

Trabalho de Formatura
Curso de Graduação em Geologia

**GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE OURO DO ALVO GUARDA-MOR, NA SEQUÊNCIA
JAUPACI (ISRAELÂNDIA-GO)**

Ana Patricia Caires Pereira

Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões

Rio Claro (SP)

2013

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

ANA PATRICIA CAIRES PEREIRA

GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE ORURO DO ALVO
GUARDA-MOR, NA SEQUÊNCIA JAUPACI
(ISRAELÂNDIA-GO)

Trabalho de Formatura apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas - Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau
de Geólogo.

Rio Claro - SP

2013

551.8 Pereira, Ana Patricia Caires
P436g Geologia do depósito de ouro do alvo guarda-mor, na
sequência Jaupaci (Israelândia-GO) / Ana Patricia Caires
Pereira. - Rio Claro, 2013
115 f. : il., figs., mapas, tabs.

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade
Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões

1. Geologia estrutural. 2. Caracterização geológica. 3. Arco
magmático de arenópolis. 4. Sequência metavulcânica
Jaupaci. 5. Vulcanismo bimodal. 6. Mineralização aurífera. I.
Título.

ANA PATRICIA CAIRES PEREIRA

GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE OURO DO ALVO
GUARDA-MOR, NA SEQUÊNCIA JAUPACI
(ISRAELÂNDIA-GO)

Trabalho de Formatura apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões (orientador)

Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

Prof. Ms. Rafael Rodrigues de Assis

Rio Claro, 03 de dezembro de 2013.

Assinatura da aluna

Assinatura do orientador

AGRADECIMENTOS

O desfecho deste trabalho não seria possível sem a ajuda e colaboração de muitos amigos. A princípio gostaria de agradecer aos meus pais, Ana e Norberto, por todo apoio, carinho e paciência durante esses 5 anos: muito obrigada! A minha irmã, Julia, pela nossa amizade e por todos os bons conselhos. Amo vocês!

Agradeço ao Professor Luiz Simões pela orientação neste trabalho. Aos professores da banca examinadora George Luvizotto e Rafael Rodrigues de Assis por terem aceitado o convite à leitura desta monografia e pelas sugestões dadas para o aperfeiçoamento da mesma. Ao Professor Antenor Zanardo pela ajuda e contribuição na descrição petrográfica das lâminas. E, ao futuro mestre, Filipi Lima (Sujo) também por toda ajuda.

A empresa Yamana Gold agradeço por todo o incentivo e apoio financeiro para a realização deste projeto. Um agradecimento especial a toda equipe da Yamana em Fazenda Nova. Aos Geólogos Gustavo Marques e Rafael Borges pela boa vontade e total apoio. Aos técnicos Cacá, Nilvan e Eduardo por todos os momentos de gargalhadas (que foram muitas), aos auxiliares Walley e Sérgio pela assistência em campo e, em especial, agradeço a Geóloga Iris Godoy pela amizade, parceria, companhia em campo, discussões geológicas e, claro, as bebedeiras sagradas de sábado e domingo.

As amigas mais lindas e loucas da Eng. Ambiental: Helena, Laís, Juliana, Renata (+Bia rrsrs), Janine, Isabella, Tatiane e “Taíses” Vieira e Salles. As amigas “barretenses”: Jaqueline, Daniela, Mariana (Murra), Marcela (Mah), Flávia (Flavolete), Camilla (Ca-Killer) e Paula Lelis (Tejano) pelo carinho e suporte à distância.

Aos amigos da minha turma, Alcool n’ Geo, que foram muito importantes na realização deste ciclo. Em especial, agradeço as minhas melhores amigas Marry, Marina, Fernanda (Ferzoca) e Luana (Luh) por todos os momentos alegres e, até mesmo, os tristes em que vocês sempre estiveram ao meu lado. Obrigada por tudo que a nossa amizade, carinho e respeito cresçam cada dia mais.

E, por último, porém, não menos importante, agradeço a minha grande amiga Aline por fazer dessa amizade uma grande parceria (porque não um “casamento” como disseram a Danja e a Tia Elza hehehe). Li, obrigada por ser essa pessoa tão admirável. Eu não tenho nem palavras pra agradecer tudo o que você fez por mim durante esses 5 anos. Espero que a nossa amizade prevaleça por mais 5, 50, 500, 5000 anos geológicos Muito obrigada!

RESUMO

A área de estudo do alvo Guarda-Mor (Israelândia-GO) contextualiza os terrenos da porção leste do Arco Magmático de Arenópolis, mais precisamente, as associações neoproterozóicas inseridas no domínio da Sequência Metavulcanossedimentar Jaupaci. A área mapeada localiza-se na porção centro-oeste do estado de Goiás. O presente trabalho tem como principal objetivo a caracterização estrutural, petrográfica e litogeoquímica das rochas do alvo, além da comparação litogeoquímica com as rochas da Mina Bacilândia (Fazenda Nova-GO) com o intuito de se avaliar a similaridade genética das unidades vulcanossedimentares. O alvo Guarda-Mor é representado por rochas metavulcânicas da Sequência Jaupaci que apresentam vulcanismo bimodal. Esta sequência é composta por rochas metafélicas, sericita/muscovita quartzo xisto, filitos e metarriolito e metariodacitos, com assinatura geoquímica cálcio-alcalina e por rochas metamáficas de caráter toleítico formadas por actinolita-clorita xisto ou clorita-quartzo xisto. Além do pacote de supracrustais também se pode observar a ocorrência de uma intrusão local sin- a tardi-tectônica, denominada Granito Subvulcânico. Na área de estudo, além do acentuado vulcanismo também se nota um evento de granitogênese de fusão crustal evidenciado pela presença de 2 corpos graníticos situados a leste e oeste do mapa, Granito Israelândia e Granito Iporá, respectivamente. Análises estruturais, tanto em escala macro quanto micro, permitiram identificar 3 fases deformacionais. Os litotipos da região registram feições metamórficas em fácies xisto verde, inferior a superior. Estas feições foram subdivididas em 3 domínios metamórficos: os domínios Leste e Oeste mostram metamorfismo termal devido a intrusão dos granitóides adjacentes, enquanto que, o domínio Central apresenta feições de metamorfismo regional. A mineralização aurífera do depósito do alvo Guarda-Mor sugere um possível controle estrutural, além do pronunciado processo de alteração hidrotermal. A mineralização também pode estar relacionada à ocorrência de sulfetos como pirita e, secundariamente, arsenopirita, calcopirita e pirrotita.

Palavras-chave: Arco Magmático de Arenópolis, Sequência Metavulcânica Jaupaci, vulcanismo bimodal, mineralização aurífera.

ABSTRACT

The study area of the Guarda-Mor target (Israelândia-GO) contextualizes the terrains of the eastern portion of the Arenópolis Magmatic Arc, more accurately, the Neoproterozoic associations inserted in the field of the Jaupaci volcano-sedimentary sequence. The mapped area is located in the central-western of Goiás state. The present paper has as main objective to characterize the structural, petrographic and litho-geochemistry of the target rocks beyond to compare these factors with the Mina Bacilândia rocks (Fazenda Nova-GO) in order to assess the genetic similarity of volcano-sedimentary units and deposits associated. The Guarda-Mor target is represented by the Jaupaci metavolcanic rocks sequence presenting bimodal volcanism. This sequence consists in metafelsic rocks like sericite/muscovite quartz schist, phyllite and metarriolites and/or metariodacites with calc-alkaline geochemical signature and metamafic rocks with tholeiitic character formed by actinolite - chlorite schist and chlorite - quartz schist. Besides the package of supracrustal rocks also can be observed the occurrence of a local intrusion syn- to late - tectonic named Granito Subvulcânico. In the study area beyond the marked volcanism also seen an event of crustal melting granitogênese evidenced by the presence of 2 granites at the east and the west of the map, Granito Israelândia and Granito Iporá respectively. Structural analysis both at the macro and micro have identified 3 deformation phases. The types of rock on the region record features in the metamorphic facies top and down. These features were subdivided into 3 metamorphic areas: the east and West areas show thermal metamorphism due to intrusion of adjacent granites while the central domain displays features of regional metamorphism. Gold mineralization of the Guarda -Mor deposit target suggests a possible structural control beyond pronounced the hydrothermal alteration. The mineralization may also be related to occurrence of sulphides as pyrite, most commonly, arsenopyrite, chalcopyrite and pyrrhotite.

Keywords: Arenópolis Magmatic Arc, Metavolcanic Jaupaci Sequence, bimodal volcanism, gold mineralization.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo, alvo Guarda-Mor (quadrado amarelo) e, da Mina Bacilândia – Projeto Arco Sul (círculo preto), em destaque, a Rodovia GO-060, principal via de acesso ao alvo (em azul). Fonte: acesso em Google Maps.....	17
Figura 1.2 – Mapa Geomorfológico do estado de Goiás, extraído de Mamede (1993) - fonte: Lacerda Filho <i>et al.</i> (2008). Destaques para a área de estudo e para as unidades geomorfológicas presentes na área.	18
Figura 3.1 - Províncias estruturais do Brasil com destaque para a Província Tocantins. Retirado de Lacerda Filho & Frasca (2008).	24
Figura 3.2 - A: Mapa das províncias tectônicas do Brasil; B: Mapa geológico do arcabouço da Faixa Brasília, porção oriental da Província Tocantins, com destaque para o Arco Magmático de Goiás (PIMENTEL <i>et al.</i> , 2003). Retirado de Laux <i>et al.</i> (2010).	26
Figura 3.3 - Mapa geológico do arcabouço da porção meridional da Faixa Brasília, destaque para a área de estudo – Sequência Jaupaci. Retirado de Laux <i>et al.</i> (2010).	28
Figura 3.4 - Mapa geológico simplificado da porção oriental da Província Tocantins (extraído de Pimentel <i>et al.</i> , 2004). Legenda: 1. Domínio Arqueano de Crixás-Goiás, 2. Terrenos paleoproterozóicos, 3. Complexos máficos-ultramáficos, 4. Complexo Anápolis-Itauçu, 5. Arco Magmático de Goiás. Fonte: Ramos, 2010.	31
Figura 3.5 – A: Mapa geotectônico do estado de Goiás e Distrito Federal; B: Mapa geológico do Arco Magmático de Goiás – destaque para a área pesquisada do alvo Guarda-Mor (quadrado amarelo). Retirado de Lacerda Filho & Frasca (2008).	33
Figura 3.6 - Ambientes tectônicos de depósitos minerais epigenéticos ricos em Au. Fonte: Groves <i>et al.</i> (1998).	38
Figura 4.1 – Coluna estratigráfica do alvo Guarda-Mor.	42
Figura 4.2 – A e B) Afloramento visto em planta mostrando blocos angulares com tamanhos centimétricos de rochas metamáficas de coloração cinza escura com granulação fina a média e estrutura xistosa (Ponto GMP-143).	43
Figura 4.3 - A) Afloramento do tipo calha de estrada de metariodacito de coloração cinza esbranquiçada, estrutura foliada e textura fina (Ponto GMP-78); B) Afloramentos do tipo calha de drenagem com grandes extensões de metariodacitos de coloração cinza (Ponto GMP-182).	44
Figura 4.4 - Vista panorâmica das cristas formadas pelas rochas da unidade F1 (a porção plana em primeiro plano corresponde à unidade M2).	45
Figura 4.5 – A, C e D) Afloramentos da unidade F1, vistos em planta, mostrando rochas metafélicas com cor de alteração cinza amarronzada e foliação Sn do tipo clivagem de crenulação (Pontos: A GMP-204; C GMP-38 e D GMP-74). B) Detalhe em amostra de mão do sericita xisto de coloração marrom acinzentada do ponto GMP-41.	46
Figura 4.6 – Fotomicrografias à luz transmitida, nicóis X e aumento de 10X dos litotipos da unidade F1: A) Muscovita-quartzo xisto com granulação fina, estrutura xistosa e textura granoblástica (Ponto GMP-36); B) Sericita-quartzo xisto com granulação muito fina, textura lepidoblástica, foliação principal dobrada (Ponto GMP-39). (Legenda: Ms=muscovita, Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ser=sericita, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, op=opacos). ...	47

Figura 4.7 - Afloramentos do tipo calha de drenagem com metariodacito milonítico crenulado de coloração cinza esbranquiçada e textura porfiroclástica, Pontos GMP-05 e GMP-240, respectivamente.	47
Figura 4.8 - Fotografia com vista do Ponto GMP-251 com destaque para a camada de Unidade R2 que ocorre sustentando a base da unidade F1.....	48
Figura 4.9 - A) Afloramento do tipo calha de drenagem de metariodacito de coloração cinza esbranquiçada (Ponto GMP-83); B) Afloramento de metariodacito visto em planta mostrando a interação solo-rocha alterada do Ponto GMP-231. C e D) Amostras de mão de metarriolitos e metariodacitos miloníticos dos pontos GMP-68 e GMP-83, respectivamente.	49
Figura 4.10 – Fotomicrografias à luz transmitida, nicóis cruzados e aumento de 5X dos litotipos da unidade R2. Metarriolito e metariodacito miloníticos com textura porfiroclástica e granulação fina (Pontos GMP-68 e GMP-83, respectivamente). (Legenda: Ms=muscovita, Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, F-k=feldspato potássico, op=opacos).	49
Figura 4.11 – Epidoto-clorita xisto de coloração cinza esverdeada em afloramento do tipo calha de drenagem (Ponto GMP-239).	51
Figura 4.12 – A) Afloramento do tipo calha de enxurrada mostrando a alteração de solo característica da unidade intercalando porções ocres/avermelhadas (Ponto GMP-57); B) Afloramento do tipo corte de estrada com destaque para a alteração/intercalação característica do solo desta unidade (Ponto GMP-65); C) Afloramento do tipo calha de drenagem (Ponto GMP-57). D) Amostra de mão do clorita-epidoto xisto de coloração cinza esverdeada e granulação fina do Ponto GMP-57.	52
Figura 4.13 – Fotomicrografias à luz transmitida, nicóis X e aumento de 10X dos litotipos da unidade M/F. A) Clorita-epidoto xisto com textura porfiroblástica e estrutura xistosa, Ponto GMP-57; B) Turmalina-muscovita xisto com estrutura xistosa, textura lepidoblástica e granulação fina, Ponto GMP-11. (Legenda: Ser=sericita, Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ep=epidoto, Chl=clorita, op=opacos).	53
Figura 4.14 - A) Afloramento do tipo calha de drenagem mostrando com cor de alteração cinza-esverdeado a amarelo ocre (Ponto GMP-64); B) Afloramento do tipo calha de enxurrada com clorita xisto de coloração cinza esverdeada, estrutura xistosa, textura lepidoblástica e granulação fina a muito-fina (Ponto GMP-201).	54
Figura 4.15 – A) Fotomicrografias da lente de epidoto-clorita-actinolita xisto com estrutura xistosa, textura nematoblástica e granulação fina da unidade M3, Ponto GMP-44. A) Luz transmitida, nicóis X e aumento de 5X; B) Luz transmitida, nicóis descruzados e aumento de 10X (Legenda: Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ep=epidoto, Chl=clorita, Act=actinolita, op=opacos). B) Amostra de mão de epidoto-clorita-actinolita xisto de coloração preta.	55
Figura 4.16 – A e B) Afloramentos <i>in situ</i> vistos em planta de rochas da metafélicas da unidade F2(Pontos GMP-33, GMP-99 e GMP-119, respectivamente). C) Amostra de mão de sericita-quartzo xisto com coloração cinza amarronzada, Ponto GMP-45; D) Amostra de filito com coloração cinza esbranquiçada, Ponto GMP-99.	56
Figura 4.17 - A e B) Afloramento do tipo calha de drenagem de metariodacito milonítico e crenulado com coloração cinza esbranquiçada (Ponto GMP-63).	57
Figura 4.18 – Fotomicrografias à luz transmitida, nicóis X e aumento de 5X dos litotipos da unidade F2. A) Sericita-quartzo xisto com textura granoblástica, estrutura xistosa e granulação	

fina, Ponto GMP-45; B) Sericita xisto/Filito com textura lepidoblástica, estrutura do tipo clivagem ardosiânica e granulação muito fina, Ponto GMP-99. (Legenda: Ser=sericita, Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, op=opacos).	57
Figura 4.19 - Fotografia panorâmica mostrando o relevo plano que predomina na Unidade M4.....	58
Figura 4.20 - Fotografia panorâmica da geomorfologia gerada pela Unidade M4, com destaque para os morrotes de rocha metamáfica inseridos no relevo plano das rochas metamáficas.....	59
Figura 4.21 - A) Afloramento em blocos de rochas metamáficas com cor de alteração preta alaranjada (Ponto GMP-30); B) Amostra de mão de epidoto-clorita-actinolita xisto com coloração preta alaranjada, Ponto GMP-58.....	59
Figura 4.22 – Fotomicrografias dos litotipos máficos da unidade M4. A) Clorita-actinolita xisto com granulação fina, textura nematoblástica e estrutura xistosa (luz transmitida, nicóis descruzados e aumento de 5X – Ponto GMP-98; B) Actinolita-quartzo xisto, (luz transmitida, nicóis X e aumento de 10X, Ponto GMP-52). (Legenda: Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ep=epidoto, Chl=clorita, Act=actinolita, op=opacos).....	59
Figura 4.23 - A) Afloramento do tipo calha de drenagem de metariodacito milonítico com coloração cinza esbranquiçada a cinza amarronzada; B) Amostra de metariodacito mostrando foliação milonítica dobrada (Ponto GMP- 54, ambas as fotos).....	60
Figura 4.24 – Fotomicrografias à luz transmitida, nicóis X e aumento de 10X dos litotipos félsicos da unidade M4. A e B) Metariolitos/metariodacitos miloníticos com textura porfiroclástica e granulação fina, Pontos GMP-52 e GMP-54, respectivamente; (Legenda: Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ms=moscovita, Mq-f= matriz quartzo-feldspática, op=opacos).	60
Figura 4.25 - Afloramento de blocos do Granito Subvulcânico rocha de coloração cinza esbranquiçada, estrutura maciça, holocristalina, subfanerítica com cristais porfíricos de feldspato imersos numa matriz de granulação fina a média (Ponto GMP-188).....	61
Figura 4.26 - A) Afloramento de blocos do Granito Israelândia de dimensões medianas mostrando cor de intemperismo preta a cinza-escura amarronzada, Ponto GMP-129. B e C) Amostras de mão da borda do corpo granítico. As rochas mostram-se foliadas, maciças e inequigranular a porfírica, Pontos GMP-18 e GMP-77, respectivamente.	62
Figura 4.27 – Fotomicrografias à luz polarizada e nicóis X do Granito Israelândia. A) Metagranito/Gnaiss, Ponto GMP-18; B) Metagranito/Gnaiss, Ponto GMP-77. (Legenda: Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, F-k=Feldspato potássico, Ms=moscovita).....	63
Figura 4.28 - Fotografia panorâmica dos morros de Granito Iporá, porção oeste do mapa.	64
Figura 4.29- A) Matações de Granito Iporá, Ponto GMP-50; B e C) Amostras da borda do Granito Iporá destacando a deformação dos cristais com textura granoblástica e estrutura milonítica (Pontos GMP-197, ambos).....	65
Figura 4.30 – Fotomicrografias à luz transmitida, nicóis X e aumento de 2,5X do Granito Iporá. A)Metagranito/Gnaiss inequigranular com desenvolvimento de segregação metamórfica (textura gnáissica), Ponto GMP-3; B) Metagranito com presença de cristais de quartzo recristalizado, Ponto GMP-49. (Legenda: Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, F-k=feldspato potássico, Ms=moscovita).	66

Figura 4.31 – A) Amostra de testemunho de sondagem do furo BC-21, Mina Bacilândia; B) Fotomicrografia à luz transmitida, nicóis X e aumento de 10X do muscovita-quartzo xisto com textura porfiroclástica e granulação fina. (Legenda: Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, Ms=muscovita).....	67
Figura 4.32 – A) Amostra de testemunho de sondagem do furo BC-18, Mina Bacilândia; B) Fotomicrografia à luz transmitida, nicóis X e aumento de 10X do muscovita-quartzo-biotita xisto com textura granoblástica e granulação fina. (Legenda: Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, Ms=muscovita, Mq-f=matriz quartzo-feldspática).....	67
Figura 4.33 – A) Amostra de testemunho de sondagem do furo BC-18, Mina Bacilândia; B) Fotomicrografia à luz transmitida, nicóis X e aumento de aumento de 10X do clorita-quartzo-epidoto xisto com textura granoblástica e granulação fina. (Legenda: Ep=epidoto, Chl=clorita, Vq/c=veio de quartzo e carbonato, Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo).....	68
Figura 4.34 - Estereograma dos pólos dos planos da foliação Sn-1 com um máximo para tendência NW/SW, com atitude 240/63.	70
Figura 4.35 – Estereograma das lineações de intersecção (Li) entre Sn e Sn-1 com um máximo com atitude 355/21.	70
Figura 4.36 – A) Afloramento de metariodacito da Unidade R2 com presença de dobra parasítica da fase Dn, Ponto GMP-12; B) Afloramento de muscovita-quartzo xisto da Unidade F1 com foliação Sn dobrada/crenulada, Ponto GMP-38.	71
Figura 4.37 - Estereograma dos pólos dos planos da foliação Sn com um máximo para tendência NS/W com atitude 268/76, predominante e, outro para tendência NS/E e atitude 090/69.	72
Figura 4.38 - Estereograma de dados de Eixo de dobras Dn (En) em que se observa um máximo com atitude 360/21.	72
Figura 4.39 - A e B) Afloramentos com dobras em caixa da fase pós-Dn, com o par sinformantiforma em litotipo sericita-quartzo xisto da unidade F1. (Pontos GMP-14 e GMP-74, respectivamente).	73
Figura 4.40 - Estereograma de dados de Eixo de dobras pós-Dn (En+1) mostrando um máximo de atitude 348/63.	74
Figura 4.41 - Estereograma dos polos dos planos da foliação Sn+1, mostrando um máximo para tendência NNW/SW, com atitude 265/69.	75
Figura 4.42 - Classificação química e nomenclatura com base no diagrama total de álcalis vs SiO ₂ -TAS (LE BAS <i>et al.</i> , 1986), com a linha divisória alcalina/sub-alcalina segundo Miyashiro (1978) para as rochas da Sequência Jaupaci.	78
Figura 4.43 - Diagrama SiO ₂ vs Zr/TiO ₂ (WINCHESTER & FLOYD, 1977) para as rochas da Sequência Jaupaci.	78
Figura 4.44 - Diagrama de classificação das séries alcalinas (PECCERILLO & TAYLOR, 1976) – K ₂ O vs SiO ₂ em que se observa divisões em série toleítica, séries cálcio-alcalina médio e alto K e série shoshonítica para as rochas da Sequência Jaupaci.	79
Figura 4.45 - Diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971) em que se observa a divisão entre série toleítica e série cálcio-alcalina para as rochas da Sequência Jaupaci.	80
Figura 4.46 - Representação das rochas da Sequência Jaupaci segundo o índice de Shand (1943).	81

Figura 4.47 - Diagramas binários de Harker utilizando SiO ₂ como índice de diferenciação nas rochas da Sequência Jaupaci.	82
Figura 4.48 - Diagramas binários para elementos-traço, utilizando SiO ₂ como índice de diferenciação.....	84
Figura 4.49 - Diagrama binário para elemento-traço (Cr), utilizando SiO ₂ como índice de diferenciação.....	85
Figura 4.50 - Espectro de ETR para as rochas félsicas da Sequência Jaupaci.	85
Figura 4.51 - Espectros de ETR para as rochas máficas da Sequência Jaupaci.	86
Figura 4.52 – A e B) Diagramas multielementos normalizados para manto primordial (WOOD <i>et al.</i> , 1979a) para as rochas metafélsicas e metarriolitos, respectivamente da Sequência Jaupaci.....	87
Figura 4.53 - Diagramas multielementos normalizados para manto primordial (WOOD <i>et al.</i> , 1979a) para as rochas máficas da Sequência Jaupaci.....	88
Figura 4.54 - Diagramas de discriminação de elemento traços para rochas máficas da Sequência Jaupaci; A: Ti-Zr-Y (PEARCE & CANN, 1973); B: Ti-Zr-Sr (PEARCE & CANN, 1973); C: Zr-Y vs Zr (PEARCE & NORRY, 1979); D: Th-Hf-Ta (WOOD, 1980).....	89
Figura 4.55 - Diagramas de discriminação de elementos traço (PEARCE <i>et al.</i> , 1984) para as rochas félsicas da Sequência Jaupaci.....	90
Figura 4.56 - Diagrama (K ₂ O+Na ₂ O)/CaO vs Zr+Nb+Ce+Y+Zn+Apatita proposto por Whalen <i>et al.</i> (1987), para as rochas ácidas da Sequência Jaupaci.	91
4.57 – Mapa metamórfico esquemático do alvo Guarda-Mor com destaque para a área de atuação dos 3 domínios metamórficos. (Legenda: act=actinolita; chl=clorita; ep=epidoto; qtz=quartzo; ab=albita; ms=moscovita; bt=biotita; grt=granada; mc=microclínio; ser=sericita).	93
4.58 – Grade petrogenética para rochas metamáficas das unidades M1 e M4 e das lentes L _{M3} e L _{MF2} . A curva e a seta delimitadas em verde representam a paragênese mineral e o limite de T e P para rochas metamáficas da fácies xisto verde superior. (Legenda: Ac=actinolita; Chl=clorita; Ep=epidoto; Ab=albita; Hbl=hornblenda). A fonte dos dados das curvas pode ser encontrada em Winkler, 1977).	95
4.59 – Grade petrogenética para rochas metafélsicas das unidades R1, R2 e lentes L _{RF1} , L _{RM2} e L _{RF2} . A curva e a seta delimitadas em laranja representam a paragênese mineral e o limite de T e P para rochas metafélsicas da fácies xisto verde intermediário. (Legenda: P=PH ₂ O no qual: ALS Aluminossilicato; PYP Pirofilita; QZ quartzo. A fonte dos dados das curvas (1-14) pode ser encontrada em Yardley, 1994).	95
4.60 – Grade petrogenética para rochas metamáficas das unidades M2 e M3. A curva e a seta delimitadas em verde representam a paragênese mineral e o limite de T e P para rochas metamáficas da fácies xisto verde inferior. (Legenda: ACT actinolita; CHL clorita; PR Prehnita; PU Pumpellyita. A fonte dos dados das curvas pode ser encontrada em Yardley, 1994).....	97
Figura 4.61 – Fotomicrografias à luz transmitida e nicóis X. A e B) Porfiroclastos de plagioclásio e quartzo pré- e/ou sin-Dn; C) Sericitização dos porfiroclastos de plagioclásio herdado do protólito da rocha. (Legenda: Qtz=quartzo; Pl=plagioclásio, Ms=moscovita; Ser=sericita; op=opacos).	100

Figura 4.62 – Fotomicrografia à luz transmitida e nicóis X. Porfiroblastos de epidoto pré- e/ou sin-Dn originados a partir da saussuritização do plagioclásio cálcico do protólito. (Legenda: Ep=epidoto, Act=actinolita, Pl=plagioclásio).	100
Figura 4.63 – Fotomicrografias à luz transmitida e nicóis X. A e B) As Fotomicrografias mostram cristais de quartzo deformados, cristais de plagioclásio albitizados e cristais de feldspato potássico com textura em grade. (Legenda: Pl=plagioclásio; Qtz=quartzo; F-k= feldspato potássico; Ms=muscovita).	101
Figura 4.64 – Fotomicrografias à luz transmitida e nicóis X. A e B) Cristais opacos pré- e/ou sin-Dn paralelos à foliação Sn da rocha. (Legenda: Qtz=quartzo; Ser=sericita, Cb=carbonato, Act=actinolita; op=opacos).	101
Figura 4.65 - Esquema de subducção da crosta oceânica mais velha e mais densa sob a litosfera menos densa para criação de um arco vulcânico. A crosta menos densa, no caso do Arco Magmático de Arenópolis-Piranhas, constitui um microcontinente. O colapso da margem continental e <i>rollback</i> da subducção podem gerar a bacia <i>backarc</i> . Adaptado de Winter (2001) – fonte: Murphy (2007).....	103

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 – Análises litogeoquímicas para elementos maiores e traços (incluindo ETR) para litotipos da Sequência Jaupaci. (Legenda: MVA=rochas metafélicas; MVB=rochas metamáficas; AI=metarriolitos; BC=furos da Mina Bacilândia; GMOR=furos do alvo Guarda-Mor).....	76
Tabela 4.2 – Distribuição das 17 amostras analisadas: 10 amostras coletadas na área do alvo Guarda-Mor (Israelândia-GO) e 7 amostras coletadas na Mina Bacilândia (Fazenda Nova-GO).....	77
Tabela 4.3 – Tabela com os dados metamórficos das unidades do alvo Guarda-Mor. (Legenda: act=actinolita; chl=clorita; ep=epidoto; qtz=quartzo; ab=albita; ms=moscovita; bt=biotita; grt=granada; mc=microclínio; ser=sericita).	94

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	16
1.1	Apresentação.....	16
1.2	Objetivos.....	16
1.3	Localização e vias de acesso à área de estudo.....	17
1.4	Fisiografia.....	18
1.4.1	Geomorfologia.....	18
1.4.2	Vegetação.....	19
1.4.3	Hidrografia.....	19
1.4.4	Clima.....	20
2.	MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO.....	21
2.1	Revisão Bibliográfica.....	21
2.2	Coleta de amostras de testemunho.....	21
2.3	Fotointerpretação aérea.....	21
2.4	Etapa de campo.....	22
2.5	Etapa de laboratório.....	22
2.5.1	Análise petrográfica.....	22
2.5.2	Estudos litogeoquímicos.....	22
2.5.3	Etapa de escritório.....	23
3.	GEOLOGIA REGIONAL.....	24
3.1	Contexto tectônico.....	24
3.1.1	Província Tocantins.....	24
3.1.2	Faixa Brasília.....	25
3.1.3	Maciço de Goiás.....	29
3.1.4	Arco Magmático de Goiás.....	32
3.2	As Unidades Litológicas.....	33
3.2.1	Ortognaisses cálcico a cálcio-alcalinos.....	34
3.2.2	Sequências metavulcanossedimentares neoproterozóicas.....	34
3.2.3	Granito Subvulcânico.....	35
3.2.4	Granitóides tardi a pós-orogénéticos.....	35
3.3	Evolução Tectônica.....	36
3.4.1	Depósitos de Au do Arco Magmático de Goiás.....	37
3.4.1.1	Depósito aurífero do tipo epitermal.....	38

3.4.1.2	Depósito aurífero do tipo orogênico.....	39
4.	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	41
4.1	Estratigrafia e Litologia.....	41
4.1.1	Alvo Guarda-Mor.....	41
4.1.1.1	Sequência Jaupaci (NP2jp).....	42
4.1.1.1.1	Unidade M1.....	42
4.1.1.1.2	Unidade R1.....	44
4.1.1.1.3	Unidade F1.....	45
4.1.1.1.4	Unidade R2.....	48
4.1.1.1.5	Unidade M2.....	50
4.1.1.1.6	Unidade M/F.....	51
4.1.1.1.7	Unidade M3.....	53
4.1.1.1.8	Unidade F2.....	55
4.1.1.1.9	Unidade M4.....	58
4.1.1.1.10	Granito Subvulcânico.....	61
4.1.1.2	Granito Israelândia.....	61
4.1.1.3	Granito Iporá.....	63
4.1.2	Mina Bacilândia – Projeto Arco Sul.....	66
4.1.2.1	Furo BC-21.....	66
4.1.2.2	Furo BC-18.....	67
4.1.2.3	Furo BC-15.....	68
4.2	Geologia Estrutural.....	69
4.2.1	Fases de Deformação.....	69
4.2.1.1	Fase Pré-Dn.....	69
4.2.1.2	Fase Dn.....	70
4.2.1.3	Fase Pós-Dn.....	73
4.3	Litogeoquímica.....	75
4.3.1	Geoquímica da Sequência Jaupaci.....	76
4.3.1.1	Diagramas de Classificação Litogeoquímica.....	77
4.3.1.2	Elementos Maiores.....	81
4.3.1.3	Elementos-traço.....	83
4.3.1.4	Elementos Terras Raras (ETR).....	85
4.3.1.5	Diagramas Multielementos.....	87

4.3.1.6	Diagramas de Ambiente tectônica.....	88
4.4	Metamorfismo	92
4.4.1	Domínio Leste	94
4.4.2	Domínio Central.....	96
4.4.3	Domínio Oeste.....	98
4.4.4	Metamorfismo e Deformação.....	99
4.5	Evolução Tectônica da área do Alvo Guarda-Mor.....	102
5.	CARACTERIZAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO ALVO GUARDA-MOR	105
6.	CONCLUSÕES	108
	BIBLIOGRAFIA	109
	Anexo I – Mapa de Pontos Alvo Guarda-Mor	
	Anexo II – Mapa Geológico Alvo Guarda-Mor	
	Anexo III – Mapa Estrutural Alvo Guarda-Mor	
	Anexo IV – Petrografia (Mídia visual)	

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O presente trabalho descreve as atividades desenvolvidas no ano de 2013 e apresenta os dados e resultados obtidos ao longo dos meses de execução do projeto de TCC intitulado **“GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE OURO DO ALVO GUARDA-MOR, NA SEQUÊNCIA JAUPACI (ISRAELÂNDIA-GO)”**.

As atividades de pesquisa desenvolvidas e a delimitação do tema ocorreram durante estágio que a aluna realizou nos períodos de 08/01/2013 a 22/02/2013 e 02/09/2013 a 02/10/2013, junto à empresa Yamana Desenvolvimento Mineral (YDM) cujas atividades estão inseridas no bojo de dois projetos, associados à mineração: Mina Bacilândia – Projeto Arco Sul e Projeto Brownfield Exploration – Alvo Guarda-Mor.

O projeto de TCC surge da carência de dados geológicos (campo e laboratório) com a finalidade de discriminar, descrever, entender, caracterizar e diferenciar a evolução das formações geológicas, a litogeoquímica, a análise e associação petrográfica, o metamorfismo, a deformação e a ambiência tectônica das rochas tanto do contexto da área da mina quanto do alvo de pesquisa, Guarda-Mor.

Além dos aspectos acima citados, a realização desse projeto visa contribuir para o melhor entendimento da mineralização aurífera encontrada no alvo Guarda-Mor, que apesar do *status* prematuro das pesquisas, é de elevado potencial prospectivo. Assim, a caracterização do padrão estrutural da área e identificação de seu papel no controle das mineralizações são informações fundamentais para aperfeiçoar os trabalhos de sondagem e possivelmente auxiliar na determinação da tipologia do depósito.

1.2 Objetivos

O objetivo do trabalho é a caracterização estrutural, petrográfica e litogeoquímica das rochas hospedeiras do alvo Guarda-Mor e a comparação dos aspectos litogeoquímicos das rochas da Mina Bacilândia (Projeto Arco Sul) para se avaliar a similaridade genética das unidades vulcanossedimentares e depósitos associados.

A proposta visa através da análise geoquímica das unidades litodêmicas dos projetos, compreender e identificar o ambiente de formação de suas rochas com o intuito de se obter conclusões acerca das condições metalogenéticas características para os depósitos. A

petrografia auxilia na definição dos litotipos encontrados na área do alvo e na identificação dos processos metamórficos e hidrotermais para assim melhor entender o metamorfismo local e regional.

1.3 Localização e vias de acesso à área de estudo

A Mina Bacilândia – Projeto Arco Sul está situada a cerca de 12-16 km do sudoeste do município de Fazenda Nova (GO) e, a aproximadamente 200 km a oeste da capital do estado, Goiânia (Figura 1.1).

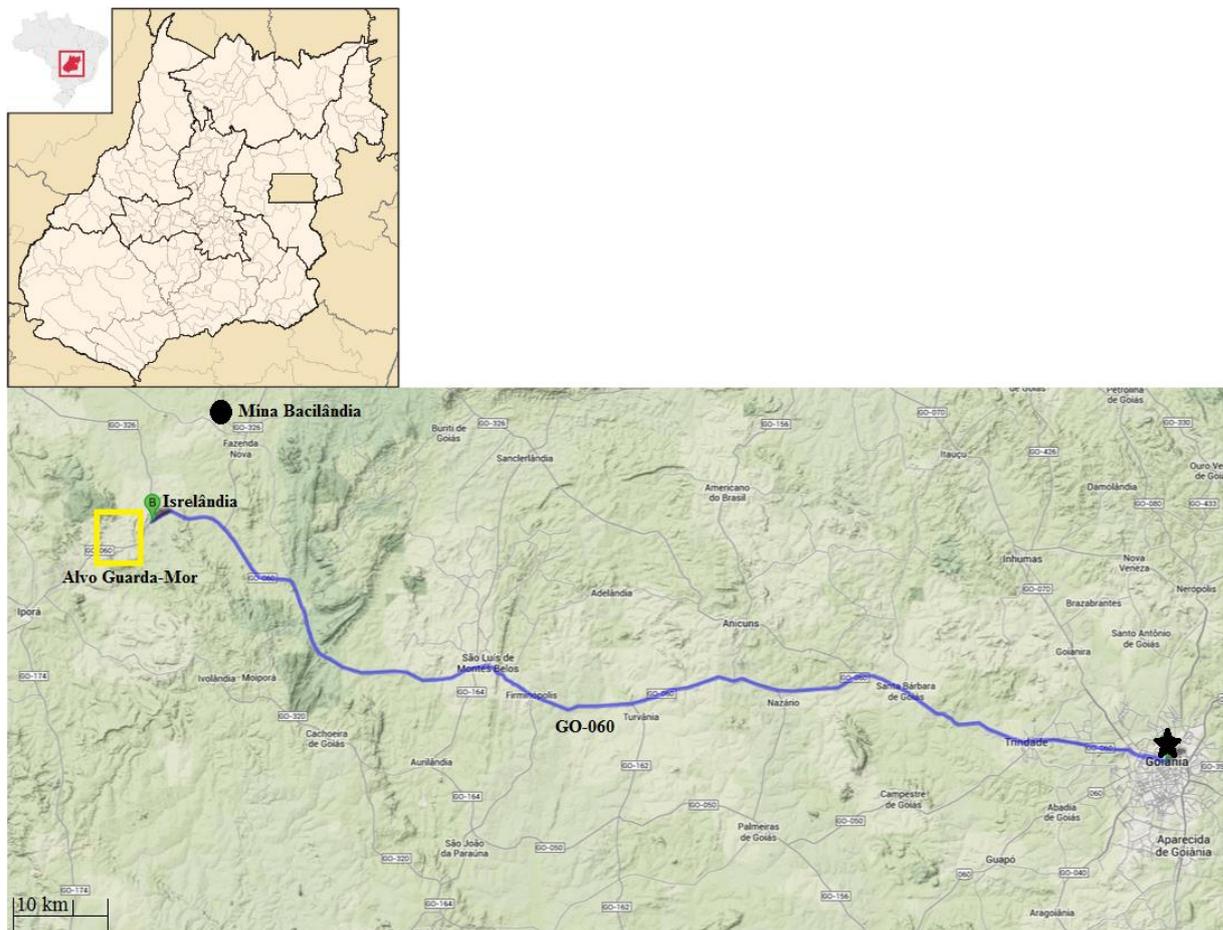


Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo, alvo Guarda-Mor (quadrado amarelo) e, da Mina Bacilândia – Projeto Arco Sul (círculo preto), em destaque, a Rodovia GO-060, principal via de acesso ao alvo (em azul). Fonte: acesso em Google Maps.

A área pesquisada, alvo Guarda-Mor, localiza-se nas imediações a leste/nordeste do município de Israelândia (GO); 30 km a nordeste de Fazenda Nova (GO); cerca de 28 Km a noroeste de Ipaporã (GO) e 16 Km a sul do distrito de Jaupaci (GO), na forma de quadrilátero orientado na direção NS/EW com aproximadamente 52 km² e delimitado pelas coordenadas

UTM 8200200N/500800E, 8200200N/508000E, 8193000N/500800E e 8193000N/508000E. Ambos os projetos estão localizados na porção centro-oeste do estado de Goiás.

A principal rodovia de acesso ao alvo Guarda-Mor é a rodovia estadual GO-060 – esta também liga o município à capital do estado. Outra rodovia de acesso é a GO-320 que liga os municípios de Israelândia e Jaupaci. O acesso para a área da Mineração Bacilândia partindo-se de Goiânia pode ser feito pela rodovia GO-060, seguindo-se pela rodovia estadual GO-326. O sistema viário dos dois projetos também possui uma boa malha de vias vicinais não pavimentadas.

1.4 Fisiografia

1.4.1 Geomorfologia

A área de estudo está situada na borda norte da Bacia do Paraná na qual se insere um relevo com predomínio de extensa linha de cuesta formada ao longo do contato entre os terrenos pré-cambrianos da Faixa Brasília e os sedimentos da bacia (*e.g.* AMARO, 1989).

De acordo com Mamede (2008) a compartimentação geomorfológica do estado de Goiás foi reestruturada em 6 regiões subdivididas em 20 unidades geomorfológicas dentre as quais se ressaltam as unidades encontradas na área de estudo: Planalto do Divisor Araguaia-Tocantins-Paraná e a Superfície do Araguaia (Figura 1.2).

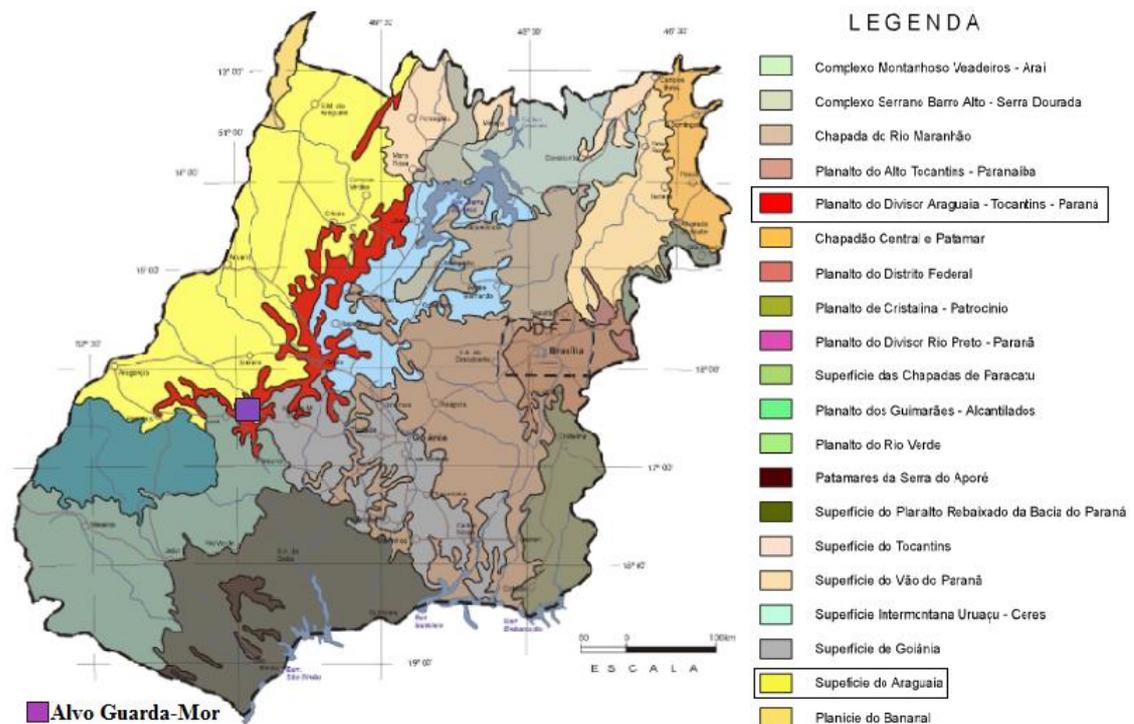


Figura 1.2 – Mapa Geomorfológico do estado de Goiás, extraído de Mamede (1993) - fonte: Lacerda Filho *et al.* (2008). Destaques para a área de estudo e para as unidades geomorfológicas presentes na área.

O **Planalto do Divisor Araguaia-Tocantins-Paraná** caracteriza-se pelas maiores elevações topográficas (cotas altimétricas entre 600 e 850 m) da área de estudo que correspondem aos corpos graníticos Israelândia e Iporá, com topos convexos e tabulares e serras dissecadas. Ademais, pode-se citar que cristas alongadas na direção NW, provindas de zonas de cisalhamento, também formam elevações na área (RAMOS, 2010) como, por exemplo, a leste da área da Mina Bacilândia com a estrutura geológica regional denominada Zona de Cisalhamento Fazenda Nova.

A **Superfície Araguaia** é marcada por relevos com vertentes de fracos declives, drenagem pouco aprofundada e interflúvios amplos que ocupam espaços periféricos ou interplanálticos (MAMEDE, 2008). Constitui um relevo ondulado que foi esculpido sobre as rochas ortognáissicas do embasamento em conjunto com platôs lateríticos que recobrem, principalmente, as sequências metavulcanossedimentares (RAMOS, 2010).

1.4.2 Vegetação

A área de estudo está contextualizada no bioma do cerrado. A vegetação do cerrado é constituída basicamente por dois tipos de estratos: o superior formado por árvores e arbustos e, o inferior composto por gramíneas. As árvores típicas atingem em média dez metros de altura, apresentam casca dura e grossa, galhos retorcidos, copas e troncos irregulares, folhas grossas e raízes profundas. O subsolo do cerrado possui água em abundância, porém, o solo é predominantemente ácido, com alto teor de alumínio e pouco fértil.

1.4.3 Hidrografia

O principal curso d'água da região é o Rio Araguaia pertencente à bacia Amazonas. Os dois afluentes da área de estudo são o Rio Claro e o Rio dos Pilões, além de ribeirões como o Fubá, Biquinha, Brumado e Matrinchã. O Rio Claro atravessa, praticamente, toda a área urbana de Israelândia, enquanto que, o Rio dos Pilões está localizado a sudoeste da Mina de Bacilândia. Os afluentes fluem de NE para SW, encaixados em fraturas de direção preferencial NE-SW, possuem um padrão de drenagem dendrítico, de pequena vazão e ocorrem encaixados em vales estreitos.

1.4.4 Clima

De acordo com a classificação climática de Köppen-Geiger a região se enquadra no clima tropical semiúmido (Aw), apresentando precipitação média anual de 1600 mm. Caracteriza-se por duas estações bem definidas: (1) verão quente e úmido e (2) inverno não tão intenso em termos de baixa temperatura, porém, seco. Registra 6 meses mais secos, de abril a setembro, e 6 mais chuvosos, de outubro a março. A temperatura média anual é de 25°C, no inverno pode chegar a 20°C e, no verão, pode ultrapassar os 35°C.

2. MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO

2.1 Revisão Bibliográfica

O levantamento bibliográfico consultado visou ampliar, abranger e manter atualizado os dados disponíveis na literatura referente à caracterização geológica local e regional, assim como, o uso de bibliografia acerca das mineralizações ocorrentes na região.

As pesquisas foram realizadas tanto no acervo bibliográfico disponibilizado pela UNESP, campus de Rio Claro e, pela empresa YDM quanto em buscas digitais por intermédio de palavras-chave abordadas pelo tema do projeto, além de dados de campo fornecidos pela empresa. O levantamento foi realizado através de pesquisa em publicações de trabalhos geológicos regionais e locais, artigos geológicos e/ou acadêmicos, dissertações de mestrados, teses de doutorados, monografias, livros e projetos relacionados ao tema.

No mapeamento do alvo Guarda-Mor utilizou-se como base cartográfica o mapa regional da (MOREIRA *et al.*, 2008) escala 1:500.000, assim como, os dados produzidos no mapeamento realizado pela empresa Yamana Gold em afloramentos chave do alvo com o auxílio das anomalias positivas provenientes da geoquímica de solo.

2.2 Coleta de amostras de testemunho

Esta etapa foi realizada nos primeiros meses de execução do projeto onde a seleção das amostras de testemunhos de furos de sondagem foi enviada para a análise litogeoquímica e para análise petrográfica. Foram coletadas 43 amostras – 3 da Mina de Bacilândia e 40 do Alvo Guarda-Mor, das quais 17 amostras, mais representativas, foram direcionadas ao estudo geoquímico.

2.3 Fotointerpretação aérea

Com o intuito de visualizar feições estruturais e geomorfológicas que possam oferecer uma maior dimensão da região, além de fornecer um melhor direcionamento para se identificar os afloramentos chave da área de estudo e, assim auxiliar a elaboração dos mapas estrutural e geológico.

2.4 Etapa de campo

Esta etapa foi subdividida em duas campanhas de campo, com duração de 16 dias, com o intuito de adensar os dados cartográficos já existentes, especialmente nas áreas com ausência dos mesmos. Buscou-se descrever e reconhecer as principais estruturas e litotipos, além de definir a relação entre eles, assim como selecionar e coletar amostras representativas para o posterior estudo em petrográfico em laboratório. Tal atividade também promoveu o entendimento do contexto geológico da área de estudo através da observação das unidades geológicas limítrofes.

Nesta etapa foram realizados caminhamentos a pé e/ou de carro com o intuito de se percorrer a área em toda sua extensão. Os materiais utilizados para essa etapa foram: martelo geológico, bússola, GPS, mapa, lupa, caderneta de campo e alguns equipamentos de proteção individual como, por exemplo, perneiras e óculos de proteção visual. Dentre as amostras coletadas, 26 foram encaminhadas para a confecção de lâminas.

A etapa de campo foi de suma importância para a visualização das formas, distribuição espacial e relação de contato entre os variados litotipos descritos na região do alvo Guarda-Mor (Israelândia, GO).

2.5 Etapa de laboratório

2.5.1 Análise petrográfica

As amostras selecionadas em campo e nos testemunhos de furos de sondagem foram encaminhadas ao Laboratório de Laminação da UNESP, campus de Rio Claro. Dentro desta etapa estão inseridos os estudos dos aspectos microtectônicos, a identificação dos minerais transparentes e opacos e as relações texturais entre os constituintes, além da definição de paragêneses minerais e fácies metamórficas com a finalidade de se entender a evolução tectono-metamórfica da área de estudo. As lâminas foram descritas no Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da UNESP utilizando microscópio petrográfico Olympus.

2.5.2 Estudos litogeoquímicos

Os dados geoquímicos das amostras selecionadas nos testemunhos de furos de sondagem foram confeccionados pelo laboratório terceirizado, ALS Chemex, nomeado pela empresa YDM. A dissolução das amostras foi feita através de fusão com metaborato de lítio (LiBO_2) e a análise litogeoquímica de rochas totais foi realizada por ICP-AES (*Inductively*

Coupled Plasma-Atomic Emmission Spectrometry) o qual tem como base a observação que átomos de alguns elementos podem emitir radiação eletromagnética. O referido método foi usado para a maioria dos elementos maiores e alguns elementos-traço (Ba, Be, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, Sr, V e Zn) e por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*) que consiste na extração de íons do plasma bombeados dentro de um orifício controlado por um sistema à vácuo – método usado para determinação de ETR e elementos-traço.

2.5.3 Etapa de escritório

Etapa voltada aos trabalhos de escritório onde os produtos oriundos do mapeamento (como exemplos pode-se citar: mapa geológico-estrutural, seções geológicas, fichas de descrição das lâminas (cerca de 43 lâminas), tabela com dados de campo, figuras, entre outros), da análise petrográfica e dos dados geoquímicos dos dois projetos serão tratados e correlacionados no intuito de se realizar uma comparação litogeoquímica, petrográfica e metalogenética entre as áreas de estudo.

Para a elaboração dos mapas utilizou-se o *software* ArcGis 10.1, da ESRI. As análises químicas foram compiladas e tratadas com o uso dos *softwares* Petrograph Beta 2.0 e GCDKIT 2.3 no qual foram gerados diagramas de classificação de rochas, ambiência tectônica, distribuição dos elementos químicos constituintes das amostras, além de outros parâmetros geoquímicos. Para a caracterização estrutural o *software* Openstereo além da confecção de figuras com o auxílio do Corel Draw X5 e o uso do pacote Microsoft Office.

3. GEOLOGIA REGIONAL

A área investigada pelo presente trabalho posiciona-se no flanco oeste do cráton São Francisco, na porção oriental da Província Estrutural Tocantins que abrange o domínio geológico centro-oeste da Faixa Brasília e os terrenos da porção leste do Arco Magmático de Arenópolis.

3.1 Contexto tectônico

3.1.1 Província Tocantins

A Província Tocantins é definida como uma importante orogenia Brasileira/Pan-Africana cuja origem está relacionada à amalgamação de três protocontinentes neoproterozóicos: o Amazônico situado a oeste; o São Francisco a leste e o Domínio Paranapanema, este encoberto pelo pacote rochoso sedimentar da Bacia do Paraná (*e.g.* ALMEIDA *et al.*, 1981; BRITO NEVES *et al.*, 1999).

A província tectônica caracteriza-se pela aglutinação de terrenos que datam do Arqueano ao Neoproterozóico. No estado de Goiás, estes terrenos apresentam espessas seqüências de rochas supracrustais dobradas e metamorfasas constituintes das faixas Brasília, Paraguai e Araguaia; fragmentos de idade arqueana representados pelas seqüências vulcanossedimentares do tipo *greenstone belts* e; granulitos do Brasileiro (LACERDA FILHO *et al.*, 2008) – Figura 3.1.

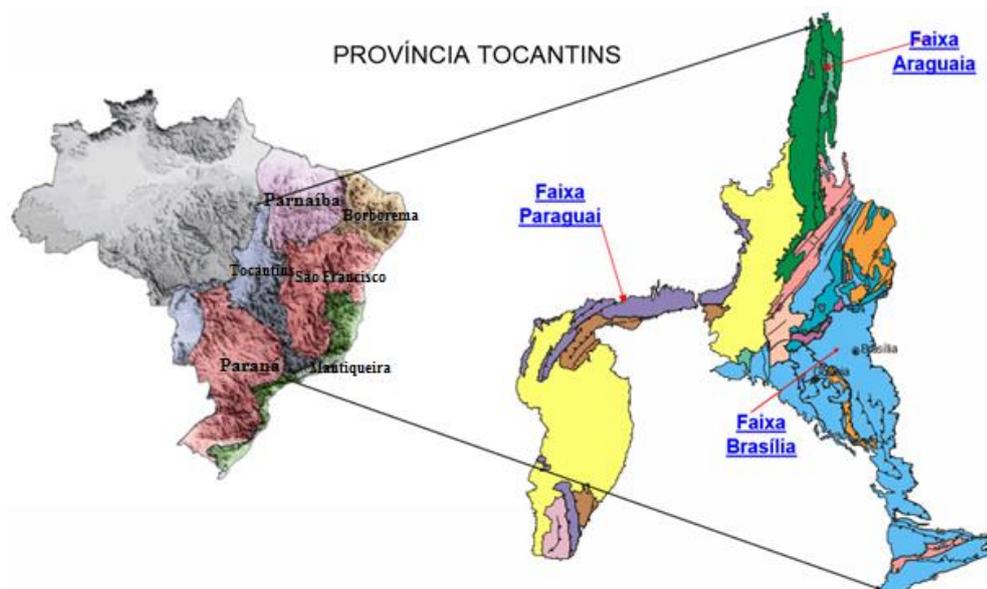


Figura 3.1 - Províncias estruturais do Brasil com destaque para a Província Tocantins. Retirado de Lacerda Filho & Frasca (2008).

A principal feição estrutural regional disposta no centro da província é o Lineamento Transbrasiliano que é representado por zonas de cisalhamento transcorrentes de caráter rúpteis que culminaram em falhas regionais intracontinentais de direção N30E (*e.g.* MARINI *et al.*, 1984; CORDANI *et al.*, 2003). Para alguns autores como Hasui *et al.* (1994) e Fuck *et al.* (2008) o Lineamento Transbrasiliano está relacionado com a formação das faixas Brasília e Paraguai, pois, consideram que este lineamento é decorrente do momento da justaposição de domínios litosféricos durante o regime tectônico convergente oblíquo o qual gerou as orogênias supracitadas (FERREIRA, 2009).

No âmbito acerca da evolução e compartimentação das unidades geológicas pertencentes à Província Tocantins existem na literatura variadas propostas. Para o presente trabalho será usada a proposta de Fuck *et al.* (1994) que subdividiram os terrenos em 4 compartimentos: a) Cráton do São Francisco; b) Faixa Brasília; c) Maciço de Goiás e, d) Arco Magmático. Segundo Pimentel *et al.* (1996) a edificação das unidades da província compreende:

Cráton do São Francisco: extensas faixas de coberturas sedimentares sub-horizontais ou pouco deformadas e embasamento granito-gnáissico com idades paleoproterozóica e arqueana, respectivamente.

Faixa Brasília: subdividida em zonas Cratônica, Externa e Interna.

Maciço de Goiás: trata-se de um complexo fragmento crustal antigo que foi englobado durante a orogenia Brasileira (hipóteses atentam para um alto estrutural do embasamento antigo ou para uma microplaca do Ciclo Brasileiro) composta por suítes de rochas metavulcânicas e ortognáissicas.

Arco Magmático: constitui uma crosta juvenil (idade entre aproximadamente 900-600 Ma – *e.g.* PIMENTEL & FUCK, 1992; PIMENTEL *et al.*, 1994, 1996) que possui assinaturas geoquímica e isotópicas própria de arcos vulcânicos – composto por sequências vulcanossedimentares neoproterozóicas e corpos graníticos associados. De acordo com Junges (1998) os corpos graníticos tardi a pós-tectônicos datando de 590-480 Ma sucederam a justaposição dos diferentes segmentos do Arco Magmático de Goiás.

3.1.2 Faixa Brasília

A Faixa de Dobramentos Brasília pode ser representada como um protocontinente oriundo de acreção de terrenos alóctones a borda do cráton São Francisco que foram

aglutinados mediante a exumação de uma antiga margem passiva devido à formação do Maciço de Goiás e do Arco Magmático de Goiás (VALERIANO *et al.*, 2005).

Situada na porção oriental da Província Estrutural Tocantins, a Faixa Brasília é representada por diversos compartimentos tectônicos que se caracterizam pela diversidade de material envolvido, o grau metamórfico e o estilo estrutural (FONSECA *et al.*, 1995). O cinturão orogênico possui orientação geral N-S com aproximadamente 1100 km de extensão e 80 km de largura e abrange o sudoeste do estado de Minas Gerais até o sul do estado de Tocantins (MOURA, 2007) – Figura 3.2.

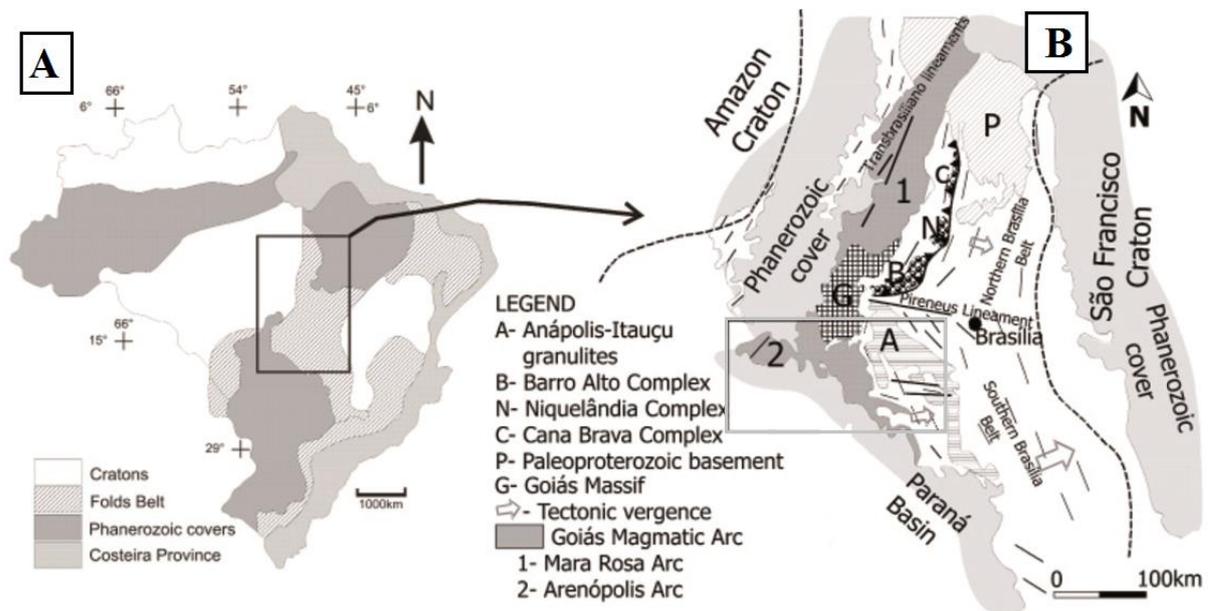


Figura 3.2 - A: Mapa das províncias tectônicas do Brail; B: Mapa geológico do arcabouço da Faixa Brasília, porção oriental da Província Tocantins, com destaque para o Arco Magmático de Goiás (PIMENTEL *et al.*, 2003). Retirado de Laux *et al.* (2010).

De acordo com Moreira *et al.* (2008) a estruturação da unidade tectônica está associada a dois segmentos com evolução geotectônica semelhante, o setentrional e o meridional. Estes foram separados por ação da estrutura regional conhecida como Megainflexão dos Pirineus (Figura 3.2) caracterizada por uma megatranscorrência oblíqua oriunda de uma compressão de oeste para leste o que ocasionou aos segmentos supracitados características evolutivas particulares e contrastantes no arcabouço tectono-estratigráfico e metalogenético (MOREIRA *et al.*, 2008). O segmento setentrional apresenta direção preferencial NE com indicadores cinemáticos de transcorrência dextral enquanto que o segmento meridional possui orientação SE e movimento sinistral de compressão tectônica (*e.g.* FONSECA *et al.*, 1995; VALERIANO *et al.*, 2000 VALERIANO *et al.*, 2004).

A Faixa Brasília é formada por um sistema de dobras e falhas de empurrão (com polaridade metamórfica e vergência tectônica em direção do Cráton São Francisco), por sequências metassedimentares de margem continental passiva, pelo Arco Magmático de Goiás (rochas vulcanossedimentares e ortognaisses) e pelo Maciço de Goiás, terrenos *granito-greenstone belts* arqueanos (FUCK, 1994; FUCK *et al.*, 1994; PIMENTEL *et al.*, 2000).

Conforme proposto por autores como Dardenne (1978); Fuck (1994) e Fuck *et al.* (1994), baseados no zoneamento metamórfico (variável – fácies xisto-verde a anfíbolito – a incipiente nas rochas da região cratônica e em fácies anfíbolito a granulito nas rochas da porção oeste da Faixa Brasília), na intensidade da deformação e na polaridade dos eventos metamórficos, o orógeno foi definido e subdividido em Zona Cratônica, Zona Externa e Zona Interna.

A **Zona Cratônica** é caracterizada por Fuck (1994) como sendo restritas exposições do embasamento e coberturas sedimentares fanerozóicas e pré-cambrianas. Para Valeriano *et al.* (2004) as porções de embasamento, situadas no segmento meridional da Faixa Brasília, consistem em terrenos *granito-greenstone belts* arqueanos, retrabalhados durante a Orogenia Transamazônica, com cerca de 2,2 a 2,0 Ga, estes ocorrem associados a complexos graníticos gnaiss-migmatíticos e a sequências metavulcanossedimentares.

Os terrenos estão localizados na porção central do estado de Goiás, representados pelos complexos granito-gnáissicos de Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina que ocorrem separados pelos *greenstone belts* de Crixás, Pilar de Goiás, Guarinos, Serra de Santa Rita e Faina estes possuem uma divisão estratigráfica composta por uma associação inferior metavulcânica e uma superior metassedimentar (MOREIRA *et al.*, 2008).

No segmento setentrional ocorrem rochas pelíticas e carbonáticas metamorfizadas do Grupo Bambuí oriundas de um ambiente epicontinental marinho pós-glacial que recobre extensas áreas do Cráton São Francisco (VALERIANO *et al.*, 2004).

O magmatismo pós-orogênico dos granitóides da Faixa Brasília foi datado em 1,9-1,8 Ga, enquanto que, a idade das sequências supracrustais neoproterozóicas das porções sul e oeste do Cráton São Francisco foram compiladas por análise de modelo Nd e estão em torno de 1,0 e 1,15 Ga onde os anfíbolitos sin-sedimentares ocorrem intercalados com o Grupo Andrelândia (VALERIANO *et al.*, 2004).

A **Zona Externa** da Faixa Brasília, situada na borda oeste do Cráton São Francisco, é composta por sequências de margem passiva meso e neoproterozóicas representadas no segmento setentrional pela faixa do Grupo Paranoá e no segmento meridional, pelos grupos Canastra, Vazante, Ibiá e a Formação Topázio – estruturados em um cinturão de dobras e

empurrões (MOREIRA *et al.*, 2008). O embasamento da zona externa é composto por terrenos granito-gnáissicos, seqüências vulcanossedimentares (Formação Ticunzal), rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo Araí, quartzitos e micaxistos do Grupo Serra da Mesa e granitos anarogênicos da Província Estanífera de Goiás (NILSON *et al.*, 1994). As seqüências pelito-carbonáticas e psamo-pelíticas carbonosas plataformais dos grupos Paranoá e Canastras hospedam depósitos de ouro e de manganês laterítico (MOREIRA *et al.*, 2008) – Figura 3.3.

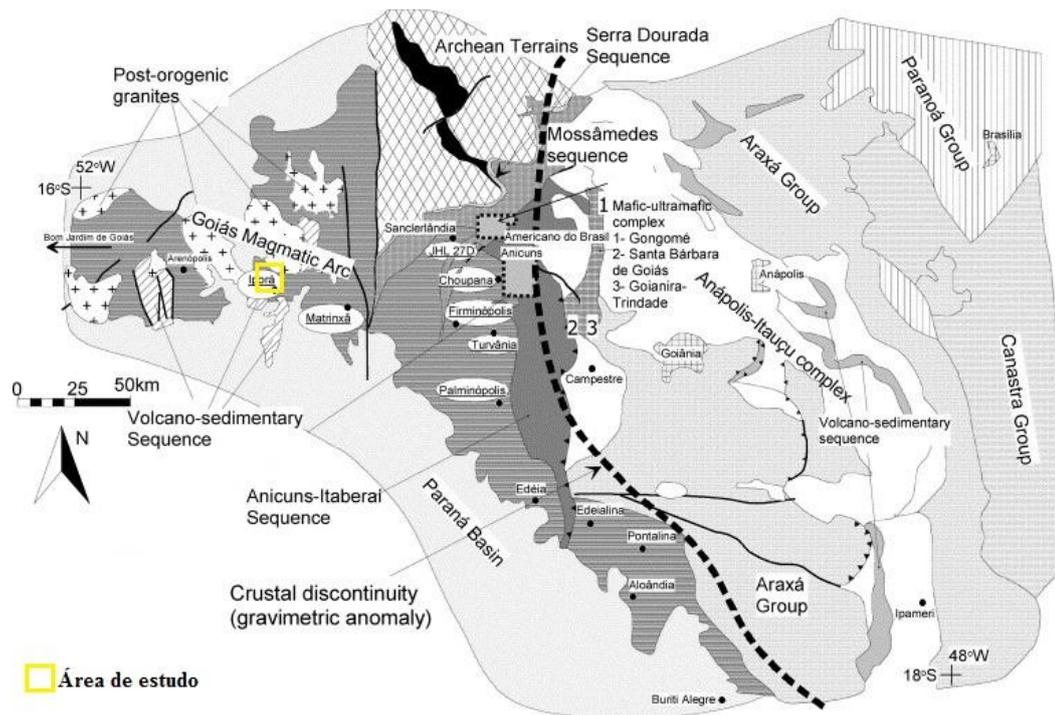


Figura 3.3 - Mapa geológico do arcabouço da porção meridional da Faixa Brasília, destaque para a área de estudo – Sequência Jaupaci. Retirado de Laux *et al.* (2010).

A **Zona Interna** da Faixa Brasília tem sua origem relacionada a um ambiente de bacia marginal de arco. Este terreno abrange as seqüências metavulcanossedimentares de Maratá, Rio do Peixe e Rio Veríssimo, os metassedimentos do Grupo Araxá e intrusões máficas-ultramáficas acamadas do tipo Morro Feio, tectonicamente imbricadas no embasamento, cuja estruturação é expressa pela tectônica de *nappes* com vergência em direção ao Cráton São Francisco (MOREIRA *et al.*, 2008).

Para Fuck *et al.* (2005) o segmento meridional da zona interna é composto de fragmentos de *mélanges* ofiolíticas, rochas metassedimentares do Grupo Araxá e depósitos metassedimentares de margem passiva situados na porção leste do grupo. Contudo, o segmento setentrional da faixa interna engloba as rochas do Complexo Anápolis-Itaçu e os

ortognaisses ao sul da região que fazem parte do magmático de idade neoproterozóica (MOREIRA *et al.*, 2008) – Figura 3.3.

3.1.3 Maciço de Goiás

Conforme citado anteriormente, o Maciço de Goiás possui uma origem complexa que, para Marini *et al.* (1984), trata-se de um alto estrutural de composição siálica oriundo do embasamento das faixas dobradas. Outros autores como Fuck *et al.*, (1987) e Pimentel *et al.* (1991), atribuem a formação do mesmo a um mosaico de domínios alóctones de rochas com idades desde arqueanas até neoproterozóicas (PIMENTEL & FUCK, 1994). Porém, para Valeriano *et al.* (2005) a unidade pode ser reconhecida como um fragmento continental de dimensões reduzidas que colidiu com a porção ocidental do cráton São Francisco. Corroborando com os autores, Marangoni *et al.* (1995) identificaram na margem meridional do Maciço de Goiás uma descontinuidade gravimétrica regional associada à zonas de sutura que favorece a hipótese de que o terreno foi aglutinado à Faixa Brasília durante o Neoproterozóico (LAUX *et al.*, 2010).

Localizado na porção central da Faixa Brasília, em meio às faixas de dobramentos neoproterozóicas, o Maciço de Goiás é composto por rochas de natureza granítica, gnáissica e metavulcânica de idades variadas (*e.g.* FUCK *et al.*, 1987) – Figura 3.4.

- Domínio Arqueano

O domínio é constituído por terrenos arqueanos do tipo *greenstone belt* conhecidos como Crixás, Pilar de Goiás e Guarinos representados por ortognaisses graníticos, tonalíticos e granodioríticos, milonitizados e/ou contendo restitos de rochas básicas-ultrabásicas e às vezes com diques e *stocks* máficos-ultramáficos (LACERDA FILHO *et al.*, 2008) estes granitóides têm idades entre 2,6 e 2,8 Ga, porém, entre 2,2 e 2,0 Ga estes terrenos foram retrabalhados durante evento do Transbrasiliano que acarretou um magmatismo granitóide e sucessão supracrustal (VALERIANO *et al.*, 2005).

- Domínio Paleoproterozóico

O embasamento do domínio paleoproterozóico é representado por complexos máficos-ultramáficos acamados Barro Alto, Niquelândia e Canabrava que correspondem a um conjunto de corpos segmentados e alinhados na direção NNE-SSW com inflexão para E-W associados a terrenos granito-gnáissicos altamente deformados e balizados por sequências vulcanossedimentares (LACERDA FILHO *et al.*, 2008). Segundo Valeriano *et al.* (2005) os

complexos estão diferenciados na fácies granulito e foram gerados em câmaras magmáticas básicas toleíticas profundas cuja idade de cristalização, datada por U-Pb em zircão, é de cerca de 790 Ma e a de metamorfismo granulítico por volta de 770 Ma, U-Pb em zircão.

Sequências metassedimentares deformadas e metamorfisadas do Grupo Serra da Mesa compostas, da base para o topo, por muscovita quartzito, mica xistos com lentes quartzíticas intercalados com quartzitos brancos, xistos grafitosos e calci-xistos, granada mica xistos com lentes de calci-xistos e mármore e, por fim, mica xistos com intercalações de quartzitos micáceos finos (LACERDA FILHO *et al.*, 2008). As sequências denominadas Juscelândia, Palmeirópolis e Indianópolis ocorrem sobrepostas aos complexos máficos-ultramáficos, anteriormente citados e apresentam alto grau metamórfico, afinidade geoquímica anarogênica e idades entre 1,3 e 1,25 Ga (PIMENTEL *et al.*, 2005).

As unidades anteriormente mencionadas são características do embasamento metamórfico da região as mesmas ocorrem justapostas por um sistema de zonas de cisalhamento do tipo *strike slip* com direção preferencial NNE a NNW e mergulho de alto ângulo (PIMENTEL & FUCK, 1994).

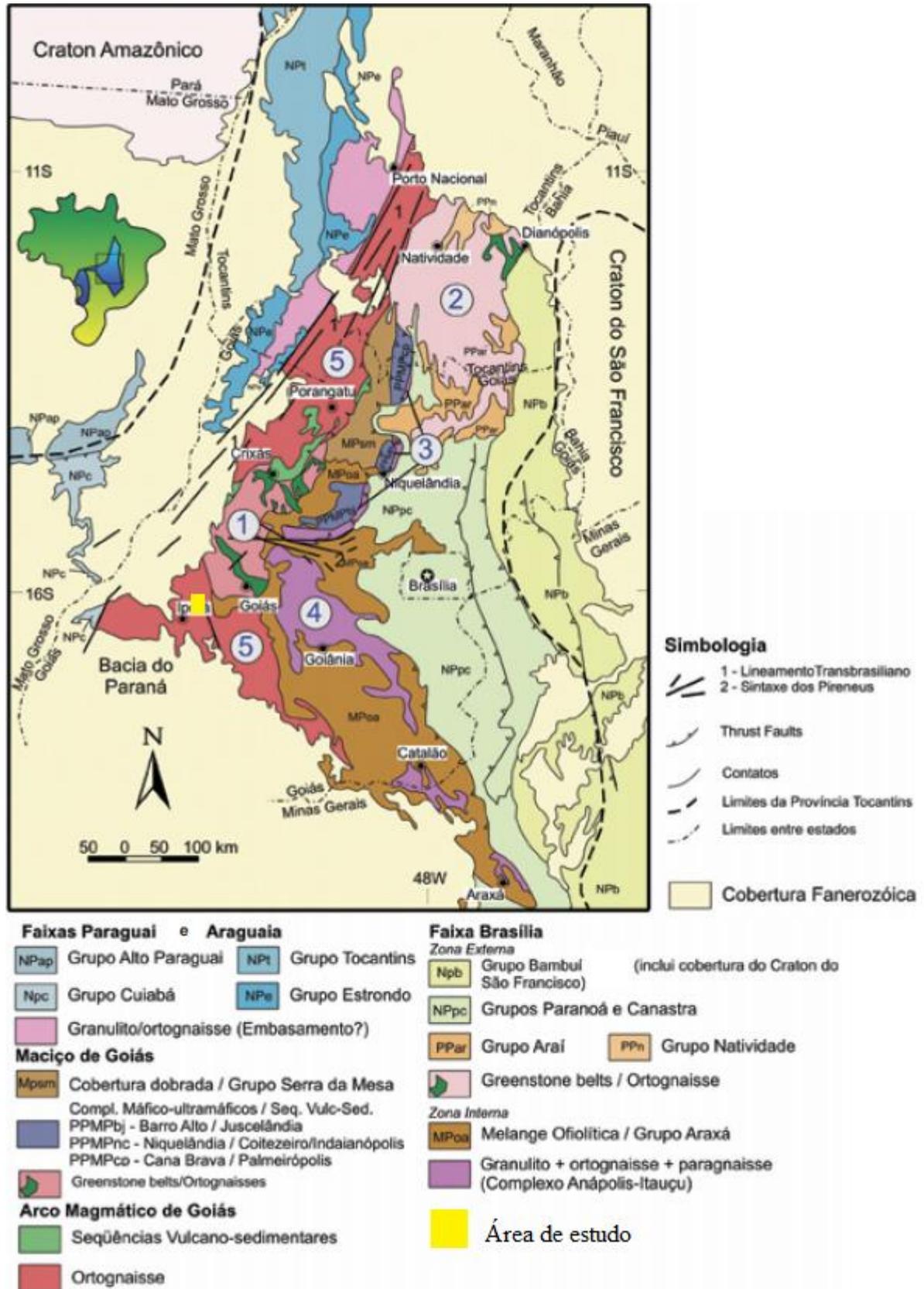


Figura 3.4 - Mapa geológico simplificado da porção oriental da Província Tocantins (extraído de Pimentel *et al.*, 2004). Legenda: 1. Domínio Arqueano de Crixás-Goiás, 2. Terrenos paleoproterozóicos, 3. Complexos máficos-ultramáficos, 4. Complexo Anápolis-Itaçu, 5. Arco Magmático de Goiás. Fonte: Ramos, 2010.

3.1.4 Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás situa-se na porção sul da Província Tocantins na transição entre o Maciço de Goiás e a porção interna da Faixa Brasília. O arco é limitado por sedimentos pelíticos quaternários da bacia do rio Araguaia a oeste; a sul pela cobertura sedimentar da Bacia do Paraná e, na região do município de Jussara, por terrenos arqueanos através da grande zona de cisalhamento, denominada Messianópolis-Novo Brasil a qual ocorre alinhada com a feição regional do Lineamento Brasileiro (PIMENTEL *et al.*, 1996).

