



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

CAMPUS MONTE CARMELO

INSTITUTO DE GEOGRAFIA – GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ARTHUR RODRIGUES DE FARIA

MAPEAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO GRANITO

DOURADOS ASSOCIADO AO COMPLEXO MONTE CARMELO,

DOURADOQUARA-MG

MONTE CARMELO–MG

2026

ARTHUR RODRIGUES DE FARIA

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO GRANITO
DOURADOS ASSOCIADO AO COMPLEXO MONTE CARMELO,
DOURADOQUARA-MG**

Trabalho de Conclusão de
Curso II apresentado à
Universidade Federal de
Uberlândia como requisito para
obtenção do título de bacharel em
Geologia.

Orientador: Prof. Dr.
Otávio Augusto Ruiz Paccola
Vieira.

MONTE CARMELO-MG

2026

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais, Cristiane Sarmento Rodrigues e Paulo Elizio de Faria Júnior, por sempre acreditarem em mim e me apoiarem de forma incondicional, sem vocês nada disso seria possível. Agradeço também à minha irmã, Marina Rodrigues de Faria, às minhas avós, Vilma e Maria Stael, e aos meus padrinhos Vanessa e Alexandre, por todo incentivo e ajuda prestada quando me foi necessário, vocês foram essenciais para que eu pudesse chegar até aqui.

Ao meu orientador, Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira, meu sincero agradecimento por toda ajuda, paciência e ensinamentos compartilhados, foram de grande valor pra minha formação acadêmica. A todos docentes do curso de geologia da UFU, meu muito obrigado, tenho enorme satisfação em ter tido tantos aprendizados com excelentes profissionais.

Não poderia deixar de agradecer aos grandes parceiros que conheci através da geologia, Leonardo, Felipe, Vinícius (Dallas) e Kaio. Além de todo conhecimento compartilhado, vocês foram uma verdadeira família ao longo dessa graduação, sendo companhia em grandes momentos de alegria e suporte em momentos difíceis, vocês foram certamente muito importantes nessa jornada. Aos meus amigos João Pedro (Cheepas), João Vitor (Foca) e Octávio (Tata), meu agradecimento por toda ajuda e parceria nessa graduação.

RESUMO

Ao longo da Faixa Brasília Meridional, edificada no neoproterozoico a partir da amalgamação da porção oeste do Gondwana, são caracterizados corpos graníticos de diferentes tipos, tanto pré-colisionais quanto sin e pós-colisionais. O Complexo Monte Carmelo se trata de um batólito fortemente deformado, situado entre os municípios de Monte Carmelo-MG e Abadia dos Dourados-MG, com diferentes litotipos associados como monzogranito, sienito, granodiorito e tonalito. Sua origem é ligada a dois períodos distintos, sendo a de 790 Ma relacionada a granitos metaluminosos formados em ambiente de arco magmático e a de 630 Ma relacionada a granitos do tipo S sin-colisionais. O Granito Dourados, individualizado e caracterizado no presente trabalho, é aflorante nas margens do rio homônimo no município de Douradoquara-MG, sendo aqui classificado como um monzogranito peraluminoso e subdividido em três fácies graníticas a partir de mapeamento geológico em escala 1:25.000, descrição petrográfica e análise litogeoquímica. A fácies hololeucocrática representa uma pequena lente na borda noroeste do corpo e corresponde a biotita monzogranito com estrutura isotrópica e textura inequigranular média, havendo uma predominância de minerais félsicos como quartzo, microclínio e oligoclásio em relação aos filossilicáticos, como biotita e muscovita. A associação de fácies leucocrática é caracterizada pela predominância da fácies muscovita-biotita monzogranito em relação a fácies granada-muscovita-biotita monzogranito. Ambas possuem trama planar espaçada e anastomosada, com domínio de clivagem filossilicática envolvendo micrólitos quartzo-feldspáticos. A textura dessas fácies também é equivalente, sendo predominantemente equigranular fina a média, com pequenos termos inequigranulares. Dessa forma, a distinção entre elas se dá principalmente pela presença de granada em uma delas, que ocorre tanto passando para biotita quanto inclusa nos cristais de biotita, o que permite assim identificar minimamente duas fases de formação da biotita, assim como visto para a muscovita. A ocorrência secundária dos minerais filossilicáticos, somada à minerais opacos, epidoto, sericita e saussurita indica um processo hidrotermal potássico fortemente associado à intrusão do Granito Dourados, sendo visível também pelo comportamento da anomalia de K no mapa gamaespectométrico. O uso da gamaespectometria auxilia, além do mapeamento de processos pós-magmáticos, na delimitação do corpo granítico a partir das anomalias de Th e U, que são elementos menos móveis e presentes em minerais acessórios como a monazita. A intrusão granítica se aproveita da foliação das rochas metassedimentares do Grupo Araxá para se ascender, o que resulta em um contato difuso entre as unidades. O litotipo principal das encaixantes é representado por granada-muscovita-biotita xisto, que apresenta aumento

gradativo da quantidade de feldspato conforme a aproximação do Granito Dourados, além dos granada anfibolitos representando a porção metamáfica da melange ofiolítica do Grupo Araxá. A partir dos dados geoquímicos obtidos, pode-se afirmar que o Granito Dourados é pré a sin-colisional, gerado a partir da fusão crustal parcial de rochas metassedimentares em níveis crustais profundos, associados ao espessamento crustal em ambiente de arco vulcânico continental. O Granito Dourados pode ser classificado como cálcio-alcálico, com teores entre 66 a 70% de SiO_2 , alta porcentagem de Al_2O_3 e é enriquecido em elementos terras raras leves em relação aos pesados.

Palavras-Chave: Granito; Faixa Brasília Meridional; Complexo Monte Carmelo; Mapeamento Geológico; Descrição Faciológica; Litogeoquímica.

ABSTRACT

In the extension of the Southern Brasília Belt, built up during the Neoproterozoic from the amalgamation of the western portion of Gondwana, granitic bodies of different types are characterized, both pre-collisional and syn- and post-collisional. The Monte Carmelo Complex is a heavily deformed batholith, located between the municipalities of Monte Carmelo-MG and Abadia dos Dourados-MG, with different associated lithotypes such as monzogranite, syenite, granodiorite, and tonalite. Its origin is linked to two distinct periods, the 790 Ma period related to metaluminous granites formed in a magmatic arc environment and the 630 Ma period related to syn-collisional S-type granites. The Dourados Granite, identified and characterized in this study, outcrops on the banks of the river of the same name in the municipality of Douradoquara-MG, and is classified here as a peraluminous monzogranite and subdivided into three granitic facies based on geological mapping at a scale of 1:25,000, petrographic description, and lithogeochemical analysis. The hololeucocratic facies represents a small lens on the northwestern edge of the body and corresponds to biotite monzogranite with an isotropic structure and medium inequigranular texture, with a predominance of felsic minerals such as quartz, microcline, and oligoclase in relation to phyllosilicates such as biotite and muscovite. The leucocratic facies association is characterized by the predominance of the muscovite-biotite monzogranite facies in relation to the garnet-muscovite-biotite monzogranite facies. Both have a spaced and anastomosing planar structure, with a phyllosilicate cleavage domain involving quartz-feldspathic microlithons. The texture of these facies is also equivalent, being predominantly fine to medium equigranular, with small inequigranular terms. Thus, the distinction between them is mainly due to the presence of garnet in one of them, which occurs both transitioning to biotite and included within biotite crystals, allowing for the minimal identification of two phases of biotite formation, as seen for muscovite. The secondary occurrence of phyllosilicate minerals, added to opaque minerals, epidote, sericite, and saussurite, indicates a potassic hydrothermal process strongly associated with the intrusion of the Dourados Granite, also visible in the behavior of the K anomaly in the gamma-ray spectrometry map. The use of gamma-ray spectrometry assists, in addition to mapping post-magmatic processes, in delimiting the granitic body based on Th and U anomalies, which are less mobile elements and present in accessory minerals such as monazite. The granitic intrusion takes advantage of the foliation of the metasedimentary rocks of the Araxá Group to ascend, resulting in a diffuse contact between the units. The main lithotype of the host rocks is represented by garnet-muscovite-biotite schist, which shows a gradual increase in the amount of feldspar as it approaches the Dourados Granite, in addition to garnet amphibolites

representing the metamafic portion of the ophiolitic melange of the Araxá Group. From the geochemical data obtained, it can be stated that the Dourados Granite is syn-collisional, generated from the partial crustal melting of metasedimentary rocks at deep crustal levels, associated with crustal thickening in a continental volcanic arc environment. The Dourados Granite can be classified as calc-alkaline, with contents between 66 and 70% SiO₂, a high percentage of Al₂O₃, and is enriched in light rare earth elements relative to heavy ones.

Keywords: Granite; Southern Brasília Belt; Monte Carmelo Complex; Geological Mapping; Facies Description; Lithogeochemistry.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da área de pesquisa.	3
Figura 2: Mapa de pontos da área de estudo.	7
Figura 3: Unidades tectônicas da Faixa Brasília	12
Figura 4: Granitoides na FBM.	13
Figura 5: Mapa geológico da região de Monte Carmelo e Abadia dos Dourados.	17
Figura 6: Mapas aerogamaespectrométricos da área de estudo.	18
Figura 7: Mapa geológico da área de estudo.	21
Figura 8: Relevo e perfil de alteração relacionado ao granada-muscovita-biotita xisto.....	22
Figura 9: Estruturas e formas de afloramento do granada-muscovita-biotita xisto.....	23
Figura 10: Relação entre o granada-muscovita-biotita xisto e o Granito Dourados.....	24
Figura 11: Relevo associado ao granada anfibolito.	25
Figura 12: Estrutura, textura e formas de afloramento do granada anfibolito	26
Figura 13: Relevo associado ao Granito Dourados.....	27
Figura 14: Diagrama QAP com os pontos com lâmina petrográfica plotados.....	27
Figura 15: Formas de afloramento, alteração da fácies granada-muscovita-biotita monzogranito e sua relação com o granada-muscovita-biotita xisto.....	29
Figura 16: Estrutura, textura e mineralogia da fácies granada-muscovita-biotita monzogranito.....	31
Figura 17: Texturas da granada na fácies granada-muscovita-biotita xisto.	32
Figura 18: Estruturas da fácies muscovita-biotita monzogranito	33
Figura 19: Estrutura, textura e mineralogia essencial da fácies muscovita-biotita monzogranito.....	34
Figura 20: Mineralogia acessória e secundária da fácies muscovita-biotita monzogranito....	36
Figura 21: Estrutura, textura e mineralogia essencial da fácies hololeucocrática.	37
Figura 22: Mineralogia acessória e secundária da fácies hololeucocrática.	39
Figura 23: Cobertura marcada por planície de inundação do Rio Dourados.....	40
Figura 24: Diagramas de Harker (1909) com variação dos elementos maiores para as rochas do Granito Dourados.	43
Figura 25: Diagramas binários para elementos traços das rochas do Granito Dourados.....	44
Figura 26: Diagramas geoquímicos de classificação das amostras do Granito Dourados.....	47
Figura 27: Diagramas geoquímicos composicionais do protólito sedimentar para elementos traços	48

Figura 28: Diagramas de multielementos incompatíveis e elementos terra raras para as amostras do Granito Dourados.	49
Figura 29: Seção geológica A-A' da área de estudo.	51

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Tabela síntese sobre as fácies do Granito Dourados..... 28

Tabela 2: Resultado de análises geoquímicas de amostras das faciologias do Granito Dourados. 41

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Bt – Biotita.

CSF – Cráton São Francisco.

Cnz- Clinozoisita.

Epd – Epidoto.

FBM – Faixa Brasília Meridional.

Flu – Fluorita.

Grt – Granada.

Mc – Microclínio.

Mnz – Monazita.

Msc – Muscovita.

Olg – Oligoclásio.

Qz – Quartzo.

Rt – Rutilo.

Zr – Zircão.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivos.....	2
1.1.1. Objetivo Geral	2
1.1.2. Objetivos Específicos.....	2
1.2. Justificativa	2
1.3. Localização e Vias de Acesso.....	3
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	4
2.1. Pré-campo.....	4
2.1.1. Revisão bibliográfica.....	4
2.1.2. Produção da base cartográfica	4
2.1.3. Processamento de dados aerogamaespectrométricos.....	5
2.2. Atividade de Campo	6
2.3. Pós-Campo	8
2.3.1. Petrografia	8
2.3.2. Análise química de rocha total e multielementar	8
2.3.3. Etapa de conclusão	9
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	10
3.1. Contexto Tectônico	10
3.2. Faixa Brasília Meridional	11
3.3. Grupo Araxá	14

3.4.	Complexo Monte Carmelo	15
3.5.	Granitogênese na Faixa Brasília Meridional	16
4.	GEOLOGIA LOCAL	18
4.1.	Anomalias Gamaespectrométricas	18
4.1.1.	Anomalias Negativas	18
4.1.2.	Anomalias Positivas.....	19
4.1.2.1.	Anomalias de U e Th.....	19
4.1.2.2.	Anomalias de K	19
4.1.3.	Mapa Ternário	20
4.2.	Unidades Litoestratigráficas.....	20
4.2.1.	Grupo Araxá	21
4.2.1.1.	Granada-Muscovita-Biotita Xisto	21
4.2.1.2.	Granada Anfibolito	24
4.2.2.	Complexo Monte Carmelo.....	26
4.2.2.1.	Associação de Fácies Leucocrática	29
4.2.2.1.1.	Fácies Granada-Muscovita-Biotita Monzogranito.....	29
4.2.2.1.2.	Fácies Muscovita-Biotita Monzogranito	32
4.2.2.2.	Fácies Hololeucocrática	36
4.2.3.	Coberturas Recentes	39
4.3.	Litogeoquímica.....	40
4.3.1.	Elementos Maiores	40
4.3.2.	Elementos Menores	42

4.3.3.	Classificação Petrográfica x Elementos Maiores e Menores	45
4.3.4.	Classificação Petrogenética	46
4.3.5.	Elementos Traços.....	46
5.	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	50
5.1.	Estruturação do Granito Dourados e relação com as rochas encaixantes.	50
5.2.	Fácies graníticas e sequência de cristalização magmática	51
5.3.	Fases minerais e processos pós-magmáticos	53
5.4.	Ambiente de formação e gênese do Granito Dourados	54
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	56

1. INTRODUÇÃO

No mapeamento geológico realizado pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) no município de Douradoquara-MG, um corpo granítico não diferenciado, aflorante nas margens do Rio Dourados, é associado ao Complexo Monte Carmelo. Esse Complexo se compreende como um batólito intensamente deformado, situado entre as cidades de Monte Carmelo-MG e Abadia dos Dourados-MG, tendo como encaixantes rochas metapelíticas e metamáficas do Grupo Araxá (Seer e Moraes, 2013).

A gênese do Complexo Monte Carmelo, assim como a de demais granitoides na região do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba, é associada a formação da zona interna da Faixa Brasília Meridional (Seer *et al.*, 2005). Esse setor do orógeno foi edificado ao longo do Neoproterozoico durante o ciclo brasileiro e é caracterizado pela aloctonia de suas unidades devido a um sistema de *nappes* com vergência para o Cráton São Francisco (Fuck *et al.*, 1994).

Os corpos granitoides na Faixa Brasília Meridional foram inicialmente estudados por Barbosa (1937), que os identificou em busca de uma possível influência desses no metamorfismo das rochas encaixantes. O trabalho de Barbosa *et al.* (1970) classificou os granitos e gnaisses regionais como pertencentes ao embasamento do Grupo Araxá, o que foi contestado por Besang *et al.* (1977), após estudos geocronológicos Rb-Sr em alguns corpos próximos a cidade de Araxá-MG.

Grandes avanços no entendimento da granitogênese na Faixa Brasília Meridional (FBM) foram alcançados pelos trabalhos de Seer *et al.* (2005), que ligaram os granitoides regionais a ambientes colisionais de formação a partir de análises petrográficas, geoquímicas e estruturais dos mesmos, e pelo trabalho de Seer e Moraes (2013), que a partir de dados geocronológicos e geoquímicos em métodos U-Pb e Sm-Nd, definiram três estágios de magmatismo granítico pré e sin-colisionais para a FBM.

Na Folha Catalão (SE.23-Y-A-I), confeccionada por Moura e Boa (2013) em escala 1:100.000, o corpo alvo de estudo não é nomeado nem detalhado, com sua delimitação espacial definida a partir de mapas gamaespectrométricos de Th e U. Segundo os mesmos autores, o Complexo Monte Carmelo na região se localiza em zona de alto *strain*, como em zonas miloníticas e núcleos de dobras anticlinais, com texturas equigranulares e porfiríticas finas a grossas e mineralogia principal com quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e muscovita.

O presente trabalho propôs um mapeamento em escala de detalhe (1:25.000) deste corpo

indiferenciado do Complexo Monte Carmelo e sua nomenclatura como Granito Dourados devido sua área tipo de ocorrência ser nas margens do rio homônimo. Sua classificação foi aqui definida como um muscovita-biotita monzogranito, com variações faciológicas em granada-muscovita-biotita monzogranito e biotita monzogranito.

A partir de análise petrográfica foram observadas variações na quantidade de minerais máficos, com leves contrastes na textura e estrutura das rochas. A forma e tamanho do corpo foram redefinidas em relação ao que foi estabelecido pela CODEMIG. O Granito Dourados é classificado, de forma composicional, como um granito tipo-S, rico em sílica e alumina, com predominância de elementos terras raras leves em relação aos pesados, corroborando assim com sua origem pré a sin-colisional por fusão crustal de rochas metassedimentares em nível profundo de arco magmático.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo Geral

O trabalho contribuiu para a caracterização, classificação e delimitação de um corpo constituinte do Complexo Monte Carmelo, bem como analisou os processos e ambientes de formação do mesmo em conjunto com as proposições presentes na literatura.

1.1.2. Objetivos Específicos

Esse projeto teve como objetivo realizar o mapeamento geológico do Granito Dourados na escala 1:25.000, com descrição particularizada das relações de contato com as rochas encaixantes, bem como a caracterização estrutural, textural e mineralógica do corpo, estabelecendo assim as variações faciológicas presentes ao longo de sua extensão.

Além disso serão realizadas análises geoquímicas de rocha total e multielementar das diferentes fácies estabelecidas, com contagem de elementos maiores, menores e traço.

1.2. Justificativa

O mapeamento pormenorizado de corpos que constituem o Complexo Monte Carmelo é necessário pois há escassez de trabalhos que os delimitem, bem como caracterize-os em detalhe, com enfoque na distinção faciológica presente.

Ulbrich *et al.* (2001) discutem em seu trabalho a importância do mapeamento de detalhe em escala entre 1:10.000 e 1:25.000 para estudos geoquímicos e geocronológicos regionais, que são predominantes para o Complexo Monte Carmelo. Segundo esses autores, o mapeamento faciológico de corpos plutônicos é a ferramenta principal para fundamentar

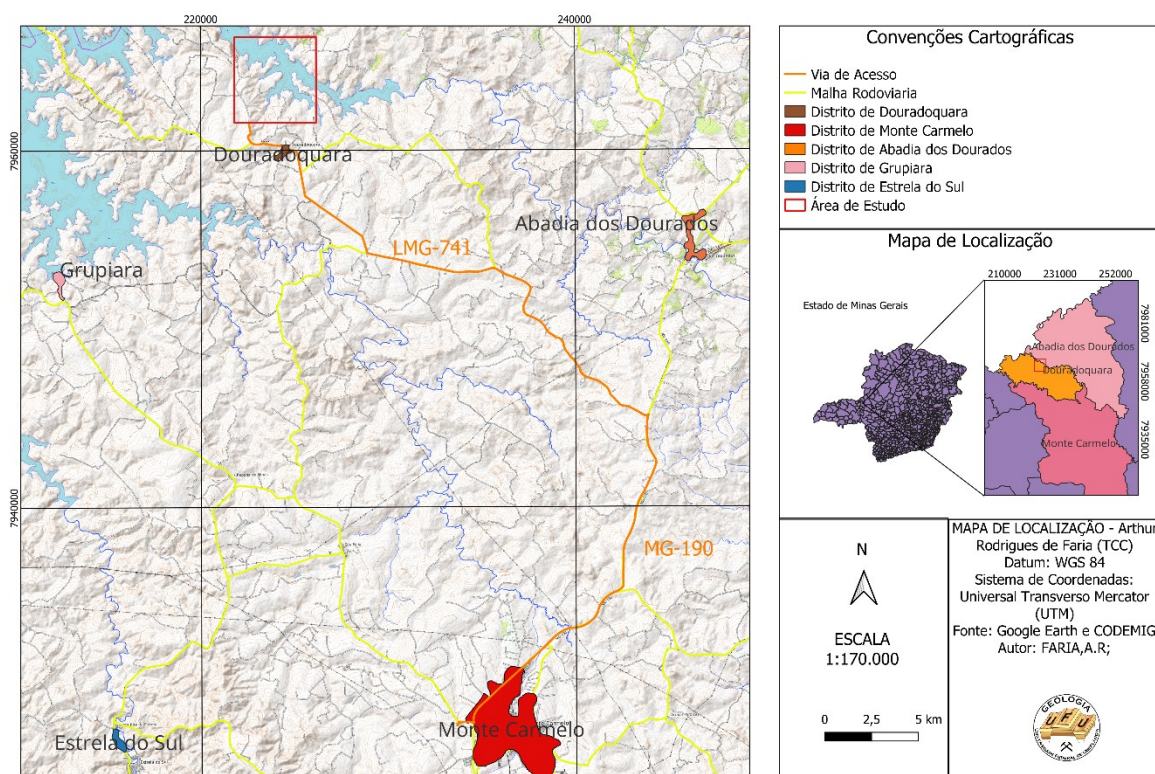
interpretações obtidas por esses métodos, como controles de colocação de magmas, idades relativas de diferentes pulsos ígneos, evolução geoquímica do magma e condições de cristalização.

1.3. Localização e Vias de Acesso

A área de estudo se encontra à sudeste na Folha Catalão (SE.23-Y-A-I), nas coordenadas UTM (221800, 7966369; 226171, 7961554) zona 23 Sul. O corpo granítico Dourados é aflorante nas margens do rio homônimo, a noroeste do município de Douradoquara.

A área se encontra a 52 km da cidade de Monte Carmelo-MG e, para acessá-la é necessário percorrer 21 km na rodovia MG-190, até pegar o trevo de acesso para a cidade de Douradoquara-MG, onde se irá percorrer 27 km em estrada não pavimentada pela LMG-741. Ao chegar na cidade, deve-se acessar a Rodovia Gustavo Capanema por 4 km até que se chegue na borda sul do polígono de estudo (Figura 1). Ao longo da área, para se acessar as diferentes localidades, são utilizadas vias marginais secundárias.

Figura 1: Mapa de localização da área de pesquisa.



Fonte: O autor.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos no trabalho, foram empregadas diferentes metodologias, organizadas em três etapas, sendo elas: pré-campo, campo e pós-campo.

2.1. Pré-campo

2.1.1. Revisão bibliográfica

Inicialmente, foi realizada uma revisão bibliográfica dos principais trabalhos sobre petrografia, petrogênese dos granitos regionais, análise estrutural e geotectônica da região do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba, o que possibilitou conhecer melhor o contexto geológico da área de estudo. Tais bibliografias foram encontradas no portal de periódicos da CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), em repositórios acadêmicos e em revistas geocientíficas.

2.1.2. Produção da base cartográfica

Essa etapa consiste na aquisição e processamento de dados disponíveis em diferentes plataformas, a fim de interpretá-los e assim desenvolver mapas preliminares para a atividade de campo. Esses mapas têm por objetivo auxiliar no planejamento de rotas, além de identificar possíveis estruturas, contatos litológicos e ocorrências do granito na área.

As fontes de dados utilizados para a produção da base cartográfica foram: imagens de radar pelos portais da NASA, dados topográficos pelo projeto TOPODATA, do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) e dados geológicos pelos portais da CODEMIG. O processamento dos referidos dados foi feito no *software* QGIS, com os mapas no sistema de referências geográficas UTM (*Universal Transversa de Mercator*) e Datum WGS 84 zona 23S. Todos os mapas fizeram uso da escala 1:25.000.

A partir da imagem de radar, foi realizada a vetorização de estradas e drenagens ao longo da área, que somadas as curvas de nível anteriormente extraídas, compuseram o mapa base topográfico, importante para a plotagem dos pontos de campo. Para o mapa fotolitológico (APÊNDICE A) foram vetorizados fotolineamentos e separadas zonas com mesmas características de reflectância e rugosidade do relevo.

O mapa de relevo sombreado (APÊNDICE B) visa analisar uma possível relação entre o relevo e a intrusão do Granito Dourados. Além disso, foi destacada a diferença de tamanho e geometria do corpo granítico definido pelo presente trabalho e pelo mapeamento da CODEMIG.

2.1.3. Processamento de dados aerogamaespectrométricos

O levantamento aerogamaespectrométrico é uma ferramenta indireta capaz de calcular a variação geoquímica dos elementos potássio, tório e urânio em determinada área a partir da radiação gama emitida por eles e captada pelos sensores do gamaespectrômetro (Dickson e Scott, 1997). Os resultados obtidos irão refletir a quantidade desses elementos nas rochas e solos apenas nos 40 cm mais superficiais do terreno, já que essa é a profundidade limítrofe em que a radiação consegue ser captada pelos sensores (Ferreira *et al.*, 2016). A variação na quantidade de K, Th e U em determinado local indica geralmente uma mudança litológica, mas, segundo Dickson e Scott (1997), pode também estar associada a diferentes graus de intemperismo ou a presença de mineralizações.

Segundo Ferreira *et al.* (2016), o potássio está relacionado predominantemente a rochas ígneas ácidas e metamórficas micáceas e quartzo-feldspáticas, mais especificamente a minerais como ortoclásio, microclínio, biotita e muscovita, com concentrações nesses variada entre 8 e 13%. Ainda de acordo com esses autores, o K é solúvel e facilmente lixiviado durante o intemperismo, o que leva este elemento a estar em regiões de clima tropical bastante concentrado em argilominerais como caulinita e esmectita.

O urânio é menos abundante na crosta em relação ao K e ocorre de duas formas: a predominante e mais reduzida (U^{4+}), insolúvel e geralmente contida em minerais acessórios como zircão e monazita; outra mais oxidada (U^{6+}), que se completa com ânions CO_3 , SO_4 e PO_4 e o torna solúvel até que seja adsorvido a óxidos de ferro hidratados, argilominerais ou precipitados em ambientes redutores (Langmuir, 1978). O U é mais enriquecido em granitoides evoluídos, relacionados muitas vezes a metais raros e a fenômenos pós-magmáticos de fluidos hidrotermais (Ferreira *et al.*, 2016).

O tório também é um elemento minoritário na crosta terrestre, com ocorrência em rochas ígneas ácidas evoluídas e em minerais como zircão, monazita e allanita (Dickson e Scott, 1997). Segundo esses autores, esse elemento ocorre em apenas um estado de valência, que não é solúvel, restringindo assim a ocorrência desse em determinada área.

Desde a década de 1970, o Serviço Geológico do Brasil (SGB) vem desenvolvendo levantamentos aerogeofísicos de forma sistemática no território brasileiro (Ferreira *et al.*, 2016). Em 2006, em parceria com a Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG), foi realizado o Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, com dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos que abrangem diferentes porções do estado,

com a área do presente estudo localizada na Área 7, que compreende municípios do sudoeste mineiro.

Nesse levantamento, a altura do voo foi fixada em 100 metros, com as linhas de voo orientadas na direção N-S com espaçamento de 0,4 km e as linhas de controle orientadas E-W com espaçamento de 8 km (CODEMIG, 2006). Ainda segundo o relatório, a velocidade aproximada do voo foi de 280 km/h, sendo realizada nos gamaespectrômetros uma leitura por segundo, posicionada com sistema GPS de precisão melhor do que 10 m, o que resulta em medições a intervalos de aproximadamente 78 metros no terreno. Foram usados gamaespectrômetros EXPLORANIUM, modelo GR-820 com 256 canais espectrais, sendo a calibração dos sistemas detectores feita em duas etapas, com a primeira estática e a segunda dinâmica, ambas empregando fontes padronizadas (CODEMIG, 2006).

O processamento dos dados foi feito segundo os procedimentos recomendados pela Agência Internacional de Energia Atômica (CODEMIG, 2006). Ao que consta no relatório técnico, nesse processo foram realizadas as correções altimétrica, de tempo morto e do Efeito Compton, além de filtragem dos dados, remoção de *backgrounds* da aeronave e cósmico e conversão para concentração de elementos.

No presente trabalho, foram adquiridos, corrigidos e reprocessados os dados da Área 7 do Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais no *software* OASIS. A partir disso, foi confeccionado o mapa aerogamaespectrométrico da área (APÊNDICE C), destacando o posicionamento e geometria das anomalias positivas e negativas de K, U e Th, além de um mapa ternário indicando onde há a maior concentração de cada um deles. Esses mapas servem de auxílio para a identificação dos limites do corpo granítico, além de áreas com maior exposição de rochas frescas e maior atuação de processos hidrotermais.

2.2. Atividade de Campo

Ao longo do mês de dezembro de 2024, foram realizadas cinco visitas de campo à área de estudo para mapear o Granito Dourados e suas fácies, além de suas rochas encaixantes.

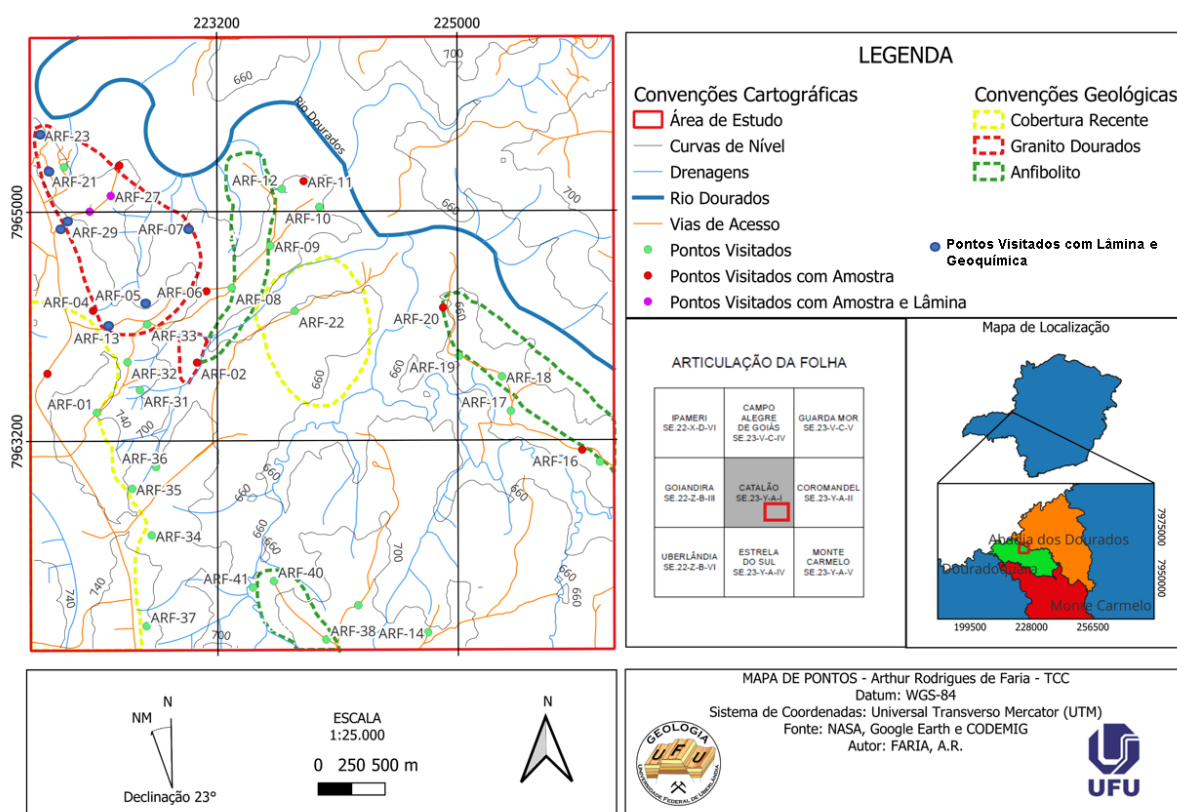
Segundo Ulbrich *et al.* (2001), a fácies granítica pode ser definida em campo a partir das diferenças estruturais, texturais e mineralógicas observadas em amostras de mão. Ainda de acordo com os autores, essa unidade litoestratigráfica é informal e de menor hierarquia, sendo ela de cunho descritivo, porém capaz de fornecer informações petrogenéticas às rochas.

A realização dessa etapa seguiu as definições e métodos apresentados por Ulbrich *et al.*

(2001) para o mapeamento faciológico, com acréscimo de análises geomorfológicas, pedológicas e estruturais que contribuíram para a melhor caracterização da área.

No total, foram 41 pontos visitados, plotados no aplicativo Avenza Maps sobre o mapa base topográfico, o que permitiu confeccionar posteriormente no *software* Qgis o mapa de pontos (Figura 2 e APÊNDICE D), com identificação de qual unidade foi observada em cada um deles, além de quais possuem amostras representativas e em quais foram confeccionadas lâminas petrográficas.

Figura 2: Mapa de pontos da área de estudo.



Fonte: O autor.

Os materiais usados ao longo dessa etapa foram: martelo geológico para a retirada de amostras, sacos plásticos para armazenar as amostras, fitas e canetas para identificar as amostras, caderneta de campo para as anotações de campo, imã para a identificação de magnetização, lupa para classificação mineral, bússola Clar para medição de estruturas e orientação em campo e smartphone para plotar os pontos visitados no aplicativo Avenza Maps.

