

ESTUDO PETROGRÁFICO E SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DAS ROCHAS MÁFICAS DA VILA OURO VERDE, CANAÃ DOS CARAJÁS-PA.

Marabá - PA 2018



UNIVERSIDADE FEDERAL DO SUL E SUDESTE DO PARÁ INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E ENGENHARIA FACULDADE DE GEOLOGIA

RAFAELA DA SILVA SOUSA

ESTUDO PETROGRÁFICO E SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DAS ROCHAS MÁFICAS DA VILA OURO VERDE, CANAÃ DOS CARAJÁS-PA.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará – UNIFESSPA, em cumprimento as exigências para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Msc. Alice Cunha da Silva **Coorientador:** Dr. Davis Carvalho de Oliveira

Marabá - PA 2018

RAFAELA DA SILVA SOUSA

ESTUDO PETROGRÁFICO E SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DAS ROCHAS MÁFICAS DA VILA OURO VERDE, CANAÃ DOS CARAJÁS-PA.

Data de aprovação: 01/03/2018 Conceito: <u>BOM</u>

Banca examinadora:

Prof.^a Msc. Alice Cunha da Silva - Orientadora Msc em Petrologia e Geoquímica

Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira-Coorientador Doutor em Petrologia e Geoquímica IG – UFPA

Prof. Dr. José de Arimatéia Costa de Almeida -Membro Doutor em Petrologia e Geoquímica FAGEO – Marabá

Prof.^a Dr.^a Ana Valéria dos Reis Pinheiro-Membra Doutora em Hidrogeologia FAGEO – Marabá

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP) Biblioteca II da UNIFESSPA. Marabá,PA.

Sousa, Rafaela da Silva

Estudo petrográfico e suscetibilidade magnética das rochas máficas e metamáficas da vila ouro verde, Canaã dos Carajás-Pa / Rafaela da Silva Sousa ; orientadora, Alice Cunha da Silva. — 2018.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará, Campus Universitário de Marabá, Instituto de Geociências e Engenharias, Faculdade de Geologia, Marabá, 2018.

 Petrologia. 2. Mapeamento geológico. 3. Rochas. 4. Rochas cristalinas. I. Silva, Alice Cunha da, orient. II. Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará. III. Título. CDD: 23. ed.: 552

> Elaborado por Nádia Lopes Serrão Bibliotecária-Documentalista CRB2/575

À minha mãe Maria do Socorro Lins, ao meu pai José Roberto, e aos meus irmãos Rafael e Raquel

AGRADECIMENTOS

- Agradeço primeiramente a Deus por me dar forças para conquistar meus objetivos, e por ter possibilitado que concluísse meu trabalho.

 À minha mãe Maria Lins, que sempre me incentivou nos meus estudos, e por sempre me instruir da melhor maneira possível. "Mãe sem você não seria um terço do que sou hoje".

- Ao meu pai José Roberto e aos meus irmãos pelo apoio e incentivo.

- A Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará, pela estrutura de trabalho oferecida.

- Ao meu coorientador Davis Carvalho de Oliveira, que me cedeu à oportunidade de desenvolver este trabalho.

- À minha orientadora Alice Cunha da Silva, pelos ensinamentos durante este trabalho.

Aos integrantes do Grupo de Pesquisa de Petrologia de Granitoides (GPPG)
 pelas inúmeras contribuições, especialmente ao Msc. Bhrenno Marangoanha e Msc.
 Diwhemerson de Souza.

- Aos professores da Unifesspa pelos conhecimentos compartilhados durante a graduação.

- A todos os meus amigos que me acompanharam e que fizeram parte da minha história, em especial ao meu amigo Jeferson Sena, "meu muito obrigada por todos esses anos compartilhados".

- Aos meus amigos Jairo Viveiros e Ozeneide Carvalho, pelo apoio e companheirismo.

- Ao meu namorado Vinícius Oliveira pela companhia e apoio durante esses anos.

- A todos aqueles que contribuíram indiretamente para que concluísse este trabalho.

- E por fim, agradeço a todos aqueles que duvidaram de mim. "Vocês foram necessários para que eu me motivasse ainda mais".

"Hoje eu vim pra te mostrar Que o bem é mais forte que o mal Que o sim é mais forte que o não Em tudo nessa vida Vim te dizer que tem vitória no final Pode acreditar que sim E duvidar de quem duvida Hoje eu me vi sorridente Escovando os dentes na frente do espelho E a minha imagem me disse hoje é dia de luta Escuta o conselho Entra com foco no ringue Não perde o suingue, protege a cabeça Guarda o que é bom no seu peito E o que for ruim ou suspeito, esqueça Pensa no tempo, não esquece do tempo Não há tesouro maior Lembra dos outros, não esquece dos outros Tem muita vida ao redor Leva o amor onde for Espaireça amor da maneira mais pura Fala a verdade porque ela é chave Que abre qualquer fechadura Tira a armadura pra dar um abraço Naqueles que querem o seu bem Fala o que pensa, evita a ofensa E aceita as palavras que vem Olha a paisagem, aproveita a viagem Que um dia a viagem termina Minha imagem no espelho já sabe Que não sabe nada e por isso me ensina Histórias, nossas histórias, dias de luta, dias de glória" **Gabriel O Pensador**

RESUMO

Trabalhos de mapeamento geológico em escala de semi-detalhe (1:100.0000) realizados na área da vila Ouro Verde, porção oeste do município de Canaã dos Carajás, permitiu a identificação de rochas máficas e metamáficas e a individualização das seguintes unidades: rochas gabroicas (gabro, gabronorito e ortopiroxênio-gabro), anfibolitos e metabasaltos. Tais rochas ocorrem em forma de blocos rolados e "in situ", assim como enclaves nas rochas enderbíticas, nos granitos do tipo Planalto em TTGs. As rochas da variedade gabroica são constituídas essencialmente por plagioclásio (labradorita-Ca) + clinopiroxênio + ortopiroxênio + anfibólio + biotita e apresentam moderada variação composicional, sendo suas diferenças restritas às proporções modais de orto- e clinopiroxênio, olivina e quartzo. As rochas anfibolíticas e metabasaltos são constituídas essencialmente por plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo, com suas diferenças restritas as proporções de piroxênios e suas texturas. Nos anfibolitos os cristais de piroxênios ocorrem como cristais reliquiares, e suas texturas são granoblásticas a granonematoblástica enquanto que nas rochas metabasalticas os cristais de piroxênios ocorrem em maiores proporções. Tais rochas possuem textura decussada, com palhetas de plagioclásios associados aos agregados máficos. O comportamento magnético desses litotipos é definido, principalmente, quanto à natureza dos minerais óxidos de Fe-Ti presentes e seus respectivos conteúdos modais, sendo possível a individualização de dois grupos de rochas: a população A é composta predominantemente por anfibolitos e exibe baixos valores de suscetibilidade magnética $(0,298 \times 10^{-3} \text{ a } 1,687 \times 10^{-3} \text{ SIv})$, enquanto na população B a variedade gabronorítica é mais abundante, a magnetita é o principal óxido de ferro e titânio e os valores de suscetibilidade magnética são mais elevados ($4,870 \times 10^{-3}$ a $95,425 \times 10^{-3}$ SIv). As evidências texturais mostram que a formação dos minerais opacos nas rochas gabronoríticas e anfibolíticas são marcadas pela seguinte evolução: (i) cristalização precoce de ilmenita individual e ilmenita composta com cristais de magnetita e titanita; (ii) atuação do processo de oxi-exsolução sobre cristais de magnetita, produzindo intercrescimentos de magnetita empobrecida em Ti com ilmenita em manchas (patch) e sanduíche; e por fim, (iii) desestabilização parcial da ilmenita individual dando origem à titanita.

Palavras-chave: Gabros; Anfibolitos; Metabasaltos; Petrologia Magnética; Domínio Canaã dos Carajás.

ABSTRACT

A semi-detailed geological mapping (1:100.0000) was carried out in the Vila Ouro Verde area, western portion of the Canaã dos Carajás, and allowed the identification of mafic and metamafics bodies as well as to distinguish three major groups of rocks: gabbros (gabbro, gabronorito and ortopiroxênio-gabro), amphibolites and metabasalts. Such rocks occur as enclaves in the enderbites, Planalto granites in TTGs. Gabbronorites are composed by plagioclase + clinopyroxene + orthopyroxene + amphibole + biotite and their differences are restricted to the modal proportions of ortho- and clinopyroxene, olivine and quartz. As amphibolitic rocks and metabasalts are essentially constituted by plagioclase, hornblende, biotite and quartz, with their restricted difficulties as proportions of pyroxenes and their textures. In amphibolites the pyroxene crystals occur as reliquary crystals, and their textures are granoblastic to granonatoblastic whereas in metabasaltic rocks the pyroxene crystals occur in greater proportions. These rocks with fiber texture, with plagioclase vias associated to mafic aggregates. The magnetic behavior of these lithotypes is mainly defined by the nature of the Fe-Ti oxides minerals and their respective modal contents. Based on magnetic petrology studies it was possible to distinguish two groups of rocks: population A is predominantly composed of amphibolites and exhibits low values of magnetic susceptibility $(0.298 \times 10^{-3} \text{ to } 1.687 \times 10^{-3} \text{ SIv})$, whereas in the population B the gabbronoritic variety is more abundant, magnetite is the main Fe-Ti oxide and the magnetic susceptibility values are higher $(4,870 \times 10^{-3} \text{ to } 95,425 \times 10^{-3} \text{ SIv})$. Textural evidences show that the formation of opaque minerals in the gabbronorites and amphibolites are marked by the following evolution: (i) early crystallization of individual ilmenite and ilmenite composite with crystals of magnetite and titanite; (ii) oxy-exsolution process on magnetite crystals producing magnetite-ilmenite intergrowth (ilmenite patch and ilmenite sandwich); and (iii) partial destabilization of the individual ilmenite giving rise to titanite.

