



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

**CONDICIONAMENTO ESTRUTURAL DAS ZONAS DE
CISALHAMENTO DA REGIÃO DE FORQUILHA, DOMÍNIO
CEARÁ CENTRAL: UMA ABORDAGEM INTEGRADA DE
SENSORIAMENTO REMOTO E GEOLOGIA ESTRUTURAL**

Autor:

FABIO SOUZA E SILVA DA CUNHA

Orientador:

PROF. DR. FERNANDO CÉSAR ALVES DA SILVA

Tese nº 17 / PPGG

Natal-RN, Junho de 2007.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

**CONDICIONAMENTO ESTRUTURAL DAS ZONAS DE
CISALHAMENTO DA REGIÃO DE FORQUILHA, DOMÍNIO
CEARÁ CENTRAL: UMA ABORDAGEM INTEGRADA DE
SENSORIAMENTO REMOTO E GEOLOGIA ESTRUTURAL**

Autor:

FABIO SOUZA E SILVA DA CUNHA

Tese de Doutorado apresentada em 06 de junho de 2007, para obtenção do título de Doutor em Geodinâmica pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva (DG-PPGG-UFRN-Orientador)

Prof. Dr. Venerando Eustáquio Amaro (DG-PPGG-UFRN)

Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza (DG-PPGG-UFRN)

Prof. Dr. Adelar José Strieder (EE-PPGEM-UFRGS)

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos (IG-UNICAMP)

Natal-RN, Junho de 2007.

DEDICATÓRIA

Ao Henrique, meu filho muito amado;

À Adriana, minha grande amiga, maior incentivadora e companheira de muitos anos;

À Virgínia, pelo suporte nas ausências e por ser a melhor madrinha que meu filho poderia ter;

A Valdir e Marisa, meus pais, e à minha tia Magda, pelo amor, pela educação, pelas orações e palavras de carinho nos momentos mais difíceis;

À Maria Cristiana, por sua afeição e generosidade, que me revigoraram no período em que mais necessitei.

“Se as coisas são inatingíveis

Ora ... não é motivo para não querê-las;

Que tristes os caminhos

Se não fora a presença distante das estrelas.”

Os Anos Quei Tamen

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, a Deus, por me permitir viver um novo amanhecer a cada dia, nessa constante busca de crescimento humano.

Ao Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva, pelo exemplo de integridade, profissionalismo e dedicação, pela orientação, leitura crítica e minuciosa, discussões e, principalmente, pelo apoio, paciência e compreensão das dificuldades e contratempos que surgiram ao longo do caminho.

Ao Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza e ao Prof. Dr. Paulo Marcos de Vasconcelos, pela obtenção de dados geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ no Argon Geochronology in Earth Sciences da Universidade de Queensland (AGES/UQ), Brisbane, Austrália.

Ao Prof. Dr. Venerando Eustáquio Amaro, pela amizade, pelas discussões e pelo auxílio no tratamento dos dados de sensoriamento remoto.

Aos demais professores do PPGG-UFRN, em especial àqueles com quem tive oportunidade de ter aulas, pela receptividade, pelos ensinamentos e pela oportunidade concedida de buscar este estágio de desenvolvimento profissional.

À Nilda de Araújo Lima, secretária do PPGG-UFRN, pelo carinho e atenção dispensada em todos os momentos que precisei.

Aos companheiros de jornada enquanto alunos do PPGG, em especial, Luis Gustavo, Francisco Valdir, Roberto Gusmão, Saraiva, Guilherme, Sânzio, Vladimir, Eugênio e Soraia.

Ao apoio logístico da UFRN, referente a transporte para atividades de campo, confecção de seções delgadas e utilização de laboratórios.

Ao Colegiado do Curso de Geografia e à Reitoria da Universidade Estadual Vale do Acaraú (UVA), por me concederem o afastamento necessário para a realização desta tese.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio financeiro através da concessão de bolsa e taxa de bancada (processo nº 141270/2002-0).

Ao colega e amigo Prof. Dr. Johnson Fernandes Nogueira (UVA), pelo empréstimo do acervo bibliográfico e pelas importantes contribuições em diversos momentos deste trabalho.

