



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE
CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



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

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA PORÇÃO OESTE DO
BATÓLITO DE SANTA QUITÉRIA – REGIÃO DE
ARACATIAÇU (CE), PROVÍNCIA BOF BOREMA**

DARCY CORRÊA NETO

Orientador: Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

**Campinas - SP
Dezembro de 2004**

**Biblioteca
Instituto de Geociências
UNICAMP**

201000270

| | |
|----------------------------|---------------------------------------|
| INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS | |
| N.º CHAMADA | 8817m |
| V. EX. | |
| TOMBO BCI | 4324 |
| TOMBO IG | 40 |
| PROC. | 16-134-10 |
| C <input type="checkbox"/> | D <input checked="" type="checkbox"/> |
| PREÇO | R\$ 11,00 |
| DATA | 08/01/10 |
| N.º CPD | |

cad. Kit. 4802684. Geologia estrutural.

2. Mapeamento geológico - Borborema (CE)



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE
CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA PORÇÃO OESTE DO
BATÓLITO DE SANTA QUITÉRIA – REGIÃO DE
ARACATIAÇU (CE), PROVÍNCIA BORBOREMA

DARCY CORRÊA NETO

Trabalho de conclusão de curso apresentado em 12 de Julho de 2006 para obtenção do título de Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências da UNICAMP.

Comissão Examinadora:
Prof. Dr. Alfonso Schrank
Prof. Dr. Wanilson Luiz Silva

| | |
|----------------------------|----------------------------|
| INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS | |
| N.º CHAMADA _____ | |
| V. _____ | EX. _____ |
| TOMBO BC/ _____ | |
| TOMBO IG/ _____ | |
| PROC. _____ | |
| C <input type="checkbox"/> | D <input type="checkbox"/> |
| PREÇO _____ | |
| DATA _____ | |
| N.º CPD _____ | |

*Este trabalho é dedicado às
pessoas que mais amo,
meus pais Antônio Cláudio
de França Corrêa e
Roseana Motta de França
Corrêa, meus irmãos
Márcio, Cláudio, Flávio e
Bárbara e minha querida
Vivian, por todo amor,
carinho e por nunca me
deixarem cair.*

AGRADECIMENTOS

Antes de tudo gostaria de agradecer a todas as pessoas que em algum momento me ajudaram durante toda a minha graduação a chegar nesta etapa final.

Agradeço em primeiro lugar os orientadores que tive ao longo do curso, Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos, que me orientou na elaboração deste trabalho e que permitiu que eu visse um mundo o qual muitos não tiveram a oportunidade de ver e muitos mais não verão, que é o Ceará.

Ao Prof. Dr. Saul B. Suslick que me orientou em todos os trabalhos de iniciação científica e estágios que tive ao longo da graduação, fornecendo um excelente treinamento em petróleo e uma amizade duradoura.

Aos professores Alexandre Vidal, Carlos Alberto Lobão, Bernardino R. Figueiredo, Carlos Roberto de Souza Filho (Beto), Luiz Augusto Milani e Newton Muller Pereira por terem sido amigos, além de professores.

Aos meus colegas de turma e de laboratório, amigos de outras turmas e aos funcionários que sempre estiveram dispostos a ajudar. Em especial, gostaria de agradecer alguns amigos que tiveram influência direta na minha formação, agradeço o Henrique Rosa, Charlie Brown, Baleia, Brunão, Mineiro, Caê, Jú, Lixo, Rejeito, Lobinho, Ricardinho e Noele.

Muito obrigado!!!

RESUMO

A área mapeada neste trabalho localiza-se na Província Borborema, na região oeste do Domínio Ceará Central, mais precisamente na porção oeste do Terreno Santa Quitéria, no distrito de Aracatiaçu, pertencente ao município de Sobral (CE). Esta área é formada por biotita gnaisses, anfibolitos, migmatitos metatexitos, migmatitos diatexitos, granulitos, leucogranitos e diques ácidos de idade cambriana.

Neste trabalho, foram identificados quatro eventos deformacionais (D_{n-1} , D_n , D_{n+1} e D_{n+2}) ligados ao Ciclo Orogenético Brasileiro. Estes eventos foram responsáveis pela formação de três foliações, sendo S_{n-1} ligado ao evento D_{n-1} , uma foliação encontrada nos "peixes tectônicos" pertencentes aos migmatitos. S_n corresponde a foliação mais penetrativa, estando ligada ao evento D_n , responsável pela geração de um cavalgamento para oeste e de metamorfismos nas fácies anfibolito e granulito. Já S_{n+1} é uma foliação ligada a zonas de cisalhamento geradas por D_{n+1} com direção NW-SE. Este evento e D_{n+2} , de caráter dúctil-rúptil gerado por alívio de pressão em níveis crustais mais rasos, são responsáveis por um evento metamórfico nas fácies xisto verde baixo.

O caráter peraluminoso a aluminoso e a presença de duas micas nos corpos migmatizados demonstra, um alto teor de contaminação crustal, juntamente com as análises geoquímicas e datações Sm-Nd realizadas na proximidade da área por outros autores, foi possível identificar estes corpos como resultados de magmatismo pós-tectônico em ambiente de arco vulcânico.

ABSTRACT

The area mapped during this work is located on the Borborema Province, on the Central Ceara Domain, more precisely at the west portion of the Santa Quitéria Terrain, on the Aracatiçu District, that belongs to the city of Sobral (CE). This area is composed by biotite gneiss, amphibolites, migmatites, metatexites and diatexites, granulites and leucogranites.

Four deformational events were identified on this work (D_{n-1} , D_n , D_{n+1} e D_{n+2}), related to the Brasiliano Orogenetic Cycle. These events were responsible for the formation of three foliations, S_{n-1} related to D_{n-1} , is present on the restites present on the migmatites. S_n is a more penetrative foliation, and is related to D_n , responsible for the generation of a thrust fault to west and for an amphibolite and granulite facies metamorphism. S_{n+1} is a foliation related to shear zones generated by D_{n+1} with direction NW-SE. This event and D_{n+2} , generated by pressure relief, are responsible for a greenschist facies metamorphism.

The peraluminous to aluminous characteristic and the presence of two micas on the migmatized rocks demonstrate a high content of crustal contamination, and, along with the geochemical analyses and Sm-Nd dates made at the borders of the mapped area by other authors, made it possible to identify these bodies as the result of post-tectonic magmatism related to a volcanic arc environment.

ÍNDICE

| | |
|--|-----------|
| CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO..... | 1 |
| 1.1. Apresentação..... | 1 |
| 1.2. Objetivos..... | 1 |
| 1.3. Localização da área e acesso..... | 2 |
| 1.4. Aspectos Fisiográficos..... | 3 |
| 1.5. Aspectos Sócio-Econômicos..... | 5 |
| | |
| CAPÍTULO 2 - MATERIAIS E MÉTODOS..... | 7 |
| | |
| CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA REGIONAL..... | 8 |
| 3.1. A Província Borborema (PB)..... | 8 |
| <u>3.1.1. Evolução Geológica da Província Borborema com ênfase ao Estado do Ceará.....</u> | 11 |
| 3.2. Domínio Ceará Central..... | 15 |
| <u>3.2.1. Embasamento Arqueano.....</u> | 16 |
| <u>3.2.2. Terrenos Acrescionários do Paleoproterozóico.....</u> | 18 |
| <u>3.2.3. Terreno Santa Quitéria.....</u> | 18 |
| <u>3.2.4. Cobertura do Neoproterozoico.....</u> | 21 |
| | |
| CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA LOCAL..... | 23 |
| 4.1. Unidade I: Biotita-Gnaiss..... | 26 |
| 4.2. Unidade II: Anfibolito..... | 27 |
| 4.3. Unidades III: Migmatitos..... | 28 |
| <u>4.3.1. Unidade III-a: Metatexitos.....</u> | 37 |
| <u>4.3.2. Unidade III-b: Diatexitos.....</u> | 38 |
| 4.4. Unidade IV: Leucogranitos..... | 39 |
| 4.5. Unidade V: Granulitos..... | 40 |

| | |
|---|-----------|
| 4.6. Unidade V: Diques Básicos..... | 40 |
| 4.7. Unidade VI: Cobertura Cenozóica..... | 40 |
| CAPÍTULO 5 – PETROGRAFIA..... | 41 |
| 5.1. Unidade I: Biotita Gnaiss (Nbg)..... | 42 |
| 5.2. Unidade II: Anfibolito (Nanf)..... | 44 |
| 5.3. Unidade III: Migmatitos..... | 44 |
| <u>5.3.1. Unidade III-a: Metatexitos (Nmt).....</u> | <u>44</u> |
| <u>5.3.2. Unidade III-b: Diatexitos (Ndt).....</u> | <u>46</u> |
| 5.4. Unidade IV: Leucogranitos (Ngr)..... | 48 |
| 5.5. Unidade V: Granulitos (Ngt)..... | 49 |
| CAPÍTULO 6 - GEOLOGIA ESTRUTURAL..... | 50 |
| 6.1. Evento Deformacional D_{n-1} | 52 |
| 6.2. Evento Deformacional D_n | 53 |
| 6.3. Evento Deformacional D_{n+1} | 55 |
| 6.4. Evento Deformacional D_{n+2} | 56 |
| 6.5. Metamorfismo..... | 57 |
| CAPÍTULO 7 – GEOQUÍMICA..... | 61 |
| 7.1. Análise Química..... | 61 |
| 7.2. Interpretação..... | 63 |
| 7.3. Discussão..... | 66 |

| | |
|---|-----------|
| CAPÍTULO 8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS..... | 70 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 72 |
| ANEXOS | |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1.1: Mapa ilustrando a localização da área estudada e a via de acesso utilizada..... | 3 |
| Figura 1.2: Visão panorâmica da área mapeada mostrando feições morfológicas de planaltos residuais e vegetação arbustiva-arbórea seca..... | 4 |
| Figura 1.3: : Atividades sócio-econômicas da área mapeada..... | 6 |
| Figura 3.1: Mapa geográfica-geológica da Província Borborema, Arcabouço geológico compilado de Santos (2000) (DMC-Domínio Médio Coreau – DCC-Domínio Ceará Central e – DRGN-Domínio Rio Grande do Norte)..... | 9 |
| Figura 3.2: Reconstrução esquemática do Gondwana ocidental mostrando a distribuição dos maiores crátons da América do Sul e da África e sua relação com as zonas orogênicas brasileiras/pan-africanas..... | 10 |
| Figura 3.3: Mapa geológico regional do nordeste do Brasil mostrando as partes constituintes da PB e arredores do lineamento Patos. IG-Grupo Independência, DCM-Domínio Médio Coreau, GM-Grupo Martinópolis, LSP-Lineamento Sobral-Pedro II, MSJC-Maçiço São José Campestre, CSQ-Complexo Santa Quitéria, MT-Maçiço de Tróia..... | 11 |
| Figura 3.4: Modelo de crescimento e evolução tectônica da Província Borborema (Fetter,1999)..... | 13 |
| Figura 3.5: Subdivisão do Domínio Ceará Central da Província Borborema..... | 17 |
| Figura 3.6: Mapa geológico realizado pela CPRM (1981) para o Projeto Fortaleza, mostrando a então subdivisão da área em Complexo Caicó e Complexo Tamboril/Santa Quitéria..... | 19 |
| Figura 3.7: A-Biotita-gnaissse fino do Complexo Caicó; B-Migmatito com estrutra dobrada, pertencente ao Complexo Caicó; C-Microdobramento em “chevron”; D-Xenólitos alongados, preservados na matriz do granodiorito-gnaissse; E-Granitóide com enclaves não digeridos de composição granodiorítica, Complexo Tamboril/Santa Quitéria e; F-Migmatito mostrando relíctos de hornblenda-biotita-gnaisses, formando estrutura “Schollen”, Complexo Tamboril-Santa Quitéria..... | 21 |
| Figura 4.1: Legenda utilizada no mapa geológico mostrando as unidades litológicas encontradas na área mapeada..... | 23 |
| Figura 4.2: Mapa geológico realizado pela CPRM (1981) para o Projeto Fortaleza e a imagem de satélite (Landsat 7 ETM+) e a fotografia aérea utilizados na etapa pré-campo..... | 25 |

| | |
|--|----|
| Figura 4.3: Foto mostrando a textura típica encontrada nos biotita gnaisses, com banda máficas e félsicas com foliação de baixo ângulo caindo para SE e SW bem definidas..... | 27 |
| Figura 4.4: Anfibolitos associados com calciossilicáticas, apresentando textura de brechas hidráulicas..... | 28 |
| Figura 4.5: Foto típica de migmatito (com estrutura surreítica) encontrado na área mapeada, sendo possível identificar as diferentes unidades constituintes de um migmatito: paleossoma (Pal), leucossoma (Leu) e melanossoma (Mel)..... | 29 |
| Figura 4.6: Representação de modelos de migmatitos publicados e o novo modelo publicado por Ashworth (1985)..... | 30 |
| Figura 4.7: Principais estruturas dos migmatitos. 1-Estrutura Agmática 2- Estrutura Dictionítica 3- Estrutura Schöllén 4- Estrutura flebítica 5- Estrutura Estomática 6- Estrutura "Surreítica" 7- Estruturas Dobradas 8- Estrutura Ptygmática 9- Estrutura Oftálmica 10- Estrutura Stictolítica 11- Estrutura Schlieren 12- Estrutura Nebulítica..... | 35 |
| Figura 4.8: Prancheta de fotos mostrando algumas das texturas migmatíticas encontradas no campo (A – estrutura estomática, B – estrutura flebítica, C – estrutura schollen e D – estrutura stictolítica)..... | 37 |
| Figura 4.9: Prancheta mostrando as texturas típicas dos diatexitos encontrados na área, apresentando um contato gradacional de para os metatexitos (de A para D). A - ainda apresenta restitos, no entanto com uma foliação já bastante deformada. B – já apresenta um nível maior de fusão, em alguns pontos contendo até dobras ptigmáticas. C – apresenta estruturas fantasmas como pode ser visto na parte inferior da foto. D – apresenta um estágio maior de fusão (estrutura nebulítica)..... | 38 |
| Figura 4.10: Fotos de campo mostrando a textura típica dos leucogranitos contendo quartzo, feldspatos, muscovita e granada..... | 39 |
| Figura 5.1: A) composição geral da lâmina com a presença de quartzo, feldspatos, biotita (Bt), zircão e opacos, podendo ser visto ainda nesta imagem o início de saussuritização (Ss) do plagioclásio; B) hornblenda passando para epidoto..... | 43 |
| Figura 5.2: A) Epidoto (Ep – clinozoizita) e sericita (Sct); B) Anfibolito mostrando bandamento composicional..... | 44 |
| Figura 5.3: Lâminas (DN-120 e DN-140) mostrando duas micas (Biotita-Bt e Muscovita-Msc), saussuritização (Ss) e apatita (A) e a presença de granada (Grt), biotita com extinção ondulante (Bt.1), saussuritização e pertita (Pt) (B) e lâmina (DN-116) evidenciando a presença de mirmequita..... | 46 |

| | |
|--|----|
| Figura 5.4: A) presença de pertita (Pt), biotita (Bt) passando para clorita (Cl) e; B) quartzo com extinção ondulante e carbonato..... | 47 |
| Figura 5.5: Fotos mostrando quartzo com migração de limite de subgrão (A) e quartzo com extinção ondulante, muscovita e granada (Grt) com textura poikiloblástica (B)..... | 48 |
| Figura 5.6: Imagens dos granulitos encontrados na área, destacando os minerais: (A) granada (Grt) e clinopiroxênio (CPX); (B) textura simplectítica do CPX e: (C) imagem mostrando simplectito (Splc), plagioclásio (Plg), quartzo com lamela de deformação (Qtz.1), quartzo com contato interlobado (Qtz.2) e escapolita (Scp)..... | 49 |
| Figura 6.1: Esboço estrutural do Estado do Ceará com as principais zonas de cisalhamento: ZCGJ- Zona de Cisalhamento de Granja; ZCIT- Zona de Cisalhamento de Itacolomi, ZCSP II- Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; ZCG- Zona de Cisalhamento Groaíras; ZCT- Zona de Cisalhamento de Tauá; ZCSI- Zona de Cisalhamento Sabonete-Inharé; ZCSP- Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, ZCJ- Zona de Cisalhamento Jaguaribe; ZCTJ- Zona de Cisalhamento de Tatajubá..... | 51 |
| Figura 6.2: Esquemática geral agregada demonstrando a orientação e distribuição dos diferentes eventos deformacionais, lineações minerais e dobramentos localizados na área..... | 52 |
| Figura 6.3: Fotos de migmatitos mostrando à esquerda, restito com S_{n-1} preservado e a direita sem S_{n-1} e já com S_n deformado e concordante com o resto da rocha..... | 52 |
| Figura 6.4: Steriogramas de S_n (esquerda) e L_n (direita) mostrando um caimento da foliação para leste e um estiramento mineral <i>down dip</i> de baixo ângulo..... | 54 |
| Figura 6.5: Fotografias mostrando sigmóides de leucossomas e de restitos..... | 54 |
| Figura 6.6: Fotos tiradas em campo mostrando dobras similares (A) e Ptgmáticas (B)..... | 55 |
| Figura 6.7: Stereograma mostrando um direcionamento preferencial NW-SE, no entanto, com ocorrência localizada em NE e foto mostrando zonas de cisalhamento geradas por D_{n+1} formando dobras periódicas, geralmente com movimento dextral..... | 56 |
| Figura 6.8: Foto representativa do domínio rúptil-dúctil inerente ao domínio deformacional D_{n+2} | 57 |
| Figura 7.1: Fotos dos equipamentos utilizados na preparação das amostras e na realização das análises geoquímicas extraídos do site do Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências da Unicamp: A – Britador de mandíbola, B – moinho planetário e, C – espectrômetro de fluorescência de Raio X..... | 62 |

Figura 7.2: Gráficos classificatórios de litotipos e de ambientes de geração de granitos.....65

Figura 7.3: Gráficos do tipo Hacker mostrando para cristalização fracionada segundo os minerais normativos (SiO_2 – Q (quartzo); TiO_2 – Or (Orthoclasio); Al_2O_3 – Ab (Albita); Fe_2O_3 – Na (Anorthita); FeO – Lc (Leucita); MnO – Ne (Nephelina); MgO – C (Corundium); CaO – Ac (Acmita); Na_2O – Wo (Wollastonita); K_2O – En (Enstatita) e; P_2O_5 – Fs (Ferrosilita)).....66

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 5.1: Unidades mapeadas e descrição petrográfica sucinta.....42

Tabela 7.1: Dados geoquímicos obtidos na FRX.....63

“O valor de um homem é determinado, em primeira linha, pelo grau e pelo sentido em que ele se liberta do seu ego.”

Albert Einstein

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

O presente trabalho é o produto final de pesquisa realizada para a apresentação da disciplina obrigatória GE-001 (Trabalho de Conclusão de Curso), da grade curricular do curso de Geologia da Universidade Estadual de Campinas, coordenada pelo Prof. Dr. Bernardino Ribeiro de Figueiredo e orientado pelo Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos.

O projeto escolhido para a apresentação desta disciplina foi o de mapeamento geológico na escala 1:50.000 a ser realizada em uma área onde não havia registro de mapeamento em escala de detalhes (constando apenas mapeamentos geológicos regionais 1:500.000). O local escolhido para a realização do mesmo situa-se nos arredores do distrito de Aracatiaçu, pertencente ao município de Sobral (CE).

A área mapeada possui 84 km², localizado no domínio tectônico Ceará Central, mais precisamente, no Terreno Santa Quitéria, inserido na região noroeste da Província Borborema (PB). Os estudos neste terreno são recentes e os conhecimentos de sua geometria e extensão, assim como de sua evolução, ainda são precários. Segundo Fetter et al. (2003), esta região constitui um Arco Magmático Continental do Neoproterozóico, tendo como instrumento principal de sua caracterização os resultados de datações pelos métodos U-Pb e Sm-Nd. Portanto, o estudo de mapeamento de detalhe apresentado aqui, procura consubstanciar com dados de campo futuros modelos evolutivos para esta porção da Província Borborema. Esses dados referem-se, basicamente, aos tipos de rochas presentes, sua caracterização petrográfica, sua estruturação em vista da deformação atuante e as condições de pressão e temperatura que as mesmas foram submetidas.

1.2. Objetivos

Os objetivos deste trabalho são:

- Mapeamento geológico e estrutural na escala 1:50.000, buscando as relações de campo que possam ser adicionadas aos trabalhos regionais e auxiliar na caracterização do Arco Magmático de Santa Quitéria;

- Determinar os regimes tectônicos atuantes numa área extremamente rica em afloramentos, caracterizando a geometria e cinemática da deformação;
- Reconstituição da história deformacional desencadeada durante o Ciclo Brasileiro;
- Caracterização petrográfica e análise geoquímica das rochas existentes na área, procurando realizar uma individualização dos litotipos presentes na área e determinar o ambiente geotectônico atuante na gênese das mesmas.

1.3. Localização da área e acesso

A área escolhida para a realização deste trabalho localiza-se na porção noroeste do Estado do Ceará, englobando na área o distrito de Aracatiaçu pertencente ao município de Sobral – CE, distante aproximadamente 200 km da capital do estado (Fortaleza) (Figura 1.1). Esta área de forma retangular é limitada pelas seguintes coordenadas: UTM 378000 – 390000 (E-W) e 9574000 – 9567000 (N-S).

O acesso é feito pela BR-222, que liga Fortaleza a Belém e corresponde a rodovia de maior expressão na região. Partindo de Fortaleza até o município de Patos, acessa-se a rodovia CE-176 até o distrito de Aracatiaçu.

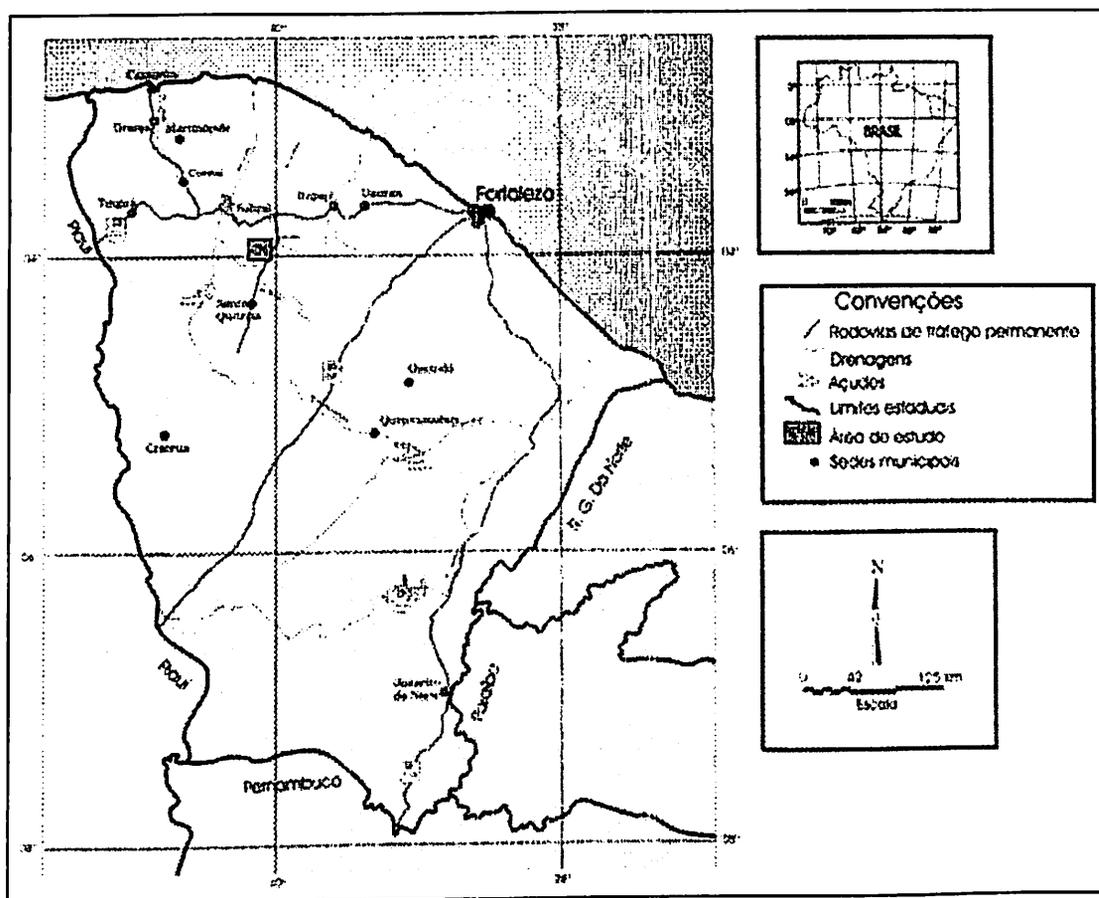


Figura 1.1: Mapa ilustrando a localização da área estudada e a via de acesso utilizada.

1.4. Aspectos Fisiográficos

A área de estudo está completamente inserida no denominado Polígono das Secas. O Polígono das Secas compreende a área do Nordeste brasileiro reconhecida pela legislação como sujeita a repetidas crises de prolongamento das estiagens. Esta área possui um clima do tipo *Bsh*, quente com período seco, segundo a classificação de Köppen (1948 *apud* Ribeiro & Gonçalves 1981).

A área pesquisada é caracterizada por um clima semi-árido, com temperaturas entre os extremos 21 °C no inverno e 36 °C no verão. O regime das chuvas é extremamente variável, podendo ocorrer anos com grande pluviosidade e outros, com precipitações escassas, sendo que no verão as precipitações pluviométricas anuais variam de 600 a 1.100 mm.

No que se relaciona à vegetação, à semelhança do que ocorre em toda a zona semi-árida do Nordeste Brasileiro, predomina a caatinga xerofítica de médio

porte do tipo arbustiva-arbórea, notando-se, porém, que sua composição florística encontra-se intrinsecamente subordinada a variações do relevo, solo e umidade.

Saadi & Torquato (1992) classificam o embasamento cristalino no Ceará, em dois tipos de unidades morfo-estruturais. O primeiro tipo é resultado de uma complexa distribuição espacial de estruturas geológicas em rochas de natureza ígneo-metamórfica do Pré-Cambriano, formadas por três blocos estruturais (Itapajé, Santa Quitéria e Acaraú), associadas às feições dos Planaltos Sertanejos e os Maciços Residuais. O segundo tipo é resultante de eventos tectônico-estruturais que formaram as Depressões Sertanejas, fortemente associadas a processos erosivos.

A paisagem regional engloba as formas suaves da superfície pouco dissecada da Depressão Sertaneja, cuja monotonia é interrompida por fortes rupturas de declive com os morros e serrotes residuais, formados por migmatitos e granitóides mais resistentes. Já na área de pesquisa e em seus arredores, tem-se a presença do Planalto Residual e da Depressão Sertaneja. Estão expressos como serras, morros, depressões e superfícies desgastadas. Como exemplo de feições morfológicas positivas da área, tem-se a Serra de São João.

A hidrografia da área corresponde diretamente às condições climáticas da região. Os rios e riachos são intermitentes, fluindo apenas na época das chuvas, e possuem um regime torrencial devido principalmente à irregularidade das precipitações no período chuvoso. O padrão de drenagem presente varia de dentrítico a subdentrítico. A área possui como principais cursos o Rio Pajé e o Rio Aracatiaçu (Figura 1.2).