2.3. Pós-Campo

2.3.1. Petrografia

Nessa etapa foram separadas as 16 amostras representativas das fácies graníticas identificadas em campo para a produção de 6 lâminas petrográficas no laboratório petrográfico da UFPE. As fácies de menor ocorrência obtiveram, para cada, uma lâmina petrográfica representativa, enquanto a fácies mais abundante foi representada por quatro lâminas.

A análise microscópica das rochas foi realizada no Laboratório de Microscopia e Petrografia da Universidade Federal de Uberlândia – Campus Monte Carmelo para a identificação dos minerais e suas respectivas texturas, além da textura e estrutura da rocha. Com isso, foi possível a classificação das rochas quanto ao modelo de Streckeisen (1976), que adota em um diagrama ternário a quantidade de plagioclásios, feldspatos e quartzo na rocha.

2.3.2. Análise química de rocha total e multielementar

As análises litogeoquímicas de rocha total e multielementar para elementos maiores, menores, traço e terras raras das amostras do Granito Dourados foram realizadas no laboratório de geoquímica – SGS Geosol Laboratórios Ltda, para 7 amostras.

Segundo Chiaramonti e Mantovani (2015), em geologia e geoquímica, os elementos maiores e menores de uma rocha são aqueles que representam respectivamente, mais de 1% e entre 1 e 0,1% de uma rocha. Segundo esses autores, as fases mineralógicas com esses elementos é constituída principalmente por silicatos e óxidos.

Os elementos traço, de acordo com Becker (2007), são aqueles com concentração inferior a 0,1% da massa de um material. Hossain et al. (2021) define os elementos traço como aqueles que não estão entre os mais abundantes da crosta terrestre e que, segundo Wegner (2022), podem fornecer informações mais precisas sobre a gênese de rochas e minerais.

Os elementos traço possuem comportamento geoquímico distinto a partir do tipo de rocha e processos vigentes na gênese de cada uma (Rollinson, 1993), podendo serem classificados de diferentes formas, como: elementos terras raras (ETR), metais do grupo da platina (MGP), metais de transição (MT), elementos de campo forte (HFSE) e elementos litófilos de íon grande (LILE). Nos sistemas magmáticos, esses elementos podem ser compatíveis ou incompatíveis a com a fase *melt* ou com a fase mineral (Rollinson, 1993).

Os elementos maiores têm concentração em porcentagem e, no presente trabalho, foram

quantificados através de fluorescência de raios X, com uso de pastilha fundida em meio com tetraborato de lítio. Esse método, segundo Ferreti (2009), identifica os elementos a partir da radiação de fluorescência emitida pelos mesmos e a concentração pela intensidade da radiação.

Os elementos menores têm concentração em ppm e foram quantificados através de espectrômetro óptico com plasma acoplado (ICP-OES), a partir de fusão com tetraborato de lítio. O ICP-OES é uma metodologia analítica capaz de fazer detecção multielementar de uma amostra a partir dos fótons de luz emitidos por cada elemento ao se excitar os átomos com o calor do plasma quente acoplado ao equipamento (Petry, 2005).

Os elementos terras raras foram quantificados por espectrômetro de massa em plasma acoplado indutivamente (ICP-MS), após fusão utilizando metaborato / tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico. O ICP-MS é uma técnica de detecção e quantificação multielementar de baixo limite de detecção, que usa um espectrômetro para atrair íons positivos de um plasma a partir de um campo magnético e separá-los em função da razão massa/carga dos mesmos (Gine-Rosias, 1999).

A partir dos resultados obtidos por esses métodos, foi possível elaborar gráficos no software *Petrograph*, a fim de analisá-los quanto a relação quantitativa entre os diferentes elementos. Os dados foram plotados em diagramas classificatórios petrográficos e geotectônicos visando a interpretação genética do Granito Dourados.

2.3.3. Etapa de conclusão

A partir da integração dos dados de petrografia e mapeamento geológico foi possível elaborar o mapa geológico (APÊNDICE E), delimitando o corpo granítico com suas diferentes fácies e as encaixantes, além da identificação estrutural e dos litotipos com breve descrição.

Por fim, é possível elaborar o presente relatório no Microsoft Word, com figuras produzidas no *software* CorelDraw. Nele, há a explanação dos principais objetivos, métodos e resultados do trabalho, além de discussões petrogenéticas do Granito Dourados a partir da comparação dos dados obtidos ao longo do trabalho com aqueles presentes na literatura.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. Contexto Tectônico

No Brasil Central, a Província Estrutural Tocantins caracteriza-se como um sistema orogênico neoproterozoico formado entre 780 e 520 Ma, decorrente do ciclo brasileiro, responsável pela formação da parte oeste do paleocontinente Gondwana (Unrug, 1997). Esse evento tectônico se inicia a partir de uma tafrogênese toniana entre 1000 e 750 Ma, que desmembrou o Supercontinente Rodínia e formou um grande oceano chamado Brasilides (Brito Neves *et al.*, 1999).

A Província Tocantins foi formada pela colisão de três blocos continentais: o Cráton Amazônico, a oeste; Cráton São Francisco (CSF), a leste; e Cráton Paranapanema, a oeste (Almeida *et al.*, 1981). É subdividida em três faixas orogênicas de evolução diacrônica, que possuem diferentes padrões estruturais: Faixas Araguaia e Paraguai, respectivamente nas partes setentrional e meridional da Província, se posicionando na borda leste do Cráton Amazônico com transporte tectônico para oeste e metamorfismo progressivo para leste (Almeida *et al.*, 1981); e Faixa Brasília, que segundo estudos de Almeida (1967; 1968), Almeida *et al.* (1976; 1977; 1981) e Hasui & Almeida (1970), é composta por rochas metassedimentares depositadas e deformadas na borda oeste do Cráton São Francisco, com transporte tectônico para leste e metamorfismo progressivo para oeste.

No trabalho de Fuck *et al.* (1994), a Faixa Brasília foi subdividida em cinco diferentes domínios: (I) Zona Cratônica, representada por rochas metassedimentares autóctones do Grupo Bambuí, de deposição glacial e em mar epicontinental, com deformações epidérmicas caracterizadas por dobramentos suaves; (II) Zona Externa, representada por rochas metassedimentares de margem passiva e antepaís dos Grupos Canastra, Ibiá, Paranoá, Araí e Serra da Mesa, além de porções do embasamento, havendo dobramentos, empurrões de nível crustal raso, extensas zonas de cisalhamento rúptil de baixo ângulo e sistemas transcorrentes; (III) Zona Interna, representada por unidades alóctones metassedimentares e metaígneas do Grupo Araxá e Andrelândia, além de janelas do embasamento e granitos sin-colisionais, com forte imbricação tectônica que marca um sistema de nappes de empurrão; (IV) Arco Magmático de Goiás, que compreende terrenos ortognáissicos e sequências vulcânico-sedimentares neoproterozoicas que representam uma crosta juvenil formada em estágios de arco insular e arco continental no processo de fechamento do oceano Brasilides; (V) Maciço de Goiás, que compreende terrenos granito-greenstone arqueanos e terrenos ortognáissicos paleoproterozoicos com comportamento independente durante o evento brasileiro,

representando assim um microcontinente envolvido nesse processo. A figura 3 ilustra o posicionamento das unidades mencionadas na extensão da Faixa Brasília, bem como quais delas estão presentes na área de estudo.

Uma outra subdivisão da Faixa Brasília foi proposta por Valeriano *et al.* (2004), ao observarem que sua porção setentrional e meridional possuem diferentes orientações, com a primeira para NE e a segunda para NW. Assim, essa classificação subdivide o cinturão em dois segmentos, que se encontram na altura do paralelo de Brasília em lineamentos de orientação E-W, marcando assim a Megaflexura dos Pirineus, anteriormente descrita por Araújo Filho (2000). Segundo Strieder (1993), a mudança de orientação nos segmentos se deve por um efeito de idetação causado pela feição paleocontinental do Cráton São Francisco no processo colisional.

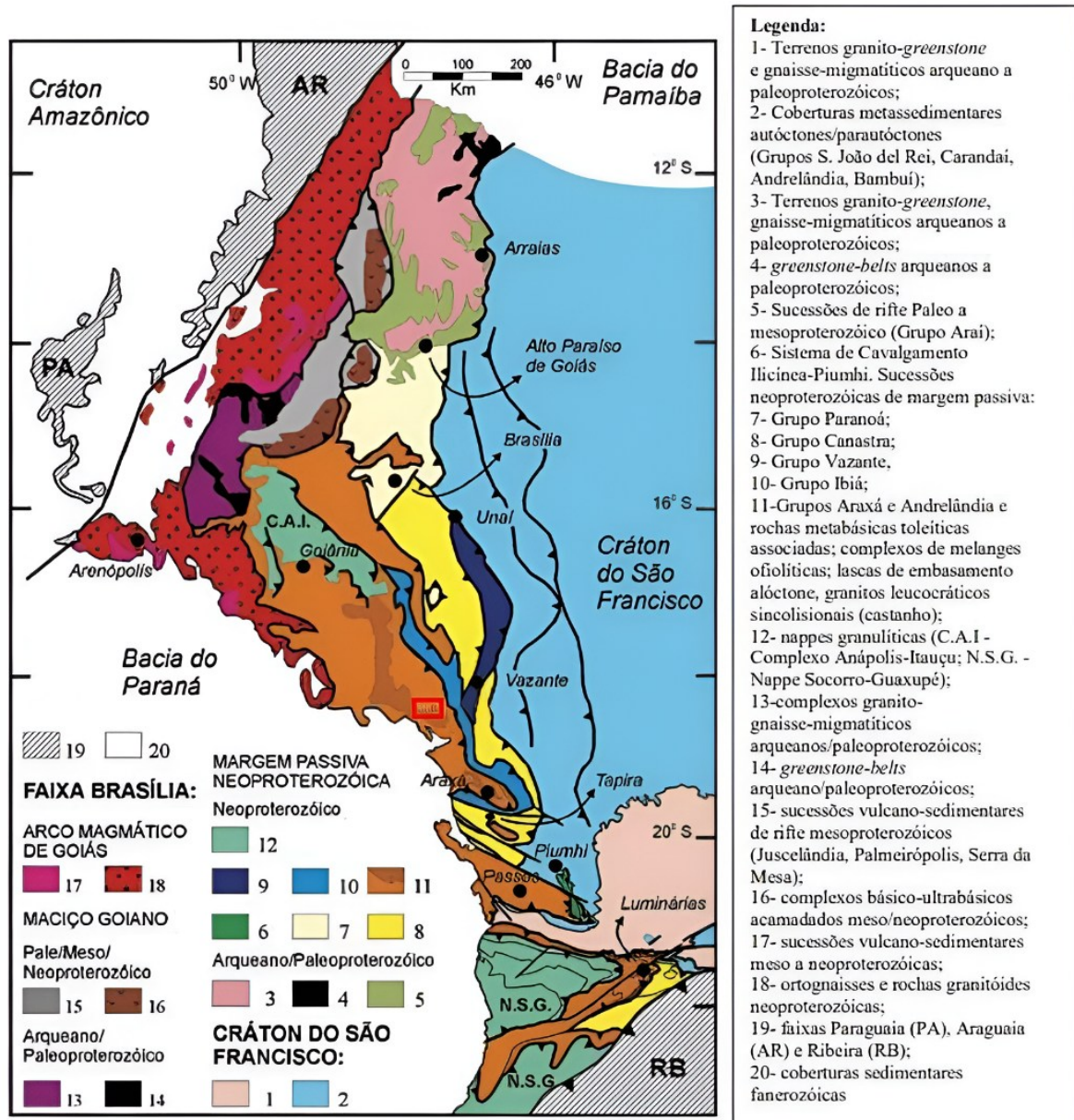
3.2. Faixa Brasília Meridional

A Faixa Brasília Meridional é definida como parte da zona de *hinterland* e *foreland* do orógeno e é caracterizada pelo empilhamento de extensas nappes sub-horizontais, como as de Araxá, Passos e Socorro-Guaxupé, formadas predominantemente por unidades do Grupo Araxá, Andrelândia, Canastra e Ibiá, que cavalgam em direção ao Cráton São Francisco (Valeriano *et al.* 2004).

O grau metamórfico nessa zona aumenta de forma gradual de leste pra oeste, formando assim descontinuidades metamórficas que evidenciam que o transporte tectônico ocorreu após o auge metamórfico regional (Uhlein *et al.*, 2012). Segundo os mesmos autores, a formação desses sistemas de nappes ocorreu em um estágio tardio de deformação regional, com fluxo crustal de NW para SE controlado por zonas de cisalhamento transcorrentes e reversas, ocorrendo dobramentos suaves associados.

Segundo Seer e Moraes (2013), a *nappe* ou sinforma de Araxá tem aumento do grau metamórfico de SE para NW, sendo estruturada em três lascas tectônicas: a inferior, representada por rochas metasedimentares de margem passiva do Grupo Canastra, metamorfisados em fácies xisto verde; a intermediária, representada por rochas metasedimentares do Grupo Ibiá, metamorfisadas também em fácies xisto verde; e a superior, representada por um fragmento de crosta oceânica, denominado como Grupo Araxá, que é metamorfisado em fácies anfibolito em sua área tipo (Seer, 1999).

Figura 3: Unidades tectônicas da Faixa Brasília (área de estudo representada pelo retângulo vermelho).



Fonte: Modificado de Valeriano *et al.* (2004).

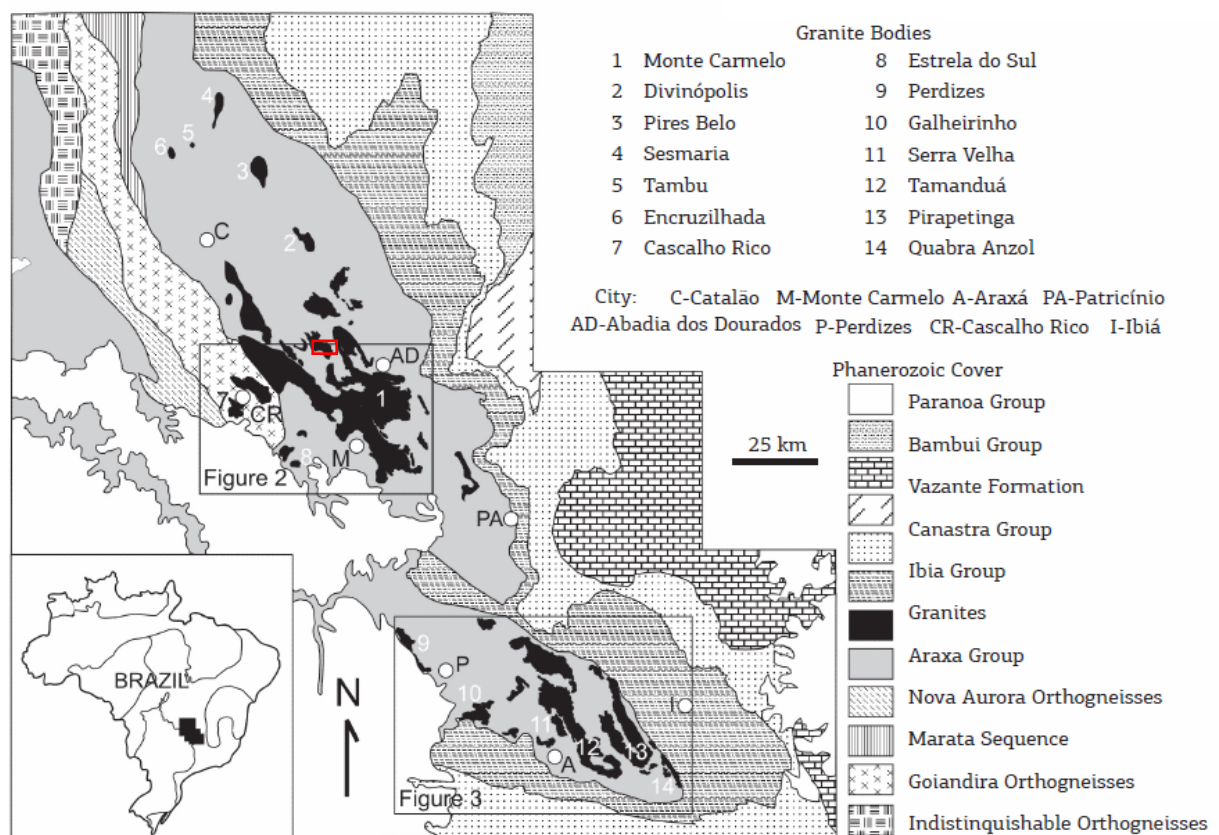
Segundo Seer (1999), cada lasca da sinforma de Araxá representa um terreno tectonoestratigráfico distinto, tendo cada uma sua litoestratigrafia própria devido os ambientes de formação serem distintos. O autor não estabelece nenhum vínculo genético entre as lascas tectônicas, que são limitadas por zonas de cisalhamento sub-horizontais e sub-verticais. O metamorfismo regional é do tipo barroviano, porém o grau metamórfico se encontra invertido devido a aloctonia das unidades.

São propostas por diversos autores, como Valeriano (1992), Simões (1995) e Seer (1999)

três fases deformacionais para a Faixa Brasília Meridional: a primeira D1, associada ao metamorfismo barroviao regional M1, caracterizada por xistosidade S1; a segunda fase D2 ocorre em contexto colisional, com o imbricamento tectônico gerado pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento sub-horizontais, acompanhado de milonitização S2 e retrometamorfismo M2. Ainda nesse estágio, houve a intrusão de granitos sin-colisionais no Grupo Araxá (Figura 4); por fim, a terceira fase D3 tem o desenvolvimento de sistemas transcorrentes subverticais e sinistrais que truncam as estruturas anteriores, além de retrometamorfismo para fácies xisto verde inferior M3.

De acordo com estudos de Valeriano *et al.* (2004), idades de metamorfismo entre 620 e 640 Ma nas nappes e no Arco Magmático Goiano indicam o período de colisão continental com granitogênese de fusão crustal associada. Segundo os autores, a exumação e cavalgamento das nappes ocorre em 610 Ma, sendo essa datação baseada em geração tardia de monazita na nappe de Passos e por granitos tardi-tectônicos na nappe Socorro-Guaxupé.

Figura 4: Granitoides na FBM (área de estudo representada pelo retângulo vermelho).



Fonte: Modificado de Seer e Moraes (2013).

3.3. Grupo Araxá

O Grupo Araxá é bem detalhado pelo trabalho de Seer *et al.* (2001), com unidades metassedimentares e metamáficas, frequentemente intrudidas por granitos, onde a metassedimentar é formada por quartzo-mica xistos, granada-cloritoide-mica xistos, quartzitos e quartzitos micáceos. Segundo os autores, os metapelitos são mais abundantes e estão metamorfisados em fácies xisto verde até a zona da granada, com paragênese mineral biotita, mica branca, granada e quartzo.

Santos *et al.* (2021) descrevem que a foliação S1 nas rochas metapelíticas está predominantemente transposta por S2, que é uma foliação milonítica que forma bandas composicionais submilimétricas de filossilicatos e quartzo-feldspáticas, com variação granulométrica. Ainda segundo os autores, o retrometamorfismo regional fez com que houvesse substituição de biotita e granada por clorita, mica branca e quartzo.

Os quartzitos têm sua mineralogia predominante com mica branca e quartzo, podendo conter granada retrometamorfisada para clorita e minerais opacos (Seer *et al.*, 2001).

A unidade metamáfica é composta por anfibolitos grossos a finos, clorita-anfibólio xistos, clorita xistos e raras ultramáficas, como serpentinitos e anfibólio-talco xistos (Brod *et al.*, 1992). Segundo os autores, os anfibolitos são predominantes, com mineralogia característica de hornblenda, granada, quartzo, titanita, clinozoisita, epidoto, clorita, biotita, mica branca e minerais opacos. Seer *et al.* (2001) interpretam os xistos básicos como produto do retrometamorfismo atuante nas rochas máficas, assim como a serpentina e talco nas rochas ultramáficas.

Estudos isotópicos realizados por Pimentel *et al.* (2000) no método Sm-Nd, permitem atribuir ao Grupo Araxá duas diferentes fontes de sedimentos, sendo o $T_{DM} = 1,9$ Ga relacionado a rochas com sedimentação em margem passiva de ambiente distal, com proveniência do interior do Cráton São Francisco à leste. Já as rochas com $T_{DM} = 1,3$ Ga possuem proveniência sedimentar ligada ao Arco Magmático de Goiás, o que permite elaborar um cenário geral para formação do Grupo Araxá com uma bacia oceânica de retroarco posicionada entre o Arco Magmático Goiano à oeste e o CSF à leste (Pimentel *et al.*, 1999). Ainda no estudo de Pimentel *et al.* (2000), isócronas de Sm-Nd no granada-mica xisto indicam que o metamorfismo principal, ligado a colisão continental e a granitogênese, ocorreu a aproximadamente 637 Ma.

Foi feito por Seer *et al.* (2001) uma análise geoquímica dos anfibolitos de Araxá

destacando um forte enriquecimento de FeO em relação a MgO, além de um leve enriquecimento de ETRL em relação a ETRP e uma razão Sm/Nd = 0,275, com $ENd(T) = +1,10$. Todos esses dados levaram os autores a concluir que os anfibolitos do Grupo Araxá são metabasaltos do tipo E-MORB com origem por fusão do manto superior enriquecido em ETRL e extravasados em ambiente de cadeia meso-oceânica.

Os valores dos anfibolitos em Araxá-MG têm leves contrastes geoquímicos quando comparados com outros trabalhos realizados em diferentes locais da Faixa Brasília Meridional, como os de Strieder (1993) em Abadiânia-GO, Brod *et al.* (1992) em Abadia dos Dourados-MG e Valeriano (1992) em Passos-MG. Esses contrastes se encontram nos comportamentos dos elementos maiores e menores e podem indicar diferentes estágios de diferenciação magmática (Seer *et al.*, 2001).

A partir da associação petrotectônica entre as unidades do Grupo Araxá, com rochas metassedimentares, metamáficas e metaultramáficas, associada a seus estudos geoquímicos, pode-se definir o grupo como uma melange ofiolítica, ou seja, parte da crosta oceânica que foi obductada e posteriormente cavalgada durante a colisão continental (Strieder e Nilson, 1992).

3.4. Complexo Monte Carmelo

O Complexo Monte Carmelo, com ocorrência entre os municípios de Monte Carmelo-MG e Abadia dos Dourados-MG, representa alguns dos diversos corpos graníticos tabulares na Faixa Brasília Meridional que se apresentam concordantes a estruturação regional, com contatos difusos com as encaixantes que dão aspecto lenticular (Valeriano *et al.*, 2004).

Seer *et al.* (2005) classificam os granitoides com deformação brasileira em Araxá-MG como metagranitos, entretanto esses não são pertencentes ao Complexo Monte Carmelo. As condições de metamorfismo nesse caso, segundo os autores, são em fácies xisto verde baixo a superior sob temperaturas de 300 a 450°C, com saussuritização do plagioclásio e pertitas características.

Na região de Estrela do Sul-MG e Monte Carmelo-MG, Santos *et al.* (2021) afirmam que os granitoides do Complexo Monte Carmelo se encontram deformados pela fase D2 na transição dúctil-rúptil, com estruturas protomiloníticas a miloníticas que obliteram possíveis foliações magmáticas e com certos locais havendo bandamento composicional que configuram estruturas gnáissicas.

O Complexo Monte Carmelo é interpretado por Seer e Moraes (2013) como tonalitos a

granodioritos cinzas equigranulares finos a médios, com mineralogia marcada por quartzo, ortoclásio, plagioclásio, biotita, titanita, apatita, ocorrendo epidoto e sericita como alteração dos feldspatos, classificados assim como metaluminosos. Segundo esse trabalho, ocorrem associados sienogranitos e monzogranitos porfiríticos e equigranulares com presença de granada e muscovita, o que os faz serem classificados como peraluminosos.

Segundo Seer e Moraes (2013), os granitos do Complexo Monte Carmelo apresentam anomalias negativas de Nb e Ta, o que significa um componente de subducção. Além disso, há duas datações para essas rochas: 630 Ma para a idade de cristalização, com zircões herdados de 790 Ma, e 790 Ma (Seer e Moraes, 2013).

Seer e Moraes (2013) concluíram a partir dos dados geoquímicos e geocronológicos obtidos que os granitos metaluminosos do Complexo Monte Carmelo possuem origem em raiz de arco magmático pré-colisional, com sua associação vulcanossedimentar representada por xistos carbonosos, micaxistos, metacherts e metagabros da Sequência Abadia dos Dourados. Ainda segundo os autores, as rochas peraluminosas podem representar a fusão das rochas desse arco magmático no processo colisional.

3.5. Granitogênese na Faixa Brasília Meridional

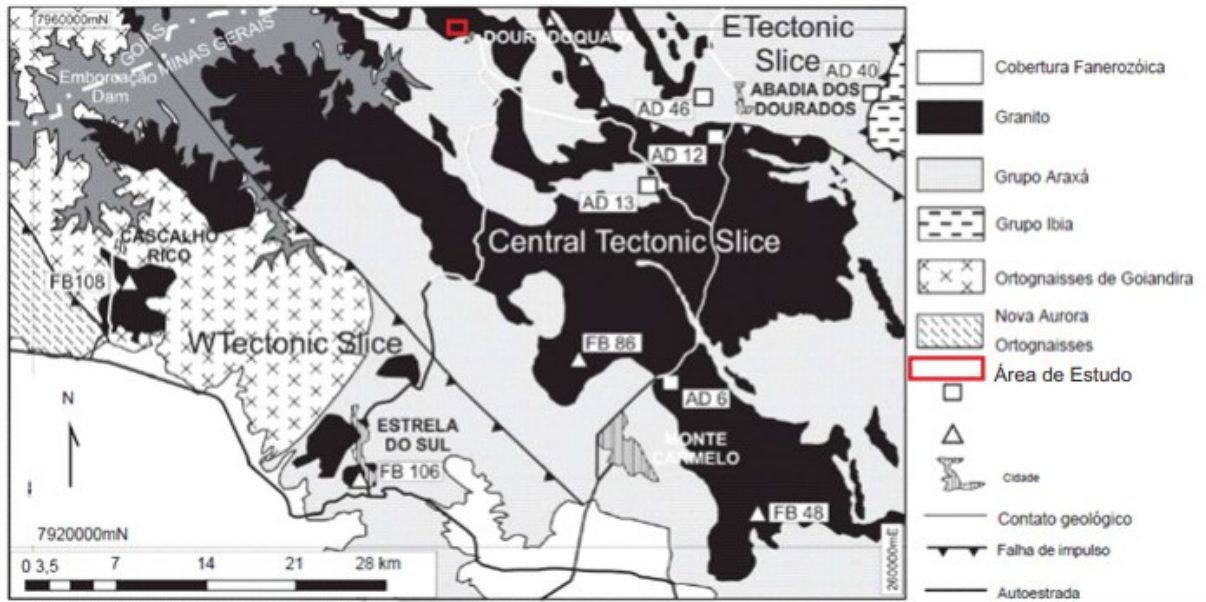
Os biotita-muscovita granitos da Faixa Brasília Meridional, também chamados de granitos a duas micas, tiveram um modelo genético elaborado por Seer *et al.* (2005) com base no modelo de Barbarin (1996), onde zonas de cisalhamento concentram grandes quantidades de fluido na crosta, o que gera alto grau de fusão e cristalização de granitos peraluminosos com minerais hidratados, como a muscovita.

Como ilustrado na figura 5, a região do Alto Paranaíba possui três zonas de cisalhamento orientadas NW que delimitam três lascas tectônicas, estando a ocidental relacionada a geração dos granitos peraluminosos das Suítes Estrela do Sul e Cascalho Rico, a intermediária relacionada a geração de granitos peraluminosos do Complexo Monte Carmelo e a oriental relacionada a geração de granitos na Sequência Vulcanossedimentar de Abadia dos Dourados (Seer e Moraes, 2013).

Foram descritos por Seer e Moraes (2013) três episódios neoproterozoicos de magmatismo granítico na Faixa Brasília Meridional, com o primeiro datado em 833 Ma, associado a magmatismo intraplaca em ambiente extensional e representado pelo granito peralcalino Quebra Anzol. O segundo episódio é aquele relacionado a origem do Complexo

Monte Carmelo, datado em 790 Ma e associado a granitos metaluminosos de ambiente de arco magmático. O último é datado em 640 Ma e é relacionado a ambiente colisional, sendo representado pelos diversos corpos peraluminosos intrudidos no Grupo Araxá.

Figura 5: Mapa geológico da região de Monte Carmelo e Abadia dos Dourados.



Fonte: Modificado de Seer e Moraes (2013).

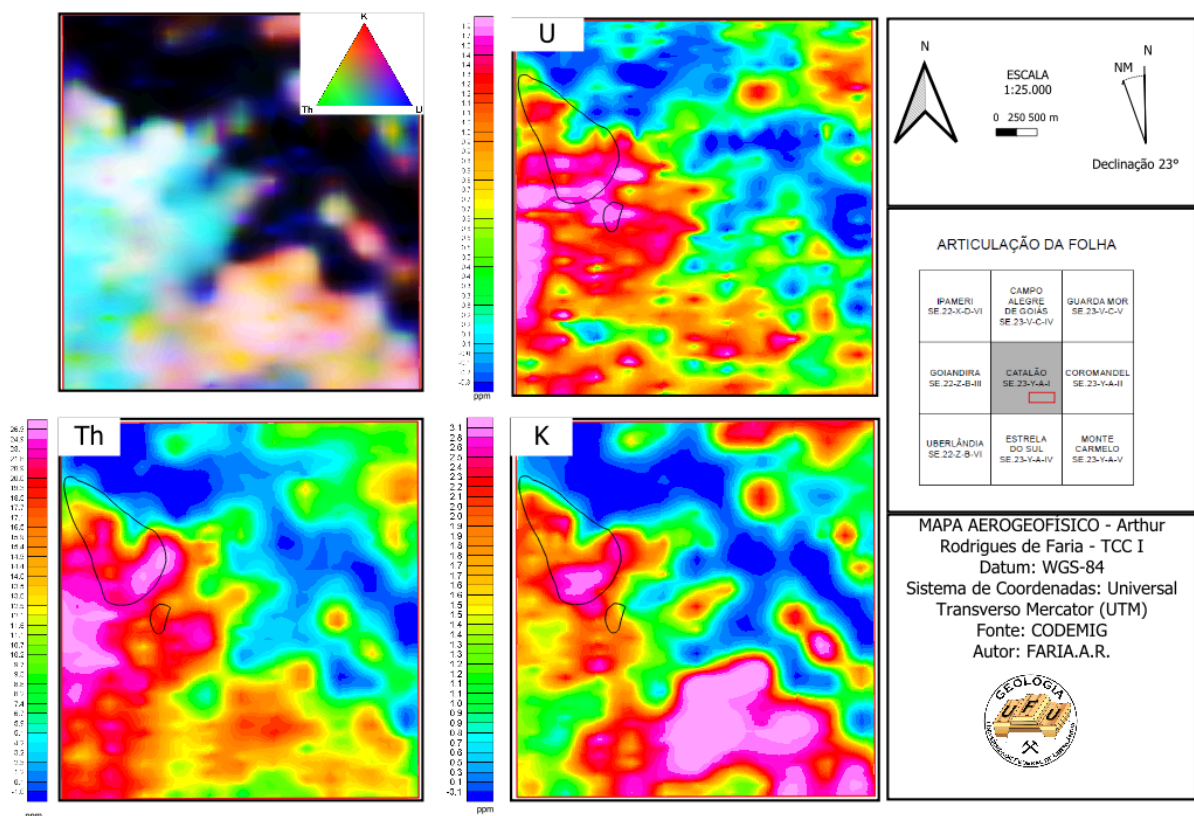
4. GEOLOGIA LOCAL

Esse capítulo visa apresentar os resultados obtidos ao longo do presente trabalho, descrevendo as anomalias gamaespectrométricas observadas na área, os diferentes litotipos mapeados e estudados petrograficamente e os dados geoquímicos de rocha total e multielementar das diferentes fácies graníticas estabelecidas.

4.1. Anomalias Gamaespectrométricas

A partir da figura 6, é possível destacar na área o posicionamento, geometria e orientação de anomalias positivas e negativas dos elementos K, Th e U, bem como a relação entre elas. Além disso, a partir do mapa ternário, realiza-se uma combinação dos três elementos, indicando onde no mapa há a predominância de cada um.

Figura 6: Mapas aerogamaespectrométricos da área de estudo, com esboço do Granito Dourados.



Fonte: O autor.

4.1.1. Anomalias Negativas

As anomalias negativas de K, Th e U são representadas pela cor azul nos mapas e se apresentam com geometria semelhante nos três casos, posicionadas em ambos cortando o mapa

na região central com orientação preferencial NW-SE. No mapa ternário, essa mesma região se apresenta com coloração preta, indicando que não houve detecção de radiação gama nesses locais. Dito isso, conclui-se que essas anomalias são representativas do Rio Dourados, onde os sensores gamaespectrométricos não captam radiação gama.

4.1.2. Anomalias Positivas

As anomalias positivas de K, Th e U são representadas pelas cores vermelho e rosa nos mapas, estando elas com diferentes posicionamentos nos três casos.