À Profa. Dra. Maria Palmira Soares de Mesquita (UVA), pelas sugestões e pela cessão de vários artigos científicos.

Ao Geol. Ms. José Carvalho Cavalcante (REFO – CPRM/Serviço Geológico do Brasil), Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos (UNICAMP), Prof. Dr. Elton Luiz Dantas (UnB) e Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto (UFC) pelas rápidas e esclarecedoras conversas sobre vários aspectos da geologia do Pré-Cambriano no Estado do Ceará.

Ao Geol. Ms. Júlio Alexandre Almeida de Carvalho, Geol. Manoel Felipe da Silva Neto e Acad. José Marques Batista (Geografia-UVA) pelo acompanhamento em trabalhos de campo.

Ao Geol. Petterson de Azevedo Barbosa pelo auxílio nos procedimentos de confecção do modelo digital de elevação.

Finalmente, agradeço de uma maneira geral a todos os demais amigos e colegas que colaboraram para a conclusão deste trabalho.

RESUMO

A região de Forquilha localiza-se no extremo noroeste do Domínio Ceará Central (porção setentrional da Província Borborema) e apresenta um arcabouço litoestratigráfico formado por rochas metaplutônicas paleoproterozóicas, seqüências metasupracrustais e granitóides neoproterozóicos. As rochas metassedimentares do Grupo Ceará ocupam a maior parte da área e são subdivididas em duas unidades distintas: Canindé e Independência. A unidade Canindé é formada basicamente por biotita paragneisses e muscovita paragneisses, envolvendo rochas metabásicas (lentes de anfibólitos). A seqüência Independência abrange paragneisses granadíferos, intercalados com silimanita-granada-quartzo-muscovita xistos e quartzo-muscovita xistos, quartzitos puros ou com muscovita e, mais raramente, mármore.

Foram identificados e caracterizados pelo menos três eventos de deformação dúctil, denominados de D_1 , D_2 e D_3 . O evento D_1 pode ser interpretado como correspondente à uma tectônica tangencial de baixo ângulo com transporte tectônico para sul. O evento D_2 é caracterizado pelo desenvolvimento de dobras fechadas a isoclinais com eixos aproximadamente N-S. Padrões de superposição de dobras F_1 e F_2 foram verificadas em diversos locais. O terceiro evento (D_3), desenvolvido em um regime transpressional, gerou dobras megascópicas com eixos NNE a NE e zonas de cisalhamento transcorrentes. Essas zonas transcorrentes D_3 são denominadas de Zona de Cisalhamento Humberto Monte (ZCHM), Zona de Cisalhamento Poço Cercado (ZCPC) e Zona de Cisalhamento Forquilha (ZCF).

O processamento digital de imagens de satélite Landsat 7-ETM+, combinado com dados de campo, demonstrou que essas estruturas penetrativas desenvolveram padrões geomorfológicos positivos e negativos, distribuídos em arranjos lineares e curvilineares com bandamento tonal, associados ao *fabric* dúctil das rochas e a cristas. Diversas composições coloridas foram testadas, sendo que RGB-531 e RGB-752 proporcionaram os melhores resultados para análise de lineamentos correspondentes às principais zonas de cisalhamento. Técnicas de filtragem espacial (filtros 3x3 e 5x5) também foram utilizadas, sobressaindo-se os produtos resultantes da aplicação de filtros Prewitt na banda PC1. A análise integrada dos aspectos morfológicos e texturais presentes nas imagens filtradas, somados às variações de cores assumidas pelas unidades geológicas nas composições coloridas e à sobreposição sobre um modelo

digital de elevação, permitiram uma caracterização em mega-escala da conformação estrutural da área de estudo.

Um dos objetivos desse trabalho foi compatibilizar a cinemática das zonas de cisalhamento ZCHM, ZCPC, ZCF, juntamente com a zona de cisalhamento (lineamento) Sobral-Pedro II (ZCSPII), situada na adjacência, a oeste da área estudada. As idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas nesta tese para a ZCSPII e a ZCPC, associadas com outros dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de zonas de cisalhamento do Estado do Ceará, são indicativas de que todas essas zonas estejam relacionadas à orogênese Brasileira. Além disso, a orientação geral das estruturas, os sentidos de cisalhamento opostos (sinistral na ZCHM e na ZCPC; dextral na ZCSPII e na ZCF) e as condições metamórficas semelhantes conduziram à proposta de um modelo evolutivo das zonas de cisalhamento da região de Forquilha a partir do desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis conjugadas em uma área de transpressão não-confinada, com uma direção geral de encurtamento WNW-ESE. A geometria e a cinemática do conjunto de estruturas analisadas sugerem que o encurtamento tenha sido amplamente acomodado por extrusão lateral, com menores quantidades de estiramento vertical.

