



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GEOLOGIA

RELATÓRIO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**INTEGRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS E DE
SENSORES REMOTOS APLICADOS AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO 1:50.000,
REGIÃO ENTRE CHORÓ E QUIXADÁ-CE.**

Alunos:

Elicius Feijó Cordeiro

José Higor Batista Araújo da Costa

Orientador:

Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral

Co-Orientadora:

Prof. Dra. Cynthia Romariz Duarte

FORTALEZA

Fevereiro de 2012

ELICIUS FEIJÓ CORDEIRO
JOSÉ HIGOR BATISTA ARAÚJO DA COSTA

INTEGRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS E DE SENSORES
REMOTOS APLICADOS AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO 1:50.000, REGIÃO ENTRE
CHORÓ E QUIXADÁ-CE.

Monografia submetida à Coordenação do Curso de graduação
em geologia, da Universidade Federal do Ceará, como requisito
parcial para obtenção do título de Geólogo

Orientador: Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral
Co-orientador: Prof. Dr^a Cynthia Romariz Duarte

FORTALEZA

2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- C818i Cordeiro, Elicius Feijó.
Integração e interpretação de dados aerogeofísicos e de sensores remotos aplicados ao mapeamento geológico 1:50.000, região entre Choró e Quixadá-Ce / Elicius Feijó Cordeiro, José Higor Batista Araújo da Costa. – 2012.
98 f. : il. color.
- Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Curso de Geologia, Fortaleza, 2012.
Orientação: Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral.
Coorientação: Profa. Dra. Cynthia Romariz Duarte.
1. Aerogeofísica. 2. Mapeamento Geológico. 3. Geologia Estrutural. 4. Geologia. I. Costa, José Higor Batista Araújo da. II. Título.

CDD 551

ELICIUS FEIJÓ CORDEIRO
JOSÉ HIGOR BATISTA ARAÚJO DA COSTA

MONOGRAFIA SUBMETIDA À COORDENAÇÃO DO CURSO DE GRADUAÇÃO EM
GEOLOGIA, DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ, COMO REQUISITO
PARCIAL PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE GEÓLOGO

Aprovado em ___/___/___

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral (Orientador)

Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof. Dr. Michael Vandesteem Silva Souto

Universidade Federal do Ceará – UFC

Ms. Felipe Grandjean da Costa

Serviço Geológico do Brasil – CPRM

Aos nossos patrocinadores,
dedicamos este trabalho!

...”A vantagem de ter péssima memória é divertir-se muitas vezes com as mesmas coisas boas como se fosse à primeira vez.”

Friedrich Nietzsche

...”Seu tempo é limitado, então não percam tempo vivendo a vida de outro. Não sejam aprisionados pelo dogma – que é viver com os resultados do pensamento de outras pessoas. Não deixe o barulho da opinião dos outros abafar sua voz interior. E mais importante, tenha a coragem de seguir seu coração e sua intuição. Eles de alguma forma já sabem o que você realmente quer se tornar. Tudo o mais é secundário.”

Steve Jobs

AGRADECIMENTOS

Elicius Feijó Cordeiro:

Agradeço em proporções incomensuráveis aos meus pais por todo o exemplo, apoio e condições dadas para chegar a este momento. Pai e mãe esse trabalho é tão meu quanto de vocês! Ao meu irmão Vinicius, que me perturbou muito a paciência durante a vida, mas que sempre me influenciou indiretamente a tentar ser um cara melhor e mais inteligente.

Aos meus amigos e companheiros da memorável escada de mármore: José Higor Batista (Gordim), Levi Simões de Melo, Aline Alves Aragão, Cristian Dikson, Juliana Gomes Rabelo. Obrigado por trazerem grandes alegrias durante as aulas de campo, bares e praças as quais nos frequentamos, a geologia não seria a mesma sem vocês. E também a todos os outros amigos que fizeram do “maravilhoso DEGEO” um lugar melhor!

Pra galera do FB e Anjão: Digão, Jax, Hélio, Fábio, Ed, Negão, Ramon, Rafael (Moi de Chifre), Ylanna, Marlane, Lino, Túlio e Rhaul, aquele abraço. Muito bom conviver com vocês!

Agradeço a professora Dra Cynthia Romariz Duarte por ter dado uma primeira oportunidade dentro da geologia. Ao professor e orientador Dr. Wagner da Silva Amaral pelo conhecimento transmitido em tão pouco tempo e “palavras” de incentivo em prol de melhorias no conhecimento em geologia e da execução deste trabalho.

Obrigado a todos!!!!

José Higor Batista:

A minha família por todo o suporte nesta longa caminhada, em particular à minha mãe (Irene) e meu pai (Holanda) pelo carinho e apoio financeiro e por está sempre do meu lado nas minhas decisões; à minha noiva Laura por me aturar nesses longos anos de convivência, TE AMO; ao meu avô José Batista “*in memoriam*” que sempre acreditou em mim e no meu sucesso; aos meus amigos do colégio Stella Maris, em especial Luis e Airton que me aguentaram por todos esses anos, ABRAÇOS GALERA.

Agradeço imensamente ao meu orientador Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral e a Prof. Cynthia Romaris Duarte pela confiança que depositaram em mim, pela dedicação, pelo conhecimento adquirido ao longo desses meses de trabalho; ao grande mestre MICHEL HENRI ARTHAUD “*in memoriam*” por ter me dado um “estalo” na minha vida geológica, MUITO OBRIGADO; a todos os professores do DEGEO pelo conhecimento transmitido com a maior clareza.

Aos meus grandes amigos(as) e parceiros(as) Elicius Feijó Cordeiro, Levi Simões de Melo, Joel Pedrosa, Kleison Santiago, Cristian Dickison, Aline Alves Aragão, Juliana Rabelo, Daniela Godoy, pelo companheirismo e ajuda nos momentos mais difíceis da minha vida universitária, à todos muito obrigado.

Muito obrigado a todos que de alguma forma ajudaram ou colaboraram durante todo esse caminho.

Sumário

CAPÍTULO 1	1
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação	1
1.2 Objetivos.....	1
1.3 Localização da área e vias de acessos	2
1.4 Clima e vegetação.....	5
1.5 Hidrografia	5
1.5.1 Águas superficiais	5
1.5.2 Águas subterrâneas.....	6
1.5.2.1 Domínios hidrogeológicos.....	6
1.6 Geomorfologia.....	6
 CAPÍTULO 2	 7
2. MATERIAIS E MÉTODOS	7
2.1 Etapa preliminar	7
2.2 Etapa de campo.....	7
2.3 Etapa de laboratório.....	7
2.4 Etapa final.....	7
 CAPÍTULO 3	 8
3. GEOLOGIA REGIONAL	8
3.1 Província Borborema.....	8
3.2 Divisão da Província Borborema.....	9
3.3 Domínio Ceará Central.....	11
3.3.1 Embasamento Arqueano.....	12
3.3.2 Terreno Paleoproterozóico	12
3.3.3 Complexo Tamboril-Santa Quitéria	13
3.3.4 Cobertura Neoproterozóica	13

3.4 Contexto Geológico Local.....	14
CAPÍTULO 4.....	16
4. AEROGEOFÍSICA E SRTM.....	16
4.1 Introdução.....	16
4.2 Magnetometria.....	16
4.3 Gamaespectrometria	17
4.4 SRTM (suttle radar topographic model).....	18
4.6 Integração e Interpretação Regional	18
CAPÍTULO 5.....	24
5. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	24
5.1 Unidade Algodões - <i>PP2al</i>	25
5.1.1 Subunidade Anfíbolito – <i>PP2βal</i>	25
5.1.2 Subunidade Biotita Gnaiss – <i>PP2bgal</i>	26
5.1.3 Subunidade Microclina-Biotita Gnaiss – <i>PP2mbgal</i>	27
5.1.4 Subunidade Gnaissica Granodiorítica a Tonalítica – <i>PP2ggal</i>	28
5.1.5 Subunidade Metassedimentar – <i>PP2mal</i>	29
5.2 Complexo Ceará	31
5.2.1 Unidade Quixeramobim – <i>PRcqc</i>	31
5.2.1.1 Subunidade Calciossilicática - <i>PRcqc</i>	32
5.2.1.2 Subunidade Gnaiss Migmatítico – <i>PRcqgm</i>	33
CAPÍTULO 6.....	34
6. PETROGRAFIA.....	34
6.1 Anfíbolitos - <i>PP2βla</i>	34
6.2 Calciossilicática – <i>PRcqc</i>	35
6.3 Leucognaiss – <i>PP2bgal</i>	36
6.4 Biotita Gnaiss – <i>PP2bgal</i>	37
6.5 Gnaisses Granodioríticos a Tonalíticos – <i>PP2ggal</i>	39

6.5.1 Granada Biotita Gnaisse	39
6.5.2 Hornblenda Biotita Gnaisse.....	40
6.6 Muscovita Xisto - <i>PP2mal</i>	42
6.7 Granada biotita microclina gnaisse – <i>PP2mgal</i>	42
CAPÍTULO 7	44
7. ARCABOUÇO TECTÔNICO-ESTRUTURAL.....	44
7.1 Estruturas Dúcteis.....	48
7.1.1 Estruturas Planares – Foliações (S_n).....	48
7.1.2 Dobras.....	50
7.1.3 Lineação (L_n)	52
7.1.4 Estruturas Planares – Zonas de Cisalhamento (S_{n+2}).....	53
7.2.1 Estruturas Planares – Fraturas	54
CAPÍTULO 8.....	56
8. METAMORFISMO	56
8.1 Unidade Algodões – <i>PP2al</i>	56
8.1.1 Subunidade anfíbolitos – <i>PP2bal</i>	56
8.1.2 Subunidade Biotita Microclina Gnaisse – <i>PP2mgal</i>	58
8.1.3 Subunidade Biotita Gnaisse – <i>PP2bgal</i>	58
8.1.3.1 Sheets de Leucognaisses.....	58
8.1.3.2 Biotita Gnaisse.....	59
8.1.4 Subunidade Biotita Gnaisse com Hornblenda – <i>PP2ggal</i>	59
8.1.4.1 Hornblenda Biotita Gnaisse.....	59
8.1.5 Subunidade Metassedimentar – <i>PP2mal</i>	60
8.2 Complexo Ceará - Unidade Quixeramobim - <i>PRcq</i>	61
8.2.1 Subunidade Calcissilicáticas - <i>PRcq</i>	61
8.2.2 Subunidade Gnaisse Migmatítico – <i>PP2cqgm</i>	61
CAPÍTULO 9	63

9. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	67
ANEXO 1.....	72
MAPA GEOLÓGICO	
ANEXO 2.....	73
MAPA DE PONTOS	

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1:** Mapa de vias de acesso da área de mapeamento.-----03
- Figura 1.2:** Mapa de localização da área mapeada.-----04
- Figura 3.1:** Reconstrução de parte do Gondwana Oeste, mostrando as principais massas cratônicas em amarelo e as faixas móveis em laranja. As zonas de sutura brasileiras/pan-africanas são marcadas pelas linhas pretas. LA= lineamento Adamaoua, FB= Faixa Brasília; LPA Lineamento Patos, LPE = Lineamento Pernambuco, FS = Faixa Sergipana, LS = Lineamento Sanaga, CSL = Cráton São Luiz, LSP = Lineamento Senador Pompeu, TSFB = Cinturão de dobramento Transbrasiliano, (Modificado de Fetter, 1999)-----15
- Figura 3.2:** Subdivisão da Província Borborema (Trompette, 1994)-----17
- Figura 3.3:** Esboço geológico regional da porção setentrional da PB e arredores do lineamento Patos. MSJC-Maciço São José Campestre, MT-Maciço de Tróia, LTB: Lineamento Transbrasiliano, LSP: Lineamento Senador Pompeu. (Fonte: Santos et al., 2004 - modificado)-----18
- Figura 4.1:** Mapa integrado da amplitude do sinal analítico e os principais domínios e estruturas magnéticas regionais. Zona de cisalhamento senador Pompeu (ZCSP), Zona de cisalhamento Sabonete – Inharé (ZCSI), Unidade Algodões (UAL), Unidade Momabaça (UM) altos valores de amplitude; valores intermediários e de baixa amplitude: Batólito de Quixada (BQ), Unidade Troia (UT e Complexo Canindé (CC)-----28
- Figura 4.2:** Mapa integrado de composição ternária RGB e contornos dos limites litológicos: Unidade Algodões (UAL), Unidade Momabaça (UM) altos valores de amplitude; valores intermediários e de baixa amplitude: Batólito de Quixadá (BQ), Unidade Troia (UA) e Complexo Canindé (CC)-----30
- Figura 4.3:** Pré-mapa utilizado no mapeamento de campo-----31
- Figura 5.1:** **A)** Figura mostrando a intercalação entre paragnaisse e Anfíbolito. **B)** Granada mantada por uma auréola de plagioclásio. **C)** Lente de anfíbolito associada com um dique pegmatítico. **D)** Cristais de quartzo observado no plano XZ da foliação sugerindo cinemática sinistral-----34
- Figura 5.2:** **A)** Amostra de granada biotita gnaisse, amostra EH 5.2. **B)** Lineação mineral marcada por biotita. **C)** Leucognaisse com alto grau de intemperismo-----35
- Figura 5.3:** **A)** Leucognaisse fraturados com granada. **B)** Amostra EH 49, com textura milonítica. **C)** Leucognaisse com foliação NE – SW e mergulho suave, provavelmente afetada pela zona de cisalhamento compressional (ZCC). **D)** Afloramento com mergulho da foliação em alto ângulo, produto da zona de cisalhamento transcorrente sinistral-----36

Figura 5.4: **A)** Afloramento de gnaiss tonalítico em forma de lajedo. **B)** Fragmento de gnaiss tonalítico, com xenólitos de rocha calciossilicática (marcado por linhas amarelas). **C)** Granadas (dentro do círculo amarelo) com tamanhos inferiores a 3mm-----38

Figura 5.5: **A)** Afloramento de granada sillimanita muscovita xisto, com *boudins* (linhas amarelas) na cidade de Choró. **B)** Figura mostrando clivagem de crenulação (linhas amarelas). **C)** Muscovita xisto, Amostra EH 92. **D)** Afloramento de Muscovita quartzito, próximo ao açude Choró Limão – CE-----39

Figura 5.6: **A)** Afloramento de granada sillimanita biotita xisto (corte de estrada, CE – 040), com alto grau de intemperismo. **B)** Granada-sillimanita-biotita xisto, amostra EH 90. **C)** Afloramento de biotita gnaiss parcialmente migmatizado com o *trend* da foliação NE – SW. **D)** Exemplar de uma rocha calciossilicática, retirada do Serrote Branco no município de Quixadá-----41

Figura 5.7: **A)** Afloramento de Biotita gnaiss não migmatizado. **B)** Biotita gnaiss migmatizado, com indicador cinemático sinistral-----42

Figura 5.8: **A)** Foto do rio Choró – CE. **B)** Drenagem seca do rio Choró com sedimentos arenosos inconsolidados-----43

Figura 6.1: **A)** Lâmina de anfibolito observada à luz ortoscópica com orientação preferencial Sn (linha amarela) marcada pelos cristais de quartzo (Qtz) e actinolita (Act) deformados. **B)** Lâmina observada à luz ortoscópica mostrando cristais de plagioclásio (Pl) segundo a Lei da albita, hornblenda (Hbl) fraturadas com inclusões de titanita (Ti) e quartzos com inclusões de apatita (Ap)-----45

Figura 6.2: **A)** Lâmina de rocha calciossilicática observada a luz ortoscópica com, biotita (Bt) e flogopita (Flg) associadas ao diopsídeo (Di). **B)** plagioclásios (Pl) segundo a lei da albita, biotita (Bt) e Escapulita. **C)** Biotita (Bt) com hábito tabular em meio à microclinas (Mc). **D)** Biotitas (Bt) aparecem marcando a orientação da camada, com certo dobramento-----46

Figura 6.3: **A)** Lâmina de leucognaiss observada à luz natural com 95% da sua composição composta por quartzo (Qtz) e biotitas como acessório perfazendo (5%) da rocha. **B)** mesma lâmina vista em luz ortoscópica. **C)** Lâmina observada à luz natural, com plagioclásio (Pl) segundo a lei da albita, com cristais de biotita intercrescidos em meio a Pl e Qtz. **D)** mesma lâmina observada a luz ortoscópica-----48

Figura 6.4: **A)** Lâmina observada à luz ortoscópica, as biotitas (Bt) mostram estão orientadas concordantes com a foliação. **B)** Minerais mostram forte alteração, processos como a saussuritização no plagioclásio aparecem na lâmina analisada, muscovitas (Msc) estão inclusas no mesmo, minerais acessórios, como o zircão também estão presentes. **C)** Lâmina mostrando textura de intercrescimento mimerquitica. **D)** Acessórios como zircão e opacos--49

Figura 6.5: **A) e B)** Figura mostrando minerais opacos, hornblendas e granadas (Grt) com formas irregulares. **C)** Lamelas de biotita orientadas segundo a foliação (Sn) **D)** Grão de quartzo (Qtz) deformado-----51

Figura 6.6: **A)** Cristais de biotita (Bt) indicando o foliação (S_n), titanitas bordejando cristal de ilmenita. **B)** Quartzo com textura poiquilítica. **C)** Epidotos (Ep) associado a minerais opacos-----52

Figura 6.7: **A)** Baixa quantidade de biotita (Bt) na amostra, denotando a transformação das mesmas em muscovita. **B)** Muscovitas (Msc) orientadas e dobradas, marcando a clivagem de crenulação, que também pode ser observada em amostra de mão-----53

Figura 6.8: **A)** Microclina (Mc) exibindo a macla “tabuleiro de xadrez” contatos gradacionais e quartzo intercrescido no mineral. **B)** Biotita *mica-fish* indicando cinemática sinistral-----54

Figura 7.1: 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))-----56

Figura 7.2: Mapa de estruturas a partir dos dados da CPRM (2003) escala 1:100.000 com o detalhamento da área de pesquisa evidenciando a gamaespectrometria e o modelo digital de terreno (SRTM) num caráter mais regional e a influência da ZC Senador Pompeu nessas rochas-----57

Figura 7.3: Mapa de estruturas MDT (sobreposição hillshades ASTER + SRTM) destacando as principais estruturas da área mapeada-----58

Figura 7.4: **A)** Foliação S_{n+1} desenvolvida como plano axial em dobras tipo chevron em meio à principal (S_n) - Ponto EH-90 Coord. 494900/ 9458778 UTM 24S e **B)** foliação associada a dobras tipo “z” de S_{n+1} com S_{n+2} Ponto EH-84 Coord. 489804/ 9466976 UTM 24S-----60

Figura 7.5: **A)** Bandamento gnáissico representado pela superfície S_n nos biotita gnaisses da subunidade biotita gnaisses – *PP2bgal* (Ponto EH-26 490750/ 9463328 UTM 24S) e **B)** dos leucognaisses da subunidade biotita gnaisses – *PP2bgal* (Ponto EH-28 Coord. 490401/ 9462290 UTM 24S) (Cabo do martelo paralelo ao norte e ponta do lápis paralelo ao norte--61

Figura 7.6: **A)** Bandamento gnáissico demarcando também a Foliação S_n – subunidade biotita gnaisses (Ponto EH-32 485723/ 9464596 UTM 24S) e **B)** Plano de foliação do anfibolito – subunidade anfibolito (Ponto EH- 02 485086/ 9463160 UTM 24S) (Cabo da marreta na foto A paralelo ao norte).-----61

Figura 7.7: **A)** Estereograma de polos da Foliação S_n e **B)** Estereograma de contornos dos mergulhos dos polos das unidades estudadas na área de pesquisa.-----62

Figura 7.8: **A)** Dobras assimétricas com plano axial (S_{n+1}) paralelas a Foliação encontradas na subunidade biotita microclina gnaiss - *PP2mgal* (Ponto EH-77 Coord. 490368/ 9468706) e **B)** Dobras parasíticas do tipo "s" e "z" paralelas a foliação em um biotita microclina gnaiss parcialmente migmatizado, subunidade biotita microclina gnaiss - *PP2mgal* (Ponto EH-75 Coord. 490813/ 9466904). (Orientação da bússola paralela ao norte)-----62

Figura 7.9: **A)** Dobra em forma de "bengala" no biotita microclina gnaiss parcialmente migmatizado e **(a)** Família de Dobras em "s" e **B)** Dobras simétricas com plano axial oblíquo a foliação S_n no biotita microclina gnaiss, subunidade biotita microclina gnaiss *PP2mgal* – unidade algodões – *PP2al* (Ponto EH-75 Coord. 490813/ 9466904 UTM 24S) Orientação da bússola e do cartão escala paralela ao norte-----63

Figura 7.10: **A), B)** Planos de Foliação S_n , onde se observa a Lineação L_n , com uma baixa intensidade de caimento nos biotita gnaiss, **A)** subunidade biotita microclina gnaiss – *PP2mgal* (orientação da bússola paralela ao norte) e **B)** subunidade granada biotita microclina gnaiss - *PP2mgal* (Orientação da bússola paralela ao norte), (Ponto EH-75 Coord. 490813/ 9466904 UTM 24S, Ponto EH-64 Coord. 492386/ 9466692 UTM 24S, respectivamente).---64

Figura 7.11: **A)** Estereograma de lineações L_n e **B)** Estereograma de contornos dos caimentos das lineações L_n .-----64

Figura 7.12: **A)** Foto mostrando a zona de cisalhamento transcorrente com a sua foliação S_n bem verticalizada (S_{n+1}) na subunidade biotita microclina gnaiss – *PP2mgal* **(a)** zoom da foto mostrando melhor essa verticalização (Ponto EH-65 Coord. 492740/ 9468540 UTM 24S) e **B)** Indicador cinemático de um cristal de plagioclásio no anfíbolito da unidade algodões - *PP2al*, indicando um movimento sinistral, característico de falha de empurrão (Ponto EH-03 Coord. 485352/ 9462932 UTM 24S).-----65

Figura 7.13: **A)** Roseta mostrando o comportamento do fraturamento das rochas. Nota-se a direção preferencial NW-SE pelo **B)** estereograma de contornos dos fraturamentos.-----66

Figura 7.14: **A)** Fraturamento cortando a foliação S_n (o bandamento gnáissico) do leucognaiss perpendicularmente (Ponto EH-56 Coord. 486231/ 9463192 UTM 24S) e **B)** família de juntas cortando uma lente de leucognaiss em várias direções na subunidade biotita gnaiss - *PP2bgal* da unidade algodões – *PP2al* (Ponto EH-04 Coord. 485403/ 9463432 UTM 24S) (Indicação do braço paralelo ao norte e orientação da bússola paralela ao norte).-----67

Figura 7.15: **(c)** (Linha amarela): Contato entre o anfíbolito da unidade algodões - *PP2al* entre o pegmatito de composição quartzo-feldspático (Ponto EH-11 Coord. 485946/ 9460816 UTM 24S).-----67

Figura 8.1: Diagrama P-T mostrando os vários fácies metamórficos mostrando o processo de retrometamorfismo.-----68

Figura 8.2: Lâmina observada à luz ortoscópica mostrando cristais de plagioclásio (Pl) segundo a lei da albita, hornblendas (Hbl) fraturadas com inclusões de titanita (Ti) e quartzos com inclusões de apatita (Ap).-----70

Figura 8.3: **A)** Lâmina de leucognaisse observada à luz natural com 95% da sua composição composta por quartzo (Qtz) e biotitas como acessório perfazendo (5%) da rocha e **B)** mesma lâmina vista em luz ortoscópica.-----71

Figura 8.4: Lâmina de biotita gnaisse destacando processo de saussuritização no plagioclásio (circulo e linha preta) indicando metassomatismo. **A)** Luz natural e **B)** Luz ortoscópica.-----72

Figura 8.5: Lâmina de hornblenda biotita gnaisse com ilmenita bordeada por grãos de titanita mostrando uma evidencia de desestabilização no fácies anfíbolito. **A)** luz natural e **B)** luz ortoscópica.-----73

Figura 8.6: Associações minerais de pelitos.-----74

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Act	Actinolita		<i>and Space</i>
Ap	Apatita		<i>Administration</i>
ASA	Amplitude do Sinal	NE	Nordeste
	Analítico	NIMA	<i>National Imagery and</i>
ASTER	<i>Advanced Spaceborne</i>		<i>Napping Agency</i>
	<i>Thermal emission and</i>	NW	Noroeste
	<i>reflection radiometer</i>	Opc	Opacos
BQ	Batólito Quixadá	Pl	Plagioclásio
Bt	Biotita	Qtz	Quartzo
CAGECE	Companhia de Água e	Rt	Rutilo
	Esgoto do Ceará	S	Sul
CC	Complexo Ceará	Sct	Escapolita
CGM	Campo Geomagnético	SE	Sudeste
CM	Campo Magnético	SRTM	<i>Shuttle Radar</i>
CMA	Campo Magnético		<i>Topography Mission</i>
	Anômolo	SUDENE	Superintendência do
CME	Campo Magnético		Desenvolvimento do
	Externo		Nordeste
CPRM	Companhia de Pesquisa	SW	Sudoeste
	de Recursos Minerais	Th	Tório
Di	Diopsídio	U	Urânio
DOD	<i>Departaments of</i>	UA	Unidade Algodões
	<i>Defese</i>	UM	Unidade Mombaça
ECT	Empresa de Correios e	UTM	Universal Transversa
	Telégrafos		de Mercator
EMBRAPA	Empresa Brasileira de	W	Oeste
	Pesquisa Agropecuária	ZC	Zona de Cisalhamento
Ep	Epidoto	ZCC	Zona de Cisalhamento
Flg	Flogopita		Compressional
FUNCEME	Fundação Cearense de	ZCSP	Zona de Cisalhamento
	Meteorologia e		Senador Pompeu
	Recursos Hídricos	ZCT	Zona de Cisalhamento
Grt	Granada		Transcorrente
Hbl	Hornblenda	ZCTS	Zona de Cisalhamento
IGRF	<i>International</i>		Transcorrente Sinistral
	<i>Geomagnetic Reference</i>		
	<i>Field</i>		
IPECE	Instituto de Pesquisa e		
	Estatística Econômica		
	do Ceará		
K	Potássio		
Kf	Feldspato potássio		
Mc	Microclina		
MDT	Modelo Digital de		
	Terreno		
Msc	Muscovita		
N	Norte		
NASA	<i>National Aeronautics</i>		

RESUMO

Neste trabalho foi proposto para integrar e interpretar dados aerogeofísicos e sensores remotos para auxiliar no mapeamento geológico, na escala 1:50.000, para região de Choró / Quixadá no estado do Ceará, onde a área está inserida na Suíte Metamórfica Algodões - Choró (SMAC), que corresponde uma associação de paragneisses e anfibolitos intrudidas por ortogneisses graníticos - tonalíticos. Juntamente com os dados de campo, dividiu-se a área em duas unidades principais: **Unidade Algodões** - com biotita gnaisses ± granada e de composição granodiorítica a tonalítica localmente migmatizados e associados à *sheets* de leucogneisses e anfibolitos ± granada de possíveis protólitos arcósio-grauvaquianos, metapelitos ± silimanita, ± quartzo e **Unidade Quixeramobim** - biotita gnaiss de estrutura bandada, mica xistos ferro-magnesianas, rochas calciossilicáticas e quartzitos; migmatitos para e ortoderivados. A análise dos lineamentos estruturais da área de estudo e a extração regional das mega estruturas foi realizada a partir da interpretação dos produtos aeromagnéticos e dos sensores remotos (SRTM e ASTER). O lineamento melhor evidenciado na região corresponde à zona de cisalhamento dextral, representada pelo sistema de falhas Senador Pompeu (ZCSP). Entretanto zonas de cisalhamento de menor escala foram identificadas na área. Os dados observados na petrografia permitiram uma importante caracterização metamórfica da área de pesquisa, mostrando uma evolução metamórfica do fácies xisto verde a fácies anfibolito alto. Com relação à evolução geológica, a área de pesquisa insere-se no contexto geológico do proterozóico ligado a evolução policíclica do Domínio Ceará Central (DCC). Os dados de campo somados a bibliografia disponível sugerem que a associação das rochas estudadas pertencem a eventos ocorridos durante o Paleo e o Neoproterozóico.

Palavras-Chave: *Aerogeofísica; Mapeamento Geológico; Geologia Estrutural*

ABSTRACT

This work is an interpretation and integration of the airborne geophysical data and remote sensing in a 1:50,000 scale of the Choró / Quixadá - CE regions. The area is included in the Algodões-Choró Metamorphic Suite (ACMS). This suite is composed mainly by para and orthogneisses, with layers of amphibolites locally intruded by granitic/tonalitic orthogneisses. Field evidences suggest two main units described in the bibliography: **Algodões Unit** - composed by garnet \pm biotite gneisses of the tonalitic to granodioritic composition, rarely migmatized and frequently associated with sheets of leucogneisses \pm garnet amphibolites \pm sillimanite metapelites, \pm quartzites; **Quixeramobim Unit** - composed mainly biotite gneiss shown banded structure, mica schists, calc-silicated rocks, quartzites and migmatites. The structural analysis of the local and regional lineaments, was carried out with the interpretation of the airborne magnetic products and remote sensing (SRTM and ASTER). The principal lineament in the region corresponds to the dextral shear zone, represented by the Senador Pompeu Shear Zone (SPSZ). However, minor scale shear zones also were identified in the mapping area. The data observed in petrographic studies, allowed an important metamorphic characterization of the area, suggesting a metamorphic evolution since of the greenschist facies until high amphibolite facies. Finally, the geological evolution, comprise a polycyclic evolution during the Paleo and Neoproterozoic in this region of the Ceará central Domain.

Keywords: *airborne geophysical. Geological mapping, Structural Geology*

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A conclusão do curso de Geologia exige dedicação do aluno na elaboração de uma monografia, ou seja, de um relatório de graduação, no qual o mesmo deverá refletir todo o conhecimento adquirido no decorrer do curso. Onde esse conhecimento será aplicado numa determinada área de atuação do geólogo. Assim, essa proposta tem como finalidade realizar um mapeamento geológico, a partir da integração de dados aerogeofísicos e de sensores remotos em área de 100 Km² na escala representativa de 1:50.000, entre os municípios de Choró e Quixadá-CE, Província Borborema.

A área está inserida na Folha Quixadá (SB.24-V-B), onde a variedade litoestrutural é interessante e ainda requer muitos trabalhos de investigação geológica em detalhe e semidetalhe. Regionalmente, encontra-se inserida no Domínio Ceará Central, compreendida pelas unidades geológicas denominadas de Quixeramobim, Algodões, e Choró.

1.2 Objetivos

O objetivo principal deste relatório de graduação é o mapeamento geológico de uma área de aproximadamente 100 Km², na escala de 1:50.000 para região localizada entre os municípios de Quixadá e Choro no estado de Ceará, visando obter dados de campo para confecção do presente relatório e com o auxílio de dados aerogeofísicos e de sensores remotos que auxiliem na determinação das unidades litoestratigráficas da região sintetizadas nos levantamentos de campo pelos pontos geológicos coletados.

Como objetivos específicos têm-se:

→ Determinar e levantar as feições estruturais, bem como as relações de contatos entre as unidades geológicas;

→ Confeccionar mapas a partir das imagens aerogeofísicas (Gamaespectrometria e Magnetometria) e de sensores remotos (SRTM, Landsat), que irão auxiliar no mapeamento geológico;

→ Realizar análises petrográficas e microestruturais dos distintos litotipos descritos;

→ Produzir um relatório técnico-científico sobre os resultados obtidos em campo.