Keywords: Gabbros; Amphibolites; Metabasalts; Magnetic Petrology; Canaã dos Carajás Domain.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da região de Vila Ouro Verde
Figura 2: Mapa de pontos das amostras estudadas na área de Vila Ouro Verde 16
Figura 3: Mapa geológico da Província Carajás 19
Figura 4: Mapa geológico da área da área de vila Ouro Verde, porção oeste do
município de Canaã dos Carajás, modificado de Maragoanha 2014 26
Figura 5: (a) Modos de ocorrência dos gabros em blocos "in situ" (b); aspecto
mesoscópico das rochas gabroicas;
Figura 6: (a) Serra alongada segundo a direção E-W, relacionada às rochas anfibolíticas
e metabasaltos;
Figura 7: Diagramas ternários de classificação de Streckeisen (1976) e Le Maitre
(2002)
Figura 8: Aspectos texturais meso e microscópicos das rochas gabroicas da área de
Vila Ouro Verde;
Figura 9: (a) Aspecto mesoscópico dos anfibolitos, exibindo coloração cinza escura à
esverdeada;
Figura 10: Diagrama ternário TiO-FeO-Fe ₂ O ₃ mostrando os minerais óxidos de Fe e Ti
mais comuns
Figura 11: (a) Polígono de Frequência, e (b) gráfico de probabilidade, referente aos
dados de SM das rochas gabróicas e anfibolitos da área de Vila Ouro Verde 39
Figura 12: Histograma de frequência exibindo a distribuição dos valores de SM 40
Figura 13: Fotomicrografias dos diferentes aspectos texturais dos óxidos de Fe e Ti 42
Figura 14: Fotomicrografia dos diferentes aspectos texturais dos óxidos de Fe e Ti
presentes nas rochas gabroicas e anfibolíticas da área de Vila Ouro Verde

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Composições modais das amostras representativas das variedades litológica	1S
das rochas gabroicas da área de Vila Ouro Verde2	29
Tabela 2: Dados de suscetibilidade magnética das rochas da variedade gabroica e de	os
anfibolitos da área de Vila Ouro Verde. Abreviações: K (SIv) = valor médio de SM e	m
volume de cada amostra no Sistema Internacional	;9

1. INTRODUÇÃO	
1.1 APRESENTAÇÃO	
1.2-LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE ESTUDO	
1.3- JUSTIFICATIVA	
1.4- OBJETIVOS	
1.5-MATERIAIS E MÉTODOS	
1.4.1 Pesquisa Bibliográfica	
1.4.2 Mapeamento Geológico	15
1.4.3 Petrografia	
1.4.4 Suscetibilidade Magnética	
1.4.3. Microscopia de Luz Refletida	
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	
2.1 DOMÍNIO RIO MARIA	
2.2 DOMÍNIO SAPUCAIA	
2.3 DOMÍNIO CANAÃ DOS CARAJÁS	
2.4 BACIA CARAJÁS	
3. GEOLOGIA DA ÁREA	
3.1 GEOLOGIA LOCAL	
4. PETROGRAFIA	
4.1- GABROS	
4.2 ANFIBOLITOS E METABASALTOS	
5-SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA	
5.1 PRINCÍPIOS DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA	
5.2 APRESENTAÇÃO DOS DADOS	
5.3 RELAÇÃO ENTRE SM E LITOTIPOS	
5.4. MINERAIS ÓXIDOS DE Fe E Ti	40
5.5-EVOLUÇÃO DOS MINERAIS OPACOS	
6. DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A Província Carajás, localizada no sudeste do Cráton Amazônico é considerada uma das mais importantes províncias metalogenéticas do mundo, com ocorrência de uma grande diversidade de depósitos minerais, destacando-se aqueles de ferro, ouro, manganês, níquel, cobre, estanho e ainda, com perspectivas de novas descobertas.

Dentre as várias compartimentações foi adotado neste trabalho a proposta mais recente de Dall'Agnol *et al.* (2013) que propôs abandonar o termo Subdomínio de Transição e adotar a denominação Domínio Canaã dos Carajás e Domínio Sapucaia para as porções norte e sul, respectivamente, da mesma.

Ao longo dos últimos anos, diversos trabalhos vêm sendo desenvolvidos em granitoides da Província Carajás por pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) – UFPA, sendo que a caracterização geológica das rochas máficas e metamáficas ainda continuam, de fato, restritas à área de ocorrência do Diopsídio-Norito Pium (Santos *et al.* 2013).

Trabalhos de mapeamento geológico realizado pelo GPPG, na área da Vila Ouro Verde, porção oeste do município de Canaã dos Carajás (Figura 1), registraram diferentes modos de ocorrência de rochas máficas e metamáficas que podem ter significados geológicos bastante distintos. Estas podem ocorrer como: (i) pequenos corpos cortados por intrusões trondhjemíticas de idade mesoarqueana; (ii) corpos lenticulares com frequentes feições de assimilação/migmatização; (iii) enclaves angulosos em diferentes granitoides neoarqueanos; (iv) corpos em contato com estes granitoides, podendo mostrar ou não feições que sugerem mistura; e (v) intrusões dioríticas amalgamadas com plútons graníticos neoarqueanos.

A partir deste quadro, o presente trabalho foi elaborado com o objetivo de classificar as rochas máficas e metamáficas com base em dados de campo, petrográficos e de suscetibilidade magnética. As informações geradas neste trabalho serão comparadas com aquelas já obtidas para as rochas do Diopsídio-Norito Pium (2,74 Ga) e rochas pertencentes aos *Greenstones belts*, com o intuito de contribuir para a compreensão dos processos responsáveis pela formação da crosta arqueana neste segmento da Província Carajás.

Este trabalho contribuirá para nivelar o grau de conhecimento do magmatismo máfico em comparação ao félsico, obtendo com isso o melhor entendimento da evolução crustal deste setor da PC.

1.2-LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de trabalho está localizada no sudeste do estado do Pará, mais precisamente na porção oeste do município Canaã dos Carajás. O acesso principal é por via terrestre, partindo-se de Belém-PA pela BR-155, passando por Marabá, Eldorado dos Carajás e Canãa dos Carajás, até a Vila Ouro Verde (Figura 1).





1.3- JUSTIFICATIVA

Os estudos sobre magmatismo máfico na região se concentraram na Vila Feitosa e Nova Canadá. Na Vila de Ouro Verde, estudos sobre estas rochas são praticamente ausentes. Isto causa dúvidas quanto ao enquadramento dessas rochas no Diopsídio-Norito Pium ou nos *Greenstones Belts*.

A falta de conhecimento geológico dessas rochas provoca um desnível em relação ao magmatismo félsico, refletindo na análise da evolução geológica da área.

1.4- OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo central o estudo petrográfico das rochas máficas e metamáficas da área de Vila Ouro Verde, com o intuito de prever se tais rochas possuem afinidades com os corpos máficos e metamáficos das áreas circunvizinhas.

1.5-MATERIAIS E MÉTODOS

As atividades desenvolvidas na execução deste projeto são divididas em Pesquisa Bibliográfica, Mapeamento Geológico, Petrografia, Composição Modal, Suscetibilidade Magnética e minerais opacos em rochas ígneas, em especial aqueles de óxidos de Fe e Ti.

1.4.1 Pesquisa Bibliográfica

Foi realizado um levantamento bibliográfico referente à geologia da região estudada, principalmente no que concerne às rochas máficas e metamáficas do Domínio Canaã dos Carajás e Domínio Sapucaia, além da consulta de artigos e livros sobre temas relacionados à petrografia, suscetibilidade magnética e geologia de terrenos arqueanos.

1.4.2 Mapeamento Geológico

As etapas de campo foram realizadas por pesquisadores do GPPG da UFPA, para o reconhecimento das litologias e feições estruturais, acompanhadas de coleta sistemática das amostras para estudos petrográficos e de suscetibilidade magnética. Além desses, estão sendo utilizados bancos de dados do referido grupo, os quais foram adquiridos em etapas de campo anteriores.

O mapeamento foi realizado com base em escala cartográfica de 1:100.000 através de perfis transversais à estruturação regional da área, abrangendo descrições dos afloramentos em seus aspectos litológicos, estruturais, deformacionais e relações de contato. Foram amostrados 18 pontos (Figura 2), utilizando um aparelho GPS (*Global Position System*) com precisão de aproximadamente 3 metros e bússola geológica da marca *Silva*, também utilizada para a confecção de dados estruturais. Adicionalmente, foram utilizadas imagens de satélite (*Landsat UTM, Google Earth*), mosaicos de radar (SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*) e imagens com dados aerogeofísicos (magnetometria e aerogamaespectrometria) devidamente processados em ambiente SIG.



Figura 2: Mapa de pontos das amostras estudadas na área de Vila Ouro Verde.

1.4.3 Petrografia

Foi realizado a descrição de 14 lâminas delgadas representativas do conjunto de amostras estudado, visando o estudo de petrografia microscópica, o qual envolveu: identificação e descrição sistemática dos minerais (Kerr, 1959; Deer *et al.*, 1992); estudo das texturas magmáticas, deformacionais e de alteração (Hibbard, 1995; Passchier & Trouw, 1996). Para a obtenção de composições modais utilizou-se o método de análise modal semiquantitativa com contador automático de pontos (média de 1.800 pontos) em 06 lâminas delgadas pertencentes às rochas máficas. Posteriormente, os dados obtidos foram plotados em diagramas de classificação estabelecidos pela *IUGS* (Streckeisen 1976, Le Maitre 2002), permitindo assim, uma classificação mais precisa. Para a classificação das rochas metamáficas foram estudadas 08 lâminas delgadas, as quais foram classificadas com base em suas características petrográficas.

1.4.4 Suscetibilidade Magnética

As medidas de suscetibilidade magnética (SM) de 15 amostras foram realizadas com o auxílio do suscetibilímetro SM-30, fabricado pela *ZH INSTRUMENTS*, pertencente ao Laboratório de Petrologia Magnética do centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA). Este equipamento permite medir materiais com SM variando até 1x10⁻⁷ SI.

O tratamento dos dados foi realizado com o programa *Minitab 16*, através da elaboração de diagramas de probabilidade e histogramas de frequência. O último serviu de base para a uma melhor classificação das rochas máficas e metamáficas e por tornar mais clara à separação das mesmas com características magnéticas distintas.

