



UNICAMP – Universidade Estadual de Campinas
IG – Instituto de Geociências
Graduação em Geologia
2010



GE001
TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

***MAPEAMENTO GEOLÓGICO DAS ROCHAS METAMÓRFICAS
DE ALTO GRAU NO SETOR LESTE DO MUNICÍPIO DE
APUIARÉS, DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL, NW DA PROVÍNCIA
BORBOREMA (CE)***

JEANDRO AUGUSTO VITORIO

Orientador: Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

Campinas/SP
Dezembro de 2010



UNICAMP – Universidade Estadual de Campinas
IG – Instituto de Geociências
Graduação em Geologia
2010



GE001
TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

***MAPEAMENTO GEOLÓGICO DAS ROCHAS METAMÓRFICAS
DE ALTO GRAU NO SETOR LESTE DO MUNICÍPIO DE
APUIARÉS, DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL, NW DA PROVINCIA
BORBOREMA (CE)***

JEANDRO AUGUSTO VITORIO

Trabalho de conclusão de curso apresentado em 10 de dezembro de 2010 para obtenção do título de Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências (IG) da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP).

COMISSÃO EXAMINADORA:

Profa. Dr. Lena Virgínia Soares Monteiro

Prof. Dr. Jefferson de Lima Picanço

*“the people I’ve met are wonders of my world;
are wonders of this world.”*

À família e aos amigos.

AGRADECIMENTOS

Expresso aqui, a imensurável gratidão que reservo aos meus pais e minha irmã; minha família, que são a parte mais importante da minha vida e que foram essenciais ao longo dessa jornada. Eu agradeço pelo amor, pelos ensinamentos, pelo apoio, pela atenção e, especialmente, pela paciência; espero poder retribuir.

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Ticiano “Tici” José S. dos Santos, por ser um educador impar, um profissional inspirador e, sobretudo, por ser uma pessoa amiga, disponível e dona de um bom humor inabalável, características que tornaram fácil qualquer tipo de trabalho. Valeu Tici por ter me apresentado à Geologia do Ceará, acreditando em mim. Espero não ter decepcionado.

Agradeço aos grandes mestres que me inspiraram e orientaram durante a graduação: Lena V. S. Monteiro, Alfonso Schrank, Giorgio Basilici, Celso Dal Ré Carneiro, Roberto Perez Xavier, Fresia Ricardi-Branco, Alexandre Vidal, Bernardino Figueiredo, Elson Paiva de Oliveira, Jacinta Enzweiler, Silvia Figueiroa, Sueli Yoshinaga Pereira, Alvaro Penteado Crósta, Carlos Roberto de Souza Filho e Armando Zaupa Remacre.

Sou muito grato aos Profs. Drs. Roberto Perez Xavier, Pedro Wagner Gonçalves, Carlos Alberto Lobão S. Cunha e Celso Dal Ré Carneiro, por terem me facultado o acesso a oportunidades durante a graduação que contribuiriam positivamente para minha formação e para construção da minha visão de geólogo.

Agradeço ao que me foi trazido de melhor pela Geologia: amigos. Amigos com quem convivi diariamente durante os últimos cinco anos, cuja companhia espero ter para sempre; muito obrigado Kamylla, Frango, Danizinha, Pakito, Fer, Shrek, Becca, Boi, Lili, Karen, Jozias, Gabriel, Juliano, Vitor, Fefe, Livia, Paola, Joyce, Pamela, Rafel e Josi. A amizade de vocês é motivo de muito orgulho.

Aos amigos da turma de 2006, dos quais sempre vou lembrar; obrigado Rafa, Cintia, Natalia, Aninha, Fabiano, Sara, Juninho, Kelton, Bruna, e Larissa.

Não posso deixar de agradecer ao pessoal do IG/UNICAMP, sem os quais a realização de qualquer atividade seria impossível. Muito obrigado.

Finalmente agradeço aos muitos amigos que a vida me trouxe. Valeu Luan, Rafael, Bruno, Natale, Gustavo, Maria Fernanda MF, Mah, Magali, Rafael, Carlos, Fabricio, Leandro e muitos outros. Eu não teria conseguido sem vocês, sinceramente.

À todos vocês (e àqueles que eventualmente esqueci de mencionar), o meu muito obrigado.

RESUMO

A área de estudo localiza-se às margens orientais do Batólito Santa Quitéria, no Domínio Ceará Central, do Bloco Tectônico Norte da Província Borborema. A área está inserida no setor leste do município de Apuiarés, estado do Ceará (NE do Brasil).

O contexto geológico da área compreende uma associação de rochas anfibolíticas e orto-gnáissicas félsicas de caráter migmatítico, orientadas segundo proeminente bandamento gnáissico (S_n) de direção NE-SW e de moderado ângulo de mergulho para SE. Foram identificadas oito unidades litológicas, individualizadas e devidamente cartografadas: *I*) biotita gnaiss (*BtG*), *II*) granada-biotita gnaiss migmatítico (*GbgM*); *III*) granada-biotita leucognaiss migmatítico (*GbLM*); *IV*) gnaiss quartzo-feldspático com magnetita (*MgfG*); *V*) granada-hornblenda-biotita gnaiss migmatítico (*GhbM*); *VI*) anfibolitos (*Anf*); *VII*) olivina gabro (Ol) e *VIII*) basalto (DB).

A estruturação dessas rochas deu-se em três estágios (D_{n-1} , D_n e D_{n+1}), sendo o primeiro provavelmente correlacionável ao Evento Transamazônico (2,13-2,14 Ga) e os demais ao Evento Brasileiro (777-591 Ma). O primeiro evento caracteriza-se por um bandamento gnáissico (S_{n-1}) quase totalmente obliterado por D_n , preservado localmente como dobras intrafoliais em relação à S_n . O segundo estágio (D_n) é responsável pelo desenvolvimento do bandamento gnáissico regional NE-SW (S_n) e pelo transporte cinemático das rochas em direção ao Batólito Santa Quitéria, em regime dúctil. O último evento caracteriza-se pelo estabelecimento de superfícies de cisalhamento NW-SE em regime dúctil-rúptil, que se propagam pelas unidades como dobras de superfície axial (S_{n+1}) perpendicular à S_n .

As assembléias mineralógicas das unidades respondem por uma evolução metamórfica multi-fásica, com pelo menos dois momentos importantes, contínuos, passíveis de caracterização via microscópio petrográfico. O primeiro corresponde à trajetória de metamorfismo progressivo, com pico metamórfico mínimo em Fácies Granulito de pressão intermediária, evidenciada por paragênese do tipo granada + clino-piroxênio + orto-piroxênio + plagioclásio + hornblenda pargasítica. O segundo momento importante da história metamórfica refere-se à trajetória retrometamórfica, em Fácies Epidoto-Anfibolito (Anfibolito Inferior). Os protólitos são derivados de rochas ígneas (orto-derivados).

Estudos geoquímicos preliminares apontam similaridades entre as rochas anfibolíticas e os basaltos de arcos de ilhas, com padrões similares de distribuição de elementos traços.

A evolução geodinâmica da área passa pelo estabelecimento de pequenas unidades juvenis de terrenos gnáissicos, possivelmente desenvolvidos em terrenos de arcos de ilhas num ambiente de oceanos abertos, que convergiram no Transamazônico e que foram afetados durante o Brasileiro.

ABSTRACT

The studied area is located by the eastern margins of the Santa Quitéria Batholith, in the Central Ceará Domain of Northern Tectonic Block, Borborema Province. The area is politically inserted within the eastern portion of Apuiarés municipality, Ceará state, Northeastern Brazil.

The geologic framework of this area comprises an association of amphibolitic and felsic ortho-gneissic migmatitic rocks, displaying a characteristic NE-SW gneissic banding (S_n), plunging moderately to SE. Eight lithologic units were identified and properly mapped: *I*) biotite-bearing gneiss (*BtG*); *II*) garnet-biotite-bearing migmatitic gneiss (*GbgM*); *III*) garnet-biotite-bearing migmatitic leucogneiss (*GbLM*); *IV*) magnetite-bearing quartzofeldspathic gneiss (*MgfG*); *V*) garnet-hornblende-biotite-bearing migmatitic gneiss (*Ghbm*); *VI*) amphibolites (*Anf*); *VII*) olivine gabbro (*Ol*) and *VIII*) basalt (*DB*).

The structural organization of these rocks was achieved in three stages (D_{n-1} , D_n and D_{n+1}), the former is possibly related to the Transamazonian Event (2.13-2.14 Ga), and the later two correlate to the Brasiliano Event (777-591 Ma). The first event is characterized by a gneissic banding (S_{n-1}) that was intensely obliterated by D_n , and resists now as locally preserved intrafolial folds within S_n surfaces. The regional gneissic banding is owed to the second stage (D_n) and so is the kinematic transport of the lithologic units towards the Santa Quitéria Batholith, under ductile conditions. The last stage is a ductile-brittle event, characterized by the development of NW-SE shear surfaces, propagated among the lithologic units as folds whose axial surfaces (S_{n+1}) are perpendicular to S_n surfaces.

The mineralogical assembly exhibited by the units account for a polyphasic metamorphic evolution, containing at least two important continuous stages, readily identified with the aid of a petrographic microscope. The first stage refers to the progressive leg of the metamorphic path, whose minimal peak was reached during Granulite Facies of intermediary pressure conditions, at least. The assembly at this point contains garnet + orthopyroxene + clinopyroxene + plagioclase + pargasitic hornblende. The second event relates to the retrometamorphic conditions, under Epidote-Amphibolite Facies (a.k.a. Lower Amphibolite Facies). The protoliths are ortho-derived.

Whole-rock geochemistry points to similarities between the amphibolitic rocks and oceanic island basalts, especially on what concerns the traces elements distribution patterns.

The geodynamic evolution of the studied area suggests that little juvenile gneissic blocks grew in island arc terrains probably developed in open oceanic environments, whose

initial tectonic convergence took place during the Transamazonian Event, and posterior tectono-metamorphic perturbation occurred during the Brasiliano Event.

AGRADECIMENTOS	I
RESUMO	II
ABSTRACT	IV
ÍNDICE	VI
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 – APRESENTAÇÃO	1
1.2 – JUSTIFICATIVA DO TRABALHO	1
1.3 – OBJETIVOS	4
1.4 – LOCALIZAÇÃO E ACESSOS À ÁREA DE ESTUDO	4
1.5 – CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA	5
1.6 – MÉTODOS DE TRABALHO	6
2. GEOLOGIA REGIONAL	8
2.1 – DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL	9
2.1.1 – <i>Embasamento e núcleos Arqueanos</i>	9
2.1.2 – <i>Embasamento gnáissico paleoproterozóico</i>	10
2.1.3 – <i>Coberturas neoproterozóicas</i>	11
2.1.4 – <i>Batólito Santa Quitéria</i>	11
3. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	13
3.1 – UNIDADES DE MAPEAMENTO	13
3.1.1 – <i>Biotita gnaise (BtG)</i>	13
3.1.2 – <i>Granada-biotita gnaise migmatítico (GbgM)</i>	16
3.1.3 – <i>Granada-biotita leucognaise migmatítico (GbLM)</i>	19
3.1.4 – <i>Gnaise quartzo-feldspático com magnetita (MqfG)</i>	23
3.1.5 – <i>Granada-hornblenda-biotita gnaise migmatítico (GhbM)</i>	24
3.1.6 – <i>Anfibolitos (Anf)</i>	27
3.1.7 – <i>Olivina gabro (Ol)</i>	31
3.1.8 – <i>Basalto (DB)</i>	33
3.2 – GEOLOGIA ESTRUTURAL	33
3.2.1 – <i>Evento D_{n-1}</i>	34
3.2.2 – <i>Evento D_n</i>	35
3.2.3 – <i>Evento D_{n+1}</i>	38
3.2.4 – <i>Síntese da evolução estrutural da área</i>	39
3.3 – METAMORFISMO	41
3.3.1 – <i>Paragêneses metamórficas</i>	42
3.3.2 – <i>Síntese da evolução metamórfica da área</i>	47
4. GEOQUÍMICA	49
4.1 – AMOSTRAGEM E PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIO	49
4.2 – DADOS ANALÍTICOS OBTIDOS	50
4.2.1 – <i>Espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX)</i>	50
4.2.2 – <i>Espectrometria de massas (ICP-MS)</i>	51
4.3 – RESULTADOS	52
4.3.1 – <i>Caracterização pelo método de gráficos geoquímicos</i>	52
4.3.2 – <i>Determinação com spidergrams de elementos traços</i>	56
5. DISCUSSÕES FINAIS E EVOLUÇÃO	59
5.1 – ORIGEM DAS UNIDADES	59
5.2 – CONSLUÇÕES E RESULTADOS DO TRABALHO	60
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	64
7. ANEXOS	67
7.1 – (ANEXO 1) MAPA GEOLÓGICO	68
7.2 – (ANEXO 2) MAPA DE PONTOS	69

1. INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO

Esse trabalho reúne e organiza, de forma bastante objetiva, as informações referentes às atividades desenvolvidas na disciplina *Trabalho de Conclusão de Curso* (GE001), da grade curricular do curso de Bacharelado em Geologia do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), sob orientação do Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos (DGRN/IG/UNICAMP).

É resultado de levantamento de campo, de estudos petrográficos e de análise e interpretação de dados e resultados geoquímicos, conduzidos em rochas metamórficas de alto grau, coletadas no Domínio Ceará Central, terreno de idade Proterozóica, integrante da Província Borborema (NE do Brasil).

O trabalho se estrutura em três tópicos principais, a saber: (2) Arcabouço geológico regional, (3) Geologia da área de estudo e (4) Geoquímica.

Sob o primeiro tópico (2) são discutidas informações acerca do arcabouço regional da área de estudo, dentro do contexto da Província Borborema. O tópico seguinte é dedicado à descrição dos resultados de campo, com especial atenção às unidades de mapeamento e suas principais características. Além-se, ainda, aos aspectos relacionados ao metamorfismo a que foram submetidas essas unidades e a sua estruturação física, no que concerne à orientação de foliações, lineações e demais feições estruturais identificáveis. O último tópico sumariza a geoquímica do trabalho e apresenta discussões.

Esses tópicos apresentam subsídios para as discussões finais desse trabalho, onde são apontadas as principais conclusões e avalia-se um modelo evolutivo para as unidades reconhecidas.

1.2 – JUSTIFICATIVA DO TRABALHO

Os trabalhos de Amaral (2007) e Amaral & Santos (2008) fizeram considerável contribuição para o mapeamento geológico da área compreendida pelas Folhas Umirim e Canindé (ambas de escala 1:100.000), na borda leste do Arco Magmático Santa Quitéria. Com base em dados aerogeofísicos gamaespectrométricos, os referidos autores avaliaram a resposta radiométrica das rochas dessa região, propuseram critérios distintivos entre litotipos com o auxílio de levantamentos de campo e geraram mapa geológico para essas folhas (*Figura 1*).

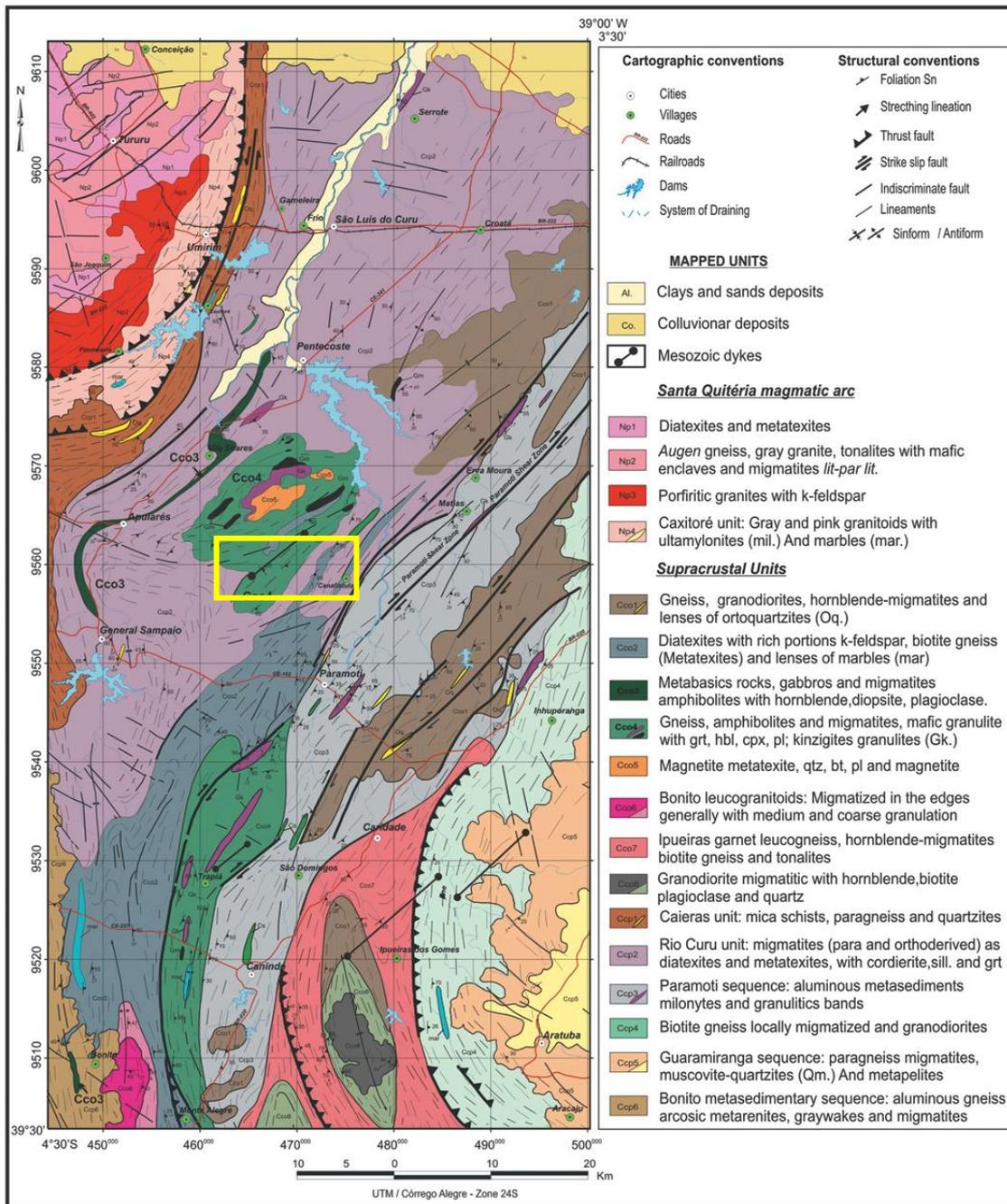


Figura 1 - Mapa geológico 1:100.000 apresentado por Amaral (2007) para as folhas Umirim e Canindé. A área de estudo é localizada pelo quadro amarelo. Imagem retirada de Amaral & Santos (2008).

Concluíram, em linhas gerais, que as rochas metabásicas apresentavam-se como anomalias radiométricas com baixas contagens nos canais de U, Th e K, além de responderem a estímulos magnetométricos como anomalias extremamente positivas. Por outro lado, para as rochas metapelíticas, as contagens nos canais de U e Th eram superiores às obtidas para K (Figura 2). Além disso, estudos petrográficos criteriosos da paragênese mineral das metabásicas evidenciaram metamorfismo de alta pressão, com proeminentes texturas de descompressão.

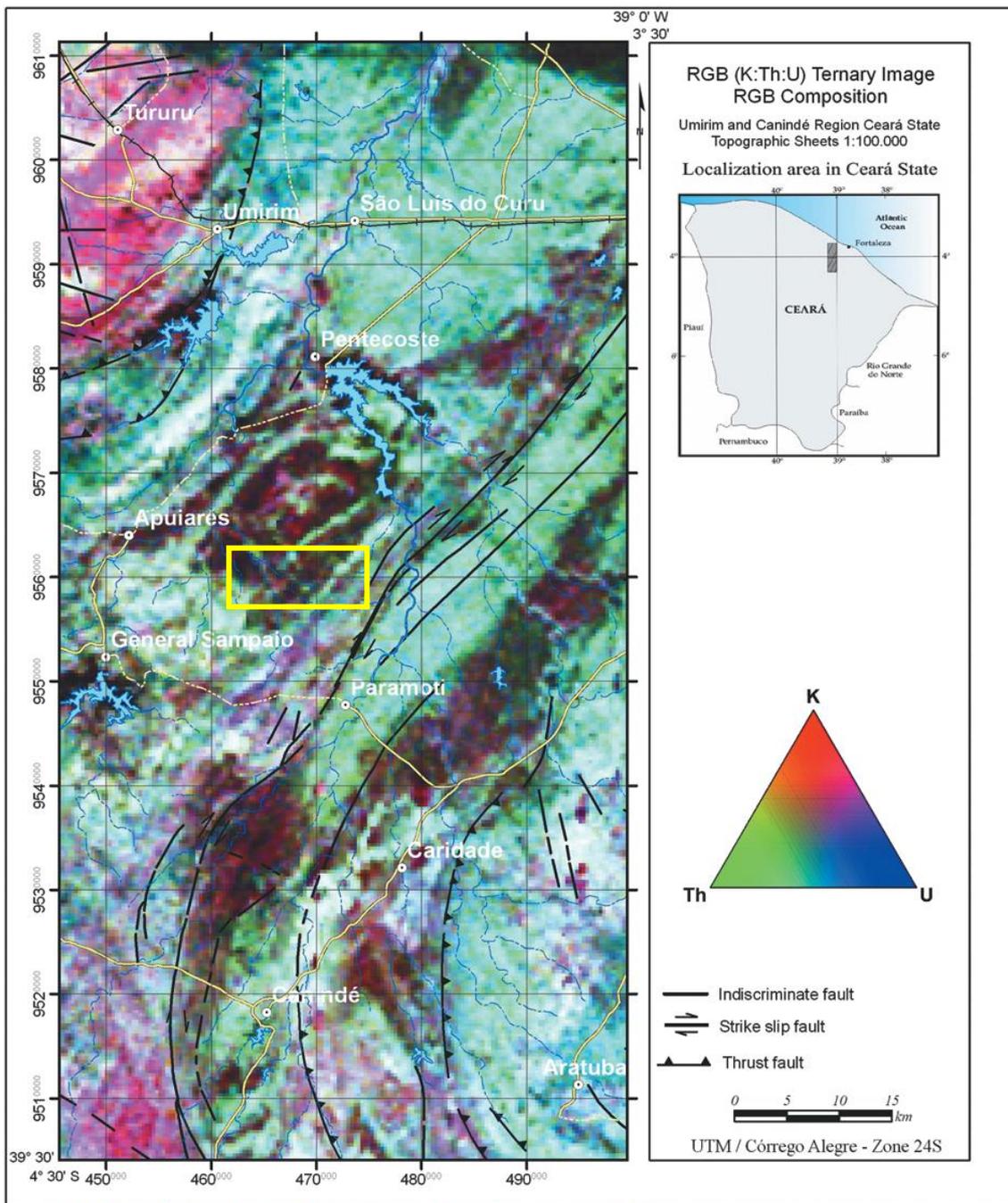


Figura 2 – Composição RGB, representando canais de U, Th e K, para as folhas Umirim e Canindé. A área de estudo é localizada pelo quadro amarelo (Amaral & Santos, 2008).

Entretanto, em virtude da extensa da área contemplada pelo mapeamento empreendido nos trabalhos supracitados, a escala adotada é grande para detalhamento. Portanto, a aplicação de mapeamento geológico em escala adequada, que é uma ferramenta básica inerente ao exercício do profissional de Geologia, deve contribuir na identificação dos corpos de rochas metabásicas de alta pressão de pequenas dimensões dentro da área de estudo.

Finalmente, a caracterização petrográfica dessas rochas deve auxiliar no entendimento de suas condições de metamorfismo que, para o caso de altas pressões, pode ser considerado raridade dentro do atual contexto de conhecimento das “ambiências” metamórficas brasileiras. O estudo auxilia ainda estabelecimento de modelo tectônico evolutivo para a porção norte da Província Borborema.

1.3 – OBJETIVOS

O objetivo desse trabalho é o mapeamento geológico em escala 1:50.000 de uma associação de rochas metamórficas de alto grau (migmatitos e anfibolitos, principalmente) que afloram na porção leste do município de Apuiarés (CE), setor noroeste da Província Borborema, tendo como produto final, um mapa geológico detalhado e acompanhado de levantamentos de dados estruturais. A caracterização petrográfica da associação litológica mapeada também constitui um dos objetivos a serem atingidos, auxiliando no entendimento das condições de estabelecimento e evolução do metamorfismo regional que afetou as referidas rochas da área.

Adicionalmente, pretende-se auxiliar na compreensão da dinâmica responsável pela estruturação da área de estudo através de interpretações de dados estruturais obtidos em campo.

Além disso, análise geoquímica de rocha total foi feita em algumas amostras selecionadas de rochas metamórficas, com o intuito de avaliar seu ambiente de formação e assim, permitir o esboço de um modelo evolutivo preliminar que contemple a área de estudo e seus litotipos principais.

1.4 – LOCALIZAÇÃO E ACESSOS À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo situa-se no setor leste do município cearense de Apuiarés, centralizada no distrito de Canafístula. Essas localidades inserem-se na porção centro-norte do estado do Ceará (NE do Brasil).

As coordenadas UTM do polígono de mapeamento são 9.565.000; 9.558.000; 475.500 e 460.000, correspondentes aos limites N, S, E e W, respectivamente (*Figura 3*). A folha topográfica correspondente é a Folha Umirim, de escala 1:100.000, elaborada pela SUDENE (1972).

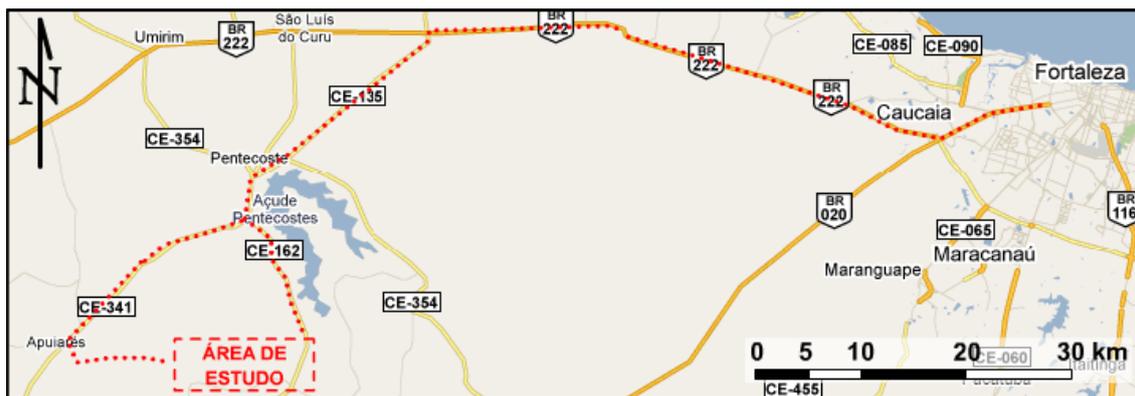


Figura 3 - Localização da área de estudo e principais acessos.

A via de acesso preferencial ao município, partindo-se de Fortaleza, capital do estado e maior centro urbano da região, é feita pela rodovia BR-222, até o distrito de Croatá, no município de São Gonçalo do Amarante, onde se deve rumar pela rodovia CE-341, com destino aos municípios de Pentecoste e, em seguida, de Apuiarés (Figura 3). A distância do percurso é de aproximadamente 111 km.

O acesso ao distrito de Canafístula pode ser alternativamente feito pela rodovia CE-162, que não é pavimentada.

1.5 – CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA

A área de estudo insere-se no contexto fisiográfico do nordeste brasileiro, região bastante conhecida por seu clima semi-árido e pelo seu bioma único, chamado *caatinga*. Nessa região desenvolve-se um sistema hidrográfico com drenagens predominantemente intermitentes, represadas em numerosos açudes. Além disso, o relevo regional é bastante arrasado, marcado por planícies e pequenos planaltos arrasados, circundados por maciços e sobre-elevações residuais.

Na região do município de Apuiarés (CE), a leste da área de mapeamento, o clima também é tido como semi-árido, de baixa pluviosidade, da ordem de 300-800 mm e com média situada nos 500 mm de chuva/ano. A temperatura do ar é superior à 20°C durante todas as estações do ano (média 26°C), o que torna o ar bastante quente e ao mesmo tempo seco. Os vegetais típicos da caatinga encontram-se como representantes na área, arbustos lenhosos, muito ramificados e emaranhados por trepadeiras (Figura 4A).

A principal drenagem da área é o Rio Curu (Figura 4C) que foi sistematicamente represado ao longo de seu curso para mantê-lo perene, embora o volume d'água limite-se a uma fina lâmina d'água durante os meses de estiagem (junho a dezembro). O riacho do Tanque também se destaca entre os cursos d'água da região, embora seja

intermitente. O relevo é bastante plano, interrompido somente pelas serras do Tamanduá, Pintada e Serrote (*Figura 4B*).