1.3 Localização da área e vias de acessos

A área de estudo (Figura 1.2) está localizada na porção central do Estado do Ceará, precisamente na parte SE de Choró e NW de Quixadá-CE, e para chegar até a mesma se dar pela rodovia CE-020, saindo de Fortaleza-CE, capital do estado (Figura 1.1) e está inserida na Folha Quixadá (SB.24-V-B), (SUDENE, 1974) escala 1:100.000, ocupando uma área de aproximadamente 100Km², limitada pelos vértices exibidos na tabela abaixo:

Vértices	Longitude	Latitude
V1	484000	9470484
V2	495725	9457643
V3	495725	9470484
V4	495725	9457643



Figura 1.2: Mapa de vias de acesso a área de mapeamento.

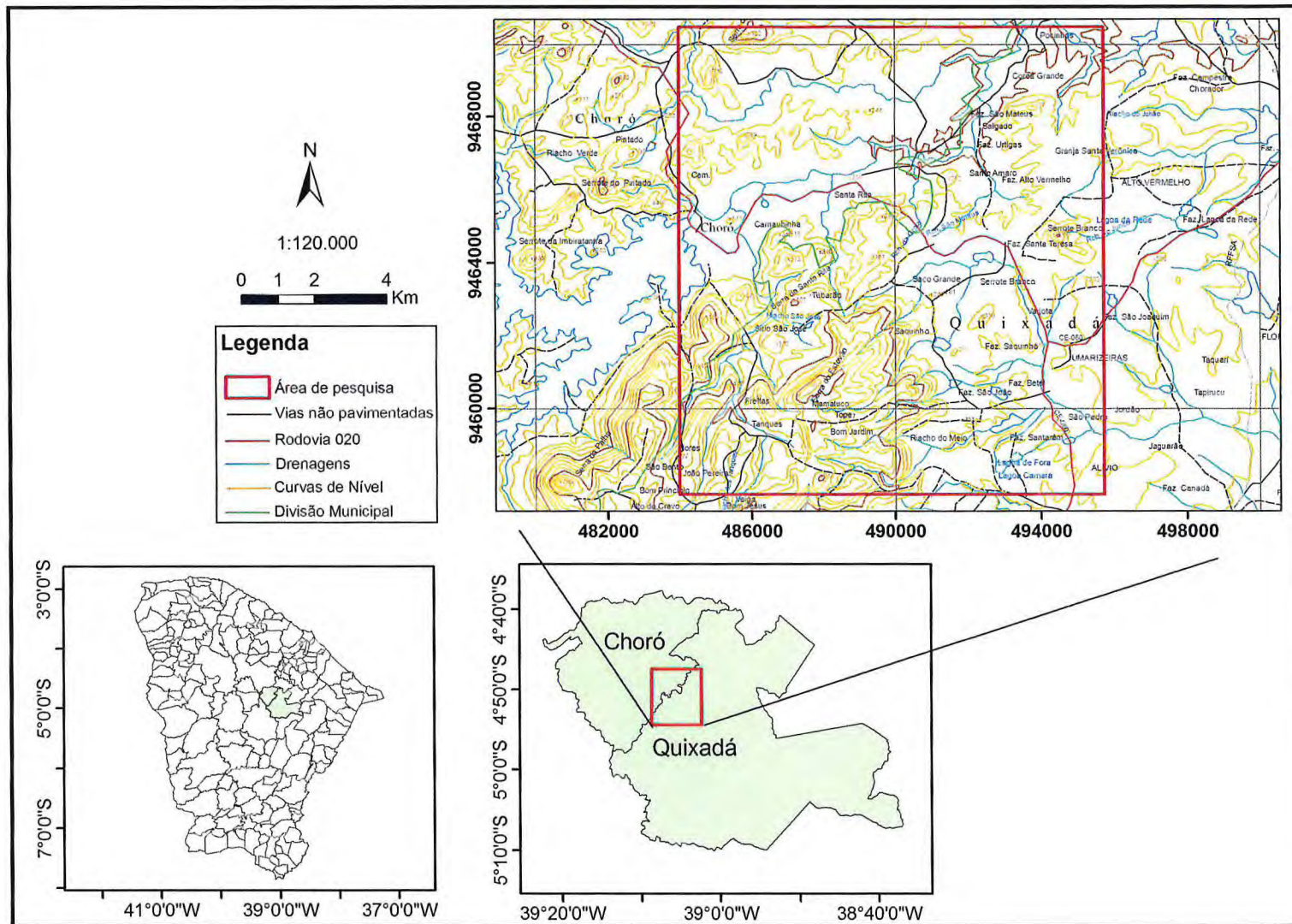


Figura 1.2: Mapa de localização da área mapeada.

1.4 Clima e vegetação

A área de estudo está localizada na região conhecida como polígono das secas, que envolve parte dos estados do Nordeste, marcada por clima semi-árido com elevados índices de evaporação e evapotranspiração durante todo o ano.

Segundo a FUNCEME/IPECE (2006), o clima é classificado como do tipo Tropical Quente Semi-árido, caracterizado por duas estações definidas: chuvosa e seca. Em situação normal, o período de chuvas tem início no mês de Fevereiro, prolongando-se até o mês de Abril. O período seco atinge o máximo de estiagem durante os meses de agosto a outubro. A pluviosidade média na região atinge 700 mm, com variação de temperatura de 26 a 28°C.

A vegetação característica da maior parte do município de Quixadá-CE é a caatinga arbustiva densa ou aberta, caracterizada pela presença de cactos e vegetação rasteira com árvores baixas e cheias de espinhos. Nas áreas mais elevadas da serra do Estevão ocorre à floresta caducifólia espinhosa ou catinga arbórea, sua cobertura vegetal tem sofrido grande intervenção, através de desmatamentos e queimadas com o objetivo de preparar o solo para a agricultura e pecuária extensiva, além da extração de ilegal madeira para lenha e carvoarias (FUNCEME/IPECE, 2006).

Além das espécies arbustivas, são encontrados também espécimes arbóreos como o pau-branco, o juazeiro, a oiticica, pau-d'arco, a aroeira e o jatobá.

1.5 Hidrografia

1.5.1 Águas superficiais

O município de Quixadá está totalmente inserido na bacia hidrográfica do rio Banabuiú. Como principais drenagens superficiais podem-se mencionar os rios Sitiá e Choró, merecendo destaque ainda os riachos Mororó, dos Cavalos e Salgadinho. Os principais reservatórios d'água são representados pelos açudes Pedra Branca e Cedro, utilizados pela CAGECE para abastecer 100% da população da sede municipal. Dentre eles, destaca-se, pela beleza de sua barragem, o açude Cedro, um dos mais antigos do Brasil e com capacidade de armazenamento de 126 hm³ (CPRM, 1998).

1.5.2 Águas subterrâneas

1.5.2.1 Domínios hidrogeológicos

No município de Quixadá, pode distinguir três domínios hidrogeológicos distintos: rochas cristalinas, coberturas sedimentares e depósitos aluvionares.

Na área de estudos, existem variados tipos litológicos, na região de Quixadá, as rochas cristalinas dominam e representam o que é denominado comumente de “aquífero fissural”. Como basicamente não existe uma porosidade primária nesse tipo de rocha, a ocorrência da água subterrânea é condicionada por uma porosidade secundária representada por fraturas e fendas, o que se traduz por reservatórios aleatórios, descontínuos e de pequena extensão.

Dentro deste contexto, em geral, as vazões produzidas por poços são pequenas e a água, em função da falta de circulação e dos efeitos do clima semi-árido é, na maior parte das vezes, salinizada. Essas condições atribuem um potencial hidrogeológico baixo para as rochas cristalinas sem, no entanto, diminuir sua importância como alternativa de abastecimento em casos de pequenas comunidades ou como reserva estratégica em períodos prolongados de estiagem (CPRM, 1998).

1.6 Geomorfologia

De um modo geral, é possível identificar duas feições de relevo: Maciços Residuais que se estendem por quase todo o município de Quixadá-CE, que se referem às serras cristalinas, na área em estudo representada pelas serra das Guaribas, do Macaco, e entre outras, predominando o relevo forte ondulado; Depressão Sertaneja. (FUNCEME/IPECE, 2006).

Os solos são pouco profundos em sua maior parte e têm como principal característica encharcar na estação chuvosa e ressecar facilmente nos períodos de estiagem. Os lençóis de água são geralmente salinizados devido às características geológicas da região. Predominam na área de estudo, as seguintes classes de solos: Bruno não cálcico, Pedozóico vermehlo e Planossolo Solódico (FUNCEME/IPECE, 2006).

Pela relação citada, verifica-se uma maior ocorrência de solos pouco profundos e com características morfológicas, físicas e químicas que favorecem o desencadeamento de processos erosivos.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste item, por conta da grande quantidade de atividades a ser exercida, o desenvolvimento desse relatório foi dividido em quatro etapas básicas:

2.1 Etapa preliminar

- Levantamento bibliográfico buscando os trabalhos mais recentes e significativos realizados na região;
- Busca de imagens de satélites como Landsat 5 TM e SRTM de melhores resoluções;
- Utilização de mapas da SUDENE, em escala 1: 100.000 para confecção da base plani-altimétrica;
- Confecção, interpolação e interpretação de mapas geológicos existentes;
- Preparação de cronograma de atividades e tabela de custos referentes aos trabalhos de campo.

2.2 Etapa de campo

- Mapeamento geológico de aproximadamente 14 dias com 93 pontos de afloramentos observados das associações litológicas existentes com ênfase aos aspectos de descrição das assembléias litológicas, estudo das relações de contatos, medidas de atitudes de elementos estruturais diversos e levantamento dos sistemas de fraturas;
- Coletas sistemáticas de amostras para confecção de 25 lâminas delgadas.

2.3 Etapa de laboratório

- Estudo de lâminas delgadas (texturas, mineralogia e dos processos ígneos e/ou metamórficos e estruturais presentes);
- Tratamento dos dados obtidos em campo em ambiente SIG

2.4 Etapa final

- Tratamento e integração dos dados obtidos nas etapas anteriores, resultando no relatório final bem como nos mapas geológicos e de pontos.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Província Borborema

A Província Borborema representa o extremo Nordeste da Plataforma Sulamericana, e compreende uma vasta região geológica de idade pré-cambriana. Abrange aproximadamente 450.000 km², cobrindo parte do norte da Bahia e sudoeste do Piauí, até o noroeste do estado do Ceará (Almeida *et al.*, 1977). Sendo caracterizada pela aglutinação de núcleos cratônicos, envolvidos em múltiplas e sucessivas colisões durante a formação do Gondwana (Figura 3.1), iniciou-se em torno de 750 Ma e se desenvolveu principalmente entre 650 a 530 Ma, coincidindo com a principal fase orogênica do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (Brito Neves & Cordani, 1991).

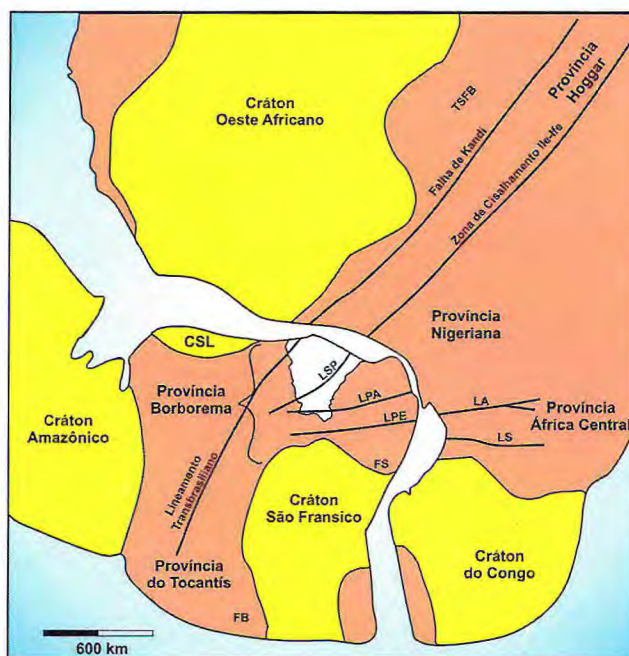


Figura 3.1: Reconstrução de parte do Gondwana Oeste, mostrando as principais massas cratônicas em amarelo e as faixas móveis em laranja. As zonas de sutura brasileiras/pan-africanas são marcadas pelas linhas pretas. LA= lineamento Adamaoua, FB= Faixa Brasília; LPA Lineamento Patos, LPE = Lineamento Pernambuco, FS = Faixa Sergipana, LS = Lineamento Sanaga, CSL = Cráton São Luiz, LSP = Lineamento Senador Pompeu, TSFB = Cinturão de dobramento Transbrasiliano, (Modificado de Fetter, 1999).

Quanto à evolução da Província Borborema, autores tem entrado em debate ao longo das últimas duas décadas, baseados em interpretações e/ou modelos acabaram por gerar vertentes sobre sua evolução:

Com base em dados de K-Ar e Rb-Sr, Brito-Neves & Cordani (1991), reconheceram um padrão tectônico similar a um mosaico na PB. Esse mosaico é formado por vários núcleos gnáissico-migmatíticos de idade pré-cambriana, circundados por faixas metassedimentares dobradas de idade pós-proterozóica.

Caby (1989) estendeu suas interpretações geotectônicas da faixa Trans-Saara à Província Borborema: Essas interpretações propõem uma evolução crustal monocíclica para as faixas supracrustais em várias fases no intervalo de 900-530 Ma. As feições relacionadas às deformações tangenciais e transcorrentes são aparentemente sincrônicas e geradas num único evento de deformação (Caby & Arthaud, 1986; Caby *et al.*, 1995).

Dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd (Dantas, 1992, 1997; Fetter, 1999; Santos, 1993, 1999), vêm demonstrando a presença de diversos eventos tectônicos (2,7 Ga, 2,1 Ga, 1,0 Ga. e 0,6 Ga.) nesta província, determinando, segundo Brito-Neves *et al.*, (1995) e Van Schmus *et al.* (1997), uma evolução policíclica para a Província Borborema.

3.2 Divisão da Província Borborema

A Província Borborema ultimamente é dividida em domínios geotectônicos diversos, formando blocos crustais que foram amalgamados durante a orogênese ou colagem brasileira (Santos, 2003).

Segundo Trompette (1994) a Província Borborema está dividida em três subprovíncias (Figura 3.2):

1- Borborema Setentrional (entre o cráton São Luís – Oeste África e a zona de cisalhamento Patos).

2- Zona Transversal (entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco).

3- Borborema Meridional (entre a zona de cisalhamento Pernambuco e o cráton São Francisco).

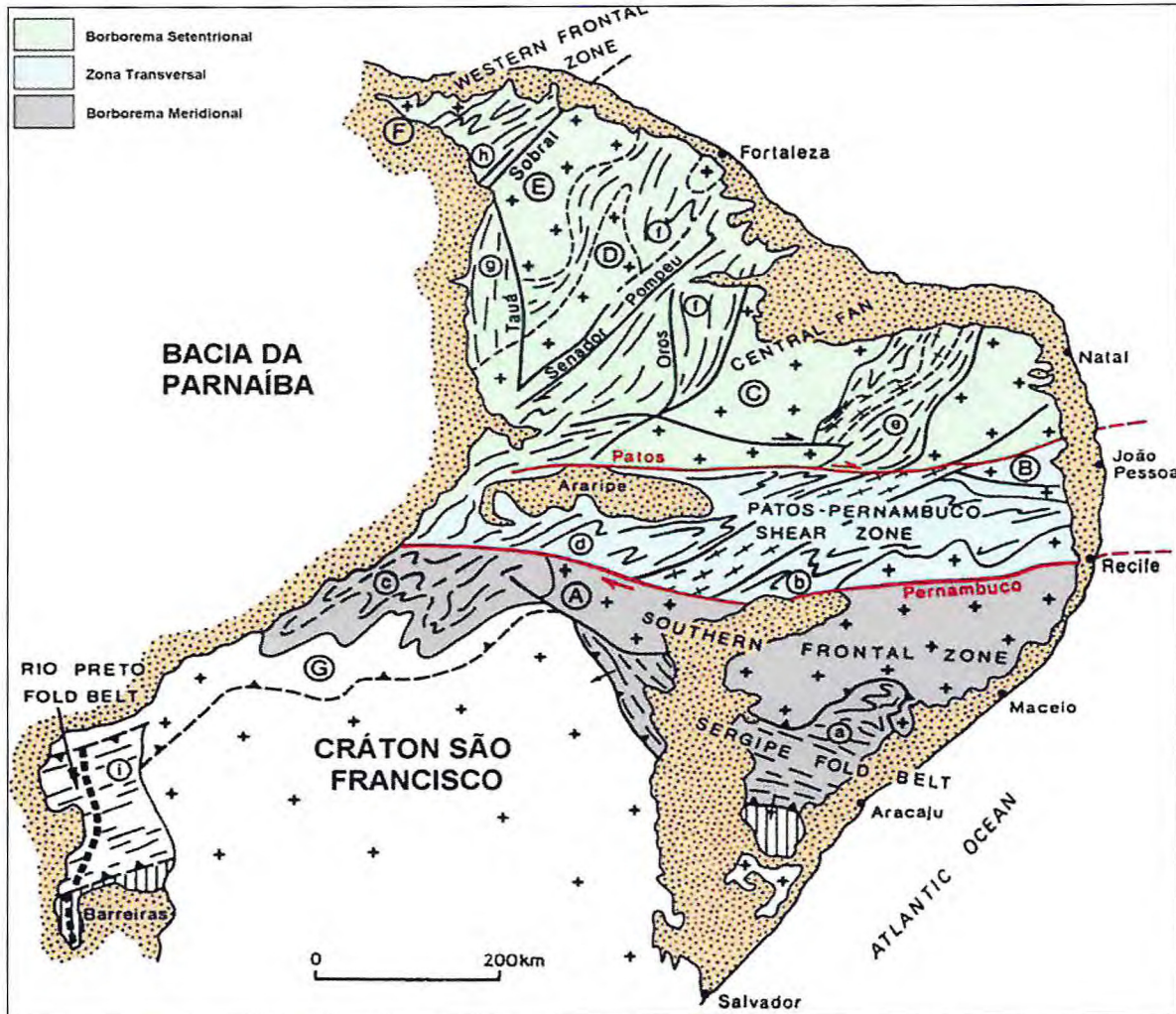


Figura 3.2: Subdivisão da Província Borborema (Trompette, 1994).

A área que foi estudada, localiza-se na sub-província Borborema Setentrional - Domínio Ceará Central (Figura 3.3), que além deste ainda existem outros dois domínios (ver, p. ex, Brito Neves *et al*, 2000), Dómino Médio Coreaú, a NW do DCC divididos pelo Linemento Transbrasiliano, e Domínio Rio grande do Norte, a SW do DCC, divididos pelo Linemento Senador Pompeu, (Santos *et al.*, 2004).

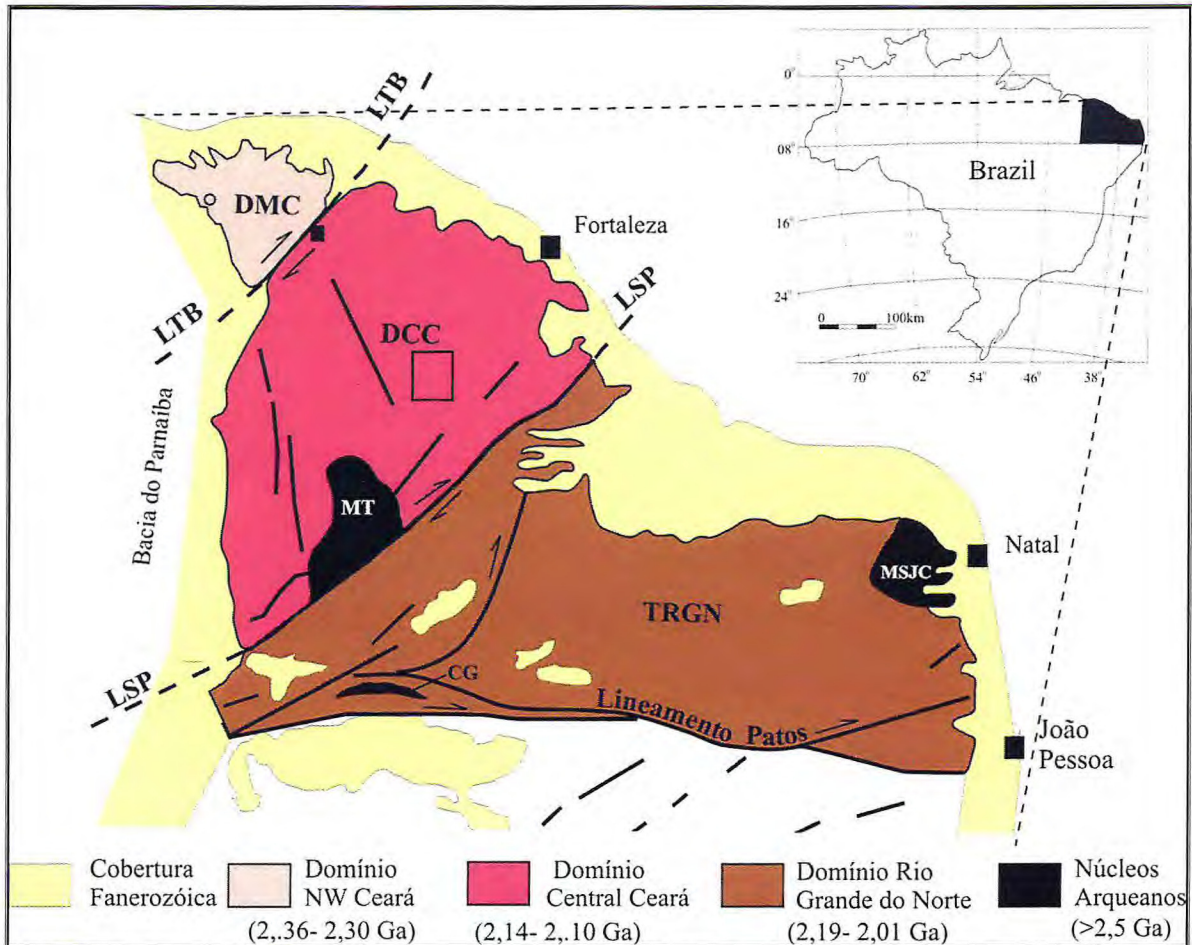


Figura 3.3: Esboço geológico regional da porção setentrional da PB e arredores do lineamento Patos. MSJC- Maciço São José Campestre, MT- Maciço de Tróia, LTB: Lineamento Transbrasiliiano, LSP: Lineamento Senador Pompeu. (Fonte: Fetter, 1999, modificado por Santos et al., 2004).

3.3 Domínio Ceará Central

Esse Domínio é delimitado a NW pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliiano), a SE pela zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), e a SW-W é encoberto pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba (VAN SCHMUS et al. 1995 e modificado por FETTER et al. 2003).

O Domínio Ceará Central é subdividido em maciços gnássico-migmatítico-graníticos de Tróia e Santa Quitéria e sistemas de Dobramentos Jaguaribeano, conforme Brito Neves et al. (1975), onde a maioria expõe terrenos do embasamento fortemente retrabalhados, superpostos, em algumas áreas, por faixas de rochas supracrustais.

Apesar de esta terminologia ter sido continuamente modificada, as denominações das unidades geotectônicas resistiram às formulações teóricas (MARTINS et al. 2000).

Arthaud et al., (1998), divide o Domínio Ceará Central como caracterizado por grandes nappes recumbentes bem preservadas que envolvem o embasamento policíclico e as

rochas supracrustais e relata para o conjunto um metamorfismo de alta pressão associado ao empilhamento de nappes, evoluindo em direção a um metamorfismo de alta temperatura, com descompressão de nappes, enquanto condições de mais baixas pressões afetaram o embasamento para-autóctone. Subsequentemente dominaram processos transpressionais ao longo da zona de cisalhamento Senador Pompeu, através da quais conjuntos alongados de plutons foram intrudidos.

Arthaud (2007) reclassifica estas quatro unidades, subdividindo-as em: a) embasamento policíclico (Complexo Cruzeta e Sequência Choró-Algodões); b) coberturas metassedimentares monocíclicas (Grupo Ceará); c) complexo anatético-ígneo monocíclico (Complexo Tamboril-Santa Quitéria); d) granitos brasileiros e molassas tardi-brasilianas.

3.3.1 Embasamento Arqueano

Em toda extensão do Domínio Ceará Central existe a ocorrência de rochas que causam discussões quanto à individualização do que é embasamento e cobertura. Os terrenos identificados como embasamento apresentam arranjos litoestratigráficos similares aos dos terrenos do tipo granito-greenstone de áreas cratônicas. A ocorrência destes terrenos foi identificada por Pessoa & Archanjo (1984) e Pessoa et al., (1986) aflorando ao longo da borda ocidental da zona de cisalhamento Senador Pompeu, com cerca de 6.000 km², abrangendo as regiões de Tróia, Pedra Branca e Mombaça.

Pessoa *et al.* (1986) através de uma idade obtida pelo método Rb-Sr ($2,6 \pm 0,1$ Ga), num leucognaisse peraluminoso, afirmam que a seqüência é pertencente ao arqueano, posteriormente confirmadas por Fetter (1999), com idades modelo de Sm-Nd (TDM) e também encontradas em rochas da seqüência variando entre 2,8 a 3,04 Ga e idade U-Pb em cristais de zircão de 2.857 ± 42 Ma e 2.794 ± 77 Ma.

3.3.2 Terreno Paleoproterozóico

Rochas de idade Paleoproterozóica são comum no Domínio Ceará Central, onde representam boa parte da área exposta. Elas podem ser subdivididas em duas subunidades: os terrenos do tipo TTG que, juntos com os terrenos arqueanos, formam o Complexo Cruzeta de Cavalcante *et al.*, (2003) e os terrenos gnaisse-migmatíticos.

Os **Terrenos TTG** (tonalite-trondhjemite-granodiorite). Nos terrenos TTG ocorrem rochas metaplutônicas de composição tonalítica a granodiorítica associadas a faixas supracrustais constituídas de metavulcânicas básicas e metassedimentares diversas com,

inclusive, formações ferríferas bandadas (Martins, 2000). Datações pelo método U-Pb, em zircão, na Sequência Algodões apresentam idade entre 2,1-2,13Ga para gnaisses tonalíticos (Martins, op.cit). Na mesma sequência, mas em rocha anfibolítica, obteve-se uma isócrona Sm-Nd (rocha total) em torno de 2,23Ga (Martins *et al.*, 2009), inferindo o caráter intrusivo dos tonalitos/granodioritos.

Os **Terrenos gnaiss-migmatíticos**, trata-se de associações complexas de rochas metaplutônicas, na qual predominam rochas de composição granítica, embora metatonalitos e metagranodioritos também sejam comuns, bem como rochas supra-crustais diversas (metapelitos, quartzitos, rochas calcissilicáticas, metavulcânicas básicas, etc.). Assemelham-se ao embasamento do Domínio Rio Grande do Norte (Complexo Caicó) ou do Domínio Orós-Jaguaribe (Bloco Jaguaretama, Parente & Arthaud, 1995).

3.3.3 Complexo Tamboril-Santa Quitéria

Compreende uma região localizada a leste da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II que corresponde a uma faixa batolítica, estendendo-se na mesma direção como “Complexo ou Maciço de Santa Quitéria”. O termo “Terreno Santa Quitéria” foi atribuído a esta sequência por Van Schumus et al. (1997), Fetter et al. (1997), entre outros.

Através de dados geocronológicos obtidos por Fetter (1999) em migmatitos tonalíticos a granodioríticos pelo método U-Pb em Zircão (622Ma e TDM variando 0,9 a 1,16Ga), interpretou os resultados como sendo resultantes da mistura de material juvenil do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano com materiais mais antigos do embasamento em ambiente de arco continental de idade pré-brasiliana. Neste modelo, materiais supracrustais circundantes às rochas plutônicas podem corresponder a detritos derivados do arco depositados em bacias do tipo ante ou retro-arco.

3.3.4 Cobertura Neoproterozóica

A estruturação dessas coberturas é complexa, pois foi amplamente afetada por tectônica tangencial característica, que favoreceu diferentes arranjos litoestratigráficos, como: coberturas psamítico-pelítico-carbonática, sills de granitos alcalinos, derrames de riolitos alcalinos e de meta-basaltos. Estas coberturas são geralmente descritas como sendo tipo plataforma continental (Jardim de Sá & Fowler, 1981).

A deposição da seqüência ocorreu durante o Neoproterozóico, de acordo com as idades obtidas por Fetter (1999), que apresentam valores de Sm-Nd (TDM) variando entre 2,28 e 2,47Ga, idade U-Pb, em cristais de zircão, oriundas de metariolitos em torno de 772 ± 31 Ma e idade modelo de Sm-Nd (TDM) de 1,09 Ga, apontando que a deposição destas rochas ocorreu em ambiente do tipo rifte, com participação de materiais mais jovens do que as possíveis áreas fontes do Paleoproterozóico.

3.4 Contexto Geológico Local

A área em questão está inserida em três unidades geológicas, Choró, Algodões, segundo Cavalcante *et al.*, 2003 e Quixeramobim (mapa geológico) e está dividida pela Serra do Estevão que é um divisor hidrográfico com 70km² localizado entre os açudes Choró Limão (Município de Choró) e Cedro (Município de Quixadá).

Unidade Choró: Segundo Martins, 2000 é um conjunto de rochas paraderivadas composto essencialmente por biotita-gnaisses de granulação fina e coloração creme a cinza com intercalações decamétricas de micaxistos com sillimanita e cianita, biotita-hornblenda gnaisses com bandas quartzo-feldspáticas e micáceas, rochas cálciosilicáticas, quartzitos finos a grossos e metaconglomerados polimíticos e monomíticos.

Unidade Algodões: Esta unidade bordeja o Complexo Cruzeta. Pode representar a cobertura paleoproterozóica do complexo ou corresponder a uma unidade alóctone envolvida na tectônica tangencial brasileira. É formada por rochas supracrustais que não exibem migmatização e apresentam geralmente foliações sub-horizontais e deformação simples monofásica.

Segundo Martins *et al.*, 1998, reconheceram dois tipos de associações litológicas: 1) associação anfibolítica-ortognáissica máfica-intermediária formada por anfibolitos finos a grossos associados com granada anfibolitos finos a grossos, intercalados com biotita-gnaisses róseos, ortognaisses máfico-intermediários grossos e diques máfico-intermediários a félsicos; e 2) associação paragnáissica encontrada na Serra do Estevão, formada por paragnaisses biotíticos finos de coloração cinza com intercalações restritas de metapelitos impuros, raros anfibolitos e diques de composição intermediária.

Unidade Quixeramobim: A unidade Quixeramobim forma uma faixa alongada com 350km², sendo formada por intercalações de rochas supracrustais. Nesta unidade predominam mica-xistos com intercalações de quartzitos micáceos, e intercalações menores de mármore, rochas cálcio-silicáticas e para-anfibolitos, Martins et al (2000).

A estruturação da Unidade Quixeramobim é descrita como simples faixas do sentido feral NE-SO representando planos paralelos de xixtosidade e estratificações primárias reliquiares (S0//S1//S2) mergulhanm em torno de 45° - 30° para SE (Góis et al., 1991, Góis & Fernandes, 1991, Arthaud et al., 1993)

Serra do Estevão: Martins et al., (2000) observou que esta é constituída predominantemente pela alternância de pacotes de rochas metassedimentares com mergulhos variáveis para SE. No flanco SE, predominam paragnaisses quartzo-feldspáticos finos, monótonos, de coloração cinza, com raras camadas de espessura métrica de rochas anfíbolíticas e intercalações de rochas metapelíticas impuras. Estes evoluem lateralmente para as rochas metapelíticas da Unidade Quixeramobim ou, por vezes, para rochas metapelíticas parcialmente migmatizadas.