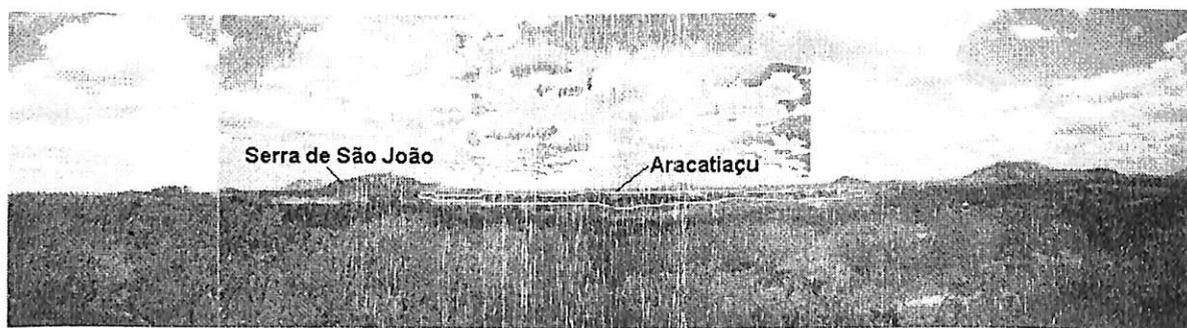


Figura 1.2: Visão panorâmica da área mapeada mostrando feições morfológicas de planaltos residuais e vegetação arbustiva-arbórea seca (Fotos tiradas no dia 20 de Julho de 2003, com visada de leste para oeste).

1.5. Aspectos Sócio-Econômicos

A região mapeada é detentora de uma situação sócio-econômica desfavorável, tendo qualquer tentativa de crescimento alimentício castigado pela baixa pluviosidade e a irregularidade das chuvas, além de altas temperaturas o ano inteiro.

O município de Sobral possui uma população de 138.565 pessoas, no entanto, no distrito de Aracataçu a população residente não passa de 800 habitantes, havendo uma grande concentração na zona rural.

Na região de estudo, as principais atividades econômicas são: agricultura de subsistência, pecuária extensiva, pesca, caça, indústria e comércio local.

A agricultura na região resume-se ao plantio de feijão, mandioca e milho. As plantações ocorrem geralmente nas épocas de chuva, durante o período de Janeiro e Fevereiro, no entanto, há o cultivo destas variedades o ano inteiro na região do açude de Aracataçu (Figura 1.3).

Já a pecuária extensiva é controlada por grandes proprietários de terra ainda chamados na região de "coronéis". A predominância da pecuária é a criação de cabras, no entanto, encontra-se em algumas fazendas a criação de gado (Figura 1.3). É importante ressaltar neste tópico que toda a produção neste setor gera renda apenas para os "coronéis" sendo as famílias que tomam conta da produção agraciadas apenas por um salário mínimo e uma cesta básica, cesta a qual a maioria das famílias costumam caminhar 70 km até o município de Sobral para adquirirem.

Com relação à pesca, o distrito é favorecido pela construção do açude que abastece a região. Neste, é realizada pesca de tilápia diariamente, com a utilização de redes, já a pesca de camarão é feita com a utilização de armadilhas espalhadas por todo o açude (Figura 1.3).

Além destas atividades, é freqüente encontrar na região pessoas vendendo avuantes. O avuante é uma ave idêntica a rolinha, caçada ao anoitecer. Esta prática gera renda e alimento para famílias que não têm ligação com a pecuária, pesca, plantação e com a indústria de fogos de artifício, que mantém apenas uma fábrica no município.

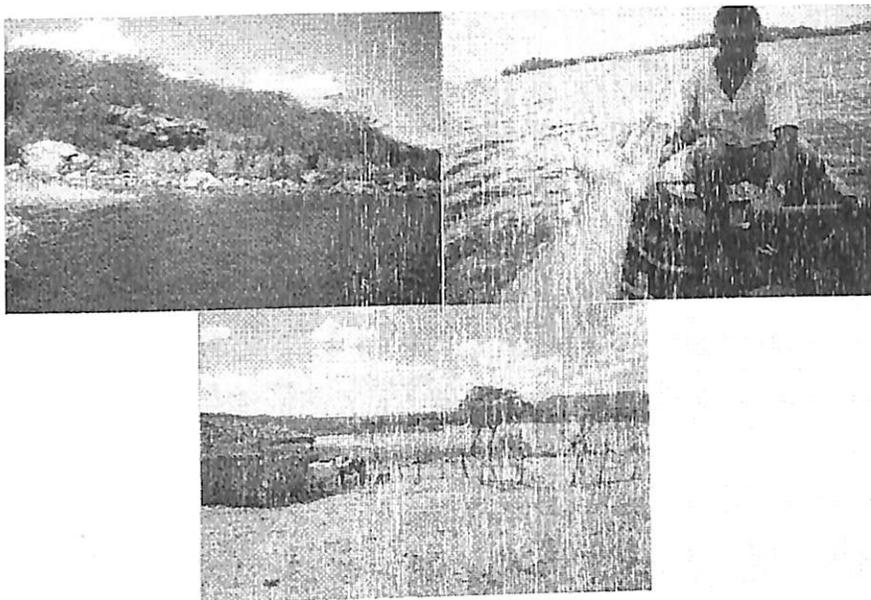


Figura 1.3: Atividades sócio-econômicas da área mapeada – esquerda – plantação de milho às margens do açude Aracatiaçu – direita – pesca de camarão e – abaixo – pecuária.

CAPÍTULO 2 - MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais e métodos utilizados para a realização deste trabalho se encontram descritos com maior rigores ao longo dos capítulos relacionados a cada uma das fases do mesmo.

Este trabalho foi executado em três etapas, em que, a primeira consistiu em uma preparação para a ida ao campo. A segunda etapa foi a aquisição e conferência de dados, feitos no campo e a terceira, pós-campo, consistiu na realização da análise dos dados e interpretações.

O planejamento de campo realizado na etapa pré-campo foi limitado aos poucos materiais disponíveis na época, uma foto aérea na escala 1:70.000 e cartas topográficas digitalizadas e vetorizadas em formato CAD na escala 1:100.000 das folhas Sobral e Itapajé. Nesta etapa, também foi realizada uma revisão bibliográfica sobre a área de estudo, resultando em um mapa geológico preliminar e um planejamento de caminhamento e verificação de determinadas localidades.

A etapa de campo teve duração de 16 dias, na qual foi realizado o mapeamento geológico em escala 1:50.000, abrangendo uma área de 84 km², com descrição de 161 afloramentos (Anexo 01). Para a localização dos pontos na área foram utilizadas cartas topográficas e uma fotografia aérea, sendo as coordenadas dos pontos obtidas com GPS marca Garmin. Nesta etapa de trabalho foram coletadas amostras representativas de cada unidade mapeada para posterior confecção de lâminas delgadas para futuras análises geoquímicas.

A etapa pós-campo consistiu na realização de todo o trabalho de análise e interpretação dos dados. Esta etapa foi realizada através dos dados obtidos diretamente no campo, da análise petrográfica de 20 lâminas delgadas confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Unicamp e analisadas no Laboratório de Microscopia do mesmo Instituto em microscópios petrográficos de luz transmitida e refletiva convencional e na interpretação geoquímica de elementos maiores, menores, traços e terras raras de 10 amostras, realizadas no Laboratório de Geoquímica Analítica do IG/UNICAMP.

Ao final, todas as informações interpretadas (de campo, fotogeologia, estrutural, petrográfica e geoquímica), foram integradas, resultando na confecção deste relatório e dos mapas anexos.

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA REGIONAL

3.1. A Província Borborema (PB)

A área de estudo está inserida no Domínio Ceará Central o qual, corresponde a uma subdivisão da Província Borborema. Esta Província tem uma extensão de cerca de 450.000 km², localizada na Região Nordeste do Brasil (Figura 3.1). Nesta, o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano teve forte atuação, estando caracterizado pelo intenso magmatismo granítico e desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrente que podem ser traçadas até a África (Trompette, 1994). A PB tem sua evolução relacionada á convergência e colisão Neoproterozóica dos Cratons São Luís-Oeste Africano, São Francisco-Congo e Amazônico (Figura 3.2).

A PB tem sido o berço de diversas pesquisas ao longo das duas últimas décadas, gerando interpretações conflitantes sobre sua evolução. Dentre os vários trabalhos realizados, destacam-se alguns:

- a) Segundo Brito Neves (1983), Santos e Brito Neves (1984) e Brito Neves e Cordani (1991) a PB pode ser descrita como tendo um padrão tectônico similar a um mosaico, baseados em dados K-Ar e Rb-Sr. Os autores descrevem este mosaico como sendo formado por vários núcleos gnáissico-migmatíticos de idade Pré-Cambriana circundados por faixas metasedimentares dobradas de idade pós-paleoproterozóica.
- b) Vários autores franceses têm estendido suas interpretações da faixa Trans-Sahara à PB (Caby, 1989 *apud* Guttenberg, 2000). Estas interpretações propõem uma evolução crustal monocíclica para as faixas supracrustais em várias fases no intervalo ca. 900-530 Ma. Dados petro-estruturais e ⁴⁰Ar/³⁹Ar levantados em vários segmentos da PB tendem a apontar modelos estruturais polifásicos (Caby e Arthaud, 1986, Caby et al., 1995, Moiné et al., 1997, Corsini et al., 1997 *apud* Guttenberg, 2000). Nestes, feições relacionadas aos eventos de deformação tangencial e a deformação transcorrente são aparentemente sincrônicos e gerados num evento simples de deformação relacionados aos eventos de deformação tangencial e a deformação transcorrente são aparentemente sincrônicos e gerados num evento simples de deformação.

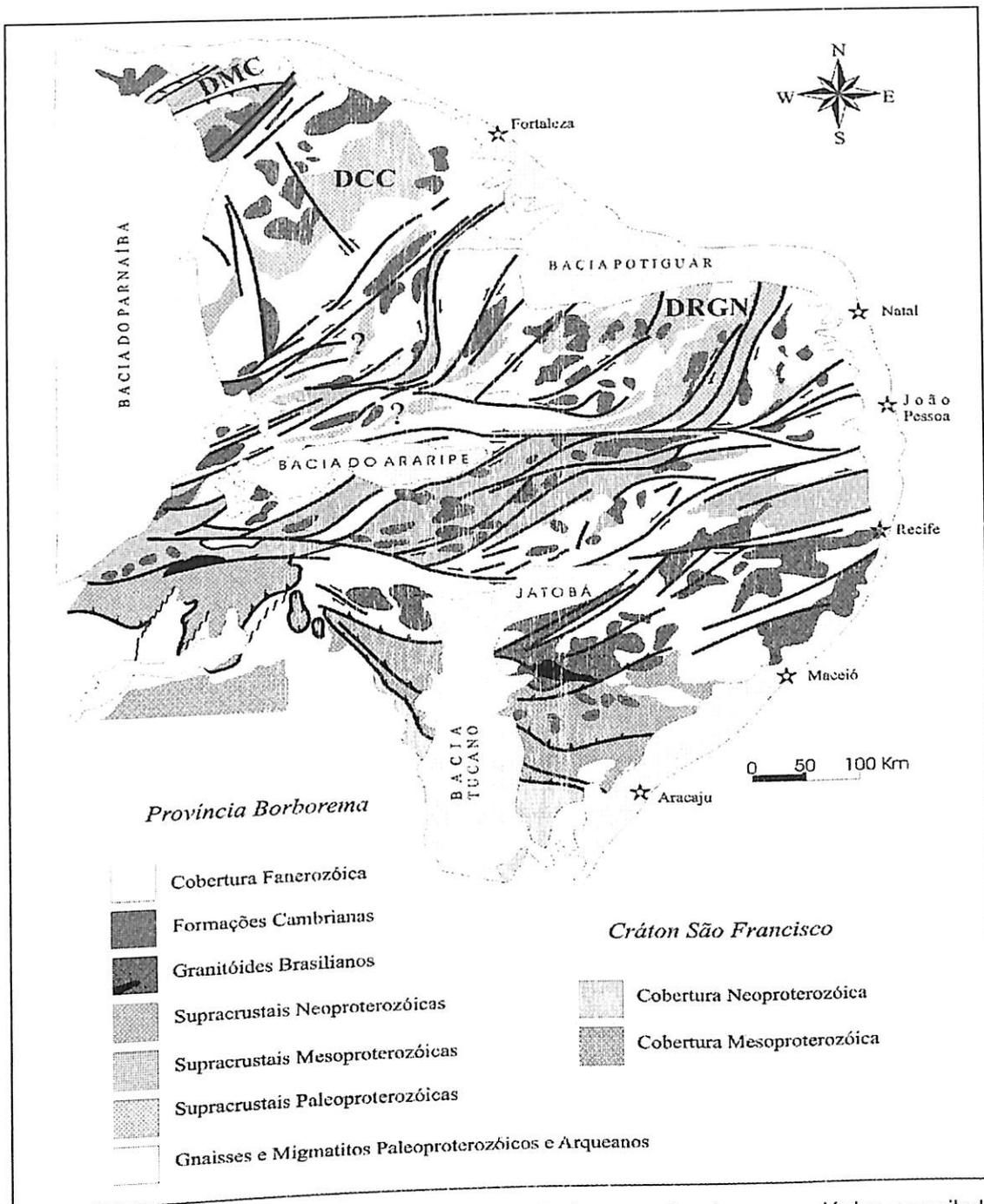


Figura 3.1: Mapa geográfica-geológica da Província Borborema, Arcabouço geológico compilado de Santos (2000) (DMC-Domínio Médio Coreaú – DCC-Domínio Ceará Central e – DRGN-Domínio Rio Grande do Norte).

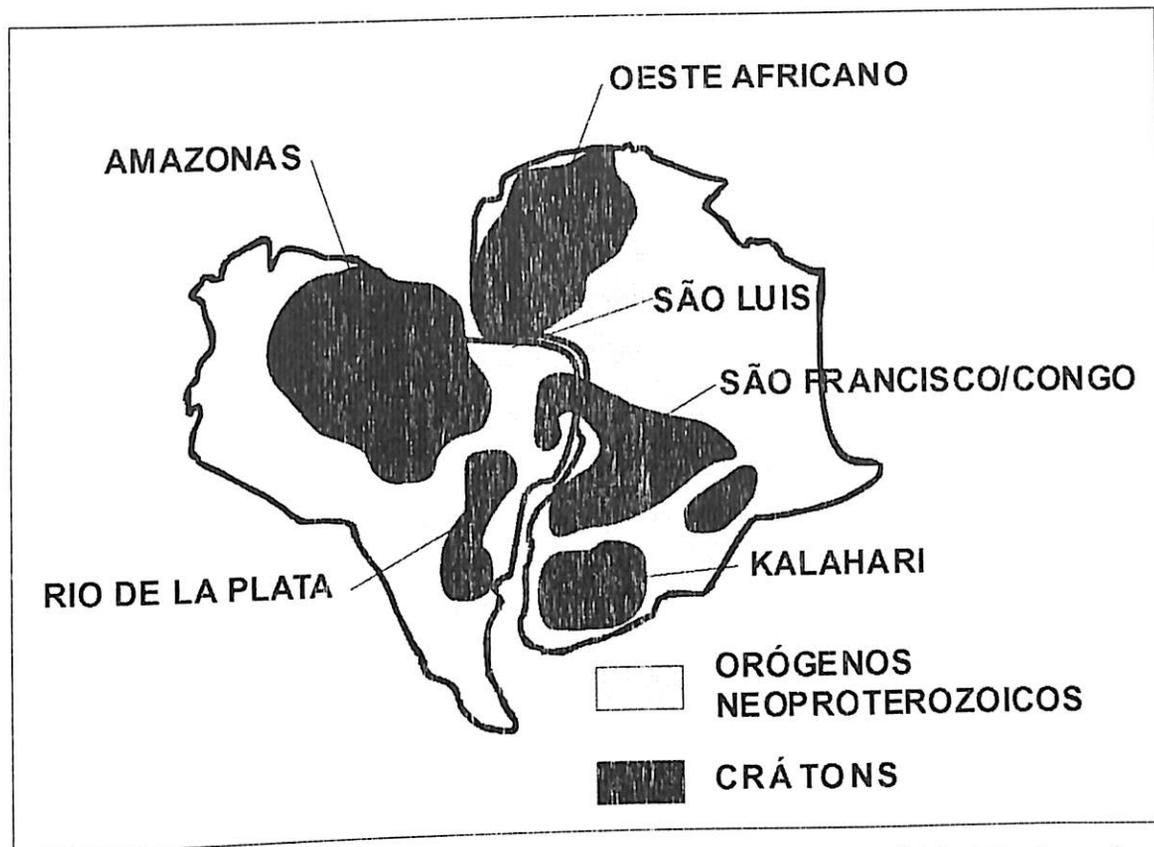


Figura 3.2: Reconstrução esquemática do Gondwana ocidental mostrando a distribuição dos maiores crátons da América do Sul e da África e sua relação com as zonas orogênicas brasileiras/pan-africanas. (Modificado de Alkimim e Martins-Neto, 2001).

- c) Macedo et al., (1988) e Sá, (1991) *apud* Guttenberg (2000) apontam a presença de faixas supracrustais pré-brasilianas (ca. 1,8 Ga) de evolução crustal monocíclica na região de Orós, Estado do Ceará. Com base em idades Rb-Sr, Pb-Pb e U-Pb em ortognaisses graníticas e em interpretações de dados estruturais, Jardim de Sá (1994) *apud* Guttenberg (2000) propôs uma evolução policíclica para a Faixa Seridó e para outros segmentos da PB. Dados U-Pb Shrimp em zircão da Faixa Seridó comprovam sua deposição e metamorfismo-deformação durante o Neoproterozóico (Van Schmus et al., 2004).
- d) Em trabalhos mais recentes (Dantas, 1997, Fetter, 1999, Santos, 1993, Santos 1999, entre outros *apud* Santos, 2003), verificaram a presença de vários ciclos tectônicos (2,7 Ga, 2,1 Ga, 1,0 Ga e 0,6 Ga) e alguns eventos discretos (3,4 Ga, 3,2 Ga, 1,7 Ga e 0,8 Ga) na PB indicando uma evolução policíclica, para as rochas do embasamento.

Sendo um domínio tectônico de grande extensão territorial, Fetter (1999) sintetizou a evolução da PB com ênfase no Domínio Ceará Central, domínio no qual está localizada a área mapeada neste trabalho.

Três zonas de cisalhamento subdividem a PB em 3 domínios geotectônicos: Lineamento Trans-Brasiliano, que separa o Domínio Noroeste Ceará á NW do Domínio Ceará Central; a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, responsável pela divisão do Domínio Ceará Central á NW e Domínio Rio Grande do Norte; a Zona de Cisalhamento Patos, indica o limite sul do Domínio Rio Grande do Norte (Figura 3.3).

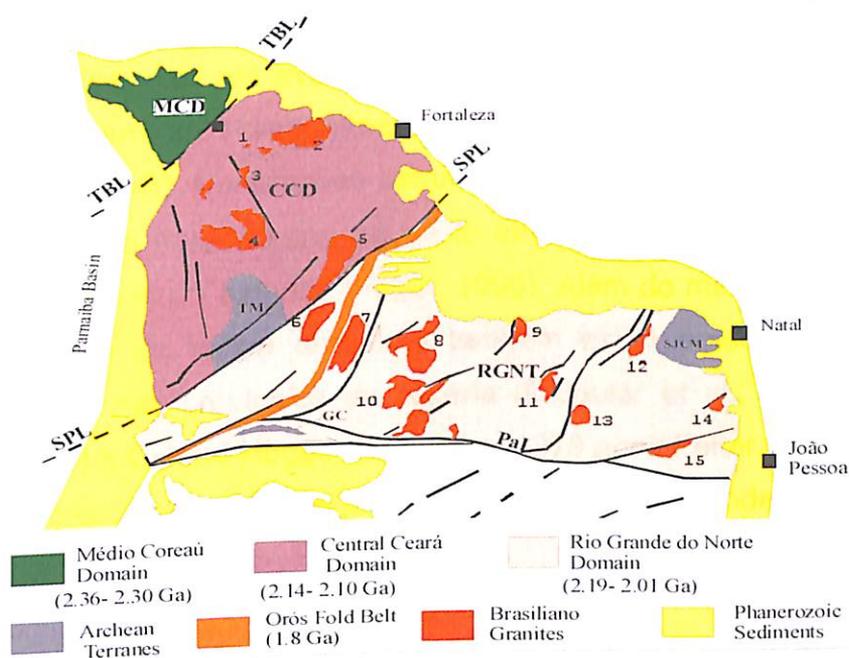


Figura 3.3: Mapa geológico regional do nordeste do Brasil mostrando as partes constituintes da PB e arredores do lineamento Patos. IG-Grupo Independência, DCM-Domínio Médio Coreau, GM-Grupo Martinópolis, LSP-Lineamento Sobral-Pedro II, MSJC-Maçiço São José Campestre, CSQ-Complexo Santa Quitéria, MT-Maçiço de Tróia. Fonte: Santos et al., (2004).

3.1.1. Evolução Geológica da Província Borborema com ênfase ao Estado do Ceará

Fetter (1999) apresenta dados geocronológicos do Estado do Ceará e discute a implicação dos mesmo na evolução da PB e na assembléia do Gondwana Oeste (Figura 3.4).

Arranjo crustal Arqueano no cinturão orogenético do Gondwana Oeste -

Segundo Fetter (1999) a PB possui diversos blocos arqueanos de origens variadas, provavelmente representando fragmentos rifteados de crátons ou terrenos oceânicos

isolados que se fundiram com terrenos paleoproterozóicos juvenis durante uma grande fase de crescimento crustal acrescionário por volta de 2,1 Ga (Figura 3.4-A).

Pelo fato de o Domínio Ceará Central conter o Maciço de Tróia (Arqueano) (Figura 3.3) e a maioria dos gnaisses paleoproterozóicos vizinhos possuírem assinatura juvenil, Fetter (1999) interpreta que a grande parte dos gnaisses do Paleoproterozóico médio neste Domínio cresceu longe do Maciço de Tróia, antes da sua colisão com este.

“Cratonização” Paleoproterozoica do proto-Gondwana Oeste -Estudos geocronológicos U-Pb e Sm-Nd realizados no embasamento cearense mostram que a estrutura básica do Estado foi estabelecida durante a orogênese Transamazônica, por volta de 2,1 Ga, com um evento colisional-acrescionário que culminou com a fusão de diversos terrenos Paleoproterozóicos com pequenos fragmentos de crosta arqueana (Figura 3.4-B). Correlações estruturais e litológicas entre a PB e terrenos similares do Cinturão Pan-Africano do oeste africano sugerem que o crescimento crustal de 2,1 Ga foi muito extenso (Fetter, 1999). Além do mais, como é o caso da PB, remanescentes de crosta arqueana também estão presentes nos gnaisses paleoproterozóicos nas províncias da Nigéria (Bruguier et al., 1994; Dada, 1998 *apud* Fetter, 1999) e Central Hoggar (Latouche, 1978 *apud* Fetter, 1999). Isto sugere que a estrutura crustal dessas duas províncias Pan-Africanas pode ser similar à PB.

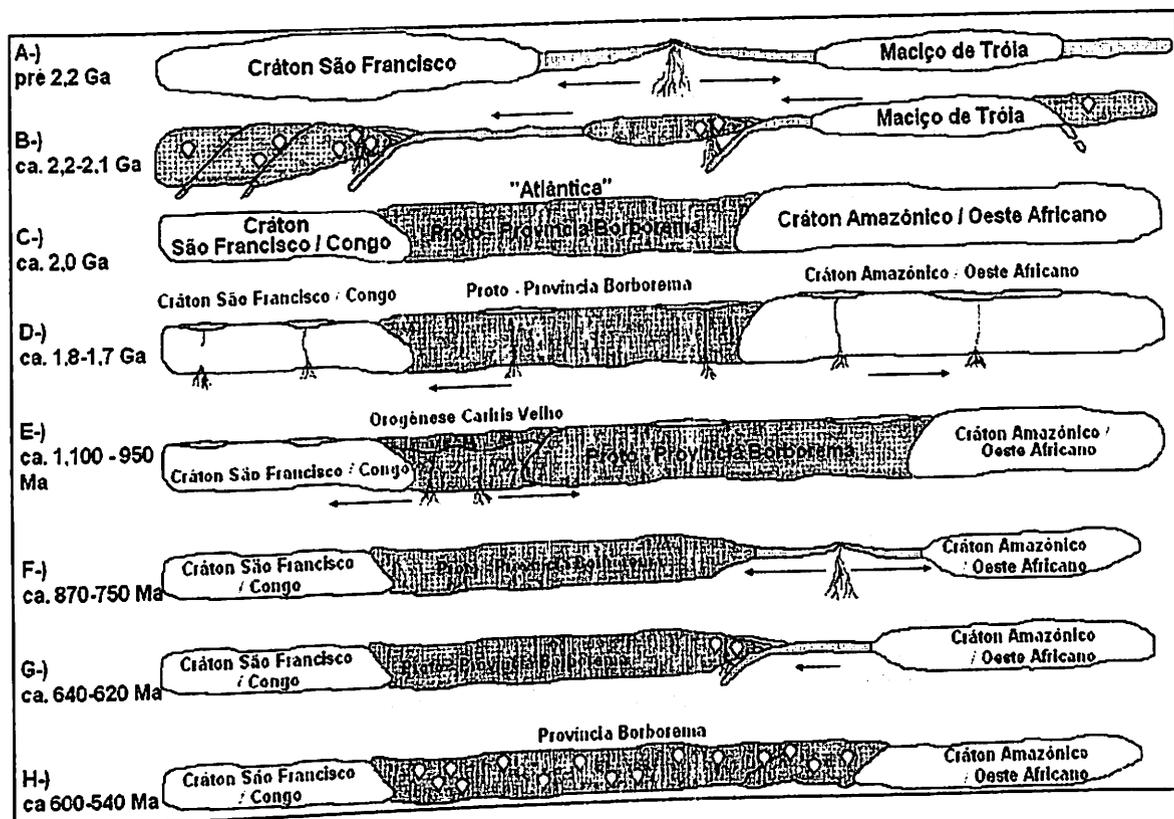


Figura 3.4: Modelo de crescimento e evolução tectônica da Província Borborema. A-) Rifteamento de fragmentos crustais Arqueanos de grandes crátons anterior a 2,2 Ga; B-) Crescimento fragmentos crustais acrescionário e assembléia da Província Borborema; C-) Assembléia completa do supercontinente "Atlântica" a 2,0 Ga; D-) Formação de seqüências de rift intracratônicas em entre 1,8 e 1,7 Ga, devido ao relaxamento crustal da orogênese Transamazônica ou aquecimento sobre o supercontinente; E-) Rifteamento e desenvolvimento do Orógeno Cariris Velho entre 1,100 e 950 Ma; F-) Rifteamento e formação de assoalho oceânico ao longo da margem leste do cráton Amazônico/Oeste Africano entre 870 e 750 Ma; G-) Convergência precoce associada à assembléia do Gondwana Oeste entre 640 e 620 Ma, resultando arcos magmáticos continentais na porção noroeste da Província Borborema; H-) Assembléia do Gondwana Oeste e orogêneses associadas (ca. 600 a 540 Ma). (Modificado de Fetter, 1999).

Algumas reconstruções recentes do supercontinente Rodínia a 1,0 Ga (Unrug, 1997 e, Weil et al., 1998 *apud* Fetter, 1999) mostram a Província Borborema/Nigeriana como uma entidade flutuando livremente ou não a mostra. Roger (1996) postulou que os crátons e os atuais cinturões Pan-Africanos/Brasílicos do Gondwana Oeste, fundiram num único continente, "Atlântica", por volta de 2,0 Ga (Figura 3.4-C). A presença de seqüências plataformais tardi-Paleoproterozoicas ao longo do Brasil e Hoggar na África dão suporte a existência tal massa continental Paleoproterozoica, proto-Gondwana Oeste.