1.4.3. Microscopia de Luz Refletida

As amostras foram selecionadas sistematicamente de acordo com os dados de suscetibilidade magnética e petrografia existentes. Foram confeccionadas 06 lâminas polidas, as quais foram analisadas em microscópio petrográfico em luz refletida e confrontadas com as observações em luz transmitida, no intuito de caracterizar associações e demais características texturais dos minerais de óxidos de Fe e Ti, bem como compreender o papel desses minerais ao longo da evolução das rochas estudadas.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico é uma das principais unidades tectônicas da Plataforma Sul-americana, estando subdividido em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central, Maroni-Itacaiúnas, Ventuari-Tapajós, Rio-Negro-Juruema, Rondoniana-San Ignácio e Sunsás (Tassinari & Macambira, 2004). A Província Carajás (PC – Figura 3) é a porção mais antiga do Cráton Amazônico e está localizada na porção sudeste do mesmo (Santos, 2003). No Paleoproterozóico (1,88 Ga) foi afetada por eventos extensivos (Macambira & Lafon, 1995; Dall'Agnol *et al.*, 2005).

A Província Carajás recebeu várias compartimentações, dentre estas está a proposta de Dall'Agnol *et al.* (1997, 2006) que propuseram para a Província a divisão em Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria a sul, Bacia Carajás a norte e um Domínio de Transição entre os mesmos.

Vasquez *et al.* (2008), em revisão a geologia do estado do Pará subdividiu a Província Carajás em dois domínios tectonicamente distintos; (i) **Domínio Rio Maria** de idade mesoarqueana (3,0 a 2,87 Ga), formado por *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas (3,0 a 2,9 Ga) e por granitoides do tipo TTG mais antigos (Tonalito Arco Verde e Trondjhemito Mogno – 2,96 Ga) e mais jovens (Complexo Tonalítico Caracol e Tonalito Mariazinha – 2,93 Ga), sanukitoide (Granodiorito Rio Maria e rochas associadas - 2,87 Ga), leucogranitos cálcico-alcalinos enriquecidos em Ba e Sr (Suíte Guarantã e corpos análogos – 2,87 Ga), e leucogranitos alto K (granitos Xinguara, Mata Surrão e similares – 2,86 Ga) – Dall'Agnol *et al.* (2006), Oliveira *et al.* (2010) e Almeida *et al.* (2010, 2013); e (ii) **Domínio Carajás** de idades meso e neoarqueana (3,0 a 2,76 Ga), formado por rochas geologicamente menos conhecidas com uma grande extensão de rochas indiferenciadas do Complexo Xingu.

Posteriormente, Feio *et al.* (2011) redefiniu o Domínio de Transição como Subdomínio de Transição (SDT), o qual se estenderia desde a borda sul da Bacia Carajás (BC) até norte da cidade de Sapucaia, estendendo-se até ao município de São Félix do Xingu, Água Azul do Norte, Ourilândia do Norte e Tucumã.





Recentemente Dall'Agnol *et al.* (2013) baseado em dados geológicos e interpretações de imagens aerogeofísicas, mostrou que o SDT não corresponderia a uma crosta arqueana tectonicamente homogênea, o que levou a uma nova subdivisão do SDT em **Domínio Canaã dos Carajás** (DCC), que seria o embasamento imediatamente a sul da Bacia Carajás e **Domínio Sapucaia** (DS), com fortes similaridades litológicas com o Domínio Rio Maria, porém afetado por eventos neoarqueanos.

2.1 DOMÍNIO RIO MARIA

O Domínio Rio Maria é formado por sequências de *Greenstone Belts* do Supergrupo Andorinhas e diversos tipos de granitoides arqueanos. Tais rochas foram recobertas por sedimentos do Grupo Rio Fresco e afetadas por intrusões de Granitos Tipo-A paleoproterozóicos e diques de diferentes composições.

As sequências *Greenstone-Belts* ocorrem o ao longo de todo o DRM, com faixas orientadas nas seguintes direções: E-W, NW-SE e NE-SW e idades que variam de 2,97 a 2,90 (Pimentel & Machado, 1994; Souza 1994), sendo compostos principalmente por

rochas metaultramáficas e metabásicas, com presença menos marcante de rochas intermediárias e félsicas (Docegeo, 1988).

O grupo de granitoides da série TTG mais antiga teriam sido formados por: (i) formação de rochas mais antigas, Tonalito Arco Verde, datadas em 2,98 Ga (Macambira & Lafon, 1995; Macambira & Lancelot 1996; Althoff *et al.* 1995) e Trondjhemito Mogno cuja idade obtida por Almeida *et al.* (2011) foi de $2,96 \pm 0,02$ Ga. (ii) A segunda etapa de cristalização é marcada pela cristalização das rochas do Complexo Tonalítico Caracol, de idade variando entre 2,94 e 2,92 Ga, Leite *et al.* 2004), Tonalito Mariazinha, datada por Almeida *et al.* (2011) em 2,92. Segundo Almeida *et al.* (2011), estas rochas teriam sido oriundas de fontes similares aos metabasaltos do Supergrupo Andorinhas.

A série sanukitóide refere-se a um conjunto de rochas que apresentam grandes variedades petrográficas dentro do contexto do Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.*, 2009), denominadas Quartzo-Diorito Parazônia (Guimarães, 2009) e granito Rancho de Deus (Dias, 2009). Na Suíte Guarantã (2875±8 e 2872±7 Ma – Dias 2009, Almeida *et al.*, 2010), foram individualizados três grupos de granitos arqueanos, o Granito Guarantã e os Granodioritos Azulona e Trairão (Dias, 2009; Almeida *et al.*, 2010). Os TTG's mais jovens, representados pelo Trondhjemito Água fria e com fortes similaridades geoquímicas ao Complexo Tonalítico Caracol, são aflorantes na região nordeste de Xinguara (Leite, 2001). Os leucogranitos potássicos da série cálcico-alcalina, são caracterizados pelos monzo-sienogranitos do Granito Xinguara (datado em 2865±1 Ma por Leite *et al.*, 2004) e pelo Granito Mata Surrão (de idade 2872±10 Ma, segundo Rodrigues *et al.*, 1992), marcados por rochas monzograníticas.

Os sedimentos do Grupo Rio Fresco que recobrem parte do embasamento arqueano do Domínio Rio Maria, representam uma sequência de sistemas transgressivos (Docegeo, 1988). Os granitos tipo-A paleoproterozóicos do DRM são representados pelos corpos Seringa, Gradaús, São João e pelos granitos da Suíte Jamon (Dall'Agnol *et al.*, 1999, 2005; Oliveira, 2001).

2.2 DOMÍNIO SAPUCAIA

Hirata *et al.* (1982) estabeleceu a primeira referência oficial ao Domínio Sapucaia, e descreveu como metaperidotitos de textura spinifex, metamáfitos, metaultramafitos e metassedimentares de que compõem sequências *Greentone Belts* retrabalhados no final do arqueano (Docegeo, 1988; Sousa *et al.*, 2013). O Tonalito

21

Caracol ocorre como um stock associado ao Tonalito Mariazinha, fazendo parte da geração de TTGs mais antigos (Leite *et al.* 2004; Almeida *et al.*, 2011). Os Granodioritos Água Azul e Água Limpa são dois plútons de alto-Mg que possuem afinidade sanukitoide (Gabriel, 2012), alongados segundo o *trend* regional E-W.

A geração de TTG's Jovens do Domínio Sapucaia é representada pelos trondhjemitos Água Fria e Colorado, sendo o primeiro similar geoquimicamente ao Tonalito Caracol, (Leite, 2001) e o segundo assemelha-se ao Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha (Silva *et al.*, 2014). O Trondhjemito Água Fria possui idade de 2,86 Ga (Leite *et al.* 2004), enquanto que o Trondhjemito Colorado possui idade de 2,87 Ga (Silva *et al.* 2010).O granito Xinguara é constituído por leucogranitos potássicos de afinidade cálcio-alcalina, sendo monzogranitos e sienogranitos de idade de 2,86 Ga (Leite *et al.* 2004), intrusivo no Complexo Tonalítico Caracol e Granodiorito Rio Maria.

O granito Xinguara antes inserido no Domínio Rio Maria, é alocado por Dall'Agnol *et al.* (2013) para o Domínio Sapucaia devido ao forte padrão deformacional análogo. A Suíte Planalto é constituída por granitos *stricto sensu* subalcalinos de afinidade tipo-A, com orientação E-W (Huhn *et al.*, 1999; Gomes, 2003; Sardinha *et al.*, 2004), incluídos indiscriminadamente na Suíte Plaquê. O Leucogranodiorito Velha Canadá (2,75 – 2,73 Ga) é um batólito aflorante a norte da Vila Nova Canadá, composto por granodioritos cálcio-alcalinos, hololeucocráticos, de pronunciada foliação. Possui idades entre 2,73 e 2,75 Ga (Leite-Santos *et al.*, 2010; Sousa *et al.*, 2010)

2.3 DOMÍNIO CANAÃ DOS CARAJÁS

O Complexo Xingu foi é constituído por gnaisses, migmatitos, granitoides variados, rochas supracrustais do tipo *greenstone belts*, e complexos básicos a ultrabásicos (Docegeo, 1988; Araújo & Maia, 1991) com idade 2972±16 Ma em granodiorito na região de Tucumã (Avelar *et al.*, 1999), e 2859±4 Ma em metagranitoides na região de Curionópolis (Machado *et al.*, 1991) com direção ENE-WSW. O Ortogranulito Chicrim-Cateté é constituído por rochas de alto grau metamórfico (Vasquez *et al.*, 2008). Entretanto, Ricci & Carvalho (2006) estudando tais rochas concluiu que se trata de rochas ígneas gabroicas, extinguindo essa associação metamórfica. Assim sendo, foram reconhecidos gnaisses de alto grau apenas nas proximidades da fazenda Xicrin-Cateté, definidos como ortogranulitos charnockíticos a enderbíticos. A idade é de 3,0 e de 2,86 Ga obtida por Pidgeon *et al.* (2000), agora atreladas ao Ortogranulito.

O Tonalito Bacaba ocorre em contato com o Supergrupo Andorinhas, e é formado por tonalitos de granulação fina. A idade de cristalização desta unidade obtida por Moreto *et al.* (2011) é de 3,0 Ga. O Granito Canaã dos Carajás, de idade 2959 \pm 6 Ma consiste de rochas hololeucocráticas fortemente deformadas, dobradas e milonitizadas, que foram afetadas por zonas de cisalhamento E-W e NE-SW. O Trondhjemito Rio Verde (2,93 – 2,87 Ga) é composto por rochas foliadas e com bandamento composicional, e geoquimicamente similares aos típicos TTGs arqueanos (Feio *et al.* 2013).