Do platô central para o flanco noroeste, os paragnaisses finos de tons cinza tornam-se ricos em muscovita, passando a colorações mais claras. Nas cotas mais elevadas da Serra do Estevão, predominam camadas de leucognaisses quartzofeldspáticos finos, e subordinadamente são encontradas camadas finas de biotita-muscovit axistos. No flanco noroeste, a ocorrência de camadas de quartzitos com intercalações de espessura métrica de metaconglomerados monomíticos e de rochas anfíbolíticas atesta que houve alterações substanciais no arranjo litoestratigráfico em relação ao flanco oposto.

4. AEROGEOFÍSICA E SRTM

4.1 Introdução

A aerogeofísica utiliza equipamentos sofisticados, modificados e acoplados as aeronaves. Os sensores e/ ou transmissores são instalados na aeronave e possuem compensações que eliminam os efeitos do voo.

A aquisição de dados aerogeofísicos, cobrem grandes áreas e viabilizam os estudos em locais inacessíveis à geofísica terrestre, tornando os aerolevantamentos ferramentas-chave para mapeamentos litológicos e estruturais e para revisão de mapas geológicos pré-existentes. O relativo baixo custo destes levantamentos são atrativos para projetos desta categoria

Levantamentos aerogeofísicos caracterizam-se pela rapidez com que permitem obter resultados significativos, além de poder utilizar mais de um método geofísico em uma única passagem da aeronave.

Os dados aerogeofísicos utilizados neste trabalho foram cedidos pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM).

4.2 Magnetometria

Segundo Sordi (2007), a magnetometria utiliza medidas, de pequenas variações na intensidade do campo magnético terrestre. Sendo um método potencial, não tem a necessidade de ser excitado. Aferindo a susceptibilidade magnética presente nos minerais, os principais minerais com alta susceptibilidade magnética são; a magnetita, pirrotita e ilmenita, a partir desse magnetismo é possível calcular o campo magnético de uma superfície isolada, utilizando a seguinte expressão:

$$CMA = CM - (CME + CGM)$$

CMA - Campo magnético anômalo (<1%)

CM - Campo medido

CME – Campo magnético Externo (Diurnal – fontes externas ao planeta)

CGM – Campo geomagnético - IGRF (99%)

O CMA apresenta um caráter bipolar e seu campo de medidas físicas é o campo magnético calculado nas variações da intensidade ou de suas componentes (x, y, z). Sua unidade de medida é nanoTesla.

Com a contribuição do núcleo da Terra, o seu campo magnético é influenciado, sendo que não é útil ao mapeamento já que apresenta valores de fontes muito profundas e precisa-se retirar sua influência subtraindo o IGRF - *International Geomagnetic Reference Field*, que são modelos matemáticos que conseguem estimar o valor dessa parte do campo.

4.3 Gamaespectrometria

Os dados gamaespectrométricos são obtidos a partir da radiação gama emitida naturalmente pelos elementos K, Th e U que compõem os diversos tipos de rocha.

Os produtos gerados destes dados foram às seguintes imagens:

1- Canal de potássio: esse canal representa o elemento mais abundante entre os elementos medidos em um levantamento gamaespectrométrico. O potássio, comum em diversos tipos de rochas, principalmente aquelas de composições graníticas, é utilizado no mapeamento de unidades, suítes ou corpos graníticos diversos;

2- Canal do tório: o tório é o elemento mais inerte dos três radioelementos. Quando sua concentração é maior do que os demais, pode caracterizar regiões de maior intemperismo químico, marcando enriquecimento nesse elemento. Sua concentração é medida a partir do elemento filho (série de decaimento) ^{208}Th ;

3- Canal de urânio: tem como elemento o urânio, com a menor concentração média da crosta terrestre. Em ambiente oxidante é solúvel, formando minerais com óxidos de ferro e carbonatos;

4- Canal de contagem total: representa toda radiação gama de um levantamento gamaespectrométrico, definindo os domínios de maior emissão de energia gama;

5- Composições coloridas RGB e CMY: são composições em falsa-cor dos canais de potássio, tório e urânio micronivelados, possibilitando a visualização das concentrações dos três elementos K, Th e U, facilitando a distribuição dos domínios gamaespectrométricos. No caso das composições coloridas RGB atribui-se aos radioelementos uma cor, de forma que: o vermelho é relacionado às rochas ricas em potássio; o verde às rochas ricas em tório; o azul para rochas ricas em urânio; o amarelo para rochas ricas em potássio e tório; o ciano rochas ricas em tório e urânio; o magenta rochas ricas em

potássio e urânio; o branco às rochas ricas em potássio, tório e urânio; e, por fim, o preto relacionado à ausência dos três radioelementos.

4.4 SRTM (suttle radar topographic model)

O projeto SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) advém de cooperação entre a NASA e a NIMA (*National Imagery and Mapping Agency*), do DOD (Departamento de Defesa) dos Estados Unidos e das agências espaciais da Alemanha e da Itália. Do total de dados coletados pela SRTM, foram processados dados da banda C para cobertura em 80% da área terrestre do planeta, entre latitudes 60° N e 56° S (JPL, 2003). As imagens estão disponíveis no *site* da EMBRAPA.

As imagens SRTM foram utilizadas para determinar estruturas que unidas ao mapeamento de campo contribuíssem para o entendimento da evolução tectônica da região.

4.6 Integração e Interpretação Regional

Os dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos foram utilizadas para a caracterização do arcabouço geológico regional, também para diferenciar unidades litogeofísicas e, posteriormente, para detalhar a área mapeada. A junção destes elementos permitiu uma ampla visão das unidades mapeadas, bem como dos grandes lineamentos estruturais da região.

A imagem da amplitude do sinal analítica (ASA) (Figura 4.1), mostra que grandes zonas de cisalhamento (ZC) são marcadas por altos a médio - altos valores de amplitude, coincidindo com a Senador Pompeu (ZCSP). A individualização do batólito de Quixadá (BQ) é evidenciada por baixos valores de susceptibilidade magnética (Figura 4.1). Ambas as estruturas são facilmente percebidas na composição ternária RGB, no caso da ZCT, uma extensa camada com alternância de faixas mais e menos potássicas (Figura 4.2), já o BQ aparece com grande contribuição no canal do K.

A SE da área, ZCSP delimita o contato da Unidade Acopiara (UA) com o Complexa Cruzeta (CZT) - Unidade Mombaça (UM) e rochas do Complexo Canindé (CC), mostrando um excelente exemplo de delimitação de blocos crustais (figura 4.1). Nesta porção temos o contato entre rochas com baixos valores de (ASA), do Complexo Ceará e rochas do Complexo Canindé com valores semelhantes de susceptibilidade magnética as da ZCT, porém diferenciadas no canal individual do Th. As duas unidades são compostas por uma associação

gnáissico-migmatítica sendo o Complexo Caniné oriundo de metassedimentos Paleoproterozóicos (Santos *et al.*, 2003) e o CC (Unidade Mombaça) de rochas ortoderivadas de composição predominantemente granodiorítica.

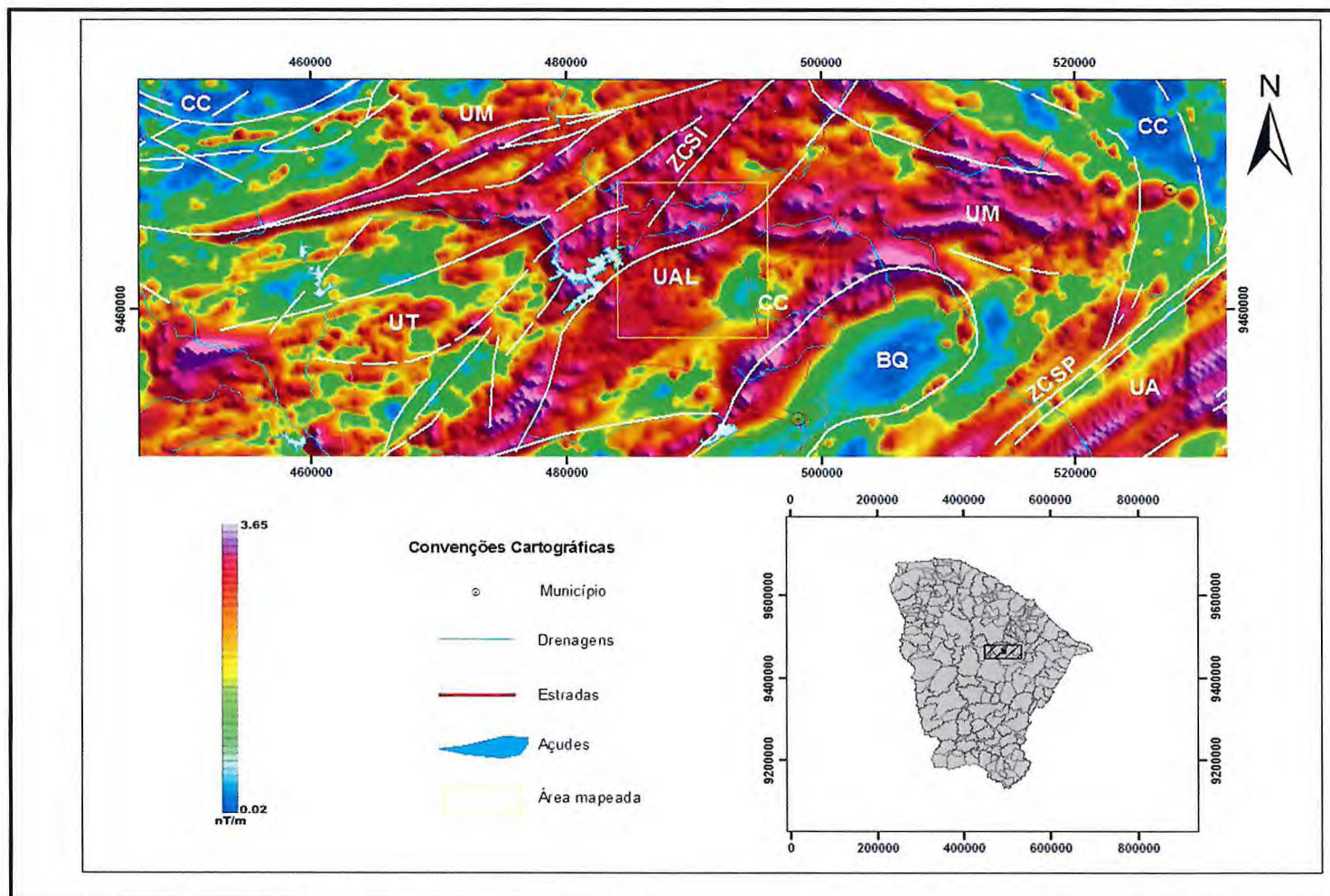


Figura 4.1: Mapa integrado da amplitude do sinal analítico e os principais domínios e estruturas magnéticas regionais. Zona de cisalhamento senador Pompeu (ZCSP), Zona de cisalhamento Sabonete – Inharé (ZCSI), Unidade Algodões (UAL), Unidade Momabaça (UM) altos valores de amplitude; valores intermediários e de baixa amplitude: Batólito de Quixada (BQ), Unidade Troia (UT e Complexo Canindé (CC).

A parte central da região é caracterizada por altos a médio - altos valores foram verificados principalmente na Unidade algodões e no Complexo Cruzeta (UM

A oeste os valores de (ASA) são variáveis indo de baixos (referentes ao complexo Canindé), a médio - altos valores relacionados à (UAL e UM) (Figura 4.1).

Os dados radiométricos dos canais individuais de potássio, tório e urânio unidas à composição colorida RGB (K, Th, U), contribuíram com o realce de padrões relacionados à distribuição dos elementos litológicos da área, estas alinhadas preferencialmente na direção NE-SW (Figura 4.2), sendo ainda possível observar, padrões de ZC, intrusões graníticas (ex: batólito de Quixada) e dobras de escala regional. Faixas de rochas básicas (anfíbolitos e calciossilicáticas) são bem marcadas na região de Quixadá / Choró – CE, evidenciadas por uma baixa contagem de radioelementos.

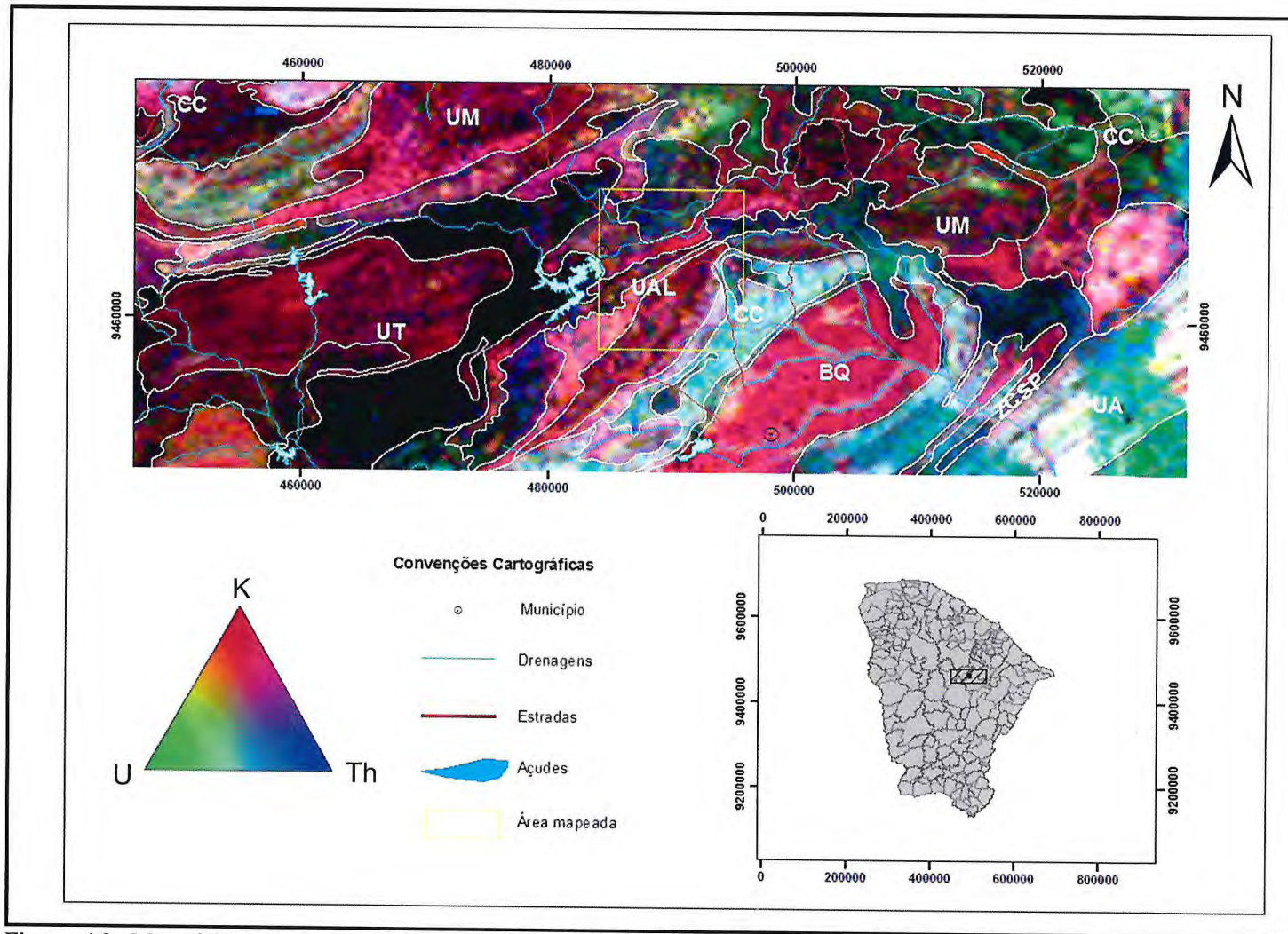


Figura 4.2: Mapa integrado de composição ternária RGB e contornos dos limites litológicos: Unidade Algodões (UAL), Unidade Mombaça (UM) altos valores de amplitude; valores intermediários e de baixa amplitude: Batólito de Quixadá (BQ), Unidade Troia (UA) e Complexo Canindé (CC).

O processamento destes dados permitiu subdividir a Unidade Algodões (UA), Complexo Cruzeta e Complexo Canindé em diferentes domínios sugerindo a individualização de novos litotipos em escalas de trabalhos até 1:100.000.

O Resultado das interpretações gamaspectométricas e magnetométricas foi um pré-mapa (Figura 4.3) utilizado como “guia” no mapeamento de campo juntamente com os dados de Sensoriamento Remoto.

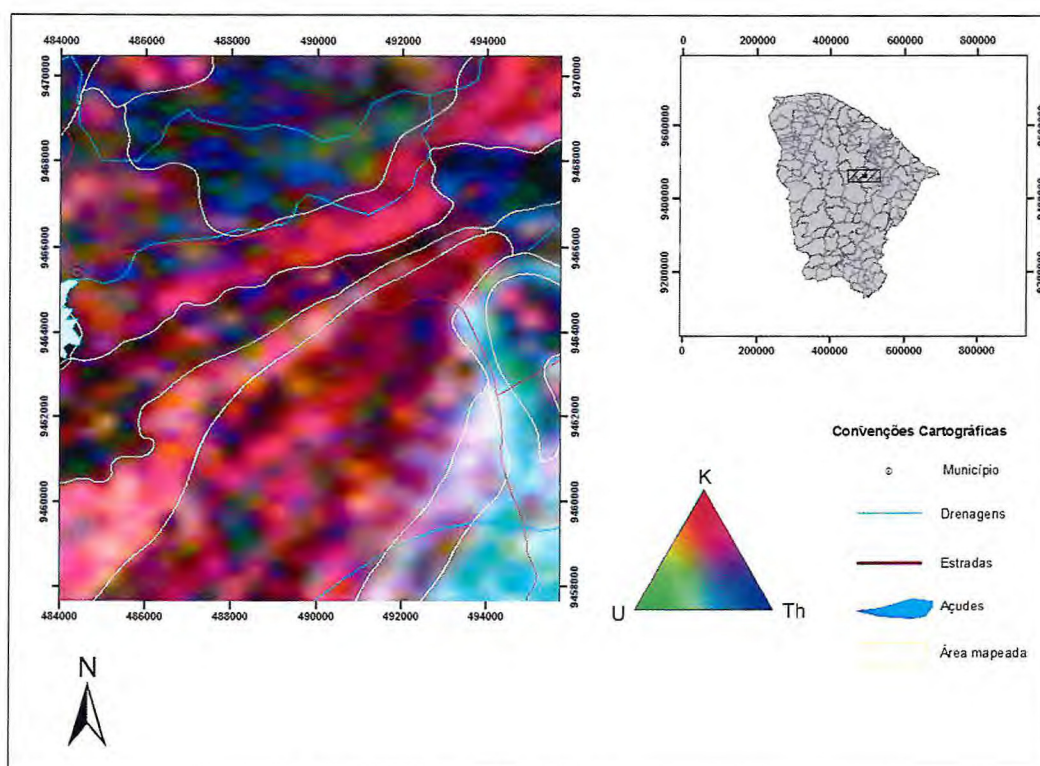


Figura 4.3: Pré-mapa utilizado no mapeamento de campo.

5. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

A verificação de litologias, análise de estruturas e relações de contato entre unidades determinadas durante o trabalho de campo, fornecem informações sobre eventos que modificaram a forma, estrutura e a natureza dos pacotes, gerando uma sucessão geral das rochas da região. O conhecimento desse empilhamento permite correlacionar e discutir a estratigrafia local.

Com relação à natureza dos protólitos das unidades descritas, não foi possível caracterizar precisamente todas sequências quando para ou ortoderivadas, devido a composição, granulação e a ausência em algumas subunidades de minerais aluminosos (sillimanita, cianita) típicos em rochas metassedimentares de médio e alto grau metamórfico. Os critérios utilizados neste trabalho para desenvolver o mapeamento geológico na escala 1:50.000 foram:

- i. Análise estrutural
- ii. Petrografia

Assim foi possível identificar duas unidades estratigráficas e 7 subunidades distribuídas da base para o topo em:

- (1) Unidade Algodões – *PP2al*
 - (a) Subunidade Anfibolítica – *PP2βal*
 - (b) Subunidade Biotita Gnaiss – *PP2bgal*
 - (c) Subunidade Granada Biotita Microclina Gnaiss – *PP2mgal*
 - (d) Subunidade Gnaissica Granodiorítica a Tonalítica – *PP2ggtal*
 - (e) Subunidade Metasedimentar – *PP2mal*
- (2) Complexo Ceará
 - (a) Unidade Quixeramobim – *PRcq*
 - (i) Subunidade Calcissilicática – *PRcq*
 - (ii) Subunidade Gnaiss Migmatítico - *PRcqgm*

(3) Depósitos aluvionares – Q2a

5.1 Unidade Algodões - PP2al

Esta unidade inicialmente definida por Arthaud & Landim (1995) bordejia o Complexo Cruzeta. Pode representar a cobertura paleoproterozóica do complexo ou corresponder a uma unidade alóctone envolvida na tectônica tangencial brasileira. É formada por rochas supracrustais (biotita gnaisses, leucognaisses e hornblenda biotita gnaisses) que exibem migmatização local e apresentam geralmente foliações sub-horizontais e deformação simples monofásica.

5.1.1 Subunidade Anfibolito – PP2βal

Os anfibolitos são abundantes em uma faixa longitudinal de direção NE – SW e afloram principalmente na base Serra do Estevão. Aparecem como pacotes que variam de 50 a 150m, com extensões quilométricas contínuas intercalados com paragnaisses finos (Figura 5.1 A). Em outras localidades ocorrem sob a forma de lentes (ex: Fazenda Kaliu – vide o mapa) e ocasionalmente, associados com diques pegmatíticos (Figura 5.1 B). Este litotipo de coloração verde escuro e granulação fina, por vezes intemperizados, apresentam a seguinte associação mineral: anfibólio, plagioclásio, quartzo e eventualmente granada. Este último ocorre mantendo por uma auréola de plagioclásio (Figura 5.1 B) e concentra-se em pequenas bandas. É comum a alternância entre níveis máficos de espessura centimétrica e quartzo – feldspáticos milimétricos, com uma anisotropia evidenciada por cristais de quartzo rotacionados, o que sugere uma cinemática sinistral (Figura 5.1 D) concordante com as zonas de cisalhamento compressionais (ZCC). A foliação destes anfibolitos segue o *trend* regional, NE – SW.

De acordo com Martins (2000) e Martins *et al.* (2009), a origem desses anfibolitos é proveniente da associação de derrames de lavas máficas intercalados com tufos e sequências vulcanoclásticas máficas, com ocorrência restritas de *sills* máficos.

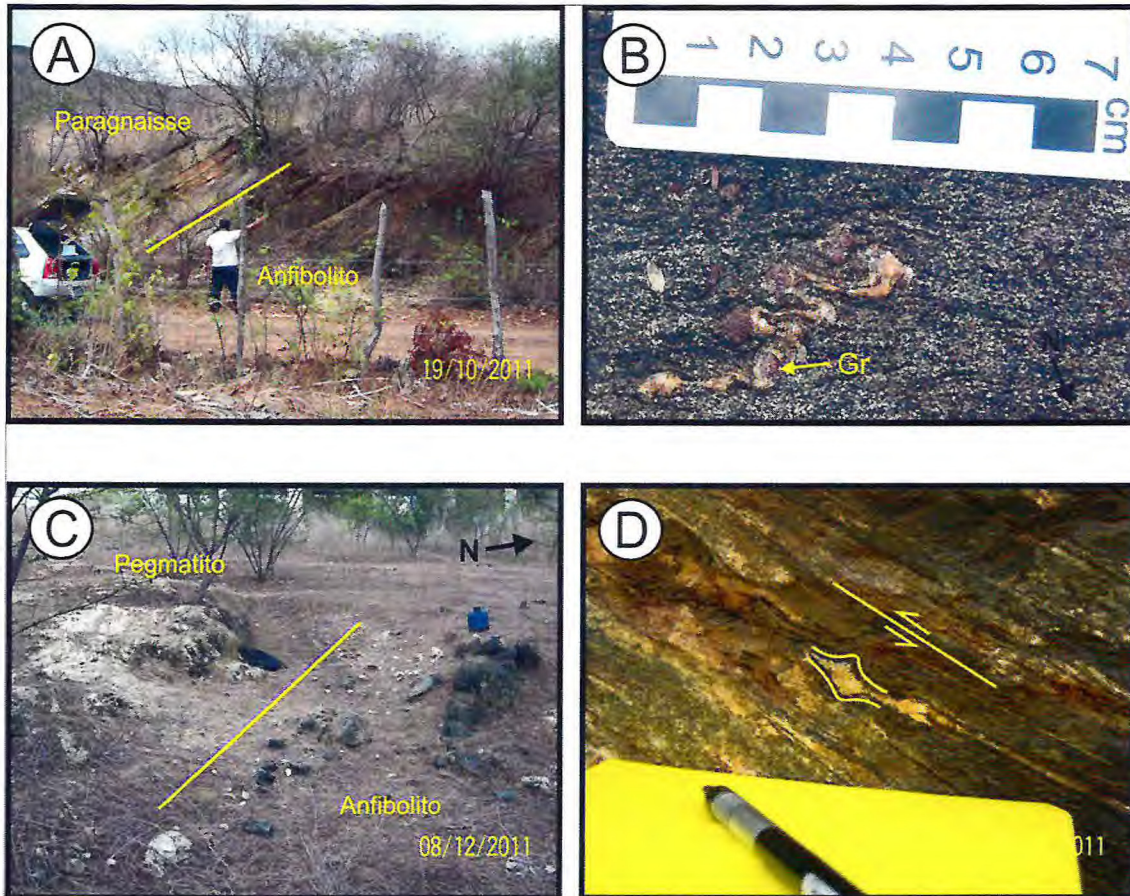


Figura 5.1: A) Figura mostrando a intercalação entre paragnaisse e Anfibolito. B) Granada manteada por uma auréola de plagioclásio. C) Lente de anfibolito associada com um dique pegmatítico. D) Cristais de quartzo observado no plano XZ da foliação sugerindo cinemática sinistral

5.1.2 Subunidade Biotita Gnaiss – PP2bgal

Esta unidade está composta por Biotita gnaisses, dispostos na área em forma de lajedos de dimensões métricas, intercalados com anfibolitos na Serra do Estevão.

O litotipo de coloração cinza clara, granulação fina e grau de intemperismo variado, é constituído por bandas centimétricas leucocráticas e bandas métricas mesocráticas, apresentando a seguinte associação mineral: biotita, muscovita, plágioclásio, quartzo, eventualmente com granadas (Figura 5.2 A). Os grãos de biotita sugerem uma lineação primária levemente oblíqua provavelmente formada durante os processos deformacionais compressoriais, com grau de caimento semelhante à intensidade da foliação (Figura 5.2 B). A foliação do biotita gnaiss segue o *trend* local NE- SW.

Os leucognaisses aparecem na forma de *sheets* métricos de granulação fina, coloração creme e alto grau intempérico (Figura 5.2 C), composta essencialmente por plagioclásio, muscovita, quartzo e ocasionalmente granada. A reduzida quantidade de minerais máficos (<4%) e ausência de lineação mineral conferem à rocha uma textura

homogênea. Segundo Martins (2000) e Martins *et. al.*, (2009) esta associação de biotita gnaisses e intercalações de leucognaisses é interpretada como pacotes de grauvascas feldspáticas.



Figura 5.2: A) Amostra de granada biotita gnaiss, amostra EH 5.2. B) Lineação mineral marcada por biotita. C) Leucogneiss com alto grau de intemperismo.

5.1.3 Subunidade Microclina-Biotita Gnaiss – PP2mbgal

Os litotipos desta subunidade encontram-se em uma faixa de direção NE – SW. É composta essencialmente por gnaisses e leucognaisses de coloração rosada, grau de intemperismo moderado, bandas máficas e félsicas de escala milimétrica e a seguinte associação mineralógica: quartzo, K-feldspato, biotita e granada (Figura 5.3 A). Estes quando aparecem são da ordem de 10mm.

Por vezes as rochas desta subunidade apresentam textura milonítica (Figura 5.3 B) com indicadores cinemáticos sinistrais e mergulhos de baixo grau ($\sim 30^\circ$), provavelmente afetadas pelas zonas de cisalhamento compressional (ZCC) (Figura 5.3 C). Em outros casos, foram medidos mergulhos com altos ângulos ($\sim 75^\circ$) e texturas miloníticas provavelmente relacionadas à zona de cisalhamento transcorrente sinistral (ZCTS) que limita esta sequencia

na parte norte (Figura 5.3 D). A foliação nesta subunidade está concordante com o *trend* regional NE – SW (Ver Capítulo 5 Geologia Estrutural).



Figura 5.3: A) Leucogneisse fraturados com granada. B) Amostra EH 49, com textura milonítica. C) Leucogneisse com foliação NE – SW e mergulho suave, provavelmente afetada pela zona de cisalhamento compressional (ZCC). D) Afloramento com mergulho da foliação em alto ângulo, produto da zona de cisalhamento transcorrente sinistral.

5.1.4 Subunidade Gnaissica Granodiorítica a Tonalítica – PP2ggtal

O Hornblenda-biotita gnaiss típico dessa sequência ocorre sob a forma de lajedos decamétricos (Figura 5.4 A) dispersos na porção norte da área e migmatizados localmente. Intercalados a este litotipo, ocorrem blocos de Granada-biotitas gnaisses e lentes de anfibolito com e sem granada. Em geral, as rochas desta subunidade seguem o *trend* regional NE – SW, mas em alguns setores estão discordantes, possivelmente rotacionados pela zona de cisalhamento dextral Sabonete – Inharé, que recorta esta unidade na direção NE – SW.

O Hornblenda-biotita gnaiss tem coloração cinza - escuro, granulação fina e grau de intemperismo variado. São constituídos pela seguinte associação mineralógica: quartzo,

plagioclásio, biotita e hornblenda. Em escala de afloramento foi observado características bandas máficas e félsicas, dobras, diques pegmatíticos e fragmentos de rochas calcissilicáticas - xenólitos (Figura 5.4 B).

O Granada-biotita gnaissé tem coloração cinza – escura, granulação fina (Figura 5.4 C) e são constituídos pela seguinte associação mineralógica: granada, biotita, plagioclásio, K-feldspato e quartzo. Os afloramentos destes litotipos estão dispostos em blocos maciços métricos com baixo grau de intemperismo. A granada presentes nesta rocha é via de regra, milimétrica (< 5mm), (Figura 5.4 C). Nos afloramentos não foi possível observar indicadores cinemáticos.