Conforme anteriormente mencionado, o arco compreende um compartimento geotectônico constituído por faixas estreitas de sequências metavulcanossedimentares, separadas entre si por ortognaisses de composição principalmente tonalítica e granodiorítica cálcica a cálcio-alcálica (LAUX *et al.*, 2010).

As unidades constituintes do Arco Magmático de Goiás foram subdivididas, para um melhor estudo e caracterização, em Arco Magmático de Arenópolis-Piranhas localizado na região sudoeste do estado de Goiás (*e.g.* PIMENTEL & FUCK, 1986, 1987; PIMENTEL & FUCK, 1992a) e em Arco Magmático de Mara Rosa, noroeste de Goiás (*e.g.* VIANA *et al.*, 1995; PIMENTEL *et al.*, 1997).

As sequências metavulcanossedimentares ocorrem separadas por dois segmentos: (1) Arco de Mara Rosa, representado pelas unidades de Mara Rosa e Santa Terezinha e, (2) Arco de Arenópolis-Piranhas, que de oeste para leste, são conhecidas como sequências de Bom Jardim de Goiás, Arenópolis, Iporá, Amorinópolis, Jaupaci e Anicuns-Itaberaí (RODRIGUES *et al.*, 1999) – Figura 3.5.

O principal evento metamórfico que afetou as rochas é de fácies xisto verde a anfíbolito (RODRIGUES *et al.*, 1999) cujas idades U-Pb em titanita e Sm-Nd em granadas indicam 630 Ma coincidente com o último estágio deformacional do Ciclo Brasileiro. Para autores como Junges *et al.* (2002) o Arco Magmático de Goiás registra dois picos metamórficos distintos: (1) o primeiro de alta P e T datando de 760-730 Ma que corresponde com a iminente colisão do arco com o Cráton São Francisco e, (2) o segundo pico de baixa P e T entre 610 e 600 Ma representado pelo fechamento da bacia oceânica.

O Arco Magmático de Goiás, devido à assinatura geoquímica e isotópica, pode ser caracterizado como uma zona acrescionária juvenil, de idade neoproterozóica (entre 900 e 600 Ma), formada por distintos arcos magmáticos intraoceânicos que apresentam intensas atividades ígnea e tectônica, pois, situam-se entre limites convergentes de placas (PAIXÃO, 2004). A cristalização do magma primitivo vulcânico se deu por atividade ígnea toleítica

seguida de cálcio-alcalina, o que teria gerado gabrodioritos, tonalitos e granodioritos (LAUX *et al.*, 2010).

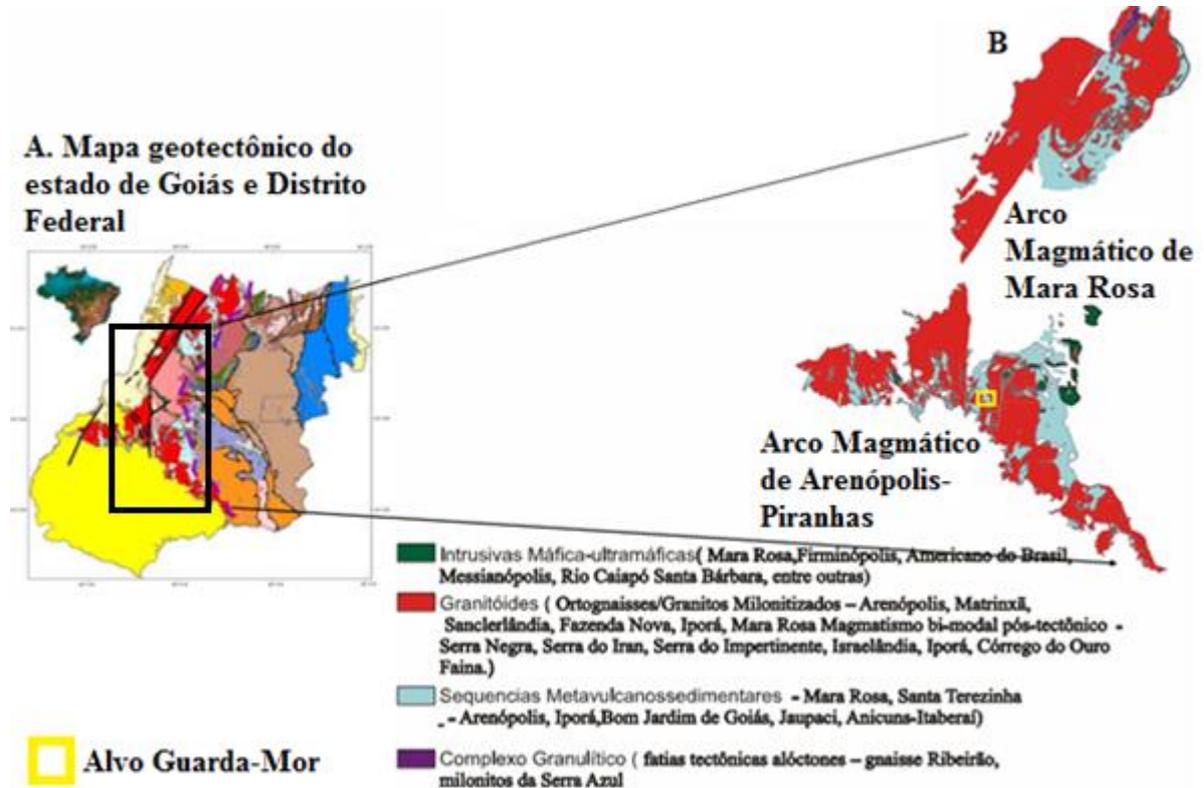


Figura 3.5 – A: Mapa geotectônico do estado de Goiás e Distrito Federal; B: Mapa geológico do Arco Magmático de Goiás – destaque para a área pesquisada do alvo Guarda-Mor (quadrado amarelo). Retirado de Lacerda Filho & Frasca (2008).

A área de estudo é marcada pela presença de quatro fases deformacionais sucessivas e superposta (*e.g.* AMARO, 1989). Para Terra (2011), a **fase Dn-1** está ligada a foliação Sn-1 – N5-35°E – esta foi transposta e obliterada pela foliação principal Sn com direção N5-35°W, mergulhos verticais/subverticais gerada na **fase Dn** responsável pela estruturação e deformação regional. A **fase Dn+1** possui orientação geral N50-80°W, com mergulhos de alto ângulo e estão associadas a dobramentos suaves, *kink-bands* e *chevrons*. A quarta **fase Dn+2** abrange um sistema de fraturas que cortam as fases anteriores.

3.2 As Unidades Litológicas

Segundo Rodrigues *et al.* (1999), os quatro tipos de associações litológicas constituintes do embasamento do sudoeste de Goiás e do Arco Magmático de Arenópolis serão descritos a seguir.

3.2.1 Ortognaisses cálcico a cálcio-alcálicos

Compostos por rochas de coloração cinza, granulação média a grossa, portadoras de hornblenda e/ou biotita com composições tonalíticas e granodioríticas. Para alguns autores (*e.g.* SIMÕES, 1984; PIMENTEL & FUCK, 1987; AMARO, 1989) os litotipos apresentam texturas e estruturas ígneas reliquias preservadas e possuem paragênese metamórfica de fácies epidoto-anfibolito.

Por se tratar de rochas com caráter metaluminoso, cálcico e cálcio-alcálico, com baixos teores de álcalis, elevados teores em Al_2O_3 , CaO, MgO e P_2O_5 e enriquecimento em LILE em relação aos elementos HSFE e LREE corroboram para a determinação de ambiência típica de arco magmático. Datações nos gnaisses Arenópolis, Matrinã e Sanclerlândia apontam idades em torno de 900 Ma mediante a caracterização que confere baixa razão $^{87}Sr/^{86}Sr$, valores positivos de ϵNd e de T_{DM} .

3.2.2 Sequências metavulcanossedimentares neoproterozóicas

Abrangem rochas metavulcanossedimentares máficas a félsicas. As sequências de Arenópolis e Bom Jardim apresentam uma suíte cálcio-alcálica composta por metabasaltos, metandesitos, metarriolitos e metadacitos, enquanto que, a sequência Mara Rosa mostra predomínio de rochas metavulcânicas máficas comparado as félsicas e, por último, as sequências Iporá e Jaupaci caracterizam-se por um caráter bimodal. O metamorfismo que afetou as sequências é da fácies xisto verde como, por exemplo, a Sequência Iporá, até a fácies anfibolito característica da sequência Mara Rosa.

O contato das sequências metavulcanossedimentares é marcado pela justaposição das unidades sobre o conjunto de sistema de lineamentos alinhados conhecido como Sistema de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil com extensão maior que 150 km e largura de cerca de 50 km (MOTTA ARAÚJO & PIMENTEL, 2004).

Conforme supracitado as sequências se diferenciam de W para E, porém, a sequência que abrange a área do presente projeto é a denominada **Sequência Jaupaci** que apresenta vulcanismo bimodal composta por metabasaltos vesiculares ou porfiríticos e metarriolitos e metadacitos com textura piroclástica. Os metabasaltos e metarriolitos possuem assinatura isotópica e geoquímica semelhantes às de arco vulcânico moderno.

A Sequência Jaupaci apresenta um metamorfismo de transição entre as fácies xisto verde e anfibolito (esta atribuída à intrusão do Granito Iporá) corroborado pela ocorrência de

clorita e hornblenda além da cloritização parcial da biotita e da saussuritização do plagioclásio (*e.g.* AMARO, 1989). Os anfíbolitos possuem assinatura geoquímica semelhante a basaltos toleíticos de baixo-K e as características geoquímicas e isotópicas da sequência bimodal sugerem um ambiente de formação de arco vulcânico moderno (RODRIGUES *et al.*, 1999).

De acordo com Ramos (2010) o contato entre as rochas ortognáissicas, a Sequência Jaupaci e os corpos graníticos pós-orogênicos ocorre associado a falhas de direção NE e NW que promovem a delimitação das intrusões como, por exemplo, a Zona de Cisalhamento Fazenda Nova. Para as rochas metariolíticas da Sequência Jaupaci, Pimentel *et al.* (1991) reportam idades, pelo método U-Pb em zircões, de 764 ± 14 Ma, enquanto que, metarriolitos milonitizados apresentam idade isocrônica Rb-Sr em titanita de 594 ± 37 Ma, esta idade foi interpretada como sendo o registro da época de recristalização metamórfica.

A principal feição estrutural do pacote rochoso supracrustal é a foliação milonítica vertical de direção NNW-NNE de alto ângulo com lineações de estiramentos e indicadores cinemáticos que indicam sentido dextral de movimento (*e.g.* AMARO, 1989).

A unidade metassedimentar, segundo Pimentel & Fuck (1994), é representada por sequências metapelíticas compostas por micaxistos com minerais de granada, estauroлита, cianita e sillimanita, mármore impuros, *metacherts* e anfíbolitos além de corpos máficos-ultramáficos os quais foram interpretados como restitos de complexos ofiolíticos que foram fortemente deformados e desmembrados.

3.2.3 Granito Subvulcânico

Trata-se de pequeno corpo granítico intrudido nas rochas metabásicas da Sequência Jaupaci. No geral, estas rochas apresentam leve deformação e recristalização, além de feições ígneas preservadas. Este corpo possui, predominantemente, fenocristais de quartzo e feldspato potássico, além de hornblenda como mineral máfico predominante. A idade isocrônica Rb-Sr obtida foi 643 ± 19 Ma com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixa de $0,7032 \pm 0,0002$ (PIMENTEL & FUCK, 1994).

3.2.4 Granitóides tardi a pós-orogênicos

O último estágio do Ciclo Brasileiro que, anteriormente, desencadeou um importante evento deformacional ocorrido nas rochas metavulcanossedimentares do Arco Magmático de Goiás ocasionou também um evento magmático que culminou com a geração de extensos

corpos graníticos potássicos e algumas intrusões de natureza gabro-dioríticas (PIMENTEL & FUCK, 1994).

Dentre estes granitóides, podem-se destacar, como ocorrência na área de mapeamento do alvo Guarda-Mor, os granitos Israelândia e Iporá. Resultados Rb-Sr isocrônicos indicam, para o Granito Israelândia idade de 554 ± 20 Ma e a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixa, igual a $0,7045 \pm 0,0009$, enquanto que, a idade U-Pb em titanita obtida por Pimentel *et al.* (1991) foi de 579 ± 3 Ma. Para o Granito Iporá, as análises isocrônicas Rb-Sr indicam idade de 490 ± 24 Ma cuja razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é de $0,7057 \pm 0,0030$. Estas intrusões possuem características geoquímicas comparáveis a granitos do tipo-I Caledoniano (Granito Israelândia) e granitos tipo-A (Granito Iporá) (PIMENTEL & FUCK, 1994).

Localizado no município homônimo, o **Granito Israelândia** ocorre na porção leste da área do Alvo Guarda-Mor. Segundo o Moreira *et al.* (2008), trata-se de um corpo alongado com direção NW-SE composto, predominantemente, por granito, quartzo monzonito, monzogranito e, subordinadamente, granodiorito associados às fácies biotita-hornblenda granito e hornblenda granito grosso, hipidiomórfico (*e.g.* AMARO, 1989).

O **Granito Iporá** situa-se na porção oeste da área de estudo (Alvo Guarda-Mor), o batólito é composto por biotita granito associado com ocorrências de sienogranitos e monzogranitos, coloração vermelha a rósea (a cor característica é bastante atrativa para o mercado de rocha ornamental propiciando, assim, a exploração do mesmo), cristais equigranulares médios, isotropos e, localmente, apresenta textura *rapakivi* (MOREIRA *et al.*, 2008). Na borda desta intrusão é possível encontrar pequenos plútons de composição gabrótica a diorítica (PIMENTEL & FUCK, 1994).

3.3 Evolução Tectônica

Para Valeriano *et al.* (2005) a configuração atual da área pesquisada, que sugere a ocorrência de um arco magmático neoproterozóico no oeste da Faixa Brasília, tem suas raízes edificadas numa sucessão de eventos em escala global e regional baseados em dados bibliográficos e registros geocronológicos.

Dados geocronológicos mostram que em 1,7 Ga (Estateriano) uma crosta continental arqueana retrabalhada (2,2-2,0 Ga) foi submetida a sucessivos eventos distensivos que culminaram em um sistema de rifteamento com magmatismo bimodal associado (*e.g.* BRITO NEVES *et al.*, 1995).

A tafrogênese mundial ocorrida entre 900-950 Ma promoveu a dispersão do supercontinente Rodínia e do protocontinente São Francisco-Congo. Este evento ocasionou a formação, na margem ocidental da Faixa Brasília, de bacias de margem passiva, além da geração de enxame de diques máficos no embasamento do cráton São Francisco. Enquanto que, na margem oeste da entidade cratônica a subducção e o consumo da crosta oceânica culminaram com a formação do Arco Magmático de Goiás (e.g. PIMENTEL & FUCK, 1992). Tal fato remonta o primeiro sistema de arco de ilhas Mara Rosa e Arenópolis.

Este magmatismo perdurou até aproximadamente 770 Ma quando ocorre a colisão do arco com o Maciço de Goiás que foi registrado pelo metamorfismo granulítico dos complexos máficos-ultramáficos (VALERIANO *et al.*, 2005).

Por volta de 750-790 Ma os crátons Paranapanema e São Francisco foram suturados resultando na caracterização da porção sul da Faixa Brasília (PEROSI, 2006). O fechamento final da faixa móvel ocorreu por volta 620-640 Ma neste período concentra-se a maioria das idades relacionadas à colisão continental que abarca os fenômenos de metamorfismo de alta pressão e granitogênese de fusão crustal (VALERIANO *et al.*, 2005), além de evidenciar o fechamento do protoceano de Goiás mediante a amalgamação dos crátons Amazônico e São Francisco. Segundo Valeriano *et al.* (2005) a idade mais jovem identificada no orógeno é de 530 Ma pertencente aos granitos colisionais e aos metassedimentos deformados neoproterozóicos (Ediacariano).

3.4 Geologia Econômica

Para uma posterior avaliação eficaz das principais características diagnosticadas e interpretadas na área de estudo, nesta seção, serão descritos os depósitos associados ao ambiente geotectônico do Arco Magmático de Goiás.

3.4.1 Depósitos de Au do Arco Magmático de Goiás

De acordo com Oliveira *et al.* (2000), o Arco Magmático de Goiás hospeda uma grande variedade de depósitos de Au e Cu-Au os quais se inserem no denominado Cinturão de Au-Cu de Arenópolis-Mara Rosa que se desenvolveu durante o Neoproterozóico.

A região do cinturão abrange importantes depósitos de Au, como os depósitos de Posse, Zacarias e Fazenda Nova, além dos depósitos de Cu-Au, representados por Chapada, Bom Jardim e Mundinho. Durante a década de 70 muitas companhias investigaram a região,

porém, este período ficou marcado por investimentos descontínuos devido às oscilações do preço das commodities no preço internacional (OLIVEIRA *et al.*, 2000).

As mineralizações auríferas inseridas no contexto do Arco Magmático do Oeste de Goiás compreendem terrenos de arco intraoceânico que consistem em ortognaisses tonalíticos a granodioríticos associados a sequências metavulcânicas e intrusões graníticas (OLIVEIRA *et al.*, 2000). Dentre estas sequências, destacam-se Mara Rosa, Jaupaci, Bom Jardim, Arenópolis/Piranhas e Iporá/Amorinópolis.

Nos depósitos associados a rochas vulcânicas pode-se notar que a gênese dos mesmos ocorre subordinada a processos de alteração hidrotermal como, por exemplo, carbonatação, sericitização, silicificação, sulfetação, albitização, entre outros (TOWNLEY, 2001). Em ambiente de arco magmático, os depósitos de Au podem ser dos tipos Au-Ag epitermal, Cu-Au (Mo) pórfiro, além de Au orogênico (MOREIRA *et al.*, 2008) – Figura 3.6.

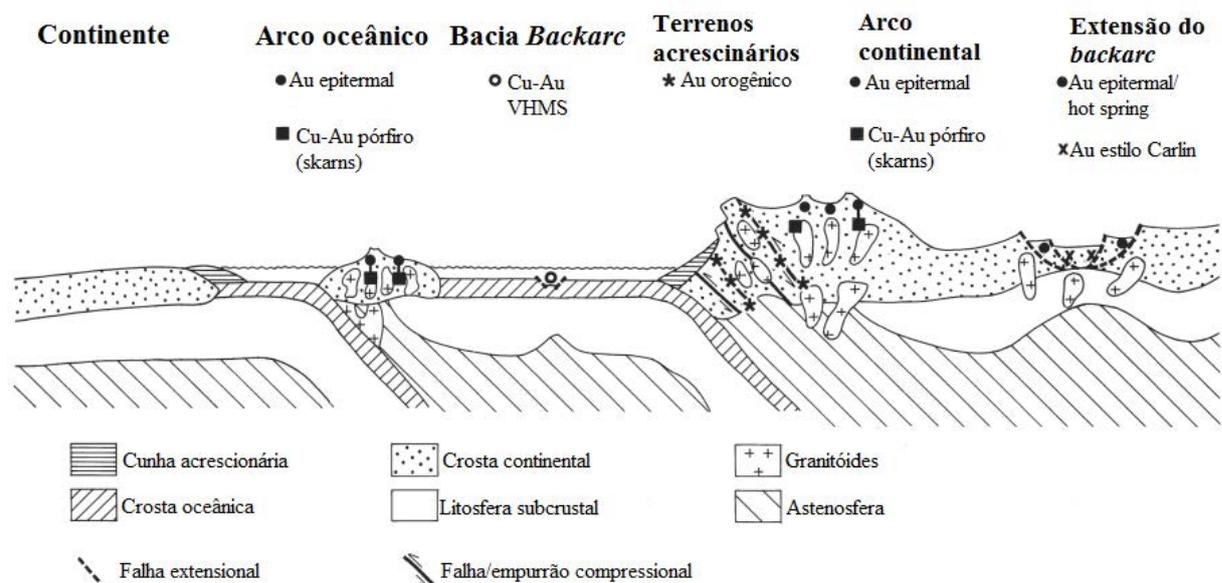


Figura 3.6 - Ambientes tectônicos de depósitos minerais epigenéticos ricos em Au. Fonte: Groves *et al.* (1998).

3.4.1.1 Depósito aurífero do tipo epitermal

Os depósitos de Au epitermal correspondem a veios e/ou filões mineralizados formados próximos à superfície terrestre ($\leq 1,5$ km). Estes depósitos ocorrem em uma vasta gama de rochas hospedeiras (desde vulcânicas e sedimentares, sedimentos até mesmo em rochas metamórficas) associadas a fluidos hidrotermais, principalmente, por processos de substituição mineralógica ou preenchimento de espaços vazios, este reflete o controle estrutural do depósito (fraturas, brechas, veios, entre outros) (TAYLOR, 2007).

3.4.1.2 Depósito aurífero do tipo orogênico

Os depósitos de Au do tipo orogênico ocorrem associados a terrenos metamorfizados de todas as idades. Neste tipo de depósito, o minério foi formado durante os processos deformacionais de compressão e/ou transpressão de placas convergentes evidenciados tanto nos orógenos acrescionários quanto nos colisionais. Em ambos os orógenos, rochas sedimentares e vulcânicas hidratadas são adicionadas à margem continental passiva. Alguns eventos de alteração térmica decorrentes da subducção da placa podem gerar a elevação do grau geotérmico dentro das sequências de acreção crustal e, desse modo, dar início a condução e/ou migração dos fluidos hidrotermais para longas distâncias devido ao metamorfismo, pois, os fluidos são derivados das reações de desvolatilização e desidratação. Como resultado, veios auríferos de quartzo são colocados sob a mesma faixa de profundidade dos minerais hidrotermais cuja deposição do ouro ocorre entre 15-20 km da superfície (GROVES *et al.*, 1998).

3.4.1.3 Depósito aurífero do tipo Cu-Au pórfiro

Os depósitos de Cu-Au pórfiro resultam da concentração de sulfetos de Cu a partir de soluções hidrotermais em posição apical de intrusões diorítica e granodioríticas (JOST *et al.*, 2010). Para Sawkins (1990) estes corpos intrusivos são originários do magmatismo da zona de subducção em ambientes crustal superiores, no intervalo de profundidade entre 1 e 6 km (RAMOS, 2010).

Segundo Townley (2001) neste tipo de depósito a alteração hidrotermal está associada a halos de alteração hidrotermal gradacionais que são representados por 4 zonas de alteração: (1) a zona propilítica que se caracteriza pela associação mineralógica formada por clorita-epidoto com ou sem albita, calcita, pirita e minerais acessórios como quartzo, magnetita e ilita; (2) a zona argílica representada, principalmente, por argilas (caolim) e, em menor número, quartzo; (3) a zona fílica constituída por sericita, predominantemente e; (4) a zona potássica representada por feldspato potássico e/ou biotita, além de minerais acessórios como quartzo, magnetita, sericita e clorita. Estas zonas de alteração são originadas a partir da convecção de soluções hidrotermais oriundas do magma e da interação entre as rochas encaixantes e o corpo intrusivo com as águas meteóricas.

A mineralização é identificada ao longo de veios intrudidos nas zonas fílica e potássica. O principal mineral de minério é a pirita, porém, também estão presentes calcopirita, molibdenita e bornita (*e.g.* SAWKINS, 1990).

3.4.2 Alteração Hidrotermal

Alteração hidrotermal corresponde ao processo de metassomatismo decorrente da interação fluido-rocha. A rigor, entende-se como processo metassomático a transformação química e mineralógica da rocha original que ocorre num sistema termodinâmico aberto. Existem variados tipos de alteração os quais são caracterizados de acordo com associações minerais específicas, estes diferentes tipos dependem da composição do fluido hidrotermal e da rocha hospedeira, do pH, do Eh, da razão fluido/rocha, temperatura, pressão, concentração de solutos e do tempo de interação (TOWNLEY, 2001).

Sabe-se que na natureza a grande maioria de depósitos de minerais metálicos encontra-se correlacionado a processos hidrotermais, portanto, parâmetros como fonte, composição e características termodinâmicas de um fluido hidrotermal são bastante variáveis e dependem de um conjunto de fatores como, por exemplo, das características da fonte, a distância do transporte e a consequente modificação durante o mesmo, além das propriedades da rocha hospedeira (TOWNLEY, 2001).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Estratigrafia e Litologia

Nesta seção serão abordadas as unidades litoestratigráficas que ocorrem na área de pesquisa do alvo Guarda-Mor (Israelândia, GO), mediante análise e descrição microscópica e mesoscópica dos litotipos encontrados em campo ou por amostragem de testemunhos de sondagem. Esta mesma análise petrográfica será realizada para 3 litotipos da Sequência Jaupaci que foram amostrados por testemunhos de sondagem na área da Mina Bacilândia – Projeto Arco Sul (Fazenda Nova, GO).

4.1.1 Alvo Guarda-Mor

A área do alvo Guarda-Mor é constituída por um conjunto de rochas supracrustais neoproterozóicas composto por uma sequência bimodal de rochas metavulcânicas, denominada **Sequência Jaupaci**. Na área estudada, esta unidade é meridionalmente limitada por dois corpos plutônicos, o **Granito Israelândia** localizado a leste e o **Granito Iporá**, a oeste da área do alvo (Mapa Geológico – Anexo II).

Identificou-se para a Sequência Jaupaci um empilhamento estratigráfico com registro de 9 unidades distintas (Figura 4.1), da base para o topo tem-se: (1) extremo sudeste do mapa, a unidade M1 é representada por rochas metamáficas, clorita-actinolita xistos com intercalação local de metafélicas; (2) unidade R1 composta por metariodacitos/metarriolitos; (3) unidade F1 com muscovita-quartzo xistos e/ou muscovita-sericita-quartzo xistos; (4) unidade R2 composta por metariodacitos/metarriolitos milonitizados ou não; (5) unidade M2 apresenta epidoto-clorita-actinolita xistos com presença de lentes de metariodacito/metarriolito; (6) unidade M/F representada por metamáficas, predominantes, intercaladas a metafélicas; (7) unidade M3 também composta por epidoto-clorita-actinolita xistos e/ou quartzo-clorita-epidoto xisto; (8) unidade F2 representada por muscovita-sericita-quartzo xisto e/ou filito/sericita xisto com porções de metariodacito/metarriolito milonitizado e; (9) unidade M4 com epidoto-clorita-actinolita xisto com algumas ocorrências de metarriolitos/metariodacitos milonitizados ou não.

Ainda dentro do domínio da Sequência Jaupaci, mais precisamente, na porção central do extremo oeste do mapa, também pode ser identificado um estreito corpo intrusivo alongado na direção N-S, aqui denominado de **Granito subvulcânico**, cuja matriz apresenta composição quartzo-feldspática de coloração escura e textura inequigranular fina a média com relativa abundância de fenocristais de feldspato e quartzo, suavemente deformados e

orientados segundo direção preferencial, com presença de hornblenda como mineral máfico dominante.

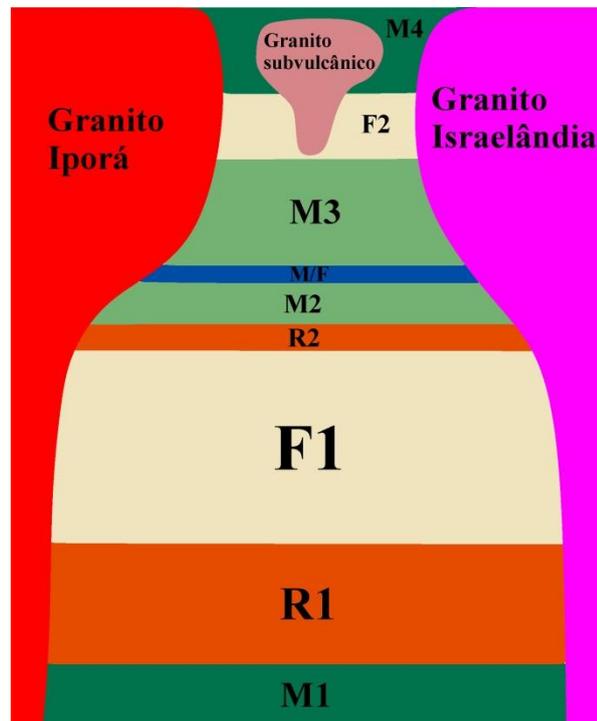


Figura 4.1 – Coluna estratigráfica do alvo Guarda-Mor.

A leste da área encontra-se o Granito Israelândia (554 ± 20 Ma) que possui variadas fácies de composição sienogranítica a monzogranítica com presença de minerais máficos como biotita, além de, em algumas porções, ocorrer granada. A borda do corpo granítico encontra-se deformada pela principal fase de deformação (Dn) sugerindo características sin- a tardi-tectônicas.

O Granito Iporá (490 ± 24 Ma), posicionado a oeste do mapa, apresenta composição sienogranítica a monzogranítica/granodiorítica e, em sua assembleia mineralógica, ocorrem como minerais máficos biotita e hornblenda. A borda do granitóide também registra deformação paralela à Sn, porém, diferentemente do Granito Israelândia, o Iporá mostra uma maior taxa de deformação, pois, em alguns pontos o granito encontra-se milonitizado.

4.1.1.1 Sequência Jaupaci (NP2jp)

4.1.1.1.1 Unidade M1

A unidade M1 caracteriza-se por litotipos de composição máfica, que correspondem a aproximadamente 70% do volume desta unidade, associados à litotipos félsicos, representando $\pm 30\%$ do volume. Corresponde à unidade mais basal identificada na área de

estudo (Figura 4.1), em mapa, posiciona-se na borda do Granito Israelândia, mais precisamente, na extremidade da porção sudeste e em pequenas faixas no centro-leste da área (Anexo II). Esta unidade faz contato tectônico/intrusivo com o Granito Israelândia a leste e, do tipo tectônico/intrusivo com a unidade R1, a oeste.

Geomorfológicamente a unidade M1 é constituída por relevos relativamente planares cujas cotas variam entre 415-450 m, na porção sudeste e, atingem picos de 530 m, referentes às pequenas faixas de rochas metamáficas adjacentes ao Granito Israelândia.

Os afloramentos de rochas metamáficas podem ser observados em blocos de tamanhos variados, centimétricos a métricos, encontrados *in situ* ou na forma de blocos rolados cuja dimensão dos afloramentos varia de centimétrica até métrica, na ordem de 1,5 a 3,0 m (Figura 4.2). O solo das rochas metamáficas é argiloso e possui coloração marrom avermelhada. Esta característica auxiliou na delimitação dessas rochas com as rochas metafélicas devido mudança brusca para um solo de composição arenosa e coloração marrom esbranquiçada, típico das metafélicas.

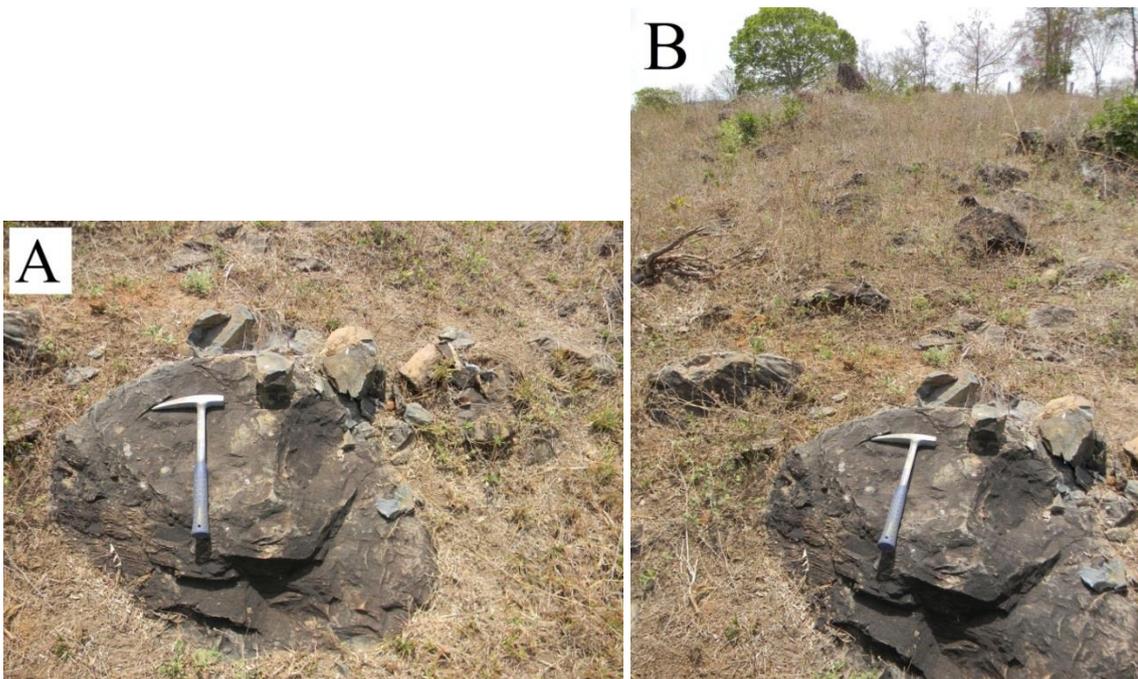


Figura 4.2 – A e B) Afloramento visto em planta mostrando blocos angulares com tamanhos centimétricos de rochas metamáficas de coloração cinza escura com granulação fina a média e estrutura xistosa (Ponto GMP-143).

As rochas metamáficas são representadas por clorita-actinolita xistos que possuem coloração esverdeada a preta/cinza escura e quando intemperizadas adquirem tons alaranjados. A granulação varia de fina a média com estrutura xistosa, paralela ao bandamento composicional. A textura é nematoblástica e a foliação principal é marcada por cristais de

anfíbólio que estão orientados de acordo com uma direção preferencial. A paragênese mineral é composta por 50% de actinolita, 25% de clorita, 15% de plagioclásio, 5% de quartzo, 5% de magnetita e proporção em traços de epidoto e opacos.

Tendo em vista a composição da rocha pode-se inferir que o protólito das metamáficas foi oriundo de derrames basálticos que hoje se encontram metamorfisados.

4.1.1.1.2 Unidade R1

O litotipo característico da unidade R1 é um metariodacito, por vezes, milonítico o qual é representado em mapa bordejando o Granito Israelândia e a unidade M1 na porção leste do mapa (Anexo II). A unidade R1 faz contato do tipo intrusivo com o Granito Israelândia e quanto com a unidade M1, a leste, e com a unidade F1, a oeste o contato é tectônico.

A geomorfologia gerada pela Unidade R1 é representada por morrotes e/ou colinas alinhados na direção N-S que apresentam declividades medianas, topo arredondado e encostas convexas, com cotas que variam entre 420-450 m na porção norte da unidade e atingem picos de 530-560 m nas porções central e sul da mesma.

Os afloramentos podem ser observados em calhas de drenagens, blocos no topo de morrotes e em lajedos com extensões métricas (Figura 4.3). Normalmente são observados solos arenosos de coloração marrom esbranquiçado e, estas rochas, quando intemperizadas, assumem coloração cinza amarronzada.



Figura 4.3 - A) Afloramento do tipo calha de estrada de metariodacito de coloração cinza esbranquiçada, estrutura foliada e textura fina (Ponto GMP-78); B) Afloramentos do tipo calha de drenagem com grandes extensões de metariodacitos de coloração cinza (Ponto GMP-182).

O metariodacito possui coloração cinza com granulação fina a média e estrutura foliada, em algumas porções, próximas aos contatos com o Granito Israelândia e com a Unidade F1 mostra uma forte crenulação da fase Dn. A textura é granoblástica, com cristais de quartzo bipiramidal e de plagioclásio alongados segundo uma direção preferencial que marca a foliação principal, ora do tipo xistosidade ora milonítica. A assembleia mineral é composta por 30-35% de uma matriz quartzo-feldspática, 25-30% de porfiroclastos de quartzo, 25-20% de porfiroclastos de feldspatos (em sua maioria, plagioclásio), 7-10% de filossilicatos e 2-5% de opacos e óxidos.

Mediante a composição da rocha e avaliando a textura/estrutura, pode-se sugerir que o protólito em questão trata-se de vulcânica, mais precisamente, riodacito.

4.1.1.1.3 Unidade F1

A unidade F1 é caracterizada pelos litotipos: muscovita-quartzo xisto e sericita xisto/filito. Em campo, a distinção entre os litotipos é difícil devido a algumas semelhanças entre os filossilicatos e ao grau de deformação e/ou intemperismo, a individualização destes só foi possível por meio de análise petrográfica. Além das rochas citadas, a unidade também é composta por uma lente de metariodacito milonítico (L_{RF1}). Esta unidade, em mapa, situa-se nas porções centro-sul e nordeste da área (Anexo II). O contato da unidade F1 com as unidades adjacentes é do tipo tectônico.

A geomorfologia é representada por cristas alongadas, de topos arredondados e encostas convexas (Figura 4.4). Estas se encontram alinhadas e na porção centro-sul da unidade as cristas possuem direção N-S, enquanto que, na porção centro-nordeste ocorre uma inflexão assumindo direção NE-SW (Anexo II). Nas porções sul e nordeste da unidade F1 as cotas variam em torno de 430-450 m e, na porção central da unidade chega a atingir o pico de 580 m.



Figura 4.4 - Vista panorâmica das cristas formadas pelas rochas da unidade F1 (a porção plana em primeiro plano corresponde à unidade M2).

O intemperismo sobre as rochas da Unidade F1 gera solos arenosos, pardo amarelado/amarelo ocre. Os afloramentos dessa unidade concentram-se no topo e na base das

cristas e também nas calhas de drenagens, estes possuem dimensões que se concentram na ordem de 3 a 5 metros podendo atingir até 12 metros de extensão.

Os litotipos da Unidade F1 possuem coloração cinza esbranquiçada e quando intemperizados atingem coloração marrom a cinza-escuro com tons pardos. A granulação das rochas varia de muito-fina a fina, a textura varia de granoblástica a lepidoblástica e a estrutura é nitidamente anisotrópica cuja foliação principal apresenta-se na forma de clivagem de crenulação (Figura 4.5).

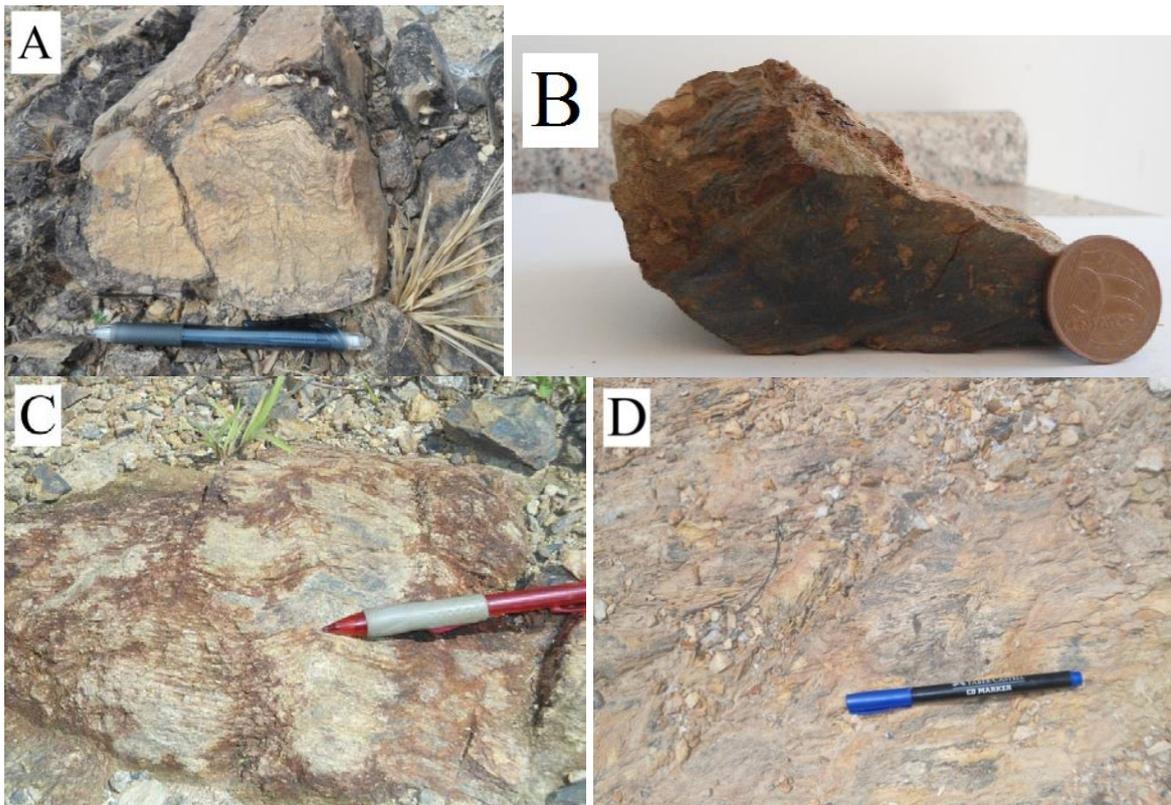


Figura 4.5 – A, C e D) Afloramentos da unidade F1, vistos em planta, mostrando rochas metafélicas com cor de alteração cinza amarronzada e foliação Sn do tipo clivagem de crenulação (Pontos: A GMP-204; C GMP-38 e D GMP-74). B) Detalhe em amostra de mão do sericita xisto de coloração marrom acinzentada do ponto GMP-41.

O litotipo que corresponde ao muscovita-quartzo xisto apresenta textura granoblástica, os cristais de quartzo e feldspatos ocorrem orientados definindo direção preferencial acompanhada também pelos cristais de filossilicatos e de minerais opacos marcando a foliação principal. Alguns opacos não estão deformados (Figura 4.6). A paragênese mineral é composta por 40-45% de quartzo, 35% de muscovita, 20-25% de plagioclásio, 10-5% de feldspato potássico, 5-3% de biotita, 2% de opacos (pirita, calcopirita e arsenopirita), além de apatita e magnetita como fases acessórias, turmalina como mineral secundário e carbonato e clorita como minerais hidrotermais.

O sericita xisto/filito apresenta forte saussuritização dos cristais de plagioclásio. A rocha possui textura lepidoblástica marcada pela orientação preferencial dos minerais filossilicáticos, dos opacos deformados e da matriz quartzo-feldspática todos seguindo uma mesma direção que corresponde à foliação principal – Figura 4.6. A assembleia mineralógica tem composição modal de 55% de sericita, 14% de minerais opacos (pirita, calcopirita e arsenopirita) e carbonato como minerais hidrotermais, além de 12% de quartzo, 10% de plagioclásio e 6% de feldspato potássico, ainda com 3% de turmalina como mineral secundário e traços apatita como mineral acessório.

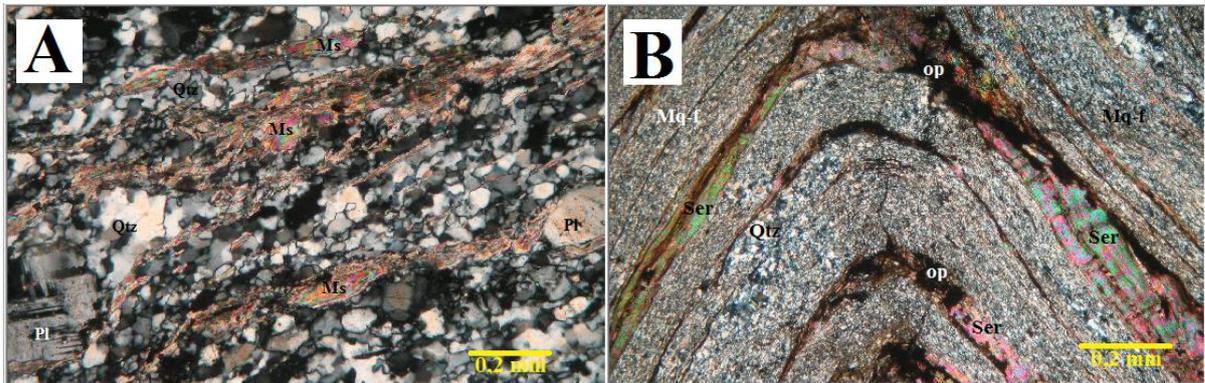


Figura 4.6 – Fotomicrografias à luz transmitida, nicóis X e aumento de 10X dos litotipos da unidade F1: A) Muscovita-quartzo xisto com granulação fina, estrutura xistosa e textura granoblástica (Ponto GMP-36); B) Sericita-quartzo xisto com granulação muito fina, textura lepidoblástica, foliação principal dobrada (Ponto GMP-39). (Legenda: Ms=muscovita, Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ser=sericita, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, op=opacos).

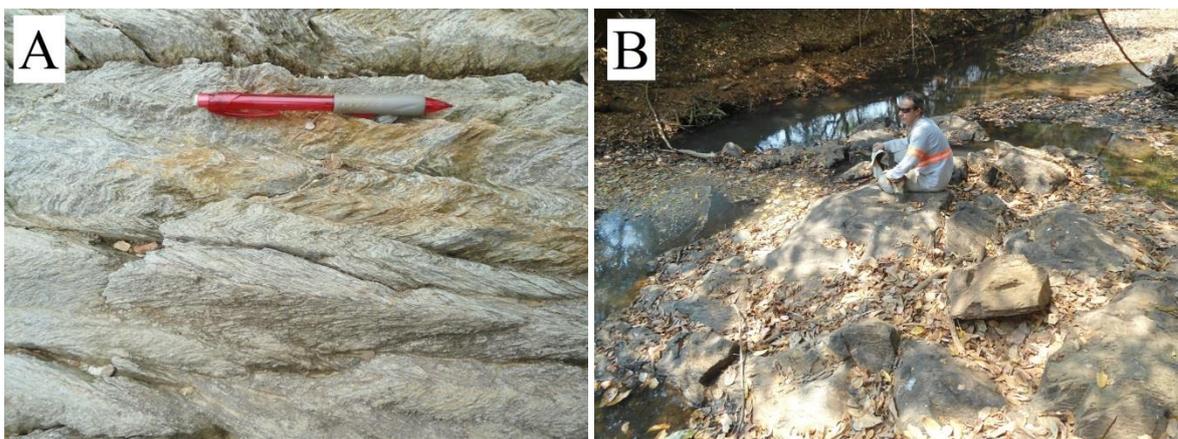


Figura 4.7 - Afloramentos do tipo calha de drenagem com metariodacito milonítico crenulado de coloração cinza esbranquiçada e textura porfiroclástica, Pontos GMP-05 e GMP-240, respectivamente.

A lente de metariodacito milonítico (L_{RF1}) que ocorre na extremidade da porção sudoeste da unidade apresenta granulação muito fina, a foliação principal é do tipo milonítica, por vezes, dobrada, com textura porfiroclástica na qual os minerais quartzo-feldspáticos estão orientados definindo foliação preferencial da área paralela ao bandamento composicional

(Figura 4.7). A composição da rocha estimada resultou em: por 30-35% de quartzo, 25-20% de plagioclásio, 20% de feldspato potássico, 10-5% de muscovita e 5% de opacos.

Através da análise petrográfica e, conseqüentemente, pela identificação da assembleia mineralógica, pode-se sugerir como protólito da unidade um riódacito.

4.1.1.1.4 Unidade R2

A unidade R2 é composta por metarriolitos e metariodacitos que podem ou não estar milonitizados. A unidade posiciona-se nas porções norte, com inflexão para nordeste e, centro-sul, com inflexão para sudeste (Anexo II). O contato da unidade R2 com as demais unidades adjacentes é do tipo tectônico.

Geomorfologicamente a unidade é representada por relevos relativamente suaves com presença de morrotes e/ou colinas arredondados cujas cotas variam de 430 a 450 m, alcançando picos de 470 m na porção central da mesma (Figura 4.8).

Os afloramentos da unidade em questão podem ser observados no topo e na base das colinas, assim como, em calhas de drenagens e na forma de lajedos quanto na forma de blocos rolados e *in situ* (Figura 4.9). A dimensão dos afloramentos são métricas, variando de 1 a 2 metros, com casos de até 10 metros. Normalmente são observados solos arenosos de coloração marrom esbranquiçada.



Figura 4.8 - Fotografia com vista do Ponto GMP-251 com destaque para a camada de Unidade R2 que ocorre sustentando a base da unidade F1.

O metarriolito/metariodacito possui coloração cinza esbranquiçada e, quando intemperizado, atinge coloração cinza amarronzado. Apresenta granulação que varia de fina a muito fina, estrutura xistosa e, em alguns pontos, principalmente nas proximidades de contato com as unidades adjacentes, mostra foliação milonítica (Figura 4.10).

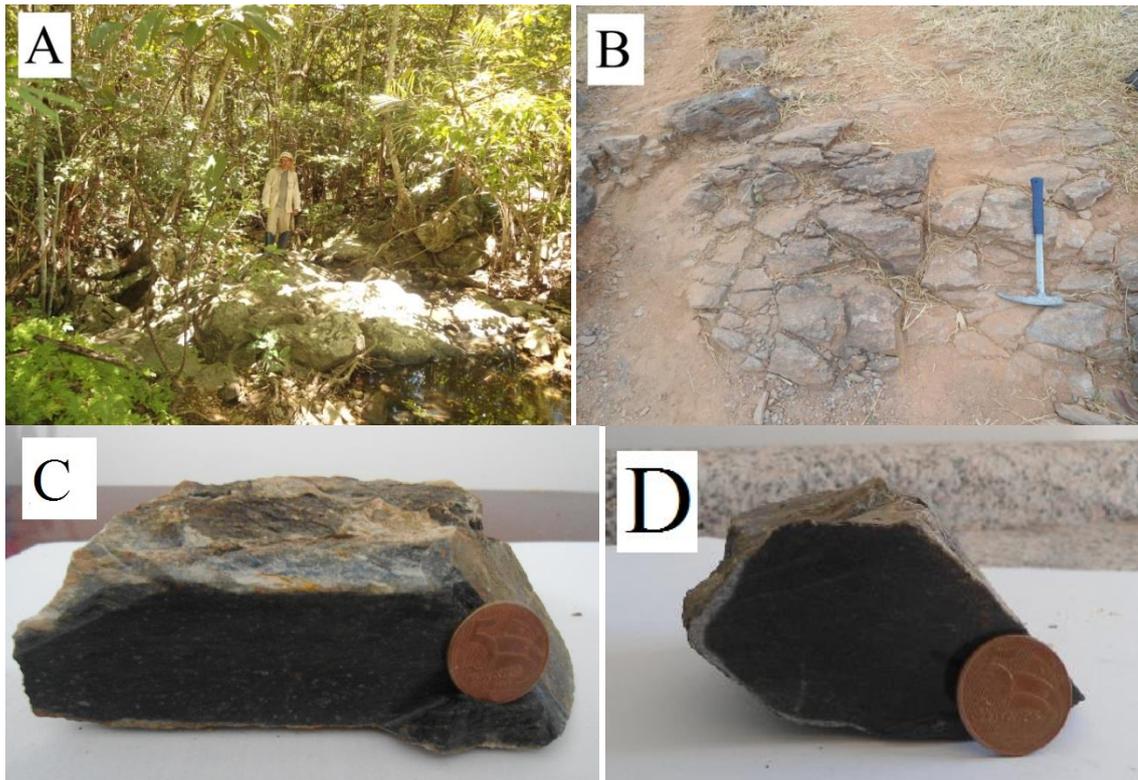


Figura 4.9 - A) Afloramento do tipo calha de drenagem de metariodacito de coloração cinza esbranquiçada (Ponto GMP-83); B) Afloramento de metariodacito visto em planta mostrando a interação solo-rocha alterada do Ponto GMP-231. C e D) Amostras de mão de metarriolitos e metariodacitos miloníticos dos pontos GMP-68 e GMP-83, respectivamente.

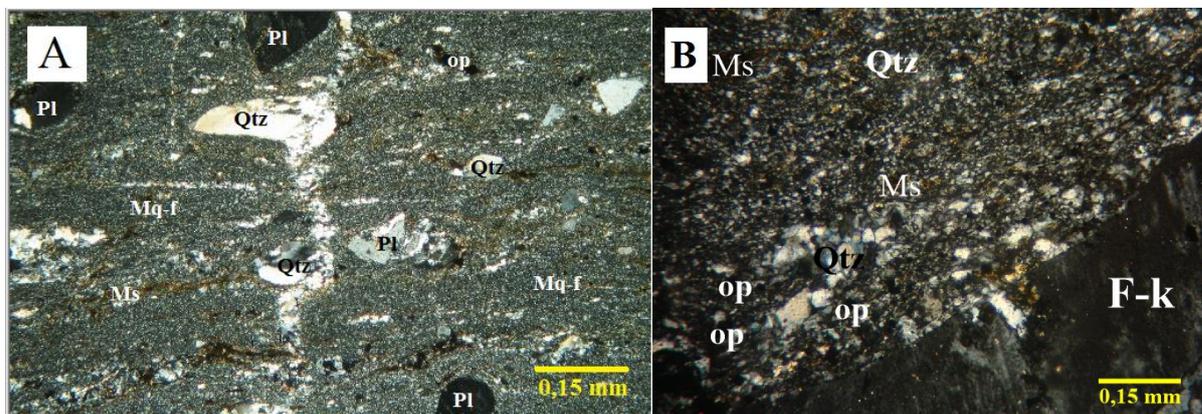


Figura 4.10 – Fotomicrografias à luz transmitida, nicóis cruzados e aumento de 5X dos litotipos da unidade R2. Metarriolito e metariodacito miloníticos com textura porfiroclástica e granulação fina (Pontos GMP-68 e GMP-83, respectivamente). (Legenda: Ms=muscovita, Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, F-k=feldspato potássico, op=opacos).

Apresenta textura porfiroclástica, com porfiroclastos de quartzo e feldspatos, além de matriz quartzo-feldspática fina de coloração clara e com filossilicatos e minerais opacos. Estes minerais apresentam formas alongadas, segundo direção preferencial marcando a foliação principal (ora milonítica ora xistosidade) paralela ao bandamento. A paragênese mineral é

constituída por 35-40% de quartzo, 30-25% de plagioclásio, 25-15% de feldspato potássico, 15-10% de filossilicatos e 5% de opacos (pirita, arsenopirita e calcopirita), além de 1-2% de carbonato como mineral hidrotermal e 1% de óxidos (magnetita) como mineral acessório.

De acordo com a composição da rocha e sua estrutura/textura pode-se inferir que o protólito da unidade corresponde a uma vulcânica de composição riódacítica/dacítica a riolítica.

4.1.1.1.5 Unidade M2

O litotipo característico da unidade M2 é o epidoto-clorita xisto que corresponde a aproximadamente 85% do volume da unidade, além de lentes de metariodacitos (L_{RM2}) que perfazem 15% do volume. A unidade, como se percebe no Mapa Geológico, ocorre nas porções sul- centro-oeste e centro- nordeste (inflexão), enquanto que, as lentes de metariodacito posicionam-se tanto a sul quanto a noroeste da unidade (Anexo II). O contato da unidade M2 com as unidades adjacentes é do tipo intrusivo.

A geomorfologia gerada pela unidade é representada por relevos planares, as cotas variam de 430 a 450 m, na porção sul da unidade e, de 450 a 470 m. Os metariodacitos destacam-se na unidade formando pequenas cristas com picos de 500 m.

Os afloramentos do epidoto-clorita xisto e clorita-actinolita xisto são comumente encontrados em calhas de drenagens ou na forma de blocos rolados, enquanto que, os de metarriolito podem ser encontrados *in situ* na base e topo de morrotes, ou então, como blocos rolados. A dimensão dos afloramentos é restrita, varia de 1 a 3 metros, porém, identificou-se afloramento na lente de metarriolito, a norte da unidade, com 20 metros de extensão.

O grau de intemperismo das rochas varia de alto a médio. A alteração do epidoto-clorita xisto pode gerar coloração cinza esverdeada na rocha, além de solo argiloso de coloração marrom avermelhada (Figura 4.11). Nos metarriolitos a alteração intempérica origina solos arenosos de coloração marrom esbranquiçada e rochas com coloração cinza amarronzada.

O epidoto-clorita xisto possui coloração cinza esverdeada e quando intemperizado apresenta alteração com tons avermelhados e/ou alaranjados. A granulação varia de muito-fina a média, a textura varia de lepidoblástica a, secundariamente, granoblástica. A estrutura é nitidamente anisotrópica, marcada pela orientação dos cristais de clorita, segundo uma direção preferencial, alternados por bandas orientadas da matriz quartzo-feldspática seguindo a mesma direção definindo a foliação principal, do tipo xistosidade, paralela ao bandamento

composicional. A assembleia mineral da rocha resulta em 20% de quartzo e 15% de plagioclásio, além de 40% de clorita, 10% de epidoto, 3% de opacos e 2% de carbonato como minerais secundários. O protólito do epidoto-clorita xisto é interpretado como um basalto.



Figura 4.11 – Epidoto-clorita xisto de coloração cinza esverdeada em afloramento do tipo calha de drenagem (Ponto GMP-239).

O metariodacito (L_{RM2}) possui coloração cinza esbranquiçada e, quando intemperizado apresenta cor de alteração cinza-escura a preta. A granulação muito-fina a fina, apresenta textura granoblástica, os cristais da matriz quartzo-feldspática estão orientados definindo a foliação principal da rocha que varia de xistosa a milonítica. A paragênese mineral é composta por 40% de quartzo, 30% de feldspato potássico, 20% de plagioclásio, 10-5% de opacos e 5% de muscovita. O protólito do litotipo corresponde a um riolito.

4.1.1.1.6 Unidade M/F

A unidade M/F é representada por uma estreita faixa de metamáficas formada por clorita-epidoto xisto intercaladas com metafélicas, turmalina-sericita xisto/filito que se posicionam entre as unidades metamáficas M2 e M3. Em mapa a faixa abrange a porção central da área e, assim como nas unidades anteriores, nota-se uma inflexão para nordeste (Anexo II).

A geomorfologia que caracteriza a Unidade M/F pode ser dividida em relevos planares, porções nordeste e centro-sul da unidade com cotas que variam de 440-460 m e 420-450 m, respectivamente, além de colinas arredondadas situadas na inflexão da camada com cotas que podem atingir até 500 m.

Os afloramentos podem ser observados em calhas de drenagem, calhas de enxurrada, em cortes de estrada e na base e no topo das colinas, os afloramentos ocorrem *in situ* ou como blocos rolados, possuem pequenas extensões na ordem de 1 a 3 metros. Normalmente, nota-se a presença de solos areno-argilosos de coloração variada, porções marrom avermelhada intercalada a porções amarelo ocre (Figura 4.12).

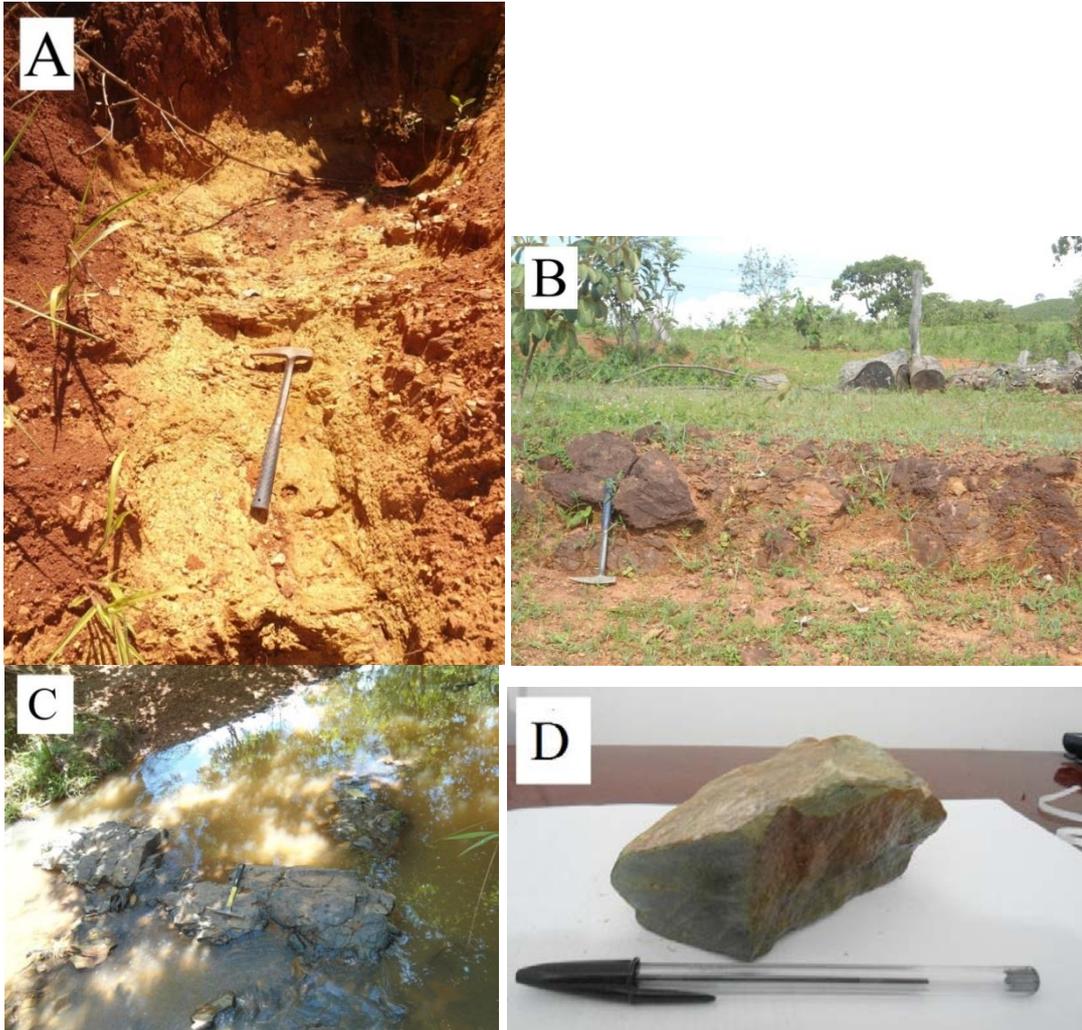


Figura 4.12 – A) Afloramento do tipo calha de enxurrada mostrando a alteração de solo característica da unidade intercalando porções ocre/avermelhadas (Ponto GMP-57); B) Afloramento do tipo corte de estrada com destaque para a alteração/intercalação característica do solo desta unidade (Ponto GMP-65); C) Afloramento do tipo calha de drenagem (Ponto GMP-57). D) Amostra de mão do clorita-epidoto xisto de coloração cinza esverdeada e granulação fina do Ponto GMP-57.

O clorita-epidoto xisto possui coloração cinza esverdeada podendo atingir as cores marrom-avermelhada ou alaranjada a preta, quando intemperizado (Figura 4.12). A granulação é fina, a textura é porfiroblástica e a estrutura é xistosa cujos porfiroblastos de epidoto e as bandas de matriz quartzo-feldspática apresentam orientação segundo uma mesma direção preferencial da foliação principal paralela ao bandamento composicional – Figura 4.13. A paragênese mineral é composta por 33% de epidoto, 28% de clorita, 7% de opacos

(pirita, arsenopirita e calcopirita) e traços de carbonato como minerais secundários/hidrotermais, além de 21% de quartzo e 11% de plagioclásio como minerais primários e traços de titanita como mineral acessório.

Enquanto que, o turmalina-sericita xisto/filito possui coloração cinza amarronzada, quando intemperizado assume coloração amarelo ocre e/ou vermelho pardo. A granulação é fina, a textura é lepidoblástica e a estrutura é anisotrópica, marcada pelo caráter bandado dos cristais de muscovita, turmalina, opacos e quartzo que seguem uma direção preferencial gerando uma foliação principal do tipo xistosidade paralela ao bandamento composicional – Figura 4.13. A assembleia mineral é constituída por 55% de muscovita, 12% de opacos (pirita, calcopirita, arsenopirita e pirrotita) e 7% de turmalina como minerais secundários, além de 10% de quartzo, 9% de plagioclásio e 7% de feldspato potássico como minerais primários.

De acordo com a paragênese mineral, o protólito da rocha vulcânica metamáfica corresponde a um basalto e, o protólito da metafélsica um riolito/riodacito. O contato da Unidade M/F1 com as demais é do tipo abrupto.

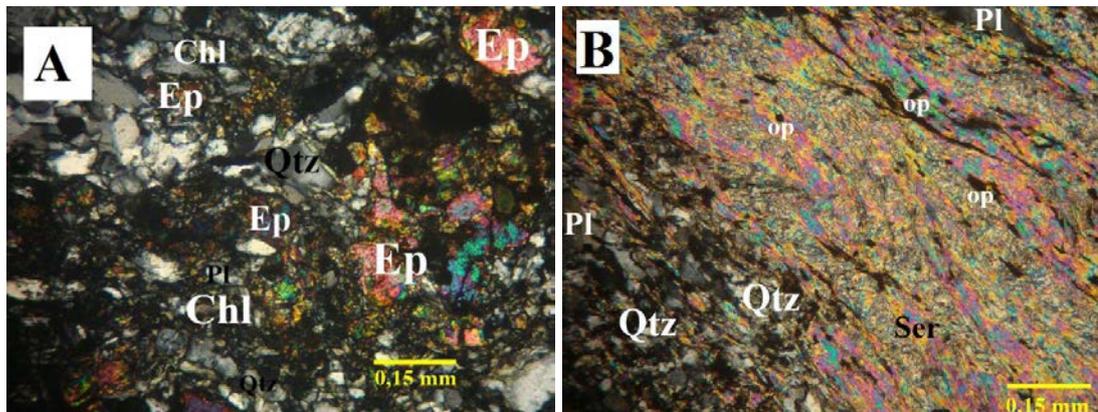


Figura 4.13 – Fotomicrografias à luz transmitida, nicóis X e aumento de 10X dos litotipos da unidade M/F. A) Clorita-epidoto xisto com textura porfiroblástica e estrutura xistosa, Ponto GMP-57; B) Turmalina-muscovita xisto com estrutura xistosa, textura lepidoblástica e granulação fina, Ponto GMP-11. (Legenda: Ser=sericita, Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ep=epidoto, Chl=clorita, op=opacos).

4.1.1.1.7 Unidade M3

O litotipo característico é o epidoto-clorita xisto com ocorrência de uma lente (L_{M3}) de epidoto-clorita-actinolita xisto (Ponto GMP-44). A unidade é representada pela camada centro-oeste que inflete da mesma para nordeste, na porção norte, para oeste, na porção central e, outra para sudeste, a sul (Anexo II). O contato desta unidade com aquelas adjacentes é do tipo tectônico.

Geomorfologicamente a unidade apresenta relevo suave com cotas variadas: a norte-nordeste prevalecem cotas de 400-420 m, na faixa central atingem picos de 450 m e, a sul variam entre 420-450 m. Os afloramentos da unidade M3 são escassos e possuem pequenas dimensões, de 1 a 2 metros, com maior representatividade em afloramentos do tipo calha de drenagem e, secundariamente, do tipo blocos rolados e *in situ*. A delimitação da unidade, devido à carência de afloramentos, foi estabelecida pela caracterização dos solos dessas rochas que são espessos, de composição argilosa e coloração marrom avermelhada.

O epidoto-clorita xisto possui coloração cinza esverdeada podendo atingir as cores marrom-avermelhada ou alaranjada a preta, quando intemperizado (Figura 4.14). A granulação varia de fina a muito-fina, a textura é lepidoblástica e a estrutura é anisotrópica com foliação do tipo xistosidade cujos cristais de clorita e as bandas de matriz quartzo-feldspática apresentam orientação segundo uma mesma direção preferencial, definindo a foliação principal, paralela ao bandamento composicional. A assembleia mineral é constituída por 20% de quartzo e 10% de plagioclásio como minerais primários, além de 48% de clorita, 13% de epidoto, 7% de opacos e 2% de carbonato como minerais secundários/hidrotermais.

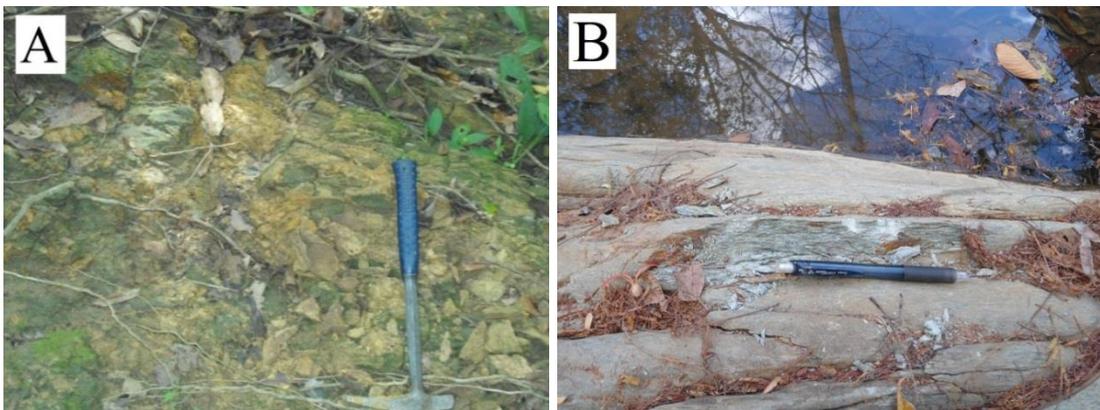


Figura 4.14 - A) Afloramento do tipo calha de drenagem mostrando com cor de alteração cinza-esverdeado a amarelo ocre (Ponto GMP-64); B) Afloramento do tipo calha de enxurrada com clorita xisto de coloração cinza esverdeada, estrutura xistosa, textura lepidoblástica e granulação fina a muito-fina (Ponto GMP-201).

A lente de epidoto-clorita-actinolita xisto (L_{M3}) possui colorações cinza-escuro esverdeada a preta esverdeada. Apresenta estrutura xistosa e textura nematoblástica, onde os cristais de actinolita, de clorita e os quartzo-feldspáticos estão orientados segundo a direção preferencial da foliação principal paralela ao bandamento composicional (Figura 4.15). A paragênese mineral é composta por de 38% de actinolita, 11% de plagioclásio e 7% de quartzo como minerais primários, além de 20% de clorita, 15% de epidoto e 2% de carbonato como minerais secundários/hidrotermais e traços de magnetita como mineral acessório.

Tendo em vista a composição dos litotipos e suas texturas/estruturas interpreta-se que o protólito é um basalto.

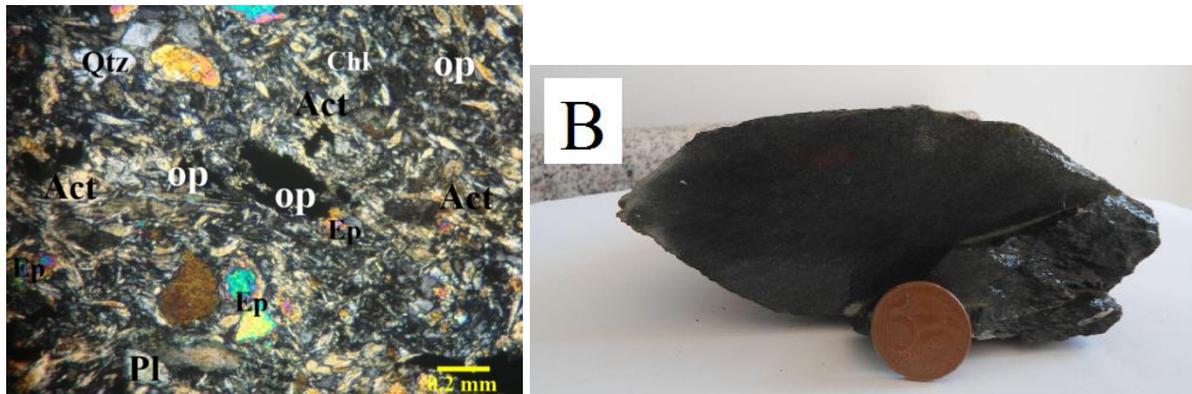


Figura 4.15 – A) Fotomicrografias da lente de epidoto-clorita-actinolita xisto com estrutura xistosa, textura nematoblástica e granulação fina da unidade M3, Ponto GMP-44. A) Luz transmitida, nicóis X e aumento de 5X; B) Luz transmitida, nicóis descruzados e aumento de 10X (Legenda: Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ep=epidoto, Chl=clorita, Act=actinolita, op=opacos). B) Amostra de mão de epidoto-clorita-actinolita xisto de coloração preta.

4.1.1.1.8 Unidade F2

Os litotipos característicos são sericita-quartzo xisto e filito/sericita xisto que correspondem a aproximadamente 85% do volume desta unidade, e estão associados à camadas descontínuas de metariodacito milonítico, representando $\pm 15\%$ do volume. Secundariamente, ocorre uma lente de epidoto-clorita-actinolita xisto (L_{MF2}). Em mapa, a unidade corresponde a uma faixa de direção NNE que na porção central apresenta inflexão bem acentuada para WSW bem acentuada e no sul da área exibe outra inflexão, assumindo orientação S (Anexo II). O contato da Unidade F2 com as unidades adjacentes é do tipo abrupto.

A geomorfologia da unidade é representada por relevos suaves com ocorrência de pequenas colinas arredondadas cujas cotas variam entre 430-450 m podendo alcançar picos de 470 m na porção central da faixa. O intemperismo nas rochas da unidade F2 é capaz de gerar solos arenosos de coloração de alteração marrom pardacenta ou amarelo ocre.

Os afloramentos dessa unidade concentram-se no topo e sopé das colinas e nas calhas de drenagens com extensões relativamente medianas que podem atingir até 5-6 metros. É comum ocorrer veios centimétricos de quartzo dentro das rochas metafélicas (Figura 4.16). A lente de rocha metamáfica ocorre na forma de domínios rolados centimétricos e angulares. Enquanto que, as lentes de metariodacitos miloníticos possuem dimensões medianas de 2 a 3 metros alcançando até 10-12 metros de extensão (Figura 4.17).

O sericita-quartzo xisto apresenta coloração cinza esbranquiçada, quando intemperizado apresenta coloração cinza amarronzada a preta. A granulação é fina a média, a textura é granoblástica, a estrutura é nitidamente anisotrópica marcada pelo bandamento dos cristais isorientados, definindo a foliação principal, dos tipos xistosidade e/ou clivagem de crenulação, paralela ao bandamento composicional (Figura 4.18). A paragênese mineral é composta por 51% de quartzo, 13% de plagioclásio e 7% de feldspato potássico como minerais primários, além de 24% de sericita, 4% de minerais opacos (pirita e calcopirita), 1% de magnetita e traços de turmalina como minerais secundários.

O filito/sericita xisto possui coloração marrom acinzentada e, quando intemperizado mostra coloração marrom pardacenta a preta (Figura 4.16). Apresenta granulação fina a muito fina, textura lepidoblástica e estrutura dos tipos xistosa e/ou clivagem de crenulação paralela ao bandamento composicional, a foliação principal possui caráter bandado dos minerais micáceos e quartzo-feldspáticos (Figura 4.17). A assembleia mineral é constituída de 61% de sericita, 4% de opacos (pirita e calcopirita) e 2% de carbonato como minerais secundários/hidrotermais e, 14% de quartzo, 12% de plagioclásio e 7% de feldspato potássico como minerais primários.

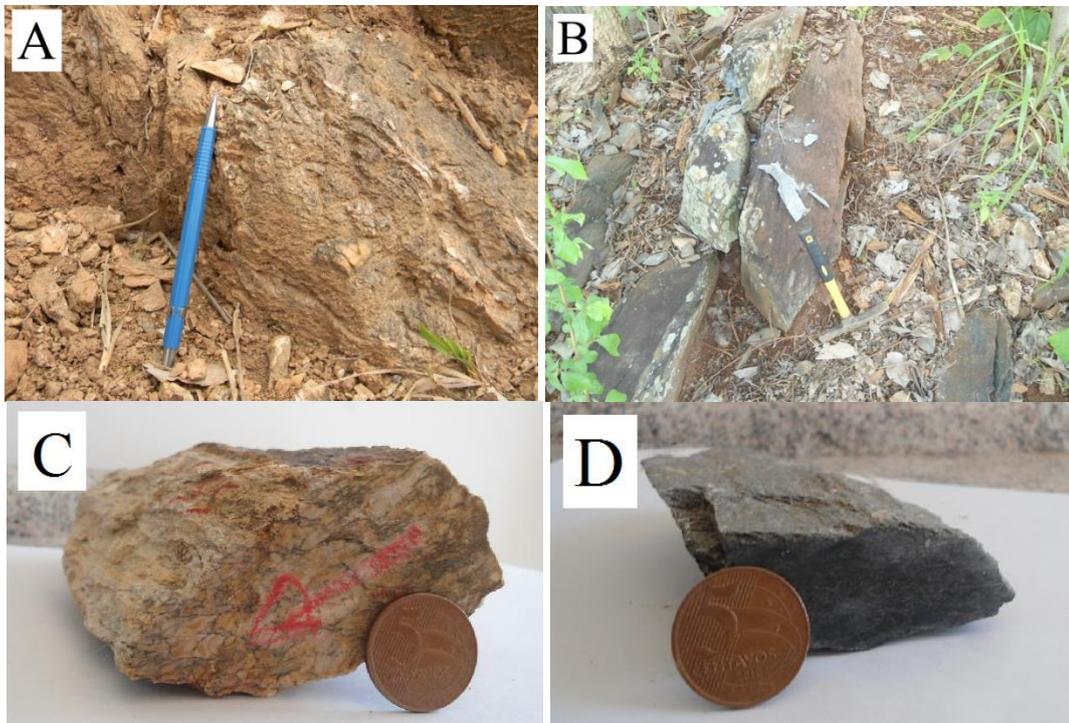


Figura 4.16 – A e B) Afloramentos *in situ* vistos em planta de rochas da metafélicas da unidade F2 (Pontos GMP-33, GMP-99 e GMP-119, respectivamente). C) Amostra de mão de sericita-quartzo xisto com coloração cinza amarronzada, Ponto GMP-45; D) Amostra de filito com coloração cinza esbranquiçada, Ponto GMP-99.