O Complexo Tonalítico Campina Verde (2,87 – 2,84Ga) é um complexo formado por duas associações de rochas distintas: i) biotita tonalitos a granodioritos, com subordinado diorito e monzogranito; e ii) biotita-hornblenda tonalitos com subordinados granodioritos e monzogranitos (Feio *et al.*, 2013). Ocorrendo de forma expressiva no Domínio Canaã dos Carajás os granitos *strictu sensu* de afinidade cálcico-alcalina, são representados pelos granitos; Cruzadão, Boa Sorte, Bom Jesus e Serra Dourada. Estes apresentam idades de cristalização que variam de 2,87 a 2,83 Ga, sendo marcados por foliações NW-SE, NE-SW e E-W, afetados por zonas de cisalhamento (Feio *et al.*, 2012).

O Supergrupo Itacaiúnas (2,77 – 2,73 Ga) corresponde a uma sequência de rochas metavulcanossedimentares envolvendo os grupos Igarapé Salobo, Grão-Pará, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca, Rio Novo e Buritirama (Docegeo 1988), de natureza variando de máfico a ácido. O Magmatismo Máfico-Ultramáfico distribui-se em pequenos corpos intrusivos, este magmatismo é dividido em Suíte Cateté e Complexo Luanga. A Suíte Cateté é formada por gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos, alongados e alinhados preferencialmente segundo as direções E-W e N-S (Macambira & Vale, 1997). O Complexo Luanga é representado por rochas ultrabásicas e básicas acamadadas (Jorge João *et al.*, 1982), onde foi obtida uma idade U-Pb em zircão de 2,76 Ga.

A Suíte Pedra Branca é composta por granitoides sódicos de assinatura toleítica, aflorando como pequenos corpos associados a Suíte Planalto (Feio *et al.*, 2012). São compostos dominantemente por tonalitos e trondhjemitos, deformados e com bandamento magmático de idades de 2,75 Ga (Feio *et al.*, 2012). As rochas gabroicas do Diopsídio-Norito Pium, eram relacionadas equivocadamente ao embasamento mesoarqueano da Província Carajás (Hirata *et al.*, 1982; Araújo *et al.*, 1988. Araújo & Maia, 1991). Ricci & Carvalho (2006) mostraram que se trata apenas de um corpo

gabróico recristalizado em suas bordas, recebendo desta maneira sua atual denominação. Santos *et al.* (2013) obtiveram ainda idades Pb-Pb em zircão em torno de 2,75 Ga, e idades modelos TDM de 3,14 e 3,06 Ga.

Granitoides subalcalinos neoarqueanos representados pelos granitos Igarapé Gelado, Serra do Rabo e Complexo Granítico Estrela, cortam o embasamento mesoarqueano da Bacia Carajás, possuem composições que variam de granodioritos a álcali-feldspato granito e idades Pb-Pb que variam de 2,76 a 2,73Ga. A Suíte Planalto é composta por granitos que apresentam variações de fácies entre biotita-hornblenda sienogranito, hornblenda-biotita monzogranito e biotita-hornblenda monzogranito, sendo os monzogranitos dominantes, suas idades obtidas variam entre 2,74 e 2,71 Ga (Huhn *et al.* 1999; Sardinha *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2010; Santos *et al.*, 2010, Feio *et al.*, 2012).

A Suíte Plaquê foi descrita como sendo composta por muscovita-biotita leucogranitos peraluminosos que ocorrem como corpos alongados na direção E-W paralelos a subparalelos à estruturação dos gnaisses do Complexo Xingu (Araújo *et al.* 1988) e com idades Pb-Pb em 2,73 Ga. A Formação Águas Claras (2,78 – 2,71 Ga) é dividida como (i) membro inferior, formado por pelitos, siltitos e arenitos; e (ii) membro superior, caracterizado por arenitos litorâneos e fluviais. A unidade é considerada do Arqueano, posicionada no topo do Grupo Grão-Pará (Pinheiro & Holdsworth, 2000). A Suíte Serra dos Carajás é representada pelos granitos Central Carajás, Cigano, Pojuca e Rio Branco (Dall'Agnol *et al.*, 2006), apresentando muitas similaridades com os granitos da Província Amazônia Central (Dall'Agnol *et al.*, 1994).

2.4 BACIA CARAJÁS

O evento magmático amplamente dominante na Bacia Carajás é representado pelo vulcanismo máfico do Supergrupo Itacaiúnas (Wirth *et al.*, 1986; Machado *et al.*, 1991). Além deste, tem-se o magmatismo máfico-ultramáfico do Complexo Luanga e uma grande número de intrusões de granitos subalcalinos (Complexo Granítico Estrela, Granito Serra do Rabo e similares – Barros *et al.*, 2004, 2009; Sardinha *et al.*, 2006; e Granito Velho Salobo – Machado *et al.*, 1991), sucedidos por extensa sedimentação (Formação Águas Claras, Nogueira *et al.*, 1995). O Supergrupo Itacaiúnas compreende uma sequência de rochas metavulcanossedimentares que ocupam grande parte da Bacia Carajás e envolve os grupos Igarapé Salobo, Grão-Pará, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca, Rio Novo e Buritirama (Docegeo, 1988), apresentam idades em torno de 2,76 Ga. O Complexo Intrusivo Luanga é representado por rochas ultrabásicas e básicas acamadadas, ocorrendo às proximidades da Serra Pelada (Jorge João *et al.*, 1982). Uma idade de 2,76 Ga foi obtida para a cristalização/intrusão dessas rochas (Machado *et al.*, 1991) Granitoides subalcalinos neoarqueanos sintectônicos representados pelo Complexo Granítico Estrela e os granitos Serra do Rabo, Igarapé Gelado e Velho Salobo cortam o embasamento mesoarqueano e as rochas supracrustais da BC. O Complexo Granítico Estrela é formado dominantemente por monzogranitos, cuja idade Pb-Pb por evaporação de zircão é de 2,76 Ga, Granito (Barros *et al.*, 2001; Barros *et al.*, 2009). O Serra do Rabo é formado por dois *stocks* localizados próximo à terminação leste da Falha Carajás, com idade em U-Pb em zircão de 2,74 Ga (TIMS, Sardinha, 2002; Barros *et al.*, 2009).

O Granito Igarapé Gelado está localizado no extremo norte da Bacia Carajás (Barbosa, 2004; Barros *et al.*, 2009) e é formado por granodioritos e monzogranitos, com tonalitos, e sienogranitos subordinados. A idade obtida para esta unidade foi de 2,73 Ga, (Barbosa, 2004). O Granito Velho Salobo que aflora a sul do alvo Salobo, mostra sinais de deformação e assinatura moderadamente alcalina. A Formação Águas Claras é uma cobertura siliciclástica arqueana, não metamorfisada, distribuída amplamente na porção central da estrutura sigmoidal da Serra dos Carajás, a idades de 2708 ± 37 Ma, (Mougeot *et al.*, 1996).

3. GEOLOGIA DA ÁREA

3.1 GEOLOGIA LOCAL

O mapeamento geológico realizado pelo GPPG da UFPA na região de Vila Ouro Verde, porção oeste do município de Canaã dos Carajás (Figura 4), permitiu o reconhecimento de duas associações máficas principais: (i) rochas gabroicas e (ii) rochas metamáficas. Tais rochas encontram-se espacialmente associadas a diferentes granitoides, dentre os quais pode-se destacar aqueles afins da suíte Planalto (Huhn *et al* 1999, Sardinha *et al.*, 2004, Feio *et al.*, 2012), Hiperstênio Trondhjemito (enderbitos), (Biotita Tonalito/Trondhjemito TTG), Biotita Leucogranitos e granitos isotrópicos.

As rochas gabroicas são as mais representativas dentre aquelas de caráter máfico, e estão localizadas na porção centro-leste da área. Tais corpos rochosos estão dispostos na direção preferencial E-W, aflorando na forma de blocos rolados e "*in situ*" (Figura 5a), ou como enclaves. Esta variedade é formada por rochas mesocráticas,

equigranulares, de granulação média, e foliação pouco desenvolvida ou ausente (Figura 5b). As relações de campo mostram que tais rochas ocorrem na forma de enclaves subarredondados a angulosos em rochas enderbíticas (Hiperstênio Trondhjemito), com dimensões que variam de 5 a 50 cm (Figura 5c e 5d). Esses xenólitos podem atingir dimensões métricas e, por vezes, exibem feições do tipo *mingling* com os enderbitos.

As rochas metamáficas afloram de forma mais abundante na porção oeste da área, ao longo de serras alongadas segundo o *trend* regional E-W (Figura 6a). Na porção centro-norte da área, estas afloram na forma de blocos rolados (Figura 6b) em morros e morrotes com predominância de solo avermelhado. As rochas desta unidade também ocorrem como enclaves anfibolíticos centimétricos, e metabasaltos afaníticos, moderados a fortemente deformados (Figura 6c e 6d).

As relações de contato observadas mostram que as rochas metamáficas são claramente seccionadas por rochas TTGs ou afins. Geralmente, apresentam-se concordantes à foliação dos TTGs e essencialmente discordantes com os granitos do tipo Planalto e Cruzadão, limitadas por extensas zonas de cisalhamento. Sua foliação é definida por uma xistosidade marcada pelo estiramento dos minerais micáceos, com *trend* principal N-S, e mergulhos moderados a altos (65-80°) predominantemente para oeste, com orientações subordinadas para NE-SW e E-W. Mergulhos baixos (20-28°) são raros.

Figura 4: Mapa geológico da área da área de vila Ouro Verde, porção oeste do município de Canaã dos Carajás, modificado de Maragoanha 2014, mostrando a distribuição das rochas Anfibolíticas, Gabronorito, Gabro e Opx-Gabro, associadas às rochas enderbíticas e granito do tipo Planalto estudados por Maragoanha *et al* 2014 e Oliveira *et al*,. 2014.



Figura 5: (a) Modos de ocorrência dos gabros em blocos "*in situ*" (b); aspecto mesoscópico das rochas gabroicas; (c) enclaves angulosos e subarredondados na unidade Hiperstênio trondhjemito; (d) enclave fortemente deformado na unidade Hiperstênio trondhjemito.