Extensões tardi-Paleoproterozoicas - Por volta de 300 milhões de anos após a orogênese Transamazônica-Eburniana ocorreu uma fase de amplo

vulcanismo e subsidência em “Atlântida”, incluindo o embasamento das Províncias Borborema e Hoggar e nos Crátons São Francisco e Amazonas (Figura 3.4-D; Fetter, 1999 apud Brito Neves et al., 1995; Sá et al., 1995). No Ceará as evidências do magmatismo e sedimentação estão preservadas pelas rochas supracrustais do cinturão Orós-Jaguaribe. Uma abundância de rochas félsicas a vulcânicas intermediárias são datadas entre 1,79 e 1,75 Ga (Sá et al. 1995), e que se encontram associadas às seqüências quartzo-pelíticos-carbonáticos (Sá, 1995; Brito Neves et al., 1995 e; Parente e Arthud, 1995 *apud* Fetter, 1999). Essas unidades supracrustais são comumente cortadas por granitos alcalinos tardios (ca. 1,72-1,58 Ga).

Tectonismo Mesoproterozoico - Seguindo o episódio de magmatismo de 1,8 a 1,7 Ga existem poucas evidências de atividade tectônica no Gondwana Oeste até 1,0 Ga. Apesar de não ter sido confirmado nenhuma atividade tectônica no Estado do Ceará até 1,0 Ga por datação U-Pb, esta está bem documentada ao sul do Lineamento Patos, na Zona Transversal (Figura 3.4-E) (Fetter, 1999).

Rifting e abertura do oceano no Neoproterozoico - Segundo Rogers (1996) *apud* Fetter (1999) a coerência da existência de “Atlântica” até a abertura do Oceano Atlântico requer que os cinturões orogenéticos do Gondwana Oeste de 600 Ma sejam intracontinentais ou que sejam o produto de diversas aberturas e fechamentos de pequenas bacias oceânicas. Segundo Fetter (1999), evidências diretas da formação de uma bacia oceânica Neoproterozoica no proto-Gondwana Oeste, continente de “Atlântica”, são limitadas.

No Ceará, o evento extensional Neoproterozóico de 775 Ma (Figura 3.4-F) resultou na subsidência e deposição do Grupo Martinópolis e partes do Grupo Independência, onde ambiente deposicional dessas seqüências supracrustais neoproterozóicas indicam que elas não se desenvolveram ao longo dos flancos de um rift ativo, no entanto, elas podem ser uma manifestação distal desses rifts (Fetter, 1999).

Convergência Neoproterozoica e fechamento da bacia oceânica - Durante a assembléia do Gondwana Oeste, aparentemente, o fechamento de diversos oceanos ao longo da margem noroeste da PB precedeu a colisão continente-continente. A geração de batólitos e arcos magmáticos continentais relacionados à subducção ao longo da extremidade oeste do escudo Hoggar indica que o fechamento subsequente do conjunto de oceanos Pan-Africanos envolveu

subducção com caimento para leste, com o cráton Oeste Africano como margem passiva (Caby, 2003). Datações U-Pb de zircão de batólitos relacionados a subducção no Hoggar indicam que o fechamento deste cinturão oceânico ocorreu antes de 630 Ma (Figura 3.4-G). Dados do nordeste brasileiro sugerem que o magmatismo de arco continental pode ter sido contínuo do sul da Província Hoggar até a América do Sul. Caso isso seja verdade, o complexo Santa Quitéria é o remanescente de um arco continental do Brasiliano (Fetter, 1999; Fetter et al., 2003).

Colisão e orogênese Neoproterozoica - Baseado nos dados geocronológicos disponíveis, a colisão do cráton São Luis-Oeste Africano com a Província Hoggar-Nigeriana-Borborema aparenta ser sincrônica, onde Idades U-Pb de zircões da Província Hoggar indicam a colisão ocorrendo entre 620 a 590 Ma (Figura 3.4-H; Trompette, 1994 *apud* Fetter, 1999) com movimentos transcorrentes datados entre 565 e 535 Ma (Lancelot et al., 1983 *apud* Fetter, 1999). Idades U-Pb de zircão e monazita de diversos corpos ígneos deformados nos domínios Noroeste e Central no Estado do Ceará indicam que colisões tangenciais aconteceram depois de 620 Ma e a transição de tectonismo transcorrente ocorreu ao redor de 575 Ma (Santos et al., 2004).

Durante o regime tectônico transcorrente, plutons graníticos e outros corpos intrusivos foram colocados em zonas transtensionais. A intrusão mais nova indica que o tectonismo transcorrente foi ativo até 560 Ma no Ceará (Fetter, 1999). Segundo Fetter (1999), movimentos ao longo de zonas de cisalhamento no Estado do Ceará provavelmente terminaram antes de 532 Ma, como evidenciado pela existência de granitóides pós-tectônicos adjacentes ao Lineamento Transbrasiliano. Entretanto, o resfriamento das partes mais profundas da orogênese no Ceará continuou até por volta de 522 Ma.

3.2. Domínio Ceará Central

O Domínio Ceará Central é a mais extensa unidade geotectônica da região central da Província Borborema estendendo-se por aproximadamente 80.000 km². Este domínio encontra-se delimitado a noroeste pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Trans-Brasiliano), a sudeste pela zona de cisalhamento Senador Pompeu e a sudoeste-oeste é encoberta por sedimentos fanerozóicos da

Bacia do Parnaíba (Santos, 2003) (Figura 3.3). Este domínio contém os maiores traços de embasamento ortognaíssico Paleoproterozoico Médio, estando composto principalmente, por rochas de alto grau metamórfico. Essas condições metamórficas produziram variados graus de fusão parcial e migmatização do embasamento gnáissico (Fetter, 1999).

O Domínio Ceará Central será apresentado a seguir sendo subdividido em quatro unidades tectônicas: Embasamento Arqueano; Terrenos Acrescionários Paleoproterozoicos; Terreno de Santa Quitéria e; Cobertura Neoproterozóica (Fetter, 1999) (Figura 3.5).

3.2.1. Embasamento Arqueano

A exposição mais extensa de rochas arqueanas no Domínio Ceará Central é denominada de Maciço de Tróia, localizado na borda sudeste desse domínio, estendendo-se por aproximadamente 6.000 km², tendo seus limites balizados pelo Lineamento Senador Pompeu a oeste e a norte pelos gnaisses do embasamento paleoproterozoico. Esse maciço é subdividido em dois blocos (Tróia-Pedra Branca e Mombaça) pela zona de cisalhamento Falha Sabonete-Inharé.

O Bloco Tróia-Pedra Branca é constituída por gnaisses cinza e greenstone-gnaisses. Os gnaisses cinza foram derivados de vários protólitos ígneos especialmente tonalito-granodiorito. As rochas supracrustais desta unidade decrescem em abundância em direção à Falha Sabonete-Inharé, onde o embasamento tonalítico predomina. Com relação à associação de greenstone-gnaiss, rochas supracrustais, compostas por rochas vulcânicas máficas e félsicas e rochas metasedimentares são abundantes. As metasedimentares são compostas principalmente por biotita-plagioclásio xisto, pobre em quartzo e xisto duas-micas.

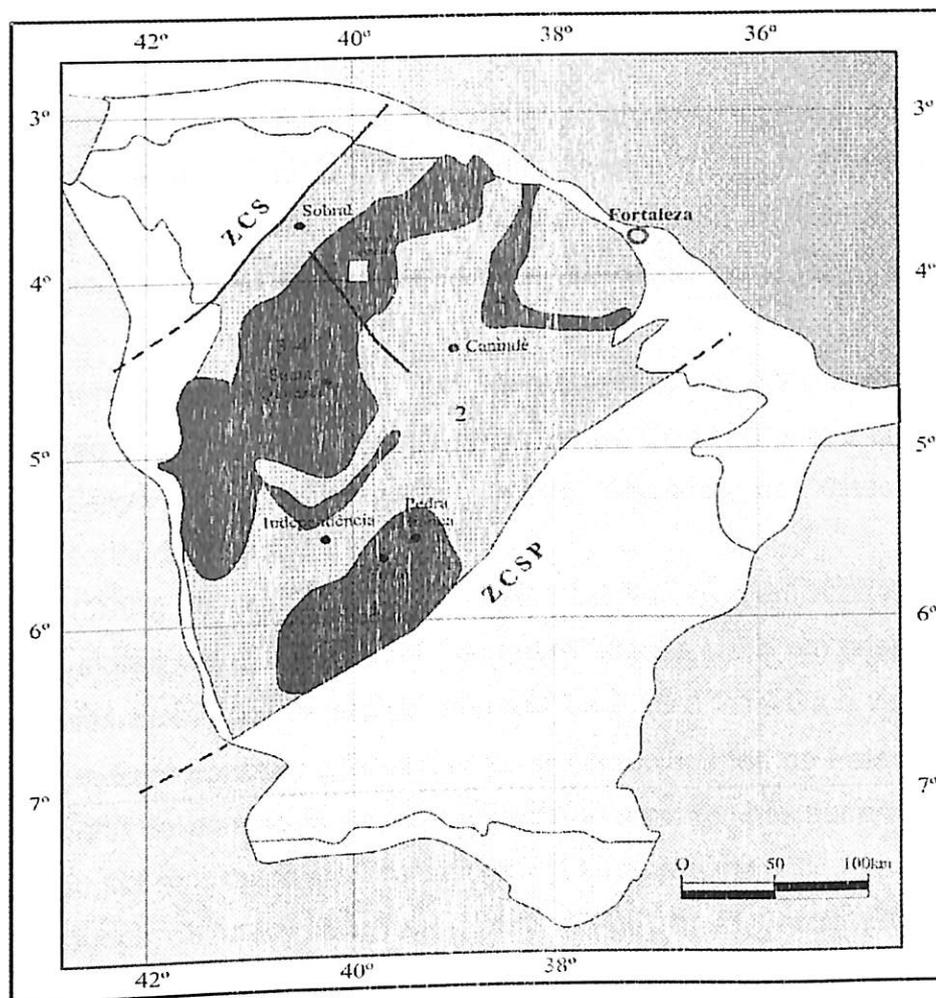


Figura 3.5: Subdivisão do Domínio Ceará Central da Província Borborema: 1- Embasamento Arqueano, 2- Terrenos Acrescionários do Paleoproterozóico, 3- Terreno Santa Quitéria e 4- Cobertura Neoproterozóica. Limites do Domínio Ceará Central: a oeste a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCS) ou Lineamento Transbrasiliano e a leste, a zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP). Fonte: Fetter, (1999).

Fetter (1999) obteve idades para o embasamento tonalítico de $2,776 \pm 65$ Ma que corresponde a um terreno juvenil que cresceu e evoluiu num arcabouço oceânico. A porção supracrustal e máfica desse complexo desenvolveu primeiramente em 2,78 Ga sendo intrudida por plutons félsicos em 2,68 Ga.

O Bloco Mombaça é constituído basicamente por gnaisses tonalíticos a granodioríticos de fácies granulito e charnochitos. Fetter (1999) obteve idades Nd T(DM) de 2,78, 2,96, 3,02 e 3,04 Ga para quatro amostras, sugerindo a presença de uma crosta *meso a tardi* – Arqueana.

3.2.2. Terrenos Acrescionários do Paleoproterozóico.

Os Terrenos Acrescionários do Paleoproterozóico correspondem a maior cobertura territorial do Domínio Ceará Central, sendo divididos em duas porções: uma a noroeste, entre o Terreno Santa Quitéria e a ZC Sobral-Pedro II e a outra a sul do Terreno Santa Quitéria estendendo-se até a ZC Senador Pompeu (Figura 7.5).

Este terreno é constituído por paragneisses e ortogneisses diversos, relacionados ao Grupo Itatira e uma parte ao Grupo Ceará, o qual é constituído por rochas paraderivadas, com quartzitos basais seguidos de xistos, gnaiss e carbonatos, fechando a seqüência.

Fetter (1999) obteve 18 idades modelos de Nd (T_{DM}) em rochas da primeira porção com valores entre 2,22 e 2,44 Ga, quatro idades U-Pb em cristais de zircão em ortogneisses tonalíticos dentro do intervalo de 2,10 a 2,14 Ga e valores de ϵNd de +1,9 a +0,6. Este concluiu que os Terrenos Acrescionários do Paleoproterozoico evoluíram a partir de uma série de terrenos do tipo arco de ilhas durante um período de cerca de 50 Ma na orogênese Transamazônica/Eburneana.

Em estudos de maior detalhe, Martins (2000) *apud* Castro (2004) também constatou a existência de rochas paleoproterozóicas e englobou estas na Suíte Metamórfica Algodões-Choró. Este constatou a existência de uma associação de para-gnaisses e anfibolitos intrudidos por ortogneisses de composição tonalítica a granodiorítica. Para a geração de tais rochas, Martins (2000) *apud* Castro (2004) propõe que o registro supracrustal (metassedimentos e anfibolitos) teria se formado em uma bacia do tipo retro-arco, associada a um ambiente de arco insular próximo a 2,2 Ga.

3.2.3. Terreno Santa Quitéria

O Terreno Santa Quitéria (Van Shumus et al., 1997; Fetter et al., 1997) ou Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Campos et al., 1976 *apud* Campos, 2004) apesar de ter delimitações pouco rigorosas, corresponde a uma área de aproximadamente 20% do Domínio Ceará Central, localizado a leste da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. Esse batólito é composto por rochas graníticas, com

composição tonalítica a granodiorítica migmatizadas que circundam núcleos anatóxicos preservados.

Historicamente, a região mapeada neste trabalho pertencia ao Complexo Caicó e ao Complexo Tamboril-Santa Quitéria ("Projeto Fortaleza" ,DNPM, 1981), (Figura 3.6), no entanto, os estudos realizados nesta região fizeram apenas correlações litológicas entre os gnaisses e migmatitos encontrados na região, com aqueles encontrados na região de Caicó, RN.

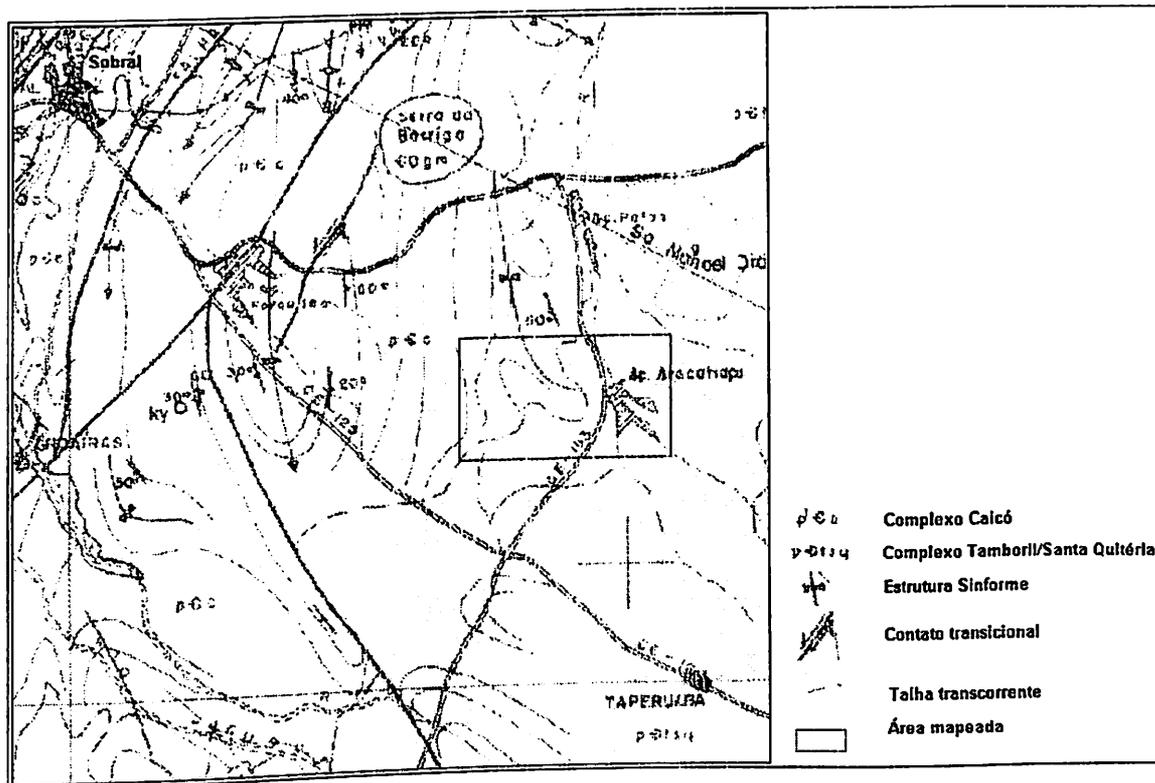


Figura 3.6: Mapa geológico realizado pela CPRM (1981) para o Projeto Fortaleza, mostrando a então subdivisão da área em Complexo Caicó e Complexo Tamboril/Santa Quitéria. Modificado de CPRM (1981).

Fetter (1999) e Fetter et al. (2003) tem tratado o Complexo Santa Quitéria como um complexo granito-migmatítico neoproterozóico com dimensões batolíticas e com 4 fases de magmatismo sucessivas, sendo elas:

- Pré-colisional: granitóides geralmente porfíricos, dioríticos a granodioríticos, alto Ca e baixo K, sendo comum a presença de fácies exibindo foliação marcante, gnaissificação e migmatização;

- b) “pink-grayish migmatites”: ricos em quartzo (granodioritos a granitos), presença comum de estruturas nebulítica e schlieren, localmente ricos enclaves de gnaisses dioríticos e anfibolíticos;
- c) granitóides pouco deformados: menos abundantes representados por granodioritos e monzogranitos cinzentos, localmente com enclaves dioríticos arredondados e;
- d) fase final: caracterizada por fácies megaporfíricas abundantes e volumes subordinados de fácies equigranulares co alto K e baixo K (monzogranitos e álcali feldspato granitos).

Em migmatitos tonalíticos a granodioríticos, Fetter (1999) obteve idade U-Pb em Zircão de 622 Ma e idades modelos T_{DM} variando entre 0,9 a 1,16 Ga. Com esses dados, Fetter (1999) interpretou este Terreno como uma mistura de material juvenil do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano com materiais mais antigos do embasamento num ambiente de arco continental de idade pré-brasiliana. Neste modelo, materiais supracrustais circundantes as rochas plutônicas podem corresponder a detritos derivados do arco depositados em bacias do tipo ante ou retro-arco (Santos, 2003).

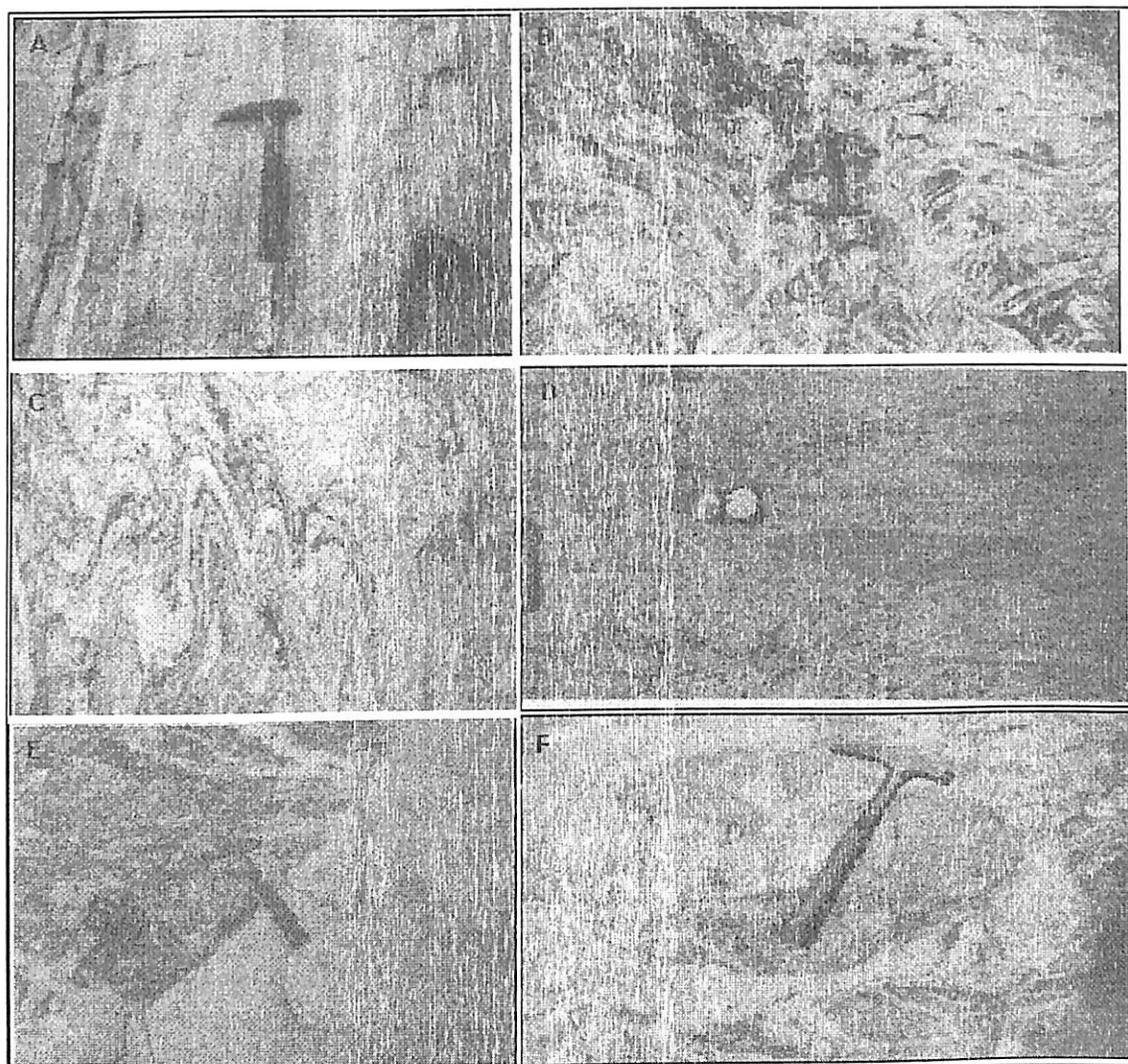


Figura 3.7: A-Biotita-gnaissse fino do Complexo Caicó; B-Migmatito com estrutura dobrada, pertencente ao Complexo Caicó; C-Microdobramento em "chevron"; D-Xenólitos alongados, preservados na matriz do granodiorito-gnaissse; E-Granitóide com enclaves não digeridos de composição granodiorítica, Complexo Tamboril/Santa Quitéria e; F-Migmatito mostrando relíctos de hornblenda-biotita-gnaissse, formando estrutura "Schollen", Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Fonte: CPRM (1981).

3.2.4. Cobertura do Neoproterozoico

O Domínio Ceará Central comporta uma série de ocorrências de rochas supracrustais, dispostas tanto a NW como a SE do Complexo Santa Quitéria. Essas supracrustais geralmente apresentam-se metamorfisadas em fácies anfibolito alto sob pressões moderadas a elevadas e portando um bandamento tectônico de

transposição de baixo ângulo, sugestivo de aloctonia sobre o embasamento Paleoproterozóico subjacente (Campos, 2004).

Esta cobertura psamítica-pelítica-carbonática com sills de granitos alcalinos, derrames de riolitos alcalinos e de meta-basaltos possui várias idades, no entanto a deposição destes ocorreu no Neoproterozóico. Esta unidade é geralmente descrita como do tipo plataforma continental (Jardim de Sá e Fowler, 1981), sendo englobada dentro do Grupo Ceará, Grupo Itataia e Grupo/Complexo Independência.

A interpretação realizada por Fetter (1999) e Van Schmus (1998) de que estas rochas foram depositadas num ambiente *rift* com a participação de materiais mais jovens do que as áreas fontes do Paleoproterozóico partiram de estudos que apresentam idades modelos de Nd (T_{DM}) variando entre 2,28 e 2,47 Ga, idade U-Pb em cristais de zircão de metariolitos em torno de 772 +/- 31 Ma e idade modelo de Nd (T_{DM}) de 1,09 Ga.

A estruturação dessas coberturas é complexa, pois foi amplamente afetada por uma tectônica tangencial. Na região de Fortaleza (CE) e Sobral (CE) são descritos Klippes de unidades ortognáissica e de composição tonalíticas e granodioríticas sobre a cobertura plataformal (Aldinei, 2003 *apud* Hartmann et al., 1984; Caby e Arthaud, 1986).

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA LOCAL

Neste capítulo é feita a descrição das unidades litológicas mapeadas na escala 1:50.000 (Anexo 1), bem como suas distribuições espaciais e relações com outras unidades regionalmente já individualizadas (Souza Filho, 1999; CPRM, 2003; Rosa, 2005; Amaral, 2004).

Na área mapeada, de 84 km², identificou-se oito unidades litológicas, sendo elas: cobertura cenozóica (Cc), diques ácidos (Db), leucogranitos (Ngr), granito-gnaiss migmatizados (metatexitos e diatexitos, Nmt e Ndt respectivamente), granulitos (Ngt), anfíbolitos (Nanf) e biotita gnaisses (Nbg) (Figura 4.1).

| Unidades Litológicas | |
|----------------------|---|
| Quaternário |  <p>Unidade VII (Cc) Depósitos aluvionares rasos, areias, cascalhos e materiais siltico-argilosos.</p> |
| Cambriano |  <p>Unidade VI (Db) Diques básicos do Mesozoico.</p> |
| Neoproterozóico |  <p>Unidade IV (Ngr) Leucogranitos indeformados tardios de granulometria média a grossa.</p> <p>Unidade III (Nmt e Ndt) Migmatitos Metatexitos (Nmt) e Diatexitos (Ndt) de composição granítica com presença de enclaves máficos.</p> <p>Unidade V (Nbg) Granulitos.</p>  <p>Unidade I (Nbg) Biotita gnaiss.</p> <p>Unidade II (Nanf) Anfíbolitos e rochas cálcio-silicáticas.</p> |

Figura 4.1: Legenda utilizada no mapa geológico mostrando as unidades litológicas encontradas na área mapeada

A cartografia dessa porção do Domínio Ceará Central é apenas de reconhecimento regional, constando basicamente de mapas na escala 1:500.000. Com base nesses mapas (Figura 4.2) é possível constatar os avanços realizados na caracterização e distribuição das unidades litológicas mapeadas nesse trabalho.

Fez-se a delimitação das unidades a partir do levantamento de campo combinado com a interpretação de imagem de satélite (Landsat 7 ETM+) e fotografias aéreas 1:70.000 (Figura 4.2). Na seqüência são descritas as unidades cartografadas, das mais antigas para as mais novas. Essa disposição é feita com base nas relações de campo e analogias com

alguns poucos dados geocronológicos disponíveis para o entorno da área (Fetter, 1999; Castro, 2004; Santos et al., 2005).