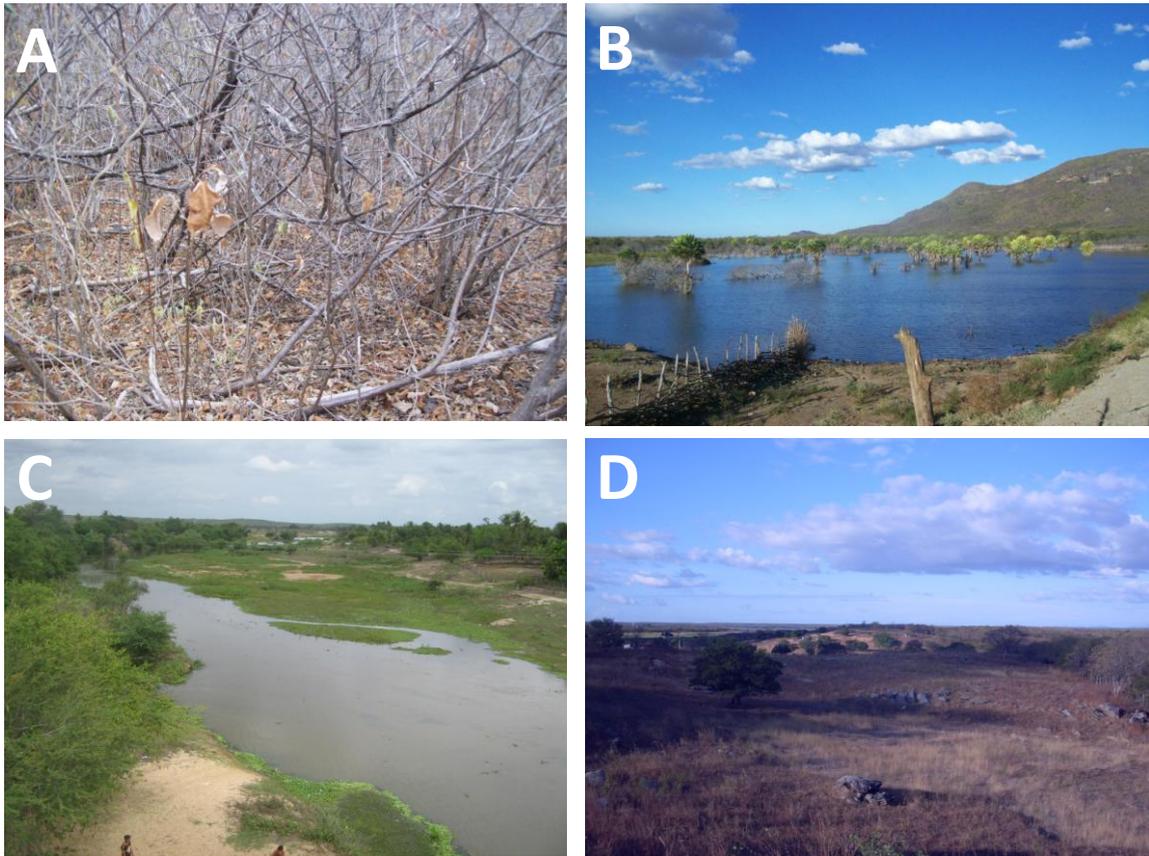


Figura 4 – A. vegetação arbustiva bastante retorcida, característica da caatinga. *B.* visão de um pequeno açude local, com a Serra do Serrote ao fundo; *C.* Rio Curu no final do período chuvoso; *D.* relevo plano ou levemente ondulado da área de mapeamento. *Fotografias:* J. A. Vitorio e A. T. Lourenço.

Na quadricula de mapeamento as drenagens são todas intermitentes, e os únicos corpos d'água perenes são açudes. O desnível altimétrico supera 100 metros somente no setor centro-norte, nas proximidades da Serra do Serrote (*Figura 4B*), sendo a maior parte da área de estudo marcada por um terreno plano, interrompido ocasionalmente por formas de leve ondulado e de baixo desnível altimétrico (*Figura 4D*).

1.6 – MÉTODOS DE TRABALHO

A execução deste trabalho foi subdividida em três etapas, a saber: *(i)* etapa pré-campo, *(ii)* etapa de campo e *(iii)* etapa pós-campo.

Na etapa pré-campo foi utilizada a carta topográfica 1:100.000 *Folha Umirim* (SUDENE, 1972) e imagens de satélite, principalmente as disponibilizadas gratuitamente pelo servidor *online* do GoogleMaps, para um pré-reconhecimento de acessos à área e feições estruturais mais óbvias, como lineamentos resultantes do traço da direção do bandamento gnáissico em superfície.

Nessa etapa foi efetuada breve revisão bibliográfica dos aspectos referentes ao Domínio Ceará Central (evolução, metamorfismo, deformação e unidades litológicas reconhecidas), dando especial atenção aos trabalhos de Amaral (2007) e Amaral & Santos (2008), que são dedicados à região da área de estudos, e as unidades resultantes do mapeamento empreendido nesses trabalhos.

A segunda etapa, de campo, teve duração de 14 dias, período durante o qual foi realizado o mapeamento geológico em área de aproximadamente 100 km². O levantamento de campo resultou em um conjunto de 78 pontos, distribuídos pela área de estudo e seu entorno (inclusive nas adjacências), localizados em porção da *Folha Umirim*, redimensionado para escala 1:25.000. As coordenadas de localização foram obtidas com auxílio de GPS da marca *Garmin*. Também foi durante a etapa de campo foram coletadas amostras representativas de cada unidade mapeada para posterior confecção de lâminas delgadas e para análises geoquímicas.

A última etapa, pós-campo, caracterizou-se pelos estudos petrográficos de 27 seções delgadas e realização das análises geoquímicas. Maiores detalhes sobre os procedimentos durante as análises, referir-se ao tópico 4. *Geoquímica*.

As informações obtidas com os estudos petrográficos, aliadas às observações macroscópicas de campo sobre as litologias e suas estruturas, correspondem, juntamente com o mapa produzido ainda em campo, aos principais produtos elaborados durante esse trabalho de conclusão de curso. Essas informações foram organizadas e integram o presente trabalho e anexos.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo localiza-se no setor norte do Domínio Ceará Central da Província Borborema (*Figura 5*), onde ocorrem rochas supracrustais neoproterozóicas (xistos, gnaisses e migmatitos), às margens do Batólito Santa Quitéria.

A Província Borborema é um cinturão orogênico de idade neoproterozóica, cuja estruturação deu-se durante o evento conhecido como Ciclo Brasileiro (Almeida, 1977; Almeida *et al.*, 1981). Entretanto, como reconhecem diversos autores (Pessoa *et al.*, 1986; Van Schmus *et al.*, 1997; Brito-Neves, 2000; Fetter *et al.*, 2000; Fetter *et al.*, 2003; Amaral, 2007), a Província Borborema é formada por blocos crustais mais antigos, de idade mesoproterozóica a arqueana.

Dados isotópicos auxiliados por mapeamento geológico e critérios estruturais possibilitaram a individualização de domínios ou blocos, para os quais sugere-se evolução geotectônica distinta. Van Schmus *et al.* (1997) reconhecem o Lineamento Patos como feição limitante entre os blocos Norte e Sul da Província Borborema.

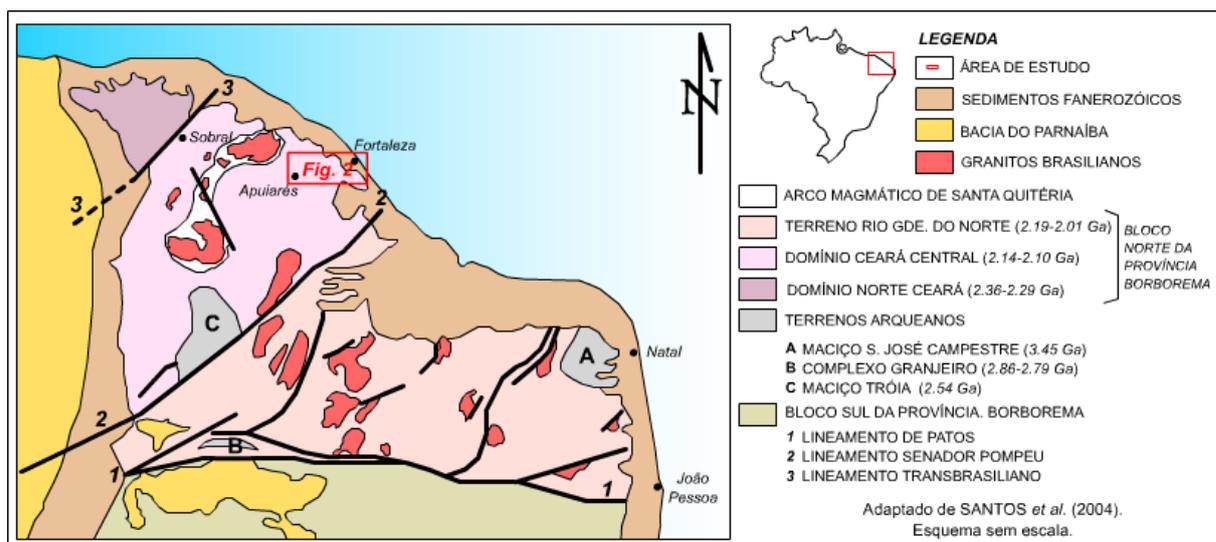


Figura 5 - Compartimentação do Bloco Norte da Província Borborema.

O bloco norte, de relevância para esse trabalho, foi subdividido em três domínios (*Figura 5*), segundo Brito-Neves (2000): Domínio Médio Coreaú (*DMC*), Domínio Ceará Central (*DCC*) e Terreno Rio Grande do Norte (*TRGN*).

O Domínio Ceará Central (*Figura 6*), de acordo com a concepção mais aceita, subdivide-se em quatro compartimentos geotectônicos distintos, a saber: 1) embasamento e núcleos arqueanos, 2) embasamento gnáissico paleoproterozóico, 3) coberturas neoproterozóicas e 4) o Batólito Santa Quitéria e demais plutóns correlatos (Caby & Arthaud, 1986; Fetter *et al.*, 2000; 2003; Amaral, 2007).

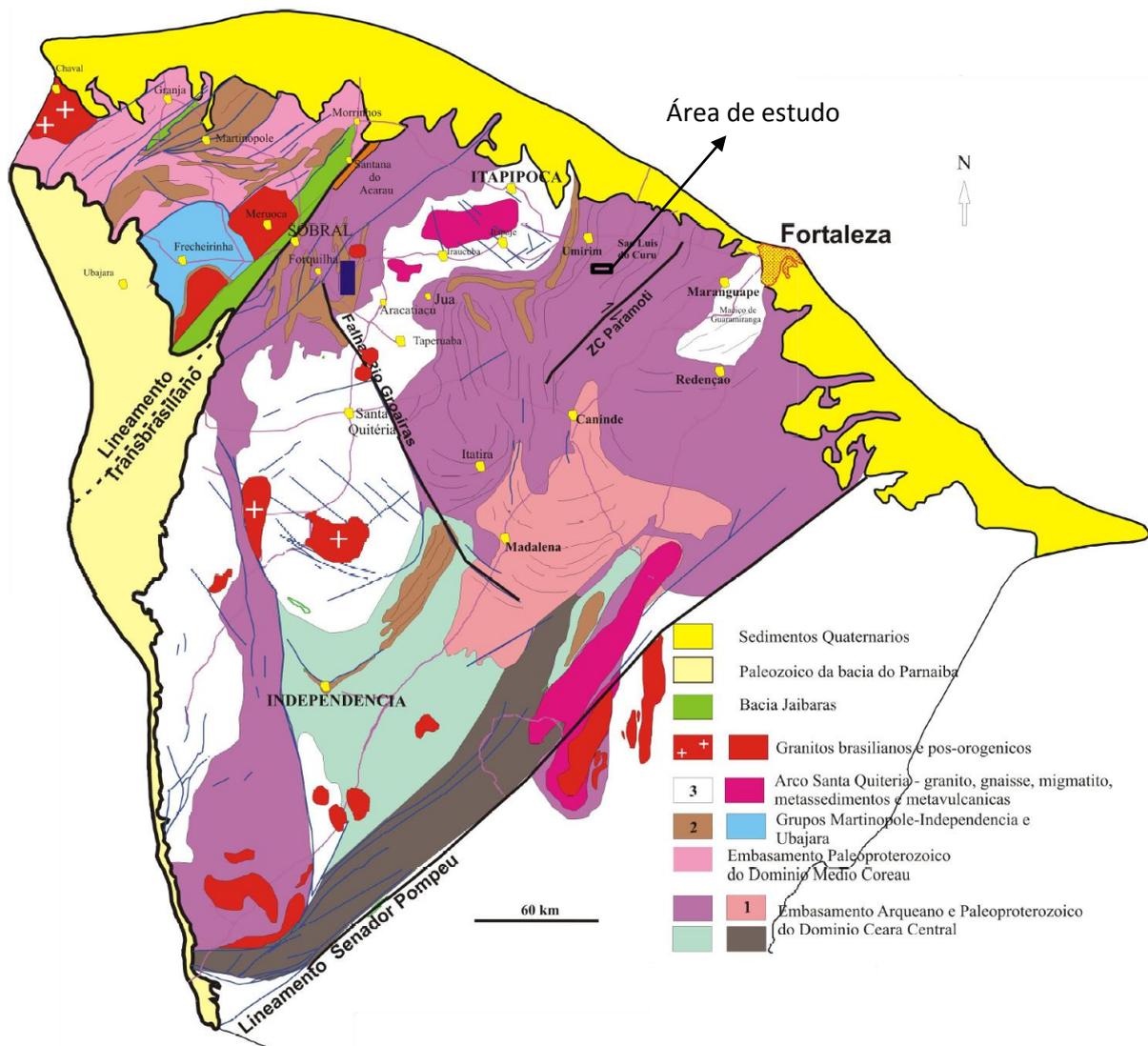


Figura 6 – Mapa geológico do estado do Ceará, cujo arcabouço compreende grande parte do DCC (CPRM, 2003; imagem modificada de Ancelmi, 2008).

2.1 – DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL (DCC)

O DCC a mais extensa unidade geotectônica da região noroeste da Província Borborema, e a de maior expressão no território do estado do Ceará. É produto de uma longa e complexa história geológica, iniciada no Arqueano, refletido por vários episódios de acreção crustal e ciclos orogênicos com atividades magmáticas, metamórficas e deformacionais.

2.1.1 – Embasamento e núcleos Arqueanos

Os terrenos desta unidade estão distribuídos ao longo da borda ocidental da zona de cisalhamento Senador Pompeu, somando cerca de 6.000 km², representando núcleos envoltos por complexos gnáissicos do embasamento paleoproterozóico (Figura 6).

No Domínio Ceará Central este núcleo Arqueano é representado pelo maciço de Tróia que inclui os blocos Tróia-Pedra Branca e Mombaça, separados pela zona de cisalhamento Sabonete-Inharé (Fetter, 1999).

Pessoa *et al.* (1986) obtiveram uma idade Rb-Sr de 2,6 +- 0,1 Ga em leucognaisse peraluminoso e Fetter *et al.* (2000) definiu a idade U-Pb em zircão de 2,776 +- 65 Ma e uma idade modelo (T_{DM}) de 2,81Ga com ϵ_{ND} (+2,1) para migmatitos, implicando em crosta juvenil.

Terrenos gnáissico-granulíticos localizados entre as zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Sabonete-Inharé (Complexo Mombaça), compostos principalmente por rochas gnáissicas e granulíticas de composição tonalítica e granodiorítica, têm apresentado idades modelo (T_{DM}) entre 2,8 e 3,04 Ga e idades U-Pb em zircão de 2,857 +- 42 Ma e 2,794 +- 77Ma (Fetter, 1999).

2.1.2 – Embasamento gnáissico paleoproterozóico

As rochas deste embasamento margeiam a porção norte do núcleo arqueano e afloram na região de Madalena até Choró (*Figura 6*), sendo representadas por gnaisses de composição quartzo-diorítica a tonalítica e por terrenos do tipo TTG (tonalitos-tronjhemitos-granodioritos), (*Figura 3.5*). São constituídos por rochas metaplutônicas associadas a faixas supracrustais [Sequência gnáissica anfibolítica-tonalítica de Algodões, (Martins, 2000; Martins *et al.*, 2009)] e rochas metassedimentares diversas.

Os terrenos TTG foram datados pelo método U-Pb por Fetter (1999) e Martins (2000) e apresentaram resultados em torno de 2,1 Ga em ortognaisses tonalíticos. Para os anfibolitos da Sequência de Algodões, Martins (2000) e Martins *et al.* (2009) obtiveram idade em rocha total, pelo método Sm-Nd, de 2,23 Ga, e valores de ϵ_{Nd} positivos, atribuindo o desenvolvimento desse terreno a ambiente de arco oceânico durante o Paleoproterozóico.

Esta unidade corresponde à única evidência de crosta juvenil do Paleoproterozóico bem reconhecida no Domínio Ceará Central da Província Borborema. Fetter (1999) acredita que esse embasamento resultou da acreção de vários arcos insulares paleoproterozóicos, em torno de pequeno núcleo arqueano. Resultados semelhantes foram obtidos por Castro (2004), nos ortognaisses de composição quartzo-diorítica a tonalítica, na região de Madalena, onde idades U-Pb em zircão

(convencionais e SHRIMP) de 2,1 Ga e idades modelo T_{DM} entre 2,3 e 2,1 Ga, mostram que esse embasamento é praticamente oriundo de material juvenil.

2.1.3 – Coberturas neoproterozóicas

Essas seqüências supracrustais ocorrem nas adjacências do Batólito Santa Quitéria e apresentam paragênese de moderada a alta temperatura, característica de Fácies Anfibolito Superior, combinado com um evidente bandamento tectônico de baixo ângulo. No mapa geológico do estado do Ceará (CPRM, 2003; *Figura 6*) estas unidades foram incluídas no Grupo Ceará ou Complexo Ceará e individualizadas nas unidades Independência e Canindé.

Fetter (1999) obteve a idade U-Pb de 772 ± 31 Ma derivada de meta-riolito encontrado próximo à localidade de Independência. O mesmo autor sugere que os sedimentos que deram origem às rochas metassedimentares do Grupo Independência teriam sido depositados em uma bacia do tipo retro-arco relacionada ao Batólito de Santa Quitéria.

Castro (2004), engloba essas supracrustais na intitulada Seqüência Supracrustal Rio Curu-Itataia-Independência, sendo esta seqüência composta por gnaisses migmatíticos aluminosos formados a partir de rochas pelito-psamíticas, psamitos, carbonáticas e vulcânicas, com idade (T_{DM}) em torno de 2,4 Ga, sugerindo a contribuição de fontes mais antigas para a origem destas rochas, contrariando o modelo de Fetter *et al.* (2003), que admite uma fonte exclusivamente neoproterozóica para os sedimentos que deram origem a essas rochas metasedimentares.

O registro estrutural da colagem brasileira é evidenciado por zonas de cisalhamento e bandamento tectônico de baixo ângulo, o que levaram Caby e Arthaud (1986) a interpretarem a presença de extensas *nappes* neoproterozóicas com vergência geral para sul.

2.1.4 – Batólito Santa Quitéria

O Batólito de Santa Quitéria ou Maciço de Santa Quitéria está alinhado segundo a direção NE-SW, cobrindo uma área de 40.000 km² e representa significativa parte dos complexos granitóides do DCC.

Fetter *et al.* (2003) interpretam esse complexo como sendo uma suíte magmática originada em ambiente de arco continental com sucessivos episódios magmáticos.

Composto por migmatitos e granitóides que variam em composição de dioritos a granitos, o arco de Santa Quitéria também se encontra flanqueado por seqüências de ante- e retro-arco (Fetter *et al.*, 2003). Essas seqüências estão representadas respectivamente pelo Grupo Martinólope do Domínio Médio Coreau e pelo Grupo Independência, no DCC.

Datações U-Pb realizadas por Fetter (1999) resultaram em idades entre 637 e 623 Ma para granitóides deformados do Batólito Santa Quitéria, e ainda idades modelo (T_{DM}) variando entre 0.86 a 1.92 Ga, sugerindo uma fonte mista para a origem dos granitóides. Castro (2004) obteve idades U-Pb similares para as rochas deste batólito, variando entre 620 a 611 Ma.

A região está associada a um sistema de *nappes* que afetou o embasamento e as rochas supracrustais, com vergência predominante para SSE (Caby & Arthaud, 1986). Moiné *et al.* (1997) obtiveram idades Ar-Ar em torno de 530 Ma para este evento deformacional; no entanto, Castro (2004) obteve para o mesmo evento idades em torno de 560 Ma. A idade para o pico metamórfico da região foi estabelecida em 600 Ma por Castro (2004) pelo método U-Pb em monazita.

A descoberta de retroeclogitos por Castro (2004) levou a uma interpretação divergente da discutida por Fetter *et al.* (2003), em relação à posição da zona de subducção que teria dado origem ao Batólito de Santa Quitéria. Com base nos retroeclogitos, Castro (2004) sugere o sentido NNW para o fechamento oceânico. Já Fetter *et al.* (2003) baseado na posição atual do Batólito e por anomalias gravimétricas positivas propõe o sentido SE para o processo de subducção.

Adicionalmente, deve ser ressaltada a granitogênese de idade mais jovem que as porções primitivas do Batólito de Santa Quitéria. Brito Neves *et al.*, (2003) sugerem três episódios de geração de granitos na Província Borborema sendo que dois desses episódios podem ser reconhecidos no DCC (Fetter, 1999). O primeiro deles representado pelos Complexos Graníticos de Quixadá-Quixeramobim, com idades U-Pb de 585 ± 5 Ma, e granitóide Chaval com idade U-Pb em monazita de 591 ± 10 Ma. O segundo e mais jovem episódio é representado por uma série de *stocks* pós-orogênicos, no qual se destacam os corpos Mucambo, Meruoca, Serra da Barriga e Serra do Pagé, com idades U-Pb variando entre 530 a 480 Ma para esses corpos.

3. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 – UNIDADES DE MAPEAMENTO

Esse capítulo dedica-se a descrição das unidades reconhecidas e mapeadas, com enfoque às suas principais características, sejam macro ou microscópicas. Posteriormente, apoiadas, sobretudo em observações petrográficas de paragêneses minerais, são apresentadas discussões que abordam o metamorfismo que afeta as rochas. Finalmente, são delineadas as principais características estruturais dessas unidades.

Foram reconhecidas oito unidades litológicas (*Figura 7*), dentre as quais, duas tratam-se de rochas ígneas. As demais são indubitavelmente metamórficas, portadoras de feições gnáissicas e/ou, migmatíticas.

Os critérios usados para diferenciação e delimitação das unidades são descritos sob as respectivas unidades, com apresentação de imagens de satélite, quando necessário.

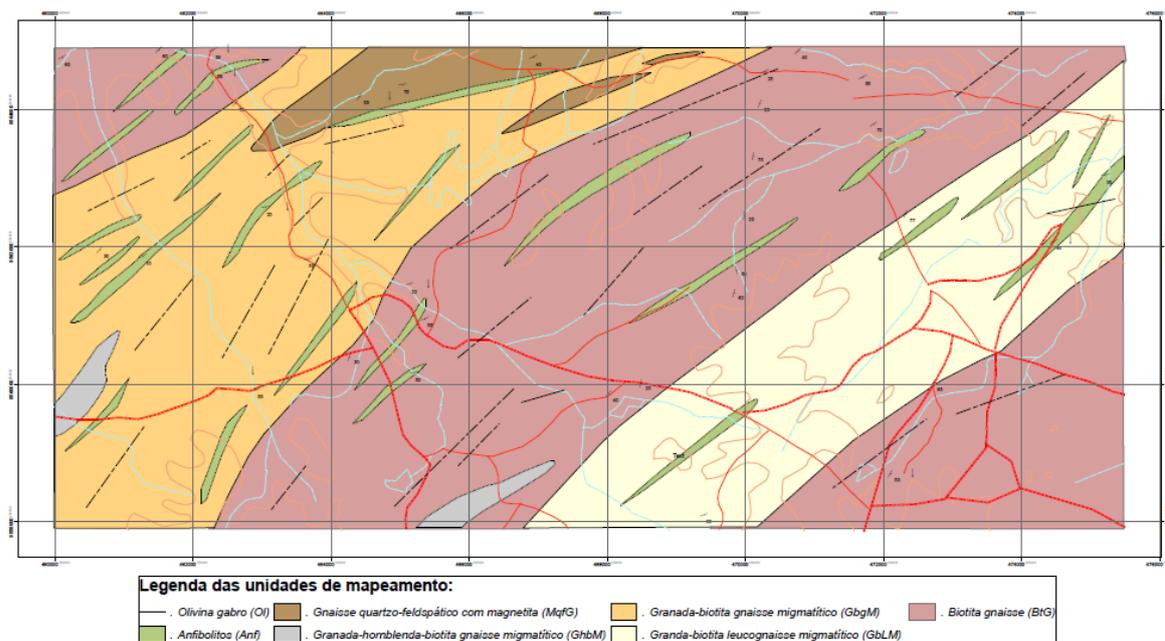


Figura 7 - Esquema reduzido do Mapa Geológico (Anexo 1).

3.1.1 – Biotita gnaisse (BtG)

A faixa de distribuição dos afloramentos dessa unidade dispõe-se de acordo com o *trend* estrutural da região, isto é, a direção do bandamento gnáissico ocorre preferencialmente segundo orientações NE-SW, com evidente mergulho para SE (*Figura 7* em tom róseo). Essas rochas surgem na paisagem como extensos lajedos convexos e de superfície lisa.

Especialmente, é a associação de maior expressão dentro da área de mapeamento, correspondendo à *Unidade Rio Curu*, inicialmente proposta por Souza (2004) e também reconhecida em trabalhos subsequentes (Amaral, 2007; Amaral & Santos 2008).

Trata-se de uma associação de rochas gnáissicas de tonalidades cinza claro a escuro (*Figura 8A*) que, sob forte alteração, assumem aspecto amarelado, marcado pela distribuição de evidentes faixas e pontos avermelhados, decorrentes da alteração da biotita, o mineral acessório predominante. Os solos resultantes de intemperismo podem ser classificados como solos quartzo-arenosos claros, com numerosos grânulos e seixos de quartzo rosado e plagioclásio.

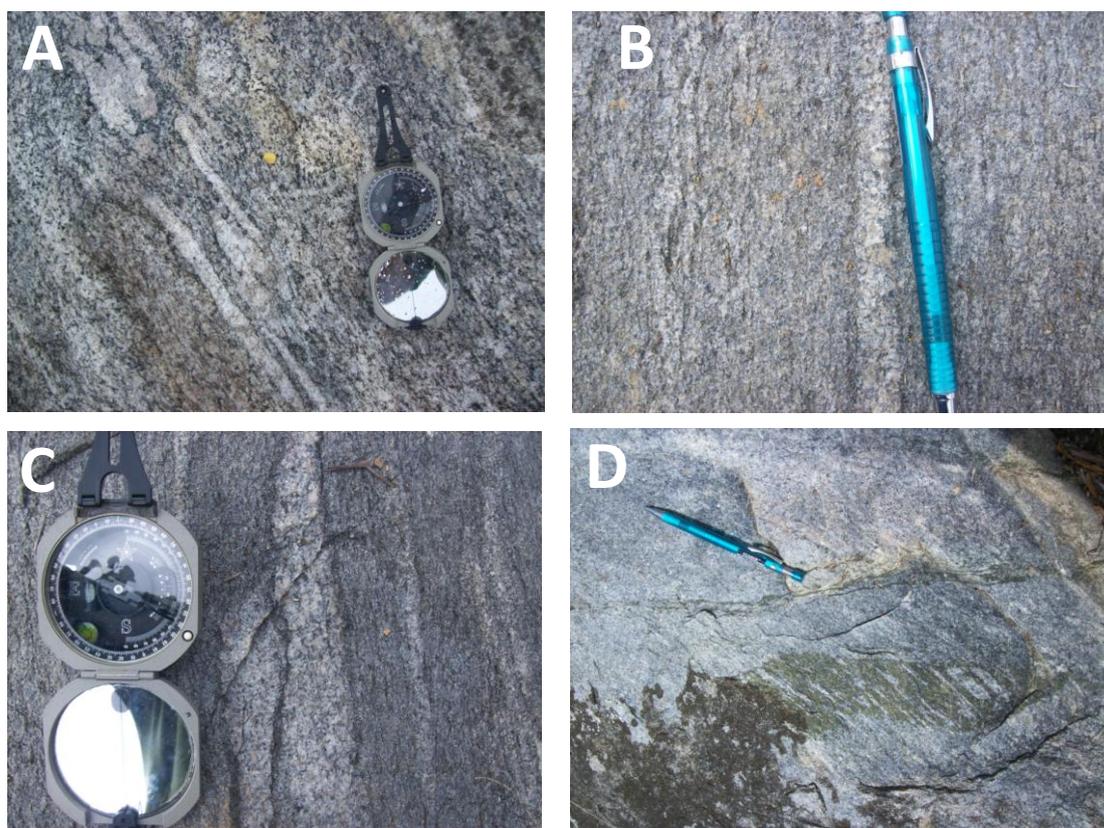


Figura 8 - (BtG) Biotita gnaiss: A. aspecto da rocha; B. bandamento gnáissico; C. evidência de segregação entre as fases felsicas e máficas, concordantemente com o bandamento gnáissico; D. epidotização da rocha segundo a anisotropia criada pelo bandamento gnáissic. Fotografias: J. A. Vitorio e A. T. Lourenço.

A composição mineral dessa unidade assemelha-se à da moda dos granodioritos, sobretudo. Embora admita termos tonalíticos ou mesmo monzo-graníticos muito subordinados, especialmente pouco expressivos.

Os minerais de dimensão média (1,0-5,0 mm) orientam-se segundo o bandamento gnáissico (*Figura 8B e C*), que é a feição textural e estrutural mais importante nessa rocha. Além de plagioclásio, quartzo, biotita e feldspato potássico, nessa ordem de

importância, ocorrem ainda epidoto (*Figura 8D*), sericita, muscovita, magnetita e outros óxidos opacos como acessórios.

Microscopicamente, os principais quatro componentes respondem por 75-85% da composição mineral total, descrevem textura grano-lepidoblástica predominante (*Figuras 9A e B*) e, em geral, mostram feições de equilíbrio entre si, indicando condições equivalentes de formação (minerais em paragênese). A magnetita e possíveis outros óxidos opacos aparentemente também se relacionam às condições de equilíbrio esboçadas pelos principais componentes.