4. PETROGRAFIA

Para o estudo petrográfico foram selecionadas amostras representativas da área de estudo, que de acordo com suas variações texturais e mineralógicas foram distinguidas em: (i) ortopiroxênio-gabro, gabronoritos e gabros, que apresentam textura geral granular, hipidiomórfica a xenomórfica, de granulação fina a média e caráter essencialmente isotrópico, embora exiba, por vezes, foliação pouco desenvolvida; (ii) anfibolitos e metabasaltos de textura geral granonematoblástica e subordinadamente decussada, com mineralogia composta essencialmente por plagioclásio, anfibólio e biotita de granulação fina a média.

Figura 6: (a) Serra alongada segundo a direção E-W, relacionada às rochas anfibolíticas e metabasaltos; (b) bloco rolado de rocha anfibolítica exibindo coloração cinza esverdeada; (c) aspecto mesoscópico de metabasaltos com destaque para a xistosidade bem desenvolvida; (d) rocha tonalítica encaixante dos anfibolitos e metabasaltos.



Neste capítulo serão apresentados e discutidos os principais aspectos petrográficos das variedades mencionadas e as composições modais das amostras representativas dos mesmos. Aquelas de caráter ígneo foram plotadas nos diagramas QAP e Q-A+P-M' (Streckeisen 1976, Le Maitre *et al.*, 2002), permitindo assim, classificar adequadamente as rochas estudadas conforme estabelecido pela *IUGS*.

4.1- GABROS

As composições modais das amostras dessa unidade (Tabela 1) quando plotadas nos diagramas classificatórios de Streckeisen (1976) e Le Maitre (2002) para rochas máficas (Figura 7) permitiram a distinção de três variedades petrográficas: ortopiroxênio-gabro (Opx-gabro), gabronorito (Gn) e gabro (Gbr). Apesar da clara separação destas variedades nestes diagramas, elas apresentam uma monótona variação textural, sendo as diferenças restritas às proporções modais de anfibólio, ortopiroxênio e clinopiroxênio.

Esta unidade é formada por rochas faneríticas, holocristalinas de cor preta a cinza escura (Figura 8a), mesocráticas (M = 37 a 64%), com texturas que variam de equigranular fina a média (< 3 mm), e cristais hipidiomórficos a xenomórficos (Figura 8b e 8c). De uma forma geral, são isotrópicas, por vezes exibindo foliação incipiente (Figura 8d). Tais rochas são constituídas essencialmente por plagioclásio (33,83 – 61,89%), clinopiroxênio (7,72 – 30,22%), ortopiroxênio (2,87 – 10,97%), olivina (0,39 – 9,13%), anfibólio (2,74 – 11,11%) e biotita (4,28 – 15,79%). Quartzo (0,28 – 5,33%), apatita (0,06% – 0,28%), titanita (0,50%) e minerais opacos (2,11 –5,60%) constituem a principal fase acessória, e os minerais de alteração limitam-se a sericita (0,11-6,17%) e epidoto (0,17%).

Tabela 1: Composições modais das amostras representativas das variedades litológicas das rochas gabroicas da área de Vila Ouro Verde. Abreviações: Opx-gabro – Ortopiroxênio-gabro; Gn – Gabronorito; Gbr – Gabro.

	Ortopiroxênio-Gabro				Gabronorito	Gabro
Variedade Mineral (%)	BVD-39B	BDE-11B	BDE-37	BVD-42F	BVD-42I	BDE12-B
Plagioclásio	35.55	33.83	50.67	57.28	50.00	61.89
Quartzo	-	5.33	-	-	0.67	0.28
Biotita	15.79	12.78	7.50	4.28	11.44	13.11
Anfibólio	2.74	1.72	5.06	6.22	11.11	5.06
Clinopiroxênio	20.16	30.22	24.28	20.83	7.72	14.83
Ortopiroxênio	10.97	10.39	4.83	8.89	8.06	2.67
Olivina	9.13	0.33	3.17	0.39	1.67	-
Opacos	5.60	5.11	4.50	2.11	2.39	2.17
Titanita	-	-	-	-	0.50	-
Apatita	0.06	0.00	-	-	0.28	-
Sericita	-	0.11	-	-	6.17	-
Epidoto	-	0.17	-	-	-	-
Máficos	64.39	60.72	49.33	42.72	42.89	37.83
Abreviações		Opx-	Gn	Gbr		

Figura 7: Diagramas ternários de classificação de Streckeisen (1976) e Le Maitre (2002) para as variedades petrográficas das rochas gabroicas da área de Vila Ouro Verde; Plagioclásio-ortopiroxênio-clinopiroxênio.



Aspectos texturais dos diferentes minerais

Plagioclásio: ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, de granulação fina a média (0,05 a 1,9 mm). Geralmente, apresentam maclamento albita (An=63) e albita *carlsbad* e, por vezes, mostram-se recristalizados formando agregados poligonais (Figura 8e). Seus contatos são retos a sub-retilíneos entre si e pontualmente entre cristais de clinopiroxênio, e irregulares com os demais minerais. Exibem inclusões de piroxênio, opacos e biotita, e por vezes ocorrem fracamente alterados para sericita e epidoto.

Clinopiroxênio: ocorre como cristais de granulação fina a média (0,05 a 3 mm), hipidiomórficos a xenomórficos. Seus contornos são sub-retilíneos com os cristais de ortopiroxênio e plagioclásio, regulares com minerais opacos e irregulares com os demais minerais. Podem apresentar-se como cristais prismáticos, e com inclusões de plagioclásio.

Ortopiroxênio: apresentam-se como cristais subédricos a anédricos, com granulação fina a média (0,5 a 4 mm). Os seus contornos são sub-retilíneos com os cristais clinopiroxênio e irregulares com os demais minerais. Estes mostram fracamente orientados em porções localizadas.

Olivina: cristais xenomórficos, finos a médios (< 2 mm), com contatos retilíneos a subretilíneos com os cristais de clinopiroxênio e irregulares com os outros minerais adjacentes. Por vezes, encontram-se bordejados por minerais opacos e com microfraturamentos.

Anfibólio: possui granulação fina a média (0,5 a 3 mm) e geralmente ocorre na forma de cristais hipidiomórficos a xenomórficos, com contornos retilíneos com os minerais opacos e sub-retilíneos com os cristais de ortopiroxênios. Por vezes, exibem inclusões de apatita e encontram-se alterados para biotita.

Biotita: apresenta-se como cristais finos a médios (0,05 a 3 mm), hipidiomórficos a xenomórficos. Os seus contatos são sub-retilíneos entre si e irregulares com os demais minerais. Pode ocorrer orientada e com inclusões de minerais opacos e apatita.

Minerais Acessórios

Quartzo: dispõe-se como cristais anédricos de granulação fina (<0,5 mm) e moderada extinção ondulante. Em porções mais deformadas, há a formação de finos neoblastos.

Apatita: ocorre na forma de finos cristais euédricos (< 0,5mm), geralmente inclusos nos cristais de biotita e anfibólio.

Titanita: ocorre de forma subordinada como cristais euédricos a subédricos, com granulação fina (<0,5 mm) inclusa nos cristais de anfibólio e biotita.

Opacos: exibem granulação fina (0,5 mm), e ocorrem como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, com contatos regulares com os cristais de clinopiroxênio e anfibólio. Geralmente, estão localizados nas bordas dos cristais de biotita e inclusos nos cristais de plagioclásio e epidoto.

Figura 8: Aspectos texturais meso e microscópicos das rochas gabroicas da área de Vila Ouro Verde; (a) fotografia de gabronorito de granulação fina e coloração cinza escuro, aspecto mesoscópico típico das rochas que compõem essa unidade; (b) fotomicrografia sob nicóis cruzados (NC), exibindo textura granular hipidiomórfica na variedade gabroica, com cristais de plagioclásio (Plg) exibindo contatos sub-retilíneos com cristais de clinopiroxênio (Cpx); (c) cristais de olivina (Ol) fraturada exibindo contato sub-retilíneos com cristais de ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) - NC; (d) fotomicrografia sob nicóis cruzados mostrando moderada anisotropia dos cristais; e) cristais de plagioclásios recristalizados formando agregados poligonais entre si - NC; f) cristais de plagioclásio exibindo maclamento do tipo albita e carlsbad em contatos sub-retilíneos com cristais de composition com cristais de clinopiroxênio sub-retilíneos com cristais de noderada anisotropia dos cristais de plagioclásio exibindo maclamento do tipo albita e carlsbad em contatos sub-retilíneos com cristais de clinopiroxênio (Cpx) - NC; f) cristais de plagioclásio exibindo maclamento do tipo albita e carlsbad em contatos sub-retilíneos com cristais de clinopiroxênio s- NC.



Minerais Secundários

Epidoto: exibe uma alta cor de interferência (amarelo a azul de 3^{a} ordem) e ocorre fracamente como cristais xenomórficos, finos (<0,5 mm) de contornos irregulares, e geralmente associados aos minerais opacos.

Sericita: ocorre de forma subordinada, como produto de alteração dos cristais de plagioclásio em porções localizadas.

4.2 ANFIBOLITOS E METABASALTOS

Com base nas características mineralógicas e contexto geológico em que essas rochas se encontram, as nomenclaturas Anfibolitos e Metabasaltos foram adotadas neste trabalho como as mais adequadas para classificá-las. De modo geral, tais rochas apresentam coloração cinza escura a cinza esverdeada (Figura 9a), de granulação fina a média (0,5 a 3 mm) e são estruturalmente foliadas a maciças. A assembleia mineral essencial é constituída por anfibólio, biotita, plagioclásio e quartzo (Figura 9b). Cristais de titanita, epidoto e opacos ocorrem de forma acessória. Em algumas rochas, os cristais de anfibólio com biotita são predominantes (Figura 9c e 9d). Por vezes, é possível observar a ocorrência de cristais reliquiares de ortopiroxênio e clinopiroxênio alterando para anfibólio e biotita (Figura 9e e 9f). A textura predominante é granonematoblástica, a qual é definida pelo arranjo em forma de mosaicos regulares de cristais de anfibólio (Figura 9b). Secundariamente, ocorre a textura decussada nas rochas metabasálticas (Figura 9f).