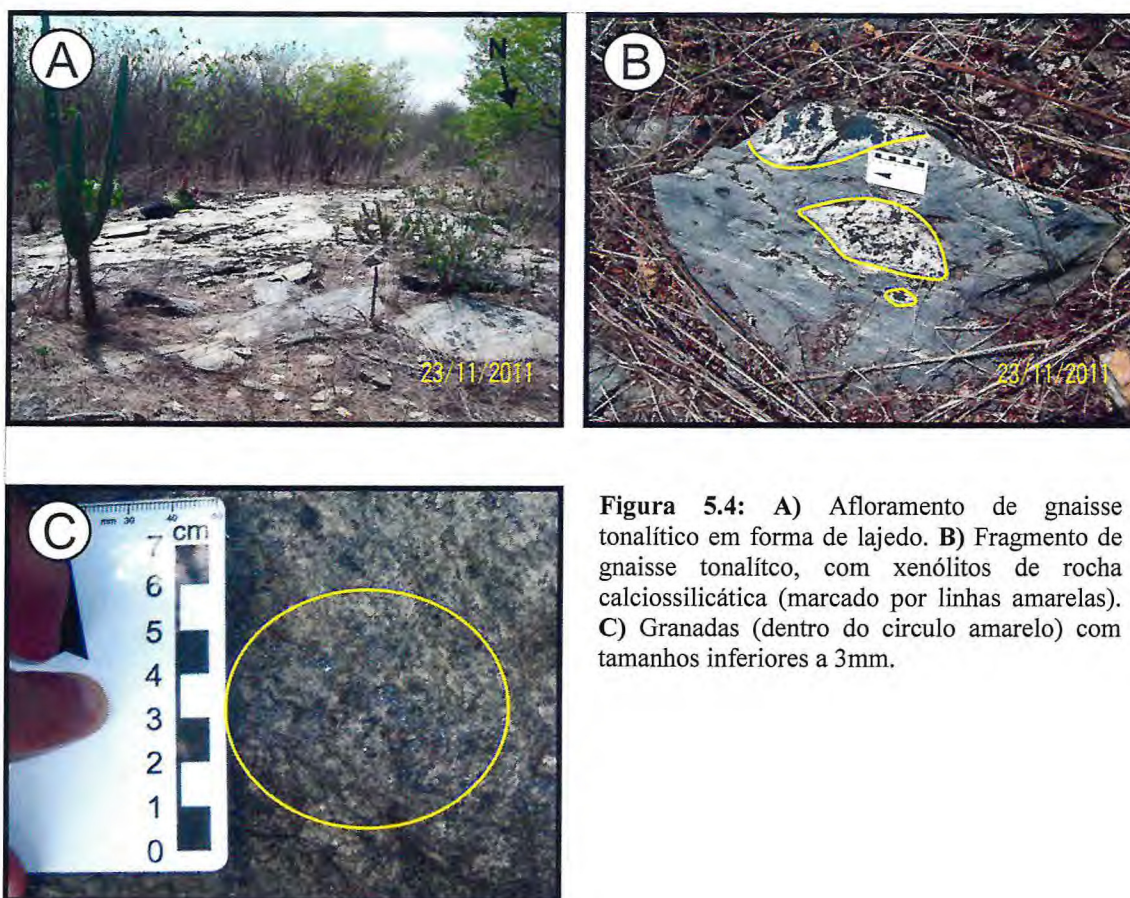


Figura 5.4: A) Afloramento de gnaissé tonalítico em forma de lajedo. B) Fragmento de gnaissé tonalítico, com xenólitos de rocha calcissilicática (marcado por linhas amarelas). C) Granadas (dentro do círculo amarelo) com tamanhos inferiores a 3mm.

5.1.5 Subunidade Metassedimentar – PP2mal

Os afloramentos desta unidade estão na porção NW – W da área, nos arredores de Choró - CE e do açude Choró Limão, dispostas principalmente na forma de lajedos, blocos e cortes de estrada em extensões métricas. As rochas encontradas nesta unidade são: Granada –

sillimanita- muscovita xisto, Muscovita-xisto e Muscovita-quartzito, todas as foliações medidas nestes litotipos, estão concordantes com o *trend* regional NE - SW.

O Granada sillimanita muscovita xisto tem coloração rosa – escuro, granulação fina e intemperismo moderado. A rocha é composta essencialmente por: granada, sillimanita, muscovita e quartzo. No afloramento podem ser observadas estruturas deformacionais como, *boudins* (Figura 5.5 A), clivagem de crenulação (Figura 5.5 B) e sigmóides quartzosos redobrados.

Muscovita xisto (Figura 5.5 C) é uma rocha de coloração cinza – claro, granulação fina e intemperismo moderado, de composição mineralógica predominante de muscovita e quartzo, apresentando clivagem de crenulação onde desenvolvem-se planos S_{n+1} (ver Cap.6 estrutural). Muscovita quartzito, rocha de coloração creme/esbranquiçada, de granulação fina a média, intemperismo moderado, composta essencialmente por muscovita, quartzo e óxidos de Fe/Mn (Figura 5.5 C). Em amostra de mão também é possível observar pequenos cristais de turmalina (< 1mm), perfazendo um total de 3% do exemplar. O quartzo aparece estirado em meio a uma matriz arenosa mais fina.

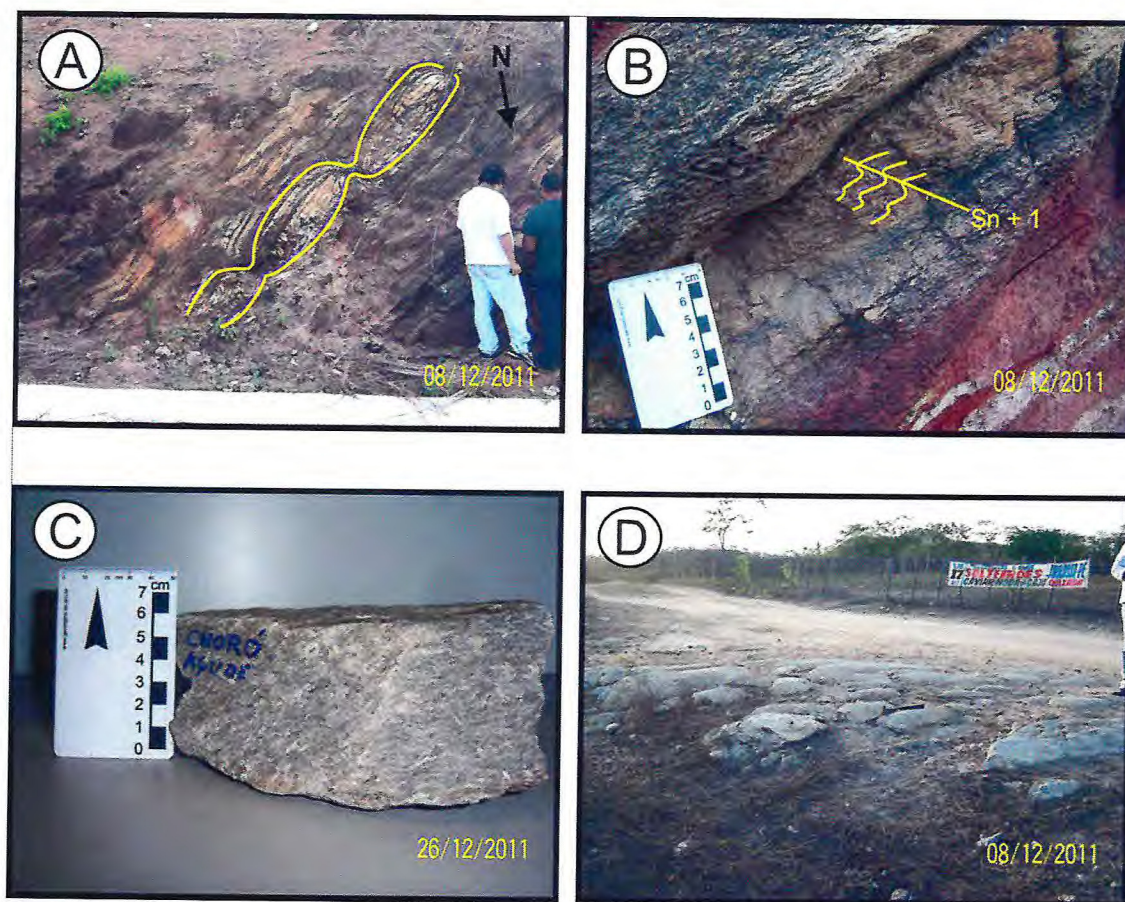


Figura 5.5: A) Afloramento de granada sillimanita muscovita xisto, com *boudins* (linhas amarelas) na cidade de Choró. B) Figura mostrando clivagem de crenulação (linhas amarelas). C) Muscovita xisto, Amostra EH 92. D) Afloramento de Muscovita quartzito, próximo ao açude Choró Limão – CE.

5.2 Complexo Ceará

O Complexo Ceará definido inicialmente como grupo Ceará (Crandal *et al.*) inclui unidades lito-estratigráficas que se distribuem por grande parte do Domínio Ceará Central, e que apesar de similares são descontínuas e assim, de maneira informal, foram designadas conforme as localidades de suas ocorrências. Por causa da impossibilidade, baseado no nosso conhecimento atual, de se estabelecer uma subdivisão estratigráfica formal do Grupo, foi adotado a terminologia Complexo Ceará, seguindo a nomenclatura utilizada pela CPRM no Mapa Geológico Estadual – escala 1:500.000 (Cavalcante *et al.*, 2003).

5.2.1 Unidade Quixeramobim – *PRcq*

A Unidade Quixeramobim descrita inicialmente por Góes e Fernandes (1992) refere-se a um pacote de rochas metassedimentares pertencetes ao Complexo Ceará que ocorre nas adjacências da cidade de Quixeramobim e Quixadá. Nas adjacências da área de

estudo esta sequência é representada principalmente por xistos, mármore num caráter mais regional e quantidades subordinadas de quartzitos e rochas calcissilicáticas.

Na área de mapeamento os litotipos descritos foram: Granada-sillimanita-biotita xisto, com alto grau de intemperismo (Figura 5.7 A e B), no contato com biotita gnaisses migmatizados do Complexo Canindé, (Figura 5.7 C).

5.2.1.1 Subunidade Calciossilicática - *PRcqc*

O Serrote Branco no município de Quixadá é formado quase que exclusivamente por rochas calciossilicáticas e subordinadamente quartzitos. São rochas maciças, de coloração que varia de cinza a esverdeado, granulação fina/média e baixíssimo grau de intemperismo. Em amostra de mão (Figura 5.7 D) é possível reconhecer a seguinte associação mineral: micas (biotita e flogopita), quartzo, anfibólio, granada, plagioclásio e clinopiroxênio.

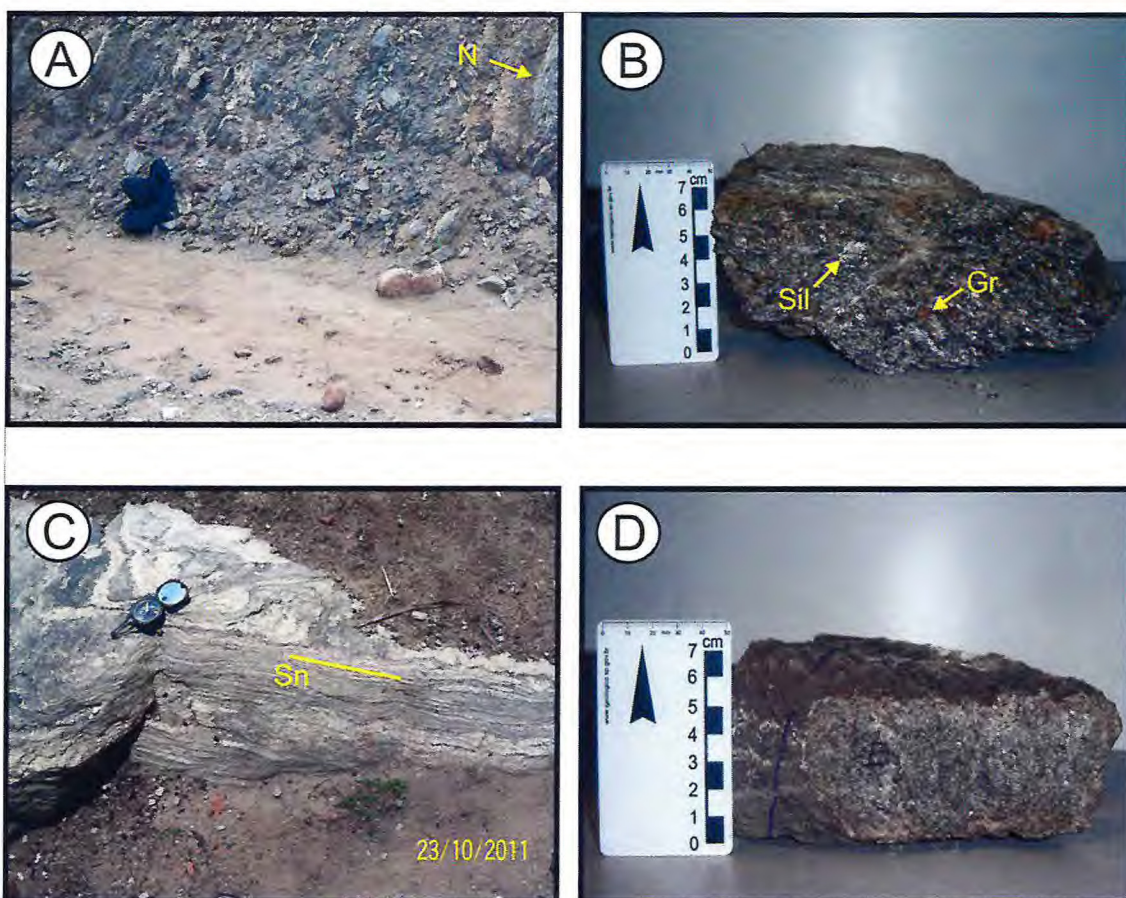


Figura 5.6: A) Afloramento de granada sillimanita biotita xisto (corte de estrada, CE – 040), com alto grau de intemperismo. B) Granada-sillimanita-biotita xisto, amostra EH 90. C) Afloramento de biotita gnaiss parcialmente migmatizado com o *trend* da foliação NE – SW. D) Exemplar de uma rocha calciossilicática, retirada do Serrote Branco no município de Quixadá.

5.2.1.2 Subunidade Gnaiss Migmatítico – *PRcqgm*

Esta subunidade composta por biotita gnaisses e leucognaisses parcialmente migmatizados, dispostos na área na forma de lajedos (Figura 5.6 A) é muito semelhante aos migmatitos da Unidade Juatama (Almeida, Arthaud & Parente; 2008). Entretanto, esta última ocorre bordejando os granitóides de Quixadá e Quixeramobim o que nos levou a considerar as rochas aqui descritas como pertencentes a Unidade Canindé (Cavalcante et al., 2003). Os litotipos dessa subunidade possuem coloração cinza – claro e creme respectivamente, granulação média, grau de intemperismo variado e associação mineralógica composta basicamente por: quartzo, plagioclásio, K-feldspato, anfibólio, biotita e muscovita.

As rochas desta sequência também exibem um *trend* de foliação NE – SW, de mergulho suave para SE, sendo possível observar indicadores cinemáticos sinistrais com topo para NW em alguns afloramentos (Figura 5.6 B). Os litotipos mostram bandamento máfico e félsico, em geral, plano-paralelo, de escalas variáveis.

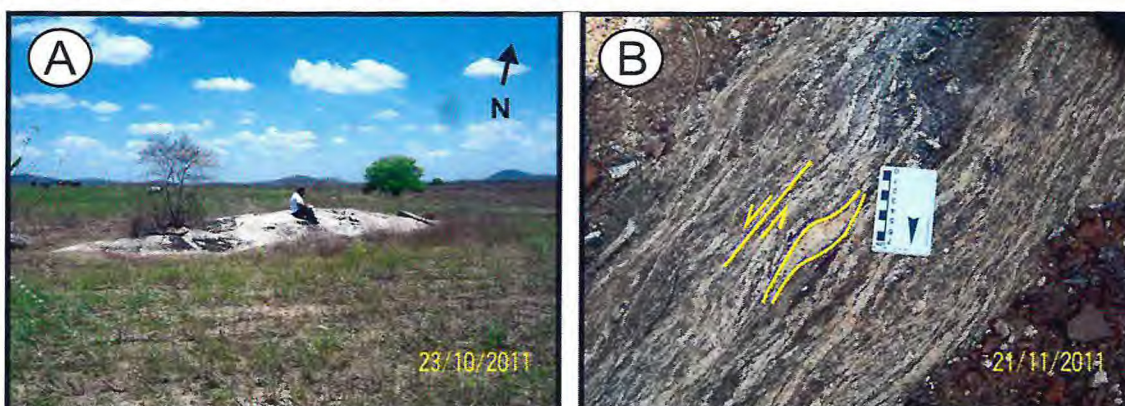


Figura 5.7: A) Afloramento de Biotita gnaiss não migmatizado. B) Biotita gnaiss migmatizado da unidade quixeramobim - *PRcqgc*, com indicador cinemático sinistral.

6. PETROGRAFIA

6.1 Anfibolitos - PP2βla

Os anfibolitos da região mostram textura nematoblástica e são geralmente compostos por anfibólitos. A granulação varia desde fina a grossa.

Os cristais de anfibólio (65%) (Figura 6.1 A e B), descritos são hornblendas (70%) e actinolitas (30%), exibem pleocroísmo com variações de verde escuro a amarelo. Os cristais são geralmente alongados (Figura 6.1 A) sub-idioblástico, mostrando por vezes contatos bruscos com os demais minerais, suas faces se apresentam de forma sub-idioblástica a xenoblástica.

O plagioclásio (15%) ocorre como cristais sub-idioblástico de tamanhos variáveis similar aos anfibólitos e geralmente exibe geminação segundo a lei da Albita (Figura 6.1 B). Mostra contatos bruscos com os cristais de anfibólio e também ocorre preenchendo pequenos veios.

Quartzo (15%) é xenomórfico e intersticial, com extinção ondulante, contatos irregulares com os demais minerais, ocorrendo tal como o plagioclásio, preenchendo pequenos veios nos intertícios da rocha.

Entre os minerais acessórios (5%) a titanita (Figura 6.1 B) é uma fase comum e ocorre disseminada em todos os anfibolitos da região. Outras fases acessórias presentes são apatita, zircão e granada.

Como opacos foram identificados ilmenita, magnetita e outros óxidos de ferro não identificáveis em microscópio convencional.

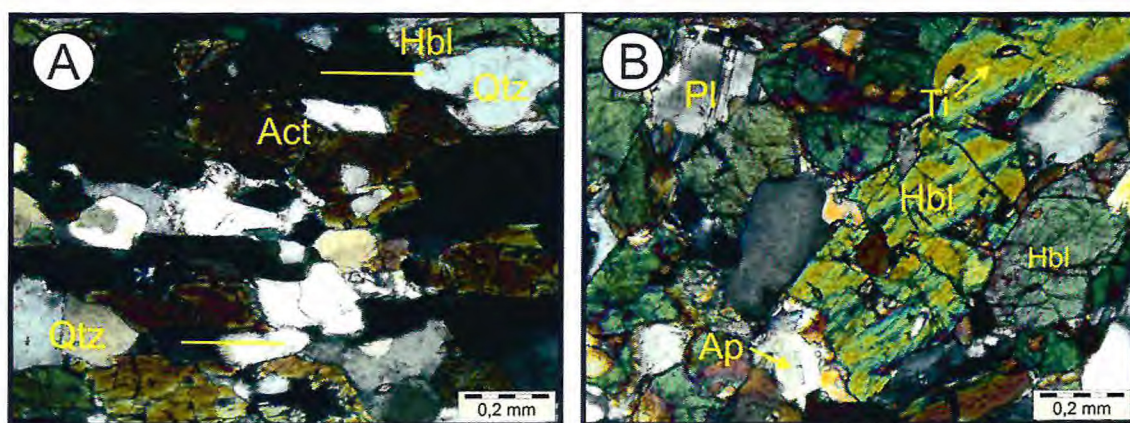


Figura 6.1: A) Lâmina de anfibolito observada à luz ortoscópica com orientação preferencial Sn (linha amarela) marcada pelos cristais de quartzo (Qtz) e actinolita (Act) deformados. B) Lâmina observada à luz ortoscópica mostrando cristais de plagioclásio (Pl) segundo a Lei da albita, hornblenda (Hbl) fraturadas com inclusões de titanita (Ti) e quartzos com inclusões de apatita (Ap).

6.2 Calciossilicática – *PRcqc*

As rochas calciossilicáticas apresentam-se com uma mineralogia composta por anfibólio, biotita, plagioclásio e quartzo, titanita, epidoto e escapolita, os acessórios ficam por conta da apatita e zircão, opacos e raras palhetas de flogopita também estão associados.

Os cristais de quartzo são xenoblásticos, apresentam contatos côncavo-convexos entre si e contatos irregulares com os demais minerais. Mostram fortes extinções ondulantes, por vezes se apresentam bem fraturados.

Cristas de escapolita aparecem com forma xenoblástica, cor de birefringência baixa e relevo moderado (Figura 6.2 – B), elas são geralmente restritas a ambientes metamórficos e metassomáticos em mármores silicosos e rochas calciossilicáticas, muitas vezes reacionais ou por alteração de plagioclásios.

O anfibólio é marcado por um forte pleocroísmo que varia de verde amarelado a verde escuro, perfazendo uma porcentagem média de 25% do volume da amostra.

O Plagioclásio se mostra em cristais sub-idioblástico a xenoblásticos, com geminação segundo a lei da Albita bem marcada, e por vezes mostrando também uma geminação periclina associada. Os cristais aparecem com um grau de alteração elevado, mostrando contatos irregulares com o quartzo e perfazendo não mais que 20% dos cristais presentes nas lâminas.

A Microclina ocorre em forma de cristais xenoblásticos, com fraturas preenchidas biotita e a macla xadrez típica (Figura 6.2 C).

Os cristais de diopsídio apresentam pleocroísmo verde – rosado a verde – amarelado, com relevo alto, fraturado e encontra-se em equilíbrio com a mica e anfibólio (Figura 6.2 A).

As placas de biotita estão orientadas (Figura 6.2 D), apresentam seu hábito lamelar característico, coloração marrom, tamanhos que variam de 0.5 mm podendo chegar a 1 mm. É comum a alteração nas bordas e apresenta contatos gradacionais com a matriz da rocha, com pleocroísmo alaranjado o que sugere uma composição magnesífera a titanífera (Figura 6.2 A-B).

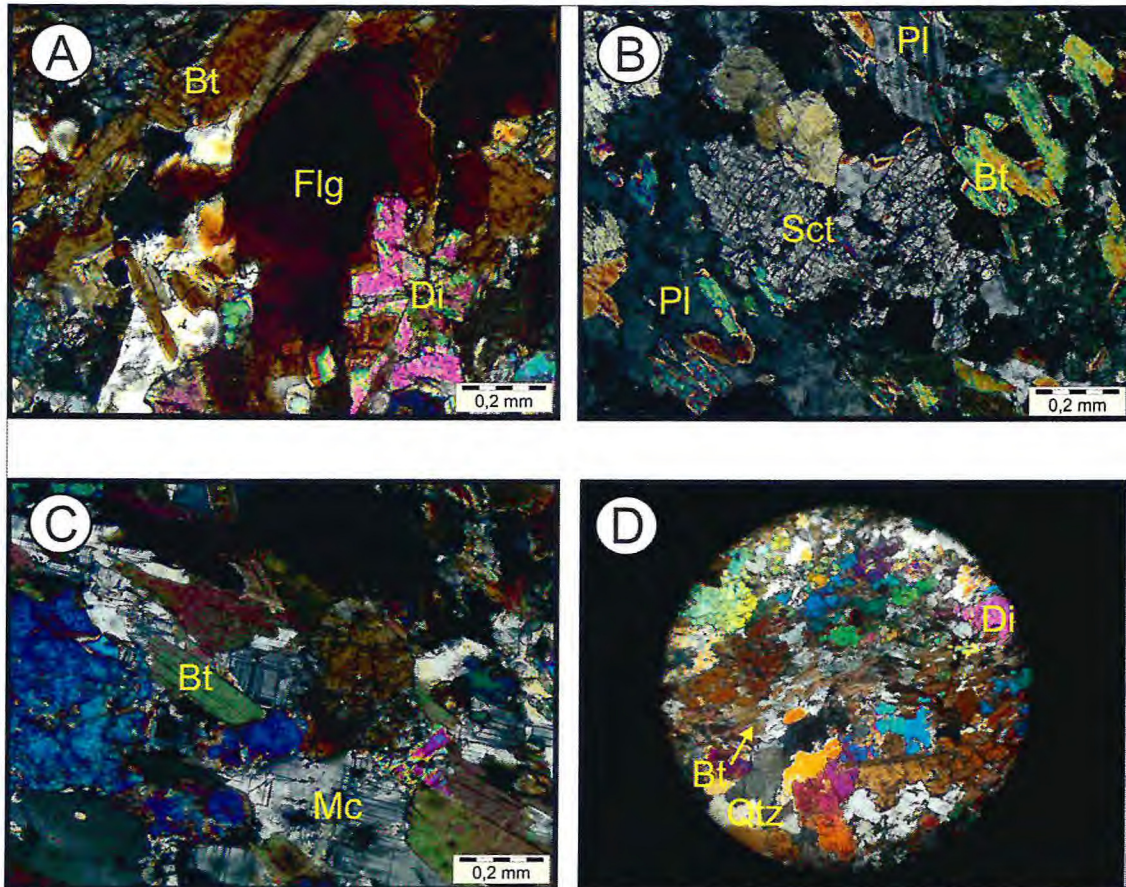


Figura 6.2: A) Lâmina de rocha calciossilicática observada a luz ortoscópica com, biotita (Bt) e flogopita (Flg) associadas ao diopsídeo (Di). B) plagioclásios (Pl) segundo a lei da albíta, biotita (Bt) e Escapulita. C) Biotita (Bt) com hábito tabular em meio à microclinas (Mc). D) Biotitas (Bt) aparecem marcando a orientação da camada, com certo dobramento.

6.3 Sheets de Leucognaisse – PP2bgal

Os leucognaises são compostos essencialmente por quartzo (30%), feldspato (20%) e plagioclásio (40%), biotita (5%).

Conforme a variação nos percentuais dos feldspatos, estes leucognaises exibem composição quartzo-felspática. Veios pegmatíticos e aplíticos e outros mais tardios são comuns.

A microclina é o feldspato dominante e ocorre em cristais sub-idioblástica a xenoblásticos, sem indícios de alteração. Exibe a macla tabuleiro de xadrez. Por vezes, mostra extinção ondulante e alongamento de cristais, contatos bruscos com os demais minerais, e dimensões que chegam a 5 mm.

A biotita ocorre dispersa e em poucas quantidades, normalmente descontínuas, sem uma direção preferencial, esta na forma de lamelas (Figura 6.3 A, B, C, e D).

O plagioclásio também possui forma xenoblástico a sub-idioblástica a, sendo predominantes os que variam de 1 a 1,5 mm. Os cristais possuem a geminação segundo a lei da albíta (Figura 6.3 C e D).

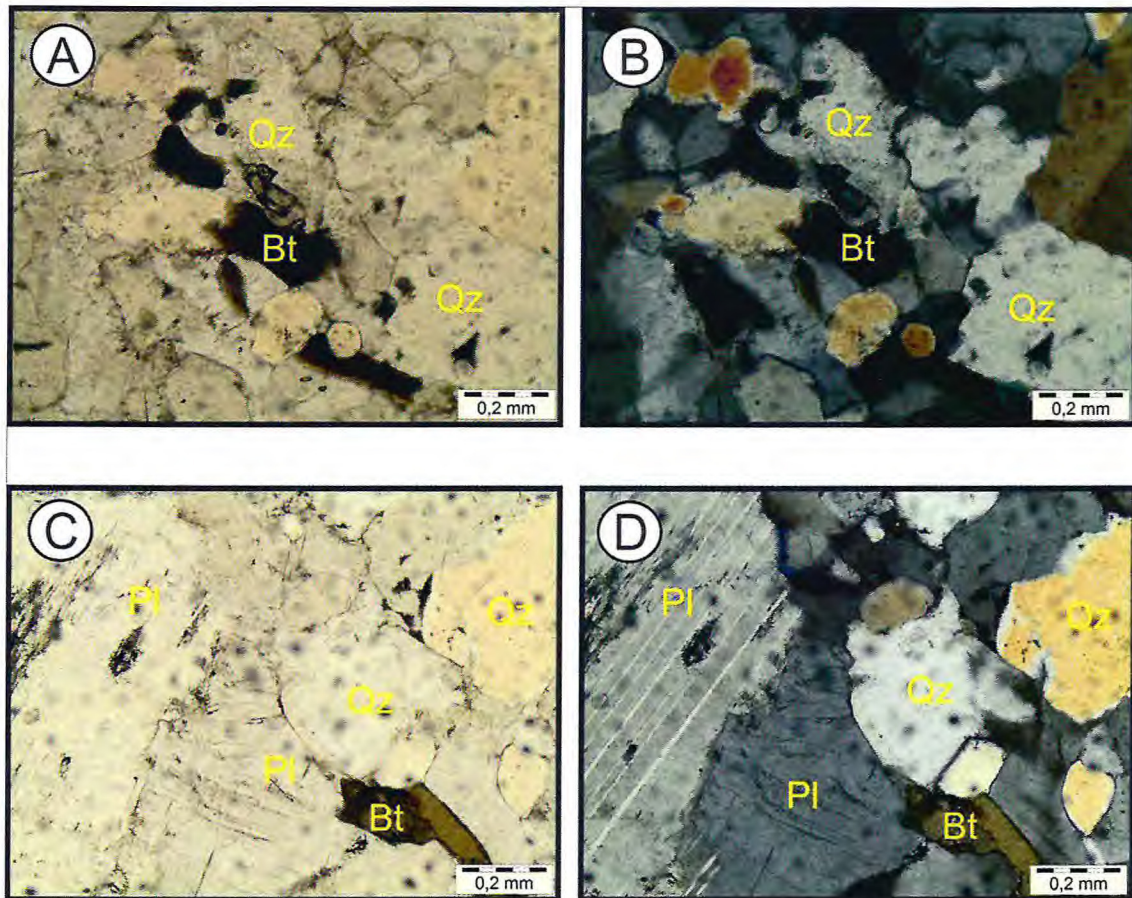


Figura 6.3: A) Lâmina de leucogneisse observada à luz natural com 95% da sua composição composta por quartzo (Qtz) e biotitas como acessório perfazendo (5%) da rocha. B) mesma lâmina vista em luz ortoscópica. C) Lâmina observada à luz natural, com plagioclásio (Pl) segundo a lei da albíta, com cristais de biotita intercrescidos em meio a Pl e Qtz. D) mesma lâmina observada a luz ortoscópica.

6.4 Biotita Gnaiss – PP2bgal

Microscopicamente exibem uma textura granoblástica, uma granulação varia de média a grossa composta por plagioclásio (alguns com textura mimerquitica), quartzo (10%), biotita (60%) e microclina (20%), e como acessórios opacos, apatitas, zircão e titanita (10%) (Figura 6.4 D).

A microclina ocorre em formas sub-idioblásticas a xenoblásticas com dimensões entre 0,1 a 0,4 mm o contato com os demais minerais ocorre muitas vezes de forma gradacional. Os interstícios da malha de feldspato ou plagioclásio são ocupados por grãos xenoblásticos de quartzo.

A biotita ocorre como lamelas longas, finas, distribuídas em agregados que constitui a foliação (Figura 6.4 A). Seu pleocroísmo varia de castanho claro a castanho escuro, com alguns cristais mostrando tons avermelhados. Suas terminações são corroídas e denteadas.

O quartzo é xenoblástico e ocorrem comumente como cristais intersticiais, com fraturas intergranular e intragranular (Figura 6.4 A e D). A maioria dos grãos apresenta extinção ondulante, contatos irregulares com os demais minerais, dimensões que variam de 0,2 a 1 mm.