4.1.2.1. Anomalias de U e Th

As anomalias de U possuem na área valor máximo de 1,9 ppm, estando posicionadas preferencialmente na porção oeste de forma não homogênea. A geometria dessas anomalias varia entre circulares e alongadas nas direções N-S e E-W. Anomalias pontuais de menor valor (1,3 a 1,5 ppm) e menor extensão são encontradas na porção centro-sul da área.

As anomalias de Th na área possuem valor máximo de 26,9 ppm e estão fortemente associadas as anomalias de U, estando também localizadas na porção oeste da área. A geometria dessas anomalias é variável entre formas circulares e ovaladas com orientação NW-SE e NE-SW. Assim como para o U, há anomalias menores na porção centro sul de valores médios de 17,7 ppm.

As anomalias positivas de Th e U estão fortemente relacionadas devido ambos terem uma associação petrogenética similar, ligada a intrusão granítica, e ambos possuírem baixa mobilidade.

A não uniformidade das anomalias desses elementos dentro do corpo granítico, assim como a não restrição dessas ao corpo granítico, são referentes ao contato difuso entre o Granito Dourados e o granada-muscovita-biotita xisto, visível em mapeamento e abordado no presente relatório no capítulo 4.2.

As baixas anomalias positivas na porção centro-sul do mapa estão possivelmente relacionadas a processos de alteração hidrotermal, que são visivelmente intensos na área e podem estar sendo favorecidos por percolação preferencial de fluidos em zona de cisalhamento que intersecta a área (abordado no capítulo 5).

4.1.2.2. Anomalias de K

As anomalias de K na área possuem valor máximo de 3.1 ppm e possuem padrão distinto

das anomalias de Th e U. Para esse elemento, há maior concentração das anomalias positivas na porção centro-sul e sudeste da área, com ocorrência subordinada na porção oeste. A geometria das anomalias são circulares, sem uma orientação clara.

É visível a partir dessas anomalias a intensa alteração hidrotermal potássica na área de estudo, com mobilidade desse elemento da porção noroeste para a porção sudeste da área. Dessa forma, o granada-muscovita-biotita xisto se encontra com maior quantidade de muscovitas euédricas e, possivelmente, com maior sericitização dos feldspatos e plagioclásios, como abordado no capítulo 4.2.

4.1.3. Mapa Ternário

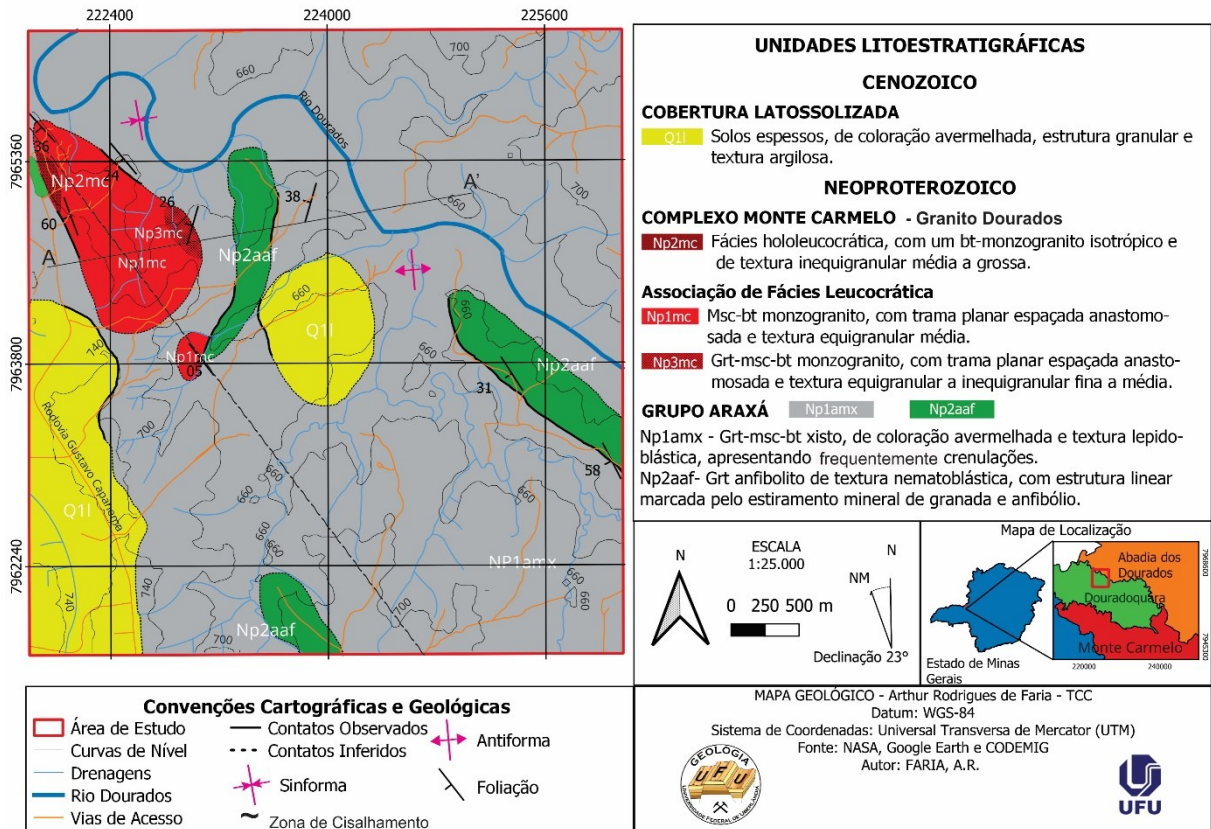
O mapa ternário reflete as áreas de sobreposição das anomalias positivas de cada elemento. Dessa forma, é visível a maior concentração de Th e U na porção oeste da área pelo predomínio das colorações azul e verde nela. A coloração avermelhada na porção sudeste da área indica o predomínio de anomalias de potássio nessa porção.

A partir desse mapa, pode-se associar o Th e U a área de ocorrência do Granito Dourados e o potássio a alteração hidrotermal potássica distal, que afeta as rochas encaixantes da intrusão ígnea.

4.2. Unidades Litoestratigráficas

Na área de estudo foram encontradas duas unidades litoestratigráficas distintas: o Complexo Monte Carmelo, representado pelo Granito Dourados, e o Grupo Araxá, representado por rochas metassedimentares e metamáficas encaixantes da intrusão (Figura 7).

Figura 7: Mapa geológico da área de estudo.



Fonte: O autor.

4.2.1. Grupo Araxá

O Grupo Araxá se encontra representado por dois litotipos, sendo eles o granada-muscovita-biotita xisto e o granada anfibolito. Essa unidade é predominante, ocupando aproximadamente 70% da área de estudo.

4.2.1.1. Granada-Muscovita-Biotita Xisto

Esse litotipo está distribuído em toda a área, com ocorrência em cerca de 62% dela e afloramentos principais em cortes de estrada e blocos (Figura 9A e 10C). Está associado a relevos de média declividade e com solo de alteração avermelhado devido a alteração da biotita, com espessura média e textura granular predominante (Figura 8).

Figura 8: Relevo e perfil de alteração relacionado ao granada-muscovita-biotita xisto (ponto 39).

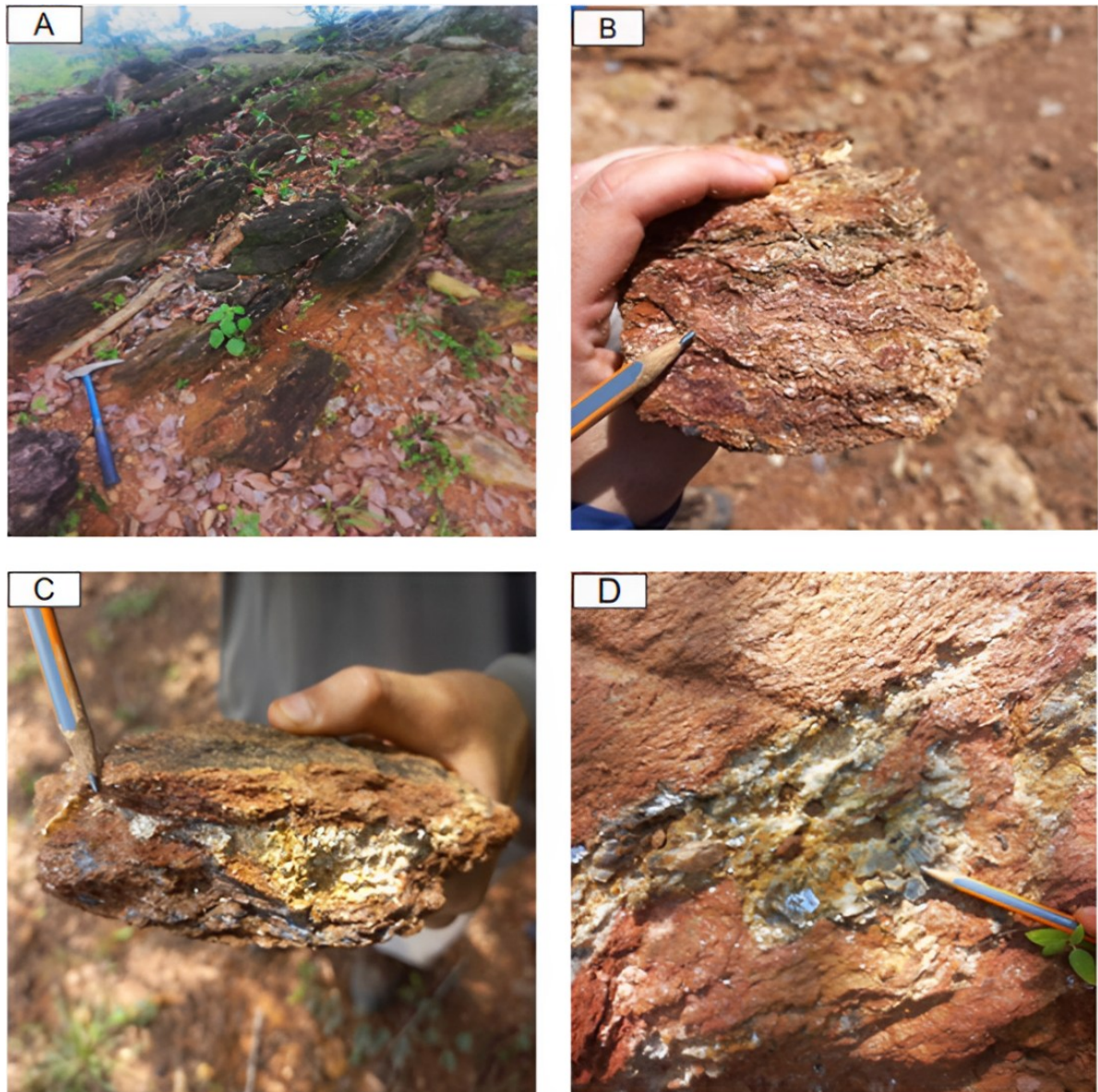


Fonte: O autor.

A rocha possui uma trama planar espaçada anastomosada, que marca sua estrutura como de xistosidade, com orientação dos minerais filossilicáticos principalmente para NW-SE e mergulho para SW. Quando orientadas para NNE-SSW e mergulho para NW, marcam sinformas e antiformas inclinadas. Se encontram localmente crenuladas (Figura 9B) e com bolsões quartzo-feldspáticos (Figura 9C) que deixam a foliação anastomosada. A textura é lepidoblástica de granulação média e a coloração é avermelhada.

O granada-muscovita-biotita xisto é composto por biotita (40%), muscovita (30%), quartzo (15%), feldspato (10%) e granada (5%). A biotita se apresenta deformada e marcando a foliação enquanto a muscovita pode se apresentar tanto de forma subédrica nas bandas filossilicáticas quanto euédrica de tamanho médio (Figura 9D) como resultado de processo hidrotermal. O granada-muscovita-biotita xisto possui frequentemente bolsões quartzo-feldspáticos de relação intrusiva na foliação. Os feldspatos se encontram bastante alterados para caulinita e a granada ocorre com pequenos tamanhos e hábito granular.

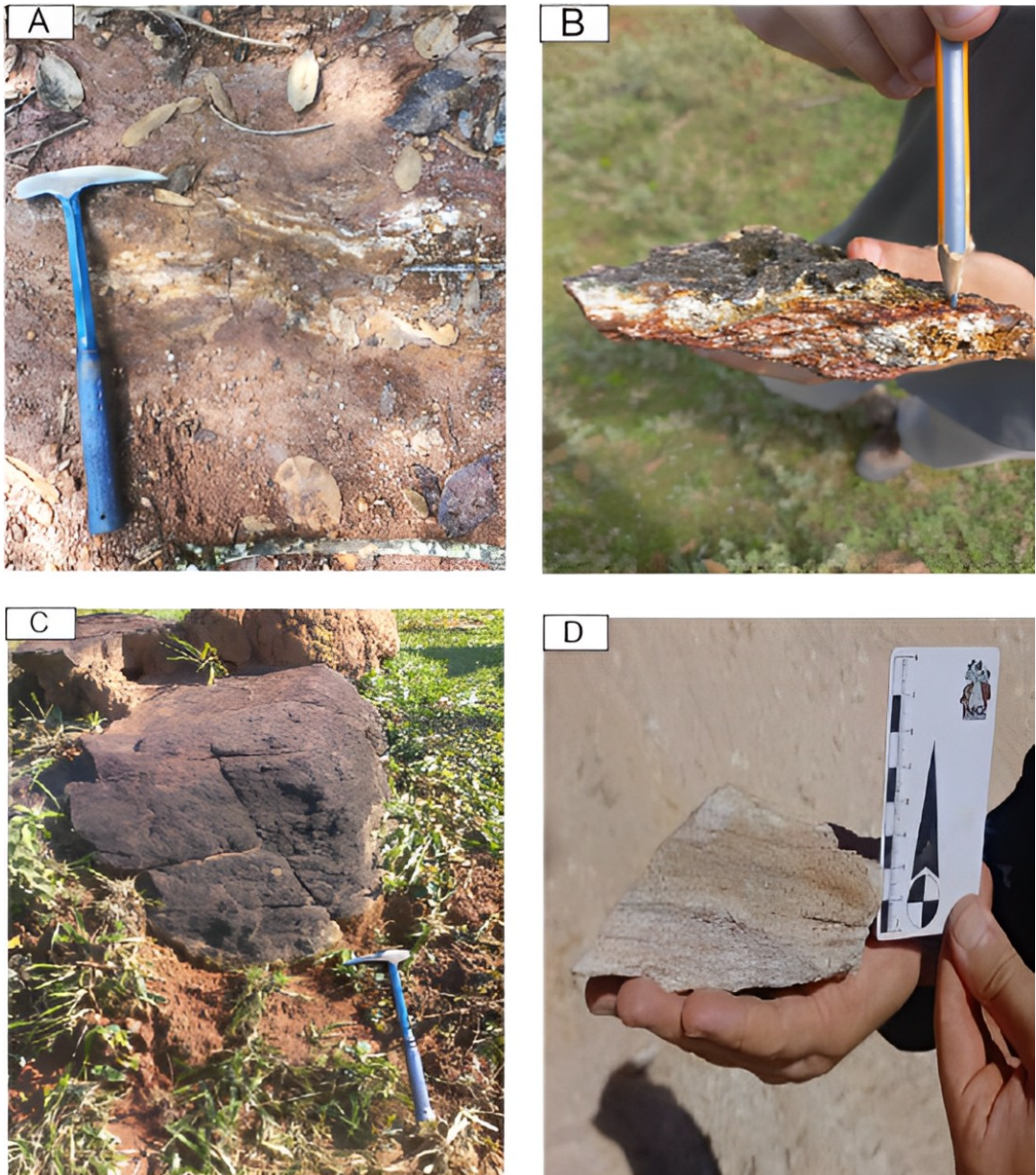
Figura 9: A) Ponto ARF-20 com afloramentos em blocos; B) Xistosidade crenulada (ponto ARF-10); C) Bolsão granítico anastomosando a foliação (ponto ARF-11); D) Muscovita euédrica por percolação de fluidos hidrotermais (ponto ARF-17).



Fonte: O autor.

Na porção noroeste da área, o contato com o Granito Dourados é difuso (Figura 10A), havendo maior quantidade de bolsões quartzo-feldspáticos (Figura 10B) e uma alteração hidrotermal feldspática pervasiva (Figura 10D). Dessa forma, a porcentagem mineral da rocha passa a ser biotita (25-30%), muscovita (20-25%), quartzo (20%), feldspato (15-20%) e granada (5%). Nesse local, a textura dos minerais permanece a mesma, porém a da rocha passa a ser granolepidoblástica, com coloração cinza a rósea.

Figura 10: A) Contato difuso entre o granito e o granada-muscovita-biotita xisto; B) Aumento dos bolsões quartzofeldspáticos no granada-muscovita-biotita xisto; C) Afloramento em bloco; D) Alteração feldspática pervasiva no granada-muscovita-biotita xisto, com coloração cinza da rocha.



Fonte: O autor.

4.2.1.2. Granada Anfíbolito

Esse litotipo se apresenta como três lentes dispersas nas porções noroeste, leste e sul da área, com ocupação estimada de 8% dela. O contato com as demais rochas da unidade é tectônico, enquanto com o granito é intrusivo (Figura 12A).

A geomorfologia relacionada é de cristas de média a alta declividade (Figura 11), o que gera um material de alteração pouco desenvolvido, formando solos vermelhos a roxos de

estrutura granular. Os afloramentos são em forma de blocos em rodovias ou em margens de drenagem (Figura 12A).

Figura 11: Relevo associado ao granada anfibólito.

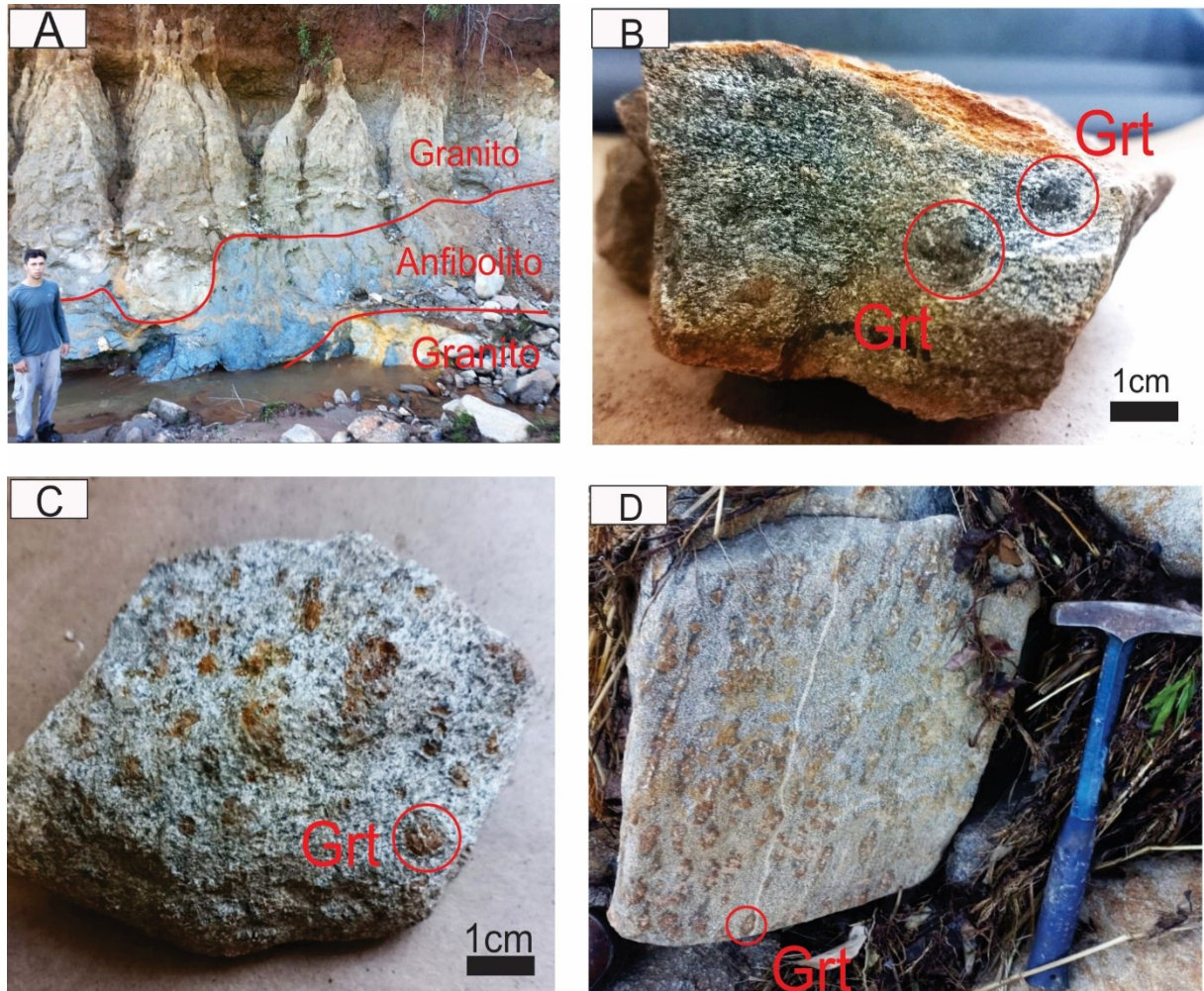


Fonte: O autor.

O granada anfibólito apresenta lineação de estiramento marcada pela orientação dos cristais de anfibólio e porfiroblastos de granada para NW-SE (Figura 12 D), tendo associada à disposição do plagioclásio em bandas e em sombras de pressão dos porfiroblastos estirados (Figura 12 D). A textura é nematoblástica de granulação média a grossa (Figura 12B). Duas lentes estão orientadas seguindo o *trend* regional de deformação NW-SE, entretanto, uma delas está para NNE-SSW por influência de uma dobra regional.

A composição dessa rocha é de anfibólio (60%), plagioclásio (30%) e granada (10%). Os cristais de granada são grandes porfiroblastos (Figura 12C) enquanto os de anfibólio são prismáticos de tamanho médio, assim como o plagioclásio. Os minerais se encontram pouco alterados, em exceção a drenagens de fluxo com baixa energia, o que deixa o material de alteração de coloração preta.

Figura 12: A) Ponto ARF-02, com contato intrusivo entre granito (branco) e anfibolito (preto) marcado pelas alterações de ambos em drenagem; B) Amostra ARF-20, demonstrando o anfibolito com porfiroblastos de granada; C) Amostra ARF-02 com porfiroblastos de granada; D) Ponto ARF-02, mostrando lineação de estiramento de granadas, com plagioclásio concentrando-se em bandas e em sombras de pressão de deformação.



Fonte: O autor.

4.2.2. Complexo Monte Carmelo

O Complexo Monte Carmelo se localiza na porção noroeste da área, com dois corpos associados que ocupam cerca de 10% dela. A partir da descrição petrográfica realizada, pode-se observar que essa unidade é um monzogranito peraluminoso (Figura 14), que pelos critérios de distinção faciológica utilizados, pode ser subdividido em: (I) Fácies hololeucocrática; (II) Associação de fácies leucocrática, que contém tanto muscovita-biotita monzogranito quanto granada-muscovita-biotita monzogranito (Tabela 1).

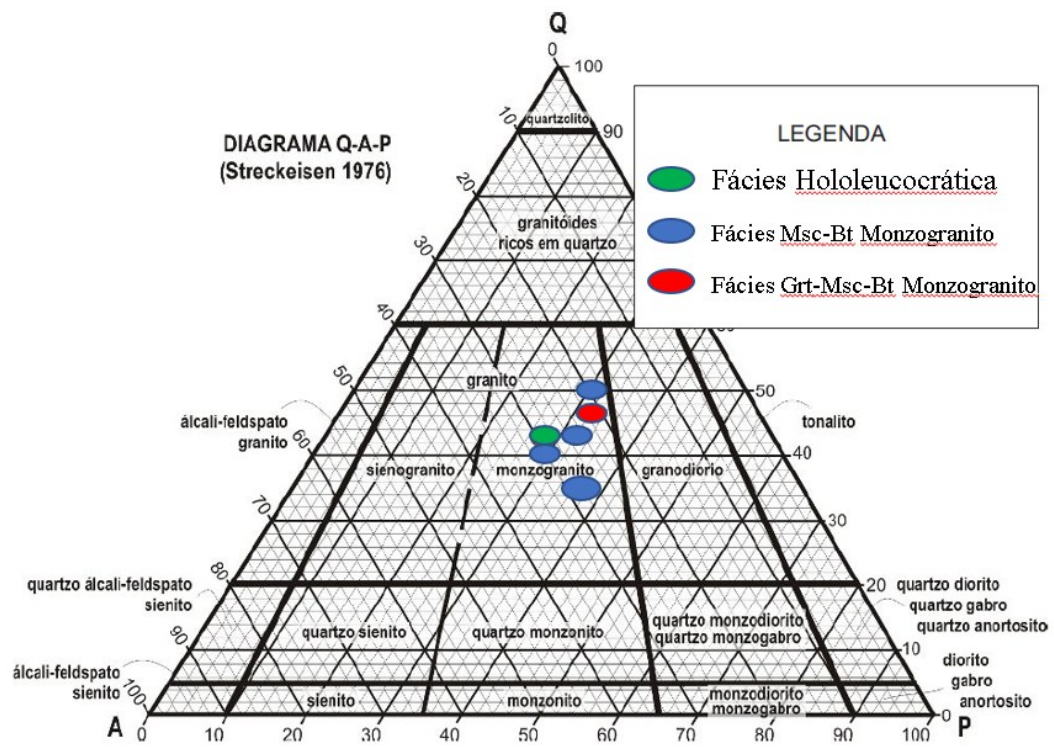
Essa unidade tem geomorfologia associada a morros convexos de média declividade, com feições de ravinamento características (Figura 13). O material intempérico é pouco desenvolvido, de coloração branca e de textura arenosa devido ao baixo grau de alteração dos cristais de quartzo.

Figura 13: Relevo associado ao Granito Dourados, com feições de ravinamento características (ponto 5).



Fonte: O autor.

Figura 14: Diagrama QAP com os pontos com lâmina petrográfica plotados.



Fonte: O autor.

Tabela 1: Tabela síntese sobre as fácies do Granito Dourados.

Unidade		Granito Dourados		
		Associação de Fácies Leucocrática		Fácies Hololeucocrática
		Fácies Grt-Msc-Bt Monzogranito	Fácies Msc-Bt Monzogranito	
Estrutura		Anisotrópica	Anisotrópica	Isotrópica
Textura		Holocristalina e hipidiomórfica	Holocristalina e hipidiomórfica	Holocristalina e Hipidiomórfica
Granulação		Fanerítica, equigranular a inequigranular fina a média (0,1 a 0,8 mm)	Fanerítica, equigranular fina a média (0,1 a 0,8 mm)	Fanerítica, inequigranular média (0,1 a 1 mm)
Descrição		Rocha de cor branca, com trama planar espaçada e anastomosada. Domínio de clivagem filossilicática envolve micrólitos quartzo-feldspáticos. Granada tanto se alterando para biotita como inclusa na mesma.	Rocha de cor branca, com trama planar espaçada e anastomosada. Domínio de clivagem filossilicática envolve micrólitos quartzo-feldspáticos. Cristais euédricos de muscovita em meio a micrólitos quartzo-feldspáticos são secundários.	Rocha de cor branca, com predominância de cristais quartzo-feldspáticos em relação aos filossilicáticos, estando ambos distribuídos de forma homogênea na rocha.
Índice de Cor		Leucocrática	Leucocrática	Hololeucocrática
Minerais Félsicos (%)	Quartzo	35	34	37
	Microclínio	15	16	30
	Oligoclásio	20	21	25
Minerais Máficos (%)	Biotita	15	15	5
	Muscovita	10	14	3
	Granada	5	-	-
Índice M		30	29	8
Índice M'		20	15	5
Minerais Acessórios		Zircão e Monazita	Zircão, Monazita, Titanita, Rutilo e Fluorita	Zircão e Monazita
Minerais Secundários		Muscovita, Sericita, Minerais Opacos e Biotita	Muscovita, Sericita, Minerais Opacos e Epidoto	Muscovita, Sericita e Minerais Opacos
Classificação		Granada-Muscovita-Biotita Monzogranito	Muscovita-Biotita Monzogranito	Biotita Monzogranito

Fonte: O autor.

4.2.2.1. Associação de Fácies Leucocrática

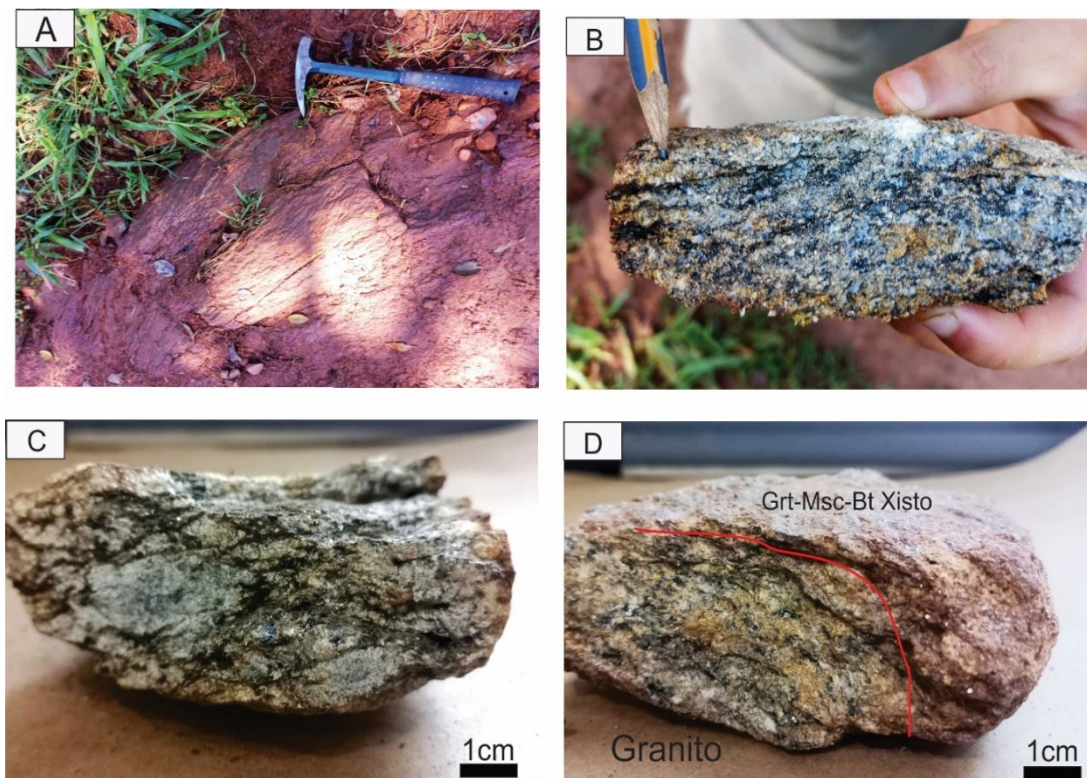
A associação de fácies leucocrática é predominante no Granito Dourados e aborda duas sub-fácies definidas pela presença ou não de granada na mineralogia da rocha.

4.2.2.1.1. Fácies Granada-Muscovita-Biotita Monzogranito

A fácies granada-muscovita-biotita monzogranito aflora na porção nordeste do Granito Dourados em forma de uma pequena lente, que ocupa cerca de 1% da área. Os afloramentos ocorrem principalmente em cortes de estrada (Figura 15 A), estando frequentemente intercalados com os granada-muscovita-biotita xisto em contato difuso (Figura 15 D) e pontualmente bem alterados (Figura 15 B).

As rochas são faneríticas, holocristalinas, hipidiomórficas e leucocráticas. A trama é planar espaçada e anastomosada, marcada por um domínio de clivagens com filossilicatos que envolvem micrólitos quartzo-feldspáticos em espaçamento médio (Figura 15 C). A textura varia entre equigranular a inequigranular fina a média.

Figura 15: A) Ponto ARF-07, com afloramento em corte de estrada de coloração avermelhada devido a intercalação com o grt-msc-bt xisto encaixante; B) Granada- muscovita- biotita monzogranito bastante intemperizado, com formação de caulinita pela alteração dos feldspatos; C) Amostra ARF-7A com trama planar espaçada anastomosada, com domínio de clivagem filossilicática envolvendo micrólitos quartzo-feldspáticos; D) Amostra ARF-7B, com o contato entre o granada-muscovita-biotita-xisto e o granada-muscovita-biotita monzogranito;



Fonte: O autor.

A composição mineralógica dessa fácies é definida por quartzo (35%), microclínio (20%), oligoclásio (15%), biotita (15%), muscovita (10%) e granada (5%). Como minerais acessórios são encontrados zircão e monazita, e como minerais secundários são descritos minerais opacos, sericita, muscovita e biotita.

O quartzo possui hábito granular subédrico, estando localmente recristalizado em forma de subgrãos. O tamanho dos cristais varia entre 0,1 e 0,6 mm e o contato com demais minerais é predominantemente serrilhado.

O oligoclásio se apresenta como cristais anédricos com avançada alteração por processos de saussuritização e sericitização, o que ofusca quase que por inteiro a geminação polissintética (Figura 16 B). O tamanho é variável entre 0,4 e 0,7 mm e o contato com demais minerais é lobulado.

O microclínio possui hábito tabular subédrico, com saussuritização avançada e menor sericitização. A textura pertítica e a geminação em grade é de difícil visualização. O tamanho médio dos cristais é de 0,5 mm e o contato com demais minerais é lobular.