Muscovita, sericita e epidoto ocorrem claramente como fases secundárias, alterando fases anteriores. Muscovita e sericita são minerais pouco abundantes, mas sempre associadas aos feldspatos, substituindo-os, sem padrão evidente. O epidoto, por outro lado, pode se manifestar pela rocha como vênulas contínuas, mas pouco espessas, onde se concentram cristais idiomórficos (*Figura 9C*).

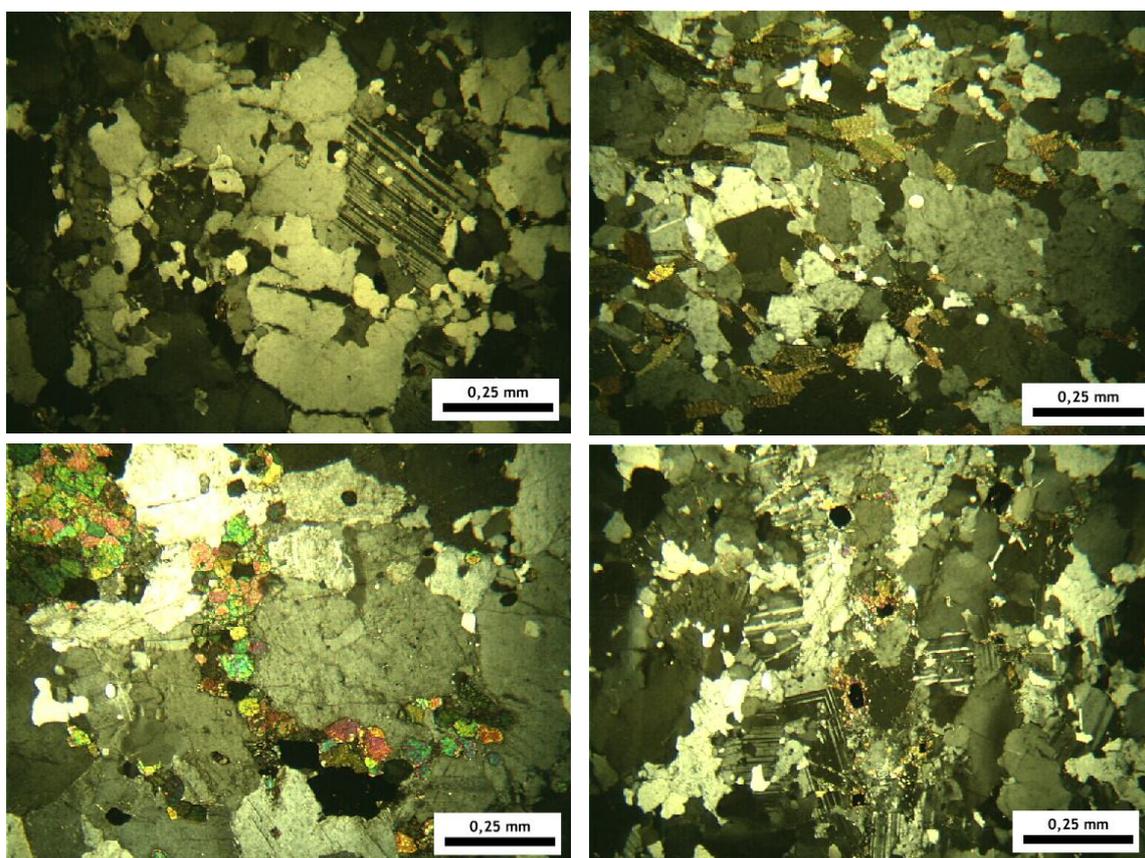


Figura 9 - (BtG) biotita gnaise: A. textura granoblástica desenvolvida pelos cristais de minerais félsicos; B. textura lepidoblástica, determinada pelos cristais de biotita; C. epidoto idiomórfico disposto como vênula entre cristais de plagioclásio e quartzo; D. alteração de feldspatos por muscovita.

Microfotografias: J. A. Vitorio.

Do ponto de vista metamórfico-estrutural, essa associação é bastante monótona, sem fases ou associações minerais que caracterizem o grau metamórfico atual da rocha. Além disso, embora fosse possível identificar bandas onde se concentravam biotita,

dispostas paralelamente a bandas mais ricas em quartzo e feldspatos (*Figura 8C*), manifestações mais conclusivas de estágios de migmatização, como as estruturas de Mehnert (1971), eram ausentes.

A individualização dessa unidade dentre as demais reconhecidas, sobretudo em respeito à unidade migmatítica, de composição mineral semelhante, se fez com base na ausência de indícios de migmatização. Embora, como esteja implícito no parágrafo anterior, sejam visíveis marcas de segregação entre fases máficas e félsicas, provavelmente em estado sólido.

Esse é um critério de individualização bastante prático, porque os gnaisses contêm apenas uma anisotropia, o bandamento gnáissico, quando comparados aos migmatitos, mas sua aplicação na área de estudo não foi fácil. O surgimento de feições de migmatização faz-se de maneira gradual, o que torna inviável o estabelecimento de limites exatos para o início da região afetada por migmatização.

Como traz o mapa geológico em anexo, optou-se por representar como gradual e difuso, o limite entre gnaisses e migmatitos.

3.1.2 – Granada-biotita gnaisse migmatítico (*GbgM*)

As rochas incluídas nessa unidade ocorrem numa faixa NE-SW no setor oeste da área de estudo (*Figura 7*; em cor amarelo ocre). Afloram como amplos lajedos de rocha ou em grandes blocos desagregados.

Corresponde a gnaisses migmatíticos que, em exposições frescas, têm coloração cinza clara a rósea, e que assumem tons amarelados sob forte aspecto de alteração. Os solos resultantes do intemperismo da rocha são arenosos e, localmente, pode ser pontilhado por fragmentos de granada.

Essas rochas são muito semelhantes ao biotita gnaisse (*BtG*) da unidade anterior, com exceção da presença de indícios conclusivos de migmatização (*Figura 10A*) e presença de granada exclusivamente no leucossoma correspondente (*Figura 10B*).

Nessa unidade, o bandamento gnáissico é intensamente dobrado, transposto e afetado por fusão parcial. Como resultado, tem-se o estabelecimento das estruturas denominadas por Mehnert (1971) como ptigmática (*Figura 10C*), *schlieren* (*Figura 10D*) e estiolítica (*Figura 10E*).

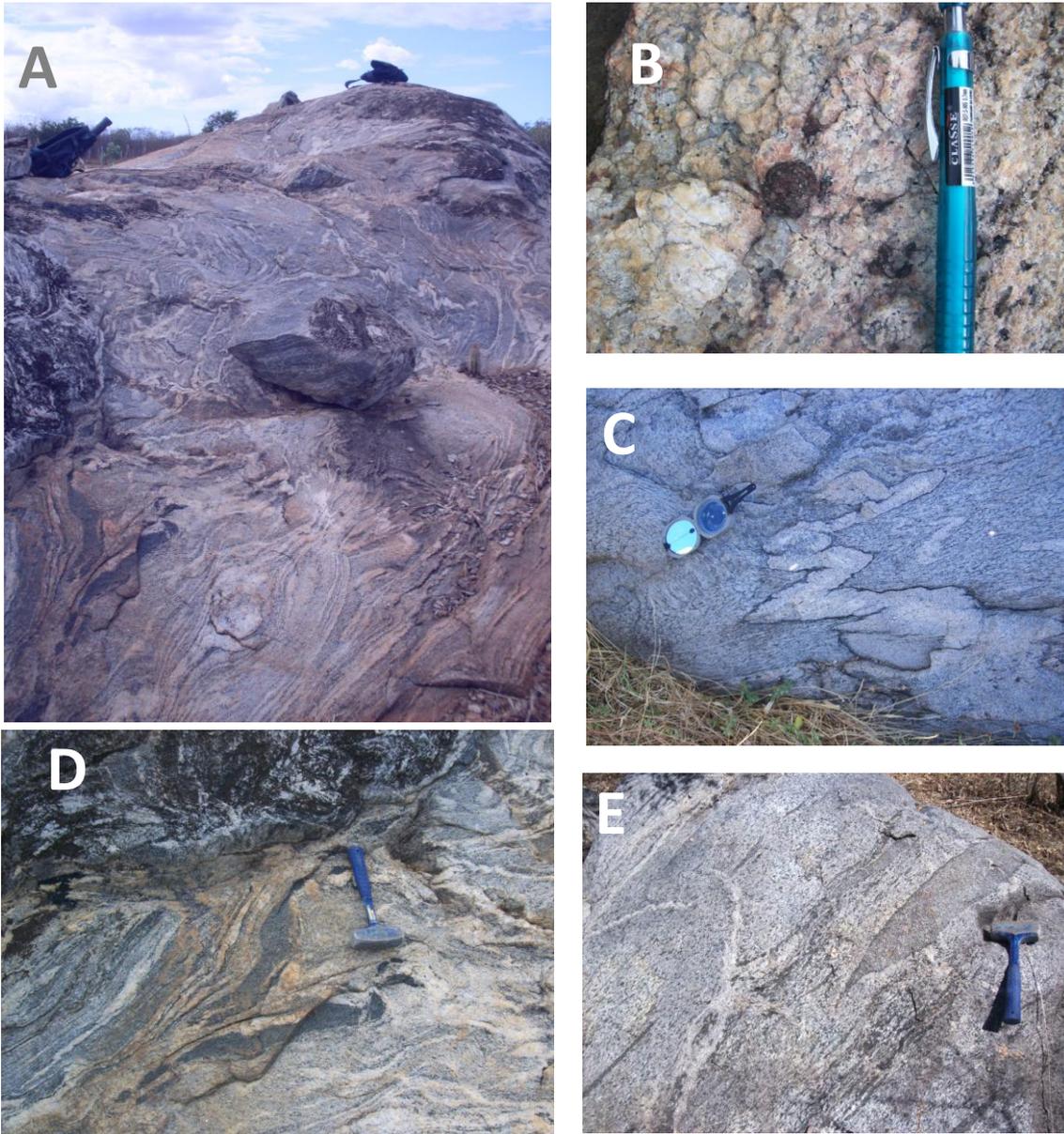


Figura 10 - (GbGM) Granada-biotita gnaisse migmatítico: **A.** afloramento em grande lajedo, ilustrando a individualização de veios pouco espessos, ondulados e mesmos interrompidos, cuja composição é félsica; **B.** foto de profiroblasto ($\varnothing > 1,5$ cm) de granada no leucossoma, rico em feldspato potássico; estruturas migmatíticas: **C.** estrutura ptigmática; **D.** estrutura do tipo *schlieren*; **E.** estrutura estiolítica.
Fotografias: J. A. Vitorio e A. T. Lourenço.

A mineralogia da rocha compõe-se de quartzo, plagioclásio e biotita como componentes principais, seguidos de feldspato potássico e granada como minerais importantes no leucossoma. Como acessórios são identificados epidoto, muscovita, titanita, óxidos opacos e turmalina negra (Figura 11). Em função do conteúdo de quartzo e feldspatos, essa rocha pode ter sua composição comparada a de um granodiorito.

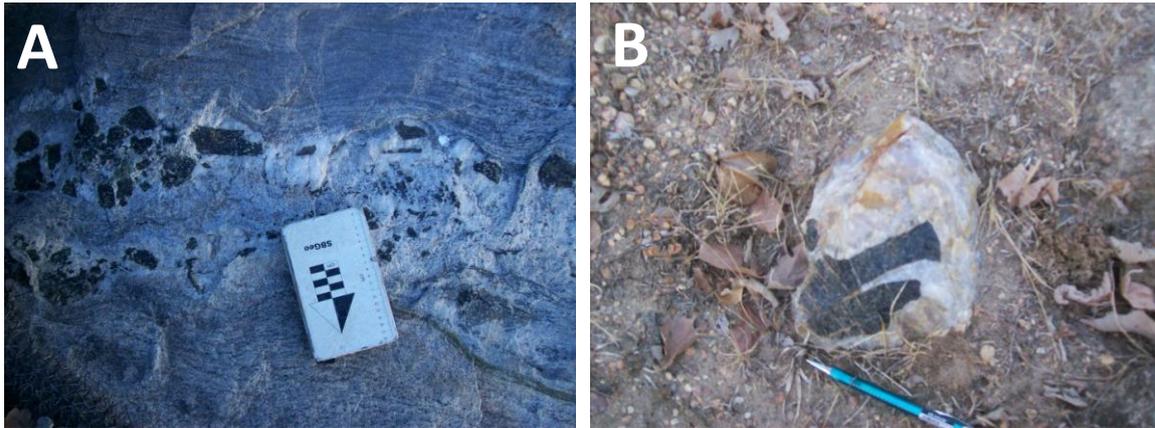


Figura 11 - Turmalina negra em veio, no granda-biotita gnaissé migmatítico (A), e em detalhe (B).

Nas porções intensamente migmatizadas, o melanosoma é composto predominantemente por biotita e plagioclásio, enquanto no leucossoma predomina plagioclásio com feldspato potássico em proporções variáveis, além de granada e a própria biotita.

Os enclaves anfibolíticos que ocorrem associados à essa unidades, podem exibir feições discretas de migmatização, juntamente com a encaixante, e ser cortada por veios de leucossoma (Figura 12A).

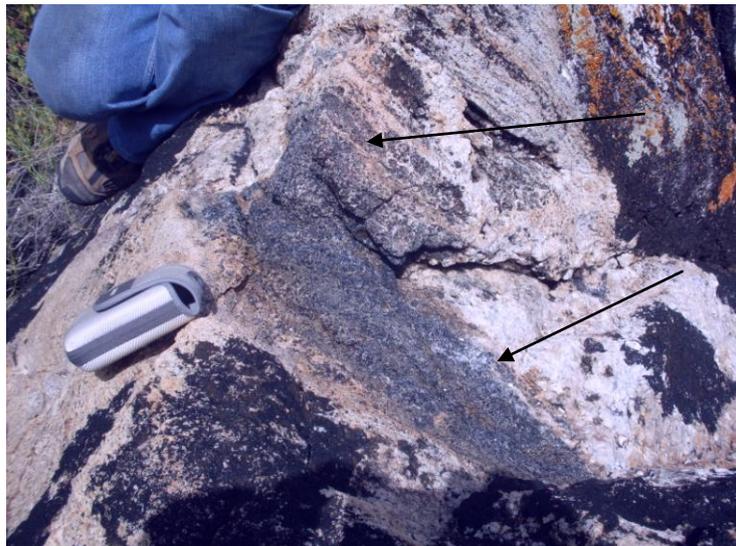


Figura 12 - Enclave metamáfico cortado discretamente por leucossoma. Fotografia: A. T. Lourenço.

Nesses casos, os enclaves constituem o núcleo do melanosoma juntamente com a biotita e plagioclásio da encaixante (referir-se à Figura 10D). No leucossoma, inclusive, é possível encontrar cristais xenomórficos, intensamente fraturados, de clino-piroxênio e/ou hornblenda (a depender da composição dos enclaves), dando lugar a plagioclásio e titanita, ou em estágios de pseudomorfismo por biotita e clorita, respectivamente (Figura 13).

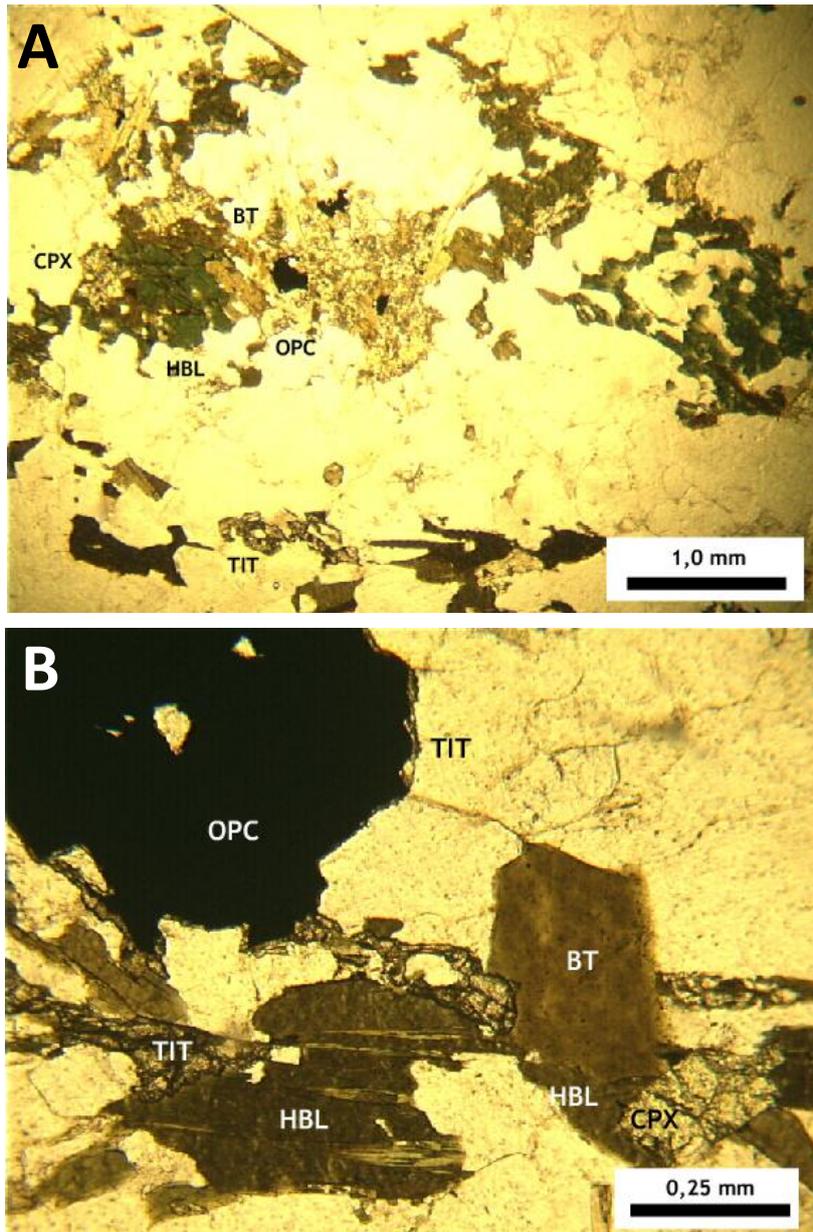


Figura 13 – Microfotografias de lâmina: **A.** minerais máficos dispersos no leucossoma; **B.** detalhe da microfotografia anterior, atentando-se para borda de titanita desenvolvendo-se ao redor de cristal de óxido opaco e a partir de hornblenda. Cristal de clinopiroxênio muito fraturado, dando lugar à hornblenda que, por sua vez, prontamente parece estar sendo substituída por biotita. Legenda: *BT* – biotita; *HBL* – hornblenda; *CPX* - clinopiroxênio; *OPC* – mineral opaco; *TIT* – titanita. Magnificação de 2,5x e 10,0x, respectivamente, em luz normal. *Microfotografias:* J. A. Vitorio.

3.1.3 – Granada-biotita leucognaisse migmatítico (GbLM)

Essa unidade ocorre no setor oriental da área mapeada, segundo uma faixa NE-SW (Figura 7; em cor bege). Os afloramentos típicos são encontrados principalmente ao longo das estradas e caminhos que cortam a região (Figura 14). Quando encontrados, blocos raramente preservam o aspecto são da rocha, livre de alteração, assim como lajedos ou outras superfícies de exposição natural. O aspecto de alteração da rocha é evidentemente branco, com variações de tonalidades amarela na medida em que se desenvolvem os solos (predominantemente argilosos ou siltosos).



Figura 14 - Afloramentos tipo da unidade. Foto: J. A. Vitorio.

Compreende uma associação de gnaisses migmatíticos de coloração branca, cuja composição, avaliada macroscopicamente, revela os minerais essenciais plagioclásio e quartzo, com feldspato potássico, biotita e granada subordinadas. A raiz da denominação adotada para essa unidade, *leucognaisse*, apóia-se na presença de proeminente bandamento gnáissico que, embora dobrado e afetado por migmatização local, é imposto sobre mineralogia dominada por cristais de plagioclásio (e quartzo) bem desenvolvidos (de dimensões superiores à 0,5 cm) e orientados (Figura 15).

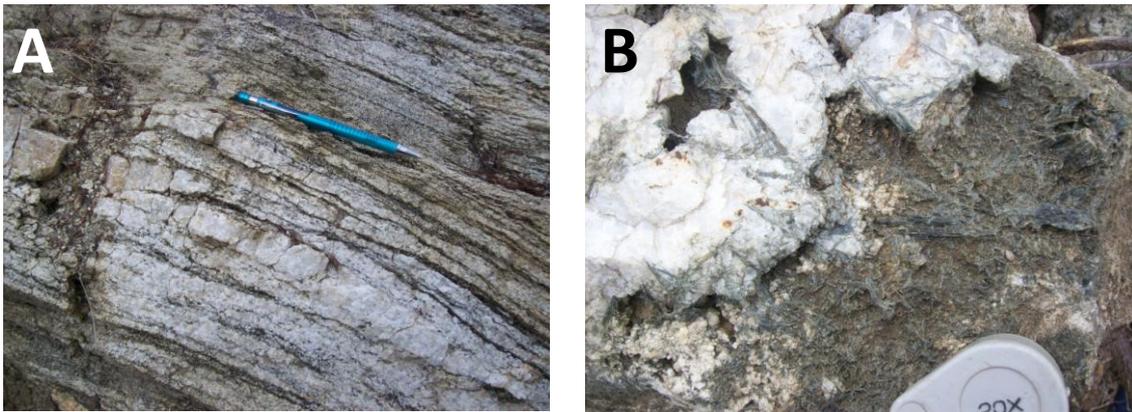


Figura 15 - A. bandamento gnáissico da unidade; B. serpentina exibindo hábito acicular em enclave de mármore. Fotos: J. A. Vitorio e A. T. Lourenço.

Além dos gnaisses migmatíticos, não são incomuns de lentes contendo mineirais de composição cálcio-silicática, prontamente reativos com ácido clorídrico, embora exista muito quartzo.

Associadas às essas lentes, podem ser observadas ripas aciculares, finamente laminadas, de um mineral verde intenso, que provavelmente relaciona-se ao grupo dos anfibólios (Figura 15B).

Em relação à estruturação da unidade, era comum o redobramento do bandamento gnáissico, com estabelecimento de dobras inclinadas abertas, quase simétricas em relação aos flancos e cujo eixo apresenta leve inclinação (Figuras 16A, B e C).

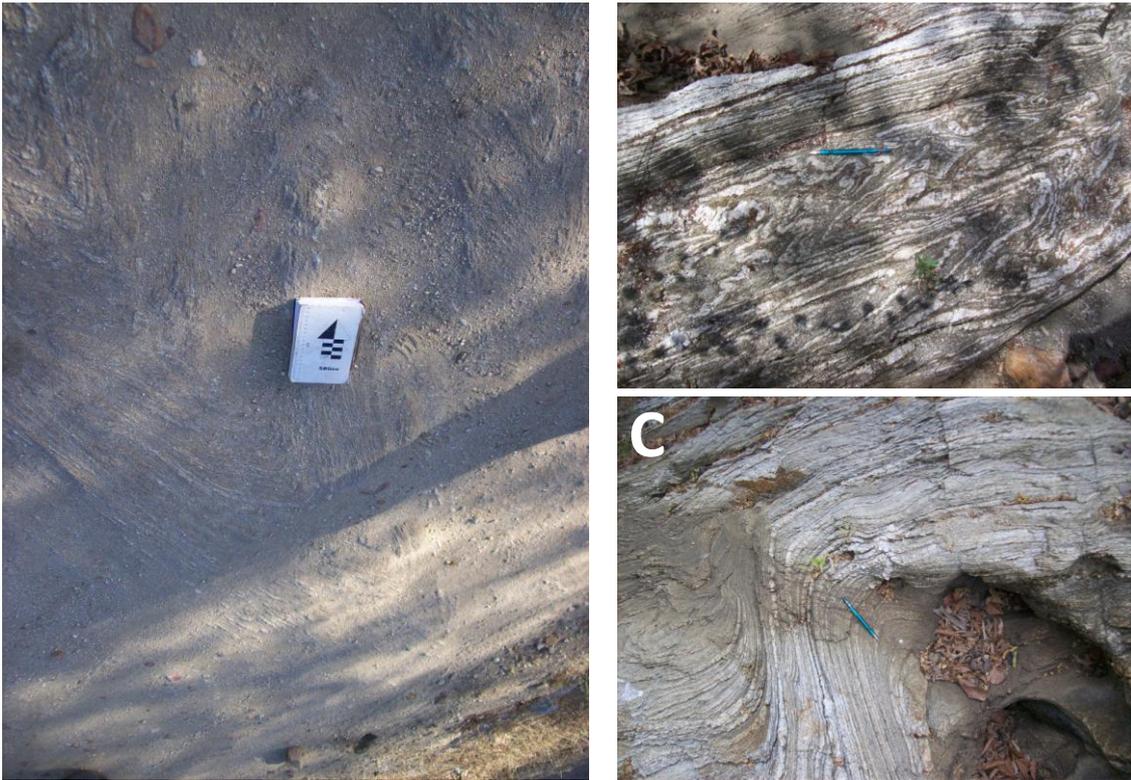


Figura 16 - (GblM) Granada-biotita leucognaisse migmatítico: **A.** dobra simétrica de eixo inclinado; **B.** dobras infrafoliais; **C.** dobra aberta com eixo inclinado. Fotos: J. A. Vitorio e A. T. Lourenço.

As feições migmatíticas das rochas dessa unidade podem ser classificadas, segundo os critérios de Mehnert (1971), como do tipo *schlieren* e dobrada.

Em relação à sua composição mineral, a unidade pode ser enquadrada no campo dos tonalitos e, possivelmente, também no dos granodioritos. Além disso, possui plagioclásio de composição de oligoclásio (10-30% An) e andesina (30-50% An), identificados segundo o método clássico de *Michel-Levy*. Essas constatações têm caráter indicativo apenas, porque a estimativa modal e a determinação de ângulos de extinção de plagioclásio foram feitas em apenas uma lâmina da unidade.

Plagioclásio e quartzo perfazem entre 50% e 70% da composição mineral da rocha. Feldspato potássico e granada pode representar teores variáveis entre 5-15%, enquanto a porcentagem de biotita na composição total pode variar entre 05-10%. Como minerais acessórios são comumente identificados muscovita, epidoto, titanita além de óxidos opacos. Nenhum dos minerais acessórios representa mais do que 5% na composição total da rocha.

A textura predominante é do tipo granoblástica, que dá lugar à lepidoblástica na medida em que a biotita tende a se concentrar em níveis do bandamento (*Figura 17*). A granada é xenomórfica, composta por pequenos cristais especialmente associados entre si e, comumente, à titanita subidioblástica.

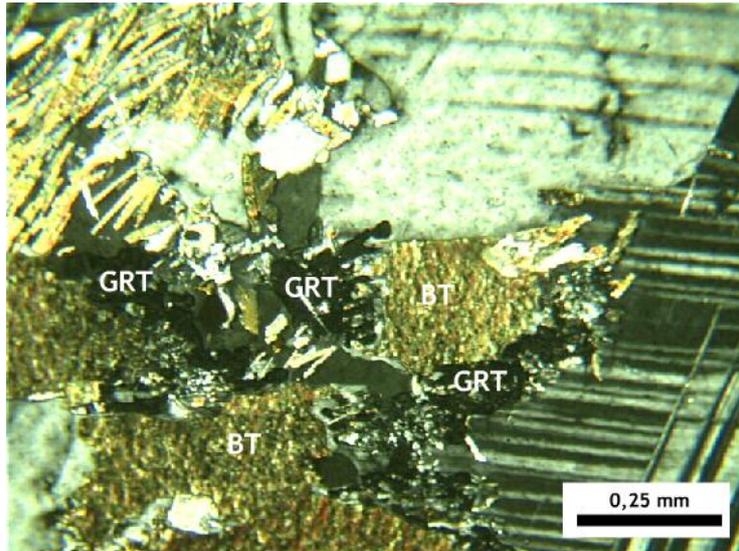


Figura 17 - Aparecimento de granada associada à biotita no leucossoma da unidade. Aumento de 10x, com polarizadores cruzados (LX). Microfotografia: J. A. Vitorio.

Os enclaves anfibolíticos presentes nessa unidade apresentam limites bastante bruscos ou marcados por interdigitação entre as duas unidades (*Figura 18*).

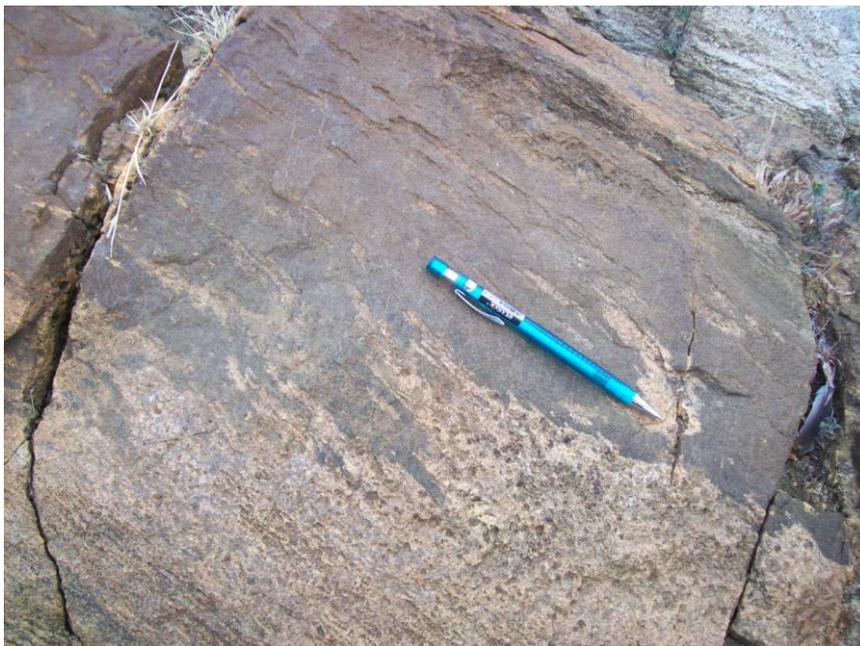


Figura 18 - Interdigitação no contato entre os leucognaises e um enclave metamáfico. Foto: J. A. Vitorio.

