caracterizado pela ocorrência de bandas de quartzo concordantes com a foliação resultando no metamorfismo  $RM_2$ .

O anfibolito tem caráter isotrópico apresentando uma variação granulométrica entre a borda e o centro. Esta variação é entendida como resultado da diferença da atuação do metamorfismo sobre o corpo, onde o centro que receberia menor quantidade de água e por consequência seria mais rígido, resistiria melhor ao metamorfismo, em contrapartida, a borda do corpo, mais fina e com maior quantidade de água possibilitaria que o metamorfismo atuasse de forma mais eficiente, gerando cristais maiores. Esta diferença centro/borda é responsável por gerar a variação granulométrica observada.

Sendo assim, o anfibolito é compreendido como resultado do metamorfismo de um protólito gabroico que alcançou fácies anfibolito inferior, na zona da granada por volta de 570°C, sendo demarcado pelo par Plg + Hbl. A rocha também apresenta um caráter retometamórfico delimitada pelo crescimento de Ep + Act as custas das hornblendas.

A falta de orientação preferencial deste corpo, especialmente na borda, parece indicar que a rocha tenha experienciado apenas os efeitos termais do metamorfismo, onde os eventos deformacionais não foram competentes para orientar o anfibolito, gerando assim, um corpo isotrópico. Esta situação poderia externar que a rocha estaria em porções mais distais do epicentro deformacional.

Tendo em vista estas considerações, algumas sugestões são levantadas para o melhor entendimento da geologia da mina de Romaria, bem como, para o entendimento da geologia regional da área. A primeira sugestão seria o estudo estrutural das relações entre o anfibolito e o xisto de modo, a entender em qual momento tectônico este corpo foi associado ao xisto, visando enquadrar o corpo máfico em eventos deformacionais regionais.

Outra sugestão é o estudo do corpo descrito pela GAR como ultrabásico encontrado no furo de sondagem 08, este estudo poderia fornecer um entendimento melhor de como se dão as associações entre as rochas máficas e ultramáficas nesta porção da Faixa de Dobramentos Brasília. Além disto, a realização de métodos químicos analíticos em ambos os corpos visando enquadrar seus protólitos em ambientes geotectônicos e comparar os resultados com os descritos na bibliografia, gerando assim, um entendimento mais completo acerca dos eventos ocorridos na região durante a orogênese.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M De. **O Cráton São Francisco**. Revista Brasileira de Geociências Volume 7, 349-364, 1977.

ALMEIDA, F. F. M De. HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B. De, FUCK , R.A. **Brazilian Structural Provinces: An Introduction**. Earth-Science Reviews, V. 17 pg1—29, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam -- Printed in The Netherlands, 1991.

ALMEIDA, F. F. M De. **Distribuição Regional e Relações Tectônicas Do Magmatismo Pós-Paleozóico No Brasil\***. Revista Brasileira De Geociências, 16(4), 325–349, 1986.

ALMEIDA, F. F. M De. & SVISERO, D.P. **Structural Stting and Tectonic Controlo f Kimberlite and associated rocks os Brazil**. *Extended Abstracts, 5th International Kimberlite Conference*, Araxá, p. 3-5.

BARBOSA, O., BRAUN, O. P. G., DYER, R. C., & CUNHA, C. A. B. R. da. **Geologia Da Região Do Triângulo Mineiro**. BOLETIM N° 136, Departamento Nacional Da Produção Mineral - Divisão De Fomento Da Produção Mineral, 7–141, 1970.

BATEZELLI, A. **Análise Da Sedimentação Cretácea No Triângulo Mineiro E Sua Correlação Com Áreas Adjacentes**. Tese De Doutorado- Curso De Pós-graduação Em Geociências Área De Concentração Em Geologia Regional Análise- Unesp, 11–160, 2003.

BECKMAN, V., MOLLER, C., **Prograde metamorphic zircon formation in gabbroic rocks: the tale of microtextures**. Journal of Metamorphic Geology, v. 36, 9, p. 1221-1236, 2018. <https://doi.org/10.1111/jmg.12443>

BOGGIANI P. C.; BABINSKI, M.; YAMAMOTO, J.K.; FAIRCHILD, T. R.; RICOMINI, C.; DIRATGITCH,A. A.; **LIU D. U-Pb SHRIMP investigation of ash beds in the Corumbá Group (Ediacaran), Paraguay Belt, Brazil**. In: SYMPOSIUM ON NEOPROTEROZOIC EARLY PALEOZOIC EVENTS IN SOUTHWESTERN GONDWANA, 2., Windhoek - Namibia. Abstracts... Windhoek - Namibia: IGCP-478, 2005, p. 8-9, 2004.