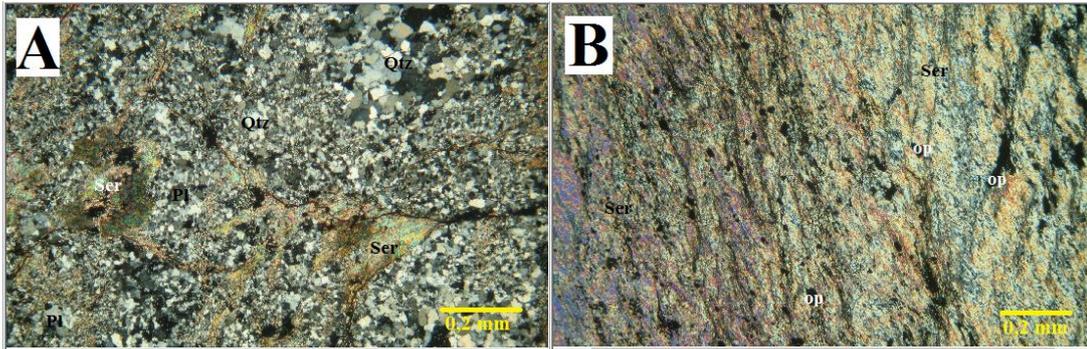


Figura 4.17 – Fotomicrografias à luz transmitida, nicóis X e aumento de 5X dos litotipos da unidade F2. A) Sericita-quartzo xisto com textura granoblástica, estrutura xistosa e granulação fina, Ponto GMP-45; B) Sericita xisto/Filito com textura lepidoblástica, estrutura do tipo clivagem ardósiana e granulação muito fina, Ponto GMP-99. (Legenda: Ser=sericita, Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, op=opacos).

O metariodacito milonítico possui coloração cinza-esbranquiçada a preta, textura porfiroclástica marcada pela orientação preferencial dos porfiroclastos de plagioclásio, predominantemente e, de quartzo. A estrutura da rocha é dada foliação principal do tipo milonítica e, no caso do Ponto GMP-63, esta se mostra crenulada (Figura 4.18). A paragénesese mineral é dada por 40% de quartzo, 35% de plagioclásio, 20% de feldspato potássico, 3% de muscovita e 1% de opacos.

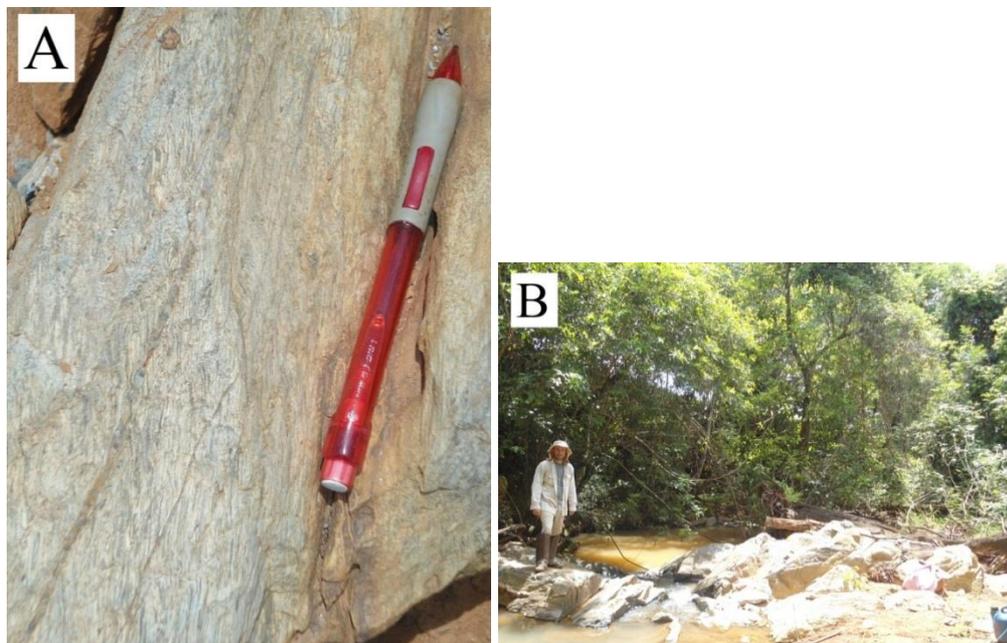


Figura 4.18 - A e B) Afloramento do tipo calha de drenagem de metariodacito milonítico e crenulado com coloração cinza esbranquiçada (Ponto GMP-63).

A lente de epidoto-clorita-actinolita xisto (L_{MF2}) apresenta coloração cinza-escura esverdeada, estrutura xistosa e textura nematoblástica marcada pela orientação dos cristais de actinolita, clorita e dos minerais da matriz quartzo-feldspática que seguem a mesma direção

da foliação principal paralela ao bandamento composicional. A assembleia mineral da rocha corresponde a 49% de actinolita, 18% de quartzo e 11% de plagioclásio como minerais primários, além de 16% de clorita, 7% opacos, 6% de epidoto e traços de carbonato como minerais secundários/hidrotermais e, 3% de magnetita como mineral acessório.

Com base na composição modal sugere-se que o protólito das rochas metafélicas corresponde a uma vulcânica ácida de composição riodacítica. Enquanto que, interpreta-se como protólito da lente de metamáfica uma vulcânica básica, mais precisamente, um basalto.

4.1.1.1.9 Unidade M4

Os litotipos característicos desta unidade são epidoto-clorita-actinolita xisto, (aproximadamente 82% do volume total da unidade) e metarriolito e metariodacito miloníticos com pequenas dimensões e na forma de lentes orientadas N-S (aproximadamente 18% do volume). A unidade fica localizada na borda do Granito Iporá, porção oeste do mapa (Anexo II). Os contatos da unidade M4 com o Granito Iporá e com o Granito Subvulcânico são intrusivos e, com a unidade F2 é abrupto.

A geomorfologia é representada, predominantemente, por relevos planares (Figura 4.19), onde ocorrem pequenos morrotes com cristas alinhadas a N-S de topos arredondados e encostas convexas (Figura 4.20), em geral, possuem cotas entre 430-460 m.

O grau de intemperismo sobre as rochas da unidade varia de moderado a fraco. As rochas metamáficas geram solo argiloso de coloração marrom avermelhada, enquanto que, nas metafélicas o solo é arenoso e possui coloração marrom esbranquiçada.

Os afloramentos da unidade M4 possuem relativa abundância e ocorrem *in situ* ou na forma de blocos rolados, dos tipos calha de drenagem e cortes de estrada, podendo atingir dimensões medianas, que variam da ordem de 3 a 5 metros e, em alguns pontos, podem alcançar até 20-25 metros de extensão.



Figura 4.19 - Fotografia panorâmica mostrando o relevo plano que predomina na Unidade M4.



Figura 4.20 - Fotografia panorâmica da geomorfologia gerada pela Unidade M4, com destaque para os morrotes de rocha metamáfica inseridos no relevo plano das rochas metamáficas.

O epidoto-clorita-actinolita xisto apresenta coloração cinza-escura esverdeada a preta e, quando alterado, coloração preta alaranjada (Figura 4.21). A rocha possui granulação fina a média, textura nematoblástica e estrutura anisotrópica dada pela orientação preferencial dos cristais de actinolita, clorita, quartzo e plagioclásio definindo a foliação Sn, do tipo xistosidade, paralela ao bandamento composicional – Figura 4.22. A composição modal foi estimada visualmente resultando em 35-40% de actinolita, 20% de clorita, 15% de plagioclásio, 10% de epidoto, 10-5% de quartzo, 10% de minerais opacos (pirita, calcopirita e arsenopirita), 5% de magnetita e proporções em traços de carbonato.

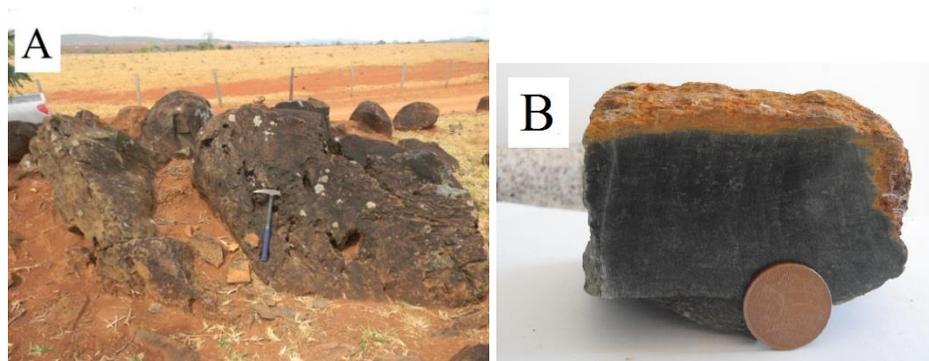


Figura 4.21 - A) Afloramento em blocos de rochas metamáficas com cor de alteração preta alaranjada (Ponto GMP-30); B) Amostra de mão de epidoto-clorita-actinolita xisto com coloração preta alaranjada, Ponto GMP-58.

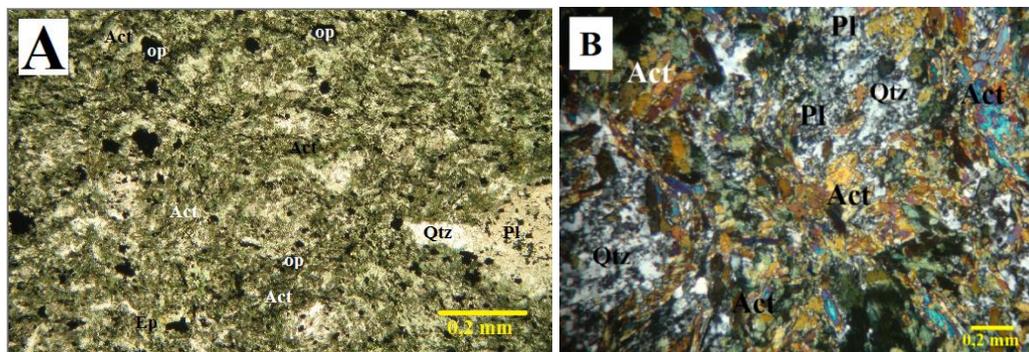


Figura 4.22 – Fotomicrografias dos litotipos máficos da unidade M4. A) Clorita-actinolita xisto com granulação fina, textura nematoblástica e estrutura xistosa (luz transmitida, nicóis descruzados e aumento de 5X – Ponto GMP-98; B) Actinolita-quartzo xisto, (luz transmitida, nicóis X e aumento de 10X, Ponto GMP-52). (Legenda: Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ep=epidoto, Chl=clorita, Act=actinolita, op=opacos).

Os metarriolito e metariodacito miloníticos mostram coloração cinza esbranquiçada a cinza amarronzada, quando intemperizado (Figura 4.23). Os litotipos apresentam granulação fina, estrutura milonítica com textura porfiroclástica marcada pelos porfiroclastos isorientados de plagioclásio e quartzo e, secundariamente dos filossilicatos e minerais opacos, definindo a foliação principal, paralela ao bandamento composicional (Figura 4.24). A paragênese mineral é representada por 35-40% de quartzo, 30-35% de plagioclásio, 20% de filossilicatos e 10-15% de feldspato potássico como minerais primários, além de 5% de opacos (pirita e calcopirita) e 1-2% de carbonato como minerais secundários e, traços de apatita e magnetita como fases acessórias.

O protólito da rocha metamáfica é rocha vulcânica de composição básica, um basalto. Enquanto que, os litotipos metafélsicos são oriundos de rochas vulcânicas ácidas de composição riodacítica, predominantemente, e riolítica.

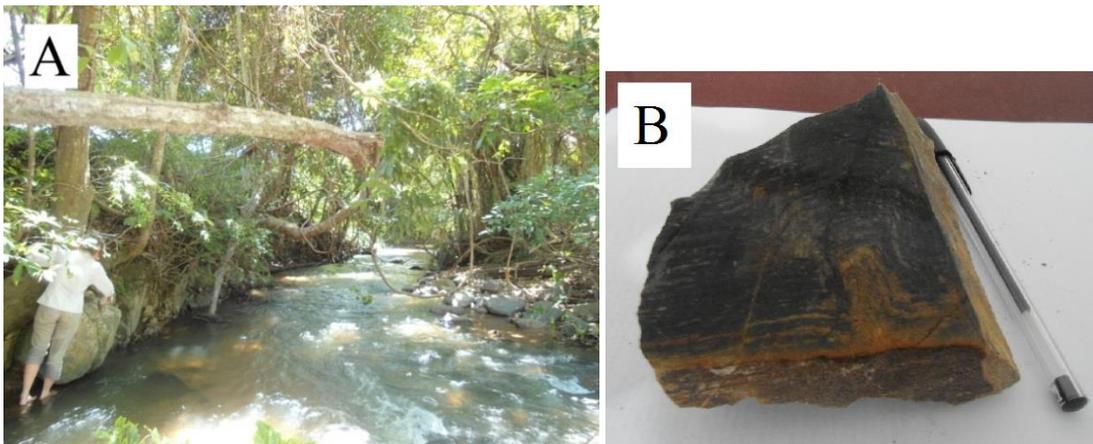


Figura 4.23 - A) Afloramento do tipo calha de drenagem de metariodacito milonítico com coloração cinza esbranquiçada a cinza amarronzada; B) Amostra de metariodacito mostrando foliação milonítica dobrada (Ponto GMP- 54, ambas as fotos).

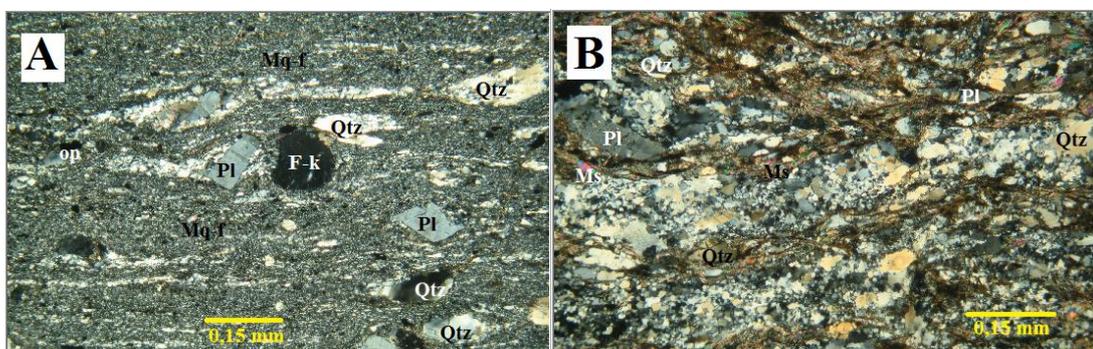


Figura 4.24 – Fotomicrografias à luz transmitida, nicóis X e aumento de 10X dos litotipos félsicos da unidade M4. A e B) Metarriolitos/metariodacitos miloníticos com textura porfiroclástica e granulação fina, Pontos GMP-52 e GMP-54, respectivamente; (Legenda: Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ms=muscovita, Mq-f= matriz quartzo-feldspática, op=opacos).

4.1.1.1.10 Granito Subvulcânico

A lente de Granito Subvulcânico constitui uma intrusão de pequena extensão e composição félsica que se situa no extremo oeste da porção central do mapa (Anexo II). O contato com as unidades adjacentes é do tipo intrusivo.

Afloramentos dessa unidade foram identificados nos pontos GMP-188 e GMP-195, formando um alinhamento N-S que atinge cotas em torno de 440-450 m de altitude. Os afloramentos são formados por blocos métricos (Figura 4.25).

O Granito Subvulcânico é maciço, isotrópico e possui coloração cinza-escura com tons amarronzados, quando intemperizado. É composto por uma matriz de granulação média, textura holocristalina e subfanerítica. Imersos nesta matriz ocorrem cristais porfiríticos de feldspatos suavemente orientados segundo uma direção preferencial de deformação. A paragênese mineral é dada por 38% de quartzo, 31% de feldspato potássico, 23% de plagioclásio e 8% de hornblenda.



Figura 4.25 - Afloramento de blocos do Granito Subvulcânico rocha de coloração cinza esbranquiçada, estrutura maciça, holocristalina, subfanerítica com cristais porfiríticos de feldspato imersos numa matriz de granulação fina a média (Ponto GMP-188).

4.1.1.2 Granito Israelândia

O Granito Israelândia apresenta variação composicional e mineralógica com fácies de composição sienogranítica a monzogranítica cujo mineral máfico predominante é a biotita, além de, em alguns pontos, ocorrer fenocristais de granada (Pontos GMP-139 e GMP-140). O granito Israelândia posiciona-se a leste do mapa (Anexo II). O contato do Granito Israelândia com as unidades M1 e R1 é do tipo intrusivo.

Geomorfologicamente é representado por morros arredondados com topos aplainados e com encostas convexas. As cotas variam entre 450-430 m no sopé do morro nas porções sul e norte e, entre 500-560 m podendo atingir picos de 580 m, porção central.

Os afloramentos possuem dimensões medianas e ocorrem na forma de blocos rolados, predominantemente, e *in situ* cujos tamanhos variam de centimétricos a decamétricos com dimensões também variadas na ordem de 8-10 metros podendo atingir até 20-25 metros de extensão. O intemperismo pode gerar solos de composição arenosa e cor de alteração amarela ocre. Normalmente, o Granito Israelândia quando intemperizado apresenta coloração preta a cinza-escuro amarronzada (Figura 4.26).

Em toda a borda do corpo granítico, os afloramentos são marcados por blocos de rocha orientada segundo uma direção preferencial paralela a foliação principal. O Granito Israelândia foi subdividido em três fácies distintas as quais não foram individualizadas no mapa. A primeira e, mais abundante, localiza-se nas porções sul e central da unidade, sendo representada por blocos rolados ou *in situ*. A rocha apresenta textura holocristalina e fanerítica, o tamanho dos cristais é inequigranular, além de apresentar estrutura maciça, bandada a gnáissica com minerais orientados que formam uma xistosidade (Figura 4.27). A paragênese da fácies é de 35% de plagioclásio, 29% de feldspato potássico, 26% de quartzo e 5% de biotita, além de 1,5% de epidoto, 1,5% de opacos, 1% de apatita, 0,5% de zircão e 0,5% de titanita como minerais acessórios.

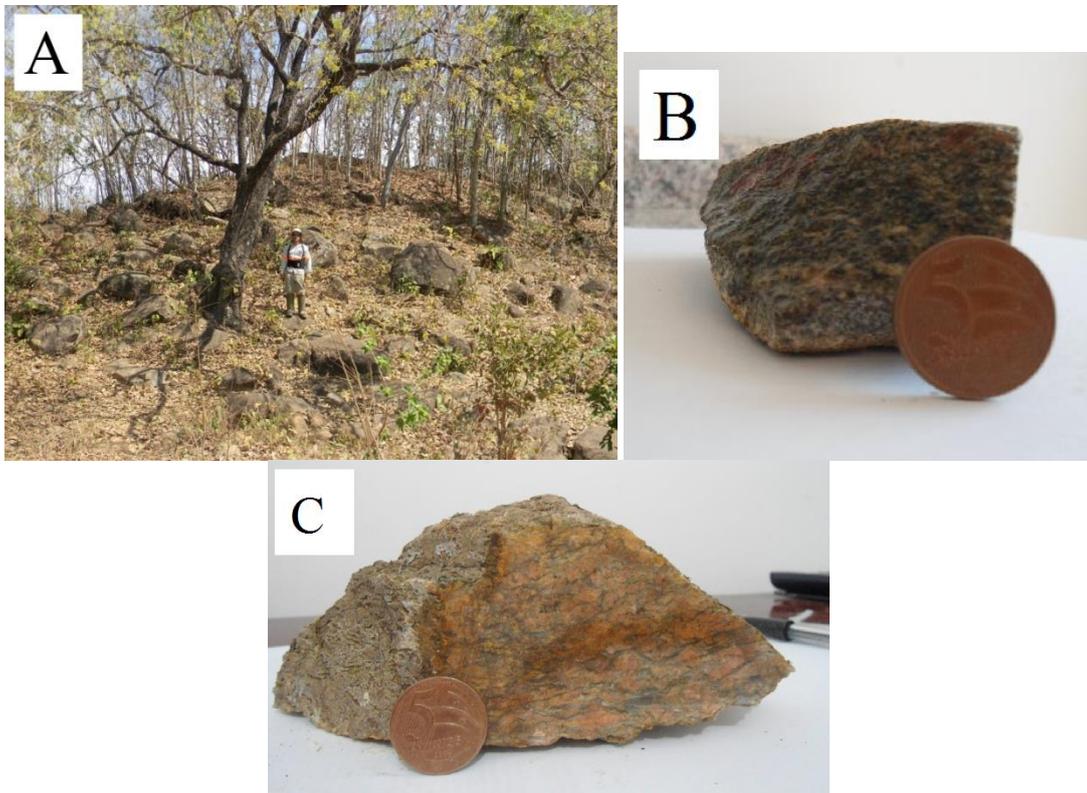


Figura 4.26 - A) Afloramento de blocos do Granito Israelândia de dimensões medianas mostrando cor de intemperismo preta a cinza-escuro amarronzada, Ponto GMP-129. B e C) Amostras de mão da borda do corpo granítico. As rochas mostram-se foliadas, maciças e inequigranular a porfirítica, Pontos GMP-18 e GMP-77, respectivamente.

A segunda fácies de maior representatividade, situada no extremo sul do granitóide, é hololeucocrática com textura fanerítica. O tamanho relativo dos grãos varia em inequigranulares (matriz) a porfíricos (fenocristais de feldspato potássico e porfiroblastos de granada). Esta fácies apresenta estrutura maciça, bandada a gnáissica dada pela direção preferencial dos cristais de quartzo, feldspatos, micas e granada podendo apresentar foliação principal (xistosidade). A paragênese mineral é constituída por 38% de feldspato potássico, 30% de quartzo, 25% de plagioclásio, 5% de biotita, 2% de granada.

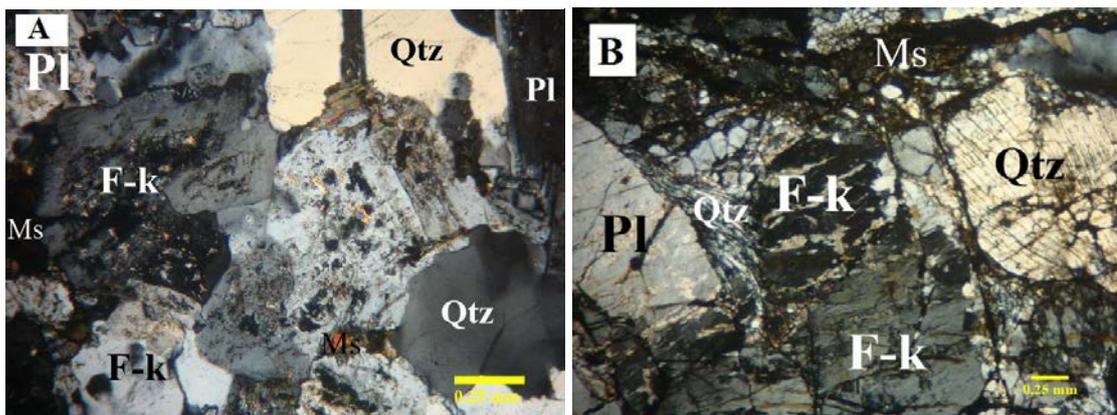


Figura 4.27 – Fotomicrografias à luz polarizada e nicóis X do Granito Israelândia. A) Metagranito/Gnaiss, Ponto GMP-18; B) Metagranito/Gnaiss, Ponto GMP-77. (Legenda: Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, F-k=Feldspato potássico, Ms=muscovita).

E, por último, posicionada no extremo norte do Granito Israelândia, a fácies mostra textura hololeucocrática e fanerítica, com cristais matriciais inequigranulares a porfíricos (feldspato potássico) e estrutura maciça, bandada a gnáissica podendo apresentar xistosidade (Figura 4.27). A assembleia mineral é composta por 45% de feldspato potássico, 26% de quartzo, 19% de plagioclásio e 7% de biotita, além de 1% de apatita, 1% de zircão, 0,5% de epidoto, 0,5% de titanita e traços de magnetita como minerais acessórios.

4.1.1.3 Granito Iporá

O Granito Iporá é constituído por fácies que apresentam diferenças mineralógicas e composicionais, pois varia, predominantemente, de sienogranítica cujo mineral máfico é a biotita a monzogranítica/granodiorítica com biotita e, mais raramente, hornblenda como minerais máficos principais. Assim como no Granito Iporá, estas fácies não foram individualizadas no mapa. O granitóide está situado na porção oeste do mapa e exhibe contato intrusivo com a unidade M4 (Anexo II).

A geomorfologia gerada pelo Granito Iporá é representada por morros arredondados com topos aplainados e encostas convexas (Figura 4.28), as cotas variam de 450 m e 480 m,

nas porções sul e central do corpo, porém, na porção norte do mesmo pode atingir picos de 580 metros.

Os afloramentos possuem dimensões variadas, desde centimétricas, métricas até dimensões decamétricas na forma de blocos rolados ou *in situ* ou ainda do tipo calha de drenagem (Figura 4.29), a extensão dos afloramentos é da ordem de 10-15 m podendo alcançar valores de 30-35 metros.



Figura 4.28 - Fotografia panorâmica dos morros de Granito Iporá, porção oeste do mapa.

O intemperismo pode gerar solos de composição arenosa e coloração amarela ocre/pardacento. Normalmente, as rochas quando intemperizadas apresentam coloração cinza-escuro a preta com manchas rosadas devido à forte ocorrência de fenocristais de feldspato potássico.

A borda do Granito Iporá apresenta uma intensa deformação que, em alguns pontos, chega a gerar estrutura gnáissica, por vezes milonítica. O granitóide foi subdividido em duas fácies de composição distintas. A fácies sienogranítica, predominante, é explorada economicamente como rocha ornamental. Apresenta caráter holocristalino, textura fanerítica, inequigranular com granulação média a grossa, além de relativa abundância de fenocristais róseos de feldspato potássico, estes chegam a atingir até 3 cm em escala mesoscópica. A estrutura das rochas varia de maciça, bandada a gnáissica e, por vezes, até mesmo milonítica com anisotropia marcada pela orientação dos cristais quartzo-feldspáticos e filossilicáticos (Figuras 4.30). A assembleia mineral é composta por 52% de feldspato potássico, 20% de quartzo, 14% de plagioclásio e 10% de biotita, além de 1% de apatita, 1% de titanita, 0,5% de zircão e 0,5% de epidoto como minerais acessórios.

Secundariamente, a fácies de composição monzogranítica/granodiorítica concentra-se nas porções central e sul do granitóide. Esta possui textura holocristalina e fanerítica, inequigranular com granulação fina a média, os fenocristais de feldspato potássico ora apresentam coloração rósea ora branca e, comparado à fácies anteriormente descrita, o tamanho relativo dos cristais é da ordem de 3 a 5 mm. A estrutura também varia de maciça, bandada a até mesmo gnáissica com a foliação principal conferida pela orientação

preferencial dos minerais quartzo-feldspáticos e dos filossilicatos. Indicadores cinemáticos podem estar presentes, e indicar sentido de movimento, predominantemente, dextral (Figura 4.30). A composição modal visualmente estimada para a fácies monzogranítica/granodiorítica é de 42% de plagioclásio, 33% de quartzo, 13% de biotita, 11% de feldspato potássico e hornblenda como minerais primários, além de 1% de titanita e traços de epidoto, zircão e apatita como minerais acessórios.

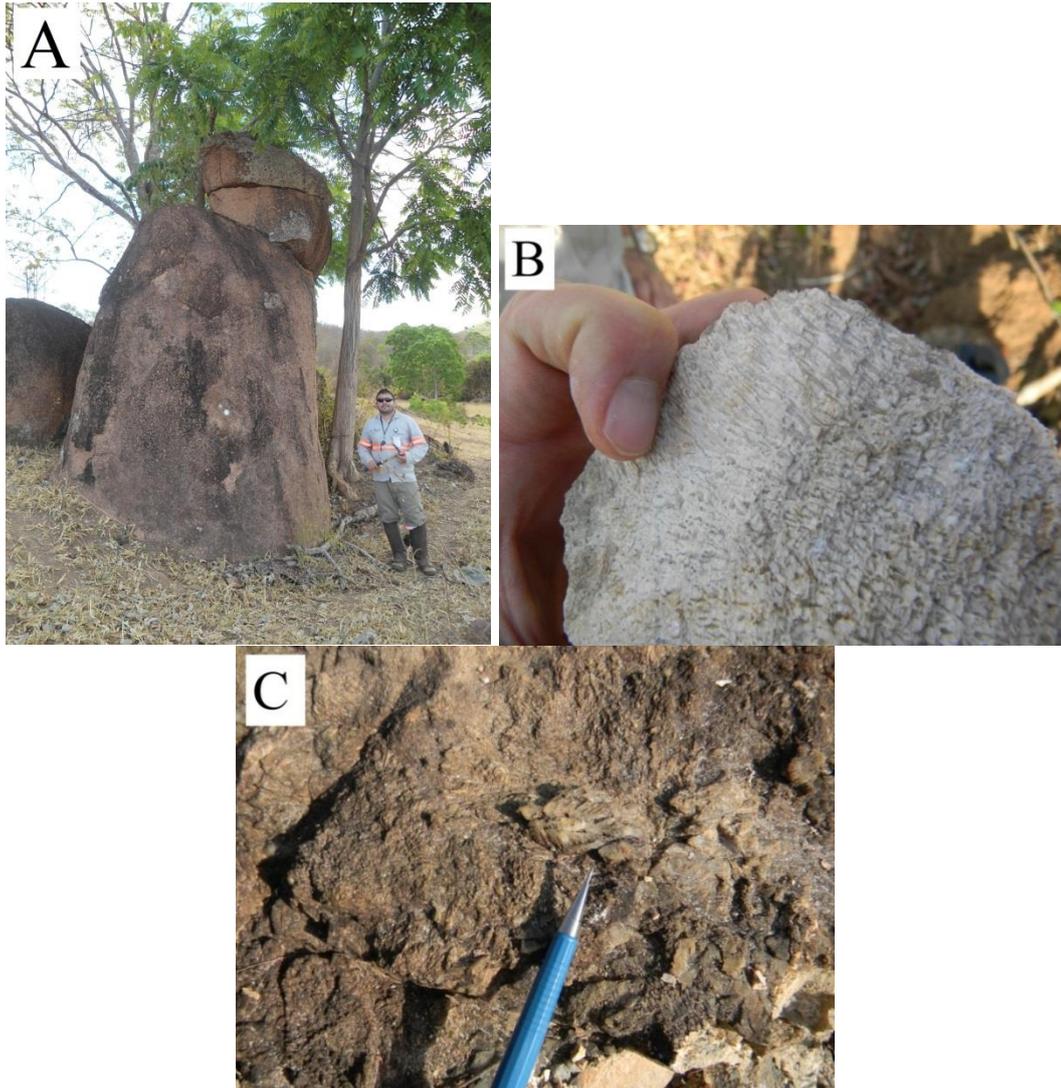


Figura 4.29- A) Matações de Granito Iporá, Ponto GMP-50; B e C) Amostras da borda do Granito Iporá destacando a deformação dos cristais com textura granoblástica e estrutura milonítica (Pontos GMP-197, ambos).

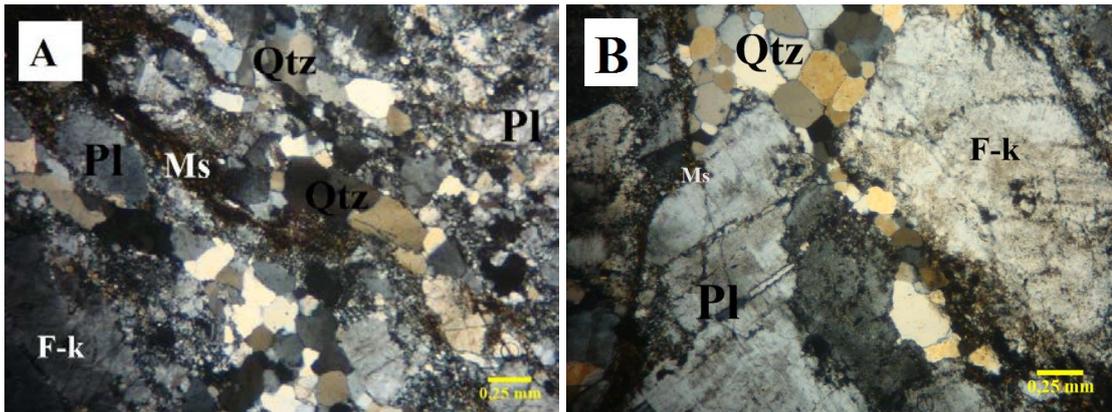


Figura 4.30 – Fotomicrografias à luz transmitida, nicóis X e aumento de 2,5X do Granito Iporá. A) Metagranito/Gnaiss inequigranular com desenvolvimento de segregação metamórfica (textura gnáissica), Ponto GMP-3; B) Metagranito com presença de cristais de quartzo recristalizado, Ponto GMP-49. (Legenda: Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, F-k=feldspato potássico, Ms=muscovita).

4.1.2 Mina Bacilândia – Projeto Arco Sul

Neste item será realizada a análise dos litotipos amostrados por testemunhos de sondagem (BC-15, BC-18 e BC-21) na área da Mina Bacilândia (Projeto Arco Sul) inseridos no contexto da **Sequência Jaupaci**, e que foram selecionados pela maior representatividade dentro da sequência. Ademais, também será feita a comparação e correlação destas amostras com aquelas encontradas e, anteriormente descritas, na área de pesquisa do alvo Guarda-Mor. A partir da coleta dos testemunhos e dos dados fornecidos pela empresa YDM, identificou-se a sequência litoestratigráfica dos furos em BC-21, BC-18 e BC-15.

4.1.2.1 Furo BC-21

Corresponde a um muscovita-quartzo xisto de coloração cinza esbranquiçada e granulação muito fina a fina. A foliação principal é dada pela orientação preferencial dos minerais filossilicáticos alternados por bandas quartzo-feldspáticas seguindo a mesma direção do bandamento composicional (Figura 4.31). A assembleia mineral mostra que a rocha é composta por 31% de quartzo, 31% de muscovita, 28% de plagioclásio e 27% de feldspato potássico como minerais primários, além de 2,5% de opacos (pirita, arsenopirita e calcopirita), 1% de carbonato e 0,5% de clorita como minerais secundários.

Consoante com a mineralogia, composição modal e texturas primárias preservadas da rocha sugere-se que o protólito é uma rocha vulcânica de caráter ácido, provavelmente, um riodacito. Através dos parâmetros supracitados e comparando-se a amostra BC-21 com as metafélicas do alvo Guarda-Mor, o litotipo pode estar relacionado ao campo das unidades F1 e F2 do alvo.

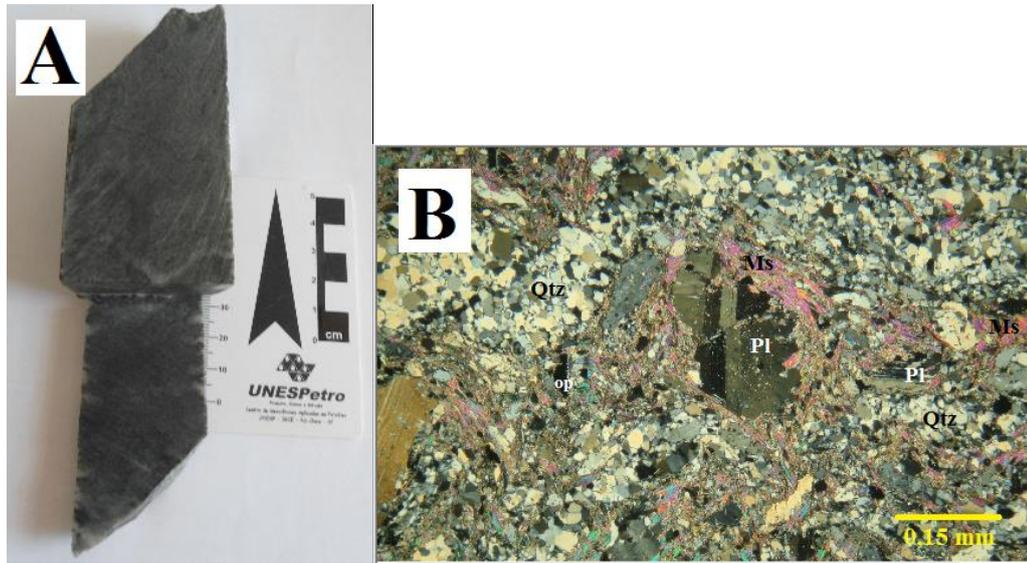


Figura 4.31 – A) Amostra de testemunho de sondagem do furo BC-21, Mina Bacilândia; B) Fotomicrografia à luz transmitida, nicóis X e aumento de 10X do muscovita-quartzo xisto com textura porfiroclástica e granulação fina. (Legenda: Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, Ms=muscovita).

4.1.2.2 Furo BC-18

O litotipo BC-18 é um muscovita-quartzo-biotita xisto de coloração cinza esbranquiçada e granulação fina. A rocha apresenta textura granoblástica e a foliação principal é marcada pelos cristais quartzo-feldspáticos e os minerais filossilicáticos orientados segundo uma mesma direção preferencial paralela ao bandamento composicional (Figura 4.32).

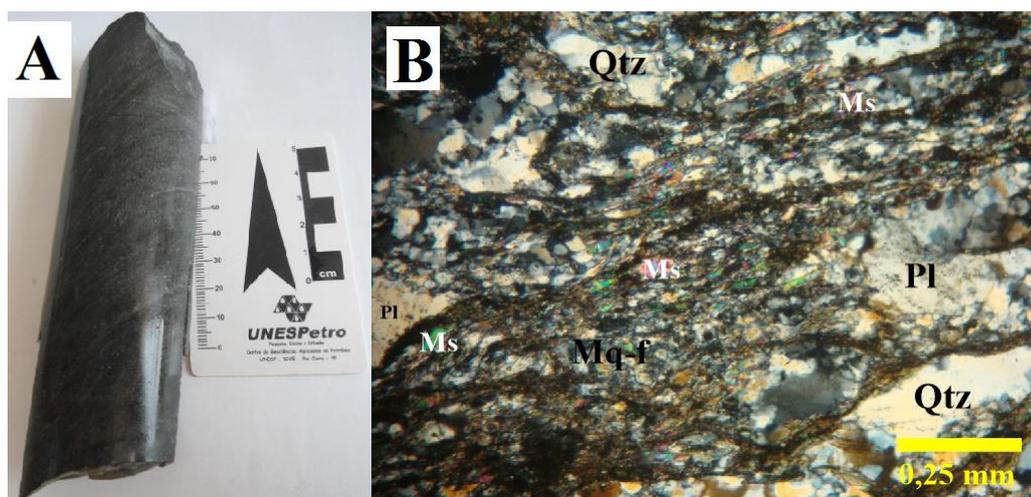


Figura 4.32 – A) Amostra de testemunho de sondagem do furo BC-18, Mina Bacilândia; B) Fotomicrografia à luz transmitida, nicóis X e aumento de 10X do muscovita-quartzo-biotita xisto com textura granoblástica e granulação fina. (Legenda: Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, Ms=muscovita, Mq-f=matriz quartzo-feldspática).

A paragênese mineral é dada por 35% de biotita, 29% de quartzo, 17% de plagioclásio, 7% de feldspato potássico e 7% de muscovita como minerais primários, além de 2% de opacos (pirita, arsenopirita e calcopirita) e 3% de carbonato como minerais secundários e, proporção em traço de apatita como mineral acessório.

A composição modal da rocha aliada à textura reliquiar preservada indica que o protólito é uma rocha vulcânica ácida de composição riodacítica. A amostra BC-18 também pode ser correlacionada aos litotipos das unidades F1 e/ou F2.

4.1.2.3 Furo BC-15

O litotipo é representado por clorita-quartzo-epidoto xisto que apresenta coloração cinza esverdeada/esbranquiçada e possui granulação fina. A rocha mostra textura, predominantemente, granoblástica com foliação principal dada pelos cristais de quartzo e de feldspatos orientados segundo direção preferencial e os cristais de clorita e porfiroblastos de epidoto também seguem a mesma direção paralela ao bandamento composicional (Figura 4.33). A paragênese é constituída de 33% de epidoto, 28% de clorita, 4% de carbonato e 2% de minerais opacos (pirita, arsenopirita e calcopirita) como minerais secundários, além de 24% de quartzo e 8% de plagioclásio como minerais primários e, 1% de apatita como mineral acessório.

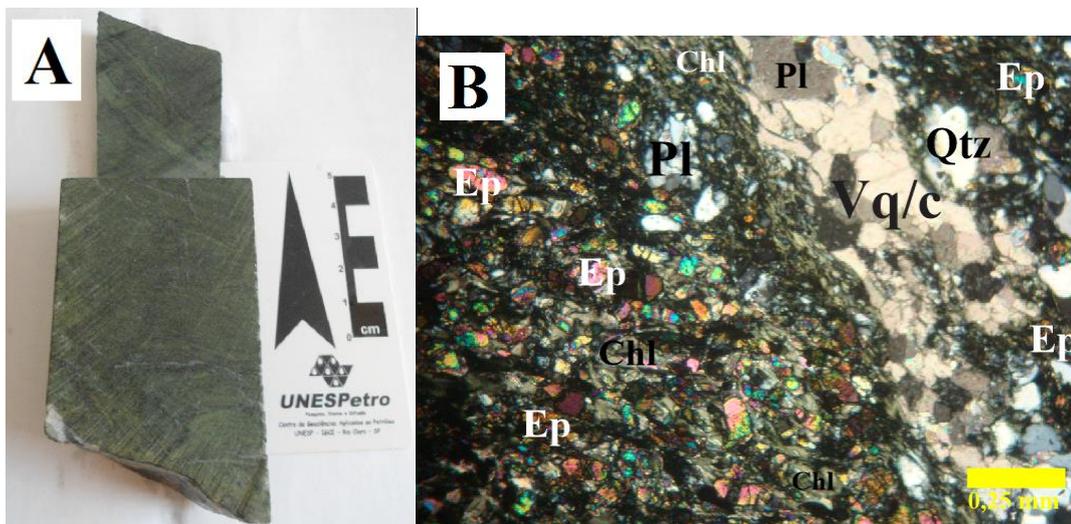


Figura 4.33 – A) Amostra de testemunho de sondagem do furo BC-18, Mina Bacilândia; B) Fotomicrografia à luz transmitida, nicóis X e aumento de aumento de 10X do clorita-quartzo-epidoto xisto com textura granoblástica e granulação fina. (Legenda: Ep=epidoto, Chl=clorita, Vq/c=veio de quartzo e carbonato, Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo).

Pela mineralogia, composição modal e textura primária preservada interpreta-se que o protólito é uma rocha uma ígnea vulcânica básica, um basalto. O clorita-quartzo-epidoto

xisto mostra algumas similares referentes à composição quando comparado às amostras analisadas no alvo (unidades M2 e/ou M3).

4.2 Geologia Estrutural

Nesta seção serão analisadas as estruturas presentes no alvo Guarda-Mor (Israelândia, GO). Para um melhor entendimento, recomenda-se a sua leitura acompanhada dos Anexos II e III (Mapa Geológico e Mapa Estrutural, respectivamente).

4.2.1 Fases de Deformação

As fases de deformação da área de mapeamento estão associadas a uma foliação penetrativa denominada S_n de direção preferencial NNW com mergulho de alto ângulo, que foi identificada em todas as unidades mapeadas e que corresponde a estruturação principal da área. Esta estrutura serviu como base de identificação e classificação das fases de deformação desenvolvidas ao longo da área de estudo, logo, o método de investigação utilizado foi o da superposição de estruturas, de tal forma que àquelas que foram afetadas pela foliação S_n estão agrupadas na fase pré-Dn e as estruturas que afetam a foliação S_n , reunidas na fase de deformação pós-Dn.

4.2.1.1 Fase Pré-Dn

A fase de deformação pré-Dn está associada a uma xistosidade denominada S_{n-1} que ocorre paralela ao bandamento composicional (S_0). A foliação é marcada pela alternância de bandas ricas em filossilicatos e anfibólios com bandas quartzo-feldspáticas, orientadas segundo direção preferencial NNW. A foliação está presente nas rochas supracrustais da Sequência Jaupaci.

A foliação S_{n-1} tem orientação preferencial N30W/60SW, além de direções subordinadas com atitudes N20W/70NE, N35E/60NW e N35W/80SE (Figura 4.34).

A foliação S_{n-1} apresenta-se subparalela à foliação principal S_n , logo, a identificação desta torna-se difícil em campo. Porém, em alguns pontos, observa-se a presença de uma lineação de intersecção (Li) entre as foliações S_{n-1} e S_n . A Li possui mergulhos suaves ora para NW ora para SE com orientação preferencial de N5W/20 (Figura 4.35).

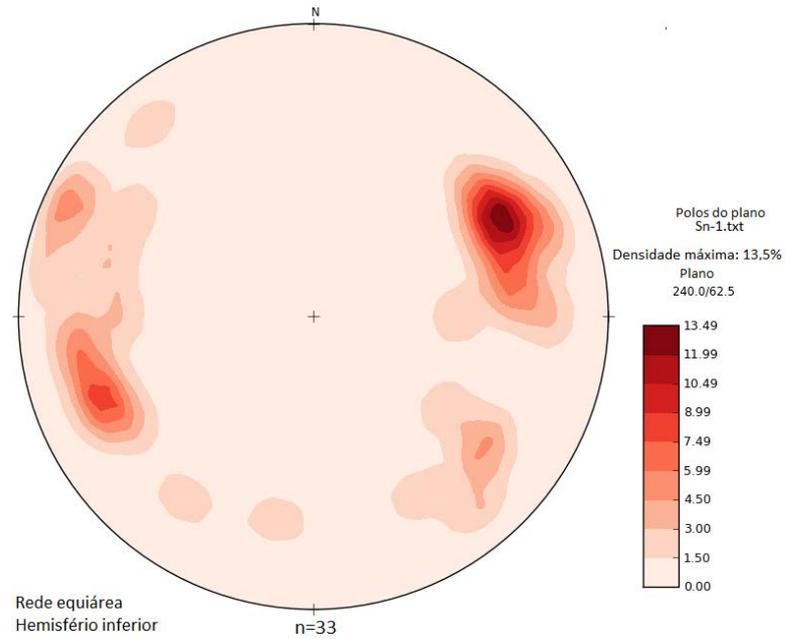


Figura 4.34 - Estereograma dos pólos dos planos da foliação Sn-1 com um máximo para tendência NW/SW, com atitude 240/63.

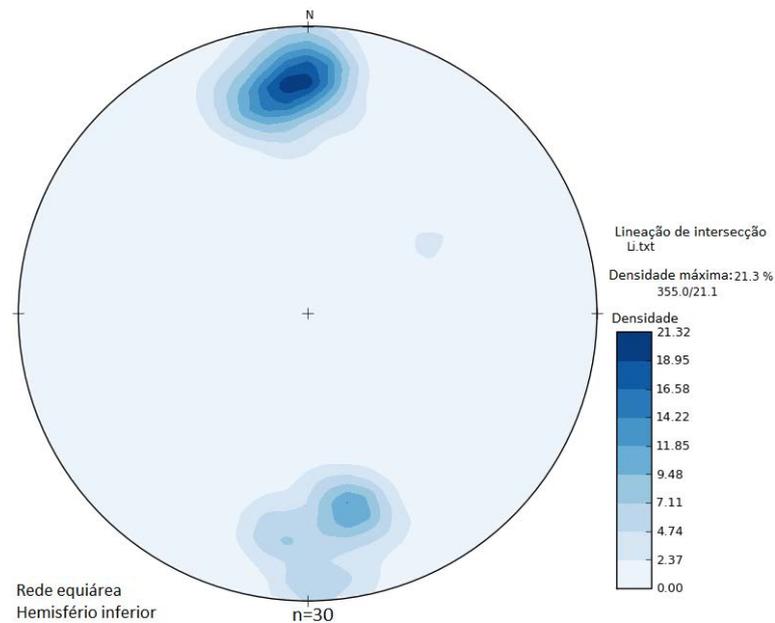


Figura 4.35 – Estereograma das lineações de intersecção (Li) entre Sn e Sn-1 com um máximo com atitude 355/21.

4.2.1.2 Fase Dn

A fase Dn é representada pela foliação principal (Sn) que, conforme supracitado, na maioria das vezes, ocorre subparalela a Sn-1//S₀. Ademais, a fase Dn também apresenta estruturas como dobras e lineações. A foliação Sn apresenta-se sob as formas de clivagem espaçada de crenulação e xistosidade, sendo as crenulações da fase Dn mais evidentes nas

rochas ricas em filossilicatos. Secundariamente, é comum ocorrer foliação milonítica (Sm) nos metariodacitos e metarriolitos da Sequência Jaupaci.

A estrutura é marcada pelo bandamento anisotrópico dos filossilicatos, dos cristais prismáticos e, em alguns pontos, pelos sulfetos intercalados a bandas quartzo-feldspáticas nos litotipos da Sequência Jaupaci. Em alguns pontos, principalmente, onde ocorrem os metariodacitos e metarriolitos miloníticos e os granitos gnáissicos, também foram reconhecidos indicadores cinemáticos, com movimento dextral, predominante, além da presença de dobras parasíticas tipo-S e/ou tipo-Z (Figura 4.36).

Os minerais opacos encontram-se alongados e associados a alguns minerais que se comportam como produtos de alteração hidrotermal (como porfiroblastos de epidoto, carbonatos, entre outros). Portanto, acredita-se que os sulfetos foram afetados por eventos pré- e/ou sin-Dn. Como a mineralização aurífera regional está relacionada aos sulfetos, esta interpretação também sugere que a mineralização seja anterior ou correlata ao evento deformacional Dn, estas e outras interpretações serão discussão adiante.

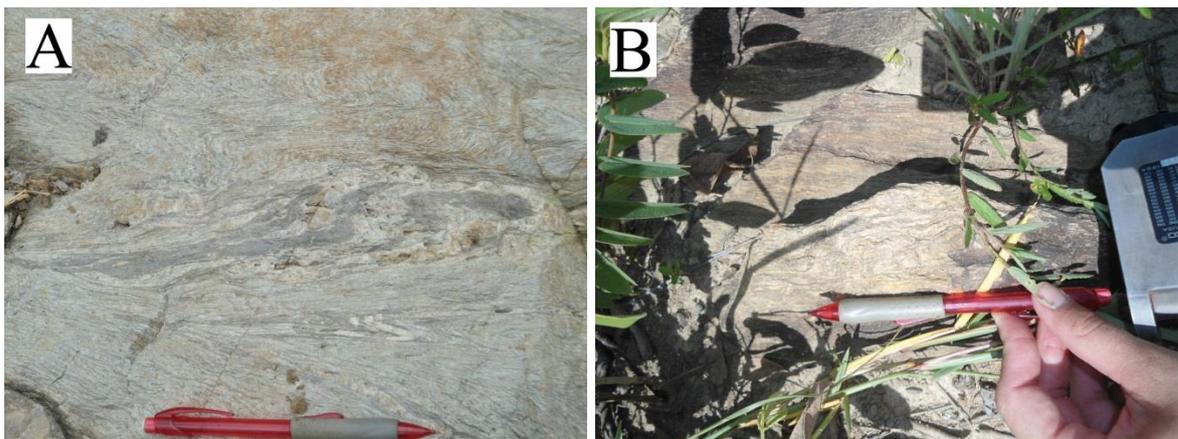


Figura 4.36 – A) Afloramento de metariodacito da Unidade R2 com presença de dobra parasítica da fase Dn, Ponto GMP-12; B) Afloramento de muscovita-quartzo xisto da Unidade F1 com foliação Sn dobrada/crenulada, Ponto GMP-38.

A foliação Sn é penetrativa, bem preservada e ocorre praticamente em todos os litotipos com orientação preferencial NS com mergulhos de alto ângulo ora para 75W ora para 70E (Figura 4.37).

A foliação Sn vista na borda dos granitos Iporá e Israelândia (Figura 4.29) possivelmente corresponde a uma xistosidade, o que sugere que a intrusão destes granitóides seja tardi-Dn, pois, nestas rochas não é possível identificar uma superfície pré- e/ou pós-Dn afetada por Dn. Todavia, outras interpretações cabíveis serão discutidas adiante.

Associadas aos planos da foliação Sn também ocorrem lineações minerais (Lm) e de estiramento (Le), sendo subparalelas e marcadas pela orientação dos cristais de quartzo e de

feldspatos e, que está mais bem desenvolvida metarriolitos/gnaisses e, secundariamente pelos filossilicatos orientados. As lineações apresentam mergulhos que variam de 20 a 40°, ora para NNE ora para NW.

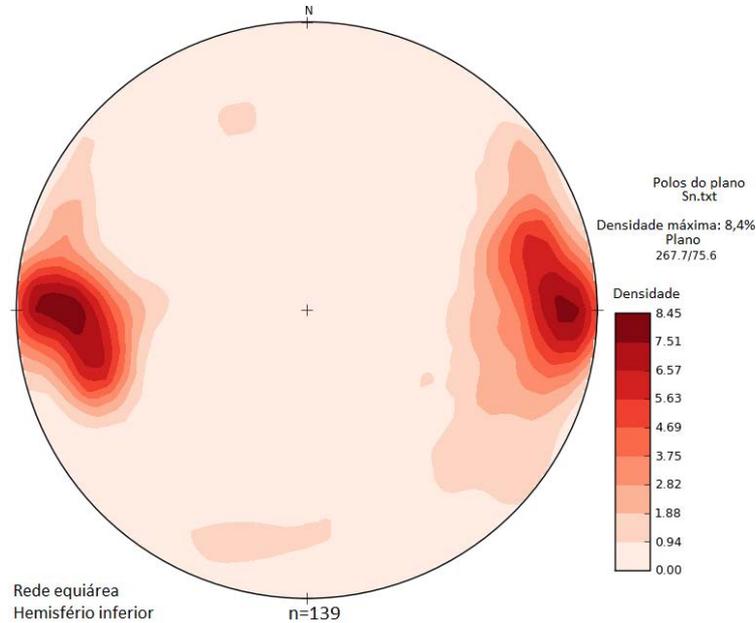


Figura 4.37 - Estereograma dos pólos dos planos da foliação Sn com um máximo para tendência NS/W com atitude 268/76, predominante e, outro para tendência NS/E e atitude 090/69.

As dobras Dn, em geral, são apertadas e apresentam eixo de dobras (En) paralelo à lineação de intersecção com mergulhos para N, predominantemente, com orientação preferencial N/20 (Figura 4.38).

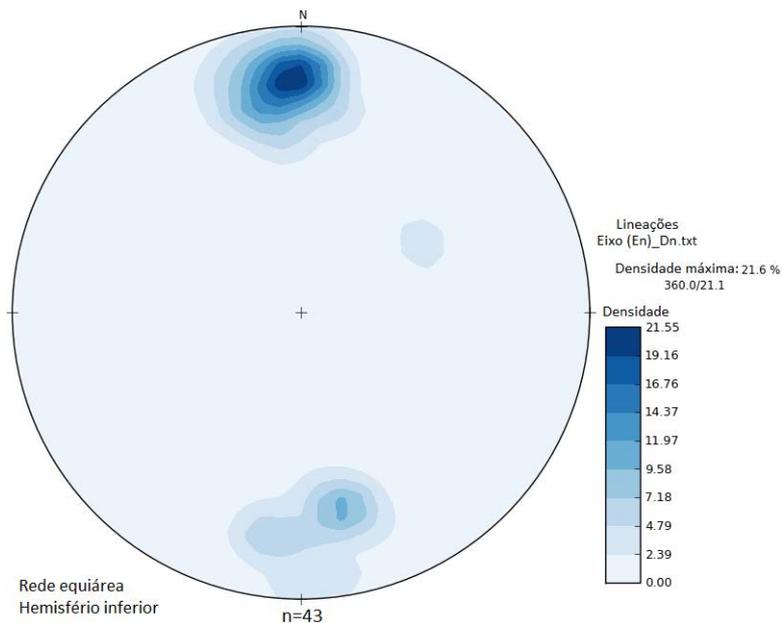


Figura 4.38 - Estereograma de dados de Eixo de dobras Dn (En) em que se observa um máximo com atitude 360/21.

4.2.1.3 Fase Pós-Dn

A fase de deformação pós-Dn, conforme mencionado anteriormente, reúne as estruturas identificadas na área do alvo que afetam a foliação Sn. A principal estrutura que marca essa fase corresponde ao padrão de dobras pós-Dn, responsável por gerar o contorno dos contatos das unidades (Anexos II e III – mapas Geológico e Estrutural, respectivamente), e de ocorrência comum na área mapeada.

Este padrão, na porção centro-leste da área, foi identificado como um dobramento em caixa, que é representado por dobras que estão associados a um par de fraturas cisalhantes subverticais, com direção E/W e atitudes: 350/80 e 180/90. Esta estrutura também se caracteriza por conter par sinforma-antiforma posicionado nas charneiras da dobra em caixa (Figura 4.39). O par de fraturas mostra dois máximos para Este padrão de dobramento também apresenta eixos (En+1) com mergulhos de alto ângulo com orientação preferencial N10W/60 e, subordinadamente com atitude S10E/40 (Figura 4.40).

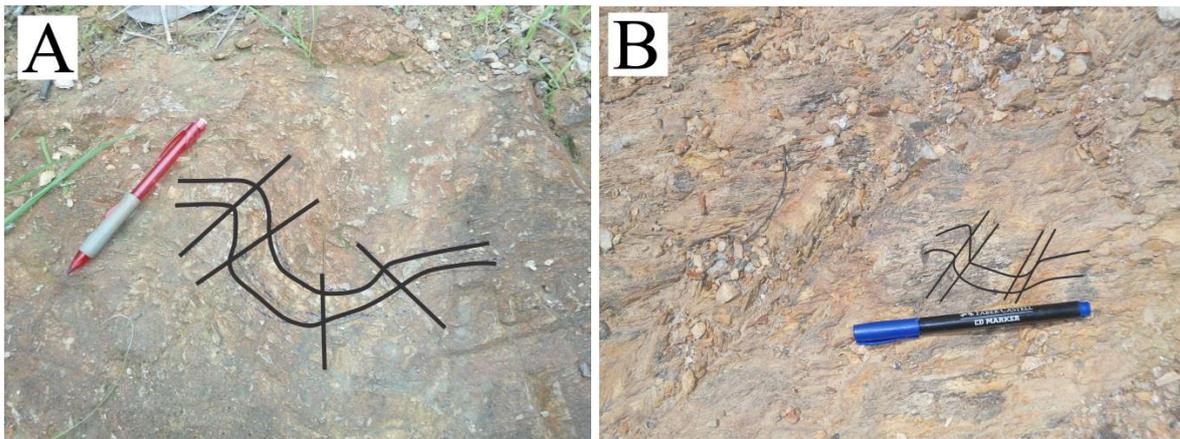


Figura 4.39 - A e B) Afloramentos com dobras em caixa da fase pós-Dn, com o par sinforma-antiforma em litotipo sericita-quartzo xisto da unidade F1. (Pontos GMP-14 e GMP-74, respectivamente).

Nas porções, central e oeste, o mapa não foi identificado dobras em caixa. Nesta área observa-se que o contorno das unidades mapeadas não afeta a foliação Sn. Por conseguinte, sugere-se que o padrão de dobramento da porção centro-oeste é correlato à fase Dn.

A análise das seções geológicas A-A' e B-B' (Anexo II) reforça esta feição de dobramento das unidades. Em ambas as seções, na porção centro-leste (a partir da unidade M/F) constata-se a presença do par sinforma-antiforma típico do dobramento em caixa. Enquanto que, na porção centro-oeste as camadas mergulham para oeste seguindo a mesma direção da foliação Sn.

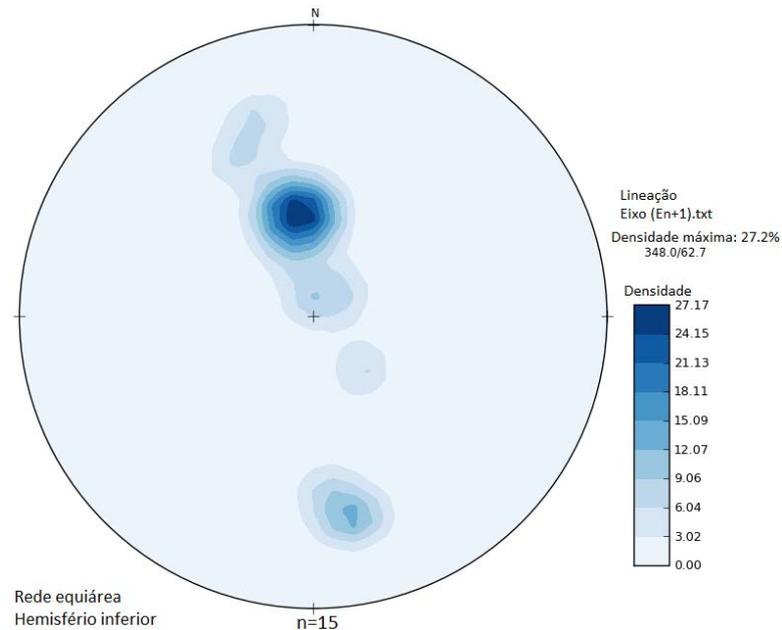


Figura 4.40 - Estereograma de dados de Eixo de dobras pós-Dn (En+1) mostrando um máximo de atitude 348/63.

Outra feição que poderia estar associada à disposição do contorno das camadas seria a ocorrência de falhas do tipo *strike-slip*, que também poderiam estar correlacionadas à presença dos milonitos anteriormente descritos, porém, tanto nas seções apresentadas quanto nos dados coletados em campo não foi possível registrar evidências que corroboram com o tipo de estrutura, a exemplo de estrias e/ou farinha de falhas.

As dobras pós-Dn também são responsáveis por promover a inflexão da foliação Sn de N/S para E/W. Em escala de afloramento, esta inflexão associa-se a direção da superfície de envoltória das dobras da fase Dn.

Ainda associada à fase pós-Dn também se pode identificar uma foliação Sn+1, plano axial as dobras pós-Dn. A foliação do tipo milonítica foi estabelecida a partir da orientação dos cristais quartzo-feldspáticos, filossilicatos e anfibólios, sendo mais expressiva na Sequência Jaupaci. Entretanto, são raros os pontos em que ocorre a foliação Sn+1, visto que, essa foliação predomina nos locais onde há a inflexão da foliação Sn (Anexo III).

A orientação preferencial da foliação Sn+1 é NW com mergulhos ora para 70SW ora para 75NE (Figura 4.41).

Na área de estudo também foi possível estabelecer um padrão principal de fraturamento associado a duas famílias de fraturas com atitudes: 040/75 e 090/90. Os planos não se encontram preenchidos e o espaçamento dos mesmos atinge poucos milímetros, na ordem de 3 a 7 mm.

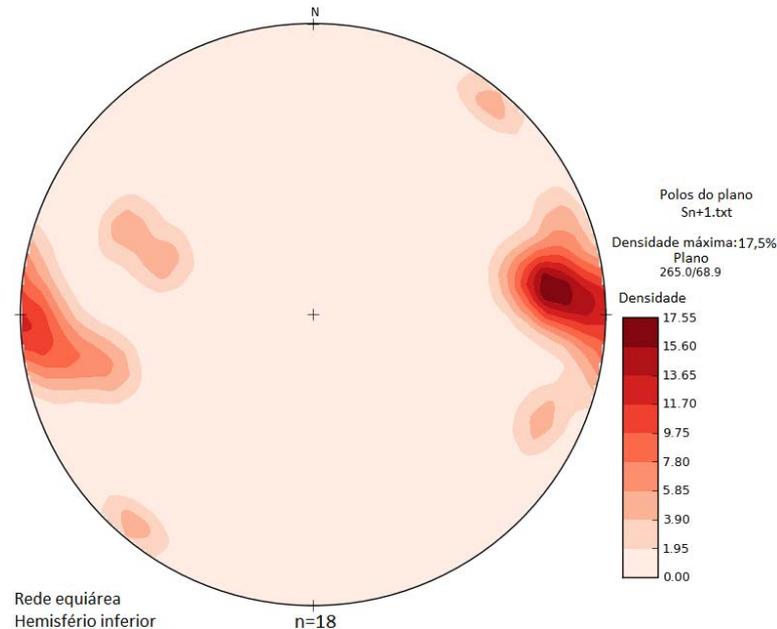


Figura 4.41 - Estereograma dos polos dos planos da foliação Sn+1, mostrando um máximo para tendência NNW/SW, com atitude 265/69.

4.3 Litogeoquímica

Neste capítulo serão apresentadas as características geoquímicas dos principais litotipos da Sequência Jaupaci amostrados por testemunhos de furos de sondagens coletados no alvo Guarda-Mor (região de Israelândia, GO) e nas cavas e entornos da área da Mina Bacilândia – Projeto Arco Sul (município de Fazenda Nova, GO).

Os dados litogeoquímicos (Tabela 1) incluem elementos maiores, expressos em porcentagem de peso (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O , Cr_2O_3 , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , SrO , BaO), elementos-traço incompatíveis móveis expressos em ppm (Ba, Rb, Sr), elementos-traço incompatíveis imóveis expressos em ppm (Zr, Y, Nb, Ti), elementos-traço compatíveis expressos em ppm (Cr, V), ETR expressos em ppm (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) além de U, Th, Hf e Ta (ppm). O ferro de todas as amostras foi analisado como ferro total (Fe_2O_{3t}). Os valores de perda ao fogo (LOI) são inferiores a 5% e todas as amostras foram recalculadas para a base anidra. Os dados resultantes das análises químicas de rocha total foram tratados nos *softwares* Petrograph Beta 2.0 e GCDKIT 2.3.

Amostra	Litologia	Furo	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	Cr2O3	TiO2	MnO	P2O5	SrO	BaO	LOI	Total
11113	MVA	BC_020	72.59	14.76	2.78	2.45	1.11	2.91	2.55	0.0001	0.56	0.08	0.09	0.07	0.20	2.59	100.2
13688	MVA	BC_021	75.62	13.19	2.41	0.74	0.71	4.24	2.38	0.0001	0.46	0.11	0.03	0.01	0.16	1.4	100.1
4457	MVA	BC_008	67.73	14.78	4.79	2.91	1.43	4.08	2.76	0.0001	0.66	0.17	0.21	0.03	0.41	2.92	100.0
10775	MVA	BC_018	68.90	14.37	4.35	3.06	1.32	3.48	3.30	0.0001	0.58	0.15	0.19	0.04	0.40	2.38	100.1
11296	MVA	BC_020	67.42	15.52	4.26	2.25	1.35	3.68	4.10	0.0001	0.65	0.10	0.14	0.03	0.31	2.47	99.8
5985	MVA	BC_011	69.83	13.84	4.38	2.66	1.30	3.45	3.15	0.0001	0.55	0.17	0.16	0.03	0.45	2.04	100.0
6893	MVB	BC_015	47.63	18.04	13.52	7.82	6.19	1.96	1.58	0.0003	2.33	0.19	0.45	0.06	0.11	4.85	99.9
36240	AI	GMOR_003	73.08	14.73	1.49	0.62	0.17	5.11	4.46	0.0001	0.15	0.03	0.05	0.04	0.07	0.52	100.0
44181	AI	GMOR_004	72.89	14.77	1.62	1.08	0.23	4.55	4.48	0.0001	0.17	0.04	0.06	0.04	0.08	1.25	100.0
22770	MVA	GMOR_003	78.17	10.40	3.49	0.93	0.09	3.34	3.36	0.0001	0.15	0.03	0.02	0.01	0.01	0.93	100.0
38448	MVA	GMOR_010	71.19	13.84	3.69	2.18	2.65	2.41	3.20	0.0001	0.48	0.10	0.15	0.01	0.12	3.39	100.0
22092	MVA	GMOR_001	78.09	11.28	2.38	0.27	0.10	3.20	4.25	0.0001	0.19	0.03	0.03	0.01	0.17	0.9	100.0
36658	MVA	GMOR_011	78.06	11.49	2.35	0.88	0.23	4.73	1.88	0.0001	0.19	0.04	0.03	0.01	0.12	0.74	100.0
36319	MVA	GMOR_009	70.22	14.34	3.36	2.96	0.98	4.65	2.46	0.0001	0.63	0.11	0.16	0.03	0.09	3.44	100.0
22653	MVB	GMOR_002	48.90	15.62	13.01	10.14	6.88	2.32	0.23	0.0002	2.23	0.21	0.40	0.04	0.01	4.34	100.0
22941	MVB	GMOR_004	46.66	15.88	13.41	10.48	8.12	2.49	0.35	0.0003	2.01	0.23	0.29	0.03	0.02	4.36	100.0
37553	MVB	GMOR_005	47.45	15.80	13.66	10.84	6.13	2.65	0.16	0.0002	2.58	0.22	0.43	0.06	0.01	3.54	100.0
Amostra	Litologia	Furo	Ba	Ce	Cr	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd
11113	MVA	BC_020	1635	60.5	40	1.52	9.82	6.22	2.44	20.8	8.88	7	2.04	27.2	0.87	7.6	38.7
13688	MVA	BC_021	1305	57.7	50	3.06	8.9	5.86	2.17	20.5	8.27	6.9	1.9	25.5	0.91	7.7	34.6
4457	MVA	BC_008	3150	60	50	2.8	6.79	4	1.56	18.5	6.54	5.9	1.42	28.4	0.56	8.9	30.3
10775	MVA	BC_018	3150	51	50	2.49	5.42	3.33	1.14	18.1	5.49	4.3	1.18	25.3	0.51	8.1	26.2
11296	MVA	BC_020	2580	56.5	50	2.34	5.71	3.71	1.32	20.1	5.54	6.2	1.25	27.4	0.58	9.6	29.3
5985	MVA	BC_011	3590	52.3	50	1.96	5.99	3.96	1.27	18.1	5.46	4.8	1.24	24.9	0.58	8	26.6
6893	MVB	BC_015	852	29.7	230	2.37	5.93	3.24	1.94	21.7	5.69	3.4	1.19	11.7	0.45	3.1	21.3
36240	AI	GMOR_003	596	41.7	20	0.9	1.25	0.5	0.56	24.4	1.99	4.9	0.2	21.6	0.07	19.7	14.3
44181	AI	GMOR_004	751	48.4	20	1.46	1.15	0.5	0.6	25.9	2.04	5.4	0.16	25	0.07	19.2	15.8
22770	MVA	GMOR_003	71.9	165	30	0.66	44.8	29	2.94	42.2	37.7	41.5	8.79	57.2	4.14	55.1	94.3
38448	MVA	GMOR_010	1005	72.6	40	2.77	11.55	7.02	2.32	23.2	10.8	9.1	2.29	30.9	1.04	11.9	38.1
22092	MVA	GMOR_001	1495	82.5	20	0.62	11.75	7.02	2.27	16.3	11.1	9.8	2.38	36	1.06	12.9	44.2
36658	MVA	GMOR_011	1090	86.1	20	1.52	12.9	8.04	2.8	19.8	12.25	11.7	2.45	36.5	1.16	12.5	48.5
36319	MVA	GMOR_009	812	53.1	20	2.26	6.54	4.1	1.49	17.9	6.37	5.6	1.22	23	0.58	8.5	27.3
22653	MVB	GMOR_002	103.5	27.9	180	0.5	6.6	3.96	1.99	19.9	6.42	3.9	1.22	10.4	0.48	5.4	20.1
22941	MVB	GMOR_004	138	19.4	210	0.53	6.42	3.88	1.79	19.8	6.13	3.3	1.23	6.8	0.56	2.9	15.3
37553	MVB	GMOR_005	85.2	23.9	150	0.37	6.35	3.54	2.02	21	6.45	3.5	1.1	8.7	0.47	4.2	18.7
Amostra	Litologia	Furo	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Ti	Tm	U	V	Y	Yb	Zr
11113	MVA	BC_020	7.86	58.3	8.5	2	574	0.6	1.45	3.7	0.5	0.93	1.68	24	58.5	6.08	260
13688	MVA	BC_021	7.53	53.7	7.99	3	120.5	0.6	1.4	3.63	0.5	0.86	1.78	33	54.7	5.73	273
4457	MVA	BC_008	7.01	65.2	6.63	2	282	0.7	0.99	6.82	0.5	0.6	2.22	85	37.2	4.04	202
10775	MVA	BC_018	6.02	83.5	5.8	2	374	0.6	0.85	4.8	0.5	0.53	1.79	77	33.8	3.39	165
11296	MVA	BC_020	6.64	88.8	6.25	2	312	0.6	0.91	6.88	0.5	0.53	2.37	73	34.5	3.69	224
5985	MVA	BC_011	6.28	66.3	5.52	2	271	0.5	0.93	5.07	0.5	0.51	1.7	71	34.1	3.57	174
6893	MVB	BC_015	4.06	23.6	5.55	1	508	0.3	0.88	1	0.5	0.45	0.48	311	31.6	3.11	121
36240	AI	GMOR_003	4.22	131.5	2.59	5	341	1.6	0.22	13.5	0.5	0.07	9.37	8	5.8	0.42	154
44181	AI	GMOR_004	4.83	129.5	2.93	4	372	1.7	0.25	14.05	0.5	0.07	10.3	10	5.6	0.38	168
22770	MVA	GMOR_003	21.5	71.7	26.7	18	32.3	3.3	6.72	9.93	0.5	4.44	1.96	5	239	27.7	1470
38448	MVA	GMOR_010	8.82	79.7	8.25	4	91.2	0.9	1.79	5.66	0.5	1.09	1.84	33	64.8	6.88	301
22092	MVA	GMOR_001	10.15	50.8	10.2	3	20.8	0.8	1.82	6.01	0.5	1.04	1.53	22	65.9	6.55	337
36658	MVA	GMOR_011	10.75	27.6	11.15	3	75.3	0.9	2.01	5.45	0.5	1.18	1.75	24	72.8	7.85	469
36319	MVA	GMOR_009	6.27	60.1	5.68	2	229	0.6	1	4.39	0.5	0.59	1.86	45	36	3.94	223
22653	MVB	GMOR_002	4.02	4.3	5.06	2	311	0.3	0.98	0.57	0.5	0.53	0.26	295	35.4	3.42	171
22941	MVB	GMOR_004	3.03	5.9	4.27	1	243	0.2	1.07	0.32	0.5	0.57	0.18	335	34.9	3.32	142
37553	MVB	GMOR_005	3.62	2.9	5.05	1	505	0.3	1	0.5	0.5	0.45	0.18	314	33.7	3.07	147

Tabela 4.1 – Análises litogeoquímicas para elementos maiores e traços (incluindo ETR) para litotipos da Sequência Jaupaci. (Legenda: MVA=rochas metafélicas; MVB=rochas metamáficas; AI=metarriolitos; BC=furos da Mina Bacilândia; GMOR=furos do alvo Guarda-Mor).

4.3.1 Geoquímica da Sequência Jaupaci

Com o intuito de se registrar alguma informação a respeito dos litotipos que ocorrem na Sequência Jaupaci os dados geoquímicos foram plotados em diagramas de classificação litológica, de variação e normativos, usados para óxidos e alguns elementos traços e, diagramas normativos e de discriminação para análise de elementos traços incluindo ETR.

Levando-se em consideração que as rochas da sequência foram metamorfisadas, pode-se supor que certas alterações na composição original tenham ocorrido principalmente no que se refere aos óxidos e aos elementos-traço móveis. Os resultados expostos a seguir, apesar do reduzido número de análises, permitiram obter uma ideia da natureza (ambiência tectônica) e origem dos protólitos das rochas vulcanogênicas.

Para a caracterização litogeoquímica da Sequência Jaupaci foram analisadas 17 amostras provenientes de testemunhos de sondagem conforme exposto na Tabela 4.2 a seguir.