A biotita primária tem hábito lamelar anédrico, estando tanto deformada marcando a foliação (Figura 16 A, enquanto a secundária possui hábito subédrico, estando preservada em meio aos micrólitos quartzo-feldspáticos. O pleocroísmo é verde claro, bege e marrom, o tamanho é variável entre 0,3 e 0,8 mm e o contato com demais cristais é retilíneo. Pontualmente se encontra alterada para minerais opacos e muscovita e possui inclusões de zircão, monazita, apatita e granada.

A muscovita primária se apresenta como cristais lamelares anédricos, majoritariamente localizada em meio a bandas filossilicáticas e marcando a foliação. A muscovita secundária possui hábito mineral subédrico e se encontra em meio a cristais quartzo-feldspáticos ou na borda de cristais de biotita (Figura 16 D). O tamanho é variável entre 0,1 e 0,7 mm e o contato passa de retilíneo a esgarçado.

A granada ocorre como cristais granulares subédricos, ora inclusos nos cristais de biotita (Figura 17 C e D), ora na matriz, se alterando para biotita (Figura 17 B), com contato difuso entre os cristais. O tamanho varia entre 0,2 e 0,4 mm.

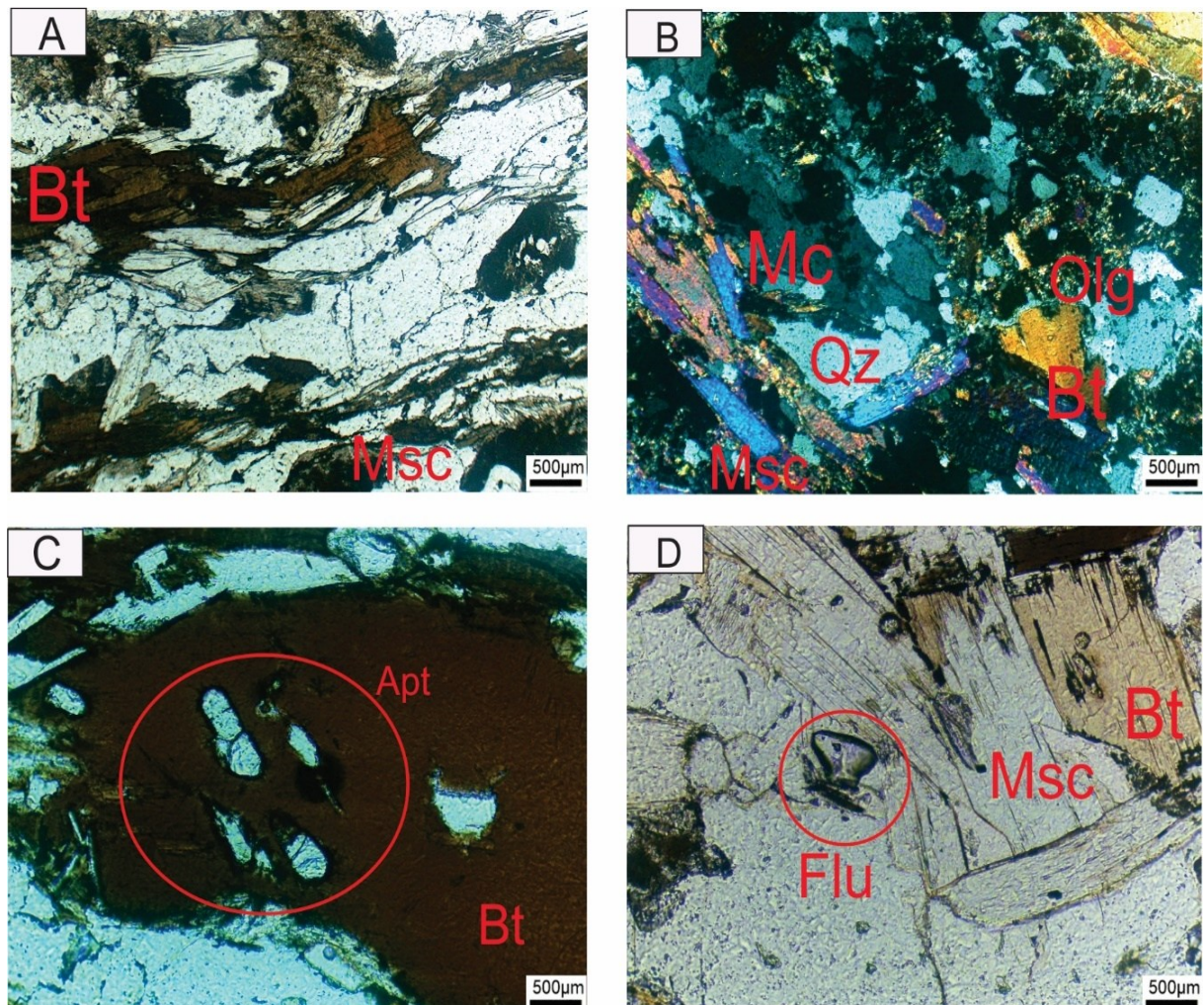
Os minerais acessórios estão na maioria das vezes inclusos nos cristais de biotita, como a monazita de hábito prismático e tamanho médio de 0,05 mm (Figura 17 A), o zircão com pequeno hábito granular, sendo na maioria das vezes reconhecível somente pelo halo

pleocróico, e a apatita com hábito prismático de tamanho 0,1 mm (Figura 16 C). A fluorita ocorre com hábitos granulares a fibrosos, de tamanho médio 0,05mm (Figura 16 D).

A sericita ocorre como mineral de alteração nos cristais de oligoclásio e microclínio, apresentando hábito acicular de tamanho 0,05 mm.

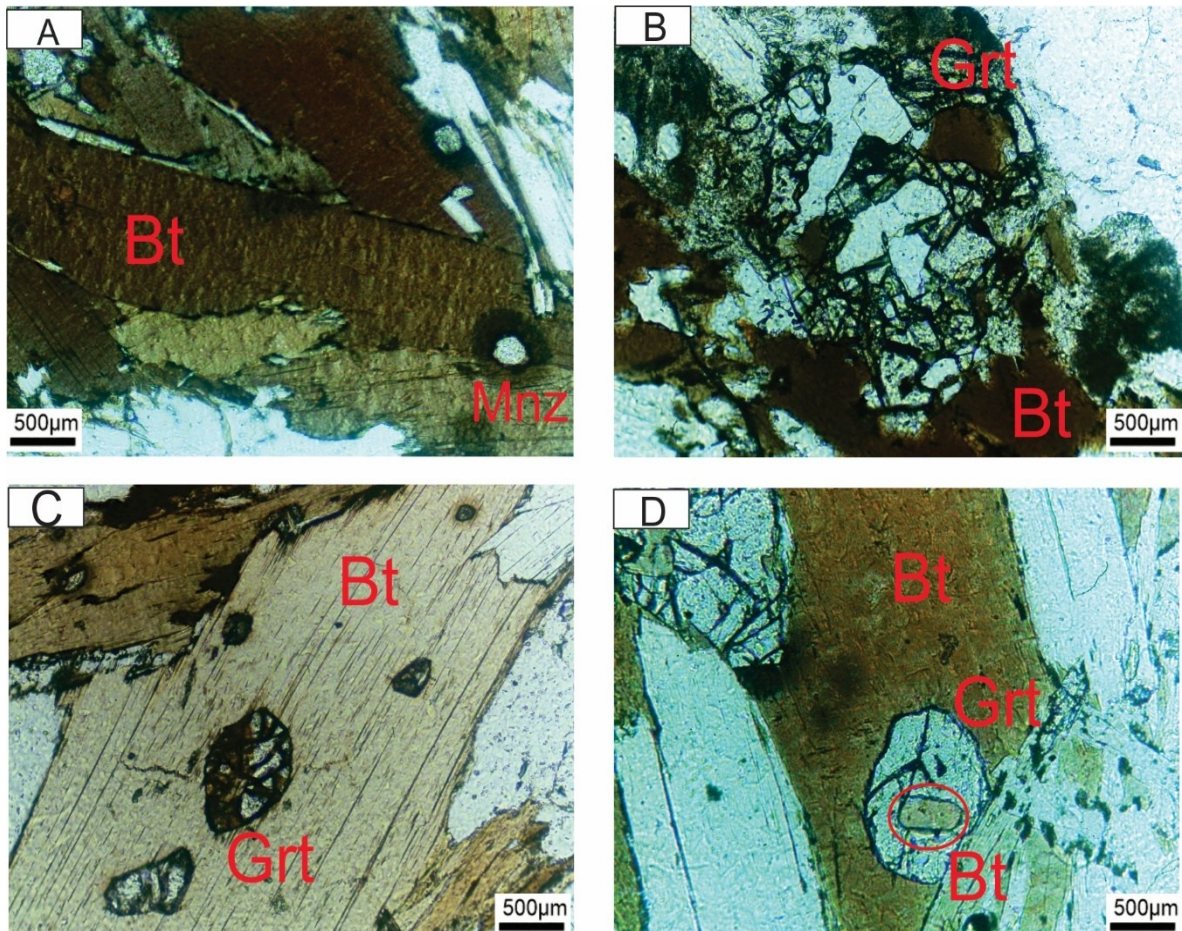
Já os minerais opacos apresentam hábito lamelar e geralmente se encontram estirados próximos aos cristais de biotita nas bandas filossilicáticas. O epidoto possui hábito granular de tamanho médio 0,1 m, sendo um produto da alteração de oligoclásio.

Figura 16: A) Lâmina ARF-07, com trama planar espaçada anastomosada; B) Lâmina ARF-07 com a mineralogia essencial da fácies grt-msc-bt monzogranito; C) Apatita inclusa na biotita na lâmina ARF-07; D) Fluorita, além de formação de muscovita sobre a biotita. Figura B com polarizadores cruzados. Msc – muscovita, Bt- biotita, Mc- microclínio, Olg- oligoclásio, Qz- quartzo, Apt- apatita, Flu- fluorita.



Fonte: O autor.

Figura 17: A) Monazita inclusa na biotita na lâmina ARF-07; B) Granada se alterando para biotita na lâmina ARF-07; C) Granada inclusa na biotita na lâmina ARF-07; D) Inclusão de biotita na granada, que por sua vez está inclusa na biotita (Lâmina ARF-07). Todas as figuras com polarizadores descruzados. Bt- biotita, Mnz- monazita, Grt- granada.



Fonte: O autor.

4.2.2.1.2. Fácies Muscovita-Biotita Monzogranito

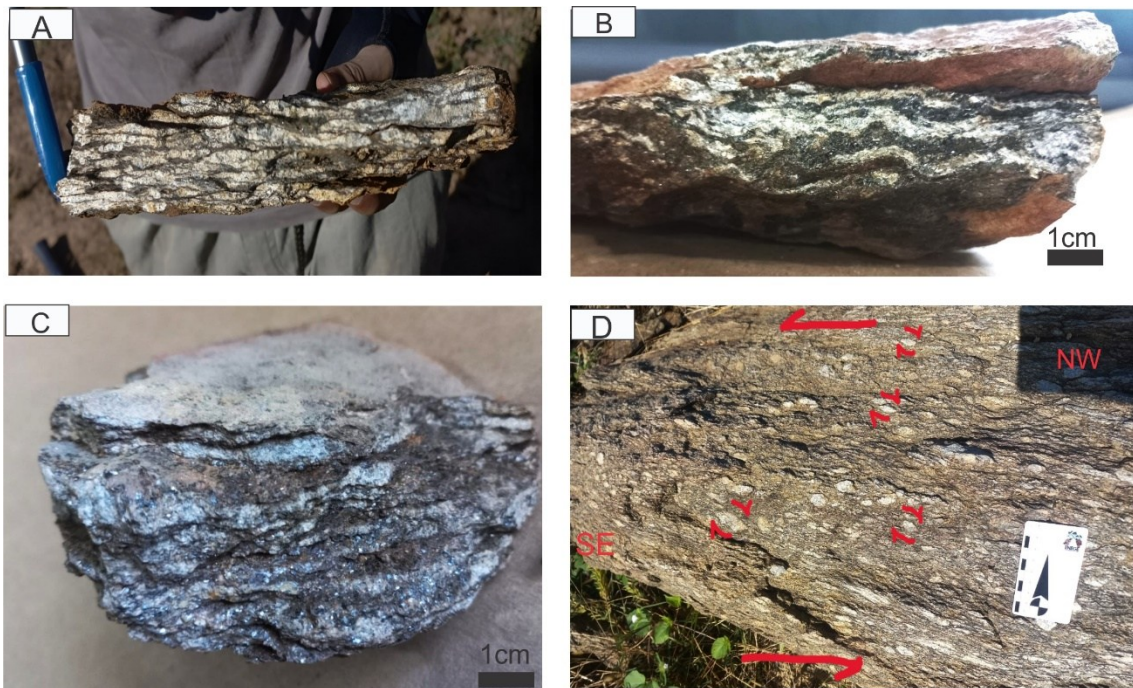
A fácies muscovita-biotita monzogranito está presente em toda a extensão do Granito Dourados, representando cerca de 8% da área de estudo. As rochas são holocristalinas, predominantemente hipidiomórficas e de textura equigranular fina a média. Os afloramentos ocorrem em forma de blocos, lajedos e cortes de estrada.

A estrutura dessas rochas é caracterizada por uma trama planar espaçada e anastomosada (Figura 18 A). A foliação é marcada por um domínio de clivagem com filossilicatos que envolvem micrólitos quartzo-feldspáticos (Figura 18 C e 19 A), estando essa associação em zonas de alto *strain* marcada como um bandamento composicional devido a milonitização (Figura 18 B).

Devido as diferenças reológicas entre os minerais filossilicáticos e quartzo-feldspáticos perante a deformação, há localmente uma *boudinagem* assimétrica da foliação sob regime dúctil, onde bandas de cisalhamento separam micrólitos com rotação antitética ao movimento sinistral de deformação no sentido NW-SE (Figura 18 D). Os sigmoides que indicam essa cinemática estão localmente associados a foliações miloníticas com estruturação S-C.

A orientação preferencial da foliação é para NW-SE e mergulho para SW, mas há variações para NNE-SSW e mergulho para NW que marcam uma antiforma inclinada.

Figura 18: A) Amostra ARF-30, com trama planar espaçada anastomosada; B) Amostra ARF-13, com bandamento composicional entre faixas filossilicáticas e quartzo-feldspáticas paralelas; C) Amostra ARF-3, com um domínio de clivagens com filossilicatos envolvendo micrólitos quartzo-feldspáticos; D) Ponto ARF-30, com afloramento em bloco, marcado por foliação milonítica boudinada e sigmoides antitéticos ao movimento sinistral de deformação no sentido NW-SE.



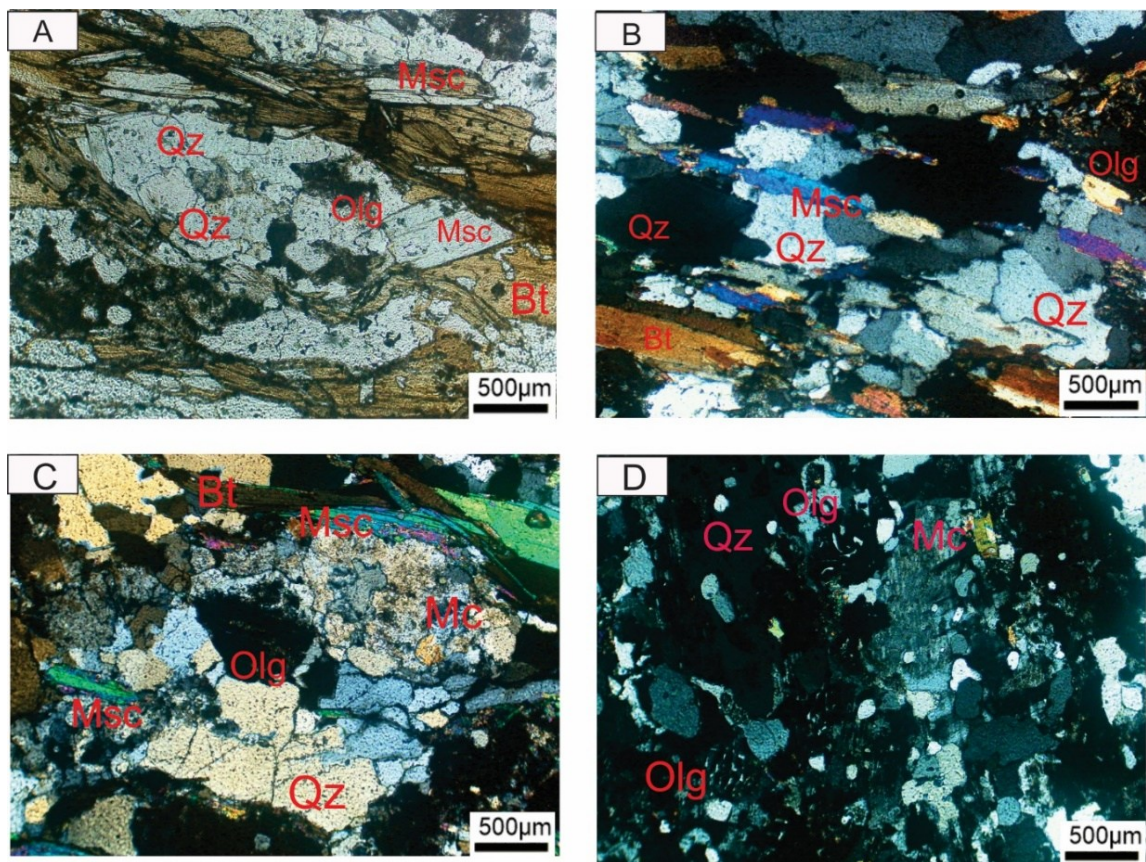
Fonte: O autor.

A mineralogia principal das rochas dessa fácies é quartzo (34%), microclínio (21%), oligoclásio (16%), biotita (15%) e muscovita (14%). Como minerais acessórios, foram descritos zircão e monazita em todas as amostras. Na amostra ARF-29A foi observado titanita, e na amostra ARF-27 foi encontrado rutilo e fluorita. Como minerais secundários são descritos sericita, minerais opacos, epidoto e muscovita.

O quartzo se encontra predominantemente com hábito granular subédrico e tamanho variável entre 0,1 e 0,8 mm. Está parcialmente recristalizado, com extinção ondulante vista localmente (Figura 19 B). Os contatos são predominantemente sinuosos.

O oligoclásio se apresenta como cristais anédricos de tamanho variável entre 0,2 e 0,8 mm. Está extremamente alterado por processos de saussuritização e sericitização, que mascara a geminação polissintética quase que por inteira, sendo ela visível apenas localmente (Figura 19 C). A textura mirmequítica também é encontrada pontualmente (Figura 19 D). O contato com demais cristais varia entre sinuoso e serrilhado.

Figura 19: A) Lâmina ARF-28 com domínio de clivagem, marcado por biotita e muscovita, envolvendo micrólitos quartzo-feldspáticos, conferindo a rocha uma trama planar espaçada anastomosada; B) Lâmina ARF-29, com cristais de quartzo anédrico recrystalizado orientados em conjunto com cristais de biotita e muscovita; C) Lâmina ARF-29, mostrando a mineralogia essencial da rocha; D) Lâmina ARF-28, com oligoclásio apresentando textura mimerquítica e microclínio apresentando textura pertítica. Somente a Figura A sem polarizadores cruzados. Qz- quartzo, Mc- microclínio, Olg- oligoclásio, Msc- muscovita, Bt- biotita.



Fonte: O autor.

O microclínio possui hábito tabular anédrico a subédrico, com tamanho dos cristais variando entre 0,3 e 0,8 mm. Se encontra bem alterado por saussuritização e menos frequentemente por sericitização (Figura 19 B), com a textura pertítica e geminação em grade vistas parcialmente (Figura 19 D). Ocasionalmente a extinção é ondulante e há inclusões de biotita. Os contatos são predominantemente sinuosos e lobulados.

A biotita possui hábito lamelar subédrico a anédrico, marcando a foliação e estando pontualmente dobrada. O tamanho varia entre 0,3 e 1mm e o pleocroísmo é verde claro, bege e

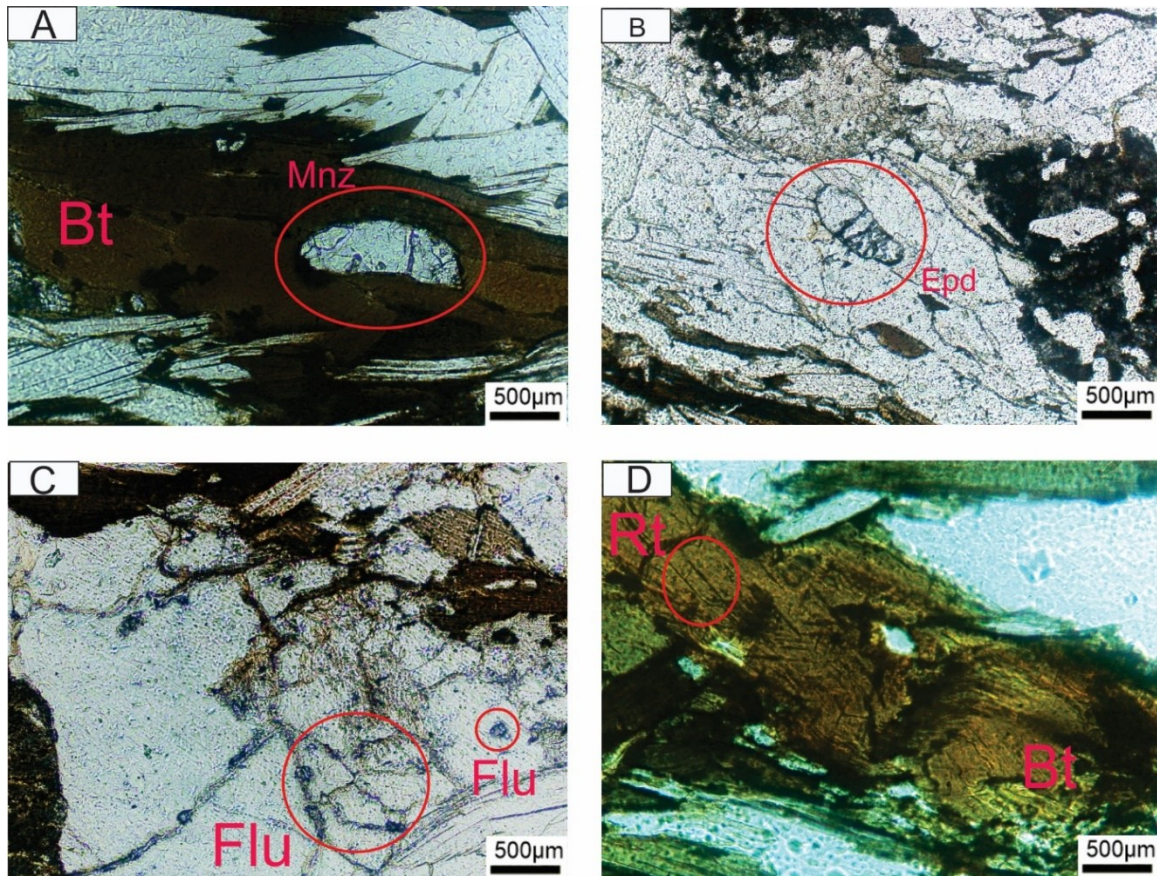
marrom. Os contatos são retilíneos e esgarçados. Há inclusões de zircão e monazita nos cristais.

A muscovita ocorre nessa fácies com hábito lamelar anédrico a subédrico. No primeiro caso é primária, marcando a foliação e estando pontualmente dobrada. Já quando está subédrica é considerada secundária, ocorrendo na maioria das vezes em meio a bandas quartzo-feldspáticas (Figura 19 C) ou também como alteração da biotita marcada pela transição entre elas nas bordas dos cristais. O tamanho dos cristais varia de 0,3 e 0,7 mm e os contatos são retilíneos e esgarçados.

Os minerais acessórios principais ocorrem inclusos nos cristais de biotita, com o zircão de hábito granular e tamanho médio de 0,05 mm e a monazita de hábito prismático euédrico de tamanho entre 0,1 e 0,2 mm (Figura 20 A). A titanita foi encontrada em meio a cristais de feldspato com hábito granular de tamanho 0,1 mm e contatos serrilhados. A fluorita ocorre com hábitos granulares e fibrosos em meio a cristais de quartzo, com coloração roxa e tamanho 0,05 mm (Figura 20 C). Já o rutilo se encontra incluso nos cristais de biotita com hábito acicular de tamanho 0,05 mm (Figura 20 D).

A sericita apresenta hábito acicular em meio a massa de alteração nos cristais de oligoclásio e microclínio, apresentando tamanhos inferiores a 0,05 mm. Os minerais opacos são alterações dos cristais de biotita, apresentando hábitos lamelares estirados de tamanho 0,2 mm e contatos retilíneos. O epidoto ocorre como cristais granulares subédricos de tamanho 0,2 mm, representando uma alteração do oligoclásio e dos minerais máficos (Figura 20 B).

Figura 20: A) Lâmina ARF-29 com monazita inclusa na biotita; B) Lâmina ARF-29 com epidoto; C) Lâmina ARF-27 com fluorita granular e fibrosa; D) Lâmina ARF-27 com acículas de rutilo incluídas na biotita. Todas as figuras com polarizadores descruzados. Bt- biotita, Mnz- monazita, Epd- epidoto, Flu- fluorita, Rt- rutilo.



Fonte: O autor.

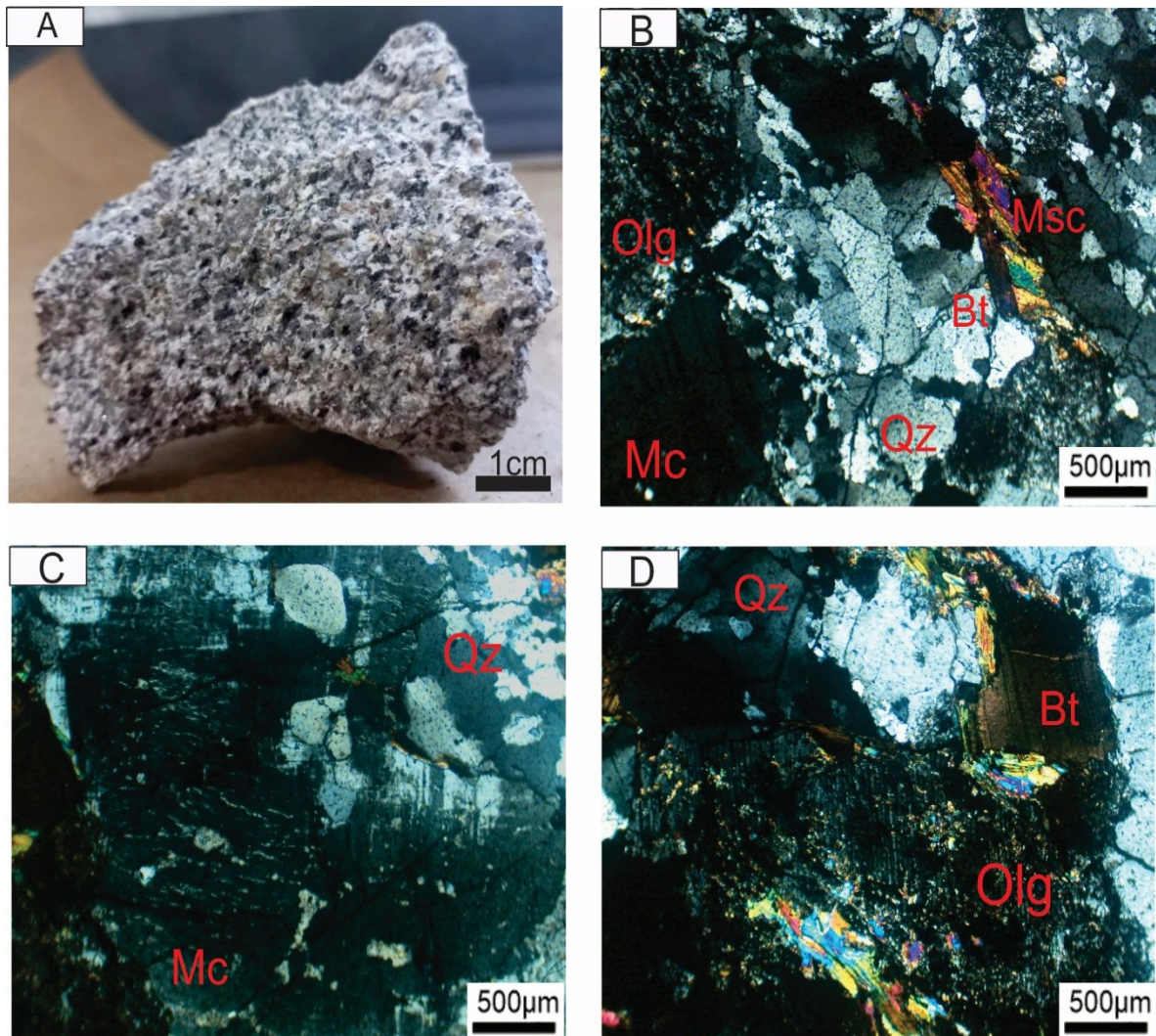
4.2.2.2. Fácies Hololeucocrática

A fácies hololeucocrática aflora na porção noroeste do Granito Dourados como uma pequena lente de biotita monzogranito que ocupa cerca de 1% da área, com afloramentos em forma de quebras de relevo e blocos. É uma rocha fanerítica, holocristalina e hipidiomórfica, com sua estrutura isotrópica (Figura 21 A) e textura inequigranular média (Figura 21 B).

Quanto a sua composição mineralógica, há predominantemente quartzo (37%), seguido de microclínio (30%) e oligoclásio (25%). Ainda como minerais essenciais ocorrem biotita (5%) e muscovita (3%). Como minerais acessórios foram descritos zircão e monazita, enquanto como secundários há muscovita, sericita e minerais opacos.

O quartzo se encontra com hábito granular subédrico a anédrico, localmente recrystalizado e com extinção ondulante (Figura 21 B). Os cristais têm tamanhos variados entre 0,1 e 0,6 mm e os contatos são sinuosos.

Figura 21: A) Amostra ARF-21 do biotita monzogranito, hololeucocrático e isotrópico; B) Lâmina ARF-21, dando destaque a mineralogia essencial e textura inequigranular da fácies hololeucocrática, além da variação dos cristais de quartzo entre monocristalinos e recrystalizados em subgrãos; C) Lâmina ARF-21, com microclínio de textura pertítica e geminação em grade levemente preservada (canto inferior direito da imagem); D) Oligoclásio saussuritizado e sericitizado, com geminação polissintética preservada. Exceto a figura A, todas com polarizadores cruzados. Qz- Quartzo; Bt- Biotita; Msc- Muscovita; Olg- Oligoclásio; Mc- Microclínio.



Fonte: O autor.

O microclínio está bastante alterado por processo de saussuritização, com sua geminação do tipo xadrez e textura pertítica vistas apenas pontualmente (Figura 21 C), havendo nesses casos inclusões de quartzo. Os cristais são subédricos de tamanho entre 0,6 e 1 mm e contatos variando entre retilíneos e lobulados.

O oligoclásio é quase totalmente afetado por processo de saussuritização, com processo de sericitização ocorrendo pontualmente. Isso faz com que sua geminação polissintética seja preservada apenas localmente (Figura 21 D). Os cristais são anédricos de tamanho entre 0,5 e 1 mm.

A biotita ocorre com hábitos lamelares e pleocroísmo marrom, bege e verde claro, estando ela sem orientação e não concentrada em bandas. Os grãos são subédricos de tamanho variando entre 0,3 e 0,8 mm e os contatos variam de esgarçados entre os próprios cristais de biotita e sinuosos com os demais cristais. Está frequentemente alterada para minerais opacos e muscovita.

A muscovita é encontrada predominantemente como cristais lamelares subédricos de tamanho médio de 0,4 mm, porém, quando é secundária, ocorre como cristais euédricos de tamanho entre 0,6 e 1 mm (Figura 22 A). Os contatos com os cristais de biotita são esgarçados a retilíneos e com os demais cristais é sinuoso.