BOGGIANI, P. C.; COIMBRA, A. M. *The Corumbá Group (Central South America) in the context of late Neoproterozoic Global Changes*. Anais da Academia Brasileira de Ciências. Resumo das Comunicações, v. 68, n. 4, p. 595-596, 1996.

BOSUM, W. **O Levantamento Aeromagnetico De Minas Gerais E Espírito Santo E Sua Sequência Quanto A Estrutura Geológica**. Revista Brasileira de Geociências, 3, 149–159, 1973.

BUCHER, K., GRAPES, R. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8th edition, Springer Heidelberg Dordrecht London New York, SBN 978-3-540-74168-8, p.257-387, 2011.

BLUM, M. DE L. B. **Processamento E Interpretação De Dados De Geofísica Aérea No Brasilcentral E Sua Aplicação À Geologia Regional E À Prospecção Mineral**. Tese de Doutorado (Instituto de Geociências) Universidade de Brasília, Brasília, p.229, Brasília, 1999.

BLENKINSOP, T. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. 1st ed. Kluwer Academic Publishers: New York, Boston, Dordrecht, London. p. 24-57. Book ISBN: 0-306-47543-X, Moscow, 2002.

BRITO NEVES, B. B. De. CORDANI, U. G. *Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic*. Precambrian Research, V. 53, pg 23-40, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, 1991.

CAMPOS, J. E. G., & DARDENNE, M. A. **Origem e Evolução da Bacia Sanfranciscana**. Brazilian Journal of Geology, pp. 283–294, 1997. <https://doi.org/10.5327/rbg.v27i3.596>

CAMPOS, J. E. G., DARDENNE, A. A., FREITAS-SILVA, F. H., MARTINS-FERREIRA, M. A. C. **Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília**. Brazilian Journal of Geology, v. 43 n (3), São Paulo, 2013

COELHO, F. de M. **Aspectos Geológicos e Mineralógicos da Mina de Diamantes de Romaria, Minas Gerais**. Dissertação de Mestrado (Programa de Pós-Graduação Em

Mineralogia E Petrologia - Instituto de Geociências) Universidade de São Paulo, p.94, São Paulo, 2010.

CORDANI U.G., D'AGRELLA-FILHO M.S., BRITO NEVES B.B., TRINDADE R.I.F. *Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments*. Revista Terra Nova, v. 15: pg. 350-359, 2003.

CORREIA, C. T., & GIRARDI, V. A. V. **Estudo Geoquímico e Petrológico dos Anfibolitos da Região de Cássia**, MG. Revista Brasileira de Geociências, 19(1), 37–50, 1989.

CHAVES, M. L. S. C. & Dias, C. H.. **Geologia da Folha Estrela Do Sul, SE.23-Y-AIV, Escala 1:100.000**. Mapa e Texto Explicativo. Belo Horizonte, CODEMIG. P. 63, 2017.

DARDENNE, M.A., **Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central**. Anais do 30º Congr. Bras. Geoc. SBG, v.2, p 597-600, Recife, 1978.

DARDENNE, M. A, WALDE, D. H. G. **A Estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil Central**. Atas do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Diamantina, 1979.

DARDENNE, M. A. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U. G. et al. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 1. ed. Rio de Janeiro: 31º International Geological Congress, 2000.

DRAPER, D. *The Diamond-bearing Deposits of Bagagem and Água Suja in the State of Minas Gerais*, Brazil. Transactions of the Geological Society of South Africa, v. 6, n. 3, p. 8–19, 1911.

ERNESTO, M. *Paleomagnetism Of The Post-Paleozoic Alkaline Magmatism In The Brazilian Platform: Questioning The Mantle Plume Model*. In: P. Comin-Chiaramonti and C. B. Gomes Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform – São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2005.