Mina Bacilândia			Alvo Guarda-Mor		
Amostra	Litologia	Furo	Amostra	Litologia	Furo
11113	Muscovita-quartzo xisto	BC_020	36240	Metarriolito	GMOR_003
13688	Muscovita-quartzo xisto	BC_021	44181	Metarriolito	GMOR_004
4457	Muscovita-quartzo-biotita xisto	BC_008	22770	Sericita-quartzo xisto	GMOR_003
10775	Muscovita-quartzo-biotita xisto	BC_018	38448	Sericita-quartzo xisto	GMOR_010
11296	Muscovita-quartzo-biotita xisto	BC_020	22092	Sericita-quartzo xisto	GMOR_001
5985	Muscovita-quartzo-biotita xisto	BC_011	36658	Sericita-quartzo xisto	GMOR_011
6893	Clorita-quartzo-epidoto xisto	BC_015	36319	Sericita-quartzo xisto	GMOR_009
			22653	Epidoto-clorita xisto	GMOR_002
			22941	Epidoto-clorita xisto	GMOR_004
			37553	Epidoto-clorita xisto	GMOR_005

Tabela 4.2 – Distribuição das 17 amostras analisadas: 10 amostras coletadas na área do alvo Guarda-Mor (Israelândia-GO) e 7 amostras coletadas na Mina Bacilândia (Fazenda Nova-GO).

4.3.1.1 Diagramas de Classificação Litogeoquímica

Os litotipos analisados apresentam uma característica comum relacionada com o reduzido teor em álcalis. O diagrama que correlaciona o teor de álcalis com a SiO_2 (diagrama de TAS-LE BAS et al., 1986), mostrado na Figura 4.42, além de auxiliar na classificação das rochas da Sequência Jaupaci, é útil também para comprovar a natureza sub-alcálica/toleítica das mesmas.

Os protólitos das rochas máficas foram classificados como basaltos de filiação sub-alcálica/toleítica, enquanto que, os protólitos das félsicas estão plotados no campo de composição ácida representados por dacitos e riolitos também com filiação sub-alcálica e, as amostras de metarriolito posicionam-se no campo dos riolitos com filiação sub-alcálica e na linha divisória entre as séries alcalina e sub-alcálica (e.g. MIYASHIRO, 1978).

Porém, conforme supracitado, as amostras analisadas foram submetidas a ação do metamorfismo, também se utilizou o diagrama de Winchester & Floyd (1977) (Figura 4.43) que correlaciona o teor de SiO_2 com o teor de Zr/TiO_2 (elementos incompatíveis imóveis), portanto com menor mobilidade.

As amostras de composição máfica possuem como protólitos basaltos de filiação sub-alcálica, e as de composição félsica estão distribuídas nos campos dos riodacitos/dacitos e riolitos/dacitos.

A comparação entre os diagramas das Figuras 4.42 e 4.43 confere uma maior segurança à compilação dos dados, pois, conforme se verifica, os protólitos das rochas estão

inseridos em campos quase que análogos. Porém, o diagrama de Winchester & Floyd (1977) implica maior confiança aos resultados, pois, conforme outrora mencionado, a presença de elementos com menor mobilidade confere menor alteração da composição original. Ademais, a análise petrográfica realizada confirma a origem dos protólitos através da paragênese mineral e texturas vulcânicas primárias preservadas.

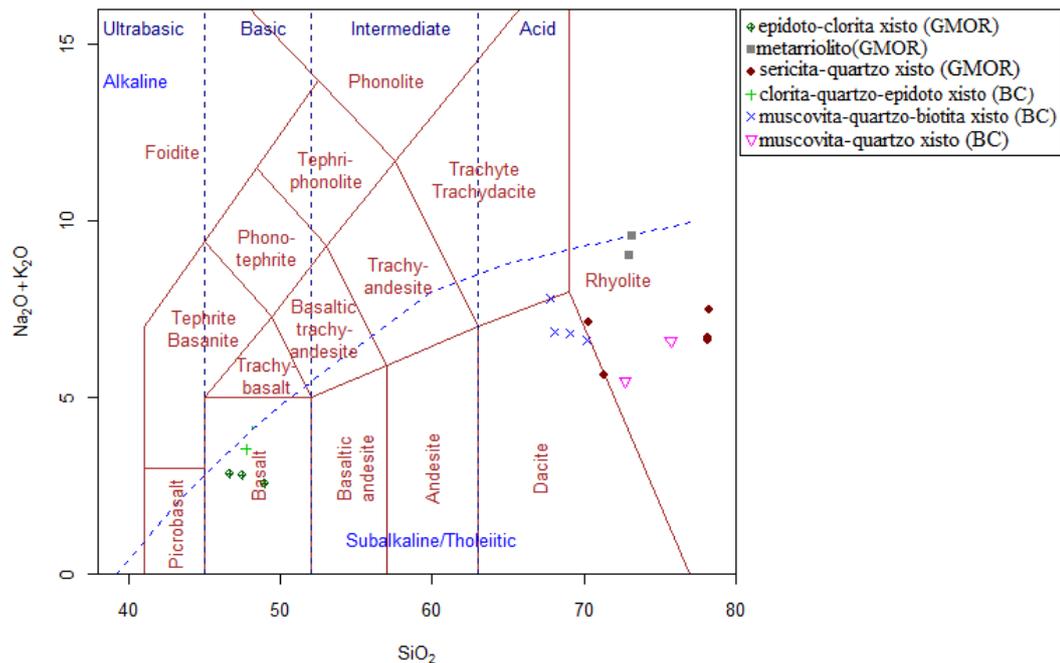


Figura 4.42 - Classificação química e nomenclatura com base no diagrama total de álcalis vs SiO_2 -TAS (LE BAS *et al.*, 1986), com a linha divisória alcalina/sub-alcalina segundo Miyashiro (1978) para as rochas da Sequência Jaupaci.

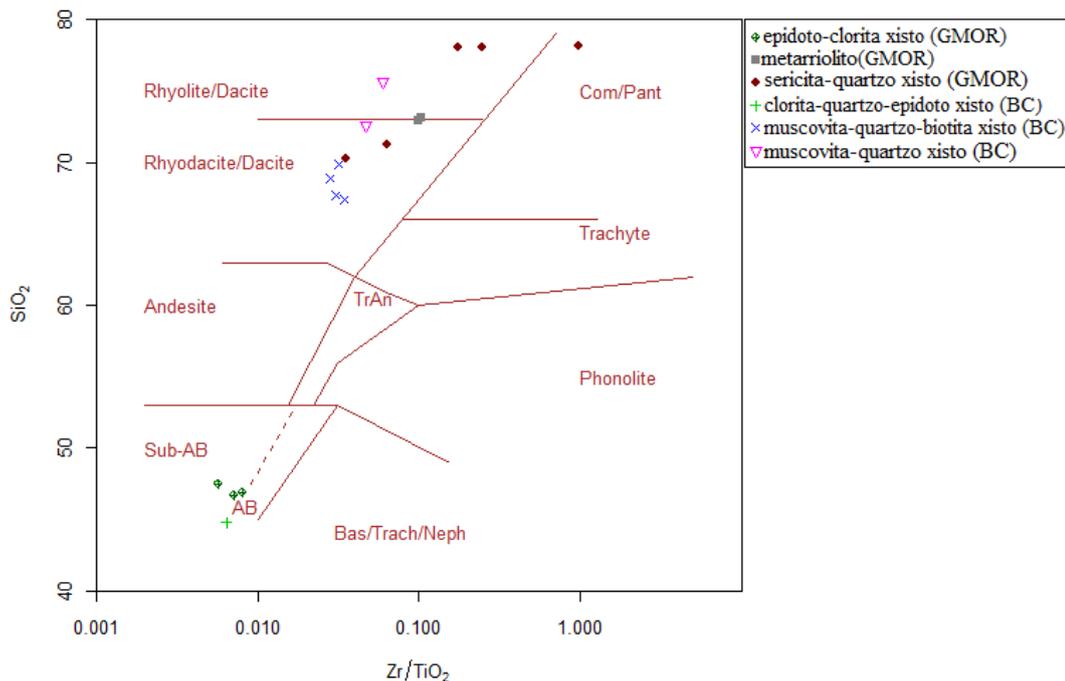


Figura 4.43 - Diagrama SiO_2 vs Zr/TiO_2 (WINCHESTER & FLOYD, 1977) para as rochas da Sequência Jaupaci.

Outro importante parâmetro de variação dos elementos maiores é o índice de alcalinidade que também serve para diferenciar as rochas em sub-alcalina/toleítica, cálcio-alcalina médio-K, cálcio-alcalina alto-K e shoshonítica. Neste sentido, o diagrama de Peccerillo & Taylor (1976), exibido na Figura 4.44, mostra que as amostras de rochas máficas possuem distribuição nos campos toleíticos, cálcio-alcalino médio-K e no limite entre as séries cálcio-alcalina alto-K e **shoshonítica** (amostra 6893 classificada como clorita-quartzo-epidoto xisto). A análise petrográfica indica que esta alteração é proveniente da atuação dos processos de hidrotermalismo como veios carbonatados e cloritizados, além de forte epidotização. Enquanto que, as rochas félsicas estão distribuídas entre as séries cálcio-alcalina médio-K e cálcio-alcalina alto-K.

As figuras anteriormente citadas sugerem a ocorrência de dois grandes domínios na Sequência Jaupaci. Um deles corresponde aos basaltos e o outro abrange riolitos e dacitos. Outro diagrama de variação que corrobora com o caráter bimodal, em termos de alcalinidade, das rochas estudadas é o diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971) que confronta os teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), FeO_t ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) e MgO (Figura 4.45).

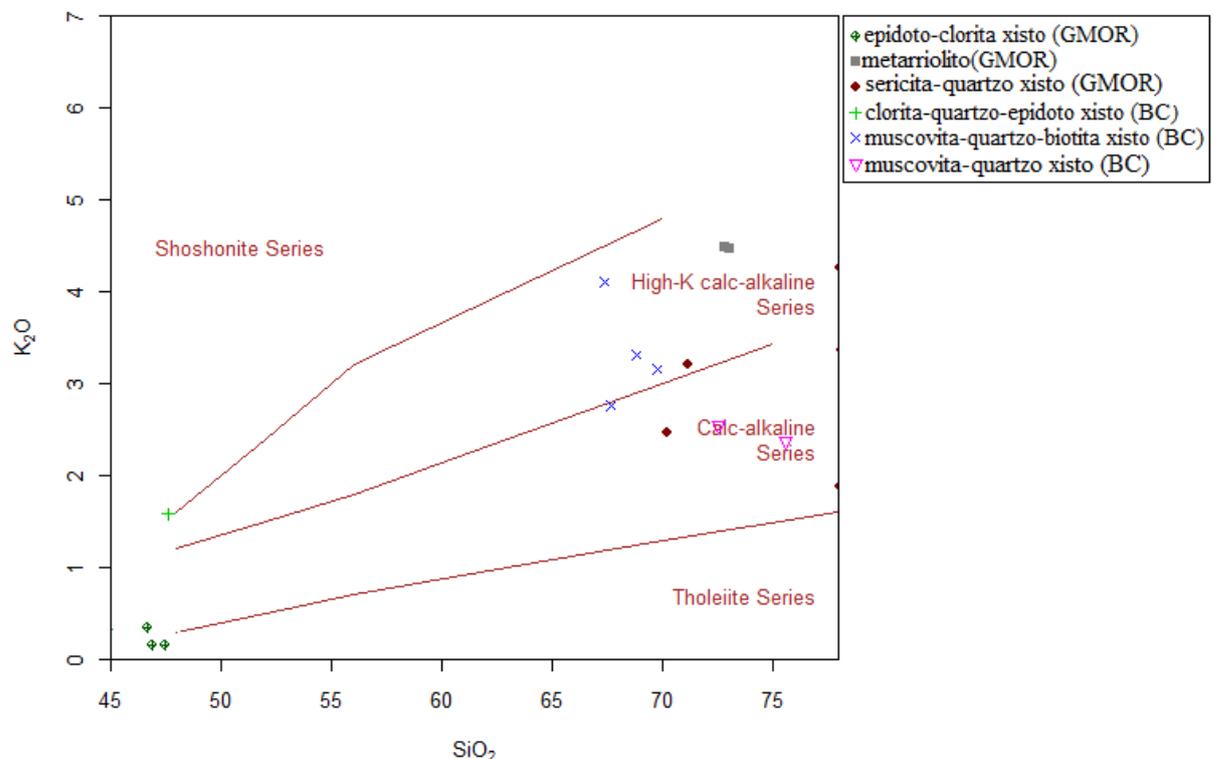


Figura 4.44 - Diagrama de classificação das séries alcalinas (PECCERILLO & TAYLOR, 1976) – K_2O vs SiO_2 em que se observa divisões em série toleítica, séries cálcio-alcalina médio e alto K e série shoshonítica para as rochas da Sequência Jaupaci.

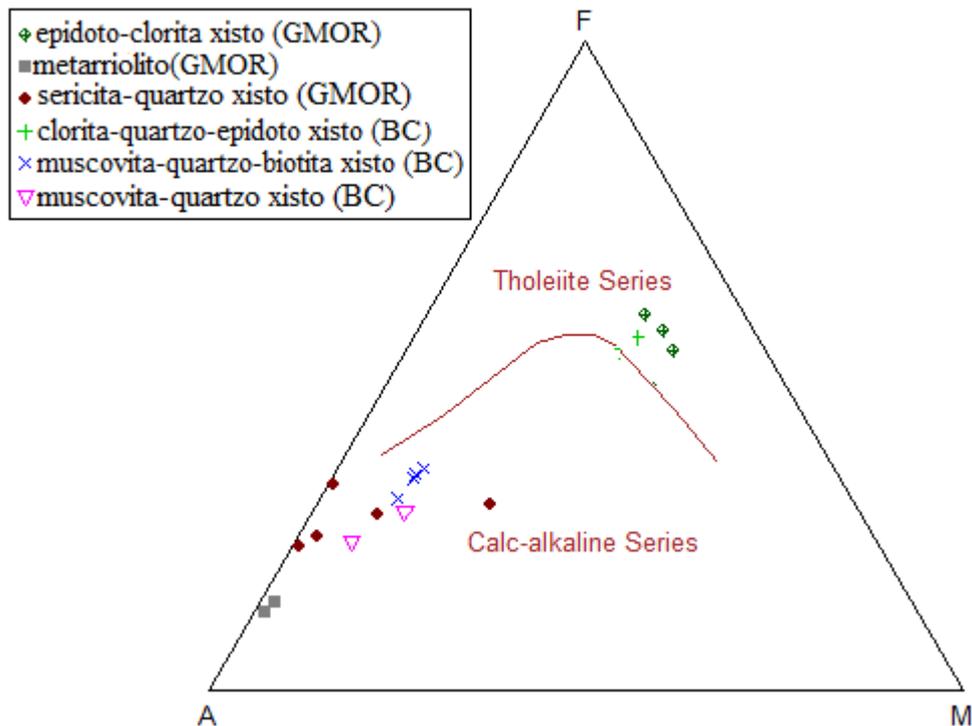


Figura 4.45 - Diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971) em que se observa a divisão entre série toleítica e série cálcio-alcálica para as rochas da Sequência Jaupaci.

De acordo com a Figura 4.45, os basaltos, discriminados na série toleítica, apresentam-se enriquecidos em FeO_t , praticamente sem efeito marcante nos teores de álcalis e MgO . Por outro lado, as rochas félsicas, domínio cálcio-alcálico, aparentam uma evolução com forte empobrecimento em FeO_t e MgO , elevado enriquecimento em álcalis e a sequência evolutiva dos litotipos: muscovita-biotita-quartzo xisto – muscovita-quartzo xisto – riolito.

Outro importante parâmetro geoquímico a ser considerado é o índice de saturação em alumina que considera as razões molares A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$) versus A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$) (Figura 4.46). O diagrama de Shand (1943) mostra que as metamáficas estão inseridas no campo das rochas metaluminosas, enquanto que, as metafélsicas são peraluminosas (muscovita-quartzo xisto) ou transicionais (metarriolitos) a metaluminosas (sericita-quartzo xisto e muscovita-quartzo-biotita xisto).

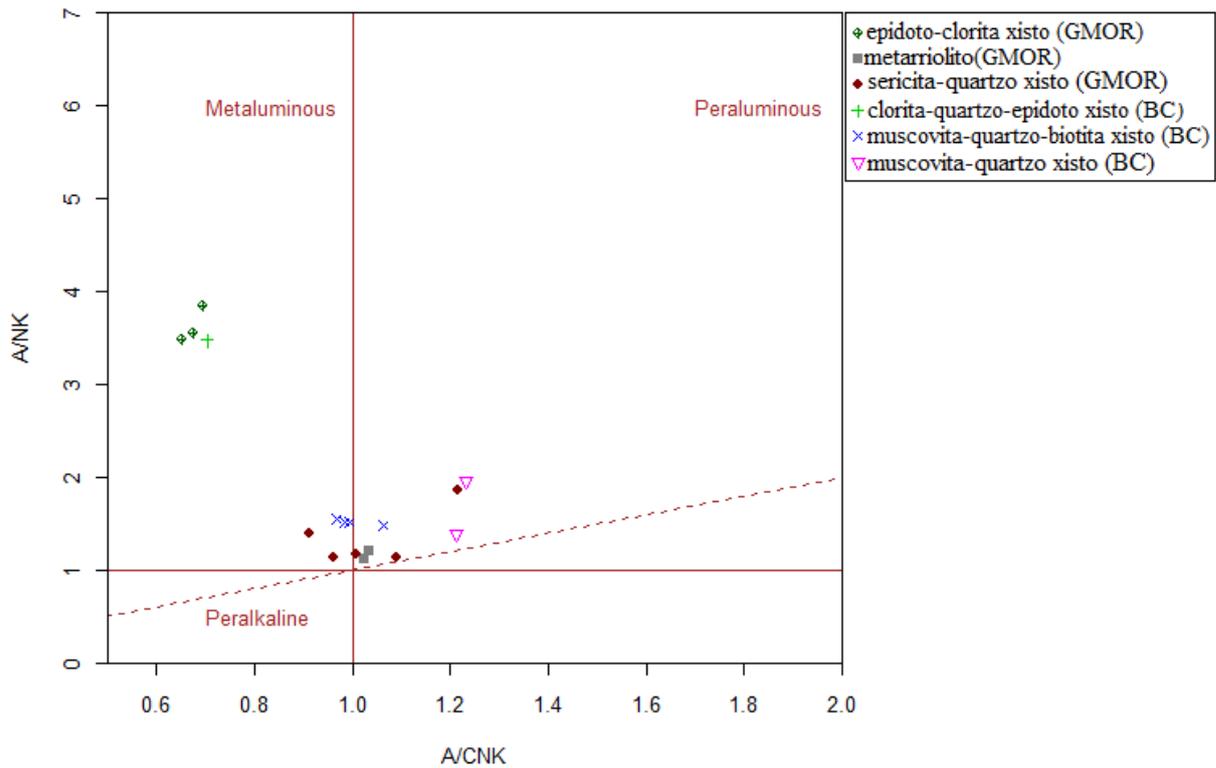


Figura 4.46 - Representação das rochas da Sequência Jaupaci segundo o índice de Shand (1943).

4.3.1.2 Elementos Maiores

Os diagramas binários de Harker, que consideram SiO_2 como índice de diferenciação, são utilizados para caracterizar as particularidades geoquímicas dos elementos maiores (Figura 4.47). Em termos de individualização de campos e/ou tendências de diferenciação, em todos os gráficos de Harker, assim como nos diagramas avaliados anteriormente, foi possível a separação em dois *trends* principais: 1. *trend* de rocha máfica representado pelos basaltos e 2. *trend* de composição félsica representado pelos protólitos ígneos riolitos e dacitos.

A lacuna de sílica observada entre os conjuntos de rochas máficas e félsicas é um importante indício de magmatismo bimodal. Ademais, a dispersão observada principalmente nos elementos Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e P_2O_5 sugere que as rochas máficas e félsicas seguem linhas de diferenciação distintas.

Apesar do reduzido número de amostras analisadas é possível caracterizar as rochas máficas pelos menores teores de SiO_2 e K_2O e elevados teores de Fe_2O_3 , MgO e CaO comparado ao conjunto de rochas félsicas. A nítida correlação negativa nos gráficos destes elementos quando comparados ao K_2O , com correlação positiva em relação a SiO_2 , evidencia

um importante papel dos minerais ferromagnesianos nas amostras de fácies mais primitivas (basaltos) e de feldspato potássico nas mais evoluídas (riolitos e dacitos).

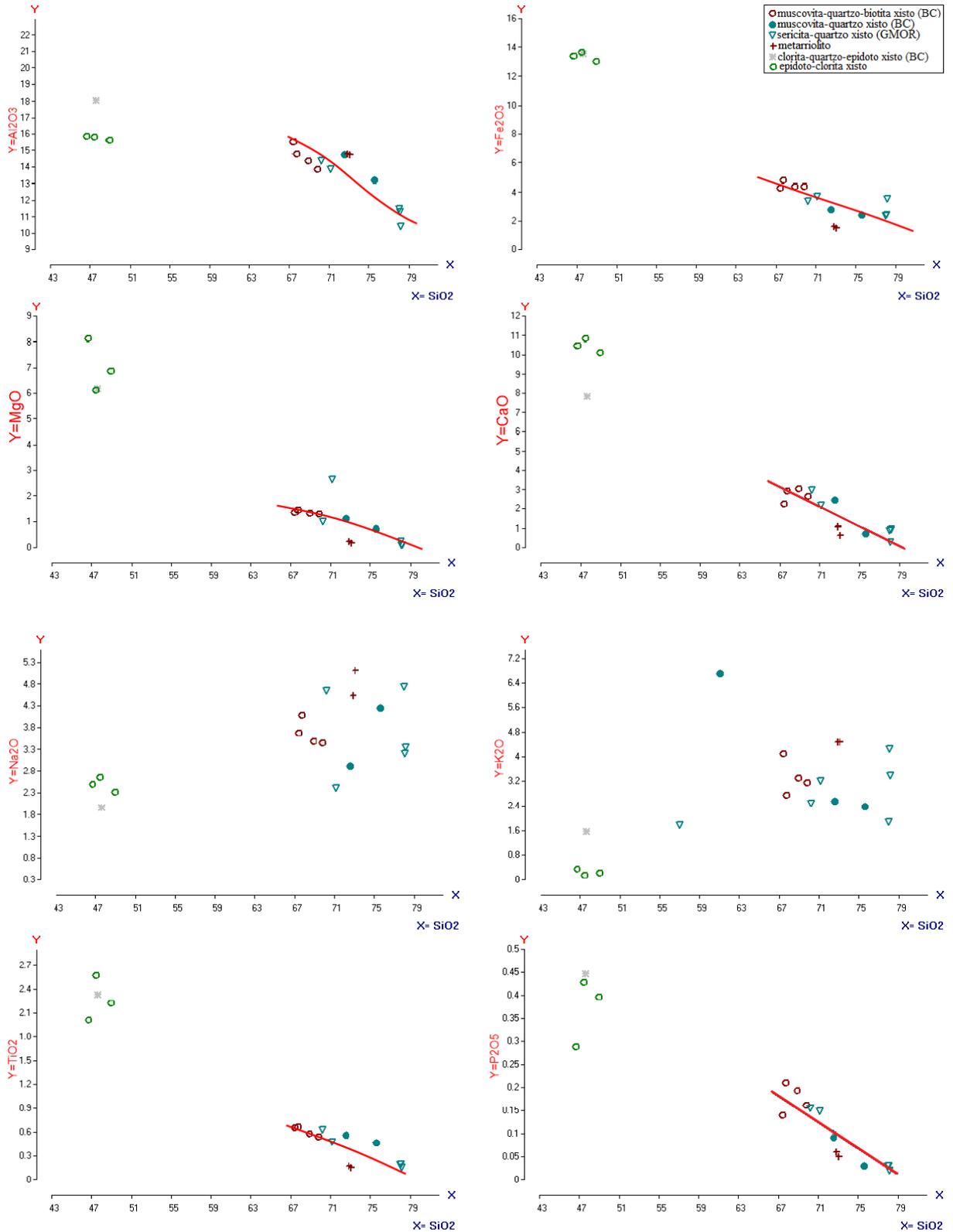


Figura 4.47 - Diagramas binários de Harker utilizando SiO₂ como índice de diferenciação nas rochas da Sequência Jaupaci.

Nos basaltos os teores de Fe_2O_{3t} e MgO_5 decrescem com a diferenciação o que pode ser explicado pelo fracionamento dos minerais enriquecidos nestes elementos como, por exemplo, olivina, clinopiroxênio, anfibólio e magnetita. Na cristalização fracionada das fases ferromagnesianas ocorre o enriquecimento nos elementos SiO_2 , Na_2O e K_2O . E, quando começa a cristalizar plagioclásio, o líquido residual fica empobrecido em CaO e Al_2O_3 .

Conforme exposto pela Figura 4.47, é possível admitir que dentre as rochas básicas investigadas ocorra uma individualização que pode ser explicada por alteração hidrotermal, pois, as amostras 22941 (epidoto-clorita xisto) e 6893 (clorita-quartzo-epidoto xisto) apresentam um caráter distinto das demais. O comportamento geoquímico aparentemente semelhante entre as rochas félsicas em vários gráficos sugere que as amostras são cogenéticas e, possivelmente, comagmáticas.

4.3.1.3 Elementos-traço

Nas Figuras 4.48 e 4.49 são representadas as composições de alguns elementos traços das rochas em questão utilizando SiO_2 como índice de diferenciação. Os elementos-traço também permitem a separação, em dois campos distintos e/ou linhagens de diferenciação, dos litotipos máficos e félsicos, ademais, também é possível identificar uma lacuna de sílica entre estes campos.

Semelhante ao que foi observado para os elementos maiores os gráficos dos elementos de Cr, Ti, Sr, Ba e Rb mostram a mesma individualização das duas amostras no campo das rochas máficas (amostras 22941 e 6893 – epidoto-clorita xisto e clorita-quartzo-epidoto xisto, respectivamente). Elementos compatíveis como Cr e V apresentam correlação negativa em relação à SiO_2 , conforme visto nos gráficos de Fe_2O_{3t} , MgO e CaO , indicando também o fracionamento junto às fases ferromagnesianas. As rochas máficas apresentam comportamento nitidamente incompatível para Rb, Nb e Y, ao passo que o Sr tende a ser compatível coerente com o fracionamento dos minerais anteriormente citados. A identificação dessas características demonstra que os basaltos evoluíram diferentemente do conjunto de rochas félsicas.

Os altos teores de Sr nas rochas félsicas refletem a presença de plagioclásio e apatita. Conforme visto nos diagramas de elementos maiores (Figura 4.48), as rochas félsicas, no geral, se superpõem sugerindo uma sequência evolutiva dos litotipos félsicos, com exceção dos metarriolitos.

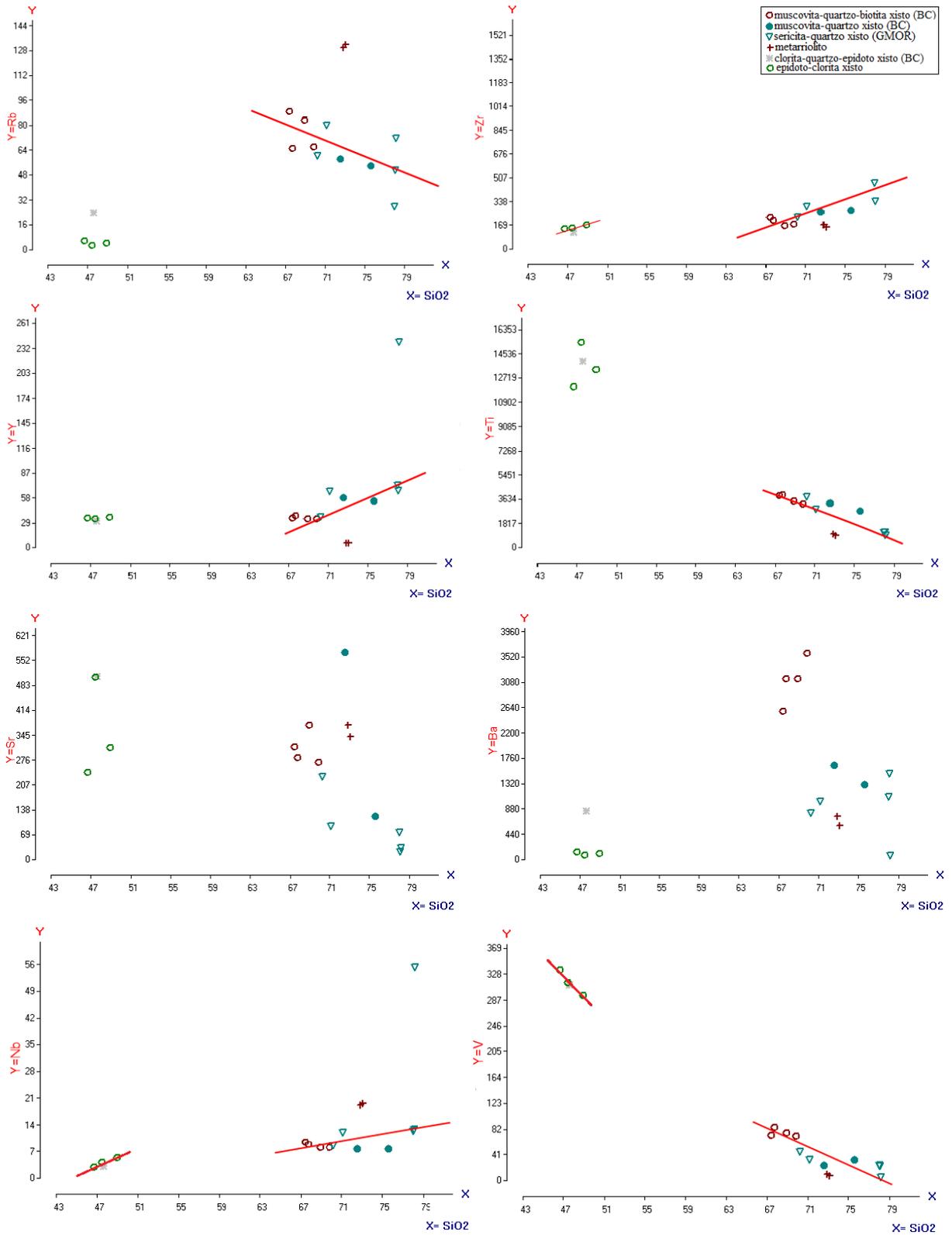


Figura 4.48 - Diagramas binários para elementos-traço, utilizando SiO₂ como índice de diferenciação.

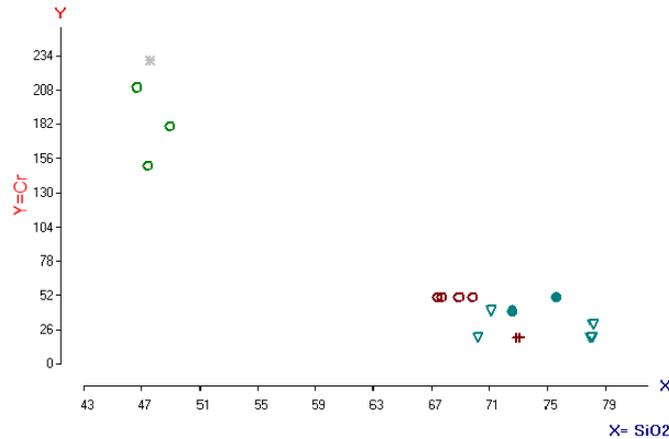


Figura 4.49 - Diagrama binário para elemento-traço (Cr), utilizando SiO₂ como índice de diferenciação.

4.3.1.4 Elementos Terras Raras (ETR)

Os espectros de ETR discutidos neste item baseiam-se nos dados da Tabela 1. As Figuras 4.50 e 4.51 mostram os diagramas de ETR-normalizado pelo condrito (BOYTON, 1984) para o conjunto de amostras discutidas.

A análise de ETR das amostras de composição félsica mostra anomalias negativas de Eu, empobrecimento de ETR médios e exibem um baixo fracionamento em ETR pesados (Figura 4.50). As anomalias negativas de Eu (10-50 ppm), em magmas félsicos, são controladas, principalmente, por feldspatos os quais ficaram retidos na fonte mantélica durante os eventos de cristalização fracionada ou fusão parcial (ROLLINSON, 1993).

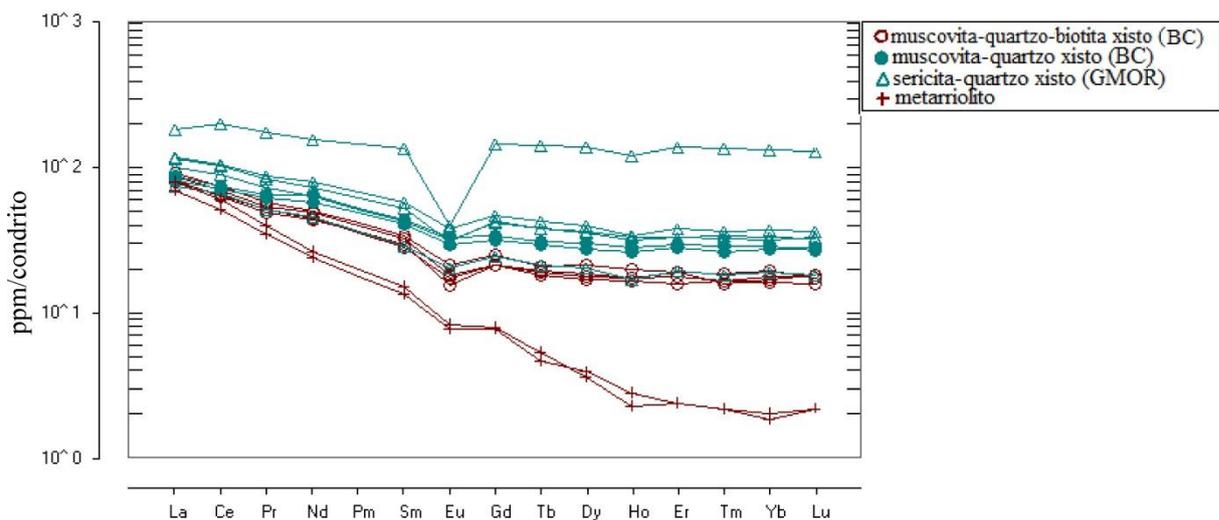


Figura 4.50 - Espectro de ETR para as rochas félsicas da Sequência Jaupaci.

Enquanto que, as amostras de metarriolitos apresentam uma conformação côncava, com fracionamento de ETR médios e suave anomalia negativa de Eu além do enriquecimento em ETR leves (Figura 4.50). No que diz respeito ao Eu, as rochas félsicas da Sequência

Jaupaci apresentam anomalias negativas que variam de suaves a muito fortes (amostra 22770, sericita-quartzo xisto) o que demonstra a importante participação do plagioclásio no fracionamento do Eu, o qual se comportou como compatível, visto que o plagioclásio tem maior afinidade pelo Eu^{2+} quando comparado aos outros ETR trivalentes (ROLLINSON, 1993).

A presença de anomalia negativa de Eu em arcos vulcânicos cálcio-alcálico, predominantemente e, toleíticos é atribuída ao fracionamento do plagioclásio que constitui um típico processo da câmara magmática crustal, além da observação no campo petrográfico no qual é possível identificar relativa abundância de fenocristais de plagioclásio principalmente em magmas félsicos (MURPHY, 2007).

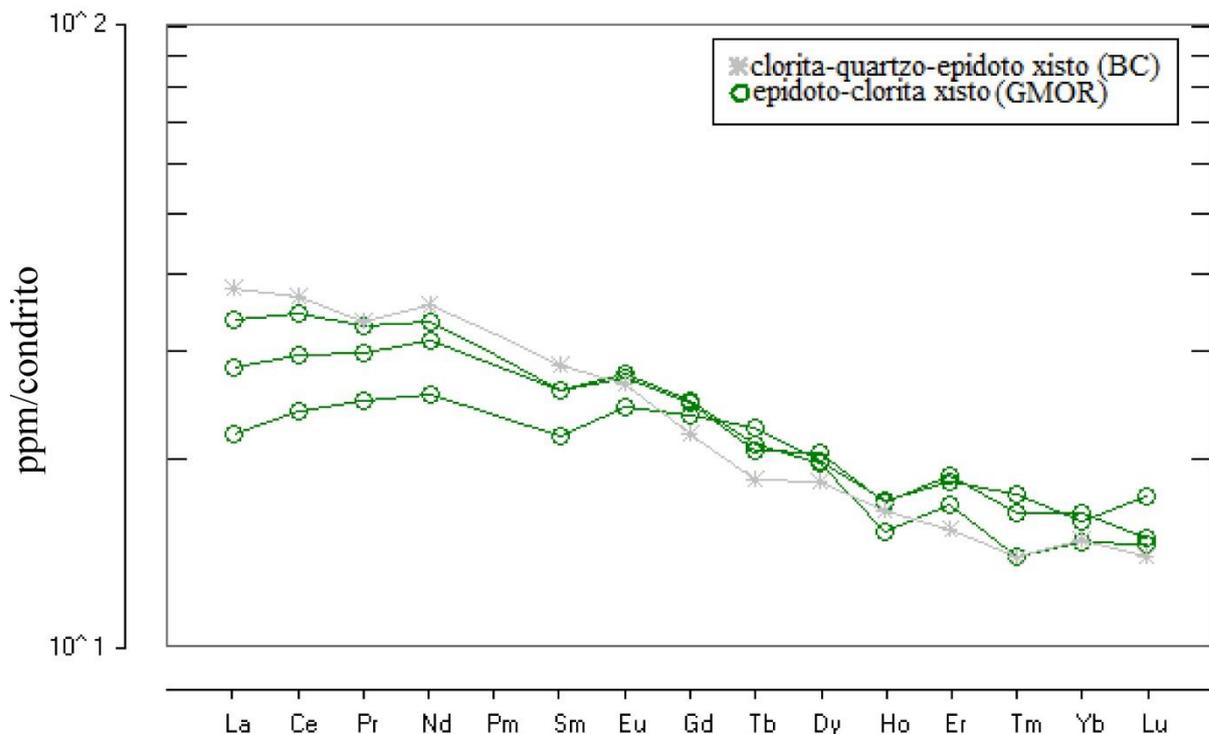


Figura 4.51 - Espectros de ETR para as rochas máficas da Sequência Jaupaci.

Para as amostras de composição máfica (Figura 4.51), o padrão de ETR normalizado pelo condrito (BOYTON, 1984) mostra suaves anomalias positivas leves de Eu, que sugerem o acúmulo de plagioclásio devido ao processo de cristalização fracionada ou fusão parcial, além de empobrecimento e fracionamento de ETR leves e fracionamento de ETR médios.

Assim como registrado nos diagramas exibidos pelos itens anteriores, pode-se avaliar que ocorre dualidade entre o comportamento das rochas máficas e félsicas analisadas.

4.3.1.5 Diagramas Multielementos

A Figura 4.52 apresenta diagramas de multielementos para as rochas pesquisadas, com base nos dados da tabela disposta no início deste capítulo.

Os diagramas multielementares normalizados para manto primordial (WOOD *et al.*, 1979a) mostram, para magmas félsicos da sequência, anomalias negativas de Sr, P e Ti, além de importantes enriquecimentos em elementos como Ba, K, Ce, Hf, Zr, Sm e La – exceto para a amostra 22770 (sericita-quartzo xisto) que possui um comportamento anômalo em relação as demais (Figura 4.52A). Para os metarriolitos, também normalizados para manto primordial (WOOD *et al.*, 1979a), a Figura 4.52B exibe anomalias negativas para os elementos P e Ti, além do enriquecimento nos elementos Rb, U, Hf, Zr, Sm, e Tb.

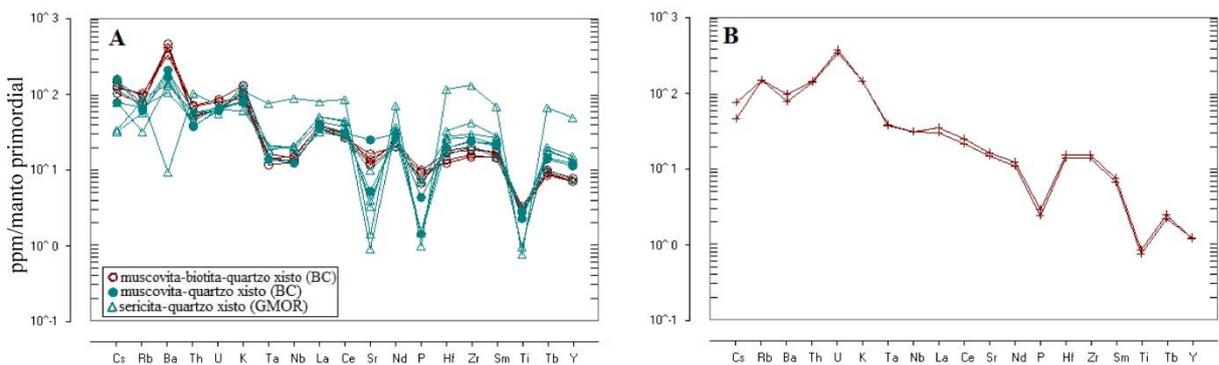


Figura 4.52 – A e B) Diagramas multielementos normalizados para manto primordial (WOOD *et al.*, 1979a) para as rochas metafélsicas e metarriolitos, respectivamente da Sequência Jaupaci.

Os padrões de anomalias negativas para Sr, P e Ti podem ser explicados pelo fracionamento de fases iniciais gerando os minerais acessórios apatita (Sr, P), titanita (Ti) e magnetita (Ti, Nb), ou refletem a composição química da própria fonte que originou o(s) magma(s). O enriquecimento em elementos como litófilos móveis remete a fluidos aquosos ou a concentração em crosta continental, porém, estes elementos também podem ser usados como indicadores de contaminação crustal (ROLLINSON, 1993). Ademais, as anomalias negativas de Nb e Ti combinadas com baixas concentrações de Ta e Y são indicadoras de granitos do tipo-I, ou seja, com magmas de fonte mantélica.

Os diagramas multielementares para as magmas máficos da sequência estudada foram normalizados para manto primordial (WOOD *et al.*, 1979a), Figura 4.53. A análise dos diagramas permitiu dividir as amostras em dois grupos. O primeiro grupo que engloba as amostras 6893 e 22941 (clorita-quartzo-epidoto xisto e epidoto-clorita xisto, respectivamente) (Figura 4.53A) apresenta um enriquecimento em Cs, Ba, K, Sr, P e Ti com anomalias negativas de Rb, Th, Ta, Nb e Hf. Enquanto que, o segundo grupo, formado pelas amostras

22653 e 37553 (clorita-epidoto xisto), mostra enriquecimento em Cs, Ba, Sr, P e Ti, com anomalias negativas em Rb, Th, K e Hf (Figura 4.53B).

As anomalias negativas de Nb e Ti observadas nos diagramas indicam retenção de óxido de titânio, possivelmente rutilo, ilmenita e/ou hornblenda na fonte ou mesmo a presença de uma fonte originalmente empobrecida nestes elementos.

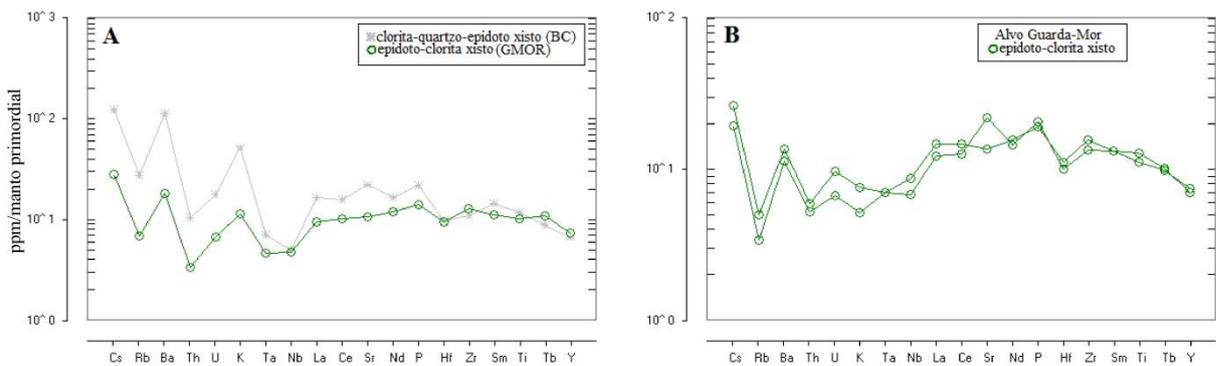


Figura 4.53 - Diagramas multielementos normalizados para manto primordial (WOOD *et al.*, 1979a) para as rochas máficas da Sequência Jaupaci.

A análise dos diagramas de multielementos também permitiu a constatação da dualidade entre as rochas que compõem a Sequência Jaupaci, já promulgada pelos itens anteriores, além da subdivisão das rochas máficas também já enfatizada anteriormente.

4.3.1.6 Diagramas de Ambiência tectônica

Os diagramas de discriminação de elementos traços Ti-Zr-Y; Ti-Zr-Sr (PEARCE & CANN, 1973) e Zr/Y-Zr (PEARCE & NORRY, 1979), representados pela Figura 4.54, foram usados para diagnosticar qual o ambiente de formação dos basaltos.

Nota-se, através da análise das Figuras 4.54A e 4.54B, que as rochas estão agrupadas em dois ambientes distintos: tipo MORB (amostras 22653 e 37553, epidoto-clorita xisto) e arco de ilha toleítico (amostras 6893, clorita-quartzo-epidoto xisto e, 22941, epidoto-clorita xisto). Enquanto que, a figura 4.54C posiciona as amostras no domínio de arco de crosta continental – basalto intraplaca. Já a Figura 4.54D, composta pelo diagrama de discriminação dos elementos Th-Hf-Ta (WOOD, 1980), classifica os basaltos como do tipo n-MORB, basalto normal de cadeia mesoceânica, caracterizados por conter baixos conteúdos de elementos litófilos e caráter isotópico empobrecido (razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ baixas e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ elevadas).

Nos diagramas Rb vs Y+Nb; Nb vs Y; Rb vs Ta+Yb e Ta vs Yb de Pearce *et al.* (1984) nota-se que as rochas félsicas que compõem a Sequência Jaupaci são formadas por

rochas com afinidades geoquímicas típicas de granitos de arco vulcânico e granitos intraplaca (Figura 4.55).

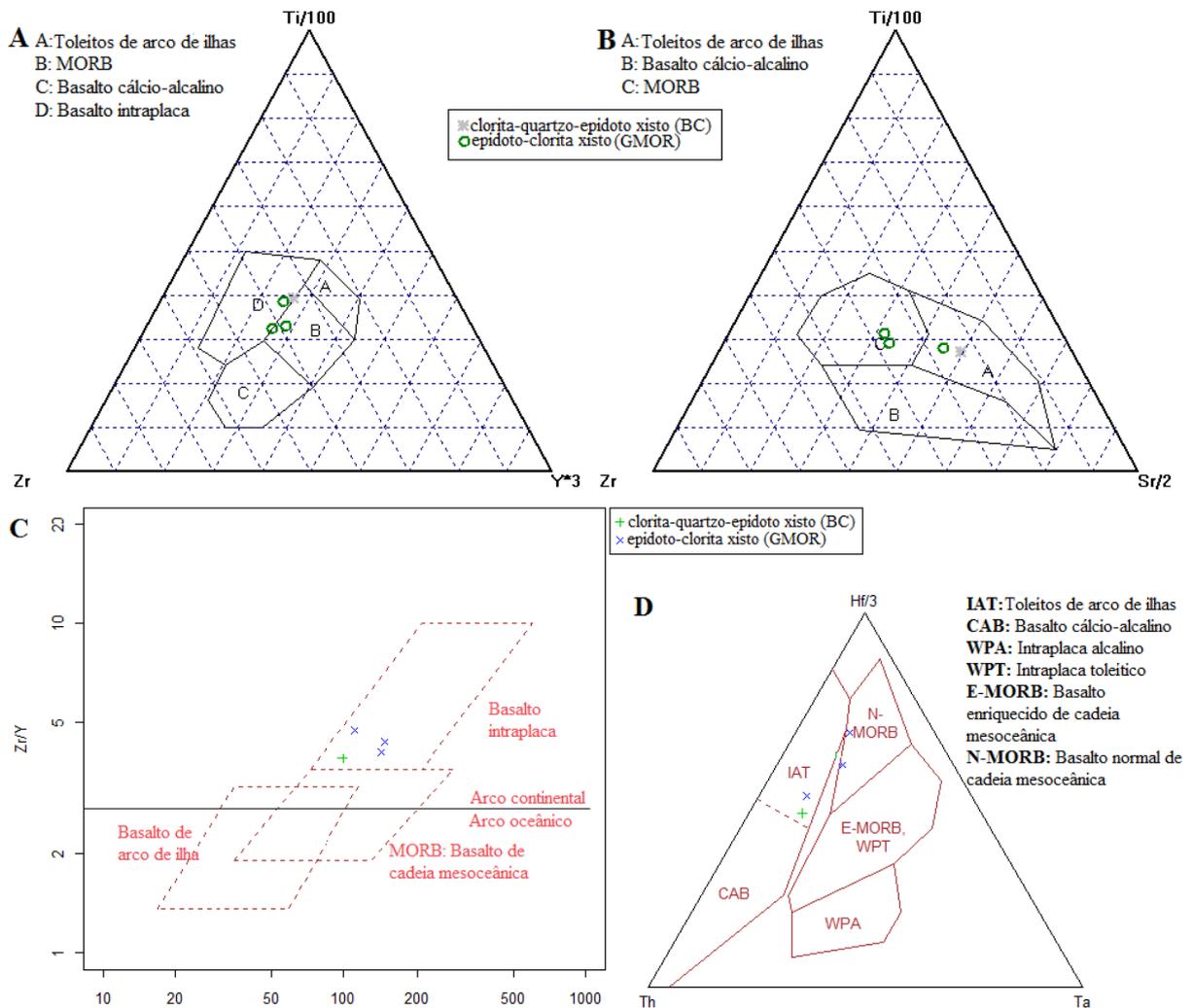


Figura 4.54 - Diagramas de discriminação de elemento traços para rochas máficas da Sequência Jaupaci; A: Ti-Zr-Y (PEARCE & CANN, 1973); B: Ti-Zr-Sr (PEARCE & CANN, 1973); C: Zr-Y vs Zr (PEARCE & NORRY, 1979); D: Th-Hf-Ta (WOOD, 1980).

O comportamento linear no qual as amostras se dispõem parece indicar um caráter transicional dos micaxistos, com tendência evolutiva, desde ambiente de arcos vulcânicos até pós-colisional e intraplaca.

Por fim, as rochas ácidas quando plotadas no diagrama $(10000 \cdot Ga/Al)$ vs $Zr+Nb+Ce+Y+Apatite$ proposto Whalen *et al* (1987), apresentam afinidade a granitos não-fracionados dos tipo I e S, com as amostras mais evoluídas tendendo a granitos do tipo A (Figura 4.56).

Os magmas máficos são oriundos dos estágios iniciais de formação do arco magmático, logo, ocorrem em arcos imaturos. Tal fato pode estar relacionado à crosta

oceânica subductante, que não produz magma, porém, desempenha um importante papel na origem de magmas de arcos magmáticos, pois, os fluidos metamórficos por ela liberados migram em direção à superfície para invadir e, quimicamente, modificar a cunha mantélica sobrejacente. Dentre todos os magmas formados em ambiente de subducção, o magma do tipo arco de ilha toleítico (IAT) é o que apresenta menor taxa de contaminação (MURPHY, 2007).

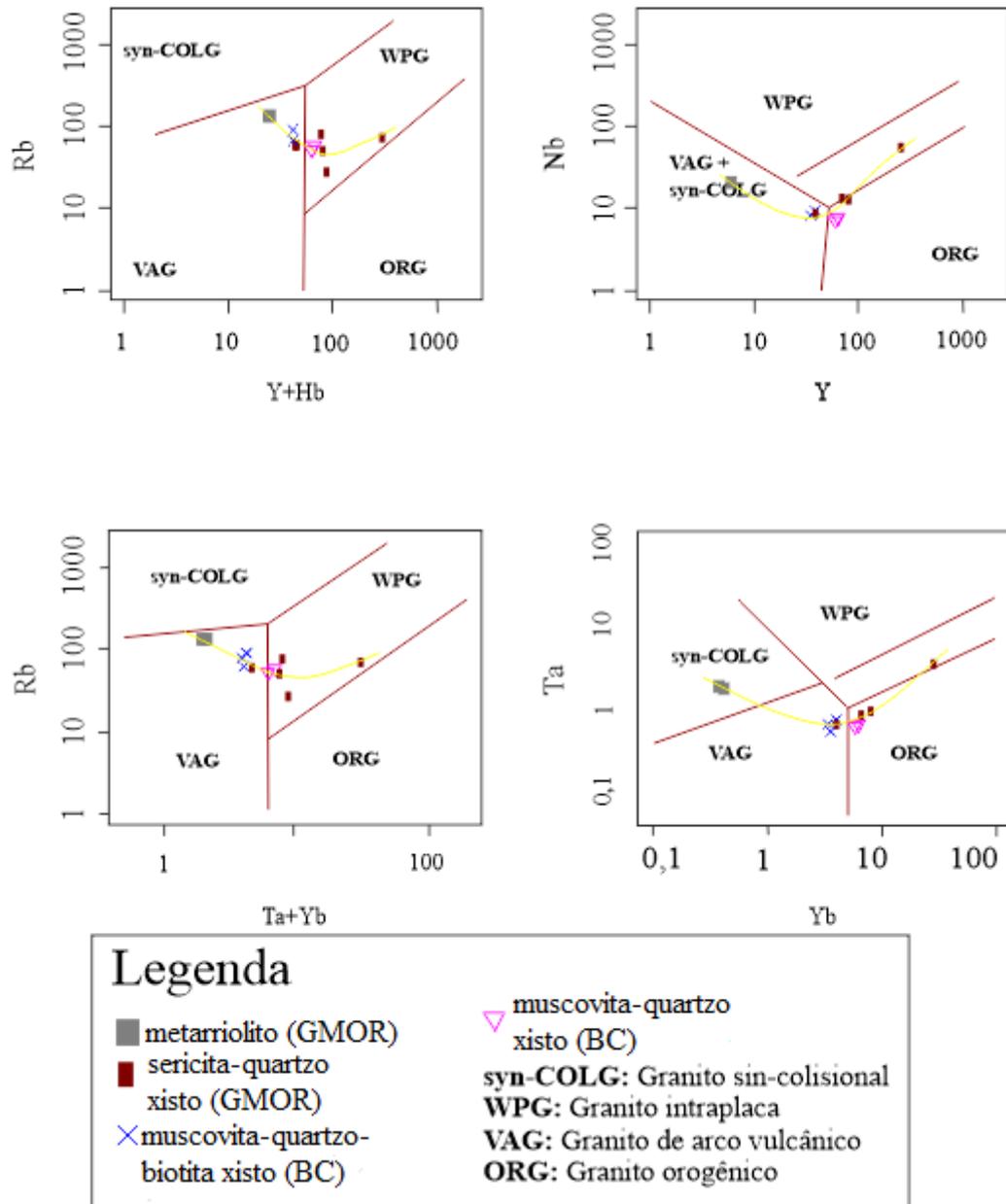


Figura 4.55 - Diagramas de discriminação de elementos traço (PEARCE *et al.*, 1984) para as rochas félsicas da Sequência Jaupaci.

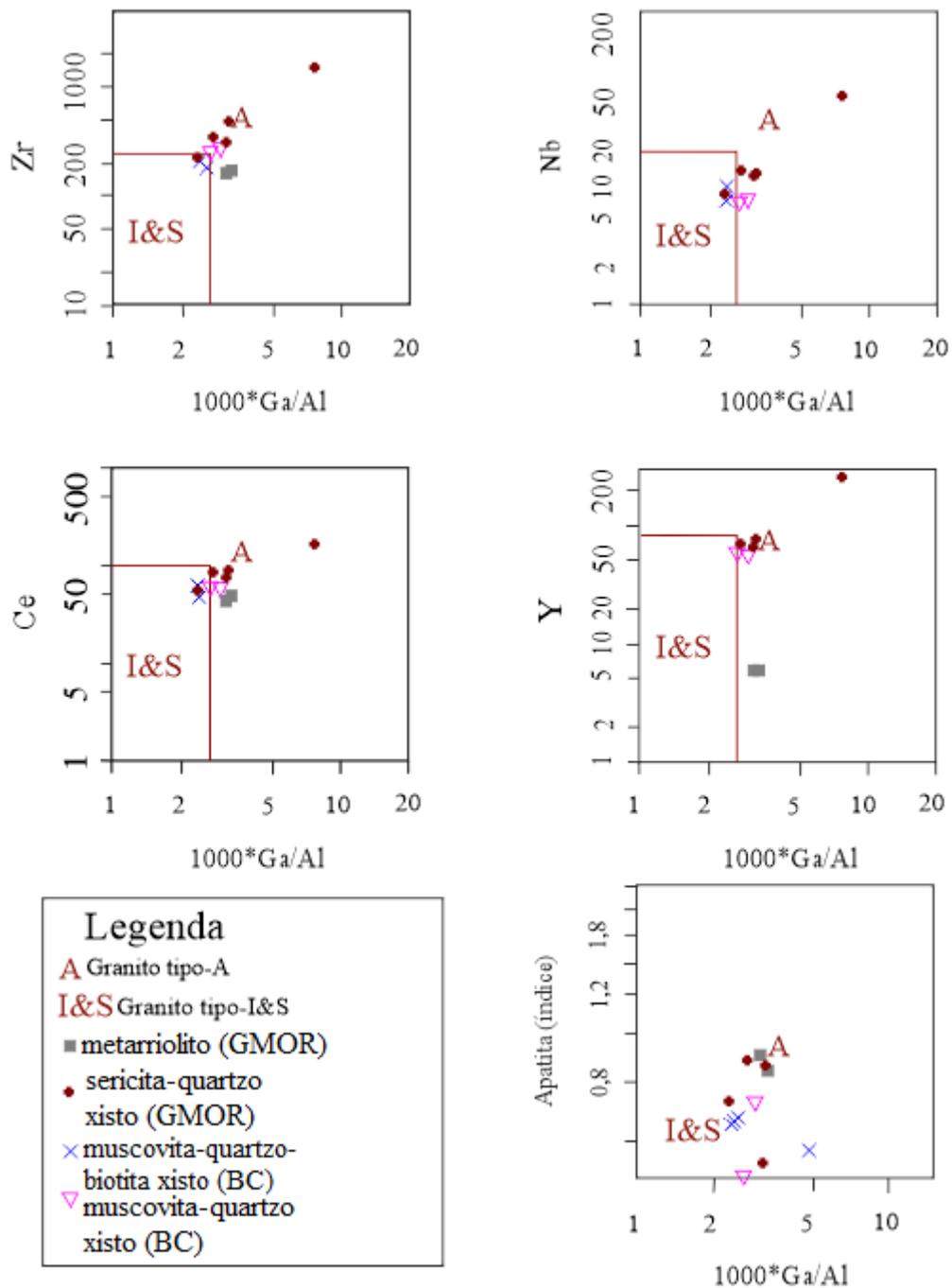


Figura 4.56 - Diagrama $(K_2O+Na_2O)/CaO$ vs $Zr+Nb+Ce+Y+Zn+Apatita$ proposto por Whalen *et al.* (1987), para as rochas ácidas da Sequência Jaupaci.

Enquanto que, a origem dos magmas félsicos pode estar associada a diversos fatores. O primeiro deles diz respeito à cristalização fracionada do magma máfico parental, sabe-se que a cristalização inicial de minerais como clinopiroxênio, olivina e plagioclásio acarreta o acúmulo de SiO_2 no líquido residual dentro da câmara magmática o qual será liberado nos estágios mais avançados. Outra possibilidade admite que o magma félsico seja oriundo da

fusão parcial da crosta sobrejacente à subducção, principalmente se este ocorre associado ao espessamento crustal. A formação de magma félsico, assim como a de magma máfico, também pode estar relacionada à assimilação e ao consumo da crosta oceânica subductante. Um último fator seria a mistura entre os magmas de composição máfica e félsica (MURPHY, 2007).

Os magmas félsicos ocorrem nos estágios mais tardios de arco maturo. Neste tipo de magma o efeito do fluido é mais profundo, pois, o manto hidratado funde a uma temperatura inferior quando comparado ao manto seco produzindo magmas hidratados/oxidados. Estes magmas induzem a cristalização precoce de minerais ferromagnesianos como magnetita e hornblenda, além de reduzir a razão Fe/Mg, sendo assim, responsável por produzir um *trend* cálcio-alcálico (MURPHY, 2007).

A análise dos diagramas de diferenciação mostra que arcos magmáticos máficos e félsicos possuem baixa concentração em elementos HFSE (elementos de alto campo de força), possivelmente, porque estes elementos são consumidos durante as fases iniciais de cristalização e formam, por exemplo, minerais acessórios como, por exemplo, cristais de apatita e magnetita. Quando se compara os elementos LILE (elementos litófilos de raio iônico grande), os magmas félsicos possuem maior enriquecimento nestes elementos, pois, os fluidos são oxidados/hidratados.

Os dados produzidos e apresentados nesta seção reforçam e corroboram com o caráter bimodal da Sequência Jaupaci em que os magmas máficos possuem assinatura toleítica, enquanto que, os magmas félsicos a assinatura é cálcio-alcálica.

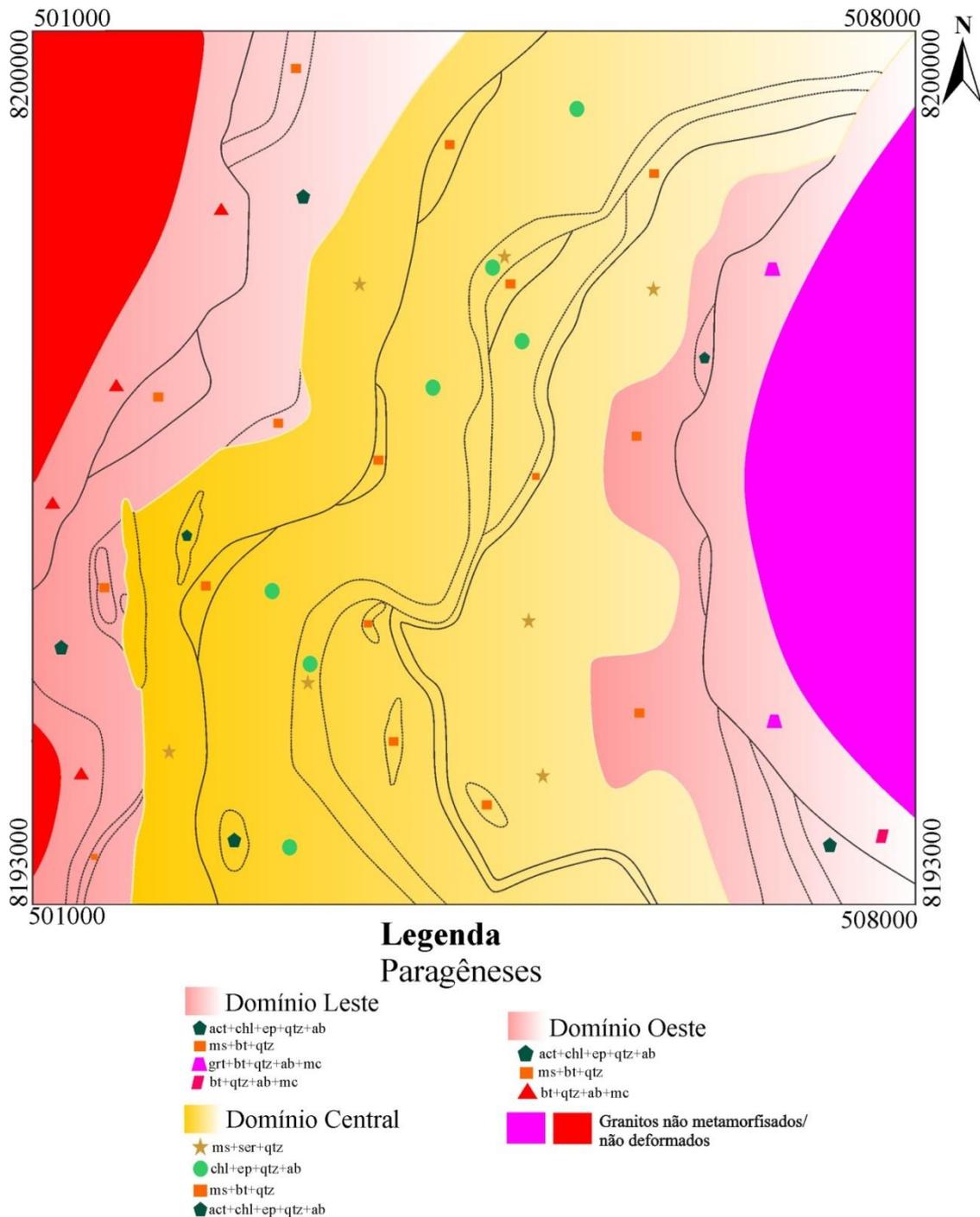
4.4 Metamorfismo

Nesta seção serão apresentados os resultados obtidos acerca da caracterização metamórfica do alvo Guarda-Mor (Israelândia, GO).

O estudo das rochas metamórficas identificadas na área do alvo, através dos dados de campo e atividades de laboratório, aponta que os litotipos foram afetados por metamorfismo do tipo dinamotermal.

As intrusões dos Granitos Israelândia e Iporá (porções leste e oeste do mapa, respectivamente) provocaram metamorfismo de contato que foi identificado nas rochas posicionadas próximas à borda dos granitóides a qual é responsável por promover a elevação do grau metamórfico. A distribuição das assembleias metamórficas ao longo da área indica a existência de mais alta temperatura de metamorfismo nas proximidades dos dois granitos.

Em função disso, a área foi dividida em 3 domínios metamórficos (Figura 4.57), dois destes representados por duas faixas, uma adjacente ao Granito Iporá e outra, ao Granito Israelândia. O terceiro domínio corresponde à porção situada entre as duas faixas. Estas faixas são interpretadas como produtos de efeito termal causado pela intrusão dos corpos graníticos. Em todos os domínios as paragêneses são compatíveis com a fácies xisto verde. A Tabela 4.3 reúne os dados metamórficos das rochas do alvo Guarda-Mor.



4.57 – Mapa metamórfico esquemático do alvo Guarda-Mor com destaque para a área de atuação dos 3 domínios metamórficos. (Legenda: act=actinolita; chl=clorita; ep=epidoto; qtz=quartzo; ab=albita; ms=muscovita; bt=biotita; grt=granada; mc=microclínio; ser=sericita).

Domínio	Rocha/Unidade	Paragênese metamórfica	Fácies	Zona	Protólito	T (°C)	P (kbar)
Leste	Metamáfica/M1	act+chl+ep+qtz+ab	Xisto verde superior	Biotita	Basalto	> 500	3 a 5
	Metaféslica/R1	ms+bt+qtz	Xisto verde intermediário		Riodacito	< 400	3 a 5
	Granito Israelândia (1)	grt+bt+qtz+ab+mc	Xisto verde superior	Granada Biotita	Granito	350	3 a 5
	Granito Israelândia (2)	bt+qtz+ab+mc	Xisto verde intermediário		Granito	350	3 a 5
Central	Metamáfica/M2;M3;M/F	chl+ep+qtz+ab	Xisto verde inferior	Clorita	Basalto	> 350	2 a 5
	Metaféslica/F1;F2;M/F	ms+ser+qtz	Xisto verde inferior		Riodacito/Riolito	300-350	2 a 5
	Lentes félsicas/LRF1;LRM2;LRF2	ms+bt+qtz	Xisto verde intermediário	Biotita	Riodacito/Riolito	< 400	3 a 5
	Lentes máficas/LM3;LMF2	act+chl+ep+qtz+ab	Xisto verde superior		Basalto	> 500	3 a 5
Oeste	Metamáfica/M4	act+chl+ep+qtz+ab	Xisto verde superior	Biotita Biotita	Basalto	> 500	3 a 5
	Metaféslica/M4	ms+bt+qtz	Xisto verde intermediário		Riodacito/Riolito	< 400	3 a 5
	Granito Iporá	bt+qtz+ab+mc	Xisto verde intermediário		Granito	350	3 a 5

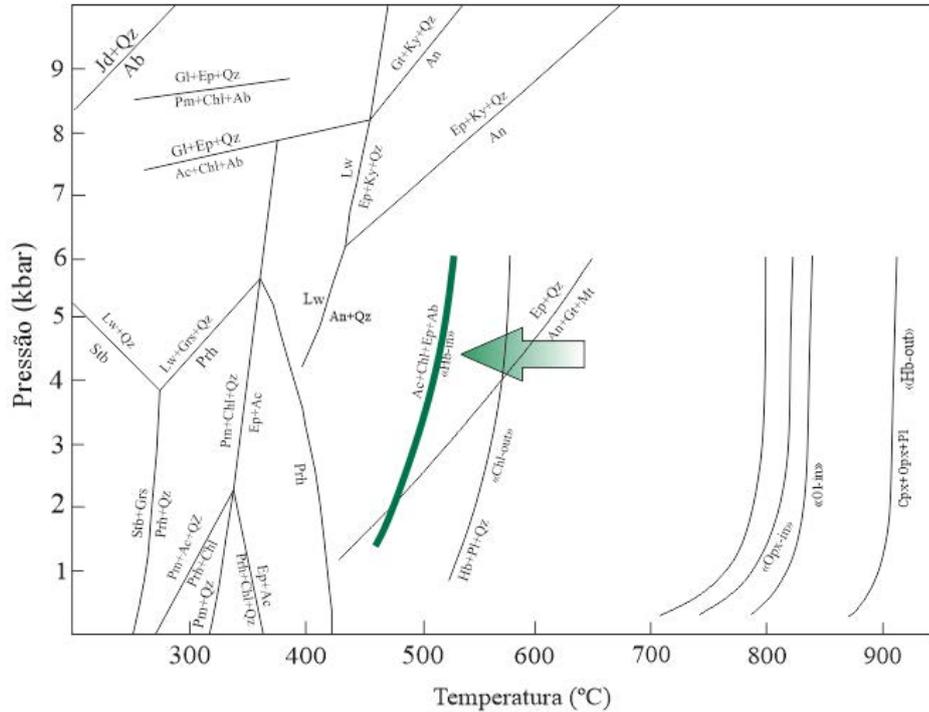
Tabela 4.3 – Tabela com os dados metamórficos das unidades do alvo Guarda-Mor. (Legenda: act=actinolita; chl=clorita; ep=epidoto; qtz=quartzo; ab=albita; ms=muscovita; bt=biotita; grt=granada; mc=microclínio; ser=sericita).

4.4.1 Domínio Leste

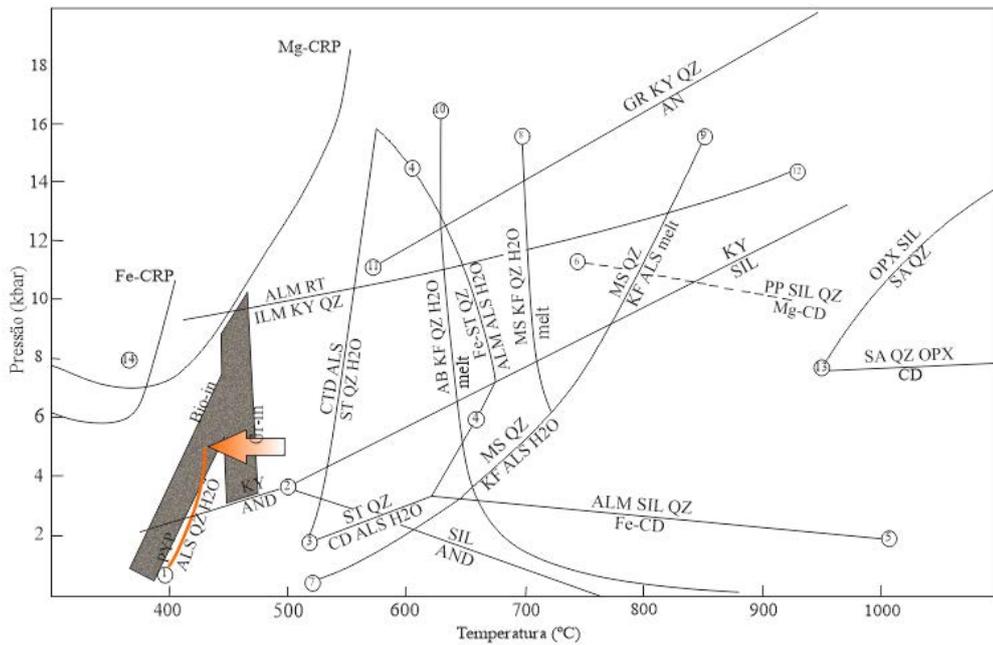
Nas rochas metamáficas da Unidade M1, situada na borda do Granito Israelândia (Anexo I), foram identificados plagioclásio albita (predominante) e oligoclásio associados com actinolita, epidoto, quartzo e clorita. A paragênese: act+chl+ep+qtz+ab indica metamorfismo em fácies xisto verde. Pela análise petrográfica também se identificou carbonato e apatita como minerais secundários e de fases acessórias, respectivamente. A reação metamórfica mais compatível com a paragênese mineral é dada pela expressão: $chl + Ca \rightarrow ep + act + Ca + fluido (CO_2, H_2O)$. Esta reação assinala alta concentração de Ca^{2+} no sistema, atribuída ao metamorfismo progressivo que atingiu o protólito da rocha (basalto). A intrusão do Granito Israelândia promoveu a desvolatilização (perda de CO_2) e a desidratação (perda de H_2O) das rochas da unidade.

A presença de actinolita+epidoto mostra que os litotipos não chegam a atingir a fácies anfíbolito, no máximo alcançam patamares compatíveis ao grau intermediário/superior da fácies xisto verde com temperatura até 500°C e intervalo de pressão entre 3-5 kbar, aproximadamente (Figura 4.58).

Os metariodacitos da unidade R1, porção leste do mapa, possuem muscovita e, secundariamente, biotita que indicam metamorfismo de fácies xisto verde intermediário (zona da biotita), com paragênese mineral: ms±bt+qtz. Ademais, foram reconhecidos plagioclásio e feldspato potássico como minerais primários herdados do protólito, além de apatita como mineral acessório. Esta associação mineralógica mostra que os metariodacitos foram metamorfisados em temperaturas acima de 400°C e pressão entre 3-5 kbar (Figura 4.59).



4.58 – Grade petrogenética para rochas metamáficas das unidades M1 e M4 e das lentes L_{M3} e L_{MF2}. A curva e a seta delimitadas em verde representam a paragenese mineral e o limite de T e P para rochas metamáficas da fácies xisto verde superior. (Legenda: Ac=actinolita; Chl=clorita; Ep=epidoto; Ab=albita; Hbl=hornblenda). A fonte dos dados das curvas pode ser encontrada em Winkler, 1977).



4.59 – Grade petrogenética para rochas metafélicas das unidades R1, R2 e lentes L_{RF1}, L_{RM2} e L_{RF2}. A curva e a seta delimitadas em laranja representam a paragenese mineral e o limite de T e P para rochas metafélicas da fácies xisto verde intermediário. (Legenda: P=PH₂O no qual: ALS Aluminossilicato; PYP Pirofilita; QZ quartzo. A fonte dos dados das curvas (1-14) pode ser encontrada em Yardley, 1994).

A reação metamórfica, $chl + F - k \rightleftharpoons bt + ms + qtz + H_2O$, é a mais compatível para essa paragênese mineral. Embora seja uma reação contínua a associação feldspato-K+clorita+biotita é rara quando associada a rochas com metamorfismo progressivo atuante.

Os gnaisses/metagranitos posicionados na borda do Granito Israelândia apresentam, conforme supracitado, uma relativa variedade composicional. Na fácies do extremo sul do granitóide a paragênese mineral é dada por $grt+bt+qtz+ab+mc$ identificando um metamorfismo de fácies xisto verde superior (zona da granada). A reação metamórfica mais conciliável com essa paragênese é dada pela expressão $chl + ms + qtz \rightleftharpoons grt + bt + H_2O$. A reação caracteriza-se por conter alta concentração em Al^{3+} , pois, os reagentes e produtos da mesma são compostos por alumino-filossilicatos, além de apontar metamorfismo progressivo da fácies.

Na porção centro-oeste do granitóide foi identificado gnaisse/metagranito com duas fácies distintas cuja paragênese é composta por $bt+qtz+ab+mc$, a assembleia mineralógica é indicativa de que o gnaisse/metagranito tenha sido metamorfsado em fácies xisto verde intermediário (zona da biotita). A reação metamórfica compatível com essa assembleia é $chl + mc \rightleftharpoons bt + ms + qtz + H_2O$. A natureza contínua da reação mostra um intervalo de T estável entre a associação clorita+muscovita+biotita, ademais, depreende-se que na fácies ocorreu metamorfismo progressivo.

Consoante com a petrografia, estas fácies apresentam minerais acessórios como epidoto, apatita, titanita e zircão, além de cristais de magnetita. Como os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e recristalização com textura de subgrão a temperatura metamórfica atinge 350°C (PASSCHIER & TROUW, 2005) e pressão de 3 a 5 kbar.

