



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**Caracterização Geológica, Petrográfica e Geoquímica das
Rochas Máficas e Ultramáficas da região de Tróia (CE) -
Província Borborema**

Rodrigo César Teixeira de Gouvêa

Orientador: Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

Campinas-SP

Janeiro de 2015



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



Caracterização Geológica, Petrográfica e Geoquímica das Rochas Máficas e Ultramáficas da região de Tróia (CE) - Província Borborema

Rodrigo César Teixeira de Gouvêa

Trabalho de conclusão de curso apresentado em 09 de Janeiro de 2015 para obtenção do título de Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências da UNICAMP.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos (Orientador)

Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral

Msc. Stéfano Albino Zincone

à família que escolhi

Agradecimentos

Minha imensa gratidão a minha família, me apoiando e incentivando mesmo quando não entendiam muito bem o motivo, foram essenciais ao longo dessa jornada. Muito obrigado aos meus pais, pessoas mais sábias que eu conheço, por me ensinarem o respeito, a gratidão e principalmente a humildade.

Agradeço meu orientador, Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos, por ter acreditado em mim e me incentivado às decisões difíceis. Obrigado por me oferecer seu tempo e me ajudar a amadurecer como geólogo, como pesquisador e como pessoa, espero poder um dia retribuir.

Agradeço a Universidade Federal do Ceará (UFC) pela ajuda durante a etapa de campo, em especial o Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente pelos ensinamentos e questionamentos em campo.

Fica meu obrigado aos professores que me inspiraram a querer ser um geólogo melhor, e acima de tudo, me inspiraram a querer ser um geólogo educador: Prof. Dr. Maria José Mesquita, Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro e Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral.

Agradeço aos meus amigos, a família que escolhi, por terem passado pelos melhores e piores momentos da minha vida: Juliana, Deborah, Jackeline, Luizinha, Thaíssa, Marcela, Nádia, Yara, Isabella, Izabel. Mateus, Eduardo, Johnatt e Luiza.

"I spread confident wings to space and soared toward the infinite, leaving far behind what others strained to see from a distance. Here, there was no up or down, no edge or center. I saw that the sun was just another star, and the stars were other suns, each escorted by earths, like our own. The revelation of this reality was like falling in love"

Cosmos – A Space Time Odissey (2013)

RESUMO

A área de estudo compreende parte do Complexo Cruzeta, terreno de idade arqueana do Domínio Ceará Central, Província Borborema. A subdivisão metodológica do trabalho se dá em 4 partes, a saber: Arcabouço Geológico e Geologia Regional, Geologia Local e Petrografia, Análise Geoquímica e Conclusões. Objetiva o detalhamento de campo no tocante a forma de ocorrência, relações de contato e arranjo estrutural das rochas máficas, ultramáficas e gnaisses do tipo TTG localizados entre as cidades de Tróia e Pedra Branca (CE).

Petrográficamente individualizam-se 6 litotipos: Biotita Hornblenda Gnaiss, Rochas Máficas e Ultramáficas, Gnaisses Granodioríticos a Tonalíticos, Leucogranito e Rochas Graníticas Deformadas, Sequência Metavulcanosedimentar e Biotita Gnaisses.

A estruturação se deu em 4 estágios D_1 associado a gnaissificação observada em S_{n-1} . O evento D_2 as dobras isoclinais e recumbentes de S_{n-1} . O evento D_3 se relaciona a tectônica tangencial de formação de S_n , L_b e L_x e o evento D_4 a tectônica transcorrente associado as zonas de cisalhamento NW-SE, formador das foliações de alto ângulo S_m e lineações de direção SE. As paragêneses minerais apontam para o metamorfismo em fácies anfibolito inferior a médio com pressões de média a elevadas.

Dados geoquímicos de rocha total das rochas máficas e ultramáficas da Unidade Tróia, segundo análises FRX e ICP-MS, apontam para composições basálticas de afinidade toleítica, com possível ambiência tectônica em assoalho oceânico com influência crustal. Os padrão de distribuição dos elementos traços apresenta razoável correspondência a crosta máfica inferior e aos E-MORB.

Palavras-chave: Complexo Cruzeta, Domínio Ceará Central, Geoquímica, Monografia.

ABSTRACT

The study area is part of the Cruzeta Complex, an archean terrain of the Central Ceará Domain, Borborema Province. The methodological division of the work is in 4 parts: Geological Framework, Local Geology and Petrography, Geochemical Analysis and Conclusions. The main objective is the field detailing of the occurrence, contact relationships and structural array of the mafic, ultramafic and TTG rocks, located between Tróia and Pedra Branca (CE).

The petrographic and field data characterized 6 rock types: Bt Hbl Gneiss, Mafic and Ultramafic Rocks, Tonalitic and Granodioritic Gneiss, Leucogranite and Deformed Granitic Rocks, Vulcanosedimentary Sequence and Bt Gneiss.

The structural framework is classified in 4 stages. Stage D_1 is related to the gneiss forming structures, observed in S_{n-1} . Stage D_2 is related to the isoclinal non-recumbent folding of S_{n-1} . Stage D_3 is related with the thrusting tectonic, which formed S_n , L_b e L_x and stage D_4 to the transcurrent tectonic, related with the NW-SW shear zones, which formed the S_m high angle foliations and the SW lineations. The mineral paragenesis points to lower to medium amphibolite facies, with medium to high pressures.

Geochemical data of whole rock FRX and ICP-MS analysis show basaltic tholeiitic composition to the Tróia Unit rocks. The possible tectonic environment is ocean floor with crustal influence. The distribution pattern of trace elements shows reasonable similarities with the E-MORB and the lower crust patterns.

Key words: Cruzeta Complex, Central Ceará Domain, Geochemistry.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. APRESENTAÇÃO.....	1
1.2. JUSTIFICATIVAS	2
1.3. OBJETIVOS	3
1.4. METODOLOGIA	3
1.4.1. Pré-Campo	3
1.4.2. Campo	4
1.4.3. Preparação e Análise de Amostras e Dados.....	5
1.4.4. Interpretação e Discussão dos Resultados.....	6
1.5. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	6
1.6. CARACTERÍSTICAS FISOGRÁFICAS.....	7
2. GEOLOGIA REGIONAL.....	8
2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO DO COMPLEXO CRUZETA	8
2.2. COMPLEXO CRUZETA	12
2.2.1. Estratigrafia.....	12
2.2.2. Geologia Estrutural	15
2.3. DADOS GEOCRONOLÓGICOS	15
2.4. DADOS GEOQUÍMICOS.....	17
3. GEOLOGIA LOCAL	18
3.1. UNIDADES MAPEADAS.....	18
3.1.1. BIOTITA HORNBLENDA GNAISSE (Unidade Tróia).....	20
3.1.2. ROCHAS MÁFICAS A ULTRAMÁFICAS (Unidade Tróia).....	24
3.1.3. GNAISSES GRANODIORÍTICOS A TONALÍTICOS (Unidade Pedra Branca).....	25
3.1.4. LEUCOGRANITO E ROCHAS GRANÍTICAS DEFORMADAS (Unidade Pedra Branca).....	29
3.1.5. SEQUENCIA META VULCANOSSEDIMENTAR (Unidade Pedra Branca).....	31
3.1.5.1. Metamáficas	32
3.1.5.2. Metafélsicas.....	32
3.1.6. BIOTITA GNAISSES	33
3.2. METAMORFISMO	34
3.3. ESTRUTURAL.....	37
3.3.2. Lineação	41
3.3.3. Discussão Estrutural	41
3.4. LITOGEOQUÍMICA	43
3.4.2. Diagramas de variação binários.....	48
3.4.3. Diagramas de classificação de rocha e de séries magmáticas.....	52
3.4.4. Padrão de Elementos Terras Raras e diagramas multi-elementares	54

3.4.5. Diagramas de discriminação tectonomagnética.....	59
3.4.6. DISCUSSÃO DA GEOQUÍMICA.....	63
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	66
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	68

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de acesso a área de estudo.....	6
Figura 2 - Localização da Área de Estudo. Fonte: A: Hassui (2012); B: Pinéo & Costa (2013)	10
Figura 3 - Esboço Geológico da Região de Tróia. FONTE: Pessoa e Archanjo, 1984.....	13
Figura 4 – Mapa Geológico Local (Modificado de Pessoa & Archanjo, 1984).....	18
Figura 5 - Relações de Contato da Unidade dentro do Modelo Hillshade de Elevação.....	19
Figura 6 – Biotita Hornblenda Gnaiss. A: Aspecto da Rocha e bandejamento Sn com estiramento Lx (Ponto RGTJ 03). B: Foliação Milonítica Sm indicando cinemática a NE. (Ponto RGTJ 27). C: Textura gnáissica e nematoblástica (Hbl), estiramento mineral, extinção ondulante do Qtz e deformação do Plg. D: Ttn e Ep idiomórficos orientados segundo o bandejamento gnáissico. E: Presença de Hbl em paragênese com Act. LP: Esquerda. LPX: Direita.	22
Figura 7 – Afloramento e Micrografias da Unidade de Rochas Máficas à Ultramáficas. A: Afloramento. B: Ortocumulato de Magnetita e Olivina serpentinizado; C: Ath Act Tr Xisto; D: Ch Ol Ath Xisto.....	24
Figura 8 - Relações de Contato da Unidade dentro do Modelo Hillshade de Elevação.....	25
Figura 9 – Gnaisses Granodioríticos a Tonalíticos. A: Visão geral do afloramento e lentes de rochas da Unidade Tróia. B: Sobreposição de foliação Sn sobre Sn-1, dobras isoclinais. C: Visão do plano XZ, foliação contínua, transporte NE-SW. D: Visão do plano YZ, presença de canetas, evidência de compressão na direção Y. E: Xenólito de Granitóide em rocha Tonalítica. F: Contato entre Granitóide (encaixante) e Tonalito (intrudido).....	27
Figura 10 – Amostras de mão e micografias dos Gnaisses Granodioríticos a Tonalíticos. A e B: Amostras de mão, evidência de deformação e <i>Augen</i> . C e D: Visão Geral de uma lâmina, deformação do plagioclásio e orientação da biotita. E: Textura gráfica de quartzo esquelético em grão de feldspato alcalino. F: Fases secundárias de Bt+Hbl+Czt	28

- Figura 11 – Fotos de Campo e Micrografias da associação Leucogranito e Rochas Graníticas Deformadas. **A:** Deformação e intercalação de granulação nas rochas graníticas. **B:** Estiramento e deformação no plano XZ. **C:** Lajedo de leucogranito. **D:** Visão de detalhe do lajedo de leucogranito, **E e F:** Sigmóide de Albita dentro do plano XZ do granito, topo para S-SW. (E:LP;F:LPX) 30
- Figura 12 – Amostras e Micrografias da Unidade Meta Vulcanosedimentar. **A:** Amostra Macro da Metamáfica. **B:** Visão Geral da Lâmina da Metamáfica, com Hbl+Qtz+Plg. (LP). **C:** Amostra macro da metafélsica. **D:** Visão Geral da Lâmina da Metafélsica, com Bt+Plg+Qtz. 32
- Figura 13 – Amostra e Micrografias da Unidade Biotita Gnaiss. **A:** Amostra Macro. **B:** Visão Geral da Lâmina. **C:** Pertita. **D:** Geminação setorizada da albita. 33
- Figura 14 – Grid petrogenético simplificado para rochas máficas metamorfasadas, mostrando reações univariantes determinadas no Sistema CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-(Na₂O) (“C(N)MASH”). Fonte: Winter (2010) 35
- Figura 15 – Diagrama de fases para reações no sistema CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, envolvendo a composição Mg₂SiO₄. Linhas completas: Experimentais. Linhas tracejadas: calculadas, inferidas ou provisórias. Abreviações – C: Crisotila; A: Antigorita; T: Talco; B: Brucita; F: Forsterita; D: Diopsídio; Tr: Tremolita; E: Enstatita; Cte: Clorita; Sp: Espinélio; An: Anortita. (Fonte: Evans, 1977) 36
- Figura 16 – Feições Tectônicas de S_m. **A:** Foliação S_m com o indicador sinistral. **B:** Visualização do ângulo de mergulho da Foliação S_m. **C:** 38
- Figura 17 – Feições Tectônicas. **A:** Foliação S_n e S_{n-1}. **B:** Plano XZ da foliação transposta S_n. **C:** Plano YZ da foliação transposta S_n. **D:** Bloco diagrama da foliação transposta S_n. 39
- Figura 18 – Diagramas de variação do tipo Fenner (MgO x Elementos Maiores) para as rochas máficas e ultramáficas da Unidade Tróia (Todos os Valores em %). A) MgO x SiO₂; B) MgO x CaO; C) MgO x TiO₂; D) MgO x Na₂O; E) MgO x K₂O; F) MgO x Al₂O₃; G) MgO x P₂O₅; H) MgO x FeOT..... 49
- Figura 19 - Diagramas de variação do tipo Fenner (MgO x Elementos Menores) para as rochas máficas e ultramáficas da Unidade Tróia. A) MgO x Cr; B) MgO x Ni;

C) MgO x Co; D) MgO x Zr; E) MgO x Y; F) MgO x Nb; G) MgO x Sr; H) MgO x Ba..... 50

Figura 20 – Diagramas de classificação de rocha e discriminação de séries magmáticas para as rochas metamáficas na Unidade Tróia, Complexo Cruzeta. A) SiO₂ x Na₂O+K₂O (TAS) de Le Bas *et al.* (1986); B) Diagrama ternário Fe^T+Ti x Al x Mg de Jensen (1976); C) Nb/Y x Zr/TiO₂ de Winchester e Floyd (1977); D) Na₂O+K₂O x Fe₂O₃T x MgO (AFM) de Irvine e Baragar (1971)..... 52

Figura 21 – *Spidergrams* multi-elementares (lado direito) e padrões de elementos Terras Raras (lado esquerdo) das rochas metabásicas e do hbl metagabro da Unidade Tróia (Complexo Cruzeta) comparados ao E-MORB, N-MORB e Crosta Inferior, e normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995). Diagramas C e D comparam as metabásicas do Norte da área (Verde) e Sul da área (Azul). E-MORB e N-MORB: Sun e McDonough (1989); Crosta Inferior: Rudnick e Gao (2003) 55

Figura 16 – Diagramas de Particionamento de Elementos Terras Raras. A) (La/Yb)_N x Ce_N, grau de fracionamento dos ETR com o conteúdo. B) (La/Sm)_N x Eu/Eu* mede anomalia de Eu. C) (La/Sm)_N vs Sm_N, grau de fracionamento dos LREE (*Light Rare Earth Elements*). D) (Gd/Yb)_N vs Sm_N, grau de fracionamento dos HREE (*Heavy Rare Earth Elements*)..... 58

Figura 17 – Diagramas de discriminação tectonomagmática: A) Ti x V (Shervais, 1982); B) Zr x Ti (Pearce, 1982); C) TiO₂ x 10MnO x 10P₂O₅ (Mullen, 1983); e D) Zr x Zr/Y (Pearce e Nory, 1979)..... 60

Figura 18 – Diaagramas de discriminação tectonomagmática para as rochas metamáficas da Unidade Tróia. A-C) Sistema triangular Th-Hf-Ta-Zr-Nb de Wood (1980) e D) Diagrama MgO x FeO^T x Al₂O₃ de Pearce *et al.* (1977)..... 61

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

Este trabalho apresenta os resultados, discussões e conclusões acerca das atividades realizadas na disciplina Trabalho de Conclusão de Curso (GE001), obrigatória para obtenção do título de Bacharel em Geologia, no Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (Unicamp). Este trabalho foi orientado pelo Professor Doutor Ticiano José Saraiva dos Santos e utilizou-se os laboratórios de geoquímica, microscopia e informática do Instituto de Geociências – Unicamp. Reúne descrições de campo, petrográficas, petrológicas e estruturais das associações litológicas da região de Tróia (CE), terreno Arqueano, dentro do Domínio Ceará Central da Província Borborema. Apresenta também de forma específica a análise e interpretação de dados geoquímicos das rochas máficas e ultramáficas associadas a ocorrência de cromititos da Unidade Tróia, do Complexo Cruzeta.

A subdivisão metodológica do trabalho se dá em 4 partes, a saber: Arcabouço Geológico e Geologia Regional, Geologia Local e Petrografia, Análise Geoquímica e Conclusões.

Primeiramente é apresentada a inclusão da área de estudo na estruturação da Província Borborema e da porção Setentrional do Domínio Ceará Central, assim como as associações litológicas bordejantes ao Complexo Cruzeta.

Na seção Geologia Local e Petrografia aborda-se as descrições de campo, estruturais, petrológicas e petrográficas das principais unidades reconhecidas nesse trabalho. Ampliando e modificando o mapa geológico proposto anteriormente a região e detalhando a litologias.

A geoquímica é apresentada e discutida, tanto dos elementos maiores, usados nas classificações de rochas, quanto os elementos menores, principalmente os ETR, sob a ótica do fracionamento e presença de anomalias. Nessa seção ainda se tenta discutir os ambientes de formação dessas rochas, no intuito de contribuir ao entendimento da gênese dos cromititos.

As informações apresentadas até esse ponto são reunidas na parte final do trabalho com o objetivo de aferir conclusões com relação ao modelo evolutivo da área.

1.2. JUSTIFICATIVAS

A preparação de alunos de graduação em trabalhos de campo, descrição petrográfica, correlação com a bibliografia existente, execução de seções geológicas, preparação de um mapa geológico e um relatório final que encaixe cada uma dessas propostas é de fundamental importância na formação como geólogo.

O Complexo Cruzeta foi previamente estudado, em diferentes escalas e abordagens (Brito Neves, 1975; Almeida et al., 1981; Gomes *et al.*, 1984; Archanjo e Pessoa, 1984.; Pessoa *et al.*, 1986.; Simões, 1993.; Oliveira e Cavalcante, 1993; Simões, 1993.; Brito Neves, 1995.; Fetter, 1999.; Fetter *et al.* 2000; Cavalcante, 2003.; Pinéo *et al.* 2013), por se tratar do cinturão máfico e ultramáfico de maior importância da Província Borborema (Archanjo e Pessoa, 1984) e uma porção do embasamento de idades que se estendem até o Arqueano.

Como apontado por Simões (1993), e corroborado por Fetter (1999), a região do Complexo Cruzeta é de complexa evolução geológica e de difícil compreensão o que se explica, principalmente, pela deficiência de dados geocronológicos e geoquímicos. Desde então poucos trabalhos sobre a região foram produzidos e o enfoque, mesmo que ainda insuficiente, foi geocronológico ou de geoprocessamento.

Sob a perspectiva de mapeamento, alguns trabalhos foram realizados na área em questão, dentre eles destacam-se o produzido por alunos e professores das Universidades Federais de Fortaleza, Rio Grande do Norte e Pernambuco, os mapas de Pessoa e Archanjo (1984), modificado posteriormente por Simões (1993), o mapa geológico do Ceará produzido pela CPRM (Cavalcante *et al.*, 2003) e mais recentemente Pinéo e Costa (2013), usando técnicas de mapeamento aerogamaespectométricas. Contudo, a complexa evolução deformacional e a sobreposição do metamorfismo ainda geram uma série de incertezas quanto a classificação, tanto de ordem estratigráfica como petrográfica.

Assim, esse estudo se justifica como contribuição para o entendimento da evolução geológica do Complexo Arqueano de Cruzeta, e por consequência da Província Borborema e da borda oeste do Gondwana.

1.3. OBJETIVOS

O objetivo do trabalho é detalhamento de campo no tocante a forma de ocorrência, relações de contato e arranjo estrutural das rochas máficas, ultramáficas e gnaisses do tipo TTG do Complexo Cruzeta (Unidades Tróia e Pedra Branca) localizados entre as cidades de Tróia e Pedra Branca (CE), setor sudeste do Domínio Ceará Central (DCC). Adicionalmente, fazer a caracterização petrográfica e petrológica, visando compreender a evolução tectono metamórfica desse terreno Arqueano.

A análise geoquímica das rochas máficas a ultramáficas (Unidade Tróia), visa compreender melhor seu ambiente de formação e esboçar o modelo evolutivo, em comparação com a gênese dos cromititos proposta por Simões (1993).

1.4. METODOLOGIA

O presente trabalho se subdividiu em 4 etapas:

- Etapa pré-campo
- Campo
- Preparação e análise de amostras
- Interpretação e discussão dos resultados

1.4.1. Pré-Campo

A etapa pré-campo consistiu em montar a coletânea de mapas regionais geológico e topográfico, assim como shapefiles baixados do site do IBGE, mapa geológico estadual em 1:500.000 do mapeamento da CPRM (Cavalcante *et al.*, 2003), mapa gamaespectrométrico e imagens de satélite ETM+ Landsat 7 (bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7), órbita/ponto 217/064 adquiridas em 24/07/2001, data a qual o imageamento apresentou menor cobertura por nuvens.

Os mapas de localização e acessos foram adquiridos gratuitamente através do Google Maps e do Google Earth e modificados no *software Adobe Corel Draw X6* e *Adobe Photoshop CS6*.

Através da imagem da Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) foi produzida a imagem do MDT (Modelo Digital de Terreno) através do software *ArcMap 10.0*, a qual foi usada para criar o modelo *hillshade* usado na arte final. Com o uso do mesmo MDT foram criadas as curvas de nível utilizadas tanto no mapeamento quanto na arte final do mapa produzido por esse trabalho.

Ainda nessa etapa foi estudada a geologia regional da área, abordando uma série histórica de trabalhos tanto de ordem mais regional, com relação a evolução da Província Borborema e do Domínio Ceará Central, como de ordem mais local, relacionados a evolução do Complexo Cruzeta e Unidades limite. O enfoque se deu principalmente aos trabalhos de Brito Neves (1975), Pessoa *et al* (1986), Simões (1993) e Fetter (2000), que lançaram bases para o entendimento da geologia, petrologia, geocronologia e geoquímica das unidades estudadas nesse trabalho.

1.4.2. Campo

A etapa de campo teve duração de 4 dias dentro da área de interesse, abrangendo aproximadamente 50 km², que resultou no estudo de 34 pontos, localizados utilizando-se o gps da marca *Garmin*. Ao todo foram obtidas 58 medidas de planos e 35 de lineações; coletadas amostras orientadas segundo os eixos de deformação para laminação e posterior análise microestrutural; coleta de amostras para datação e geoquímica, com ênfase nas rochas máficas e ultramáficas da Unidade Tróia, representadas principalmente por anfíbolitos, e nas suas encaixantes gnáissicas da Unidade Pedra Branca. Embora tenham sido coletadas e análise geocronológica não será enfatizada nesse trabalho.

1.4.3. Preparação e Análise de Amostras e Dados

Nessa etapa todos os dados coletados em campo foram compilados, transcritos e adicionados aos mapas organizados anteriormente, assim como todas as amostras foram descritas macroscopicamente e enviadas a laminação. Somando-se a algumas lâminas disponíveis para a área, obteve-se um total de 37 lâminas delgadas.

Para as análises geoquímicas foram selecionadas 10 amostras representativas das rochas da Unidade Tróia. Ainda na Etapa de Campo essas amostras foram reduzidas a dimensões centimétricas, sobre as rochas do afloramento, para reduzir as possibilidades de contaminação e foram nessa etapa do processo trituradas e moídas em potes de ágata e no moedor de disco do Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências (IG) UNICAMP.

Desse processo resultou um pó fino que foi usado na preparação de pastilhas prensadas, e na preparação de pastilhas de vidro, para análises de espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX) e espectrometria de massas (ICP-MS).

A preparação das amostras para o ICP-MS foi realizada segundo a metodologia proposta por Cotta e Enzweiler (2011) para dissolução total em autoclave. Realizando a dissolução de 0.1 g de amostra em 0.5 mL de $\text{HNO}_{3\text{conc}}$ e 2 mL de HF_{conc} em uma bomba PAAR na estufa, a uma temperatura de 180°C por 4 dias.