FÉBOLI, W. Lc. **Monte Carmelo, Complexo**. In: Projeto Vazante-Paracatu – Geologia e recursos minerais das folhas Cabeceira Grande, Unái, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca, Paracatu, Guarda-Mor, Arrenegado, Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo Patos de Minas. p. 60-67, 2017.

FELITTI, W. & SVISERO, D.P. **Conglomerados Diamantíferos da região de Romaria, Mg.** Anais do 33º Congresso de Geologia, v.10, p. 4995-5005, Rio de Janeiro, 1984.

FONSECA, M. A., DARDENNE, M. A., UHLEIN, A. **Faixa Brasília Setor Setentrional: Estilos Estruturais E Arcabouço Tectônico.** Revista Brasileira de Geociências, v.25(4), pg.267-278, 1995.

FONSECA, M. A., OLIVEIRA, C. G. de, EVANGELISTA, H. J. **The Araguaia Belt, Brazil: Part Of A Neoproterozoic Continental-Scale Strike-Slip Fault System.** Journal of the Virtual Explorer, Volume 17, Paper 6, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, 2004.

FUCK, R. A. **A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins.** SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, v. 4, n. June, p. 184–187, 1994.

GAR Minerações. **Discoveries, Geology and Development of Diamond Deposits in Romaria & Monte Carmelo, MG.** Anais do 7º Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante, Salvador-BA, 2018.

GOMES, T. A. T. **Caracterização Hidrogeológica E Simulação Numérica Da Jazida De Pirocloro Associada Ao Complexo Alcalino Carbonatítico Do Barreiro, Araxá – MG** Tese de Mestrado (UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS-Instituto de Geociências) p.17-21, Campinas, 2017.

GOMES, C.B. & COMIN-CHIARAMONTI, P. **Some Notes On The Alto Paranaíba Igneous Province** In: P. Comin-Chiaramonti and C. B. Gomes Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform – São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2005.

GIBSON, S. A., THOMPSON, R. N., LEONARDOS, O. H., DICKIN, A. P., & MITCHELL, J. G. **The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence from Magmatism in SE Brazil.** Journal of Petrology, 36(1), 189–229, 1995.

GONZAGA, G. M. **Glaciação Sambura (Neoproterozoico-Vendiano?) Como Poss/Vel Agente transportador de Diamantes No Estado de Minas Gerais.** Revista Brasileira de Geociências, 1(4), 597–604, 2001.

HAWKINS, A.T., SELVERSTONE, J., BREARLEY, A.L., BEANE, R.J., KETCHAM, R.A., CARLSON, W.D. **Origin and mechanical significance of honeycomb garnet in high-pressure metasedimentary rocks from the Tauern Window, Eastern Alps.** Journal metamorphic Geol., 25, 565–583, 2007, doi:10.1111/j.1525-1314.2007.00714

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. **Os Granitos e Granitoides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. Anais... Recife: SBG, p. 2579-2593, 1978

HUSSAK, E. **Notícia dos Minerais das areias Diamantíferas da Bagagem de Água Suja.** Editora Fluminense, Rio de Janeiro, p 25-25, 1891.

IGLESIAS, M., & UHLEIN, A. **Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais.** Revista Brasileira de Geociências, 39(2), 256–266, 2018.<https://doi.org/10.25249/0375-7536.2009392256266>

KARFUNKEL, J., & HOPPE, A. **Late proterozoic glaciation in central-eastern brazil: synthesis and model.** *Paleography, Paleoclimatology, Palaeology* - Elsevier Science Publishers B.V, Amsterdam, 65, 1–21, 1988.

KLEIN, P. B. W. **Geoquímica de Rocha Total, Geocronologia de U-Pb e Geologia Isotópica de Sm-Nd das Rochas Ortognáissicas e Unidades Litológicas Associadas da Regi.** Dissertação de Doutorado (Area de Concentração: Geologia Regional-Instituto de Geociências) Universidade de Brasília, p.142, Brasília, 2008.

LARANJEIRA, N. P. & DARDENNE, M. A. **Litoestratigrafia Do Grupo Paranoá Na Região De Unai, M.G,** Anais do II Simpósio do Craton São Francisco, p.295-297, Salvador, 1993.

LEONARDOS, O.H.. **Diamante.** Revista Engenharia, Mineração e Metalurgia, nº 175, p. 5-8, 1959.