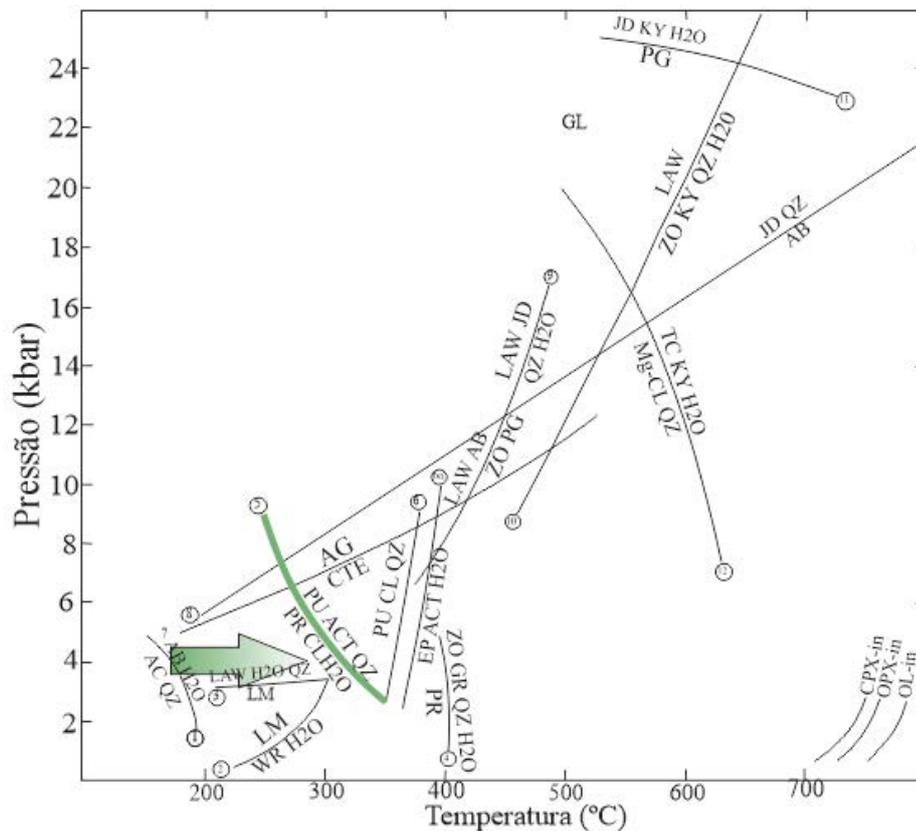
4.4.2 Domínio Central

Assim como no Domínio Leste, os litotipos do Domínio Central possuem baixo grau metamórfico e paragêneses compatíveis com fácies metamórfica xisto verde. As unidades metavulcânicas de composição félsica, denominadas de F1, F2 e M/F, apresentam paragênese mineral composta por $ms+ser+qtz$. Cristais de magnetita e turmalina também estão presentes nas rochas.

Esta assembleia mineralógica junto ao caráter fino das rochas sugere que os litotipos foram metamorfsados na fácies xisto verde inferior a intermediário (zona da clorita). O pico metamórfico para os litotipos é estável no intervalo de temperatura entre 300-350°C e pressão

de 2 a 5 kbar. A paragênese e o protólito (riodacito e/ou riolito) das rochas metafélicas apontam metamorfismo progressivo das unidades anteriormente citadas.

O Domínio Central também é composto por rochas metavulcânicas máficas, correspondentes às unidades M2, M3 e M/F. A paragênese desses litotipos é representada por chl+ep+qtz+ab, além de carbonato e apatita como minerais acessórios. A presença de albита em coexistência com clorita, e a ausência de actinolita, indica que as rochas possuem baixo grau metamórfico e, segundo a assembleia mineralógica, as unidades foram metamorfisadas em fácies xisto verde inferior com atuação de metamorfismo progressivo. As condições metamórficas de temperatura alcançam até 350°C e o intervalo de pressão entre 2-5 kbar, aproximadamente (Figura 4.60).



4.60 – Grade petrogenética para rochas metamáficas das unidades M2 e M3. A curva e a seta delimitadas em verde representam a paragênese mineral e o limite de T e P para rochas metamáficas da fácies xisto verde inferior. (Legenda: ACT actinolita; CHL clorita; PR Prehnita; PU Pumpellyita. A fonte dos dados das curvas pode ser encontrada em Yardley, 1994).

Ainda no Domínio Central nota-se a presença de metariodacitos e metarriolitos da unidade R2, além da presença de algumas lentes (L_{RF1} , L_{RM2} e L_{RF2}). A paragênese é dada por $ms \pm bt + qtz$. Consoante com a petrografia observa-se a presença de cristais de plagioclásio e feldspato potássico como herança dos protólitos (riodacitos e riolitos), além de minerais

acessórios como apatita. A reação metamórfica mais adequada a paragênese é dada pela expressão $chl + F - k \rightleftharpoons bt + ms + qtz + H_2O$. A associação em equilíbrio dos minerais feldspato-K+clorita+biotita remete ao processo de metamorfismo progressivo atuantes nas rochas das unidades mencionadas.

De acordo com essa paragênese, as rochas foram metamorfisadas em fácies xisto verde intermediário (zona da biotita) com temperaturas acima de 400°C e pressão de 3 a 5 kbar (Figura 4.59).

4.4.3 Domínio Oeste

No Domínio Oeste, assim como no Domínio Leste, evidencia-se a presença de efeitos termais devido à intrusão do Granito Iporá. As rochas metavulcânicas máficas da Unidade M4, além das lentes (L_{M3} e L_{MF2}) associadas apresentam paragênese mineral composta por $act+chl+ep+qtz+ab$, que indica baixo grau metamórfico, em fácies xisto verde superior. Também foram identificados cristais de carbonato (secundário) e apatita (acessório).

Assim como no Bloco Leste, a reação metamórfica conciliável com a paragênese é: $chl + Ca \rightarrow ep + act + Ca + fluido (CO_2-H_2O)$ que aponta alta concentração de Ca^{2+} , além dos processos de desvolatilização e desidratação. A associação mineralógica sugere atuação do metamorfismo progressivo sob as rochas. A temperatura de metamorfismo possui campo de estabilidade entre 450-500°C e pressão entre 3-5 kbar, aproximadamente (Figura 4.58).

Os metarriolitos e metariodacitos da unidade M4 apresentam paragênese metamórfica composta por $ms\pm bt+qtz$, além de minerais reliquiares do protólito como cristais de plagioclásio e feldspato potássico e, cristais acessórios de apatita. Esta associação mineralógica indica que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde intermediário (zona da biotita) com temperatura de metamorfismo acima de 400°C e pressão entre 3-5 kbar (Figura 4.59). Por conseguinte, a reação metamórfica que melhor se enquadra a paragênese é dada pela expressão: $chl + F - k \rightleftharpoons bt + ms + qtz + H_2O$. Analogamente ao Bloco Leste verifica-se que as rochas metafélicas da unidade M4 estão subordinadas a processos metamórficos progressivos.

Para os gnaisses/metagranitos da borda do Granito Iporá também se identificou uma variação composicional, porém, neste caso, não ocorre uma variação da paragênese metamórfica. A paragênese é composta por: $bt+qtz+ab+mc$, além de cristais de apatita, zircão, epidoto e titanita das fases acessórios. O granito foi metamorfisado em fácies xisto verde

intermediário (zona da clorita). Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e recristalização com textura de subgrão, logo, a temperatura metamórfica é inferior a 350°C (PASSCHIER & TROUW, 2005) e pressão entre 3-5 kbar.

Analisando o que foi descrito anteriormente, mediante a comparação entre os três domínios metamórficos, é possível argumentar que os Domínios Leste e Oeste possuem maior T (entre 300-500°C) de metamorfismo do que o Domínio Central (T até 350°C), fato este, devido à presença das intrusões graníticas a leste e a oeste da área mapeada que elevaram significativamente a temperatura na borda dos granitóides.

4.4.4 Metamorfismo e Deformação

A análise dos porfiroclastos de quartzo e feldspatos, presentes na maioria das rochas félsicas e nos metagranitos/gnaisses das bordas dos granitóides, além dos porfiroblastos de epidoto, relativamente abundantes para as rochas metamáficas, assim como os cristais de actinolita e clorita permitiu a classificação dos mesmos em pré- e/ou sin-Dn indicando que, na área de estudo, prevalecem os movimentos cinemáticos dextrais. Com base nos dados obtidos em campo e interpretados em laboratório também se pode inferir que o metamorfismo principal e o seu respectivo ápice são contemporâneos à fase de deformação Dn.

Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos, mais evidentes nos metariodacitos e metarriolitos miloníticos, foram identificados como cristais pré- e/ou sin-Dn (Figura 4.61). Os milonitos são de baixo grau, visto que, os cristais de quartzo e, alguns cristais de plagioclásio, apresentam extinção ondulante e recristalização com textura em subgrão, majoritariamente e, por migração de grãos. Segundo Passchier & Trouw (2005) estas feições podem ser correlacionadas aos processos de deformação cristaloplástica e recristalização dinâmica, respectivamente.

Nas rochas metamáficas e, em menor número, na borda dos granitóides, os porfiroblastos de epidoto também podem ser classificados como cristais pré- e/ou sin-Dn, nas bordas dos porfiroblastos, nota-se a presença de minerais filossilicáticos e/ou prismáticos orientados segundo a direção da foliação principal. Os porfiroblastos de epidoto foram originados a partir da saussuritização do plagioclásio cálcico (provavelmente, andesina) derivado do protólito da rocha (Figura 4.62).

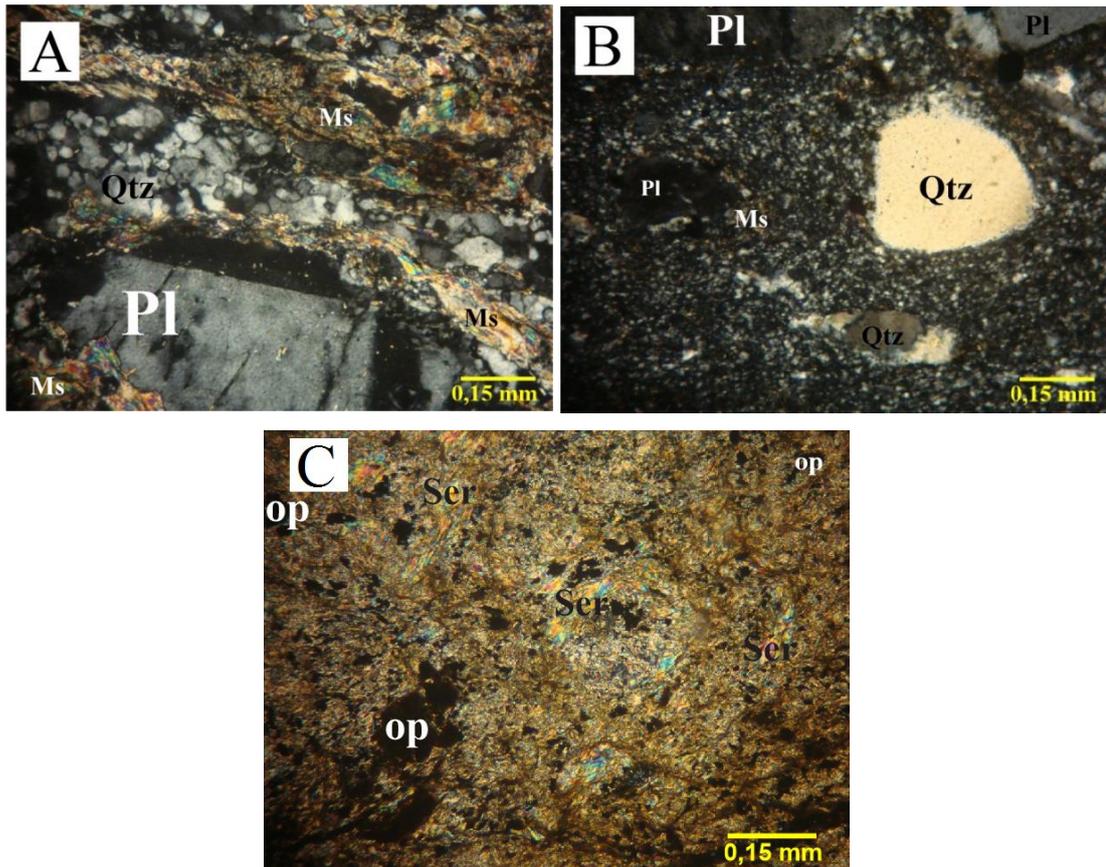


Figura 4.61 – Fotomicrografias à luz transmitida e nicóis X. A e B) Porfiroclastos de plagioclásio e quartzo pré- e/ou sin-Dn; C) Sericitização dos porfiroclastos de plagioclásio herdado do protólito da rocha. (Legenda: Qtz=quartzo; Pl=plagioclásio, Ms=muscovita; Ser=sericita; op=opacos).

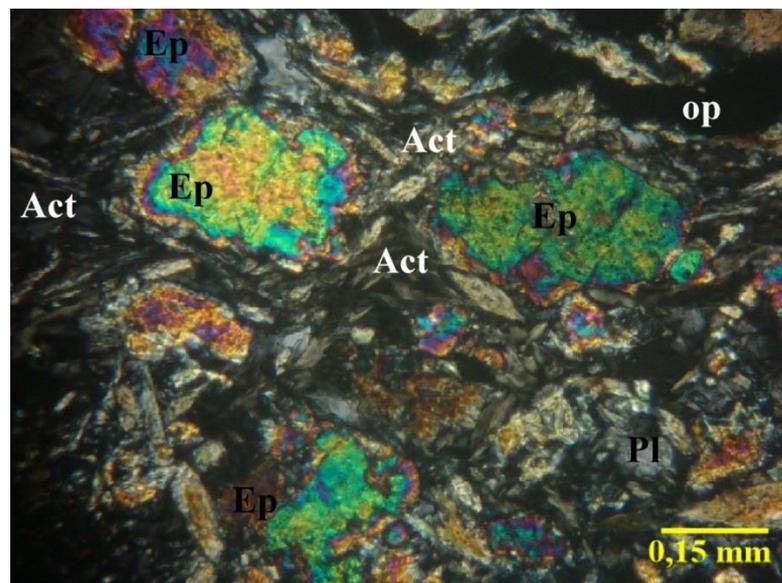


Figura 4.62 – Fotomicrografia à luz transmitida e nicóis X. Porfiroblastos de epidoto pré- e/ou sin-Dn originados a partir da saussuritização do plagioclásio cálcico do protólito. (Legenda: Ep=epidoto, Act=actinolita, Pl=plagioclásio).

Os gnaisses/metagranitos das bordas dos granitóides, conforme supracitados, no momento da intrusão, foram afetados por metamorfismo progressivo superimposto em fácies xisto verde onde, a partir da análise petrográfica, observa-se que os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante, recristalização em textura de subgrão e formação de *ribbons*, os cristais de plagioclásio estão saussuritizados e/ou albitizados e os de feldspato-k mostram textura gráfica ou geminação em grade, além da formação de pertitas (Figura 4.63).

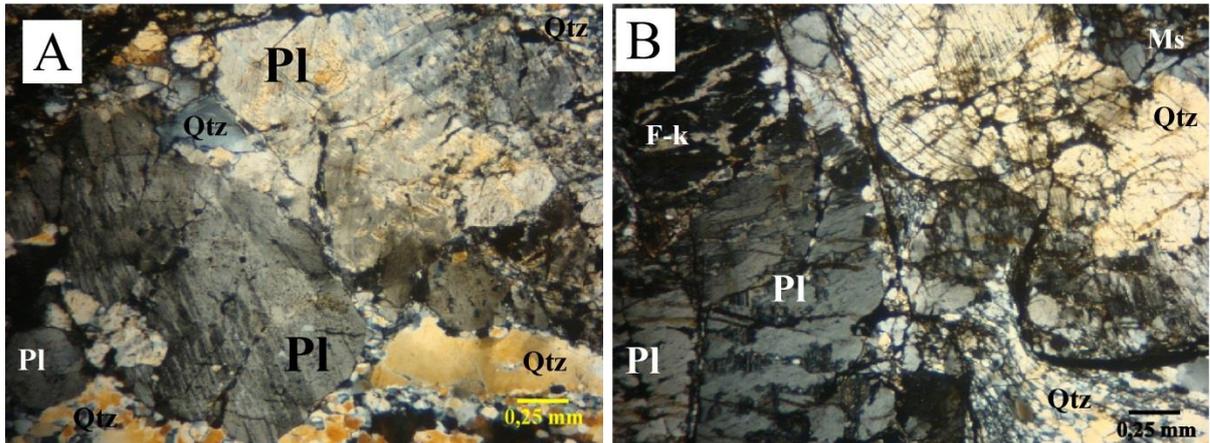


Figura 4.63 – Fotomicrografias à luz transmitida e nicóis X. A e B) As Fotomicrografias mostram cristais de quartzo deformados, cristais de plagioclásio albitizados e cristais de feldspato potássico com textura em grade. (Legenda: Pl=plagioclásio; Qtz=quartzo; F-k= feldspato potássico; Ms=muscovita).

Os minerais opacos identificados em todos os litotipos podem ser classificados como cristais pré- e/ou sin-Dn. Estes ocorrem associados aos filossilicatos e no entorno dos porfiroblastos e/ou porfiroclastos já mencionados, ou seja, estes também estão orientados na direção preferencial da foliação Sn (Figura 4.64).

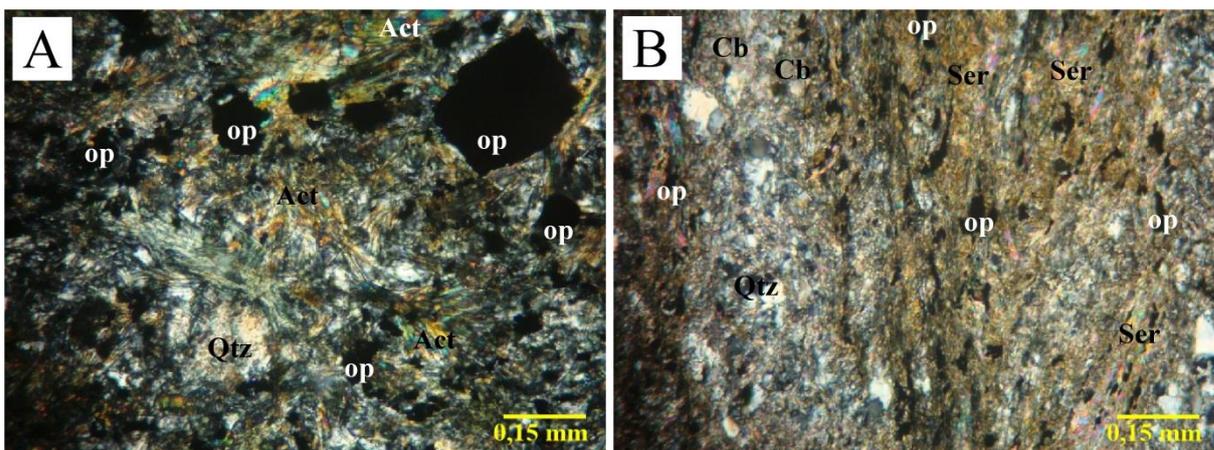


Figura 4.64 – Fotomicrografias à luz transmitida e nicóis X. A e B) Cristais opacos pré- e/ou sin-Dn paralelos à foliação Sn da rocha. (Legenda: Qtz=quartzo; Ser=sericita, Cb=carbonato, Act=actinolita; op=opacos).

4.5 Evolução Tectônica da área do Alvo Guarda-Mor

Conforme supracitado no item 5.3 (Evolução Tectônica), durante o Neoproterozóico, por volta de 900-950 Ma, um evento tafrogenético de escala mundial, denominado Tafrogênese Toniana, foi responsável pela fragmentação do Supercontinente Rodínia e, conseqüentemente, pela dispersão do protocontinente São Francisco-Congo. Desse modo, teve início o desenvolvimento de bacias sedimentares de margem passiva ao redor do cráton São Francisco (e.g. PIMENTEL & FUCK, 1992).

Na borda ocidental do cráton São Francisco, na qual se desenvolveu a Faixa Brasília, foram depositados os sedimentos dos Grupos Canastra, Ibiá, Paranoá, Vazante, Bambuí e Araxá. Já na margem oeste, os processos de subducção, assimilação e consumo de crosta oceânica originaram o Arco Magmático de Goiás o qual abrange os sistemas de arcos magmáticos Mara Rosa e Arenópolis-Piranhas.

Não se sabe ao certo qual a possível fonte para a formação de arcos magmáticos na região vicinal de zonas de subducção. Esta fonte pode estar correlacionada tanto com a crosta oceânica subductante e sedimentos quanto com a cunha mantélica e/ou com a crosta subductada. Nestes ambientes, quando as condições termais são analisadas em conjunto com a fase de equilíbrio fica claro que estes são, comumente, responsáveis por originar os arcos magmáticos (MURPHY, 2007).

Na área do alvo Guarda-Mor, a Sequência Jaupaci, conforme visto anteriormente, enquadra-se dentro do sistema denominado Arco Magmático de Arenópolis-Piranhas (Figura 3.5). O conjunto de rochas supracrustais desta sequência bimodal apresenta assinatura geoquímica característica de arco magmático intraoceânico moderno. Ao todo, na área do alvo, foram identificados 9 derrames sucessivos que comprovam essa dualidade composicional (Item 4.1 – Estratigrafia e Litologia). Este magmatismo bimodal também sugere a interpretação que um evento de distensão passiva deva ter ocorrido na margem continental, com conseqüente geração de um sistema de rifteamento típico de bacias do tipo *backarc*, pois, para que se configurasse um sistema de arco vulcânico característico, deveria ocorrer um magmatismo essencialmente andesítico (Figura 4.65). Por isso, as rochas metafélicas apresentam afinidade com granitos tipo-A e pós-colisionais.

As rochas metamáficas, conforme mencionado anteriormente, tendem a ser mais abundantes nos estágios iniciais dos arcos magmáticos (MURPHY, 2007). Através da análise geoquímica (Item 4.3 – Litogeoquímica) sabe-se que nas rochas metamáficas, foram identificados, de acordo com os diagramas de ambiência tectônica, três tipos de ambientes: n-MORB, basalto intraplaca e arco de ilha toleítico (Figura 4.54).

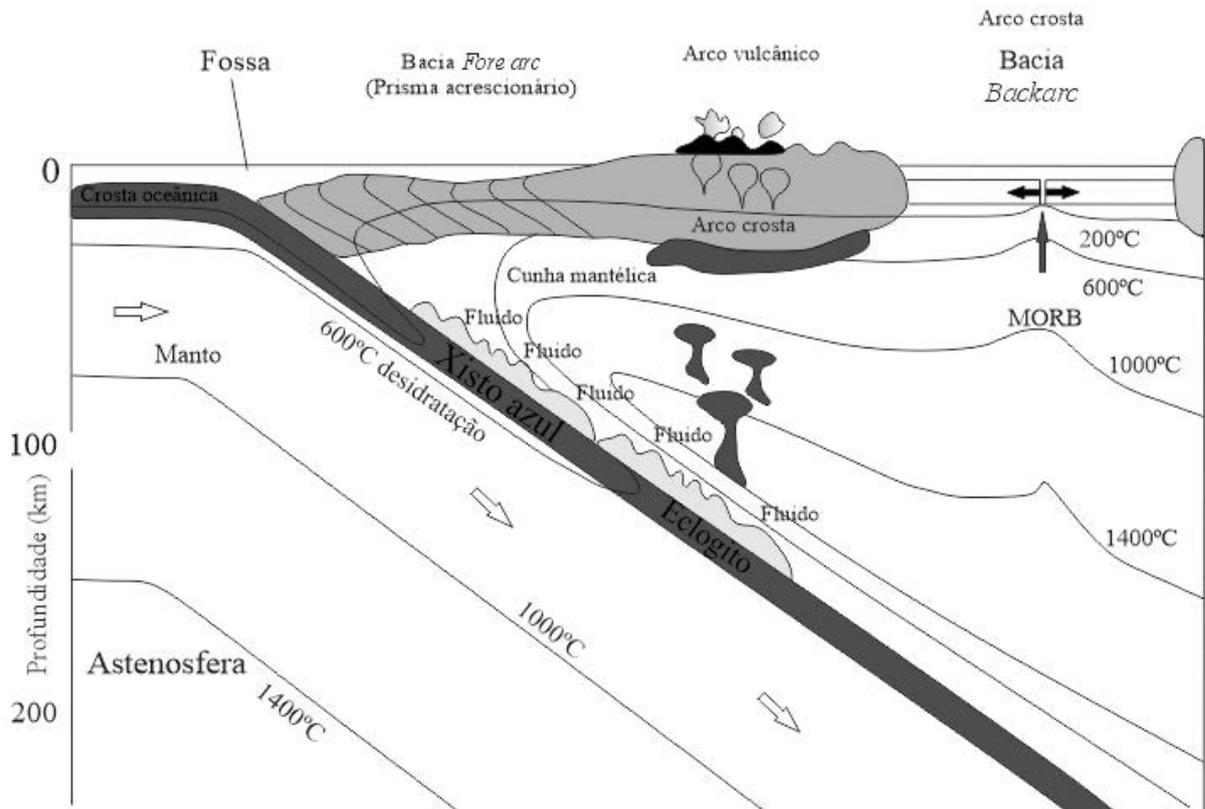


Figura 4.65 - Esquema de subducção da crosta oceânica mais velha e mais densa sob a litosfera menos densa para criação de um arco vulcânico. A crosta menos densa, no caso do Arco Magmático de Arenópolis-Piranhas, constitui um microcontinente. O colapso da margem continental e *rollback* da subducção podem gerar a bacia *backarc*. Adaptado de Winter (2001) – fonte: Murphy (2007).

Enquanto que, nas rochas metafélicas, também a partir da análise dos diagramas geoquímicos, é possível identificar uma evolução de caráter transicional partindo do domínio de arco vulcânico para o intraplaca (Figura 4.55). De acordo com Murphy (2007) quando o arco atinge a maturidade e/ou ocorre o adelgaçamento da crosta os magmas de composição félsica são predominantes.

As observações de campo em associação com as análises *petrográficas* permitiram visualizar que os litotipos que ocorrem na área do Alvo Guarda-Mor foram afetados por 3 fases de deformação com características peculiares distintas que foram amplamente discutidas no item 4.2 (Geologia Estrutural). Conforme mencionado, a principal feição que caracteriza a área de estudo é a foliação principal (Sn) que pode ser observada em todos os litotipos. Ademais, a fase pós-Dn também é de suma relevância, pois, registra o contorno das unidades mapeadas, pela deformação da fase Dn.

De acordo com dados bibliográficos outrora mencionados, o resfriamento e a estabilização da faixa ocorreram por volta de 620-640 Ma, esta época abrange os fenômenos

de metamorfismo de alta pressão, granitogênese de fusão crustal e amalgamação dos crátons São Francisco e Amazônico (VALERIANO *et al.*, 2005). No entanto, as intrusões dos Granitos Israelândia e Iporá ocorrem em torno do intervalo de 550 a 490 Ma (PIMENTEL & FUCHS, 1994).

Durante o Terciário/Quaternário moldou-se o relevo encontrado na área de pesquisa. A erosão sobre os diferentes litotipos resultou em variadas formas de relevo. As camadas de rochas metamáficas apresentam relevos planares devido à relativa menor competência reológica, enquanto que, nas camadas das unidades metafélicas comumente ocorrem morrotes aplainados com amplitude razoavelmente baixa. Já os corpos graníticos apresentam serras de topos aplainados e encostas convexas cuja amplitude local é relativamente mediana.

5. CARACTERIZAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO ALVO GUARDA-MOR

Neste capítulo será abordada a mineralização aurífera do depósito do alvo Guarda-Mor (Israelândia, GO). Esta etapa de estudo surge com o intuito de se avaliar se a mineralização ocorre ou não associada a processos de alteração hidrotermal num ambiente de arco magmático intraoceânico.

Através dos dados levantados e apresentados no presente trabalho, além de suas interpretações, com aqueles já existentes na bibliografia pode-se atestar que o minério hospeda-se nas rochas metavulcânicas máficas e félsicas da Sequência Jaupaci, mais precisamente, no contato entre as duas unidades que, conforme outrora mencionado, muitas vezes, associa-se a ocorrência de metariodacitos e/ou metarriolitos miloníticos (Anexo I – Furos GM).

Nas rochas hospedeiras metamáficas, onde o magma possui maior solubilidade quando comparado ao magma félsico, os processos de alteração hidrotermal identificados foram: cloritização, epidotização, carbonatação e albitização. Os sulfetos predominantes são pirita e, secundariamente, arsenopirita e calcopirita. A zona de alteração é composta por clorita+epidoto+albita+carbonato+sulfetos, além de minerais acessórios como quartzo e magnetita. O metassomatismo que gerou estes processos apresenta estilo pervasivo a confinado em veios e microfraturas preenchidas.

Pela análise petrográfica das rochas hospedeiras do depósito constatou-se a presença de veios de quartzo provenientes de alteração hidrotermal com reconhecida atuação no controle estrutural das mesmas, visto que, os veios são discordantes (tardi- a pós-Dn) e/ou paralelos à direção da foliação principal (pré- e/ou sin-Dn). Conjuntamente, nota-se a ocorrência de microfraturas preenchidas por quartzo, carbonato e sulfetos. Ademais, a paragênese de alteração também se encontra orientada de acordo com a foliação Sn. Tal fato sugere que estes processos foram gerados simultaneamente aos eventos pré- e/ou sin-Dn.

Nas rochas hospedeiras metafélsicas, os processos de alteração hidrotermal reconhecidos foram sericitização, albitização e, secundariamente, carbonatação. Como sulfetos predominam pirita, preferencialmente, calcopirita, arsenopirita e, em menor número, pirrotita. A assembleia mineralógica gerada pela zona de alteração é constituída por sericita+albita+sulfetos±carbonato±turmalina e minerais acessórios como quartzo, muscovita e feldspato potássico. Os produtos hidrotermais apresentam, em sua maioria, estilo pervasivo.

Analogamente às rochas hospedeiras metamáficas, nas hospedeiras metafélsicas também é possível assinalar a presença de veios de quartzo hidrotermalizados concordantes

e/ou tardios à fase Dn. Do mesmo modo, a zona de alteração hidrotermal ocorre paralela à direção da foliação Sn (Sm, nos metariodacitos e metarriolitos) o que sugere concomitância a eventos pré- e/ou sin-Dn.

Conforme discutido, a gênese da mineralização do depósito está associada às zonas de alteração hidrotermal constituídas por minerais procedentes do metassomatismo alcalino como sericita, além de albita, carbonatos, clorita e epidoto. Por conseguinte, depreende-se que o minério está intimamente vinculado à presença de sulfetos, aos produtos de alteração hidrotermal e aos veios hidrotermais, portanto, possui a mesma correlação temporal e espacial dos mesmos, ou seja, associa-se a eventos pré- e/ou sin-Dn a até mesmo tardi- a pós-Dn.

A compilação dos dados obtidos pelo presente trabalho sugere que devido a mineralização aurífera desenvolver-se associada aos sulfetos, principal mineral de minério é a pirita, além de arsenopirita, calcopirita e, mais raramente, pirrotita. O minério ocorre no estilo disseminado.

Consoante aos dados analisados e reunidos na petrografia e litogeoquímica, bem como a análise acerca da evolução tectônica da área de estudo depreende-se que o ambiente geotectônico do alvo Guarda-Mor é o de arco magmático intraoceânico.

Dados bibliográficos ratificam que o Arco Mágmatco de Goiás, por se tratar de uma zona acrescionária juvenil, exibe terrenos com forte fraturamento e falhamento, tal fato indica que a mineralização ocorre confinada à percolação de fluidos hidrotermais em falhas (ARAÚJO FILHO & KUYUMJIAN, 1996). Ademais, de acordo com o item 3.4.1 (Depósitos de Au do Arco Mágmatco de Goiás), os depósitos de Au em ambientes geológicos de arco magmático podem ser dos tipos: (1) Au-Ag epitermal, (2) Cu-Au (Mo) pórfiro e (3) Au orogênico (MOREIRA *et al.*, 2008).

À vista disso e com base nas características até então discutidas, para se avaliar a natureza do depósito de Au do alvo Guarda-Mor propõe-se um modelo metalogenético orogênico com forte atuação do metassomatismo com as seguintes características:

- Depósito tipo Au orogênico

Conforme supracitado, os depósitos de Au do tipo orogênico estão relacionados a terrenos metamorfisados. Neste tipo de depósito o minério é formado durante processos deformacionais em regiões de placas convergentes (orógenos colisionais ou acrescionários) com presença de rochas vulcânicas hidratadas adicionadas à margem continental passiva, desse modo, os veios auríferos de quartzo são alojados na mesma profundidade de deposição dos minerais hidrotermais (GROVES *et al.*, 1998).

Corroborando com os autores, através da análise tectônica do alvo Guarda-Mor, tanto em escala microscópica quanto macroscópica, nota-se uma forte atuação do controle estrutural sob a mineralização do depósito do alvo, realçado pela presença de veios hidrotermalizados pré- e/ou sin-Dn a tardi- e/ou pós-Dn. Ademais, conforme visto na seção 4.2 (Geologia Estrutural) e nos Anexos I e III (Mapa de Pontos e Mapa Estrutural, respectivamente), alguns furos de sondagem realizados pela empresa YDM estão posicionados em uma das charneiras da dobra em caixa da fase pós-Dn.

Conjuntamente, identificaram-se zonas de alteração hidrotermal compostas por cloritização, sericitização, carbonatação, albitização, epidotização e sulfetação adjacentes aos veios de quartzo.

6. CONCLUSÕES

A caracterização geológica do alvo Guarda-Mor (Israelândia-GO) realizada no presente trabalho trouxe novos dados acerca das principais características das rochas metavulcânicas da Sequência Jaupaci. Este estudo teve por base desde a análise petrográfica e microtectônica até a abordagem litogeoquímica.

Os trabalhos de cunho regional cuja temática abordada foi a Sequência Jaupaci realçam o caráter bimodal, amplamente discutido, deste conjunto de rochas supracrustais. No decorrer do trabalho, conforme anteriormente exposto e observado pelas análises acima propostas, foi possível comprovar que também na área do alvo Guarda-Mor ocorre vulcanismo bimodal com intercalação de sequências félsicas com assinatura cálcio-alcalina com máficas de assinatura toleítica.

No que tange a evolução da área foram reconhecidas 3 fases de deformação principais: a fase pré-Dn marcada pela ocorrência da lineação de intersecção (Li) gerada pela intercalação dos planos Sn e Sn-1. A fase Sn caracterizou-se pela existência da foliação principal Sn, esta classificada ora como xistosidade ora como clivagem de crenulação e, por vezes, milonítica principalmente em áreas onde se identificou a inflexão das unidades adjacentes. Já a fase pós-Dn registra o padrão de dobramento responsável pela caracterização do contorno das unidades mapeadas.

Baseado nas informações apresentadas na seção 4.4 (Metamorfismo) pode-se dizer que os litotipos da área do alvo foram metamorfisados em fácies xisto verde cujo grau metamórfico varia de baixo a superior. Também se pode notar que as condições de temperatura e pressão aumentam da região central da área para as bordas, leste e oeste. Este aumento foi atribuído à intrusão dos corpos graníticos.

No que diz respeito à comparação entre as rochas metavulcânicas da área do alvo e da região da Mina Bacilândia (Fazenda Nova-GO), levando-se em consideração o reduzido número de amostras para efeito comparativo, pode-se inferir que ambas registram o caráter bimodal peculiar da Sequência Jaupaci.

A caracterização do depósito de ouro do alvo Guarda-Mor sugere que a mineralização ocorre associada aos eventos deformacionais identificados na área de estudo, ou seja, esta pode estar sendo controlada por estruturas pré- e/ou sin-Dn a tardi- e/ou pós-Dn. O processo de alteração hidrotermal também pode ser observado sobre as rochas do alvo, este foi responsável por modificações mineralógicas como sericitização, cloritização, epidotização, sulfetação e albitização do plagioclásio.

BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; PONCANO, W. L.; DANTAS, A. S. L.; CARNEIRO, C. D. R.; MELO, M. S.; BISTRICHI, C. A. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000. *In*: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, 126f, 1981.

AMARO, V. E. *Geologia e Petrologia da Sequência Metavulcânica de Jaupaci-GO e Lineamentos associados*. Tese de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 220f, 1989.

ARAÚJO FILHO, J. O. & KUYUMJIAN, R. M. Regional Distribution and Structural control of the Gold Occurrences/Deposits in the Goiás Massif and Brasília Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 26, n. 02, p. 109-112, 1996.

BRITO NEVES, B. B. *Crátons e Faixas Móveis*. Boletim Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo, Série Didática, n. 07, 187f, 1995.

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brazilian-Pan African Cycle and Orogenic Collage. *Episodes*, n. 22, p. 155-166, 1999.

CORDANI, U. G.; D'AGRELLA FILHO, M. S.; BRITO NEVES, B. B.; TRINDADE, R. I. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic Paleogeography of South American Cratonic Fragments. *Terra Nova*, v. 15, p. 350-359, 2003.

DARDENNE, M. A., Zonação Tectônica na Borda Ocidental do Cráton São Francisco. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 30. **Anais...** Recife. PE, p. 299-308, 1978.

FERREIRA, C. O. *A Extensão do Arco Magmático de Goiás ao longo do Lineamento Transbrasiliano: Estudo Baseado na Aplicação dos Métodos U-Pb e Lu-Hf por LA-MC-ICP-MS*. 2009. 99f. Tese de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BOTELHO, N. F. Granitoid Rocks in West-central Brazil: a Review. *In: International SYMP. Granites and Associated Mineralization*, 01. **Extended Abstracts...** Salvador, BA. p. 53-59, 1997.

FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, IV. **Atas...** Brasília, Distrito Federal, p. 184-187, 1994.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; D'EL REY SILVA, L. J. H. Compartimentação Tectônica na Porção Oriental da Província Tocantins. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. **Anais...** Balneário Camboriú, SC, p. 215-216, 1994.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; SOARES, J. E. P.; DANTAS, E. L. Compartimentação da Faixa Brasília. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, IX. **Atas...** Goiânia, GO, p. 26-27, 2005.

FUCK, R. A.; BRITO NEVES, B. B.; SCHOBENHAUS, C. Rodinia Descendants in South America. *Precambrian Research*, v. 160, n. 1-2, p. 108-126, 2008.

FONSECA, M. A.; DARDENNE, M. A.; UHLEIN, A. Faixa Brasília Setor Setentrional: Estilos Estruturais e Arcabouço Tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 25, n. 04, p. 267-278, 1995.

GROVES, D. I.; GOLDFARB, R. J.; GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S.G.; ROBERT, F. Orogenic Gold Deposits: A Proposed Classification in the Context of their Crustal Distribution and Relationship to other Gold Deposit Types. *Ore Geology Reviews*, Elsevier, n. 13, p. 07-27, 1998.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; HARALYI, N. L. E. Estrutura em Quilha - Brasil Central, uma Feição Fundamental na Geologia de Goiás e Tocantins. *Revista Geociências*, v. 13, n. 02, p. 463-497, 1994.

JOST, H.; SILVA, M. G.; KUYUMJIAN, R. M.; BRITO, R. S. C. Principais Modelos de Depósito de Cobre no Brasil: Aspectos Históricos, Contextos Geológicos e Importância Econômica. Modelos de Depósitos de Cobre do Brasil e sua Resposta ao Intemperismo. Brasília, CPRM. p. 9-14, 2010.

JUNGES, S. L.; PIMENTEL, M. M.; MORAES, R. Nd Isotopic Study of Neoproterozoic Mara Rosa Arc, Central Brazil: Implication of Evolution Brasilia Belt. *Precambrian Research*, 117. p. 101-118, 2002.

LACERDA FILHO, J. V. & FRASCA, A. A. S. Proposta de Compartimentação Geotectônica do Estado de Goiás e Distrito Federal. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 44. *Anais...* Curitiba, PR. p. 26-31, 2008.

LACERDA FILHO, J. V.; SILVA, A.; OLIVEIRA, C. C. Arcabouço. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal: CPRM. Escala 1.500.000. 2ª edição. p. 19-31, 2008.

LAUX, J. H.; PIMENTEL, M. M.; GIOIA, S. M. C. L.; FERREIRA, V. P. The Anicuns-Itaberaí Volcano Sedimentary Sequence, Goiás Magmatic Arc: New Geochemical and Nd-S Isotopic Data. *Geochimica Brasiliensis*, v. 24, n. 01, p. 13-28, 2010.

MAMEDE, L. Geomorfologia. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal: CPRM. Escala 1.500.000. 2ª edição. p. 15-18, 2008.

MARANGONI, Y. R.; ASSUMPCÃO, M.; FERNANDES, E.P. Gravimetria do Norte de Goiás, Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, São Paulo, v. 13, p. 205-219, 1995.

MARINI, O. J., FUCK, R. A.; DARDENNE, M. A.; DANNI, J. C. M. Província Tocantins: Setores Central e Sudeste. *In: O Pré-Cambriano do Brasil*. Editora Blucher, São Paulo, p. 205-264, 1984.

MOREIRA, M. L. O.; MORETON, L. C.; ARAÚJO, V. A.; LACERDA FILHO, J. V.; COSTA, H. F. Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/SIG - FUNMINERAL, 143 f, 2008.

MOTTA ARAÚJO, J. G. & PIMENTEL, M. M. Significado Geotectônico do Sistema de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil na colagem entre o Arco Magmático de Goiás e o Complexo Uvá a partir de Idades U-Pb e Isótopos de Nd. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 42. **Anais...** Araxá, MG, 2004.

MOURA, C. O. *Geologia do Sudoeste do Estado de Goiás: Integração de dados Geológicos e Aerogeofísicos de Alta Densidade*. Tese de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 135f, 2007.

MURPHY, J. B. Arc Mgmtism II: Geochemical and Isotopic Characteristics. *Geoscience Canada*, v. 34, n. 01, p. 07-35, 2007

NILSON, A. A.; BOTELHO, N. F.; FERREIRA-FILHO, C. F. Riftingamento Mesoproterozóico no Centro-Oeste de Goiás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. **Anais...** Camboriú, SC, p. 258-259, 1994.

OLIVEIRA, C. G.; QUEIROZ, C. L.; PIMENTEL, M. M. The Arenópolis-Mara Rosa Gold-Copper Belt, Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30, n. 02, p. 219-221, 2000.

PAIXÃO, M. A. P. Arco Magmático de Goiás: Diversidade do Potencial Mineral Inerente a sua Evolução Geológica, *Superintendência de Geologia e Mineração/SIG-GO*, 02 f, 2004.

PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. *Microtectonics*. 2nd Edition Germany: Springer-Verlag, 366f, 2005.

PEROSI, F. A. *Estrutura Crustal do Setor Central da Província Tocantins utilizando ondas P, S e Fases Refletidas com Dados de Refração Sísmica Profunda*. 2006. 162 f. Tese de Mestrado – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A. Geologia da Sequência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 16, n. 02, p. 217-223, 1986.

PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A. Late Proterozoic Granitic Magmatism in Southwestern Goiás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 17, n. 04, p. 415-425, 1987.

PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A. U-Pb Zircon and Sphene Geochronology of Late Proterozoic Volcanic Arc Rocks Units from Southwestern Goiás, Central Brazil. *Journal of South America Earth Science*, v. 4, p. 329-339, 1991.

PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A. Neoproterozoic Crustal Accretion in Central Brazil. *Geology*, v. 20, p. 375-379, 1992.

PIMENTEL, M. M. & FUCK R. A. Características Geoquímicas e Isotópicas de Unidades Metavulcânicas e Ortognáissicas Neoproterozóica do Oeste de Goiás. *Boletim Sociedade Brasileira de Geologia*, SBG/NCO, n. 15, p. 1-22, 1992a.

PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A. Geocronologia Rb-Sr da Porção Sudoeste do Maciço de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 24, n. 02, p. 104-111, 1994.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; DEL' REY SILVA, L. J. H. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o Limite entre os Terrenos Antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 26, n. 02, p. 61-70, 1996.

PIMENTEL, M. M.; WHITEHOUSE, M. J.; VIANA, M. G.; FUCK, R. A.; MACHADO, N. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: Further Evidence for Neoproterozoic Crustal Accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, v. 81, p. 299-310, 1997.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C. F.; ARAÚJO, S. M. The Basement of the Brasilia Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. *In*: CORDANI, U. G.;

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. J. Tectonic Evolution of South America. International Geological Congress, Rio de Janeiro, 31. p. 195-224, 2000.

PIMENTEL, M. M.; HARD, J.; FUCK, R. A. *O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático*. Livro Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, Cap. XXI. São Paulo: Editora Beca. p. 335-368, 2005.

RAMOS, L. N. R. A. *Dados Gamaespectométricos e Magnetométricos Aéreos Aplicados ao Mapeamento Geológico e à Exploração de Ouro na Região de Fazenda Nova, Porção Leste do Arco Magmático de Arenópolis-GO*. 2010. 148 f. Tese (Mestrado em Geofísica) – Instituto de Geociências, Laboratório de Geofísica Aplicada, Universidade de Brasília, Brasília, 2010.

RODRIGUES, J. B.; GOIA, S. M. L. C.; PIMENTEL, M. M. Geocronologia e Geoquímica de Ortognaisses da Região entre Iporá e Firminópolis: Implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 29, n. 02, p. 207-216, 1999.

ROLLINSON, H. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Geochemistry. Series, Edinburgh Gate. p. 352, 1993.

SIMÕES, L. A. *Geologia do Grupo Araxá na Região de Mossâmedes-Goiás e as Ocorrências Mineraias Associadas*. Tese de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 219f, 1984.

TAYLOR, B. E. *Epithermal Gold Deposits*. In: Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, The Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, n. 05, p. 113-139, 2007.

TERRA, C. F. B. *Caracterização Estrutural da Mineralização Aurífera da Mina de Fazenda Nova-GO*. Tese de Graduação – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP, Rio Claro, 128f, 2011.

TOWNLEY, B. K. *Metalogénesis: Hidrotermalismo y Modelos de Yacimientos*. Geología Económica Departamento de Geología Universidad de Chile, Chile, 89 f, 2001.

VALERIANO C. M., SIMÕES L. S. A., TEIXEIRA W., HEILBRON M. Southern Brasília Belt (SE Brazil): Tectonic Discontinuities, K–Ar Data and Evolution during the Neoproterozoic Brasiliano Orogeny. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 195–199, 2000.

VALERIANO, C. M., MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C. S.; SEER, H. J.; SIMÕES, L. S. A. U-Pb Geochronology of the Southern Brasília Belt (SE-Brazil): sedimentar provenance , Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 130, p. 27-55, 2004.

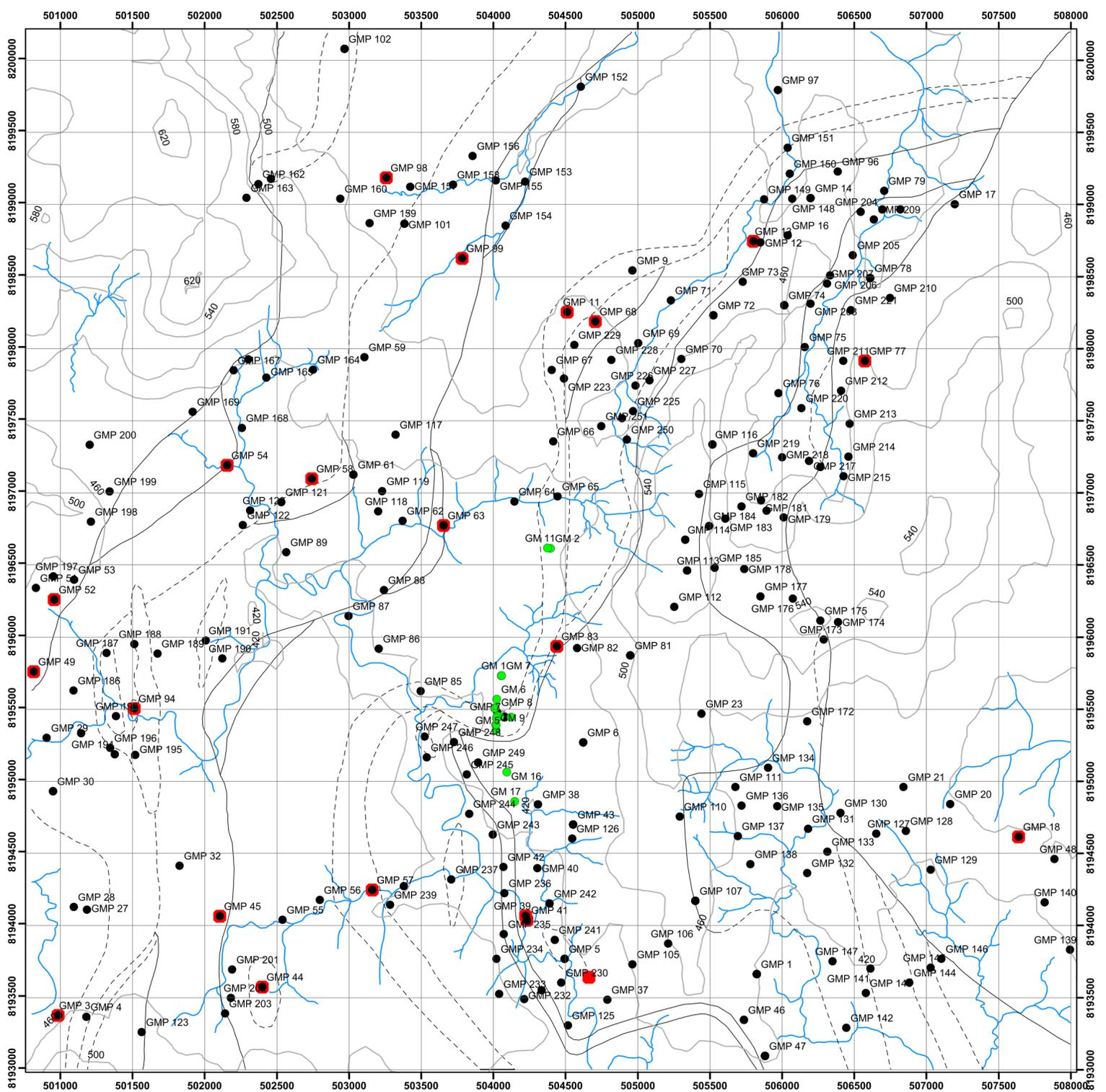
VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. *A Evolução Tectônica da Faixa Brasília*. Livro Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques Almeida, Cap. XXXIII. São Paulo: Editora Beca. p. 575-592. 2005.

VIANA, M. G.; PIMENTEL, M. M.; WHITEHOUSE, M. J.; FUCK, R. A.; MACHADO, N. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: Geoquímica e Geocronologia e suas Implicações Regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 25, n. 02, p. 111-123, 1995.

WINKLER, H. G. F. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 1st ed. Amsterdam, Springer-Verlag, 334f, 1977.

YARDLEY, B. W. D. *Introdução a petrografia metamórfica*. Traduzido por Reinhardt A. Fuck. Editora Universidade de Brasília, Brasília, 340f, 1994.

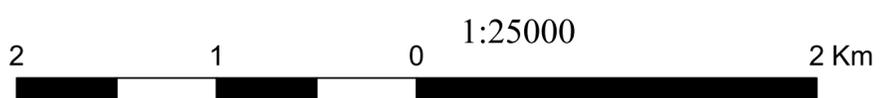
Anexo I - Mapa de Pontos



Legenda

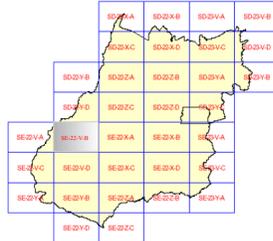
Convenções Geológicas

- contato inferido
- contato observado
- Pontos de sondagem - Furo (GM)
- Pontos
- Pontos laminados
- curva de nível



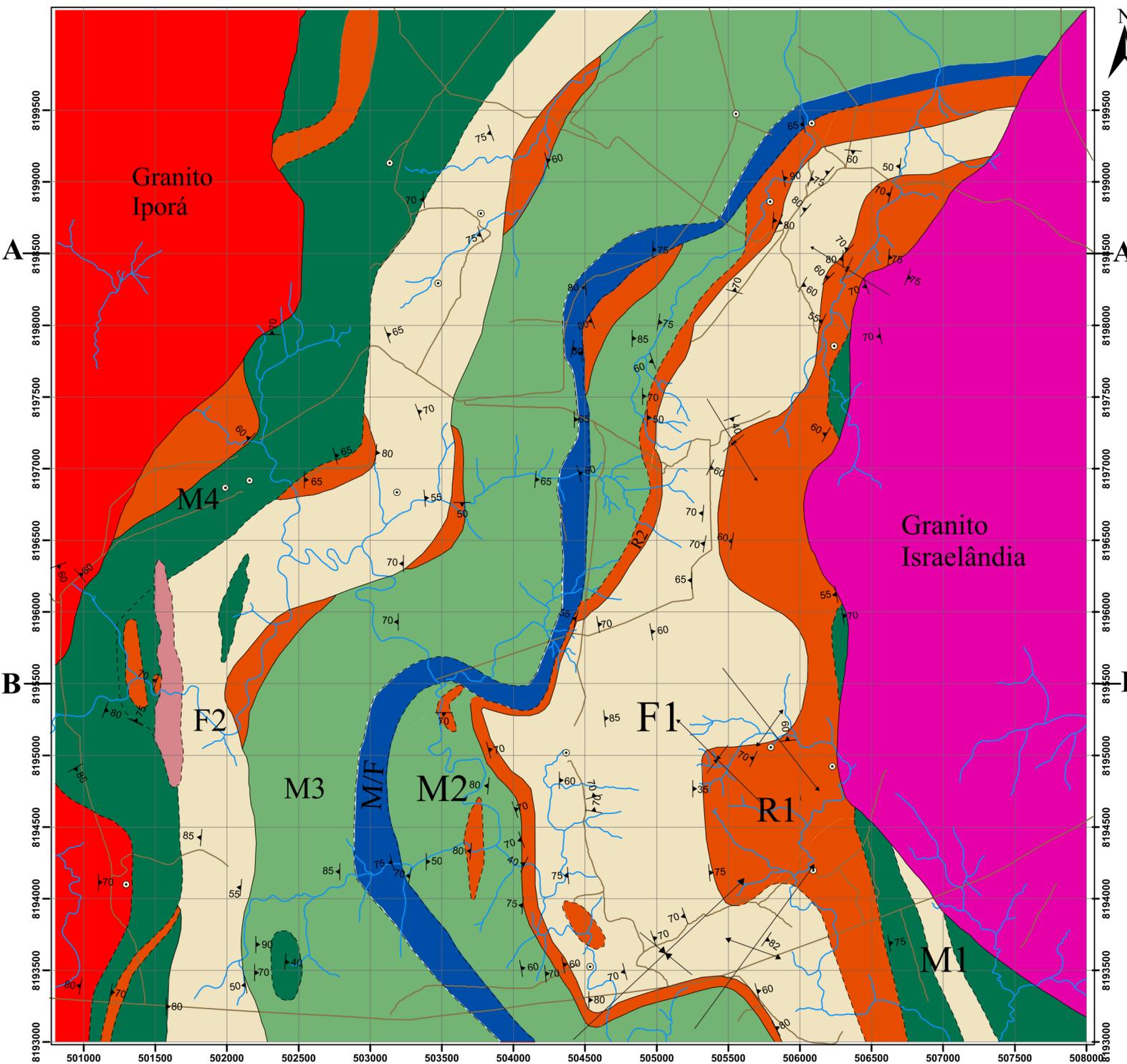
Projeção Universal: Transverso Mercator
 Datum: South American 1969_UTM Zona 22S

Localização da folha



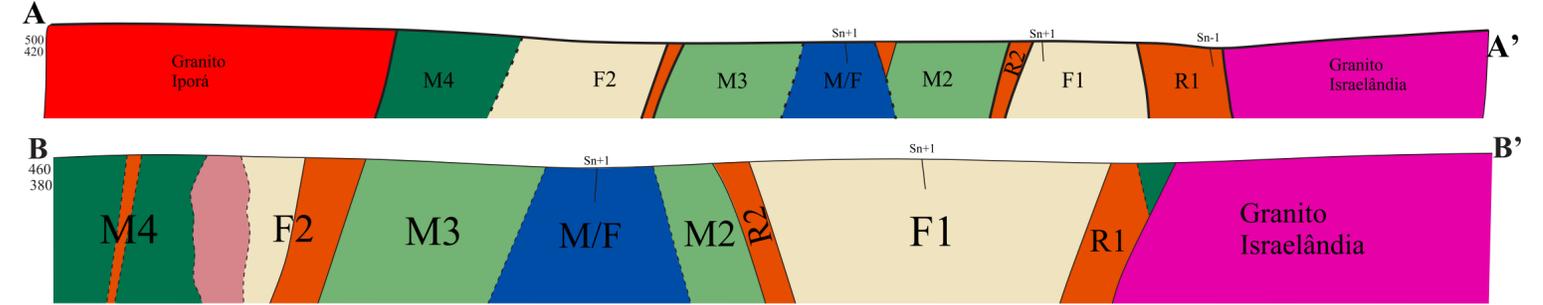
Anexo I Mapa de Pontos	
Autor:	Ana Patricia Caires Pereira
Orientador:	Luiz Sérgio Amarante Simões
Disciplina:	Trabalho de Conclusão de Curso
Título:	Geologia do Depósito de Ouro do Alvo Guarda-Mor, na Sequência Jaupaci (Israelândia-GO)
Escala:	1:25.000
Ano:	2013

Anexo II - Mapa Geológico



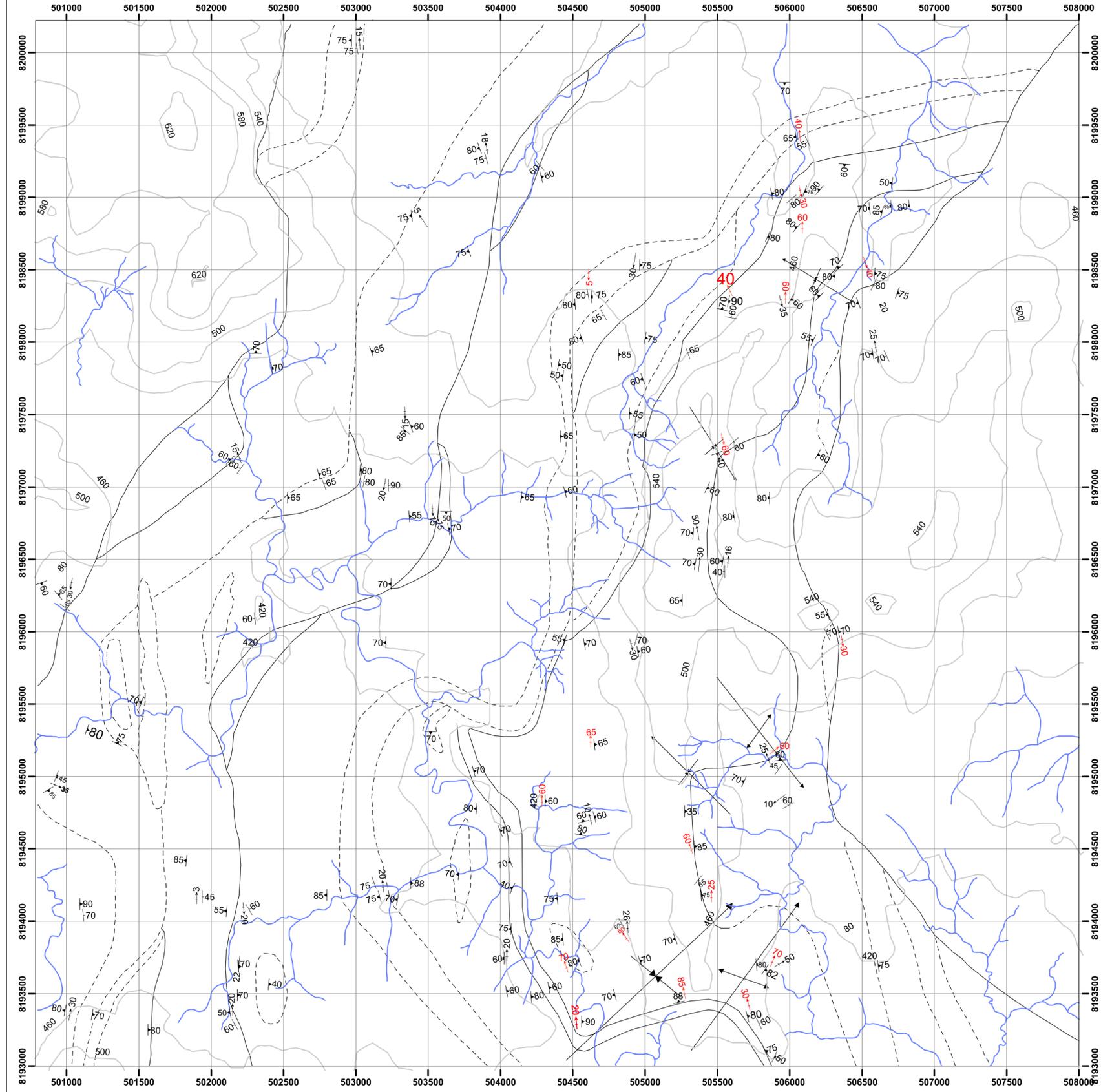
- Legenda**
- Litoestratigrafia**
- Cambriano**
- Granitóides**
- Granito Israelândia
 - Granitóide de composição sienogranítica a monzogranítica /granodiorítica com biotita
 - Granito Iporá
 - Sienogranito a monzogranito com biotita
- Neoproterozóico**
- Sequência Jaupaci**
- Granito subvulcânico
 - Rocha holocristalina, sub-fanerítica composta por fenocristais de plagioclásio e quartzo numa matriz fina a média
 - Unidade M4
 - Epidoto-clorita-actinolita xisto de coloração cinza esverdeada a preta com ocorrências de metariodacito e metarriolitos miloníticos cinza esbranquiçado
 - Unidade F2
 - Muscovita-quartzo xisto e sericita xisto/filito de coloração com camadas descontínuas de metariodacitos e metarriolitos e uma lente de epidoto-clorita-actinolita xisto (LMF2)
 - Unidade M3
 - Epidoto-clorita xisto de coloração cinza esverdeada com ocorrência de lente de epidoto-clorita-actinolita xisto preta esverdeada (LM3)
 - Unidade M/F
 - Clorita-epidoto xisto intercalado a turmalina-sericita xisto/filito
 - Unidade M2
 - Epidoto-clorita xisto de coloração cinza esverdeada com lentes de metariodacitos (LRM2) cinza esbranquiçado
 - Unidade R2
 - Metarriolito e metariodacito miloníticos ou não de coloração cinza esbranquiçada
 - Unidade F1
 - Muscovita-quartzo xisto e sericita xisto/filito de coloração marrom a cinza com lente de metariodacito milonítico (LRF2)
 - Unidade R1
 - Metarriolito e metariodacito de coloração cinza esbranquiçada e estrutura xistosa a milonítica
 - Unidade M1
 - Clorita-actinolita xisto de coloração esverdeada a preta com uma fina camada de metarriolito de coloração cinza esbranquiçada
- Convenções geológicas**
- contato inferido
 - contato observado
 - Foliação principal
 - Sn
 - Antiforme
 - Siniforme
- Convenções geográficas**
- ⊙ Fazendas
 - estrada
 - drenagem

Seções geológicas



unesp UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JULIO DE MESQUITA FILHO"	Anexo II
	Mapa Geológico
Autor:	Ana Patricia Caires Pereira
Orientador:	Luiz Sérgio Amarante Simões
Disciplina:	Trabalho de Conclusão de Curso
Título:	Geologia do Depósito de Ouro do Alvo Guarda-Mor, na Sequência Jaupaci (Israelândia-GO)
Escala:	1:25.000
Ano:	2013

Anexo III - Mapa Estrutural



Legenda

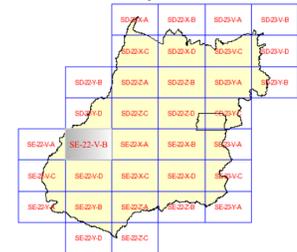
Convenções geológicas

-
- 75 Sn (Foliação principal)
- Antiforme
- Sinforme
- 60 Sn-1
- 70 Sn+1
- 20 Li (lineação de intersecção)
- Eixo En
- 60 Eixo En+1

Convenções geográficas

- curva de nível
- drenagem

Localização da folha



unesp UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JULIO DE MESQUITA FILHO"	Anexo III
	Mapa Estrutural
Autor:	Ana Patricia Caires Pereira
Orientador:	Luiz Sérgio Amarante Simões
Disciplina:	Trabalho de Conclusão de Curso
Titulo:	Geologia do Depósito de Ouro do Alvo Guarda-Mor, na Sequência Jaupaci (Israelândia-GO)
Escala:	1:25.000
Ano:	2013



Projeção Universal: Transverso Mercator
Datum: South American 1969 - UTM Zona 22S

Anexo IV – Petrografia

ALVO GUARDA-MOR – Amostras de mão

SEQUÊNCIA JAUPACI

UNIDADE F1

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-36	SAD 69 22 S	504662	8193641	415

Lâmina GMP-36

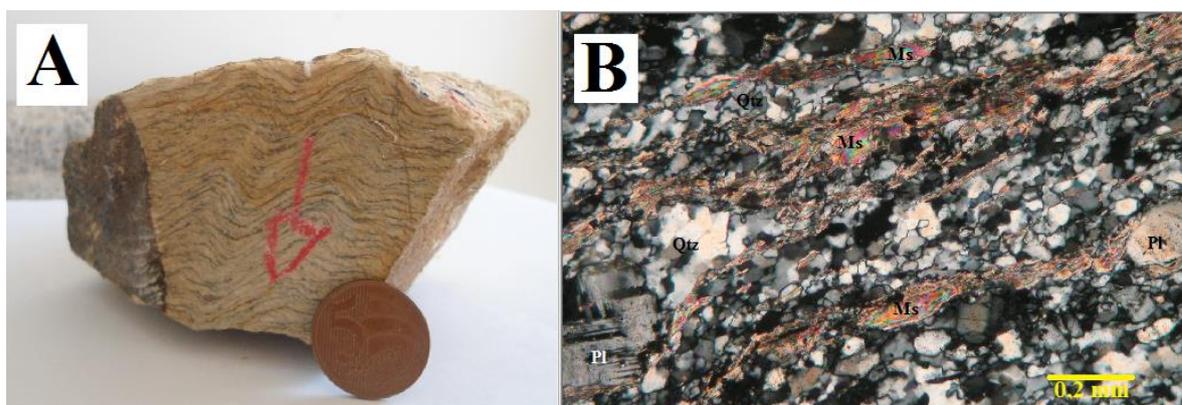


Figura 1 – A) Fotografia da amostra de metafésica da unidade F1, Ponto GMP-36; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10X, microscópio Leica. (Legenda: Ms=muscovita, Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio).

Descrição mesoscópica: rocha com coloração cinza amarelada, apresentando foliação e dobras bem marcadas.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura anisotrópica marcada pela orientação de bandas quartzo-feldspáticas alternadas com minerais filossilicáticos segundo a mesma direção preferencial. A rocha possui textura granoblástica com granulação fina e presença de alguns porfiroclastos. A foliação S_n é do tipo clivagem de crenulação. Os minerais opacos mostram-se deformados, majoritariamente e, paralelos à S_n .

Composição modal estimada visualmente

Quartzo \pm 40%
 Plagioclásio \pm 25%
 Muscovita \pm 20%
 Feldspato potássico \pm 10%
 Biotita \pm 5%
 Traços: Opacos
 Turmalina
 Magnetita
 Carbonato
 Apatita

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de quartzo são anédricos, inequigranulares com variadas dimensões, micrométricas (50 μm) na matriz e submilimétricas (100-150 μm) nos porfiroclastos. O quartzo mostra extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato com os outros minerais é do tipo retilíneo e/ou interlobado (matriz). Os indicadores cinemáticos são dextrais, predominantemente.

O plagioclásio (albita) apresenta cristais anédricos, porfiroclastos e, subédricos, matriz. Os cristais possuem dimensões variadas, micrométricas (50 μm) quando posicionados na matriz e dimensões submilimétricas (200-900 μm) enquanto porfiroclastos. Em alguns porfiroclastos pode-se notar a presença de extinção ondulante e geminação do tipo Albita. O contato com os minerais é lobado (matriz) a retilíneo. Os indicadores também indicam movimento dextral, preferencialmente.

Os cristais de muscovita são anédricos, prismáticos, levemente pleocróicos, amarelo-claro pálido e, com dimensões micrométricas (50-100 μm). Os cristais formam trilhas paralelas a Sn além de apresentar microdobras da fase Dn. A muscovita ocorre associada aos porfiroclastos e o contato com os minerais é do tipo retilíneo.

Os cristais de feldspato potássico são anédricos e microcristalinos, 50-80 μm . Praticamente não apresentam geminação característica. O contato com os outros minerais é retilíneo.

A biotita mostra-se anédrica, prismática, levemente pleocróica, marrom-claro e, com dimensões micrométricas (50-150 μm). Analogamente a muscovita, os cristais formam trilhas paralelas a Sn. A biotita ocorre associada aos porfiroclastos e o contato com os demais minerais varia de intersticial a retilíneo.

Os cristais de opacos ocorrem, em sua maioria, como cristais anédricos quando deformados (pré- e/ou sin-Dn) e sob a forma euédrica quando não deformados (pós-Dn). O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

Os cristais de turmalina são euédricos e subédricos, incolores, com birrefringência moderada e, ocorrem associados aos filossilicatos. Possuem dimensões micrométricas e também formam a foliação da rocha.

Os cristais de magnetita ocorrem associados aos minerais opacos, preferencialmente e, aos filossilicatos. Apresentam-se sob a forma anédrica marcando os interstícios entre os demais minerais.

O carbonato apresenta-se como um neomineral formado a partir do processo de carbonatação do plagioclásio durante a passagem do fluido hidrotermal. Os cristais de carbonato são incolores, milimétricos e o contato é marcado pelos interstícios entre os demais cristais.

Os cristais de apatita são euédricos possuem hábito prismático, extinção paralela e ocorre na forma de agregados ou como inclusões nos fenocristais e associados aos filossilicatos.

Considerações: A paragênese muscovita±biotita+quartzo+plagioclásio+k-feldspato indica que a presente rocha foi metamorfoseada em fácies xisto verde baixo. O retrometamorfismo gerou a muscovita e ocasionou o desequilíbrio dos minerais de maior temperatura e pressão. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos são pré- e/ou sin-tectônicos. As feições de extinção ondulante e recristalização por subgrão, identificadas nos cristais de quartzo e em alguns cristais de feldspatos, são representativas dos mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, respectivamente. A rocha possui composição riódacítica.

Classificação da rocha: Muscovita-quartzo xisto.

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-39	SAD 69 22 S	504225	8194065	424

Lâmina GMP-39

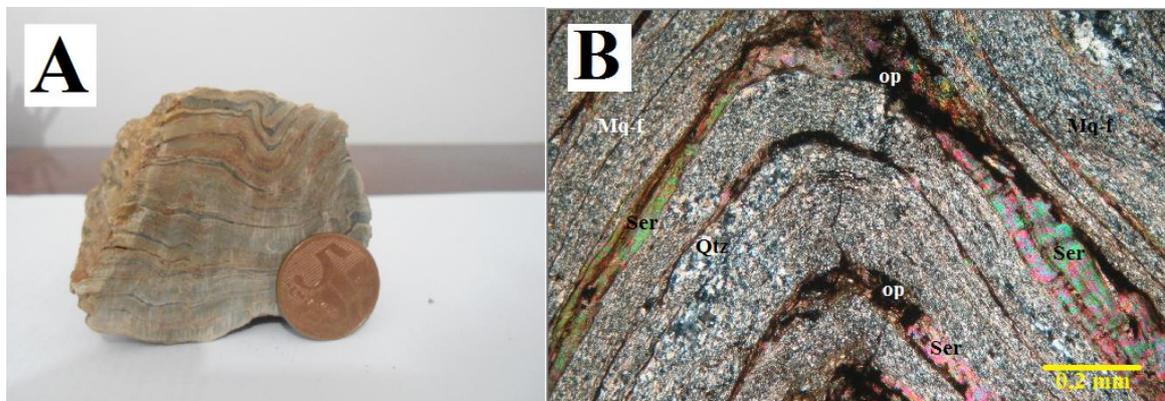


Figura 2 – A) Fotografia da amostra de rocha metafélsica da unidade F1, Ponto GMP-39; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10X, microscópio Leica. (Legenda: Ser=sericita, Qtz=quartzo, op=opacos, Mq-f=matriz quartzo-feldspática).

Descrição mesoscópica: rocha com coloração marrom acinzentada apresentando foliação Sn bem marcada, esta em algumas porções ocorre dobrada (dobras assimétricas pós-Dn).

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a lâmina apresenta anisotropia marcada pela orientação dos filossilicatos intercalados a bandas quartzo-feldspáticas segundo uma mesma direção preferencial paralela a Sn. A rocha possui textura lepidoblástica com granulação muito-fina a fina e presença de alguns porfiroclastos quartzo-feldspáticos. A foliação Sn é do tipo clivagem de crenulação e os minerais opacos deformados também ocorrem paralelos à Sn.

Composição modal estimada visualmente

Quartzo ± 47%
 Plagioclásio ± 20%
 Sericita ± 22%
 Feldspato potássico ± 5%
 Biotita ± 3%
 Opacos ± 2%
 Carbonato ± 1%
 Traços: Turmalina
 Apatita

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de quartzo são anédricos e apresentam variadas dimensões, micrométricas na matriz (20-40 μm) e submilimétricas nos porfiroclastos (100-500 μm). O quartzo apresenta extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato entre os grãos é do tipo interlobado e com os demais minerais é retilíneo a lobado. A deformação nos porfiroclastos de quartzo também indica a presença de indicadores cinemáticos.

O plagioclásio (albita) apresenta cristais anédricos, nos porfiroclastos e, subédricos, na matriz. Possui dimensões variadas, micrométricas (30-40 μm) quando posicionados na matriz e, submilimétricas enquanto porfiroclastos (100-300 μm). Em alguns porfiroclastos pode-se notar a presença de extinção ondulante, além de geminação Albita. O contato com os minerais é lobado (na matriz) e retilíneo. Os cristais de plagioclásio apresentam-se saussuritizados.

A sericita ocorre como cristais anédricos de dimensões micrométricas (50-100 μm). Os cristais são incolores e formam trilhas paralelas à foliação principal (Sn) com presença de microdobras. Os cristais de sericita posicionam-se na envoltória dos porfiroclastos de quartzo e feldspatos e estão associados ao processo de sericitização do plagioclásio. O contato com os demais minerais é retilíneo.

Os cristais de feldspato potássico são anédricos e micrométricos (20 μm). Estes raramente apresentam geminação característica e ocorre subordinados a composição matricial da rocha. O contato é do tipo lobado.

Os cristais de biotita ocorrem na forma anédrica, prismática, levemente pleocróica, marrom-claro e, com dimensões micrométricas (100 μm). Analogamente aos demais filossilicatos, a biotita forma trilhas paralelas a Sn. Também ocorre associada às bordas dos porfiroclastos e o contato com os demais minerais varia de intersticial a retilíneo.

Os cristais de opacos ocorrem como cristais euédricos quando não deformados (pós-Dn) e anédricos quando deformados (pré ou sin-Dn) cujo tamanho médio varia entre 20-100 μm . A pirita é o sulfeto mais abundante. O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

O carbonato apresenta-se como um produto do processo de carbonatação do plagioclásio durante a passagem do fluido hidrotermal. Os cristais são incolores e micrométricos (50-100 μm). O contato é marcado pelos interstícios entre os demais cristais.

Como minerais traços identificou-se a presença de turmalina e apatita, ambos os cristais possuem formato euédrico, hábito prismático, são incolores e de reduzidas dimensões (50 μm em média).

Considerações: A paragênese dada por sericita+quartzo±biotita+albita±k-feldspato indica que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde baixo. O retrometamorfismo é observado pela alta proporção de sericita e pelo desequilíbrio dos minerais de maior temperatura e pressão. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos e os opacos deformados são pré- e/ou sintectônicos. Os porfiroclastos também são representativos dos mecanismos de recristalização dinâmica (crescimento por subgrão) e deformação cristaloplástica (extinção ondulante). A rocha possui composição riolítica.

Classificação da rocha: Sericita-quartzo xisto.

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-41	SAD 69 22 S	504232	8194037	411

Lâmina GMP-41

Descrição mesoscópica: rocha cinza amarronzada apresentando estrutura xistosa.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a lâmina apresenta textura porfiroclástica com granulação média a fina. Possui estrutura anisotrópica dada pela orientação preferencial dos porfiroclastos de quartzo e plagioclásio e pelos filossilicatos e opacos seguindo uma mesma direção Sn paralela ao

bandamento S0. A foliação Sn é do tipo clivagem de crenulação. A rocha apresenta material amorfo fino levemente ramificado.