A individualização dessa unidade, em relação à unidade diretamente limítrofe (biotita gnaisse), baseou-se no fato de apresentar feições discretas de migmatização, presença de granada como fase mineral identificável macroscopicamente no leucossoma, e pelo relativo “empobrecimento” em teores de biotita. É possível, inclusive, distinguir o traço dessa associação rochosa em imagem de satélite (*Figura 19*), assim como feito por Amaral (2007).

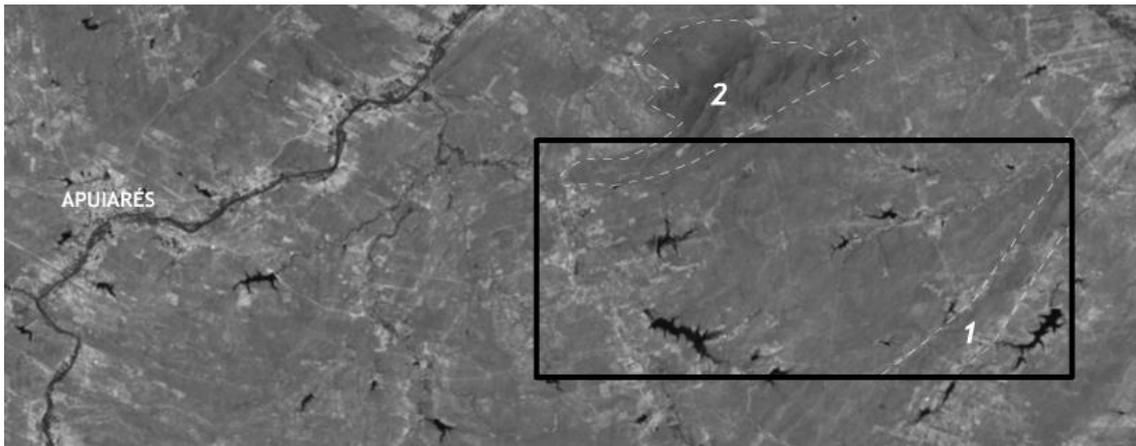


Figura 19 - Imagem LANDSAT-7 da região estudada. (1: *GbLM*) Granada-biotita leucognaisse migmatítico e (2: *MqfG*) Gnaiss quartzo-feldspático com magnetita.

3.1.4 – Gnaiss quartzo-feldspático com magnetita (*MqfG*)

Essa unidade ocorre restrita ao setor NW da área de estudo (*Figura 7*; em cor marrom), e corresponde a uma litologia de caráter gnáissico que sustenta a elevação de terreno conhecida localmente como Serra do Serrote (visível na imagem de satélite acima, circulada, *Figura 19:2*).

Os afloramentos da unidade concentram-se ao redor do Serrote, em suas escarpas e como blocos rolados nas adjacências. A cor da rocha são branca ou amarela, e adquire tons negros, quando alterada.

Trata-se de gnaisses bandados (*Figura 20A*), compostos essencialmente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e magnetita, que se dispersa em alguns níveis, sob concentrações e dimensões consideráveis (*Figura 20B*).

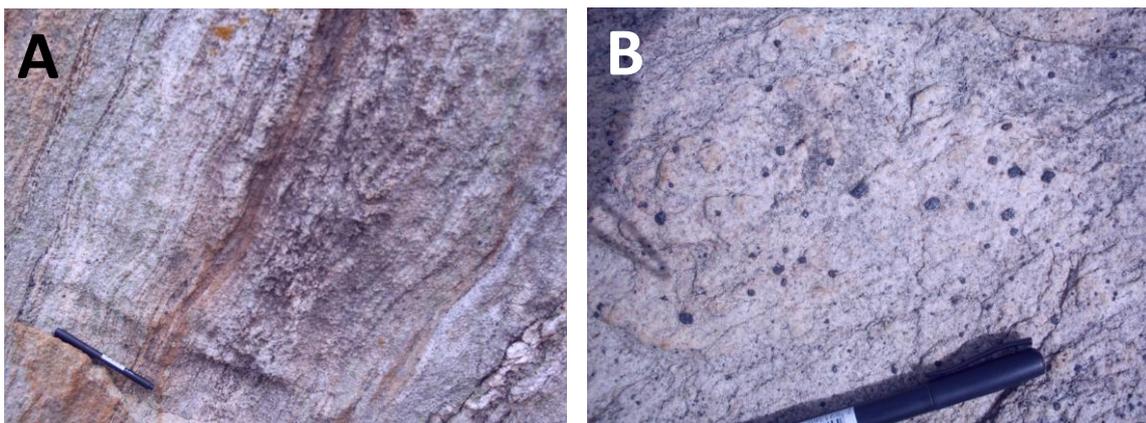


Figura 20 - (*MqfG*) Gnaiss quartzo-feldspático com magnetita: **A.** aspecto geral da rocha, notar a composição mineral simples, de quartzo e feldspatos; **B.** cristais de magnetita dispersos. Fotos: A. T. Lourenço.

Sua composição modal pode ser expressa como tonalítica ou granodiorítica, segundo estimativas realizadas. Os aspectos petrográficos da rocha resumem-se à textura granoblástica desenvolvida pelos minerais, a uma comum alteração dos

feldspatos por muscovita e à identificação de pequenos cristais de biotita, acessórios, não vistos a olho nu (*Figura 21*).

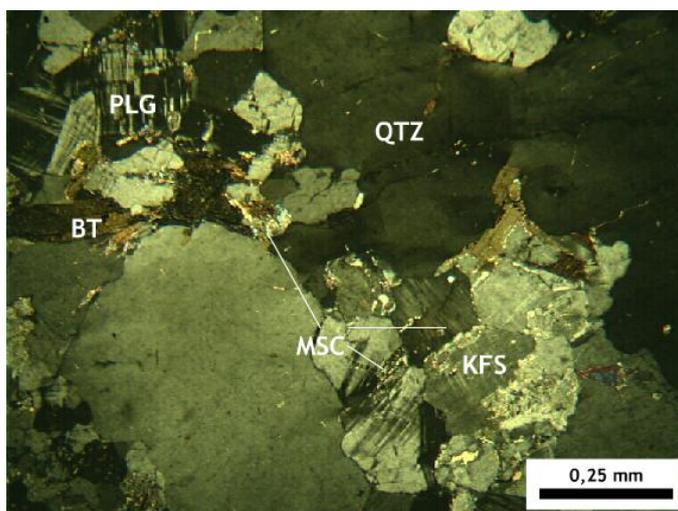


Figura 21 - Imagem ilustrando a textura granoblástica descrita pela mineralogia quartzo-feldspática da rocha e o surgimento de muscovita como alteração. Aumento de 10x, com polarizadores cruzados (LX).
Microfotografia: J. A. Vitorio.

A individualização dessa unidade das demais se baseou no critério composicional, pois dentre os demais gnaisses mapeados, essa unidade contém os gnaisses de composição mais simples (quartzo-feldspática), e, em relação aos acessórios, é o único a conter magnetita em dimensões superiores a 2,0 centímetros. Além disso, essa rocha ocorre exclusivamente na área da Serra do Serrote, exibindo apenas monótono bandamento gnáissico, sem feições de migmatização.

3.1.5 – Granada-hornblenda-biotita gnaisse migmatítico (*GhbM*)

Essa unidade ocorre essencialmente em duas regiões da área de mapeamento, mais precisamente ao sul e a oeste (*Figura 7*, em cor laranja). Outra ocorrência considerável localiza-se diretamente a NW da área de estudo, fora de seus limites.

Trata-se de uma associação de rochas migmatíticas, cuja característica principal refere-se à presença dos minerais granada, hornblenda e biotita, do mineral menos expressivo ao mais expressivo, condicionados ao bandamento gnáissico ondulado e muitas vezes interrompido por vênulas de leucossoma; evidência clara de migmatização.

O aspecto da rocha é bastante escuro, com tons cinza a negro (*Figura 22A*), onde se destaca os veios e vênulas de plagioclásio e quartzo do leucossoma (*Figura 22B*). Sob alteração, a rocha tende a adquirir tons avermelhados que, por sua vez, reproduzem-se nos solos dessa rocha.

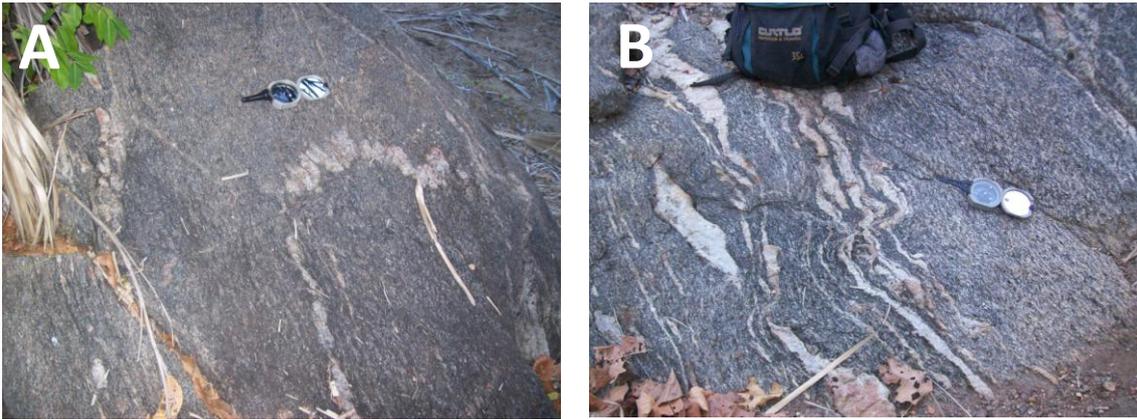


Figura 22 - (GhbM) Granada-hornblenda-biotita gnaiss migmatítico: **A.** aspecto geral da rocha; **B.** veios de leucossoma. Fotos: J. A. Vitorio e A. T. Lourenço.

A mineralogia essencial da rocha compõe-se de biotita, plagioclásio, quartzo, hornblenda, feldspato potássico e granada. Titanita, identificada microscopicamente, ocorre como mineral acessório (Figura 23).

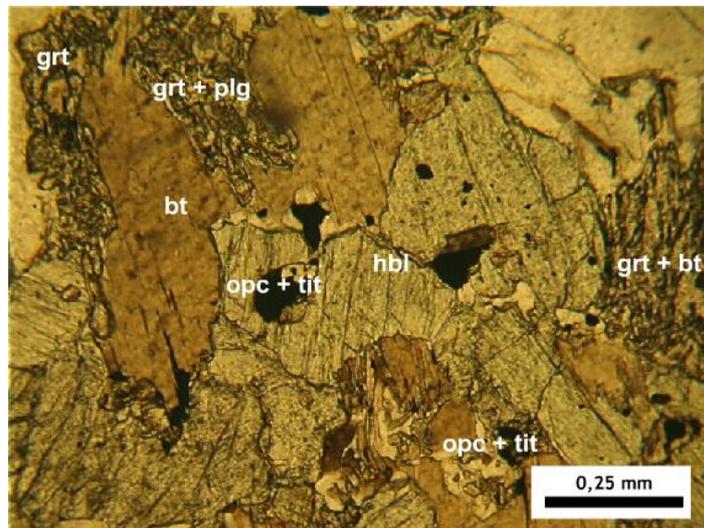


Figura 23 - Aspecto microscópico da rocha, exibindo a mineralogia da rocha, com enfoque em algumas reações minerais de substituição (granada e biotita, opaco e titanita) e de provável descompressão (granada fraturada com bordas de plagioclásio). Aumento de 10x em luz natural (LN). Para legenda, referir-se à Figura 13. Microfotografia: J. A. Vitorio.

Em vista a estimativa feita, as relações percentuais entre os minerais QAP, conduzem à classificação da rocha como um gnaiss migmatítico de composição tonalítica, embora os demais minerais juntos excedam a concentração de quartzo (10-15%), plagioclásio (25-30%) e de feldspato potássico (5-10%), este último, pouco expressivo.

Segundo regras para nomenclaturas de rochas anfíbolíticas apresentadas por Coutinho *et al.* (2007) em trabalho aprovado pela Subcomissão de Sistemáticas de Rochas Metamórficas da IUGS (originalmente, *IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*), essa rocha também pode ser tomada como *amphibolite-quartzofeldspathic*, ou anfíbolito quartzo-feldspático.

Os minerais félsicos, responsáveis pelo aspecto de gnaissificação, organizam-se sob formas granoblásticas, enquanto os demais (biotita e hornblenda) definem textura lepidó-nematoblástica, de orientação preferencial, embora sejam comuns ripas de biotita também distribuídas entre os cristais de minerais granoblásticos (*Figura 24A*). A granada ocorre associada à hornblenda, em vias de evidente substituição por biotita (*Figura 23*).

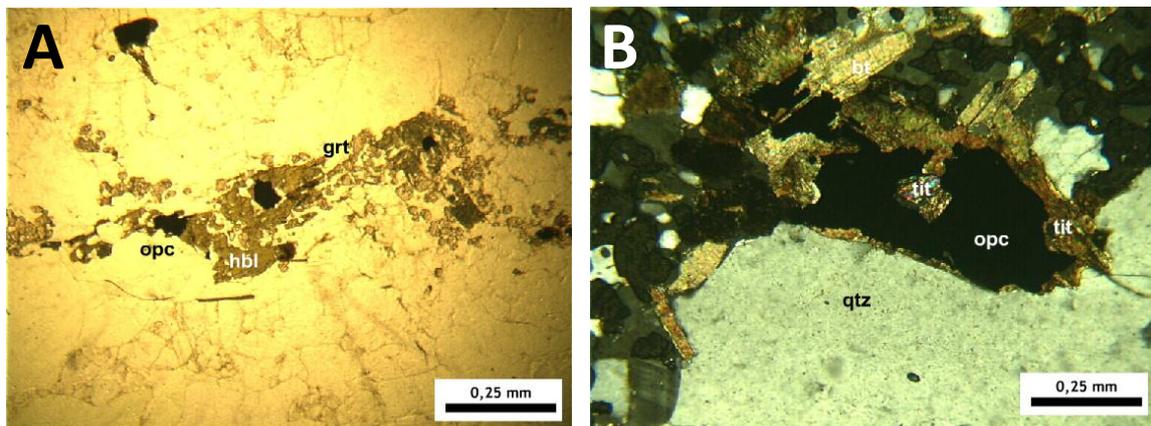


Figura 24 - A. textura geral da rocha, do tipo nemato-lepido-granoblástica, isto é, a variação textural entre os cristais de acordo com o tipo de mineral (notar que os cristais de hornblenda mostram-se ligeiramente orientados, enquanto os demais minerais félsicos, em cor amarelada, cuja borda é visível, não mostram orientação aparente). Aumento de 10x em luz natural (LN); *B.* formação de titanita a partir de óxido opaco e reação entre o óxido e quartzo, na borda inferior, resultando em biotita, provavelmente titanífera. Aumento de 10x com polarizadores cruzados (LX). *Microfotografias:* J. A. Vitorio.

Nessa unidade, com o auxílio do microscópio petrográfico, pôde-se verificar relações de desequilíbrio químico, que se manifestam como substituição mineral de uma fase por outra, ou “desmistura” entre duas fases (*Figura 24B*, por exemplo).

É muito comum a substituição de hornblenda por biotita, a partir das bordas (*Figura 25*). O avanço da substituição tem como diagnóstica a coloração assumida pela hornblenda, cada vez mais amarronzada. Titanita também pode exibir-se como produto de substituição da hornblenda. Além disso, minerais opacos podem surgir nas clivagens prismáticas do anfibólio, um indício de desmistura entre fases (*Figura 25*).

A granada também sofre substituição por biotita, mas esse fenômeno manifesta-se principalmente ao longo de fraturas. Além disso, a granada também pode ser poiquilítica em relação à cristais xenomórficos de quartzo, isto é, incluindo-os, simultaneamente à substituição por biotita.

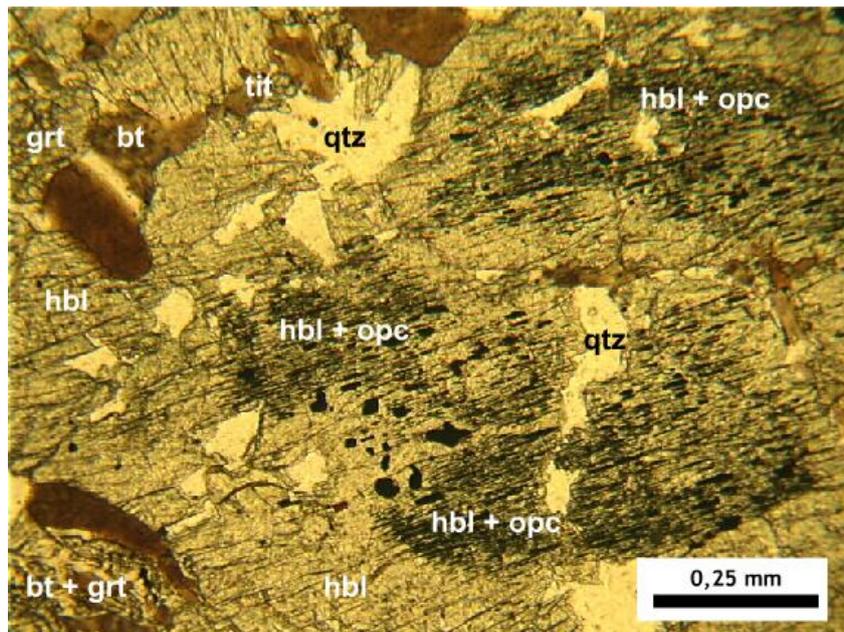


Figura 25 - Surgimento de mineral opaco nas clivagens prismáticas da hornblenda, e sua substituição preferencial, a partir das bordas, por biotita. Aumento de 10x em luz natural (LN). Microfotografia: J. A. Vitorio

A biotita, entretanto, não ocorre somente como produto de substituição mineral; é possível observar cristais euédricos a sub-euédricos de biotita, em texturas radiais, ao longo de toda lâmina.

Mais discussões sobre desequilíbrio entre paragêneses minerais são apresentadas no tópico dedicado ao metamorfismo. Entretanto, é possível depreender duas paragêneses, isto é, dois conjuntos minerais de cronologia (granada e hornblenda, e titanita e biotita).

A individualização dessa unidade fez-se por ser mineralogicamente mais complexa do que as unidades biotita gnaiss e granada-biotita gnaiss migmatítico.

3.1.6 – Anfibolitos (Anf)

Essa unidade ocorre em vários pontos da área de estudo na forma de enclaves ou faixas de espessura e comprimento diversos (Figura 7, em cor verde). Corresponde a rochas meta-máficas de aspecto verde escuro ou negro e textura média ou grossa ($\varnothing < 2,0$ cm) que, de forma geral, apresentavam-se discretamente foliadas ou maciças.

Os afloramentos naturais da unidade eram raros, sendo mais comuns blocos angulosos ($< 1,0$ metro) encontrados ao longo das estradas. Além disso, observação do solo superficial provou ser a ferramenta mais útil para identificação da ocorrência dessa unidade. Seus solos eram caracteristicamente avermelhados e argilosos, completamente

distintos dos solos amarelados e quartzosos resultantes da alteração dos diversos tipos de gnaisses aos quais se associam essas rochas meta-máficas (*Figura 26*).



Figura 26 - Contraste de coloração entre os solos formados pela alteração de biotita gnaisse e de um anfibolito. *Fotografia*: J. A. Vitorio.

A designação de meta-máfica aplica-se a essas rochas, pois aparentemente representam protólito máfico, vulcânico e de metamorfismo de alto-grau em fácies Anfibolito ou Anfibolito Superior. Em resumo, trama-se de litotipos anfibolíticos, com evidências pouco conclusivas de migmatização, como venulação de plagioclásio e quartzo (aparentemente sem feldspato potássico; *Figura 27*).



Figura 27 - Veios ricos em plagioclásio (pouco quartzo, e nenhum feldspato potássico), cortando clasto arredondado de diopsídio-granada anfibolito. *Fotografia*: J. A. Vitorio e A. T. Lourenço.

A individualização dos litotipos integrantes dessa unidade baseou-se na composição mineral. Os litotipos são, do menos ao mais complexo em relação a

composição mineral: anfibolito, granada anfibolito, granada-biotita anfibolito, diopsídio-granada anfibolito e diopsídio-granada-biotita anfibolito. Aparentemente não existe nenhum padrão de distribuição desses litotipos na área de estudo.



Figura 28 – Clasto arredondado de granada anfibolito, contendo granada evidentemente bordejada por plagioclásio. Fotografia: J. A. Vitorio.

A olho nu são identificáveis apenas o anfibólio, plagioclásio, quartzo e granada ou biotita, quando presentes. Os demais minerais só são observáveis com auxílio do microscópio petrográfico.

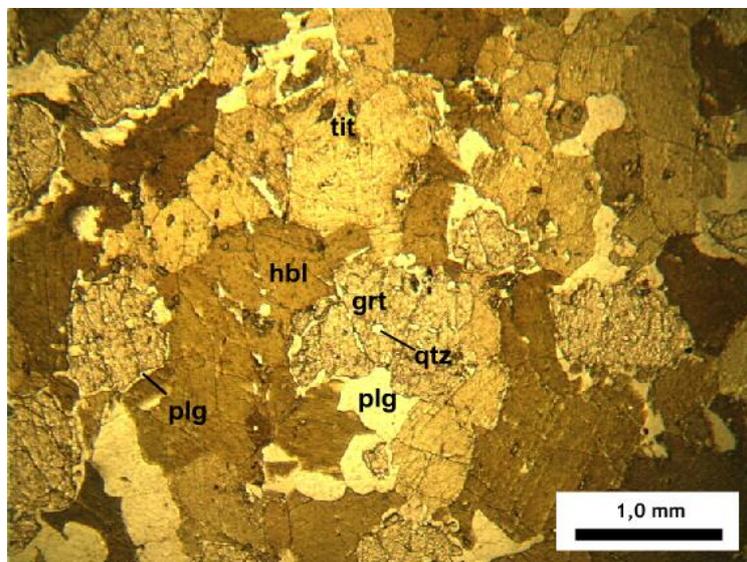


Figura 29 - Aspecto microscópico de um granada anfibolito; notar o caráter poiquiloblástico da granada (oicocristais de quartzo), que também é envolvida por plagioclásio (coronas). Aumento de 2,5x com luz natural (LN). Microfotografia: J. A. Vitorio.

Como é possível de se observar macroscopicamente, e em função das denominações dadas aos litotipos, a mineralogia essencial da associação compõe-se de anfibólio do tipo hornblenda e plagioclásio com teores moderados de Ab (30-50%). Mas também são fases importantes e diagnósticas, os minerais clino-piroxênio (diopsídio),

granada, biotita e quartzo. Como minerais acessórios frequentes, são identificados titanita, magnetita e/ou outros óxidos.

A textura microscópica geral desenvolvida pelos minerais varia granobástica, decussada, nematoblástica, ou mesmo grano-nematoblástica. Entretanto, minerais aos pares (ou mesmo em trios) esboçam relações texturais importantes entre si, como textura coronítica (*Figura 29 e 30C*), simplectítica (*Figuras 30A e 30B*), poiquiloblástica (*Figura 29*) e pseudomórfica.

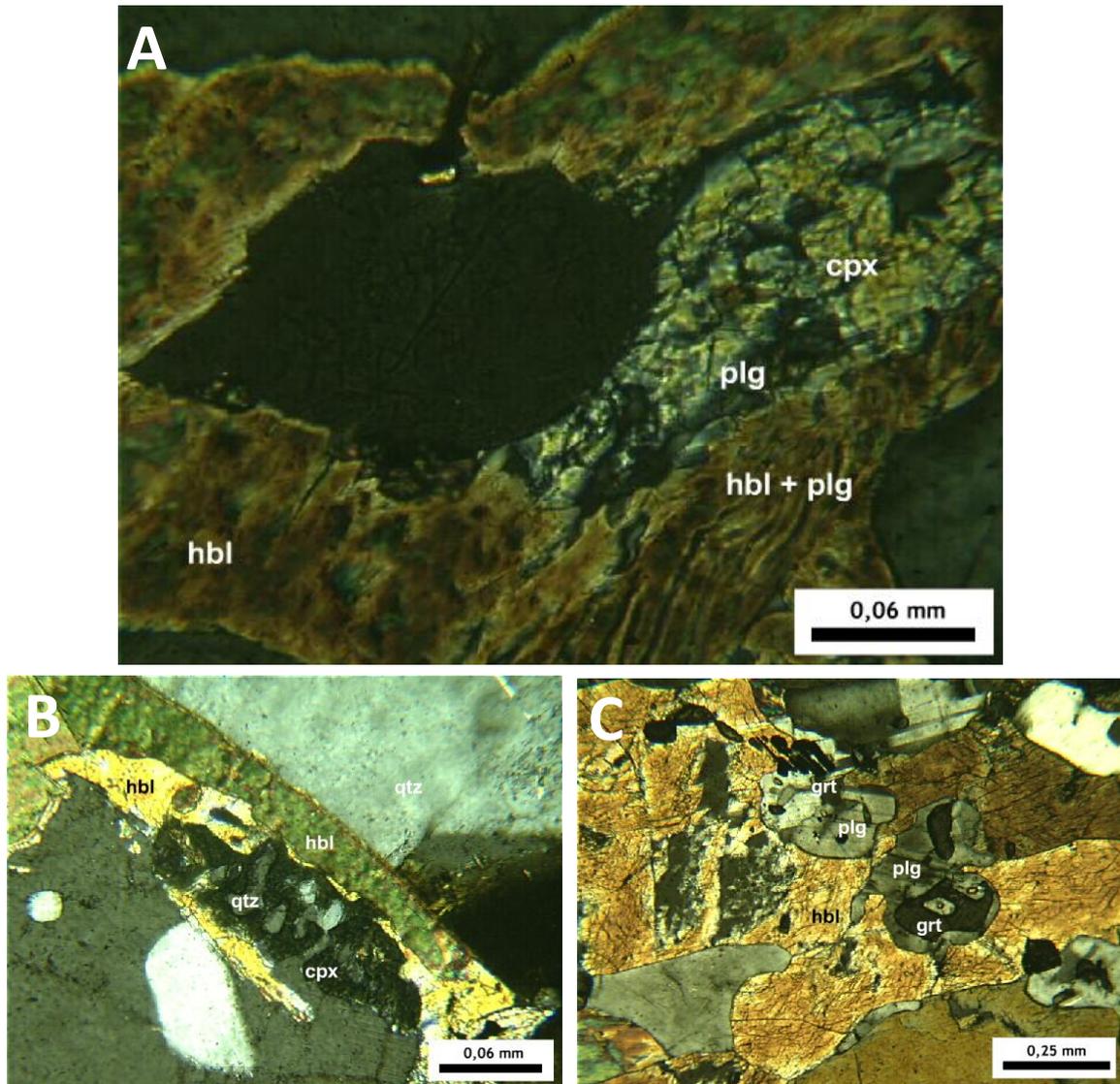


Figura 30 - A. lamelas onduladas de plagioclásio em hornblenda, definindo textura similar à simplectítica. Aumento de 40x com polarizadores cruzados (LX). *B.* simplectito de diopsídio e quartzo. Aumento de 40x com polarizadores cruzados (LX) *C.* granada com corona de plagioclásio. Aumento de 10x com polarizadores cruzados (LX). Microfotografias: J. A. Vitorio.

A granada é predominantemente poiquiloblástica, com cristais de quartzo, hornblenda ou plagioclásio inclusos. Ainda em relação à granada, é comum encontrá-la bordejada por plagioclásio, sendo esta feição visível inclusive a olho nu (*Figuras 28 e 29*).

O clino-piroxênio, tido como diopsídio, ocorre invariavelmente como cristais fraturados (*Figura 31A*), xenomórficos e parcialmente afetados por substituição por hornblenda ou mesmo biotita (*Figuras 31A e B*).

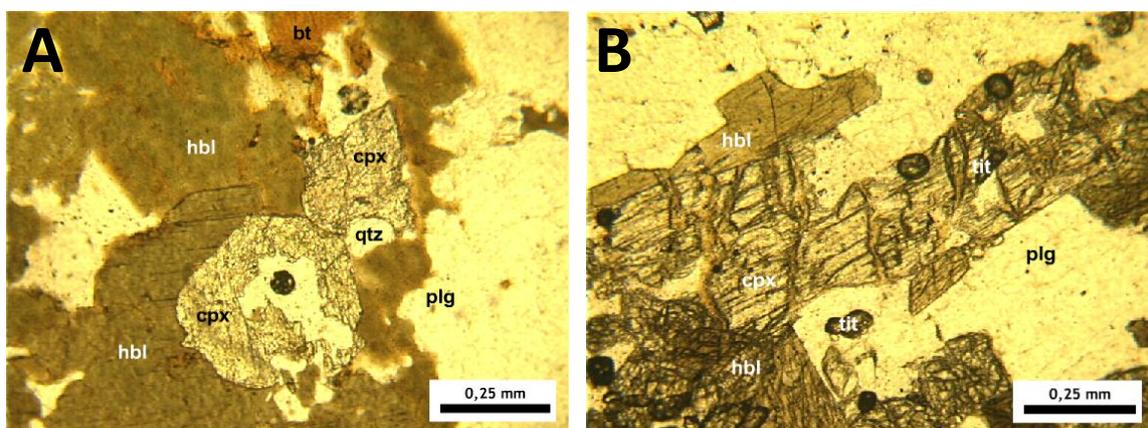


Figura 31 –A. Cristais fraturados de diopsídio, envoltos por hornblenda. Aumento de 10x em luz natural (LN). *B.* Diopsídio sendo substituído por hornblenda a partir de fraturas e clivagens prismáticas. Aumento de 10x em luz natural (LN). *Microfotografias:* J. A. Vitorio.