LEONARDOS, O.H. & MEYER, H. O. A. *Outline of the geology of western Minas Gerais. Field Guide Book, 5th International Kimberlite Conference*, CPRM/CNPq, p. 17-24, Araxá, 1991.

LIMA, N. M. **A Intrusão Ultrapotássica Indaiá II, Província Alcalina Alto Paranaíba (Mg): Processos Magmáticos De Sistema Aberto E Implicações Patogenéticas.** Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação Em Mineralogia E Petrologia) -- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, p.183, São Paulo, 2018.

LOURENÇO, B. A. **Das Fronteiras Do Império Ao Coração Da República: O Território Do Triângulo Mineiro Na Transição Para A Formação Sócio-Espacial Capitalista Na Segunda Metade Do Século XIX.** Tese de Doutorado (Programa de Pós-Graduação Em Geografia Humana) Universidade de São Paulo, p.306, São Paulo, 2007.

MARTINS-NETO M. & ALKMIM F.F. **Estratigrafia e Evolução Tectônica das Bacias Neoproterozóicas do Paleocóntinente São Francisco e suas Margens: Registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana.** In: In: PINTO, C. P. & MARTINS-NETO, M. A. (eds.). *Bacia do São Francisco Geologia e Recursos Naturais*, Belo Horizonte: S.B.G. –MG. 2001,349p. cap.III, p. 31-54. 2001

MILANI, E. J. **Evolução Tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental.** Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997.

MILANI, E. J., & RAMOS, V. A. **Orogenias Paleozóicas No Domínio Sul-Occidental Do Gondwana E Os Ciclos De Subsidência Da Bacia Do Paraná.** *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4), 473–484, 1998.

MILANI, E. J., MELO, J. H. G. de, SOUZA, P. A. de, FERNANDES, L. A., & FRANÇA, A. B. **Bacia do Paraná.** *Boletim de Geociências Da Petrobrás*, 15(2), 265–287, 2007.

MORAES R., FUCK, R. A., PIMENTEL M. M., GIOIA, S. M. C.L., FIGUEIREDO, A. M. G. ***Geochemistry and Sm–Nd isotopic characteristics of bimodal volcanic rocks of Juscelandia,***

*Goiás, Brazil: Mesoproterozoic transition from continental rift to ocean basin. Precambrian Research, v.125 pg. 317–336, 2003.*

NAVARRO G. R. B. & ZANARDO, A. **Petrografia e Geoquímica das Rochas Metaultramáficas da Região de Mairipotaba, Cromínia e Pontalina, Goiás.** Revista Brasileira de Geociências, 35(4), 483–492, 2005.

NUNES, V.H.S. **Mapeamento Geológico das Rochas Gnáissicas-Migmatíticas e Metassedimentares do Grupo Araxá na Região de Araguari (MG) - Cumari (GO).** Trabalho de Conclusão de Curso (Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia-Campus Monte Carmelo), Monte Carmelo, 2020.

OLIVEIRA, C. G. de, OLIVEIRA, F. B., DANTAS, E. L., FUCK, R. A. **Nota Explicativa Da Folha Campinorte (SD.22-Z-B-I)1:100.000.** CPRM, 2007.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. *Microtectonics.* 2nd ed. Berlim, Springer. p.9-210. ISBN-10 3-540-64003-7 Springer Berlin Heidelberg New York, 2005.

PEREIRA, L. F. **Relações Tectono-Estratigráficas Entre as Unidades Canastra e Ibiá na Região de Coromandel, MG.** Dissertação de Mestrado (Departamento de Geoquímica E Recursos Minerais - Instituto de Geociências) Universidade de Brasília, p.66, Brasília, 1992.

PEREIRA, L. F., DARDENNE, M. A., ROSIÈRE, C. A., & PEDROSA-SOARES, A. C. **Evolução Geológica Dos Grupos Canastra E Ibiá Na Região Entre Coromandel E Guarda-Mor, Mg.** Geonomos, pp. 22–32. (1994).  
<https://doi.org/10.18285/geonomos.v2i1.229>

PIAULINO, P.F, HAUSER, N., DANTAS, E.L. *From passive margin to continental collision: Geochemical and isotopic constraints for E-MORB and OIB-like magmatism during the neoproterozoic evolution of the southeast Brasília Belt. Precambrian Research, 359, 105345, 2021.* <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926817303236?via%3Dihub>

PIMENTA, R.F. **Caracterização geológica de granitoide no Distrito de Gonçalves, município de Monte Carmelo – MG.** Trabalho de Conclusão de Curso (Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia-Campus Monte Carmelo), Monte Carmelo, 2020.