Após esse procedimento as amostras foram evaporadas em 1 mL de $\text{HNO}_{3\text{conc}}$ seguida da evaporação em 1 mL de HCl e 1 mL de $\text{HNO}_{3\text{conc}}$. As amostras foram então diluídas em água até atingirem 20 g, dos quais uma alíquota de 400µL foi retirada para análise em ICP-MS.

As análises foram realizadas no Laboratório de Geoquímica do IG/UNICAMP com a utilização do espectrômetro de FRX Phillips, modelo PW 2404, e o ICP-MS ThermoXseries II, com CollisionCell Technology (CCT).

O tratamento dos dados de geoquímica foi realizado através dos softwares GCDKIT tools, Petrograph 2 Beta e Microsoft Excel 2014. E o comportamento geoquímico foi analisado utilizando os elementos maiores, traços e ETR em diagramas de classificação de rochas, spiderdiagrams multi-elementares, padrão de distribuição de Elementos Terras Raras (ETRs) e diagramas discriminantes de ambientes tectônicos.

1.6. CARACTERÍSTICAS FISIAGRÁFICAS

A região do município Pedra Branca, localizada a nordeste da área de estudo, se situa na microrregião Senador Pompeu, dentro da mesorregião dos Sertões Cearenses (IBGE, 2014).

O clima é tropical semi-árido, com concentração de chuvas de fevereiro a abril. Insere-se nas Depressões Sertanejas e Maciços Residuais, com relevo pouco movimentado e com solos rasos e bastante erodidos. A vegetação é de floresta caducifólia espinhosa (Caatinga arbórea) na maior parte do território e floresta subcaducifólia tropical pluvial nas regiões mais elevadas.

Insere-se na bacia hidrográfica do Rio Jaguaribe e na sub-bacia do Rio Banabuiú, que nasce na divisa de Pedra Branca com Boa Viagem

2. GEOLOGIA REGIONAL

O maciço de Tróia (Brito Neves, 1975), objeto de estudo desse trabalho, se insere geologicamente no Domínio Ceará Central da Província Borborema (Almeida et al., 1977). Este maciço abarca um cinturão máfico e ultramáfico Arqueano, com sequências do tipo TTG adjacentes (Unidade Pedra Branca) (Simões, 1993), dentro do Complexo Cruzeta (Oliveira & Cavalcante, 1993).

A Província Borborema, localizada no Nordeste Oriental do Brasil, compreende uma vasta região geológica de idade pré-cambriana. Abrange aproximadamente 450.000 km², cobrindo parte do norte da Bahia e sudoeste do Piauí, até o noroeste do Ceará (Almeida *et. al.*, 1977) RN, PB, PE, etc todos estão na Prov. Borborema. Melhore essa localização da província. Sua evolução está relacionada à convergência e aglutinação dos crátons Oeste-Africano, Amazônico e São Francisco-Congo, durante a formação da porção ocidental de Gondwana (Brito Neves e Fuck, 2014). Estudos isotópicos *U-Pb* e *Sm-Nd*, realizados por toda Província Borborema, têm auxiliado a configurar um quadro de evolução crustal mais realista, envolvendo a colagem de diferentes terrenos tectono-estratigráficos, durante distintos ciclos tectônicos (Brito Neves e Fuck, 2014). Três grandes

domínios tectônicos são individualizados na Província: Setentrional, Transversal e Meridional (Figura 2A), estando a área de estudo situada na porção Setentrional.

A porção setentrional é subdividida em 3 domínios: Médio Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte. O Domínio Ceará Central (DCC) (Figura 2B) se estende desde a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II até a zona de cisalhamento Senador Pompeu, onde se limita com o Domínio Orós-Jaguaribe (Brito Neves, 2000). A compartimentação do DCC compreende um núcleo Arqueano, um embasamento Paleoproterozóico, supracrustais neoproterozóicas e o Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Fetter et al., 2000).

2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO DO COMPLEXO CRUZETA

O Complexo Cruzeta tem uma forma oval aproximadamente amendoada e ocupa grande parte do setor sudeste do Domínio Ceará Central. É bordejado a norte e nordeste por rochas da Sequência Algodões (Martins, 2009) de idade paleoproterozóica. Esta Sequência é constituída por: i) Unidade Algodões, anfibolítica e com a isócrona de Sm-Nd 2.236 ± 55 Ma e $\epsilon_{Nd}(t) = +2.2$ (Martins, 2009); ii) Unidade Choró, formada por paragneisses e; iii) Unidade Cipó, constituída de ortogneisses cujo o intercepto superior da concórdia U-Pb em zircão define a idade de $2.130 \pm 2,6$ Ma. A sequência é interpretada como cobertura Paleoproterozóica do Complexo ou como unidade alóctone resultado de uma tectônica Neoproterozóica (Arthaud *et al.*, 2007).

Ainda no setor Norte, o Complexo é intrudido pela Suíte Madalena (Castro, 2004; Arthaud *et al.*, 2007), composta por uma associação de quartzo diorito e pequenos diques dioríticos sin-plutônicos. A idade U-Pb em zircão é de 2,15 a 2,2 Ga, com $\epsilon_{Nd}(t)$ variando entre negativo e positivo, o que é interpretado como rochas juvenis com leve contaminação crustal (Arthaud, 2007).

A leste, o complexo é tectonicamente delimitado pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), de movimentação dextral, se estendendo até o limite sul. Ao sul encontra a Zona de Cisalhamento Tauá (ZCT) (Vouchez, 1995), com o cavalgamento de leste dos paragneisses e micaxistos aluminosos da Unidade Quixeramobim do Complexo Ceará (Cavalcante *et al.*, 2003).

Como apontado por Pinéo e Costa (2013) o limite oeste do Complexo ainda é mal definido, devido principalmente as lacunas de dados geocronológicos e as semelhanças com os terrenos Paleoproterozóicos dessa borda. Seguindo a compartimentação proposta em Cavalcante *et al.* (2003), a delimitação a oeste se dá com o Complexo Tauá a sudoeste, estruturado dentro da Zona de Cisalhamento Tauá (ZCT), das poucas zonas de sentido sinistral no sistema de cisalhamentos da Borborema (Vouchez, 1995).

O complexo Tauá é composto principalmente por paragneisses, xistos e quartzitos, localmente com cálcio-silicáticas, metamorfizados na fácies anfíbolito e se tornando migmatítica mais a norte, com intrusão dos granitos sin-tectônicos Pedra Lisa e granitos tardi-tectônicos (Neves, 1995).

Por fim, no setor noroeste do Complexo Cruzeta, afloram as rochas do Complexo Ceará, mais especificamente paragneisses, micaxistos aluminosos e quartzitos. E também metacalcáreos da Unidade Independência e paragneisses, ortogneisses e rochas metabásicas da Unidade Canindé, sendo a última em contato cavalgante sobre o Complexo (Cavalcante *et al.*, 2003).

2.2. COMPLEXO CRUZETA

Brito Neves (1975) insere as rochas da área numa entidade denominada “Maciço Mediado de Tróia” e as relaciona como antepaís intermediário da Faixa de Dobramentos Jaguaribeana a leste e Faixa Rio Curú-Independência a oeste.

Com a evolução do conhecimento as interpretações geotectônicas foram sendo deixadas de lado e as rochas começaram a ser classificadas como maciços gnáissicos migmatíticos (Santos e Brito Neves, 1984.; Brito Neves, 1986). Assim como incluídas no contexto do embasamento arqueano, após a obtenção de dados geocronológicos, agrupando-as ao Grupo Ceará dentro de uma evolução monocíclica, tendo o Brasiliano como principal evento pós arqueano (Caby e Arthaud, 1986; Pessoa *et al.* 1986)

2.2.1. Estratigrafia

A estratigrafia do Complexo Cruzeta foi abordada em uma série de trabalhos (Brito Neves, 1975; Gomes *et al.*, 1984; Pessoa & Archanjo, 1984; Pessoa *et al.*, 1986; Arthaud e Hartmann, 1986; Oliveira e Cavalcante, 1993; Simões, 1993; Vasconcelos *et al.* 1998; Cavalcante, 2003), com as subdivisões e nomenclaturas se modificando de acordo com a evolução das descrições e informações litoestratigráficas, geoquímicas, geofísicas e geocronológicas.

A litoestratigrafia mais aceita, adotada nesse trabalho, divide o Complexo Cruzeta em Unidade Tróia e Unidade Pedra Branca (Figura 2), diferenciando a Unidade Mombaça proposta por Pessoa *et al.* (1986) em Complexo Mombaça (Oliveira e Cavalcante, 1993). Essa diferenciação se baseia nas idades U-Pb em zircão e respostas gama-espectométricas (Fetter, 1999; Pineo e Costa, 2013), assim como na menor proporção de rochas paraderivadas no Complexo Mombaça e pela Zona de Cisalhamento Sabonete-Inharé, por caracterizar um separador de domínios estruturais e litológicos, isolando o Complexo Mombaça a sudeste e o Complexo Cruzeta a noroeste. (Pessoa *et al.*, 1986).

Nessa subdivisão, a Unidade Tróia é constituída por uma associação metaplutonovulcanosedimentar formada por ortoanfibolitos, metaultramafitos com comulatos cromitíferos, metadacitos, metadioritos, quartzitos ferríferos, metachertes, metacalcários, rochas cálcio-silicáticas e xistos grafitosos (Cavalcante *et al*, 2003). O contato entre as Unidades Tróia e Pedra Branca é marcado por zonas de cisalhamento.

A Unidade Pedra Branca é composta por rochas granodioríticas, ortognaisses cinza, migmatíticos de composição tonalítica a granodiorítica, com presença subordinada de trondhjemito. A deformação desenvolve foliação milonítica e marcada com bandas ultramiloníticas. Esta Unidade apresenta xenólitos máficos da Unidade Tróia (Pessoa et al, 1986), tendo sido classificada como supracrustal do Complexo Independência, dentro da Supersequência Tróia (Campos et al, 1979).

Esboço Geológico da Região de Tróia - CE

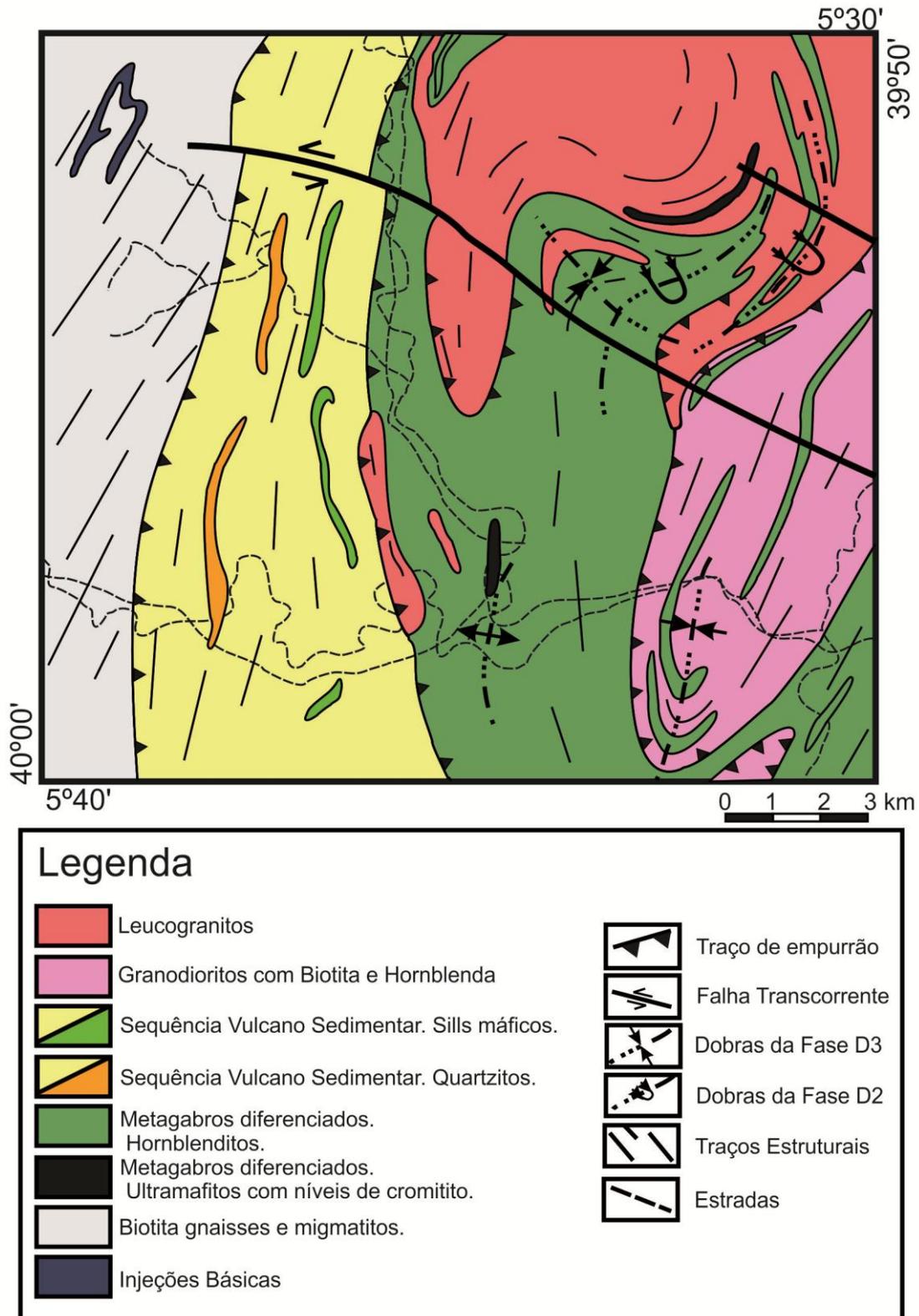


Figura 3 - Esboço Geológico da Região de Tróia. FONTE: Pessoa e Archanjo, 1984.

O Complexo Mombaça situa-se entre duas zonas de cisalhamento, a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, sobre as rochas metamorfisadas do Sistema Jaguaribeano e a Zona de Cisalhamento Sabonete-Inharé, recaindo sobre o Complexo Cruzeta. É composto de associações gnáissico-migmatíticas com predomínio de biotita gnaisses e biotita gnaisses metatexíticos estromáticos ortoderivados, gnaisses bandados, ortognaisses graníticos, localmente com corpos anfibolíticos discordantes e com estrutura planar tectônica (Pessoa *et al.*, 1986).

2.2.2. Geologia Estrutural

Estruturalmente a região foi afetada por uma tectônica tangencial, associada a formação de nappes no complexo Cruzeta (Pessoa & Archanjo, 1984; Caby e Arthaud, 1986). De acordo com Pessoa e Archanjo (1984) são individualizadas três fases de deformação. A primeira (D1) é associada à gnaissificação das rochas, a segunda (D2) relacionada a dobras recumbentes, isoclinais invertidas e apertadas com eixo mergulhando para NE, e por fim a terceira (D3) configurada por dobras normais, suaves e abertas, com orientação do eixo mergulhando a NE. Localmente observa-se transposições de foliações e paralelização de planos axiais com a foliação de transposição.

De acordo com Naleto (2011), o padrão de foliação é de baixo ângulo com direção preferencial NNE-SSW. As lineações de estiramento, no Complexo Cruzeta, como um todo, mostram a influência da tectônica transcorrente com mergulhos suaves para NE. Na região de Pedra Branca, lineações subordinadas são down-dip mergulhando para SE, apontando para uma tectônica tangencial. Naleto (2011) atribui duas fases de deformação para a área, a primeira (D_n) associada à tectônica tangencial e foliação de baixo ângulo, nas Unidades Pedra Branca e Tróia e a segunda (D_{n+1}) associada a tectônica transcorrente, associada as zonas de cisalhamento que bordejam o Complexo Mombaça.

2.3. DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Diversos trabalhos abordaram a geocronologia das rochas do Terreno Arqueano de Tróia e Pedra Branca desde as primeiras medições encontradas em Brito-Neves (1975). Entretanto, uma lacuna de dados e interpretações ainda existe, principalmente pela incerteza com relação a alguns desses dados e pela carência de um estudo geocronológico mais sistemático.

As datações Rb-Sr apontadas por Brito-Neves (1995) (14 determinações Rb-Sr e 5 K-Ar) se apresentam sem muito aproveitamento devido a pobreza de rubídio, especialmente nas rochas de tendência gabróica e anfibolítica. Rochas gnáissicas com idade de 2.150 Ga, e razão inicial de 0,703, e rochas gnáissicas, granodioríticas e filões básicos com idade de 0,550 Ga, com razão inicial de 0,7042. Os valores nas determinações K-Ar em rocha total apresentam uma grande dispersão, com idades variando entre 1,9 a 0,7 Ga.

Dados geocronológicos do Projeto RADAM Brasil (Gomes *et al.* 1981) em Rb-Sr para as rochas do Complexo Pedra Branca, mostram no diagrama isocrônico dois conjuntos de idade 2,00 Ga para o alinhamento de rochas gnáissicas e 0,60 Ga para o alinhamento de gnaisses e granodioritos, com razão inicial 0,705, interpretados nesse trabalho como a clássica reestruturação transamazônica, com retrabalhamento no Brasileiro.

Os dados Rb-Sr mostrados por Pessoa *et al.* (1986) para a Unidade Mombaça (Complexo Mombaça de Oliveira E Cavalcante, 1983) demonstraram um baixo conteúdo de Rb, por isso podem levar a conclusões duvidosas. A isócrona de referência é de 2.387 ± 294 Ma, para um R_0 0.70626 ± 0.00424 .

Já para a Unidade Pedra Branca a isócrona de referência com classificação de qualidade excelente, devido ao baixo erro de R_0 , com idade de 2.888 ± 96 Ma. O mesmo acontece para as rochas da Unidade Tróia, com uma isócrona de qualidade excelente em 2.540 ± 60 Ma, ao contrário da apontada por Brito Neves (1995), em rochas pobres em rubídio e idades convencionais muito elevadas. Por fim foi datada a Unidade Granítica Peraluminosa do Cedro, com isócronas em 1700 e 2100 Ma.

Datações U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total foram realizadas por Fetter *et al.*, (1999) num total de 5 amostras que mostraram o nordeste da área com zircões de 2,10 e 2,11 Ga, e o embasamento a sudeste sendo mais velho, com 2,13 a 2,14.

As datações Sm-Nd, em rocha total do embasamento (20 amostras), apresentam $T_{(DM)}$ de 1,98 a 2,44 Ga, com um cluster maior entre 2.23 e 2.37 Ga. Os dados de $\epsilon_{Nd(t)}$ são positivos para a maioria das amostras do domínio, sendo interpretados então como uma parte juvenil da crosta, com enriquecimento por algum material mais velho. Os gnaisses próximos a Tróia, entretanto, não mostram esse enriquecimento, o que é apontado por Fetter (1999) como a evolução de gnaisses mais jovens sem influência da crosta Arqueana, sendo provavelmente terrenos de arco de ilha em ambiente de oceano aberto (Martins *et al.* 1998).

Fetter (1999) em sua tese de doutorado aponta a idade de cristalização de 2.860 Ma para as rochas vulcânicas da Unidade Tróia e 2.675 Ma para os gnaisses TTG da Unidade Pedra Branca.

Uma idade mais antiga é apontada por Silva *et al.* (2002) de 3,27 Ga em U-Pb em grãos de zircão de um HbBt tonalito gnáissico do Complexo Cruzeta a Nordeste de Boa Viagem, interpretado como idade de cristalização. Essa idade discordante é interpretada por Arthaud (2007) como herdada, indicando que rochas arqueanas mais velhas foram cortadas por plútons Neoarqueanos.

2.4. DADOS GEOQUÍMICOS

Como abordado anteriormente há uma séria escassez de estudos geoquímicos para a área estudada. Dois trabalhos apresentam resultados geoquímicos, ambos aplicados as ocorrências de cromitos. Queiroz (1986) brevemente discute os valores de cromo (de 10% a 37%) para o depósito, e Simões (1993) em sua dissertação de mestrado, realiza análises geoquímicas por absorção atômica e microsonda dessas mesmas mineralizações.

Os resultados mostrados pelo autor apontam uma depleção de Mg e Al e um enriquecimento em Cr em direção a periferia do grão nas análises de microsonda. Com relação a gênese das ocorrências, o autor utilizou os diagramas discriminantes de $TiO_2 \times Fe^{2+}/Mg$ e $Cr/Al/Fe^{+3}$ de Dickey (1975) e $Cr/Al+Cr$ Duke (1983), com o objetivo de inferir a ambiência de formação. Os diagramas mostram maiores evidências no sentido de origem estratiforme para os depósitos de cromita, embora alguns resultados tenham sido

contraditórios. O que revela que os critérios adotados são insuficientes para definir a gênese das ocorrências.

A avaliação do conteúdo de Pt e Pd, mostrou enriquecimento nesses elementos, assemelhando essas ocorrências com as mineralizações existentes nos depósitos acamadados continentais.

Baseando-se nas idades U-Pb e nos valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ Fetter (1999) conclui que o complexo greenstone-gnaisses é um terreno juvenil que se desenvolveu num ambiente oceânico, livre da influência detrítica e de crosta mais antiga.

3. GEOLOGIA LOCAL

Esse capítulo se dedica a apresentação das descrições das unidades mapeadas em campo, com suas características macroscópicas de afloramento e características mineralógicas com suas paragêneses metamórficas e texturas identificadas. São apresentados os critérios para delimitação dos litotipos e seu traçado sobre as imagens de satélite e mapas geológicos pré-existentes.

3.1. UNIDADES MAPEADAS

Ao total foram reconhecidas seis Unidades Litológicas, representadas no mapa geológico final (Figura 1) modificado de Pessoa & Archanjo (1984), todas com deformação e metamorfismo, principalmente feições gnáissicas e subordinadamente miloníticas.

Mapa Geológico do Complexo Cruzeta

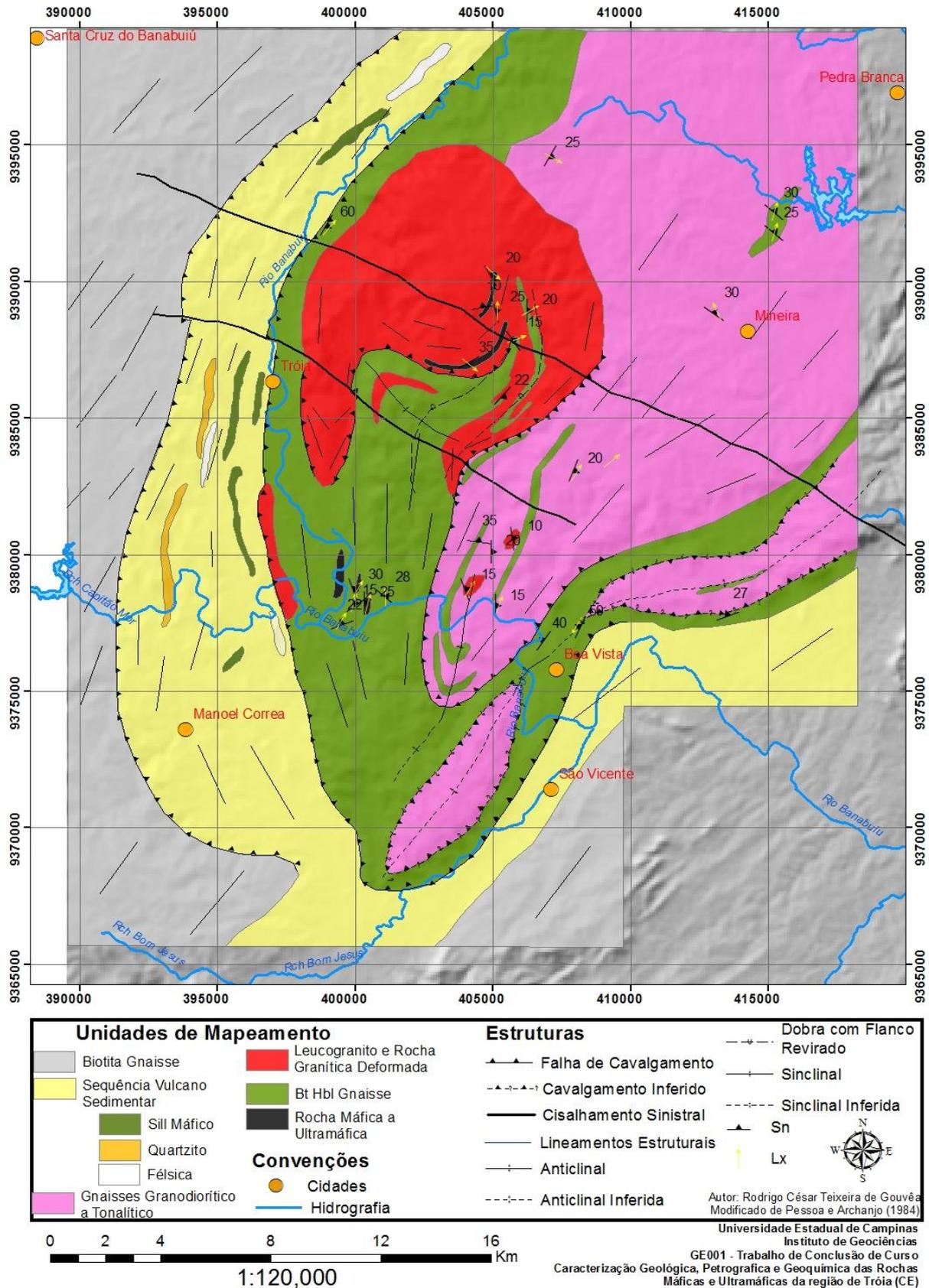


Figura 4 – Mapa Geológico Local (Modificado de Pessoa & Archanjo, 1984)

3.1.1. BIOTITA HORNBLENDA GNAISSE (Unidade Tróia)

A unidade aflora na área de estudo de duas principais formas, bordejando a unidade granodiorítica a nordeste e na forma de lentes nas unidades de nordeste e leste, como pode ser observado na Figura 4. O bandamento gnáissico, a principal estrutura de deformação encontrada nesse litotipo, segue a orientação das anticliniais com eixo mergulhando para NE apontadas por Pessoa & Archanjo (1984), dentro da faixa central do mapa. Nas proximidades das zonas de cisalhamento esse bandamento se verticaliza acompanhando a orientação desses contatos e apresentando texturas miloníticas muito bem marcadas.