A individualização dessa unidade, frente às demais, baseou-se em critérios mineralógicos. A delimitação dos corpos foi feita com base nas manchas de solo, sobretudo.

3.1.7 – Olivina gabro (Ol)

Essa unidade ocorre em dois pontos da área de estudo: nos setores oriental e centro-sul (*Figura 7*, como traços negros, finos e contínuos –os traços descontínuos são lineamentos estruturais). No primeiro caso, os afloramentos parecem representar uma associação de rochas que perfaz extensão superior a 1,0 quilometro, em direção aos limites da área, e largura inferior à 50 metros. No segundo caso, localizado no setor centro-sul, trata-se de uma exposição de pouco mais de 300 metros de comprimento por pouco mais de 30 metros de largura (medidas inferidas).

Tratam de rochas maciças, de aspecto escuro, melanocrático, marcado por cristais primáticos euédricos de piroxênio, possivelmente do tipo augita (clino-piroxênio ferro-magnésiano e cálcico), imersos em matriz afanítica composta por plagioclásio, piroxênio e olivina (identificável apenas sob microscópio, *Figura 33*).

O avanço da alteração intempérica promove o clareamento da matriz afanítica (*Figura 32*), que adquire tons acinzentados, até brancos, a depender da intensidade da obliteração dos minerais primários.



Figura 32 - Clasto de olivina gabro. Fotografia: J. A. Vitorio.

Como apenas os cristais de piroxênio atingem dimensões consideráveis, por vezes superiores a 1,0 centímetro, com demais minerais bastante diminutos, é possível que as denominações de micro-gabro, ou mesmo diabásio, também sejam adequadas.

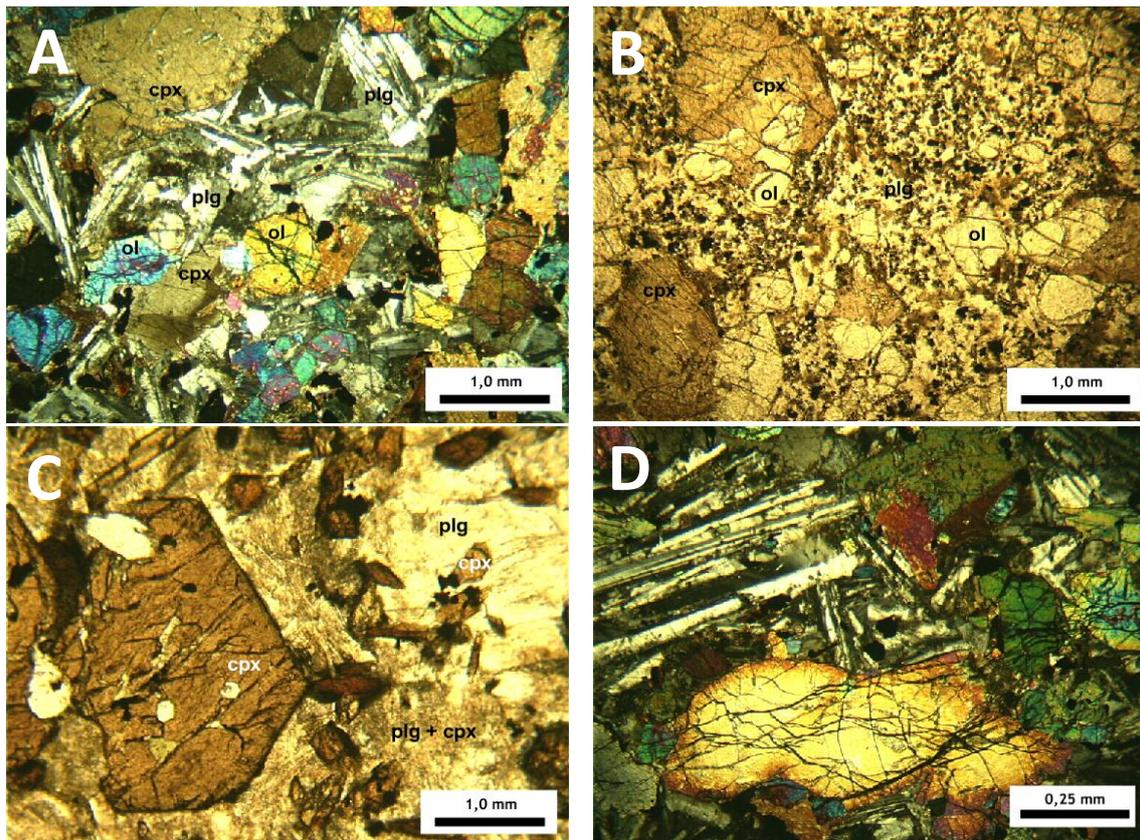


Figura 33 - **A.** aspecto microscópico do olivina gabro, cuja composição contempla augita, plagioclásio, olivina, basicamente. Aumento de 2,5x com polarizadores cruzados (LX). **B.** núcleos de olivina, alguns inclusos por clinopiroxênio. Aumento de 2,5x em luz natural (LN). **C.** detalhe para cristal euédrico de augita e para a matriz composta por uma massa de plagioclásio e clino-piroxênio. Aumento de 2,5x em luz natural (LN). **D.** detalhe para cristal fraturados de olivina em meio a massa de plagioclásios euédricos. Aumento de 10x com polarizadores cruzados (LX). Microfotografias: J. A. Vitorio.

De acordo com o mapeamento empreendido por esse trabalho, essa unidade encaixa-se em diopsídio anfíbolito e biotita gnaisse, respectivamente de acordo com as ocorrências descritas no primeiro parágrafo.

3.1.8 – Basalto (DB)

Corresponde a ocorrência de um dique basáltico, de extensão superior a 4,0 quilômetros e largura inferior à 30 metros, que ocorre na porção central da área de estudo. A delimitação de seu traço foi feita principalmente com base na identificação de blocos e matacões angulosos encontrados ao longo do terreno.

Afloramentos frescos são raros e, sob forte aspecto de alteração, essa unidade pode ser confundida com os anfíbolitos, especialmente se houver desenvolvimento de alguma cobertura de solo –que é vermelho e argiloso, no caso das duas unidades.

A rocha pode conter xenólitos dos gnaisses da região, como ilustra a *Figura 34*.



Figura 34 - Bloco de basalto contendo xenólitos de biotita gnaisse e granada-biotita gnaisse migmatítico.
Fotografia: J. A. Vitorio e A. T. Lourenço.

3.2 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

A manutenção do padrão de estruturação de todas as unidades mapeadas, com direção do bandamento gnáissico constante apesar dos ângulos de mergulho variarem razoavelmente, é um fato que abre caminho para a interpretação de que a área de estudo representa um único domínio estrutural, de direções NE-SW e mergulho moderado (30-70°) para SE.

Foi possível depreender que o padrão estrutural da área deve-se a três eventos deformacionais, D_{n-1} , D_n e D_{n+1} . O primeiro teria sido o responsável pela gnaissificação

das rochas da área, com o estabelecimento de um bandamento (S_{n-1}) que foi transposto e dobrado pelo segundo evento. Por sua vez, D_n seria responsável pelo estabelecimento da feição mais evidente (o bandamento gnáissico S_n) com migmatização local associada provavelmente a zonas de dobras e provavelmente pelo transporte tectônico das rochas para NW, com geração de estruturas diagnósticas.

O último evento caracteriza-se pelo redobramento de S_n , com geração de uma foliação discreta e de alto ângulo de mergulho e desenvolvimento de padrões de interferência.

3.2.1 – Evento D_{n-1}

As estruturas representantes desse evento foram, em grande parte, obliteradas pelos eventos posteriores. A unidade granada-biotita leucognaisse migmatítico (*GbLM*) preserva os melhores resquícios desse evento.

O evento D_{n-1} surge como um bandamento gnáissico que foi redobrado e que agora está contido na foliação desenvolvida por D_n , de forma que a foliação regional S_n pode ser considerada coaxial em relação às dobras que gerou no bandamento S_{n-1} . Isto é, a foliação regional S_n é o plano axial das dobras D_{n-1} (*Figura 35*).



Figura 35 - Esquema representando a relação entre S_{n-1} e S_n . Foto: J. A. Vitorio.

As dobras que respondem por S_{n-1} são dobras intra-foliais, não planas, cilíndricas, assimétricas, fechadas, classificadas *dobras inclinadas com caimento* segundo classificação de Rickard (1971) [apud. SBGEO, 2008] e como da *classe 2* de Ramsay (1967).

São relativamente harmônicas, isto é, existe certo alinhamento entre as charneiras das dobras, pois a superfície axial das dobras corresponde à S_n , e o eixo das dobras está contido na superfície axial e/ou em S_n (esses dois elementos geométricos são coincidentes). E, por serem intra-foliais, essas dobras não mostram vergência alguma.

3.2.2 – Evento D_n

Esse evento estabeleceu-se em meio à condições dúcteis, em função das dobras que gerou nas estruturas anteriores (*Figura 35*) e pela migmatização que, em estágio de anatexia inicial, concentra leucossoma segundo o bandamento gnáissico (S_n), como é visível na *Figura 36*. A segregação entre fases félsicas e máficas que ocorre no biotita gnaisse (*BtG*) da área também ocorre segundo o bandamento S_n .

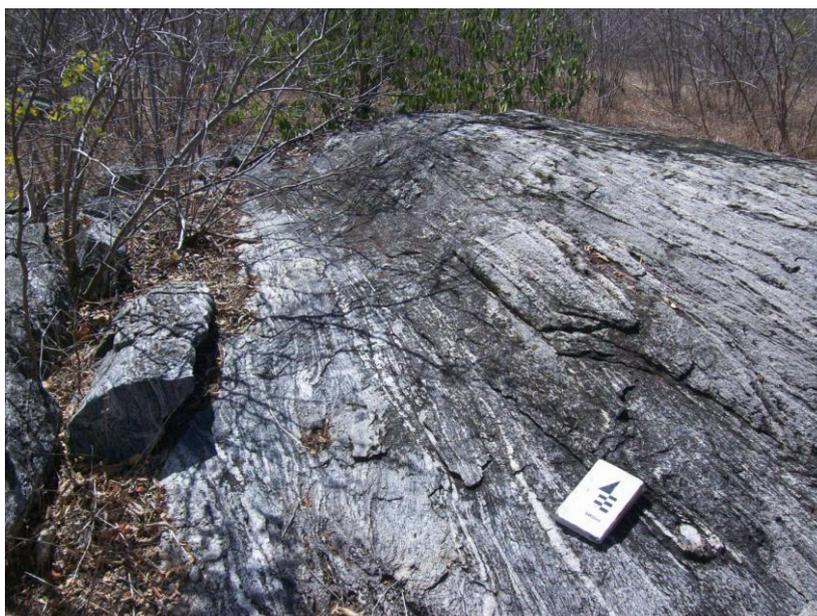


Figura 36 – Granada-biotita gnaisse migmatítico (*GbgM*) com veios de leucossoma condicionados ao bandamento gnáissico S_n . Foto: J. A. Vitorio.

O bandamento gnáissico possui orientação geral NE-SW e ângulos moderados de mergulho (30-70°; *Figura 37A* e *37B*). O plano S_n contém lineações minerais discretas e de difícil identificação, em função da anatexia. A lineação é marcada preferencialmente pelo estiramento de grãos de quartzo e feldspato ou por cristais alongados de biotita.

A orientação das lineações é predominantemente *down-dip* (Figura 37D e 37E), isto é, sua direção é coincidente com a reta de maior ângulo de mergulho contida no bandamento S_n (Figura 37E).

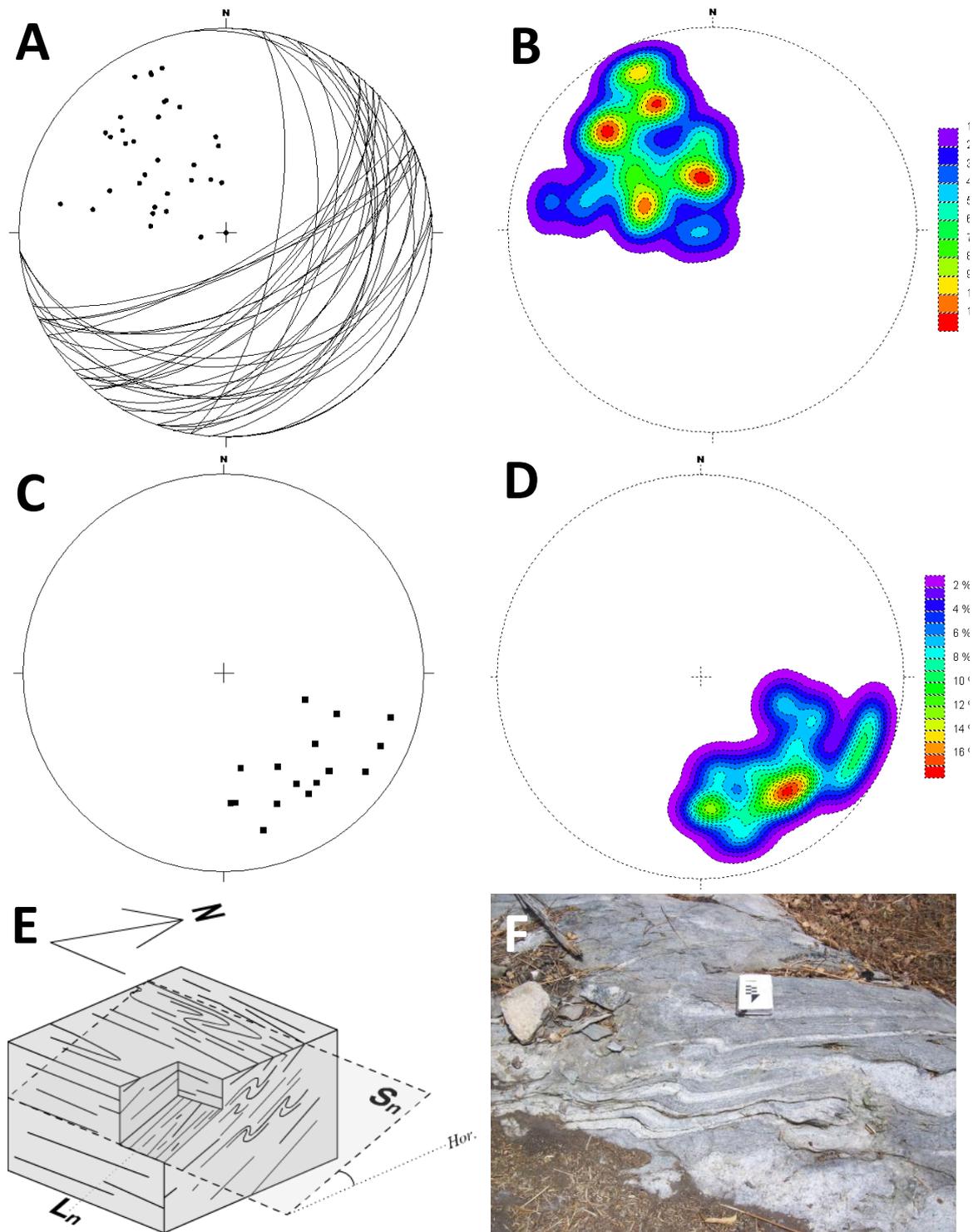


Figura 37 - Diagramas de Wulff: **A.** planos e pólos da orientação do bandamento gnáissico ($n = 37$); **B.** projeção estatística de pólos da orientação de S_n ; **C.** pontos representado a lineação L_x ($n = 16$); **D.** projeção estatística de L_x ; **E.** esquema ilustrando as relações entre as estruturas do evento D_n ; **F.** pequenas dobras de arrasto na unidade $GbgM$.

A observação do plano XZ , que é o elemento geométrico que contém as lineações de estiramento mineral, perpendicular ao plano definido pela foliação (XY), revela a presença de pequenas dobras de arrasto (*Figuras 37E, 37F e 38*).

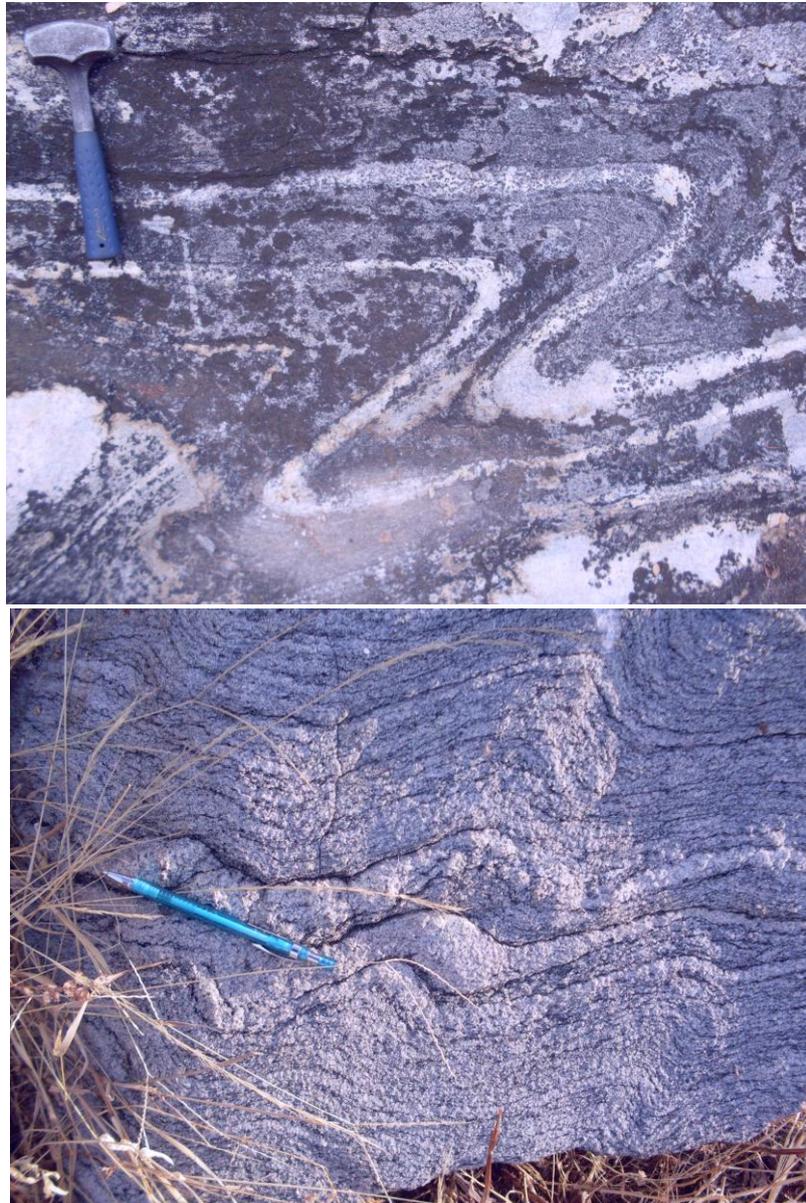


Figura 38 - Dobras de arrasto em migmatito, com visadas para SW, a partir do plano XZ . Foto: A. T. Lourenço.

Essas dobras de arrasto são harmônicas e cilíndricas, e exibem evidente vergência para NW, provavelmente em direção ao Arco Magmático Santa Quitéria.

Em virtude da ausência de grandes estruturas transcorrentes ou de cavalgamento, bem como de cinturões miloníticos que marcam essas feições, postula-se que o transporte de massa, na área considerada, deu-se simultaneamente à migmatização, durante a fase D_n .

A orientação do transporte é evidenciada pela direção do estiramento mineral (NW-SE) e pela vergência das dobras de arrasto no plano XZ, que é NW.

3.2.3 – Evento D_{n+1}

Esse evento provavelmente desenvolve-se progressivamente à fase anterior, em regime dúctil a dúctil-rúptil e as melhores evidências de seu estabelecimento estão nas unidades migmatíticas da área.

Nesta fase, o elemento estrutural mais importante são superfícies planares de cisalhamento, de alto ângulo de mergulho, eventualmente sub-horizontais, perpendiculares ao bandamento gnáissico (*Figura 39*), isto é, de direção NW-SE (dirigidas ao Arco Magmático Santa Quitéria).

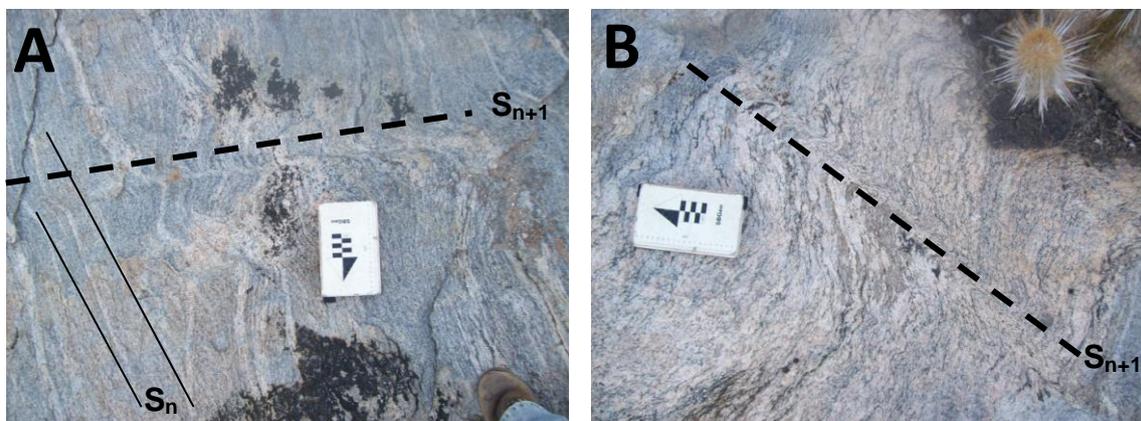


Figura 39 - A. superfície S_{n+1} truncando S_n perpendicularmente; B. S_{n+1} definindo pequenas dobras em S_n . Fotos: J. A. Vitorio.

Entretanto, manifestações da superfície de cisalhamento S_{n+1} são raras. O evento D_{n+1} normalmente propaga-se pelas unidades como redobramento de S_n , originando superfície axial de dobra com orientação NW-SE sub-horizantal (*Figura 40*).

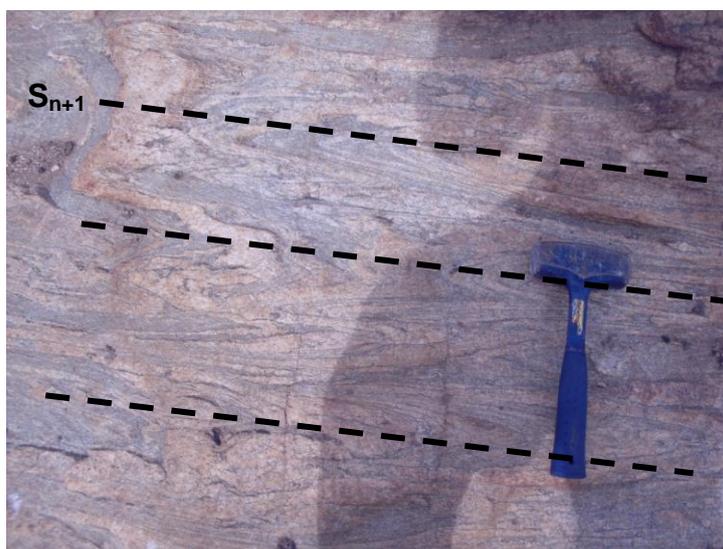


Figura 40 - Superfície axial S_{n+1} . Foto: A. T. Lourenço.

O leucossoma, originalmente concentrado em S_n , acaba dobrado quando sob influência de S_{n+1} . As dobras resultantes são fechadas, simétricas, planas e cilíndricas. De acordo com a classificação de Rickard (1971), são dobras verticais ou dobra em pé com caimento, a depender da atitude média do mergulho eixo da dobra ($60-85^\circ$). Finalmente, são dobras harmônicas, pois ocorre predominância de charneiras alinhadas.

A orientação média das superfícies S_{n+1} é ilustrada na imagem a seguir (Figura 41), cujos valores usados na construção representam tanto a superfície de cisalhamento como o plano axial de algumas dobras (que são entidades geométricas análogas, neste caso).

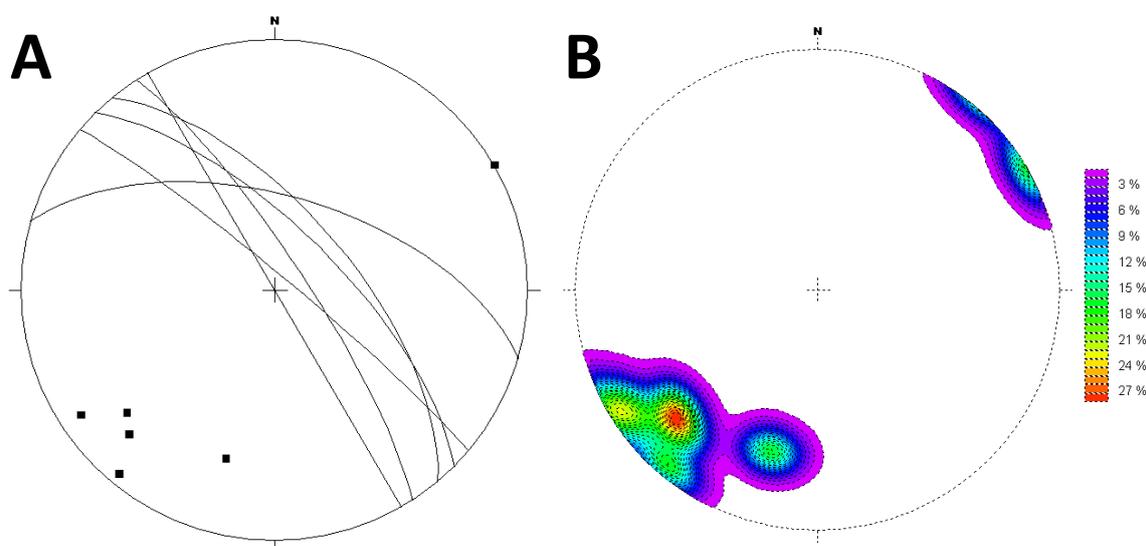


Figura 41 - Diagrama de Wulff: **A.** representação estereográfica da superfície S_{n+1} e seus pólos ($n = 6$); **B.** projeção estatística dos pólos de S_{n+1} .

3.2.4 – Síntese da evolução estrutural da área

A trajetória evolutiva de todo o Domínio Norte da Província Borborema é reconhecidamente polifásica. Logo, a área de estudo, pequena porção dessa entidade geotectônica, também se vê condicionada a uma série de eventos tectono-metamórficos, que se sucederam uns aos outros.

Nos próximos parágrafos é sinteticamente postulada uma possível explicação para a evolução estrutural da área de estudo, tendo-se como base os eventos descritos regionalmente para a Província Borborema.

Trabalhos dedicados à descrição da evolução do Domínio Tectônico Norte da PB identificaram, com base em dados geocronológicos e mapeamento, três eventos responsáveis pela atual estruturação dessa província geotectônica. Os eventos, a saber, são: 1. crescimento crustal por material juvenil e acreção tectônica, em ca. 2,35-2,30 Ga; 2. amalgamação de material crustal juvenil, retrabalhado ou enriquecido e de

fragmentos crustais arqueanos, em ca. 2,19-2,05 Ga, período também conhecido por Orogênese Transamazônica (Fetter, 1999; Fetter *et al.*, 2000); 3. convergência entre o Domínio Tectônico Norte e o Cráton São Luis (-Cráton Africano Ocidental), durante a Orogênese Brasileira, por volta de 665 Ma (Fetter *et al.*, 2003).

Segundo Fetter *et al.* (2000), a colagem dos três terrenos que compõem o Domínio Tectônico Norte da PB ocorreu durante o segundo evento tectônico (Transamazônico). Esses autores explicam que nesse momento houve a colagem das rochas correspondentes ao Domínio Ceará Central, de predominantemente origem juvenil, com o bloco de idade Arqueana, conhecido como Maciço de Tróia, e com o Terreno Rio Grande do Norte, localizado a sudeste. Esse pode ter sido um dos eventos responsáveis pela estruturação da área.

Em função de se tratar em maior parte de crosta juvenil, isto é, recém formada [os valores de ϵ_{Nd} para idade de cristalização são positivos para grande parte das rochas do DCC (Fetter *et al.*, 2000)], as rochas do Domínio Ceará Central foram pouco afetadas pelo primeiro evento tectônico.

No Neoproterozóico, assistiu-se a processos acrescionários ocorrendo de maneira generalizados ao longo da pré-Plataforma Sul-Americana; algo comum à Província Borborema. A Orogênese Brasileira, como é denominado esse evento de abrangência continental, é representada no Domínio Tectônico Norte da PB pela colagem envolvendo o Cráton São Luis (Cráton Africano Ocidental). Esse é, certamente, o evento responsável pelo estabelecimento da foliação regional ou do bandamento gnáissico, no caso da área de estudo.

A imagem a seguir (*Figura 42*) ilustra esquematicamente (isto é, sem escala) as idéias apresentadas até aqui, acerca da evolução tectônica. Na *Figura 42* a orientação de S_{n-1} é arbitrária e resultaria da colagem entre o DCC, o TRGN e o Maciço de Tróia. Essa foliação regional (S_{n-1}) seria transposta com a Colisão Brasileira, estabelecendo S_n , o bandamento gnáissico da área de estudo.