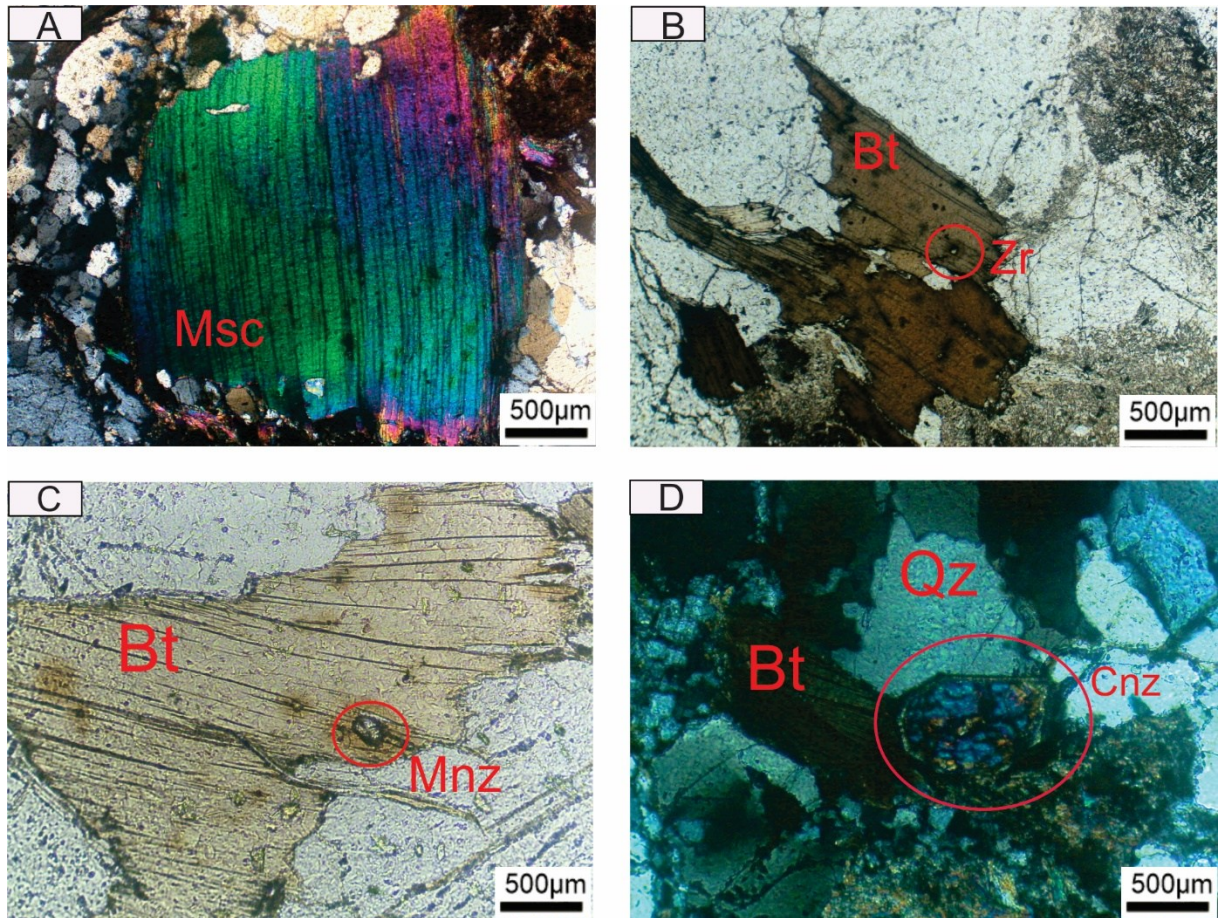
Os minerais acessórios são encontrados inclusos nos cristais de biotita, com o zircão de hábito granular subédrico e tamanho médio 0,05 mm (Figura 22 B), enquanto a monazita tem hábito prismático subédrico e tamanho de 0,1mm (Figura 22 C).

Os minerais opacos possuem hábito granular de tamanho variável entre 0,1 e 0,4 mm, em contato lobulado que marca a alteração da biotita. Por vezes, essa substituição ocorre seguindo os planos de clivagem da biotita.

Já a sericita ocorre como cristais aciculares menores que 0,05 mm, gerada pela alteração do oligoclásio e microclínio, o que por vezes mascara as respectivas geminações.

A clinozoisita é um cristal com hábito prismático, de tamanho 0,3 mm e bastante fraturado (Figura 22 D). Se forma nas bordas dos cristais de biotita pela sua alteração.

Figura 22: A) Lâmina ARF-21, com muscovita secundária euédrica; B) Lâmina ARF-21, com pequeno cristal granular de zircão incluído na biotita; C) Lâmina ARF-21, com monazita prismática incluída em biotita; D) Lâmina ARF-21, com clinozoisita ao lado de cristal de biotita e quartzo. Figuras A e C com polarizadores cruzados. Msc – muscovita, Bt – Biotita, Zr – Zircão, Mnz – Monazita, Cnz – Clinozoisita.



Fonte: O autor.

4.2.3. Coberturas Recentes

Essa unidade ocorre em cerca de 20% da área de estudo e está localizada nas porções central, representada por uma planície de inundação do Rio Dourados (Figura 23) com solo avermelhado e de material imaturo, e sudoeste, representada por locais com solos espessos avermelhados e mais argilosos de uso antrópico para atividades agropecuárias e cambissolos também de cor avermelhada.

Figura 23: Cobertura marcada por planície de inundação do Rio Dourados.



Fonte: O autor.

4.3. Litogeoquímica

4.3.1. Elementos Maiores

As análises geoquímicas foram realizadas a partir de sete amostras do Granito Dourados, representativas das três fácies estabelecidas para o *stock* (Tabela 2).

Os elementos maiores foram interpretados a partir dos diagramas de Harker (1909) (Figuras 24A a H). A quantidade de sílica é ligeiramente maior para a fácies hololeucocrática (70%) em relação a fácies leucocrática, que tem predominantemente teores entre (67e 69%) de SiO_2 , exceto a amostra ARF-23, com teor de 66%. A presença significativa de minerais aluminosos, como muscovita, granada e biotita reflete os valores gerais de Al_2O_3 (15 a 15,7%), vistos na figura 24A, que são altos e constantes

Tabela 2: Resultado de análises geoquímicas de amostras das faciologias do Granito Dourados.

Elementos	Granito Dourados						
	Associação de Fácies Leucocrática						Fácies Hololeucocrática
	Msc-Bt Monzogranito 					Grt-Msc-Bt Monzogranito 	Bt Monzogranito 
	ARF-23	ARF-13	ARF-05	ARF-30	ARF-29	ARF-07	ARF-21
SiO ₂	66,40	67,60	68,00	69,30	69,40	68,20	70,20
TiO ₂	0,94	0,70	0,67	0,64	0,67	0,73	0,66
Al ₂ O ₃	14,70	15,00	15,00	15,10	14,90	15,70	14,50
Fe ₂ O ₃	6,48	5,82	5,52	5,40	5,69	6,35	5,53
MnO	0,16	0,11	0,08	0,07	0,10	0,08	0,08
MgO	1,87	1,33	1,26	1,27	1,29	1,38	1,29
CaO	1,90	1,14	1,20	1,85	1,27	0,70	0,99
Na ₂ O	2,24	1,82	2,01	2,55	1,93	1,28	1,72
K ₂ O	2,75	4,00	4,32	3,60	3,79	4,30	4,11
P ₂ O ₅	0,23	0,09	0,11	0,10	0,07	0,05	0,09
LOI	1,34	2,00	1,31	1,35	1,74	2,48	1,76
Soma	99,01	99,62	99,53	101,26	100,93	101,26	100,95
Ba	1480,00	823,00	956,00	987,00	1202,00	1132,00	889,00
Ga	19,40	18,90	20,60	18,30	18,90	19,80	18,80
Hf	6,44	6,84	6,88	5,62	5,86	6,87	6,77
Nb	17,68	15,32	14,68	13,18	14,13	14,03	13,24
Rb	190,30	194,70	203,20	162,80	186,20	207,90	191,50
Sr	522,20	393,10	402,40	347,80	459,70	432,50	350,20
Ta	1,41	2,53	1,30	1,11	1,25	1,08	1,11
Y	37,16	48,11	40,50	35,96	51,59	34,09	38,87
La	46,90	62,10	55,70	47,60	62,70	44,70	36,90
Ce	89,00	103,60	105,90	90,40	116,20	87,50	74,70
Pr	10,34	15,40	12,65	10,75	14,56	10,67	8,98
Nd	39,70	57,20	47,60	39,80	54,50	39,60	33,30
Sm	8,10	11,90	9,30	8,20	10,90	7,90	7,00
Eu	1,76	2,01	1,40	1,31	1,45	1,06	1,06
Gd	7,44	10,35	8,38	7,11	10,34	6,85	6,32
Tb	1,14	1,50	1,27	1,06	1,52	1,03	1,02
Dy	7,12	9,32	7,74	6,62	9,02	6,47	6,73
Ho	1,35	1,77	1,46	1,29	1,78	1,29	1,43
Er	3,68	5,16	4,26	3,66	5,32	3,60	4,19
Tm	0,52	0,77	0,59	0,53	0,68	0,53	0,63
Yb	3,40	5,20	3,80	3,50	4,80	3,50	4,00
Lu	0,48	0,72	0,55	0,47	0,66	0,49	0,55
ΣETR	220,93	287,00	260,60	223,00	294,43	215,19	186,81
[La/Yb] _n	9,30	8,05	9,88	8,81	9,30	9,17	6,22
Média	9,07					9,17	6,22
Eu*	55,90	81,01	63,87	75,86	55,90	55,78	48,10
Média	66,51					55,78	48,10
Eu/Eu*	0,43	0,34	0,30	0,32	0,26	0,27	0,30
Média	0,33					0,27	0,30
Ce-Sm	2,65	2,10	2,75	2,57	2,65	2,66	2,58
Média	2,55					2,66	2,58
Gd-Yb	1,77	1,61	1,78	1,74	1,77	1,64	1,27
Média	1,73					1,64	1,27

Fonte: O autor.

Os valores de TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO e MnO (Figuras 24B, C, D e H) demonstram ligeiro *trend* negativo em relação ao aumento de SiO_2 , justificado pela menor presença de minerais máficos nas fácies mais diferenciadas, em razão da muscovita predominar em comparação com a biotita.

Os valores de Fe_2O_3 (5,4 a 6,4%) estão elevados para essas rochas, devido à presença dominante de biotita e minerais opacos em sua associação.

Quanto ao teor de CaO , Na_2O , K_2O (Figuras 24E, F e G), as fácies apresentam valores similares e pouco distintos entre si, com menor quantidade de CaO (variando entre 1,14 – 1,90%) em relação a presença de Na_2O e K_2O , comum em rochas mais diferenciadas, onde predomina feldspato potássico em relação ao plagioclásio.

O Na_2O , ilustrado na figura 24F, apresenta concentrações baixas a moderadas (1,82 – 2,55%), ao contrário do K_2O , na figura 24G, que exhibe valores mais elevados (2,75 – 4,32%). As exceções são duas amostras da fácies Msc-Bt Monzogranito, com alto valor de CaO (1,90%) e Na_2O (2,4%) e baixo valor de K_2O (3-2,5%), mas ainda coerentes com as outras análises.

Os valores dos elementos alcalinos (Na_2O e K_2O) são relativamente baixos (1,82 a 2,24%) e (2,75 a 4,32%), respectivamente para rochas tão diferenciadas, provavelmente devido a alteração hidrotermal e intensa deformação que ocorre nas rochas do Granito Dourados.

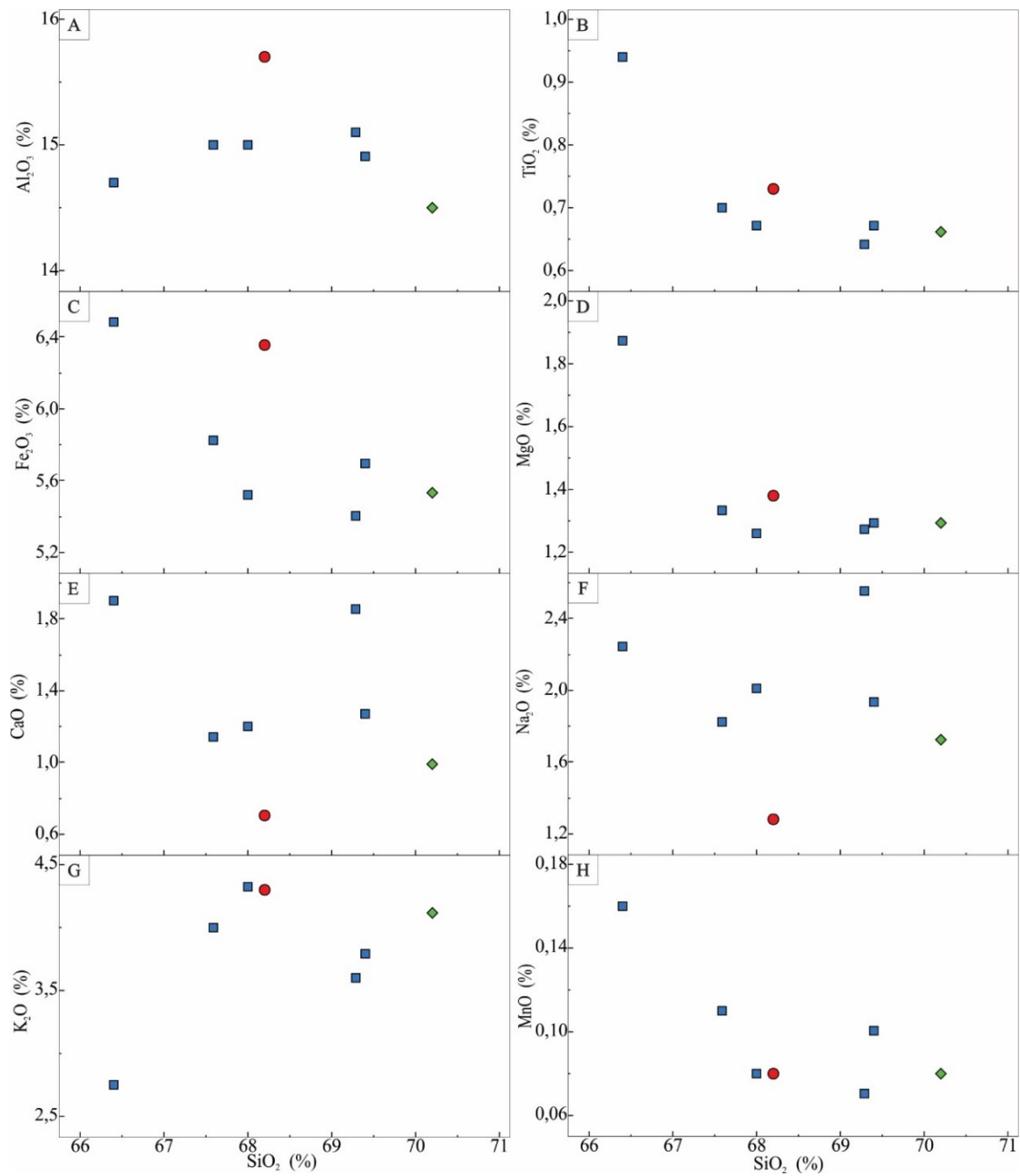
4.3.2. Elementos Traço

A distribuição química dos elementos traços encontra-se representada nos diagramas binários de Harker (1909) identificados nas figuras 25A a 25F.

Os elementos menores possuem pouca distinção de teores entre as diferentes fácies estabelecidas, em especial para o Rb (Figura 25A), onde há baixa amplitude de valores para a fácies muscovita-biotita monzogranito.

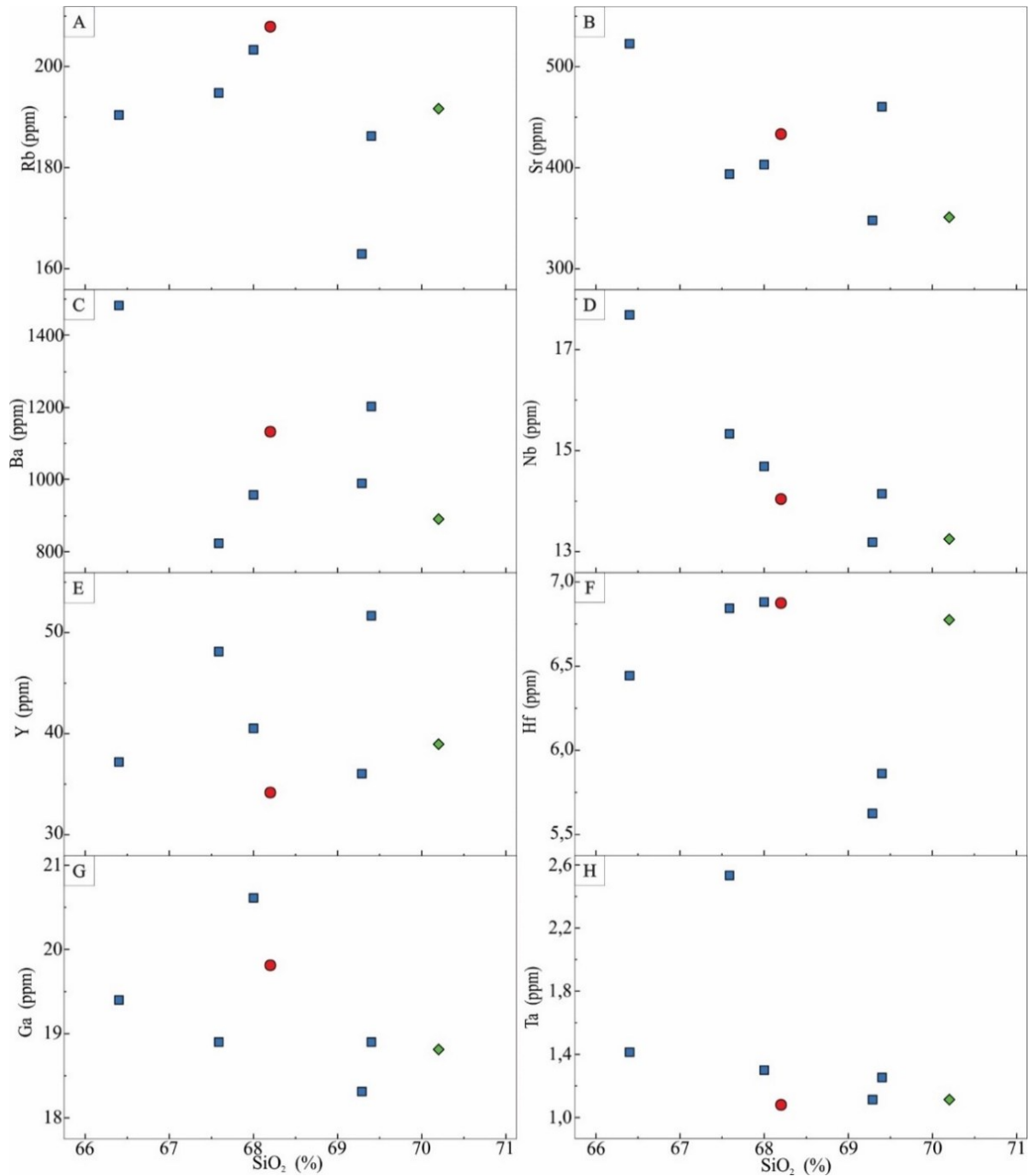
Os valores de Sr e Ba (Figuras 25B e C) apresentam correlação negativa com o aumento da sílica. No geral, tanto o Sr quanto o Ba são elementos substitutos do cálcio no plagioclásio. Sua correlação negativa com o aumento de sílica indica predominância de feldspato potássico em relação ao plagioclásio intermediário nessas rochas.

Figura 24: Diagramas de Harker (1909) com variação dos elementos maiores para as rochas do Granito Dourados.



Fonte: O autor.

Portanto, os dados sugerem a evolução dos litotipos a partir do fracionamento magmático, envolvendo principalmente o fracionamento do feldspato e, conseqüentemente para as rochas mais diferenciadas, um aumento de feldspato potássico a partir da segregação e leve redução em plagioclásio.

Figura 25: Diagramas binários para elementos traços das rochas do Granito Dourados.**Fonte:** O autor.

O diagrama de Nb (Figura 25D) mostra valores relativamente baixos, com um *trend* negativo em relação ao aumento de SiO₂, provavelmente indicando pouca participação de minerais ferromagnesianos no fracionamento magmático, e sua diminuição geral conforme as rochas são diferenciadas.

Os valores observados nos diagramas de Y, Hf, Ga e Ta (Figuras 25E, F, G e H) mostram similaridade em relação às fácies, com teores baixos em sua totalidade. Esses dados indicam

um processo de maior fracionamento magmático e o forte empobrecimento de minerais ferromagnesianos, consequentemente diminuição das suas concentrações nos líquidos mais diferenciados finais.

4.3.3. Classificação Petrográfica x Elementos Maiores e Menores

A partir dos teores de elementos maiores e menores obtidos, é possível estabelecer uma classificação normativa para o Granito Dourados. Nos resultados obtidos por essas análises, a variabilidade entre as diferentes fácies é pequena, o que favorece uma definição petrogenética única para esse corpo.

As classificações adotadas indicam que o Granito Dourados varia de granodiorito transicionando algumas amostras para monzogranito, como observado no diagrama de Middlemost (1985), que utiliza os parâmetros $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ *versus* SiO_2 (Figura 26A). No diagrama químico QAP de Lameyre & Bowden (1982) observado na figura 26B as amostras foram classificadas como monzogranitos.

No diagrama ternário Rb-Ba-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975) (Figura 26C), devido a um maior enriquecimento de Ba e valores menores de Rb e Sr, as rochas analisadas apresentam composição granodiorítica, provavelmente devido a sua origem por fusão crustal de metassedimentos.

A série magmática correlacionada nos diagramas é a cálcio-alcalina de alto K, visto no diagrama da figura 26D, de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ *versus* SiO_2 de Frost et al. (2001), e na figura 26E, com os parâmetros K_2O *versus* SiO_2 de Taylor (1976).

O diagrama de classificação petrográfica que utiliza os parâmetros multicatiônicos Q *versus* P, de Debon et al. (1988), da figura 26F, mostra que os litotipos são classificados com formação preferencial de feldspato potássico em relação à plagioclásio ($P \cong 0$), confirmando a afinidade das rochas com a série cálcio alcalina (CAA).

De acordo com o Índice de Shand de Maniar & Picolli (1989) (Figura 26G), com os parâmetros das razões molares $A/(\text{CNK})$ *versus* $A/(\text{NK})$, as rochas do Granito Dourados são classificadas como fortemente peraluminosas, refletido em sua mineralogia aluminosa representada por granada, muscovita e biotita como principais minerais varietais.

No diagrama de Debon & Le Fort (1983) (Figura 26H), a partir dos parâmetros A *versus* B, as amostras estão plotadas no campo II, que indica uma maior quantidade de biotita em relação a muscovita, confirmando o caráter peraluminoso da unidade.

Com intuito de relacionar um tipo particular de rocha sedimentar das quais os granitos do tipo S se originam, as amostras do Granito Dourados foram comparadas com diferentes fundidos experimentais, o que pode ser visualizado nos diagramas das figuras 27A, B, C.

No diagrama da figura 27A, a partir das razões de $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$ *versus* SiO_2 de Frost et al. (2001), as rochas graníticas podem ser classificadas como granito ferrosos. O diagrama de Liu et al. (2003), das razões de Rb/Sr *versus* $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, da figura 27B, indica que as rochas graníticas são originadas predominantemente a partir da fusão parcial de metapelitos.

A correspondência das amostras identificadas na figura 27C corrobora a interpretação de origem a partir de derivados metapelíticos ricos em argila, a partir das razões $\text{CaO} / (\text{MgO} + \text{FeO}_t)$ e $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{MgO} + \text{FeO}_t)$ de Altherr et al. (2000).

4.3.4. Classificação Petrogenética

A partir dos resultados geoquímicos, é possível classificar as rochas do *stock* de forma petrogenética, associando-o a um ambiente tectônico de formação, como visto nos diagramas das figuras 27 D a H.

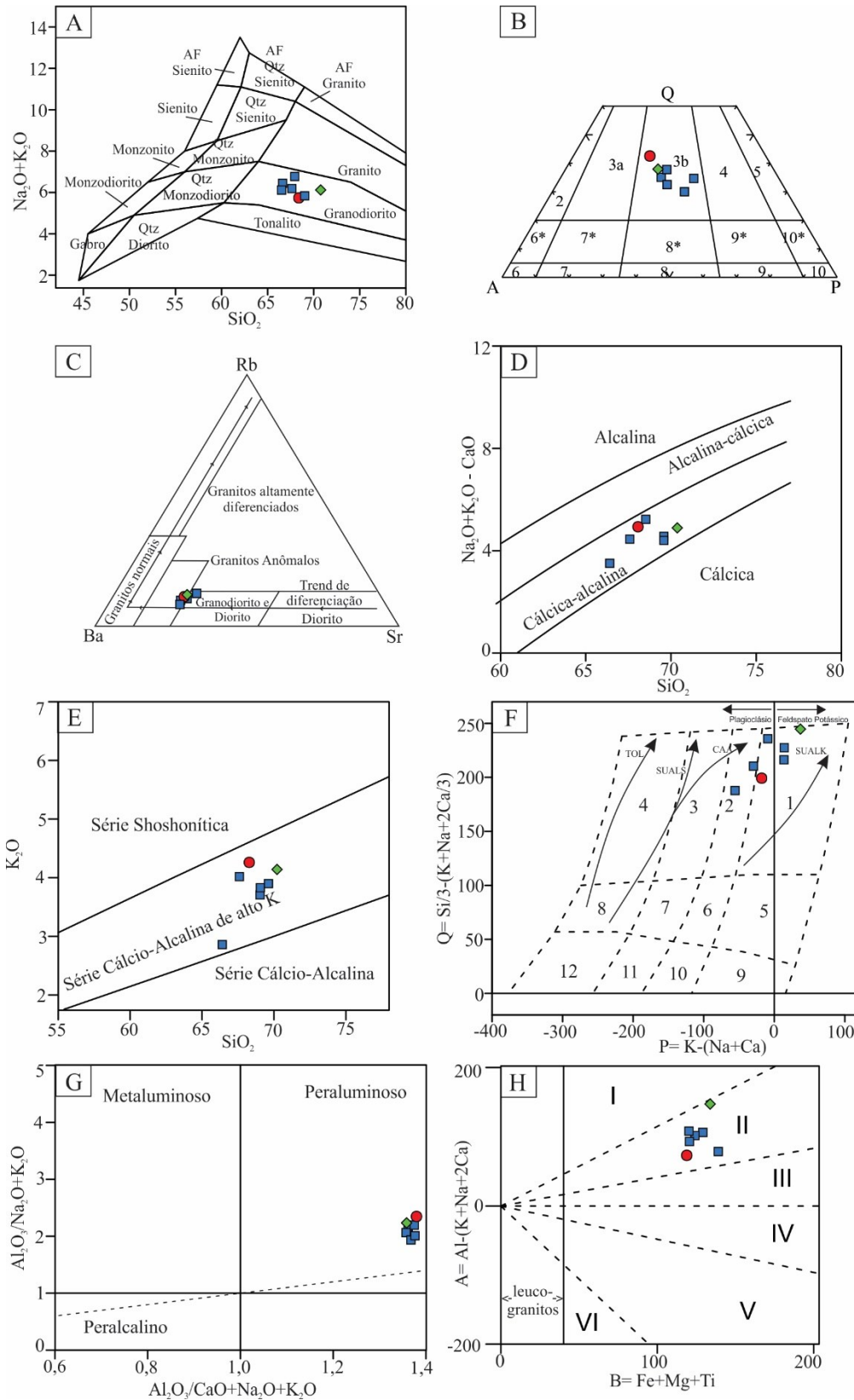
Os diagramas de caracterização de ambiente geotectônico das figuras 27D (diagrama triangular $\text{Rb}/30$, Hf , 3Ta de Harris et al., 1986), da 27E (classificação R1 *versus* R2 de Batchelor & Bowden, 1985), da 27F (Nb *versus* Y de Pearce et al., 1984), da 27G (Rb *versus* $\text{Y} + \text{Nb}$ de Pearce et al., 1984) e da 27H (Rb *versus* $\text{Yb} + \text{Ta}$ de Pearce et al., 1984) indicam que as amostras do Granito Dourados se posicionam predominantemente no campo de granitos sin-colisionais.

4.3.5. Elementos Traços

Nos diagramas multielementares, em que os elementos traços estão normalizados segundo os valores de Thompson (1982) para os meteoritos condriticos (Figura 28A) e Weaver & Tarney (1984) para crosta inferior (Figura 28B), as amostras das diferentes fácies mostram um padrão simétrico e similar, praticamente sem nenhuma variação entre si.

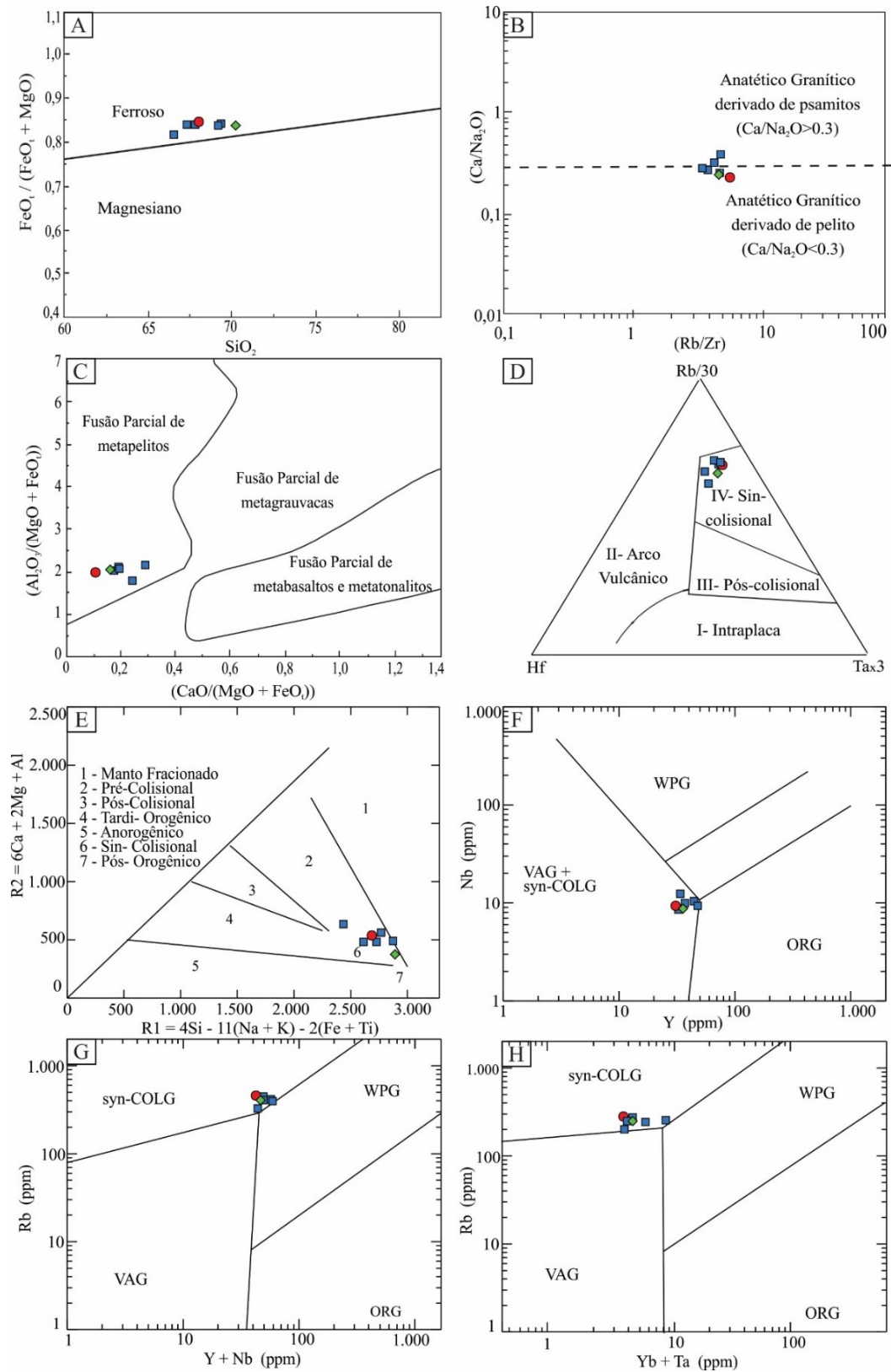
Na figura 28A, é observado enriquecimento dos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) em relação aos elementos terras raras leves (LREE), com padrões semelhantes aos de granitos de ambiente sin-colisional, com altos teores de Rb , K , La , Ce e Nd e anomalias negativas de Ba , Sr , Nb , P e Ti .

Figura 26: Diagramas geoquímicos de classificação das amostras do Granito Dourados. (A) Middlemost (1985); (B) Lameyre & Bowden (1982) (3b- monzogranitos); (C) El Bouseily & El Sokkary (1975); (D) Frost et al. (2001); (E) Debon et al. (1988) (1- granito, 2-granodiorito; TOL=toleítica, CAA= cálcico-alcalina, SUBALS= subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica); (F) Taylor (1976); (G) Maniar & Picolli (1989); (H) Debon & Le Fort (1983) granitos peraluminosos do campo II– biotita > muscovita.



Fonte: O autor.

Figura 27: Diagramas geoquímicos composicionais do protólito sedimentar (A) Frost et al. (2001); (B) Liu et al. (2013); (C) Altherr et al. (2000); Diagramas de ambientes tectônicos para elementos traços (D) Harris et al. (1986); (E) Batchelor & Bowden (1985); (F, G, H) Pearce et al. (1984) - Granitoide sin-colisional (Syn- COLG); Granitoide de arco vulcânico (VAG); Granitoide intraplaca (WPG); Granitoides de cadeias oceânicas (ORG).



Fonte: O autor.