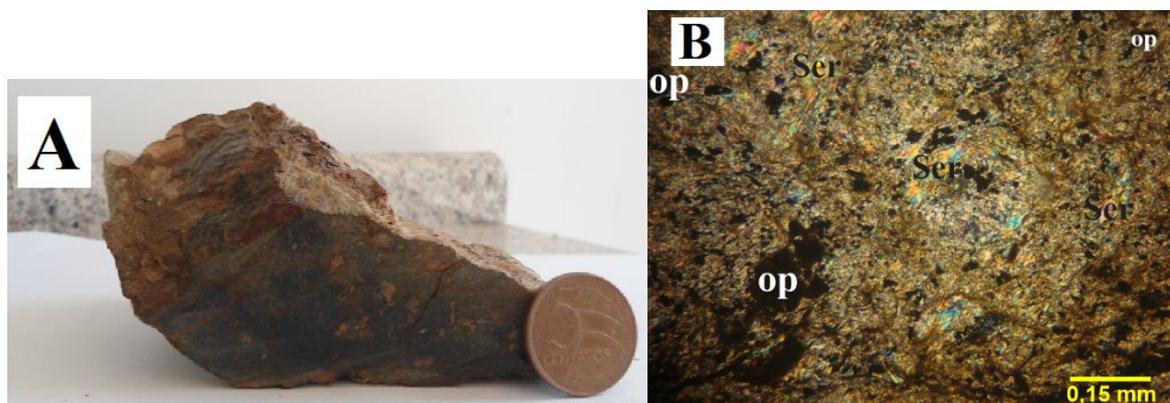


Figura 3 – A) Fotografia da amostra de metafélsica do Ponto GMP-41; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: op=opacos, Ser=sericita).

Composição modal estimada visualmente

Sericita \pm 65%
 Opacos \pm 14%
 Quartzo \pm 12%
 Plagioclásio \pm 5%
 Feldspato potássico \pm 3%
 Traços: Carbonato

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de sericita são anédricos de dimensões micrométricas (100 μ m). Apresentam-se incolores formando trilhas paralelas à foliação principal (Sn) com presença de microdobras. Os cristais de sericita posicionam-se na envoltória dos porfiroclastos de quartzo e feldspatos e ocorrem associados ao plagioclásio no processo de sericitização. O contato com os demais minerais é retilíneo.

Os cristais de opacos apresentam-se como cristais euédricos quando não deformados (pós-Dn) e anédricos quando deformados (pré ou sin-Dn). Os opacos identificados, em sua maioria, foram piritas com tamanho médio de 30-120 μ m. O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

O quartzo ocorre como cristais anédricos e apresentam variadas dimensões, micrométricas (30-50 μ m) na matriz e submilimétricas nos porfiroclastos e algumas porções como agregados (200-800 μ m). Os cristais apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato entre os grãos é do tipo interlobado e/ou poligonal e com os demais minerais é retilíneo a lobado. Os porfiroclastos de quartzo também indica a presença de indicadores cinemáticos.

O plagioclásio (albita) varia de cristais anédricos nos porfiroclastos a subédricos na matriz, com dimensões micrométricas (30 μ m) quando posicionados na matriz e submilimétricas (90-300 μ m) quando porfiroclastos. Em alguns porfiroclastos nota-se a presença de geminação Albita, além de extinção ondulante. Os cristais de plagioclásio apresentam-se saussuritizados e, em algumas porções, os porfiroclastos estão fraturados. O contato com os minerais é lobado (na matriz) e retilíneo.

O feldspato potássico ocorre sob a forma de cristais anédricos com tamanhos micrométricos (30 μm). Estes quase não apresentam geminação característica e ocorre subordinados a composição quartzo-feldspática da matriz da rocha. O contato é do tipo lobado a retilíneo.

Os cristais de carbonato correspondem ao produto do processo de carbonatação do plagioclásio que foram originados devido à passagem do fluido hidrotermal. Os cristais são incolores a amarelados e possuem tamanho submilimétrico (100 μm). O contato é marcado pelos interstícios entre os demais cristais.

Considerações: A paragênese sericita+quartzo+albita \pm k-feldspato indica que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde de baixa pressão. Enquanto que, o retrometamorfismo acarreta o desequilíbrio dos minerais de maior temperatura e pressão e também é responsável por gerar sericita. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos e os opacos deformados indicam eventos pré- e/ou sin-tectônicos. Os mecanismos de recristalização dinâmica (crescimento por subgrão) e deformação cristaloplástica (extinção ondulante) podem ser vistos nos porfiroclastos de quartzo e, secundariamente, no plagioclásio. A rocha possui composição riolítica/riodacítica.

Classificação da rocha: Sericita xisto.

UNIDADE R2

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-13	SAD 69_22 S	505802	8198744	450

Lâmina GMP-13

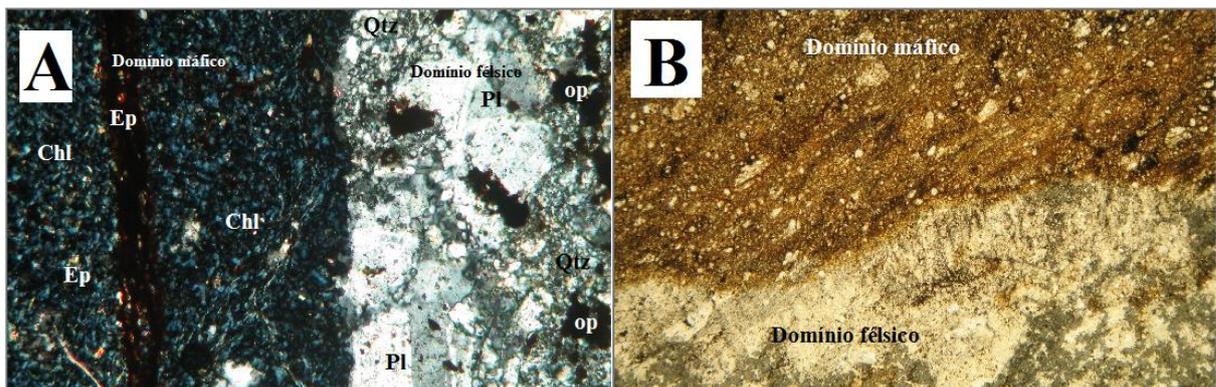


Figura 4 – A/B) Fotografia da lamina do Ponto GMP-13, com destaque para os dois domínios, máfico de félsico, a nicóis X (foto A) lente de aumento 5x, microscópio Leica. (Legenda: qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Chl=clorita, Ep=epidoto, op=opacos).

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta textura porfiroblástica e estrutura anisotrópica dada pelos porfiroclastos quartzo e de feldspatos, além dos porfiroblastos de epidoto, enquanto que a matriz possui granulação fina. A lâmina mostra 2 domínios: 1. félsico (60%) com alternância de bandas quartzo-feldspáticas e filossilicáticas e; 2. representado por um dique de

intrusão máfica (40%) com bastante clorita e alguns cristais de epidoto e carbonato. O contato entre os 2 domínios é abrupto/difuso.

Composição modal estimada visualmente

Domínio félsico

Plagioclásio ± 30%
 Quartzo ± 26%
 Sericita ± 14%
 Feldspato potássico ± 10%
 Magnetita ± 10%
 Opacos ± 6%
 Biotita ± 3%
 Carbonato ± 1%

Domínio máfico

Clorita ± 45%
 Epidoto ± 25%
 Plagioclásio ± 15%
 Quartzo ± 10%
 Opacos ± 5%

Descrição e relação dos minerais

Domínio félsico

O plagioclásio (albita) ocorre como cristais anédricos e subédricos com dimensões variadas, micrométricos na matriz (20-50 μm) e sub- e/ou milimétricos (100 μm) quando porfiroclastos. Os cristais de plagioclásio apresentam geminação albita, extinção ondulante e saussuritização. O contato com os demais minerais é retilíneo. A deformação nos porfiroclastos de plagioclásio também denota a presença de indicadores cinemáticos.

O quartzo é anédrico e possui dimensões variadas, micrométricas (20-50 μm) quando posicionados na matriz e milimétricas a submilimétricas (100 μm) quando ocorrem na forma de porfiroclastos e como agregados. Os cristais mostram extinção ondulante e recristalização por crescimento de subgrão. O contato com os demais minerais é retilíneo e entre os grãos é interlobado (matriz) e/ou poligonal (agregados). A deformação dos porfiroclastos de quartzo indica presença de indicadores cinemáticos.

A sericita apresenta-se como minerais anédricos, incolores a amarelados e de pequenas dimensões (30-150 μm). Os cristais ocorrem como trilhas paralelas à foliação principal, subordinados aos interstícios dos minerais que compõem a matriz quartzo-feldspática e também envolvem os porfiroclastos da rocha. O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

Os cristais de feldspato potássico são anédricos e possuem dimensões micrométricas (100 μm). A identificação do k-feldspato foi feita por diferença de relevo, pois, estes junto com o quartzo formam a matriz da rocha, ademais, raramente apresentam geminação característica. O contato com os demais minerais varia de lobado a retilíneo.

Os cristais de magnetita são anédricos e possuem variadas dimensões – atingem até 800 μm . Ocorrem associados aos interstícios dos minerais que compõem a matriz e, em algumas porções, é possível identificar os cristais inclusos nos porfiroclastos determinado uma textura poiquilítica. O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

Os cristais de opacos ocorrem sob as formas anédricas e euédricas de dimensões variadas entre 50-200 μm . Os opacos podem ocorrer deformados nas proximidades do contato entre os 2 domínios, como também, ocorrem indeformados disseminados em algumas porções da rocha. O contato com os outros minerais é retilíneo.

A biotita mostra-se anédrica, prismática, levemente pleocróica, marrom-claro e, com dimensões micrométricas (100-400 μm). Analogamente a muscovita, os cristais formam trilhas paralelas a Sn. A biotita ocorre associada aos porfiroclastos e o contato com os demais minerais varia de intersticial a retilíneo.

Os cristais de carbonato são subédricos e incolores. Possuem pequenas dimensões (150 μm) e ocorrem associados aos porfiroclastos e aos agregados de quartzo. Estes cristais foram gerados a partir da carbonatação do plagioclásio no momento da passagem do fluido hidrotermalizado.

Domínio máfico

A clorita apresenta pleocroísmo (verde-claro), birrefringência de coloração anômala, denominada azul-berlim, bastante característica do mineral, além disso, possui dimensões micrométricas (25 μm). Os cristais de clorita ocorrem paralelos à foliação Sn e ao bandamento S0. O contato com os demais cristais é do tipo retilíneo.

Os porfiroblastos de epidoto possuem pequenas dimensões (20 μm) e apresentam pleocroísmo suave (verde-claro pálido). Ocorrem como cristais anédricos a subédricos. O contato com os outros minerais é retilíneo.

O plagioclásio (albita/oligoclásio) ocorre como cristais anédricos a subédricos e com variadas dimensões, pois, ocorrem na matriz (micrométricos – 100 μm) e como porfiroclastos (sub- e/ou milimétricos – 300-600 μm). Os cristais de plagioclásio apresentam geminação albita. O contato com os minerais é do tipo retilíneo.

O quartzo ocorre como cristais anédricos com dimensões micrométricas (100 μm – matriz) a submilimétricas (300 μm – porfiroclastos). Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante além de crescimento por subgrão. O contato com os demais minerais é lobado e/ou retilíneo.

O mineral opaco, assim como no domínio félsico, ocorre como cristais anédricos e euédricos cujo tamanho médio é de 150 μm . Os opacos podem ocorrer deformados, principalmente, nas proximidades do contato entre os 2 domínios, como também, ocorrem não deformados em algumas porções da rocha. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Considerações: A rocha apresenta 2 domínios: no domínio félsico a foliação do tipo xistosidade é truncada no contato entre os 2 domínios. O mesmo ocorre no domínio máfico, a xistosidade também trunca no contato. No domínio félsico a paragênese quartzo+plagioclásio+k-feldspato+sericita±biotita sugere que a rocha foi metamorfisada na fácies xisto verde com baixa pressão e os mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, identificados principalmente nos cristais de quartzo, apontam metamorfismo de baixo grau. A paragênese do domínio máfico clorita+epidoto+plagioclásio+quartzo também indica metamorfismo em fácies xisto verde baixo. O protólito do domínio félsico sugere um riolito/riodacito, enquanto que, no domínio máfico trata-se de um basalto.

Classificação da rocha: Metariolito/metariodacito com dique de epidoto-clorita-quartzo xisto.

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-68	SAD 69 22 S	504706	8198187	503

Lâmina GMP-68

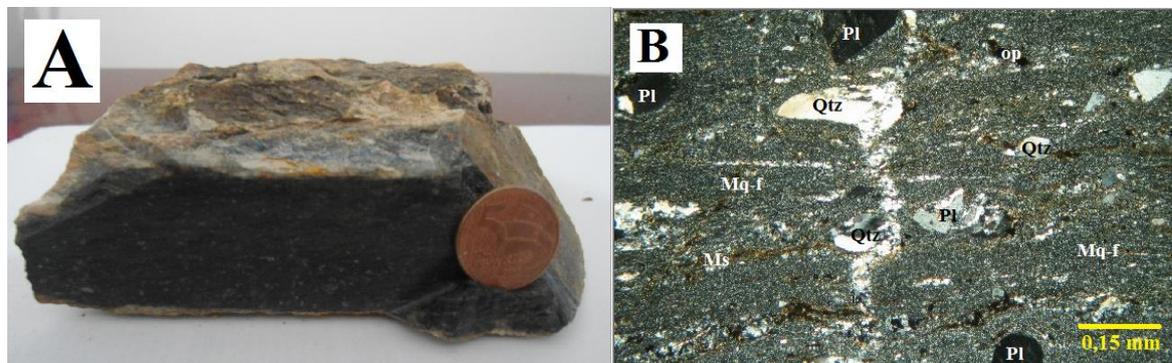


Figura 5 - A) Fotografia da amostra de rocha metafélsica do Ponto GMP-68; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 5x, microscópio Leica. (Legenda: Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, op=opacos).

Descrição mesoscópica: rocha melanocrática, maciça, densa com coloração cinza amarronzada a cinza esbranquiçada com foliação bem marcada.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta textura porfiroblástica e estrutura anisotrópica dada pelas bandas de porfiroclastos de quartzo e feldspatos alternados com minerais filossilicáticos e opacos deformados segundo a direção da foliação Sn, sendo esta do tipo foliação milonítica. A matriz da rocha possui granulação fina a muito fina com grãos equigranulares.

Composição modal estimada visualmente

Quartzo ± 42%
 Feldspato potássico ± 28%
 Plagioclásio ± 10%
 Muscovita ± 12%
 Opacos ± 7%
 Carbonato ± 1%
 Traços: Magnetita

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de quartzo são anédricos variando desde porfiroclastos e/ou veios submilimétricos (300-700 μm) a grãos microcristalinos (100 μm), na matriz. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão e/ou migração de grãos. Os veios de quartzo estão deformados/retorcidos e ocorrem paralelos e/ou discordantes com a foliação Sn. O contato entre os grãos de quartzo é do tipo interlobado e com os outros minerais é retilíneo. A deformação nos porfiroclastos de quartzo indicam movimentos cinemáticos e presença de microboudins.

Os cristais de k-feldspato são anédricos e de tamanhos variados, desde microcristalinos (100 μm) a milimétricos (0,4-1,1 mm). Estes cristais não apresentam geminação característica. O contato com os outros minerais é retilíneo e/ou lobado.

Os cristais de plagioclásio (albita) ocorrem sob a forma anédrica cujo tamanho médio é de 80 μm . Os porfiroclastos de plagioclásio mostram geminação albita, forte albitização, extinção ondulante e, em alguns pontos, estão fraturados. O contato entre os demais minerais é do tipo retilíneo e/ou lobado.

A muscovita ocorre como minerais anédricos e possuem variadas dimensões (20-100 μm). Os cristais de micas posicionam-se nos interstícios dos demais minerais e no entorno dos porfiroclastos, além disso, ocorrem como trilhas seguindo a direção da foliação Sn. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os cristais de opacos ocorrem como cristais euédricos quando não deformados (pós-Dn) e como anédricos quando deformados (pré ou sin-Dn), estes são paralelos à direção preferencial da foliação Sn. O tamanho médio dos cristais varia entre 20-200 μm . O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

Os cristais de carbonato são subédricos, incolores com pequenas dimensões (30 μm) e ocorrem subordinados aos porfiroclastos quartzo e plagioclásio. Estes cristais foram gerados a partir da carbonatação do plagioclásio mediante passagem de fluido hidrotermalizado.

Os cristais de magnetita são anédricos e possuem pequenas dimensões (50 μm). Ocorrem subordinados aos interstícios dos minerais que compõem a matriz e, em algumas porções, os cristais também estão associados aos porfiroclastos. O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

Considerações: A paragênese quartzo+plagioclásio+k-feldspato+muscovita indica que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde de baixa pressão. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos são pré- e/ou sin-Dn. O retrometamorfismo gerou a muscovita/sericita e ocasionou o desequilíbrio dos minerais de maior temperatura e pressão. As feições de extinção ondulante e crescimento por subgrão e migração de grãos, identificadas nos cristais de quartzo e em alguns cristais de feldspatos, apontam mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, respectivamente. Os veios de quartzo recristalizados e dobrados ocorrem ora concordantes ora discordantes com a foliação Sn. A rocha possui composição riolítica.

Classificação da rocha: Metariolito milonitizado.

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-83	SAD 69 22 S	504441	8195935	440

Lâmina GMP-83

Descrição mesoscópica: rocha melanocrática, maciça, densa com coloração cinza esbranquiçada a cinza amarronzada apresentando foliação bem marcada.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha mostra estrutura anisotrópica e textura porfiroblástica marcada por bandas quartzo-feldspáticas alternadas com minerais filossilicáticos e opacos deformados segundo a mesma direção da foliação Sn do tipo milonítica. A matriz da rocha possui granulação fina com grãos equigranulares. Nota-se a presença de microfraturas preenchidas por material amorfo.

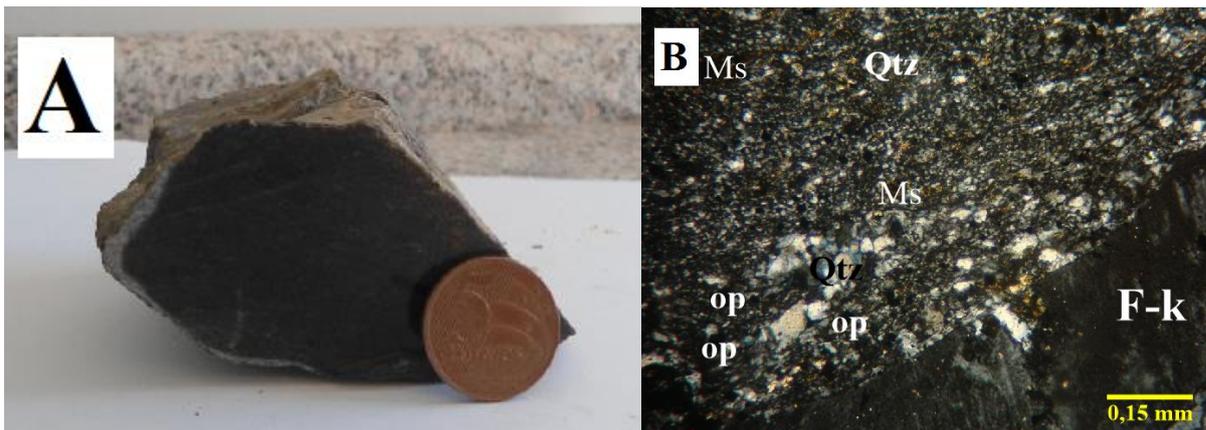


Figura 6 – A) Fotografia da rocha metafélsica da unidade R2, Ponto GMP-83; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 5x, microscópio Leica. (Legenda: Ms=muscovita, F-k=feldspato potássico, Qtz= quartzo, op=opacos).

Composição modal estimada visualmente

Quartzo ± 38%
 Plagioclásio ± 34%
 Feldspato potássico ± 16%
 Muscovita ± 8%
 Opacos ± 2%
 Carbonato ± 2%

Descrição e relação dos minerais

O quartzo ocorre como cristais anédricos cujo tamanho médio é na ordem de 100 μm . Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato entre os grãos de quartzo é do tipo interlobado e com os outros minerais é retilíneo. Os porfiroclastos de quartzo indicam movimento cinemático, preferencialmente, dextral e presença de microboudins.

Os cristais de plagioclásio (albita) são anédricos e apresentam variadas dimensões, são milimétricos (0,4-2 mm) nos porfiroclastos e micrométricos (100 μm) na matriz. Os porfiroclastos de plagioclásio mostram geminação albita, saussuritização, extinção ondulante e, em alguns pontos, estão fraturados. O contato entre os demais minerais é do tipo retilíneo e/ou lobado. Estes porfiroclastos indicam, em sua maioria, movimento cinemático dextral.

O k-feldspato ocorre como cristais anédricos e de tamanhos variados, 100-200 μm . Estes cristais apresentam geminação polissintética, além de extinção ondulante. O contato com os outros minerais é retilíneo e/ou lobado.

A muscovita ocorre como um cristal anédrico com variadas dimensões, 100-600 μm . Os filossilicatos estão subordinados aos interstícios dos demais minerais e no entorno dos porfiroclastos, além disso, ocorrem como trilhas seguindo a direção da foliação Sn. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os cristais de opacos possuem formas variadas, são euédricos quando não deformados (pós-Dn) e anédricos quando deformados (pré ou sin-Dn), estes são paralelos à orientação preferencial de Sn. O tamanho médio dos cristais varia entre 70-100 μm . O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

Os carbonatos são subédricos, incolores e possuem pequenas dimensões (100 μm). Ocorre subordinado aos porfiroclastos de plagioclásio. O carbonato é um produto da carbonatação do plagioclásio processo decorrente da passagem de fluido hidrotermalizado.

Considerações: A paragênese quartzo+plagioclásio+k-feldspato±muscovita indica metamorfismo em fácies xisto verde baixo. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos, assim como os porfiroblastos de epidoto são pré- e/ou sin-Dn. O retrometamorfismo gerou minerais de baixa pressão e ocasionou o desequilíbrio daqueles de maior temperatura e pressão. As feições de extinção ondulante e crescimento por subgrãos são estruturas típicas de milonitos de baixo grau provenientes dos mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, respectivamente. O protólito da rocha foi um riódacito/riolito.

Classificação da rocha: Metariolito/metariódacito milonitizado.

UNIDADE M/F

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-11	SAD 69_22 S	504513	8198254	494

Lâmina GMP-11

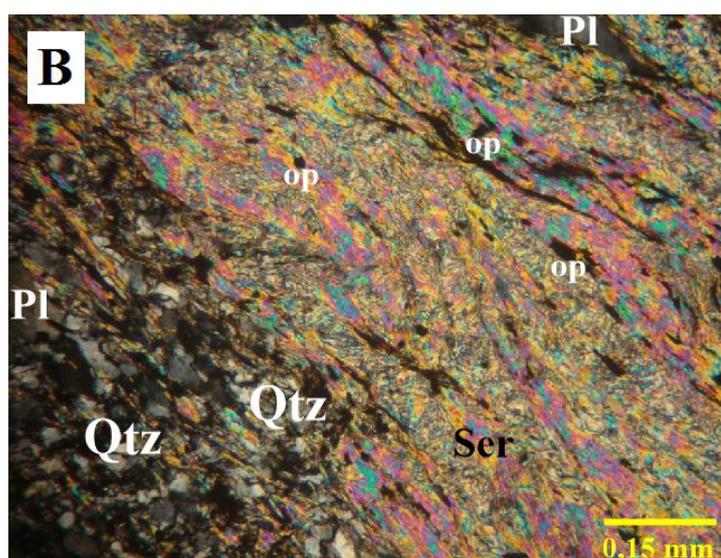


Figura 7 – Fotomicrografia da lâmina da amostra de rocha metafélica da unidade M/F, Ponto GMP-11 a nicóis X aumento de 10X, microscópio Leica. (Legenda: Qtz=quartzo, Ser=sericita, op=opacos, PI=plagioclásio).

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura anisotrópica com textura lepidoblástica. A anisotropia é marcada pela orientação dos minerais (quartzo-feldspáticos e filossilicáticos) ao longo da direção da foliação. A foliação Sn da rocha é do tipo clivagem de crenulação e também ocorrem dobras assimétricas da fase pós-Dn.

Composição modal estimada visualmente

Muscovita ± 55%

Opacos ± 12

Quartzo \pm 10%
 Plagioclásio \pm 9%
 Feldspato potássico \pm 7%
 Turmalina \pm 7%

Descrição e relação dos minerais

A muscovita mostra-se como cristais anédricos, prismáticos, com leve pleocroísmo (amarelo-claro pálido) e dimensões micrométricas (100 μm). Assim como os cristais de sericita, também constituem trilhas paralelas a Sn e associam-se a microdobras. O contato com os minerais é do tipo retilíneo.

Os cristais de opacos apresentam-se como cristais euédricos quando não deformados (pós-Dn) e anédricos quando deformados (pré ou sin-Dn). Os opacos identificados, em sua maioria, foram piritas com tamanho médio de 30-120 μm . O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

O quartzo ocorre como cristais anédricos e apresentam variadas dimensões, micrométricas (30-50 μm) na matriz e submilimétricas nos porfiroclastos e algumas porções como agregados (200-800 μm). Os cristais apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato entre os grãos é do tipo interlobado e/ou poligonal e com os demais minerais é retilíneo a lobado. Os porfiroclastos de quartzo também indica a presença de indicadores cinemáticos.

O plagioclásio (albita) varia de cristais anédricos nos porfiroclastos a subédricos na matriz, com dimensões micrométricas (30 μm) quando posicionados na matriz e submilimétricas (90-300 μm) quando porfiroclastos. Em alguns porfiroclastos nota-se a presença de geminação Albita, além de extinção ondulante. Os cristais de plagioclásio apresentam-se saussuritizados e, em algumas porções, os porfiroclastos estão fraturados. O contato com os minerais é lobado (na matriz) e retilíneo.

O feldspato potássico ocorre sob a forma de cristais anédricos com tamanhos micrométricos (30 μm). Estes quase não apresentam geminação característica e ocorre subordinados a composição quartzo-feldspática da matriz da rocha. O contato é do tipo lobado a retilíneo.

Os cristais de turmalina são subédricos a anédricos e possuem dimensões micrométricas na ordem de 50-100 μm . Os cristais estão orientados marcando a foliação principal da rocha e ocorrem associados à muscovita, preferencialmente. O contato é do tipo retilíneo.

Considerações: A paragênese muscovita+quartzo+albita \pm k-feldspato indica que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde de baixa pressão. O retrometamorfismo pode gerar o desequilíbrio dos minerais de maior temperatura e pressão. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos e os opacos deformados indicam eventos pré- e/ou sin-tectônicos. Os mecanismos de recristalização dinâmica (crescimento por subgrão) e deformação cristaloplástica (extinção ondulante) podem ser vistos nos porfiroclastos de quartzo e, secundariamente, no plagioclásio. A rocha possui composição riolítica/riodacítica.

Classificação da rocha: Turmalina-muscovita xisto/filito.

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-57	SAD 69 22 S	503162	8194245	423

Lâmina GMP-57

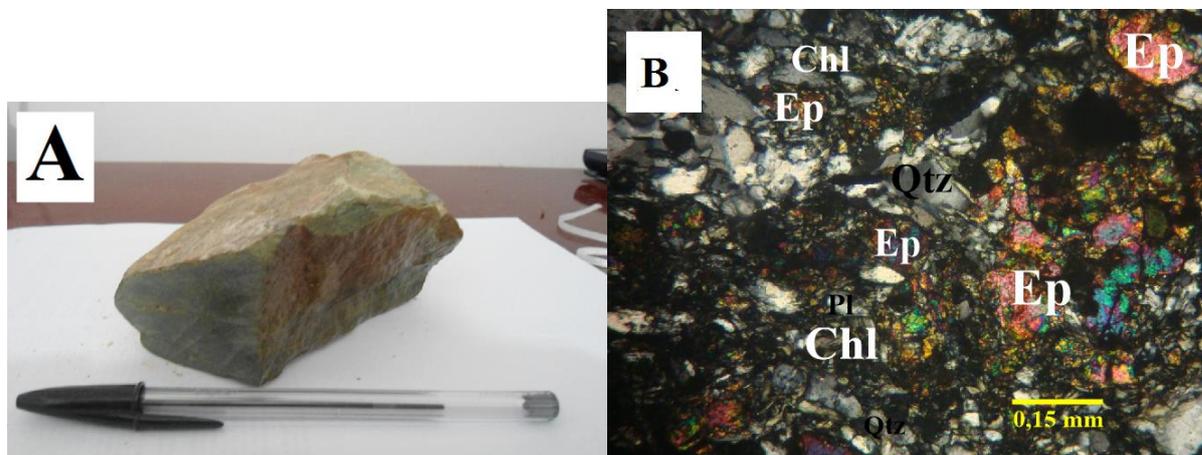


Figura 8 – Fotomicrografia da lâmina da amostra de rocha metamáfica da unidade M/F, Ponto GMP-57 a nicóis X aumento de 10X, microscópio Leica. (Legenda:Qtz=quartzo, Ep=epidoto, Chl=clorita, Pl=plagioclásio).

Descrição mesoscópica: rocha maciça, densa com coloração marrom esverdeada e granulação fina.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura anisotrópica e textura granoblástica de granulação fina com presença de pórfiros. A anisotropia é identificada a partir da orientação dos minerais filossilicáticos e granulares/prismáticos alternados a bandas quartzo-feldspáticas seguindo a mesma direção. A foliação S_n é do tipo xistosidade a qual se encontra paralela ao bandamento composicional.

Composição modal estimada visualmente

Epidoto \pm 33%
 Clorita \pm 28%
 Quartzo \pm 21%
 Plagioclásio \pm 11%
 Opacos \pm 7%
 Traços: Titanita

Descrição e relação dos minerais

Os porfiroblastos de epidoto são subédricos/euédricos e com dimensões variando na ordem de 10 a 500 μm . Apresentam suave pleocroísmo (verde-claro a amarelo-pálido) com forte birrefringência. O contato com os outros minerais é retilíneo.

A clorita possui cristais com formatos anédricos com hábito fibroso e, estes ocorrem paralelos à S_n e com dimensões micrométricas, 20-40 μm . Possui coloração verde-pálida pleocróica a nicóis cruzados, porém, quando descruzados a cor de interferência é baixa, cinza-claro. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os cristais de quartzo ocorrem com formatos anédricos de variadas dimensões, na matriz possui tamanho médio de 100 μm , nos veios de agregados de quartzo o tamanho varia de 10-400 μm podendo atingir até 1 mm. Os cristais de quartzo, quando deformados, apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato entre os cristais de quartzo e com os demais minerais é interlobado a retilíneo e, nos veios/agregados, o contato é poligonal.

O plagioclásio (albita/oligoclásio) mostra formato anédrico cujo tamanho médio varia de 100 a 250 μm . Os cristais de plagioclásio apresentam extinção Albita e, em algumas porções, exibem extinção ondulante. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os minerais opacos apresentam-se paralelos, anédricos e deformados (pré- e/ou sin-Dn) em relação à foliação Sn, mas também ocorrem, em menor proporção, com formatos euédricos, indeformados (pós-Dn). O tamanho médio dos cristais varia de 50 a 500 μm .

A titanita apresenta cristais com formato euédrico que ocorrem sob a forma de agregados de coloração castanha com tamanho médio de 100 μm .

Classificação da rocha: Clorita-epidoto xisto.

UNIDADE M3

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-44	SAD 69 22 S	502399	8193572	450

Lâmina GMP-44

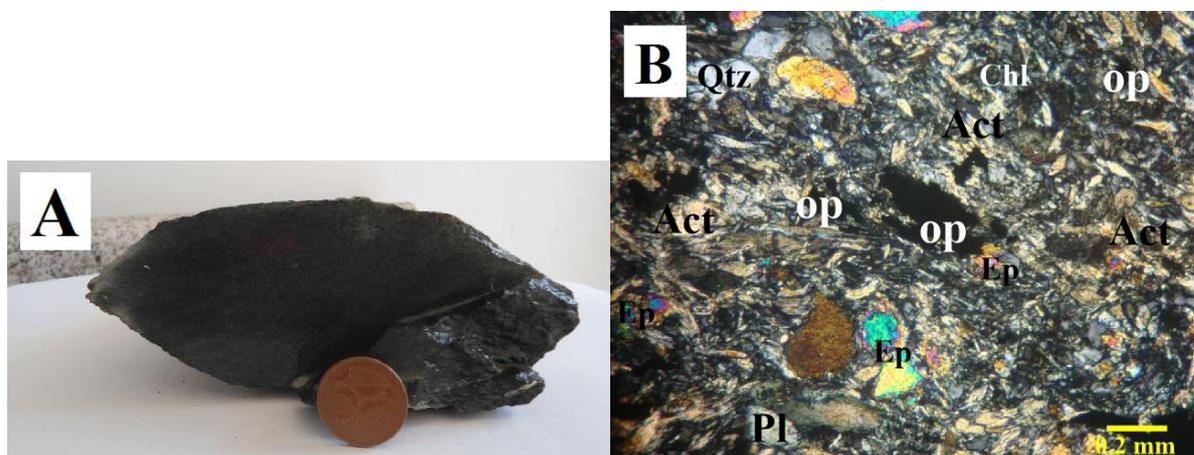


Figura 9 – A) Fotografia da amostra de rocha metamáfica da unidade M3, Ponto GMP-44; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X com aumento de 5x, microscópio Leica. (Legenda: Ep=epidoto, Act=actinolita, Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, Chl=clorita, op=opacos).

Descrição mesoscópica: rocha maciça, densa, melanocrática com coloração cinza esverdeada com tons alaranjados apresentando aparente foliação.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta textura nematoblástica com granulação fina a média e estrutura anisotrópica nitidamente marcada pela orientação dos cristais de actinolita, dos

porfiroblastos de epidoto e das bandas quartzo-feldspáticas seguindo a direção da foliação Sn, do tipo xistosidade, paralela ao bandamento S0. A rocha mostra forte epidotização.

Composição modal estimada visualmente

Actinolita ± 38%
 Clorita ± 20%
 Epidoto ± 15%
 Plagioclásio ± 11%
 Quartzo ± 7%
 Opacos ± 7%
 Carbonato ± 2%
 Traços: Magnetita

Descrição e relação dos minerais

A actinolita ocorre como cristais subédricos, de hábito prismático. Possuem dimensões na ordem de 200-350 μm , suave pleocroísmo, verde oliva. Os cristais de actinolita ocorrem orientados segundo a direção preferencial de Sn. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os cristais de clorita são anédricos e possuem dimensões micrométricas, 100 μm . Estes apresentam pleocroísmo, verde-claro pálido e birrefringência de coloração azul-berlim. Os cristais de clorita também ocorrem como trilhas e estão paralelos à foliação Sn e ao bandamento S0. O contato com os demais cristais é do tipo retilíneo.

Os porfiroblastos de epidoto são subédricos, prismáticos e possuem variadas dimensões na ordem de 80-150 μm . Apresentam leve pleocroísmo, verde-claro a amarelo pálido, com forte birrefringência e também ocorrem orientados na mesma direção de Sn. O contato com os outros minerais é retilíneo. Os porfiroblastos de epidoto podem evidenciar a presença de indicadores de movimentos cinemáticos.

Os cristais de plagioclásio (albita/oligoclásio) possuem formas anédricas a subédricas e com variadas dimensões, micrométricas (100 μm) na matriz e sub- e/ou milimétricas (300 μm) nos porfiroclastos. O plagioclásio apresentam geminação Albita, saussuritização e forte albitização. O contato com os minerais é do tipo retilíneo. A deformação nos porfiroclastos de epidoto também gera indicadores cinemáticos.

Os cristais de quartzo são anédricos com dimensões micrométricas, 100 μm (matriz) a submilimétricas, 400 μm (alguns porfiroclastos). Os porfiroclastos apresentam extinção ondulante. O contato com os demais minerais é lobado e/ou retilíneo. A deformação identificada nos porfiroclastos também indica a presença de indicadores cinemáticos.

Os minerais opacos ora são cristais anédricos ora euédricos com variadas dimensões. Os opacos quando anédricos, deformados indicam eventos pré- e/ou sin-Dn e, quando indeformados, euédricos e com hábito pentagonal, típico de pirita, indicam evento pós-Dn. o tamanho médios dos cristais é de 20-400 μm . O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os cristais de carbonato são subédricos, incolores. Apresenta clivagem bem marcada e possuem reduzidas dimensões, 100 μm . Ocorre subordinado aos porfiroclastos de plagioclásio e aos porfiroblastos de epidoto. O carbonato é considerado um produto da carbonatação do plagioclásio devido à passagem de um fluido hidrotermalizado.

Os cristais de magnetita ocorrem associados aos minerais opacos e, secundariamente, aos filossilicatos. Os cristais são anédricos e ocorrem subordinados aos interstícios entre os demais minerais. O tamanho médio é de 100 μm .

Considerações: Pela paragênese: actinolita+clorita+epidoto+plagioclásio+quartzo nota-se que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde. Os porfiroclastos de plagioclásio e quartzo, assim como os porfiroblastos de epidoto caracterizam eventos pré- e/ou sin-Dn. O retrometamorfismo gerou o desequilíbrio daqueles de maior temperatura e pressão como, por exemplo, o plagioclásio no qual é possível identificar os processos de albitização, carbonatação e epidotização. O protólito da rocha foi, provavelmente, um basalto.

Classificação da rocha: Epidoto-clorita-actinolita xisto.

UNIDADE F2

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-45	SAD 69_22 S	502104	8194064	445

Lâmina GMP-45

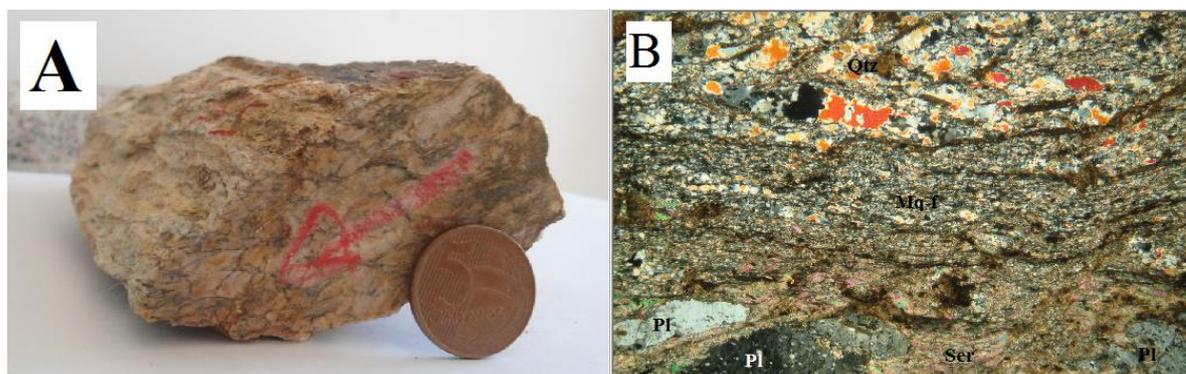


Figura 10 - A) Fotografia da rocha metaféslica da unidade F2, Ponto GMP-45; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 5x, microscópio Leica. (Legenda: Ser=sericita, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, Qtz= quartzo, Pl=plagioclásio).

Descrição mesoscópica: rocha leucocrática, maciça, densa com coloração cinza esbranquiçada a cinza amarronzada apresentando estrutura xistosa.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta textura granoblástica com granulação fina e estrutura nitidamente anisotrópica marcada pela orientação preferencial dos minerais quartzo-feldspáticos intercalados aos filossilicáticos seguindo a mesma direção da foliação Sn paralela ao acamamento S0. A foliação é do tipo clivagem de crenulação.

Composição modal estimada visualmente

Quartzo ± 51%
 Sericita ± 24%
 Plagioclásio ± 13%
 Feldspato potássico ± 7%
 Opacos ± 4%
 Magnetita ± 1%

Descrição e relação dos minerais

O quartzo ocorre como cristais anédricos e apresentam variadas dimensões, desde micrométricas (20-50 μm) na matriz até submilimétricas nos veios e porfiroclastos (200 μm). Os cristais apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato entre os grãos é do tipo interlobado e com os demais minerais é retilíneo a lobado. Os porfiroclastos de quartzo também indicam a presença de movimento cinemático do tipo dextral, preferencialmente.

Os cristais de sericita são anédricos de dimensões micrométricas (30 μm), incolores e também formam trilhas paralelas à foliação principal (Sn) e ao bandamento S0 com presença de microdobras. Os cristais de sericita estão subordinados às bordas dos porfiroclastos de quartzo e plagioclásio e ocorrem associados ao plagioclásio no processo de sericitização. O contato com os demais minerais é retilíneo.

O plagioclásio (albita) mostra cristais com formas anédricas nos porfiroclastos a subédricas quando na matriz, com dimensões micrométricas (20-40 μm , matriz) a submilimétricas (150-200 μm , porfiroclastos). Alguns porfiroclastos apresentam geminação Albita e, em menor número extinção ondulante. Os cristais de plagioclásio apresentam-se saussuritizados. O contato com os minerais é lobado (matriz) e retilíneo. Nos porfiroclastos prevalecem cinemática dextral.

O feldspato potássico ocorre como cristais anédricos com tamanhos micrométricos (20 μm), não foi possível identificar a geminação característica. Os cristais ocorrem subordinados a composição quartzo-feldspática da matriz da rocha. O contato é do tipo lobado a retilíneo.

Os cristais de opacos variam de euédricos quando não deformados (pós-Dn) a anédricos quando deformados (pré ou sin-Dn). Os opacos identificados foram pirita, majoritariamente, arsenopirita e calcopirita. O tamanho médio dos cristais é de 100-180 μm . O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

Os cristais de magnetita estão subordinados aos minerais opacos e, secundariamente, aos filossilicatos. Os cristais são anédricos e posicionam-se nos interstícios entre os demais minerais. O tamanho médio é de 200 μm .

Os cristais de turmalina são subédricos a anédricos. Apresenta-se orientados marcando a direção da foliação principal Sn. Os cristais são incolores e possuem birrefringência moderada a forte, hábito prismático cujo tamanho médio dos grãos é de 40 μm .

Considerações: Dada a paragênese: sericita+quartzo+albita \pm k-feldspato sabe-se que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde baixo. O retrometamorfismo provoca o desequilíbrio dos minerais de maior temperatura e pressão. Os porfiroclastos de quartzo e plagioclásio e os opacos deformados indicam eventos pré- e/ou sin-Dn. Já os mecanismos de recristalização dinâmica (crescimento por subgrão) e deformação cristaloplástica (extinção ondulante) também podem ser vistos nos porfiroclastos de quartzo e, secundariamente, no plagioclásio. A rocha possui composição riolítica.

Classificação da rocha: Sericita-quartzo xisto.

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-99	SAD 69 22 S	503783	8198626	442

Lâmina GMP-99

Descrição mesoscópica: rocha leucocrática com coloração cinza esbranquiçada e foliação bem marcada.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura anisotrópica e textura lepidoblástica dada pela orientação preferencial dos filossilicatos intercalados a bandas quartzo-feldspáticas seguindo a direção da foliação Sn paralela ao bandamento S0. A rocha mostra granulação fina a muito fina e foliação do tipo clivagem de crenulação.

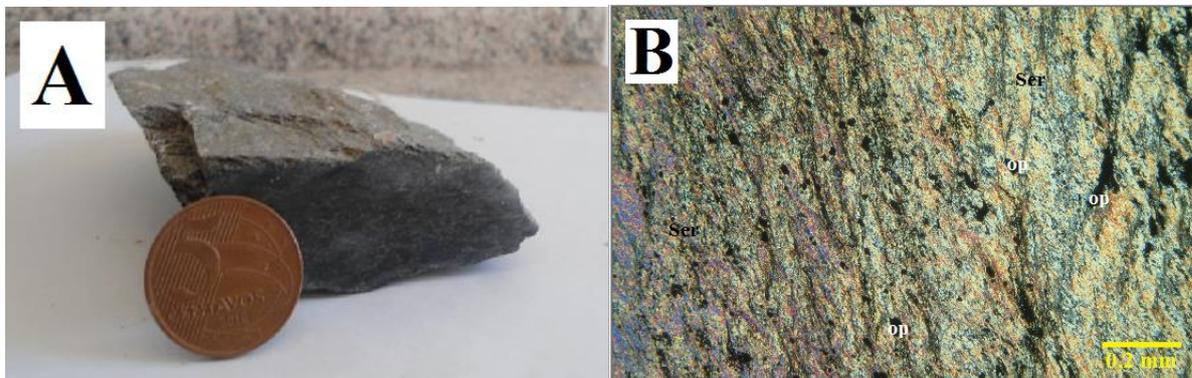


Figura 11 – A) Fotografia de rocha metafélica da unidade F2, Ponto GMP-99; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 5x, microscópio Leica. (Legenda: Ser=sericita, op=opacos).

Composição modal estimada visualmente

Sericita ± 63%
 Quartzo ± 16%
 Plagioclásio ± 10%
 Opacos ± 6%
 Feldspato potássico ± 5%
 Traços: Turmalina

Descrição e relação dos minerais

A sericita ocorre como cristais anédricos, prismáticos, estirados com dimensões micrométricas em torno de 15 μm . Apresenta-se levemente pleocróica, amarelo-claro pálido. Os cristais constituem trilhas paralelas a Sn, além da formação de microdobras. O contato com os minerais é do tipo retilíneo.

O quartzo ocorre como cristais anédricos e apresentam reduzidas dimensões (30 μm). Os cristais apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato entre os grãos é do tipo interlobado e com os demais minerais é retilíneo a lobado.

O plagioclásio (albita) mostra cristais com formas anédricas de pequenas dimensões, 30 μm . Em alguns cristais nota-se a presença de geminação Albita, além de se observar a saussuritização do plagioclásio. O contato com os minerais é lobado (matriz) e retilíneo.

Os cristais de opacos variam de euédricos quando não deformados (pós-Dn) a anédricos quando deformados (pré ou sin-Dn). Os opacos identificados, em sua maioria, foram piritas com hábito pentagonal, além de arsenopirita e calcopirita. O tamanho dos cristais varia entre 100-200 μm . O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

O feldspato potássico ocorre como cristais anédricos com tamanhos micrométricos, não foi possível identificar a geminação característica, logo, torna-se difícil a individualização dos minerais que compõem a matriz quartzo-feldspática da rocha. O contato é do tipo lobado a retilíneo.

Considerações: A paragênese sericita+quartzo+albita±k-feldspato indica que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde de baixa pressão. O retrometamorfismo provocou o desequilíbrio dos minerais de maior temperatura e pressão. Podem-se reconhecer os mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, através das feições de crescimento por subgrão e de extinção ondulante, respectivamente. A rocha possui composição riolítica.

Classificação da rocha: Filito/Sericita-xisto.

UNIDADE M4

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-52	SAD 69 22 S	500958	8196259	449

Lâmina GMP-52c

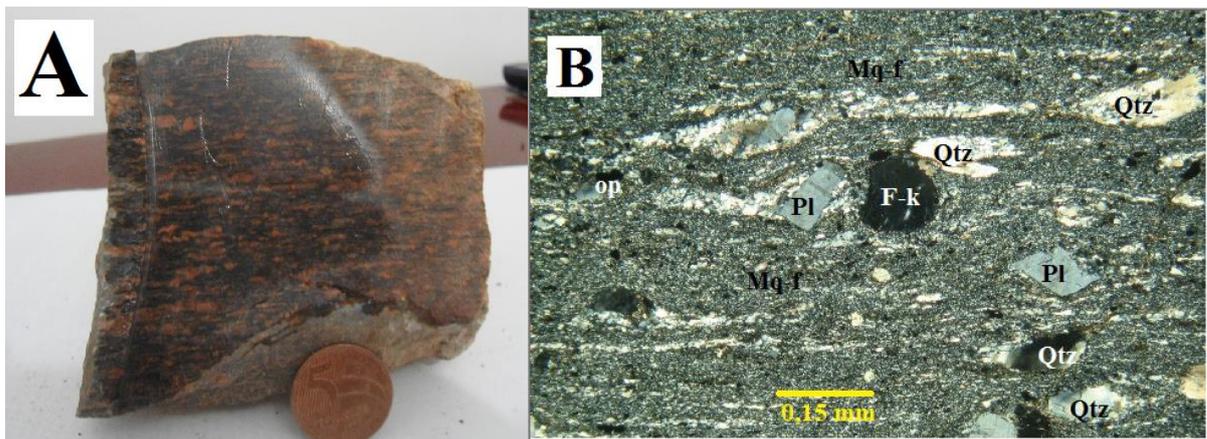


Figura 12 - A) Fotografia de rocha metafélica da unidade M4, Ponto GMP-52; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 5x, microscópio Leica. (Legenda: Mq-f=matriz quartzo-feldspática, F-k=feldspato potássico, Qtz= quartzo, Pl=plagioclásio, op=opacos).

Descrição mesoscópica: rocha maciça, densa, com coloração marrom acinzentada apresentando nítida feição milonítica.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta textura porfiroblástica com matriz de granulação muito fina a fina. A estrutura é anisotrópica marcada por porfiroclastos de quartzo e plagioclásio, filossilicatos e minerais opacos deformados orientados seguindo uma direção preferencial Sn, do tipo milonítica, a qual é paralela ao bandamento S0.

Composição modal estimada visualmente

Quartzo ± 33%
 Plagioclásio ± 27%
 Muscovita ± 21%
 Feldspato potássico ± 12%

Opacos \pm 5%
 Carbonato \pm 2%
 Traços: Apatita
 Zircão

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de quartzo são anédricos variando desde porfiroclastos (100-700 μm) e/ou lentes de agregados (1,3 mm) submilimétricos a grãos microcristalinos (20-100 μm), na matriz. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão, preferencialmente e/ou migração de grãos. As lentes de agregado de quartzo ocorrem paralelas à foliação Sn. O contato entre os grãos de quartzo é do tipo interlobado e com os outros minerais é retilíneo. A deformação nos porfiroclastos de quartzo indicam movimentos cinemáticos.

Os cristais de plagioclásio (albita) ocorrem sob a forma anédrica com variadas dimensões, desde milimétricos nos porfiroclastos (cerca de 2 mm) a micrométricos (150 μm), matriz. Os porfiroclastos de plagioclásio mostram geminação Albita e, secundariamente Carlsbad, extinção ondulante e, em alguns pontos, mostram-se fraturados. O contato entre os demais minerais é do tipo retilíneo e/ou lobado. Analogamente ao quartzo, os porfiroclastos de plagioclásio também retratam indicadores cinemáticos.

A muscovita ocorre como minerais anédricos, prismáticos e possuem pequenas dimensões (10-100 μm). Estes filossilicatos posicionam-se nos interstícios dos demais minerais e ocorrem subordinados às bordas dos porfiroclastos, além disso, constituem trilhas seguindo a direção da foliação Sn. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os cristais de k-feldspato são anédricos e de tamanhos variados, 15-100 μm . Os cristais de k-feldspato não apresentam geminação característica. O contato com os outros minerais é retilíneo e/ou lobado.

Os cristais de opacos ocorrem ora como cristais anédricos, deformados (pré- e/ou sin-Dn) paralelos à direção de Sn ora como cristais indeformados (pós-Dn), euédricos, pentagonais. O tamanho médio do cristal é de 400 μm . O contato é retilíneo.

Os cristais de carbonato possuem formato subédrico cujo tamanho médio é de 150 μm . Apresenta clivagem bem marcada e ocorre subordinado aos porfiroclastos de plagioclásio e aos porfiroblastos de epidoto. O carbonato é considerado um produto da carbonatação do plagioclásio devido à passagem de um fluido hidrotermalizado.

O mineral acessório de maior expressividade é a apatita que possui forma euédrica com hábito prismático, incolor com extinção reta e ocorre na forma de agregados ou como inclusões nos fenocristais cujo tamanho médio é de 100 μm . Outro mineral acessório também identificado foi o zircão que também possui forma euédrica, hábito prismático, cristais incolores com extinção paralela e tamanho de 120 μm , aproximadamente.

Considerações: A paragênese com quartzo+plagioclásio+k-feldspato+muscovita mostra que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde baixo. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos indicam evento pré- e/ou sin-tectônico. O retrometamorfismo gerou minerais de baixa pressão e ocasionou o desequilíbrio daqueles de maior temperatura e pressão. As feições de extinção ondulante e crescimento por subgrãos são estruturas típicas de milonitos de baixo grau provenientes dos mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, respectivamente. A rocha possui composição riolítica/riodacítica.

Classificação da rocha: Metariolito/metariodacito milonitizado.

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-54	SAD 69 22 S	502155	8197190	420

Lâmina GMP-54

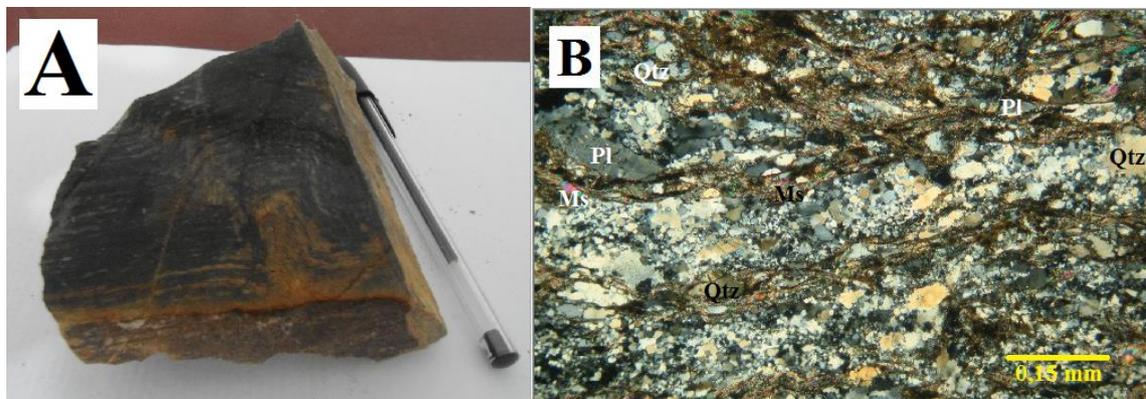


Figura 13 - A) Fotografia da rocha metafélsica da unidade R2, Ponto GMP-54; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Ms=muscovita, Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, op=opacos).

Descrição mesoscópica: rocha melanocrática, maciça, densa com coloração cinza esbranquiçada e presença de foliação milonítica bem marcada.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha possui estrutura anisotrópica e textura porfiroblástica cuja matriz apresenta granulação fina a muito fina. A foliação Sn é do tipo milonítica marcada pela orientação dos porfiroclastos de plagioclásio e quartzo, além dos porfiroblastos de epidoto alternados com filossilicatos e minerais opacos deformados que seguem a mesma direção preferencial. A rocha também apresenta microfraturas preenchidas por material amorfo ramificado.

Composição modal estimada visualmente

Quartzo ± 37%
 Plagioclásio ± 29%
 Biotita ± 16%
 Feldspato potássico ± 11%
 Muscovita ± 4%
 Opacos ± 2%
 Carbonato ± 1%
 Traços: Magnetita

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de quartzo são anédricos e possuem variados tamanhos, podem ser submilimétricos (100-400 μm), porfiroclastos, veios e/ou agregados a microcristalinos (100 μm), nos grãos que compõem a matriz. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão. Os veios quartzosos e os agregados monominerálicos também podem estar deformados e/ou paralelos à direção da foliação Sn. O contato entre os grãos de

quartzo é do tipo interlobado e com os outros minerais é retilíneo. Os porfiroclastos de quartzo indicam a presença de indicadores cinemáticos.

Os cristais de plagioclásio (albita) são anédricos e/ou subédricos e também mostram variadas dimensões, desde milimétricos (0,4 a 1,2 mm) nos porfiroclastos até micrométricos (150 μm) na matriz. O plagioclásio apresenta geminação Albita, saussuritização e extinção ondulante. O contato entre os demais minerais é do tipo retilíneo e/ou lobado. A deformação nestes porfiroclastos também gerou indicadores cinemáticos.

Os cristais de biotita são subédricos e/ou prismáticos e possuem pequenas dimensões, 50-100 μm . Apresentam suave pleocroísmo, verde-claro pálido, ademais, estes cristais de biotita ocorrem tanto subordinados às bordas dos fenocristais quanto nos interstícios dos demais minerais. O contato com os outros minerais é retilíneo.

O k-feldspato, junto com o quartzo e o plagioclásio, forma a matriz da rocha. Os cristais são anédricos e com tamanhos micrométricos na ordem de 100 μm . Os cristais de k-feldspato não apresentam geminação característica (tal fato limita a individualização do mesmo na composição da matriz rochosa). O contato com os outros minerais é retilíneo e/ou lobado.

A muscovita ocorre como um cristal anédrico, prismático e com pequenas dimensões, 20-100 μm . Estes cristais estão subordinados aos interstícios dos demais minerais e ao entorno dos porfiroclastos, além disso, comumente, ocorrem como trilhas que seguem a direção da foliação Sn. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os minerais opacos ora são euédricos, pentagonais e não deformados, ou seja, representam um evento pós-Dn ora são anédricos, deformados caracterizando eventos pré ou sin-Dn, estes ocorrem paralelos à orientação preferencial de Sn. O tamanho médio dos cristais varia de 90 a 200 μm . O contato é retilíneo.

Os carbonatos são subédricos, incolores com reduzidas dimensões em torno de 100 μm . Ocorre subordinado aos porfiroclastos de plagioclásio e apresentam clivagem bem marcada. O carbonato é considerado um produto da carbonatação do plagioclásio processo oriundo da passagem de um fluido hidrotermal.

Os cristais de magnetita ocorrem associados aos minerais opacos, preferencialmente e, aos filossilicatos. Apresentam-se como cristais anédricos subordinados aos interstícios entre os demais minerais cujo tamanho médio é de 200 μm .

Considerações: A paragênese quartzo+plagioclásio+k-feldspato+biotita \pm muscovita indica que a rocha sofreu metamorfismo em fácies xisto verde de baixa pressão. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos, assim como os porfiroblastos de epidoto caracterizam eventos pré- e/ou sin-Dn. O retrometamorfismo gerou minerais de baixa pressão como epidoto e muscovita, além de promover o desequilíbrio daqueles de maior temperatura e pressão. Extinção ondulante e crescimento por subgrãos são feições típicas de milonitos de baixo grau provenientes dos mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, respectivamente. A rocha possui composição riolítica/riodacítica.

Classificação da rocha: Metariolito/metariodacito milonitizado.

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-58a	SAD 69 22 S	502743	8197097	462

Lâmina GMP-58A

Descrição mesoscópica: rocha melanocrática, maciça, densa com coloração cinza esverdeada a marrom alaranjada apresenta foliação.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta textura nematoblástica com granulação fina e estrutura anisotrópica marcada pela orientação dos cristais de actinolita, dos porfiroblastos de epidoto e das bandas quartzo-feldspáticas segundo uma mesma direção da foliação S_n , do tipo xistosidade, paralela ao bandamento S_0 .

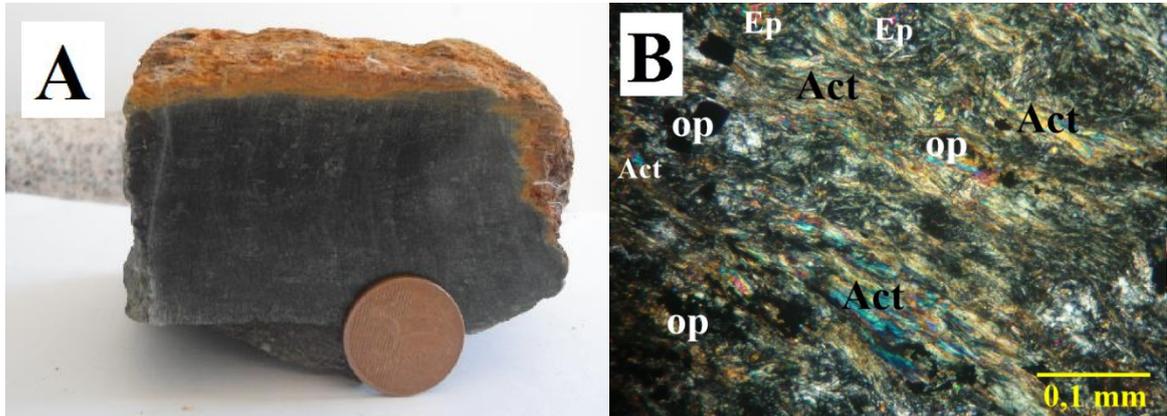


Figura 14 - A) Fotografia da amostra de rocha metamáfica da unidade M4, Ponto GMP-58; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X, aumento de 20x, microscópio Leica. (Legenda: Ep=epidoto, Act=actinolita, op=opacos).

Composição modal estimada visualmente

Actinolita \pm 37%
 Clorita \pm 19%
 Epidoto \pm 17%
 Opacos \pm 12%
 Plagioclásio \pm 9%
 Quartzo \pm 5%
 Titanita \pm 1%
 Traços: Carbonato
 Magnetita

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de actinolita são subédricos, prismáticos com dimensões na ordem de 100-250 μm . Apresentam pleocroísmo, verde oliva a amarelo pálido, estes cristais ocorrem orientados segundo a foliação S_n a qual é paralela ao bandamento S_0 . O contato com os outros minerais é retilíneo.

A clorita apresenta suave pleocroísmo (verde-claro pálido), birrefringência de coloração azul-berlim, bastante característica do mineral, e possui dimensões micrométricas na ordem de 100 μm . Os cristais de clorita também ocorrem como trilhas e estão paralelos à foliação S_n e ao bandamento S_0 . O contato com os demais cristais é do tipo retilíneo.

Os porfiroblastos de epidoto são subédricos, prismáticos e possuem variadas dimensões entre 35-200 μm . Mostram leve pleocroísmo (verde-claro pálido a amarelo) e, assim como os cristais de actinolita, ocorrem orientados seguindo a direção de S_n . O contato com os outros

minerais é retilíneo. A deformação nos porfiroblastos de epidoto gera indicadores cinemáticos.

Os opacos ocorrem como cristais anédricos e euédricos de dimensões variadas, 100-200 μm . Os opacos ocorrem deformados indicando eventos pré- e/ou sin-Dn, como também, não deformados, com hábito pentagonal, típico de pirita, indicando evento pós-Dn. O contato é retilíneo.

Os cristais de plagioclásio (albita) ocorrem nas formas anédricas a subédricas e com variadas dimensões, 100-200 μm . Os cristais de plagioclásio apresentam geminação Albita, saussuritização e forte albitização. O contato com os minerais é do tipo retilíneo. Também apontam a presença de indicadores cinemáticos.

O quartzo ocorre como cristais anédricos com dimensões variadas entre 100 e 250 μm . Apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato com os demais minerais é lobado e/ou retilíneo. A deformação identificada nos porfiroclastos mostra a presença de indicadores cinemáticos.

A titanita ocorre como cristais euédricos que ocorrem como agregados de coloração castanha com tamanho médio na ordem de 100 μm .

Os cristais de carbonato são subédricos, incolores e de reduzidas dimensões, 100 μm . Ocorre subordinado aos porfiroclastos de plagioclásio e aos porfiroblastos de epidoto, além disso, apresentam clivagem bem marcada. O carbonato é considerado um produto da carbonatação do plagioclásio devido à passagem de um fluido hidrotermalizado.

A magnetita ocorre associada aos minerais opacos e filossilicáticos. Os cristais são anédricos com tamanho médio de 100 μm e ocorrem subordinados aos interstícios entre os demais minerais.

Considerações: A paragênese: actinolita+clorita+epidoto+plagioclásio+quartzo indica que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde. Os porfiroclastos de plagioclásio e quartzo, assim como os porfiroblastos de epidoto caracterizam eventos pré- e/ou sin-Dn. O retrometamorfismo gerou minerais de baixa pressão como clorita, além de promover o desequilíbrio daqueles de maior temperatura e pressão como, por exemplo, o plagioclásio no qual é possível identificar os processos de albitização, carbonatação e epidotização. O protólito da rocha foi, provavelmente, um basalto.

Classificação da rocha: Epidoto-clorita-actinolita xisto.

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-94	SAD 69_22 S	501512	8195504	440

Lâmina GMP-94

Descrição mesoscópica: rocha maciça, mesocrática com coloração cinza esbranquiçada apresentando nítida foliação milonítica.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta textura porfiroblástica com matriz de granulação fina. A estrutura é anisotrópica com foliação Sn é do tipo milonítica bem marcada pela orientação dos porfiroclastos de plagioclásio e quartzo, além dos porfiroblastos de epidoto alternados com filossilicatos e minerais opacos deformados que seguem a mesma direção preferencial.

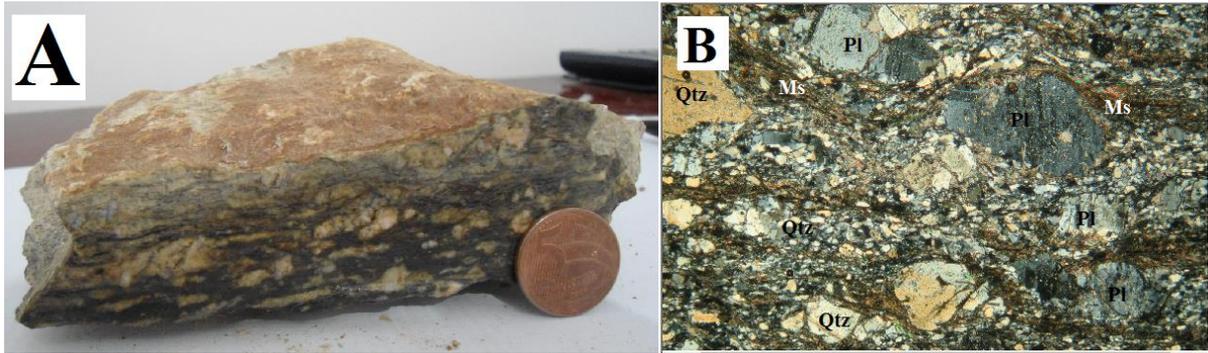


Figura 15 - A) Fotografia da rocha metafélsica da unidade M4, Ponto GMP-94; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Ms=muscovita, Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo).

Composição modal estimada visualmente

Plagioclásio ± 35%
 Quartzo ± 29%
 Feldspato potássico ± 15%
 Biotita ± 13%
 Muscovita ± 5%
 Opacos ± 2%
 Carbonato ± 1%
 Traços: Magnetita
 Apatita

Descrição e relação dos minerais

O plagioclásio (albita) ocorre como cristais anédricos e/ou subédricos com variadas dimensões, desde milimétricos (1,4-2 mm) nos porfiroclastos até micrométricos (20-40 μm) na matriz. O plagioclásio apresenta geminação Albita e Carlsbad, saussuritização e extinção ondulante. O contato entre os demais minerais é do tipo retilíneo e/ou lobado. A deformação nestes porfiroclastos também gerou indicadores cinemáticos.

Os cristais de quartzo são anédricos e possuem variados tamanhos, podem ser submilimétricos (600 μm), porfiroclastos e lentes de agregados a microcristalinos (20-50 μm), na composição da matriz. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão. As lentes de agregados monominerálicos também ocorrem paralelas à direção da foliação Sn. O contato entre os grãos de quartzo é do tipo interlobado/poligonal e com os outros minerais é retilíneo. Os porfiroclastos de quartzo também indicam a presença de indicadores cinemáticos.

Os cristais são anédricos e com tamanhos reduzidos, 50-100 μm . Os cristais de k-feldspato apresentam geminação polissintética, além de extinção ondulante. O contato com os outros minerais é retilíneo e/ou lobado.

Os cristais de muscovita são subédricos e/ou prismáticos com pequenas dimensões e leve pleocroísmo (amarelo-pálido). Os cristais ocorrem subordinados às bordas dos porfiroclastos e nos interstícios dos demais minerais, ademais, possuem tamanho médio entre 100-250 μm . O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os minerais opacos são euédricos e anédricos com tamanhos variados, 100-300 μm . Os cristais euédricos mostram, em sua maioria, hábito pentagonal e não estão deformados, ou seja, representam um evento pós-Dn. Enquanto que, os cristais anédricos, deformados

caracterizam eventos pré ou sin-Dn que ocorrem paralelos à orientação preferencial de Sn. O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

Os cristais de carbonato são subédricos, incolores com pequenas dimensões, 150 μm . Apresentam-se subordinados aos porfiroclastos de plagioclásio e com clivagem bem marcada. O carbonato é considerado um produto da carbonatação do plagioclásio processo oriundo da passagem de um fluido hidrotermal.

Os cristais de magnetita ocorrem associados aos minerais opacos, preferencialmente e, aos filossilicatos. Apresentam-se como cristais anédricos subordinados aos interstícios entre os demais minerais com tamanho médio na ordem de 100 μm .

A apatita possui forma euédrica, hábito prismático, extinção paralela e ocorre na forma de agregados ou como inclusões nos fenocristais cujo tamanho médio é de 80 μm .

Considerações: A paragénese quartzo+plagioclásio+k-feldspato+biotita+muscovita indica que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde médio, zona da biotita. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos indicam eventos pré- e/ou sin-Dn. O retrometamorfismo gerou minerais de baixa pressão, além de ocasionar o desequilíbrio daqueles de maior temperatura e pressão. As feições de extinção ondulante e crescimento por subgrãos são típicas de milonitos de baixo grau provenientes dos mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloelástica, respectivamente. A rocha possui composição riodacítica/dacítica.

Classificação da rocha: Metariodacito milonitizado.

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-98	SAD 69 22 S	503258	8199185	451

Lâmina GMP-98

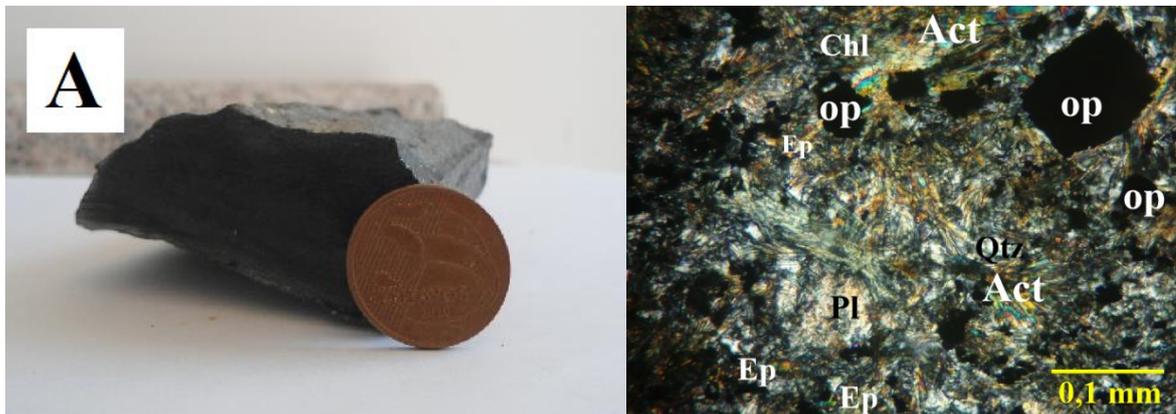


Figura 16 - A) Fotografia da amostra de rocha metamáfica da unidade M4, Ponto GMP-98; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 20x, microscópio Leica. (Legenda: Ep=epidoto, Act=actinolita, Chl=clorita, Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, op=opacos).

Descrição mesoscópica: rocha melanocrática, maciça, densa com coloração cinza esbranquiçada.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha possui estrutura anisotrópica e textura levemente nematoblástica, pois, a rocha ainda preserva textura ígnea original. Apresenta suave foliação do tipo xistosidade dada pela orientação dos anfibólios, filossilicatos e da matriz quartzo-feldspática.

Composição modal estimada visualmente

Actinolita ± 42%
 Clorita ± 19%
 Plagioclásio ± 16%
 Quartzo ± 11%
 Opacos ± 8%
 Epidoto ± 4%
 Traços: Magnetita

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de actinolita são subédricos, prismáticos com dimensões milimétrica (750 µm) e leve pleocroísmo, verde oliva a amarelo pálido. Os cristais de actinolita ocorrem suavemente orientados segundo a foliação Sn. O contato com os outros minerais é retilíneo.

A clorita também apresenta suave pleocroísmo, verde-claro pálido, birrefringência de coloração azul-berlim, bastante característica do mineral, com dimensões micrométricas, 60 µm. Os cristais de clorita também estão mostrando orientação segundo a foliação Sn e o bandamento S0. O contato com os demais cristais é do tipo retilíneo.

Os cristais de plagioclásio (albita/oligoclásio) são subédricos com dimensões milimétricas, 0,4 a 1,6 mm. Os cristais de plagioclásio apresentam geminação Albita e forte saussuritização. O contato com os minerais é do tipo retilíneo.

O quartzo ocorre como cristais anédricos com dimensões micrométricas a milimétricas, 0,05 a 1 mm. O contato com os demais minerais é poligonal e/ou retilíneo.

Os opacos ocorrem como cristais anédricos e euédricos de dimensões variadas, 100-350 µm. Os opacos, em sua maioria, são euédricos e possui hábito pentagonal, típico de pirita, estes também indicam evento pós-Dn. Enquanto que, os cristais anédricos estão levemente deformados e paralelos à foliação Sn, estes indicam eventos pré- e/ou sin-Dn.

Os porfiroblastos de epidoto são subédricos, prismáticos com dimensões micrométricas, 100 µm. Mostram leve pleocroísmo, verde-claro pálido a amarelo e, assim como os cristais de actinolita, ocorrem orientados seguindo a direção de Sn. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os cristais de magnetita ocorrem associados aos minerais opacos e, secundariamente, aos filossilicatos. Os cristais são anédricos e ocorrem subordinados aos interstícios entre os demais minerais.

Considerações: A paragênese: actinolita+clorita±epidoto+plagioclásio+quartzo indica que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde. O retrometamorfismo gerou minerais de baixa pressão como clorita e epidoto, além de promover o desequilíbrio daqueles de maior temperatura e pressão. Conforme supracitado, a rocha apresenta textura ígnea preservada na qual o protólito da rocha foi, provavelmente, um basalto.

Classificação da rocha: Clorita-actinolita xisto.

GRANITÓIDES

GRANITO ISRAELÂNDIA

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-18	SAD 69 22 S	507640	8194615	430

Lâmina GMP-18

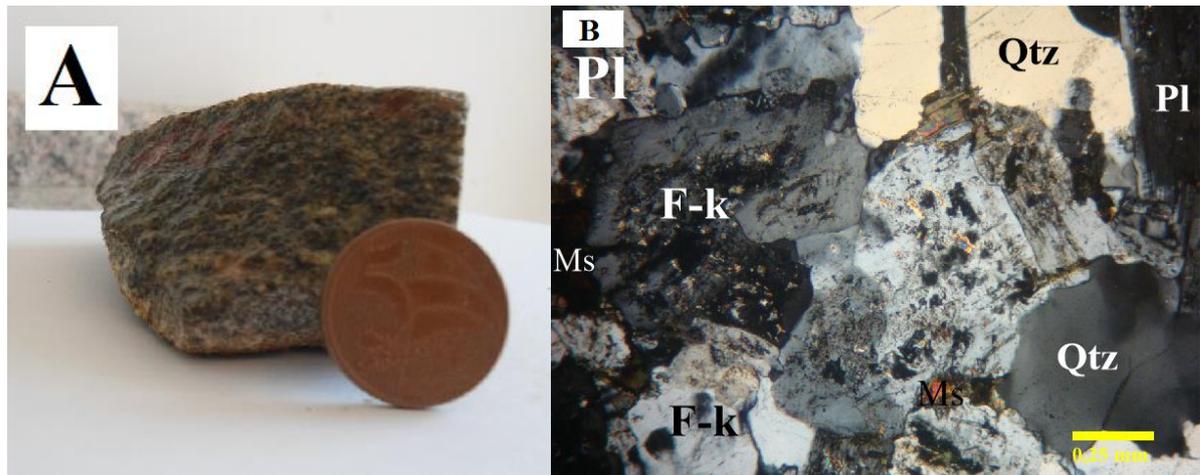


Figura 17 – A) Fotografia da amostra de rocha do Granito Israelândia, Ponto GMP-18; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 5x, microscópio Leica. (Legenda: Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, Ms-muscovita, F-k=feldspato potássico).

Descrição mesoscópica: rocha hololeucocrática, fanerítica, maciça com coloração cinza esbranquiçada a rósea apresentando aparente foliação.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura gnáissica e textura bandada marcando uma foliação do tipo xistosidade. A rocha possui granulação fina a média cujo tamanho relativo dos grãos é inequigranular.

Composição modal estimada visualmente

Feldspato potássico ± 45%
 Quartzo ± 26%
 Plagioclásio ± 19%
 Biotita ± 7%
 Apatita ± 1%
 Zircão ± 1%
 Epidoto ± 0,5%
 Titanita ± 0,5%
 Traços: Magnetita

Descrição e relação dos minerais

O feldspato potássico (microclínio) ocorre como fenocristais anédricos e/ou subédricos com geminação polissintética. Os fenocristais de k-feldspato estão orientados de acordo com a

foliação preferencial da rocha e apresentam extinção ondulante e textura gráfica. O contato com os outros minerais é retilíneo e o tamanho médio dos fenocristais é de 0,9-2 mm.