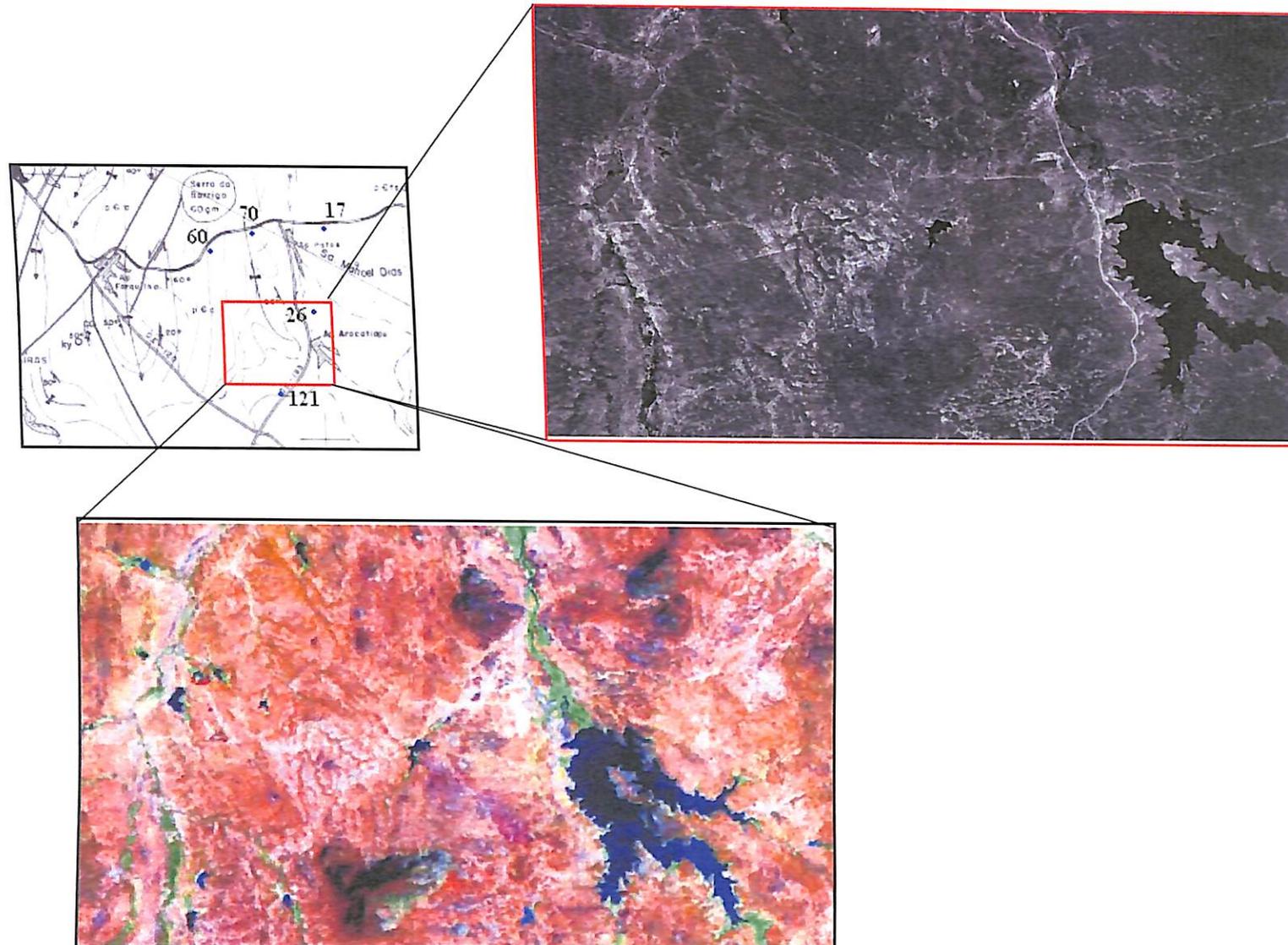


Figura 4.2: Mapa geológico realizado pela CPRM (1981) para o Projeto Fortaleza e a imagem de satélite (Landsat 7 ETM+) e a fotografia aérea utilizados na etapa pré-campo.

Na área mapeada é possível identificar a localização de dois pontos onde foram coletadas amostras e realizados estudos geocronológicos para a aquisição de idades modelo (T_{DM}) por Fetter (1999) (Anexos 1 e 2). Os pontos 26 e 121 foram interpretados pelo mesmo como granito e migmatito granito-gnaissico, respectivamente, com idades T_{DM} de 1,69 Ga e 1,27 Ga respectivamente.

As idades T_{DM} obtidas por Fetter (1999) correspondem às idades em que os magmas que deram origem a essas rochas foram extraídos do manto, ou idades de uma possível mistura entre material mais jovem (Neoproterozóico) com material mais antigo (Paleoproterozoico). É possível perceber que o granito ($T_{DM} = 1,69$ Ga) provavelmente recebeu uma menor contribuição de material mais juvenil do que o migmatito granito-gnaissico ($T_{DM} = 1,27$ Ga), o que justificaria a esta textura migmatítica de mistura entre mesossoma e leucossoma, contendo uma petrografia de material mais aluminoso, típico de contaminação crustal.

4.1. Unidade I: Biotita-Gnaisse

Esta unidade ocorre de forma extensiva no extremo oeste da área mapeada, estendendo-se de norte a sul e na região central na forma de lentes e pequenas intercalações. Esta unidade é descrita por Souza Filho (1999) como uma seqüência paraderivada aluminosa, composta por tratos pelítico-carbonáticos de biotita gniasses, com horizontes descontínuos de hornblenda biotita gnaisse, além de intercalações de metacalcáreas, rochas cálcio-silicáticas e quartzitos, podendo ainda ocorrer migmatitos com paleossoma gnaissico paraderivado. Estas rochas eram consideradas como pertencentes ao Complexo Caicó (Campos et al., 1976), no entanto, atualmente, é caracterizada como parte da Unidade Canindé (CPRM, 2004), representada por paragnaisses de níveis distintos de metamorfismo-migmatização, incluindo ortognaisses ácidos e rochas metabásicas.

Os biotita gnaisses encontrados no campo apresentam-se com uma coloração cinza clara, de granulação fina a média, sendo compostos basicamente por quartzo, feldspato, biotita, muscovita e anfibólio. A estrutura gnaissica típica desta unidade intercala por vezes, bandas centimétricas de composições máficas e félsicas acompanhando a foliação bem definida (Figura 4.3).

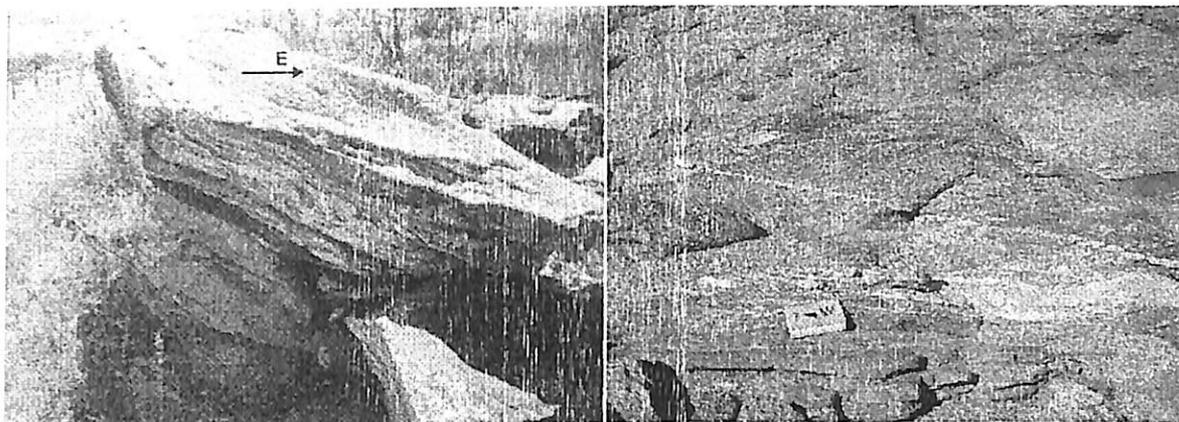


Figura 4.3: Foto mostrando a textura típica encontrada nos biotita gnaisses, com banda máficas e félsicas com foliação de baixo ângulo caindo para SE e SW bem definidas.

A foliação encontrada nesta unidade apresenta em geral, uma orientação principal N-S, variando para NW-SE e NE-SW, no entanto, mantendo mergulho sempre para E, com pequenas variações para NE e SE, dependendo de estruturas dobradas locais. O mergulho destas camadas é variado, no entanto, não se apresentando abaixo de 15° e raramente acima de 40° (Figura 4.4). Na porção oeste predomina uma estruturação de baixo ângulo em que se caracteriza no contato dos biotita gnaisses com as rochas ortoderivadas da porção leste, zonas de cisalhamento que denotam um contato tectônico entre essas unidades. Os indicadores cinemáticos da deformação indicam uma movimentação para oeste, evidenciando uma zona de cisalhamento dúctil dada por falhas de empurrão.

4.2. Unidade II: Anfibolito

Os anfibolitos encontram-se na forma de lentes nos biotita gnaisses, estando dispersos em diferentes regiões da área mapeada. No campo, esta unidade apresenta-se como uma rocha dura, compacta, afanítica de coloração verde escura a preta. Na ausência de afloramentos que permitissem a amostragem e análise de tal unidade, foi possível sua individualização a partir da variação de coloração do solo. Neste caso, o anfibolito apresenta um solo de alteração vermelho escuro, bem distinto do solo de alteração dos granitos, migmatitos e gnaisses, de coloração mais amarelada.

Dessa unidade, foi possível identificar uma foliação bem distinta, apresentando-se de forma concordante aquela dos biotita gnaisses encaixantes.

Nestas amostras, também foi possível identificar um bandamento composicional, variando em bandas mais ricas em anfibólios e outras mais ricas em quartzo.

Normalmente os anfibolitos encontram-se associados a rochas calciossilicáticas, formando uma textura de brechas hidráulicas que evidenciam uma intensa percolação de fluidos (Figura 4.4). Essa associação de anfibolitos e calciossilicáticas é bastante comum na região, visto que, é continuamente descrita também em outras áreas dessa porção do Domínio Ceará Central (Amaral, 2004; Rosa, 2005; Teixeira, 2005). A origem dessas rochas ainda não está bem estabelecida, podendo corresponder a restos de basaltos de uma provável crosta oceânica de idade neoproterozóica, ou resultante de seqüências sedimentares como folhelhos e carbonatos. Dados Sm-Nd desse tipo de rocha têm fornecido valores de T_{DM} ao redor de 1.0 Ga, o que mostra uma importante contribuição de material Neoproterozóico (Fetter, 1999; Teixeira, 2005, Santos, 2006).

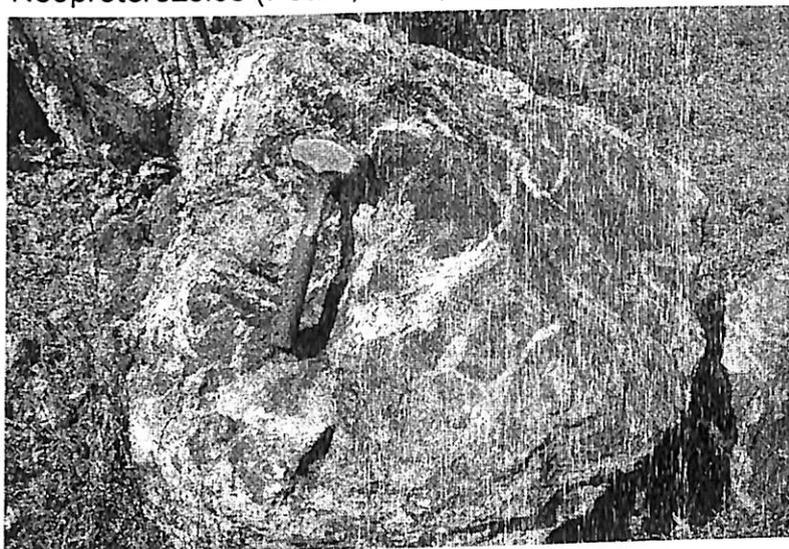


Figura 4.4: Anfibolitos associados com calciossilicáticas, apresentando textura de brechas hidráulicas.

4.3. Unidades III: Migmatitos

A maior parte dos trabalhos que tratam de migmatitos, fazem referência ao trabalho de Mehnert (1968), "Migmatites and the origin of Granites". Sendo referência para a classificação de migmatitos, foi realizada uma revisão bibliográfica do trabalho de Mehnert (1968) para que pudesse ser feita uma melhor classificação dos migmatitos encontrados na área mapeada.

Migmatito é uma rocha constituída de duas ou mais partes petrograficamente diferentes, uma constituindo um domínio máfico e a outra um domínio félsico

(leucossoma) tendo aparência pegmatítica, aplítica, granítica ou geralmente plutônica (Mehnert, 1968).

Mehnert (1968) acredita que “a característica mais notável dos migmatitos é o aspecto megascópico no qual as porções da rocha de diferentes tamanhos, formas e composições são entrelaçadas e penetrativas umas nas outras”. Este deixa claro o uso das características penetrativas da trama dos migmatitos como princípio para a nomenclatura petrográfica, procurando apresentar, portanto, uma nomenclatura puramente descritiva dos migmatitos, sem que ocorra ligação genética. Sendo assim, Mehnert (1968) identifica primeiramente as características petrográficas dos migmatitos. Apenas após esta etapa, este avança para características genéticas e mineralógicas, chegando a nomenclaturas mais específicas.

Os migmatitos apresentam feições características podendo ser identificadas e discriminadas independentes da gênese. Mehnert (1986) discriminou as seguintes partes nos migmatitos (Figuras 4.5 e 4.6):

- Palaeossoma: rocha “parental” não alterada ou levemente alterada (também conhecido como restito, xenólitos, enclave ou peixe tectônico).
- Neossoma: a porção de rocha mais nova formada.
- Leucossoma: contém minerais mais claros (quartzo e/ou feldspato) em relação ao palaeossoma.
- Melanossoma: contém principalmente minerais escuros (máficos), como biotita, hornblenda, cordierita entre outros.

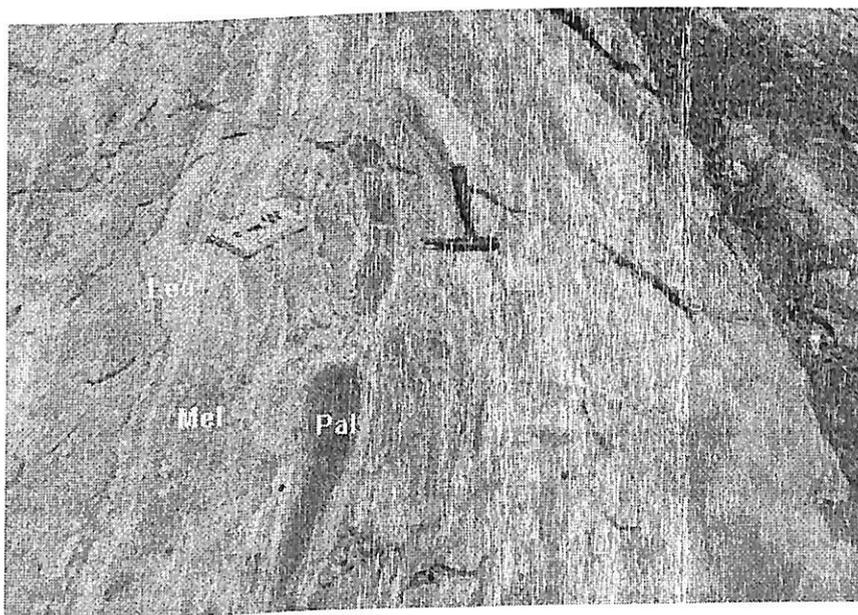


Figura 4.5: Foto típica de migmatito (com estrutura surreítica) encontrado na área mapeada, sendo possível identificar as diferentes unidades constituintes de um migmatito: paleossoma (Pal), leucossoma (Leu) e melanossoma (Mel).

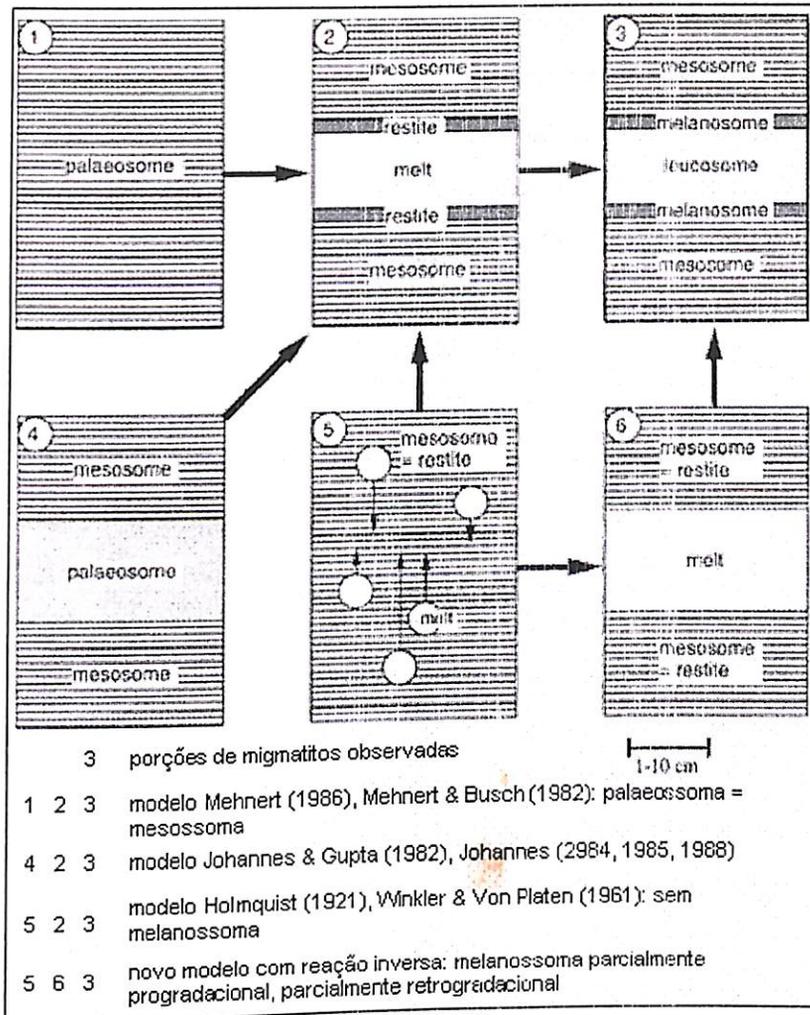


Figura 4.6: Representação de modelos de migmatitos publicados e o novo modelo publicado por Ashworth (1985).

Neste tipo de migmatito, os fragmentos do paleossoma são rodeados por veios relativamente finos de neossoma (do Grego “agma” = fragmento). Sua origem é dada por fraturamento simples do palaeossoma. Neste, o palaeossoma perfaz congruência completa das bordas (Figura 4.7 - 1).

- Estrutura Dictionítica (tipo rede)

Neste, o paleossoma está entrelaçado por veios finos de neossoma, dando a aparência de uma rede (do Grego “diktyon” = rede). No entanto, em contraste com a estrutura agmática, esta apresenta movimento de cisalhamento na rocha parental (Figura 4.7 - 2).

- Estrutura Schollen (tipo canoa)

Os fragmentos de paleossoma são, geralmente, menores do que nas estruturas anteriores e geralmente rodeados, daí a denominação de canoa, por um neossoma homogêneo ou levemente heterogêneo. Geralmente este tipo de estrutura apresenta feições deformacionais devido ao cisalhamento e movimentos

rotacionais. Algumas vezes os fragmentos são parcialmente dissolvidos no neossoma, mostrando bordas indistintas. Este tipo de migmatito representa um estágio de migmatização mais avançado referente aos dois tipos anteriores. Já do ponto de vista tectônico, é interessante notar que a estrutura microscópica dos melanossomas nem sempre corresponde à macroestrutura da rocha como um todo, por exemplo; o alinhamento das biotitas pode até estar perpendicular ao eixo de borda da rocha parental (Figura 4.7 - 3).

- Estrutura Flebítica (tipo veio)

Esta estrutura apresenta o paleossoma atravessado irregularmente por neossomas tipo veios, tornando a estrutura resultante com aparência bruta do sistema de veias do corpo humano (do Grego "phlebs" = veia). Geralmente, cordões finos de neossoma de alguns centímetros de espessura e uns 20-30 cm de comprimento são embutidos no paleossoma num padrão subparalelo. Ocasionalmente uma segunda direção pode ser inferida (Figura 4.7 - 4).

- Estrutura Estromática (acamadada)

Os neossomas formam camadas claras e escuras no paleossoma, geralmente paralelo ao plano de xistosidade (do Grego "stroma" = camada). Como regra, neste caso, as camadas neossomáticas são alinhadas, no entanto, engrossam e afinam irregularmente, ou podem ser dobradas ou até contorcidas (estrutura ptygmática). Segundo Michel-Lévy (1893) *apud* Mehnert (1968), as camadas foram originadas da injeção de um magma externo, repartindo os planos da xistosidade do palaeossoma, mecanismo referido como injeção "lit-par-lit" (do Francês: camada-por-camada) (Figura 4.7 - 5).

- Estrutura "Surreítica" (dilatação)

Esta é uma estrutura complexa que compreende numerosos fenômenos conjuntos. Ocorre em rochas compostas de duas ou mais porções com resistência mecânica diferentes, reagindo tectonicamente de maneira competente ou incompetente. As porções com reações competentes são compostas por estruturas massivas: anfíbolito, cálcio-silicatos, hornfels, quartzitos, etc. Enquanto que as estruturas incompetentes fluem facilmente ao serem submetidas a tensão, por exemplo: rochas gnáissicas ou xistosas (Figura 4.7 - 6).

- Estruturas Dobradas

Uma grande variedade de estruturas dobradas pode-se formar por compressão paralela ou perpendicular a camada de rocha competente. Em rochas altamente migmatizadas, o palaeossoma e neossoma muitas vezes reagem como se fossem mecanicamente homogêneas. Segundo Mehnert (1968), "Migmatitos consistem de material bastante móvel. As dobras de fluxo resultantes são altamente contorcidas, pois os planos de cisalhamento que formam o padrão de dobramento são redobrados entre si e finalmente tornam-se cada vez mais embaçadas por dobramento e redobramento complexos" (Figura 4.7 - 7).

- Estrutura Ptygmática

O termo "dobras ptygmáticas" ou "estruturas ptygmáticas" foi introduzido originalmente por Sederholm (1907) (do Grego "ptygma" = matéria dobrada). O conteúdo mineralógico de migmatitos com estruturas ptygmáticas típicas, como descrito por Sederholm, é aplo-granítica ou quase pegmatítica, constituído basicamente por quartzo, K-feldspato (microclina), plagioclásio, biotita e acessórios. Estruturas ptygmáticas exibem dobras altamente desarmônicas e extremamente tortuosas, que se distinguem de dobras de cisalhamento pelo fato de não ter relação entre a espessura do material dobrado com à crista e flanco da dobra. Podem ocorrer, em contraste as dobras de cisalhamento, que os flancos estejam espessados enquanto que a crista esteja afinada. Pode ser observado com freqüência que um veio em particular, dobrado ptygmaticamente, exhibe um "comprimento de onda" particularmente constante, enquanto outro veio, na vizinhança imediata, apresenta um "comprimento de onda" diferente. Isso demonstra que o comprimento do arco de cada veio é uma função de sua espessura e não depende da rocha hospedeira (Figura 4.7 - 8).

- Estrutura Oftálmica (augen)

Nessa estrutura o neossoma está distribuído ou disperso no palaeossoma na forma de "augen" (do Alemão, olhos). O neossoma geralmente consiste de fenocristais de feldspato que estão geralmente rodeados por "cílios" máficos consistentes com os principais planos de xistosidade. Esta estrutura é particularmente típica nos migmatitos. Os maiores cristais são geralmente de feldspatos potássicos. Sua forma é freqüentemente arredondada, no entanto, uma tendência ao hábito idiomórfico é indiscutível, especialmente nos estágios avançados de migmatização (Figura 4.7 - 9).

- Estrutura Stictolítica (flocos)

Os minerais máficos estão concentrados em flocos, deixando ao seu redor uma estrutura “rala” ou pobre em minerais máficos o qual aparenta uma zona clara ao redor de flocos escuros (do Grego “stictos” = flecky, spotted, dotted). O paleossomo geralmente contém uma granulação fina, massiça ou gnáissica, e obviamente não é afetado pelo processo de formação dos flocos. Na vizinhança da zona clara, o hábito petrográfico do paleossoma é exatamente o mesmo de alguma distância do floco, compreendendo biotita, andalusita ou cordierita, associados com algum quartzo e plagioclásio. A parte clara é rica em minerais claros: quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. No entanto, também pode ser encontrado no núcleo escuro, hornblenda ou até piroxênio ou zoisita (Figura 4.7 - 10).

- Estrutura Schlieren

Este é um tipo de estrutura que surge em alguma extensão dos antecessores pelo desenvolvimento de uma trama de fluxo mais ou menos pronunciada. O mecanismo de mobilidade de migmatitos mostrando estruturas do tipo schlieren foi maior do que em rochas com simples estruturas penetrativas, como: agmática, dictionítica, flebítica, etc.

As heterogeneidades aparecem como bandas claras e escuras de formatos mais ou menos alongados, chamados de “schlieren”. Este é geralmente formado por fluxo laminar para que o formato original de heterogeneidades no meio de fluxo possa ser completamente deformado para bandas mais ou menos paralelas. Se estes forem exatamente paralelos e estreitos, a estrutura é chamada “bandada”, como por exemplo, em gnaisses bandados (Figura 4.7 - 11).

- Estrutura Nebulítica

Neste tipo de estrutura, o paleossoma e o neossoma não podem ser identificados separadamente. Há apenas porções difusas da rocha que possam ser distinguidas pela sua leve diferença do conteúdo mineral (Figura 4.7 - 12).

Distingüindo-se os principais componentes petrográficos e texturais dos migmatitos, torna-se mais fácil compreender sua nomenclatura. Segundo Mehnert (1968) os diatextitos são migmatitos que não possuem claras feições deformacionais, apresentando por vezes uma textura granítica ou ainda feições migmatíticas reliquiares como schlieren, nebulítica e subordinadamente schollen. Diatextitos podem ainda preservar alguns xenólitos, que na área se fazem presentes como xenólitos de biotita-gnaisses e anfíbolitos. Os metatextitos são migmatitos que

Instituto de Geociências – IG/Unicamp

ainda preservam as feições texturais da rocha protólito, como foliação penetrativa, bandamento composicional e por vezes, lineamento mineral. Os migmatitos da área foram então individualizados e cartografados como metatexitos e diatexitos. Esta subdivisão mostra uma íntima relação com o grau de fusão parcial, e nível crustal, a que essas rochas foram submetidas.

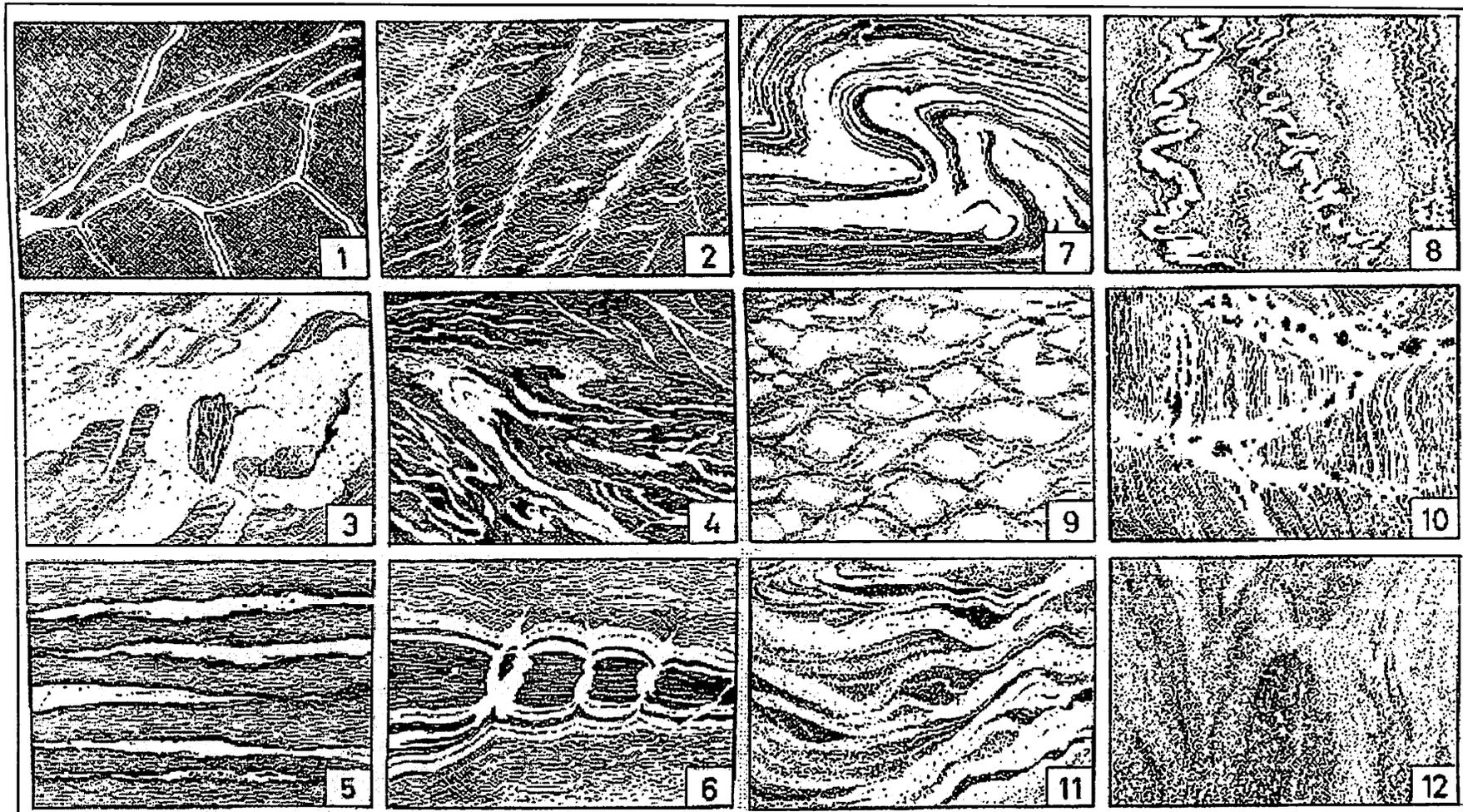


Figura 4.7: Principais estruturas dos migmatitos. 1-Estrutura Agmática 2- Estrutura Dictionítica 3- Estrutura Schöllén 4- Estrutura flebítica 5- Estrutura Estomática 6- Estrutura "Surreítica" 7- Estruturas Dobradas 8- Estrutura Ptygmática 9- Estrutura Oftálmica 10- Estrutura Stictolítica 11- Estrutura Schlieren 12- Estrutura Nebulítica.