As relações de contato com as unidades adjacentes foram determinadas pelas descrições de campo assim como utilizando um modelo *Hillshade* (Figura 5) de elevação. Essa última etapa foi determinante principalmente devido a diferença de elevação entre a unidade Bt Hbl Gnaisse com relação as unidades graníticas a norte (3.1.4) e granodioríticas a nordeste (3.1.3).

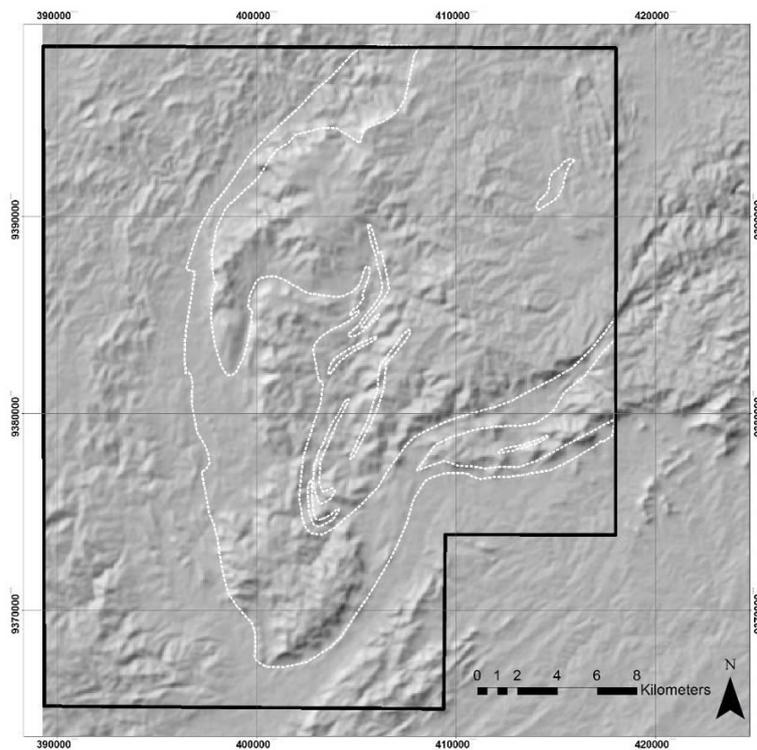


Figura 5 - Relações de Contato da Unidade dentro do Modelo Hillshade de Elevação

A distribuição espacial do Bt Hbl Gnaiss se trata de uma das associações de rochas com maior expressão na área de mapeamento, de especial importância por estar em contato com os afloramentos de rochas ultramáficas, objeto de estudo da Unidade 3.1.2 desse trabalho. Corresponde às rochas máficas da *Unidade Tróia* (Pessoa *et al.*, 1986).

A unidade é constituída de rochas gnáissicas de cor cinza claro a escuro, de granulação média (<1mm-3mm), encontrada principalmente em pequenos afloramentos nas estradas carroçáveis e em blocos rolados. As bandas de gnaissificação vão de milimétricas, mais comuns, à centimétricas. O processo de segregação entre minerais máficos e félsicos nessas bandas é marcado na maior parte das rochas descritas, em diferentes níveis. Entretanto o padrão das bandas é em treliça, sem continuidade lateral e de forma disjuntiva, formando bandas em formato de lentes (Figura 15), o que pode ser explicado pela deformação de cavalgamento da unidade. A proporção entre máficos e félsicos é variável, com presença de anfibólitos ou hornblenditos (<90% de anfibólio) à Bt Hbl gnaisses, Hbl gnaisses e Act Hbl gnaisses.

A composição modal em alguns pontos é ser considerada tonalítica a granodiorítica, que é subordinada com relação a maior parte dos pontos analisados, que devido a diminuta proporção de quartzo e feldspato potássico (ausência na maioria dos pontos) expressam uma composição modal gabróica. As primeiras encontradas principalmente próximas às zonas de cisalhamento e cavalgamento, apresenta textura milonítica evidenciada pela alta recristalização do quartzo e estiramento da hornblenda e do plagioclásio.

Microscopicamente as principais fases minerais primárias, em paragêneses de equilíbrio, foram por ordem de abundância, a hornblenda/actinolita, plagioclásio, quartzo e epidoto, chegando a perfazer 85-95% da rocha (Figura 6-C, D e E). As fases secundárias encontradas são biotita, clinzoisita, titanita e apatita. O teor de anortita no plagioclásio foi determinado segundo o Método Michel Levy, encontrando teores de anortita entre 8 a 15%, classificando o plagioclásio como de albita a oligoclásio.

A diferenciação de hornblenda e actinolita foi realizada primeiramente pela distinção entre os pleocroísmos apresentados, mais verde papagaio a verde amarronado para a hornblenda e verde deslavado a verde azulado para a actinolita (Dana e Hurlbut, 1960; Grapes, 1975). A distinção também foi realizada com base nos ângulos médios de extinção oblíqua desses minerais, enquanto o da hornblenda apresenta um ângulo por volta

de 30 graus, o da actinolita é por volta de 15-20 graus (Dana e Hurlbut, 1960; Grapes, 1975). Um método que não é inequívoco, mas que corrobora a diferenciação pelo pleocroísmo.

Entre as texturas encontradas estão, para as rochas não milonitizadas, ou protomilonitizadas, a granoblástica (bandas félsicas do gnaiss) (Figura 6-C), nematoblástica (Hbl/Act) (Figura 6-D) e lepidoblástica (Bt). Para as rochas milonitizadas, foram encontradas textura de recristalização do quartzo e do feldespato (Figura 6-C), quartzo com extinção ondulante (Figura 6-C), formação de subgrão e estiramento mineral dos anfibólitos e plagioclásios.

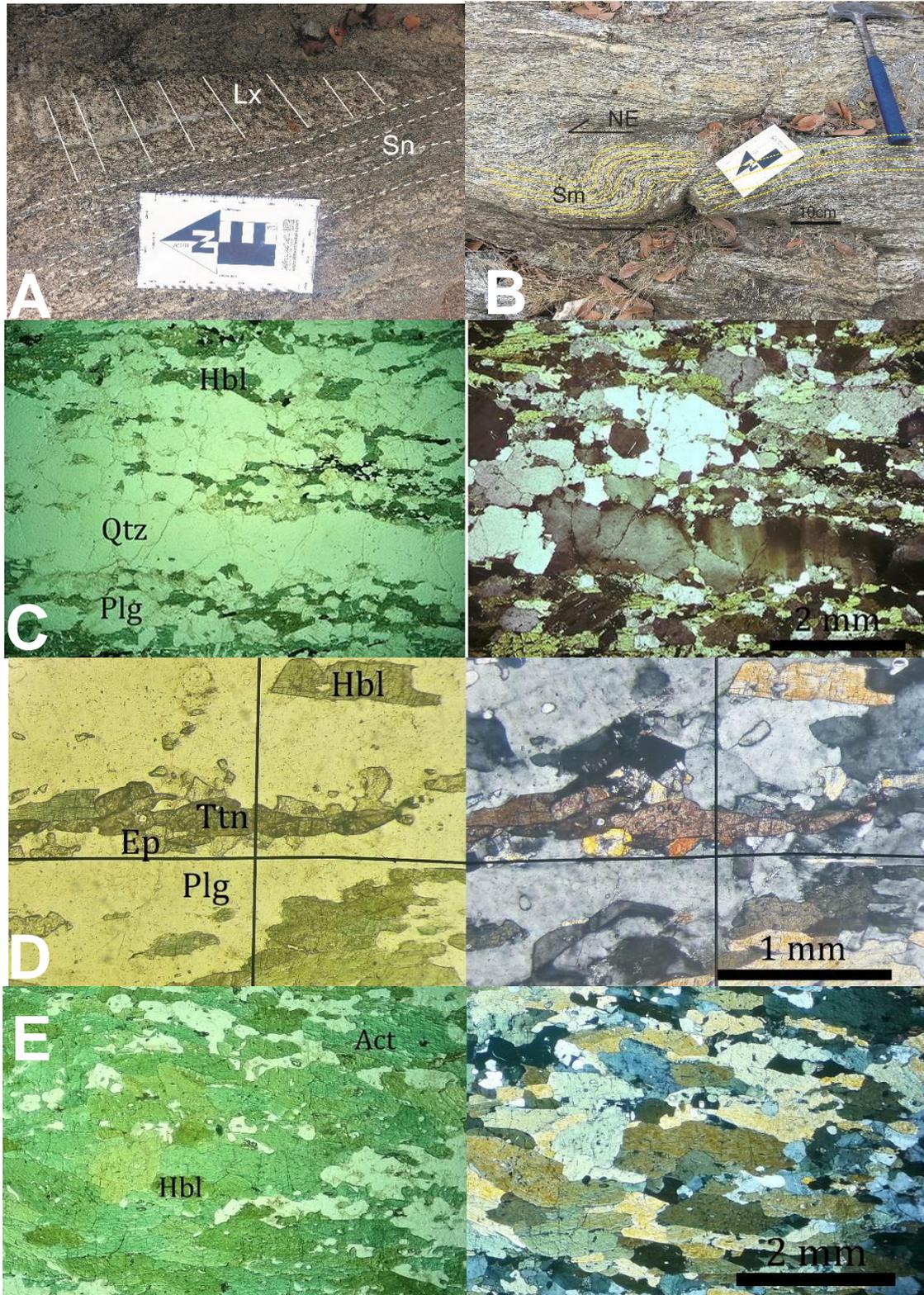


Figura 6 – Biotita Hornblenda Gnaiss. **A:** Aspecto da Rocha e bandeamento Sn com estiramento Lx (Ponto RGTJ 03). **B:** Foliação Milonítica Sm indicando cinemática a NE. (Ponto RGTJ 27). **C:** Textura gnáissica e nematoblástica (Hbl), estiramento mineral, extinção ondulante do Qtz e deformação do Plg. **D:**Ttn e Ep idiomórficos orientados segundo o bandeamento gnáissico. **E:** Presença de Hbl em paragénesis com Act. LP: Esquerda. LPX: Direita.

3.1.2. ROCHAS MÁFICAS A ULTRAMÁFICAS (Unidade Tróia)

Essa Unidade é encontrada na forma de lentes máficas ou intrusões concordantes com a foliação regional, espacialmente se assemelhando a um *sill*. São encontrados encaixadas nos Leucogranitos e Rochas Graníticas Deformadas (3.1.4), a norte da área, e no Biotita Hornblenda Gnaiss (3.1.1), a sul da área (Figura 4).

Em afloramento é encontrado na forma de faixas sem relações de contato claras (Figura 7A). É composto principalmente por cumulos serpentinizados, ao norte da área, tremolita/actinolita antofilita xistos e clorita olivina antofilita xistos, ao norte e sul da área.

São xistos de granulação média a grossa, com cor preta a verde escura, com a exceção dos cumulos serpentinizados, que tem aparência cumulática e cor verde clara gordurosa (devido a presença de serpentina). Quantias variáveis de plagioclásio, geralmente estão mais associadas aos xistos sem olivina.

A análise petrográfica mostra que os xistos são de granulação grossa, com cristais halotriomórficos e subequigranulares, sem nenhuma estrutura de deformação. Praticamente monomineralica com aparecimento casual de quartzo, com bordas de recristalização e confinado a aglomerados na lâmina. A composição mineralógica principal (<95%) é dado por orto e clino anfibólios. O orto anfibólio não foi identificado devido a espessura incorreta da lâmina, que modificou as cores de interferência (inclusive do quartzo), entretanto, devido as características observadas, assim como a paragênese esperada, acredita-se tratar da antofilita, devido ao verde mais deslavado e ao hábito bem halotriomorfo a levemente fibroso (Figura 7C e D). A antofilita é um extremo magnesiado de anfibólios, que aparece no metamorfismo com a quebra do talco e da tremolita em rochas metabásicas magnesianas (Winter, 2003).

Quanto aos clinoanfibólios, devido as duas amostras que apresentam esse mineral terem a maior quantia de magnésio na geoquímica e baixo teor de ferro acredita-se que não sejam a cummingtonita, que aparece quando a substituição de ferro nas celas de magnésio ultrapassa 40% e o sistema cristalino passa a ser monoclinico. Por esse motivo acredita-se que o mineral com extinção oblíqua seja uma actinolita ou tremolita. O que é corroborado pela literatura por (Simões, 1993).

As rochas cumuláticas são marcadas pela presença de magnetita, que perfaz cerca de 70% da lâmina, bem euédrica e com muitas inclusões minerais. Por não estarem em contato entre si, caracterizam um ortocumulato (Figura 7B). Nos interstícios das magnetitas se tem uma textura lepidoblástica da orientação dos cristais de serpentina, produto da alteração da olivina. Em alguns pontos, pelo hábito, parece haver cromita no cumulado em associação com a magnetita.

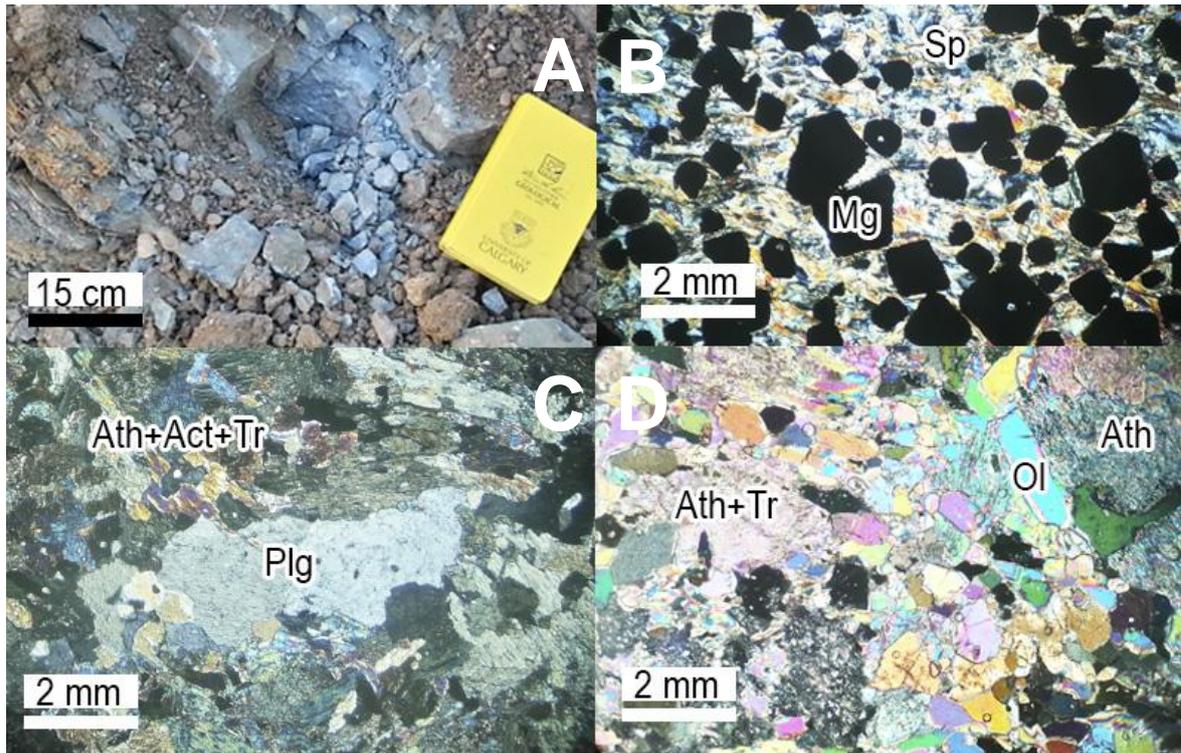


Figura 7 – Afloramento e Micrografias da Unidade de Rochas Máficas à Ultramáficas. **A:** Afloramento. **B:** Ortocumulato de Magnetita e Olivina serpentinizado; **C:** Ath Act Tr Xisto; **D:** Ch Ol Ath Xisto.

3.1.3. GNAISSES GRANODIORÍTICOS A TONALÍTICOS (Unidade Pedra Branca)

A unidade aparece na área de mapeamento como um extenso corpo rochoso, alinhado na direção NE-SW, com mergulho geral para NE, associado a um grande cavalgamento para SW. Sua delimitação com a unidade Bt Hbl Gnaiss (3.1.1) é de fácil reconhecimento devido as variações de altitude, como pode ser observado na Figura 8, entretanto com a unidade de granitoides a oeste é mais gradual.

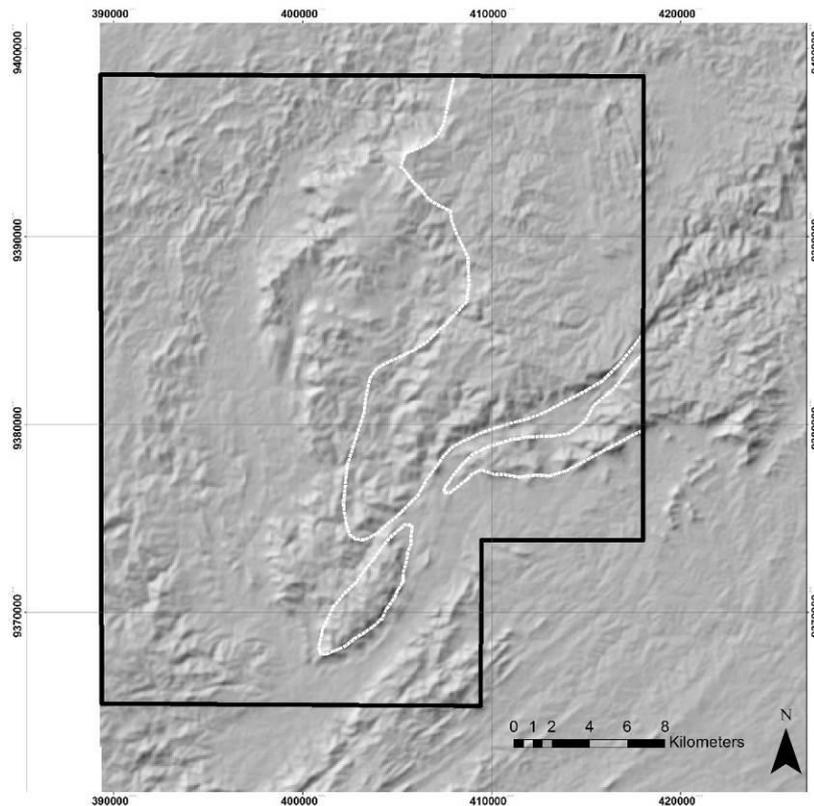


Figura 8 - Relações de Contato da Unidade dentro do Modelo Hillshade de Elevação

Nas regiões centrais apresenta uma maior isotropia, com rochas pouco a não deformadas (Figura 9E e Figura 9F). O aumento da anisotropia se dá com a imposição das deformações de transporte para SW, com um mergulho baixo para NE e também com a sobreposição de deformação com a proximidade dos cisalhamentos e cavalgamentos bordejantes da unidade.

Esta unidade apresenta em vários pontos associação com as rochas máficas da Unidade Tróia (3.1.1 e 3.1.2) na forma de lentes de várias espessuras (decimétricas a quilométricas) (Figura 4 e Figura 9A), que se expressam como boudins de rocha mais fina, xistosa e mais deformada e estirada. A frequência da ocorrência desses boudins aumenta principalmente com a proximidade do contato.

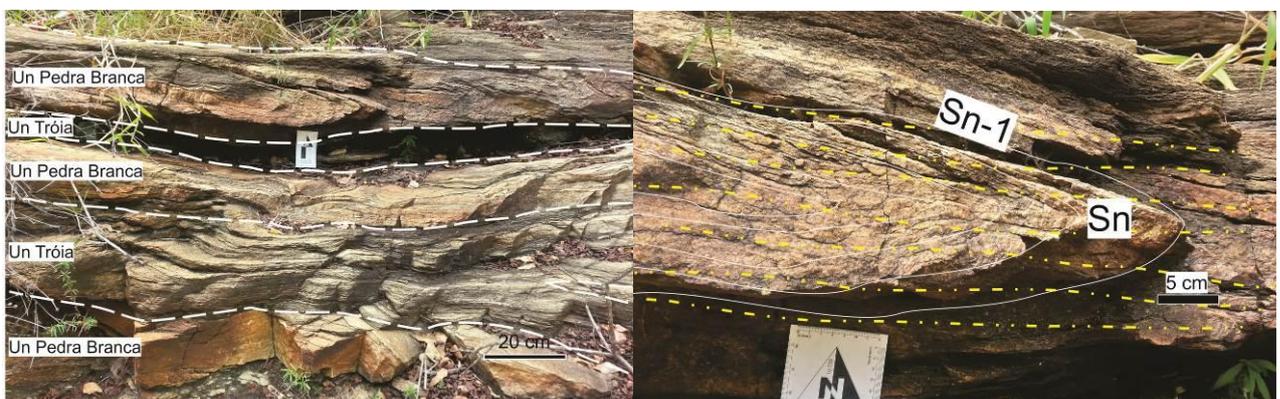
Aflorando em dois pontos também é encontrada uma rocha de composição granítica, visivelmente intrusiva, cortando as rochas de composição tonalítica (Figura 9E e Figura 9F). Essa rocha é mais isotrópica, levemente deformada e acompanhando o trend regional, mergulhando levemente para NE. Há uma semelhança com as rochas graníticas e

leucognáissicas que afloram a norte da área, entretanto nenhum tipo de paralelo pode ser reconhecido sem mais informações.

A unidade é constituída principalmente de rochas com aparência granitóide, de cor acinzentada a rósea, granulação variável (3 a 6 mm). Sua composição modal é de tonalítica a granodiorítica.

Próximo ao centro da unidade, são mais isotrópicas e equigranulares (Figura 9E e Figura 9F), compostas por quartzo (30%), plagioclásio (55%) e feldspato alcalino (10%), secundariamente com biotita, turmalina e anfibólio (5%). Uma descrição mais detalhada desta parte isotrópica não foi possível devido à ausência de descrições microscópicas e contagem modal, em função da espera pelo processo de laminação.