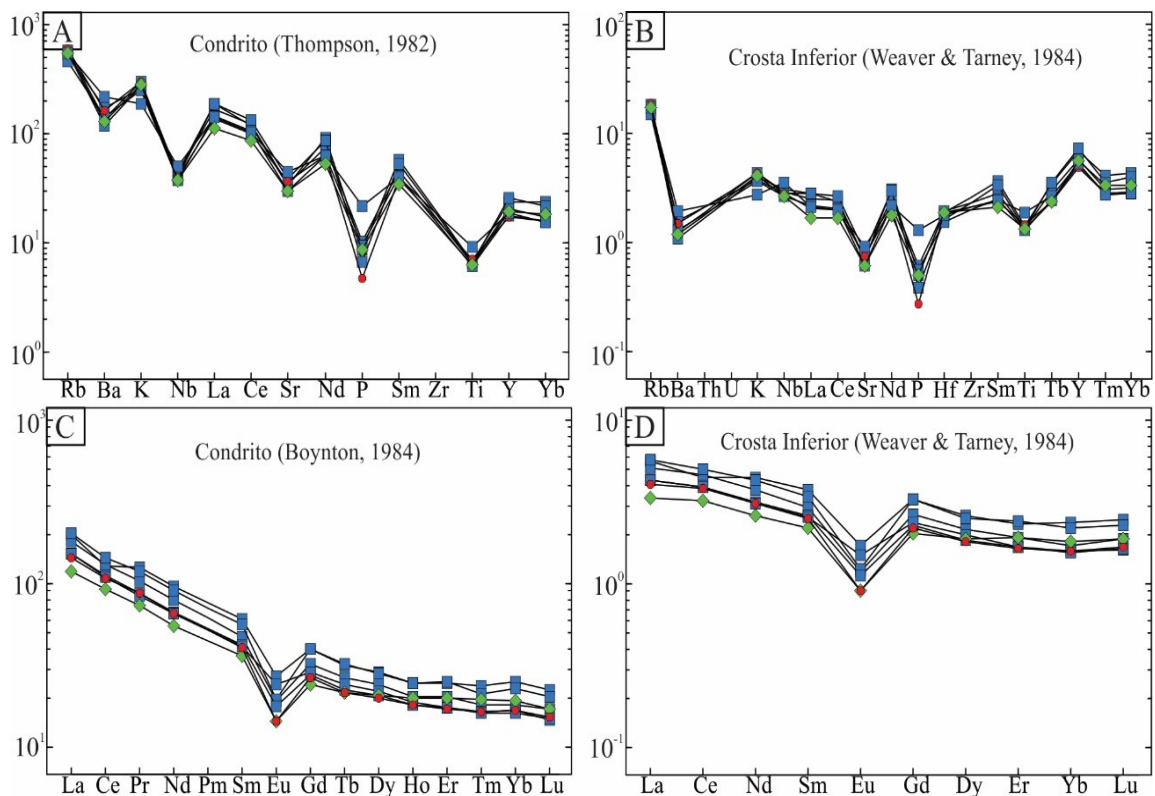
Comportamento similar é observado na figura 28B, com altos valores de Rb, K e Y, podendo indicar grande participação crustal durante a diferenciação magmática.

Os diagramas de Elementos Terras Raras (ETR) da figura 28C (normalizado a partir dos valores de meteoritos condríticos de Boynton, 1984) e da figura 28D (normalizado a partir dos valores de crosta inferior de Weaver & Tarney, 1984) também demonstram padrão de distribuição similar e uniforme para todas as fácies, o que indica uma fonte comagmática e homogênea.

As rochas analisadas são caracterizadas pelos valores médios de elemento terras rara (ETR) (241,04 ppm) e alto grau de fracionamento de elemento terra rara total (ETRT) de $[La/Yb = 8,15]_N$, apresentando valores médios de $Eu = 56,79$ e fraca a moderada anomalia negativa para Eu, com média $[Eu/Eu^* = 0,30]_N$.

Os dados também demonstram forte enriquecimento entre a média dos elementos terras raras leves (ETRL) a relação de $[Ce/Sm]_N = 2,60$, e empobrecimento em elementos terra raras pesadas (ETRP) a relação de $[Gd/Yb]_N = 1,55$.

Figura 28: Diagramas de multielementos incompatíveis e elementos terra raras para as amostras do Granito Dourados. Elementos incompatíveis normalizados: A) Valores para meteoritos condríticos de Thompson (1982) e B) Valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984). Elementos terras raras normalizados: C) Valores dos meteoritos condríticos de Boynton (1984) e D) Valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984).



Fonte: O autor.

5. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

5.1. Estruturação do Granito Dourados e relação com as rochas encaixantes.

O Granito Dourados, assim como contextualizado por Valeriano *et al.* (2004) para as intrusões graníticas na Faixa Brasília Meridional, segue o *trend* de deformação regional para NW-SE, com contato difuso com as rochas encaixantes do Grupo Araxá.

Dessa forma, realizando o perfil A-A' (Figura 29) na área de estudo, o granada-muscovita-biotita xisto passa a ter gradualmente maior quantidade de bolsões quartzo-feldspáticos ao se aproximar do corpo granítico à NW da área.

O granada anfíbolito, também pertencente ao Grupo Araxá, possui igualmente um contato intrusivo com o Granito Dourados, estando todas essas rochas deformadas simultaneamente a cerca de 640 Ma, referente à colisão continental brasileira (Valeriano *et al.*, 2004). Seer e Moraes (2013) atribuem essa mesma idade para a intrusão de granitos peraluminosos na FBM, o que condiz com as características estruturais e químicas do Granito Dourados, que igualmente indica um caráter de intrusão sin-colisional para o corpo.

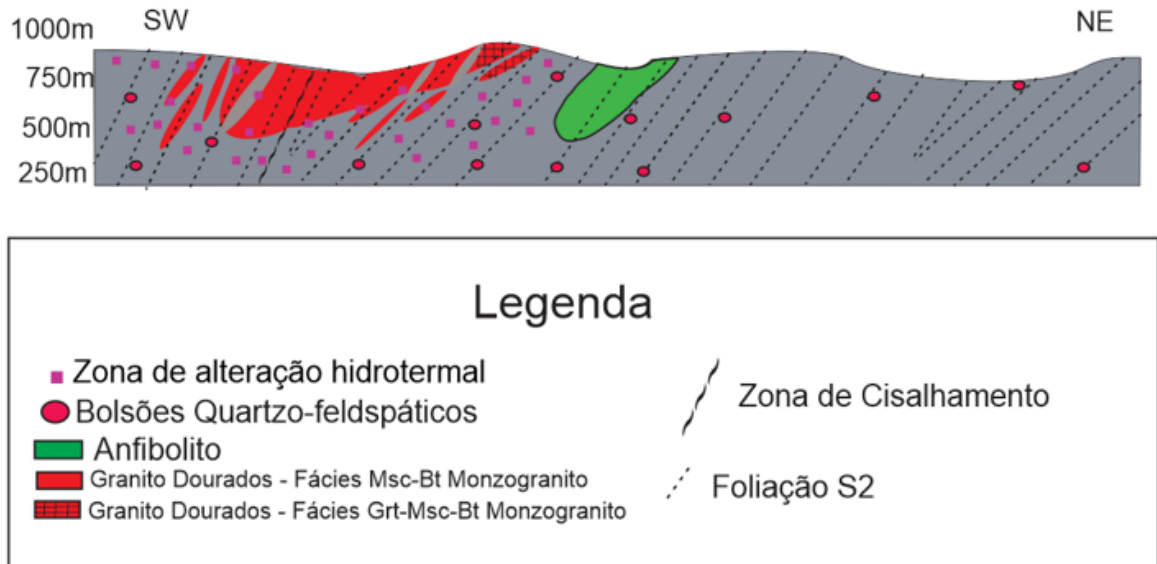
A trama das rochas que compõem o corpo granítico em questão é planar espaçada, frequentemente anastomosada, com domínio de clivagem filossilicático envolvendo micrólitons quartzo-feldspáticos. Pontualmente, assim como descrito por Santos *et al.* (2021) para o Complexo Monte Carmelo, é observado bandamento composicional nas rochas, sendo essas estruturas características da foliação S2, pertencente a segunda fase deformacional regional.

A foliação S2 oblitera possíveis foliações magmáticas e é paralela ao plano axial de dobras D2, com direção preferencial NW-SE. As dobras na área de estudo são marcadas pela variação de S2 para NE-SW, com ambos flancos com mergulho para SW, sendo classificadas como dobras apertadas e inclinadas. O Granito Dourados se encontra encaixado em um dos flancos dessas dobras, com direção NW-SE.

Já correspondente a terceira fase deformacional definida por Seer (1999) e Seer *et al.* (2001) para a Nappe de Araxá, uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil sinistral e de baixo ângulo de mergulho transpõe o Granito Dourados em direção NW-SE, paralela à S2 e ao plano axial das dobras D2. Associada a essa estrutura são observadas foliações miloníticas,

boudinagem assimétrica, foliações S-C, lineações de estiramento quartzo-feldspáticas, bandamento composicional e sigmoides.

Figura 29: Seção geológica A-A' da área de estudo.



Fonte: O autor.

5.2. Fácies graníticas e sequência de cristalização magmática

O Granito Dourados pode ser classificado, de forma geral, como um monzogranito leucocrático a duas micas, com forte caráter peraluminoso, igualmente descrito por Seer e Moraes (2013) para o Complexo Monte Carmelo.

A mineralogia predominante do corpo alvo de estudo é quartzo (35%), microclínio (20%), oligoclásio (18%), biotita (15%) e muscovita (12%). Composicionalmente, o Granito Dourados é levemente rico em SiO_2 , com teores entre 66,4% e 70,20%, e fortemente enriquecido em Al_2O_3 (14,50 a 15,70%) e Fe_2O_3 (5,4% e 6,4%). Além disso, há uma inferioridade de teores de CaO em relação aos de Na_2O e K_2O , característico de granitoides mais diferenciados.

Outra característica de granitoides diferenciados, segundo Dickson e Scott (1997), são as altas razões Th/U, observadas pelos valores das anomalias positivas desses elementos no mapa gamaespectométrico. A significativa presença de monazita como mineral acessório das diferentes fácies observadas justifica esse fato, visto que é um mineral fosfático, rico em Th e elementos terras raras leves (ETRL) (Bea, 1996), o que também justifica o enriquecimento desses frente aos elementos terras raras pesados (ETRP).

A partir do mapeamento geológico realizado, foram observadas variações na mineralogia e textura do corpo, o que permitiu sua subdivisão em três fácies graníticas: fácies hololeucocrática, fácies biotita-muscovita monzogranito e fácies granada-biotita-muscovita monzogranito, com as duas últimas pertencentes a associação de fácies leucocrática.

A fácies predominante é a biotita-muscovita monzogranito, com representatividade de 80% do Granito Dourados. A fácies hololeucocrática representa 10% do Granito Dourados e o fator que a define é o Índice M, que é de 8% em detrimento a 30% das demais fácies. A fácies granada-biotita-muscovita monzogranito também representa 10% do Granito Dourados e se diferencia das demais pela presença de granada em sua mineralogia em cerca de 5% da composição mineral da rocha.

A partir das relações minerais observadas, juntamente com os dados geoquímicos obtidos, pode-se estabelecer uma sequência de cristalização fracionada para o magma granítico fonte do Granito Dourados.

O magma primário, em maior pressão e temperatura e rico em ferro magnésio, sílica e alumina devido a fusão crustal de rochas metassedimentares (Seer e Moraes, 2013), cristaliza primeiro a granada. Posteriormente, com menor temperatura e maior concentração de potássio e H₂O, cristaliza-se biotita e plagioclásio sódico-cálcico, que nesse caso é referente ao oligoclásio. Já em fase avançada do magma residual, o ferro já foi quase que totalmente fracionado, restando grandes quantidades de sílica, potássio e alumina, o que permite a cristalização do microclínio e muscovita, além do quartzo por fim.

Diversos resultados geoquímicos corroboram a sequência de cristalização fracionada mencionada acima, como os *trends* negativos de TiO₂, Fe₂O₃, MgO e MnO nos diagramas de Harker (1909), similar a diminuição da quantidade de Nb com o aumento de sílica, indicando ambos a pouca participação de minerais ferromagnesianos no magma residual.

A cristalização de oligoclásio anterior a de microclínio é condizente com a correlação negativa de Sr e Ba com a SiO₂, visto que esses são elementos substitutos do Ca no plagioclásio.

A partir dessa hipótese, sugere-se que a fácies granada-muscovita-biotita monzogranito é a primeira a se formar no Granito Dourados, seguida da fácies biotita-muscovita monzogranito e, por fim a fácies hololeucocrática.

O fato de a fácies hololeucocrática apresentar característica única e exclusiva para o Granito Dourados de estrutura isotrópica, pode explicar a maior concentração de quartzo e feldspatos em detrimento aos minerais máficos nessa fácies.

Uma proposta alternativa a de que a estrutura isotrópica é reflexo de uma porção central do corpo exposta pelo intemperismo e erosão aborda a influência de uma zona de sombra de pressão na concentração de minerais félsicos. A fácies hololeucocrática é aflorante na região da zona de cisalhamento mapeada, onde próximo há uma lente de anfibolito a NW. Dessa forma, o anfibolito, mais resistente a deformação, permitiria uma zona de sombra de pressão, onde se migra minerais félsicos e não há deformação.

Os dados geoquímicos evidenciam um padrão de distribuição muito similar, paralelo, assimétrico e uniforme para todo o conjunto de amostras, o que indica uma fonte comagmática e homogênea para o Granito Dourados.

5.3. Fases minerais e processos pós-magmáticos

O Granito Dourados é um granito leucocrático à duas micas, que possui em sua mineralogia grandes quantidades de biotita e muscovita. Cada um desses minerais apresenta diferentes texturas, que indicam diferentes fases de formação ao longo da evolução do corpo granítico.

A muscovita e biotita primárias são caracterizadas pelo hábito mineral anédrico, seguindo a orientação preferencial de deformação em meio aos domínios de clivagem filossilicático.

A fase secundária dos minerais filossilicáticos é observada no corpo de duas formas: (I) com granada se alterando para biotita e biotita se alterando para muscovita; (II) cristais euédricos de muscovita em meio aos micrólitos quartzo-feldspáticos, não seguindo a orientação preferencial de deformação da rocha.

A partir dos métodos utilizados ao longo do presente trabalho, foram evidenciadas de diferentes formas a interação do Granito Dourados e rochas encaixantes com uma intensa alteração hidrotermal.

O mapa de anomalia gamaespectrométrica de K indica a forte concentração desse elemento em porção distal do corpo, o que indica que fluídos ricos em potássio podem ter sido migrados a partir de zonas de maior deformação para o granada-muscovita-biotita xisto. As muscovitas euédricas encontradas nessas rochas é uma evidência desse processo.

Os baixos valores de K_2O e Na_2O no Granito Dourados também podem indicar a migração desses elementos pela alteração hidrotermal, o que reflete as menores anomalias positivas de K no corpo granítico.

A partir dos minerais secundários observados, sugere-se que o fluido hidrotermal em questão era aquoso e rico em K, o que proporcionou uma série de transformações minerais. Dessa forma, as primeiras reações químicas a ocorrerem seriam as de perda de Fe_2O_3 , que faria a granada se transformar em biotita, que por sua vez se alteraria para muscovita. O Fe disponível a partir dessas reações permitiria a formação de óxidos de ferro (minerais opacos).

Em paralelo a esse processo, a muscovitização também ocorre por alteração do oligoclásio, incorporando K e Al e removendo Na e Ca. Similar a esse processo ocorre a sericitização do microclínio e do oligoclásio. A saussuritização do plagioclásio também é referente ao processo hidrotermal, que igualmente libera Ca para o sistema, favorecendo assim a precipitação de epidoto.

A alteração potássica também propicia, nas porções proximais do Granito Dourados, a existência de xistos feldspáticos, com substituição pervasiva dos minerais pré-existentes.

A textura primária da rocha é equigranular, o que indica que o processo de cristalização fracionada ocorreu de forma lenta e contínua. Pontualmente a textura é inequigranular devido a presença dos cristais secundários de tamanho maior e devido a cominuição e recristalização dos cristais de quartzo frente as bandas de deformação.

5.4. Ambiente de formação e gênese do Granito Dourados

O Granito Dourados é um granito de ambiente pré a sin-colisional de arco-vulcânico continental, como indicado no diagrama multielementar a partir do comportamento dos elementos traço. Nas amostras analisadas, os elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) são enriquecidos em relação aos elementos terras raras leves (LREE) e, além disso, apresentam altos teores de Rb, K, La, Ce e Nd. As anomalias negativas de Ba, Sr, Nb, P e Ti também corroboram para o caráter sin-colisional do corpo.

Composicionalmente, o Granito Dourados pode ser classificado como granito cálcio-alcalino do tipo ferroso, tendo como protólito a fusão parcial de rochas pelíticas, com os litotipos transicionando para termos composicionais com uma maior participação de protólitos metapsamíticos, ou seja, termos composicionais mais enriquecidos em sílica.

A partir da compilação dos dados obtidos ao longo do trabalho e a comparação desses com a bibliografia regional, pode-se enquadrar o Granito Dourados ao terceiro evento granitogênico definido por Seer e Moraes (2013), datado em 640 Ma.

O modelo genético elaborado por Seer *et al.* (2005) para a formação dos granitos a duas micas na FBM pode ser aplicado ao Granito Dourados visto o forte controle estrutural relacionado ao corpo. Segundo os autores, nesses casos, zonas de cisalhamento favorecem um alto grau de fusão crustal a partir da grande concentração de fluidos, o que favorece a cristalização de minerais hidratados como a muscovita .

A intensa alteração hidrotermal relacionada ao corpo granítico leva a interpretação de que realmente houve uma grande quantidade de fluidos percolando a crosta, com fluxo induzido por estruturas como zonas de cisalhamento.

A área de estudo é propícia ao entendimento da granitogênese peraluminosa na Faixa Brasília Meridional e o controle estrutural na geometria, e até mesmo mineralogia , dos corpos.

O presente trabalho teve como propósito o mapeamento e caracterização petrográfica e faciológica do Granito Dourados, portanto, sugere-se a futuros trabalhos um mapeamento estrutural de detalhe da área para aperfeiçoamento das relações entre as diferentes estruturas com o corpo granítico.

O estudo de química mineral da monazita também é sugerido para a área, visto a possibilidade de distinguir a partir disso ambientes de cristalização e detalhar os processos magmáticos-hidrotermais de granitos altamente evoluídos (Williams *et al.*, 2007).

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. **Observações sobre o Pré-Cambriano da Região Central de Goiás.** Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, n. 26, p. 19–22, 1967.
- ALMEIDA, F. F. M. **Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro no Proterozoico superior.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 40, p. 285–295, 1968.
- ALMEIDA, F. F. M. **O Cráton do São Francisco.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 7, p. 349–364, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. **The Upper Precambrian of South America.** Boletim do Instituto de Geociências, São Paulo, v. 7, p. 45–80, 1976.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. **Brazilian structural provinces: an introduction.** Earth-Science Reviews, v. 17, n. 1-2, p. 1–29, 1981.
- ALTHERR, R. et al. **High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany).** Lithos, v. 50, p. 51–73, 2000.
- ARAÚJO FILHO, J. O. **The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana.** Revista Brasileira de Geociências, v. 30, n. 1, p. 144–148, 2000.
- BARBARIN, B. **Uma revisão das relações entre os tipos de granitóides, suas origens e seus ambientes geodinâmicos.** Lithos, v. 46, p. 605–626, 1999.
- BARBOSA, O. **Geologia do Município de Araxá, Minas Gerais.** Mineração e Metalurgia, p. 247–248, 1937.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. **Geologia da região do Triângulo Mineiro.** Rio de Janeiro: DNPM, 1970.
- BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. **Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters.** Chemical Geology, v. 48, n. 1, p. 43–55, 1985.
- BEA, F.; PEREIRA, M. D.; STROH, A. **Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study).** Chemical Geology, v. 117, n. 1-4, p. 291–312, 1994.
- BECKER, J. S. **Inorganic mass spectrometry: principles and applications.** Chichester: John Wiley & Sons, 2007.
- BESANG, C. et al. **Datação radiométrica em rochas de MG e ES.** Belo Horizonte: CPRM, 1977.

BOYNTON, W. V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (org.). **Rare earth element geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1984. p. 63–114.

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. A. **From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage**. Episodes, v. 22, n. 3, p. 155–166, 1999.

BROD, J. A. et al. **Geoquímica da sequência vulcanossedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada das Perdizes, Triângulo Mineiro – MG**. Revista da Escola de Minas, Ouro Preto, v. 45, n. 1-2, p. 164–166, 1992.

COMIN-CHIARAMONTI, P.; MANTOVANI, M. S. M. **Tópicos especiais de petrologia magmática**. Geologia USP – Série Didática, v. 4, p. 3–73, 2015.

CPRM; CODEMIG. **Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos, Área 7: Patos de Minas, Araxá e Divinópolis**. Belo Horizonte, 2006.

DEBON, F.; LE FORT, P. **A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations**. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, v. 73, n. 1, p. 135–149, 1983.

DEBON, F.; LE FORT, P.; SABATÉ, P. **Uma classificação químico-mineralógica das rochas plutônicas comuns e suas associações: método e aplicações**. Revista Brasileira de Geociências, v. 18, n. 2, p. 122–133, 1988.

DICKSON, B.; SCOTT, K. **Interpretation of aerial gamma-ray surveys: adding the geochemical factors**. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, v. 17, p. 187–199, 1997.

EL BOUSEILY, A. M.; EL SOKKARY, A. A. **The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks**. Chemical Geology, v. 16, n. 1, p. 207–219, 1975.

FERREIRA, F. et al. **Gamaespectrometria aérea e sua aplicação na cartografia geológica**. 2016.

FERRETTI, M.; TIRELLO, R. A. **Princípios e aplicações de espectroscopia de fluorescência de raios X (FRX) com instrumentação portátil para estudo de bens culturais**. Revista CPC, São Paulo, n. 7, p. 74–98, 2009.

GINÉ-ROSIAS, M. F. G. **Espectrometria de massas com fonte de plasma (ICP-MS)**. Piracicaba: CENA, 1999.

HARKER, A. **The natural history of igneous rocks**. London: Methuen, 1909.

HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: COWARD, M. P.; RIES, A. C. (ed.). **Collision tectonics**. London: Geological Society of London, 1986. p. 115–158.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. **Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro**. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v. 19, n. 1, p. 6–26, 1970.

HOSSAIN, M. et al. **Recent trends in the analysis of trace elements in the field of environmental research: a review**. Microchemical Journal, v. 165, 106086, 2021.

LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. **Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks**. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 14, n. 1-2, p. 169–186, 1982.

LANGMUIR, D. **Uranium solution mineral equilibria at low temperatures with application to sedimentary ore deposits**. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 42, p. 547–569, 1978.

LIU, B. X. et al. **Zircon U-Pb ages and O-Nd isotopic composition of basement rocks in the North Qinling Terrain, central China: evidence for provenance and evolution**. International Journal of Earth Sciences, v. 102, p. 2153–2173, 2013.

MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. **Tectonic discrimination of granitoids**. Geological Society of America Bulletin, v. 101, p. 635–643, 1989.

MIDDLEMOST, E. A. K. **Magma and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology**. London: Longman, 1985.

MOURA, C. D.; BOA, T. M. R. F. **Mapa geológico da Folha Catalão – SE.23-Y-A-I, escala 1:100.000**. 2017.

PETRY, C. **Determinação de elementos traço em amostras ambientais por ICP-OES**. 2005. 150 f. Dissertação (Mestrado em Química) – Instituto de Química, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; FISCHER, D. P. **Estudo isotópico Sm-Nd regional da porção central da Faixa Brasília, Goiás: implicações para idade e origem dos granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá**. Revista Brasileira de Geociências, v. 29, p. 271–276, 1999.

PIMENTEL, M. M. et al. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI, U. G. et al. (ed.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 195–229.

ROLLINSON, H. R. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. London: Pearson Education, 1993.

SANTOS, B. L. dos; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. **Evolução estrutural do domínio interno da Faixa Brasília meridional na região de Estrela do Sul, Minas Gerais, Brasil**. Geociências, v. 40, n. 2, p. 287–305, 2021.

SCHULZ, B. **Monazite microstructures and their interpretation in petrochronology**. Frontiers in Earth Science, v. 9, 668566, 2021.

SEER, H. J. **Evolução tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma Araxá, Minas Gerais**. 1999. 267 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

SEER, H. J.; BROD, J. A.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BOAVENTURA, G. R.; DARDENNE, M. A. **Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozoica na Faixa de Dobramentos Brasília**. Revista Brasileira de Geociências, v. 31, n. 3, p. 385–396, 2001.

SEER, H. J.; BROD, J. A.; VALERIANO, C. M.; FUCK, R. A. **Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: registro de um evento magmático durante colisão neoproterozoica na porção meridional da Faixa Brasília**. Revista Brasileira de Geociências, v. 35, n. 1, p. 33–42, 2005.

SEER, H. J.; MORAES, L. M. **Within-plate, arc and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília Belt, Minas Gerais, Brazil**. Brazilian Journal of Geology, v. 43, n. 2, p. 333–354, 2013.

SIMÕES, L. S. A. **Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais**. 1995. 149 f. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

STRECKEISEN, A. **To each plutonic rock its proper name**. Earth-Science Reviews, v. 12, n. 1, p. 1–33, 1976.

STRIEDER, A. J. **Deformação e metamorfismo na região de Santa Cruz de Goiás: correlação tectono-estratigráfica e evolução tectônica regional**. 1993. 258 f. Tese (Doutorado) – Universidade de Brasília, Brasília, 1993.

STRIEDER, A. J.; NILSON, A. A. **Estudo petrológico de alguns fragmentos tectônicos da melange ofiolítica em Abadiânia (GO): as cromitas primárias e suas transformações metamórficas**. Revista Brasileira de Geociências, v. 22, n. 3, p. 353–362, 1992.

TAYLOR, W. P. **Intrusion and differentiation of granitic magma at high level in the crust: the Puscao Pluton, Lima Province, Peru**. Journal of Petrology, v. 17, n. 2, p. 194–218, 1976.

THOMPSON, R. N. **Magmatism of the British Tertiary volcanic province**. Journal of Geology, v. 18, n. 1, p. 49–107, 1982.

ULHEIN, A.; FONSECA, M. A.; SEER, H. J.; DARDENNE, M. A. **Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional**. Geonomos, v. 20, n. 2, p. 1–14, 2012.

UNRUG, R. **Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly**. GSA Today, v. 7, n. 1, p. 1–6, 1997.

VALERIANO, C. M. **Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais**. 1992. 192 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

VALERIANO, C. M. et al. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 575–593.

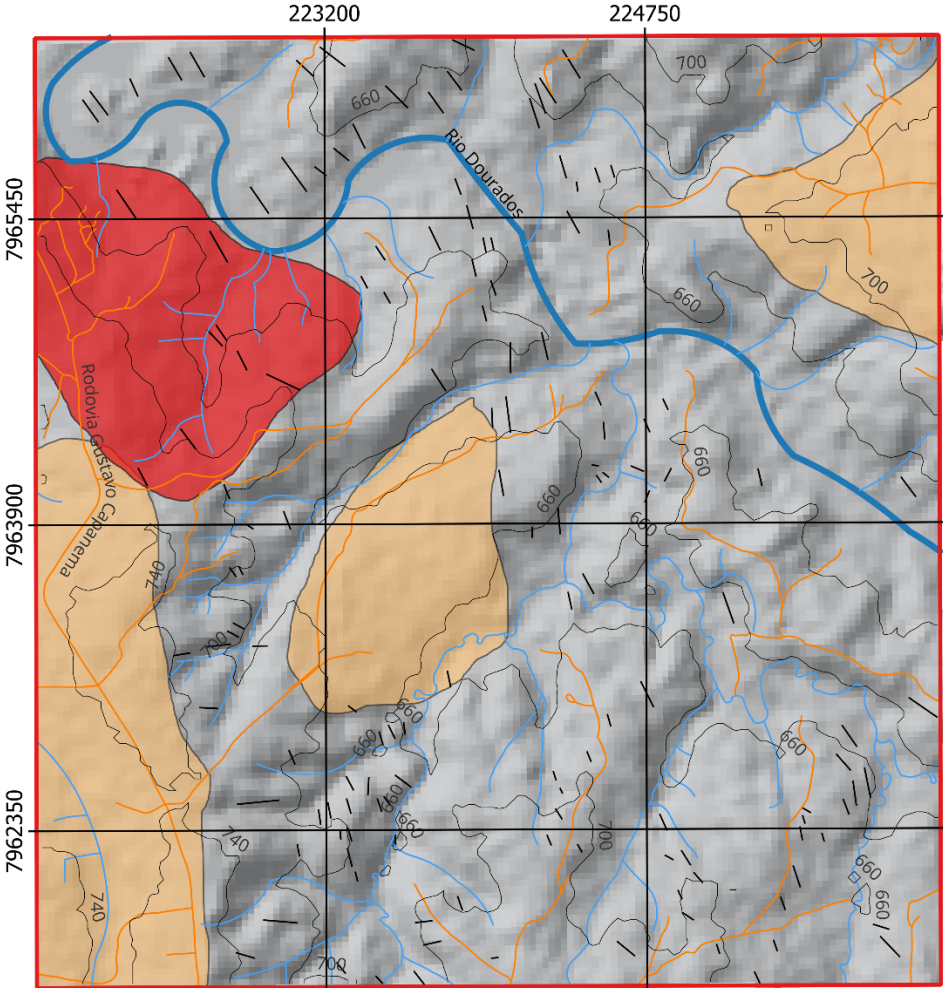
WEAVER, B.; TARNEY, J. **Empirical approach to estimating the composition of the continental crust**. *Nature*, v. 310, p. 575–577, 1984.

WEGNER, A. C. **Determinação e validação de método analítico de elementos traço em materiais geológicos utilizando espectrometria de massas com plasma indutivamente acoplado e ablação a laser (LA-ICP-MS)**. 2022. 159 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2022.

WHITE, W. M. **Geochemistry**. Oxford: Wiley-Blackwell, 2013.

WILLIAMS, M. L.; JERCINOVIC, M. J.; HETHERINGTON, C. J. **Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology**. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 35, p. 137–175, 2007.

APÊNDICE A – MAPA FOTOLITOLÓGICO



Convenções Cartográficas

Área de Estudo

Lineamentos

Rio Dourados

Drenagens

Curvas de Nível

Vias de Acesso

Zonas Homólogas

Zona com maior densidade de lineamentos e drenagens, além de alta a média rugosidade do relevo e padrão de reflectância de coloração cinza a róseo.

Zona com poucos lineamentos e média concentração de drenagens, baixa rugosidade do relevo e padrão de reflectância de coloração branca

Zona sem lineamentos estruturais e com poucas drenagens, com baixa rugosidade do relevo e padrão de reflectância avermelhado

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

IPAMERI SE.22-X-D-VI	CAMPO ALEGRE DE GOIÁS SE.23-V-C-IV	GUARDA MOR SE.23-V-C-V
GOIANDIRA SE.22-Z-B-III	CATALÃO SE.23-Y-A-I	COROMANDEL SE.23-Y-A-II
UBERLÂNDIA SE.22-Z-B-VI	ESTRELA DO SUL SE.23-Y-A-IV	MONTE CARMELO SE.23-Y-A-V

Mapa de Localização

Estado de Minas Gerais

MAPA DE FOTOINTERPRETAÇÃO - Arthur Rodrigues de Faria - TCC

Datum: WGS 84
Sistema de Coordenadas: Universal Transverso Mercator (UTM)
Fonte: Google Earth e CODEMIG
Autor: FÁRIA, A.R.