O quartzo ocorre como cristas anédricos, inequigranulares e com extinção ondulante e crescimento por subgrão (mecanismos de deformação cristaloplástica e recristalização dinâmica). O contato entre os grão é poligonal a lobado com início de recuperação de limites e, em relação aos demais minerais, é retilíneo. O tamanho médio dos cristais é de 1,1 mm.

Os cristais de plagioclásio (albita), assim como os de feldspato potássico, são anédricos e/ou euédricos, com geminação Albita e Carlsbad. Estes fenocristais estão saussuritizados (albitização) e apresentam textura poiquilíticas (pequenas inclusões de quartzo, filossilicato e apatita). O contato com os outros minerais é retilíneo e o tamanho médio dos fenocristais é de 0,75-1 mm.

A biotita possui coloração verde pleocróica e ocorre como cristais subédricos e/ou anédricos de dimensões variadas entre 150 e 900 μm . Os cristais ora constituem trilhas paralelas à foliação e tendem, nesse caso, a serem anédricos, ora concentram-se em determinadas porções da rocha e, nesse contexto, são subédricos. A biotita se situa, preferencialmente, subordinada aos interstícios dos fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio, além dos cristais de quartzo.

A apatita possui forma euédrica, hábito prismático, incolor e com extinção paralela. Ocorre na forma de agregados ou como inclusões nos fenocristais com tamanho médio de 100 μm .

O zircão também possui forma euédrica e hábito prismático. Os cristais são incolores e apresentam extinção reta, além de tamanho médio na ordem de 100 μm .

Os cristais de epidoto ocorrem como cristais euédricos de hábito prismático e/ou granular, na forma de agregados. Apresentam-se incolores ou com leve pleocroísmo, amarelo pálido a verde-claro, com alta birrefringência. O contato com os outros minerais é retilíneo e o tamanho médio é de 80-100 μm .

Enquanto que, os cristais de titanita são euédricos e ocorrem como agregados de coloração castanha com tamanho médio entre 20-40 μm .

A magnetita ocorre associada aos minerais opacos e, secundariamente, aos filossilicatos. Os cristais são anédricos e ocorrem subordinados aos interstícios entre os demais minerais.

Considerações: Pela paragênese: k-feldspato+plagioclásio+quartzo+biotita \pm epidoto a fácies granítica mostra-se metamorfisada/retrometamorfisada em fácies xisto verde. O bandamento gnáissico é formado por minerais orientados segundo uma foliação principal Sn do tipo xistosidade. Tal fato mostra que a borda do corpo granítico encontra-se deformada, porém, não se trata de uma deformação tão intensa, o que pode ser evidenciado pelas feições geradas como extinção ondulante do quartzo e do plagioclásio, além do crescimento por subgrão anteriormente citado. O protólito da rocha foi um granito de composição monzogranítica.

Classificação da rocha: Metagranito/Gnaisse.

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-77	SAD 69 22 S	506574	8197915	474

Lâmina GMP-77

Descrição mesoscópica: rocha hololeucocrática, fanerítica, maciça com coloração rosa acinzentada apresentando foliação bem marcada.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura gnáissica e textura bandada marcando a foliação principal da rocha do tipo xistosidade. A rocha possui granulação média e o tamanho relativo dos grãos é inequigranular.

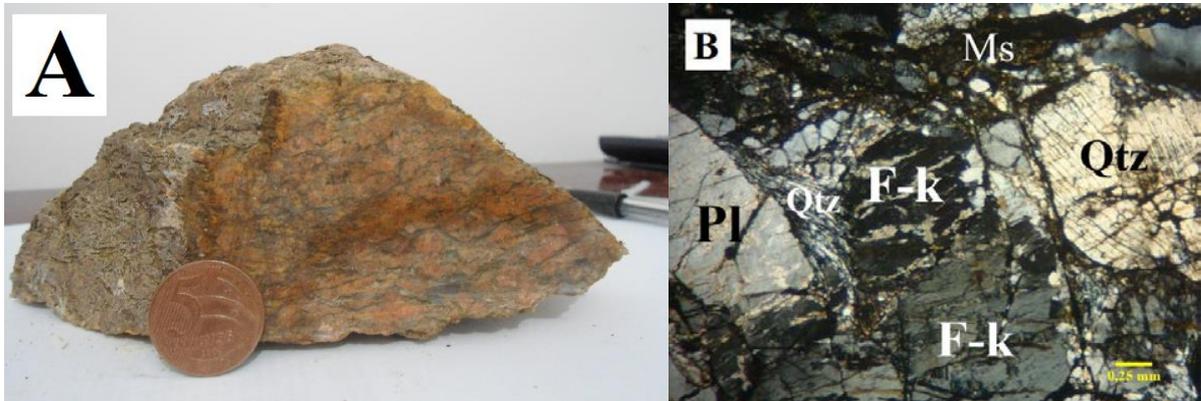


Figura 18 - A) Fotografia da amostra de rocha do Granito Israelândia, Ponto GMP-77; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 2,5x, microscópio Leica. (Legenda: Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, Ms-muscovita, F-k=feldspato potássico).

Composição modal estimada visualmente

Plagioclásio ± 35%
 Feldspato potássico ± 29%
 Quartzo ± 26%
 Biotita ± 5%
 Epidoto ± 1,5%
 Óxidos ± 1,5%
 Apatita ± 1%
 Zircão ± 0,5%
 Titanita ± 0,5%

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de plagioclásio (albita) são anédricos e/ou euédricos, com geminação Albita e Carlsbad. Os fenocristais de plagioclásio mostram-se saussuritizados (albitização dos plagioclásios) e fraturados cujo tamanho é de 1,7-2 mm. O contato com os outros minerais é retilíneo e o

O feldspato potássico (microclínio) mostra formas anédricas e/ou subédricas com geminação polissintética. Estes fenocristais estão orientados de acordo com a foliação preferencial da rocha e apresentam extinção ondulante, além de uma massa de alteração superficial de coloração pardacenta. O contato é retilíneo e o tamanhos dos fenocristais ultrapassa 2 mm.

O quartzo apresenta-se como cristais anédricos, inequigranulares com extinção ondulante e crescimento por subgrão. O contato entre os grão é poligonal a lobado com início de recuperação de limites e, em relação aos demais minerais, é retilíneo. O tamanho médio dos cristais é variável, nos interstícios é de 50 μm e os demais variam entre 80 e 150 μm .

A biotita ocorre como cristais subédricos e/ou anédricos de dimensões variadas (100-400 μm) com pleocroísmo em tons esverdeados. Os cristais de biotita quando na forma anédrica apresentam-se como trilhas paralelas à foliação e, quando subédricos posicionam-se

concentrados em determinadas porções da rocha. A biotita se situa, preferencialmente, subordinada aos interstícios dos fenocristais de k-feldspato, quartzo e plagioclásio.

Os cristais de epidoto ocorrem no formato euédrico com hábito prismático e/ou granular, na forma de agregados e sem coloração e/ou com leve pleocroísmo, amarelo pálido, de alta birrefringência. O contato é retilíneo e o tamanho médio é de aproximadamente 75-100 μm .

Os óxidos ocorrem de forma alterada produzindo um material amorfo de coloração avermelhada que se associam aos minerais opacos e, secundariamente, aos filossilicáticos. Os cristais são anédricos e ocorrem subordinados aos interstícios entre os demais minerais. Possuem tamanho médio entre 100-300 μm .

Os minerais acessórios identificados foram apatita que possui forma euédrica com hábito prismático, incolor com extinção paralela e ocorre na forma de agregados ou como inclusões nos fenocristais. Outro mineral acessório identificado foi o zircão que também possui forma euédrica, hábito prismático, cristais incolores e com extinção reta. E, por último, cristais de titanita com formatos euédricos que ocorrem como agregados de coloração castanha e alta birrefringência. O tamanho médio dos minerais acessórios é da ordem de 100-150 μm .

Considerações: Dada a paragênese: k-feldspato+plagioclásio+quartzo+biotita±epidoto sabe-se que a rocha foi metamorfisada/retrometamorfisada em fácies xisto verde. O bandamento gnáissico é composto por bandas de minerais quartzo-feldspáticos intercaladas aos filossilicatos todos orientados segundo a foliação Sn do tipo xistosidade. Assim como na amostra anteriormente descrita, a deformação na borda do corpo granítico não foi tão intensa, pois, as feições identificadas como extinção ondulante do quartzo e do plagioclásio, além do crescimento por subgrão indicam deformação de baixo grau. O protólito da rocha trata-se de um granito de composição sienogranítica.

Classificação da rocha: Metagranito/Gnaisse.

GRANITO IPORÁ

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-03	SAD 69 22 S	500985	8193376	469

Lâmina GMP-3

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura gnáissica e textura bandada, predominantemente, porfiroblástica, fanerítica, inequigranular a porfirítica com granulação média-grossa. A anisotropia é marcada pela orientação preferencial dos cristais prismáticos (biotita), em bandas descontínuas, e dos cristais de quartzo recristalizado, bandas contínuas formando uma foliação do tipo xistosidade.

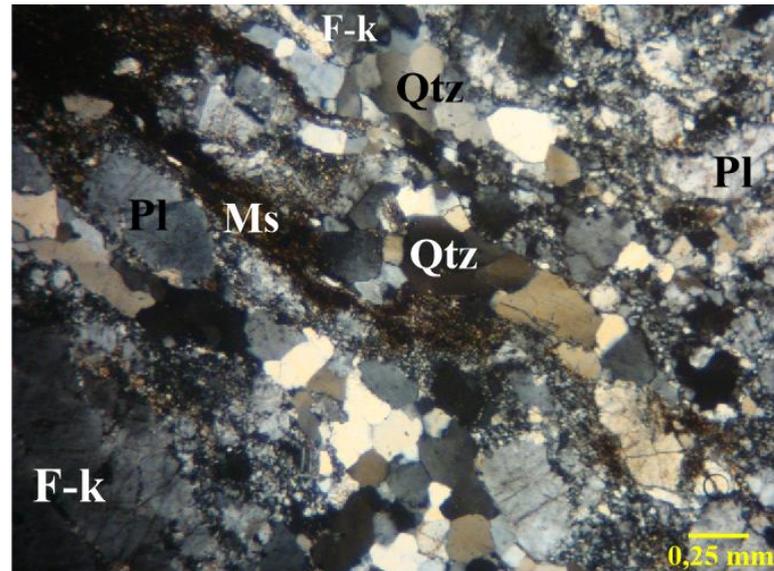


Figura 19 – Fotomicrografia da amostra de Granito Iporá, Ponto GMP-03 a nicóis cruzados X aumento de 2,5x, microscópio Leica. (Legenda: Ms=muscovita, Pl=plagioclásio, F-k=feldspato potássico, Qtz=quartzo).

Composição modal estimada visualmente

Feldspato potássico ± 34%

Quartzo ± 26%

Plagioclásio ± 21%

Biotita ± 10%

Apatita ± 1,5%

Óxidos ± 1%

Epidoto ± 0,5%

Traços: Zircão

Titanita

Descrição e relação dos minerais

O feldspato potássico ocorre como fenocristais anédricos e/ou subédricos de dimensões variadas, 1,4-2 mm. Apresenta extinção ondulante, alteração e é comum observar a presença de pertitas. Os fenocristais podem ou não estar orientados com a foliação da rocha e o contato com outros minerais é retilíneo e/ou lobado. Os porfiroclastos de k-feldspato formam indicadores cinemáticos de movimento dextral.

O quartzo ocorre como cristais anédricos de dimensões variadas ora próximas ou inferiores que as dos cristais de plagioclásio e feldspato (160-600 μm) ora microcristalina como nos interstícios entre os cristais porfiríticos e/ou na matriz (15-50 μm). Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e crescimento por subgrão feições que denotam mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, respectivamente. Também formam “ribbons” monocristalinos com dimensões variadas e o contato entre os grãos de quartzo são dos tipos interlobado e com outros minerais é retilíneo. A deformação nos porfiroclastos de quartzo indica movimento cinemático dextral.

O plagioclásio (albita/oligoclásio) ocorre de maneira semelhante aos de feldspato, ou seja, também na forma de fenocristais de dimensões variadas entre 250 μm a 1,1 mm.

Apresenta geminação Albita e Carlsbad, extinção ondulante, albitização e ocorre como minerais anédricos subédricos cujo contato entre os minerais é retilíneo e lobado. Os porfiroclastos de plagioclásio também indicam cinemática dextral.

A biotita ocorre como cristais de coloração marrom pleocróica, subédricos anédricos e de dimensões variadas, 30-40 μm podendo atingir 2 mm. Os cristais constituem trilhas paralelas à foliação e tendem, nesse caso, a serem anédricos, também podem concentrar-se em determinadas porções da rocha e, nesse contexto, são subédricos. A biotita se situa, preferencialmente, subordinada aos interstícios dos fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio, além dos cristais de quartzo.

O mineral acessório presente em maior proporção é a apatita que possui forma euédrica com hábito prismático, incolor com extinção paralela e ocorre na forma de agregados ou como inclusões nos fenocristais cujo tamanho médio é de 100 μm .

Os óxidos ocorrem alterados e produzem um material amorfo de coloração avermelhada que se associam aos minerais opacos e, secundariamente, aos cristais de biotita. Os cristais são anédricos e ocorrem subordinados aos interstícios entre os demais minerais com tamanho médio entre 100-250 μm .

Os cristais de epidoto apresentam-se como euédricos com hábito prismático e/ou granular, na forma de agregados. Os cristais são incolores e possuem alta birrefringência e tamanho médio de 80 μm . O contato com os outros minerais é retilíneo.

Outro mineral acessório identificado foi o zircão que também possui forma euédrica, hábito prismático, cristais incolores e com extinção reta. E, por fim, também ocorrem cristais de titanita com formatos euédricos que ocorrem como agregados de coloração castanha. Os minerais acessórios possuem tamanho médio entre 100-200 μm .

Considerações: A paragênese: k-feldspato+quartzo+plagioclásio+biotita \pm epidoto indica que a rocha foi metamorfisada/retrometamorfisada em fácies xisto verde. A rocha em questão sofreu um processo de deformação não tão pronunciado, porém, evidente nos cristais de quartzo e feldspatos que apresentam extinção ondulante (defeito causado por deformação de minerais) e também nos cristais de biotita que ocorrem deformados (alongados/estirados) em algumas porções da lâmina. A rocha é proveniente de um granito de composição monzogranítica.

Classificação da rocha: Metagranito/Gnaiss.

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-49	SAD 69_22 S	500816	8195759	437

Lâmina GMP-49

Descrição mesoscópica: rocha hololeucocrática, fanerítica, maciça com coloração cinza esbranquiçada a rósea aparentemente foliada.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura gnáissica e textura bandada, bandas quartzo-feldspáticas contínuas alternadas com bandas descontínuas de filossilicatos. Este bandamento caracteriza uma foliação principal (Sn) do tipo xistosidade.

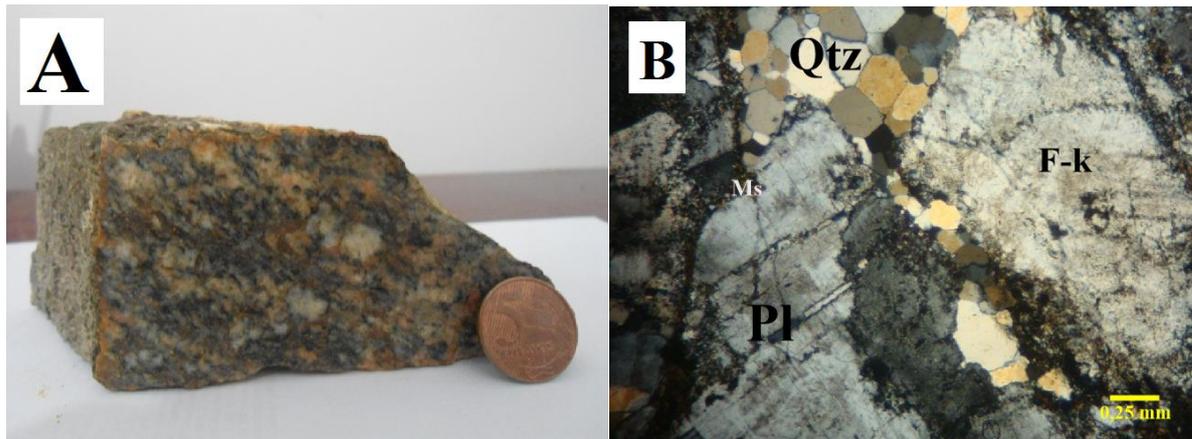


Figura 20 - A) Fotografia da amostra de rocha do Granito Iporá, Ponto GMP-49; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 2,5x, microscópio Leica. (Legenda: Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, Ms-muscovita, F-k=feldspato potássico).

Composição modal estimada visualmente

Plagioclásio ± 42%
 Quartzo ± 33%
 Biotita ± 13%
 Feldspato potássico ± 11%
 Titanita ± 1%
 Traços: Epidoto
 Apatita
 Zircão
 Opacos

Descrição e relação dos minerais

O plagioclásio (albita) ocorre na forma de fenocristais de dimensões variadas, de 750 µm até 2 mm. Estes fenocristais possuem geminação Albita e Carlsbad, extinção ondulante, albitização, saussuritização e ocorre como minerais anédricos subédricos cujo contato entre os minerais é retilíneo e lobado.

Os cristais de quartzo possuem formato anédrico com dimensões variadas, porções microcristalinas como nos interstícios entre os cristais porfíricos e/ou na matriz (30-50 µm), além de porções cristalinas, recristalizadas na ordem de 50-150 µm. O quartzo apresenta extinção ondulante e crescimento por subgrão. O contato entre os grãos de quartzo são dos tipos interlobado, (nas porções mais deformadas) e/ou poligonal (campos com menor deformação), enquanto que, com os outros minerais é retilíneo.

A biotita apresenta pleocroísmo, marrom a verde-escuro, cristais com formatos subédricos e/ou anédricos com variadas dimensões, 100-200 µm podendo atingir até 2 mm (cristais estirados). Estes constituem trilhas paralelas à foliação, enquanto que, os cristais subédricos concentram-se em determinadas porções da rocha. A biotita ocorre subordinada aos interstícios dos fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio, além dos cristais de quartzo.

Os fenocristais de feldspato potássico (microclínio) possuem formatos anédricos e/ou subédricos de dimensões na ordem de 50-100 µm. Apresenta extinção ondulante, alteração superficial (massa de coloração castanha), além disso, os fenocristais podem ou não estar orientados segundo a direção da foliação Sn. O contato com outros minerais é retilíneo e/ou lobado.

O mineral acessório com maior representatividade é a titanita com formatos euédricos que ocorrem como agregados de coloração castanha. O tamanho médio é de 100-200 μm .

Os cristais de epidoto possuem formatos euédricos com hábito prismático e/ou granular. Estes cristais são incolores e mostram forte birrefringência. O contato com os outros minerais é retilíneo.

A apatita possui forma euédrica com hábito prismático, incolor com extinção reta e ocorre na forma de agregados ou como inclusões nos fenocristais. Outro mineral acessório também identificado foi o zircão que também possui forma euédrica, hábito prismático, cristais incolores e com extinção paralela.

Considerações: A paragênese: plagioclásio+quartzo+k-feldspato+biotita±epidoto aponta metamorfismo/retrometamorfismo em fácies xisto verde. O retrometamorfismo é marcado pela formação de minerais de baixa pressão, além do desequilíbrio daqueles de maior pressão e temperatura como, por exemplo, a albitização do plagioclásio. A deformação não foi tão intensa, pois, evidencia-se que os cristais de quartzo e feldspatos apresentam extinção ondulante e crescimento por subgrão (deformação cristaloplástica e recristalização dinâmica, respectivamente) estas feições indicam baixo grau de deformação. A rocha é proveniente de um granito de composição monzogranítica/granodiorítica.

Classificação da rocha: Metagranito/Gnaiss.

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-50	SAD 69_22 S	500661	8196603	486

Lâmina GMP-50

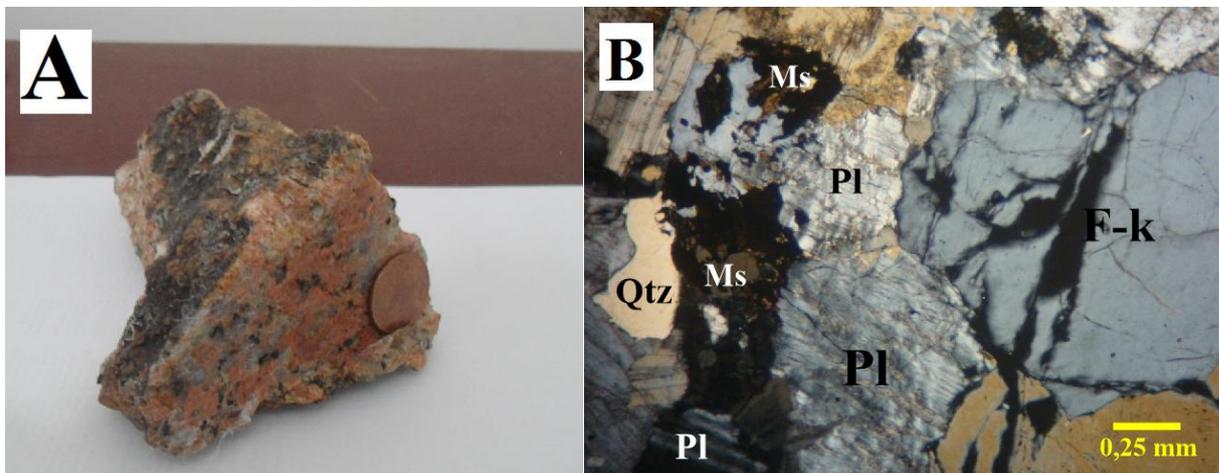


Figura 21 - A) Fotografia da amostra de rocha do Granito Iporá, Ponto GMP-50; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 2,5x, microscópio Leica. (Legenda: Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, Ms=muscovita, F-k=feldspato potássico).

Descrição mesoscópica: rocha holocristalina, leucocrática, compacta, fanerítica de coloração rosa acinzentada apresentando fenocristais de k-feldspato com até 1,5 cm.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura granítica e textura holocristalina com granulação megaporfírica. A rocha mostra-se suavemente foliada.

Composição modal estimada visualmente

Feldspato potássico \pm 52%
 Quartzo \pm 20%
 Plagioclásio \pm 14%
 Biotita \pm 11%
 Apatita \pm 1%
 Titanita \pm 1%
 Epidoto \pm 0,5%
 Zircão \pm 0,5%

Descrição e relação dos minerais

Os fenocristais de feldspato potássico (microclínio) são subédricos possuem dimensões entre 2mm a 1,5 cm e apresentam geminação polissintética. Comumente, observa-se a formação de pertitas. O contato com outros minerais é retilíneo.

Os cristais de quartzo possuem formato anédrico e tamanho inequigranular variando na ordem de 200 μ m a 1,15 mm. O contato entre os grãos de quartzo é do tipo poligonal, enquanto que, com os outros minerais é retilíneo.

O plagioclásio (albita) ocorre na forma de fenocristais subédricos de dimensões variadas, 700 μ m podendo atingir até 1,8 mm. Os fenocristais apresentam geminação Albita, Carlsbad e periclínio, além de mostrar albitização e saussuritização dos mesmos. O contato é retilíneo.

A biotita apresenta coloração marrom a verde-escuro pleocróicos, os cristais que possuem formato subédrico concentram-se em determinadas porções da rocha. A biotita ocorre subordinada aos interstícios dos fenocristais de feldspato potássico, plagioclásio e dos cristais de quartzo com tamanho médio de 200 μ m podendo alcançar até 2 mm.

O mineral acessório de maior proporção é a apatita. Os cristais de apatita possuem formato euédrico, hábito prismático, além disso, são incolores com extinção paralela e ocorre na forma de agregados ou como inclusões nos fenocristais com tamanho médio de 100 μ m. Outro mineral acessório também identificado foi a titanita que possui cristais com formatos euédricos e ocorrem como agregados de coloração castanha cujo tamanho médio é de 200-300 μ m.

Os cristais de epidoto são euédricos com hábito prismático e/ou granular. Os cristais de epidoto são incolores a verde-pálido pleocróico com forte birrefringência e tamanho médio entre 100 e 200 μ m. O contato é retilíneo.

O zircão também possui forma euédrica, hábito prismático, cristais incolores e extinção. O tamanho médio dos cristais é de 100 μ m.

Considerações: A amostra analisada caracteriza a fácies de maior representatividade dentro do domínio do corpo granítico denominado Iporá.

Classificação da rocha: Granito Iporá

Ponto	Datum UTM	X	Y	Z
GMP-52b	SAD 69 22 S	500958	8196259	449

Lâmina GMP-52b

Descrição mesoscópica: rocha compacta, densa, leucocrática com coloração rosa acinzentada a amarronzada. Apresenta foliação bem marcada.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura gnáissica e textura bandada, bandas quartzo-feldspáticas alternadas a bandas filossilicáticas e com opacos deformados seguindo uma mesma direção preferencial marcando uma foliação Sn do tipo xistosidade. A rocha possui granulação fina a média com fenocristais quartzo-feldspáticos.

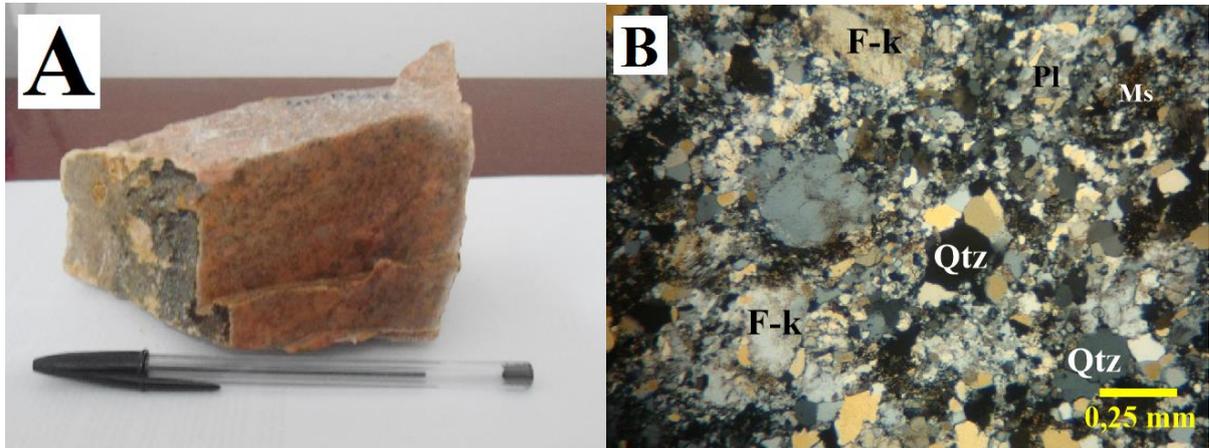


Figura 22 - A) Fotografia da amostra de rocha do Granito Iporá, Ponto GMP-52; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 2,5x, microscópio Leica. (Legenda: Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo, Ms-muscovita, F-k=feldspato potássico).

Composição modal estimada visualmente

Feldspato potássico ± 39%
 Quartzo ± 34%
 Plagioclásio ± 20%
 Biotita ± 5%
 Opacos ± 1%
 Epidoto ± 1%
 Traços: Apatita
 Zircão

Descrição e relação dos minerais

Os fenocristais de feldspato potássico (microclínio) possuem formatos subédricos de dimensões variadas, 0,9-2 mm. Apresenta extinção ondulante, geminação em grade, alteração superficial (massa de coloração castanha), ademais, os fenocristais k-feldspato estão fraturados. O contato com outros minerais é retilíneo.

Os cristais de quartzo possuem formato anédrico com dimensões variadas, em certas porções da rocha são microcristalinos (70-100 μm) e mostram maior taxa de deformação, já em outras porções são submilimétricos (200-600 μm). O quartzo apresenta extinção ondulante e crescimento por subgrão. O contato entre os grãos de quartzo são dos tipos interlobado, (nas porções mais deformadas) e/ou poligonal (campos com menor deformação), enquanto que, com os outros minerais é retilíneo.

Os fenocristais de plagioclásio (albita) possuem formato subédrico a anédrico com dimensões variadas, 600-800 μm . Estes fenocristais possuem geminação Albita, extinção ondulante e estão saussuritizados. O contato entre os minerais é retilíneo.

A biotita apresenta coloração marrom-escuro pleocróica, cujos cristais têm formatos subédricos e/ou anédricos de reduzidas dimensões na ordem de 50 μm . Estes constituem trilhas paralelas à foliação, enquanto que, os cristais subédricos concentram-se em determinadas porções da rocha. A biotita ocorre subordinada aos interstícios dos fenocristais de feldspato potássico, plagioclásio e cristais de quartzo.

Os opacos ocorrem como cristais anédricos e euédricos de dimensões variadas. Os opacos, em sua maioria, são euédricos e possui hábito pentagonal, típico de pirita, estes indicam evento pós-Dn. Secundariamente, os cristais anédricos estão levemente deformados e paralelos à foliação Sn indicando eventos pré- e/ou sin-Dn.

O epidoto possui formato euédrico, hábito prismático e/ou granular cujo tamanho médio é de 100 μm . Estes cristais são incolores a esverdeados e apresentam forte birrefringência. O contato é retilíneo.

Os minerais acessórios identificados foram apatita, que possui forma euédrica, hábito prismático, extinção paralela e ocorre na forma de agregados ou como inclusões nos fenocristais e, também se identificou a presença de zircão o qual também possui forma euédrica, hábito prismático, cristais incolores e com extinção paralela. O tamanho médio deste é de 100 μm .

Considerações: Dada a paragênese: k-feldspato+quartzo+plagioclásio+biotita \pm epidoto pode-se dizer que a rocha foi metamorfisada/retrometamorfisada em fácies xisto verde. O retrometamorfismo é marcado pela formação de minerais de baixa pressão, além do desequilíbrio daqueles de maior pressão e temperatura. A taxa de deformação não foi tão intensa, já que, os cristais de quartzo e feldspatos apresentam extinção ondulante e crescimento por subgrão (deformação cristaloplástica e recristalização dinâmica, respectivamente) estas feições denotam baixo grau de deformação. A rocha é proveniente de um granito de composição sienogranítica.

Classificação da rocha: Metagranito/Gnaiss.

ALVO GUARDA-MOR – Amostras de testemunhos de sondagem

SEQUÊNCIA JAUPACI

Furo	Datum_ UTM	X	Y	Z	Az	Dip	Profundidade
GMOR_003	SAD 69_22 S	504046	8195449	428	270	49	79,90 m

Lâmina GMOR-003

Descrição mesoscópica: rocha melanocrática com coloração cinza esbranquiçada apresentando granulação fina e foliação bem marcada com presença de dobras.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta textura granoblástica com granulação fina. A estrutura é nitidamente anisotrópica, bandas quartzo-feldspáticas orientadas alternadas com bandas filossilicáticas também orientadas segundo a mesma direção da foliação Sn, do tipo clivagem de crenulação, paralela ao bandamento S0. Na rocha é possível observar a presença de dobras assimétricas.

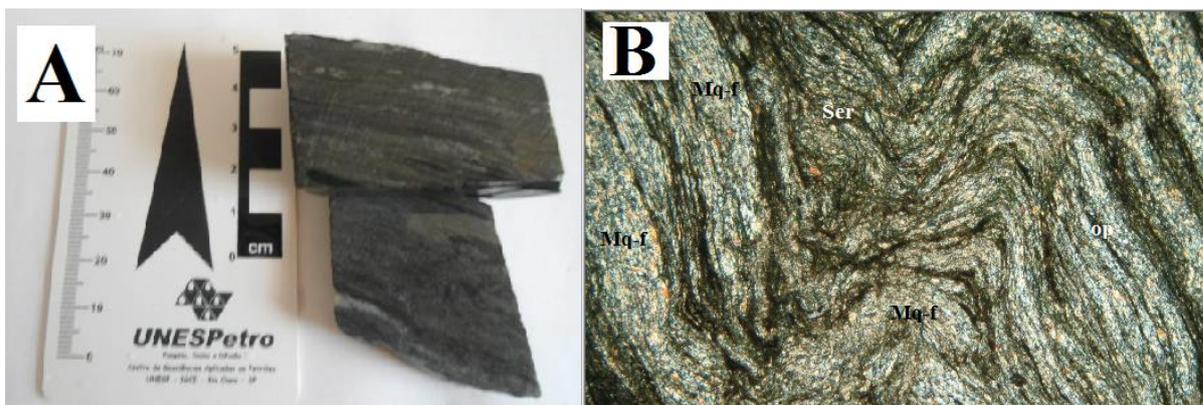


Figura 23 - A) Fotografia da rocha metafélica do Furo GMOR-003; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 5x, microscópio Leica. (Legenda: Ser=sericita, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, Op=opacos).

Composição modal estimada visualmente

Sericita \pm 28%
 Quartzo \pm 25%
 Biotita \pm 22%
 Plagioclásio \pm 12%
 Feldspato potássico \pm 10%
 Carbonato \pm 2%
 Opacos as \pm 1%
 Traços: Titanita

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de sericita/muscovita são incolores e possui formato anédrico a subédrico, hábito tabular com pequenas dimensões, 50 μm . Os cristais formam trilhas paralelas à foliação Sn e ocorrem, preferencialmente, subordinados ao entorno das bordas dos porfiroclastos. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os cristais de quartzo possuem formato anédrico com variadas dimensões, submilimétrica (100-150 μm), nos porfiroclastos e micrométrica (50-80 μm), nos cristais da matriz. O quartzo apresenta extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato com os outros minerais é do tipo retilíneo e/ou interlobado.

Os cristais de biotita possuem formatos subédricos e hábito prismático. Observa-se leve pleocroísmo, verde-claro a marrom-pálido e, pequenas dimensões na ordem de 50 μm . Os cristais de biotita também formam trilhas paralelas a Sn, além disso, também ocorrem bordejando porfiroclastos, preferencialmente. O contato com os minerais é retilíneo.

O plagioclásio (albita) possui dimensões variadas na ordem de 80-200 μm . Os porfiroclastos possuem formato anédrico, enquanto que, os cristais que compõem a matriz mostram-se subédricos. Em alguns cristais de plagioclásio é possível identificar geminação do tipo Albita e saussuritização. O contato com os minerais é lobado (matriz) a retilíneo.

Os cristais de k-feldspato são anédricos e possuem tamanhos microcristalinos (50 μm). Os cristais compõem a matriz da rocha e, dificilmente, apresentam geminação característica do k-feldspato. O contato com os minerais é retilíneo a lobado.

Os cristais de carbonato são incolores e possuem formato subédrico com pequenas dimensões, 100 μm . Estes cristais ocorrem subordinados aos porfiroclastos de plagioclásio com clivagem bem marcada. O carbonato pode ser considerado como um produto da

carbonatação do plagioclásio, este processo está correlacionado à passagem de um fluido hidrotermal.

Os opacos variam de euédricos a anédricos. No formato euédrico pode-se observar cristais com hábitos colunares e/ou prismáticos e pentagonais – típicos de arsenopirita acicular e piritita, respectivamente. Os cristais anédricos estão deformados e ocorrem paralelos à foliação Sn caracterizando eventos da fase pré- e/ou sin-Dn. O contato de ambos é do tipo retilíneo e o tamanho médio é de 80-160 μm .

O mineral acessório identificado foi a titanita que possui cristais com formatos euédricos e ocorrem como agregados de coloração castanha cujo tamanho médio é de 100 μm .

Considerações: A paragênese sericita=biotita+quartzo+plagioclásio \pm k-feldspato indica que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde de baixa pressão. O retrometamorfismo acarreta o desequilíbrio dos minerais de maior temperatura e pressão conforme pode ser observado nos cristais de plagioclásio devido à presença dos processos de saussuritização e carbonatação. As feições de extinção ondulante e recristalização por subgrão, identificadas nos cristais de quartzo são representativas dos mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, respectivamente corroborando que a rocha encontra-se em condições de baixo grau metamórfico. A rocha possui composição riolítica/riodacítica.

Classificação da rocha: Biotita- quartzo-sericita xisto.

Furo	Datum UTM	X	Y	Z	Az	Dip
GMOR_004	SAD 69_22 S	504027	8195453	429	90	73

Lâmina GMOR-004 (profundidade 144,0m)

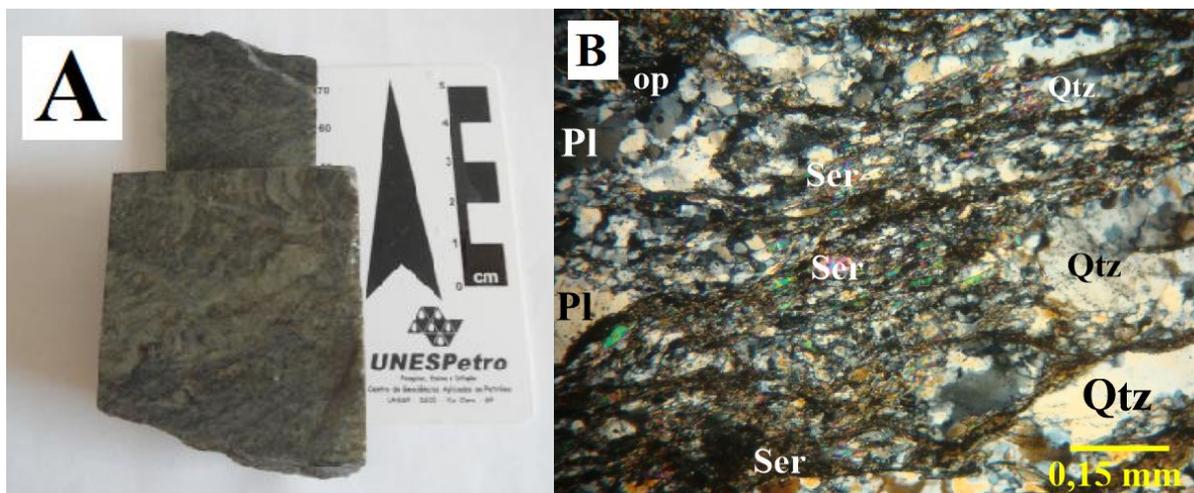


Figura 24 - A) Fotografia da rocha metafélsica do Furo GMOR-004; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Ser=sericita, Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, op=opacos).

Descrição mesoscópica: rocha melanocrática de granulação fina com coloração cinza esbranquiçada apresentando foliação bem marcada e presença de dobras assimétricas.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta anisotropia a qual pode ser observada pela orientação preferencial dos cristais quartzo-feldspáticos alternados com minerais filossilicáticos também orientados segundo a mesma foliação Sn, do tipo clivagem de crenulação. Predomina textura porfiroblástica com granulação fina a muito fina. Na rocha também se pode observar a presença de microdobras pós-Dn.

Composição modal estimada visualmente

Sericita \pm 37%
 Quartzo \pm 32%
 Plagioclásio \pm 18%
 Feldspato potássico \pm 7%
 Biotita \pm 3%
 Carbonato \pm 2%
 Opacos \pm 1%

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de sericita apresentam-se com formatos anédricos a subédricos, hábito tabular com pequenas dimensões, 30 μm . Os cristais mostram suave pleocroísmo, amarelo pálido, estes formam trilhas paralelas à foliação Sn e ocorrem, preferencialmente, bordejando os limites dos porfiroclastos. O contato é do tipo retilíneo.

O quartzo possui formato anédrico com variadas dimensões, milimétrica (podendo atingir 1 mm), nos porfiroclastos e veios, a micrométrica (100 μm), nos cristais da matriz. O quartzo apresenta extinção ondulante e recristalização por subgrão e, secundariamente, recuperação do limite do grão. O contato com os outros minerais é do tipo retilíneo e/ou interlobado. A deformação nos porfiroclastos de quartzo originou indicadores cinemáticos.

Os cristais de plagioclásio (albita) possuem variadas dimensões (600-900 μm), desde submilimétricas nos porfiroclastos até micrométricas na matriz. Os porfiroclastos são anédricos, fraturados enquanto que, os cristais que da matriz são subédricos. Os cristais de plagioclásio apresentam geminação do tipo Albita, extinção ondulante e saussuritização. O contato com os demais minerais é lobado (matriz) a retilíneo.

Os cristais de k-feldspato mostram-se anédricos e possuem dimensões microcristalinas, 50 μm . Estes cristais fazem parte da composição da matriz da rocha e apresentam geminação polissintética. O contato com os minerais é lobado.

A biotita apresenta formato subédrico, hábito prismático e coloração marrom pleocróica. Os cristais de biotita possuem pequenas dimensões na ordem de 30-50 μm . Estes também formam trilhas paralelas a Sn e também ocorrem subordinados às bordas dos porfiroclastos. O contato com os minerais é retilíneo.

O carbonato possui formato subédrico com pequenas dimensões (100 μm). Os cristais de carbonato também ocorrem associados aos porfiroclastos de plagioclásio e aos veios quartzosos. O carbonato pode ser considerado como um produto da carbonatação do plagioclásio mediante a passagem de um fluido hidrotermalizado.

Os opacos de formato euédrico apresentam hábitos colunares e/ou prismáticos e pentagonais – típicos de arsenopirita acicular e pirita, respectivamente, além de evidenciar a fase pós-Dn, o tamanho médio é de 50 μm . Já os cristais anédricos, mostram-se deformados, paralelos à foliação Sn, ou seja, representam eventos da fase pré- e/ou sin-Dn com tamanho médio de 200 μm . O contato com os outros minerais é retilíneo.

Considerações: A paragênese sericita±biotita±epidoto+quartzo+plagioclásio±k-feldspato mostra que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde baixo. O retrometamorfismo foi responsável por gerar sericita/muscovita, este também é responsável pela formação de neominerais como os cristais de epidoto e carbonato. O baixo grau metamórfico evidente na paragênese mineral também pode ser observado pelos mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica visualizados nos porfiroclastos de quartzo e plagioclásio, menos aparente. O protólito da rocha provavelmente foi um riolito/riodacito.

Classificação da rocha: Quartzo-sericita xisto.

Lâmina GMOR-004 (profundidade 201,7 m)

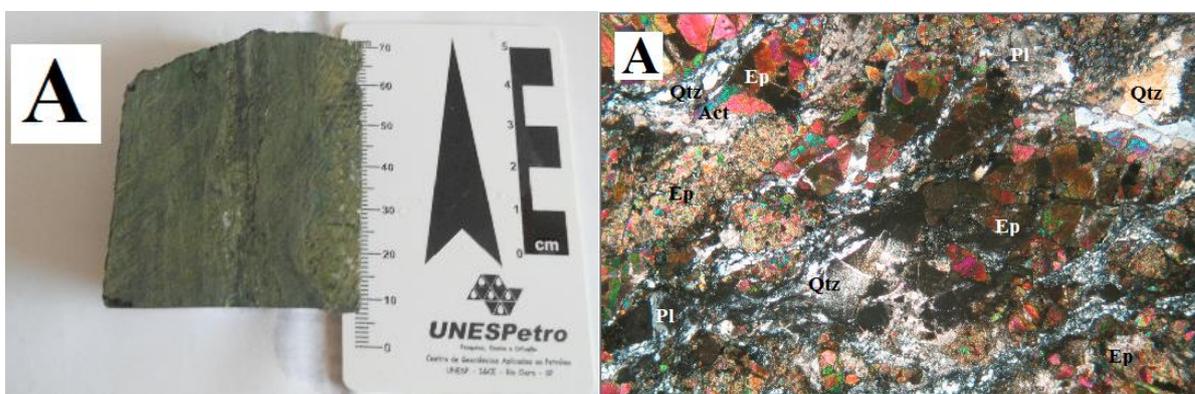


Figura 25 - A) Fotografia da amostra de rocha metamáfica do Furo GMOR-004; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Ep=epidoto, Act=actinolita, Pl=plagioclásio, Qtz=quartzo).

Descrição mesoscópica: rocha com coloração cinza esverdeada, granulação fina apresentando foliação bem marcada com presença de vênulas hidrotermalizadas e deformadas.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha mostra estrutura anisotrópica com foliação Sn, do tipo xistosidade, paralela ao bandamento S0. A anisotropia é marcada por bandas quartzo-feldspáticas alternada a bandas filossilicáticas orientadas segundo a direção de Sn. Possui textura granoblástica de granulação fina. A rocha apresenta-se deformada com presença de veios de quartzo recristalizados discordantes, além de vênulas hidrotermalizadas.

Composição modal estimada visualmente

Epidoto ± 37%
 Clorita ± 33%
 Plagioclásio ± 10%
 Actinolita ± 9%
 Quartzo ± 5%
 Feldspato potássico ± 3%
 Carbonato ± 2%

Opacos \pm 1%

Descrição e relação dos minerais

Os porfiroblastos de epidoto possuem variadas dimensões, 100 μ m na região do fluido hidrotermal; 100-200 μ m a 900-600 μ m nos porfiroblastos. Apresentam pleocroísmo, verde e/ou marrom, forte birrefringência e hábito granular/prismático. Ocorrem como cristais subédricos. O contato com os outros minerais também é retilíneo.

A clorita apresenta pleocroísmo (verde-claro a amarelo pálido) com hábito fibroso, baixa cor de interferência (cinza-claro) e posicionam-se no contato/bordas das vênulas, ademais, possui dimensões micrométricas, 50 μ m. Os cristais de clorita ocorrem paralelos à foliação Sn e ao bandamento S0. O contato com os demais cristais é retilíneo e/ou intersticial.

O plagioclásio (albita/oligoclásio) possui cristais com formatos anédricos a subédricos e com variadas dimensões, na matriz são micrométricos (50-200 μ m), enquanto que, nos porfiroclastos variam em submilimétricos na ordem de 600-700 μ m. Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam-se fraturados e com geminação do tipo Albita. O contato com os minerais é retilíneo.

Os cristais de actinolita são subédricos, prismáticos com pequenas dimensões, 50-100 μ m. Apresentam suave pleocroísmo, verde oliva a amarelo pálido. O contato com os outros minerais é retilíneo.

O quartzo ocorre como cristais anédricos de dimensões micrométricas, na matriz a submilimétricas, nos porfiroclastos, veios e vênulas. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante além de crescimento por subgrão. O contato entre os cristais de quartzo é lobado e/ou poligonal e, com os demais cristais é retilíneo.

Os cristais de feldspato potássico são anédricos e possuem reduzidas dimensões, 40-100 μ m. A identificação do k-feldspato foi feita por diferença de relevo, pois, estes raramente apresentam geminação característica. O contato varia de lobado a retilíneo.

Os cristais de carbonato são subédricos e incolores. Possuem pequenas dimensões (100 μ m) e ocorrem associados aos porfiroclastos e aos veios de quartzo. Estes cristais foram gerados a partir da carbonatação do plagioclásio decorrente da passagem do fluido hidrotermalizado.

O mineral opaco ocorre como cristais anédricos e euédricos de dimensões variadas, 20-120 μ m. Os opacos podem ocorrer deformados (pré- e/ou sin-Dn), neste contexto são anédricos, assim como também, mostram-se não deformados (pós-Dn), ou seja, com formatos euédricos. O contato é retilíneo.

Considerações: A paragênese: clorita+epidoto+actinolita+quartzo+plagioclásio indica que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde de baixa pressão. O baixo grau metamórfico em que se encontra a rocha também pode ser evidenciado nas feições de extinção ondulante e recristalização por subgrão. O retrometamorfismo foi responsável por gerar clorita e epidoto. Pode-se ressaltar que o epidoto, assim como, o carbonato estão subordinados à passagem do fluido hidrotermal pela rocha. Os porfiroclastos de quartzo e plagioclásio, além dos porfiroblastos de epidoto e alguns minerais opacos deformados indicam eventos da fase pré-e/ou sin-Dn. O protólito da rocha foi um basalto, provavelmente.

Classificação da rocha: Actinolita-clorita-epidoto xisto.

Furo	Datum_UTM	X	Y	Z	Az	Dip	Profundidade
GMOR_005	SAD 69_22 S	504019	8195352	432	90	48	78,40 m

Lâmina GMOR-005

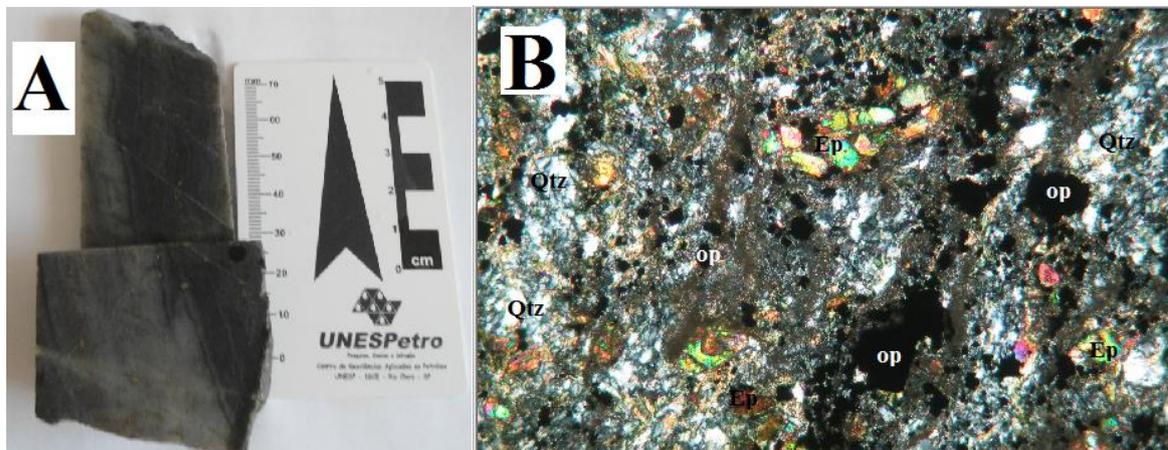


Figura 26 - A) Fotografia da amostra de rocha metamáfica do Furo GMOR-005; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Ep=epidoto, Qtz=quartz, op=opacos).

Descrição mesoscópica: rocha com coloração cinza esbranquiçada, granulação fina, foliação bem marcada com presença de sulfetos (piritas) disseminados marcando a mesma direção da foliação.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha possui composição félsica e apresenta uma camada/veio de alteração hidrotermal. Em ambos mostram textura granoblástica de granulação fina com presença de alguns pórfiros e estrutura anisotrópica. A anisotropia é dada pela orientação preferencial dos cristais quartzo-feldspáticos oriundos matriz da rocha metafélsica alternada com bandas de minerais filossilicáticos, prismáticos e opacos, também de ambos os domínios, paralelos a esta direção. A foliação Sn é do tipo clivagem de crenulação. Na rocha pode-se observar uma grande proporção de material amorfo.

Composição modal estimada visualmente

Material amorfo de coloração cinza-escuro ± 30

Quartz $\pm 19\%$

Opacos $\pm 18\%$

Biotita $\pm 13\%$

Epidoto $\pm 10\%$

Plagioclásio $\pm 8\%$

Carbonato $\pm 2\%$

Descrição e relação dos minerais

O quartz possui formato anédrico com dimensões micrométricas (50-100 μm), na matriz a submilimétricas, nos porfiroclastos (200 μm) e agregados monocristalinos (800 μm). Os cristais de quartz apresentam extinção ondulante e recristalização por crescimento de

subgrão. O contato entre os cristais de quartzo é lobado e/ou poligonal e, com os demais cristais é retilíneo.

Os opacos de ambos os domínios ocorrem como cristais anédricos e, secundariamente como euédricos de dimensões na ordem de 350 μm . Os opacos anédricos ocorrem deformados e paralelos à foliação indicando eventos da fase pré- e/ou sin-Dn, enquanto que, os cristais euédricos são indeformados com hábito pentagonal da fase pós-Dn. O contato é retilíneo.

Os cristais de biotita são subédricos, prismáticos com suave pleocroísmo, verde-claro. Estes cristais possuem pequenas dimensões na ordem de 60 μm . A biotita forma trilhas paralelas à foliação Sn, além disso, ocorre subordinada às bordas dos porfiroclastos. O contato é retilíneo.

Os porfiroblastos de epidoto derivam da camada/veio hidrotermal. Possuem variadas dimensões (80-200 μm), coloração verde pleocróico, forte birrefringência com hábito granular/prismático. Os cristais mostram formato subédricos. O contato com os outros minerais também é retilíneo.

Os cristais de plagioclásio (albita) possuem formatos anédricos a subédricos de variadas dimensões, na matriz o tamanho médio é de 50-80 μm , enquanto que, nos porfiroclastos o tamanho é de 100-150 μm . O plagioclásio apresenta geminação do tipo Albita e saussuritização. O contato é retilíneo.

O carbonato possui formato subédrico, são incolores com pequenas dimensões, 50-100 μm . Assim como os porfiroblastos de epidoto, os cristais de carbonato também ocorrem associados ao veio/camada de alteração hidrotermal identificado na rocha.

Considerações: A paragênese biotita+epidoto+quartzo+plagioclásio+k-feldspato mostra que a rocha foi metamorfsada em fácies xisto verde baixo. A camada/veio de alteração hidrotermal identificada na rocha, conforme supracitado é concordante com a foliação Sn. Os porfiroclastos de quartzo e plagioclásio, juntamente com os porfiroblastos de epidoto e com os opacos deformados indicam movimentos cinemáticos da fase pré- e/ou sin-Dn. O protólito da metafélsica foi um riocacito/riolito.

Classificação da rocha: Epidoto-Biotita-quartzo xisto com presença de veio/camada de alteração hidrotermal.

Furo	Datum_ UTM	X	Y	Z	Az	Dip	Profundidade
GMOR_008	SAD 69_22 S	504122	8195445	435	270	58	157,40 m

Lâmina GMOR-008

Descrição mesoscópica: rocha de coloração cinza esbranquiçada com granulação fina apresentando estrutura bandada/foliada com minerais deformados/estirados.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura anisotrópica representada por bandas quartzo-feldspáticas alternada com bandas de minerais filossilicáticas e de opacos orientadas segundo uma mesma direção preferencial da foliação Sn, do tipo milonítica, paralela ao bandamento Sn. A textura é porfiroblástica com matriz de granulação fina.

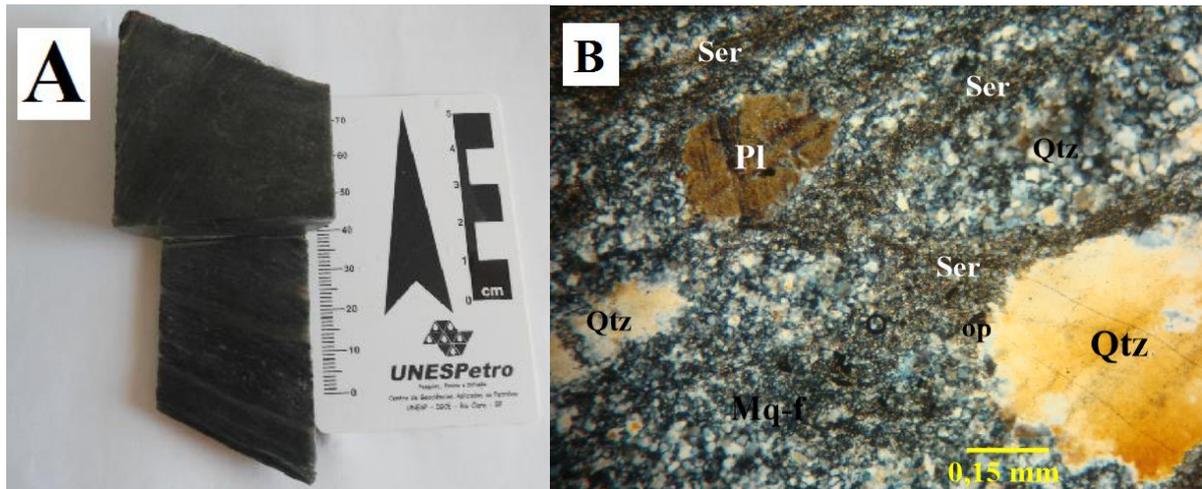


Figura 27 - A) Fotografia da rocha metafélica do Furo GMOR-008; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Ser=sericita, Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, op=opacos).

Composição modal estimada visualmente

Sericita ± 33%

Quartzo ± 32%

Plagioclásio ± 24%

Feldspato potássico ± 9%

Opacos ± 2%

Traços: Apatita

Titanita

Descrição e relação dos minerais

A sericita possui formato anédrico, hábito tabular de pequenas dimensões (25-50 μm) com coloração verde pleocróica. Os cristais de sericita estão subordinados aos interstícios dos demais minerais e no entorno dos porfiroclastos, além disso, ocorrem como trilhas seguindo a direção da foliação Sn. O contato é retilíneo.

O quartzo ocorre como cristais anédricos de variadas dimensões: submilimétricos (100-300 μm) nos porfiroclastos e veios a grãos microcristalinos (30-50 μm) na matriz. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão e/ou migração do grão. O contato entre os grãos de quartzo é do tipo interlobado a amebóide com os demais cristais é retilíneo. A deformação nos porfiroclastos de quartzo gerou indicadores cinemáticos.

Os cristais de plagioclásio (albita) também são anédricos e possuem variadas dimensões: milimétricos (atingem até 1,4 mm) nos porfiroclastos e micrométricos (60 μm) na matriz. Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam geminação albita, saussuritização e extinção ondulante. O contato é retilíneo e/ou lobado. Estes porfiroclastos também indicam movimento cinemático.

Os cristais de k-feldspato são anédricos e de tamanhos microcristalinos, 40 μm . Estes cristais não apresentam geminação característica. O contato com os outros minerais é retilíneo e/ou lobado.

Os cristais de opacos possuem formas variadas, são euédricos quando não deformados (pós-Dn) e anédricos quando deformados (pré ou sin-Dn), estes ocorrem paralelos à orientação preferencial de Sn. O contato é do tipo retilíneo e o tamanho médio dos grãos é de 50-100 μm .

Os cristais de apatita são euédricos, incolores e possui hábito prismático, extinção reta. Estes cristais possuem tamanho médio de 100 μm e ocorrem inclusos nos porfiroclastos conferindo aos pórfiros uma textura poiquilitica.

A titanita que apresenta cristais com formatos euédricos e ocorrem como agregados de coloração castanha cujo tamanho médio é de 60 μm .

Considerações: A paragênese: sericita+quartzo+plagioclásio+k-feldspato mostra que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde, zona da biotita. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos e os cristais anédricos de opacos indicam eventos pré- e/ou sin-Dn. As feições de extinção ondulante e crescimento por subgrão e/ou migração de grãos, identificadas nos cristais de quartzo e em alguns cristais de plagioclásio, apontam mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, respectivamente. A rocha possui composição riolítica/riodacítica.

Classificação da rocha: Quartzo-sericita xisto.

Furo	Datum_UTM	X	Y	Z	Az	Dip	Profundidade
GMOR_009	SAD 69_22 S	504017	8195392	429	90	74	48,75 m

Lâmina GMOR-009



Figura 28 – Fotografia da amostra de rocha metafélica do Furo GMOR-009.

Descrição mesoscópica

Descrição microscópica: rocha de coloração cinza esbranquiçada/amarelada, granulação fina, foliação bem marcada com presença de dobras abertas/assimétricas pós-Dn.

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura nitidamente anisotrópica marcada por bandas orientadas de minerais filossilicáticos e opacos alternados por bandas quartzo-feldspáticas seguindo a direção da foliação S_n paralela ao bandamento S_0 – a foliação é do tipo clivagem de crenulação, esta se encontra dobrada por uma fase pós-Dn. A textura é lepidoblástica com granulação fina. Na rocha observam-se veios de quartzo discordantes da foliação S_n (pós-Dn).

Composição modal estimada visualmente

Sericita ± 50%
 Muscovita ± 17%
 Quartzo ± 12%
 Plagioclásio ± 8%
 Opacos ± 6%
 Feldspato potássico ± 5%
 Carbonato ± 2%

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de sericita são anédricos de dimensões micrométricas (20 µm), incolores a amarelo-pardacento. Estes cristais formam trilhas crenuladas paralelas à foliação Sn e ao bandamento S0 com presença de microdobras pós-Dn. Os cristais de sericita ocorrem associados ao plagioclásio no processo de sericitização. O contato com os demais minerais é retilíneo.

A muscovita ocorre como cristais anédricos de hábito tabular, estirados com dimensões micrométricas, 30 µm. Apresenta suave pleocroísmo, amarelo-claro pálido. Os cristais constituem trilhas paralelas a Sn, além da formação de microdobras. O contato com os minerais é do tipo retilíneo.

O quartzo possui formato anédrico de variadas dimensões: micrométricos na matriz (20 µm) a submilimétricos nos porfiroclastos e veios tardios (100 µm). Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato entre os grãos é do tipo interlobado e com os demais minerais é retilíneo a lobado.

Os cristais de plagioclásio (albita) possuem formato anédrico de pequenas dimensões (20-100 µm). Em alguns cristais nota-se a presença de geminação Albita, além de se observar a saussuritização do plagioclásio. O contato com os minerais é lobado a retilíneo.

O mineral opaco ocorre como cristais anédricos e, secundariamente, euédricos de dimensões variadas. Os opacos podem ocorrer deformados (pré- e/ou sin-Dn), neste contexto são anédricos e podem atingir até 600 µm, assim como também, mostram-se não deformados (pós-Dn), ou seja, com formatos euédricos cujo tamanho médio é de 10 µm. O contato é retilíneo.

O k-feldspato ocorre como cristais anédricos com tamanhos micrométricos (20 µm), não foi possível identificar a geminação característica. O contato é do tipo lobado a retilíneo.

O carbonato possui formato subédrico, são incolores com pequenas dimensões, (40-60 µm). Os cristais de carbonato também ocorrem associados ao veio/camada de alteração hidrotermal identificado na rocha.

Considerações: A paragênese: sericita+muscovita+quartzo+albita±k-feldspato indica que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde, zona da clorita. O retrometamorfismo provoca o desequilíbrio dos minerais de maior temperatura e pressão e forma minerais de baixa pressão como a sericita. Os porfiroclastos de quartzo e plagioclásio e os opacos deformados indicam eventos pré- e/ou sin-Dn. Já os mecanismos de recristalização dinâmica (crescimento por subgrão) e deformação cristaloplástica (extinção ondulante), que podem ser vistos nos porfiroclastos de quartzo e no plagioclásio corroboram na identificação do metamorfismo de baixo grau. A rocha possui composição original riolítica/riodacítica.

Classificação da rocha: Filito.

Furo	Datum_UTM	X	Y	Z	Az	Dip	Profundidade
GMOR_010	SAD 69_22 S	504018	8195392	429	90	53	133,6 m

Lâmina GMOR-010

Descrição mesoscópica: rocha com coloração cinza escura com granulação fina apresentando foliação bem marcada com presença de microdobras e veios quartzo-carbonáticos concordantes e/ou discordantes com a foliação Sn.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha possui estrutura anisotrópica e textura granoblástica. A anisotropia é marcada por bandas quartzo-feldspáticas orientadas e alternadas por bandas descontínuas de filossilicatos e minerais opacos. A rocha apresenta granulação fina e foliação Sn do tipo xistosidade paralela ao bandamento S0. Em algumas porções da lâmina nota-se a presença de microdobras pós-Dn.

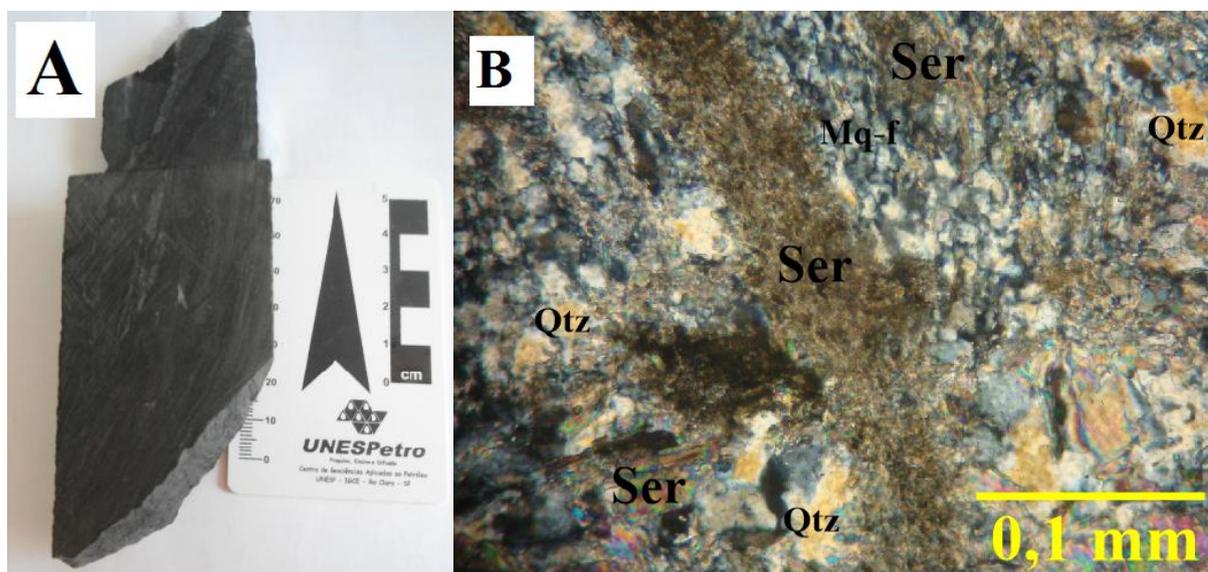


Figura 29 - A) Fotografia da rocha metafélsica do Furo GMOR-010; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 20x, microscópio Leica. (Legenda: Ser=sericita, Qtz=quartzo, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, op=opacos).

Composição modal estimada visualmente

Sericita ± 38%
 Quartzo ± 31%
 Plagioclásio ± 19%
 Feldspato potássico ± 8%
 Carbonato ± 3%
 Opacos ± 1%
 Traços: Apatita

Descrição e relação dos minerais

A sericita ocorre como cristais subédricos, tabulares e/ou prismáticos de pequenas dimensões, 20 μm . Os cristais de sericita apresentam pleocroísmo, verde a amarelo-pálido,

estes também estão subordinados aos interstícios dos demais minerais e no entorno dos porfiroclastos, além disso, ocorrem como trilhas seguindo a direção da foliação S_n .

O quartzo ocorre como cristais anédricos com dimensões, submilimétricas (250 μm) nos porfiroclastos e veios e, microcristalinas (40 μm), na matriz. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato entre os grãos de quartzo é do tipo interlobado e com os outros minerais é retilíneo. A deformação nos porfiroclastos de quartzo indica movimento cinemático. Os veios deformados de quartzo podem ser pré- e/ou sin-Dn, assim como, tardios (pós-Dn).

O plagioclásio (albita/oligoclásio) também ocorre como cristais anédricos e apresentam variadas dimensões, são submilimétricos (250 μm) nos porfiroclastos e micrométricos (30-50 μm) na matriz. Os porfiroclastos de plagioclásio mostram geminação albita, saussuritização, extinção ondulante e, em alguns pontos, estão fraturados. O contato entre os demais minerais é do tipo retilíneo e/ou lobado. Estes porfiroclastos também indicam movimento cinemático.

O k-feldspato ocorre como cristais anédricos e de tamanhos variados, microcristalinos (20 μm) a submilimétricos (250 μm). Em poucos cristais pode-se notar a presença de geminação polissintética. O contato com os outros minerais é retilíneo e/ou lobado.

Os cristais de carbonatos são subédricos, incolores com tamanho médio de 50-100 μm . Ocorre subordinado aos porfiroclastos de plagioclásio e também estão associados aos veios de quartzo. O carbonato é um produto gerado pela carbonatação do plagioclásio no momento da passagem de um fluido hidrotermal.

Os opacos possuem formas variadas, são euédricos de hábito pentagonal, preferencialmente, quando não deformados (pós-Dn) e anédricos quando deformados indicando eventos pré ou sin-Dn, estes ocorrem paralelos à foliação S_n . O contato é do tipo retilíneo e o tamanho médio dos cristais é de 20-40 μm .

A apatita possui formato euédrico, hábito prismático, extinção reta com reduzidas dimensões, 100 μm . Os cristais de apatita são incolores ocorrem inclusos nos porfiroclastos formando pórfiros com textura poiquilítica.

Considerações: A paragênese: sericita+quartzo+plagioclásio+k-feldspato mostra que a presente rocha foi metamorfoseada em fácies xisto verde de baixa pressão. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos, além dos minerais opacos, indicam eventos pré- e/ou sin-Dn. As feições de extinção ondulante e crescimento por subgrão, identificadas nos cristais de quartzo e em alguns cristais de plagioclásio, caracterizam mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, respectivamente. A rocha possui como protólito um riolito/riodacito, provavelmente.

Classificação da rocha: Quartzo-sericita xisto.

Furo	Datum UTM	X	Y	Z	Az	Dip	Profundidade
GMOR_013	SAD 69 22 S	504012	8195507	426	90	54	76,90 m

Lâmina GMOR-013

Descrição mesoscópica: rocha com coloração cinza esbranquiçada, granulação fina apresentando foliação bem marcada com presença de porfiroclastos de quartzo e/ou feldspatos (visíveis a olho nu).

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura anisotrópica e textura porfiroblástica com matriz quartzo-feldspática de granulação fina. A anisotropia é dada pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas contínuas com bandas filossilicáticas descontínuas seguindo a orientação da foliação Sn, do tipo milonítica, paralela ao bandamento S0.

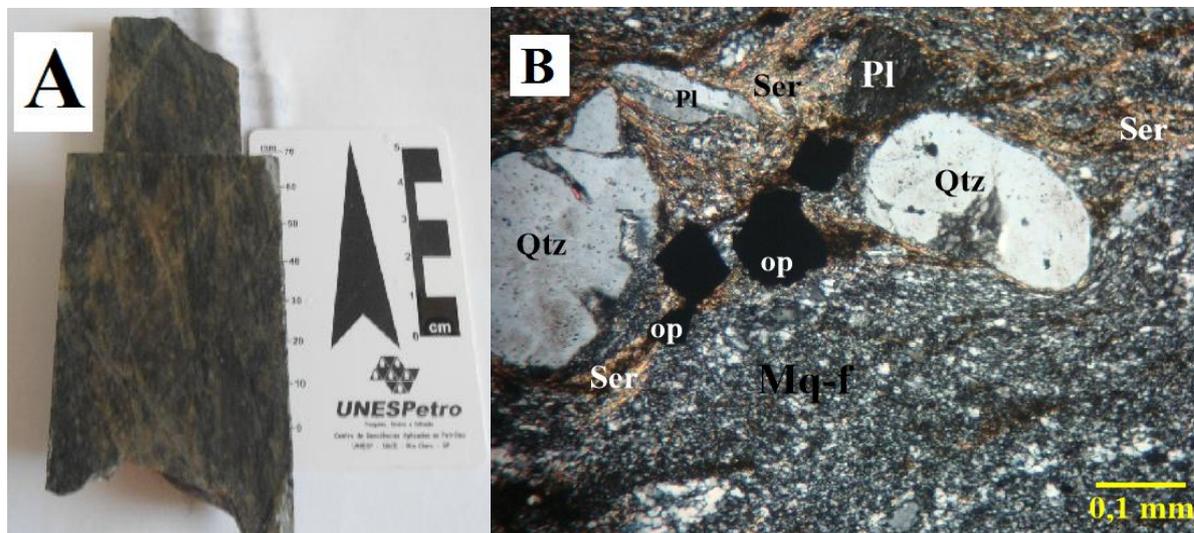


Figura 30 - A) Fotografia da amostra de rocha metafélsica do Furo GMOR-013; **B)** Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Ser=sericita, Qtz=quartzo, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, Pl=plagioclásio, op=opacos).

Composição modal estimada visualmente

Quartzo ± 31%
 Feldspato potássico ± 28%
 Plagioclásio ± 17%
 Sericita ± 10%
 Opacos ± 10%
 Carbonato ± 3%
 Apatita ± 1

Descrição e relação dos minerais

O quartzo apresenta cristais com formatos anédricos com dimensões, submilimétricas (200-500 μm), nos porfiroclastos a microcristalinas, na matriz (20-50 μm). Os cristais de quartzo possuem extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato é do tipo interlobado a retilíneo. A deformação nos porfiroclastos de quartzo mostra a presença de indicadores cinemáticos.

O k-feldspato também possui formato anédrico com tamanhos variados, os porfiroblastos variam de 400 μm até 1,4 mm, enquanto que, a matriz possui tamanho médio de 20-50 μm . Os cristais de k-feldspato apresentam geminação polissintética e extinção ondulante. O contato é retilíneo e/ou lobado.

O plagioclásio (albita/oligoclásio) ocorre como cristais anédricos e apresentam dimensões micrométricas, 20-50 μm . Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam geminação albita, saussuritização e extinção ondulante. O contato entre os minerais é do tipo retilíneo e/ou lobado. Estes porfiroclastos também indicam presença de movimento cinemático.

Os cristais de sericita ocorrem com formatos anédricos, hábitos tabulares e/ou prismáticos cujo tamanho médio é de 50 μm . A biotita apresenta pleocroísmo (marrom a

verde) e ocorre subordinada aos interstícios dos demais minerais, assim como bordejando os porfiroclastos, além disso, formam trilhas descontínuas que seguem a mesma orientação de Sn.

Os cristais de opacos possuem formato euédrico e hábito pentagonal, preferencialmente. Também ocorrem deformados com formato anédrico paralelos à direção de Sn formados indicadores cinemáticos de eventos pré ou sin-Dn. O contato é retilíneo e o tamanho varia entre 80-200 μm .

O carbonato é subédricos, incolor a amarelo-pálido com dimensões na ordem de 50-70 μm . Os cristais ocorrem subordinados aos porfiroclastos de plagioclásio. O carbonato é um produto da carbonatação do plagioclásio.

A apatita apresenta cristais euédricos de pequenas dimensões (até 100 μm), hábito prismático e extinção reta. Os cristais são incolores e ocorrem inclusos nos porfiroclastos formando pórfiros de textura poiquilítica.

Considerações: Pela paragênese: quartzo+plagioclásio+k-feldspato \pm sericita nota-se que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde de baixa pressão. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos, e alguns minerais opacos deformados, indicam eventos pré- e/ou sin-Dn. Os mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica impressos nos porfiroclastos de quartzo e, em menor escala, no plagioclásio também confirmam metamorfismo de baixo grau. A rocha possui como protólito um riolito.

Classificação da rocha: Metariolito milonitizado.

Furo	Datum UTM	X	Y	Z	Az	Dip	Profundidade
GMOR_017	SAD 69_22 S	504148	8194860	433	90	53	93,3 m

Lâmina GMOR-017

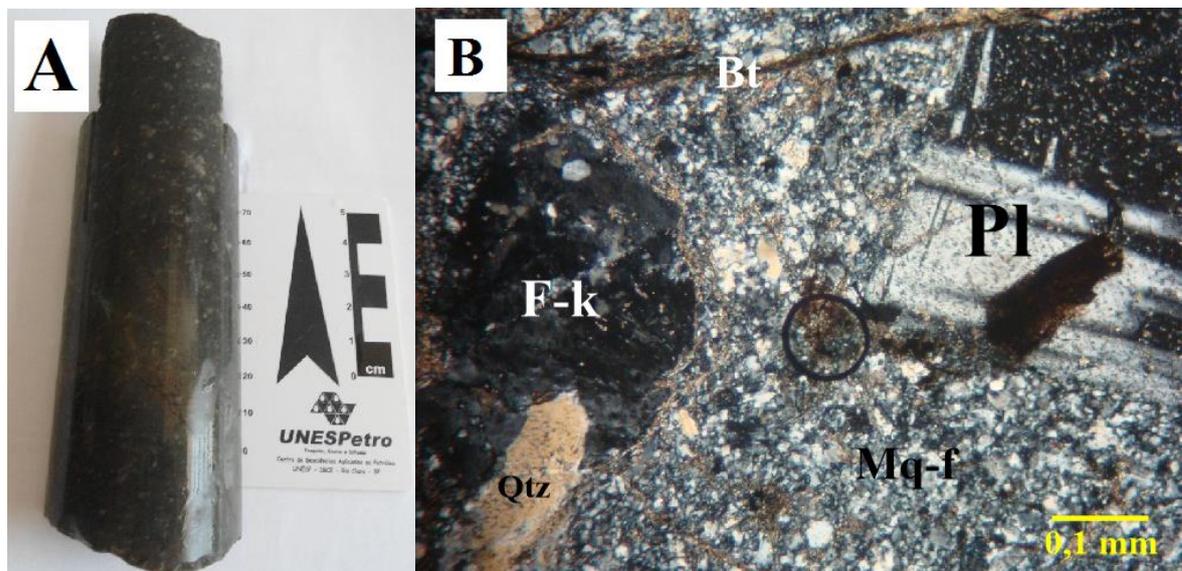


Figura 31 - A) Fotografia da amostra de rocha metafélsica do Furo GMOR-017; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Bt=biotita, Qtz=quartzo, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, Pl=plagioclásio, F-k=feldspato potássico).