Com a proximidade dos contatos cavalgantes, as rochas se apresentam mais anisotrópicas com a deformação imposta, o que é marcado pelo aparecimento de texturas miloníticas (*Augen*), pelo estiramento mineral e o início da segregação metamórfica (Figura 10). As rochas nesses pontos apresentam orientação dos minerais mais máficos como biotita e anfibólio dentro de bandas finas (1-2 mm), e de quartzo, microclíneo e plagioclásio (teor de anortita por volta de 15%) em bandas mais espessas (4-6 mm), num processo que aparenta ser de início de gnaissificação (Figura 10A e Figura 10C). A textura milonítica é visível com recristalização do quartzo, deformação dos feldspatos (Figura 10C e Figura 10D) e também o aparecimento de uma textura *Augen* incipiente (Figura 10B).



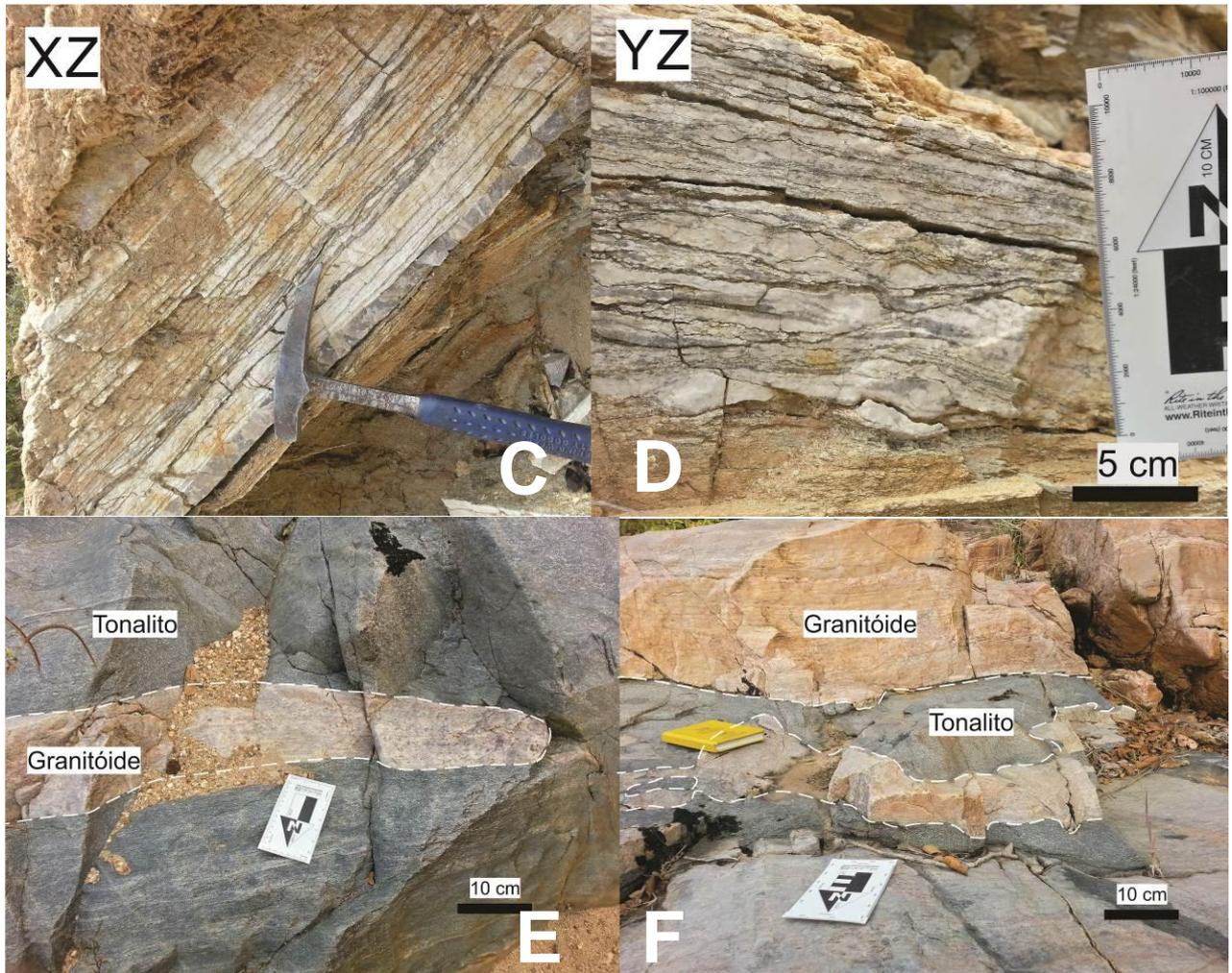


Figura 9 – Gnaisses Granodioríticos a Tonalíticos. **A:** Visão geral do afloramento e lentes de rochas da Unidade Tróia. **B:** Sobreposição de foliação S_n sobre S_{n-1} , dobras isoclinais. **C:** Visão do plano XZ, foliação contínua, transporte NE-SW. **D:** Visão do plano YZ, presença de canetas, evidência de compressão na direção Y. **E:** Xenólito de Granitóide em rocha Tonalítica. **F:** Contato entre Granitóide (encaixante) e Tonalito (intrudido).

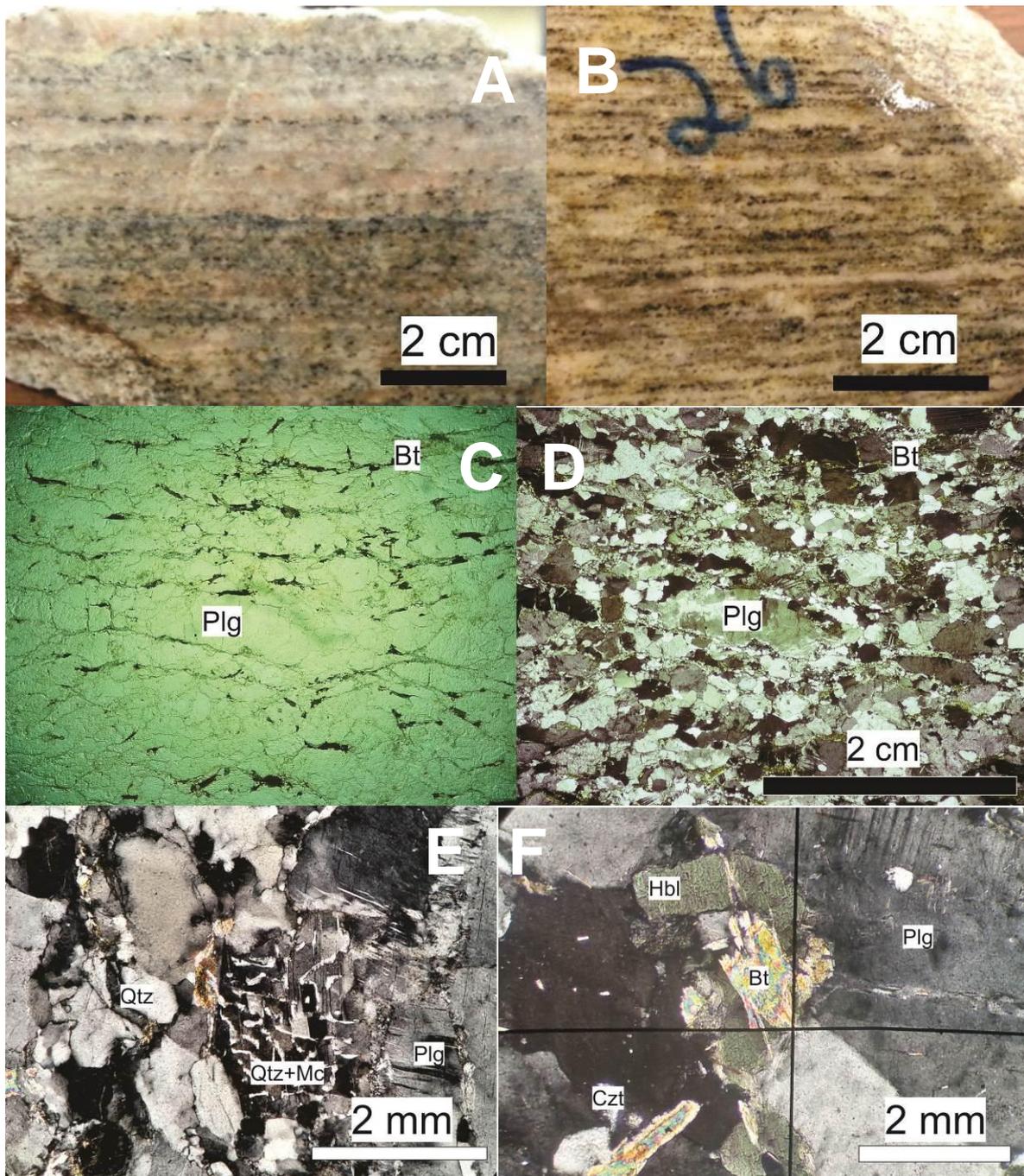


Figura 10 – Amostras de mão e micografias dos Gnaisses Granodioríticos a Tonalíticos. **A e B:** Amostras de mão, evidência de deformação e *Augen*. **C e D:** Visão Geral de uma lâmina, deformação do plagioclásio e orientação da biotita. **E:** Textura gráfica de quartzo esquelético em grão de feldspato alcalino. **F:** Fases secundárias de Bt+Hbl+Czt

3.1.4. LEUCOGRANITO E ROCHAS GRANÍTICAS DEFORMADAS (Unidade Pedra Branca)

A associação litológica se apresenta na área de mapeamento como um corpo em contato a nordeste com a unidade dos gnaisses granodioríticos a tonalíticos (3.1.3) e a sudoeste e noroeste com as rochas máficas da Unidade Tróia (3.1.1 e 3.1.2). Apresenta lentes e sills de rochas máficas a ultramáficas da Unidade Tróia (Figura 4), com ocorrência local de cromititos e corpos cumuláticos (Simões, 1993). Esta associação se insere regionalmente na Unidade Pedra Branca, em conjunto com a associação de Gnaisses Granodioríticos a Tonalíticos (3.1.3).

É composta por leucogranitos e uma variação de granitos a gnaisses graníticos. Os leucogranitos têm granulação média a grossa, são pouco deformados e levemente estirados, com muscovita, plagioclásio e quartzo principalmente, e subordinadamente com turmalina. São encontrados em campo principalmente na forma de lajedos e são facilmente identificáveis devido a formação de solos arenosos bem claros. (Figura 11C e D).

Os granitos são mais deformados, mostrando um padrão amendoado com estiramento maior na direção down dip, evidenciado principalmente pela concentração de biotita nas clivagens e formação de domínios microlíticos quartzo-feldspáticos (Figura 11A e B). Tem granulação mais grossa, estiramento mais evidente e formação de *augen* gnaisses, devido principalmente a presença de cristais maiores de plagioclásio (Figura 11B, E e F).

A petrografia da lâmina RLTJ 132 mostrou que se trata de uma rocha granolepidoblástica de granulação média a grossa. Presença de quartzo em associação a albíta, em bandas bem desenvolvidas, com evidência de recristalização, extinção ondulada e setorizadas. O feldspato apresenta macla albítica principalmente e esse se encontra levemente estirado. Subordinadamente foi identificado a muscovita, a biotita, o clinopiroxênio, o epídoto e a turmalina. A textura lepidoblástica nessa rocha é incipiente, devido à baixa porcentagem de minerais mais máficos e placóides. É perceptível nessas faixas que a deformação foi mais concentrada, apresentando quartzo mais cominuído e recristalizado, indicando concentração dos esforços de cisalhamento gerando milonitização, o que é corroborado com a presença de plagioclásio albítico sigmoidal, com sombra de pressão bem marcada por biotita e muscovita fish (Figura 11E e F).

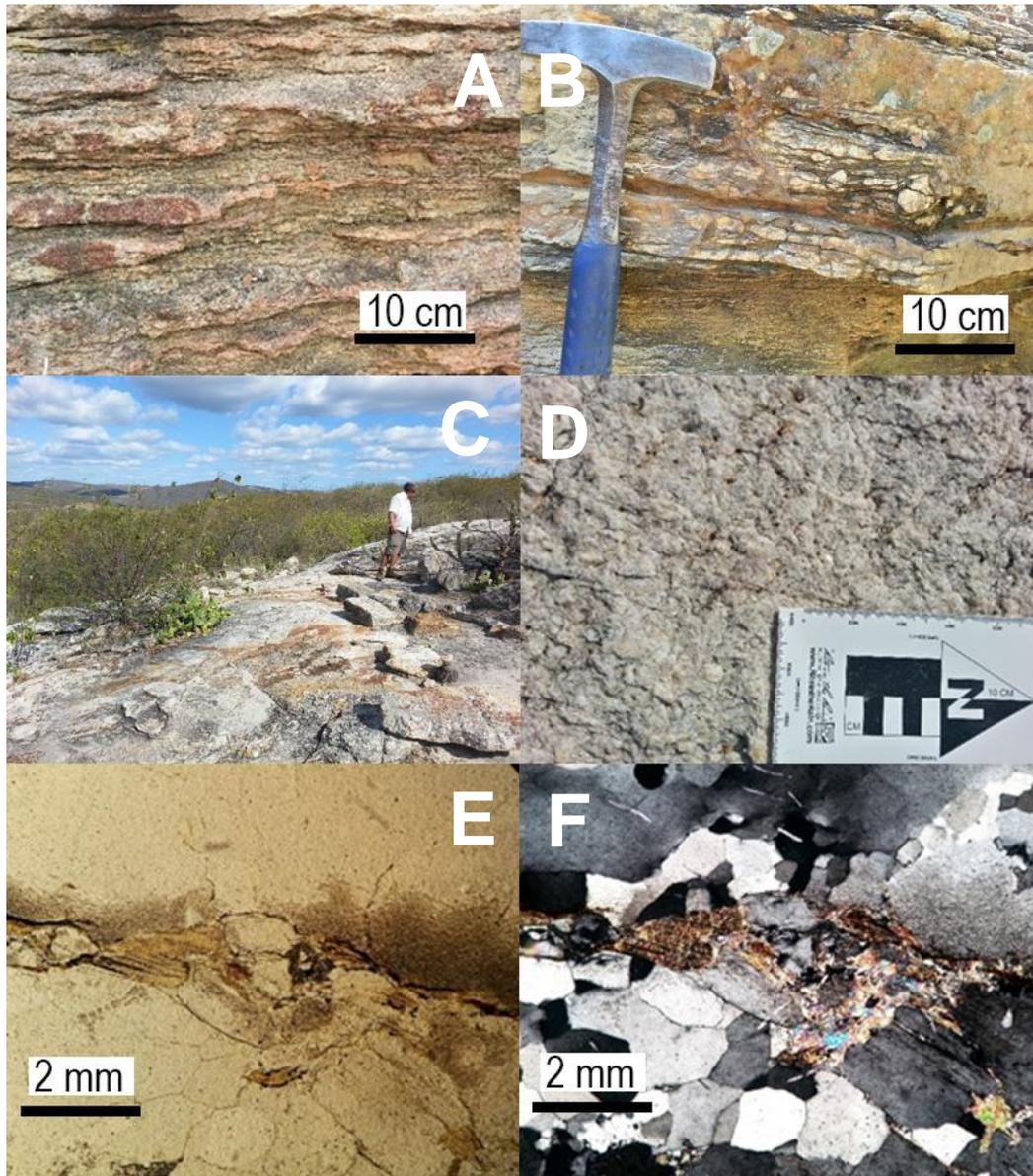


Figura 11 – Fotos de Campo e Micrografias da associação Leucogranito e Rochas Graníticas Deformadas. **A:** Deformação e intercalação de granulação nas rochas graníticas. **B:** Estiramento e deformação no plano XZ. **C:** Lajedo de leucogranito. **D:** Visão de detalhe do lajedo de leucogranito, **E e F:** Sigmóide de Albita dentro do plano XZ do granito, topo para S-SW. (E:LP;F:LPX)

3.1.5. SEQUENCIA META VULCANOSSEDIMENTAR (Unidade Pedra Branca)

A sequência meta vulcanosedimentar é identificada e classificada por Pessoa e Archanjo (1983) e que neste trabalho, devido ao acesso as laminas e amostras de campo, foi possível individualizar litologias metamáficas (sills básicos) e metafelsicas (Figura 4)

3.1.5.1. Metamáficas

A amostra dessa subunidade foi classificada como *augen* anfibolítico ultramilonitizado rico em actinolita (Figura 12A e B). A rocha apresenta bandamento gnáissico submilimétrico contínuo nas porções melanocráticas, as quais predominam (90% - hbl) sobre as leucocráticas (10% - Qtz+Feld). Apresenta *augen* zonalmente (Figura 12^a), principalmente nas bandas leucocráticas mais expressivas. A textura milonítica é evidenciada por feldspatos estirados formando pequenos boudins de cristais. Não foram identificados muitos feldspatos em lâmina entretanto na amostra macro bandas de feldspato são facilmente identificáveis. O quartzo tem contatos retos e suturados bem definidos nas bandas de fitas de quartzo. Apresenta titanita ao longo dos anfibólios, bem euédricas e rastros de epitodo cominuído próximo das titanitas.

3.1.5.2. Metafélsicas

As rochas metafélsicas (Figura 12C) são gnaisses e proto gnaisses granodioríticos deformados, com granulação média e presença de quartzo, plagioclásio e biotita, e subordinadamente com epídoto e titanita.

A petrografia mostra textura granolepidoblástica (Figura 12D) definida pelos minerais filossilicatos, principalmente a biotita, com evidências localizadas de mica fish. Nenhum dos feldspatos apresenta macla, entretanto apresentam-se levemente alterados e em alguns cristais é possível observar o que aparenta ser uma pertita, apontando para composições mais sódico-potássicas.

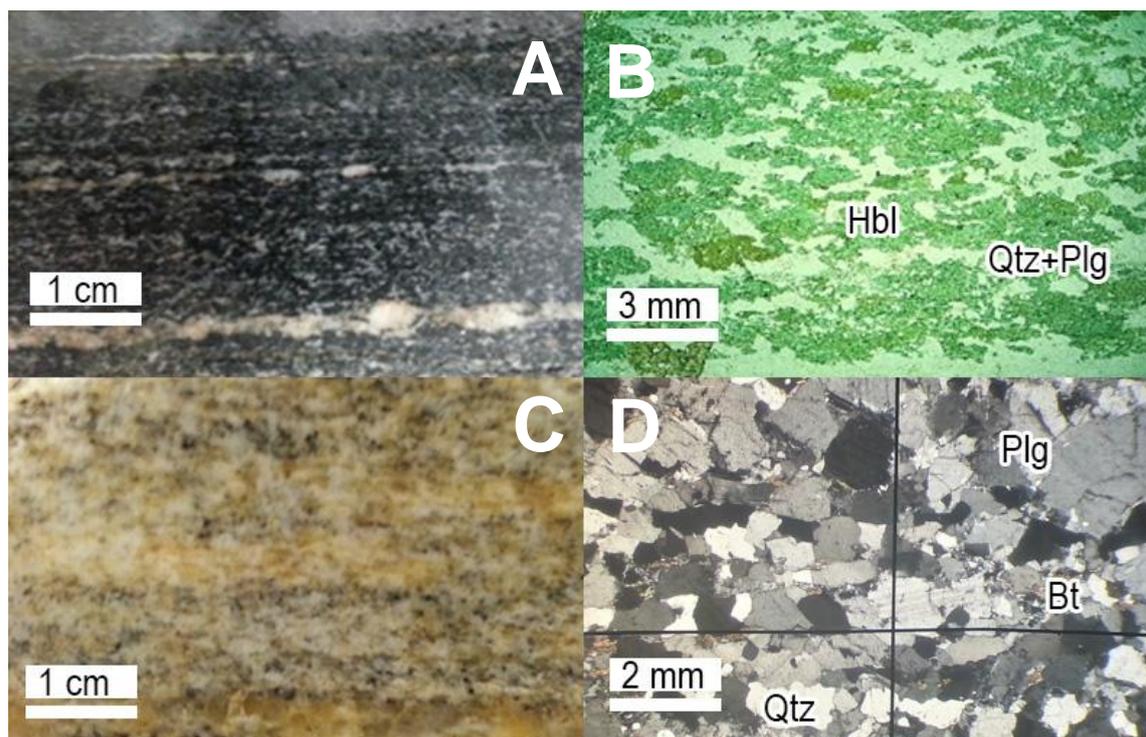


Figura 12 – Amostras e Micrografias da Unidade Meta Vulcanosedimentar. **A:** Amostra Macro da Metamáfica. **B:** Visão Geral da Lâmina da Metamáfica, com Hbl+Qtz+Plg. (LP). **C:** Amostra macro da metafélsica. **D:** Visão Geral da Lâmina da Metafélsica, com Bt+Plg+Qtz.

3.1.6. BIOTITA GNAISSES

Localizado a oeste da área e identificado por Pessoa e Archanjo (1983), essa unidade foi caracterizada através de duas amostras (RLTJ 137 e RLTJ 134). São rochas com bandamento gnáissico milimétrico penetrativo e com certa continuidade lateral (Figura 13A). Bandas bem definidas de minerais leucocráticos (Qtz+Feld) numa proporção de aproximadamente 70% e mais grosseiros (2-3 mm) com relação aos 30% de melanocráticos (Bt+Tur) mais finos (submilimétricos a milimétricos). Apresenta quartzo em bandas (ribbon).

A descrição microscópica mostrou presença de pertitas porfiroblásticas (Figura 13C) envoltas numa matriz recristalizada xenomórfica de ortoclásio e quartzo. O quartzo mostra textura de deformação como formação de subgrão, recristalização e extinção ondulada e em subgrão, assim como contatos de recristalização. Faixas de quartzo ribbon

bem definidas na lâmina, caracterizam as faixas leucocráticas do processo de segregação metamórfica. Plagioclásio moderadamente alterado para filosilicatos mas com alguns grãos preservando a geminação polissintética característica, apresentando alguns cristais com geminação setorizada nas bordas (Figura 13D). Os filossilicatos como muscovita e biotita definem a orientação do bandamento e apresentam sinais de deformação. Apesar da ausência de indicadores cinemáticos, a texturas apontam para um processo de milonitização.

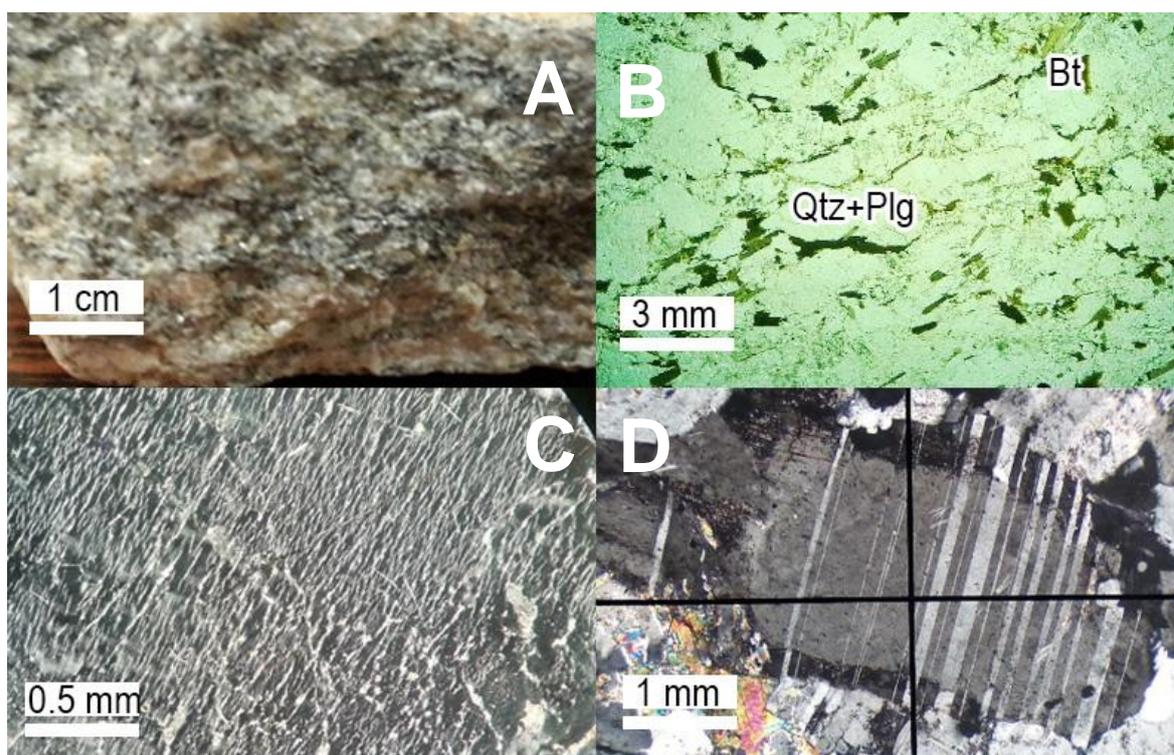


Figura 13 – Amostra e Micrografias da Unidade Biotita Gnaiss. **A:** Amostra Macro. **B:** Visão Geral da Lâmina. **C:** Pertita. **D:** Geminação setorizada da albita.