N

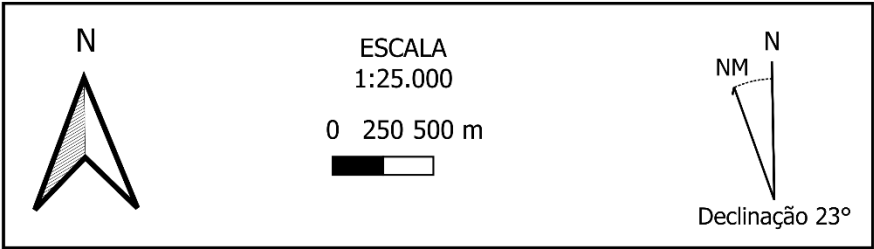
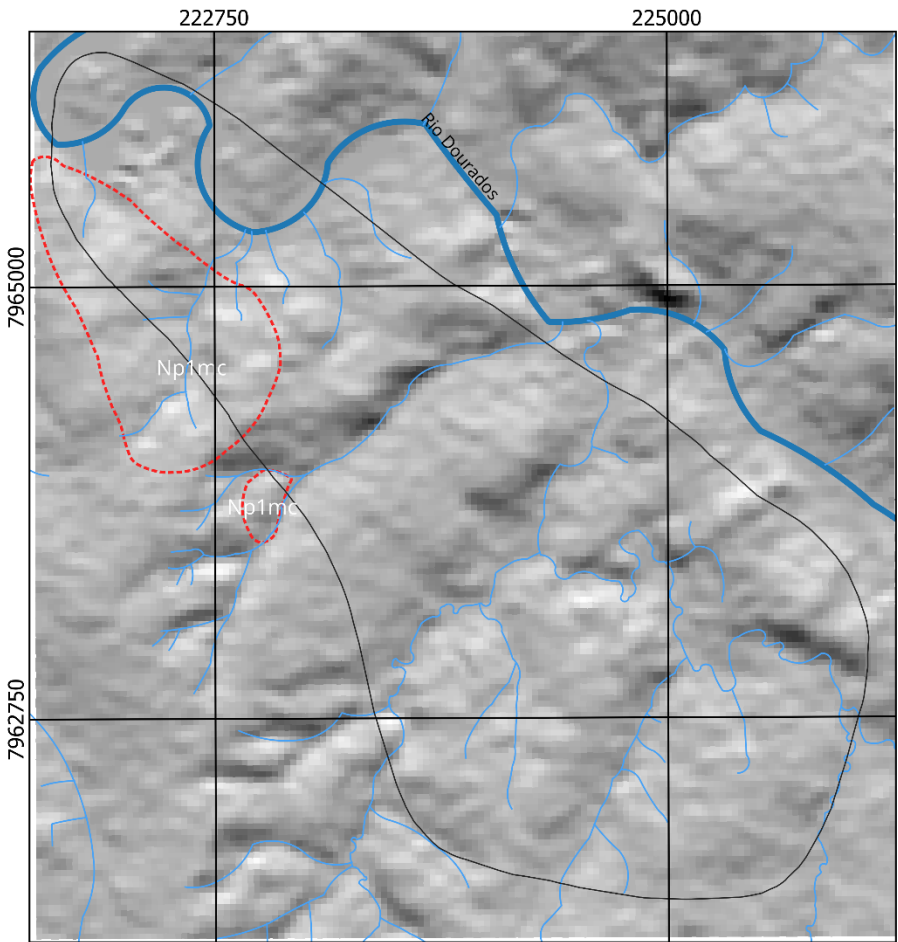
0 250 500 m

N

NM

Declinação 23°

APÊNDICE B – MAPA DE RELEVO SOMBREADO

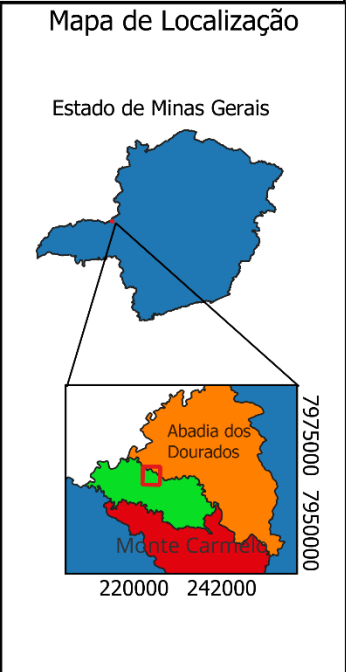


Convenções Cartográficas

□ Granito CODEMIG — Drenagens
▤ Granito Dourados — Rio Dourados

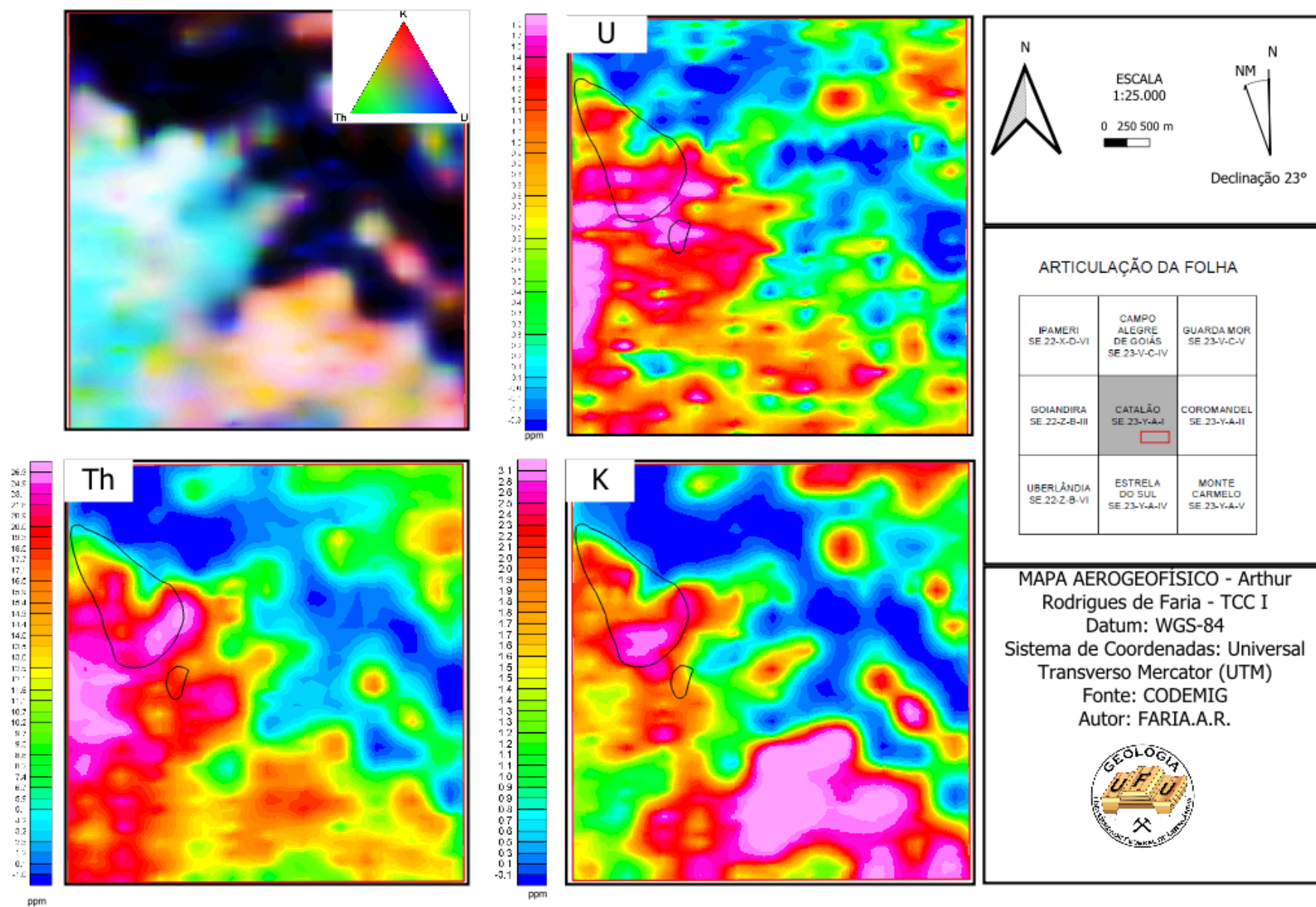
ARTICULAÇÃO DA FOLHA

IPAMERI SE.22-X-D-VI	CAMPO ALEGRE DE GOIÁS SE.23-V-C-IV	GUARDA MOR SE.23-V-C-V
GOIANDIRA SE.22-Z-B-III	CATALÃO SE.23-Y-A-I	COROMANDEL SE.23-Y-A-II
UBERLÂNDIA SE.22-Z-B-VI	ESTRELA DO SUL SE.23-Y-A-IV	MONTE CARMELO SE.23-Y-A-V

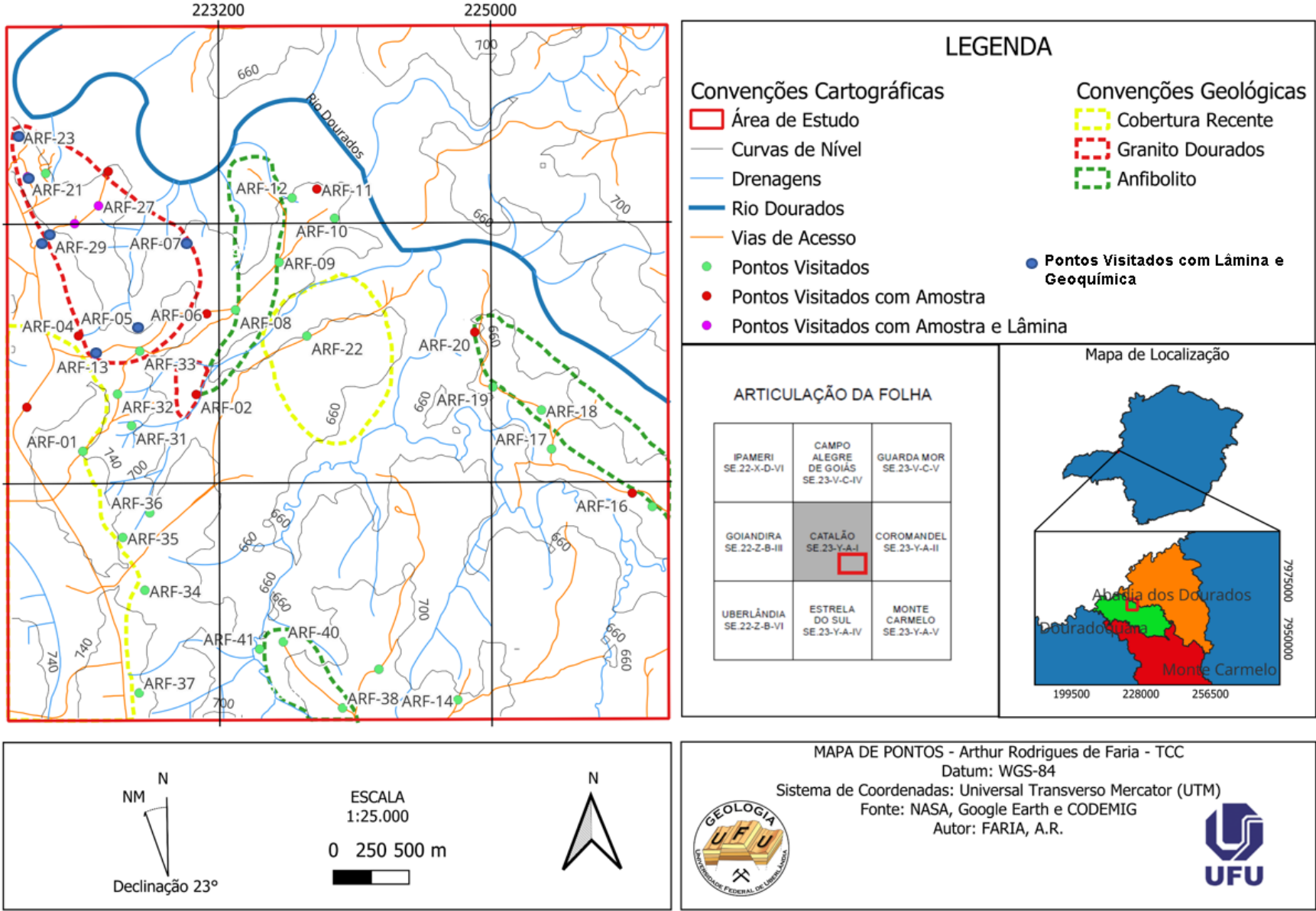


MAPA DE RELEVO SOMBREADO - Arthur Rodrigues de Faria - TCC I
Datum: WGS 84
Sistema de Coordenadas: Universal Transverso Mercator (UTM)
Fonte: Topodata e CODEMIG
Autor: FARIA.A.R.

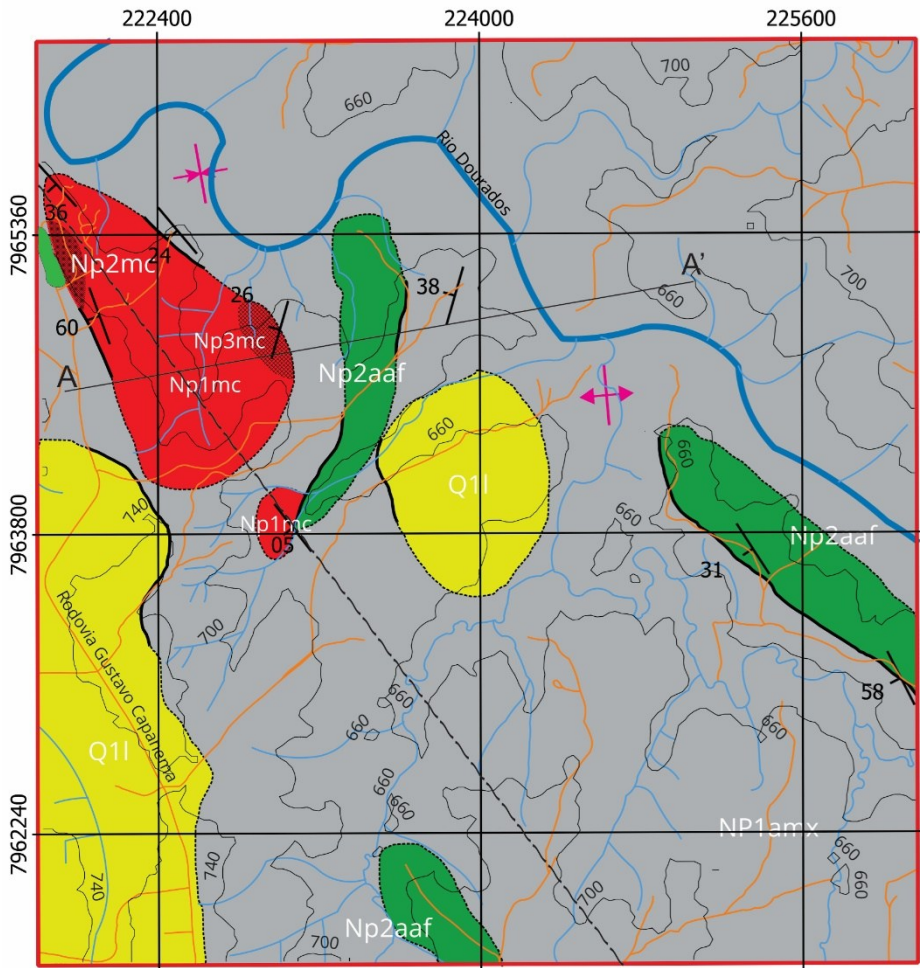
APÊNDICE C – MAPA AEROGAMAESPECTROMÉTRICO



APÊNDICE D – MAPA DE PONTOS



APÊNDICE E – MAPA GEOLÓGICO



- Convenções Cartográficas e Geológicas**
- | | | |
|-----------------|----------------------|-----------|
| Área de Estudo | Contatos Observados | Antiforma |
| Curvas de Nível | Contatos Inferidos | Foliação |
| Drenagens | Sinforma | |
| Rio Dourados | Zona de Cisalhamento | |
| Vias de Acesso | | |

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

CENOZOICO

COBERTURA LATOSSOLIZADA

Q1l Solos espessos, de coloração avermelhada, estrutura granular e textura argilosa.

NEOPROTEROZOICO

COMPLEXO MONTE CARMELO - Granito Dourados

Np2mc Fácies hololeucocrática, com um bt-monzogranito isotrópico e de textura inequigranular média a grossa.

Associação de Fácies Leucocrática

Np1mc Msc-bt monzogranito, com trama planar espaçada anastomosada e textura equigranular média.

Np3mc Grt-msc-bt monzogranito, com trama planar espaçada anastomosada e textura equigranular a inequigranular fina a média.

GRUPO ARAXÁ

Np1amx

Np2aaf

Np1amx - Grt-msc-bt xisto, de coloração avermelhada e textura lepidoblástica, apresentando frequentemente crenulações.

Np2aaf - Grt-anfibolito de textura nematoblástica, com estrutura linear marcada pelo estiramento mineral de granada e anfibólio.



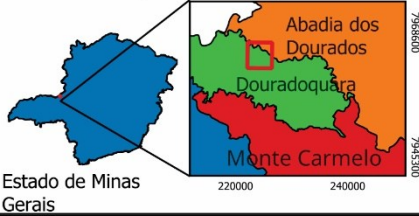
ESCALA
1:25.000

0 250 500 m



Declinação 23°

Mapa de Localização



MAPA GEOLÓGICO - Arthur Rodrigues de Faria - TCC

Datum: WGS-84

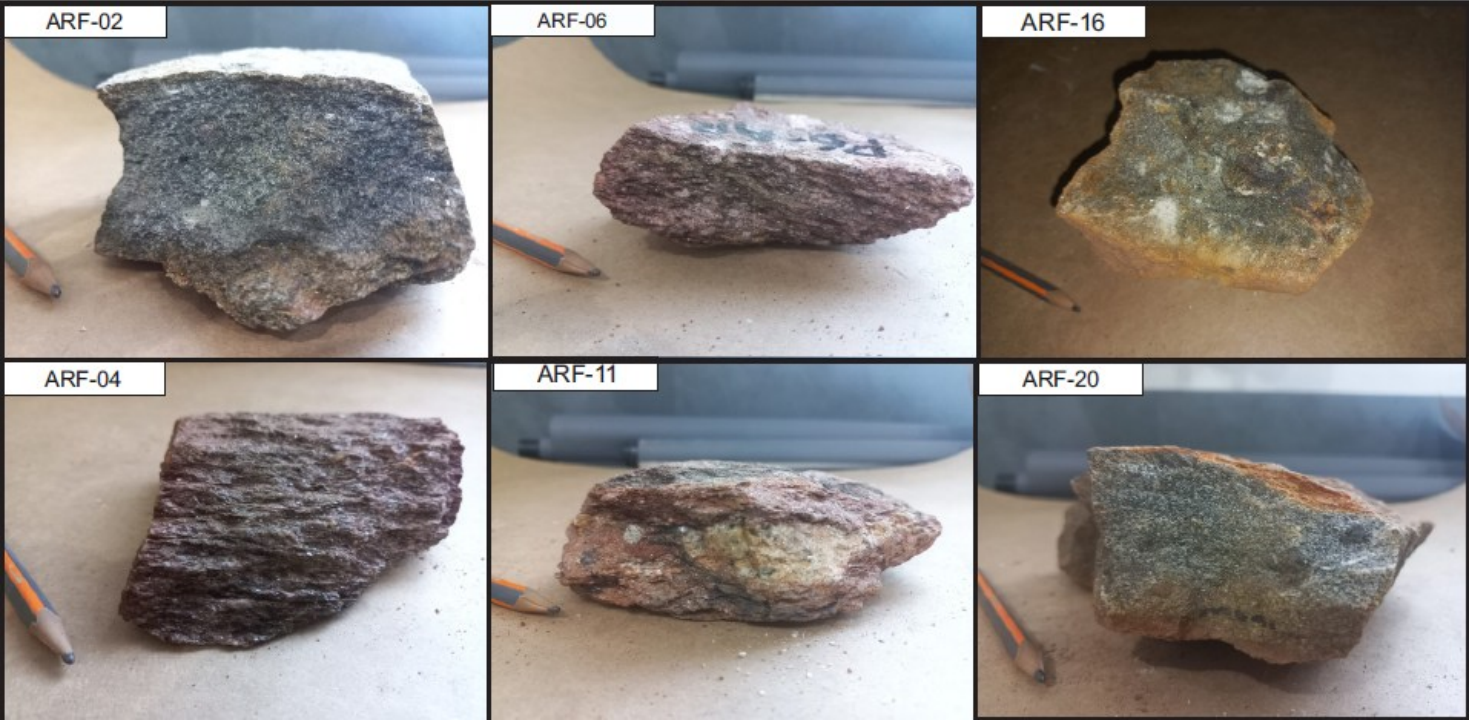
Sistema de Coordenadas: Universal Transversa de Mercator (UTM)

Fonte: NASA, Google Earth e CODEMIG

Autor: FARIA, A.R.



APÊNDICE F – DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA



Amostras		ARF-02	ARF-04	ARF-06	ARF-11	ARF-16	ARF-20
Coordenadas		223048;7963815	222270;7964224	223119;7964374	223849;7965237	225931;7963120	224891; 7964241
Unidade		Grupo Araxá	Grupo Araxá	Grupo Araxá	Grupo Araxá	Grupo Araxá	Grupo Araxá
Rocha		Anfibolito	Xisto	Xisto	Xisto	Anfibolito	Anfibolito
Estrutura		Anisotrópica	Xistosidade	Xistosidade	Xistosidade	Isotrópica	Anisotrópica
Textura		Nematoblástica	Granolepidoblástica	Granolepidoblástica	Granolepidoblástica	Inequigranular	Nematoblástica
Granulação		Média (1 a 8 mm)	Fina (0,5 a 1 mm)	Fina (0,5 a 1 mm)	Média (3 a 5 mm)	Média (2 a 8 mm)	Média (2 a 6 mm)
Descrição		Amostra pouco intemperizada, com porfiroblastos de granada	Foliação anastomosada, marcada pela diferença de competência entre minerais filossilicáticos e quartzo-feldspáticos	Foliação anastomosada pouco espaçada	Xisto com bastante muscovita secundária (euédrica) e com bolsões graníticos	Amostra com grande capa de oxidação, com porfiroblastos de granada	Cristais de anfibólio orientados e presença de porfiroblastos de granada
Cor		Preta/Cinza	Vermelho Claro	Vermelho Claro	Vermelho Claro	Preto	Preto/Cinza
Minerais	Quartzo	-	15	15	15	-	-
	Feldspatos	30	25	25	10	30	30
	Biotita	-	30	30	40	-	-
	Muscovita	-	25	25	30	-	-
	Anfibólio	60	-	-	-	60	60
	Granada	10	5	5	5	10	10
Classificação		Grt Anfibolito	Grt-Msc-Bt-Fk Xisto	Grt-Msc-Bt-Fk Xisto	Grt-Msc-Bt Xisto	Grt Anfibolito	Grt Anfibolito

ARF-03



ARF-05



ARF-07



ARF-13



ARF-21

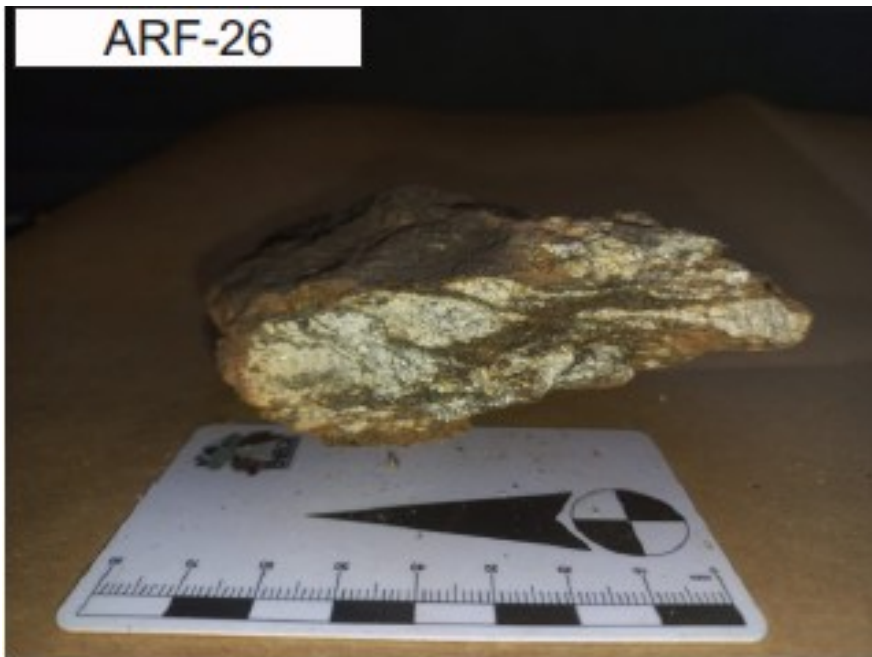


ARF-23

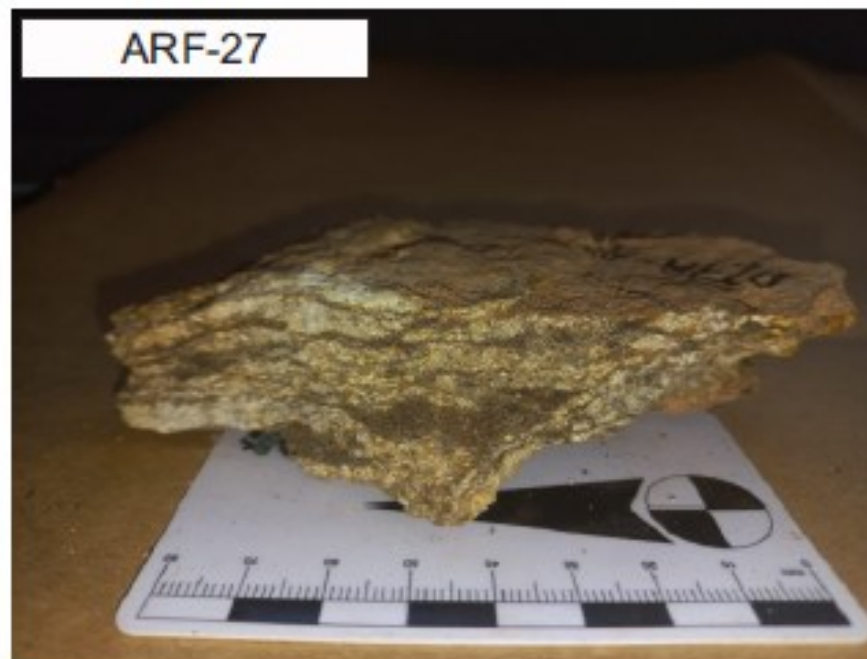


Amostras			ARF-03	ARF-05	ARF-07	ARF-13	ARF-21	ARF-23
Coordenadas			221927; 7963730	222659; 7964277	222981; 7964871	222382; 7964097	221935; 7965329	221877; 7965607
Rocha			Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito
Estrutura			Anisotrópica	Anisotrópica	Anisotrópica	Anisotrópica	Isotrópica	Anisotrópica
Arranjo dos Minerais			Equigranular	Equigranular	Equigranular	Equigranular	Inequigranular	Equigranular
Granulação			Fina (0,5 a 1mm)	Média (2 a 5mm)	Fina (0,5 a 2 mm)	Média (2 a 5 mm)	Média (2 a 5 mm)	Fina (0,5 a 2 mm)
Descrição			Foliação milonítica anastomosada, marcada por filossilicatos orientados, que por vez também se encontram euédricos em meio a bandas quartzo-feldspáticas	Foliação bem espaçada, marcada por finas bandas filossilicáticas intercaladas com bandas quartzo, feldspáticas	Foliação anastomosada com espaçamento variado, marcada pela orientação dos minerais filossilicáticos	Granito bem deformado, com formação de bandamento composicional	Cristais quartzo-feldspáticos predominantes em relação aos filossilicáticos, estando ambos distribuídos de forma homogênea na rocha	Foliação milonítica anastomosada, com baixo espaçamento entre si.
Índice de Cor			Leucocrática	Leucocrática	Leucocrática	Leucocrático	Hololeucocrática	Leucocrática
Minerais	Félsico (%)	Qz	30	35	30	35	37	30
		Feldspatos	40	50	40	40	50	45
	Pesados (%)	Bt	15	10	15	15	10	15
		Msc	15	5	10	10	3	10
		Anf	-	-	-	-	-	-
		Grt	-	-	5	-	-	-
Classificação			Msc-Bt Monzogranito	Msc-Bt Monzogranito	Grt-Msc-Bt Monzogranito	Msc-Bt Monzogranito	Bt Monzogranito	Msc-Bt Monzogranito

ARF-26



ARF-27



ARF-28



ARF-29



Amostras			ARF-26	ARF-27	ARF-28	ARF-29
Coordenadas			222469; 7965364	222404; 7965126	222246; 7965002	222085; 7964930
Rocha			Granito	Granito	Granito	Granito
Estrutura			Anisotrópica	Anisotrópica	Anisotrópica	Anisotrópica
Arranjo dos Minerais			Equigranular	Equigranular	Equigranular	Equigranular
Granulação			Fina (0,5 a 2 mm)	Fina (0,5 a 2 mm)	Fina (0,5 a 2 mm)	Média (2 a 5 mm)
Descrição			Foliação milonítica e anastomosada, formando sigmoides em bandas quartzo-feldspáticas	Bandamento composicional, marcado pela alternância de finas camadas filossilicáticas com espessas bandas quartzo-feldspáticas	Foliação crenulada e anastomosada, marcada por minerais filossilicáticos dobrados e estirados	Foliação anastomosada e crenulada com fino espaçamento, marcada por minerais filossilicáticos estirados e dobrados
Índice de Cor			Leucocrática	Leucocrática	Leucocrática	Leucocrática
Minerais	Félsico (%)	Qz	30	30	30	25
		Feldspatos	45	45	45	40
	Pesados (%)	Bt	15	15	15	20
		Msc	10	10	10	15
		Anf	-	-	-	-
		Grt	-	-	-	-
Classificação			Msc-Bt Monzogranito	Msc-Bt Monzogranito	Msc-Bt Monzogranito	Msc-Bt Monzogranito

APÊNDICE G – DESCRIÇÃO MISCROSCÓPICA

LÂMINA: ARF-21

Estrutura/Textura: rocha fanerítica, holocristalina, hipidiomórfica, hololeucocrática, de textura inequigranular média a grossa. Se encontra de forma isotrópica, sem desenvolvimento de foliações e bandamentos.

Composição Modal:

- Minerais Essenciais: quartzo (37%), microclínio (25%), oligoclásio (25%), biotita (5%), muscovita (3%).
- Minerais Acessórios: zircão, monazita.
- Minerais Secundários: sericita, minerais opacos e muscovita.

Descrição das relações mineralógicas e de contato:

O quartzo se encontra como cristais granulares subédricos a anédricos, em alguns locais bastante recristalizados e de extinção ondulante. Possui inclusões fluidas pontualmente. O tamanho varia de 0,1 a 0,6 mm e o contato entre os cristais são sinuosos.

O microclínio se encontra pontualmente com geminações do tipo xadrez e bastante alterado por processo de saussuritização (Figura 1.1-C). Em alguns locais, é encontrado com textura pertítica (Figura 1.1-D) e com inclusões de biotita. Os cristais são subédricos de tamanho entre 0,6 a mais de 1mm e os contatos variam entre lobulados e retilíneos.

O oligoclásio se encontra quase que totalmente afetado por processo de saussuritização, também ocorrendo sericitização pontualmente. A geminação polissintética é preservada apenas localmente (Figura 1.1-B). Os cristais são granulares anédricos, de tamanho variável entre 0,5 e mais de 1 mm e os contatos são serrilhados.

A biotita ocorre como cristais lamelares com pleocroísmo marrom e verde claro, não estando orientada e concentrada em bandas. Os grãos são subédricos de tamanho variando entre 0,3 e 0,8 mm. Os contatos variam de esgarçados entre os próprios cristais de biotita e sinuosos com os demais cristais. Estão frequentemente alterados para minerais opacos e muscovita.

A muscovita possui predominantemente hábitos lamelares subédricos de tamanho médio de 0,4 mm, ocorrendo pontualmente cristais euédricos de tamanho entre 0,6 e 1

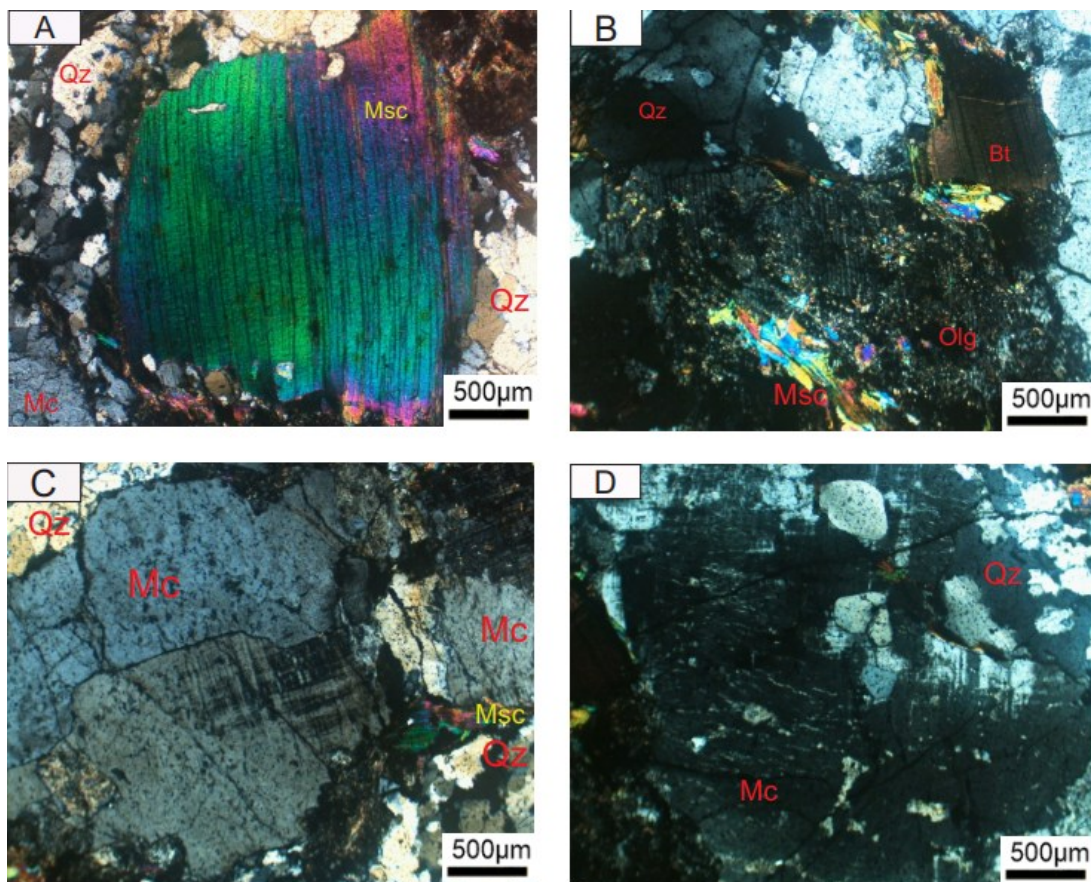
mm (Figura 1.1-A), sendo nesses casos secundários por alteração da biotita. Os contatos com os cristais de biotita são esgarçados a retilíneos, e com os demais é sinuoso.

O zircão possui hábito granular subédrico, de tamanho médio 0,05 mm, estando incluso nos cristais de biotita. A monazita ocorre como cristais prismáticos subédricos de tamanho 0,1 mm, estando também inclusas na biotita.

Os minerais opacos possuem hábito lamelar de tamanhos variando entre 0,1 a 0,4 mm, em contato lobulado que marca uma alteração da biotita. Por vezes essa substituição ocorre seguindo os planos de clivagem da biotita. A sericita ocorre como cristais aciculares menores que 0,05 mm, gerada por alteração do oligoclásio e microclínio e mascarando as respectivas geminações.

Classificação da Rocha: Biotita Monzogranito.