Aspectos texturais dos diferentes minerais

Anfibólio: formam cristais hipidiomórficos a xenomórficos, com granulação fina a média (0,5 a 3 mm) de contatos retos entre si e sub-retilíneos com a biotita. Estes, por vezes, apresentam-se alterados para biotita.

Biotita: ocorrem como cristais hipidiomórficos a xenomórficos com tamanhos de (0,02 a 0,5 mm). Seus contatos são sub-retilíneos com os anfibólios e irregulares com os demais minerais.

Plagioclásio: ocorrem sob a forma de cristais hipidiomórficos a xenomórficos, de granulação fina a média (0,3 a 2 mm), com contatos sub-retilíneos entre si e com os

minerais adjacentes, possui textura granoblástica, exibindo por vezes textura decussada. Os maclamentos identificados são do tipo albita, *carlsbad*, maclas xadrez e por vezes maclas de deformação. Estes exibem ainda, a presença de subgrãos e porfiroclastos, e por vezes inclusões de biotita e minerais opacos.

Quartzo: ocorrem como cristais intersticiais xenomórficos de granulação fina (< 0,5mm) de contornos irregulares com os minerais adjacentes.

Titanita: são cristais xenomórficos, com dimensões de 0,5 mm de contornos irregulares entre si e com os minerais adjacentes. Ocorrem de forma subordinada bordejando os cristais de anfibólios.

Epidoto: são cristais de granulação fina (< 0,5 mm) xenomórficos, de contornos irregulares, e acham-se inclusos nos cristais de anfibólio.

Minerais opacos: apresentam-se como cristais xenomórficos com granulação fina (< 0,5 mm), possuem contatos irregulares com os demais minerais e encontram-se nas bordas dos cristais de anfibólio, biotita e incluso nos plagioclásios.

Piroxênios: ocorrem alterando para anfibólios e biotitas. Em geral, são hipidiomórficos a xenomórficos, finos (< 0,5 mm) e de contatos irregulares entre si e com os cristais de plagioclásio.

Figura 9: (a) Aspecto mesoscópico dos anfibolitos, exibindo coloração cinza escura à esverdeada; (b) textura granonematoblástica formada por cristais de anfibólio (Anf) de coloração verde oliva, e cristais de biotita (Bt) hipidiomórfica, juntamente com intersticiais de quartzo (Qtz), (Nicóis paralelos, NP); (c) cristais subédricos a anédricos de anfibólio (Anf) e biotita (Bt), (NP); (d) fotomicrografia exibindo aspecto granular dos cristais de plagioclásio, biotita e anfibólio (Anf) sob nicóis cruzados (NC); (e) cristais hipidiomórficos de plagioclásio (Plg) com inclusão de biotita (Bt), bordejados por cristais de ortopiroxênio (Opx) parcialmente alterados para anfibólio e biotita (Bt); (f) Textura decussada formada entre palhetas de plagioclásio e agregados máficos (NC).



5-SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA

5.1 PRINCÍPIOS DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA

A suscetibilidade magnética (SM) está relacionada com a magnetização e o campo indutor, onde a magnetização induzida é igual à suscetibilidade vezes o campo magnético externo. Desta forma, quanto maior for à suscetibilidade magnética de uma rocha, maior será a sua magnetização, uma vez que esta é o resultado da natureza, quantidade, tamanho dos grãos e modo de distribuição dos minerais ferromagnéticos nelas contidos. O equilíbrio desses minerais é controlado pelas condições físico-químicas, que são responsáveis pela intensidade e estabilidade da suscetibilidade magnética no decorrer do tempo (Clark, 1999).

A magnetita apresenta os maiores valores de suscetibilidade magnética dentre os minerais de ocorrência natural, portanto, nas rochas magmáticas contendo quartzo, feldspato, silicatos ferromagnesianos e minerais opacos, a variação de SM se torna fortemente dependente da quantidade de magnetita. As propriedades magnéticas de uma rocha dependem, ainda, da partição do Fe entre os minerais óxidos de Fe e Ti, fortemente magnéticos, e as fases fracamente magnéticas (silicatos, carbonatos, etc.). Esta partição depende, por sua vez, da composição química, do estado de oxidação do Fe e das condições nas quais a rocha foi cristalizada (Clark, 1999).

Haggerty (1979) dividiu os minerais magnéticos formadores de rocha em: a) minerais formados por óxidos de Fe e Ti (Figura 10); b) sulfetos à base de Fe, Ni e S; e c) ligas metálicas de Fe, Ni e Co. Além destes, podem existir soluções sólidas entre os componentes de cada sistema, sendo que as propriedades magnéticas dos minerais formadores dessas soluções variam em função do grau de solubilidade do sólido. As composições dos minerais individuais são controladas por suas temperaturas iniciais de formação, pela composição química da rocha ou magma, pela presença de *solvus* ao longo da solução sólida e pela fugacidade de oxigênio e enxofre (fO_2 e fS_2).

Figura 10: Diagrama ternário TiO-FeO-Fe₂O₃ mostrando os minerais óxidos de Fe e Ti mais comuns. Os campos em azul representam as composições químicas das soluções sólidas dos óxidos encontrados na maioria das rochas ígneas. As setas indicam a direção do aumento da oxidação, com razão Fe:Ti constante. As barras representam as composições dos minerais extremos das soluções sólidas e as linhas pretas, as soluções sólidas entre: (1) magnetita-ulvoespinélio e (2) hematita-ilmenita e (3) pseudobrokita-ilmeno-rutilo. Modificado de Tarling (1971).



Budinggton & Lindsley (1964) discutiram a importância dos minerais óxidos de Fe e Ti como oxigeobarômetros e geotermômetros e seu interesse econômico. Esses autores dividiram os minerais óxidos de Fe e Ti em duas séries: (i) série espinélio (titanomagnetita) e (ii) série romboédrica (ilmeno-hematita). Segundo os mesmos autores, os óxidos de Fe e Ti (FeO, Fe₂O₃ e TiO₂) podem formar diversas associações minerais em função da intensidade de oxidação (fO_2), sendo as variedades texturais e as assembleias de fases mais comumente encontradas, fortemente dependentes de processos relacionados à oxidação e exsolução. Através destes processos, os cristais de titanomagnetita primária podem apresentar durante sua evolução diferentes feições texturais, observadas principalmente na coexistência de magnetita e ilmenita formando intercrescimentos (Dall'agnol *et al.*, 1997).

5.2 APRESENTAÇÃO DOS DADOS

Os valores de suscetibilidade magnética (SM) obtidos para as rochas variedade gabronoríticas e anfibolíticas da área de Vila Ouro Verde variam de $0,298 \times 10^{-3}$ SI (valor mínimo) a $95,425 \times 10^{-3}$ SI (valor máximo; Tabela 2). A elaboração do polígono e histograma de frequência (Figura 11a e 11b) revelou que as rochas estudadas apresentam uma distribuição bimodal, com dois picos concentrados entre os logs -3,526 e -2,773, e log -2,312 a log -1,020 (SIv). Desta forma, foram individualizadas duas populações com comportamentos magnéticos distintos, denominadas de A e B. Tais populações foram definidas a partir de segmentos de retas com diferentes inclinações, as quais cobrem diferentes intervalos de SM, partindo-se dos valores mais baixos em direção aqueles de valores mais elevados.

5.3 RELAÇÃO ENTRE SM E LITOTIPOS

A população A é marcada por um número de amostras mais expressivo, correspondendo a um total de 10 amostras, sendo oito pertencentes às rochas anfibolíticas e apenas duas à variedade gabronorítica (Figura 12). Tal população exibe os menores valores de SM, compreendidos entre $0,298 \times 10^{-3}$ e $1,687 \times 10^{-3}$ SIv, com média de $0,804 \times 10^{-3}$ SIv (Tabela 2).

A população B (Figura 12) é composta por 5 amostras, dentre as quais quatro correspondem aos gabronoritos e apenas uma amostra pertence aos anfibolitos. Tal população distingue-se da população A pelos valores de suscetibilidade magnética consideravelmente mais elevados, variando de $4,870 \times 10^{-3}$ a $95,425 \times 10^{-3}$ SIv, com média de $27,800 \times 10^{-3}$ SIv.

População	N°	Amostra	K (SIv)	Log K	Varie dade
	1	BDE 11-B	95,425x 10 ⁻³	-1.02034	Opx-Gabro
	2	BDE 13-B	23,767x 10 ⁻³	-1.62403	Anfibolito (Anf)
В	3	BVD 42-I	8,170x10 ⁻³	-2.08778	Gabronorito
	4	BDE 34-C	6,770x10 ⁻³	-2.16941	Gabro
	5	BVD 41-C	4,870x10 ⁻³	-2.31247	Gabro
	6	BDE-30	1,687x10 ⁻³	-2.77297	Anfibolito (Anf)
	7	BDE 4-B	1,570x10 ⁻³	-2.8041	Anfibolito (Anf)
	8	BVD 42-F	0,926x10 ⁻³	-3.03323	Opx-Gabro
	9	BDE 7-B	0,857x10 ⁻³	-3.06719	Anfibolito (Anf)
Δ	10	BDE 1-C	0,685x10 ⁻³	-3.16463	Anfibolito (Anf)
21	11	BVD 42-D	0,623x10 ⁻³	-3.20537	Anfibolito (Anf)
	12	BDE 22-A	0,608x10 ⁻³	-3.21586	Gabro
	13	BDE-37	0,448x10 ⁻³	-3.34921	Gabro
	14	BDE 29-C	0,337x10 ⁻³	-3.47237	Anfibolito (Anf)
	15	BVD-11	0,298x10 ⁻³	-3.52578	Anfibolito (Anf)

Tabela 2: Dados de suscetibilidade magnética das rochas da variedade gabroica e dos anfibolitos da área de Vila Ouro Verde. Abreviações: K (SIv) = valor médio de SM em volume de cada amostra no Sistema Internacional.

Figura 11: (a) Polígono de Frequência, e (b) gráfico de probabilidade, referente aos dados de SM das rochas gabróicas e anfibolitos da área de Vila Ouro Verde.





Figura 12: Histograma de frequência exibindo a distribuição dos valores de SM relacionados às rochas da variedade gabroica e anfibolitos da área de Vila Ouro Verde.