PIMENTEL, M.M., FUCK, R. A., *Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. The Geology Society of America*, v. 20, p. 375-379, April 1992.

PIMENTEL, M.M., FUCK, R. A., GIOIA, S. C. L., *The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: A Review and New Sm-Nd Isotopic Data.* Revista Brasileira de Geociências, v. 30, n. 1, p. 035-039, São Paulo, 2000.

PIMENTEL, M. M., DARDENNE, M. A., FUCK, R. A., VIANA, M. G., JUNGES, S. L., FISCHER, D. P., DANTAS, E. L. *Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Brasília Neoproterozoic belt, Central Brazil. Journal of South American Earth Sciences*, 14, 571–585, 2001.

PIMENTEL, M. M., FILHO, C. F. F. , ARMSTRONG R. A. *SHRIMP U–Pb and Sm–Nd ages of the Niquelandia layered complex: Meso- (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. Precambrian Research*, V.132, PG. 133–153, 2004.

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

RICCOMINI, C. VELÁZQUEZ V.F & GOMES C.B. *Tectonic Controls Of The Mesozoic And Cenozoic Alkaline Magmatism In Central-Southeastern Brazilian Platform.* In: P. Comin-Chiaramonti and C. B. Gomes *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform* – São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2005.

REIS, H. L. **Estratigrafia e tectônica da Bacia do São Francisco na zona de emanções de gás natural do baixo Rio Indaiá (MG).** Dissertação de Mestrado (Pós-Graduação Evolução Crustal E Recursos Naturais) Escola de Minas - Universidade Federal de Ouro Preto, 68(296), 127, 2011. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.2775.8486>.

REIS, H.L. SUSS, S J.F FONSECA, R.C.S. ALKMIM, F.F. *Ediacaran Forebulge Grabens of the Southern São Francisco Basin, Se Brazil: Craton Interior Dynamics During West Gondwana Assembly, Precambrian Research*, 2017. doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.09.023>

RIBEIRO, C. C., BROD, J. A., JUNQUEIRA-BROD, T. C., GASPAR, J. C., PALMIERI, M., CORDEIRO, P. F. de O., GOMIDE, C. S. **Potencial e Controles Metalogenéticos de ETR, Ti e Nb em Províncias Alcalino-Carbonatíticas Brasileiras.** In In: *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras* pp. 559–589, 2014.

RODRIGUES, J. B. **Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá , Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd.** Tese de Doutorado (Programa de Pós-Graduação - Instituto de Geociências) Universidade de Brasília, p.120, Brasília, 2008.

SANTOS, B. L. dos. **Petrologia E Geologia Estrutural Da Faixa Brasília Na Região De Estrela Do Sul-Mg: Implicações Tectônicas.** Dissertação de Mestrado (Pós-Graduação Em Geociências E Meio Ambiente) Instituto de Geociências E Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista UNESP, p.138, Rio Claro, 2019.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná,** In: *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, S.B.G., Vol. 1, p 41-65.* Porto Alegre, RS, 1974.

SCHOBENHAUS C., CAMPOS D.A., DERZE G.E., ASMUS H.E. **Mapa geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente incluindo depósitos minerais.** DNPM/MME, Brasília, 1984.

SIQUEIRA, I. S., **Mapeamento Geológico Básico Em Escala De Semi- Detalhe A Sul Do Município De Goiandira, Goiás.** Trabalho de Conclusão de Curso (Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia-Campus Monte Carmelo), Monte Carmelo, 2022, No Prelo.



SEER, H. J. **Evolução tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais**. Dissertação de Mestrado (Pós-Graduação em Geologia Regional – Instituto de Geociências) Universidade de Brasília, 1999.

SEER, H. J., BROD, J. A., FUCK, R. A., PIMENTEL, M.M., BOAENTURA, G.DE R., DARDENNE, M. A. **Um Fragmento de Crosta Oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília**. Revista Brasileira de Geociência, v.31(3), pg. 385-396, 2001.