Figura 1.1: A) Cristal euédrico de muscovita secundária, ao lado de cristais policristalinos de quartzo, evidenciando a textura inequigranular da rocha; B) Oligoclásio sericitizado com geminação polissintética preservada, ao lado de cristais lamelares de muscovita e biotita que não seguem uma orientação preferencial, o que mostra a isotropia da rocha; C) Microclínio com geminação do tipo xadrez preservada; D) Microclínio com textura pertítica, ao lado de quartzo policristalino. Todas as figuras com polarizadores cruzados. Qz- Quartzo; Bt- Biotita; Msc- Muscovita; Olg- Oligoclásio; Mc- Microclínio.



Fonte: O autor.

LÂMINA: ARF-29

Estrutura/Textura: rocha fanerítica, holocristalina, hipidiomórfica, leucocrática, com textura equigranular média. Se encontra com alto grau de anisotropia, com bandas filossilicáticas anastomosadas e bandas quartzo-feldspáticas (Figura 1.2 A e D).

Composição Modal:

- Minerais Essenciais: quartzo (30%), microclínio (20%), oligoclásio (20%), muscovita (15%), biotita (15%).
- Minerais Acessórios: zircão, titanita, monazita.
- Minerais Secundários: epidoto, sericita, minerais opacos e muscovita.

Descrição das relações mineralógicas e de contato:

O quartzo se encontra como cristais granulares anédricos, parcialmente recristalizados (Figura 1.2-A), com granulação variando de 0,1 mm a 0,8 mm. A extinção é ondulante e os contatos são lobulados a sinuosos.

O microclínio ocorre como cristais granulares anédricos, com tamanhos variando entre 0,4 e 0,8 mm. Apresentam-se com fraturas irregulares, parcialmente saussuritizado, o que oculta por vezes sua geminação em grade (Figura 1.2-B). Os contatos são sinuosos e há inclusões de biotita.

O oligoclásio está extremamente alterado por processo de saussuritização e sericitização, ocultando sua geminação polissintética (Figura 1.2-B). Os cristais são granulares anédricos de tamanho variável entre 0,2 e 0,8 mm e os contatos são lobulares a sinuosos.

A biotita se encontra com hábito lamelar e pleocroísmo marrom e verde claro, orientada segundo a foliação, se encontrando por vezes dobrada. Os cristais são subédricos de tamanho médio de 0,6 mm e os contatos são esgarçados. Se altera para minerais opacos e muscovita e apresenta inclusões de zircão e monazita.

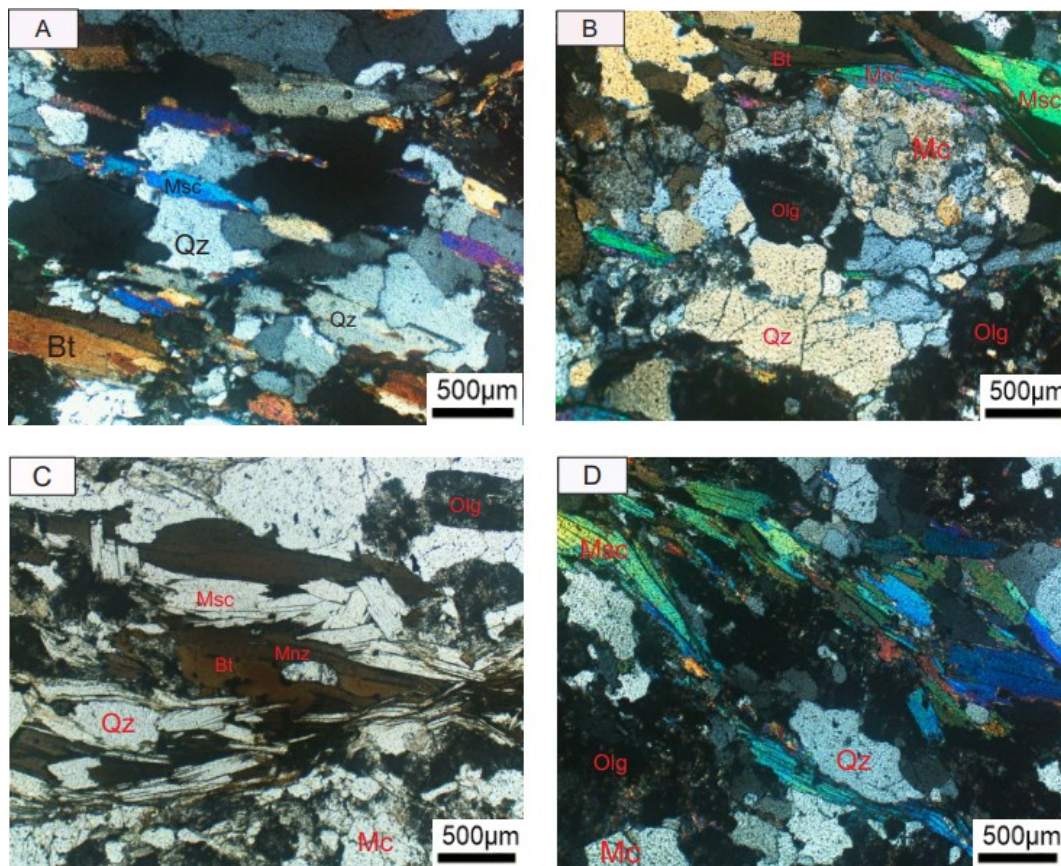
A muscovita também ocorre como cristais lamelares de hábito subédrico ao longo das bandas filossilicáticas, estando orientada e por vezes dobrada. Em alguns casos, se encontra euédrica em meio a cristais de quartzo e feldspato, sendo essa secundária. O tamanho médio é de 0,7 mm e os contatos são esgarçados. Por vezes é formada como alteração da biotita, evidenciada pela transição entre elas nas bordas de alguns cristais.

O zircão possui hábito granular, ocorrendo como inclusão na biotita. Possui tamanho médio de 0,05mm. A titanita também possui hábito granular, de tamanho 0,1 mm e contatos serrilhados, estando situada pontualmente em meio aos feldspatos. A monazita ocorre como inclusão nos cristais de biotita, com hábito prismático euédrico de tamanho 0,1 mm (Figura 1.2-C).

O epidoto ocorre como cristais granulares subédricos de tamanho 0,2 mm, sendo resultado da alteração do oligoclásio ou dos minerais máficos. Os contatos são retilíneos. A sericita ocorre como cristais aciculares em meio as massas de alteração de saussurita no oligoclásio, apresentando tamanho médio de 0,05mm. Os minerais opacos ocorrem como cristais lamelares estirados em meio as bandas filossilicáticas, sendo uma alteração da biotita. O tamanho médio é de 0,4 mm.

Classificação da Rocha: Muscovita-Biotita Monzogranito.

Figura 1.2: A) Anisotropia da rocha, com grãos de quartzo anédrico recrystalizados; B) Mineralogia da rocha, com destaque para o oligoclásio extremamente saussuritizado e o microclínio anédrico e parcialmente saussuritizado; C) Monazita incluída em cristal lamelar de biotita e textura em arco da muscovita; D) Foliação anastomosada, com intercalação de bandas filossilicáticas e feldspáticas, além da distinção entre muscovita primária (dobrada) e secundária (euédrica). Fig. A, B e D com polarizadores cruzados. Qz- Quartzo; Bt- Biotita; Msc- Muscovita; Olg- Oligoclásio; Mc- Microclínio; Mnz- Monazita.



Fonte: O autor.

LÂMINA: ARF-28

Estrutura/Textura: rocha fanerítica, holocristalina, xenomórfica, leucocrática, de textura equigranular média. Se encontra de forma anisotrópica, com bandamentos filossilicáticos e quartzo-feldspáticos que variam de espaçamento fino a médio, com a foliação por vezes anastomosada (Figura 1.3-A).

Composição Modal:

- Minerais Essenciais: quartzo (30%), oligoclásio (25%), microclínio (20%), biotita (15%), muscovita (10%).
- Minerais Acessórios: zircão e monazita.
- Minerais Secundários: sericita, minerais opacos e muscovita.

Descrição das relações mineralógicas e de contato:

O quartzo se encontra com hábito granular subédrico, por vezes recristalizado e com extinção ondulante, de tamanhos variáveis entre 0,3 mm a 0,6 mm. Os contatos são predominantemente sinuosos.

O oligoclásio se encontra como cristais granulares anédricos, bastante alterado por processos de sericitização e saussuritização, que estão predominantemente mascarando a geminação polissintética (Figura 1.3-D). Os tamanhos variam de 0,2 a 0,5 mm e os contatos são serrilhados. Pontualmente ocorre textura mirmequítica (Figura 1.3-B).

O microclínio se encontra com hábito granular anédrico, com tamanhos entre 0,4 e 0,6 mm e contatos lobulados a engrenados. Se encontra frequentemente com textura pertítica, alterado para saussurita, o que oculta a geminação em grade (Figura 1.3 B e D).

A biotita se encontra subédrica de hábito lamelar e tamanhos entre 0,3 mm e 1 mm. Os contatos são esgarçados a retilíneos e segue predominantemente orientada marcando a foliação. Se encontra alterada para minerais opacos e muscovita. Sua coloração tem pleocroísmo verde claro e avermelhado. Há inclusões de zircão e monazita.

A muscovita também é subédrica de hábito lamelar e se encontra predominantemente orientada marcando a foliação, ocorrendo pontualmente textura em arco que indica recristalização. O tamanho é variável entre 0,3 mm e 0,5 mm e os contatos são retilíneos a esgarçados. É comum vê-la como alteração nas bordas da biotita.

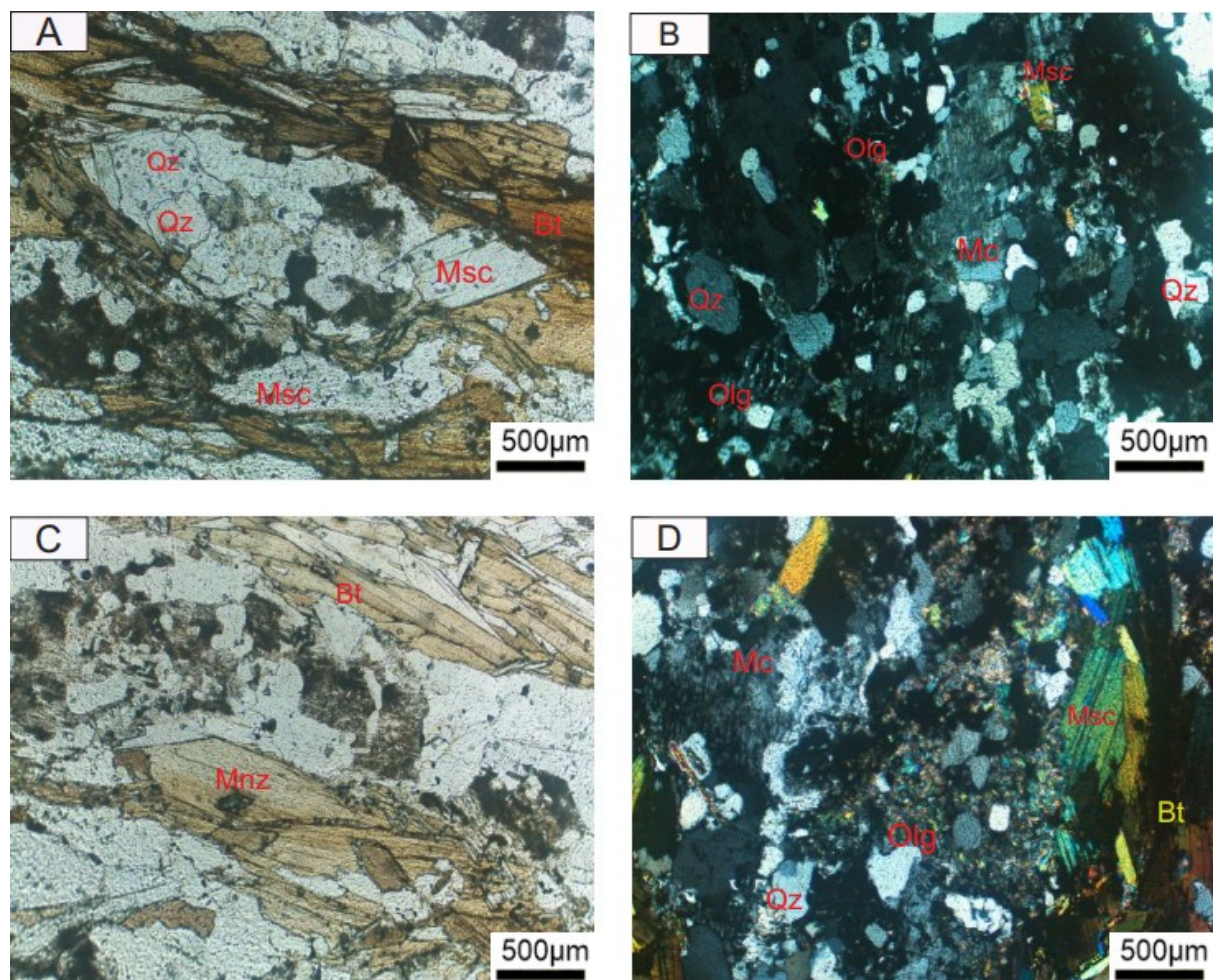
O zircão se apresenta como cristais granulares de tamanho 0,05 mm, como

inclusões na biotita. A monazita também ocorre como inclusões na biotita, como cristais subédricos prismáticos de tamanho 0,1 mm (Figura 1.3-C).

A sericita possui hábitos aciculares de tamanho 0,05 mm, ocorrendo como alteração do oligoclásio e microclínio. Os minerais opacos possuem hábito lamelar anisotrópico, orientados da mesma forma que a biotita, sendo uma alteração desta. O tamanho médio é de 0,2 mm.

Classificação da Rocha: Muscovita-Biotita Monzogranito.

Figura 1.3: A) Anisotropia da rocha, com foliação anastomosada marcada pela orientação dos filossilicatos; B) Textura mirmequítica do oligoclásio e pertítica do microclínio; C) Monazita incluída em cristais lamelares de biotita; D) Mineralogia geral da rocha, com oligoclásio bastante saussuritizado e sericitizado, além da textura equigranular. Fig. B e D com polarizadores cruzados. Qz- Quartzo; Bt- Biotita; Msc- Muscovita; Olg- Oligoclásio; Mc- Microclínio; Mnz- Monazita.



Fonte: O autor.

LÂMINA: ARF-27

Estrutura/Textura: rocha fanerítica, holocristalina, hipidiomórfica, leucocrática, de textura equigranular a inequigranular fina a média. Se encontra com forte anisotropia com foliação dobrada, marcada por cristais de biotita e muscovita. A foliação é anastomosada, com espaçamento médio a baixo entre as foliações, intercaladas por cristais quartzo-feldspáticos (Figura 1.4 A e D).

Composição Modal:

- Minerais Essenciais: quartzo (35%), oligoclásio (20%), microclínio (15%), biotita (15%) e muscovita (15%).
- Minerais Acessórios: monazita, zircão, fluorita e rutilo.
- Minerais Secundários: sericita, minerais opacos e muscovita.

Descrição das relações mineralógicas e de contato:

O quartzo se encontra como cristais granulares subédricos de tamanho variável entre 0,2 e 0,8 mm, estando em alguns casos recristalizado e com extinção ondulante. Apresenta contatos sinuosos e por vezes está incluso no oligoclásio.

O oligoclásio ocorre com hábito granular anédrico, extremamente afetado por saussuritização e sericitização, o que mascara a geminação polissintética quase que por completo (Figura 1.4-B). O tamanho médio é de 0,6 mm e os contatos são serrilhados. Ocorrem inclusões de quartzo.

O microclínio ocorre com hábito tabular subédrico, visivelmente afetado por saussuritização, ocorrendo localmente textura pertítica (Figura 1.4-B) e geminação em grade. Pontualmente ocorre extinção ondulante. Seu tamanho varia entre 0,3 e 0,8 mm e os contatos são lobulados.

A biotita se apresenta com pleocroísmo verde claro e marrom, estando os cristais orientados em hábito lamelar subédrico a anédrico, marcando a foliação, estando em alguns locais bastante deformada (Figura 1.4-C e D). O tamanho varia entre 0,3 e 0,8 mm e os contatos são retilíneos a esgarçados. Há inclusão de monazita, zircão e rutilo, além de alteração para biotita e minerais opacos.

A muscovita ocorre como cristais lamelares subédricos e pontualmente anédricos, bastante deformados (Figura 1.4 C e D). Também se encontram orientados, marcando a

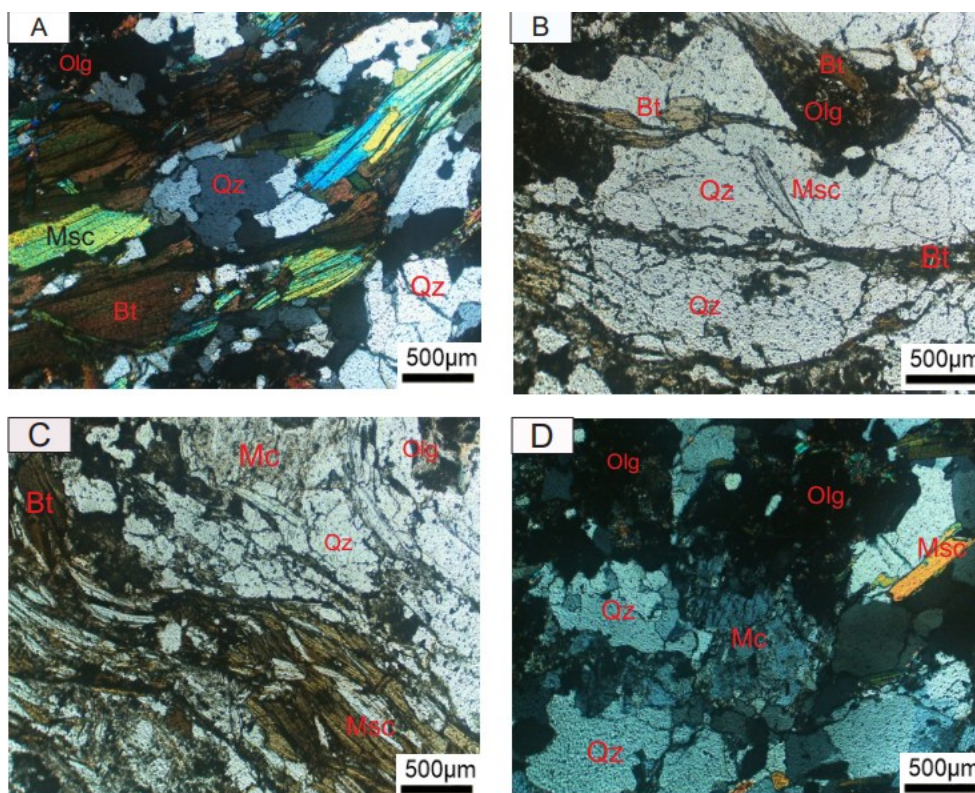
foliação. Os contatos são retilíneos a esgarçados e os tamanhos variam entre 0,4 e 0,6 mm. Ocorrem localmente como alteração da biotita, estando nesses casos na borda dos cristais dela em transição gradual.

A monazita ocorre como grãos subédricos prismáticos inclusos nos cristais de biotita, com tamanhos de 0,05 mm. O zircão ocorre como grãos subédricos granulares inclusos nos cristais de biotita, na maioria das vezes identificável somente pelo halo pleocróico. A fluorita ocorre com hábito granular e fibroso em meio a cristais de quartzo, com tamanho menor que 0,05 mm e cor roxa característica. O rutilo ocorre incluso na biotita com hábito acicular de tamanho 0,05 mm.

A sericita ocorre como grãos aciculares em meio a massa de alteração no plagioclásio, com cristais menores que 0,05 mm. Os minerais opacos se localizam junto as bandas filossilicáticas de hábito lamelar anédrico, bastante estirado por conta da deformação atuante na rocha.

Classificação da Rocha: Muscovita-Biotita Monzogranito.

Figura 1.4: A) Foliação anastomosada, marcando anisotropia da rocha; B) Deformação e orientação dos filossilicatos, marcando o bandamento da rocha C) Foliação crenulada, com biotita e muscovita dobradas; D) Oligoclásio saussuritizado e microclínio pertítico. Fig. A e D com polarizadores cruzados. Qz- Quartzo; Bt- Biotita; Msc- Muscovita; Olg- Oligoclásio; Mc- Microclínio.



Fonte: O autor.

LÂMINA: ARF-13

Estrutura/Textura: rocha fanerítica, holocristalina, hipidiomórfica, leucocrática, de textura equigranular média. Se apresenta de forma anisotrópica (Figura 1.5-A), com finas camadas filossilicáticas que marcam a foliação, com espaçamento médio entre elas.

Composição Modal:

- Minerais Essenciais: quartzo (40%), oligoclásio (20%), biotita (15%), muscovita (15%), microclínio (10%).
- Minerais Acessórios: monazita e zircão.
- Minerais Secundários: sericita, minerais opacos e muscovita.

Descrição das relações mineralógicas e de contato:

O quartzo se encontra como cristais subédricos granulares, de tamanho médio 0,4 mm, com contatos engrenados a sinuosos. Pontualmente ocorrem com extinção ondulante.

O oligoclásio se encontra predominantemente como cristais granulares anédricos, fortemente afetados por saussuritização e sericitização, o que mascara a geminação em grade (Figura 1.5 B e C). O tamanho varia de 0,4 a 0,7 mm e os contatos são sinuosos a serrilhados.

A biotita é visível como cristais lamelares subédricos, de tamanhos variáveis entre 0,3 e 0,5 mm e contatos retilíneos a esgarçados. Se encontra pontualmente dobrada e alterada nas bordas para muscovita e minerais opacos. O pleocroísmo é verde claro e marrom. Há inclusões de zircão e monazita.

A muscovita se apresenta como cristais lamelares subédricos, de tamanho médio 0,4 mm, com contatos retilíneos a esgarçados. Ocorre de forma primária ou secundária, estando a primeira orientada marcando a foliação e a segunda de forma mais euédrica, em meio a cristais quartzo-feldspáticos ou na borda de cristais de biotita.

O microclínio ocorre como cristais granulares subédricos, levemente saussuritizados e sericitizados, com textura pertítica (Figura 1.5 B e C). Os cristais têm tamanho médio de 0,5 mm e os contatos são sinuosos.

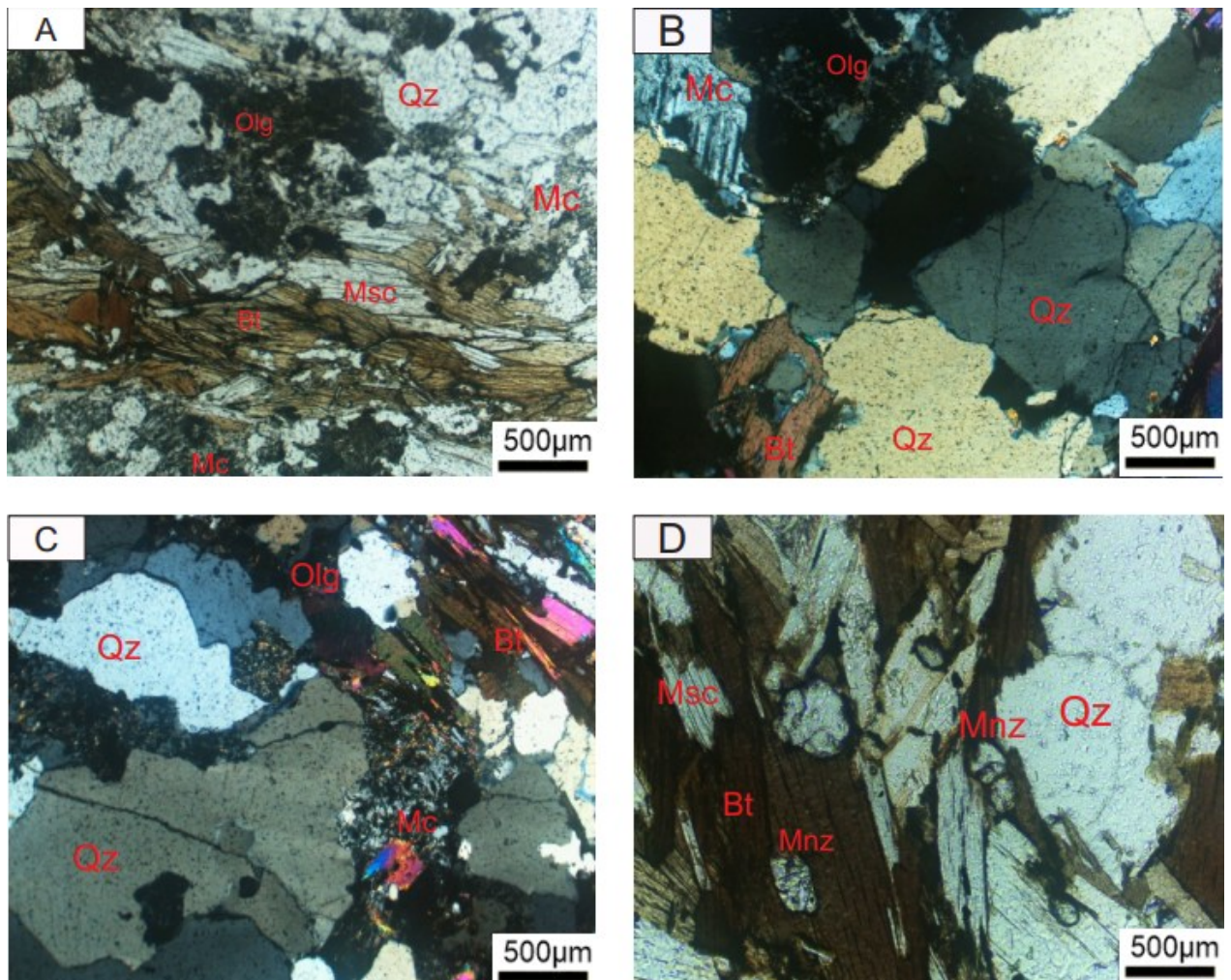
A monazita ocorre como cristais prismáticos subédricos, inclusos na biotita, de tamanho variável entre 0,1 e 0,2 mm (Figura 1.5-D). O zircão ocorre como cristais

granulares menores que 0,05 mm, por vezes identificáveis somente pelo halo pleocróico na biotita.

A sericita ocorre como cristais aciculares nos cristais de oligoclásio e microclínio, menores que 0,05 mm. Os minerais opacos ocorrem como cristais lamelares estirados em meio as bandas filossilicáticas, de tamanho 0,2 mm, como alteração da biotita. Os contatos são retilíneos.

Classificação da Rocha: Muscovita-Biotita Monzogranito.

Figura 1.5: A) Foliação marcada pela alternância de bandas filossilicáticas e quartzo-feldspáticas; B e C) Mineralogia geral da rocha, com destaque para o oligoclásio fortemente saussuritizado e o microclínio sericitizado, com baixa preservação de geminação; D) Monazita incluída em cristais de biotita. Fig. B e C com polarizadores cruzados. Qz- Quartzo; Bt- Biotita; Msc- Muscovita; Olg- Oligoclásio; Mc- Microclínio; Mnz- Monazita.



Fonte: O autor.

LÂMINA: ARF-7

Estrutura/Textura: rocha fanerítica, holocristalina, hipidiomórfica, leucocrática, de textura equigranular a inequigranular fina a média. Se apresenta de forma anisotrópica, com finas bandas filossilicáticas, intercaladas com bandas quartzo-feldspáticas com espaçamento médio (Figura 1.6-C).

Composição Modal:

- Minerais Essenciais: quartzo (35%), oligoclásio (20%), microclínio (15%), biotita (15%), muscovita (10%), granada (5%).
- Minerais Acessórios: monazita e zircão.
- Minerais Secundários: sericita, minerais opacos, muscovita e biotita.

Descrição das relações mineralógicas e de contato:

O quartzo se encontra com hábito granular subédrico, localmente recristalizado em forma de subgrãos. Os tamanhos variam entre 0,1 mm e 0,6 mm e os contatos são serrilhados.

O oligoclásio se apresenta extremamente saussuritizado e sericitizado (Figura 1.6-D), como cristais granulares anédricos de tamanho variado entre 0,4 e 0,7 mm. Os contatos são lobulares e a geminação polissintética é dificilmente visível.

O microclínio se encontra como cristais tabulares subédricos, saussuritizados e pouco sericitizados, com difícil visualização de textura pertítica e geminação em grade (Figura 1.6-D). O tamanho médio é de 0,5 mm e os contatos são lobulares.

A biotita se apresenta de forma lamelar subédrica a anédrica, estando ora deformada marcando a foliação, ora preservada em forma de bandas. Possui pleocroísmo verde claro a marrom, tamanho variável entre 0,3 e 0,8 mm e contatos retilíneos a esgarçados. Pontualmente está alterada para minerais opacos e muscovita, ocorrendo também como alteração da granada. Possui inclusão de zircão, monazita e granada.

A muscovita ocorre como cristais lamelares subédricos a anédricos, orientadas nas bandas filossilicáticas marcando a foliação e pontualmente em meio aos cristais quartzo-feldspáticos. O tamanho varia entre 0,1 mm e 0,7 mm e os contatos são retilíneos a esgarçados. Localmente é observada como alteração da biotita, se posicionando nas bordas dela.

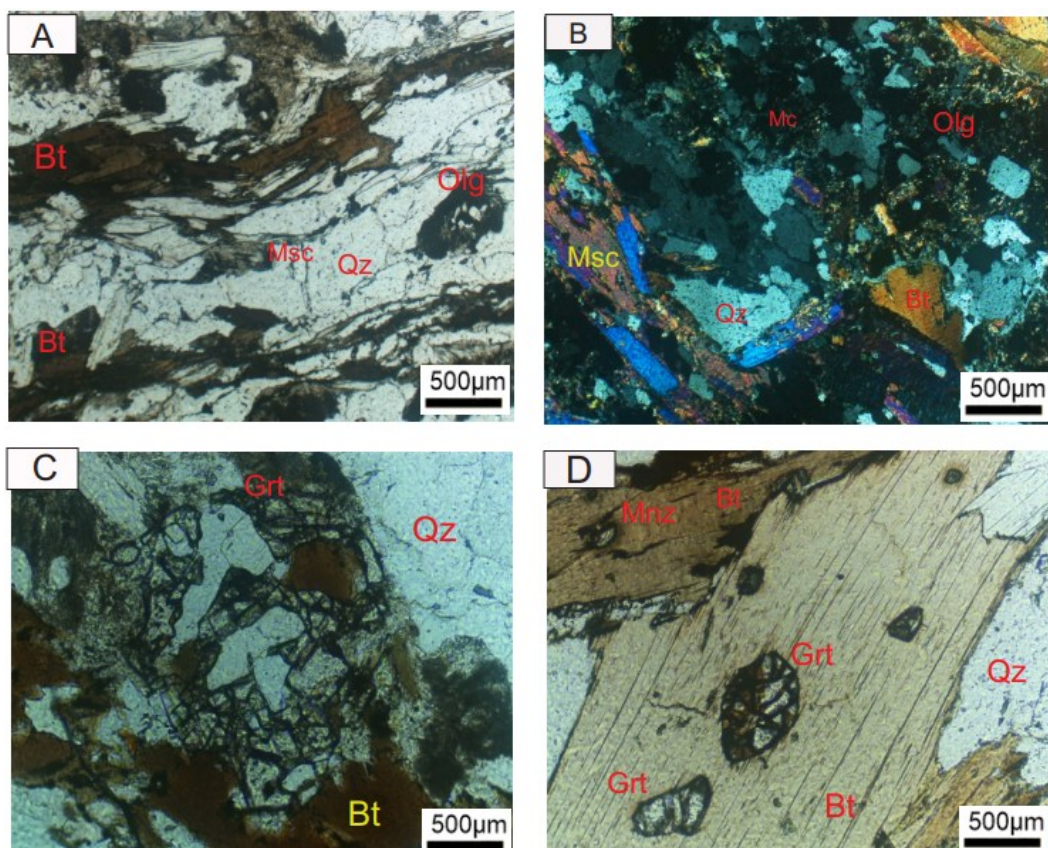
A granada ocorre com cristais granulares subédricos, ora inclusos nos cristais de biotita (Figura 1.6-B), ora na matriz, se alterando para biotita (Figura 1.6-A), com contatos difusos entre os cristais. Os tamanhos variam entre 0,2 e 0,4 mm.

A monazita está inclusa nos cristais de biotita com hábito prismático e tamanho médio de 0,05 mm. (Figura 1.6-B). O zircão é reconhecido somente pelo halo pleocróico nos cristais de biotita, assumindo assim pequenos hábitos granulares.

A sericita ocorre como cristais aciculares que substituem cristais de oligoclásio e microclínio, com tamanhos de 0,05 mm. Os minerais opacos ocorrem como alteração da biotita, estando nas bandas filossilicáticas com hábito lamelar anédrico de tamanho 0,4 mm.

Classificação da rocha: Granada-Muscovita-Biotita Monzogranito.

Figura 1.6: A) Anisotropia da rocha, com biotita e muscovita orientadas marcando a foliação; B) Oligoclásio e microclínio saussuritizados e sericitizados, tirando a visibilidade das geminações; C) Granada se alterando para biotita; D) Granada e monazita inclusas em cristais lamelares de biotita. Fig. B com polarizadores cruzados. Qz- Quartzo; Bt- Biotita; Msc- Muscovita; Olg- Oligoclásio; Mc- Microclínio; Mnz- Monazita; Grt- Granada.



Fonte: O autor.