5.4. MINERAIS ÓXIDOS DE Fe E Ti

Para o estudo dos minerais opacos foram confeccionadas 06 lâminas polidas de amostras representativas das rochas gabronoríticas (Gn) e anfibolíticas (Anf), as quais foram estudadas utilizando-se o microscópio óptico de luz refletida. Os principais minerais opacos identificados são representados basicamente por magnetita (Mag), ilmenita (IIm) e, subordinadamente sulfetos, representados por pirita (Py) e calcopirita (Ccp). Tais minerais encontram-se associados a minerais ferromagnesianos e, por vezes, a cristais de plagioclásio (Plg) e titanita (Ttn).

Os minerais opacos observados nas rochas gabroicas ocorrem em proporções mais elevadas quando comparados às rochas anfibolíticas, e por vezes, levemente orientados (Figura 13a). Seus principais minerais óxidos de Fe e Ti são magnetita com cristais de ilmenita exibindo textura individual (Ind) e textura sanduíche (S), além de finos cristais de pirita. As rochas anfibolíticas são caracterizadas por apresentarem cristais de ilmenita com textura *composite* ou composta e ilmenita com textura *patch* ou manchas, e por vezes, ocorrem bordejando cristais de magnetita ou associadas à titanita. Além disso, os minerais de pirita e calcopirita ocorrem em maiores proporções.

Magnetita - Ocorre predominantemente sob a forma de cristais hipidiomórficos e mais raramente xenomórficos (Figura 13b), variando de 0,02 mm a 0,07 mm, e geralmente associados aos minerais ferromagnesianos (Figura 13c). Mostra contatos regulares com estes e associa-se com cristais de ilmenita. Por vezes, os cristais de magnetita acham-se corroídos, preenchidos e bordejados por titanita (Figura 13d), além de apresentarem finas inclusões de sulfetos (pirita e calcopirita) (Figura 12e e12f).

Ilmenita - Ocorre sempre associada à magnetita e aos minerais ferromagnesianos na forma de cristais hipidiomórficos (Figura 13a) a xenomórficos, com dimensões de até 0,03 mm. Com base na classificação definida por Buddington & Lindsley (1964), Haggerty (1981) e Dall'Agnol *et al.* (1997), os diferentes tipos texturais de ilmenita encontrados foram: (i) Ilmenita Individual (Ilm I) com inclusões de pirita e bordejada por titanita (Figura 13b); (ii) ilmenita Sanduíche (Ilm S), presente como faixa contínua no interior da magnetita (Figura 13c); (iii) Ilmenita *Composite* ou composta, que corresponde à cristais que estão em contato com a magnetita, seja interna (Ilm Cint) ou externamente (Ilm Cext), (Figura 13d, 13e); e (iv) Ilmenita *Patch* ou em manchas (Ilm P, Figura 13e), presente como manchas irregulares na magnetita, provavelmente associadas ao processo de oxi-exsolução.

Pirita e Calcopirita: Ocorrem subordinadamente como cristais hipidiomórficos a xenomórficos com até 0,06 mm, associados espacialmente aos cristais de anfibólio, biotita e plagioclásio. Por vezes, a calcopirita ocorre bordejada por titanita, e inclusos nos cristais de ilmenita e magnetita (Figura 13f).

Figura 13: Fotomicrografias dos diferentes aspectos texturais dos óxidos de Fe e Ti presentes nas rochas gabroicas e anfibolíticas da área de Vila Ouro Verde (luz refletida, nicóis paralelos e cruzados). (A) aspecto textural em luz natural das rochas gabroicas, mostrando os minerais ferromagnesianos biotita (Bt) e anfibólio (Anf) associados a minerais opacos (Op), e exibindo moderada anisotropia em porções localizadas; (B) cristais de magnetita (Mag) hipidiomórficos e xenomórficos; (C) cristais de magnetita (Mag) associados aos cristais de clinopiroxênio (Cpx) e plagioclásio (Plg); (D) cristais de magnetita (Mag) corroídos, preenchidos e bordejados por titanita (Ttn); (E) magnetita disseminada com finas inclusões de pirita (Py); (F) magnetita associada aos sulfetos (pirita (Py), calcopirita (Ccp)) e titanita (Ttn). (A) e (C) luz transmitida, (B), (D), (E) e (F) luz refletida.



Figura 14: Fotomicrografia dos diferentes aspectos texturais dos óxidos de Fe e Ti presentes nas rochas gabroicas e anfibolíticas da área de Vila Ouro Verde (nicóis cruzados, luz refletida) (A) cristal de ilmenita individual (Ilm I) associada aos cristais de plagioclásio (Plg) e clinopiroxênio (Cpx); (B) ilmenita individual (Ilm I) com inclusão de pirita (Py) bordejada por titanita (Ttn); (C) cristal de ilmenita do tipo sanduíche (Ilm S) no centro do cristal de magnetita (Mag); (D) cristal de ilmenita do tipo composta interna (Ilm Cint) ocorrendo na porção central da magnetita; (E) cristal de ilmenita do tipo *Patch* e composta externa (Ilm Cext), associada à magnetita; (F) sulfetos (pirita, (Py) e calcopirita (Ccp)) bordejados por titanita. (A) luz transmitida, (B), (C), (D), (E) e (F) luz refletida.



5.5-EVOLUÇÃO DOS MINERAIS OPACOS

Os minerais opacos foram estudados com o intuito de se observar sua natureza e variação textural nas diferentes fácies das rochas gabronoríticas e anfibolíticas, uma vez que tais fatores são fundamentais para o entendimento do comportamento magnético dessas rochas.

Dall'Agnol *et al.* (1997) e Almeida *et al.* (2007), por meio de estudos composicionais em minerais de óxidos de Fe-Ti, revelaram que tanto a ilmenita individual (IIm I) quanto a ilmenita composta seriam de origem magmática, enquanto que as demais variedades texturais de ilmenita (Ilmenita sanduíche e ilmenita *patch*) resultariam de processos de oxi-exsolução e se formariam mais tardiamente.

As rochas gabroicas e anfibolíticas exibem texturas em ilmenita sanduíche e ilmenita *patch*, que segundo Buddington & Lindsley 1964, Haggerty 1981 são consideradas contemporâneas, formadas sob condições de pressão e temperatura similares, cuja origem estariam relacionadas ao processo de oxi-exsolução. Já a ilmenita composta e ilmenita individual presente nas mesmas possuem composições semelhantes, porém com conteúdos de Mn ausente ou significativamente inferiores aos dos cristais de ilmenita sanduíche e *patch* (Dall'Agnol *et al.* 1997).

Com base nos estudos em luz refletida e de acordo com a literatura, é possível propor para as rochas anfibolíticas e gabronoríticas a seguinte ordem de cristalização: (i) *estágio magmático* - onde ocorreria a cristalização de finos sulfetos de pirita, seguida pela formação de magnetita associada com Ilm composta e Ilm individual. A ilmenita é encontrada como inclusões idiomórficas em piroxênios, anfibólios e plagioclásios, ao passo que a magnetita comumente ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, por vezes, corroída com titanita em suas bordas, o que sugere que seja ligeiramente posterior a Ilm individual e Ilm composta; (ii) *pós-magmático* - este estágio é caracterizado pela formação de intercrescimentos de magnetita com ilmenita *patch* e sanduíche que se formaram em temperaturas mais baixas, por meio da desestabilização da magnetita e substituição por titanita. Em relação aos sulfetos (pirita e calcopirita), estes não podem ser determinados, mas possivelmente correspondem a fases *subsolidus*.

As evidências texturais mostram que a formação dos minerais opacos nas rochas gabronoríticas e anfibolíticas são marcadas pela seguinte evolução: (i) cristalização precoce de ilmenita individual e ilmenita composta com cristais de magnetita e titanita; (ii) atuação do processo de oxi-exsolução sobre cristais de magnetita, produzindo intercrescimentos de magnetita empobrecida em Ti com ilmenita em manchas (*patch*) e sanduíche; e por fim, (iii) desestabilização parcial da Ilm individual dando origem à titanita.

6. DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Por meio de estudos petrográficos foi possível distinguir as rochas máficas e metamáficas da porção oeste de Canaã dos Carajás em rochas gabroicas (ortopiroxêniogabro, gabronorito e gabro), anfibolitos e metabasaltos. As rochas gabroicas exibem textura intergranular e são enriquecidas em plagioclásio, piroxênios (clino+orto), anfibólio, biotita e opacos, sendo o quartzo uma fase acessória em algumas amostras. Ocorrem principalmente na forma de enclaves arredondados a sub-angulosos e, por vezes, exibem feições *mingling* com rochas enderbíticas e granitos do tipo Planalto. Já as rochas anfibolíticas e metabasaltos exibem textura granonematoblástica a granoblástica e suas paragêneses são representadas por plagioclásio + anfibólio (Mghornblenda) + biotita + quartzo \pm titanita \pm epidoto \pm opacos \pm piroxênios. Suas características petrográficas e mineralógicas são compatíveis com as de um protólito basáltico metamorfisado sob o fácies xisto verde a anfibolito.

A análise dos dados de suscetibilidade magnética de tais rochas permitiu identificar duas populações, denominadas de A e B, com diferentes características magnéticas. Os valores mais altos de SM correspondem à fácie menos evoluída (população B), composta por rochas noríticas.

A população B é composta, em sua maioria, por rochas gabroicas, e é caracterizada por exibir valores relativamente elevados de SM, que variam de 4,870 × 10^{-3} SIv a 95,425 × 10^{-3} SIv. A população A, por sua vez, é composta principalmente por rochas anfibolíticas e apresenta valores de SM comparativamente menores (0,298 × 10^{3} a 1,687 × 10^{-3} SIv), além de um menor conteúdo modal de magnetita e ilmenita.

De modo geral, há uma correlação positiva entre os valores de SM e o conteúdo de minerais opacos das rochas gabroicas e anfibolíticas, refletindo o fato dessas rochas terem sido formadas em estágios magmáticos. Os principais minerais óxidos de Fe e Ti formados durante estágio precoce de cristalização dos magmas que deram origem às rochas gabroicas e anfibolíticas são ilmenita do tipo individual e composta, e magnetita, sendo esta última, por vezes, parcialmente substituída por titanita. Os demais tipos texturais de ilmenita observados (ilmenita sanduíche e ilmenita *patch*), juntamente com

titanita preenchendo a magnetita provavelmente foram originados por processos de oxiexsolução, em condições de mais baixa temperatura (Buddington & Lindsley 1964).