Fonte: Mehnert (1968).

4.3.1. Unidade III-a: Metatexitos

Os metatexitos mapeados ocupam a maior parte da área, aflorando nas porções central, leste e oeste. Estão em contato com os biotita gnaisses a oeste por uma falha de empurrão e com os diatexitos no centro-sul da área por contato gradacional.

Nos migmatitos metatexitos, é possível identificar com clareza o leucossoma (composto basicamente por quartzo e feldspato) e o melanossoma (composto basicamente por biotita e anfibólio) (Figura 4.8). Nesta unidade é possível separar uma série de texturas apresentadas por Mehnert (1968): estromática, phlebítica, dobradas e ptygmáticas (Figura 4.8).

A presença de restitos ou peixes tectônicos ocorrem em toda unidade. Estes correspondem basicamente a corpos lenticulares e sigmoidais de biotita gnaise ou anfibolitos. É característica uma deformação anterior à fase de migmatização.

Há também a presença de migmatitos com estrutura estromática, evidenciando um sistema aberto formado pela injeção de magma de fora do sistema, ao longo dos planos de foliação da rocha.

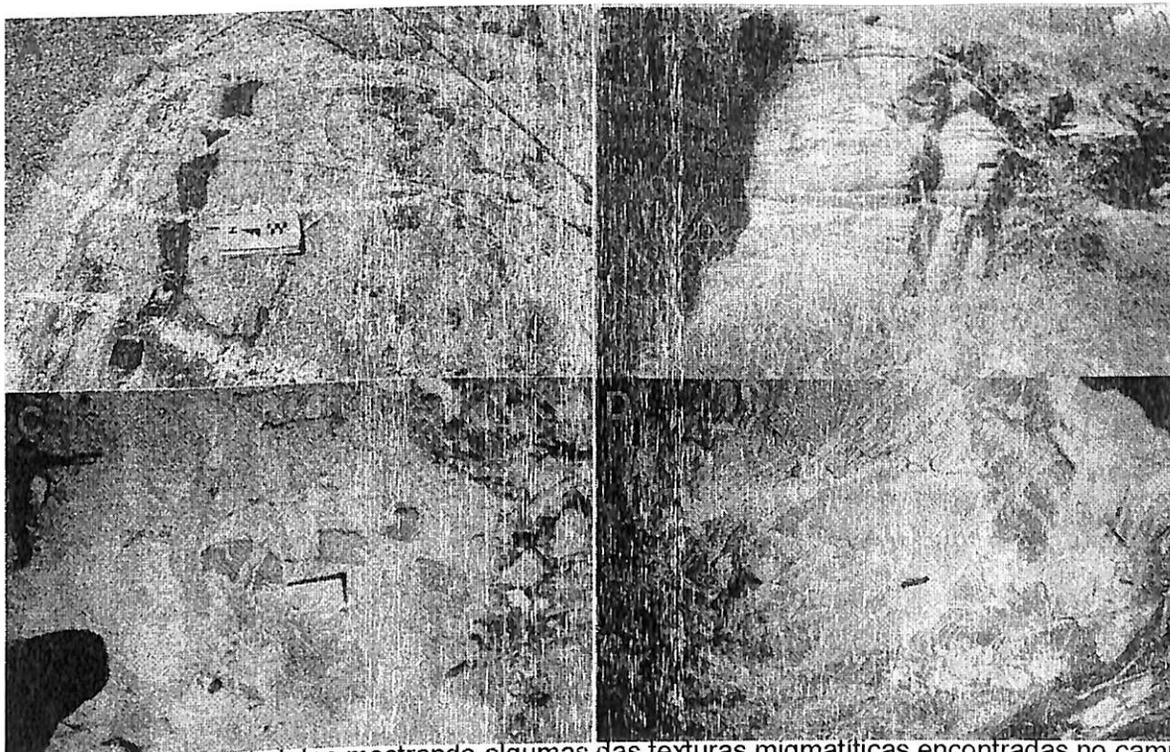


Figura 4.8: Prancheta de fotos mostrando algumas das texturas migmatíticas encontradas no campo (A – estrutura estromática, B – estrutura flebítica, C – estrutura schollen e D – estrutura stictolítica).

4.3.1. Unidade III-a: Metatexitos

Os metatexitos mapeados ocupam a maior parte da área, aflorando nas porções central, leste e oeste. Estão em contato com os biotita gnaisses a oeste por uma falha de empurrão e com os diatexitos no centro-sul da área por contato gradacional.

Nos migmatitos metatexitos, é possível identificar com clareza o leucossoma (composto basicamente por quartzo e feldspato) e o melanossoma (composto basicamente por biotita e anfibólio) (Figura 4.8). Nesta unidade é possível separar uma série de texturas apresentadas por Mehnert (1968): estromática, phlebítica, dobradas e ptygmáticas (Figura 4.8).

A presença de restitos ou peixes tectônicos ocorrem em toda unidade. Estes correspondem basicamente a corpos lenticulares e sigmoidais de biotita gnaisse ou anfibolitos. É característica uma deformação anterior à fase de migmatização.

Há também a presença de migmatitos com estrutura estromática, evidenciando um sistema aberto formado pela injeção de magma de fora do sistema, ao longo dos planos de foliação da rocha.

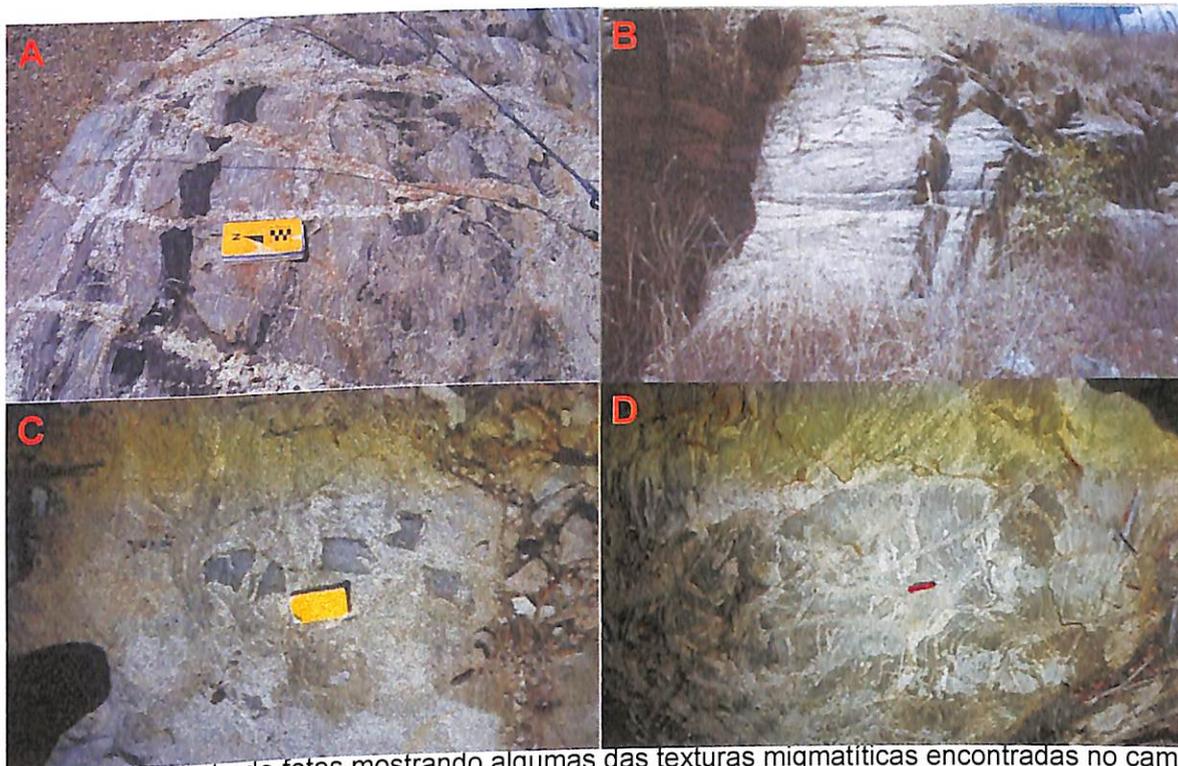


Figura 4.8: Prancheta de fotos mostrando algumas das texturas migmatíticas encontradas no campo (A – estrutura estromática, B – estrutura flebítica, C – estrutura schollen e D – estrutura stictolítica).

4.3.2. Unidade III-b: Diatexitos

Os diatexitos encontrados na área localizam-se na região centro-sul da mesma. Esta unidade pode ser vista no campo na forma de grandes lajedos. Os migmatitos diatexitos diferenciam-se dos metatexitos principalmente pelo maior grau de fusão parcial, apresentando-se texturalmente como rochas mais homogêneas com cristais de maior granulometria. Apesar do maior nível de fusão, ainda é possível identificar a presença de restitos e de algumas estruturas reliquias (fantasmas). Apresentam na maioria das vezes, estruturas nebulíticas (Figura 4.9).

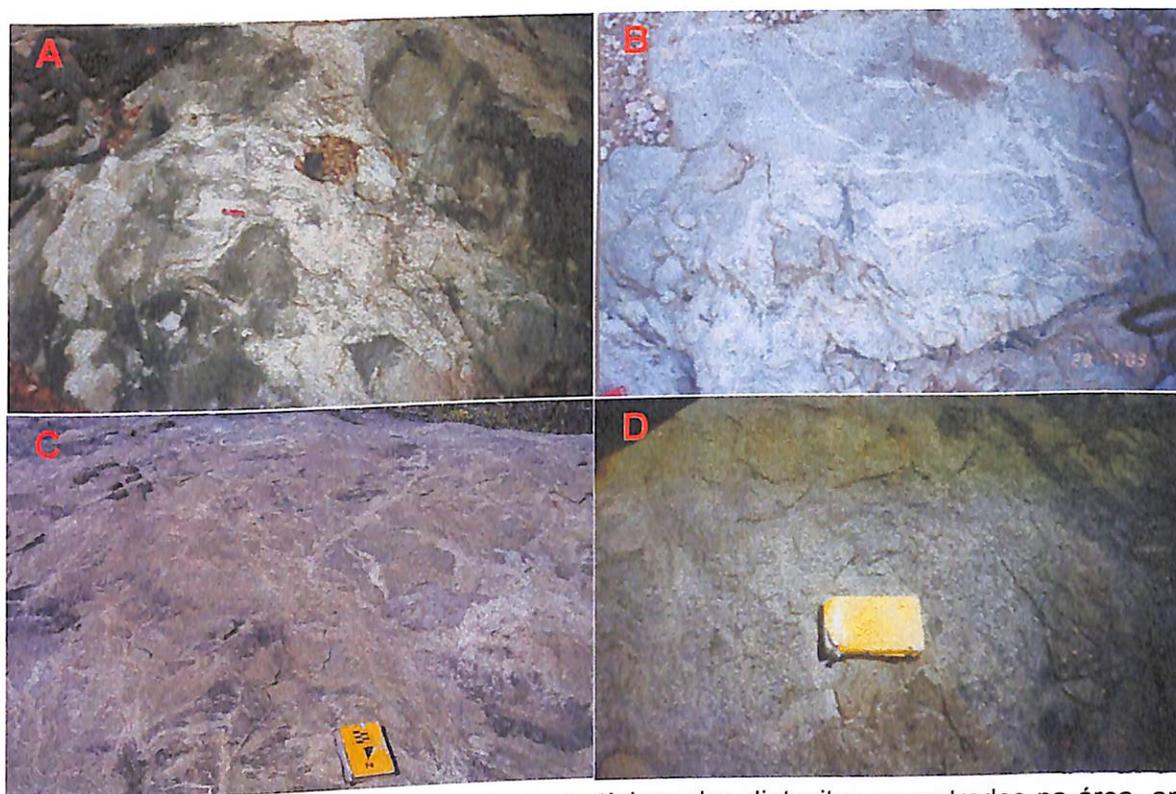


Figura 4.9: Prancheta mostrando as texturas típicas dos diatexitos encontrados na área, apresentando um contato gradacional de para os metatexitos (de A para D). A - ainda apresenta restitos, no entanto com uma foliação já bastante deformada. B - já apresenta um nível maior de fusão, em alguns pontos contendo até dobras ptygmáticas. C - apresenta estruturas fantasmas como pode ser visto na parte inferior da foto. D - apresenta um estágio maior de fusão (estrutura nebulítica).

Estes migmatitos são compostos basicamente por biotita, feldspato e quartzo, sendo cortados com frequência por veios de quartzo e por vezes por veios pegmatíticos.

4.4. Unidade IV: Leucogranitos

Em toda a extensão da área mapeada, foi possível identificar a presença de 3 corpos de leucogranitos, localizados na porção W e NW da área.

Segundo Barbarin (1998), os leucogranitos, classificados por ele como MPG (Muscovite-bearing Peraluminous Granitoids) são ricos em muscovita e contém frequentemente turmalina, granada e monazita. Este sugere uma origem crustal a estes granitos peraluminosos, tendo praticamente nenhuma participação mantélica no conteúdo geoquímica dos mesmos, estando ligado a ambiente geotectônico de colisão continental. Neste contexto, Barbarin (1998) explica que os MPG's são caracterizados por um magmatismo tardio, geralmente explicando a ausência de estruturas de movimentação nestes granitos.

Os leucogranitos localizados na área mapeada são caracterizados pelo alto conteúdo de quartzo, feldspato, muscovita e granada (Figura 4.10). Apesar de apresentarem um número elevado de fraturas multidirecionais, nos afloramentos observados não foi possível identificar estruturas de movimento ou cisalhamento, entrando em concordância com Barbarin (1998), que estes granitos devem representar um estágio de magmatismo tardio da formação do arco magmático de Santa Quitéria.

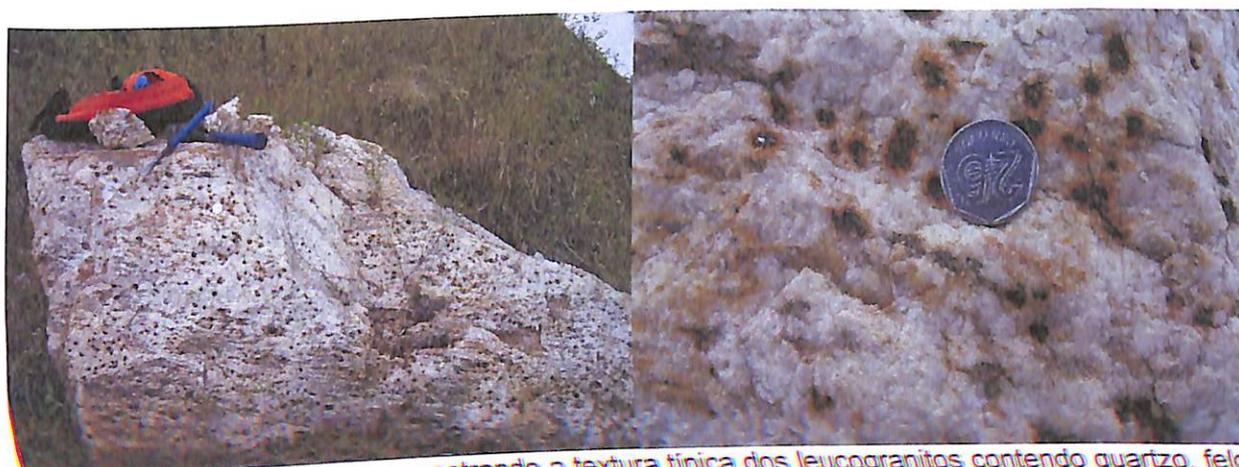


Figura 4.10: Fotos de campo mostrando a textura típica dos leucogranitos contendo quartzo, feldspatos, muscovita e granada.

Apesar de apresentar um elevado valor econômico no mercado de rochas ornamentais, os leucogranitos encontrados na área não são viáveis para a exploração devido a grande frequência de granadas e fraturas e a baixa distribuição areal.

4.5. Unidade V: Granulitos

As rochas encontradas na área mapeada estão presentes na forma de lentes com orientação N-S e caimento de baixo ângulo para E. Estas encontram-se sempre associadas aos biotita-gnaisses, formando contatos abruptos.

Segundo Shelley (1983), os granulitos são rochas geradas em ambientes com baixo conteúdo de água e à temperaturas altas suficientes para fundir rochas hidratadas. Segundo o mesmo, a falta de água exclui a presença de silicatos placoides e anfibólios, o que foi possível verificar em lâminas (próximo capítulo).

Estas rochas são típicas de gênese em ambientes de alta pressão. No campo, isso pôde ser comprovado pela distribuição destas rochas. A proximidade dos biotita-gnaisses indica a disposição dos granulitos em zonas de empurrão, ou seja, zonas de alta pressão.

No campo, estas rochas foram encontradas intercaladas com porções mais quartzos. Os granulitos apresentavam-se com uma coloração verde clara praticamente afaníticos.

4.6. Unidade V: Diques Básicos

No mapeamento realizado, foi possível identificar a presença de 2 diques básicos, um a leste e outro na porção oeste da área, cortando as unidades I e III. Apresentam uma espessura máxima de até 2 metros, uma coloração verde escura e uma textura afanítica. São classificados como diabásio. Estes diques são de idades mesozóicas, apresentado uma orientação E-W, típica de outras ocorrências no Domínio Ceará Central. Eles foram encontrados nas estradas, a SW e E da área.

4.7. Unidade VI: Cobertura Cenozóica

A cobertura cenozóica na área mapeada tem sua gênese relacionada à planície de inundação do Rio Pajé. Apesar de ter sido mapeada na região oeste da área, não será dada muita relevância a esta unidade visto que esta detém uma importância muito pequena com relação ao contexto geológico da área.

CAPÍTULO 5 – PETROGRAFIA

Neste capítulo são caracterizadas em escala microscópica as unidades litoestratigráficas identificadas na área de trabalho e cartografadas no mapa geológico 1:50.000 (Anexo 1). As rochas descritas são caracterizadas segundo sua constituição mineralógica, relações metamórficas e feições microdeformacionais.

Foram confeccionadas 20 lâminas delgadas no laboratório de laminação do Instituto de Geociências da Unicamp. Algumas lâminas foram orientadas segundo o corte XZ, ou seja, perpendicular ao plano de foliação e paralelo a lineação de estiramento observados no afloramento.

A apresentação das lâminas delgadas, descrita neste capítulo será feita com a mesma organização apresentada no capítulo anterior, ou seja, agrupadas segundo as principais unidades litológicas descritas na área, como mostra a tabela 4.1.

Tabela 5.1: Unidades mapeadas e descrição petrográfica sucinta.

| | |
|----------------------|--|
| <i>UNIDADE I</i> | Biotita Gnaisse (Nbg) Apresentam uma textura gnaissica típica, com bandamento composicional de quartzo e biotita, com um forte lineamento mineral, contendo: biotita, quartzo, plagioclásio, k-feldspato, hornblenda, apatita, epidoto, zircão, muscovita, titanita e opacos. |
| <i>UNIDADE II</i> | Anfibolito (Nanf) As rochas descritas nesta unidade apresentam-se numa coloração verde escura a preta, com granulação média a fina. São compostas basicamente por anfibólio, (90%, hornblenda) e quartzo, feldspato, clinozoizita, sericita, epidoto e opacos, totalizando 10%. |
| <i>UNIDADE III-a</i> | Metatexitos (Nmt) Os migmatitos metatexitos encontrados possuem coloração variada, passando por uma composição por vezes rósea até cinza escura. Estes são compostos basicamente por quartzo, plagioclásio, K-feldspatos, biotita, muscovita, epidotos, microclina, pertita, apatita, zircão, titanita, rutilo e opacos. |
| <i>UNIDADE III-b</i> | Diatexitos (Ndt) Os diatexitos apresentavam coloração mais rosada, com uma quantidade menor de minerais máficos.. Os minerais constituintes desta unidade são: quartzo, plagioclásio, pertita, biotita, microclina, muscovita, K-feldspatos, clorita, carbonatos e opacos. |
| <i>UNIDADE IV</i> | Leucogranitos (Ngr) Esta unidade apresenta uma rocha branca de composição riquíssima em quartzo, feldspato e muscovita, contendo subordinadamente granada, biotita, zircão e opacos. |
| <i>UNIDADE V</i> | Granulitos (Ngt) Unidade composta principalmente por clinopiroxênio, granada, plagioclásio e quartzo e, escapolita, epidoto, sericita, titanita, wolastonita, zircão e opacos como minerais acessórios. Destaca-se nas lâminas a textura simplectítica. |

5.1. Unidade I: Biotita Gnaisse (Nbg)

Esta unidade, como descrita no capítulo anterior, encontra-se na porção oeste da área mapeada. Apresenta-se em afloramento com uma estrutura gnáissica, composta basicamente por biotita, quartzo e feldspato. Esta composição é comprovada na análise microscópica, e identifica-se a presença de biotita (40% a 50%), quartzo (25% a 35%), feldspatos (plagioclásio e K-feldspatos, sendo o primeiro mais freqüente) (10% a 20%),

hornblenda (5% a 10%), e acessórios (5%), dentre eles: muscovita, apatita, zircão, titanita e opacos.

A biotita é de cor marrom, ocorrendo na forma placoide ou estirados, subhédricos a anhédracos de tamanhos variados, podendo atingir até 2,0 mm. Definem uma forte lineação mineral definindo a direção x do elipsóide de deformação (L_x).

Em geral, os grãos de quartzo apresentam-se na forma de grãos subhédricos a anhédracos, possuindo extinção ondulante, limites de subgrão e ainda apresentando contato de 120° entre os grãos. O visível fraturamento dos grãos de quartzo permitiu a percolação de fluidos hidrotermais, permitindo o preenchimento dessas fraturas por muscovita/sericita.

A bimodalidade de feldspatos é constituída por uma grande maioria de plagioclásio, seguida de K-feldspatos. Os grãos são subhédricos a anhédracos de granulometria média a fina, com germinação policristalina, recristalização e saussuritização resultando numa sericitização (Figura 5.1A).

Os anfibólios são representados por hornblenda, tipicamente constituídas por minerais verdes de tamanho médio a fino, podendo atingir até 2,0 mm. Foi possível identificar nesses cristais o resultado de um processo de dissolução, resultando em uma borda de reação associada a epidotos (mineral acessório) (Figura 5.1B).

Como acessórios, foi possível visualizar a presença de cristais bem formados de titanita e zircão e ainda apatita e opacos.

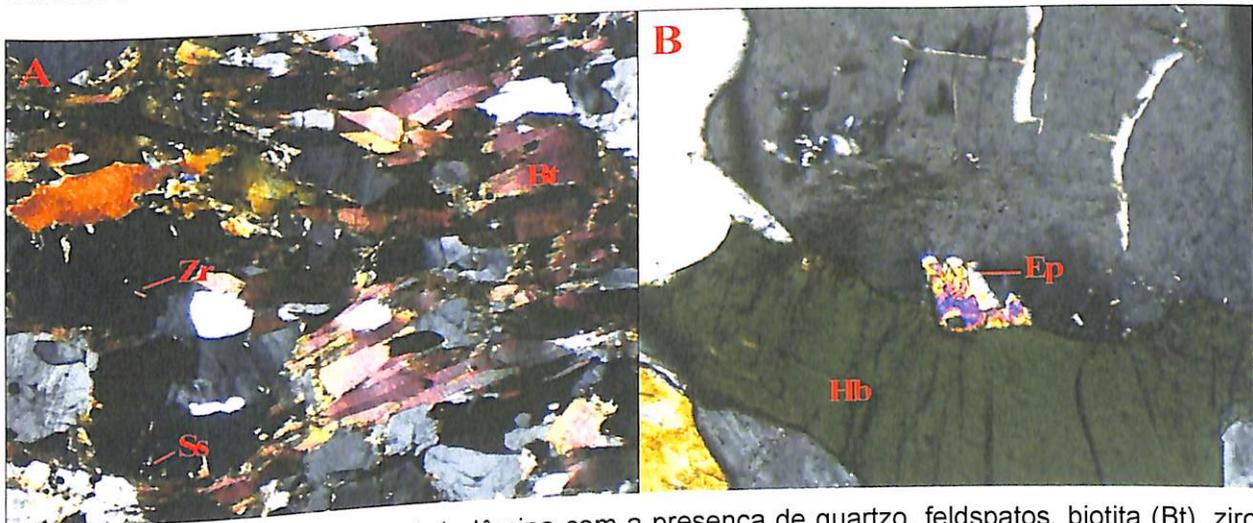


Figura 5.1: A) composição geral da lâmina com a presença de quartzo, feldspatos, biotita (Bt), zircão e opacos, podendo ser visto ainda nesta imagem o início de saussuritização (Ss) do plagioclásio; B) hornblenda passando para epidoto.

5.2. Unidade II: Anfibolito (Nanf)

Para a descrição microscópica desta unidade, foi coletada uma amostra da qual foi feita uma lâmina delgada (DN-90). Nesta lâmina foi possível observar a presença de cristais equigranulares de hornblenda constituindo 80% a 90% da rocha. Outros minerais perfazem uma massa de aspecto irregular completando os 20% a 10% restantes das lâminas. Entre estes se têm: epidoto (clinozoizita), sericita, feldspato (basicamente plagioclásio, com ocorrência mínima de K-feldspato) e opacos (Figura 5.2 A). Foi possível identificar nas lâminas a presença praticamente nula de plagioclásio, devido a uma evidente saussuritização deste, provavelmente como produto de alteração hidrotermal, provocando a alteração do mesmo em clinozoizita e muscovita (sericita) na forma de juntas e amigdalas.

Em alguns locais tem-se um bandamento composicional evidenciado pela presença de venulações de quartzo. Há também uma visível orientação dos grãos de anfibólios, o que corresponde a leve foliação apresentada das rochas no caráter mesoscópico, como descrito no capítulo anterior (Figura 5.2 B).