O plagioclásio é presente em todas as amostras observadas, com forma xenoblástica, fraturas intragranulares, geminação do tipo albita e exibem contato gradacional com os demais minerais com micro inclusões de muscovita e apatita, cristais de quartzo intercrecem de forma vermicular junto ao plagioclásio dando origem a textura mimerquitica (Figura 6.4 C). Observa-se também em algumas lâminas um elevado grau de alteração hidrotermal, evidenciado processos de saussuritização (Figura 6.4 B) e sericitização.

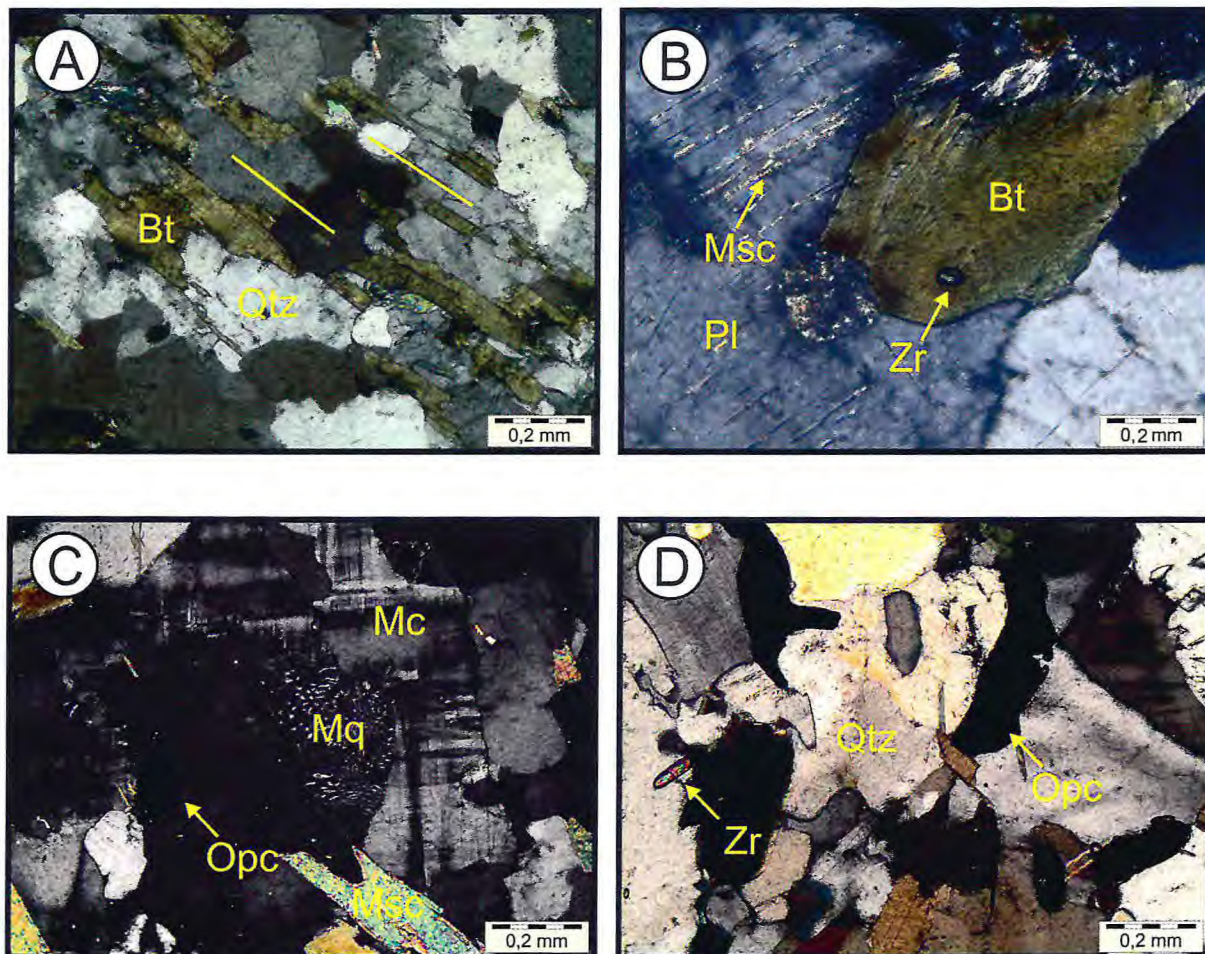


Figura 6.4: A) Lâmina observada à luz ortoscópica, as biotitas (Bt) mostram estão orientadas concordantes com a foliação. B) Minerais mostram forte alteração, processos como a saussuritização no plagioclásio aparecem na lâmina analisada, muscovitas (Msc) estão inclusas no mesmo, minerais acessórios, como o zircão também estão presentes. C) Lâmina mostrando textura de intercrescimento mimerquítica. D) Acessórios como zircão e opacos.

6.5 Gnaisses Granodioríticos a Tonalíticos – *PP2ggtal*

6.5.1 Granada Biotita Gnaisse

Microscopicamente a rocha apresenta uma textura granoblástica por vezes lepidoblástica, presentes também na mineralogia quartzo, plagioclásio, granada e anfibólio, como acessórios, opacos, apatita e zircão.

A biotita ocorre em lamelas orientadas, com pleocroísmo verde claro a escuro característico deste mineral, ocorrem de formas intersticiais ao plagioclásio, conferindo à rocha uma foliação incipiente, possuindo por vezes micro inclusões de opacos.

O quartzo aparece predominantemente xenoblástico, com grãos intersticiais compondo a matriz. Em zonas deformadas, o quartzo se mostra com contatos suturados,

extinção ondulante forte e algumas vezes, quando recristalizados, formam conjuntos fitados, preenchendo pequenos veios (Figura 6.5 D).

O plagioclásio ocorre tanto em cristais sub-idioblástico como mais frequentemente xenoblásticos. Em alguns minerais, observa-se a geminação, principalmente segundo a Lei da Albita. Inclusões de biotita podem ser observadas.

Os cristais de granada são porfiroblásticos a xenoblásticos (Figura 6.5 A e B) com diâmetro médio de 0,3 a 1 mm, alguns cristais são poiquiloblastos ricos em inclusões de quartzo arredondado e plagioclásio.

O anfibólio observado é a hornblenda (Figura 6.5 A e B), ocorre associado à granada, e apresenta via de regra, formas irregulares e contatos bruscos quando relacionado ao plagioclásio.

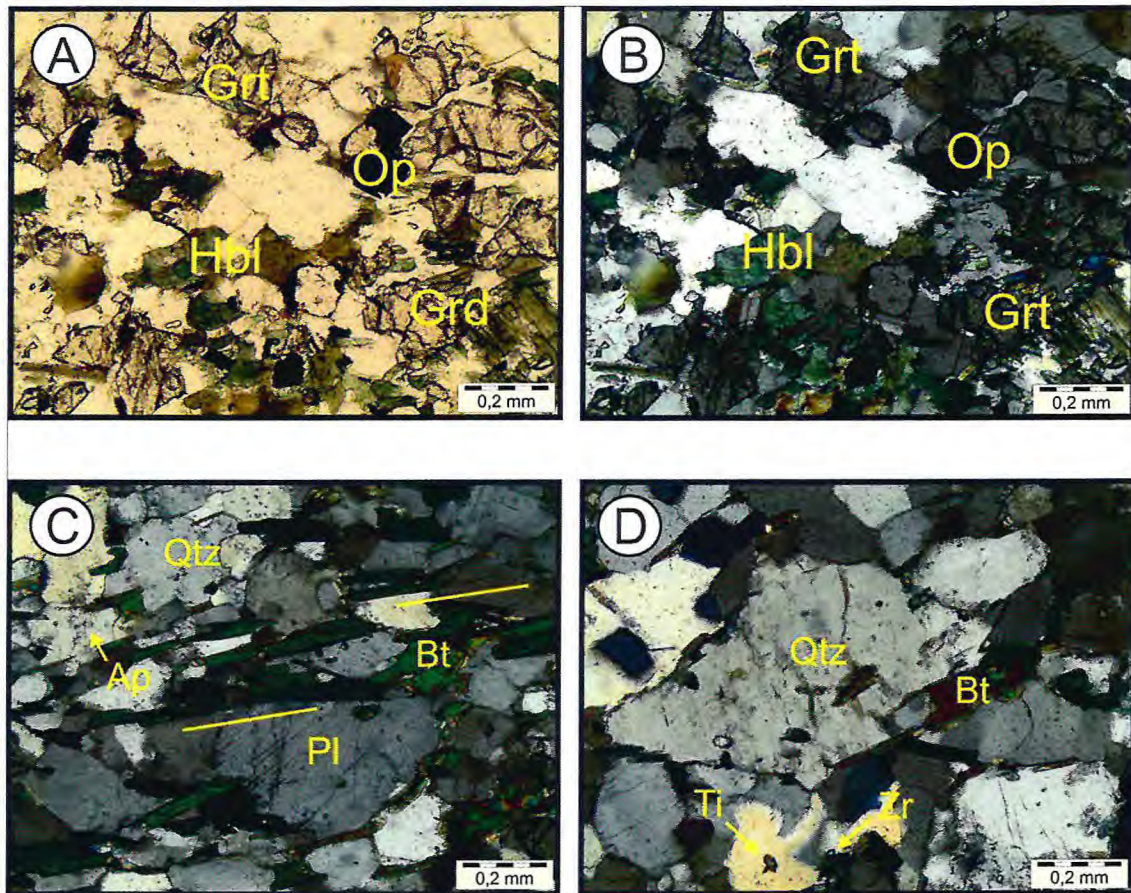


Figura 6.5: A) e B) Figura mostrando minerais opacos, hornblendas e granadas (Grt) com formas irregulares. C) Lamelas de biotita orientadas segundo a foliação (Sn) D) Grão de quartzo (Qtz) deformado.

6.5.2 Hornblenda Biotita Gnaiss

Na análise microscópica, esta rocha revela grãos félsicos e fraturados, por vezes com extinção ondulante. Apresenta, em geral, maior proporção de plagioclásio (35%). Seus

grãos são xenoblásticos a sub-idioblásticos, com geminações segundo a Lei da albita, bem definidas com indícios de saussuritização em alguns cristais de plagioclásio.

Grãos de quartzo (30%) xenoblásticos, recristalizados e estirados, apresentam comumente, extinção ondulante, alguns tem cristais de apatita e zircão inclusos evidenciando uma textura poiquilítica (Figura 6.6 B).

Os minerais máficos, representados por hornblenda (5%) e biotita (25%), apresentam, em geral, proporções desequilibradas. A biotita tem pleocroísmo verde - amarronzado e ocorre em finas palhetas definindo orientandos segundo. À foliação da rocha (Figura 6.6 A). A hornblenda tem pleocroísmo verde-oliva e ocorre em grãos xenoblásticos e fraturados (Figura 6.6 A).

Epidoto (2%) os cristais apresentam uma coloração de verde – rosado a verde – amarelado, e ocorre sob a sob a forma de agredados granulares. Mostra relevo acentuado com fraturas. Geralmente está associado à mica ou bordejando minerais opacos (Figura 6.6 C).

Como minerais acessórios (3%), ocorrem titanita bordejando minerais de ilmenita, apatita (Figura 6.6 B) e zircão inclusos em quartzo e plagioclásio.

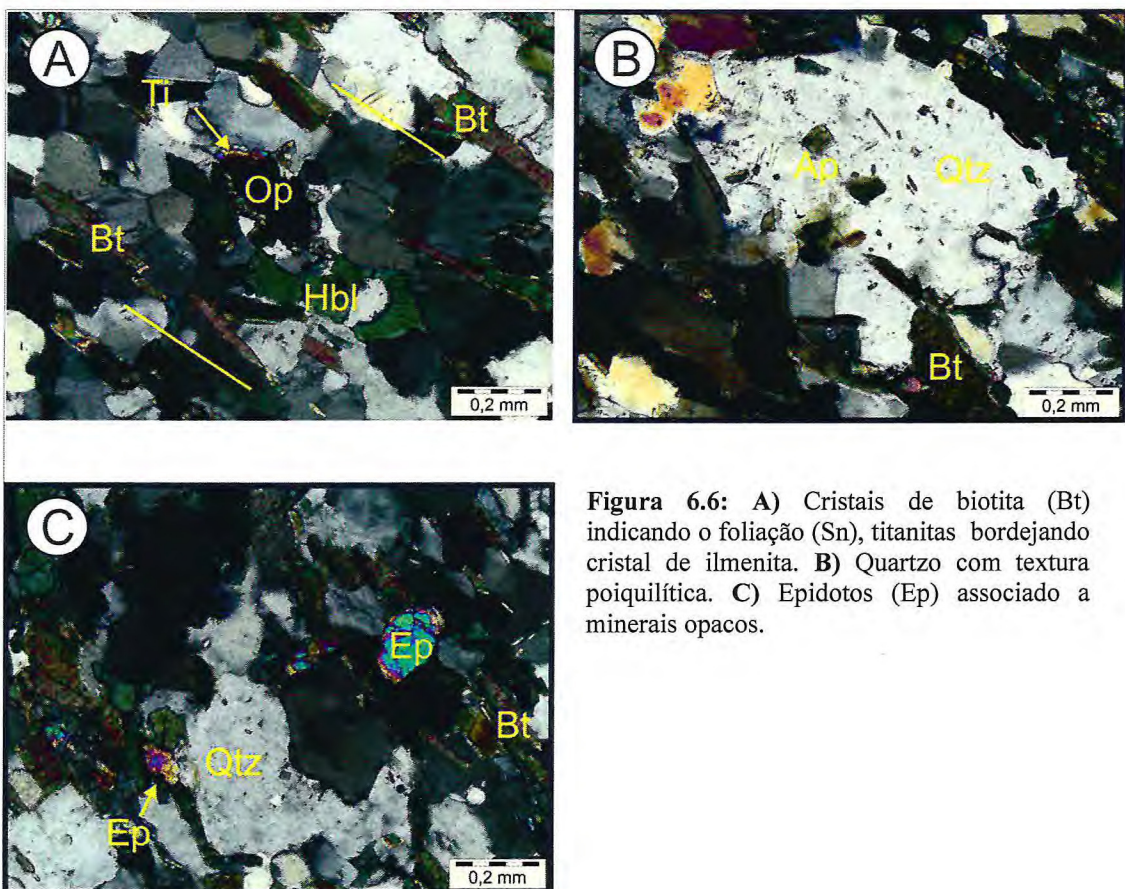


Figura 6.6: A) Cristais de biotita (Bt) indicando o foliação (Sn), titanitas bordejando cristal de ilmenita. B) Quartzo com textura poiquilítica. C) Epidotos (Ep) associado a minerais opacos.

6.6 Muscovita Xisto

Apresenta microscopicamente textura granolepidoblástica, caracterizada pela presença isorientação e dobramentos das lamelas de muscovita (40%) (Figura 6.7 A e B).

O quartzo (57%) com dimensões que variam de 0,25 a 2 mm, possui forma sub-idioblástico a xenoblástico, os grãos apresentam-se de forma orientada, e recristalizado (Figura 6.7 B). Por vezes aparecem inclusos cristais de muscovita, ocorre também formando agregados monominerálicos (formados por aberturas nos níveis micáceos, originados quando a foliação sofre compressão).

A biotita ocorre como acessório (3%), tem forma tabular e seus contatos são predominantemente regulares. Seus grãos aparecem dispersos na lâmina e em pouca quantidade. Seu tamanho varia de 0,1 a 0,4 mm (Figura 6.7 A).

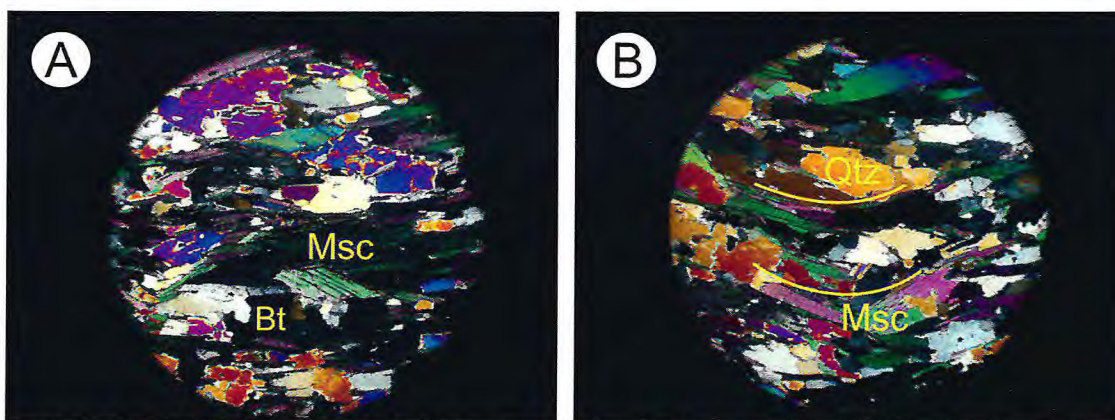


Figura 6.7: A) Baixa quantidade de biotita (Bt) na amostra, denotando a transformação das mesmas em muscovita. B) Muscovitas (Msc) orientadas e dobradas, marcando a clivagem de crenulação, que também pode ser observada em amostra de mão.

6.7 Biotita microclina gnaisse – PP2mgal

Microscopicamente a rocha apresenta uma textura granoblástica, com bandamento gnáissico presente, individualizado a partir da presença de bandas máficas e félsicas.

A composição mineralógica da rocha é dada por: biotita, microclina, k-feldspato, quartzo como minerais essenciais, granada, titanita, apatita e muscovita como acessórios.

Quanto à separação das bandas, as félsicas são compostas por plagioclásio, K-feldspatos e quartzo e as máficas são constituídas essencialmente por biotitas.

Os feldspatos, K-feldspato (12%) e microclina (30%) ocorrem na forma de cristais médios a grossos, sub-idioblásticos, estirados, contatos gradacionais, “com geminação

tabuleiro de xadrez (microclina)” e por vezes grãos de quartzo aparecem intercrescidos no mineral (Figura 6.8 A).

Plagioclásio (23%) ocorre na forma de grãos médios a grossos, sub-idioblásticos, com geminação albita, contatos gradacionais, fraturas preenchidas por micas, os cristais aparecem levemente estirados ao longo do plano de foliação da rocha (Sn) (Figura 4.8 B).

A biotita (15%) ocorre de forma lamelar, cor de interferência marrom, orientados segundo a foliação (Sn). Indicadores cinemáticos do tipo *mica-fish*, são frequentemente presentes e sugerem movimentação sinistral (Figura 4.8 B).

O quartzo (16%) surge como grãos xenoblásticos, estirados, com fraturas preenchidas por micas, extinção ondulante e aparece intercrescido em cristais de plagioclásio e microclina (Figura 4.7 A).

Acessórios (4%) ocorrem dispersos por toda a lâmina, dentre os quais destaca-se zircão, apatita e epidoto. É comum no plagioclásio, o crescimento de sericita por ação hidrotermal (Figura 4.8 B).

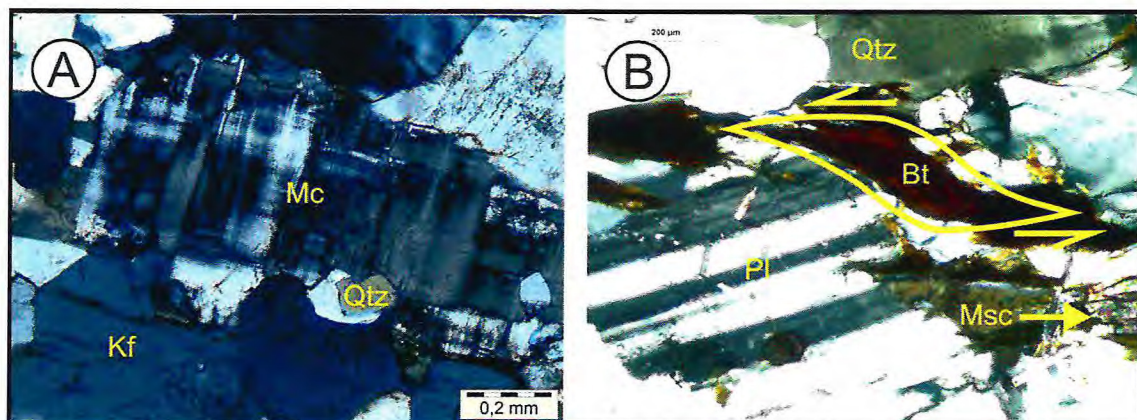


Figura 6.8: A) Microclina (Mc) exibindo a macla “tabuleiro de xadrez” contatos gradacionais e quartzo intercrescido no mineral. B) Biotita *mica-fish* indicando cinemática sinistral,

7. ARCABOUÇO TECTÔNICO-ESTRUTURAL

Este capítulo trata das estruturas mais características reconhecidas na área de trabalho, visando relacioná-las aos eventos tectônicos tradicionalmente citados na literatura geológica do Estado do Ceará.

A Província Borborema (Capítulo 03), é cortada por lineamentos de caráter regional que tem ocorrência em toda área de exposição das rochas do Pré-Cambriano. Estes têm extensões e orientações variáveis, com predominância de orientações NE-SW. Com menor frequência ocorrem orientações N-S, NW-SE e E-W (Figura 7.1).

As características desses lineamentos (mega-zonas de cisalhamento) da Província Borborema são sintetizadas por Vauchez *et al.* (1995) os quais em campo notam-se como cinturões miloníticos bem desenvolvidos nos quais protomilonitos, milonitos e ultramilonitos de alta e baixa temperatura coexistem. Os protólitos destes milonitos seriam gnaisses e granitóides do embasamento arqueano a paleoproterozóico.

Na área de trabalho as principais feições estruturais mostram uma direção preferencial NE-SW, com falhamentos em alto ângulo (transcorrentes) e de e de baixo/médio ângulo (cavalgamento/empurrões) (Figura 7.3). Este *trend* local (NE-SW) pode estar associado principalmente ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento (ZC) regionais como, por exemplo, a ZC de Senador Pompeu e ZC Sabonete-Inharés (Figura 7.2).

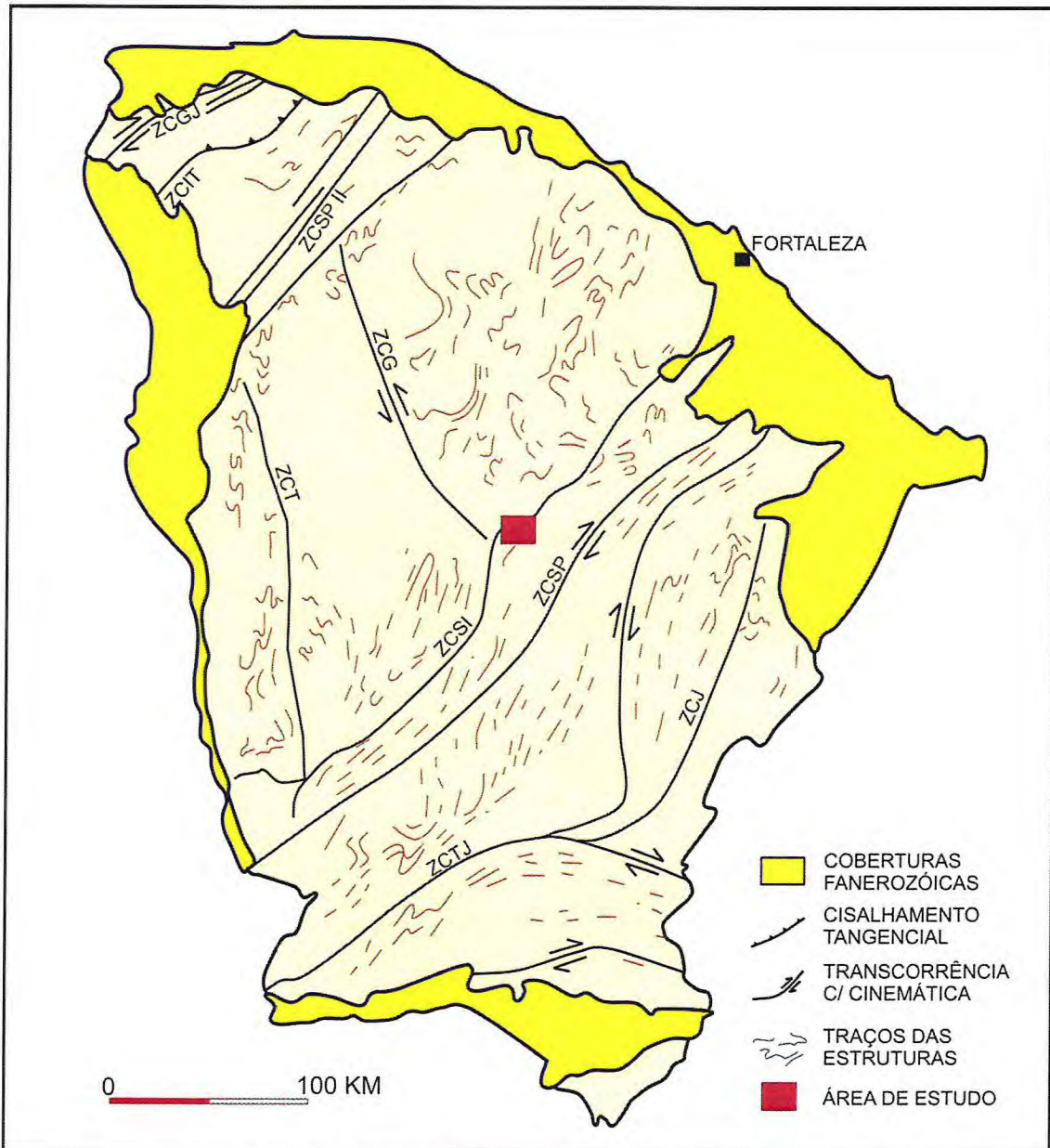


Figura 7.1: Esboço estrutural do Estado do Ceará com as principais zonas de cisalhamento: ZCGJ- Zona de Cisalhamento de Granja; ZCIT- Zona de Cisalhamento de Itacolomi, ZCSP II- Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; ZCG- Zona de Cisalhamento Groaíras; ZCT- Zona de Cisalhamento de Tauá; ZCSI- Zona de 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).

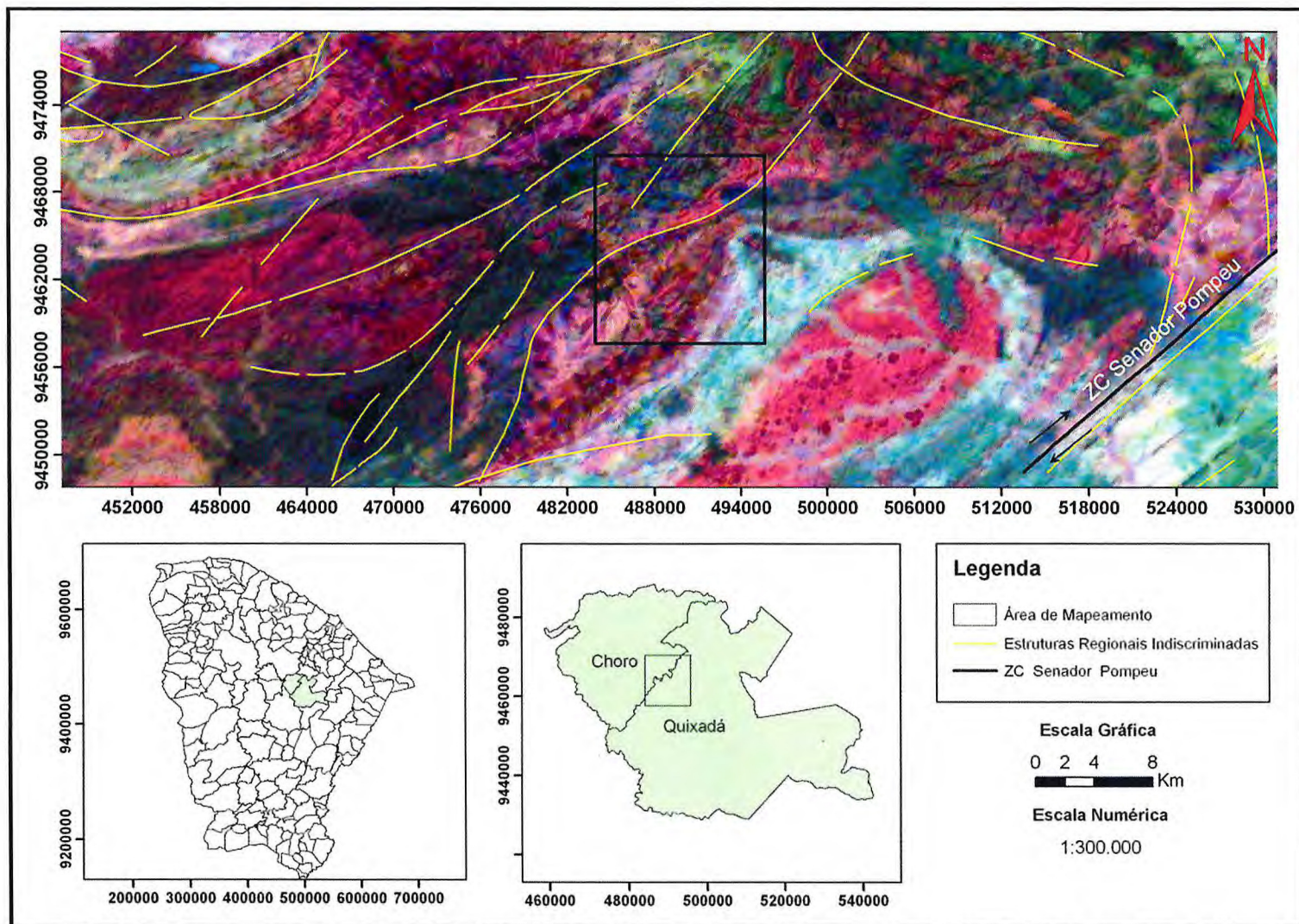


Figura 7.2: Mapa de estruturas a partir dos dados da CPRM (2003) escala 1:100.000 com o detalhamento da área de pesquisa evidenciando a gamaespectrometria e o modelo digital de terreno (SRTM) num caráter mais regional e a influência da ZC Senador Pompeu nessas rochas.