3.2. METAMORFISMO

As unidades graníticas (3.1.4) e granodioríticas (3.1.3) não têm indicações de processos metamórficos ou retrometamórficos posteriores por apresentarem uma assembleia mineral simples, de quartzo + plagioclásio + feldspato potássico ± biotita. Apesar de ter sido apontado por Hartmann *et al.* (1984) a presença de silimanita e estauroлита no contexto metamórfico regional da Unidade Pedra Branca.

A rochas da Unidade máfica a ultramáfica (3.1.2) indicam condições de metamorfismo progressivo pela presença de serpentina (possivelmente antigorita), indicativa de processos de desidratação. Evans e Trommsdorff (1970) mostram que séries com antigorita são estáveis até a temperatura de 580°C, o que pode ser observado na Figura 15.

De acordo com Evans (1977) a presença de serpentinitos com antigorita são correlacionáveis com fácies xisto verde e a presença de antofilita e tremolita com metamorfismo em fácies anfibolito inferior a médio, o que é compatível com a trajetória metamórfica associada as rochas encaixantes da Unidade Bt Hbl Gnaiss (3.1.1).

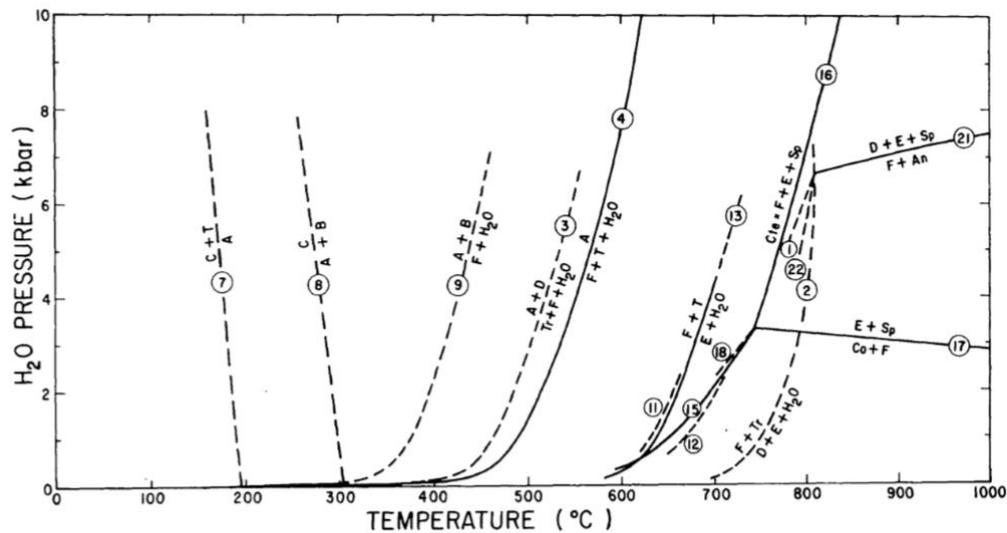


Figura 15 – Diagrama de fases para reações no sistema $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, envolvendo a composição Mg_2SiO_4 . Linhas completas: Experimentais. Linhas tracejadas: calculadas, inferidas ou provisórias. Abreviações – C: Crisotila; A: Antigorita; T: Talco; B: Brucita; F: Forsterita; D: Diopsídio; Tr: Tremolita; E: Enstatita; Cte: Clorita; Sp: Espinélio; An: Anortita. (Fonte: Evans, 1977)

Apesar da dificuldade de acompanhar as variações sistemáticas do grau metamórfico como mostrado acima, elas apontam para o metamorfismo em fácies anfibolito inferior a médio com pressões de média a elevadas, com evidências de retrometamorfismo restritas a algumas amostras e minerais específicos.

3.3. ESTRUTURAL

Nesse t3pico ser3o discutidas caracter3sticas estruturais em escala de afloramento e de forma geral, em escala microtect3nica. As fei33es tect3nicas em escala de afloramento s3o principalmente a folia33o, a lineaa3o de estiramento e os dobramentos. Subordinamente foram analisadas estruturas pequenas com informa333es de ordem cinem3tica, afim de verificar o regime de deforma33o e o sentido de transporte dos pacotes litol3gicos.

3.3.1. Folia33o

Foram observados 3 padr3es de folia33o distintos nas an3lises de campo, a citar S_n , S_{n-1} e S_m .

A folia33o mais antiga, S_{n-1} , ocorre de forma menos penetrativa e foi melhor distinguida nos gnaisses granodior3ticos da Unidade Pedra Branca e se mostram como n3cleos preservados da deforma33o principal S_n (Figura 17A e Figura 9A e B). A orienta33o 3 dada principalmente pela orienta33o dos minerais plac3ides como a biotita e pelo estiramento do feldspato. Por isso possui comumente o aspecto de bandamento composicional com graus variados de mobiliza33o.

Se apresenta quase que totalmente paralelizada e transposta pela folia33o principal S_n , exprimindo a intensidade da segunda folia33o. Percebe-se que essa folia33o 3 bastante vari3vel na 3rea de estudo, principalmente devido as diferentes intensidades de dobramentos observados, que ser3o discutidos adiante.

A folia33o S_n possui uma express3o regional, com uma orienta33o geral do mergulho NNE-NE com intensidade 15-30°. Variando localmente de acordo com a proximidade de zonas de cisalhamento ou com o basculamento em decorr3ncia da a33o de megaestruturas regionais, como anticlinais e sinclinais (Pessoa e Archanjo, 1983) (Figura 3).

3 encontrada principalmente nas unidades m3ficas de Bt Hbl Gnaisse (3.1.1) e nas unidades f3lsicas dos gnaisses granodior3ticos (3.1.3), todas ortognaissicas. A orienta33o 3 dada principalmente pelas texturas lepidoblasticas de biotita e muscovita, nematobl3sticas

de anfibólio e recristalização do quartzo com certo alinhamento (destacadas em 3.1.1 e 3.1.3), já os feldspatos apresentam comportamento aleatório.

S_n se apresenta no geral muito estirada no plano XZ (Figura 17B) e com a formação de uma textura amendoada no plano YZ (Figura 17C), indicando a formação clara de tectonitos do tipo plano-linear (LS), com o caráter linear associado a lineação de estiramento L_x e orientado na direção N20W (como representado no bloco diagrama da Figura 17D).

É observado também a boudinagem das camadas mais competentes, como por exemplo dos anfibolitos da Unidade Tróia encaixados nos gnaisses granodioríticos da Unidade Pedra Branca.

A foliação S_m (Figura 16A e B) é de alto ângulo e definida pela tectônica transcorrente NW-SE, de caráter sinistral, é de expressão regional e foi apontada por Naleto *et al.* (2011), é visível no mapa de Pessoa e Archanjo (1983) (Figura 3), e estendida no presente trabalho (Figura 4).

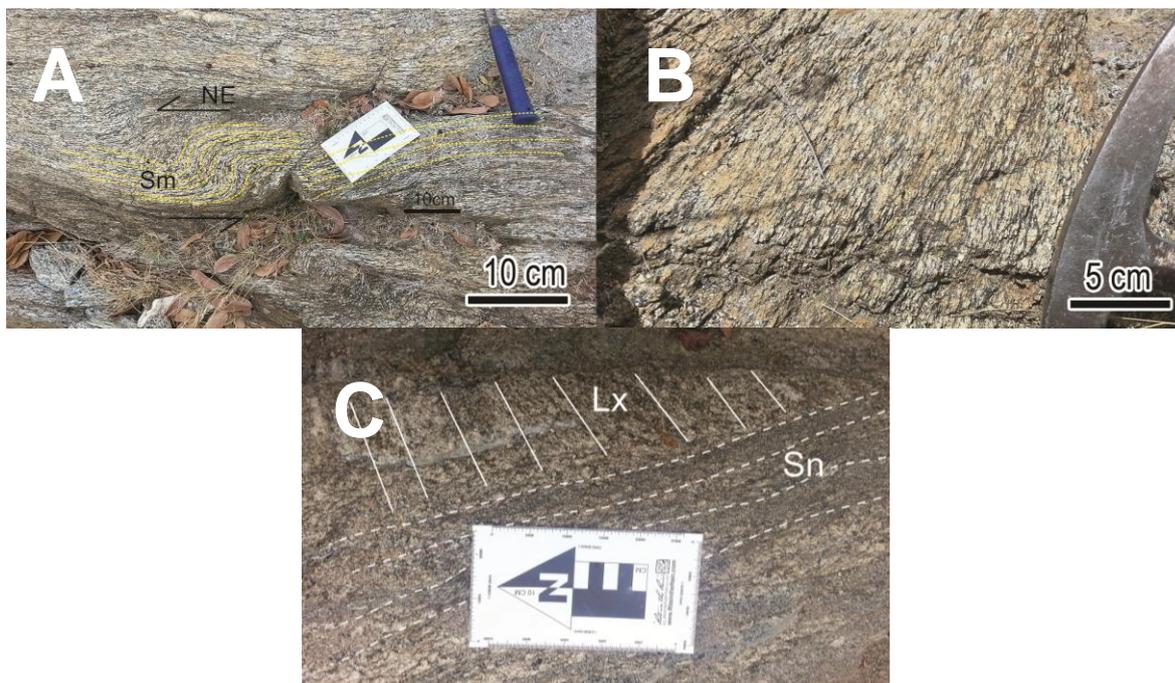


Figura 16 – Feições Tectônicas de S_m. **A:** Foliação S_m com o indicador sinistral. **B:** Visualização do ângulo de mergulho da Foliação S_m. **C:**

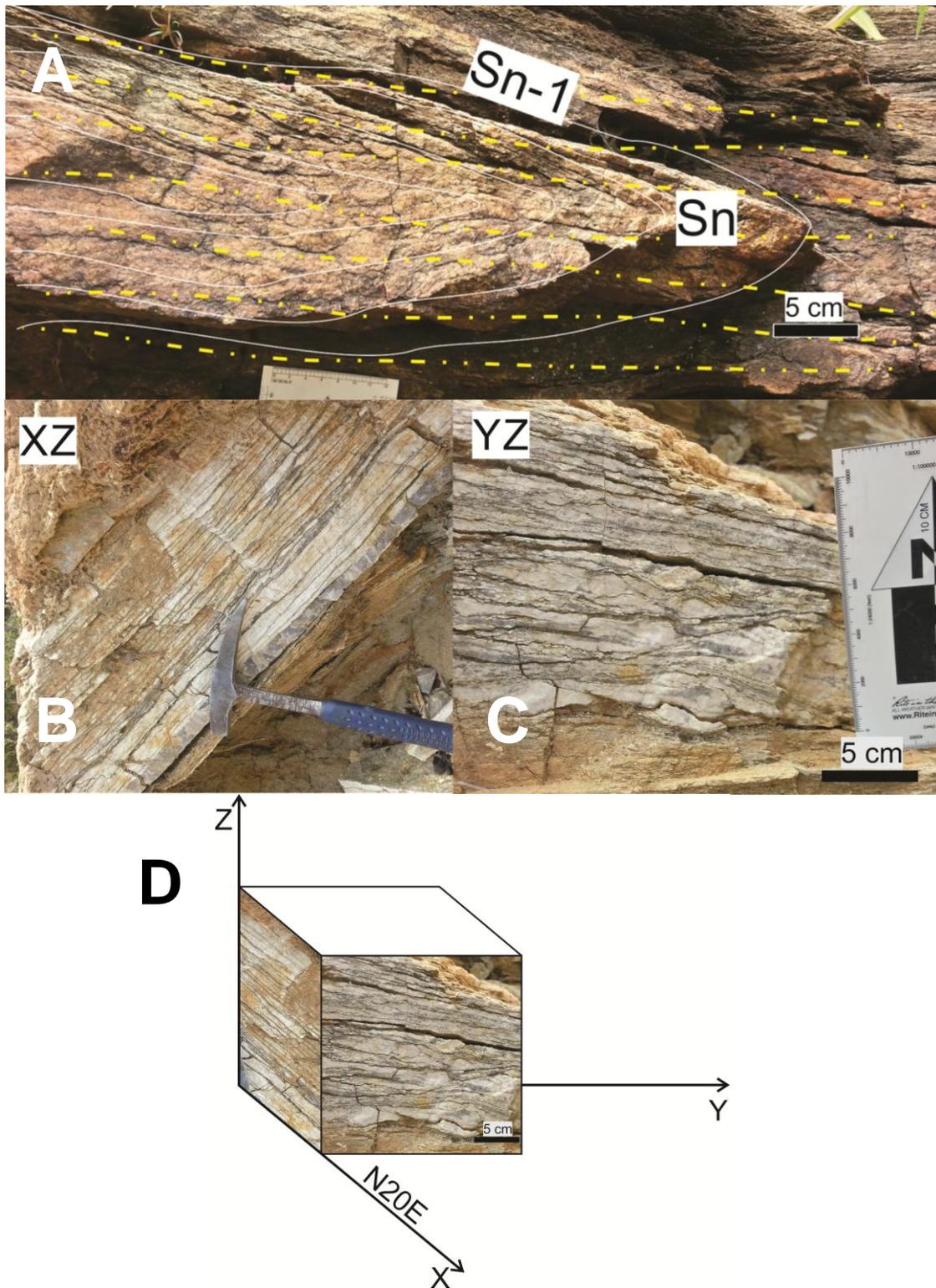


Figura 17 – Feições Tectônicas. **A:** Foliação S_n e S_{n-1} . **B:** Plano XZ da foliação transposta S_n . **C:** Plano YZ da foliação transposta S_n . **D:** Bloco diagrama da foliação transposta S_n .

3.3.2. Lineação

A lineação de estiramento L_x (Figura 16C) se faz evidente principalmente nos ortognaisses tanto máficas de Bt Hbl Gnaiss (3.1.1) e nas unidades félsicas dos gnaisses granodioríticos (3.1.3), por serem na maior parte das vezes tectonitos plano-lineares. O lineamento é marcado pela orientação de Biotita, Anfibólio e Muscovita, e também pelo estiramento dos porfiroclastos de feldspatos e formação de quartzo *ribbon*.

A lineação de estiramento é de aproximadamente NNE-NE com mergulho variando de 5 a 30°, com um grupo pequeno de medidas de direção aproximada S70E de sub-horizontais a 20° SE.

As lineações L_b de eixo de dobra apresentam uma grande dispersão, com direção N30E com mergulhos de sub-horizontal a mergulhos de 30° para NE, dados semelhantes a lineação de estiramento L_x .

Com relação a cinemática associada as lineações de estiramento, a movimentação é de topo para SW nas lineações do grupo NNE-NE e de sentido sinistral para o grupo NW-SE.

3.3.3. Discussão Estrutural

De acordo com Simões (1993) o processo de formação de L_{n-1} não é bem compreendido e a formação de L_n e L_x é relacionado diretamente com a deformação numa tectônica colisional em condições profundas.

Pessoa e Archanjo (1983) apontam que a gnaissificação estaria associada ao evento D_1 , as dobras recumbentes e isoclinais de S_{n-1} com o evento D_2 e a foliação S_n com mergulho NE ao evento D_3 . Enquanto Naletto *et al.* (2001) apresentam dois eventos, o D_n relacionado a tectônica tangencial de formação de S_n , L_b e L_x e o evento D_{n+1} da tectônica transcorrente associado as zonas de cisalhamento NW-SE, formador das foliações de alto ângulo S_m e lineações de direção SE.

Tanto Arthaud e Hartmann (1984) quanto Pessoa e Archanjo (1984) atestam dois grupos de lineação de estiramento, um S80E com transporte para oeste e outro N20E com transporte para sudoeste. As medidas encontradas por esse trabalho se aproximam das apontadas acima, contudo com um certo grau de dispersão. O que é apontado por Simões (1993) como decorrente do contraste de comportamento reológico dos materiais, dobramentos com diversos incrementos progressivos e interferência de diversos cisalhamentos.

Simões (1993) e Naleto *et al.* (2011) conferem a essas duas lineações contextos deformacionais temporalmente distintos. Entretanto o primeiro confere a lineação E-W um caráter reliquiar, anterior a estruturação do Complexo Ceará, e a lineação NE relacionado ao cavalgamento regional e formação de nappes posterior. Uma interpretação oposta à de Naleto *et al.* (2011), mostrada acima.

Levando em conta que a foliação S_n então estaria associada a colocação das nappes do Complexo Cruzeta numa tectônica de *thin skin*, a configuração desses litotipos em tectonitos plano-lineares é consequência desse transporte, e a formação da lineação de estiramento NNE-NE consequência desse transporte. Os cisalhamentos e cavalgamentos associados aos contatos das unidades mapeadas (como pode ser observado na Figura 4) são também consequência dessa movimentação.

A observação do padrão amendoado da assembleia mineralógica associados ao plano YX de deformação podem então estar associados ao estrangulamento das rampas laterais no processo de colocação. Da mesma forma podem ser explicadas as anticlinais e sinclinais de escala regional. (Figura 3). Já a formação das estruturas NW-SE podem ser posteriores por aparentarem deslocar as estruturas formadas na tectônica tangencial de nappes.

Baseando-se nesse pensamento, se divide a estruturação da região em 4 eventos deformacionais, o primeiro D_1 associado a gnaissificação observada em S_{n-1} . as dobras isoclinais e recumbentes de S_{n-1} estariam associadas ao evento D_2 , a diferenciação em dois eventos é feita aqui devido a falta de dados que demonstrem a cogenicidade dos eventos. O evento D_3 se relaciona a tectônica tangencial de formação de S_n , L_b e L_x e o evento D_4 a tectônica transcorrente associado as zonas de cisalhamento NW-SE, formador das foliações de alto ângulo S_m e lineações de direção SE.

De acordo com o proposto por Pessoa e Archanjo (1984) os eventos D1 e D2 estariam associados a tectônica transamazônica e os eventos D3 e D4 a tectônica brasileira, entretanto isso é altamente especulativo. A datação de eventos deformacionais/metamórficos necessitam do amparo de métodos geocronológicos, ferramenta esta atualmente amplamente disponível

3.4. LITOGEOQUÍMICA

Esse capítulo apresenta os dados geoquímicos das rochas máficas e ultramáficas da Unidade Tróia do Complexo Cruzeta. O comportamento geoquímico dessas rochas é avaliado em termos de seus elementos maiores, menores e traços e os resultados apresentados em diagramas bivariados, ternários, *spiderdiagrams* multi-elementares, diagramas de distribuição de Elementos Terras Raras (ETRs) e diagramas discriminantes de ambientes tectônicos.

3.4.1. Amostras

Foram analisadas 4 amostras de rochas metabásicas (RGTJ 18A, RGTJ 26E, RGTJ 30C, RGTJ 30D), 5 amostras do Hbl Gnaiss (metagabro) (RGTJ 6, RGTJ 8, RGTJ 27, RGTJ 29 e RLTJ 67). A amostra RLTJ 137 foi excluída das análises por se tratar de um Biotita Gnaiss, não se encaixando nos litotipos propostos para a análise e apresentar resultados discordantes. Os resultados litogeoquímicos são apresentados na Tabela 1 e Tabela 2.

As amostras de metabásicas foram separadas em amostras do Norte (RGTJ 18A, RGTJ 26E) e do Sul (RGTJ 30C, RGTJ 30D) da área com o intuito de se estabelecer comparações e diferenciações. Esses corpos são classificados Pessoa e Archanjo (1984) como o mesmo litotipo, entretanto ao norte se encontra encaixado nas rochas leucograníticas da Unidade Pedra Branca e ao sul é encaixado nas rochas máficas anfíbolíticas da Unidade Tróia.