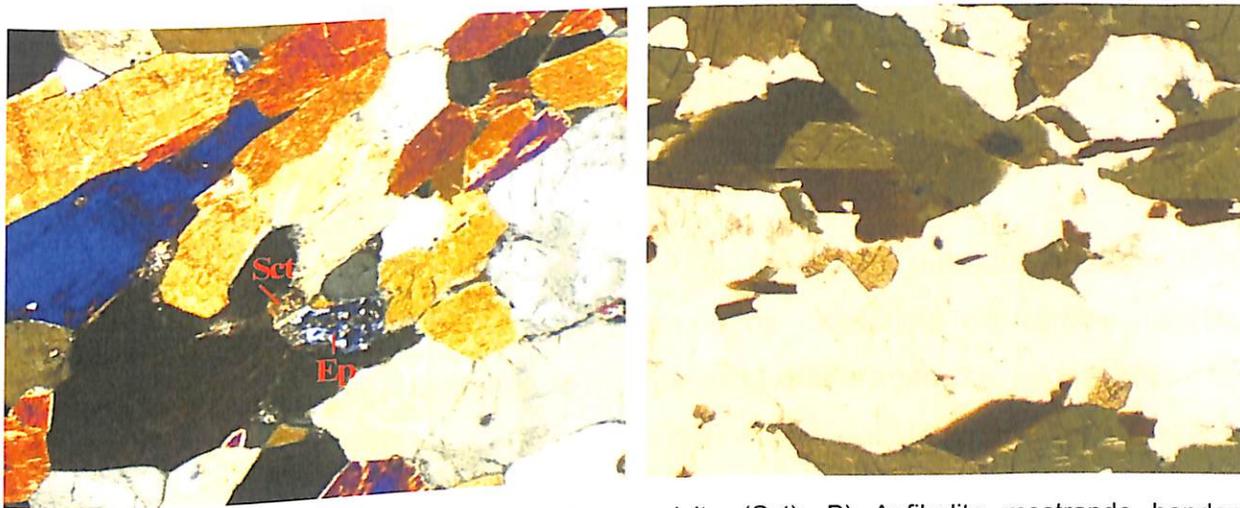


Figura 5.2: A) Epidoto (Ep – clinozoizita) e sericita (Sct); B) Anfibolito mostrando bandamento composicional.

5.3 Unidade III: Migmatitos

5.3.1 Unidade III-a: Metatexitos (Nmt)

Os metatexitos são migmatitos que preservam as feições texturais do protólito, como foliação penetrativa, bandamento composicional e por vezes lineação mineral e presença de restitos.

Apesar desta unidade perfazer grande parte da área mapeada e incluir cerca de quatro texturas migmatíticas diferentes (estromática, flebítica, dobradas e ptygmática), foram confeccionadas apenas quatro lâminas para a análise petrográfica desta unidade. Esta decisão foi tomada devido à limitação na quantidade de lâminas permitidas para a realização de um Trabalho de Conclusão de Curso e também pelo fato de a textura predominante da rocha não influir diretamente na sua gênese, o que pôde ser visto nas lâminas, nas quais, o conteúdo petrográfico permaneceu praticamente inalterado, assim como os indicadores deformacionais.

No geral, os metatexitos apresentam uma granulometria inequigranular média-fina. Nestes granitos-gnaiss migmatizados foi possível identificar como minerais principais: quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, e como acessórios: muscovita (na forma de cristais bem formados e sericita), epidoto, apatita, pertita, titanita, zircão, rutilo e opacos (Figura 5.3 A).

Os grãos de quartzo são xenomórficos com contatos curvos a irregulares; possuem extinção ondulante e migração de limite de subgrão; e granulação de 0,5 a 6,0 mm. Normalmente estão bem fraturados, denotando uma deformação de baixa temperatura.

A visível diferenciação no tamanho dos grãos de quartzo, assim como seu fraturamento evidente permitiu a interpretação da existência de várias gerações de formação e da passagem de fluidos, o que permitiu a alteração dos feldspatos.

Nos feldspatos, a feição que mais se destaca nas lâminas, é o processo de saussuritização dos plagioclásios, gerando epidoto .

Os plagioclásios, em geral, perfazem de 70% a 90% dos feldspatos encontrados nas lâminas, encontrando-se na forma de cristais subhedrais a anhedrais inequigranulares, por vezes com germinação mecânica. Estes se apresentam com textura vermicular (mirmequita) e pertítica (K-feldspato), gerada pela dissolução do plagioclásio (Figura 5.3 B e 5.3 C).

As biotitas encontradas nas lâminas pertencentes a esta unidade perfazem de 5% a 10%. Este aluminossilicato evidencia a lineação mineral da rocha.

Como minerais acessórios, têm-se epidoto, apatita, titanita, zircão e opacos.

A presença de duas micas, no caso biotita e muscovita, assim como demonstrado por Barbarin (1998) evidenciam uma grande participação ou contaminação crustal na geração dos protólitos desses migmatitos. Os feldspatos fraturados, quartzo com extinção ondulante e fraturados (permitindo a passagem do fluido gerando textura pertítica nos plagioclásios), biotita com extinção ondulante feldspatos sericitizados e germinação mecânica dos plagioclásios permitem a interpretação de uma deformação em nível crustal mais raso, resultando num retrometamorfismo.

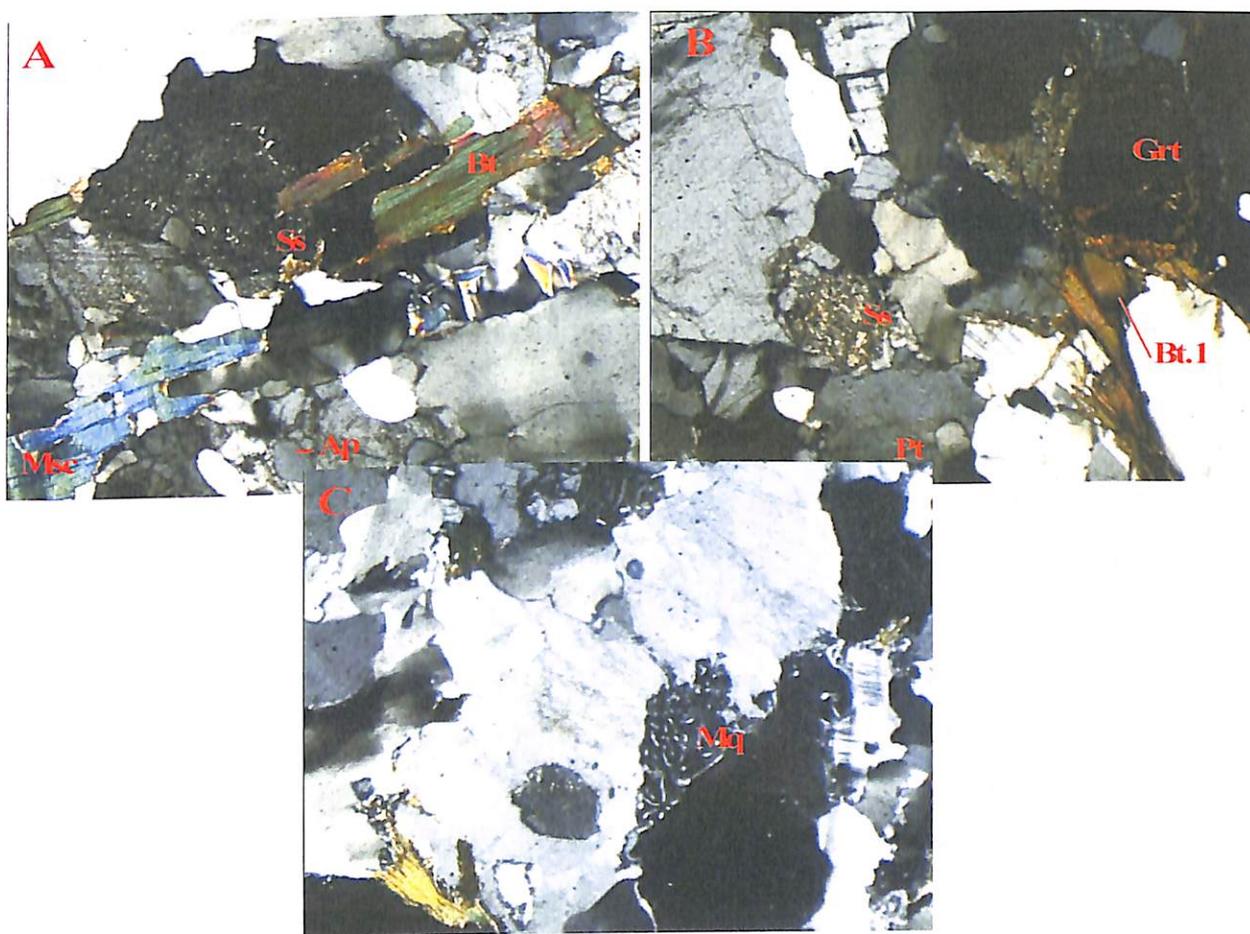


Figura 5.3: Lâminas (DN-120 e DN-140) mostrando duas micas (Biotita-Bt e Muscovita-Msc), saussuritização (Ss) e apatita (A) e a presença de granada (Grt), biotita com extinção ondulante (Bt.1), saussuritização e perthita (Pt) (B) e lâmina (DN-116) evidenciando a presença de mirmequita.

5.3.2. Unidade III-b: Diatexitos (Ndt)

Os diatexitos são migmatitos que não possuem, em escala de afloramento, claras feições deformacionais ou feições migmatíticas reliquiares, como: schillierem, nebulítica e schollen. Podem ainda, por vezes, preservar alguns xenólitos, muitas vezes como estruturas “fantasmas”.

Apesar de não apresentarem evidentes feições deformacionais na análise em lupa, o estudo das lâminas desta unidade evidencia uma matriz mais grossa bem deformada, claramente comprovada pela intensa deformação dos grãos de quartzo e de biotita, ambos apresentando extinção ondulante e o primeiro apresentando recristalização em fita. Outras feições deformacionais que chamaram a atenção nas lâminas desta unidade foram o preenchimento de carbonatos nas fraturas (Figura 5.4B) e a passagem metamórfica de biotita para clorita (Figura 5.4A).

A textura equigranular, uma matriz mais grossa, a deformação dos grãos de quartzo e biotita evidenciam um estágio maior de fusão e um ambiente crustal mais profundo, em comparação aos migmatitos metatexitos apresentados anteriormente.

As lâminas de diatexitos analisadas mostraram em geral a presença de quartzo, plagioclásio, pertita, biotita, microclina, muscovita, K-feldspatos, clorita, carbonatos e opacos.

Os cristais anhédricos de quartzo perfazem cerca de 50% das lâminas, apresentando-se intensamente deformados com extinção ondulante, migração de limite de grão, grãos dissolvidos e recristalizados em fita, evidenciando uma dissolução por pressão em □, e uma recristalização em □□.

A concentração de plagioclásio nas lâminas mostra-se predominante dentre os feldspatos, que muitas vezes sofrem saussuritização resultando na sericitização.

A biotita vista em lâmina apresenta-se na cor marrom, por vezes, na forma de ripas ou de blastos podendo atingir cerca de 3,0 mm. Foi possível identificar nas lâminas a passagem da biotita para clorita, evidenciando uma desestabilização na fácies xisto verde.

Já os minerais acessórios vistos nas lâminas foram: muscovita, clorita, carbonatos e opacos.

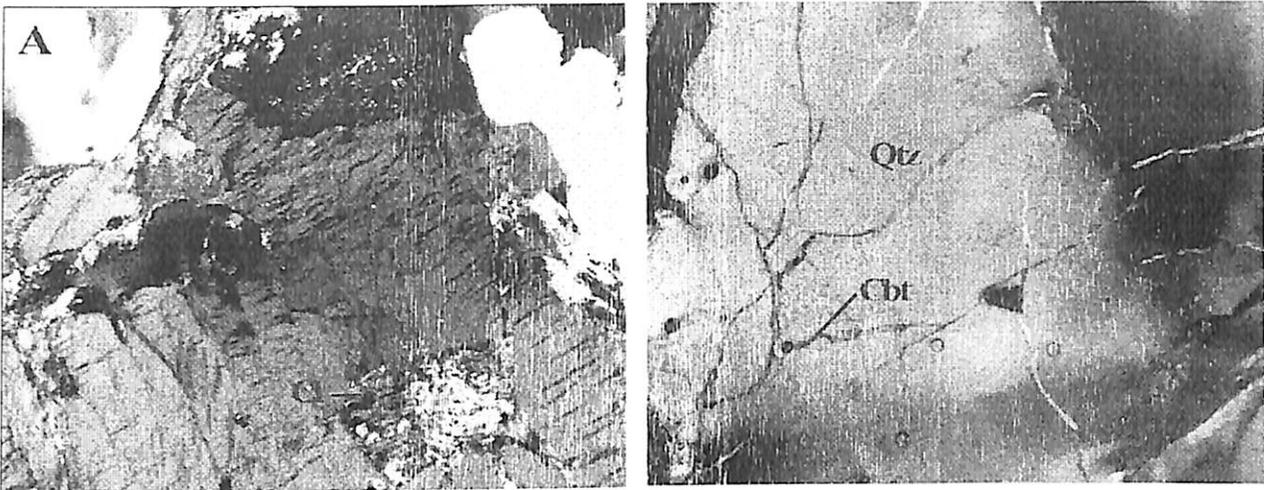


Figura 5.4: A) presença de pertita (Pt), biotita (Bt) passando para clorita (Cl) e; B) quartzo com extinção ondulante e carbonato.

5.4. Unidade IV: Leucogranitos (Ngr)

Os leucogranitos, como visto no capítulo anterior, representam um estágio tardio de magmatismo do arco e são caracterizados pelo baixo conteúdo de minerais máficos, os quais apresentam-se na forma de biotita como acessório.

Nas lâminas analisadas, foi possível identificar a presença de quartzo (40%), feldspatos (40%) (plagioclásio com 75% e K-feldspatos com 25%), muscovita (10%), granada (5%) e minerais acessórios (5%) (zircão, biotita e opacos).

Os grãos de quartzo vistos em lâmina apresentavam-se na forma de grãos finos a médios equigranulares subhédricos a anhédricos com um contato entre os grãos de 120°, extinção ondulante, migração de borda de sub-grão e estrutura limite interdigitada dos grãos (Figura 5.5 A).

A monotonia visual desta lâmina é quebrada por vezes com o contraste de cores em determinados locais evidenciando a presença de granadas. Os blastos de granada inequigranulares, podendo atingir 3,0 mm de tamanho, com textura poikiloblástica apresentavam-se fraturados com inclusão de quartzo biotita e óxidos (Figura 5.5 B).

Os grãos de muscovita apresentavam-se, assim como as granadas, na forma de blastos, no entanto, indeformados subhédricos, podendo atingir até 2,0 mm.

Já como acessórios, foi possível perceber a presença de biotita, o que torna estes granitos do tipo duas micas, evidenciando a contaminação crustal. Foi possível identificar a presença de zircão e opacos.

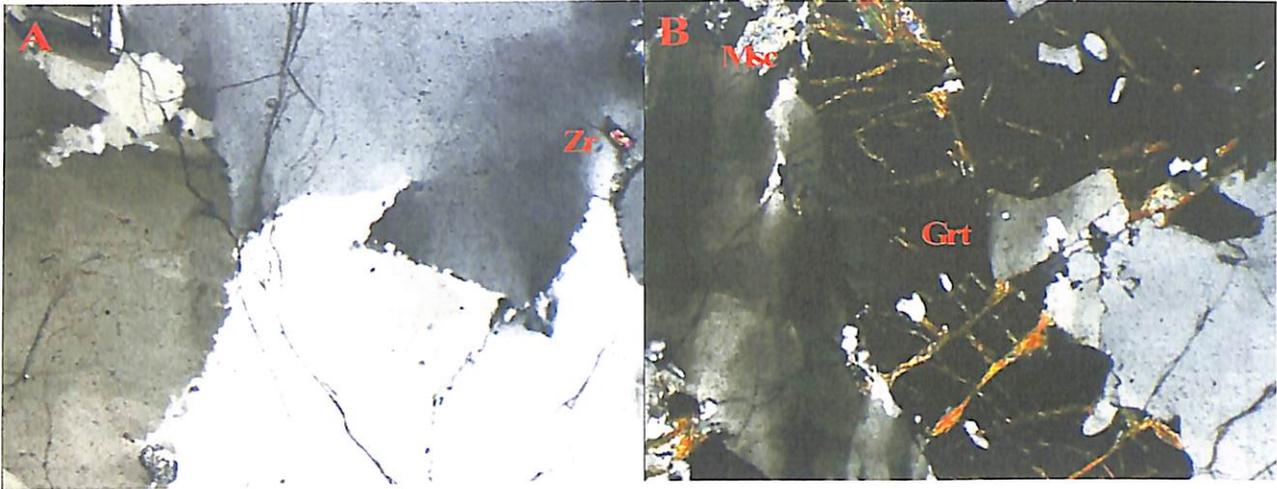


Figura 5.5: Fotos mostrando quartzo com migração de limite de subgrão (A) e quartzo com extinção ondulante, muscovita e granada (Grt) com textura poikiloblástica (B).

5.5. Unidade V: Granulitos (Ngt)

Os granulitos foram identificados apenas durante a análise petrográfica, onde foi possível identificar uma paragênese de alto grau devido a minerais guias com a escapolita e wolastonita.

As lâminas referentes a esta unidade (DN-76, DN-92, DN-117 e DN-119) são formadas por uma massa fina composta principalmente por clinopiroxênio, granada, plagioclásio e quartzo. Como minerais acessórios, foi possível identificar a presença de escapolita, epidoto, sericita, titanita, wolastonita, zircão e opacos.

Foi possível identificar clinopiroxênios associados a plagioclásios, com textura de discompressão, conhecido com textura simplectítica.

Já nos grãos de quartz, foi possível visualizar texturas de deformação dinâmica, como lamelas de deformação e contato interlobado (Figura 5.6).

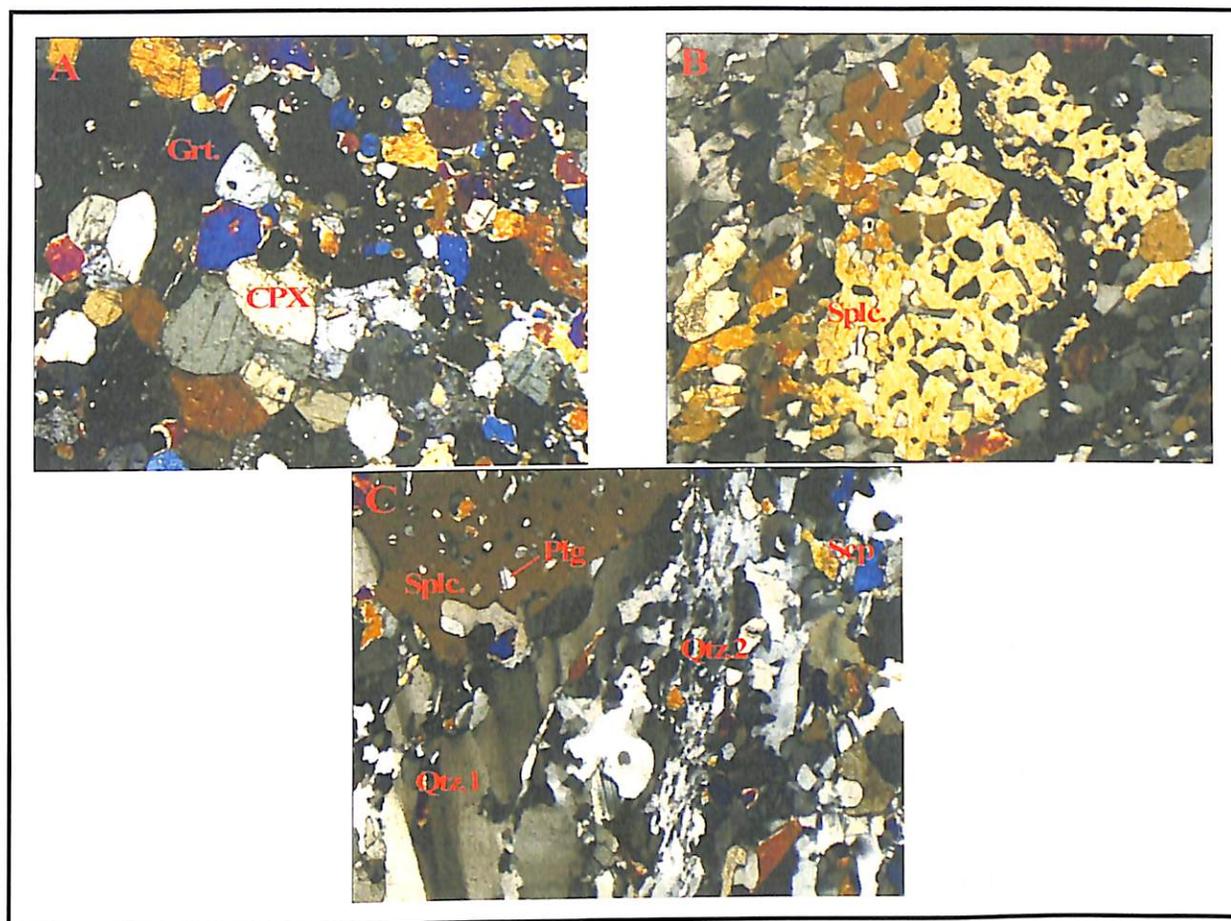


Figura 5.6: Imagens dos granulitos encontrados na área, destacando os minerais: (A) granada (Grt) e clinopiroxênio (CPX); (B) textura simplectítica do CPX e: (C) imagem mostrando simplectito (Splc), plagioclásio (Plg), quartzo com lamela de deformação (Qtz.1), quartzo com contato interlobado (Qtz.2) e escapolita (Scp).

CAPÍTULO 6 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

A porção norte da Província Borborema perfaz um conjunto de grandes lineamentos regionais, normalmente associados a zonas de cisalhamento transcorrente com direções NE – SW e com menor frequência com orientações N – S, NW – SE e E – W.

Na região do Estado do Ceará, enquadrado no Domínio Ceará Central da Província Borborema, as mega-zonas de cisalhamento, caracterizadas por cinturões miloníticos bem desenvolvidos, ocorrem com orientação NE – SW, a exemplo das zonas de cisalhamento de Granja, Sobral – Pedro II, Senador Pompeu, Tatajuba e Potengi (Figura 6.1).

O estudo de dados geocronológicos realizado por Fetter (1999) nas proximidades da área mapeada permitiu, a partir de idades modelo (T_{DM}) entre 0,9 Ga a 1,2 Ga de granodioritos e tonalitos, interpretar que as rochas da área foram afetadas essencialmente pela orogênese brasileira, desencadeada no Neoproterozóico.

Apesar da área ter sido afetada por apenas um evento orogênético, os dados de campo permitem classificar a mesma como apresentando uma evolução deformacional polifásica. Assim, foram identificadas quatro fases deformacionais neoproterozóicas e cambrianas (D_{n-1} , D_n , D_{n+1} e D_{n+2}) evidenciados por estruturas planares dúcteis (S_n , e S_{n+1}) (Figura 6.2). No campo, também foi possível caracterizar a presença de dobras inseridas na foliação principal (S_n) constituídas como resultado do terceiro evento deformacional (F_{n+1}). Outros elementos estruturais caracterizados na área foram as lineações de estiramento mineral (L_n) associadas, principalmente ao evento D_n .

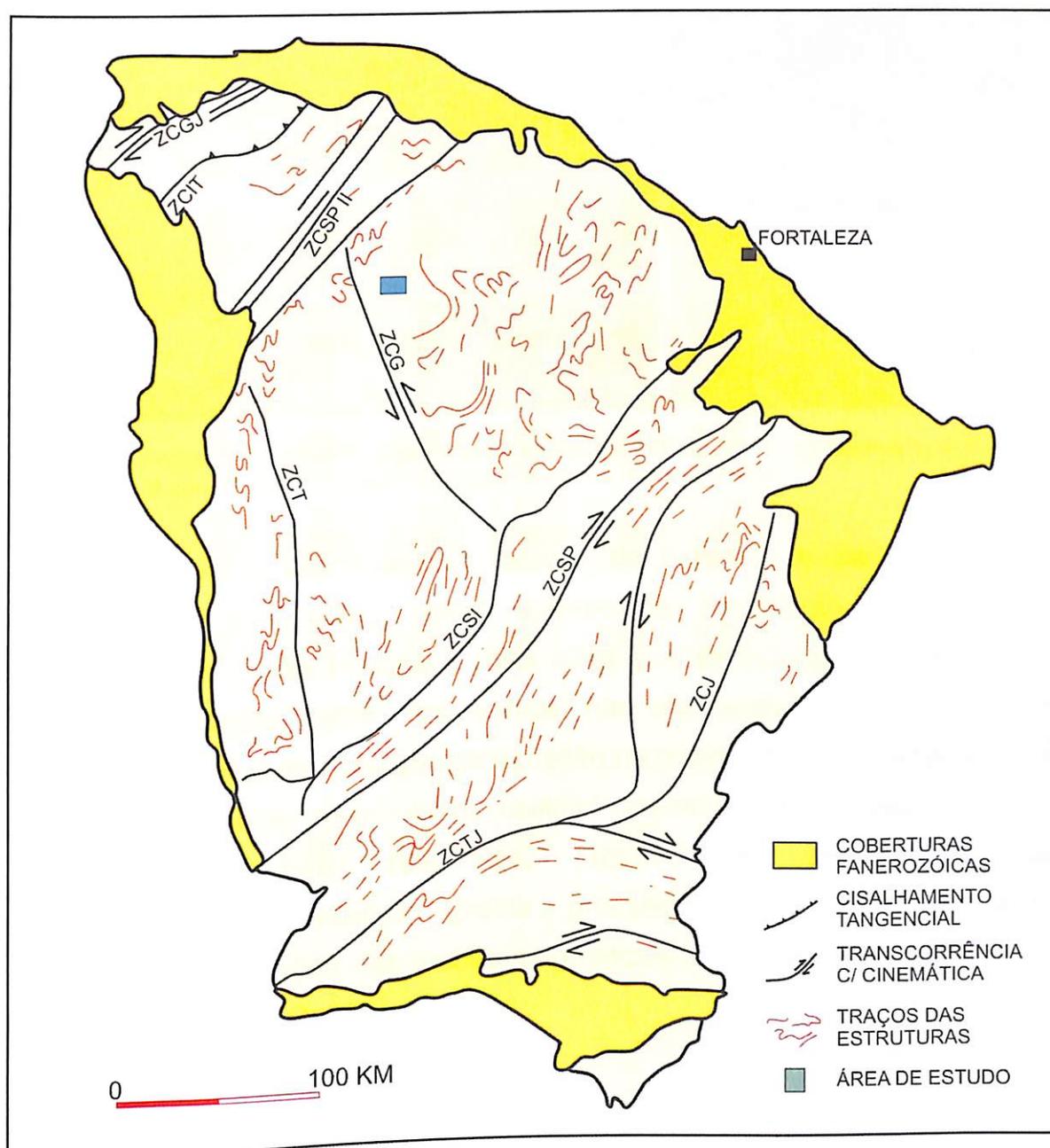


Figura 6.1: Esboço estrutural do Estado do Ceará com as principais zonas de cisalhamento: ZCGJ- Zona de Cisalhamento de Granja; ZCIT- Zona de Cisalhamento de Itacolomi, ZCSP II- Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; ZCG- Zona de Cisalhamento Groaíras; ZCT- Zona de Cisalhamento de Tauá; ZCSI- Zona de Cisalhamento Sabonete-Inharé; ZCSP- Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, ZCJ- Zona de Cisalhamento Jaguaribe; ZCTJ- Zona de Cisalhamento de Tatajuba. Fonte: Mapa Geológico do Ceará (1:500.000) de Cavalcante *et al.* (1983).



Figura 6.3: Fotos de migmatitos mostrando à esquerda, restito com S_{n-1} preservado e a direita sem S_{n-1} e já com S_n deformado e concordante com o resto da rocha.