SEER, H. J., & MORAES, L. C. de. . *Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in The Araxá Group, Southern Brasília belt, Minas Gerais, Brazil*. *Brazilian Journal of Geology*, 43(2), 333–354, 2013. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000200010>

SILVA, C. H. da, SIMÕES, L. S. A., KRYMSKY, R., & MACAMBIRA, M. J. B. **Proveniência e Idade do Metamorfismo das Rochas da Faixa Brasília, na Região de Tapira (SW de Minas Gerais)**. Revista Do Instituto de Geociências - USP, 6(1), 53–66, 2006.

SIMÕES, L. S. A.; NAVARRO, G. **Estruturação da Faixa Brasília na Região de Araxá – MG** In: Anais do 39 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, v. 6, p. 92-95, Salvador, 1996.

STRIEDER, A. J., & NELSON, A. A. **Estudo Petrológico De Alguns Fragmentos Tectônicos Da Melange Ofiolítica Em Abadiânia (Go): O Protolito Dos Corpos De Serpentinito**. Revista Brasileira de Geociências, 22(3), 338–352, 1992.

STRIEDER, A. J. & SUITA, M. T. de F. *Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province\Central Brazil*. *Journal geodynamics*, v.28, pg. 267-289, 1999.

SVISERO, D.P., COIMBRA, A.M., FEITOSA, V.M.N. **Estudo Mineralógico e Químico dos Concentrados da Mina de Diamantes de Romaria, Município de Romaria-Mg**, Anais do 31º Congresso Brasileiro de Geologia, v.3, p. 1776-1788, Camboriú, 1980.

SVISERO, D.P., FELITTI, W., ALMEIDA, J.S. **Geologia da Mina de Diamantes de Romaria, Município de Romaria, MG.** Revista de Mineração e Metalurgia, v. 425, p. 4-24, 1981.

SVISERO, D.P. & MEYER, H.O.A. **Ilmenitas Kimberlíticas da Mina de Diamantes de Romaria, Mg,** Revista Brasileira de Geociências, v. 11(4): 217-221, 1981.

SVISERO, D.P., & HARALYI, N.L.E. **Caracterização do Diamante da Mina de Romaria, Minas Gerais.** Anais do 3º Simpósio de Geologia de Minas Gerias, Boletim nº 5, p. 140-153, 1985.

UHLEIN, A., & BRITTO, W. De. **Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais.** Revista Brasileira de Geociências, 37(4), 204–215, 2007.

UHLEIN, A., Fonseca, M. A.; SEER, H. J., DARDENNE, M. A. **Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional.** Geonomos, v. 2, n. 12, p. 1-14. 2012.

UHLEIN. G. J. **Proveniência Sedimentar E Estratigrafia Das Formações Carrancas E Lagoa Formosa E A Evolução Do Grupo Bambuí (635-570 Ma ) Em Minas Gerais.** Dissertação de Mestrado (Programa de Pós-Graduação Em Geologia- Instituto de Geociências) Universidade Federal de Minas Gerais, p.144, Belo Horizonte, 2014.

VALERIANO, C. D. E. M., & SIMÕES, L. S. A. ***Geochemistry Of Proterozoic Mafic Rocks From The Passos Nappe Minas Gerais, Brazil: Tectonic Implications To The Evolution Of The Southern Brasilia Belt.*** Revista Brasileira de Geociências, 27(1), 99–110, 1997.

VALERIANO, C. M., DARDENNE, M. A., FONSECA, M. A., SIMÕES, L. S. A., SEER, H. J. **A Evolução tectônica da Faixa Brasília.** In: Geologia do continente sul-americano. V. Mantesso-Net, A. Bartorelli, C. Carneiro, B. Bley de Brito-Neves. p. 575–592, 2004.

VIEIRA, L. C., ALMEIDA, R. P., TRINDADE, R. I. F., NOGUEIRA, A. C. R., & JANIKIAN, L. . **A Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais.** Revista Brasileira de Geociências, 37(4), 1–14, 2007.

VIEIRA, A.C.B., **Geologia, Química Mineral e Possíveis Implicações Genéticas Do Depósito Diamantífero De Romaria (MG).** Tese de Mestrado (Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri). Diamantina, 2020.