Tabela 1: Análises geoquímicas representativas dos elementos maiores (%), menores e traços (ppm) das rochas máficas e ultramáficas da Unidade Tróia (Complexo Cruzeta) pelo método de XRF. HG: Hornblenda Metagabro e MB: Metabásica

Amostra	RLTJ-67	RGTJ-8	RGTJ-27	RGTJ-06	RGTJ-06 duplicata	RGTJ- 26E	RGTJ-29	RGTJ-30D	RGTJ-18A	RGTJ-30C
Rocha	HG	HG	HG	HG	HG	MB	MB	MB	MB	MB
(%)										
SiO₂	49,10	53,66	49,32	52,99	52,76	50,81	59,78	53,25	48,92	53,21
TiO₂	1,35	0,70	1,01	1,05	1,06	0,79	0,83	0,39	0,84	0,47
Al₂O₃	12,58	16,25	20,28	13,66	13,74	15,47	15,67	3,09	12,00	3,83
Fe₂O₃	13,27	8,21	8,75	12,54	12,64	9,16	6,41	9,17	11,00	9,69
MnO	0,21	0,13	0,10	0,16	0,16	0,16	0,11	0,20	0,21	0,20
MgO	8,38	6,31	3,09	5,65	5,68	6,87	3,06	15,14	10,85	14,69
CaO	10,82	7,72	13,64	9,58	9,64	12,63	5,14	16,53	12,04	15,52
Na₂O	2,21	3,88	1,87	2,60	2,62	2,05	3,83	0,86	1,71	1,01
K₂O	0,89	1,05	0,23	0,74	0,75	0,61	3,08	0,17	0,87	0,19
P₂O₅	0,30	0,14	0,59	0,11	0,11	0,55	0,30	0,04	0,29	0,09
P.F.(1000° C)	0,60	1,66	0,90	0,63	0,55	0,63	1,45	0,86	0,93	0,81
(ppm)										
Ba	148	319	141	159	156	233	1162	86	231	112
Ce	24	30	18	21	15	17	51	26	75	27
Cr	302	277	89	174	175	284	84	519	1122	432
Cu	40	56	3,0	62	61	3,2	37	3,9	<1,5	6,0
Ga	11,9	13,6	33	12,0	11,5	27,8	18,6	7,3	17,4	7,1
La	<13	13	<13	<13	<13	<13	23	<13	42	11
Nb	4,7	4,2	2,5	4,0	4,2	6,0	9,4	4,0	7,7	3,5

Tabela 1 - Continuação

Amostra	RLTJ-67	RGTJ-8	RGTJ-27	RGTJ-06	RGTJ-06 duplicata	RGTJ- 26E	RGTJ-29	RGTJ-30D	RGTJ-18A	RGTJ-30C
Rocha	HG	HG	HG	HG	HG	MB	MB	MB	MB	MB
Nd	32	12	<10	<10	23	19	24	<10	47	<10
Ni	55	120	28,0	107	105	74	20,6	115	478	119
Pb	5,9	15,6	5,7	5,7	6,2	8,8	14,1	5,7	13,8	6,4
Rb	9,2	34	3,3	13,4	13,6	23,4	80	3,2	13,4	2,7
Sc	54	37	18	42	46	28	16	54	32	54
Sr	343	555	2096	145	145	1196	641	106	208	146
Th	<2	<2	<2	<2	<2	8,2	<2	2,1	12,7	<2
V	303	136	182	295	288	303	111	142	157	162
Y	22,1	17,9	11,9	27,0	26,4	10,9	21,7	17,9	18,6	33
Zn	105	82	59	110	109	106	83	103	253	102
Zr	42	91	76	72	72	53	164	31	158	59

Tabela 2 - Análises geoquímicas representativas dos elementos maiores (%), menores e traços (ppm) das rochas máficas e ultramáficas da Unidade Tróia (Complexo Cruzeta) pelo método de ICP-MS. HG: Hornblenda Metagabro MB: Metabásica

Rocha	RGTJ-26E									
	RLTJ-67	RGTJ-8	RGTJ-27	RGTJ-6	RGTJ-26E	Duplicata	RGTJ-29	RGTJ-30D	RGTJ-18A	RGTJ-30C
	HG	HG	HG	HG	MB	MB	MB	MB	MB	MB
Li	7.48	21.5	6.32	6.43	70.9	77.4	40.7	23.9	15.4	19.6
Be	0.64	1.29	0.56	0.59	54.6	59.6	2.17	1.15	2.03	1.31
Sc	43.8	23.5	14.8	37.9	22.8	22.3	13.5	72.7	27.1	72.2
V	321	142	180	300	337	337	115	149	163	169
Cr	376	314	75.1	218	311	297	84.8	629	1371	509
Co	44.6	32.3	14.2	41.9	39.2	39.3	15.3	44.0	49.6	46.9
Ni	56.6	134	22.8	114	78.3	80.7	21.5	103	515	106
Cu	43.7	63.8	0.71	66.0	1.86	1.69	40.5	2.57	0.65	3.28
Zn	92.1	69.8	52.5	103	105	105	71.6	88.7	218	87.9
Ga	16.5	17.8	26.9	16.1	28.7	30.7	19.0	6.17	24.4	7.62
Rb	8.48	36.1	2.72	11.9	22.9	25.0	51.8	1.60	11.7	1.87
Sr	337	555	1796	141	1190	1208	568	104	192	147
Y	23.4	20.6	13.1	27.4	10.9	11.6	23.2	17.6	18.1	32.2
Zr	28.0	85.7	9.82	70.2	13.8	15.0	169	20.6	175	53.5
Nb	3.35	3.42	1.34	3.00	4.88	5.42	8.34	2.65	6.45	2.33
Mo	0.63	0.23	1.03	0.32	0.18	0.19	0.66	0.11	0.18	0.14
Cd	0.07	0.09	0.04	0.10	0.24	0.23	0.10	0.13	0.24	0.13
Sn	0.41	1.43	0.26	0.79	20.3	20.4	1.40	1.56	6.05	1.20
Sb	0.04	0.05	0.08	0.05	0.06	0.10	0.14	0.04	0.02	0.03
Cs	0.12	4.85	0.36	0.11	4.23	4.15	2.27	0.07	0.20	0.10
Ba	139	294	123	142	222	241	1174	57	211	81
La	10.3	13.9	12.7	7.74	10.3	11.0	23.1	7.81	37.3	10.5
Ce	17.1	27.8	27.1	12.1	21.7	23.8	48.4	14.0	71.6	24.2
Pr	3.07	4.09	3.74	2.12	2.99	3.30	6.30	2.49	9.42	3.90
Nd	14.3	16.7	16.6	9.67	13.3	14.2	24.8	11.5	35.0	18.3
Sm	3.89	3.78	3.76	2.87	3.02	3.13	5.22	3.08	5.94	5.28
Eu	1.39	1.24	1.70	1.00	1.02	1.13	1.53	0.85	1.69	1.30

Tabela 2 - Continuação

	RLTJ-67	RLTJ-8	RLTJ-27	RLTJ-6	RLTJ-26E	RLTJ-26Ed	RLTJ-29	RLTJ-30d	RLTJ-18A	RLTJ-30C
Rocha	HG	HG	HG	HG	MB	MB	MB	MB	MB	MB
Gd	4.28	3.82	3.55	3.66	2.70	2.93	5.01	3.28	5.07	5.84
Tb	0.72	0.60	0.47	0.67	0.39	0.41	0.71	0.54	0.63	0.99
Dy	4.35	3.64	2.56	4.46	2.13	2.32	4.18	3.22	3.38	6.13
Ho	0.90	0.75	0.49	0.99	0.41	0.44	0.82	0.64	0.64	1.22
Er	2.44	2.12	1.28	2.83	1.10	1.15	2.37	1.77	1.78	3.40
Tm	0.36	0.33	0.17	0.43	0.15	0.16	0.36	0.26	0.26	0.51
Yb	2.21	2.10	0.98	2.81	0.93	0.97	2.30	1.67	1.77	3.11
Lu	0.33	0.33	0.13	0.42	0.14	0.14	0.35	0.26	0.28	0.47
Hf	0.92	2.39	0.33	1.99	0.43	0.45	4.46	0.84	5.35	1.74
Ta	0.23	0.24	0.10	0.27	0.23	0.27	0.54	0.51	0.39	0.17
W	0.29	0.63	0.78	0.30	0.89	1.00	0.78	0.29	1.68	0.33
Pb	3.95	9.49	4.03	4.84	6.83	7.45	9.46	2.15	8.10	2.55
Bi	0.20	0.84	0.31	0.29	32.8	35.4	0.07	0.34	1.14	0.38
Th	0.31	1.66	0.16	0.52	0.37	0.39	2.04	1.69	9.75	0.94
U	0.12	1.16	0.07	0.24	0.21	0.23	0.70	0.98	1.75	0.48

3.4.2. Diagramas de variação binários

Foram escolhidos os diagramas de variação binários de Fenner por apresentarem os elementos maiores (ordenadas), a citar SiO_2 , CaO , TiO_2 , Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , P_2O_5 e FeO_T , com relação ao teor de magnésio (abcissas) (Figura 12A a H). Individualizando-os portanto de acordo com o seu grau de diferenciação, com as rochas mais diferenciadas apresentando menores teores de magnésio, devido aos processos de quebra das fases magnesianas devido a fusão parcial ou a sua assimilação durante a cristalização fracionada (Rollinson, 1993). No geral são observados alguns *trends* de composição que serão assinalados a seguir.

Nesses diagramas a maioria das amostras apresenta composição básica com teores de SiO_2 entre 48.92% e 59.78%, com média em 52.34%, e os teores de MgO variando de 3.06% a 15.14%, com média 8.23% (Figura 12A). Observa-se que o teor de magnésio aumenta dos metagabros para as metabásicas, com as do corpo norte numa posição intermediária e as do corpo sul com o maior conteúdo de magnésio, possivelmente devido a presença de antofilita e actinolita e menor proporção modal de Qtz e Albita. Com relação ao conteúdo de sílica a distribuição é aleatória, sendo possível apontar somente o maior conteúdo de sílica dos corpos de metabásica do sul em relação aos do norte.

O CaO (Figura 12B), que varia entre 5.14% a 16.53%, apresenta uma distribuição marcada entre os litotipos, diminuindo de acordo com o nível de diferenciação, com as metabásicas do sul com os maiores teores e os metagabros com os menores teores, provavelmente pela presença da Actinolita nesse último litotipo.

Os diagramas de variação para TiO_2 (0.39% a 1.35%), Na_2O (0.86% a 3.88%), K_2O (0.17% a 2.08%) e Al_2O_3 (3.09% a 20.28%) (Figuras 12C, D, E e F) apresentam distribuição marcada pelos litotipos, aumentando de acordo com o grau de diferenciação. Dentro dos metabasaltos as maiores quantidades se encontram nas amostras do norte com relação as do sul para todos os diagramas citados.

Nos Hbl Gnaisses e Anfibolitos (metagabros) a abundância de Ti é explicada pela presença de Titanita. A maior proporção de K e Na é devido respectivamente, a presença de Microclínio e Albita/Epídoto e a proporção de Al representada presença de Biotita e

subordinadamente de Epidoto e Clinozoisita, em detrimento da ausência dessas fases minerais nos metabasaltos.

O conteúdo de P_2O_5 (Figura 12G) é baixo, variando entre 0.04% a 0.59%, com a maioria dos valores abaixo de 0.20%, as duas amostras acima desse patamar apresentam quantias pequenas de apatita em lâmina.

Os teores de FeO_T (Figura 12H) variam de 5.85% a 11.98%, são distribuídos sem nenhuma correlação aparente entre os litotipos, sendo de certa forma mais abundante nos metagabros. Isto pode ser explicada pela presença de hornblenda e biotita no caso dos metagabros e da antofilita e actinolita nos metabasaltos.

Os mesmos diagramas de variação foram construídos para os elementos traço, a citar Cr, Ni; Co, Zr, Y, Nb, Sr e Ba (Figura 13A a H), mantendo o magnésio na abcissa. Os *trends* apresentados por esses diagramas são menos expressivos do que nos de elementos maiores, mas ainda traçáveis.

A distribuição de Cr (75.13 a 1371.20 ppm), Ni (21.51 a 514.55 ppm) e Co (14.18 a 29.62 ppm) (Figura 13A-C), que são os traços compatíveis com a mineralogia observada, seguem no geral um *trend* de diminuição da concentração com o aumento do grau de diferenciação. A abundância pode ser explicada principalmente pela presença dos anfibólios (hornblenda, actinolita-tremolita e antofilita), que se tornam modalmente menos expressivos com o aumento do grau de diferenciação. A rocha com anomalia de cromo é a do ponto RGTJ18, associada a rocha calciosilicática, cujas assembleias minerais são desconhecidas.

Os elementos HFS (*High Field Strength*), aqui representados pelo Zr e Y (Figura 13D e E), seguem o padrão esperado para elementos incompatíveis, aumentando em conteúdo de acordo com o aumento do grau de diferenciação das rochas, sendo mais expressivos nos metagabros e menos expressivos nos metabasaltos.

Da mesma forma os LILE (*Large Ion Lithophile Elements*), aqui representados pelo Sr e Ba (Figura 13G e H), seguem o padrão esperado de elementos incompatíveis, aumentando em conteúdo de acordo com o aumento do grau de diferenciação das rochas.

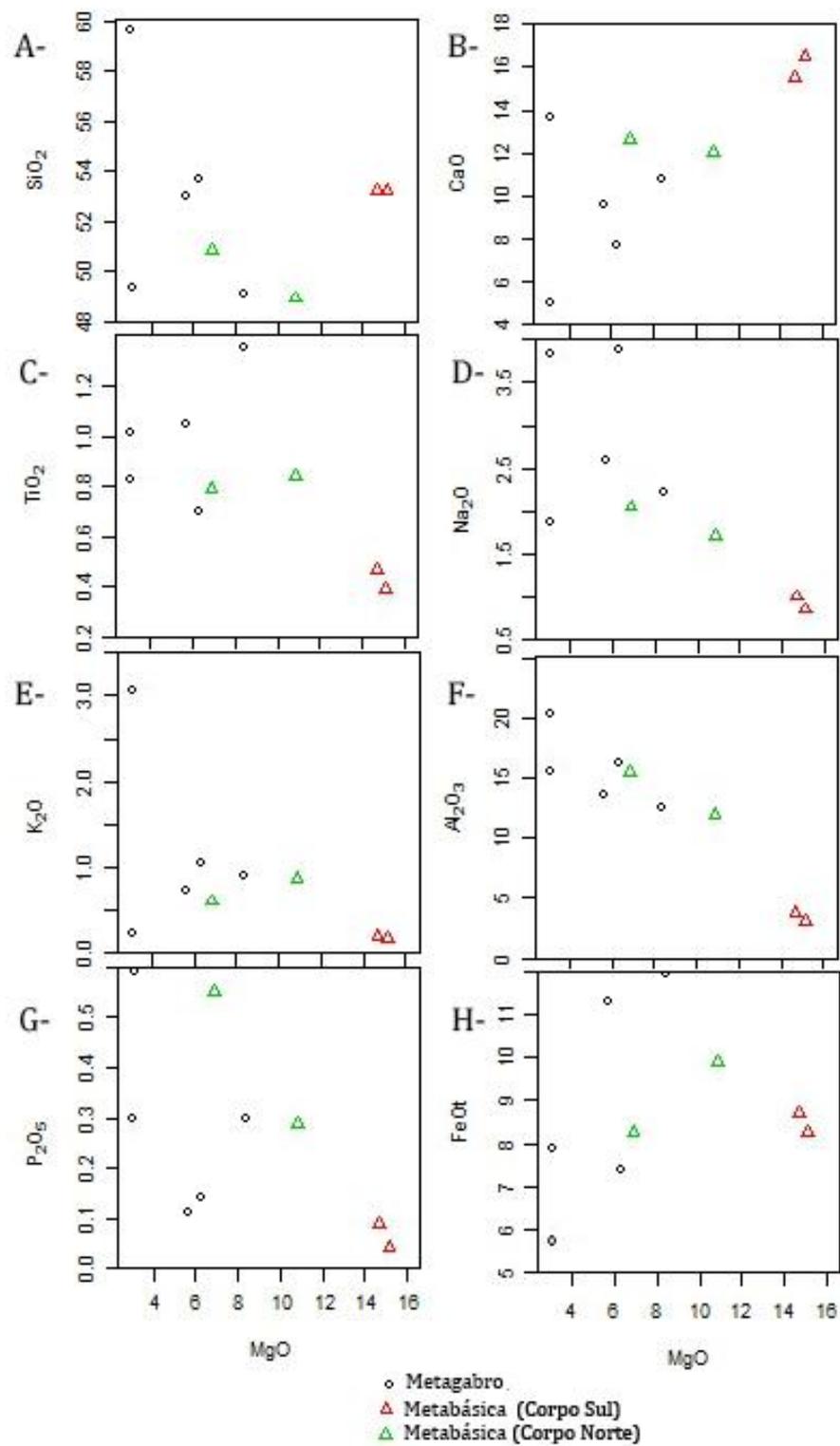


Figura 18 – Diagramas de variação do tipo Fenner (MgO x Elementos Maiores) para as rochas máficas e ultramáficas da Unidade Tróia (Todos os Valores em %). A) MgO x SiO₂; B) MgO x CaO; C) MgO x TiO₂; D) MgO x Na₂O; E) MgO x K₂O; F) MgO x Al₂O₃; G) MgO x P₂O₅; H) MgO x FeOT.

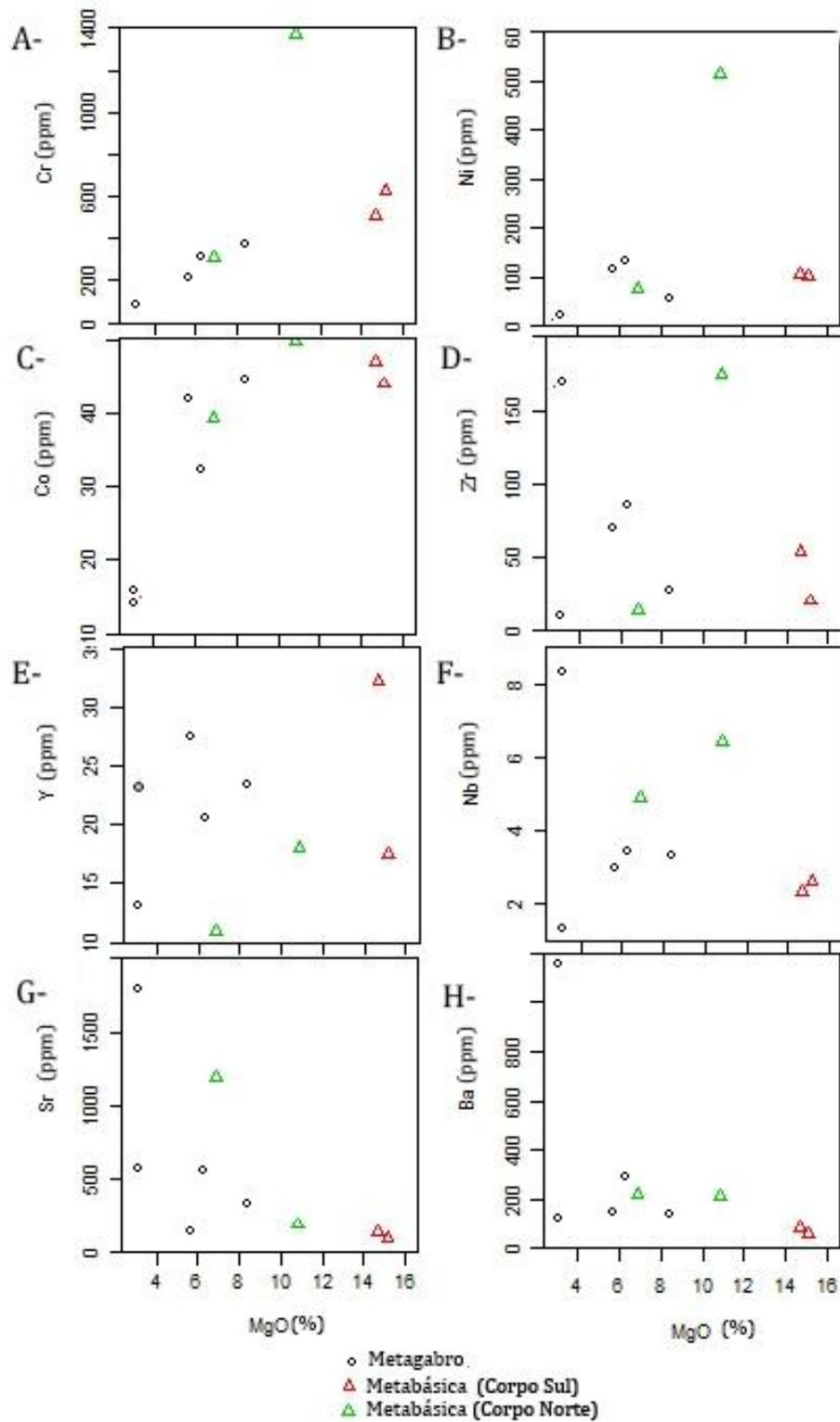


Figura 19 - Diagramas de variação do tipo Fenner (MgO x Elementos Menores) para as rochas máficas e ultramáficas da Unidade Tróia. A) MgO x Cr; B) MgO x Ni; C) MgO x Co; D) MgO x Zr; E) MgO x Y; F) MgO x Nb; G) MgO x Sr; H) MgO x Ba.

3.4.3. Diagramas de classificação de rocha e de séries magmáticas

Foram escolhidos 4 tipos de diagramas de classificação de rocha e de séries magmáticas, os quais utilizam entre elementos maiores, menores e traços, com o intuito de se criar uma comparação entre os modelos de classificação.

As amostras foram plotadas no diagrama TAS (Total-Alcali vs. Sílica)(Figura 14A) de Le Bas *et al.* (1986), diagrama baseado no teor ponderal total de óxidos de Na e K (álcalis totais) contra o teor ponderal de sílica (SiO_2) (Le Maitre, 2002). Os metagabros apresentaram variação de basalto, basalto andesítico a traquiandesito (1 amostra), enquanto os metabasaltos do norte foram classificados como basaltos e os do sul como basaltos andesíticos. Os metabasaltos apresentam teores mais baixos de álcalis totais em comparação aos metagabros, já entre os corpos metabásicos os menores teores estão entre os corpos do sul.

No diagrama catiônico ternário de Jensen (1976)(Figura 14B), no qual se utiliza os valores de $\text{Fe}^{\text{T}} + \text{Ti} \times \text{Al} \times \text{Mg}$, as amostras de metagabro seguiram um *trend* de variação indo de basaltos toleíticos de alto magnésio até basaltos e andesitos. Já as metabásicas do norte foram classificadas como basaltos toleíticos de alto magnésio e as do sul como komatiitos.

O diagrama de Winchester e Floyd (1977) (Figura 14C) utiliza a razão Nb/Y contra Zr/TiO_2 afim de classificar geoquímicamente as rochas e as séries magmáticas. São utilizados em geoquímica de rochas antigas por se tratar de uma classificação baseada em elementos HSF (*High Field Strength*) que portanto teriam pouca mobilidade durante a trajetória geológica das amostras. Nesse diagrama as amostras plotam de basaltos subalcalinos, basaltos a andesitos.

No diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) (Figura 14D), o caráter toleítico da maioria das amostras fica evidente, com a maioria delas plotando acima da linha da série toleítica. Fica evidente também a maior proporção de Fe nos metagabros com relação aos metabasaltos.

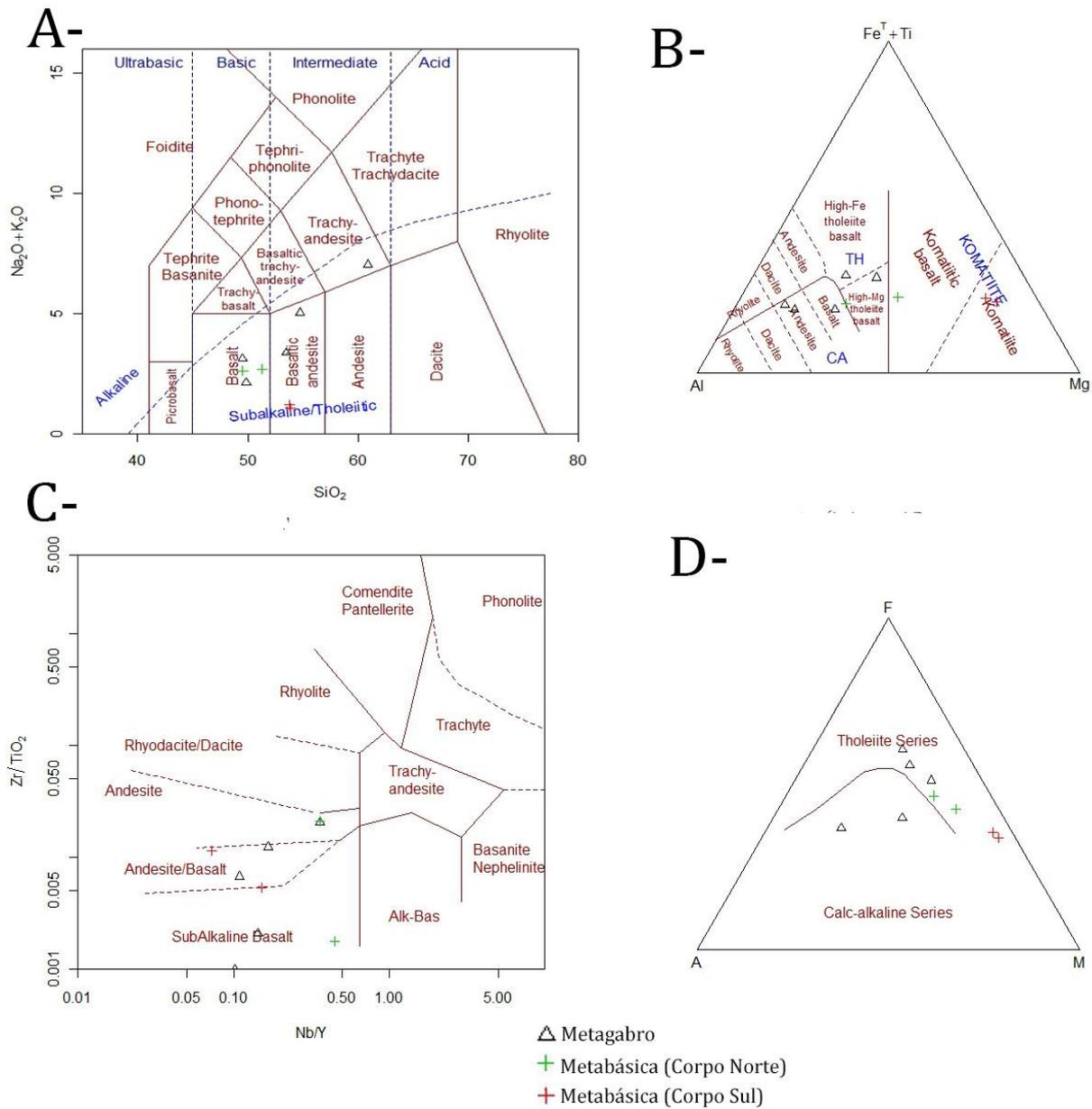


Figura 20 – Diagramas de classificação de rocha e discriminação de séries magmáticas para as rochas metamáficas na Unidade Tróia, Complexo Cruzeta. A) SiO_2 x $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (TAS) de Le Bas *et al.* (1986); B) Diagrama ternário $\text{Fe}^{\text{T}} + \text{Ti}$ x Al x Mg de Jensen (1976); C) Nb/Y x Zr/TiO₂ de Winchester e Floyd (1977); D) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ x Fe_2O_3 x MgO (AFM) de Irvine e Baragar (1971).