Este evento deformacional, apesar de existente e bem formado, não será analisado com profundidade devido à disposição da foliação S_{n-1} . Verifica-se que a individualização dessa foliação é mais clara quando está em ângulo com a foliação principal S_n . Dessa forma, nos restitos, não obedecem a um padrão definido nos migmatitos, ou seja, há uma grande variação na orientação dessa foliação de um restito para outro, em função da grande ductibilidade inerente aos migmatitos.

Estas estruturas reliquias, provavelmente provêm de seqüências metassedimentares foliadas (biotita gnaisses) que foram assimiladas pela migmatização e geração das rochas magmáticas Neoproterozóicos ao longo da borda do Batólito de Santa Quitéria.

6.2. Evento Deformacional D_n

O evento deformacional D_n de caráter dúctil e progressivo foi identificado ao longo de toda a área mapeada. Este evento é responsável pela geração da foliação mais penetrativa da área e, assim, denominada de foliação principal (S_n). De maneira geral, é bem definida pela presença de minerais placóides (biotita e muscovita), resultando num bandamento e xistosidade que afeta as seqüências para e ortoderivadas da área.

A foliação S_n apresenta alguns padrões, cujo sentido de mergulho é para NE, E e SE, no entanto, em geral, há uma predominância da foliação na direção N-S e mergulho de baixo ângulo para leste (Figura 4.4 e 6.4). Nesse plano desenvolve-se uma lineação de estiramento mineral *down dip* de baixo ângulo (15° a 45°), evidenciando uma tectônica de baixo ângulo (Figura 6.4).

Nos diatexitos, este evento foi responsável pela anulação da foliação original dos restitos condicionando estes a apresentarem uma nova foliação (S_n). Já nos metatexitos, é possível identificar a influência no novo evento deformacional sobre a foliação original dos restitos. É possível perceber uma rotação de S_{n-1} , tendendo a se orientar segundo a nova foliação S_n .

A disposição da foliação e lineação são associadas a uma tectônica de baixo ângulo, cujos indicadores cinemáticos observados num plano XZ (paralelo a lineação e perpendicular a foliação), como fenocristais, sigmóidais assimétricos, dobras assimétricas e relação de superfícies S-C denotam uma movimentação para oeste (Figura 6.5). Esta movimentação caracteriza uma zona de cavalgamento das rochas do arco sobre a seqüência metassedimentar de biotita gnaisses. Nessas zonas de falha identifica-se típicos milonitos.

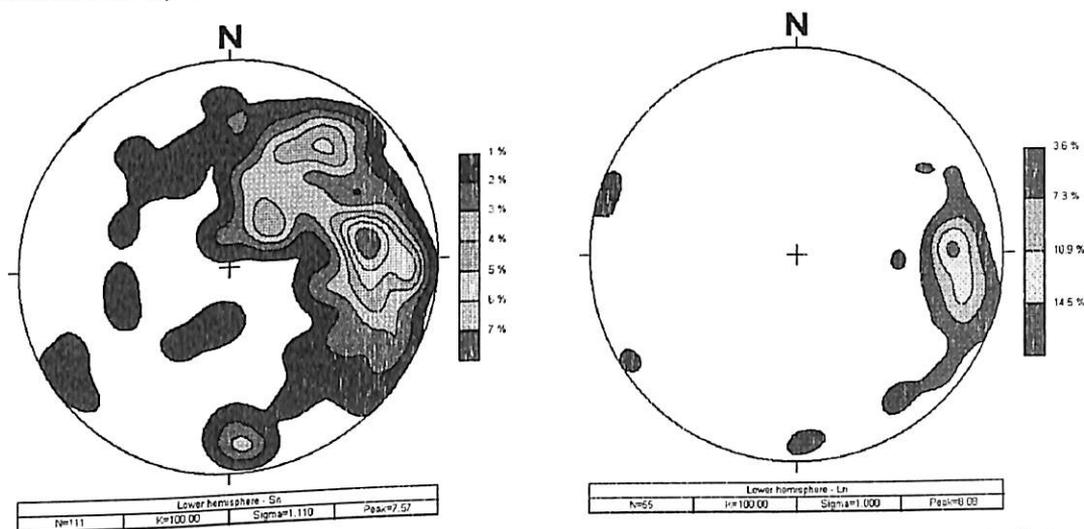


Figura 6.4: Steriogramas de S_n (esquerda) e L_n (direita) mostrando um caimento da foliação para leste e um estiramento mineral *down dip* de baixo ângulo.



Figura 6.5: Fotografias mostrando sigmóides de leucossomas e de restitos.

A foliação penetrativa (S_n) apresenta forte influência do evento deformacional D_{n+1} , gerando dobras ptigmáticas, intrafoliais e similares (Figura 6.6).

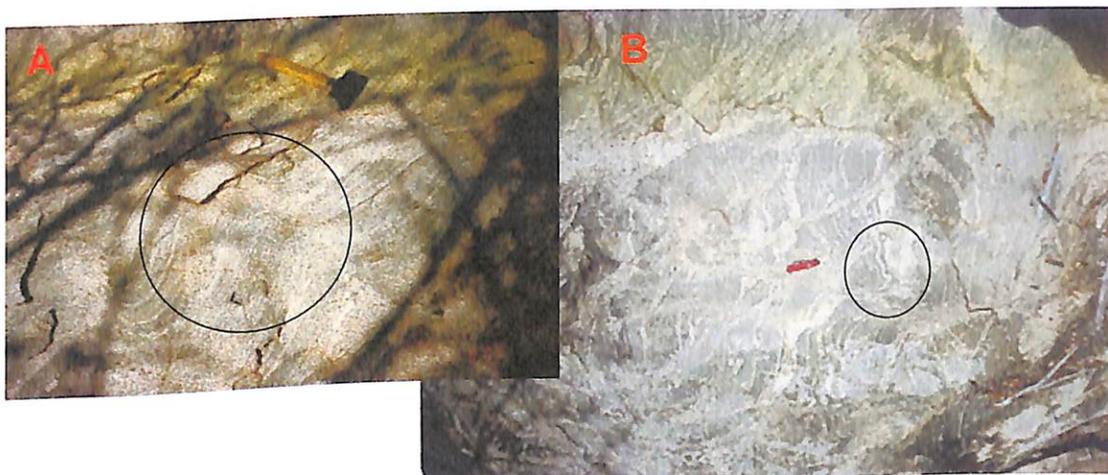


Figura 6.6: Fotos tiradas em campo mostrando dobras similares (A) e Ptgmáticas (B).

6.3. Evento Deformacional D_{n+1}

O evento deformacional D_{n+1} identificado na área mapeada é o resultado da influência lateral das falhas transcorrentes de direção NW-SE, que a sudeste da área mapeada deslocam as frentes de empurrão associadas à fase deformacional anterior (Amaral, 2004). Nas imediações da área, a feição de maior importância e destaque é a falha transcorrente sinistral de Aracatiaçú, situada imediatamente a leste da área

mapeada. O dobramento da foliação penetrativa S_n evidencia o caráter dextral do deslocamento desta falha.

Já em escala de afloramento, este evento resulta em uma foliação S_{n+1} , dada principalmente por pequenas zonas de cisalhamento, que em alguns locais apresentam migmatização associada com preenchimento dessas zonas por porções neossoma quartzo-feldspático. Essa fase também é responsável pelo dobramento da foliação S_n . S_{n+1} apresenta uma orientação NW-SE de médio a alto ângulo, variando entre 13° e 70° (Figura 6.7).

D_{n+1} também gerou zonas de cisalhamento formando dobras assimétricas periódicas, permitindo identificar um movimento de cisalhamento dextral preferencial em praticamente toda a área mapeada (Figura 6.7).

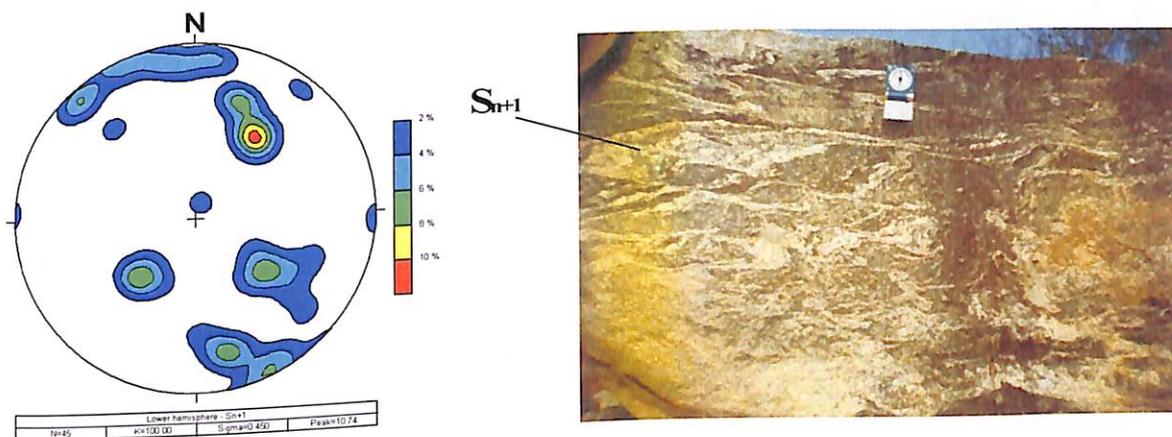


Figura 6.7: Stereograma mostrando um direcionamento preferencial NW-SE, no entanto, com ocorrência localizada em NE e foto mostrando zonas de cisalhamento geradas por D_{n+1} formando dobras periódicas, geralmente com movimento dextral.

6.4. Evento Deformacional D_{n+2}

O evento deformacional D_{n+2} , caracterizado por um domínio dúctil-rúptil a rúptil corresponde a um estágio tardio da formação do Batólito de Santa Quitéria, localizado em um nível crustal mais raso. Este evento perceptível em escala de afloramento tem como resultado uma série de fraturas e pequenas falhas, decorrentes do processo de alívio de pressão (Figura 6.8).

As fraturas localizadas em campo têm como direção principal dos seus planos NW-SE, com caimento predominante de 90° . Já as falhas geradas por D_{n+2} não possuem um direcionamento preferencial, principalmente pelo fato destas serem formadas em zonas de maior fraqueza.

A geração destas discontinuidades formou ambientes favoráveis às intrusões, que na área mapeada são tidas como diques ácidos e veios pegmatíticos ricos em quartzo, feldspato e muscovita.

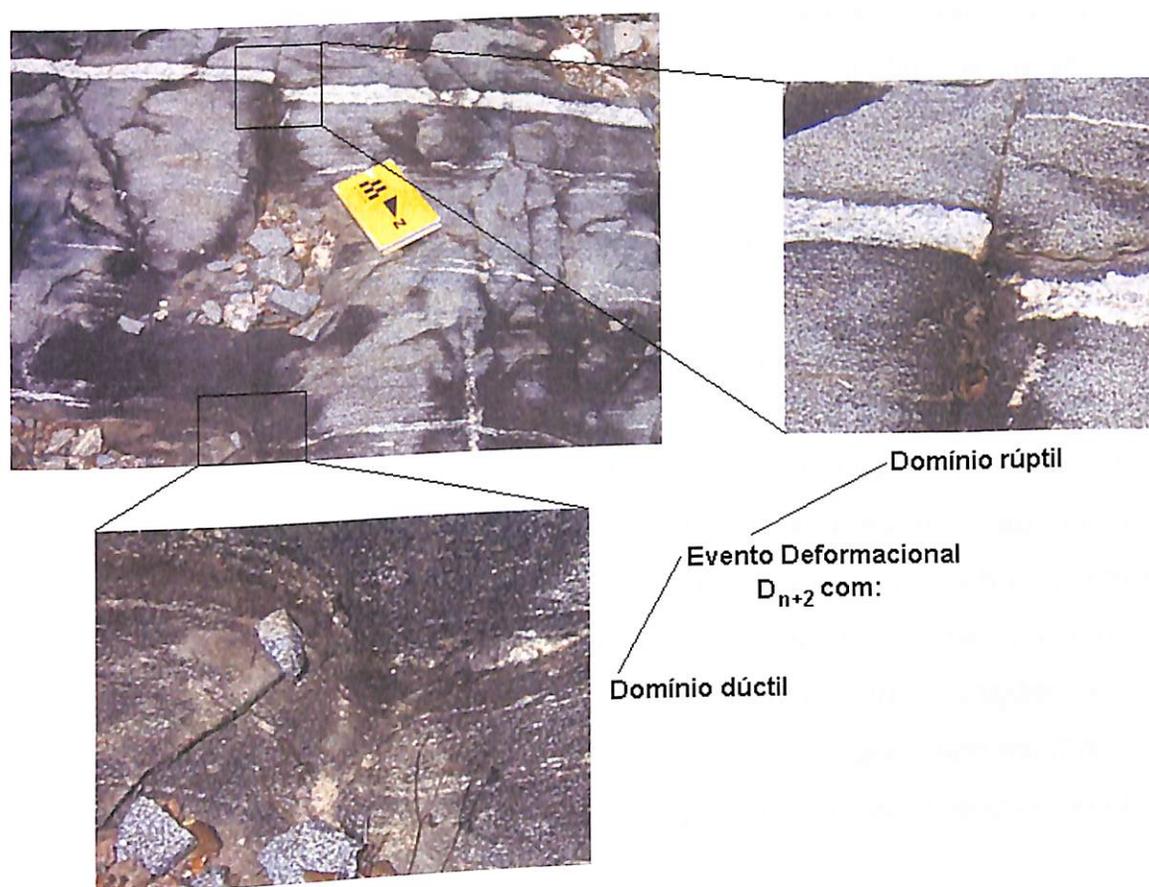


Figura 6.8: Foto representativa do domínio rúptil-dúctil inerente ao domínio deformacional D_{n+2} .

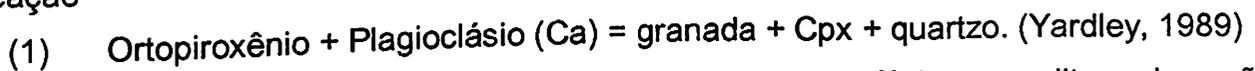
6.5. Metamorfismo

O estudo do metamorfismo tem por objetivo, a partir das associações mineralógicas das rochas, definir as condições de pressão e temperatura que as mesmas foram submetidas durante o processo deformacional. A identificação das associações minerais foi feita com o estudo de lâminas delgadas, onde se procurou

verificar as relações de contato entre minerais e relações de inclusão. Isto possibilitou a caracterização de reações de cristalização e recristalização de minerais, associadas a um metamorfismo progressivo ou retrógrado.

Duas fases de metamorfismo foram identificadas na área. A primeira é relacionada a fase de deformação principal D_n e é definida como M_n. Nesta fase desenvolve-se a tectônica de baixo ângulo, definindo cavalgamentos para oeste. Em campo foram identificadas a geração de migmatitos (metatexitos e diatexitos) associados a essa deformação, estando normalmente a foliação dos migmatitos paralelizadas ao bandamento dos gnaisses. As condições metamórficas associadas a essa fase, tem seu pico associado a geração dos migmatitos e ao aparecimento de faixas granulíticas de direção N-S.

Nas lâminas delgadas de cálcio-silicáticas foi possível identificar uma paragênese metamórfica (M_n) na fácies granulito de alta pressão, governada pela reação



Segundo este mesmo autor, uma outra evidência do fácies granulito seria a não ocorrência de muscovita associada com quartzo e plagioclásio. A caracterização de granulitização a alta pressão é denotado pela presença de simplectitos de clinopiroxênio-plagioclásio em associação com granadas (Figura 5.6). A caracterização de rochas eclogíticas, com a individualização de onfacita, ou mesmo retro-eclogíticas, ainda precisa de maiores detalhamento na área. Entretanto, condições de alta pressão podem ser estabelecidas para o contato entre as rochas gnáissico-migmatíticas do arco de Santa Quitéria e a seqüência de gnaisses paraderivados situados a oeste (Ver mapa geológico, Anexo 2).

Neste mesmo conjunto de gnaiss máficos, anfíbolitos associados com calciosilicáticas, também foi possível identificar a presença de escapolita. A escapolita é um mineral típico de paragênese do fácies granulito.

No entanto, nas lâminas que foram analisadas esta paragênese metamórfica, também foi identificada o processo de saussuritização, resultando na sericitização de plagioclásio. Este segundo processo, portanto, está ligado ao retrometamorfismo, enquanto a reação 1 está ligada ao metamorfismo.

Um evento retrometamórfico (M_{n+1}) fundamental para compreender a geologia da área é o processo de sussauritização do plagioclásio resultando na sua sericitização. Este processo é governado pela reação:



comum na fácies xisto verde, indicada pela associação quartzo+plagioclásio+microclina+muscovita+ou-clorita. Nesse sistema, a saturação em água e quartzo pode baixar o ponto de fusão parcial da rocha, permitindo o surgimento de porções migmatizadas.

Neste mesmo escopo, o processo de retrometamorfismo da alteração de biotita para clorita também pode ser justificada. A cloritização parcial ou completa de biotitas é comum em granitos e em muitos casos a transformação é pseudomórfica.

As paragêneses de metamorfismo retrógrado são extensas nos diatexitos e metatexitos, sendo possível verificar paragêneses típicas do fácies xisto verde, como:

Clorita-muscovita-quartzo e;

Biotita-mica branca-quartzo-opacos.

Ao longo da análise petrográfica, também foram evidenciados processos inerentes ao retrometamorfismo nos grãos de quartzo, como extinção ondulante. Para os grãos de quartzo, também foram vistas reações metamórficas como a recristalização em fita, evidenciando uma temperatura de recristalização na faixa de 300 a 350 °C

Como resumo do capítulo anterior, foram vistos quatro eventos deformacionais: D_{n-1} (evento inicial do arco ondo foi inserido o magmatismo resultando na formação de corpos graníticos com fusão parcial permitindo a presença de enclaves contendo sua foliação original S_{n-1} em um sistema dúctil), D_n (definindo uma foliação penetrativa principal, S_n , num sistema dúctil-rúptil), D_{n+1} (evento responsável pelo cavalgamento principal da área e resultando na migmatização dos corpos granito-gnaissicos, dominados por um sistema dúctil-rúptil a rúptil) e D_{n+2} (evento relacionado ao relaxamento da área).

Como foi apresentado por Cuoco (2004) e Rosa (2005) nas regiões próximas da área mapeada neste trabalho (10 km à leste e 3 km à oeste, respectivamente), existe a presença de faixas de rochas metasedimentares ainda preservadas, como por exemplo,

lentes da mármore. Este fato torna óbvia a influência da crosta continental no magmatismo, formando rochas peraluminosas a duas micas.

Tendo a compreensão de uma contaminação crustal no magmatismo gerador do Batólito de Santa Quitéria, associada com a presença de metassedimentos em áreas tão próximas leva a possibilidade das cálcio-silicáticas e os anfibolitos terem origem sedimentar. Portanto, pode-se interpretar a presença de restitos localizados em campo como correspondentes parcialmente fundidos e metamorfizados de rochas paraderivadas.

Sendo assim, torna-se evidente a participação do evento deformacional D_{n-1} na paragênese 1, responsável pela constituição petrográfica das lentes de anfibolitos e cálcio-silicáticas.

Não foi possível identificar um metamorfismo de contato entre as unidades migmatíticas com a unidade biotita-gnaissica à oeste devido ao cavalgamento gerado por D_n . No entanto, a este evento deformacional foi intitulada a responsabilidade pela geração do processo metamórfico de alta temperatura, atingindo o pico na fácies granulito e com pressão elevada.

As paragêneses identificadas no processo retrometamórfico M_{n+1} foram originadas por influência da percolação de flúidos hidrotermais. Estes fluidos tiveram acesso microscópio direto a massa rochosa devido ao caráter dúctil-rúptil a rúptil de D_{n+1} , que gerou uma defomação intracristalina e um fraturamento nos grãos de quartzo.

CAPÍTULO 7 - GEOQUÍMICA

Segundo Rollinson (1993), a principal função da geoquímica é de descobrir um modo no qual a variação entre cada rocha possa ser simplificada e condensada para que as relações entre elas possam ser estabelecidas. Visando, portanto, identificar estas relações efetuou-se o estudo geoquímico de dez amostras de rochas graníticas da área, e da mesma forma, auxiliando na sua classificação e numa possível interpretação do ambiente geotectônica associado a sua formação.

7.1. Análise Química

As amostras coletadas representam os diferentes granitos presentes na área de estudo, estando normalmente migmatizados.

O processo de análise se deu em cinco fases: a) britagem; b) moagem; c) determinação de perda ao fogo (%P.F. ou LOI); d-) preparação de pastilhas prensadas e; e-) preparação de pastilhas fundidas (Figura 7.1).

Em seguida, as pastilhas foram submetidas a análises por espectrometria de fluorescência de Raio-X (FRX), no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (IG-UNICAMP), utilizando o espectômetro PW-2404 da Phillips (Figura 7.1).

A FRX é um dos métodos mais utilizados para a análise química de rochas. Este método obtém uma precisão analítica de 0,1% para SiO_2 e Al_2O_3 , 0,01% para os demais elementos maiores e menores, 8 ppm para Ba e menos de 2 ppm para os demais elementos traços.

O método de análise utilizado permite a identificação e quantização dos seguintes elementos: elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, MnO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O e P_2O_5), medidos em porcentagem de peso de óxidos; elementos traço (V, Cr, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Pb, Th e U), medidos em ppm e; elementos terra rara (La, Ce e Nd), também medidos em ppm.

Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 7.1, juntamente com a análise de amostras padrões internacionais (AC-E, RGM-1 e WS-E) e com a duplicação de um das amostras coletadas em campo para um melhor controle de qualidade.

Os dados das análises químicas foram processados no software Minpet 2.02. Este software realiza interpretações a partir do conteúdo químico das rochas e dos minerais normativos.

A norma da rocha, ou minerais normativos, é substancialmente diferente da mineralogia da rocha. Os cálculos utilizados para a elaboração da norma assumem que o magma é anidro, portanto minerais como biotita ou hornblenda não aparecem no cálculo da norma. Os minerais normativos são baseados inteiramente na química da rocha, portanto, rochas de granulação fina ou grossa; ígneas ou ígneas metamorfasadas assumem a mesma composição normativa caso apresentem a mesma composição química. Os minerais normativos podem ser utilizados para a classificação de rochas pelo diagrama de Stecheisen (1976) como para auxiliar na interpretação sobre fusão parcial ou cristalização fracionada em diagramas de variação, por exemplo.

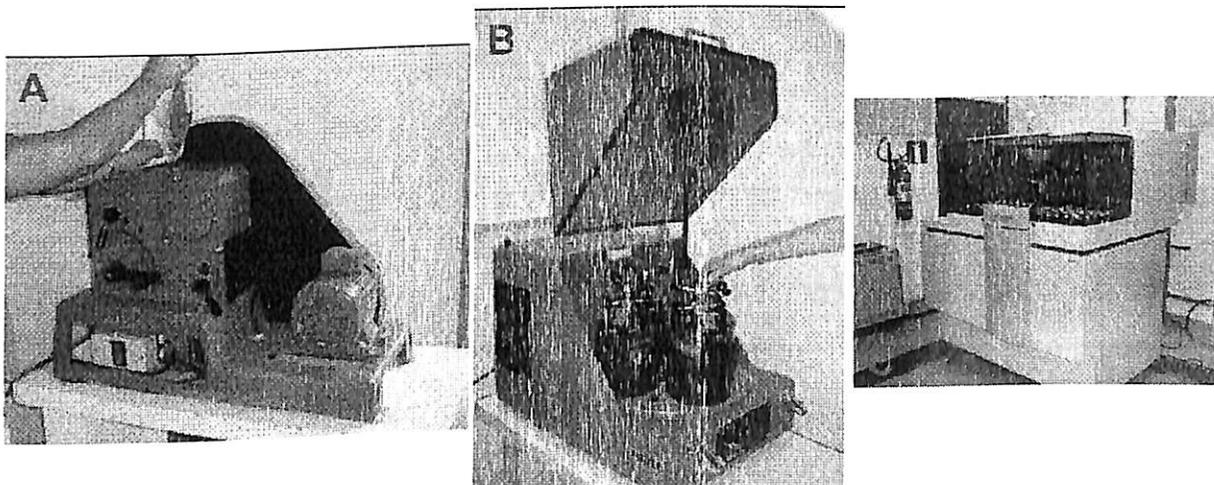


Figura 7.1: Fotos dos equipamentos utilizados na preparação das amostras e na realização das análises geoquímicas extraídos do site do Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências da Unicamp: A – Britador de mandíbola, B – moinho planetário e, C – espectrômetro de fluorescência de Raio X. Fonte: <http://www.ige.unicamp.br/lgeoquim/> . Acesso em 02 jun 2006.

Tabela 7.1: Dados geoquímicos obtidos na FRX.

| Amostra | DN-75 | DN-78 | DN-118 | DN-122 | DN-130 | DN-141 | DN-146a | DN-146b |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|
| número Lab. | L-757 | L-758 | L-761 | L-762 | L-763 | L-764 | L-765 | L-766 |
| (%) | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 76,06 | 72,64 | 77,11 | 70,93 | 62,87 | 76,28 | 74,08 | 68,5 |
| TiO ₂ | 0,037 | 0,217 | 0,139 | 0,324 | 0,697 | 0,033 | 0,239 | 0,637 |
| Al ₂ O ₃ | 13,46 | 14,98 | 12,27 | 15,03 | 17,76 | 13,5 | 13,49 | 14,14 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,54 | 1,38 | 0,89 | 2,26 | 4,92 | 0,41 | 1,07 | 5,18 |
| FeO | 0,428 | 1,094 | 0,706 | 1,792 | 3,902 | 0,325 | 0,849 | 4,108 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,064 | 0,164 | 0,106 | 0,269 | 0,585 | 0,049 | 0,127 | 0,616 |
| MnO | 0,047 | 0,016 | 0,016 | 0,066 | 0,093 | 0,057 | 0,015 | 0,103 |
| MgO | 0,07 | 0,42 | 0,16 | 0,89 | 1,57 | 0,07 | 0,19 | 1,82 |
| CaO | 0,57 | 2,22 | 0,44 | 2,02 | 4,15 | 1,03 | 1,04 | 1,76 |
| Na ₂ O | 3,56 | 4,25 | 2,98 | 4,3 | 4,63 | 3,82 | 2,97 | 3,12 |
| K ₂ O | 5,1 | 3,16 | 5,52 | 3,44 | 1,96 | 4,74 | 5,98 | 3,64 |
| P ₂ O ₃ | 0,043 | 0,083 | 0,064 | 0,06 | 0,284 | 0,041 | 0,042 | 0,059 |
| P.F. (1000 C) | 0,4 | 0,5 | 0,4 | 0,6 | 0,6 | 0,1 | 0,3 | 0,7 |
| Soma | 99,8 | 99,8 | 100 | 99,9 | 99,5 | 100,1 | 99,4 | 99,7 |
| mg/g | | | | | | | | |
| Ba | 80 | 767 | 1057 | 468 | 720 | 195 | 1117 | 772 |
| Ce | 17 | 19 | 30 | 61 | 71 | 18 | 127 | 78 |
| Cr | 4,7 | 12 | 12,3 | 7,4 | 24,6 | 19,7 | 18,3 | 69 |
| Cs | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cu | 2,9 | 4,2 | 3,1 | 3,2 | 14,5 | 4,1 | 4,2 | 5,3 |
| Ga | 14,2 | 19,7 | 9,5 | 18,6 | 22,3 | 17,4 | 16,6 | 21,5 |
| La | 11,4 | 11,3 | 16,8 | 28,5 | 27,6 | 12,4 | 80 | 43 |
| Nb | 4,1 | 10,7 | 3,5 | 10,8 | 10,7 | 0 | 10,5 | 15,2 |
| Nd | 8,5 | 8,2 | 13,9 | 23,9 | 33 | 0 | 45 | 35 |
| Ni | 0 | 1,3 | 0 | 4,2 | 13,4 | 0 | 0 | 40 |
| Pb | 27,7 | 37 | 44 | 40 | 11,8 | 67 | 40 | 33 |
| Rb | 127 | 73 | 58 | 115 | 64 | 99 | 156 | 146 |
| Sc | 0 | 0 | 0 | 5,1 | 8,8 | 0 | 0 | 8 |
| Sn | 3,1 | 0 | 5,5 | 4,4 | 0 | 3,2 | 7,2 | 6,8 |
| Sr | 31 | 317 | 57 | 186 | 417 | 26,9 | 266 | 260 |
| Th | 2,8 | 0 | 4,2 | 16,4 | 5,3 | 3,1 | 21,3 | 15,8 |
| U | 2 | 2,5 | 0 | 2,8 | 4,6 | 3,6 | 2,5 | 4,8 |
| V | 0 | 13,9 | 0 | 36 | 67 | 0 | 14,8 | 79 |
| Y | 35 | 7,8 | 54 | 25,3 | 22 | 10,4 | 11,7 | 28,5 |
| Zn | 13,1 | 46 | 18,7 | 51 | 79 | 8,9 | 14 | 95 |
| Zr | 41 | 160 | 103 | 83 | 285 | 98 | 164 | 212 |

7.2. Interpretação

As análises geoquímicas realizadas neste trabalho permitem a confecção de duas categorias de diagramas: os diagramas classificatórios e os de classificação de ambiente tectônico.