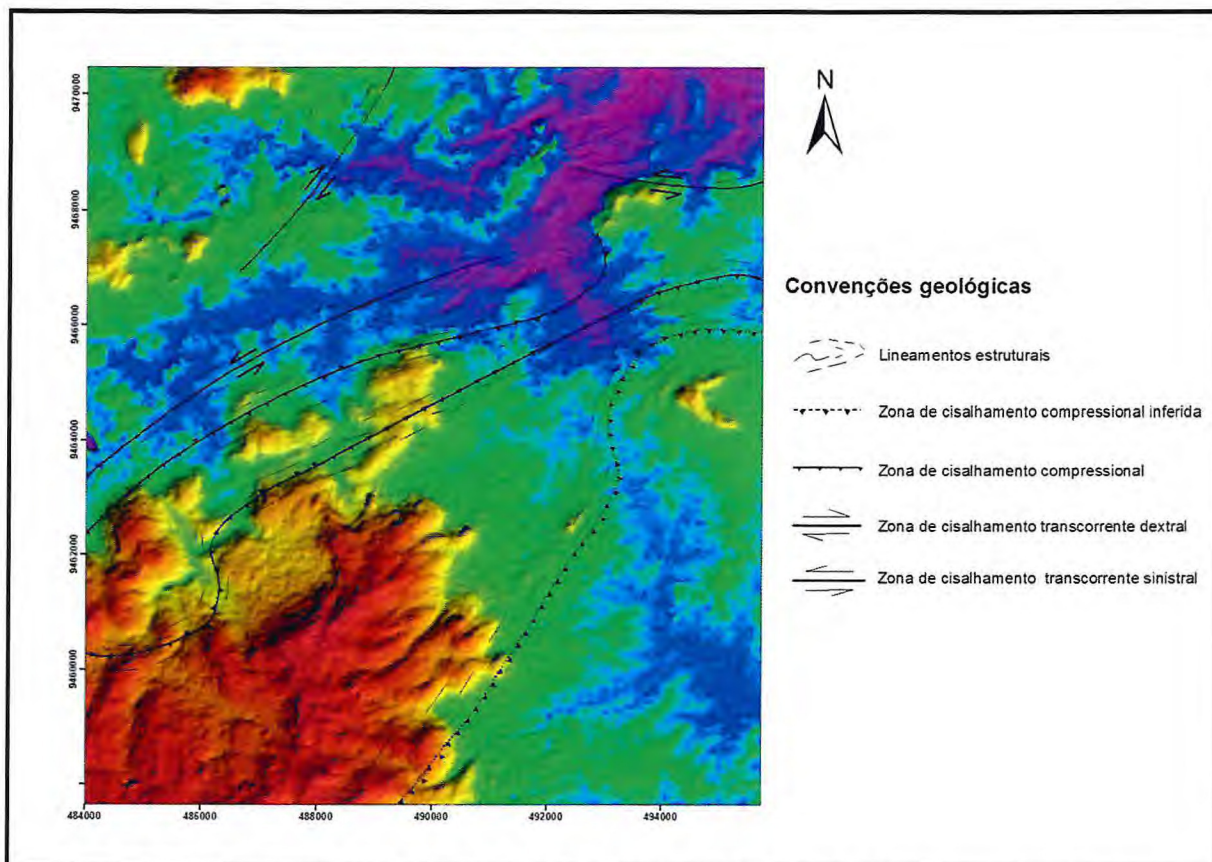


Figura 7.3: Mapa de estruturas MDT (hillshade ASTER) destacando as principais estruturas da área mapeada.

Em campo, foram analisadas todas as estruturas encontradas em nossa área de mapeamento. Para coletar medidas de atitudes do tipo plano e linhas foi utilizada uma bússola do tipo *brunton*, em padrão *Clar* (sentido/ intensidade do mergulho). Posteriormente foi utilizado o programa *Stereonet*® versão 3.03 para o tratamento estatístico dos dados.

Uma interpretação preliminar foi realizada antes do trabalho de campo, ou seja, foi gerado um mapa de estruturas a partir das imagens aerogeofísicas (gama e magnetometria) e de sensoriamento remoto, principalmente do SRTM. Este pré-mapa foi útil durante os levantamentos dos dados de campo, pois facilitou a identificação dos contatos estruturais e a delimitação das subunidades estratigráficas.

A foliação S_n foi considerada como a superfície planar mais penetrativa (o bandamento gnáissico) e as lineações principais L_n (estruturas lineares) representam o próprio estiramento mineral, identificada sempre pelo plano XY do elipsóide da deformação, encontrado nas rochas da área de pesquisa. Outras estruturas lineares como lineação de eixo de dobras e lineação de intersecção também foram observadas, no entanto eram menos frequentes e, portanto insuficientes para acrescentar alguma informação mais relevante ao trabalho. Optamos em não considerá-las no presente relatório.

7.1 Estruturas Dúcteis

7.1.1 Estruturas Planares – Foliações (S_n)

Foram identificadas em campo três foliações S_n , S_{n+1} , S_{n+2} , assumindo-se que S_n é S_1 paralelo a S_0 em um primeiro evento D_n de cisalhamento de baixo ângulo com cavalgamentos principais para NW-NNW, implicando em atitudes com mergulhos variando entre E-SE (Figura 7.6 B do estereograma de S_n). Devido à intensa deformação e às altas temperaturas a que as rochas da área de estudo foram submetidas, não foi possível identificar em campo estruturas primárias, o que não possibilitou a identificação de S_0 . Por outro lado, a variação composicional (níveis quartzo-feldspáticos com níveis micáceos-aluminosos-granatíferos) nas rochas paraderivadas, podem refletir alternâncias entre níveis pelíticos e psamíticos na rocha protolítica, correspondendo ao seu acamamento sedimentar.

A foliação S_{n+1} desenvolve-se como plano axial em dobras intrafoliais de S_n (Figura 7.4 A). É representada por ângulos médios e atitudes das foliações que variam entre 115Az a 345Az.

A foliação S_{n+2} está associada a zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais de um evento deformacional D_{n+1} , onde o fluxo da deformação (eixo de maior estiramento) ocorre na direção WSW-ENE. Esta foliação, de caráter milonítico, restringe-se ao domínio centro/norte da área mapeada e caracteriza-se por ângulos subverticais, com direção preferencial NE-SW. Esta foliação se desenvolve associada a estruturas S/C e dobras intrafoliais de S_{n+1} associada com S_{n+2} (Figura 7.4 B).

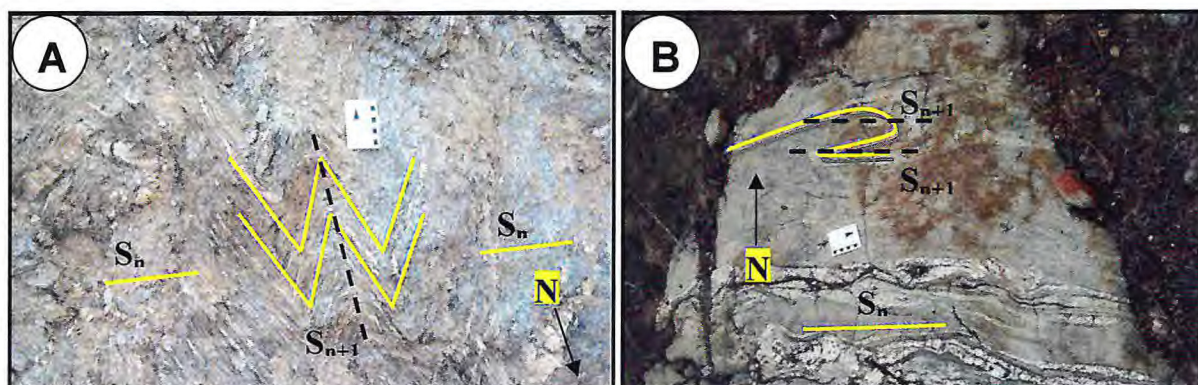


Figura 7.4: **A)** Foliação S_{n+1} desenvolvida como plano axial em dobras tipo chevron em meio à principal (S_n) - Ponto EH-90 Coord. 494900/ 9458778 UTM 24S. **B)** foliação associada a dobras tipo “z” de S_{n+1} com S_{n+2} Ponto EH-84 Coord. 489804/ 9466976 UTM 24S.

Em caráter regional, ainda em regime transcorrente, toda região foi afetada pelos megacinturões de cisalhamento transcontinentais que atuaram intensamente durante o final do Neoproterozóico. A leste da região mapeada encontra-se a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu de direção NE-SW cujo desenvolvimento provavelmente interferiu na trama estrutural da área investigada causando a rotação dos paleo-tensores atuantes (Figura 7.2).

Finalmente, a fase final da deformação da área, denominada D_{n+2} é caracterizada por uma progressiva mudança da deformação para uma natureza rúptil. Foram observados fraturas, veios e diques pegamatíticos de espessuras variadas.

Essas foliações foram também medidas na Unidade Algodões com predominância de anfibolitos de granulação média e associação mineralógica: anfibólio + plagioclásio. São foliações S_n de medial a baixo grau mergulhando de 14° a 53° para SE (Figura 7.7 B)

As foliações S_n na Subunidade anfibolito (Unidade Algodões - *PP2a1*) são bem similar as das subunidades gnáissicas que compõem essa mesma unidade na área mapeada com mesmo sentido e intensidade variando ente 12° e 45° para SE, são observadas através de um bandamento composicional próximo aos dos gnaisses (Figura 7.4 A e B).

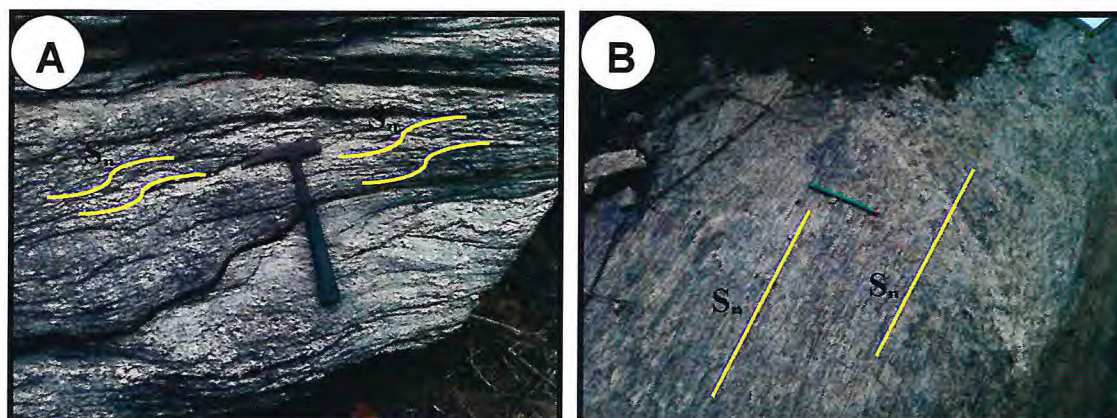


Figura 7.5: A) Bandamento gnáissico representado pela superfície S_n nos biotita gnaisse da subunidade biotita gnaisse – *PP2bgal* (Ponto EH-26 490750/ 9463328 UTM 24S). e B) Leucognaisses da subunidade biotita gnaisse – *PP2bgal* (Ponto EH-28 Coord. 490401/ 9462290 UTM 24S) (Cabo do martelo paralelo ao norte e ponta do lápis paralelo ao norte).

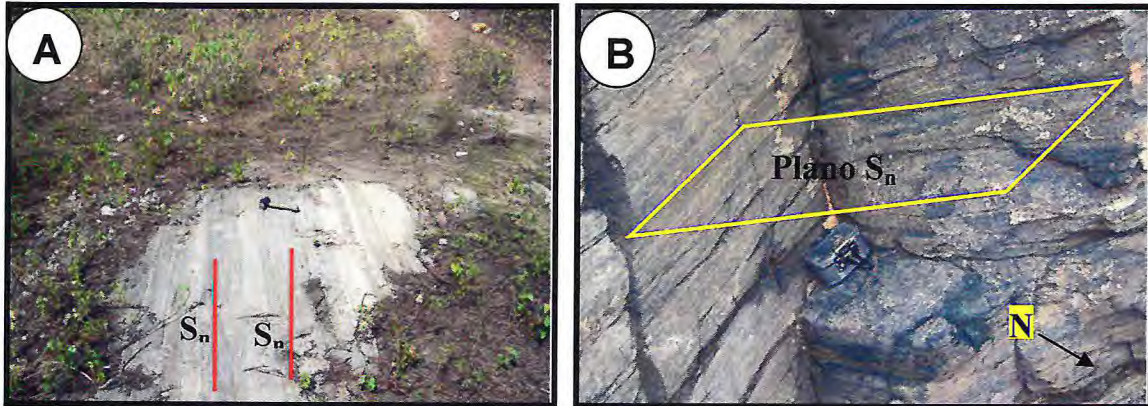


Figura 7.6: A) Bandamento gnáissico demarcando também a Foliação S_n – subunidade biotita ganisse (Ponto EH-32 485723/ 9464596 UTM 24S). B) Plano de foliação do anfibolito – subunidade anfibolito (Ponto EH- 02 485086/ 9463160 UTM 24S) (Cabo da marreta na foto A paralelo ao norte).

Foram feitos estereogramas e diagramas que demonstram bem o comportamento dessas foliações S_n nas Unidades encontradas na área de pesquisa. De acordo com o que foi exibido nos estereogramas (Figura 7.7 A), a superfície S_n apresenta planos com direção preferencial NE-SW, de intensidade variando de 12° a 45° para SE, caracterizando a atuação forte de esforços deformacionais de baixo e médio ângulo, o que sugere uma tectônica tangencial para a geração desses planos.

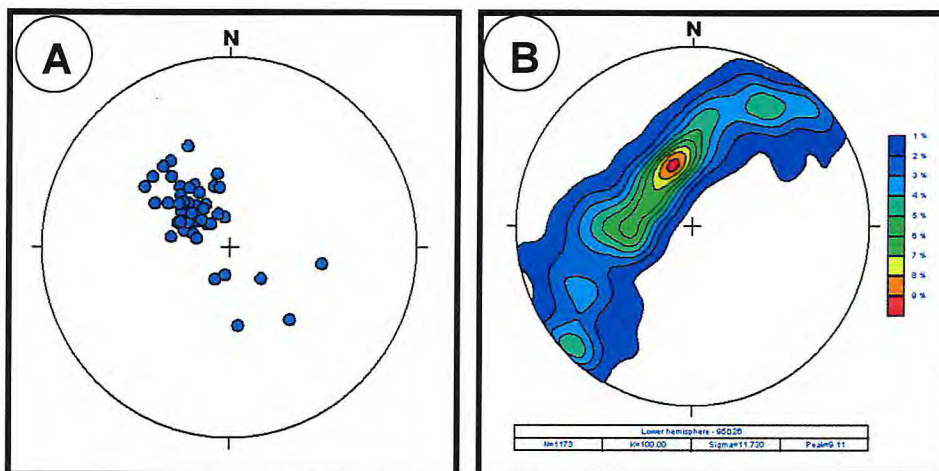


Figura 7.7: A) Estereograma de polos da Foliação S_n e B) Estereograma de contornos dos mergulhos dos pólos das unidades estudadas na área de pesquisa.

7.1.2 Dobras

As dobras encontradas e descritas na área de estudo ocorrem de maneira variada, de acordo com o seu tamanho, podem ser centimétricas até métricas e também são classificadas como verticais (simétricas e assimétricas), e intrafoliais.

A ocorrência de dobras intrafoliais se dá, preferencialmente, em zonas muito tectonizadas, por vezes retomadas em mais de um evento tectônico, onde ocorre o adensamento de planos de cisalhamento e recristalização com forte transposição das foliações. Como resultado a atuação dos esforços restam apenas relictos dobrados, zonas de charneira e sem raízes correspondendo as foliações mais pretéritas (S_n). É comum a presença de dobras do tipo “s”, “z” e em forma de “bengala” (Figura 7.8 B e 7.9 A).

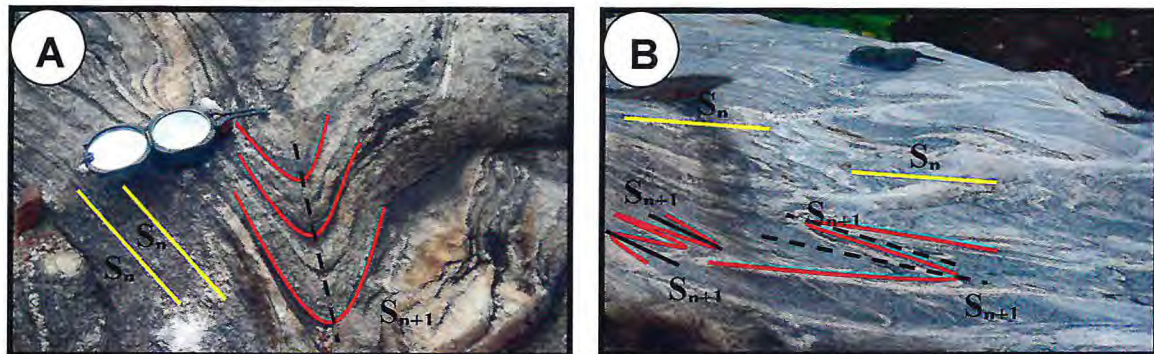


Figura 7.8: A) Dobras assimétricas com plano axial (S_{n+1}) paralelas a Foliação encontradas na subunidade biotita microclina gnaiss - *PP2mgal* (Ponto EH-77 Coord. 490368/ 9468706) e B) Dobras parasíticas do tipo "s" e "z" paralelas a foliação em um biotita microclina gnaiss parcialmente migmatizado, subunidade biotita microclina gnaiss - *PP2mgal* (Ponto EH-75 Coord. 490813/ 9466904). (Orientação da bússola paralela ao norte).

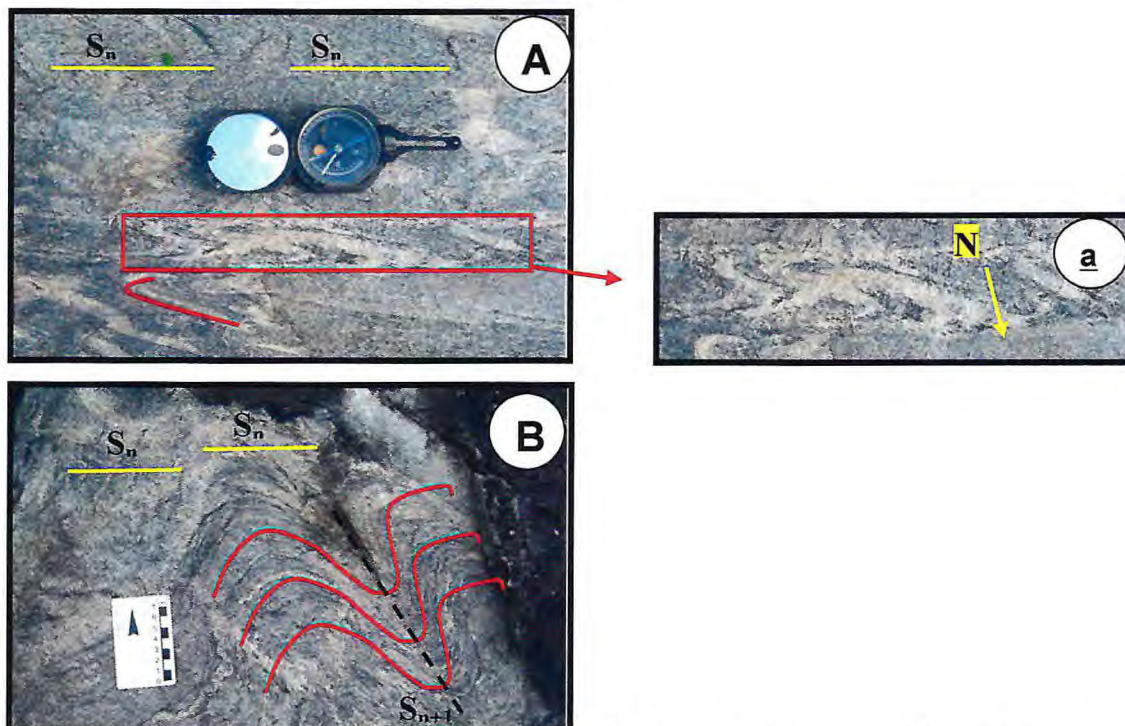


Figura 7.9: A) Dobra em forma de "bengala" no biotita microclina gnaiss parcialmente migmatizado e (a) Família de Dobras em "s" e B) Dobras simétricas com plano axial oblíquo a foliação S_n no biotita microclina gnaiss, subunidade biotita microclina gnaiss *PP2mgal* – unidade algodões – *PP2al* (Ponto EH-75 Coord. 490813/ 9466904 UTM 24S) Orientação da bússola e do cartão escala paralela ao norte.

7.1.3 Lineação (L_n)

A lineação mineral que ocorre na área de estudo é bem marcada pela biotita, plagioclásio, ora quartzo na Unidade biotita gnaiss migmatizada (*PP2ggtal*), já na subunidade anfibolito, o anfibólio e o plagioclásio marcam bem essa lineação mineral. Apresentam baixo caimento preferencialmente para SW (Figura 7.10 A.B), variando de 8° a 21°. Essas feições são geradas por processos deformacionais de estiramento em caráter dúctil, onde esses minerais por efeito da plasticidade cristalina adquirem uma forma alongada.

A orientação de L_n (NE-SW, Figura 7.11 A.B) sugere que a mesma está relacionada ao evento (D_{n-1}) responsável pela geração das zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo. Por se tratar de um evento posterior a geração dos cavalgamentos de SE-NW, a lineação L_{n-1} (raramente encontrada em campo) muito provavelmente foi obliterada pela superposição estrutural dos eventos. Outra hipótese para explicar porque não encontramos nenhuma lineação *down-dip sensu-stricto* de baixo caimento para SE, é que poderíamos estar em um sistema de rampas oblíquas, onde os elementos estruturais acompanham a morfologia das *nappes*.

Como dito no início deste capítulo, outras estruturas lineares tais como eixo de dobras, de crenulação e de intersecção, foram observadas em algumas subunidades. Entretanto, como não foram estatisticamente suficientes para uma análise estrutural mais detalhada, desconsideramos esses elementos estruturais no presente relatório.

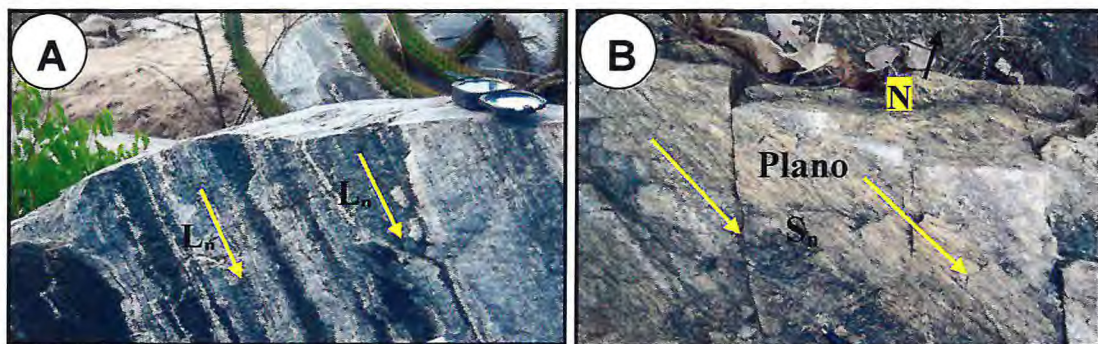


Figura 7.10: A), B) Planos de Foliação S_n , onde se observa a Lineação L_n sendo que na figura A é L_n de intersecção, com uma baixa intensidade de caimento nos biotita gnaiss, A) subunidade biotita microclina gnaiss - *PP2mgal* (orientação da bússola paralela ao norte) e B) subunidade granada biotita microclina gnaiss - *PP2mgal* (Orientação da bússola paralela ao norte), (Ponto EH-75 Coord. 490813/ 9466904 UTM 24S, Ponto EH-64 Coord. 492386/ 9466692 UTM 24S, respectivamente).

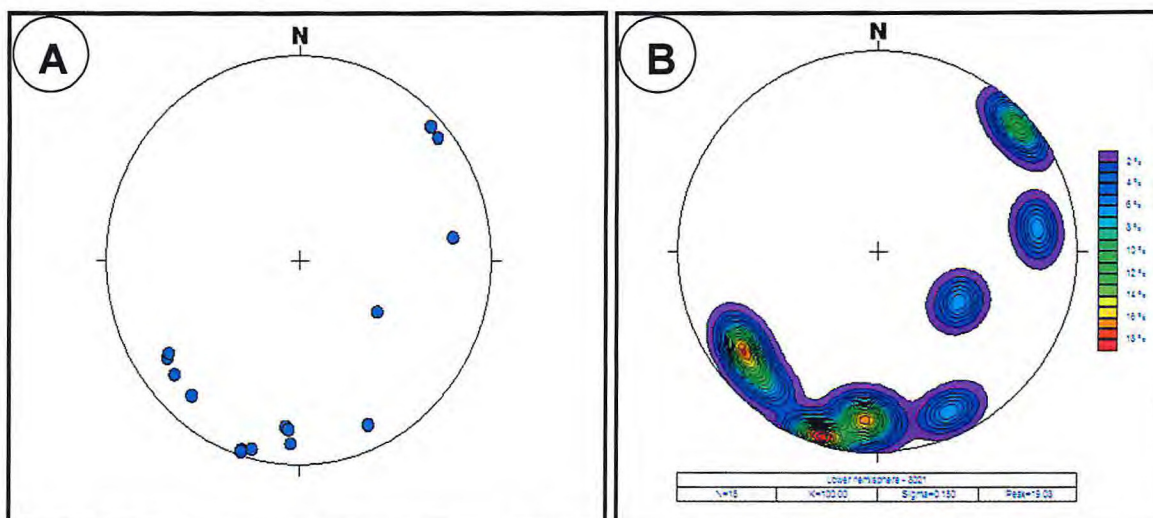


Figura 7.11: A) Estereograma de lineações L_n e B) Estereograma de contornos dos caimentos das lineações L_n .

7.1.4 Estruturas Planares – Zonas de Cisalhamento (S_{n+2})

O evento posterior D_{n+1} é caracterizado por uma foliação em alto ângulo ($\sim 83^\circ$) bem marcada, com direção preferencial NE-SW. Indicadores cinemáticos com grãos de plagioclásio assimétricos, dobras intrafoliais e bandas de deformação sugerem um movimento sinistral (Figura 7.12B) para a zona de cisalhamento compressional (ZCC) mapeada. O maior lineamento estrutural na área de estudo corresponde à falha de um empurrão localizado na porção SW da mesma, base da Serra do Estevão, no município de Choró / Quixadá-CE, com mergulho de baixo ângulo para SE, com direção NE-SW, também ocorre a zona de cisalhamento trascorrente dextral Sabonete-Inharé de direção NNE-SSW que foi possível reconhecer a partir de alguns afloramentos na porção Norte da área.

As zonas de cisalhamento trascorrentes caracterizam-se pela verticalização e transposição bem marcante da foliação S_n e S_{n-1} , gerando novos planos denominados de foliação S_{n+2} , posterior ao primeiro evento gerador, aonde os mergulhos chegam a 83° e os minerais, principalmente as biotitas, estão bem estiradas no plano XY ou alongadas marcando essa foliação principal (Figura 7.12.a).

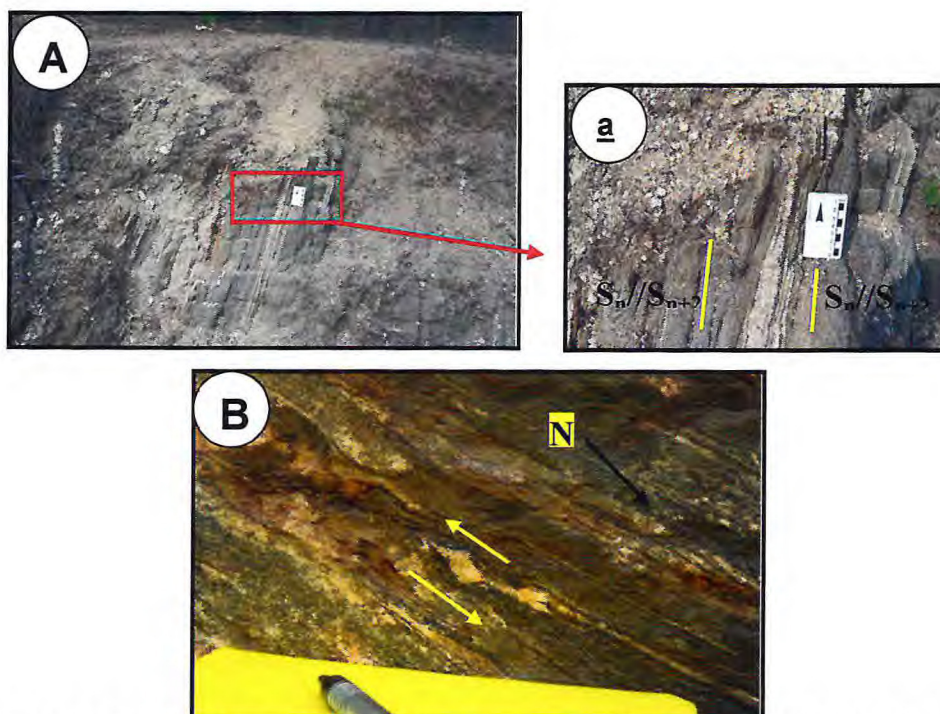


Figura 7.12: A) Foto mostrando a zona de cisalhamento transcorrente com a sua foliação S_n bem verticalizada (S_{n+1}) na subunidade biotita microclina gnaisse – *PP2mgal* (a) zoom da foto mostrando melhor essa verticalização (Ponto EH-65 Coord. 492740/ 9468540 UTM 24S) e B) Indicador cinemático sinistral de um cristal de plagioclásio no anfibolito da unidade algodões - *PP2al*, indicando um movimento sinistral, característico de falha de empurrão (Ponto EH-03 Coord. 485352/ 9462932 UTM 24S).

7.2 Estruturas Rúpteis

7.2.1 Estruturas Planares – Fraturas

Os fraturamentos, que ocorreram num evento deformacional D_{n+2} encontrados na área de pesquisa foram eventos posteriores aos eventos dúcteis ocorridos na região. Estão em condições crustais superficiais. Estas fraturas estão presentes quase em todas as rochas observadas e estudadas, como as rochas da Unidade Algodões.

Algumas dessas fraturas estão preenchidas por material quartzo-feldspático ou simplesmente por veios de quartzo leitoso. São estruturas que apresentam espessuras e dimensões variáveis, na ordem dos centímetros a métricos e podem ocorrer em famílias com duas direções ortogonais (Figura 7.14.B). Em alguns casos, essas discontinuidades são preenchidas por material de composição mais grosseiro quartzo-feldspáticos (pegmatitos – Figura 7.15.C). Ocorrem preferencialmente na direção NW-SE (Figura 7.13.A.B).

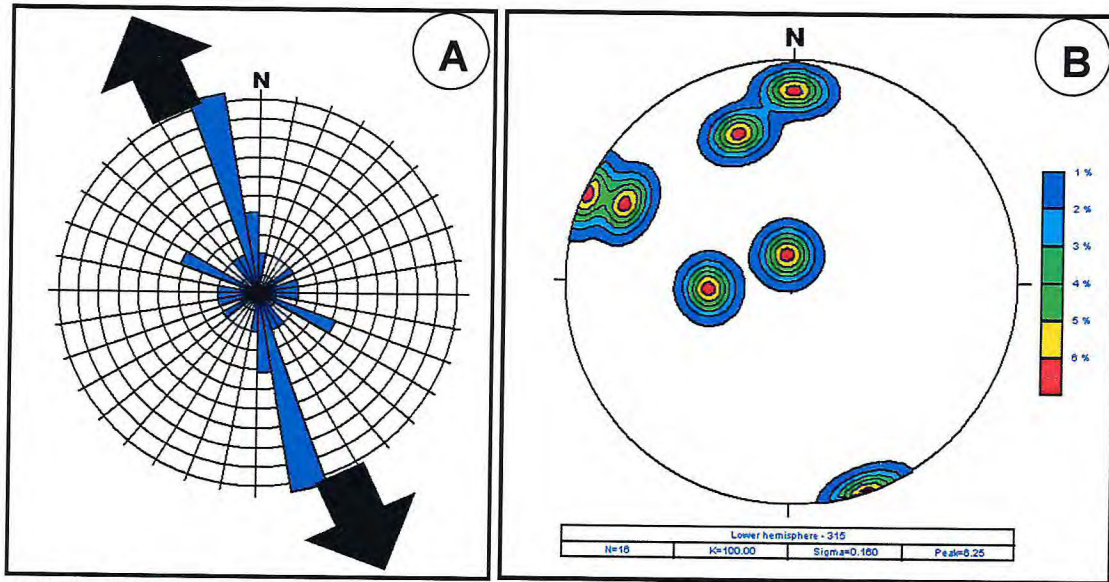


Figura 7.13: A) Roseta mostrando o comportamento do fraturamento das rochas. Nota-se a direção preferencial NW-SE pelo. B) estereograma de contornos dos fraturamentos.