Como notam Fetter *et al.* (2003), essa colisão apresenta dois registros de magmatismo, um iniciando-se à 777 Ma e outro, mais recente, por volta de 665 Ma. O estabelecimento de S_n dever-se-ia ao estágio colisional inicial, com vergência para NW, enquanto S_{n+1} seria reflexo da instalação do Batólito Santa Quitéria.

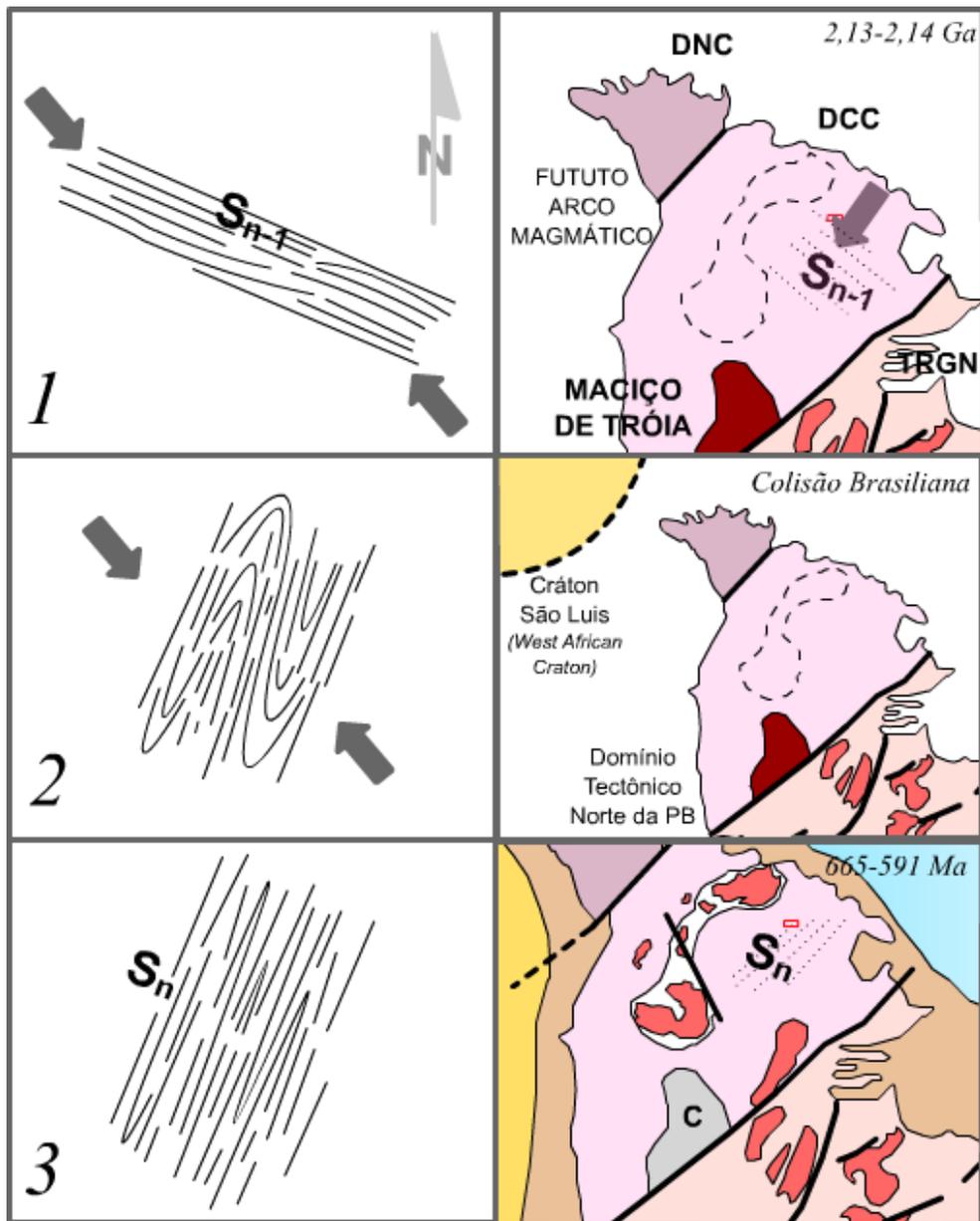


Figura 42 - Esquema relacionando o estabelecimento da foliação regional ou bandamento gnáissico, com base nos eventos tectônicos caracterizados na literatura para o DTN da PB. O pequeno quadro em vermelho localiza aproximadamente a área de estudo.

3.3 – METAMORFISMO

A petrografia das unidades de mapeamento auxiliou na identificação de fases minerais não visíveis a olho nu e na determinação das relações texturais microscópicas entre esses minerais, que são essenciais para se avaliar a trajetória metamórfica das rochas. Como resultado, obteve-se que as rochas da área de estudo exibem mineralogia e texturas resultantes de uma trajetória metamórfica com componente progressivo e outro regressivo, ou retrometamórfico. Além disso, a paragénesese e os limitados minerais índices observados facultaram a classificação do protólito das rochas da área como de origem ígnea, isto é, as unidades de mapeamento são orto-derivadas.

3.3.1 – Paragêneses metamórficas

As unidades mapeadas consistem, resumidamente, de anfibolitos e gnaisses migmatíticos com teores variáveis de biotita e granada. Para o segundo caso, minerais índices e texturas importantes são raros, diferentemente do caso dos anfibolitos.

Segue-se breve descrição das características mineralógicas para as unidades menos complexas (biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses migmatíticos, granada-biotita leucognaisse migmatítico e gnaisse quartzo-feldspático com magnetita).

O biotita gnaisse (*BtG*) apresenta paragênese estável composta por biotita + plagioclásio + quartzo + feldspato potássico + opaco. Como resultado da saussuritização do feldspato potássico, tem-se o surgimento de epidoto, e também muscovita.

O granada-biotita gnaisse migmatítico (*GbgM*) tem como paragênese essencial e estável os mesmos minerais do biotita gnaisses, com o diferencial de se poder haver granada associada ao leucossoma.

O granada-biotita leucognaisse migmatítico (*GbLM*) surge como a rocha cuja composição mineral estável compõe-se exclusivamente de minerais félsicos: plagioclásio + quartzo + feldspato potássico. A biotita se expressa em tal pequena magnitude que permite classificá-la como um acessório, assim bem como a granada que, mais uma vez, relaciona-se com o leucossoma, mas ocorre no melanossoma.

Finalmente, o gnaisse quartzo-feldspático com magnetita possui como mineralogia estável plagioclásio e quartzo. Feldspato potássico tem concentrações razoáveis, mas ainda subordinadas e a magnetita é um acessório importante.

Essas unidades apresentam composições monótonas e as relações QAP, como já mencionado nas descrições individuais, permite classificar a quase todas como gnaisses migmatíticos de composição granodiorítica (*Figura 43*).



Figura 43 - Migmatito de composição granodiorítica. Foto: J. A. Vitorio.

A constatação de anatexia coloca essas rochas no campo de condições metamórficas de Fácies Anfibolito. A *Tabela 1* sintetiza a paragênese mineral dessa fácies, para três dos principais grupos de rochas existentes.

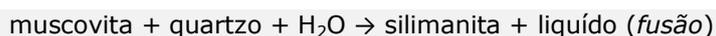
Tabela 1 - Paragêneses para grupos de rochas selecionados, em Fácies Xisto Verde, Anfibolito e Granulito. Segundo Best (2007).

	ROCHAS MÁFICAS	ROCHAS PELÍTICAS	QUARTZO-FELDSPÁTICAS
<i>Todas as assembléias contêm quartzo + óxidos de Fe-Ti</i>			
<i>Xisto Verde</i>	Albita + clorita + actinolita + epidoto + titanita ± muscovita ± calcita	Muscovita + clorita ± albita ± paragonita ± grafita ± rutilo ± hematita ± carbonatos ± epidoto ± feldspato potássico ± cloritóide ± biotita	Albita + epidoto + muscovita ± clorita ± titanita ± actinolita ± biotita
<i>Anfibolito</i>	Hornblenda + oligoclásio ± epidoto ± granada (almandina) ± titanita ± biotita ± clorita	Biotita ± muscovita ± plagioclásio ± granada (almandina) ± cordierita ± alumino-silicato ± clorita ± feldspato alcalino ± magnetita ± grafita ± estauroлита ± cianita ± silimanita	Plagioclásio + feldspato alcalino + biotita ± muscovita ± hornblenda
<i>Granulito</i>	Plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio ± hornblenda ± olivina (<i>baixa P</i>); plagioclásio + clinopiroxênio + ortopiroxênio + granada ± hornblenda (<i>média P</i>); plagioclásio + clinopiroxênio + granada ± hornblenda (<i>alta P</i>)	Feldspato alcalino ± plagioclásio ± escapolita ± cordierita ± granada ± rutilo ± ilmenita ± magnetita ± coríndon ± espinélio ± cianita (<i>alta P</i>) ± silimanita (<i>moderada P</i>); ± ortopiroxênio + saphirina (<i>alta T</i>)	Feldspato alcalino ± plagioclásio ± granada ± cianita ± ortopiroxênio ± clinopiroxênio ± hornblenda ± magnetita ± ilmenita

A partir da composição indicada nas descrições anteriores, comparando-se com a *Tabela 1*, as rochas referidas aqui como de mineralogia menos complexa, só podem ser metapelíticas ou quartzo-feldspáticas metamorfisadas—mas não metamáficas.

Migmatização instala-se em rochas metapelíticas na Zona da Silimanita (Fácies Anfibolito), segundo a reação principal (*Equação 1*) expressa a seguir:

Equação 1 - Zona dos migmatitos em rochas metapelíticas.



Entretanto, a composição dos migmatitos mapeados não compreende silimanita, seja sob forma residual, ou no leucossoma. O leucossoma é, na verdade, granodiorítico a monzo-granítico, em composição modal. O aparecimento da granada acessório se dá pela fusão de biotita, provavelmente.

A ausência de aluminossilicatos e a ocorrência de muscovita nessas rochas somente como um mineral de alteração secundária, faculta a interpretação de que os gnaisses migmatíticos da área originaram-se de rochas quartzo-feldspáticas, composicionalmente classificáveis como biotita granodioritos; rochas com baixos teores de K₂O, Al₂O₃ e Na₂O.

A paragênese secundária, ou retrometamórfica (referir-se ao tópico **3. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO** e à *Figura 9* para ilustrações do padrão de alteração por epidoto),

corresponde à Fácies Xisto-Verde, com epidoto + muscovita, sem haver, no entanto, surgimento de minerais comuns às metapelíticas, como clorita ou cloritóide.

Para as duas outras unidades metamórficas, o granada-hornblenda-biotita gnaiss migmatítico e para os anfibolitos, a composição estável, em paragênese, segue-se para cada caso.

Para o granada-hornblenda-biotita gnaiss migmatítico, a paragênese estável é composta por biotita + plagioclásio + quartzo. Granada e hornblenda são fases residuais, relacionadas ao pico metamórfico, e atualmente em alteração.

No caso dos anfibolitos a paragênese estável é representada por hornblenda (de cor verde clara, *edenítica?*) + oligoclásio (10-30% Na) + quartzo + titanita. Clinopiroxênio, ortopiroxênio, granada e óxido opaco (ilmenita ou Ti-magnetita) são fases em desequilíbrio e representam estágio anterior, de pico metamórfico. Biotita e epidoto são minerais que caracterizam o estágio inferior de retrometamorfismo.

De acordo com a *Tabela 1*, os anfibolitos e sua paragênese estável podem ser classificados como rochas metamáficas em Fácies Anfibolito. Os minerais clinopiroxênio e granada evidenciam pico metamórfico em Fácies Anfibolito Superior e a presença de ortopiroxênio (*Figura 44*), juntamente aos anteriores, eleva as condições metamórficas até Fácies Granulito de pressão intermediária (paragênese $opx + cpx + grt + plg + hbl \pm qtz$; *Tabela 1*; *Figura 45B*).

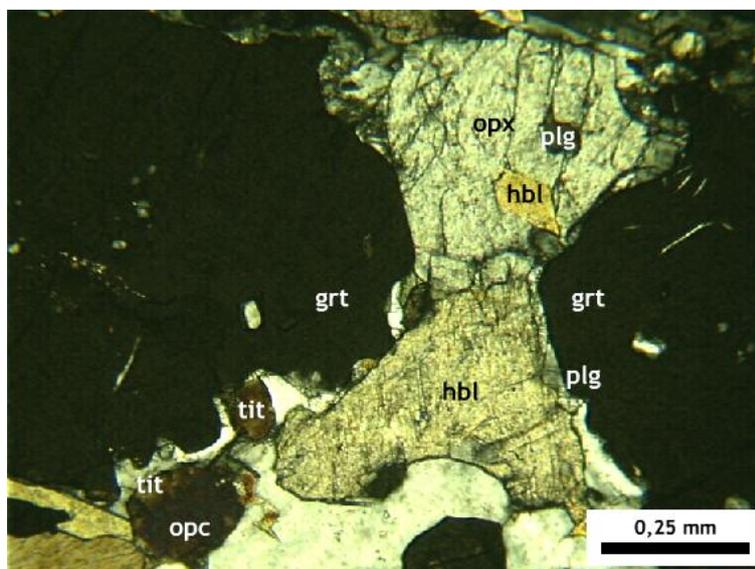


Figura 44 - Ocorrência de ortopiroxênio fraturado, coexistindo com hornblenda, granada e clinopiroxênio (fora do campo de visão). Notar a corona de plagioclásio ao redor da granada e a corona de titanita em opaco. Aumento de 10x com polarizadores cruzados (LX). *Microfotografia*: J. A. Vitorio.

O surgimento de ortopiroxênio em rochas metamáficas está condicionado à reação descrita abaixo (*Equação 2*) que, corresponde também à forma como o ortopiroxênio é substituído quando em retrometamorfismo.

hornblenda + quartzo + plagioclásio → ortopiroxênio + clinopiroxênio + granada

É importante observar que o clinopiroxênio pode ser formado em condições P-T menores que o ortopiroxênio, o que caracteriza a fácies Anfibolito Superior, com paragêneses do tipo $cpx + hbl + plg \pm grt \pm qtz$ (Figura 45A). Entretanto, ambas espécies de piroxênio encontram-se em vias de substituição nas unidades mapeadas.

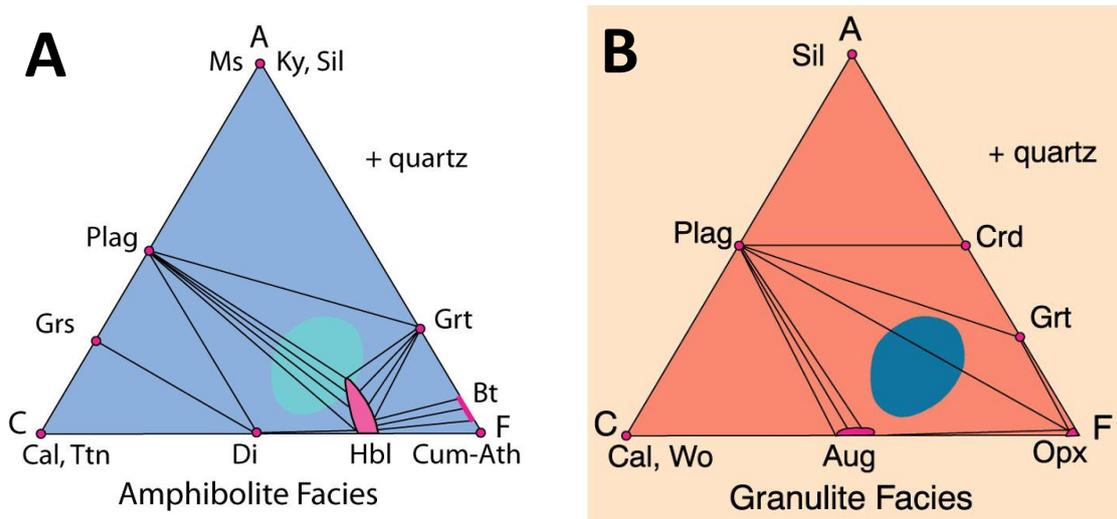


Figura 45 - Diagramas ACF extraídos de Winter (2010), ilustrando as paragêneses possíveis em: **A.** Fácies Anfibolito e, **B.** Fácies Granulito.

A desestabilização do ortopiroxênio e do clinopiroxênio nas rochas anfibolíticas resulta em feições simplectíticas, texturas típicas de redução da pressão total. Sob esses casos, a sua substituição é completa (referir-se à Figura 30B), e a formação de coronas de plagioclásio ao redor de granada também é uma evidência de descompressão (Figura 46).

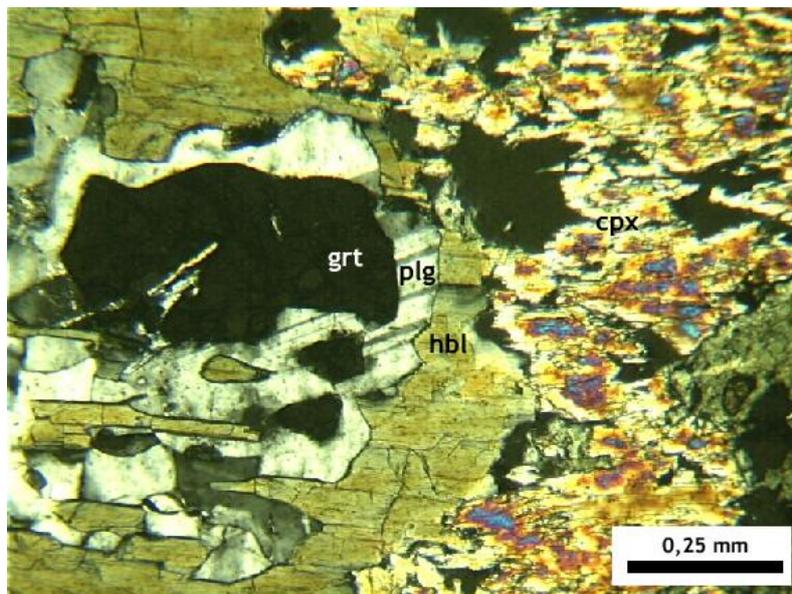


Figura 46 - Granada + clinopiroxênio → plagioclásio + hornblenda. Aumento de 10x com polarizadores cruzados (LX). Microfotografia: J. A. Vitorio.

Os piroxênios, além de originarem simplectitos, também se vêem intensamente afetados por substituição por hornblenda (*Figura 47*).

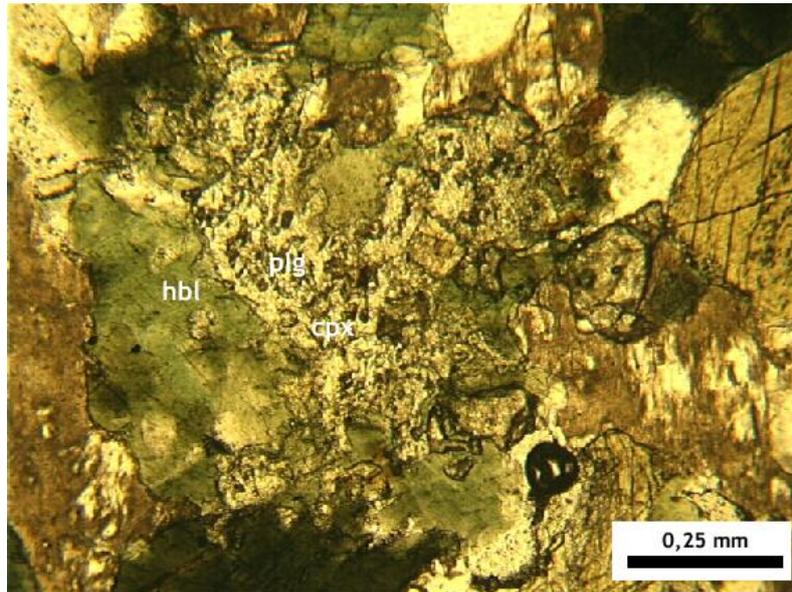


Figura 47 - Clinopiroxênio simultaneamente em simplectito com plagioclásio e sendo substituído por hornblenda. Microfotografia: J. A. Vitorio.

Finalmente, o surgimento de epidoto e biotita, alterando e substituindo a assembléia predominante em paragênese ($hbl + plg \pm quartzo \pm titanita$; Fácies Anfibolito), marca o estabelecimento de condições retrometamórficas em Fácies Epidoto-Anfibolito.

A hornblenda é progressivamente substituída por biotita (*Figura 48*), e reagir com quartzo, formando actinolita. O epidoto saussuritiza o feldspato, mas também pode alterar hornblenda.

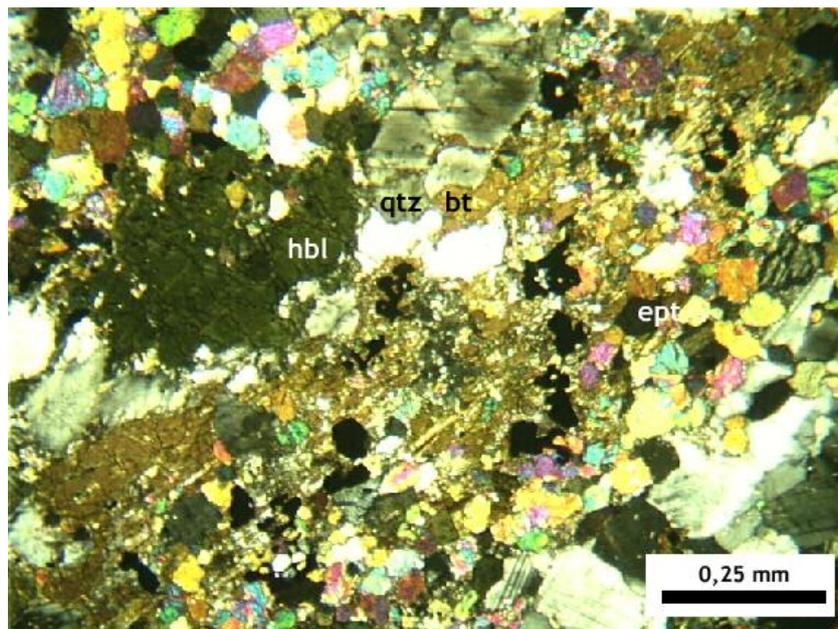


Figura 48 - Epidoto e biotita em anfibolito. Aumento de 10x com polarizadores cruzados (LX) Microfotografia: J. A. Vitorio.

3.3.2 – Síntese da evolução metamórfica da área

Segundo a sucessão de paragêneses, a evolução metamórfica da área pode ser resumida da seguinte maneira:

- 1) migmatização das unidades quartzo-feldspáticas em Fácies Anfibolito Superior, resultando em leucossoma composto por plagioclásio + quartzo + feldspato potássico \pm biotita \pm granada. Nas rochas anfibolíticas esse estágio é marcado pela ocorrência de clinopiroxênio coexistindo (a seu momento de estabilidade) com hornblenda e plagioclásio;
- 2) a extração da fase líquida nas rochas quartzo-feldspáticas deixa melanossoma concentrado de composição representada por plagioclásio + biotita + quartzo \pm granada \pm feldspato potássico (paragênese similar à Fácies Granulito para rochas quartzo-feldspáticas; *Tabela 1*). Nas rochas anfibolíticas esse estágio é marcado pela presença de ortopiroxênio coexistindo (a seu momento de estabilidade) com clinopiroxênio + plagioclásio + granada \pm hornblenda \pm quartzo, denotando claramente Fácies Granulito;
- 3) início da trajetória retrometamórfica (provavelmente por descompressão), com regressão à Fácies Anfibolito, no caso das rochas anfibolíticas, algo marcado pelo consumo dos piroxênios formando hornblenda e plagioclásio em padrões simplectíticos e descompressão da granada com formação de corona de plagioclásio. Esse estágio não foi registrado nas rochas quartzo-feldspáticas;
- 4) ponto inferior (P, T) da trajetória retrometamórfica, caracterizado pelo surgimento de epidoto e biotita em todas as unidades, regressão da hornblenda à actinolita. Trata-se do limiar inferior da Fácies Anfibolito, limite conhecido como Fácies Epidoto-Anfibolito, em transição com Fácies Xisto Verde.

O diagrama da próxima página (*Figura 49*), extraído de Winter (2010), esquematiza os tópicos anteriores.

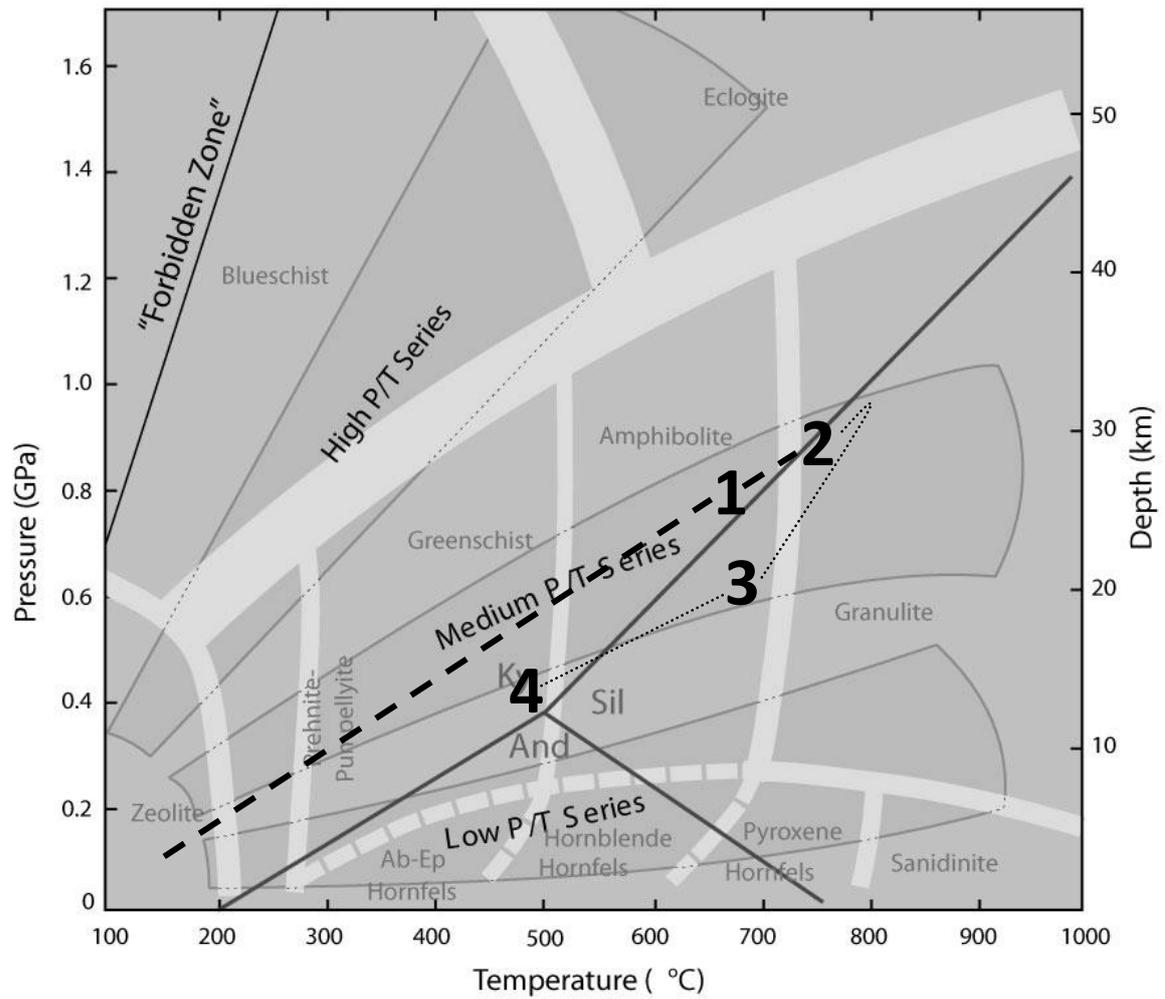


Figura 49 - Resumo da história metamórfica das unidades mapeadas. Os números referem-se aos tópicos discutidos no texto. Imagem adaptada de Winter (2010).

4. GEOQUÍMICA

Geoquímica de rocha total para elementos maiores e traços foi empreendida durante a realização desse trabalho com o intuito de se avaliar preliminarmente as principais características geoquímicas dos enclaves anfibolíticos da área de estudo. Tentativamente, empregou-se um método gráfico para determinar a ambiência tectônica na qual se originaram os enclaves anfibolíticos.

Breve descrição dos procedimentos de amostragem e de laboratório, assim como os resultados analíticos e discussões são descritas a seguir, nos respectivos tópicos.

4.1 – AMOSTRAGEM E PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIO

Foram selecionadas oito amostras representativas das rochas anfibolíticas da área de estudo (*AP22*, *AP25A*, *AP25B*, *AP25C*, *JV07*, *JV53*, *JV54* e *JV55*). Duas amostras adicionais (*WT216* e *WT222*), colhidas durante os trabalhos de campo que resultaram no mapa apresentado em Amaral (2007), também foram analisadas.

As rochas amostradas tiveram suas dimensões reduzidas a numerosos fragmentos inferiores a 3,0 centímetros, ainda em campo, sobre o afloramento, para evitar contaminações de outras influências. Esse conjunto foi posteriormente triturado e moído nas instalações do Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UNICAMP.

O pó resultante foi usado para determinar a perda ao fogo e as concentrações de elementos maiores, menores, traços e terras-raras por espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX) e espectrometria de massas (ICP-MS). A quantificação desses elementos foi feita no Laboratório de Geoquímica do IG/UNICAMP, usando espectrômetro de FRX da marca Phillips (modelo PW 2404, fabricado na Holanda) e ICP-MS fabricado pela Thermo (modelo XseriesII, com *Collision Cell Technology --CCT*).