As rochas noríticas e anfibolíticas, apresentam fortes similaridades texturais e composicionais com os corpos máficos da porção sul, norte e leste do Domínio Canaã dos Carajás, mais especificamente aqueles de Vila Feitosa, Cedere (Santos *et al.*, 2013) e Nova Canadá (Marangoanha *et al.*, 2014), sendo possível estabelecer uma relação entre os mesmos. De modo geral, as características observadas na variedade norítica indicam fortes analogias com as rochas das áreas de Vila Feitosa e Cedere (Santos *et al.*, 2013), uma vez que tais rochas exibem semelhanças quanto a sua mineralogia, textura e forma de ocorrência, destacando-se a forma arredondada a sub angulosa dos enclaves, e a presença de quartzo como fase acessória. Desta forma, é possível propor que as rochas da variedade norítica da porção oeste de Canaã dos Carajás correspondam a um seguimento das rochas pertencentes ao Diopsídio-Norito Pium da porção sul da Bacia Carajás, possivelmente derivadas de magmas provenientes do manto de natureza peridotítica, que, ao longo de sua história, evoluiu por processos de fusão parcial (Santos *et al.*, 2013).

Embora o estudo realizado represente um avanço acerca das rochas máficas e metamáficas da área de Vila Ouro Verde, trabalhos futuros que envolvam dados geoquímicos e de química mineral são necessários para refinar os dados apresentados no presente trabalho, de modo a definir com mais clareza similaridades com os corpos máficos de áreas circunvizinhas, bem como esclarecer a evolução dessas rochas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida J.A.C., Guimarães F.V., Dall'Agnol R. 2007. Petrologia Magnética do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. Revista Brasileira de Geociências, 37:17-36.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorito-granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. Lithos, 120:235-257.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. Precambrian Research, 187:201-221.
- Araújo O.J. B., Maia R.G.N., Jorge João X. S., Costa J. B. S 1988. A mega estruturação Arqueana da folha Serra dos Carajás. In: Congresso Latino Americano de Geologia, 1, Anais, Belém, p324-338.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Folha Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A. Relatório Final. CPRM, Rio de Janeiro, 136p.
- Althoff, F.J., Barbey, P., Boullier, A.M., Dall'Agnol., 1995. Composição e estrutura dos granitoides arqueanos da região de Marajoara. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências DA Terra, vol.7, 5-26.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correio Jr F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. Revista Brasileira de Geociências, 29 (2): 454-460.
- Bard, J. P. 1980. Microtextures of igneous and metamorphic rocks. Tokyo, D. Reidel Publishing Company, 246p.

- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Krimski R., Macambira M.J. B. 2001.
 Pb-Pb and zircon ages of Archean sytectonic granites of the Carajás metallogenic province, Northern Brazil. In: Servicio Nacional de Geologia Y Mineria, Simposio Sudamericano de Geologia Isotopica, 3, Resumos Expandidos, Pucon, Chile, CD-ROM.
- Barbosa J.P.O. 2004. Geologia Estrutural, Geoquímica, Petrografia e Geocronologia de granitoides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás.
 Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 96p.
- Barros, C. E. M.; Sardinha, A. S.; Barbosa, J. P. O.; Macambira, M. J. B.; Barbey, P.; Boullier, A. M. 2009. Structure, Petrology, Geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb Geochronology of the Synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type Granites from the Carajás Metallogenic Province, Northern Brazil. The Canadian Mineralogist, 47:1423-1440.
- Buddington, A. F. & Lindsley, D. H. Iron-titanium oxide minerais and synthetic equivalents. J. Pettrology. v. 5 (2), p. 310-357, 1964.
- Clark, D. A. Magnetic Petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. Exploration Geophysics, v. 30, p. 5-26, 1999. (Carmichael 1982).
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. Mineral. Petrology, 50:113-138.
- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F. J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S.
 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic Province.
 In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2,
 Excution guide, Salvador, p.135-161.

- Dall'Agnol, R.; Scillet, B.; Pichavant, M. 1999. "Evolution of A-type granite magmas: an experimental study of the Lower Proterozoic Jamon Granite, eastern Amazonian craton, Brazil". JournalofPetrology. 40 (11) 1673-1698.
- Dall'agnol, R., Teixeira, N. P., Rämo, O. T., Moura, C. A. V., Macambira, M. J. B., Oliveira, D. C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. Lithos, 80: 101-129.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira
 D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. In: R. Dall'agnol, L.T.
 Rosa Costa, E.L. Klein (Eds.) Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts, Volume and Field Trips Guide, Belém, PRONEX-UFPA/SBG, p.97-150.
- Dall'Agnol R., Oliveira D. C., Guimarães F. V., Gabriel E. O., Feio G. R. L., Lamarão C. N., Althoff F. J., Santos P. A., Teixeira M. F. B., Silva A. C., Rodrigues D. S., Santos M. J. P., Silva C. R. P., Santos R. D., Santos P. J. L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás Pará.
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. An introduction to the rock-forming minerals.2. ed. Harlow, Essex; New York: Longman Scientific & Technical: Wiley, 1992.696p.
- Dias S.B. 2009. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de granitos Arqueanos da Folha Marajoara, terreno granito-greenstone de Rio Maria, sudeste do Pará. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 129p.
- Docegeo 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Província Mineral de Carajás-

Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, Anexo aos anais, CVRD, Belém, p.11-59.

- Feio G.R. 2011. Magmatismo granitoide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 190p.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J. 2012. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. Precambrian Research, DOI 10.1016/precamres.2012.04.007.
- Gabriel E.O. 2012. Geologia, geoquímica e petrologia magnética dos granitóides Arqueanos da porção nordeste de Água Azul do Norte - Província Carajás.
 Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 117p.
- Gomes A.C. B. 2003. Geologia, Petrografia e Geoquímica dos granitoidesde Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. Belém, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160p.
- Guimarães F.V. 2009. Geologia, petrografia e geoquímica do trondhjemito Mogno e rochas arqueanas associadas, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria - SE do Pará. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 102p.
- Haggerty, S. E. (1979) Spinels in high pressure regimes. In F. R. Boyd and H. O.A.Meyer, Eds., The Mantle Sample, p. 183-196. American Geophysical Union, Washington, D. C.

- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Anais, Belém, v.1, p.100-110.
- Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-Pa. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Boletim de Resumos Expandidos, Manaus, v.1, p.463-466.
- Hibbard, M. J. 1995. Petrography to Petrogenesis. New Jersey, Prentice-Hall, Incorporation, 587p.
- Jorge João X. S., Neves A.P., Leal J.W. L. 1982. Ouro da Serra Pelada, aspectos da Geologia e Garimpagem, in SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Anais, Belém 2:52-62.
- Kerr, P. 1959. Optical Mineralogy. New York, McGraw-Hill Book Co., (3nd ed.), 492p.
- Le Maitre R W. 2002. A classification of igneous rocks and glossary af terms. 2nd Edition, London, 193p.
- Leite A.A.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 330p.
- Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. Revista Brasileira de Geociências, 34(4): 447-458.
- Leite-Santos P.J. Oliveira D.C., Galarza M.A., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da região

de Nova Canadá, município de Água Azul do Norte – Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, CDrom.

- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, v.7, p.263-288.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil.InternationalGeologyReview, 38 (12): 1134-1142.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará, DNPM/CPRM, Brasília, 384p.
- Marangoanha, B.; Oliveira, D. C., 2014. Diabásios e anfibolitos da área de Nova Canadá: natureza e implicações tectônicas para a Província Carajás. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Ciênc. Nat., Belém, v. 9, n. 3, p. 565-596.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Area, Amazon Shield, Brazil. Precambrian Research, 49: 329-354.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. Mineralium Deposit, 46:789-811.
- Mougeot, R, Respaut, J. P., Marcoux, E., MILÉSI J.P., LEDRU P., JOHAN V. 1996. Geochemical and mineralogical characterizations of sulphide associated to the Jacobina gold mineralizations (Bahia-Brazil). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Boletim de Resumos Expandidos. SBG, v.3:318-320.

Oliveira D. C. 2001. Geologia, geoquímica e petrologia magnética do Granito Paleoproterozoico Redenção, SE do Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 207p.

Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 27:146-160.

- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of MesoArchean Sanukitoid Rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil. Journal of Petrology, 51:2121–2148.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 1996. Microtectonics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 289p.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. Chemical Geology, 166:159-171.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Boletim de Resumos Expandidos, Camboriú, p.390-391.
- Ricci P. S F., & Carvalho M. A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajas Block, Brazil-A, deepseatd high-T gabroic pluton (charnockitoid –like) whit xenoliths of Enderbitic gneisses dated at 3002 Ma-The basement problem revisited. In: RGB, Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos, Belém CD-rom.
- Rodrigues E.M.S., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Resumos, São Paulo, v.2, p.183-184.

- Santos, J. O. S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L. A. et al. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília. CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 169-226.
- Santos, R. D.; Galarza, M. A.; Oliveira, D. C. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio Norito Pium, Província Carajás. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais, 8 (3):355-382.
- Sardinha A.S. 2002. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Programa de Pósgraduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 118p.
- Sardinha A.S., Dall'Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: RBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Anais, CD rom.
- Silva M.L.T., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia do magmatismo de alto K da região de Vila Jussara, Água Azul do Norte – Província Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, CDrom.
- Silva A.C., Dall'Agnol R., Guimarães F.V., Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemíticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais, 9(1)13-46.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Review, 12: 1-33.
- Souza, Z.S., Geologia e petrogênese do greenstonebelt Identidade: implicacões sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-greenstone de Rio Maria, SE do Pará.

1994. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém. p. 625 (2 vols.).

Souza M.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia do granito de alto K da região de Velha Canadá, município de Água Azul do Norte – Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, CDrom.

- Sousa, D. S; Monteiro, L. V. S; Oliveira, D. C; Delinardo, M. A. S; Moreto, C. P. N; Juliani, C. 2013. O Greenstone Belt Sapucaia na Região de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás: Contexto Geológico e Caracterização Petrográfica. XIII Simpósio de Geologia da Amazônia (Resumo Expandido), Belém.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas SIG texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. Organizadores: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Para, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 16 (2):195-200.