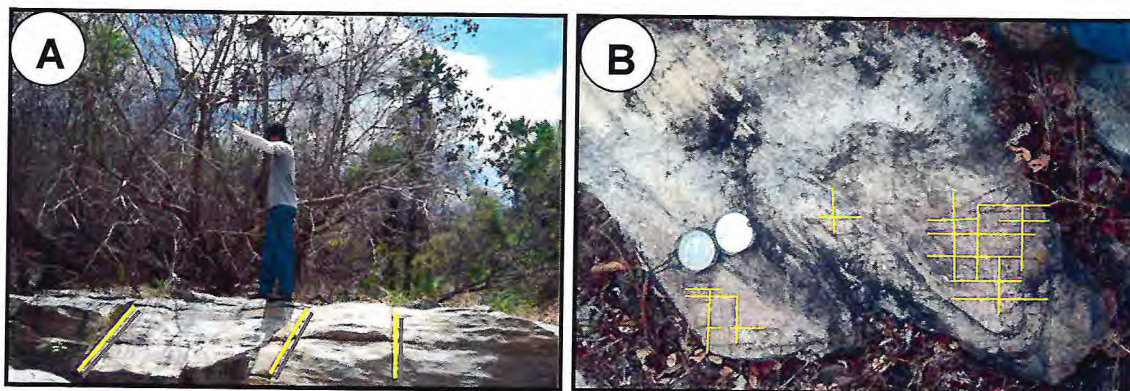


Figura 7.14: A) Fraturamento cortando a foliação S_n (o bandamento gnáissico) do leucognaisse perpendicularmente (Ponto EH-56 Coord. 486231/ 9463192 UTM 24S) e B) família de juntas cortando uma lente de leucognaisse em várias direções na subunidade botita gnaiss - $PP2b_{gal}$ da unidade algodões - $PP2al$ (Ponto EH-04 Coord. 485403/ 9463432 UTM 24S) (Indicação do braço paralelo ao norte e orientação da bússola paralela ao norte).

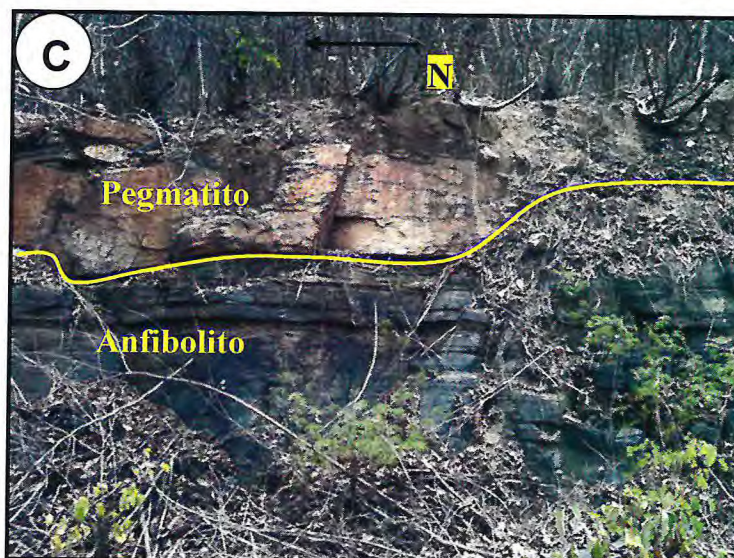


Figura 7.15: (c) (Linha amarela): Contato entre o anfibolito da unidade algodões - $PP2al$ entre o pegmatito de composição quartzo-feldspático (Ponto EH-11 Coord. 485946/ 9460816 UTM 24S).

8. METAMORFISMO

A caracterização feita em petrografia de associações minerais e suas relações texturais, mais as observações feitas em campo, permitiu estimar as condições de metamorfismo a que foram submetidas os litotipos estudados.

Essas associações encontradas nos diversos litotipos caracterizam um metamorfismo regional variando desde o fácies xisto-verde ao fácies anfibolito superior (Figura 8.1). As unidades que sofreram esses processos de metamorfismo foram: Unidade algodões – *PP2al* e Complexo Ceará – Unidade Quixeramobim *PRcq*, todas estas compondo a área de estudo.

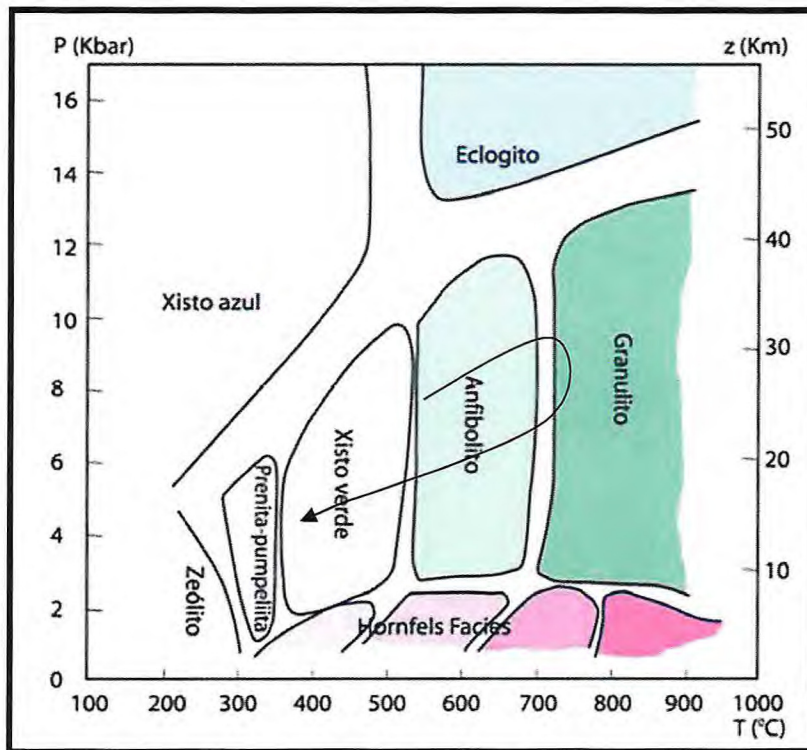


Figura 8.1: Diagrama P-T mostrando os vários fácies metamórficos mostrando o processo de retrometamorfismo.

8.1 Unidade Algodões – *PP2al*

8.1.1 Subunidade anfibolitos – *PP2bal*

Os anfibolitos são derivados provavelmente de rochas ígneas básicas. Esses anfibolitos intercalados aos outros litotipos, sugerem que a Unidade foi metamorfizada no

fácies anfibolito. A hornblenda, que é produto de hidratação do clinopiroxênio, é o principal mineral ferro-magnésiano presente, e encontra-se marcando a foliação.

A associação mineral constituinte dos anfibolitos da unidade algodões corresponde a hornblenda (Hbl) + plagioclásio (Pl) + quartzo (Qtz). A hornblenda associada ao plagioclásio caracteriza o fácies anfibolito (Yardley, 1994).

O surgimento do par Hbl + Pl, durante o metamorfismo progressivo, pode ser expresso através das seguintes reações, que podem levar à transição entre o fácies xisto verde e anfibolito, Cooper (1972):

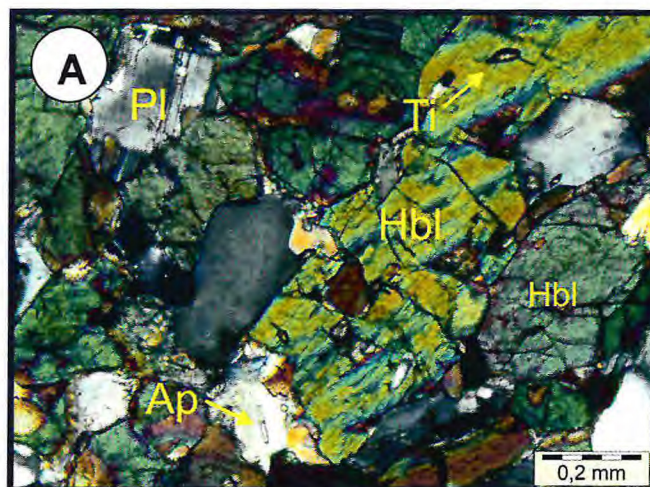
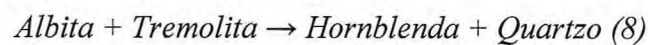
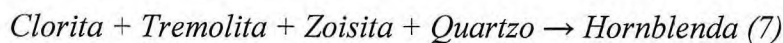
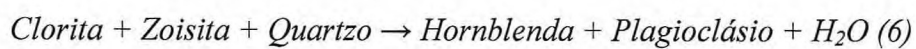


Figura 8.2: Lâmina observada à luz ortoscópica mostrando cristais de plagioclásio (Pl) segundo a lei da albita, hornblendas (Hbl) fraturadas com inclusões de titanita (Ti) e quartzos com inclusões de apatita (Ap).

A reação (6) origina um componente de plagioclásio cálcico, que combinado com a albita irá produzir o oligoclásio e também contribuir para o crescimento da hornblenda (Yardley, 1994).

O limite entre os fácies xisto verde (grau mais baixo) e anfibolito (grau mais elevado) pode ser caracterizado de acordo com a composição do plagioclásio. Nos graus mais baixos, somente a albita é encontrada; em graus mais elevados, ocorre o oligoclásio e, em alguns tipos intermediários, tanto a albita quanto o oligoclásio estão presentes (Cooper, 1972).

8.1.2 Subunidade Biotita Microclina Gnaiss – PP2mgal

A associação mineral constituinte do litotipo biotita microclina gnaiss da unidade algodões corresponde a: microclina (Mc) + biotita (Bt) + plagioclásio (Plg) + quartzo (Qtz) + Acessórios.

A paragênese que pode ser especificada para este litotipo foi: quartzo + microclina + plagioclásio + biotita ± titanita.

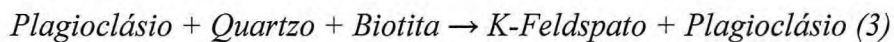
Essa paragênese coloca este gnaiss dentro dos parâmetros que o define como sendo rocha associada à facies anfibolito alto.

8.1.3 Subunidade Biotita Gnaiss – PP2bgal

8.1.3.1 Sheets de Leucognaisses

A associação mineral presente é: quartzo (Qtz) + plagioclásio (Pl) + feldspato potássico (Kf) + muscovita (Msc) + biotita (Bt) ± hornblenda (Hbl).

A ocorrência da microclina é dada por:



O aparecimento destes minerais marca condições de metamorfismo estáveis em fácies anfibolito.

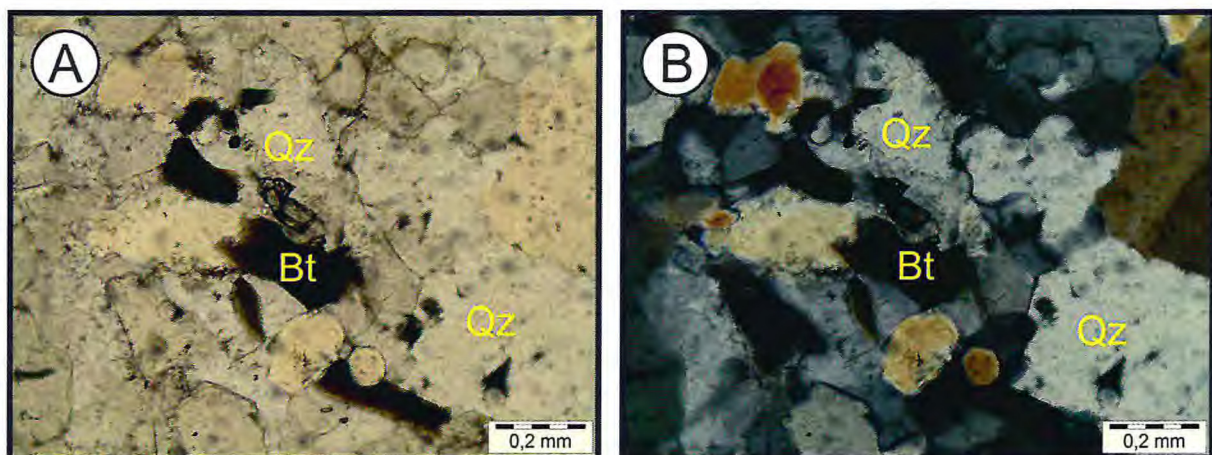


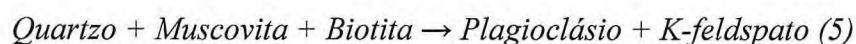
Figura 8.3: A) Lâmina de leucogneiss observada à luz natural com 95% da sua composição composta por quartzo (Qtz) e biotitas como acessório perfazendo (5%) da rocha e B) mesma lâmina vista em luz ortoscópica.

8.1.3.2 Biotita Gnaiss

A associação mineral metamórfica encontrada nestas rochas é a seguinte: plagioclásio (Pl) + quartzo (Qtz) + feldspato potássico (Kf) + biotita (Bt) + muscovita (Ms) + epidoto (Ep).

Para Winkler (1977) essa associação pode ser colocada em situação de transição entre o Fácies Xisto Verde e Anfibolito no metamorfismo progressivo, Zona do epidoto – Turner (1992) ou ainda pode ser estável em condições de fácies anfibolito, dependendo da composição do epidoto.

Para esta associação a reação é a seguinte:



Enquadrada em condições de Fácies Anfibolito.

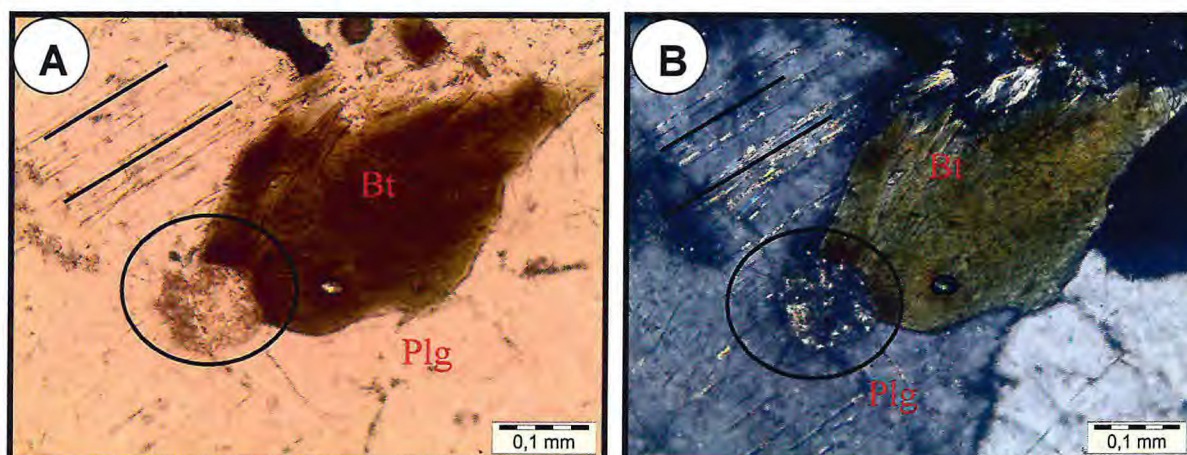


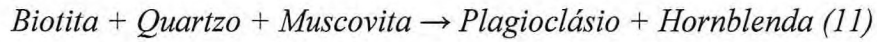
Figura 8.4: Lâmina de biotita gnaiss destacando processo de saussuritização no plagioclásio (circulo e linha preta) indicando metassomatismo. **A)** Luz natural e **B)** Luz ortoscópica.

8.1.4 Subunidade Biotita Gnaiss com Hornblenda – *PP2ggtal*

8.1.4.1 Hornblenda Biotita Gnaiss

A associação mineral que caracteriza esse litotipo é constituída por: biotita (Bt) + quartzo (Qtz) + plagioclásio (Pl) + muscovita (Ms) + hornblenda (Hbl).

A reação para o surgimento da hornblenda na associação acima pode ser escrita da seguinte maneira:



O produto da reação apresentada, plagioclásio e hornblenda, indicam condições de metamorfismo ocorrido na fácies anfibolito (Yardley, 1994).

Outra reação importante marca o aparecimento da biotita, nestas mesmas condições de fácies anfibolito:

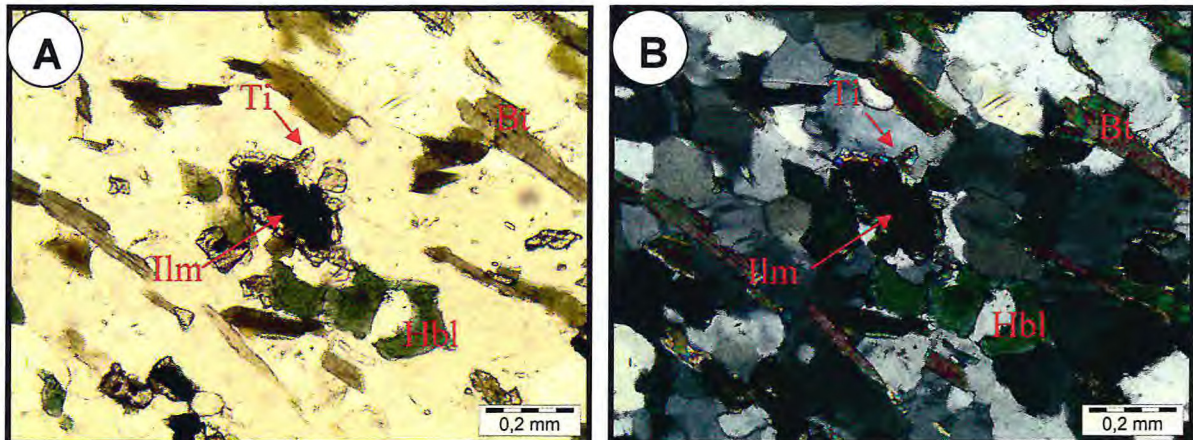
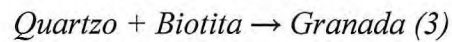
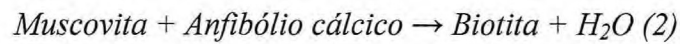


Figura 8.5: Lâmina de hornblenda biotita gnaiss com ilmenita bordada por grãos de titanita mostrando uma evidência de desestabilização no fácies anfibolito. **A)** luz natural e **B)** luz ortoscópica.

8.1.5 Subunidade Metasedimentar – PP2mal

Os xistos estão localizados na porção NW da área de pesquisa. São derivados de pelitos. Sua associação mineral é: Muscovita + quartzo + sillimanita + biotita ± Granada ± Clorita ± Sericita, indicando metamorfismo na fácies granulito.

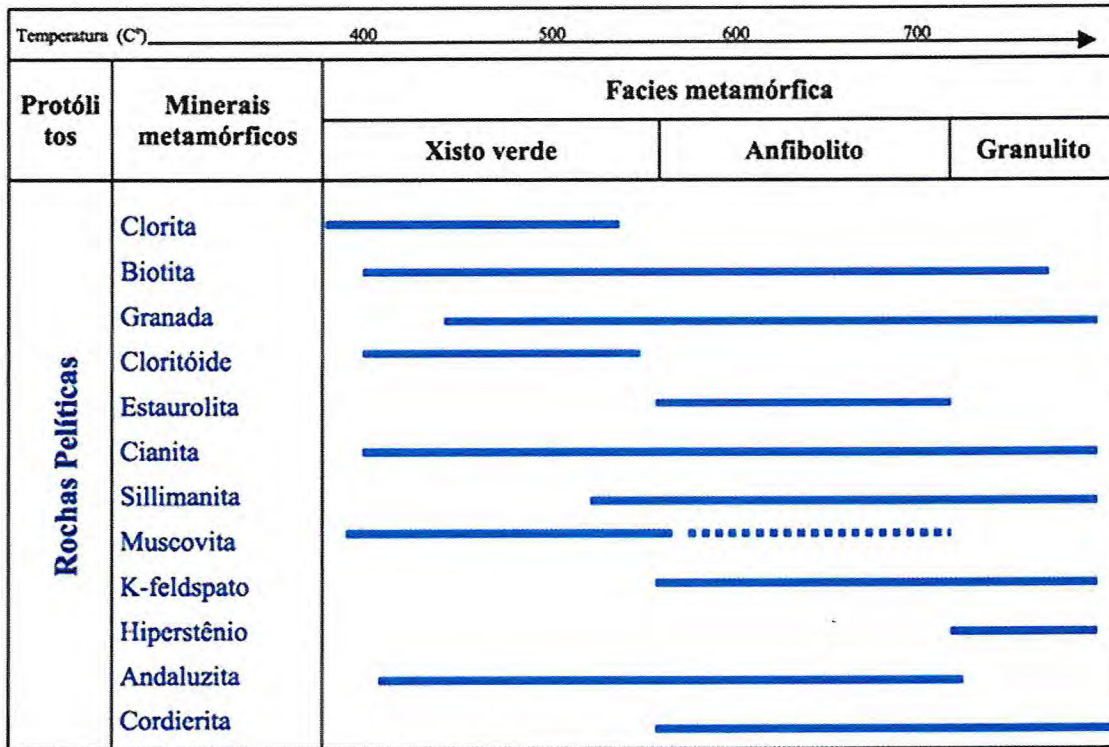
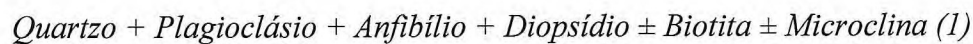


Figura 8.6: Associações minerais de pelitos.

8.2 Complexo Ceará - Unidade Quixeramobim - PRcq

8.2.1 Subunidade Calcissilicáticas - PRcq

As rochas estudadas da área, onde a mesma engloba parte da Unidade Quixeramobim, apresentam duas associações mineralógicas diferentes:



A presença do anfibólio actinolítico associado ao diopsídio mostra que nas rochas calciossilicáticas o metamorfismo também atuou de forma crescente.

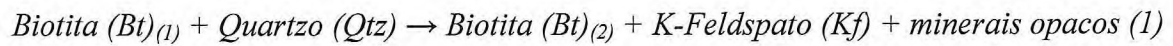
8.2.2 Subunidade Gnaise Migmatítico – PP2cqgm

Subunidade onde engloba migmatitos paraderivados provenientes de biotita gnaise.

A morfologia dos migmatitos vai além de resultados dos processos de fusão parcial, é necessário identificar a natureza dos protólitos, extensão da fusão parcial e intensidade dos sítios de dilatação.

A associação mineral é composta por: biotita + plagioclásio + quartzo ± anfibólio ocorrendo a SE da área de pesquisa.

O percentual de fusão que vai definir a formação de um destes tipos de rocha não parece depender da temperatura, que deve ser alta o suficiente em toda a região, mas do tamanho e frequência dos sítios de dilatação que propiciaram a descompressão e, por conseguinte a fusão. Assim, se não há dilatação não há fusão.



9. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A utilização de dados aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria) e sensores remotos (SRTM e LANDSAT) para o mapeamento geológico na região de Choró / Quixadá - CE apresentaram excelentes resultados com importante contribuição para área de mapeamento. A interpretação desses dados mostrou diferenças litológicas e estruturais na região, ressaltando principalmente os contatos entre as unidades mapeadas, permitindo a confecção de um pré-mapa o qual foi aprimorado durante os trabalhos de campo.

O contraste entre as distintas litologias foi bem marcado nos produtos gamaespectrométricos pela mudança brusca nos valores de contagens dos três canais individuais (K:Th:U). Com relação à magnetometria, as falhas e fraturas de caráter dúctil/rúptil de direção NE-SW, foram bem delineadas nas imagens de derivada vertical e do gradiente horizontal total. Na gamaespectrometria as estruturas tornaram-se mais evidentes no canal do Tório. Somado a isso, os dados dos Sensores Remotos, embora de baixa resolução para o tamanho da área mapeada, auxiliaram sobremaneira a extração dos traços da foliação e dos demais lineamentos de natureza rúptil.

De acordo com os critérios adotados na metodologia inicial (Capítulo 2), baseando-se nos estudos petrográficos, foi possível caracterizar as estruturas e rochas aflorantes e determinar duas unidades em sete subunidades. Deste modo, foi definido o arranjo geométrico e estrutural dos litotipos presentes na área, agrupados da base para o topo em: 1) Unidade algodões *PP2al* – área de maior expressão (~80% da área) com biotita gnaisses ± granada e de composição granodiorítica a tonalítica localmente migmatizados associados a *sheets* de leucognaisses e anfíbolitos ± granada de possíveis protólitos arcósio-grauvaquianos, metapelitos ± silimanita, ± quartzo. 2) Complexo Ceará – agrupados na Unidade Quixearambim *PRcq*: Biotita gnaisses com fácies migmatíticas e de estrutura bandada, mica xistos ferro-magnesianas, rochas calciossilicáticas de tonalidades esverdeada (q) e quartzitos; e na subunidade gnáissico-migmatítica composta por: migmatitos compostos principalmente de neossomas e biotita gnaisses com silimanita ± granada, em parte com leucossomas quartzo-feldspáticos, dominante sobre as frações melanossomáticas por vezes com leitos métricos de biotita gnaisses.

A evolução estrutural, onde a interpretação de dados de Sensores Remotos realizada em conjunto com o mapeamento geológico e informações obtidas na literatura, sugerem a existência de pelo menos, três eventos deformacionais (D_n , D_{n+1} e D_{n+2}), sendo,

portanto policíclico/polifásico desenvolvidos respectivamente, durante os ciclos Eburniano / Calaminiano (~2.1 – 2.2 Ga) e mais tardiamente no Brasiliano / Pan-africano (~600 Ma).

Este primeiro evento D_n , de maior expressão na região, seria responsável pela geração da foliação S_n , mais penetrativa e diacronicamente teria relação direta com a foliação S_{n+1} (planos axiais das estruturas dobradas). As evidências das fases deformacionais consequentes deste evento foram observadas nas rochas da Unidade Algodões e na subunidade gnáissico-migmatítica, onde ocorrem deformações de baixo ângulo com cavalgamentos principais para NW-NNW. A foliação S_{n+1} , como dito anteriormente, é presente como plano axial na maioria das dobras observadas representado por ângulos médios de mergulho.

Um segundo evento, D_{n+1} seria então responsável pela geração das zonas de cisalhamento transcorrentes, onde foi atribuído localmente, caráter milonítico observado em lâminas delgadas orientadas. A foliação neste caso, S_{n+2} , foi caracterizada por ângulos subverticais e um *trend* estrutural WSW-ENE. É comum a presença de indicadores cinemáticos associadas à S_{n+2} . Os mesmos sugerem movimentação sinistral. Entretanto, localmente são observados indicadores destrais.

Quanto ao terceiro evento (D_{n+2}), foi responsável pela geração dos fraturamentos ocorridos na área de pesquisa, onde mediante as observações feitas em campo podemos indentificar uma variedade de formas e tamanhos com preferências de direções. NW-SE. Alguns dessas fraturas estão preenchidos com material mais grosseiro de composição quartzo feldspático, sendo assim, formando diques pegmatíticos.

Quanto ao metamorfismo, um evento tectono-metamórfico ($D1/M1$) que ocorreu em condições de pressão mais elevadas é sugerido pela presença de rutilo e granada como mineral acessório nos anfíbolitos da Unidade Algodões. No Complexo Ceará, composto de rochas gnáissicas e xistos, suas paragêneses indicam amplo equilíbrio dessas rochas no fácies anfíbolito alto (passando em parte pelo fácies granulito, devido a presença de sillimanita em algumas rochas do Complexo Ceará) ocorrendo um retrometamorfismo atuante até a fácies xisto verde ($M2$).

Com relação à evolução geológica, a área de pesquisa insere-se no contexto geológico do proterozóico ligado a evolução policíclica do Domínio Ceará Central - DCC (Martins *et al.*, 1998, Martins, 2000). Os dados levantados em campo, somados aos estudos disponíveis na bibliografia indicam que a associação das rochas estudadas, ocorreu durante eventos Paleo e Neoproterozóicos (Martins *et al.*, 1998, Martins, 2000 e Martins & Oliveira,

2004, Martins et al., 2009). Assim, a evolução geotectônica desta porção do DCC pode ser sintetizada da seguinte forma: i) Ocorrência de instalações de bacia retro-arco com vulcanismo basáltico e deposição de sedimentos (pelitos) ao redor de 2,21 Ga nos períodos Eburniano/ Calaminiano, segundo Martins (2000). Dados geocronológicos mais recentes obtidos a partir de uma isócrona Sm-Nd de rocha total, indicam uma idade de 2,4 Ga para o protólito dos anfibolitos presentes na Unidade Algodões (Martins *et al.*, 2009). Com relação ao ambiente tectônico os mesmos autores baseados em estudos geoquímicos, acreditam que os anfibolitos possuem similaridades com basaltos de platô oceânico ou basaltos de bacias de *back-arc*; ii) O posicionamento de uma suíte intrusiva cálcio-alcálica com tonalitos de alto alumínio, granitos, *sheets* graníticos e diques andesíticos atingiu o registro supracrustal no intervalo de 2,17-2,13 Ga (Martins et al., 2000); iii) Idades modelo (T_{DM-Nd}) de ortognaisses da suíte Cipó (2,23 Ga) com valores de épsilon positivos, são compatíveis com fusão parcial a partir de uma crosta máfica (ou da cunha do manto) em um ambiente de arco de ilhas durante o Paleoproterozóico (Martins et al., 1998) (Figura 8.1); iv) E finalmente, o retrabalhamento tectônico estrutural em ~600 Ma, de toda região do DCC durante a orogênese Brasiliano/Pan-Africana, tendo como consequência a implantação e/ou reativação dos principais cinturões de cavalgamento e das zonas de cisalhamento de alto ângulo;

Por fim, o Domínio Ceará Central ainda necessita de diversos estudos para o avanço do conhecimento geológico regional. Portanto, recomenda-se para trabalhos futuros:

- Aperfeiçoar e dar continuidade na aquisição de dados geocronológicos U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar aplicados aos estudos de proveniência sedimentar, eventos de cristalização e de metamorfismo, em todo DCC e especificamente na região em apreço;

- Classificar geotectonicamente toda área da suíte metamórfica onde a área de pesquisa está inserida para uma melhor especificação das estruturas regionais e locais observadas em campo;

- Desenvolvimento e aprimoramento de técnicas de processamento de dados Aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria) e de Sensores Remotos para geração de produtos específicos, que irão auxiliar diretamente o mapeamento geológico nas mais variadas escalas, bem como na caracterização de áreas com potenciais metalogênicos.