O valor de perda ao fogo, que representa a água contida na amostras, foi obtido aquecendo-se alíquota do pó preparado, a uma temperatura de 1000° C.

Através da FRX, determinou-se a concentração de elementos traços com pastilhas prensadas e de elementos maiores e menores com discos de vidro. Para detalhes sobre a rotina de preparação das pastilhas e dos discos, referir-se ao trabalho de Vendemiato & Enzweiler (2001).

Os resultados composicionais obtidos com a FRX facultaram a seleção de um novo conjunto de amostras, dentre as dez anteriores, para quantificação de elementos

traços e terras-raras sob novos limites de detecção, via espectrometria de massas (ICP-MS). A *Tabela 2* apresenta os resultados da etapa de fluorescência de raios-X para o conjunto de dez amostras.

Em função do longo tempo necessário para preparação das amostras para ICP-MS e da grande demanda do Laboratório de Geoquímica do IG/UNICAMP nesse momento, do conjunto inicial de dez amostras, apenas seis amostras foram escolhidas para a análise por espectrometria de massas (*AP25A*, *AP25B*, *JV07*, *JV53*, *JV55* e *WT216*).

A preparação das seis amostras para análise envolveu sua dissolução com uma mistura de ácidos nítrica e fluorídrico em bombas do tipo Parr. Segundo as especificações obtidas com Laboratório de Geoquímica, todas as soluções foram preparadas com água ultra-pura (18,2 MΩ.cm), obtida por sistema Milli-Q e o ácido nítrico (HNO₃) foi purificado por sub-ebulição.

O resultado da quantificação por espectrometria de massas é apresentado na *Tabela 3*.

4.2 – DADOS ANALÍTICOS OBTIDOS

4.2.1 - Espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX)

Tabela 2 - Dados analíticos obtidos via FRX.

	AP22	AP25A	AP25B	AP25C	JV07	JV53	JV54	JV55	WT222	WT216
ELEMENTOS MAIORES (%)										
<i>SiO₂</i>	51,07	48,55	45,48	58,97	44,71	47,83	51,38	46,33	58,58	46,89
<i>TiO₂</i>	1,58	1,22	0,499	0,660	2,91	0,855	0,499	2,59	0,289	1,53
<i>Al₂O₃</i>	13,93	14,12	22,69	15,38	11,82	13,01	9,81	17,06	5,70	12,97
<i>Fe₂O₃</i>	14,95	14,72	7,33	7,45	12,49	13,42	9,75	10,31	9,98	18,62
<i>MnO</i>	0,194	0,221	0,154	0,101	0,164	0,183	0,169	0,165	0,210	0,302
<i>MgO</i>	5,27	6,71	3,46	5,90	11,15	7,51	7,45	3,31	15,19	6,53
<i>CaO</i>	8,81	11,31	17,54	5,76	10,45	10,95	18,26	7,37	8,14	10,45
<i>Na₂O</i>	2,58	2,44	1,09	2,80	3,66	2,52	0,92	5,05	0,85	1,47
<i>K₂O</i>	0,86	0,48	0,38	1,79	2,00	0,46	0,11	3,03	0,08	0,37
<i>P₂O₅</i>	0,243	0,109	0,200	0,190	0,711	0,079	0,074	1,070	0,035	0,109
<i>PF</i>	0,51	0,31	0,34	0,41	0,01	2,77	0,82	3,47	0,59	0,22
<i>Soma</i>	100,0	100,2	99,2	99,4	100,1	99,6	99,2	99,8	99,6	99,4
ELEMENTOS MENORES (ppm)										
<i>Ba</i>	336	451	234	641	487	104	39	895	19,0	160
<i>Ce</i>	52	16	43	61	82	16	27	115	33	31
<i>Cr</i>	72	123	47	383	319	255	1363	5,4	990	45
<i>Cs</i>	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
<i>Cu</i>	186	35	3,1	19,9	54	118	80	13,9	<1,5	24,4
<i>Ga</i>	19,8	17,7	23,8	18,6	21,3	15,9	5,8	25,8	8,4	18,1
<i>La</i>	21	9	42	27	28	6	16	62	9	<6
<i>Nb</i>	10,4	4,9	4,7	9,0	58	3,6	5,2	87	4,2	8,8
<i>Nd</i>	37	21	27	53	50	11	20	68	12	20
<i>Ni</i>	89	87	41	120	188	114	396	<1,5	236	117
<i>Pb</i>	6,5	9,7	12,7	15,3	5,6	7,1	29,7	9,7	9,6	4,2
<i>Rb</i>	14,6	6,1	3,2	64	28,4	6,3	3,0	50	1,4	6,2

Sc	37	43	17	16	15	44	20	7	30	66
Sn	<3	<3	<3	<3	<3	<3	11	<3	3	<3
Sr	207	184	512	388	813	133	424	1218	39	99
Th	4,3	<2	2,2	2,7	6,1	<2	<2	9	2,3	<2
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
V	275	281	203	119	214	257	128	128	104	340
Y	37	27,9	18,5	26,9	23,3	23,3	10,7	25,4	11,6	63
Zn	142	110	47	86	102	86	132	120	100	140
Zr	176	61	107	125	233	44	65	307	50	55

4.2.2 - Espectrometria de massas (ICP-MS)

Tabela 3 - Dados analíticos obtidos com ICP-MS.

	AP25A	AP25B	JV07	JV53	JV55	WT216
ELEMENTOS TRAÇOS E TERRAS-RARAS (ppm)						
Ba	373	163	445	89,6	901	120
Be	0,47	1,23	2,19	0,57	3,4	0,71
Bi	0,03	0,03	0,01	0,04	0,02	0,06
Cd	0,14	0,04	0,08	0,07	0,19	0,21
Ce	11,6	38,8	80	7,91	116	19,2
Co	54,6	15,4	54,5	48,2	22,8	65,9
Cr	121	36	313	257	3,8	44
Cs	0,01	0,02	0,34	0,02	5,49	0,05
Cu	35,6	0,67	52	145	12,6	23,7
Dy	4,75	2,85	4,81	3,41	5,34	9,77
Er	2,83	1,64	1,88	2,22	2,24	7,57
Eu	1,23	1,74	2,63	0,66	3,11	1,5
Ga	17,6	20,9	21	15,7	26,1	16,5
Gd	4,14	3,64	7,11	2,85	7,91	6,8
Hf	1,82	3,22	5,29	1,38	6,18	1,75
Ho	1,01	0,59	0,81	0,76	0,92	2,36
La	7,48	29,1	39,6	2,82	60,8	7,64
Li	8,34	2,37	7,68	4,57	15	8,25
Lu	0,41	0,24	0,18	0,33	0,23	1,43
Mo	0,32	0,27	3,97	0,42	5,19	0,69
Nb	3,24	3,29	59,9	1,64	89,2	7,91
Nd	11,5	21,6	40,5	6,63	52,2	16,4
Ni	96,4	43,1	215	126	3,72	122
Pb	7,18	9,8	2,63	4,1	6,37	1,9
Pr	2,46	5,7	9,81	1,28	13,4	3,38
Rb	6,04	4,09	29,8	6,39	46,2	5,27
Sb	0,01	0,01	0,07	0,02	0,11	0,02
Sc	43,9	10,2	19,2	41,6	5,71	60,6
Sm	3,29	3,91	8,32	2,17	9,77	5,09
Sn	0,91	0,15	1,92	0,54	2,36	0,9
Sr	185	492	834	132	1213	96,4
Ta	0,2	0,19	3,58	0,11	4,89	0,51
Tb	0,74	0,5	0,94	0,51	1,05	1,36
Th	0,14	1,27	4,37	0,2	7,14	0,32
Tm	0,41	0,23	0,24	0,33	0,28	1,24
U	0,08	0,31	1,41	0,08	2,28	0,13
V	280	175	221	264	129	381
W	0,06	0,05	0,62	0,3	0,85	0,1
Y	26,7	15,8	21	20,3	24,7	62
Yb	2,68	1,51	1,33	2,1	1,68	8,89
Zn	101	38,5	108	81,8	125	126
Zr	62,6	117	231	47	301	54,4

4.3 – RESULTADOS

Procurou-se determinar o protólito das rochas metabásicas, descritas e mapeadas nesse trabalho como enclaves anfíbolíticos. Como descrito no tópico anterior, a composição dessas rochas é condizente com o metamorfismo de basaltos ou outras rochas máficas vulcânicas (de textura afanítica ou relativamente fina), sob fácies Anfíbolito Superior, com o desenvolvimento de hornblenda, diopsídio e granada, além de plagioclásio e quartzo em quantidades relativas subordinadas. A presença pontual de ortopiroxênio, por sua vez, pode indicar condições de Fácies Granulito, localmente.

Ressalta-se que o conjunto de dados é pequeno e insuficiente para respaldar uma conclusão definitiva acerca da filiação do protólito das rochas anfíbolíticas. Além disso, é importante manter em mente que, tratando-se de um conjunto de rochas metamórficas, a abertura dos sistemas geoquímicos durante a sucessão de eventos metamórfico e retrometamórfico (provavelmente em episódios múltiplos), é plausível e provavelmente factual, ainda que muitos dos critérios sejam baseados em fases geoquímicas tidas como relativamente imóveis (Zr, Ti, Nb, Y, etc).

Entretanto, considera-se que as informações obtidas são indícios bastante sugestivos, passíveis de confirmação futura e sistemática, é claro, mas que contribuem significativamente para a elaboração de um quadro evolutivo para as rochas da área de estudo, de forma preliminar.

O método empregado por Martins *et al.* (2009) na Sequência anfíbolítica-tonalítica de Algodões, leste do Ceará (Província Borborema), e por Oliveira *et al.* (2010) na Sequência anfíbolítica-orto-gnáissica do Rio Capim (Cráton do São Francisco), para determinar o possível protólito e a ambiência tectônica dos enclaves anfíbolíticos das respectivas áreas, serviu de exemplo para a abordagem desse trabalho.

4.3.1 – Caracterização pelo método de gráficos geoquímicos

Segundo diagrama de Pearce (1996), que discrimina rochas vulcânicas com base em *plot* de Nb/Y vs. Zr/Ti (*Figura 50*), os enclaves anfíbolíticos guardam semelhanças com basaltos e álcali-basaltos (rochas máficas) e basaltos andesíticos (rocha intermediária).

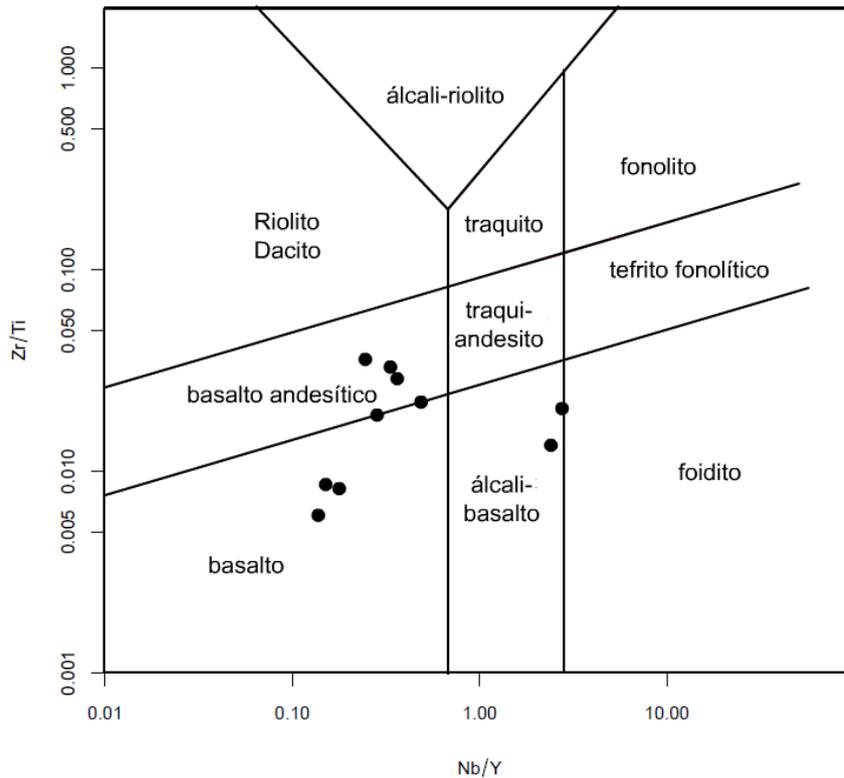
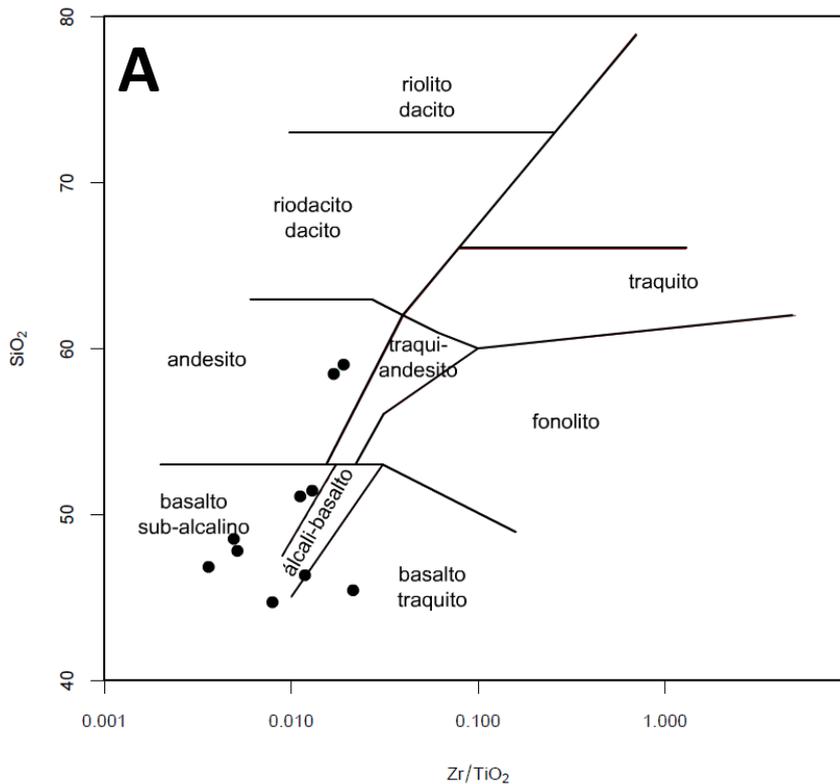


Figura 50 - Diagrama de Pearce (1996) para rochas vulcânicas.

Os critérios gráficos de Winchester & Floyd (1977), que relacionam Zr/Ti_2O vs. SiO_2 e Nb/Y vs. Zr/Ti_2O , apresentados nas Figuras 51A e 51B, respectivamente, classificam as mesmas amostras como rochas máficas, especificamente como basaltos alcalinos a subalcalinos, e basaltos com filiação andesítica e sienítica.



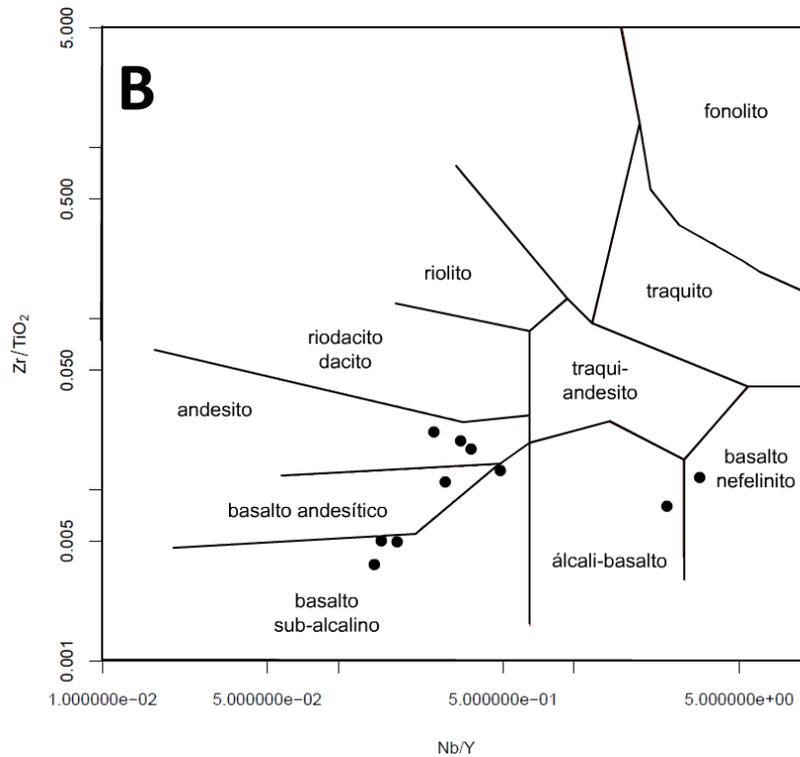


Figura 51 - Diagramas de Winchester & Floyd (1977): **A.** Zr/Ti₂O vs. SiO₂ e **B.** Nb/Y vs. Zr/Ti₂O para rochas vulcânicas.

O protólito pode ser tomado como cálcio-alcálico, segundo a relação entre K₂O vs. SiO₂, de Peccerillo & Taylor (1976; *Figura 52*), embora reconheça-se a alta mobilidade do potássio e da sílica, possivelmente representada pelos pontos deslocados.

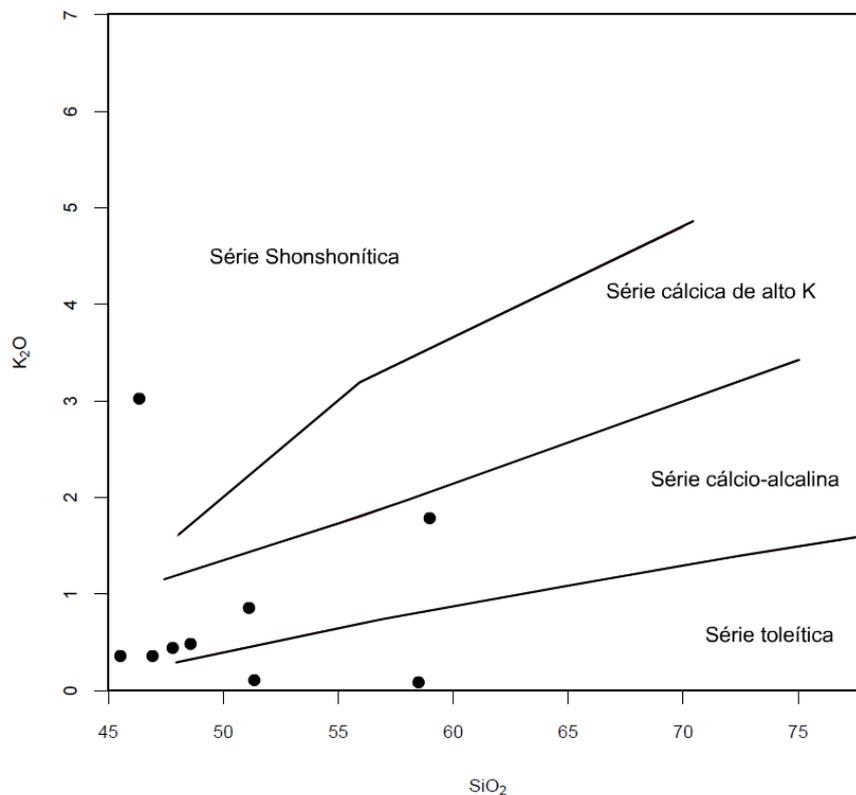


Figura 52 - Diagrama K₂O vs. SiO₂, de Peccerillo & Taylor (1976).

Lançando mão da proposta de Hastie *et al.* (2007), relacionando Co vs. Th, o protólito dispersa-se entre os campos correspondentes a basaltos cálcio-alcálicos (CA), basaltos toleíticos (B) e àqueles formados em ambientes de arcos de ilhas (IAT, *Figura 53*).

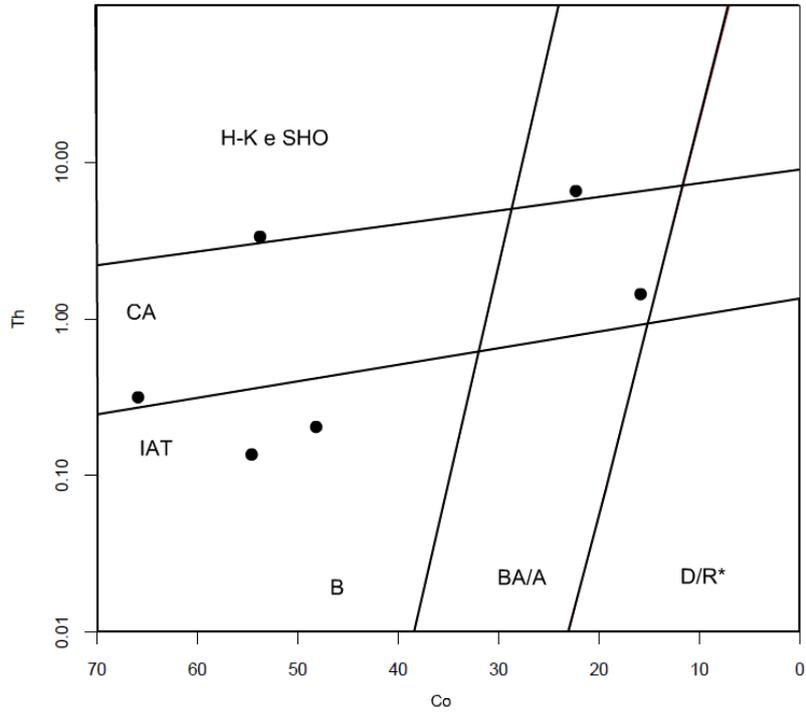


Figura 53 - Diagrama Co vs. Th de Hastie *et al.* (2007).

Apesar das incertezas acerca da filiação do basalto (cálcio-alcálica ou sub-alcálica cálcica), admite-se que a espécie predominante, pela incidência de dados, aponte para basaltos cálcio-alcálicos.

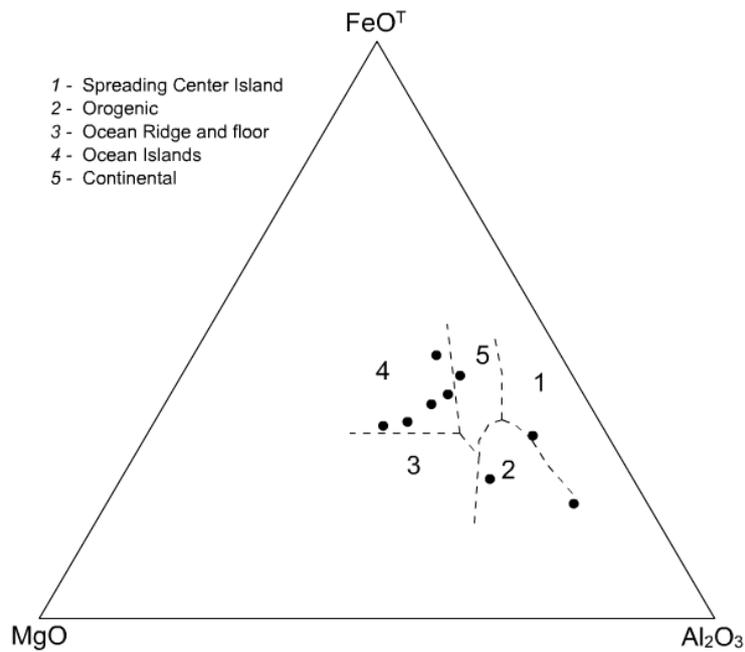


Figura 54 - Diagrama ternário de Pearce *et al.* (1997).

A discriminação entre basaltos e suas ambiências geotectônicas também pôde ser feita segundo critério gráfico. O critério de Hastie *et al.* (2007; *Figura 53*) já preconiza que essas rochas tenham se formado em ambiente de arcos de ilhas, ou pelo menos reservam grande semelhanças geoquímicas com as rochas vulcânicas formadas nesse ambiente. O critério de Pearce *et al.* (1997; *Figura 54*) ratifica a informação anterior, pois as amostras concentram-se no campo dos basaltos de arcos de ilhas oceânicos (*ocean islands*).

4.3.2 – Determinação com spidergrams de elementos traços

Segundo Condie (2001), basaltos de ilhas oceânicas (BIOs) e basaltos de platôs oceânicos (BPOs) têm como origem comum as plumas mantélicas. Segundo o autor, os BIOs originam-se da cauda das plumas, enquanto os BPOs têm como precursor a “cabeça” de uma pluma mantélica.

Segundo os padrões de Condie (2001), a distribuição de elementos traços em basaltos de arcos de ilhas não é totalmente correspondente com o padrão verificado para as rochas da área de estudo, pois lhes falta a anomalia negativa de Nb (*Figura 55*; dados geoquímicos de Woodhead *et al.*, 1998; Pearce *et al.*, 1995).

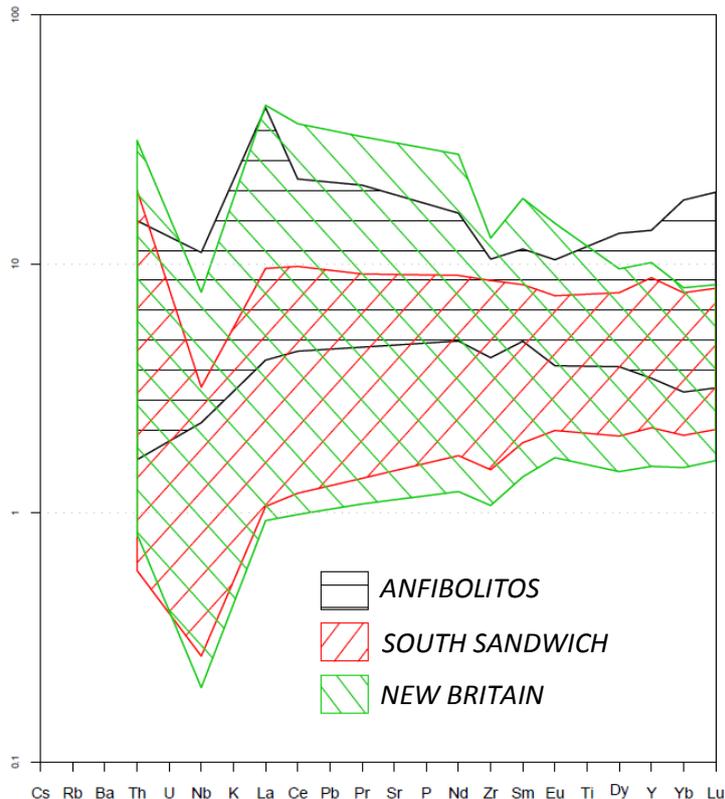


Figura 55 – Comparação da distribuição dos padrões de elementos traços para as rochas anfibolíticas da área de estudo e para os basaltos do Arco Sandwish do Sul (Pearce *et al.*, 1995) e da New Britain (Woodhead *et al.*, 2000).

Embora estejam presentes as demais feições características, como o empobrecimento em Zr, a anomalia positiva de La-Nd, representada por um “platô” no *spidergram* e o ligeiro enriquecimento em elementos traços incompatíveis (Th, K, U, etc).

Ainda usando elementos traços, segundo os critérios de Condie (2001), comparou-se o padrão de distribuição de elementos das rochas da área de estudo com o padrão verificado para as rochas do platô de Ontong-Java (*Figura 56*; dados geoquímicos de Mahoney *et al.*, 1993), e a diferenças prontamente excluem os platôs oceânicos como possível ambiente de formação das rochas meta-máficas da área de mapeamento.

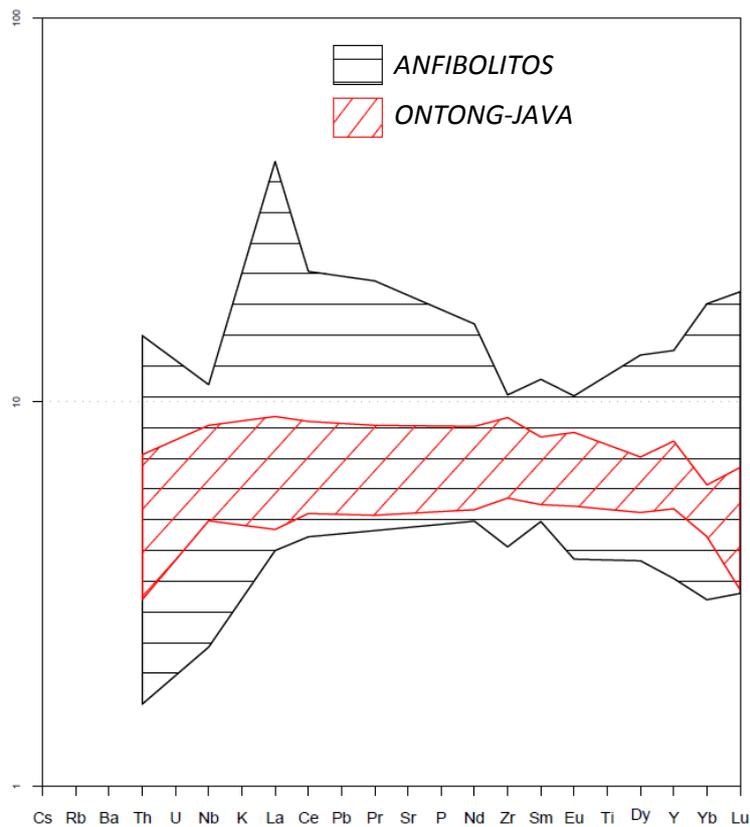


Figura 56 - Comparação da distribuição dos padrões de elementos traços para as rochas anfibolíticas da área de estudo e para os basaltos do platô oceânico de Ontong-Java (Mahoney *et al.*, 1993).