A partir do cálculo dos minerais normativos foi possível obter a classificação das rochas a partir do diagrama de Streckeisen (1976), também conhecido como diagrama QAP. Esse diagrama ternário é elaborado a partir da abundância, em porcentagem dos minerais normativos, de Quartzo (Q), dos feldspatos alcalinos, Albita mais Anortita (A) e do Ortoclásio (P). Apesar de ser bastante utilizado, é preciso ter cautela na interpretação desse diagrama, pois este não considera minerais máficos, fazendo com que granitos com diferentes quantidades de minerais máficos se encontrem no mesmo campo.

Para as rochas estudadas, o diagrama QAP revela uma composição granodiorítica e granítica (Figura 7.2-A).

As relações $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ (molar) vs. SiO_2 (Figura 7.2-B), K_2O vs. SiO_2 (Figura 7.2-C) e $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (molar) vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (molar) (Figura 7.2-D) classificam as amostras, respectivamente, como cálcio-alcalinas a alcali-cálcicas, de alto potássio e peraluminosas, com apenas duas amostras se apresentando no campo de médio potássio.

Utilizando os diagramas classificatórios de ambiente tectônico foi possível identificar uma grande variação na fonte granítica. Ao utilizar o diagrama $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ (molar) vs. $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ (Figura 7.2-E) as amostras plotam nos campos de granitos tipo-I/S normal, tipo-I/S fracionados e tipo-A. No diagrama $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (molar) vs. SiO_2 (Figura 7.2-F), essa distribuição se repete, no entanto, as amostras DN-118 e DN-146b são deslocadas da região de granitos tipo-A para a região sobreposta de granitos tipo-S e tipo-I. Ao utilizar novamente a figura 7.2-B, no entanto, com o objetivo de classificação de ambiente tectônico, é possível perceber que quase todos os granitos estão alojados na área sobreposta dos granitos tipo-I, S e A. Apenas a amostra DN-130 permanece fiel a região limítrofe dos granitos tipo-I e tipo-S.

De acordo com o diagrama classificatório de ambiente tectônico proposto por Pearce (1984, 1996) (Figura 7.2-G), as suítes graníticas em estudo são classificadas como de arco vulcânico (VAG) e pós-colisional. Apesar do diagrama de Pearce (1984, 1996) não ser ideal para classificar ambiente pós-colisional, a geoquímica realizada não

permite a utilização do diagrama de Harris (1986), ideal para determinar esse tipo de ambiente, pois esta não apresenta a análise de Hf e Ta.

Nos diagramas de variação de óxido vs. SiO_2 , (diagrama de Harcker), com a análise geoquímica, procura-se evidenciar correlações positivas ou negativas dos elementos maiores com SiO_2 . A existência de correlações, em geral, evidencia os processos geoquímicos de cristalização fracionada ou fusão parcial.

A análise das amostras apresentadas na Figura 7.3 mostra correlações negativas dos elementos maiores Al_2O_3 , CaO , TiO_2 e MgO , evidenciando processos típicos de cristalização fracionada, enquanto o aumento de K_2O com relação ao aumento de SiO_2 evidencia uma contaminação crustal, decorrente do metamorfismo e geração de magma.

Nos diagramas apresentados é possível perceber uma incoerência no comportamento da amostra DN-118 com relação ao resto do grupo, apresentando altos valores de Al_2O_3 , CaO , P_2O_5 , TiO_2 , MgO e V ao mesmo tempo em que apresenta baixos valores de K_2O , Rb e Pb.

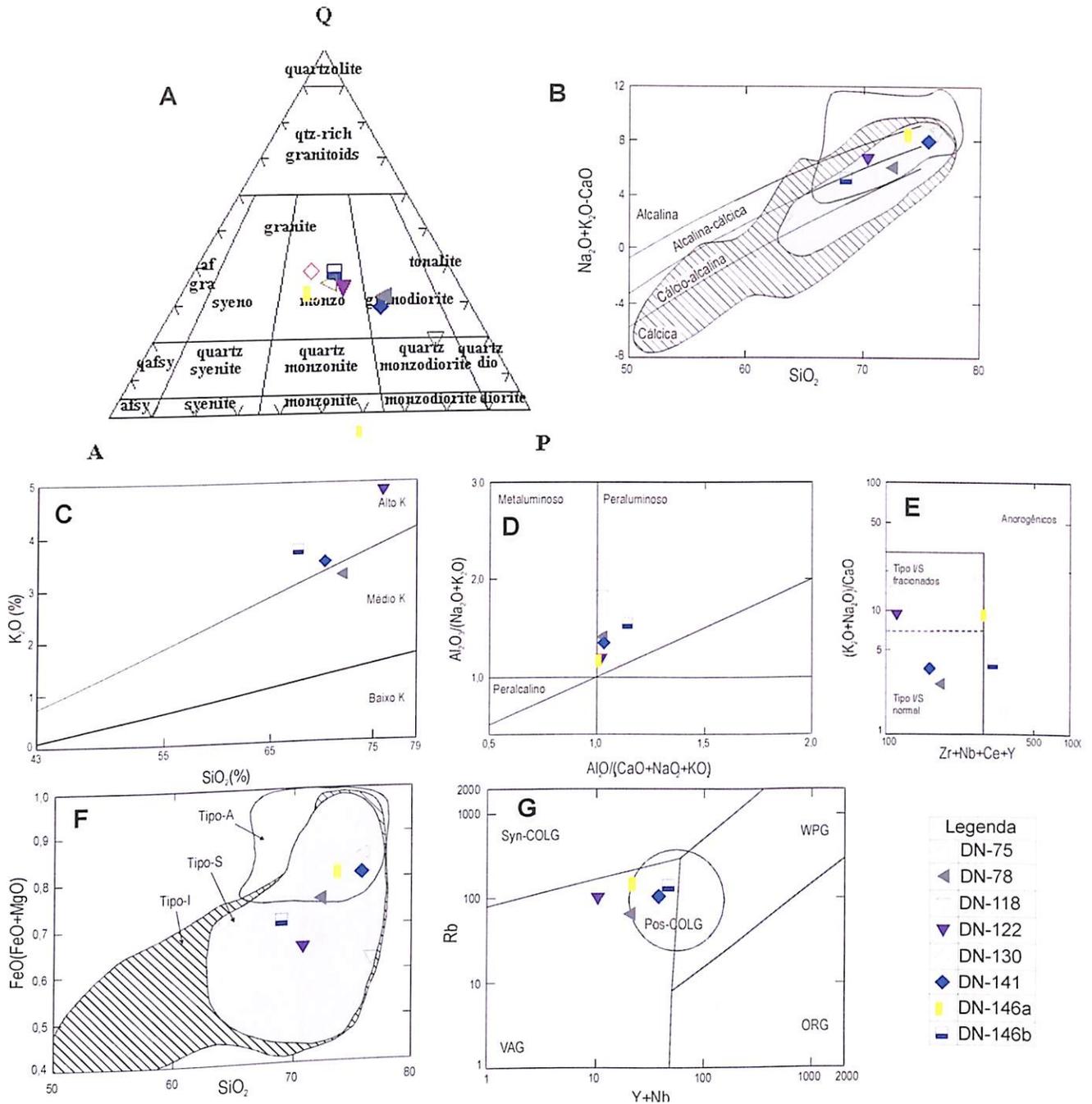


Figura 7.2: Gráficos classificatórios de litotipos e de ambientes de geração de granitos.

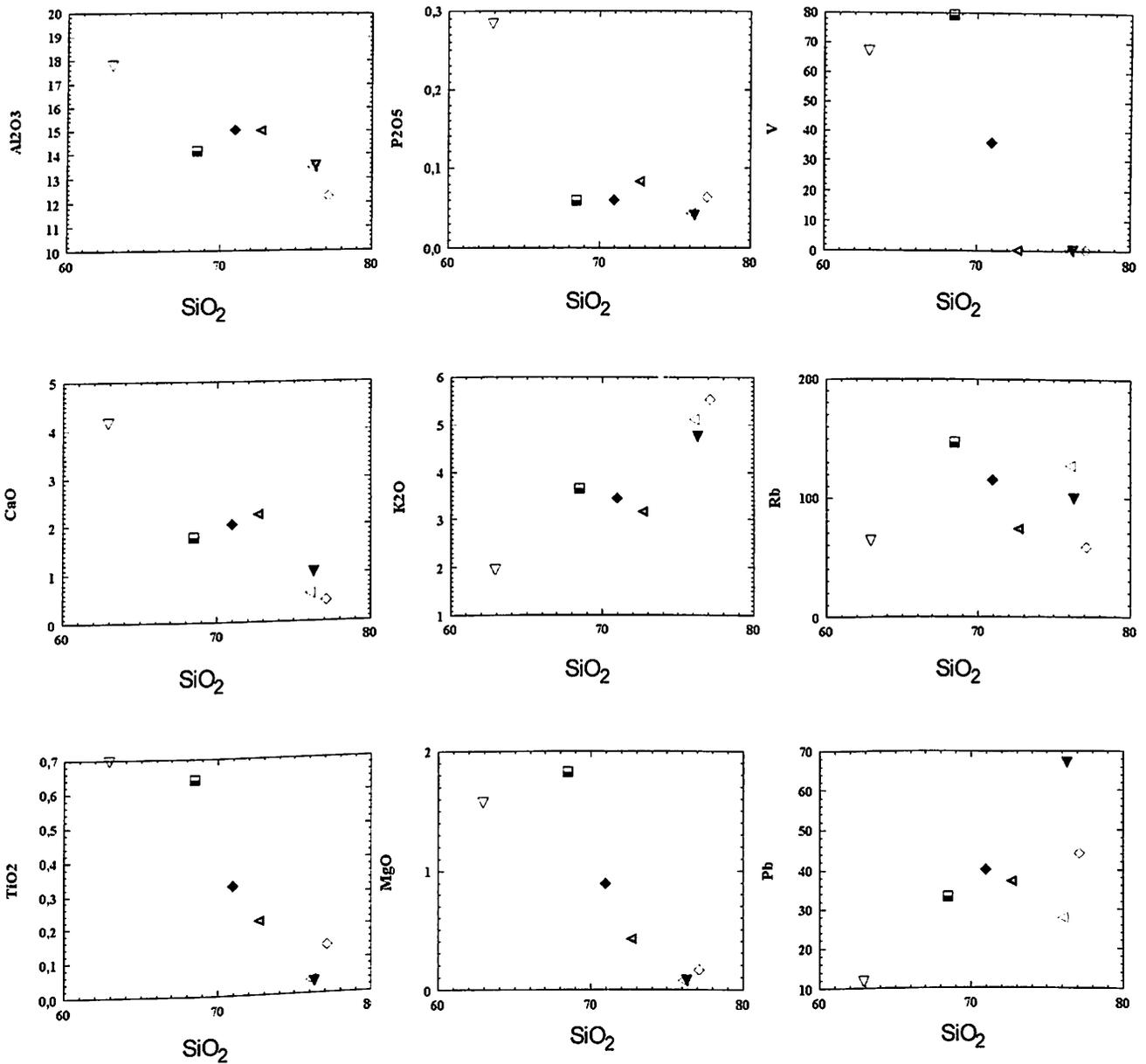


Figura 7.3: Gráficos do tipo Hacker mostrando para cristalização fracionada segundo os minerais normativos (SiO_2 – Q (quartzo); TiO_2 – Or (Orthoclasio); Al_2O_3 – Ab (Albita); Fe_2O_3 – Na (Anorthita); FeO – Lc (Leucita); MnO – Ne (Nephelina); MgO – C (Corundium); CaO – Ac (Acmita); Na_2O – Wo (Wollastonita); K_2O – En (Enstatita) e; P_2O_5 – Fs (Ferrosilita)).

7.3. Discussão

Magmas graníticos intrudidos em locais longe de sua formação (alóctones) podem trazer consigo restos de sua rocha fonte e, provavelmente, muitos xenólitos são resíduos desse tipo (Choudhuri, 1997). Segundo esse autor, em áreas sujeitas a

múltiplos ciclos de metamorfismo e geração de magma graníticos, pode existir uma evolução através do tempo. A cada ciclo se produzem granitos mais potássicos.

Observa-se, adicionalmente, que o teor de K_2O é maior em plutons subsuperficiais e, no mesmo ciclo, nas intrusivas tardi a pós-tectônicas.

Nessa mesma linha de raciocínio, Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996) acredita que as rochas graníticas podem apresentar uma correlação significativa com os ambientes tectônicos nos quais foram geradas. Granitos ocorrem em cadeias meso-oceânicas, arcos de margem continental e de ilhas oceânicas, em zonas de colisão intercontinental, ou ainda em regiões afetadas por tectônica extensional como rítes continentais, complexos de núcleo metamórfico ou na fase de colapso de faixas orogênicas (Pearce *et al.*, 1984, Barbarin, 1990 e Pitcher, 1993).

Pearce (1984) propôs um diagrama de classificação de ambientes tectônicos para granitos a partir da concentração de Rb vs. Y+Nb. Este autor utiliza os elementos traço, R, Y e Nb. O Rb é um elemento LIL (*large ion lithophile*) e móvel em fases fluidas enquanto Y e Nb são elementos HFS (*high field-strength*) e imóveis em fases fluidas. O diagrama proposto por Pearce (1984), apresentado na figura Gq-1G, classifica os granitos como:

- ORG – Granitos de Cadeia Oceânica;
 - ⇒ normal;
 - ⇒ anômala;
 - ⇒ “back-arc”;
 - ⇒ “fore-arc”;
- VAG – Granitos de Arco Vulcânico;
 - ⇒ arcos oceânicos dominados por basaltos tholeíticos;
 - ⇒ arcos oceânicos dominados por basaltos cálcio-alcalinos;
 - ⇒ margens continentais ativas;
- WPG – Granitos Intra-Placa;
 - ⇒ complexos intracontinentais “anelares”;
 - ⇒ crosta continental;
 - ⇒ ilha oceânica;
- COLG – Granitos Colisionais;

- ⇒ sin-tectônico – colisão continente-continente;
- ⇒ pós-tectônico – colisão continente-continente;
- ⇒ sin-tectônico – colisão arco-continente.

Apesar de bastante utilizado, o diagrama proposto por Pearce (1984) não classifica bem rochas pós-colisionais. Rollinson (1993) sugere que essa faixa de granitos pode ser bem delimitada nos diagramas Hf vs. Rb/10 vs. Ta_{x3} apresentado por Harris et. al. (1986) ou na variação deste, utilizando a razão Hf vs. Rb/30 vs. Ta_{x3} que amplia as áreas dos granitos colisionais.

O diagrama Hf-Rb-Ta não foi utilizado neste trabalho, pois a geoquímica realizada não fez a contagem dos elementos Hf e Ta. Sendo assim, limita-se à discriminação apresentada por Pearce (1984).

Segundo Peacock (1931) e Shand (1947), os granitos são divididos em peraluminosos, metaluminosos e peralcalinos. Estes descrevem que os granitos cálcio-alcalinos são derivados de arco magmático vulcânico, magmas alcalinos e peralcalinos provêm de ambiente intraplaca e granitos peraluminosos são produtos da anatexia sofrida por rochas sedimentares.

Leucogranitos peraluminosos são interpretados como originados a partir da fusão de crosta continental, em que o envolvimento de matérias provindo do manto é praticamente desprezível.

Wernick (2004) descreve que uma das características do magmatismo de cinturões orogênicos é um aumento regular de sua alcalinidade com o aumento da distância perpendicular à zona de subducção.

Devido a contaminação crustal do magmatismo de margens continentais ativas, as composições dos produtos gerados são mais enriquecidas em Si, K, Sr, Rb, Ba, Zr, Ti e U, que seus similares de arco de ilha. Por outro lado, com a atuação de metamorfismo de alto grau, os elementos maiores como os álcalis (K₂O, Na₂O e CaO) e os elementos lítófilos (Rb, Sr, Ba e Th), não refletem a composição do protólito devido a sua grande mobilidade. Elementos com alto raio atômico (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Y e P) bem como os terras raras são considerados imóveis durante o metamorfismo.

As orogenias polifásicas podem misturar rochas de fontes e ambientes tectônicos diversos (Förster et al., 1997) que, devido a estas heterogeneidades, podem não ter

uma assinatura colisional. A classificação de granitos de acordo com ambientes tectônicos baseados somente em dados geoquímicos é muito difícil, uma vez que a abundância de elementos traços destas rochas depende de vários fatores petrognéticos, como composição da fonte, história de cristalização do magma, etc. O ambiente tectônico de geração destas rochas tem um papel secundário na sua assinatura geoquímica, particularmente nos casos de granitos pós-tectônicos que podem ter um vasto espectro de fontes (Förster et al., 1997 e Frost, 2001).

Para Clemens (2003), a existência de magmas graníticos do tipo-I e S é um argumento forte de que os granitos refletem a natureza da sua fonte. No entanto, fazer a correlação granito-fonte não é simples devido aos diversos processos de interação que o magma granítico pode experimentar em sua trajetória na crosta, como interação crosta-manto, processos AFC (assimilation, fractional crystallisation), interação magma-parede da hospedeira, etc. (Pearce, 1996).

As análises geoquímicas apresentadas neste capítulo revelam que os granitos mapeados por este trabalho são granitos e granodioritos pós-colisionais do tipo-S, cálcio-alcálicos a álcali-cálcicos, peraluminosos de alto potássio, sendo possível que o magmatismo cálcio-alcálico esteja relacionado a diferentes pulsos.

CAPÍTULO 8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Durante a etapa de campo, foi possível caracterizar nove unidades de mapeamento (biotita-gnaiss, anfíbolitos e cálcio-silicáticas, migmatitos diatexitos e migmatitos metatexitos, granulitos, leucogranitos e diques básicos). A disposição destas unidades, juntamente com os estudos petrográficos, estruturais, metamórficos e geoquímicos resultaram na proposta de que a área estudada apresenta evidências de apenas um ciclo orogênético com geração de um arco magmático com contaminação crustal do magma. Esta evolução está registrada em quatro eventos deformacionais e dois eventos metamórficos.

A conclusão da existência de quatro eventos deformacionais foi tida a partir da análise estrutural que evidenciou já presença de 3 foliações existentes na área (S_{n-1} , S_n e S_{n+1}) e da ocorrência de um último evento dúctil-rúptil responsável pela geração de fraturas e falhas nos migmatitos.

A foliação S_{n-1} , ligada ao evento D_{n-1} , presentes nos “peixes ectônicos” foi interpretada como sendo anterior ao magmatismo. Já o evento D_n corresponde ao evento de maior expressão da área, responsável pela geração de uma foliação com caimento para leste. Foi possível identificar a presença de sigmóides assimétricos e uma lineação *down dip*, evidenciam, juntamente ao desenvolvimento de faixas miloníticas, zonas de cavalgamento com movimentação para oeste. Estes cavalgamentos desenvolvem um contato tectônico entre as rochas do arco magmático de Santa Quitéria e os biotita gnaisses da seqüência supracrustal. Nessa zona de contato também foi caracterizado uma faixa granulítica com direção N-S.

O evento deformacional D_{n+1} foi responsável pelo dobramento de S_n , gerando zonas de cisalhamento (S_{n+1}) na direção NW-SE. Já o último evento deformacional dúctil-rúptil (D_{n+2}) foi interpretado, a partir da presença de falhas e fraturas multidirecionais em escala de afloramento, possivelmente como resultado do relaxamento da tectônica compressional nos corpos gnaiss-graníticos migmatizados ou reativações de antigas estruturas de escala regional, como por exemplo a falha Rio Groaíras.

D_n foi tido como responsável pela geração de um evento metamórfico do fácies anfibolito a granulito. O primeiro evidenciado pela presença de rochas com paragêneses associada a esta fase e o segundo está ligado as zonas de empurrão de alta pressão, no contato entre os biotita-gnaisses e os metatextos.

Já o segundo evento metamórfico, do fácies xisto verde, está associado aos eventos deformacionais D_{n+1} e D_{n+2} responsáveis pela percolação de fluidos nas unidades, gerando saussuritização e paragêneses ligadas a clorita e muscovita.

As análises geoquímicas, juntamente com as análises petrográficas caracterizaram rochas granitóides peraluminosas a aluminosas a duas micas, evidenciando uma alto teor de contaminação crustal durante o evento magmático. Tais evidências também foram comprovadas pelas datações Sm-Nd realizadas por Fetter (1999).

Esses granitos foram tidos nas análises geoquímicas como granitos e granodioritos pós-colisionais de arco vulcânico.

As evidências e conclusões acima sustentam, localmente, a teoria do Arco Mágico de Santa Quitéria, gerado a partir do magmatismo resultante do fechamento de um oceano no Neoproterozoico (Fetter et al. 2003).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ashworth, J. R., 1985, *Migmatites*, Blackie & Son Lmtd. 302p.
- Barbarin, B., 1998, *A Review of the Relationships between Granitoid Types, their Origins and their Geodynamic Environments*.
- Braga, A. de P. G.; Souza, E. M. de; Passos, C. A. B.; França, J. B. de; Medeiros, M. de F.; Andrade, V. A. de 1977 - Projeto Fortaleza. Relatório Final. DNPM/CPRM, v. 1, 339 p. il.
- Brito Neves, B. B., 1983. O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1:1.000.000. Inst. de Geociência, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, 177p (inédito).
- Brito Neves, B.B., and Cordani, U.G. –1991 - Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. In: R.J. Stern and W.R. Van Schmus (editors), *Crustal Evolution in the Late Proterozoic*. *Precambrian Res.* v. 53, pp. 23-40.
- Caby, R. & Arthaud, M. H., 1986. Major precambrian nappes of the Brazilian Belts, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14:871-874.
- Caby, R. –1989 - Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America Special Paper* 230, pp. 145-158.
- 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 Tapuruaba, Província Borborema, NE do Brasil). *Simp. 40 Anos de Geocron. no Brasil*, USP-São Paulo, pág.74,
- Cavalcante, J, – 2003 – Mapa geológico do estado do Ceará. Escala 1:500.000, MME. CPRM/DNPM
- Cavalcante, J.; Ferreira, C.A. – 1983 – Mapa geológico do estado do Ceará. Escala 1:500.000, MME. CPRM/DNPM
- Choudhuri, A., 1997, *Geoquímica para Graduação*, Editora da Unicamp, 93p.
- Dantas, E. L., 1997. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Instituto de Geociências, Unesp-Rio Claro-SP, Tese de Doutorado.
- Fetter, A. H., Van Schmus, W. R., Santos, T.J.S., Arthaud, M. H., and Nogueira Neto, J. A., 1997. Geologic History and framework of Ceará State: NW Borborema Province, NE Brasil. *Extended abstracts of South-American Symposium on Isotope Geology*, Campos do Jordão, São Paulo, 1:112-114.

- Fetter, A.H. – 1999 - U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. [Ph.D thesis], Department of Geology, Kansas University, Lawrence, KS – USA, 164 p.
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C; Brito Neves, B.B.; Arthaud, M.H., Nogueira, 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*, V. 6, No. 2, pp. 265-273.
- Jardim de Sá, E. F. & Fowler, F., 1981. A orogênese Brasileira e suas relações com faixas supracrustais no sudoeste do Ceará. Atas do 10º Simpósio de Geologia do Nordeste, p. 337-350.
- Mehnert, K. R., 1968, "Migmatites and the Origin of Granitic Rocks", Elsevier Publishing Company.
- Miranda Cuoco, F. R., 2003 – Mapeamento Geológico da Borda Leste do Arco Magmático de Santa Quitéria – Área de Juá (CE), NW da Província Borborema. Trabalho de Conclusão de Curso, UNICAMP, Campinas-São Paulo.
- Pitcher, W. S., 1993, *The Nature and Origin of Granites*, Blackie Academic & Professional, 321p.
- Ribeiro, A. G.; Gonçalves R. do N. 1981 - Climatologia. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.24-Y-D-V Fortaleza; geologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1981. v. 21, p.458.
- Rollinson, H. R., 1993, *Using Geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman, 352p.
- Sá, J. M., Leterrier, J. M. S. I. M. J. – 1995 - Petrology, Geochemistry and Geodynamic Setting of Proterozoic Igneous Suites of the Oros fold Belt, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. Inglaterra: Pergamon Press, v.8, n.3, p.299 – 314.
- Santos, E. J. & Brito Neves, B. B., 1984. A província Borborema. In: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. (eds), *O pré-Cambriano do Brasil*. Ed. Edgard Blucher, São Paulo-SP, p. 123-186.
- Santos, T. J. S., 1993. Aspectos geológicos de uma área a sudoeste de granja, região noroeste do Ceará. Inst. de Geociência, UNESP, Rio Claro-SP. Dissertação de Mestrado.
- Santos, T.J.S.; Santos, A. A.; Dantas, E.L.; Arthaud, M. Fuck, R.; Pimentel, M.M; Fetter, A.H, - 2004 - Evidências de crosta juvenil neoproterozóica no Ceará. In: Cong. Bras. Geol., 42 Araxá, Anais..., Araxá, MG- SBG.

Santos, T.J.S.; Santos, A. A.; Dantas, E.L.; Fuck, R.A.; Parente, C.V. – 2003 - Nd Isotopes and the provenance of metasediments of the Itataia Group, northwest Borborema Province, NE Brazil. Proceedings IV Symposium on South American Isotope Geology, Salvador, Brazil. Agosto 2003

Santos, T.J.S. – 1999 – Evolução Tectônica e Geocronológica do Extremo Noroeste da Província Borborema. Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP-Rio Claro, 186 p.

Souza, A., 2004 – Mapeamento Geológico da Borda Leste do Batólito de Santa Quitéria – Região de Umirim, CE. Trabalho de Conclusão de Curso, UNICAMP, Campinas-São Paulo.

Souza-Filho, O.A., 1999. Geologia e mapa de previsão de ocorrência de água subterrânea folha sa.24-y-d-v - Irauçuba, Ceará, dissertação de Mestrado – UFOP.

Teixeira, M. L. A., 2005 – Integração de Dados Aerogeofísicos, Geológicos e Isotópicos do Limite Norte do Complexo Tamboril – Santa Quitéria – CE (Província Borborema) – Dissertação de Mestrado, Brasília.

Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Kozuch, M., Dantas, E. L., and Babinski, M., 1997. The Borborema province: a collage of polycyclic domains in NE Brasil. 17º Simpósio de Geologia do Nordeste, Soc. Bras. de Geologia, p.

Yardley, B. W. D., 1989, An Introduction to Metamorphic Petrology, Longman Singapore Publishers (Pte) Ltd, 248p.

<http://www.ige.unicamp.br/lgeoquim/> . Acesso em 02 jun 2006.