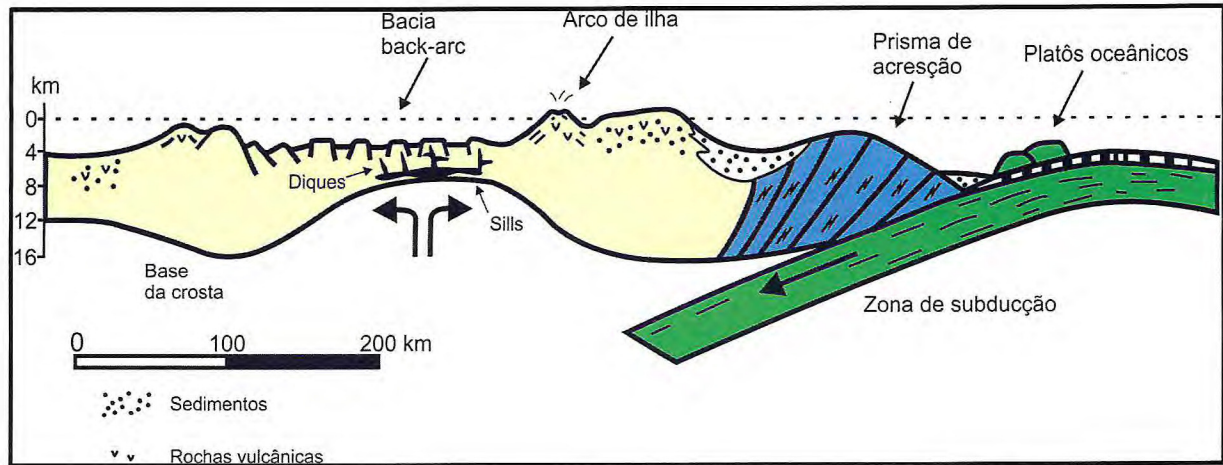


Figura 8.1: Provável ambiente geotectônico regional durante o Paleoproterozóico (~2,5-2,1 Ga) sugerindo uma associação de platôs oceânicos acrescidos em uma margem ativa de um arco de ilhas (modelo confeccionado a partir dos dados de Martins et al., 2009).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M. *et al.* **Províncias estruturais brasileiras.** In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. Boletim Resumos. Campina Grande: SBG, 1977. v. 6, p. 363-391.

ARTHAUD, M.H. & LANDIM, D.F., 1995, **Relações da Seqüência Metassedimentar de Quixeramobim com seu embasamento.** 16º Simpósio de Geologia do Nordeste, 1: 125-128.

ARTHAUD, M. H. 2007. **Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE do Brasil): Da Sedimentação à Colisão Continental Brasileira.** Tese de Livre Docência. Universidade de Brasília. 133p.

ARTHAUD, M. H. *et al.* **Main structural features of Precambrian domains from Ceará (NE Brazil).** INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14. Ouro Preto. **Abstracts**, Ouro Preto: UFOP/Escola de Minas, 1998 a. p. 84-85.

ARTHAUD, M. H.; VASCONCELOS, A. M.; OLIVEIRA, F. V. C. **As seqüências metassedimentares do Ceará Central.** CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo-Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998b.

BRITO NEVES, B. B. *et al.* Tectonic history of the Borborema Province, NW Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. **Tectonic Evolution of South America.** Rio de Janeiro: SGB, 2000. p. 151-182.

BRITO NEVES, B. B., VAN SCHUMUS, W. R., Santos, E. J., Campos Neto, M. C., Kozuch, M. 1995. **O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas.** Revista Brasileira de Geociências. São Paulo: v.25, n.04, p.279-296 p.

BRITO NEVES, B.B., CORDANI, U.C., 1991. **Tectonic evolution of South America during. Late Proterozoic.** **Precambrian Research**, 53(1): p. 23-40.

CABY R. & ARTHAUD M.H. 1986. **Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, 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, 145-158 p.

Caby, R., Arthaud, M.H., Archanjo C.J. 1995. **Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications.** Journal of South American Earth Sciences, 8, 235-246.

CAVALCANTE, J. C. *et al.* **Mapa geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000.** MME/CPRM. 2003.

COOPER A.F. 1972. **Progressive metamorphism of metabasic rocks from the Haast Schist Group of Southern New Zealand.** Journal of Petrology, 13(3):457-492.

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.

DANTAS, E.L. 1992. **Evolução tectono magmática do maciço polidiapírico de São Vicente Florânia.** Instituto de Geociências, UNESP, Rio Claro-SP, Dissertação de Mestrado.

FETTER, A. H., VAN SCHUMUS, 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 p.

FETTER, A.H. – 1999 – **U/Pb and Sm/Nd Geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications goes the assembly of Gondwana.** University of Kansas. Thesis of Doutorado, 164 p.

FETTER, A. H. *et al.* **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, Japan, v. 6, p. 265-273, 2003.

GOVERNO DO ESTADO DO CEARÁ, SECRETARIA DO PLANEJAMENTO E COORDENAÇÃO (SEPLAN) Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará

(IPECE) **Perfil Básico Municipal: Quixadá.** Fortaleza, 2006. Disponível em: http://www.ipece.ce.gov.br/publicacoes/perfil_basico/PBM_2006/Quixada.pdf Acessado em: 11/08/2011.

<http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?sid=36&infol=588> Acessado em: 11.08.2011

JARDIM DE SÁ, E. F. & FOWLER, F. – 1981 – **A orogênese Brasileira e sua Relações com Faixas Supracrustais no Sudoeste do Ceará.** Atas do 10º Simpósio de Geologia do Nordeste, 337-350 p.

MARTINS, G. *et al.* **Geochemistry and geochronology of the Algodões sequence, Ceará, NE Brazil: a paleoproterozoic magmatic arc in the Central Ceará domain of the Borborema Province?** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo-Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1996. p. 28.

MARTINS, G., OLIVEIRA, E.P., SOUZA FILHO, C.R., LAFON J.M. 1998. **Geochemistry and geochronology of the Algodões sequence, Ceará, NE Brazil: a paleoproterozoic magmatic arc in the Central Ceará domain of the Borborema Province?** 40 Congresso Brasileira de Geologia, Anais, 28.

MARTINS, G. – 2000 – **Litogeoquímica e controles geocronológicos da suíte metamórfica Algodões-Choró.** Tese de Doutorado UNICAMP, Campinas-SP. 218 p.

MARTINS, G.; OLIVEIRA, E. P. – 2003 – **Arcabouço Lito-Estrutural da Suíte Metamórfica Algodões-Choró, Domínio Ceará Central da Província Borborema.** Revista de Geologia, V. 17: 38-51 p.

MARTINS, G. & OLIVEIRA, E. P., 2004, **Arcabouço Lito-Estrutural da Suíte Metamórfica Algodões Choró, Domínio Ceará Central da Província Borborema.** Revista de Geologia, 17 (1): 38-51.

PARENTE, C. V; ARTHAUD M. **O sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 25, p. 297-306, 1995.

PESSOA, R. R. & ARCHANJO, C. J. – 1984 – **Tectônica de empurrões na região de Tróia - CE.** Anais 33º Cong. Bras. de Geologia, 4:1721-1728 p.

PESSOA, R. R., BRITO NEVES, B. B., KAWASHITA, K., PESSOA, D. A. R. – 1986 – **Contribuição ao estudo da evolução geocronológica da maciço de Tróia**. Atas do 12º Simpósio de Geologia do Nordeste, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 75-93 p.

PROGRAMA DE RECENSEAMENTO DE FONTES DE ABASTECIMENTO POR ÁGUA SUBTERRÂNEA NO ESTADO DO CEARÁ: **Diagnóstico do Município de Quixadá**. Fortaleza, 1998.

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. 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.

SANTOS, T. J. S. *et al.* **Nd isotopes and the provenance of metasediments of the Itataia Group, Northwest Borborema Province, NE Brazil**. In: IV SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers**. Salvador: CBPM; IRD, 2003. p. 286-289.

SANTOS, T. J. S.; SCHMUS, W. R. V.; HACKSPAKER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A.; WERNICK, E. **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, p. 265-273, 2003.

TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana, Pan African-Brasiliano aggregation of South America and Africa**. Rotterdam: A. A. Balkema, 1994. 350 p.

TURNER S., SANDIFORD M., FODEN J. 1992. **Some geodynamic and compositional constraints on "postorogenic" magmatism**. *Geology*, 20:931-934.

VAN SCHUMUS, 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, Sociedade Brasileira de Geologia, 115-120 p.

VAN SCHUMUS, 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 Brazil.** 17º Simpósio de Geologia do Nordeste, Soc. Bras. de Geologia.

VAUCHEZ A., NEVES S.P., CABY R., CORSINI M., EGYDIO-Silva M., ARTHAUD M., AMARO V. 1995. **The Borborema shear zone system, NE Brazil.** *J. South. Amer. Earth Sci.* 8:247-266.

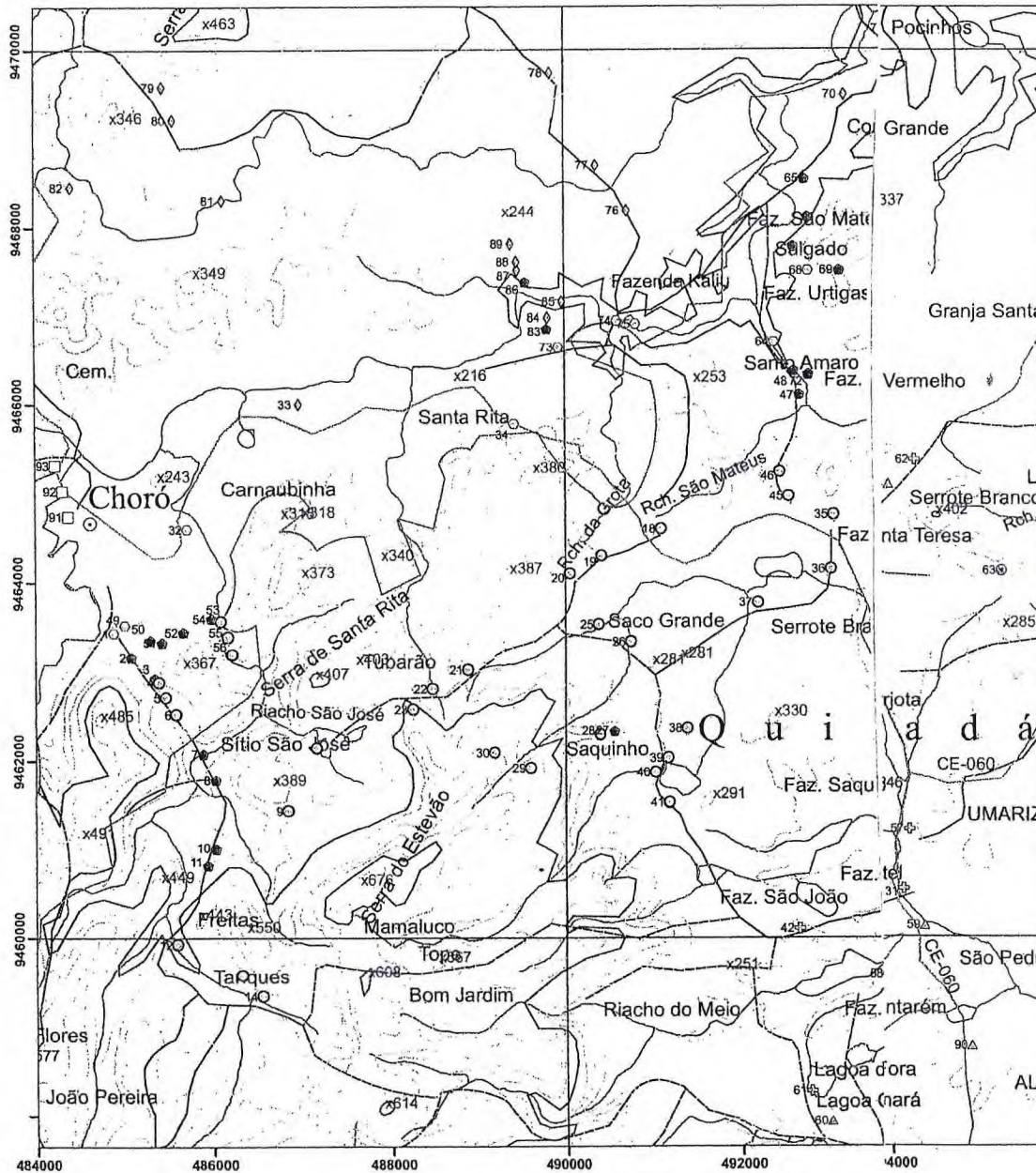
WINKLER, H. G. F. **Petrogenesis de Rocas Metamórficas.** Ed. Espanhola, Tradução Cesar Casquet & Mercedes Peinado. H. Blume Ediciones, Madrid, 1977. 346p.

YARDLEY, B. W. D. **Introdução à Petrologia Metamórfica.** Tradução Reinhardt Adolfo Fuck, 2ª ed. revista – Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2004. 432p.

ANEXO 1
MAPA GEOLÓGICO

ANEXO 2
MAPA DE PONTOS

Mapa deontos
Região de Choró / Quixadá



UNIVERSIDADE
FEDERAL DO CEARÁ



DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA

Integração e interpretação de dados aerogeofísicos e de sensores remotos aplicados ao mapeamento geológico 1:50.000, região entre Choró e Quixadá-CE

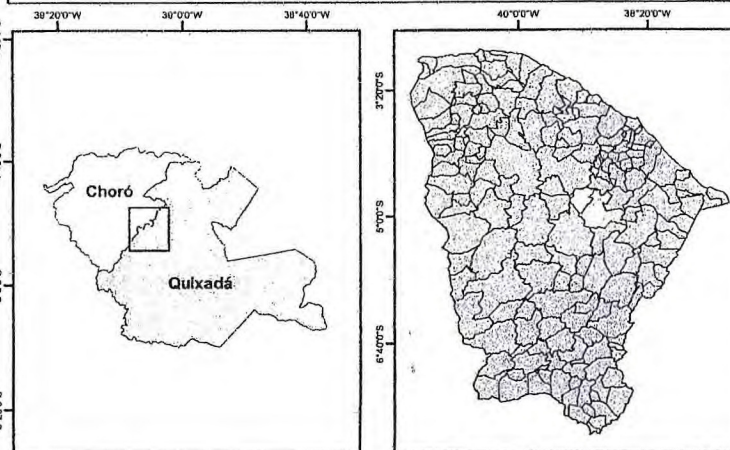
Autores: Elicius Feijó Cordeiro
José Higor Batista

Orientador: Wagner da Silva Amaral

Disciplina: Relatório de graduação

Co-orientador(a): Cynthia Romariz Duarte

Fortaleza, 03 de fevereiro de 2012



Convenções

Geológicas	Cartográficas
□ PP2mal	⊙ Município
△ PRcq	▲ Ponto cotado
⊕ PRcq	— Curva de nível
◇ PP2ggl	— Estrada pavimentada
● PP2βal	- - - Estrada não pavimentada
○ PP2mgal	— Drenagem
⊕ PRcqgm	— Divisão municipal
○ PP2bgal	◌ Açude

1:50.000



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Origem de quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 38° W Gr.
Acréscimos as constantes: 10.000 Km e 600 Km, respectivamente

Datum horizontal: WGS1984 Zona 24S

RELAÇÕES TECTONOESTRATIGRÁFICAS PÓS-ORDOVICIANAS



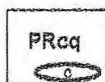
GEOCRONOLOGIA			DEPÓSITOS SUPERFICIAIS
ERA	PERÍODO	IDADE (MA)	
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO (Q)	1,8	Q2a
	NEOGENO (N)		
	PALEOGENO (E)	199,6	

RELAÇÕES TECTONOESTRATIGRÁFICAS PRECAMBRIANO-EOFANEROZÓICAS

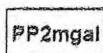
GEOCRONOLOGIA			UNIDADE ALGODOES
ERA	PERÍODO	IDADE	
PROVINCIA BORBOREMA SUB-PROVINCIA SETENTRIONAL DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL			
MEIOPROTEROZOICO (MP)	EDICARDIANO (NP3)	542,0	
	CRIOGENIANO	630,0	
	TONIANO	850,0	
	MP	1000,0	
PALEOPROTEROZOICO (PP)	ESTATERIANO	1600,0	
	OROGIRIANO	1800,0	
	RIACIANO	2050,0	
PALEO-NEO ARQUEANO (A)	SIDERIANO	2300,0	
		2500,0	
		3600,0	

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES

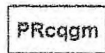
Complexo Ceará



Unidade Quixeramobim: Biotita gnaíse de derivação sedimentar, com faciés migmatítica e de estrutura bandada, micaxistos ferro magnesianos, rochas calciossilicáticas de tonalidades cinzentas e esverdeadas (c) e quartzitos.



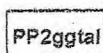
Gnaíse e Leucognaíse de coloração rosada, grau de intemperismo moderado, textura milonítica, com a seguinte associação mineralógica: quartzo, K-feldspato, biotita ± granada.



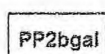
Migmatitos para- e ortoderivados, principalmente de neossomas biotita gnaíssicos com sillimanita ± granada, em parte com leucossomas quartzo feldspáticos, dominante sobre as frações melanossomáticas, por vezes com leitos de espessuras métricas de biotita gnaíse.



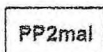
Anfibolito de tonalidade verde - escura, granulação fina com ou sem granada. Somam-se segmentos marcados por uma estreita intercalação com paragnaíses na Serra do Estevão.



Hornblenda biotita gnaíse e granada biotita gnaíse localmente migmatizados, intercalados a diques pegmatíticos.



Unidade Algodões
Biotitas gnaíse (± granada) e sheets de Leucognaíse com granulação fina, oriundos de protólitos arcóseo-grauvaquianos com tonalidades cinza escuro a cinza claro e creme respectivamente.



Granada sillimanita muscovita xisto, muscovita xisto e muscovita quartzito (derivados de sedimentos mediamente selecionados), eventualmente contendo clastos polimíticos.

Convenções

Geológicas



Lineamentos estruturais



Zona de cisalhamento compressional inferida



Zona de cisalhamento compressional



Zona de cisalhamento transcorrente dextral



Zona de cisalhamento transcorrente sinistral

38

Medida de foliação com mergulho

18

Medida de lineação com mergulho

Cartográficas



Sede municipal



Drenagens



CE - 040



Açudes



UNIVERSIDADE
FEDERAL DO CEARÁ



DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA

Integração e interpretação de dados aerogeofísicos e de sensores remotos aplicados ao mapeamento geológico 1:50.000, região entre Choró e Quixadá-CE

Autores: Elicius Feijó Cordeiro
José Higor Batista

Orientador: Wagner da Silva Amaral

Disciplina: Relatório de graduação

Co-orientador(a): Cynthia Romariz Duarte

Fortaleza, 03 de fevereiro de 2012

Localização da área no Estado

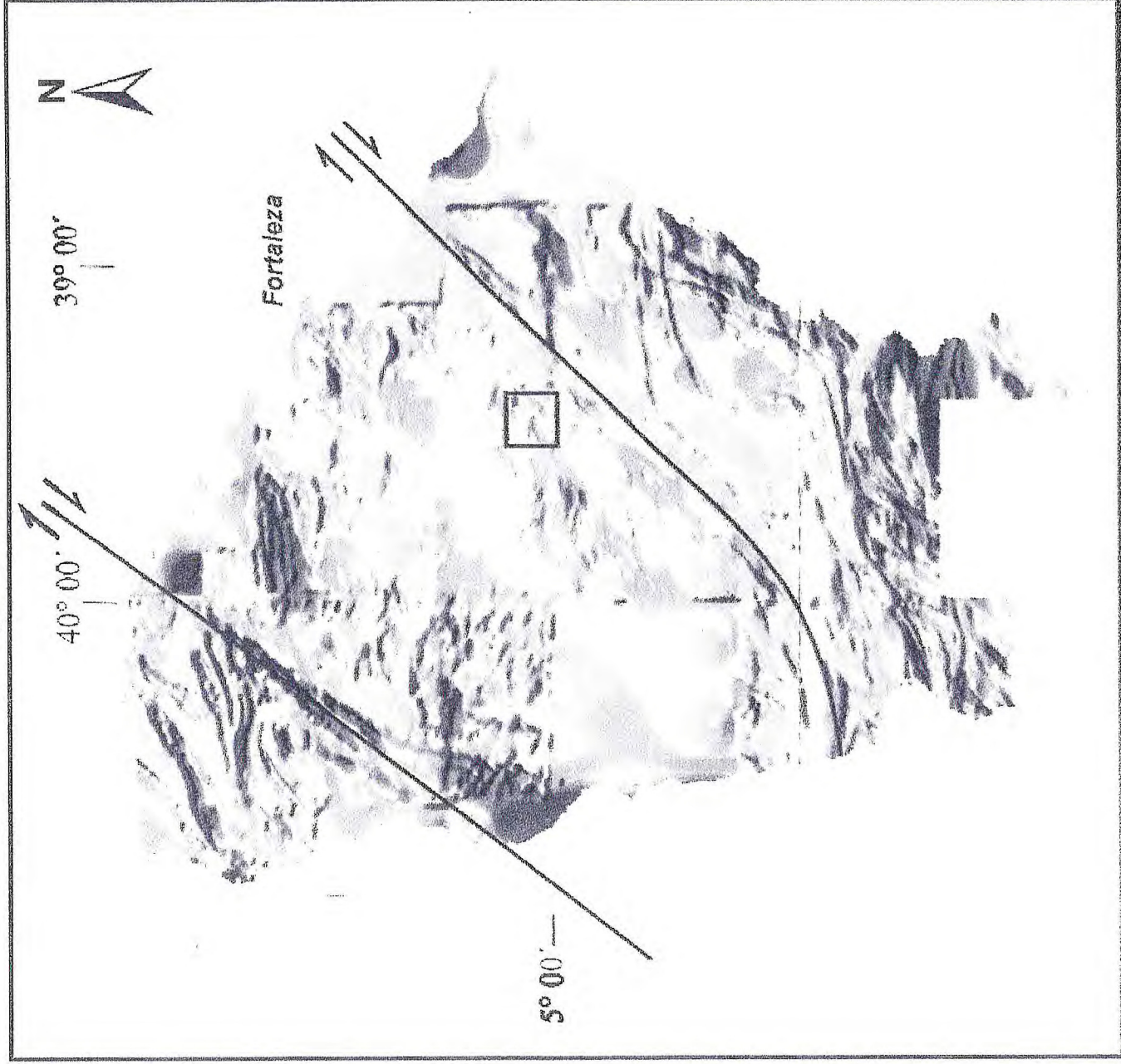
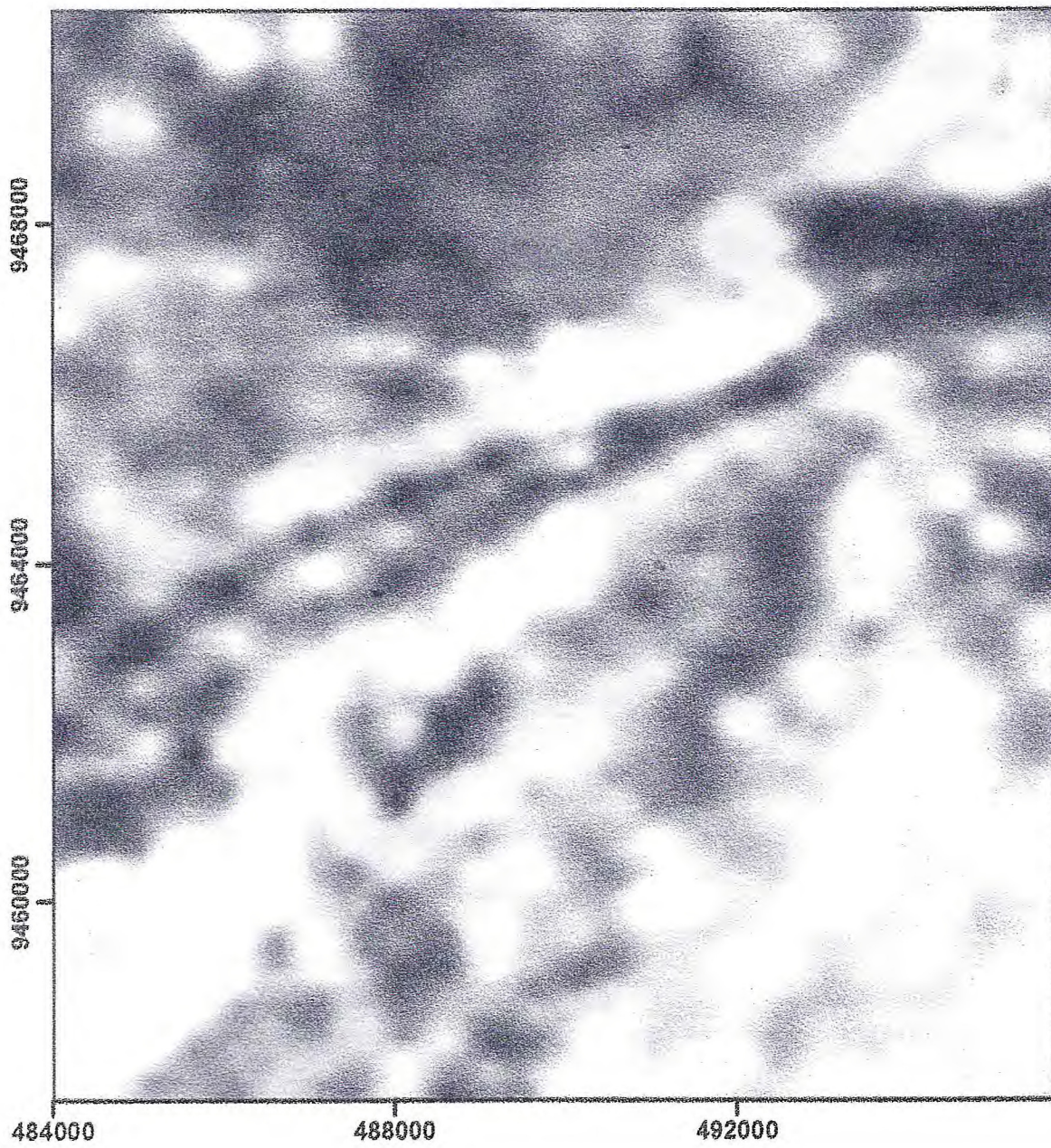
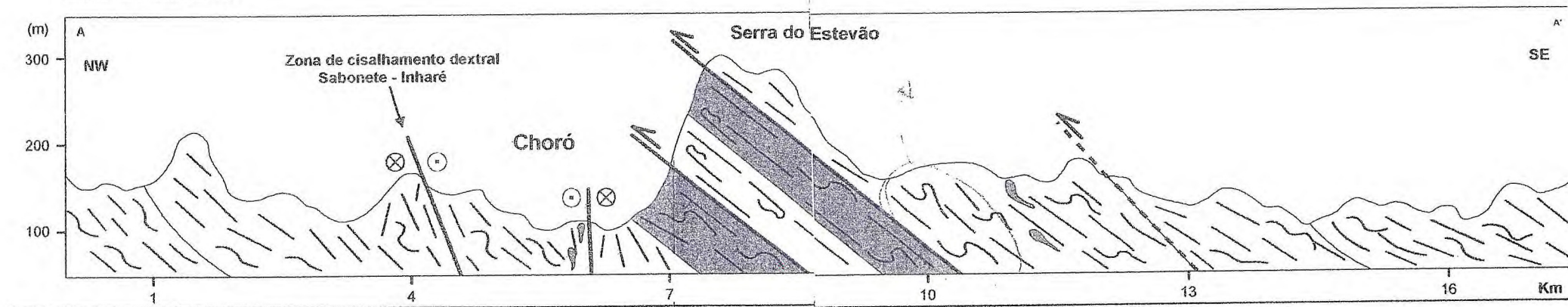


Imagem gamaespectométrica (composição ternária)

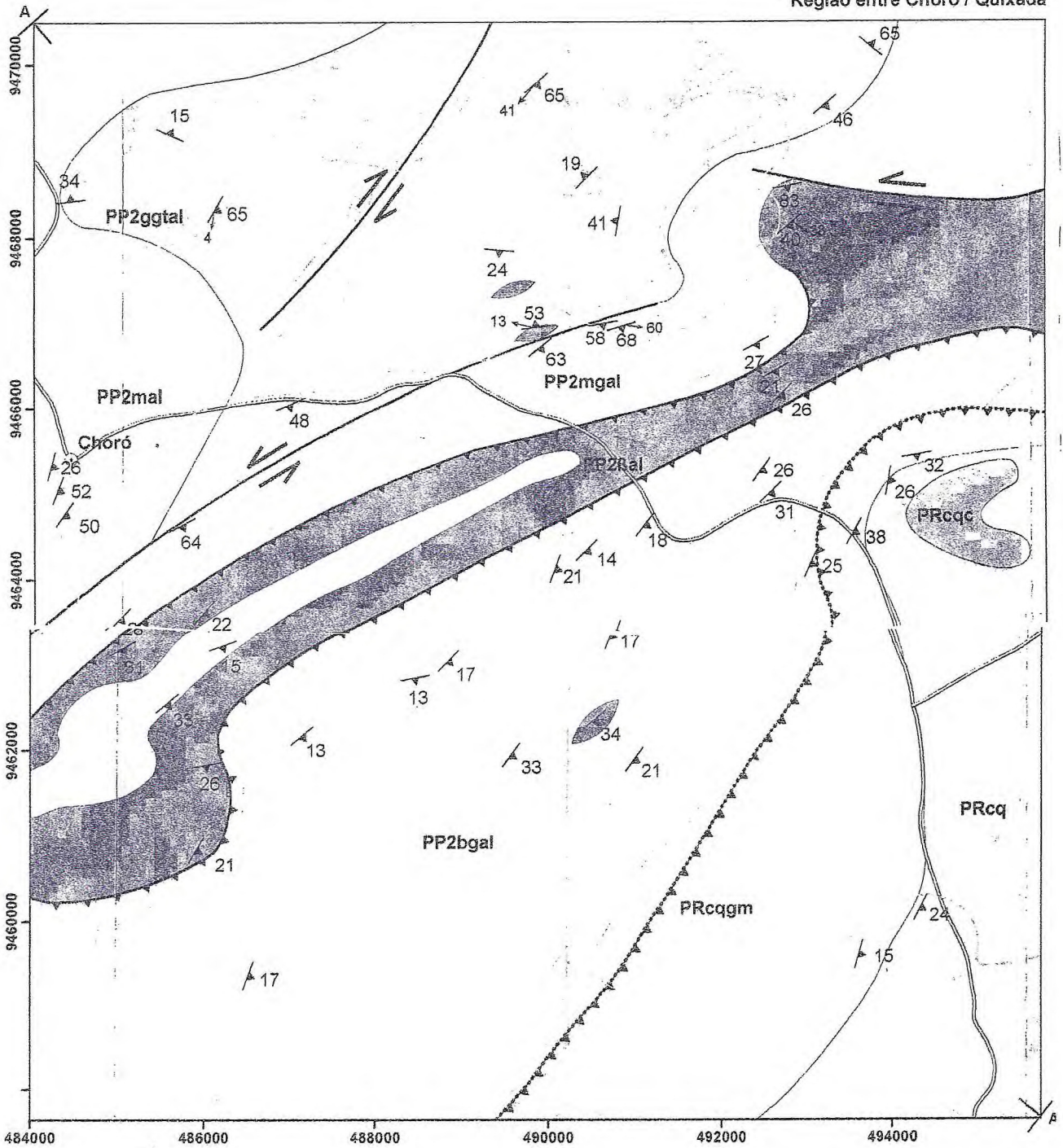


Perfil geológico

Escala vertical: 1:5000
Escala horizontal 1:50000



Mapa geológico
Região entre Choró / Quixadá



1:50.000



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 39° W Gr.
Acréscidas as constantes: 10.000 Km e 500 Km, respectivamente

Datum horizontal: WGS1984 Zona 24S

Declinação magnética do centro da folha 23° 59' W
2008