A falta de correspondência com os padrões de basaltos de platôs oceânicos é ainda mais evidente quando se faz uso do critério La/Yb *vs.* Th/Ta, também estabelecido por Condie (2001; *Figura 57*).

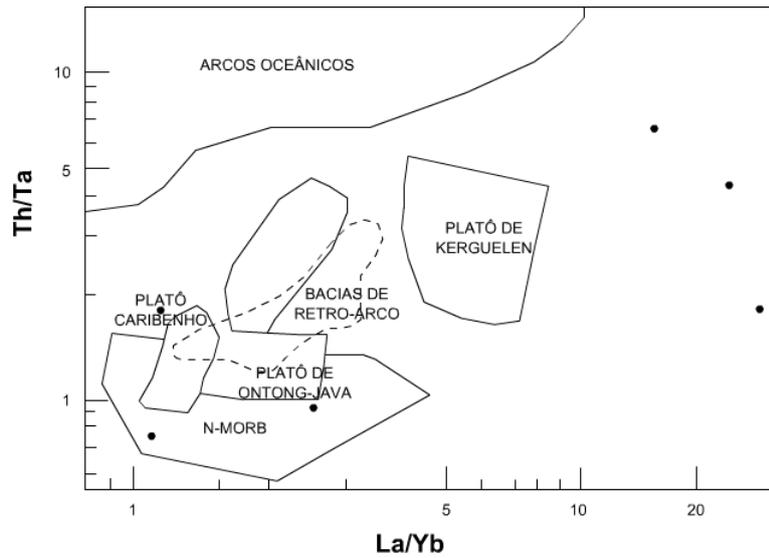


Figura 57 - La/Yb vs. Th/Ta com campos definidos pelos basaltos de platôs oceânicos. Redesenhado de Condie (2000).

Assim sendo, as semelhanças nos padrões geoquímicos verificadas entre basaltos de arcos de ilhas e o das rochas anfibolíticas da área de estudo, justificam certa correspondência.

5. DISCUSSÕES FINAIS E EVOLUÇÃO

5.1 – ORIGEM DAS UNIDADES MAPEADAS

Esse tópico faz a conexão entre os estágios de organização estrutural identificados na área e sua trajetória metamórfica, para propor um cenário que explique a origem das unidades mapeadas, com base nas informações já publicadas para a PB.

Como discutido sob o tópico **3.3 – METAMORFISMO**, as rochas da área apresentam composição mineral (resultada de sucessão de paragêneses metamórficas) que permite classificá-las como orto-derivadas. Isto é, os gnaisses migmatíticos da área têm como provável protólito rochas granitóides (*lato sensu*) de composição granodiorítica a tonalítica, enquanto os anfibolitos, que exibem paragênese de rochas metamáficas em Fácies Anfibolito, têm como protólito provavelmente rochas basálticas.

A assinatura geoquímica (**4.3 – RESULTADOS**, 4.3.2 – *Determinação com spidergrams de elementos traços*) das rochas anfibolíticas mostra evidências de que o protólito provavelmente se formou em ambiente de arco de ilhas oceânicas (*Figura 58.1*), onde uma placa oceânica é subductada sob outra.

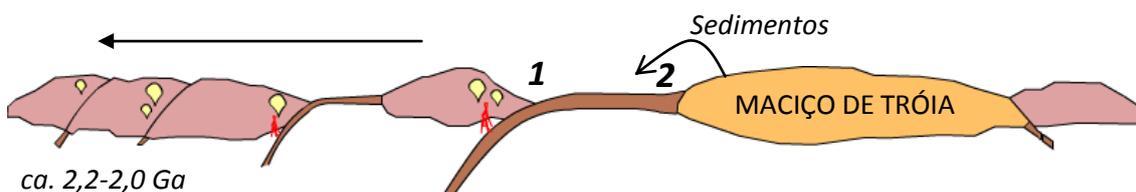


Figura 58 - Esquema evolutivo (sem escala).

A associação petrotectônica de arcos de ilhas oceânicas é caracterizada por basaltos, andesitos, dacitos e riolitos. Entretanto, como assinala Best (2003), todo arco vulcânico tem raízes plutônicas. Assim sendo, a associação basaltos-granitóides (*lato sensu*) se torna possível e resultaria, após metamorfismo de grau adequado, numa associação anfibolítico-gnáissica migmatítica.

Trabalhos anteriores (Fetter, 1999; Fetter *et al.*, 2000, Fetter *et al.* 2003) situam a área de estudo no chamado Terreno Acrescionário do Paleoproterozóico, que corresponde ao embasamento gnáissico paleoproterozóico do DCC (CPRM, 2003; *Figura 6*). Fetter *et al.* (2000) reportam idades da ordem de 2,37-2,23 Ga e valores positivos de ϵ_{Nd} (variando entre -0,6 e +1,9) para ortognaisses desse terreno.

Valores negativos de ϵ_{Nd} atestam rochas formadas pelo re-trabalhamento de crosta mais antiga, ou contaminação crustal. O ϵ_{Nd} reportado (apenas ligeiramente negativo) é consistente com um cenário onde o protólito das rochas teriam se formado a partir de

fusão de basaltos de assoalho oceânico, com limitada contaminação crustal. Ao momento de formação do protólito dos gnaisses, em ca. 2,3 Ga., o núcleo Arqueano conhecido como Maciço de Tróia (Fetter *et al.*, 2000), pode ter contribuído com material crustal na fusão que daria origem ao protólito.

Fetter (1999) afirma que sedimentos depositados sobre o assoalho oceânico, e posteriormente fundidos juntamente com o basalto, podem responder pela anomalia negativa nos valores de ϵ_{Nd} em rochas juvenis (*Figura 58.2*). Logo, não é necessário que o Maciço de Tróia estivesse diretamente envolvido na geração das rochas da área de trabalho, ou em seu arco vulcânico.

O núcleo paleoproterozóico onde poderia ter se formado a associação de basaltos e granitóides (protólitos das rochas da área de estudo) eventualmente seria tectonicamente colado a outros terrenos, inclusive ao Maciço de Tróia, durante a Orogênese Transamazônica (2,2-2,0 Ga).

Por se tratar de tectônica colisional, a Orogênese Transamazônica pode ter estabelecido uma anisotropia nas rochas.

O padrão estrutural da área de estudo preserva o evento D_{n-1} , bastante obliterado, que corresponde a um bandamento gnáissico dobrado. Co-relacionar D_{n-1} a um evento tectônico regional anterior ao Brasileiro é algo incerto.

O DCC só viria a ser afetado por tectônica colisional novamente, durante o Neoproterozóico; os maiores eventos tectônicos que afetaram o DCC entre as orogêneses Transamazônica e Brasileira, tinham caráter extensional.

A evolução Neoproterozóica da área, como responsável pelas Fases de deformação subseqüentes e pela instalação de paragênese de pico metamórfico em Fácies Anfibolito Superior a Granulito, é apresentada sob as conclusões a seguir.

5.2 – CONCLUSÃO E RESULTADO DO ESTUDO

O levantamento de campo, auxiliado de estudos petrográficos, possibilitou a individualização de oito litotipos distintos, ditos unidades de mapeamento.

- I) Biotita gnaiss (BtG): gnaiss rico em biotita, de composição modal similar a um granodiorito sem evidências de migmatização. Corresponde à unidade de maior expressão espacial na área de mapeamento, descrevendo contatos transicionais com todas as unidades limítrofes.
- II) Granada-biotita gnaiss migmatítico (GbgM): corresponde à gnaisses migmatíticos, também de composição modal similar à dos granodioritos.

Comporta biotita e granada no melanossoma e, em quantidades muito pequenas, no leucossoma. Possui estruturas migmatíticas do tipo ptigmática, *schieleren*, estiolítica e dobrada.

- III) Granada-biotita leucognaisse migmatítico (*GbLM*): gnaisse migmatítico portador de granada e biotita, composicionalmente similar a um tonalito. Pode conter finas intercalações de mármore. Seu contato é transicional com o biotita gnaisse (*BtG*).
- IV) Gnaisse quartzo-feldspático com magnetita (*MqfG*): rocha gnáissica de composição granodiorítica a monzo-granítica, com biotita em quantidades de acessório. Magnetita surge como um mineral importante, em abundância e dimensão. É a unidade que sustenta a Serra Serrote e os maiores desníveis altimétricos da área de estudo.
- V) Granada-hornblenda-biotita gnaisse migmatítico (*GhbM*): rocha migmatítica evidenciando estruturas do tipo dobrada e ptigmática.
- VI) Anfibolitos (*Anf*): representa associação de rochas anfibolíticas compostas por mineralogia de Fácies Anfibolito Superior e Granulito. Apresenta feições discretas de migmatização. Distribui-se pela área de estudo como enclaves ou faixas alongadas segundo o bandamento gnáissico regional.
- VII) Olivina gabro (*Ol*): rocha melanocrática, de textura fina a média, caracterizada por conter olivina, clinopiroxênio e plagioclásio. Ocorre como diques finos em apenas dois pontos da área.
- VIII) Basalto (DB): surgem como grandes matações arredondados, nos quais é possível observar muitos xenólitos das rochas da área de mapeamento, imersos em matriz basáltica afanítica.

Essas rochas foram estruturadas por três eventos estruturais distintos, mas de certa forma contínuos. O primeiro evento (D_{n-1}) é preservado apenas como flancos de dobras intrafoliais em relação a S_n . As dobras são assimétricas, não cilíndricas, fechadas e harmônicas, geradas por D_n sob vigência de regime dúctil. D_n também é responsável pelo estabelecimento do bandamento gnáissico regional (S_n), de direção NE-SW e mergulho moderado (30-70°) para SE.

O segundo evento ainda é responsável pelo transporte tectônico das unidades em direção ao Batólito Santa Quitéria (NW da área de estudo), ocasionando lineação de

estiramento mineral (L_n), de orientação *down-dip*, além de gerar dobras de arrasto visível no plano XZ.

O terceiro evento (D_{n+1}) apresenta-se nas unidades como uma superfície axial S_{n+1} perpendicular à S_n , dirigida ao Batólito Santa Quitéria, coincidindo com superfícies de cisalhamento dúctil-rúptil.

A evolução estrutural pode conter resquícios da influência da Orogênese Transamazônica e certamente, reproduz a Orogênese Brasileira, manifestada na área graças à colagem entre o Domínio Tectônico Norte da PB com o Cráton São Luis (Cráton Africano Ocidental).

As paragêneses metamórficas evidenciam evolução com pelos menos três momentos bem definidos, sendo dois deles de caráter retrometamórfico. O primeiro estágio caracteriza-se pela migmatização das rochas quartzo-feldspáticas e o desenvolvimento da assembléia $cpx + hbl + plg \pm grt \pm qtz$ nas rochas anfibolíticas, e estabelecendo condições de Fácies Anfibolito Superior. O segundo estágio encontra-se registrado nas rochas anfibolíticas e trata-se do desenvolvimento de paragênese de Fácies Granulito de pressão intermediária, do tipo $opx + cpx + grt + plg + hbl$. Nas rochas quartzo-feldspáticas, deve corresponder à paragênese $grt + bt + plg + qtz + kfs$.

O terceiro estágio marca o início da trajetória retrometamórfica, com regressão de P e T para o campo da Fácies Epidoto-Anfibolito, onde se assiste à descompressão das fases minerais geradas no segundo estágio. Os piroxênios passam a se desmisturar e dar origem a simplectitos, parcial ou totalmente substituídos por hornblenda.

Resultados de geoquímica de rocha total, empreendida segundo FRX e ICP-MS, classificam o protólito dos anfibolitos como sendo similar a basaltos cálcio-alcálicos, oriundos de arcos de ilhas oceânicas. O padrão de distribuição de elementos traços apresenta razoável correspondência. Os anfibolitos não apresentam qualquer semelhança com basaltos de platôs oceânicos.

Finalmente, a constatação de uma associação orto-derivada, composta por rochas de composição granodiorítica e basáltica abre caminho para a interpretação de que trata-se de uma área cuja evolução inicia-se ainda no Paleoproterozóico, com o estabelecimento de pequenos terrenos geológicos marcados por rochas vulcânicas de arcos de ilhas e por crosta juvenil, que eventualmente colidiram para formar o Domínio Ceará Central e o Domínio Tectônico Norte da PB.

Essa associação orto-derivada por ter sido afetada ainda pela Orogênese Transamazônica, mas, indubitavelmente, os principais eventos tectôno-metamórficos relacionam-se com o Evento Brasileiro.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M., 1977, *O Cráton do São Francisco*. Rev. Bras. de Geociências, 7: 349-64.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A., 1981, *Brazilian Structural provinces: an introduction*. Earth Science Reviews, 17: 1-29.
- AMARAL, W. S., 2007, *Integração de dados aerogeofísicos e geológicos e sua contribuição à Evolução Geodinâmica do Domínio Ceará Central, Província Borborema*. Dissertação de Mestrado [Santos, T. J. S.; orientador], Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 114pgs.
- AMARAL, W. S.; SANTOS, T. J. S., 2008, *Airborne Geophysical and Tectonics of the Ceará Central Domain, Eastern Region of the Santa Quitéria Magmatic Arc, Borborema Province, NE Brazil*. Revista Brasileira de Geofísica, 26 (4): 527-42.
- ANCELMI, M. F., 2008, *Cartografia de detalhe das rochas metabásicas de alta pressão da região de Forquilha-CE, NW da Província Borborema*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas - SP, 62p.
- ARTHAUD, M. A.; CABY, R.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; PARENTE, C. V., 2008, *Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa*. In PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; WIT, M. J. [eds.], 2008, *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London. Special Publication, 294. 427pgs.
- BEST, M. G., 2003, *Igneous and metamorphic petrology*. Oxford: Blackwell Science Ltd. 2nd ed. 758 pgs.
- BRITO NEVES, B. B., 2000, *Tectonic history of the Borborema Province, NW Brazil*. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ-FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds), *Tectonic Evolution of South America*. CPRM, Rio de Janeiro, 151-182pgs.
- BRITO NEVES, B. B.; PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; SANTOS, E. J., 2003, *Idades U-Pb em Zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema*. Revista do Instituto de Geociências - USP, 3: 25-38; agosto de 2003.
- CABY, R.; ARTHAUD, M., 1986, *Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil*. Geology, 14: 871-874.
- CASTRO, N. A.; BASEI, M. A. S.; CAMPOS-NETO, M. C., 2004, *Geocronologia e evolução tectônica Proterozóica do Domínio Ceará Central (Região entre Madalena e Taperuaba, Província Borborema, NE do Brasil)*. Simp. 40 Anos de Geocronologia no Brasil, USP - São Paulo, pág.74.
- CONDIE, K. C., 2001, *Mantle Plumes and Their Record in Earth History*. New York: Cambridge University Press. 1st ed. 306 pgs.
- COUTINHO, J.; KRÄUTNER, H.; SASSI, F.; SCHMID, R.; SEN, S., 2007, *Amphibolite and Granulite*. Recommendations by the USGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks.
- CPRM, 2003, *Mapa Geológico do Estado do Ceará: Escala 1:500.000*. Formato digital shapefile (ESRI).
- DESMONS, J.; SMULIKOWSKI, W., 2007, *High P/T metamorphic rocks*. Recommendations by the USGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks.
- FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; NOGUEIRA NETO, J. A.; ARTHAUD, M. H., 2000, *U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of the Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent "Atlantica"*. Revista Brasileira de Geociências, 30 (1): 102-106; março de 2000.

- FETTER, A. H.; SANTOS, T. J. S.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A.; WERNICK, E., 2003, *Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana*. *Gondwana Research*, 6 (2): 265-273.
- HASTIE, A. R.; KERR, A. C.; PEARCE, J. A.; MITCHELL, S. F., 2007, *Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram*. *Journal of Petrology*, 48: 2341–2357.
- OLIVEIRA, E. P.; SOUZA, Z. S.; MCNAUGHTON, N. J.; LAFON, J. M.; COSTA, F. G.; FIGUEIREDO, A. M., 2010, *The Rio Capim volcanic–plutonic–sedimentary belt, São Francisco Craton, Brazil: Geological, geochemical and isotopic evidence for oceanic arc accretion during Palaeoproterozoic continental collision*. *Gondwana Research* (2010); doi:10.1016/j.gr.2010.06.005.
- MAHONEY, J. J.; STOREY, M.; DUNCAN, R. A.; SPENCER, K. J.; PRINGLE, M., 1993, *Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau*. In: Berger, W. H.; Kroenke, L. W.; Mayer, L. A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Scientific Results 130. TX: Ocean Drilling Program, College Station, pgs. 3–22.
- MARTINS, G., 2000, *Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró*. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas. 218 p.
- MARTINS, G.; OLIVEIRA, E. P.; LAFON, J. M., 2009, *The Algodões amphibolite–tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons*. *Gondwana Research*, 15: 71-85.
- MONIÉ, P.; CABY, R.; ARTHAUS, M. H., 1997, *The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil: 40Ar/39Ar and petrostructural data from Ceará*. *Precambrian Research*, 81: 241-264.
- OLIVEIRA, E. P.; SOUZA, Z. S.; MCNAUGHTON, N. J.; LAFON, J. M.; COSTA, F. G.; FIGUEIREDO, A. M., 2010, *The Rio Capim volcanic–plutonic–sedimentary belt, São Francisco Craton, Brazil: Geological, geochemical and isotopic evidence for oceanic arc accretion during Palaeoproterozoic continental collision*. *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2010.06.005
- PEARCE, J. A.; BAKER, P. E.; HARVEY, P. K.; LUFF, I. W., 1995, *Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc*. *Journal of Petrology*, 36: 1073–1109.
- PECCERILLO, R.; TAYLOR, S. R., 1976, *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey*. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58: 63–81.
- PESSOA, R. R.; BRITO-NEVES, B. B.; KAWASHITA, K.; FUCK, R. A., 1986, *Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do Macico de Tróia – CE*. *Anais do XII Simpósio de Geologia do Nordeste*. João Pessoa, Anais: 75-83.
- RAMSAY, J. G., 1967, *Folding and fracturing of rocks*. New York: McGraw-Hill Book Company. 560 pgs.
- SANTOS, T. J. S.; FETTER, A. H.; NOGUEIRA NETO, J. A., 2008, *Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa*. In PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; WIT, M. J. [eds.], 2008, *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London. Special Publication, 294. 427pgs.

SANTOS, T. J. S.; GARCIA, M. G. M.; AMARAL, W. S.; CABY, R.; ARTHAUD, M. H.; DANTAS, E. L.; SANTOSH, M., 2009, *Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil*: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research* 15, 454–470.

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA (SBGEO), 2008, *Caderneta de Campo* (44° CBGEO). Compilado por Hardy Jost e Affonso Brod.

SOUZA, A., 2004, *Mapeamento Geológico da Borda Leste do Batólito de Santa Quitéria – Região de Umirim, CE*. Trabalho de Conclusão de Curso, UNICAMP, Campinas/SP.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO-NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A. H.; KOZUCH, M.; DANTAS, E. L.; BABINSKI, M., 1997, *The Borborema Province: a collage of polycyclic domains in NE Brazil*. 17° Simpósio de Geologia do Nordeste, Soc. Bras. de Geologia.

VENDEMIATTO, M. A.; ENZWEILER, J., 2001. *Routine control of accuracy in silicate rock analysis by X-ray fluorescence spectrometry*. *Geostandards Newsletter—The Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 25: 283–291.

WIMMENAUER, W.; BRYHNI, I., 2007, *Migmatites and related rocks. Recommendations by the USGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*.

WINCHESTER, J. A.; 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., 2010, *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall

WOODHEAD, J. D.; EGGINS, S. M.; JOHNSON, R. W.; 1998, *Magma genesis in the New Britain island arc: further insights into melting and mass transfer processes*. *Journal Petrology*, 39: 1641–1668.

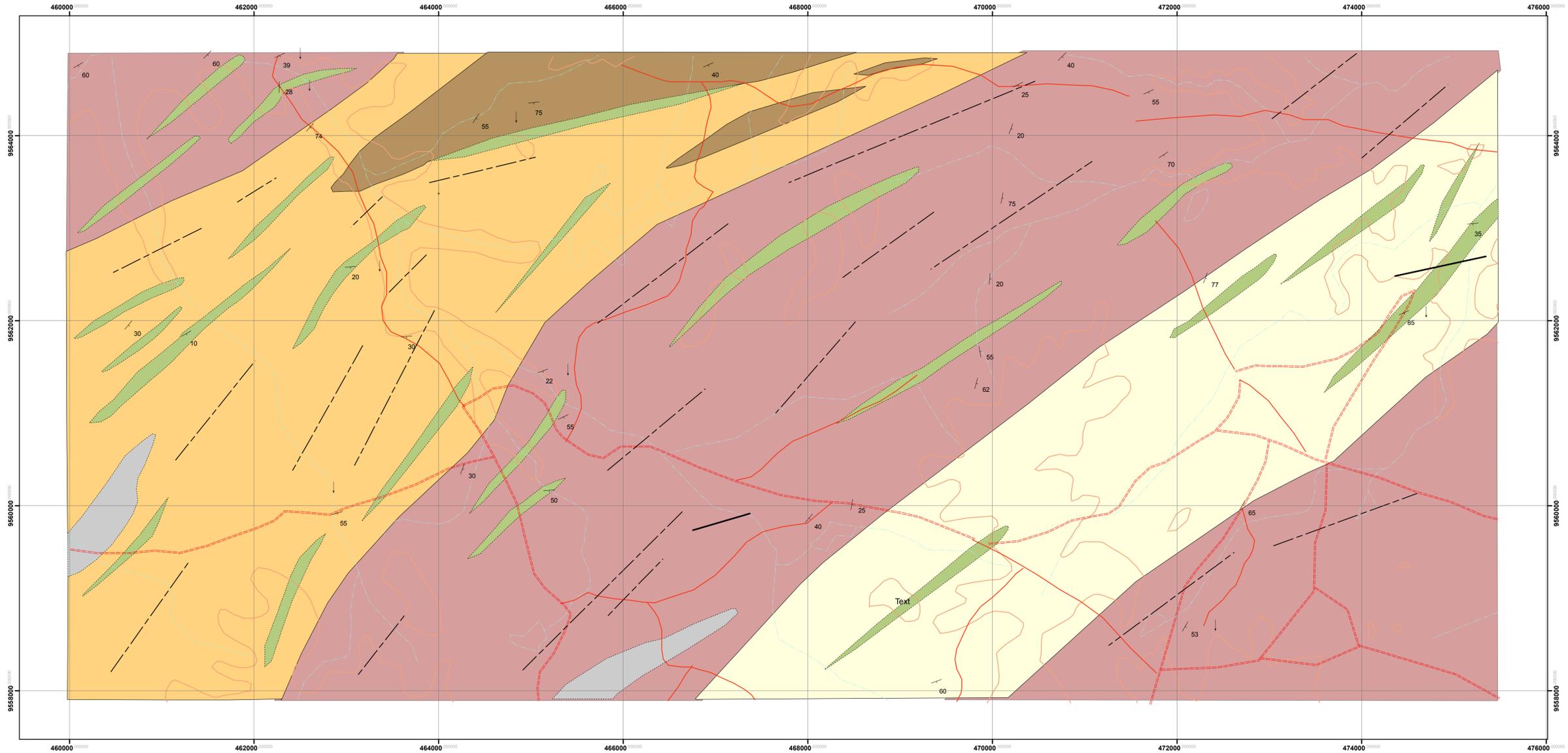
7. ANEXOS

7.1 – (ANEXO 1) MAPA GEOLÓGICO

7.2 – (ANEXO 2) MAPA DE PONTOS

7.3 – (ANEXO 3) PERFIL ESQUEMÁTICO

ANEXO 1 Mapa Geológico



Legenda das unidades de mapeamento:

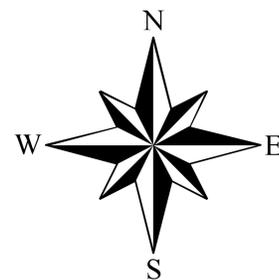
. Olivina gabro (O)	. Gnaiss quartzo-feldspático com magnetita (MqfG)	. Granada-biotita gnaiss migmatítico (GbgM)	. Biotita gnaiss (BtG)
. Anfibolitos (Anf)	. Granada-hornblenda-biotita gnaiss migmatítico (GhbM)	. Granda-biotita leucognaiss migmatítico (GbLM)	

Convenções geográficas:

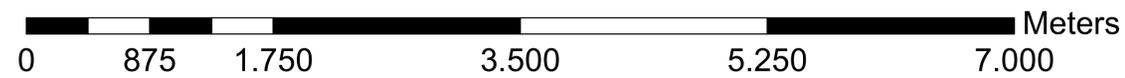
. Estradas principais	. Drenagens e corpos d'água
. Estradas secundárias e caminhos	. Curvas de nível

Convenções estruturais

. Lineamentos estruturais

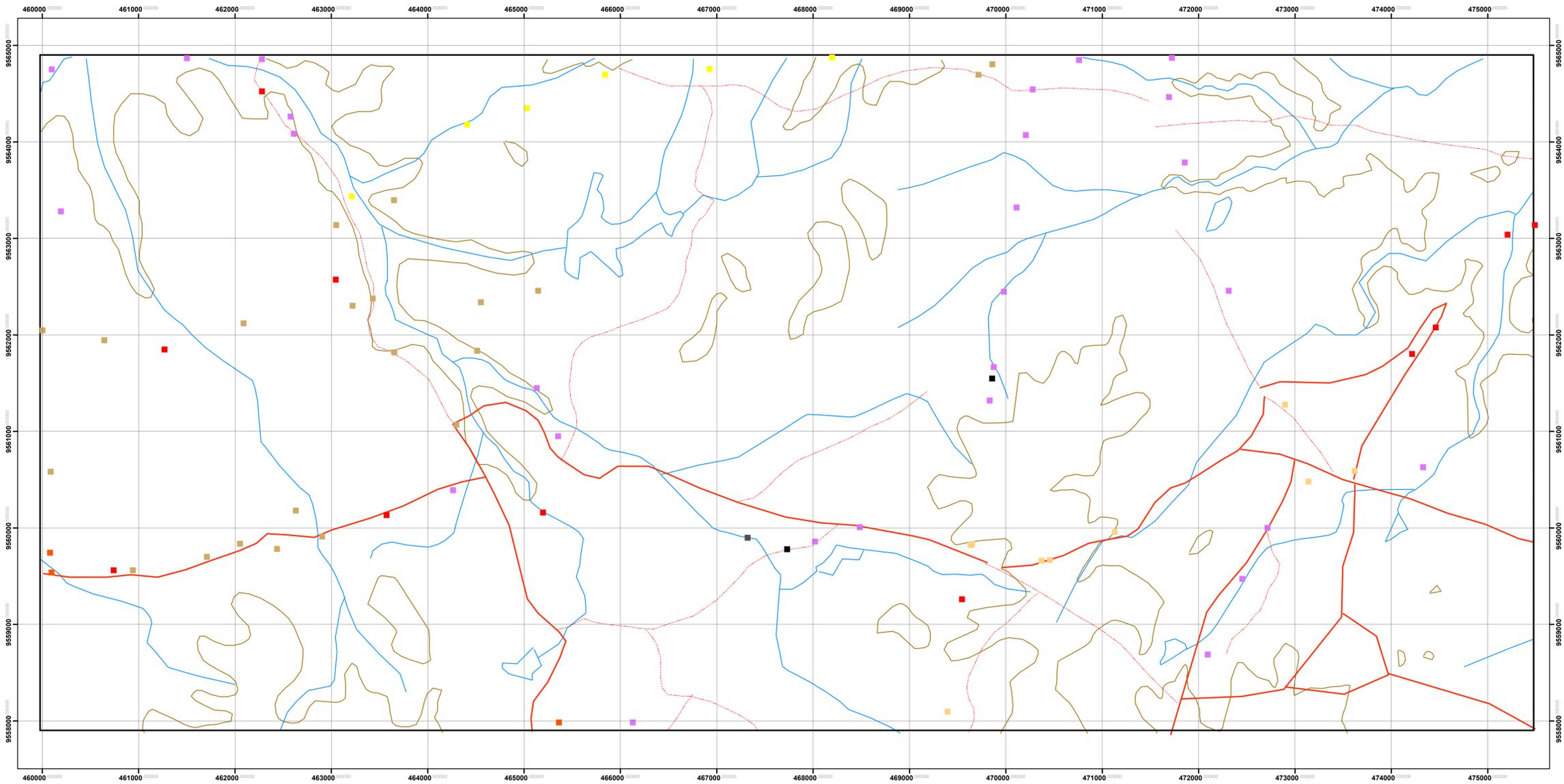


1:25.000



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
 GE001 TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO (2010)
MAPEAMENTO GEOLÓGICO DAS ROCHAS METAMÓRFICAS
DE ALTO GRAU DO COMPLEXO CEARÁ, NO SETOR LESTE DO
MUNICÍPIO DE APUIARÉS, DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL,
NW DA PROVÍNCIA BORBOREMA (CE)

AUTOR: Jeandro Augusto Vitorio
 ORIENTADOR: Ticiano José Saraiva dos Santos



Legenda

LITOLOGIA

- ANFIBOLITO
- BASALTO
- BIOTITA GNAISSE
- BIOTITA GRANADA LEUCOGNAISSE
- GNAISSE QUARTZO-FELSDPÁTICO COM MAGNETITA
- GRANADA-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE
- MIGMATITO COM BIOTITA E GRANADA
- OLIVINA GABRO

- Estradas principais
- - - Estradas secundárias
- Drenagens
- Curvas de nível



MAPA DE PONTOS
 Mapeamento geológico das rochas metamórficas de alto grau do Complexo Ceará no setor leste do município Apuiarés, domínio Ceará Central NW da Província Borborema (CE).
 Trabalho de Conclusão de Curso
 Autor: Jeandro Augusto Vítório
 Orientador: Ticiano José Saraiva
 UNICAMP - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS 2010

1:25.000