Descrição mesoscópica: rocha melanocrática, a matriz possui coloração cinza escura, enquanto que, os pórfiros são esbranquiçados, estes também apresentam tamanhos inequigranulares com suave orientação.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha possui estrutura ígnea vulcânica preservada. A rocha é compacta e apresenta textura holocristalina, fanerítica e inequigranular-porfirítica. Os cristais que compõem a matriz quartzo-feldspática tendem a ser finos e inequigranulares, assim como, os fenocristais de quartzo e feldspatos disseminados pela rocha.

Composição modal estimada visualmente

Quartzo \pm 35%
 Plagioclásio \pm 26%
 Feldspato potássico \pm 17%
 Biotita \pm 5%
 Carbonato \pm 2%
 Opacos \pm 1%
 Traços: Apatita

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de quartzo apresentam formatos anédricos com variadas dimensões, cujo tamanho dos porfiroclastos variam em 0,4-1,1 mm e, na matriz varia de 70-150 μ m. O contato é do tipo intergranular/poligonal a retilíneo.

O plagioclásio (albita/oligoclásio) ocorre como cristais subédricos e apresentam dimensões dos porfiroclastos entre 300 μ m podendo alcançar até 2 mm e, na matriz o tamanho médio é de 90-150 μ m. Os cristais de plagioclásio apresentam geminação Albita e Carlsbad, albitização e, em algumas porções da lâmina, é possível visualizar o plagioclásio sendo consumido por k-feldspato. O contato entre os minerais é do tipo retilíneo e/ou intergranular/poligonal.

O k-feldspato também possui formato subédrico com tamanho médio de x. Os cristais de k-feldspato apresentam geminação polissintética e, conforme supracitado, nota-se o k-feldspato consumindo o centro e as bordas dos fenocristais de plagioclásio. O contato é retilíneo e/ou intergranular/poligonal.

A biotita possui formato subédrico, hábito prismático cujo tamanho médio é de 100 μ m na matriz, os porfiroclastos possuem média de 400-600 μ m podendo atingir até 2 mm. Os cristais apresentam pleocroísmo (marrom a verde) e ocorrem subordinados aos interstícios dos demais minerais formando filetes. O contato é do tipo retilíneo.

O mineral secundário carbonato possui formato subédrico com dimensões na ordem de 50-100 μ m. Os cristais apresentam 2 relevos distintos e 2 direções de clivagem. O contato também é do tipo retilíneo.

Os cristais de opacos possuem formato euédrico e hábito pentagonal, preferencialmente (piritas). Ocorre disseminados pela rocha, o contato é retilíneo e o tamanho médio é de 100 μ m.

A apatita apresenta cristais euédricos de pequenas dimensões, hábito prismático, extinção reta, ademais estes cristais são incolores e o tamanho médio é de 100 μ m.

Considerações: Trata-se de uma rocha ígnea de origem vulcânica e composição riolítica/riodacítica. O consumo de plagioclásio por k-feldspato corresponde a 3 etapas que podem estar correlacionada a contaminação crustal: a primeira etapa é a de cristalização do plagioclásio dentro da câmara magmática; a segunda etapa corresponde a cristalização em conjunto com a subida do plagioclásio+quartzo e; a terceira marca a subida e a cristalização do plagioclásio+quartzo+k-feldspato.

Classificação da rocha: Riodacito (Quartzo pórfiro).

PETROGRAFIA – LUZ POLARIZADA

Amostras de testemunhos de sondagem – alvo Guarda-Mor

SEQUÊNCIA JAUPACI

Furo	Datum_ UTM	X	Y	Z	Az	Dip	Profundidade
GMOR_002	SAD 69_22 S	504396	8196615	457	270	64	59,80 m

Lâmina GMOR-002

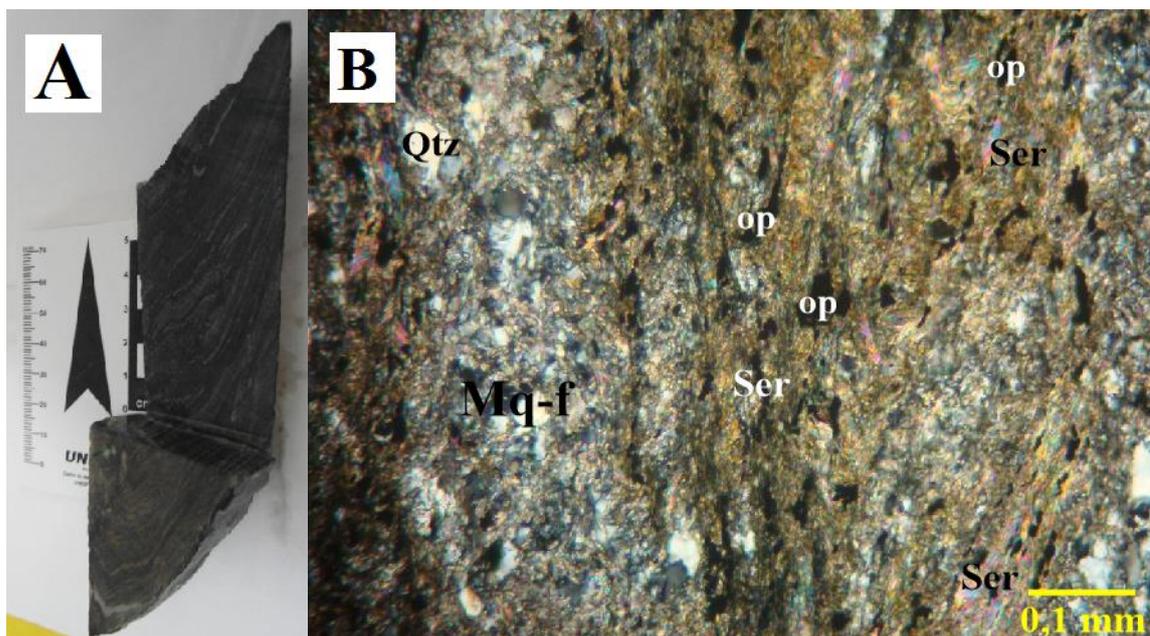


Figura 32 - A) Fotografia da rocha metafélica do Furo GMOR-002; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Ser=sericita, Qtz=quartzo, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, op=opacos).

Descrição mesoscópica: rocha de coloração cinza esbranquiçada granulação fina com foliação bem marcada, além da presença de dobras assimétricas pós-Dn.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura anisotrópica proveniente da orientação dos filossilicatos (sericita e muscovita) alternados a bandas de minerais quartzo-feldspáticos

(matriz). A rocha possui textura lepidoblástica com granulação fina além de poucos porfiroclastos. A foliação principal (Sn) é do tipo clivagem de crenulação, esta se encontra dobrada pela fase pós-Dn. Os minerais opacos mostram-se bastante deformados e paralelos a Sn.

Composição modal estimada visualmente

Sericita ± 46%

Quartzo ± 20%

Opacos ± 18%

Plagioclásio ± 9%

Feldspato potássico ± 4%

Carbonato ± 3%

Descrição e relação dos minerais

A sericita possui formato anédrico de dimensões micrométricas (60 µm) com leve pleocroísmo (amarelo pálido). Os cristais formam trilhas paralelas à foliação principal (Sn) com presença de microdobras. Estes ocorrem subordinados a envoltória dos porfiroclastos de quartzo e feldspatos e estão posicionados no núcleo da dobra pós-Dn. O contato com os demais minerais é retilíneo.

O quartzo possui formato anédrico com variadas dimensões, micrométricas na matriz (50-70 µm) e submilimétricas nos porfiroclastos (700 µm). Apresenta extinção ondulante e crescimento por subgrão. O contato com os outros minerais é do tipo retilíneo (micas) e interlobado (matriz e aglomerados). A deformação nos porfiroclastos indica presença de movimento cinemático.

Os opacos identificados foram: pirita, calcopirita e arsenopirita. Ambos ocorrem subordinados a sericita. O tamanho médio dos cristais é de 75 µm.

Os cristais de muscovita são anédricos, prismáticos, suavemente pleocróicos (amarelo-claro pálido) e com dimensões micrométricas, 100-200 µm. Assim como ocorre com a sericita, constituem trilhas paralelas a Sn e geram microdobras. A muscovita ocorre associada aos porfiroclastos e o contato com os minerais é retilíneo.

O plagioclásio (albita) também possui cristais com formato anédrico, correlacionados aos porfiroclastos e, subédricos, na matriz. Mostram dimensões micrométricas, matriz (50-60 µm) e porfiroclastos (90-100 µm). Em alguns porfiroclastos pode-se notar a presença de extinção ondulante e geminação Albita. O contato com os minerais é lobado (matriz) a retilíneo.

Os cristais de feldspato potássico são anédricos e subédricos, micrométricos e, quase que raramente, apresentam geminação característica dos mesmos e, secundariamente, ocorrem como porfiroclastos. O contato é do tipo lobado.

O carbonato apresenta formato subédrico, é incolor a amarelo-pálido. Os cristais ocorrem subordinados aos porfiroclastos de plagioclásio e/ou veios de quartzo carbonáticos. Este corresponde a um produto da carbonatação do plagioclásio cujo tamanho médio é de 100 µm.

Considerações: Pela paragênese sericita+quartzo+plagioclásio+k-feldspato nota-se que a rocha foi metamorfisada na fácies xisto verde baixo. A formação de neominerais como a sericita ocorreu durante o processo de retrometamorfismo. Na rocha são identificados os processos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica. A análise petrográfica da lâmina mostra que a foliação Sn foi crenulada pela fase pós-Dn formando uma dobra cujo

ângulo interflancos é mais aberto do que o das dobras Dn (dobras mais apertada). O protólito da rocha foi uma vulcânica, provavelmente, riolito/riodacito.

Classificação da rocha: Quartzo-sericita xisto.

Furo	Datum UTM	X	Y	Z	Az	Dip
GMOR_004	SAD 69_22 S	504027	8195453	429	90	73

Lâmina GMOR-004 (profundidade: 26,10 m)

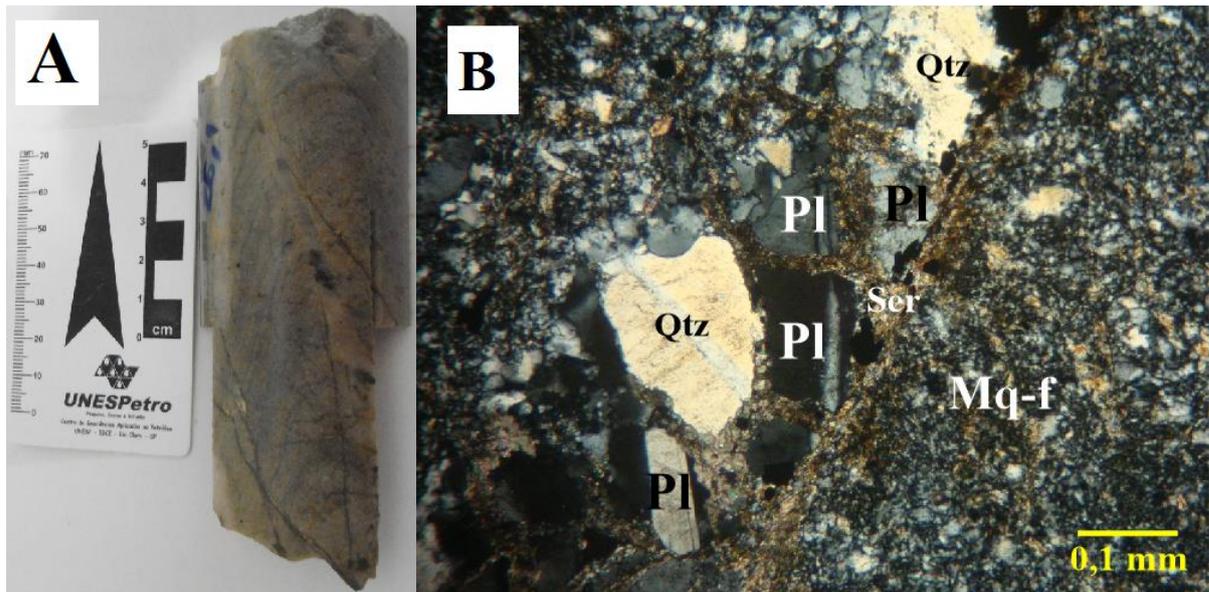


Figura 33 - A) Fotografia da rocha metafélsica do Furo GMOR-004; **B)** Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Ser=sericita, Qtz=quartzo, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, Pl=plagioclásio).

Descrição mesoscópica: rocha de coloração branca acinzentada granulação fina com foliação bem marcada, esta se apresenta dobrada e com veios de quartzo+sulfetos (pirita) discordantes com a foliação Sn (veios tardios).

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura anisotrópica e textura porfiroblástica (clastos de quartzo e feldspatos) envolvidos por uma matriz quartzo-feldspática de granulação fina. A anisotropia é marcada pela orientação dos cristais que compõem a matriz e dos filossilicatos (muscovita/sericita). A rocha possui veios de quartzo e de minerais opacos que cortam a foliação Sn do tipo xistosidade.

Composição modal estimada visualmente

Quartzo ± 38%
 Feldspato potássico ± 27%
 Plagioclásio ± 21%
 Opacos ± 10%
 Sericita ± 5%
 Traços: Apatita

Descrição e relação dos minerais

O quartzo ocorre como cristais anédricos variando desde clastos submilimétricos (250 μm), a uma matriz microcristalina (40-100 μm) até veios milimétricos (1,1 mm). Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e crescimento por subgrão e migração de grãos. O contato entre os grãos de quartzo é do tipo interlobado e com os outros minerais é retilíneo. Os clastos de quartzo indicam movimentos cinemáticos.

Os cristais de feldspato potássico são anédricos e de tamanhos variados, desde microcristalinos (50 μm) a submilimétricos (400-800 μm). Apresentam geminação polissintética e os mesmos podem ou não estar orientados segundo a direção geral. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os cristais de plagioclásio (albita) ocorrem sob a forma anédrica de variadas dimensões, porfiroclastos com 300-550 μm e matriz com 50 μm . Os porfiroclastos de plagioclásio mostram geminação albita, forte albitização e extinção ondulante. O contato entre os demais minerais é do tipo retilíneo e/ou lobado. Os porfiroclastos apresentam movimentos cinemáticos.

Os cristais de opacos identificados através da microscopia de luz polarizada foram: pirita, arsenopirita e calcopirita. Ocorrem como cristais euédricos quando não deformados (pós-Dn) e como anédricos quando deformados (pré ou sin-Dn). O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

A sericita se apresenta como minerais anédricos e possuem pequenas dimensões, 50-80 μm . Os cristais de sericita ocorrem nos interstícios dos demais minerais e envolvem os porfiroclastos, além disso, ocorrem como trilhas seguindo uma direção preferencial de foliação. A muscovita/sericita apresenta-se subordinada aos porfiroclastos.

A apatita apresenta cristais euédricos de pequenas dimensões, hábito prismático, extinção reta. Os cristais de apatita são incolores cujo tamanho médio é de 60 μm .

Considerações: A paragênese quartzo+k-feldspato+plagioclásio+sericita indica que a presente rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde de baixa pressão. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos são pré- e/ou sin-tectônicos. O retrometamorfismo gerou a sericita e ocasionou o desequilíbrio dos minerais de maior temperatura e pressão. As feições de extinção ondulante e crescimento por subgrão e migração de grãos, identificadas nos cristais de quartzo e em alguns cristais de feldspatos, denotam que a rocha sofreu mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, respectivamente. Os veios de quartzo recristalizados e de opacos deformados ocorrem discordantes com a foliação principal. A rocha possui composição riolítica.

Classificação da rocha: Metariolito.

Lâmina GMOR-004 (profundidade: 74,80 m)

Descrição mesoscópica: rocha cinza-escuro esbranquiçada com granulação, foliação Sn dobrada (fase pós-Dn) com presença de sulfetos (maioria pirita) paralelos à direção de Sn.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha mostra estrutura anisotrópica marcada pela orientação preferencial dos minerais micáceos (muscovita e sericita) e pelas bandas quartzo-feldspáticas contínuas. A textura da rocha é lepidoblástica de granulação fina e com a presença de alguns

porfiroclastos de quartzo e, raramente, feldspatos. A foliação principal (Sn) da rocha é do tipo clivagem de crenulação que se encontra dobrada pela fase pós-Dn.

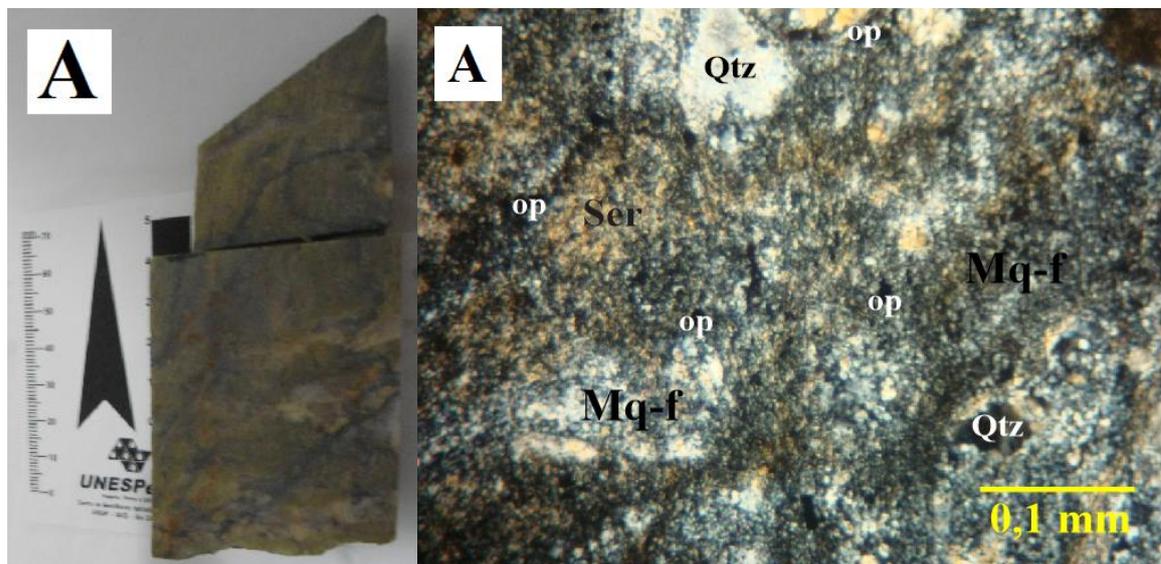


Figura 34 - A) Fotografia da rocha metafélsica do Furo GMOR-004; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 20x, microscópio Leica. (Legenda: Ser=sericita, Qtz=quartzo, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, op=opacos).

Composição modal estimada

Quartzo ± 37%
 Sericita ± 35%
 Plagioclásio ± 13%
 Feldspato potássico ± 9%
 Opacos ± 6%
 Traços: Carbonato

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de quartzo são anédricos e apresentam variadas dimensões, micrométricas na matriz (50-100 μm) e submilimétricas nos porfiroclastos (de 200 μm até 2 mm). O quartzo mostra extinção ondulante e crescimento de subgrão. O contato com os outros minerais é do tipo retilíneo (micas) e interlobado (matriz e aglomerados). A deformação nos porfiroclastos sugere a presença de indicadores cinemáticos.

A sericita ocorre como cristais anédricos de dimensões micrométricas (30-50 μm) com pleocroísmo suave (amarelo pálido) e formam trilhas paralelas à foliação principal (Sn) com presença de microdobras. Os cristais de sericita correlacionam-se com a envoltória dos porfiroclastos de quartzo e feldspatos e estão posicionados no núcleo da dobra pós-Dn. O contato com os demais minerais é retilíneo.

O plagioclásio (albita) apresenta cristais anédricos, correlacionados aos porfiroclastos e, subédricos, matriz. Possui dimensões micrométricas variando de 50-100 μm . Em alguns porfiroclastos pode-se notar a presença de extinção ondulante e geminação Albita. O contato com os minerais é lobado (matriz) e retilíneo.

Os cristais de feldspato potássico são anédricos e subédricos, micrométricos (entre 50-90 μm) e quase que raramente apresentam geminação polissintética e ocorrem como porfiroclastos – ocorre subordinados a composição da matriz. O contato é do tipo lobado.

Os opacos identificados foram: arsenopirita, posicionadas mais ao núcleo da dobra pós-Dn e subordinada a sericita, preferencialmente, enquanto que, a pirita e a calcopirita encontra-se disseminada pela rocha, associada a muscovita e ambos os opacos estão deformados pela fase Dn. O tamanho médio dos cristais é de 40 μm , porém, quando deformados podem atingir até 2 mm.

O carbonato possui formato subédrico, é incolor a amarelo-pálido com dimensões da ordem de 80 μm . Os cristais ocorrem subordinados aos porfiroclastos de plagioclásio e/ou veios de quartzo carbonáticos.

Considerações: A análise petrográfica da lâmina mostra que a foliação principal foi crenulada pela fase pós-Dn formando uma dobra cujo ângulo interflancos é mais aberto do que o das dobras Dn (dobras apertadas). Pela paragênese sericita+quartzo+plagioclásio+k-feldspato nota-se que a rocha foi metamorfisada na fácies xisto verde. A formação de neominerais como a sericita ocorreu durante o processo de retrometamorfismo. Na rocha são identificados os processos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica. O protólito da rocha é uma ortoderivada vulcânica, provavelmente, riolito/riodacito.

Classificação da rocha: Sericita-quartzo xisto.

Lâmina GMOR-004 (profundidade: 188,3 m)

Descrição mesoscópica: rocha de coloração cinza esbranquiçada a cinza esverdeada de granulação fina, foliação bem marcada. Trata-se do contato entre vulcânica félsica/máfica – no contato pode-se notar a presença de grãos de epidoto.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura anisotrópica e textura porfiroblástica dada pelos clastos dos cristais de quartzo, de feldspatos e de epidoto, enquanto que a matriz possui granulação fina. A rocha mostra dois domínios: 1. máfico (40%) com anisotropia marcada por bandas máficas (actinolita) e por bandas quartzo-feldspáticas e, 2. félsico (60%) com alternância de bandas quartzo-feldspáticas com bandas filossilicáticas (biotita).

Composição modal estimada visualmente

Domínio félsico

Quartzo \pm 38%

Plagioclásio \pm 24%

Feldspato potássico \pm 23%

Biotita \pm 7,5%

Clorita \pm 2,5%

Carbonato \pm 2%

Opacos \pm 2%

Apatita \pm 1%

Traços: Titanita

Domínio máfico

Clorita \pm 45%

Epidoto \pm 30%

Quartzo \pm 14%

Plagioclásio ± 8%
 Opacos ± 2%
 Carbonato ± 1%
 Traços: Titanita

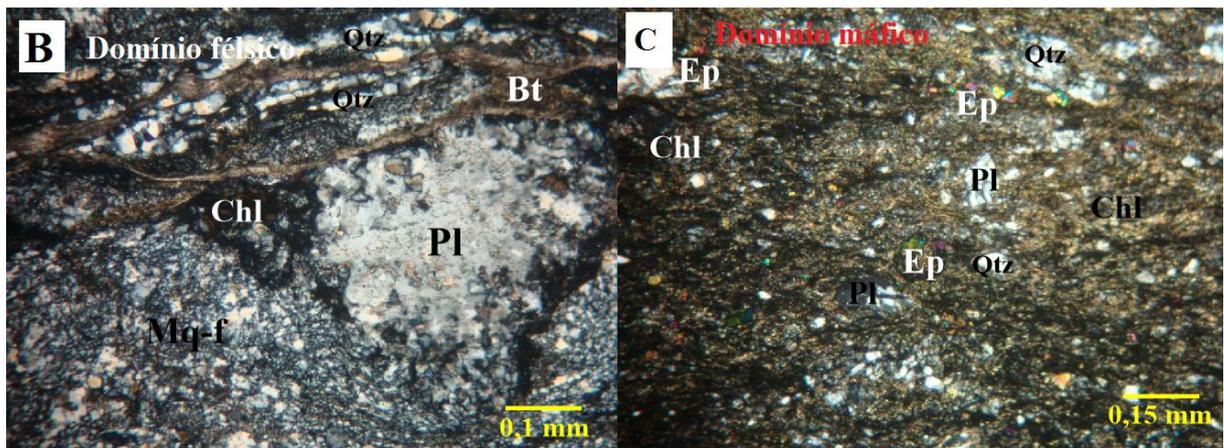


Figura 35 - A) Fotografia da rocha metafélsica/metamáfica do Furo GMOR-004; B/C) Fotomicrografias dos domínios félsico e máfico, respectivamente da lâmina a nicóis X aumento de 5x, microscópio Leica. (Legenda: Bt=biotita, Chl=clorita, Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ep=epidoto).

Descrição e relação dos minerais

Domínio félsico

Os cristais de quartzo são anédricos e de pequenas dimensões, 50 μm . O quartzo mostra extinção ondulante e recristalização por crescimento de subgrão. O contato com os demais minerais é retilíneo e entre os grãos é interlobado (matriz) e/ou poligonal (veios). Os porfiroclastos de quartzo indicam movimento cinemático.

O plagioclásio (albita) ocorre como cristais anédricos e subédricos com dimensões variadas, micrométricos na matriz (50 μm) e submilimétricos quando porfiroclastos (400-600 μm). Os cristais de plagioclásio apresentam geminação albita, extinção ondulante e textura poiquilítica com algumas inclusões minerais nos porfiroclastos. O contato com os demais minerais é retilíneo. Os porfiroclastos de plagioclásio também indicam presença de movimento cinemático.

Os cristais de feldspato potássico são anédricos e subédricos, micrométricos (50 μm) e quase que raramente apresentam geminação polissintética e ocorrem como porfiroclastos – ocorre subordinados a composição da matriz. O contato é do tipo lobado.

A biotita apresenta-se como minerais anédricos de coloração verde pleocróica com pequenas dimensões, 40 μm . Os cristais de biotita ocorrem como trilhas paralelas à foliação principal, porém, também estão subordinados aos interstícios dos minerais que compõem a matriz quartzo-feldspática, como também, envolvem os porfiroclastos da rocha. O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

A clorita apresenta pleocroísmo (verde-claro), birrefringências de coloração anômalas: uma vermelho-escuro, predominante e, outra azul-berlim característica do mineral, além disso, possuem dimensões micrométricas, 15-30 μm . Ocorre associado ao contato transicional ao domínio félsico e também ocorre subordinado aos porfiroclastos. O contato com os demais cristais é do tipo retilíneo.

Os cristais de carbonato apresentam formato subédrico, são incolores e possuem tamanho médio de 70 μm . Os cristais ocorrem subordinados aos porfiroclastos de plagioclásio. Este corresponde a um produto da carbonatação do plagioclásio.

Os opacos identificados foram pirita, arsenopirita e pirrotita. Os cristais ocorrem sob as formas anédricas e euédricas de dimensões variadas. Os opacos podem ocorrer deformados nas proximidades do contato transicional do domínio félsico, porém, também ocorrem indeformados disseminados em algumas porções da lâmina. O contato com os outros minerais é retilíneo e o tamanho médio é de 50-100 μm .

Os cristais de apatita possuem formatos euédricos, são incolores e possuem hábito prismático e extinção reta. Estes cristais possuem tamanho médio de 15-30 μm e ocorrem inclusos nos porfiroclastos conferindo a estes uma textura poiquilítica.

A titanita possui cristais euédricos que ocorrem como agregados de coloração castanha com tamanho variado entre 70-100 μm .

Domínio máfico

A clorita apresenta-se como cristais anédricos com pequenas dimensões (40 μm) e coloração verde pleocróica. Ocorre paralela a foliação principal e associada aos porfiroclastos de epidoto e de plagioclásio. O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

Os porfiroblastos de epidoto possuem variadas dimensões (100-400 μm) e apresentam pleocroísmo suave (verde-claro pálido). Ocorrem como cristais anédricos a subédricos e indicam presença de indicadores cinemáticos. O contato com os outros minerais é retilíneo.

O quartzo ocorre como cristais anédricos com dimensões micrométricas (matriz – 50-70 μm) a submilimétricas (alguns porfiroclastos – 100 μm). Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante além de crescimento por subgrão. O contato com os demais minerais é interlobado ou retilíneo e, em algumas porções, é poligonal. Os porfiroclastos deformados sugerem presença de indicadores cinemáticos.

O plagioclásio (albita/oligoclásio) mostra-se anédricos a subédricos e com variadas dimensões, pois, ocorrem na matriz (micrométricos – 60 μm) e como porfiroclastos (submilimétricos – 100-150 μm). Os cristais de plagioclásio apresentam geminação albita e, em sua maioria, os porfiroclastos apontam a presença de indicadores cinemáticos. O contato com os minerais é do tipo retilíneo.

Os opacos identificados, assim como no domínio félsico, foram pirita e arsenopirita que também ocorrem deformados, principalmente no contato entre os dois domínios, como também, ocorre indeformada com formato euédrico em algumas porções da rocha. O tamanho médio do cristal é variado entre 60-150 μm .

O carbonato também apresenta formato subédrico, incolor com dimensões na ordem de 100 μm . Os cristais ocorrem subordinados aos porfiroclastos de plagioclásio (carbonatação do plagioclásio).

A titanita apresenta cristais com formatos euédricos e ocorrem como agregados de coloração castanha cujo tamanho médio é de 80 μm .

Considerações: Conforme mencionado anteriormente, a rocha apresenta 2 domínios e duas direções de foliação: no domínio félsico mostra uma xistosidade a qual é truncada no contato transicional ainda no domínio félsico, enquanto que, o domínio máfico e a zona de transição entre os dois domínios também apresentam uma xistosidade com uma mesma direção preferencial. Tal zona transicional de domínios é marcada por uma massa escura que engloba faixas de minerais máficos, como clorita; faixas félsicas, como minerais quartzo-feldspáticos; além de faixas de carbonatos.

No domínio félsico a paragênese quartzo+plagioclásio+feldspato+biotita±clorita sugere que a rocha foi metamorfsada na fácies xisto verde com baixa pressão e os mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, identificados principalmente nos cristais de quartzo, apontam metamorfismo de baixo grau. A paragênese do domínio máfico quartzo+clorita+epidoto+plagioclásio também remonta metamorfismo em fácies xisto-verde, porém, sendo o epidoto produto de retrometamorfismo mostra que tal processo causou um desequilíbrio nos minerais de maior pressão e temperatura. O protólito do domínio félsico sugere um riolito/riodacito, enquanto que, no domínio máfico trata-se de um basalto.

Classificação da rocha: domínio félsico: Metariolito; domínio máfico: Epidoto-clorita xisto.

Lâmina GMOR-004 (profundidade: 239,10 m)

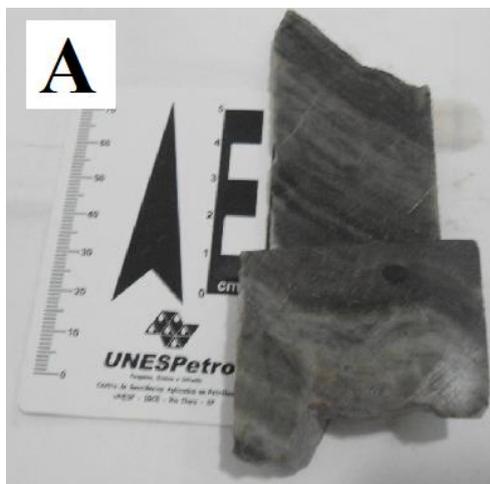


Figura 36 – Fotografia de amostra de testemunho de rocha metafélsica do Furo GMOR-004.

Descrição mesoscópica: rocha de coloração cinza esbranquiçada com granulação fina, foliada – alternância de bandas claras e escuras com variadas espessuras – presença de sulfetos (pirita) paralelos à Sn.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha mostra estrutura anisotrópica e textura suavemente porfiroblástica, marcada pela presença de porfiroclastos de quartzo e feldspatos e, apresenta

uma matriz quartzo-feldspática com granulação fina. A anisotropia é produto da foliação principal construída por bandas de minerais quartzo-feldspáticos contínuas e bandas de minerais micáceos (sericita) também contínuas. A foliação principal apresenta dobras assimétricas da fase Dn. MICR

Composição modal estimada visualmente

Quartzo ± 58%
 Plagioclásio ± 16%
 Feldspato potássico ± 12%
 Opacos ± 10%
 Sericita ± 4%
 Traços: Apatita

Descrição e relação dos minerais

O quartzo ocorre como minerais anédricos e de tamanhos variados, submilimétricos enquanto porfiroclastos (100-200 μm) e/ou veios deformados e, na matriz, constituem cristais micrométricos (15-40 μm). Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e crescimento por subgrão e migração. O contato entre os grãos de quartzo, tanto na matriz quanto nos veios, é interlobado, enquanto que com os demais minerais é do tipo retilíneo e lobado. Os porfiroclastos de quartzo indicam movimento cinemático.

Os cristais de plagioclásio (albita) são anédricos e subédricos e apresentam tamanhos variados, micrométricos (20 μm) na matriz e sub- e/ou milimétricos nos porfiroclastos (0,8-1 mm). O plagioclásio ocorre alterado por sericitização, com geminação do tipo albita e presença de extinção ondulante. Os contatos com os demais minerais são dos tipos lobado e retilíneo. A deformação nos porfiroclastos indica a presença de movimentos cinemáticos.

O feldspato potássico (microclínio) ocorre como cristais anédricos e subédricos com dimensões micrométricas, 15 μm . O k-feldspato quase não apresenta geminação característica e está subordinado à matriz quartzo-feldspática da rocha. O contato com os outros minerais é lobado (quartzo e plagioclásio) e retilíneo (sericita e opacos).

Os opacos identificados foram: que possuem os minerais opacos, em sua maioria, apresentam-se deformados pela fase Dn, logo, são anédricos e ocorrem subordinados a sericita, ou seja, paralelos à foliação principal, enquanto que, alguns opacos ocorrem indeformados e euédricos (pós-Dn). O tamanho médio dos cristais é de 50 μm , porém, quando deformados podem alcançar até 2 mm.

A sericita mostra-se como cristais anédricos, com pequenas dimensões (20 μm) e ocorre na forma de trilhas paralelas a foliação principal e também na saussuritização do plagioclásio. A sericita também envolve o entorno dos porfiroclastos. O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo.

Os cristais de apatita, disseminados pela rocha, possuem formato euédrico, são incolores de dimensões reduzidas e ocorrência subordinada a inclusões nos porfiroclastos (textura poiquilítica).

Considerações: A rocha apresenta foliação principal do tipo xistosidade que ocorre dobrada por uma fase Dn, pois, a rocha não mostra uma segunda foliação (Sn+1) paralela ao plano axial das dobras Dn. A paragênese quartzo+plagioclásio+k-feldspato+sericite indica que a presente rocha foi metamorfsada na fácies xisto verde de baixa pressão. O retrometamorfismo gerou a sericita, porém, tal pode ter acarretado um desequilíbrio nos minerais de maior pressão e temperatura, porém, não deve ter sido tão intenso já que não formou neominerais além da sericita. A rocha tem registrado em seus minerais, como quartzo

e feldspatos, os processos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica característicos de algumas feições. A rocha é uma ortoderivada cujo protólito provavelmente é um riolito/riodacito.

Classificação da rocha: Metariolito (Quartzo pórfiro).

Furo	Datum_UTM	X	Y	Z	Az	Dip	Profundidade
GMOR_005	SAD 69_22 S	504019	8195352	432	90	48	78,00 m

Lâmina GMOR-005

Descrição mesoscópica: rocha cinza esbranquiçada com granulação fina, foliada com presença de dobras assimétricas pós-Dn.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura anisotrópica marcada pela orientação de minerais micáceos prismáticos (muscovita) e pelas bandas quartzo-feldspáticas contínuas (matriz). A textura da rocha é porfiroblástica (porfiroclastos de quartzo, predominante e, de feldspatos) e a matriz possui granulação muito fina-fina. A foliação principal (Sn) é do tipo xistosidade e os opacos são, em sua maioria, pós-Dn.

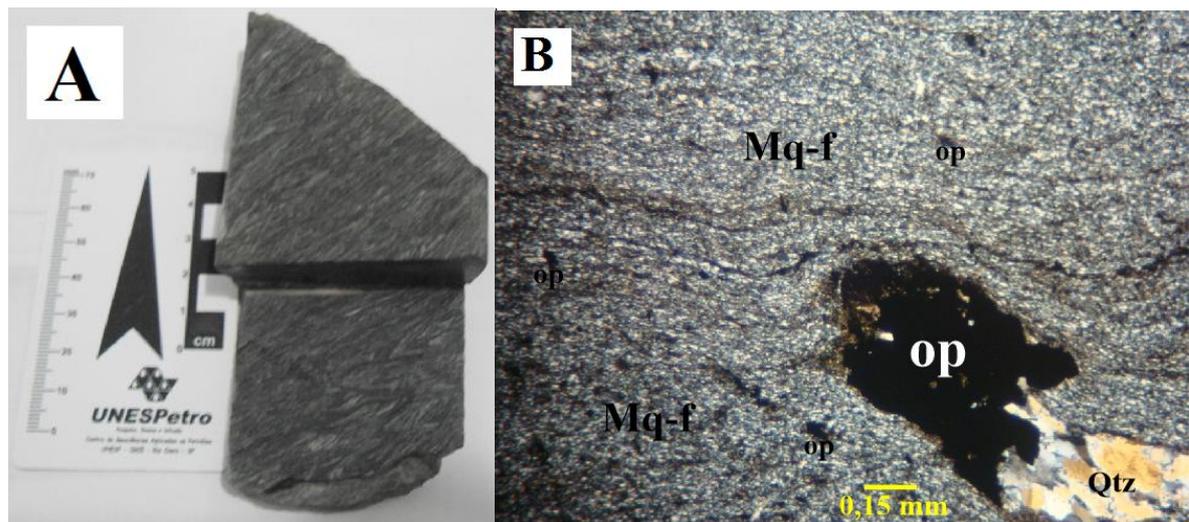


Figura 37 - A) Fotografia da rocha metafélsica do Furo GMOR-005; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 5x, microscópio Leica. (Legenda: Qtz=quartzo, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, op=opacos).

Composição modal estimada visualmente

Quartzo ± 47%
 Plagioclásio ± 25%
 Feldspato potássico ± 15%
 Sericita ± 8%
 Opacos ± 5%
 Traços: Carbonato

Descrição e relação dos minerais

O quartzo apresenta-se como cristais anédricos de dimensões variadas, micrométricas (40-100 μm) quando ocorre na matriz e submilimétricas (100-400 μm) nos porfiroclastos e

nos veios descontínuos. Apresenta extinção ondulante e crescimento por subgrão. O contato entre os cristais de quartzo é do tipo interlobado (matriz) e poligonal (veios descontínuos) e, com os demais minerais é retilíneo (porfiroclasto) e lobado e/ou poligonal (matriz). Os porfiroclastos de quartzo indicam movimento cinemático.

Os cristais de plagioclásio (albita) são anédricos e, assim como ocorre no quartzo, possuem dimensões acima de 50 μm . Também apresentam extinção ondulante e, raramente, geminação albita. O contato com os outros minerais é poligonal e/ou lobado na matriz e do tipo retilíneo nos porfiroclastos. A deformação dos porfiroclastos também aponta movimento cinemático.

O feldspato potássico ocorre como cristais subédricos e anédricos de pequenas dimensões (60 μm) e, analogamente ao plagioclásio, raramente apresenta geminação. O contato com os demais minerais é lobado e poligonal.

A sericita ocorre como cristais anédricos, tabulares e micrométricos (100 μm). Os cristais de sericita constituem trilhas paralelas à foliação principal e se situa, preferencialmente, nos interstícios da matriz e, subordinada aos minerais opacos e envolvendo os porfiroclastos. Os contatos com estes minerais são retilíneos.

Os minerais opacos identificados por microscopia de luz polarizada foram: pirita, arsenopirita e calcopirita. Ambos ocorrem deformados ou não e paralelos à Sn. O tamanho médio dos opacos é de 100 μm podendo atingir 700 μm quando deformados.

O carbonato apresenta formato subédrico, incolor com dimensões variando entre 80-100 μm . Os cristais ocorrem subordinados aos porfiroclastos de plagioclásio (carbonatação do plagioclásio).

Considerações: Trata-se de uma rocha milonitizada, logo, possui uma alta taxa de deformação. Alguns processos associados à deformação identificados pela análise petrográfica foram recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica. A paragênese quartzo+plagioclásio+microclínio±sericita sugere que a rocha foi metamorfsada em fácies xisto verde de baixa pressão, porém, a ocorrência de muscovita indica um retrometamorfismo com o surgimento do neomineral pode ter ocorrido algum desequilíbrio para os minerais de maior temperatura e pressão. O protólito da rocha é uma ortoderivada vulcânica, provavelmente, um riolito.

Classificação da rocha: Metariolito milonitizado.

Furo	Datum UTM	X	Y	Z	Az	Dip	Profundidade
GMOR_007	SAD 69_22 S	504058	8195731	426	90	54	59,50 m

Lâmina GMOR-007

Descrição mesoscópica: rocha de coloração cinza esverdeada de granulação fina apresentando foliação bem marcada com presença de dobras assimétricas – rocha deformada e hidrotermalizada.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha possui estrutura anisotrópica marcada pela orientação preferencial dos minerais micáceos (clorita), granulares (epidoto) e prismáticos (actinolita) alternados por bandas quartzo-feldspáticas. A textura é porfiroblástica associada a matriz com granulação fina e a presença de veios de quartzo paralelos ou não a foliação, deformados ou não pela fase pós-Dn. A foliação principal (Sn) é do tipo xistosidade e, em algumas porções da lâmina, esta ocorre dobrada pela fase pós-Dn.

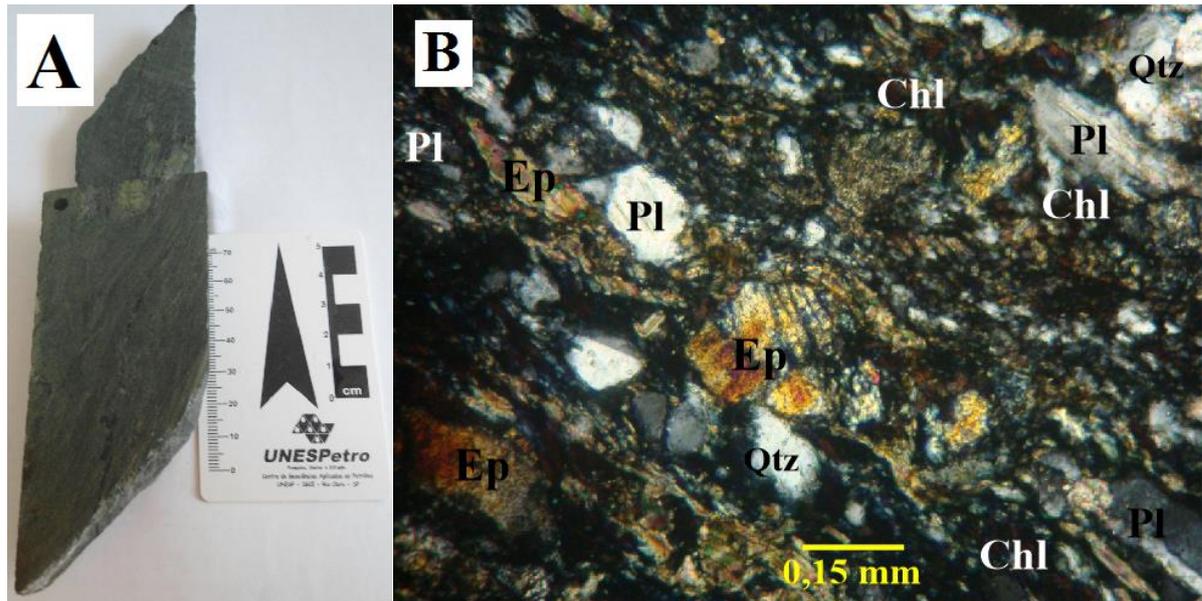


Figura 38 - A) Fotografia da rocha metamáfica do Furo GMOR-007; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Chl=clorita, Ep=epidoto).

Composição modal estimada visualmente

Clorita \pm 38%
 Epidoto \pm 29%
 Quartzo \pm 20%
 Plagioclásio \pm 9%
 Opacos \pm 3%
 Carbonato \pm 1%

Descrição e relação dos minerais

A clorita apresenta-se como cristais anédricos paralelos à Sn e com dimensões micrométricas, 50 μm . Assim como a actinolita possui pleocroísmo verde, porém, a birrefringência é marcada pela cor azul-berlim. A clorita ocorre subordinada às bordas dos pórfiros. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os cristais de epidoto são subédricos e com dimensões variadas dependo do local de ocorrência na rocha, na porção do veio o tamanho dos cristais varia de 150-550 μm , já na porção de agregados o tamanho médio é de 650 μm , no restante da rocha o tamanho varia entre 100-350 μm . Apresentam leve pleocroísmo (verde e/ou marrom) e forte birrefringência. O contato com os outros minerais é retilíneo. Os cristais de epidoto indicam movimentos cinemáticos.

O quartzo ocorre como cristais anédricos com variadas dimensões, na matriz possui tamanho médio de 50 μm , na porção superior da lâmina na qual se identificou a presença de veios de quartzo deformados paralelos a foliação principal o tamanho médio é de 350 μm , enquanto que, na porção superior os veios são paralelos ou não a Sn, atingem até 2 mm. Os cristais de quartzo, quando deformados, apresentam extinção ondulante e crescimento por subgrão. O contato é interlobado a retilíneo na matriz e nos veios deformados e, poligonal nos veios indeformados.

O plagioclásio (albita/oligoclásio) ocorre como cristais anédricos, com dimensões de 50-100 μm . Os cristais de plagioclásio apresentam extinção Albita e Carlsbad e, em algumas

porções, possuem extinção ondulante. O contato com os outros minerais é retilíneo a poligonal (veios da porção inferior).

Os minerais opacos são pirita, calcopirita, arsenopirita e pirrotita. Os opacos, por vezes, ocorrem associados às bordas dos porfiroblastos de epidoto e subordinados aos cristais de actinolita e clorita. Ambos apresentam-se paralelos (pré- e/ou sin-tectônicos) ou não (pós-tectônicos) à foliação principal (Sn). O tamanho dos cristais varia entre 100-400 μm .

O carbonato também apresenta formato subédrico, incolor com dimensões na ordem de 100 μm . Os cristais ocorrem subordinados aos porfiroclastos de plagioclásio (carbonatação do plagioclásio).

Considerações: Pela paragênese: clorita+epidoto+quartzo+plagioclásio a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde de baixa pressão. O retrometamorfismo gerou neominerais como a clorita e o epidoto causando o desequilíbrio de minerais de maior pressão e temperatura, como o quartzo e o plagioclásio, tal fato pode explicar a ocorrência dos mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica identificados nestes minerais. Através da análise petrográfica pode-se estabelecer dois domínios estruturais distintos: na porção superior da lâmina a xistosidade e os veios de quartzo foram dobrados pela fase pós-Dn, enquanto que, na porção inferior, os veios de quartzo ora são paralelos à Sn ora são tardios, assim como os minerais opacos, pois, quando deformados são pré- e/ou sin-Dn e quando ocorrem indeformados são pós-Dn. O protólito da rocha é uma ígnea vulcânica básica, provavelmente, um basalto.

Classificação da rocha: Epidoto-clorita xisto.

Furo	Datum_UTM	X	Y	Z	Az	Dip	Profundidade
GMOR_011	SAD 69_22 S	504375	8196616	457	90	54	92,00 m

Lâmina GMOR-011

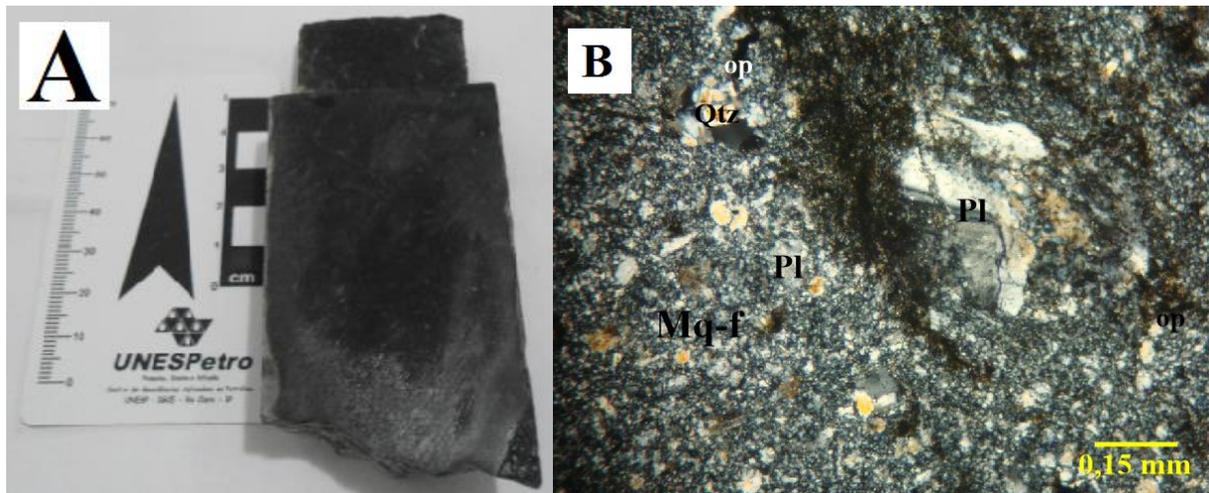


Figura 39 - A) Fotografia da rocha metafélsica do Furo GMOR-011; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Mq-f=matriz quartzo-feldspática, op=opacos).

Descrição mesoscópica: rocha melanocrática de coloração cinza escura, granulação fina apresentando fenocristais de quartzo e/ou feldspatos.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha possui estrutura ígnea vulcânica preservada, logo, apresenta estrutura compacta, textura holocristalina, fanerítica e inequigranular-porfírica. Os cristais que compõem a matriz quartzo-feldspática tendem a ser finos e inequigranulares, enquanto que, também ocorrem fenocristais de quartzo e feldspatos disseminados pela rocha.

Composição modal estimada visualmente

Quartzo \pm 40%
 Plagioclásio \pm 36%
 Feldspato potássico \pm 20%
 Biotita \pm 3%
 Opacos \pm 1%
 Traços: Carbonato

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de quartzo são anédricos e com variadas dimensões, na matriz o quartzo apresenta granulação fina com dimensões micrométricas (50-60 μm), já os fenocristais de quartzo bipiramidal e os veios de quartzo mostram granulação média e dimensões submilimétricas (150-750 μm). O contato entre os grãos de quartzo e com os demais minerais é do tipo poligonal a retilíneo.

O plagioclásio (oligoclásio) apresenta-se como cristais subédricos com dimensões variadas, quando ocorre como fenocristais possuem dimensões milimétricas (0,4 a 2 mm) e, na matriz mostram dimensões micrométricas (100-150 μm). Os cristais de plagioclásio possuem geminação Albita e Carlsbad, alguns também apresentam inclusões de quartzo microgranular. O contato com os outros minerais é poligonal a retilíneo.

O feldspato potássico (microclínio) ocorre como cristais subédricos e anédricos e possui dimensões variadas, sendo o tamanho médio dos fenocristais na ordem de 200-500 μm , enquanto que, na matriz o tamanho médio é de 50-60 μm . É comum observar nos fenocristais de k-feldspato mesopertitas vermiformes. O contato com os outros minerais é poligonal a retilíneo.

Os cristais de biotita são subédricos, com pleocroísmo (marrom esverdeado) e possuem dimensões micrométricas, 50 μm . Os cristais ocorrem espalhados em algumas porções da rocha, muitas vezes, associados às bordas dos fenocristais e a alterações provocadas por oxidação.

Os opacos identificados foram: calcopirita, pirita e pirrotita. Ambos os minerais opacos são euédricos a subédricos cujo tamanho médio é de 100 μm .

O carbonato possui formato subédrico, com suave pleocroísmo (amarelo-pálido) cujo tamanho médio é de 60-80 μm .

Considerações: Conforme mencionado anteriormente, trata-se de uma rocha vulcânica ígnea com uma matriz quartzo-feldspática fina contendo fenocristais espalhados pela rocha cuja maioria constituinte é os fenocristais de plagioclásio com presença dos sulfetos ... e pirita disseminados pela rocha. Não foi identificado nenhum processo metamórfico incipiente ou mesmo local.

Classificação da rocha: Riodacito/Riolito.

Amostra de mão – alvo Guarda-Mor

Ponto	Datum_UTM	X	Y	Z
GMP-52	SAD 69_22 S	500958	8196259	449

Lâmina GMP-52A

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha possui estrutura anisotrópica dada pela orientação preferencial dos minerais prismáticos (actinolita e clorita), pelos minerais opacos deformados e pelos minerais quartzo-feldspáticos. A textura da rocha é nematoblástica com matriz média, inequigranular e ocorrência de alguns porfiroclastos de plagioclásio. A foliação principal (Sn) do tipo xistosidade encontra-se crenulada.

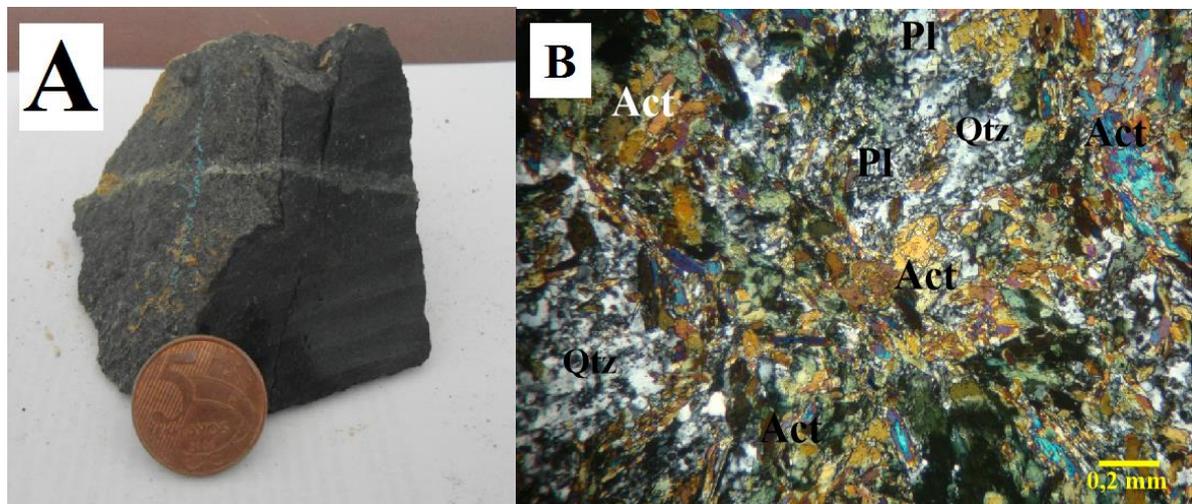


Figura 40 - A) Fotografia da amostra de rocha metamáfica, Ponto GMP-52; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10X, microscópio Leica. (Legenda: Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Act=actinolita).

Composição modal estimada visualmente

Actinolita ± 49%
 Quartzo ± 18%
 Opacos ± 16%
 Plagioclásio ± 10%
 Epidoto ± 5%
 Titanita ± 2%

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de actinolita são subédricos, prismáticos cujo tamanho varia de 0,4 a 1,4 mm. A seção basal da actinolita apresenta pleocroísmo verde-claro pálido, enquanto que, a seção transversal possui pleocroísmo verde amarelado. Os cristais ocorrem formando trilhas paralelas à foliação principal (Sn). O contato da actinolita com os demais minerais é retilíneo.

O quartzo ocorre como minerais anédricos de dimensões variadas, são micrométricos na matriz cujo tamanho médio é de 100 μm e, no veio, descontínuo e discordante, o tamanho

médio é da ordem de 700 μm . Os cristais de quartzo possuem extinção ondulante e o contato é retilíneo a poligonal (veio).

Os opacos identificados foram pirita e calcopirita, estes ocorrem paralelos a Sn, logo, são pré- e/ou sin- tectônicos. Porém, alguns opacos são euédricos, pós-tectônicos e ocorrem inclusos nos porfiroclastos de plagioclásio. Os opacos ocorrem subordinados a actinolita e a clorita e também se posicionam no entorno dos porfiroclastos de plagioclásio. O contato é retilíneo e o tamanho médio é de 20 μm , para os opacos indeformados, enquanto que, aqueles pré- e/ou sin-Dn podem alcançar 600 μm .

Os cristais de plagioclásio (albita/oligoclásio) são anédricos e de dimensões variadas, na matriz são micrométricos da ordem de 100 μm , enquanto que, nos porfiroclastos são milimétricos com tamanho médio de 600 μm podendo atingir 2 mm. Os porfiroclastos de plagioclásio possuem inclusões de opacos micrométricos e indicam presença de indicadores cinemáticos. Apresentam geminação Albita e extinção ondulante. O contato com os demais minerais é retilíneo a lobado.

Os porfiroblastos de epidoto possuem tamanho médio de 60 μm e apresentam pleocroísmo suave (verde-claro pálido). Ocorrem como cristais anédricos a subédricos e indicam presença de indicadores cinemáticos. Estes porfiroblastos estão subordinados aos minerais opacos. O contato é retilíneo.

A titanita possui formato euédrico e ocorrem como agregados de coloração castanha cujo tamanho médio é de 50 μm .

Considerações: A paragênese: actinolita+epidoto+plagioclásio+quartzo mostra que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto-verde de baixa pressão. O retrometamorfismo gerou a clorita, tal desequilíbrio pode ter ocasionado o desequilíbrio dos minerais de maior temperatura e pressão. Através da extinção ondulante, vista nos cristais de quartzo e plagioclásio, pode-se identificar o processo de recristalização cristaloplástica. O protólito da rocha é uma ígnea vulcânica básica, provavelmente, um basalto.

Classificação da rocha: Actinolita-quartzo xisto.

MINA BACILÂNDIA (PROJETO ARCO SUL)

Amostras de testemunhos de sondagem

SEQUÊNCIA JAUPACI

Lâmina BC-15

Descrição mesoscópica: rocha melanocrática, com coloração cinza esverdeada granulação fina a muito fina apresentando foliação bem marcada.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura anisotrópica nitidamente marcada pela orientação dos minerais filossilicáticos e prismáticos alternados por bandas quartzo-feldspáticas seguindo uma direção preferencial da foliação Sn, do tipo xistosidade, paralela ao bandamento S0. Apresenta textura lepidoblástica com matriz de granulação fina e, subordinadamente, ocorrem pórfiros de granulação média a fina. A rocha mostra a presença de um fluido hidrotermal composto por clorita+epidoto+carbonato.

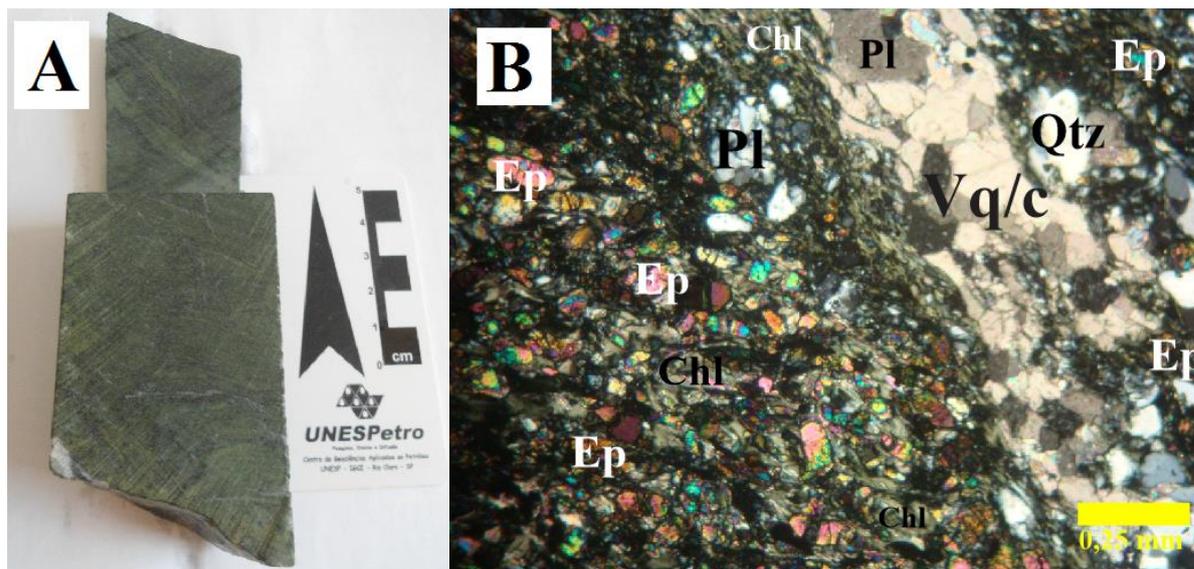


Figura 41 - A) Fotografia da amostra de rocha metamáfica do Furo BC-15; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Chl=clorita, Ep=epidoto, Vq/c=veio de quartzo+carbonato).

Composição modal estimada visualmente

Epidoto \pm 33%
 Clorita \pm 28%
 Quartzo \pm 24%
 Plagioclásio \pm 8
 Carbonato \pm 4%
 Opacos \pm 2%
 Apatita \pm 1%

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de epidoto são subédricos e com dimensões variando na ordem de 20-100 μm a 400 μm . Apresentam suave pleocroísmo (verde-claro a amarelo pálido) com forte birrefringência. O contato com os outros minerais é retilíneo. Os porfiroblastos de epidoto também indicam a presença de indicadores cinemáticos.

A clorita apresenta-se como cristais anédricos paralelos à Sn e com dimensões micrométricas, 50 μm . Possui pleocroísmo verde a nicóis cruzados, porém, a nicóis descruzados a cor de interferência é cinza-claro. A clorita ocorre subordinada ao fluido hidrotermal e também está associada às bordas dos pórfiros. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Os cristais de quartzo ocorrem com formatos anédricos de variadas dimensões, na matriz possui tamanho médio de 80 μm , na porção superior da lâmina na qual se identificou a presença de *ribbons* monocristalinos o tamanho médio é de 200 μm , enquanto que, nos porfiroclastos o tamanho médio é 350-400 μm . Os cristais de quartzo, quando deformados, apresentam extinção ondulante e crescimento por subgrão. O contato entre os cristais de quartzo e com os demais minerais é interlobado a retilíneo e, nos *ribbons*, o contato é poligonal. A deformação nos porfiroclastos indica presença de indicadores cinemáticos.

O plagioclásio (albita/oligoclásio) ocorre como cristais anédricos cujo tamanho médio é de 100 μm . Os cristais de plagioclásio raramente apresentam extinção Albita e/ou Carlsbad,

porém, em algumas porções, exibem extinção ondulante. O contato com os outros minerais é retilíneo a lobado (matriz).

O carbonato constitui um neomineral formado a partir do processo de carbonatação do plagioclásio durante a passagem do fluido hidrotermal. Os cristais de carbonato são incolores, milimétricos (100-200 μm) e ocorre subordinados a direção de fluxo gerada pela alteração hidrotermal. O contato é marcado pelos interstícios entre os demais cristais.

Os minerais opacos, por vezes, ocorrem associados às bordas dos porfiroblastos de epidoto e subordinados aos cristais de clorita. Apresentam-se paralelos, anédricos e deformados (pré- e/ou sin-Dn) em relação à foliação Sn, mas também ocorrem, em menor proporção, com formatos euédricos, indeformados (pós-Dn). O tamanho médio dos cristais é de 75 μm .

Os cristais de apatita possuem formato euédrico, hábito prismático, extinção paralela. Estes ocorrem na forma de agregados ou como inclusões nos porfiroclastos com tamanho médio de 100-70 μm .

Considerações: A paragênese: clorita+epidoto+quartzo+plagioclásio indica que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde. Os porfiroclastos de plagioclásio e quartzo, assim como os porfiroblastos de epidoto caracterizam eventos pré- e/ou sin-Dn. O retrometamorfismo gerou minerais de menor pressão como a clorita, mas também foi responsável pelo desequilíbrio daqueles de maior temperatura e pressão como, por exemplo, o plagioclásio no qual é possível identificar os processos de albitização, carbonatação e epidotização. O protólito da rocha provavelmente foi um basalto.

Classificação da rocha: Clorita-quartzo-epidoto xisto.

Lâmina BC-18

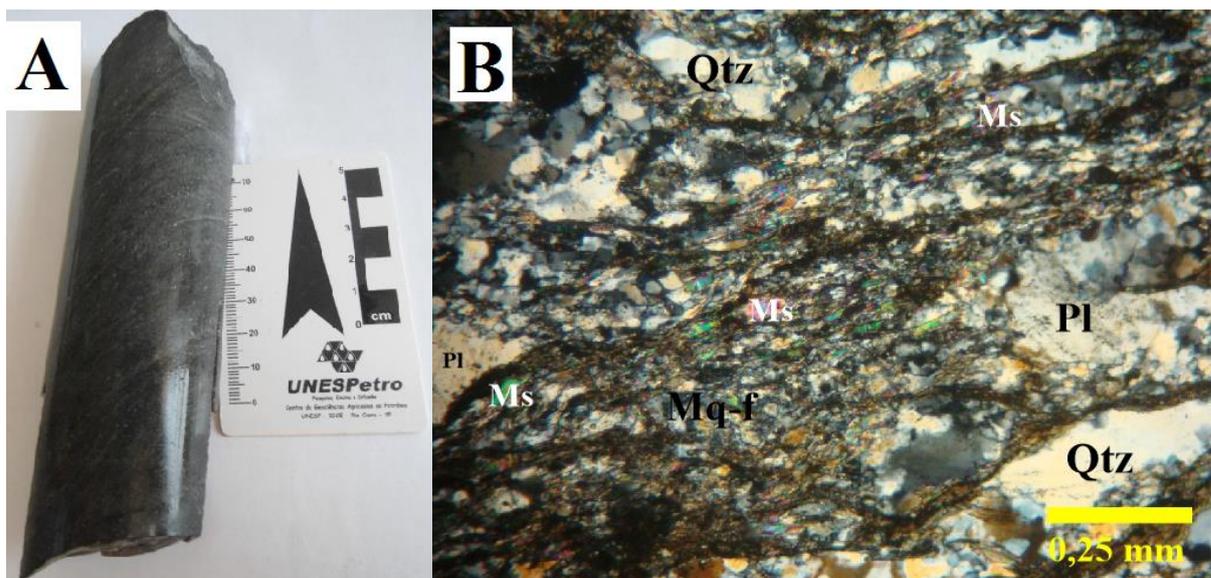


Figura 42 - A) Fotografia da amostra de rocha metafélsica do Furo BC-18; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ms=muscovita, Mq-f=matriz quartzo-feldspática).

Descrição mesoscópica: rocha melanocrática como coloração cinza-escura esbranquiçada com granulação fina e foliação bem marcada.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura anisotrópica, bandas quartzo-feldspáticas orientadas intercaladas a bandas de filossilicatos e minerais opacos segundo a mesma direção preferencial da foliação Sn, do tipo, xistosidade. Apresenta textura porfiroblástica, predominantemente, com matriz de granulação fina.

Composição modal estimada visualmente

Biotita ± 35%
 Quartzo ± 29%
 Plagioclásio ± 17%
 Muscovita ± 7%
 Feldspato potássico ± 7%
 Opacos ± 2%
 Carbonato ± 3%
 Traços: Apatita

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de biotita possuem formato anédrico, hábito prismático, levemente pleocrítica, marrom-claro e, com dimensões micrométricas, 400-600 µm podendo atingir até 1 mm, quando estirados/deformados. Os cristais formam trilhas paralelas à direção de Sn. A biotita ocorre associada aos porfiroclastos e o contato com os demais minerais varia de intersticial a retilíneo.

Os cristais de quartzo são anédricos, inequigranulares com variadas dimensões, submilimétrica nos porfiroclastos (200-900 µm), veios e *boudins* (600 µm) a micrométrica na matriz, 50 µm. O quartzo mostra extinção ondulante e recristalização por subgrão e/ou migração de grão. O contato com os outros minerais é do tipo retilíneo e/ou interlobado. A deformação dos porfiroclastos de quartzo gerou indicadores cinemáticos.

O plagioclásio (albita) apresenta cristais anédricos, formando os porfiroclastos e, subédricos, na matriz. Os cristais possuem dimensões variadas, micrométricas (matriz, 50 µm) a milimétricas (porfiroclastos, até 2 mm). Em alguns porfiroclastos pode-se notar a presença de extinção ondulante e geminação do tipo Albita, além da saussuritização dos mesmos. O contato com os minerais é lobado (matriz) a retilíneo. Os porfiroclastos de plagioclásio também retratam indicadores cinemáticos.

Os cristais de muscovita são anédricos, prismáticos, levemente pleocríticos, amarelo-claro pálido e, com reduzidas dimensões (100-200 µm). Assim como na biotita, os cristais de muscovita formam trilhas paralelas a Sn e, estes também ocorrem subordinados aos porfiroclastos, preferencialmente. O contato com os minerais é do tipo retilíneo.

Os cristais de k-feldspato possuem formato anédrico cujo tamanho médio é de 60 µm. Estes raramente apresentam geminação característica. O contato com os demais minerais é retilíneo.

Os minerais opacos, em sua maioria, apresentam formato anédrico devido à deformação da rocha, estes caracterizam eventos pré- e/ou sin-Dn. Secundariamente, possuem formato euédrico, predominantemente de hábito pentagonal, representando eventos de caráter pós-Dn. O contato é do tipo retilíneo e o tamanho dos cristais varia de 50-200 µm.

O carbonato foi formado a partir da carbonatação do plagioclásio atribuída a um processo de alteração hidrotermal que ocorreu na rocha. Os cristais de carbonato são incolores, milimétricos e o contato é marcado pelos interstícios entre os demais cristais. O tamanho do carbonato varia em 100-500 μm

Os cristais de apatita possuem formato euédrico, hábito prismático, extinção paralela. Estes ocorrem na forma de agregados ou como inclusões nos porfiroclastos cujo tamanho médio é de 80-100 μm .

Considerações: A paragênese biotita+muscovita+quartzo+plagioclásio \pm k-feldspato indica que a presente rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde baixo. O retrometamorfismo gerou o desequilíbrio dos minerais de maior temperatura e pressão como pode ser observado nas alterações presentes nos cristais de plagioclásio. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos, além dos opacos deformados indicam eventos pré- e/ou sin-tectônicos. As feições de extinção ondulante e recristalização por subgrão, identificadas nos cristais de quartzo e em alguns cristais de plagioclásio, são representativas dos mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, respectivamente. A rocha possui composição riodacítica.

Classificação da rocha: Muscovita-quartzo-biotita xisto.

Lâmina BC-21

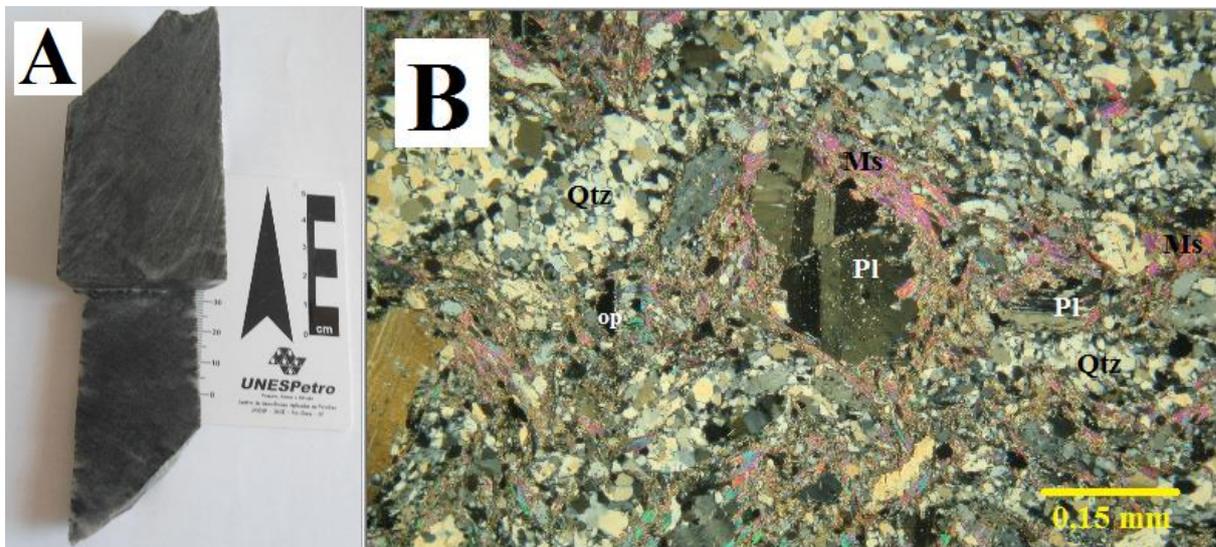


Figura 43 - A) Fotografia da amostra de rocha metafélica do Furo BC-21; B) Fotomicrografia da lâmina a nicóis X aumento de 10x, microscópio Leica. (Legenda: Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ms=muscovita, op=opacos).

Descrição mesoscópica: rocha melanocrática de coloração cinza-claro esbranquiçada com granulação fina apresentando nítida foliação.

Descrição microscópica

Estrutura/textura: a rocha apresenta estrutura anisotrópica marcada por bandas quartzo-feldspáticas intercalada a bandas de minerais filossilicáticos orientadas de acordo com a mesma direção da foliação principal (Sn), do tipo clivagem de crenulação, paralela ao

bandamento S0. A textura porfiroclástica é predominante, a matriz possui granulação fina e pode-se observar a presença de cristais porfiríticos.

Composição modal estimada visualmente

Quartzo ± 31%
 Muscovita ± 30%
 Plagioclásio ± 28%
 Feldspato potássico ± 27%
 Opacos ± 2,5%
 Carbonato ± 1%
 Clorita ± 0,5%

Descrição e relação dos minerais

Os cristais de quartzo são anédricos, inequigranulares com variadas dimensões submilimétricas, nos porfiroclastos e agregados monominerálicos (400 µm) e, nos cristais da matriz (100-300 µm). O quartzo mostra extinção ondulante e recristalização por subgrão. O contato com os outros minerais é do tipo retilíneo e/ou interlobado. Nos porfiroclastos deformados é possível observar a presença de indicadores cinemáticos.

Os cristais de muscovita possuem formatos subédricos e hábito prismático. Observa-se leve pleocroísmo, amarelo-claro pálido e, cristais de medianas dimensões, 100-500 µm. Os cristais de sericita também formam trilhas paralelas a Sn e, estes também ocorrem subordinados ao entorno dos porfiroclastos, majoritariamente. O contato com os minerais é do tipo retilíneo.

Os cristais de plagioclásio (albita) possuem formatos anédricos a subédricos. Os porfiroclastos, devido à deformação imposta, tendem a ser anédricos, enquanto que, os cristais que compõem a matriz são subédricos. Os cristais de plagioclásio também possuem dimensões variadas, micrométricas (150-400 µm), na matriz, a submilimétricas (400 µm a 1,8 mm), nos porfiroclastos. Em algumas porções da lâmina nota-se a presença de extinção ondulante e geminação do tipo Albita, além de saussuritização. O contato com os minerais é lobado (matriz) a retilíneo. Os porfiroclastos de plagioclásio também indicam movimentos cinemáticos.

Os cristais de k-feldspato são anédricos e de tamanhos variados, desde microcristalinos a submilimétricos (300-900 µm). Estes cristais compõem a matriz da rocha e raramente apresentam geminação característica. O contato com os demais minerais é retilíneo.

A maioria dos minerais opacos possui formato anédrico e apresentam-se deformados caracterizando eventos pré- e/ou sin-Dn. Secundariamente, mostram-se com formatos euédricos, predominantemente de hábito pentagonal (pirita), com caráter de eventos pós-Dn. O contato com os demais minerais é do tipo retilíneo. O tamanho dos cristais de opaco varia em 50-400 µm.

Os cristais de carbonato são subédricos, incolores e possuem pequenas dimensões. Apresentam-se subordinados aos porfiroclastos de plagioclásio mostrando clivagem bem marcada. O carbonato é considerado um produto da carbonatação do plagioclásio processo cuja origem está relacionada à passagem de fluido hidrotermalizado.

A clorita possui formato anédrico e ocorre paralela à direção de Sn com dimensões micrométricas, 80-100 µm. Possui pleocroísmo verde a nicóis cruzados, porém, a nicóis descruzados a cor de interferência é cinza-claro. A clorita ocorre subordinada aos cristais de muscovita. O contato com os outros minerais é retilíneo.

Considerações: Dada a paragéneses muscovita+quartzo+plagioclásio±k-feldspato sabe-se que a rocha foi metamorfisada em fácies xisto verde baixo. Os porfiroclastos de quartzo e feldspatos, além dos cristais de opacos deformados indicam eventos pré- e/ou sin-D₁. O retrometamorfismo impulsiona o desequilíbrio dos minerais de maior temperatura e pressão como ocorre, por exemplo, nos cristais de plagioclásio (processos de saussuritização e carbonatação). As feições de extinção ondulante e recristalização por subgrão, identificadas nos cristais de quartzo e plagioclásio, são características dos mecanismos de recristalização dinâmica e deformação cristaloplástica, respectivamente. A rocha possui composição riolítica/riodacítica.

Classificação da rocha: Muscovita-quartzo xisto.