3.4.4. Padrão de Elementos Terras Raras e diagramas multi-elementares

A distribuição dos Elementos Terras Raras (ETR) e dos diagramas multi-elementares normalizados ao manto primitivo e comparados aos padrões da crosta máfica

inferior, E-MORB e N-MORB, das rochas metamáficas da *Unidade Tróia* são apresentados na Figura 15A a F.

Nos diagramas de ETR tanto as amostras de metagabros quanto de metabásicas apresentam um padrão bastante semelhante, marcado pelo enriquecimento dos LREE (*Light Rare Earth Elements*) em comparação ao empobrecimento em HREE (*Heavy Rare Earth Elements*) (Figura 15A e B).

Como pode ser observado no *spidergram* supracitado, os ETRs leves (grupo do Ce) apresentam um enriquecimento da ordem de 10 a 20 vezes o manto primitivo para os metabasaltos (Figura 15A) e de 15 a 60 vezes para os metagabros (Figura 15B). Já os ETRs pesados (grupo do Y) apresentam um padrão relativamente plano a empobrecido, se assemelhando a crosta inferior. É observada uma leve anomalia positiva de Eu para o metagabro.

Os diagramas multi-elementares normalizados ao manto primitivo e comparados aos padrões da crosta máfica inferior, E-MORB e N-MORB, mostram um padrão de enriquecimento das amostras analisadas com relação aos padrões comparados.

Nesse diagrama, em linhas gerais, os elementos HSF ficam a esquerda e os LILE a direita. Nesse sentido, observa-se, para ambas litologias, um leve enriquecimento maior nos elementos HSF em comparação aos LILE, os quais são mais susceptíveis a processos relacionados a fluídos metamórficos e hidrotermalismo.

Para os metagabros são observadas anomalias positivas de Ba, La, Pb e Sr, anomalias positivas e negativas de Cs e anomalia levemente negativa de Th e fortemente negativa de Zr. Já para os metabasaltos as anomalias são levemente positivas de Ba e Sr e fortemente negativas de P, Zr e Ti.

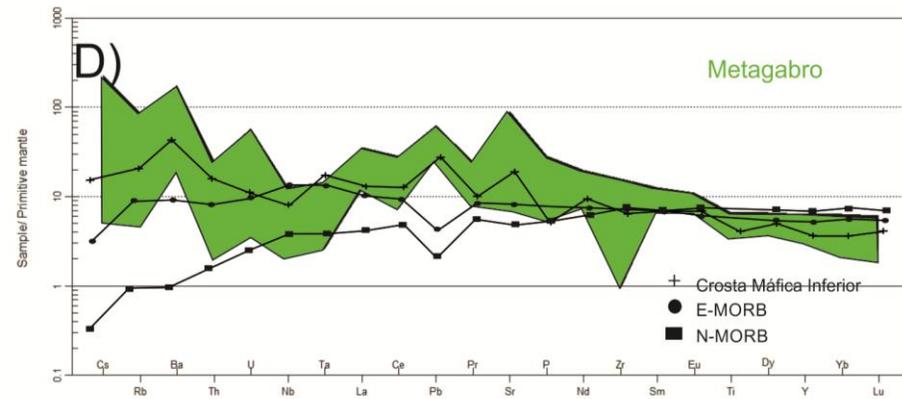
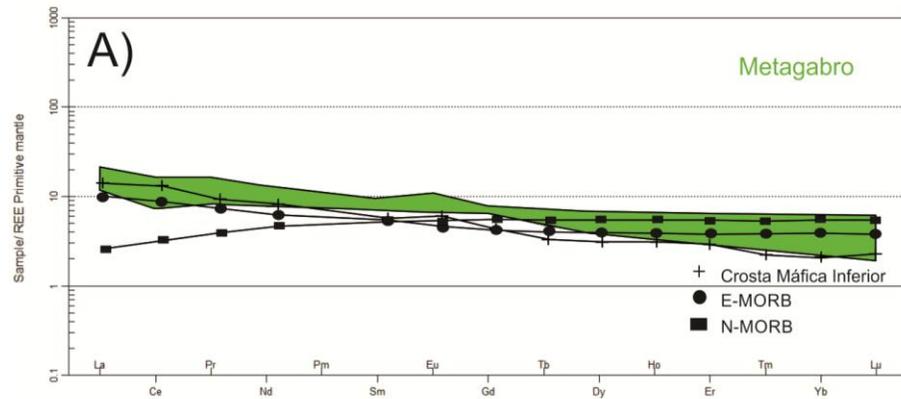
Nas figuras 15 C e F observam-se *spidergrams* de ETRs e multi-elementar das rochas metabásicas. A análise do diagrama de ETRs mostra que as metabásicas do norte apresentam um maior fracionamento dos LREE e HREE, com aumento da ordem de 15 a 60 vezes o manto primitivo para os LREE e 2 a 3 vezes para os HREE, se assemelhando ao padrão da crosta máfica interior (Rudnick e Gao, 2003). Enquanto as metabásicas do sul apresentam somente um aumento da ordem de 10 a 11 vezes para os LREE e 7 a 9 vezes

para os HREE, se assemelhando ao padrão E-MORB (Sun e McDonough, 1989), e uma anomalia levemente negativa de Eu.

Já o diagrama multi-elementos mostra que as metabásicas do norte apresentam um enriquecimento maior dos HSF em comparação aos LILE, em comparação com as metabásicas do sul. Ambas têm anomalia de fraca a fortemente negativa de Zr e Ti, e anomalia levemente negativa de Ce, assim como anomalias positivas de Pb e U.

O grau de fracionamento de ETR pode ser expresso pela concentração de ETR leves (La ou Ce) em razão da concentração de ETR pesado (Yb ou Y), ambos normalizados aos condritos. A razão $(La/Yb)_N$ é plotado contra Ce_N num gráfico bivariado e mede o grau de fracionamento dos ETR com a mudança do conteúdo de ETR (Rollinson, 1993) (Figura 16A).

As razões $(La/Yb)_N$ variam de 1.67 a 12.79, ou seja, de levemente baixa a muito alta, no geral com valores mais altos associados aos metagabros e mais baixos associados às metabásicas, e dentro dessas com os valores do corpo norte superiores ao do corpo sul, com um *outlier* (amostra RGTJ18).



5)

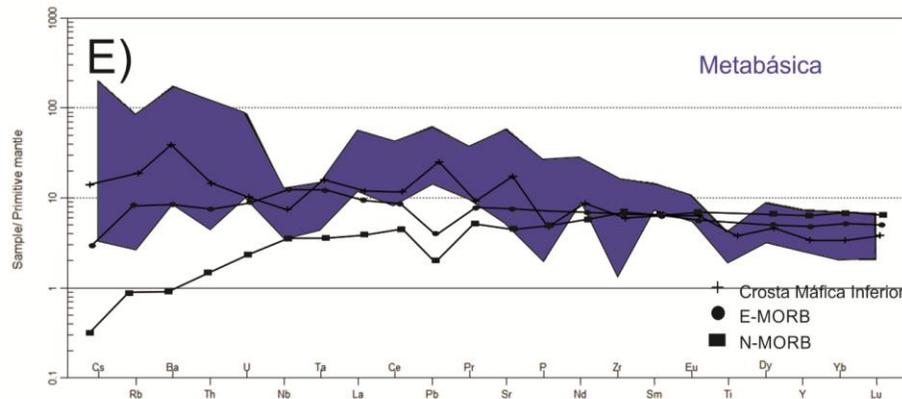
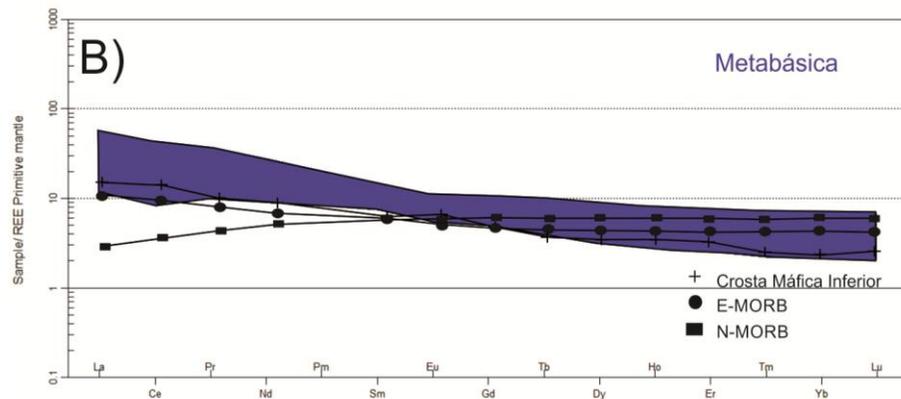
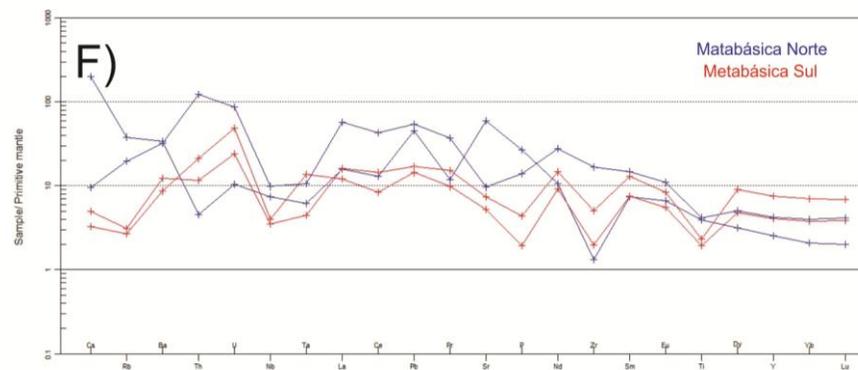
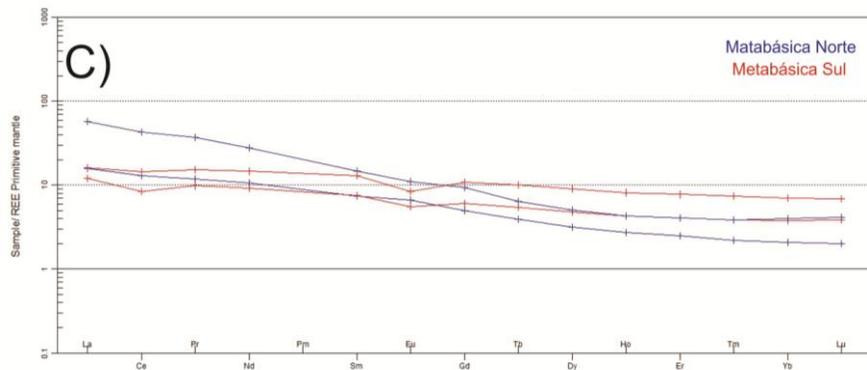


Figura 21 – *Spidergrams* multi-elementares (lado direito) e padrões de elementos Terras Raras (lado esquerdo) das rochas metabásicas e do hbl metagabro da Unidade Tróia (Complexo Cruzeta) comparados ao E-MORB, N-MORB e Crosta Inferior, e normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995). Diagramas C e D comparam as metabásicas do Norte da área (Verde) e Sul da área (Azul). E-MORB e N-MORB: Sun e McDonough (1989); Crosta Inferior: Rudnick e Gao (2003)

Cont. Figura 21:



São construídos também as razões de fracionamento de ETR leves $[(La/Sm)_N vs Sm_N]$ (Rollinson, 1993) (Figura 16C). A razão $(La/Sm)_N$ varia de 1.09 a 3.44, de forma geral levemente baixa, com os valores mais altos associados aos corpos metabásicos do norte e os mais baixos aos corpos metabásicos do sul, com os metagabros se distribuindo entre os valores de 1.45 a 2.43.

O fracionamento de ETR pesados pode ser medido através do diagrama bivariado de razões $[(Gd/Yb)_N vs Sm_N]$ (Rollinson, 1993) (Figura 16D). A razão $(Gd/Yb)_N$ varia de 1.05 a 2.92, de forma geral levemente baixa a baixa, com os valores mais altos associados as metabásicas do norte em comparação as do sul.

A anomalia de Eu é medida pelo diagrama bivariado $[(La/Sm)_N vs Eu/Eu^*]$ (Figura 16B) (Rollinson, 1993). Esse diagrama mostra as baixas razões de Eu/Eu^* para os corpos de metabásicas do norte com relação as do sul.

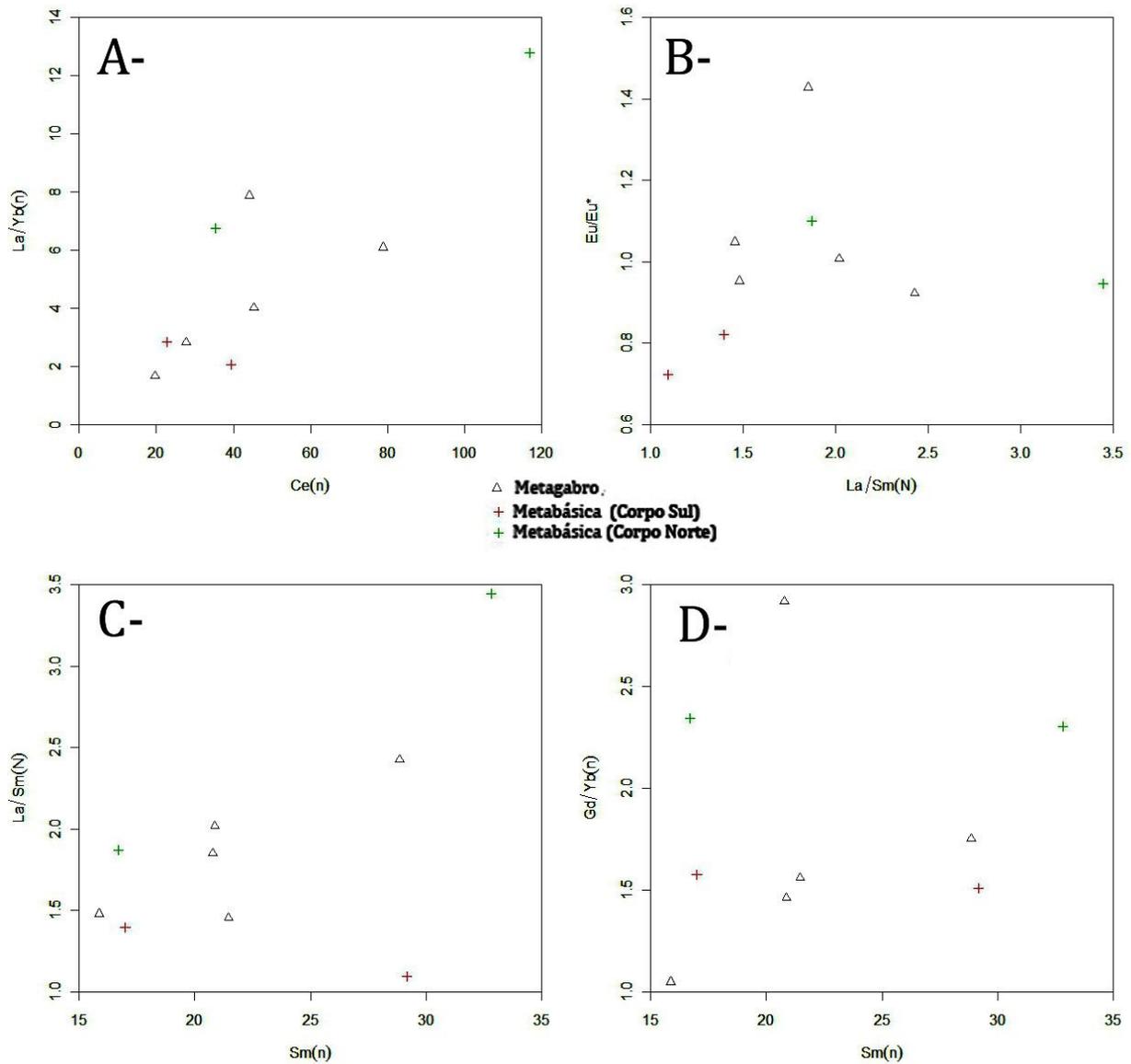


Figura 16 – Diagramas de Particionamento de Elementos Terras Raras. A) $(La/Yb)_N \times Ce_N$, grau de fracionamento dos ETR com o conteúdo. B) $(La/Sm)_N \times Eu/Eu^*$ mede anomalia de Eu. C) $(La/Sm)_N$ vs Sm_N , grau de fracionamento dos LREE (*Light Rare Earth Elements*). D) $(Gd/Yb)_N$ vs Sm_N , grau de fracionamento dos HREE (*Heavy Rare Earth Elements*).

3.4.5. Diagramas de discriminação tectonomagmática

Os diagramas de discriminação tectonomagmática apresentam uma série de problemas de interpretação e confiabilidade, que serão nesse trabalho discutidos

posteriormente. São apresentados aqui as classificações seguindo os modelos mais utilizados na bibliografia internacional.

Primeiramente foi escolhido o diagrama Ti-V de Shervais (1982) (Figura 17A) por evitar os problemas geoestatísticos conhecidos do diagrama Ti-Zr-Y de Pearce e Cann (1993), isso porquê utiliza somente duas variáveis e não as reajusta a uma soma constante (Vermeesh, 2006). A maior parte das amostras plotam no campo dos basaltos de fundo oceânico (OFB – *Ocean Floor Basalts*), no intervalo de razão Ti/V entre 20 e 50, enquanto 3 das amostras de metabásicas plotam no campo dos arcos de ilha (ARC), razão Ti/V entre 10 e 20, mas com certa proximidade do campo OFB.

Já no diagrama Zr x Ti de Pearce (1982) (Figura 17B) a maioria das amostras plotam em arco de ilha (*Island Arc Lavas*) e somente uma plota no campo MORB na sua porção superposta a arco de ilha.

O diagrama $TiO_2 \times 10MnO \times 10P_2O_5$ (Mullen, 1983)(Figura 17C), as amostras de metabasaltos plotam no campo dos basaltos cálcio-alcálicos (CAB – *Calk-Alkaline Basalt*) enquanto as amostras de metagabro plotam no campo dos toleítos de arco de ilha (IAT – *Island Arc Tholeiite*). Já no diagrama Zr x Zr/Y (Pearce e Nory, 1979) (Figura 17D) não se observa nenhum tipo de aglutinação das amostras, se distribuindo irregularmente entre várias ambiências tectônicas.

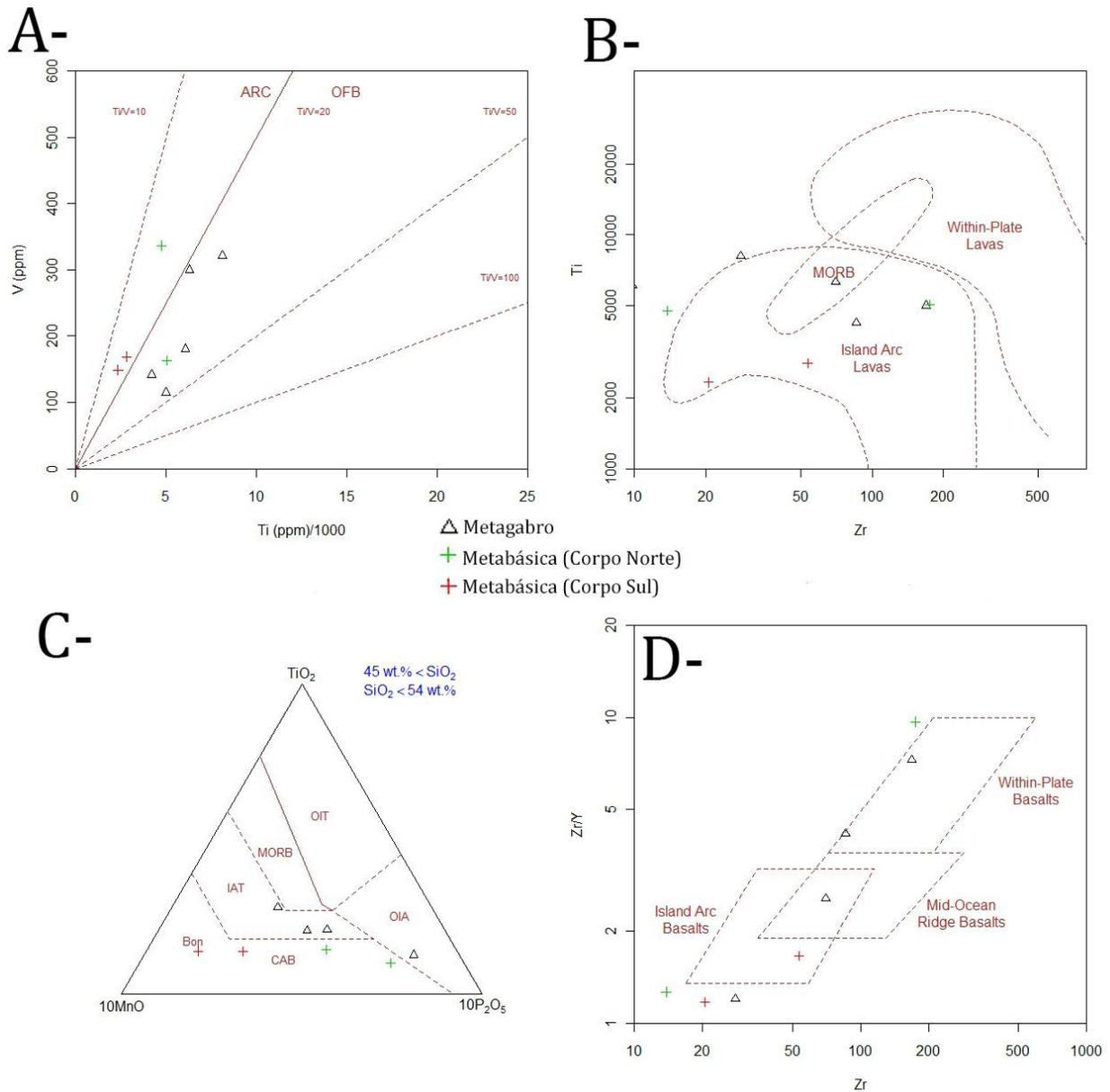


Figura 17 – Diagramas de discriminação tectonomagmática: A) Ti x V (Shervais, 1982); B) Zr x Ti (Pearce, 1982); C) TiO₂ x 10MnO x 10P₂O₅ (Mullen, 1983); e D) Zr x Zr/Y (Pearce e Nory, 1979).

Nos sistemas triangulares Th-Hf-Ta-Zr-Nb de Wood (1980) (Figura 18A a C) mostram certa dispersão das amostras em várias ambiências tectônicas, com uma certa aglutinação no campo dos basaltos cálcio-alcalino CAB – *Calc-Alkaline Basalt*, principalmente para as metabásicas. Entretanto também plotam nos campos de toleítos intra-placa (WPT – *Within-Plate Tholeiites*) e alcalinas intra-placa (WPA – *Within-Plate Alkali*). Por fim o diagrama de Pearce *et al.* (1977), que leva em consideração os elementos MgO x FeO^T x Al₂O₃, as metabásicas, com maior conteúdo de Mg plotam em assoalho e

cadeia oceânica (*Ocean Ridge and Floor*), enquanto os metagabros plotam em ambiências tectônicas com influência mais continental, provavelmente devido ao menor teor de Mg e maior teor de Al nessas rochas.

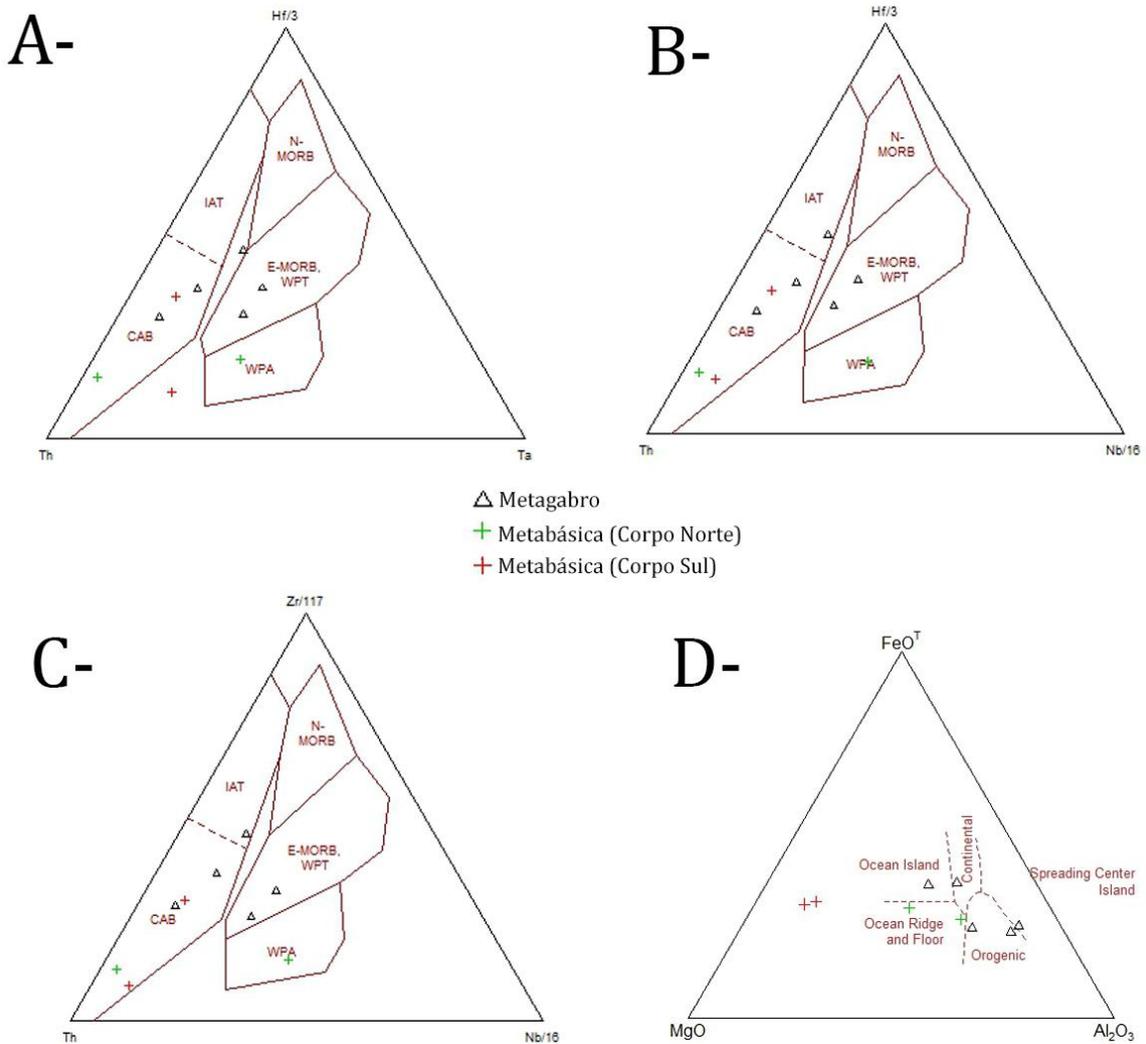


Figura 18 – Diagramas de discriminação tectonomagmática para as rochas metamórficas da Unidade Tróia. A-C) Sistema triangular Th-Hf-Ta-Zr-Nb de Wood (1980) e D) Diagrama MgO x FeO^T x Al₂O₃ de Pearce et al. (1977).

3.4.6. DISCUSSÃO DA GEOQUÍMICA

As rochas da Unidade Tróia, dispõem-se de duas formas: i) os metagabros bordejam as rochas graníticas e granodiorítica da Unidade Pedra Branca ou ocorrem intercalados com essa unidade na forma de lentes máficas; ii) os metabasaltos que pelo modo de ocorrência e descrições de campo e petrológicas sugerem a colocação em forma de sill.

O estudo geoquímico permitiu aferições quanto a cogeneticidade, grau de evolução e tipos de ambientes tectônicos de formação para as rochas metagabroicas e metabásicas da Unidade Tróia.

Os diagramas binários do tipo Fenner de elementos maiores mostraram que as rochas metagabroicas são mais evoluídas e as metabásicas como mais primitivas. Dentro das rochas metabásicas analisadas ainda foi possível caracterizar que os corpos do norte da área são mais evoluídos em comparação aos corpos do sul.

Os diagramas binários de elementos traço mostram abundâncias esperadas dos elementos compatíveis com a mineralogia metamórfica. Já a análise dos elementos HSF e LILE mostra o esperado para elementos incompatíveis, tornando-se mais abundantes com o aumento do grau de diferenciação.

Mesmo que ambos LILE e HSF se comportem como elementos incompatíveis durante a fusão do manto, sua resposta a processos pós magmáticos é diferente. Enquanto os HSF são imóveis, os LILE são móveis em fluídos e alteração hidrotermal (Rollinson, 1993), portanto seu comportamento nos diagramas binários pode ser indicativo da ausência de processos de alteração fluída.

O grupo dos metagabros apresentam os maiores valores de SiO_2 , Na_2O , TiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , P_2O_5 e FeO e os menores valores de CaO e MgO , assim como, no geral, os maiores valores de fracionamento dos REE, LREE e HREE, indicando o maior grau de diferenciação dessa unidade e também seu caráter mais empobrecido.

Os diagramas de classificação e séries magmáticas apontam, em linhas gerais, para uma composição básica com plotagem nos campos de basalto a basalto andesítico (TAS), com afinidade toleítica (AFM), com uma amostra plotando no campo dos basaltos toleíticos ricos em Mg (Diagrama de Jensen, 1976).

O *spidergram* dos ETRs, normalizados ao manto primitivo mostram enriquecimento em LREE com relação aos HREE e aos padrões da crosta máfica inferior.

Rollinson (1993) aponta que o fracionamento de ETR leves com relação aos pesados pode ser causado pela presença de olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio, uma vez que os coeficientes de partição aumentam de magnitude de La a Lu nesses minerais. Em líquidos basálticos e andesíticos, entretanto, os ETR são todos incompatíveis em cada um desses minerais e são pouco fracionados. O que se sugere portanto, tratar-se de uma fonte magmática do tipo enriquecida.

A parte inferior da distribuição de HREE, normalizados ao manto primitivo, segue um *trend* similar ao padrão da crosta máfica inferior (Rudnick e Gao, 2003) indicando uma possível contaminação crustal, que portanto não atinge todas as amostras, uma vez que a parte superior apresenta um *trend* parecido com a do E-MORB (McDonough e Sun, 1995).

Os metagabros apresentam uma leve anomalia positiva de Eu. As anomalias de Eu são controladas principalmente por feldspatos, particularmente em magmas félsicos ele é compatível com plagioclásio e feldspatos alcalinos. A cristalização de feldspato na cristalização fracionada ou a retenção do feldspato na rocha que está tendo fusão parcial dá origem a essas anomalias (Rollinson, 1993). Assim, a anomalia encontrada se explica pela participação modal de Albita e Microclínio nessas litologias. O diagrama multi-elementar mostra certa afinidade com a crosta máfica inferior, principalmente nas anomalias positivas de Ba, Pb e Sr.

Já os metabasaltos apresentam os maiores valores de CaO e MgO e os menores valores de SiO₂, Na₂O, TiO₂, K₂O, Al₂O₃, P₂O₅ e FeOT, assim como, no geral, os menores valores de fracionamento dos REE, LREE e HREE, indicando menor grau de diferenciação dessa unidade e também seu caráter mais enriquecido. Entre as amostras do sul e do norte, as segundas apresentam caráter mais intermediário entre os metagabros e os metabasaltos do norte, que portanto são mais primitivos.

Os diagramas de classificação e séries magmáticas apontam, em linhas gerais, para uma composição básica com plotagem nos campos de basalto a basalto andesítico (TAS), com afinidade toleítica (AFM), com uma amostra plotando no campo dos basaltos toleíticos ricos em Mg (Diagrama de Jensen, 1976), uma amostra no campo dos basaltos Komatiíticos (corpo norte) e duas amostras no campo dos Komatiítos (corpo sul).

O *spidergram* dos ETRs, normalizados ao manto primitivo mostram enriquecimento em LREE com relação aos HREE e aos padrões da crosta máfica inferior.

O que também sugere que se trata de uma fonte magmática do tipo enriquecida. Padrão esse que é mais acentuado nas metabásicas do norte do que nas metabásicas do sul. O diagrama no geral apresenta um *trend* muito parecido com o do padrão E-MORB (McDonough e Sun, 1995), principalmente nos elementos do tipo HREE.

Os metabasaltos do sul apresentam uma leve anomalia negativa de Eu, sugerindo a retenção de plagioclásio na fonte. O diagrama multi-elementar mostra uma certa afinidade com a crosta máfica inferior, principalmente nas anomalias positivas de Ba, Pb e Sr, e negativa de Ti. Entretanto os elementos HFS tem uma ampla distribuição, com afinidades ao E-MORB e N-MORB.

Na tentativa de se determinar alguma afinidade de ambiência tectônica foram utilizados alguns diagramas de discriminação, contudo esses diagramas devem ser usados com muito cuidado, como pontuado por Rollinson (1993). Estes raramente produzem afirmações inequívocas de uma ambiência tectônica, podendo ser utilizados para sugerir afinidades, uma vez que foram empiricamente derivados. Outro fator determinante é que esses diagramas foram construídos para serem utilizados com muitas amostras. Portanto a análise deve considerar o número de amostras utilizadas e a definição dos limites, grau de sobreposição, o efeito da mobilidade dos elementos e o alcance dos ambientes tectônicos.

Consciente da dificuldade de determinação dos ambientes de geração dos magmas das metamáficas da Unidade Tróia, com 9 amostras geoquímicas, algumas aferições podem ser traçadas. Pode-se perceber, com base na consistência e homogeneidade dos dados em alguns dos diagramas, que se trata de um magma do assoalho oceânico (como apontado nos diagramas $MgO \times FeO \times Al_2O_3$ e Ti/V) com forte componente crustal, como basaltos de afinidade cálcio-alcálica (como apontam os diagramas $Th-Hf-Ta-Zr-Nb$, $MgO \times FeO \times Al_2O_3$ e $TiO_2 \times 10MnO \times 10P_2O_5$). A assinatura dos basaltos apresenta uma grande dispersão dos dados, apontando tanto para formação em cadeias meso-oceânicas e assoalho oceânico ($MgO \times FeO \times Al_2O_3$ e Ti/V) até basaltos de arco de ilha oceânico ($Ti \times Zr$) e intra-placa continental ($Th-Hf-Ta-Zr-Nb$).

Com relação a litotectônica, as rochas metabásicas apresentam certa dispersão, mas de forma geral tem resultados parecidos, entretanto não é possível traçar paralelos com relação a correlação entre a gênese das rochas do norte e do sul.

As rochas aqui analisadas tem associação a depósitos de cromita (Pessoa e Archanjo, 1983) que de acordo com Simões (1993) tem possível origem estratiforme, de acordo com a geoquímica de elementos menores e traços. Sabe-se que depósitos de cromita estratiforme, como por exemplo o Complexo de Bushveld, são tipicamente formados em províncias anorogênicas continentais, mas podendo também estar associados ao processo de rifteamento continental, como apontado por Schulte *et al.* (2010).

Essa interpretação fomenta um forte indicativo do componente continental na formação das rochas máficas da Unidade Tróia. Entretanto, acredita-se que o número de evidências que associam a geoquímica dessas rochas a formação em ambiente oceânico é suficientemente forte para tornar dubitável a associação acima proposta. Sendo necessário portanto estudos mais aprofundados com relação a gênese das rochas.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os litotipos do Complexo Cruzeta correspondem a uma associação litológica de idade arqueana afetadas por processos orogênicos tanto do paleoproterozóico quanto neoproterozóico, cuja sobreposição dessa deformação, resultou num conjunto de complexo entendimento geológico.

Os levantamentos de campo, os estudos petrográficos e geoquímicos permitiram caracterizar algumas estruturas, definir características metamórficas, compreender melhor a composição e o ambiente de formação das rochas máficas, ultramáficas e gnaisses do tipo TTG do Complexo. Tornando possível a individualização de 6 litotipos diferentes: Biotita Hornblenda Gnaiss, Rochas Máficas e Ultramáficas, Gnaisses Granodioríticos a Tonalíticos, Leucogranito e Rochas Graníticas Deformadas, Sequência Metavulcanosedimentar e Biotita Gnaisses.

As rochas são estruturadas em 4 grandes eventos deformacionais. Sendo o D_1 associado a gnaissificação observada em S_{n-1} . O evento D_2 as dobras isoclinais e recumbentes de S_{n-1} . O evento D_3 se relaciona a tectônica tangencial de formação de S_n , L_b

e L_x e o evento D_4 a tectônica transcorrente associado as zonas de cisalhamento NW-SE, formador das foliações de alto ângulo S_m e lineações de direção SE.

Apesar da dificuldade de acompanhar as variações sistemáticas do grau metamórfico, as paragêneses minerais apontam para o metamorfismo em fácies anfíbolito inferior a médio, definidos pela presença do par actonolita-hornblenda e albita-oligoclásio.

A presença da fase transicional Albita-Epidoto Anfíbolito nas rochas de composição gabróica, foram importantes na definição da faixa de pressão do metamorfismo, entre 0.2 e 0.5 GPa.

Nas rochas de composição básica, o metamorfismo é evidenciado pela presença dos serpentinitos com antigorita, correlacionáveis com fácies xisto verde e do par antofilita-tremolita, correlacionáveis com fácies anfíbolito inferior a médio. As evidências de retrometamorfismo são restritas a algumas amostras e minerais específicos, como a clinozoisita.

Resultados geoquímicos de rocha total para as rochas máficas e ultramáficas da Unidade Tróia, segundo análises FRX e ICP-MS, apontam para composições basálticas de afinidade toleítica, com possível ambiência tectônica em assoalho oceânico com influência crustal. Os padrão de distribuição dos elementos traços apresenta razoável correspondência a crosta máfica inferior e aos E-MORB.

A clara semelhança da distribuição dos elementos traços com o E-MORB e também da influência crustal continental presente em alguns diagramas de discriminação tectônica em conjunto com as afirmações de Simões (1993) de gênese estratiforme para o cromitito associado apontam para uma possível associação a rifteamento continental. Entretanto, acredita-se que o número de evidências que associam conjunto de rochas analisadas a formação em ambiente oceânico é suficientemente forte para admitir a necessidade de estudos mais aprofundados acerca da gênese dessas rochas.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M. 1977. O cráton do São Francisco. *Rev. Bras. de Geociências*, 7:349-364.

Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In:SBG, Simpósio De Geologia Do Nordeste*, 8, Campina Grande, p. 363-391.

Arthaud, M.H.; Hartmann, M.B. 1984. Texto explicativo para o Mapa Geológico da Folha Independência (CE). SB 24-V-D-I. Fortaleza, Convênio CEMINAS/UNIFOR, 29p.

Arthaud, M.H.; Hartmann, M.B. 1986. A Geologia da Região de Independência (CE): Um exemplo de Tectônica de Nappe no Ceará. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiânia. Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, V.3, Goiânia, GO.

Brito Neves, B.B. 1975.Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino. 1975. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, 198 p.

Brito Neves, B.B. 1986. Tectonic regimes in the Proterozoic of Brazil. *In: Simposio De Geologia Do Nordeste*, 12, João Pessoa.

Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W. R.; Santos, E. J.; Campos Neto, M. C. 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *REVISTA Brasileira De Geociências*, 25:151-182.

- Brito Neves, B.B; Fuck, R.A.; Pimentel, M.M. 2014. The Brasiliano Collage In South America: A Review. *RBG*, 44:3:493-518.
- Caby, R.; Arthaud, M.H. 1986. Major Precambrian Nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14:871-874.
- Campos, M.; Braga, A. P. G.; Mello, A. A.; Souza, E. M.; Silva, F.A. F.; França, J. B. 1979. Projeto Rio Jaguaribe, estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba: relatório final de geologia. Brasília: DNPM. 149 p.
- Castro, N.A. 2004. *Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectônico Ceará Central* (Província Borborema). 2004. 221 f. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.
- Cavalcante, J.C.; Vasconcelos, A.M.; Gomes, I.P.; Medeiros, M.F. 2003. Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará. Fortaleza: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, CD Rom. Escala 1:500.000.
- Cotta, A.J.B. e Enzweiler, J. 2011. Classical and new procedures of whole rock dissolution for trace element determination by ICP-MS. *Geostandards and Geoanalytical Research*. 36(1): 27-50.
- Dana, E.S. & Hurlbut, C.S. (1960) - Manual de Mineralogia. Editora Reverté, S.A. , New York, USA, 2ª Edição, 600p.
- Evans, B.W. 1977. Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 5:397-447.

- Evans, B.W. e Trommsdorff, V. 1970. Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: parageneses in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 50:481-492.
- Fetter, A.H. 1999. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana. 1999. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Universidade de Kansas (USA), 164 p.
- Fetter, A.H.; Van Schmus, W.R.; Santos, T.J.S., Arthaud, M.; Nogueira Neto, J.A. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:102-106.
- Gomes, F.E.M. et al. Projeto Tauá. Relatório preliminar de pesquisa. Fortaleza, CPRM. 70p, 1984.
- Grapes, R.H. 1975. Actinolite-hornblende pairs in metamorphosed gabbros, Hidaka mountains, Hokkaido. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 49(2):125-140.
- Hasui, Y.; Sistema orogênico Borborema. In: Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Almeida, F.F.M.; Bartorelli, A. (Org.) *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 2012. p. 254-288.
- Irvine, T. N. e Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.

Jensen, L. S. 1976. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario *Geological Survey*, Miscellaneous Paper 66.

Le Maitrê, R. W.(editor), Streckeisen, A.; Zanettin, B.; Le Bas, M. J.; Bonin, B. Bateman, P.; Bellieni, G.; Dudek, A.; Efremova, S.; Keller, J.; Lamere, J.; Sabine, P. A.; Schmid, R. Sorensen, H.; Woolley, A.R. 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, *Recommendations of the International Union of Geological Sciences*. Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.

Lebas, M.J.; Lemaitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B. 1986. A chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.

Martins, G.; Oliveira, E.P.; Lafon, J.M. The Algodões amphibolite-tonalitegneisssequence, Borborema Province, NE Brazil: GeochemicalandGeocronologicalEvidence for PaleoproterozoicAccretionofOceanicPlateu/Back-ArcBasaltsandAdakiticPlutons. *GondwanaResearch*, 15:71-85.

McDonough, W.F. e Sun, S. S. 1995. Composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120:223-253.

Mullen, E. D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62: 53–62.

Naleto, J. L. C.; Costa, F.G Da; Araújo, C.E.G. De; Vasconcelos, A. M. Geologia estrutural do complexo Cruzeta na folha Mombaça (SB.24-V-D-V), Ceará. In:

SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 13, 2011, São Paulo.
International Symposium on Tectonics, 7. São Paulo: SBG Núcleo São Paulo, 2011.

Neves, S.P. 1991. A Zona de Cisalhamento Tauá, Ceará: Sentido e Estimativa do Deslocamento, Evolução Estrutural e Granitogênese associada. *Revista Brasileira de Geociências.*, 2(21).

Oliveira, J.F.; Cavalcante, J.C. 1993. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil: *Folha Mombaça SC.24-V-D-V*. Estado do Ceará. Escala 1:100.000. Brasília, DNPM-CPRM.

Pearce, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In: Thorpe R.S. (ed.) Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester, p. 525-548.

Pearce, J. A. e Cann, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290–300.

Pearce, J. A. e Norry, M. J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33–47.

Pearce, J.A. 1987. An expert system for the tectonic characterization of ancient volcanic rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32:51-65

Pearce, T. H.; Gorman, B. E.; Birkett, T. C. 1977. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 121–132.

- Perfit, M.R.; Gust, D.A.; Bence, A.E.; Arculus, R.; Taylor, S.R. 1980. Chemical characteristics of island arc basalts: implications for mantle sources. *Chem. Geol.*, 30: 227-256.
- Pessoa, R. R.; Archanjo, C.J. 1984. Tectônica de Empurrões na Região de Tróia – CE. *In: Congresso Brasileiro De Geologia, 33*, 1984, Rio de Janeiro,4:1721-1728.
- Pessoa, R.R.; Brito Neves, B.B.; Kawashita, K.; Pessoa, D.R.; Fuck, R.A. 1986. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do Maciço de Tróia-CE. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 12*, João Pessoa, p.75-93.
- Pichler, H & Riegraf, C.S. 2011. Rock-Forming Minerals in Thin-Section. *Chapman e & Hall, Alemanha. 220p.*
- Pinéo, T.R.G; Costa, F.G. 2013. Dados Aerogamaespectrométricos Aplicados na Delimitação do Complexo Cruzeta (maciço Arqueano de Tróia), Domínio Ceará Central da Província Borborema. *In: International Congress Of The Brazilian Geophysical Society, 1*, Rio de Janeiro. *SEG Global Meeting Abstracts.*
- Queiroz, E.T. 1986. Geologia do cromo. *In: DNPM – Principais depósitos minerais do Brasil. Vol. II, MME-DNPM, 501 p.*
- Rollinson, H.R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. *Longman Geochemistry Series, England. 352 p.*

- Rudnick, R.L. e Gao, S. 2003 The composition of the Continental Crust. Pp. 1-64. *In: The Crust* (ed. R.L. Rudnick) Vol.3, Treatise on Geochemistry (eds. H.D. Holland and K.K. Tokerian) Elsevier-Pergamon, Oxford. 39-51.
- Santos, E. J. dos; Brito Neves, B. B. de. Província Borborema. *In: Almeida, F. F. M. de; Hasui, Y. (Coord.) O pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Edgard Blucher, 1984. 378 p.*
- Shervais, J. W. 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59:101–118.
- Schulte, R.F.; Taylor, R.D.; Piatak, N.M.; Seal, R.R. 2010. Stratiform Chromite Deposit Model. *USGS Open-File Report* ,1232. 7p.
- Silva, L.C.; Armstrong, R.; Pimentel, M.M.; Scandarol, J.; Rambrag, G.; Wildner, W.; Angelim, L.A.A.; Vasconcelos, A. M.; Rizzoto, G.; Quadros, M.L.E.S.; Sander, A.; Rosa, A.L.Z. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte III: província Borborema, Mariqueira Meridional e Rio Negro-Jurema. *Revista Brasileira de Geociências*, 32:529-544.
- Simões, S.J.C. 1993. *Análise de deformação regional e mineral do complexo Pedra Branca (CE) e de seus depósitos cromitíferos.*1993. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP, 175 f.
- Vasconcelos, A.M. et al. 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Uguatu. *Folha SB. 24-Y-B.* Estado do Ceará. Org: Vasconcelos, A.M.; Gomes, F.E.M. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.

- Vaucher, A.; Neves, S. P.; Caby, R.; Corsini, M.; Egydio-Silva, M.; Arthaud, M. H.; Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil, *J. South Am. Earth Sci.*, n. 8, p. 247–266.
- Vermeesch, P. 2006. Tectonic discrimination of basalts with classification trees. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 1839–1848.
- Winchester, J. A. e Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343.
- Winter, J.D. (1997.) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. 667 p.
- Wood, D. A. 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11–30.