ABSTRACT

The studied region, named Forquilha and localized in northwestern Central Ceará domain (northern portion of Borborema Province), presents a lithostratigraphic framework constituted by paleoproterozoic metaplutonics, metasedimentary sequences and neoproterozoic granitoids. The metasedimentary rocks of Ceará group occupy most part of the area. This group is subdivided in two distinct units: Canindé and Independência. Canindé unit is represented basically by biotite paragneisses and muscovite paragneisses, with minor metabasic rocks (amphibolite lens). Independência sequence is composed by garnetiferous paragneisses, sillimanite-garnet-quartz-muscovite schists and quartz-muscovite schists, pure or muscovite quartzites and rare marbles.

At least three ductile deformation events were recognized in both units of Ceará group, named D_1 , D_2 and D_3 . The former one is interpreted as related to a low angle tangential tectonics which mass transport is southward. D_2 event is marked by the development of close/isoclinal folds with a N-S oriented axis. Refolding patterns generated by F_1 and F_2 superposition are found in several places. The latest event (D_3) corresponds to a transcurrent tectonics, which led to development of mega-folds and several shear zones, under a transpressional regime. The mapped shear zones are Humberto Monte (ZCHM), Poço Cercado (ZCPC) and Forquilha (ZCF).

Digital image processing of enhanced Landsat 7-ETM+ satellite images, combined with field data, demonstrate that these penetrative structures are associated with positive and negative geomorphologic patterns, distributed in linear and curvilinear arrangements with tonal banding, corresponding to the ductile fabric and to crests. Diverse color composites were tested and RGB-531 and RGB-752 provided the best results for lineament analysis of the most prominent shear zones. Spatial filtering techniques (3x3 and 5x5 filters) were also used and the application of Prewitt filters generated the best products. The integrated analysis of morphological and textural aspects from filtered images, variation of tonalities related to the distribution of geologic units in color composites and the superposition over a digital elevation model, contributed to a characterization of the structural framework of the study area.

Kinematic compatibility of ZCHM, ZCPC, ZCF shear zones, as well as Sobral-Pedro II (ZCSPII) shear zone, situated to the west of the study area, was one of the

goal of this work. Two of these shear zones (ZCHM, ZCPC) display sinistral movements, while the others (ZCSPII, ZCF) exhibit dextral kinematics. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages obtained in this thesis for ZCSPII and ZCPC, associated with other $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data of adjacent areas, indicate that all these shear zones are related to Brasiliano orogeny. The trend of the structures, the opposite shear senses and the similar metamorphic conditions are fitted in a model based on the development of conjugate shear zones in an unconfined transpression area. A WNW-ESE bulk shortening direction is inferred. The geometry and kinematic of the studied structures suggest that shortening was largely accommodated by lateral extrusion, with only minor amounts of vertical stretch.

SUMÁRIO

RESUMO.....	iv
ABSTRACT.....	vi
LISTA DE FIGURAS.....	xi
LISTA DE PRANCHAS (FOTOS).....	xiv
LISTA DE TABELAS.....	xvi
1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1 – Apresentação e Localização da Área.....	1
1.2 – Justificativa e Objetivos.....	2
1.3 – Metodologia de Trabalho.....	3
2 – ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL.....	6
2.1 – Província Borborema.....	6
2.1.1 – Domínio Ceará Central (DCC).....	11
2.1.2. – Principais Zonas de Cisalhamento do Domínio Ceará Central.....	15
3 – LITOESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	19
3.1 – Rochas Metaplutônicas Paleoproterozóicas.....	20
3.1.1 – Biotita-Hornblenda Ortognaisses.....	21
3.1.2 – Biotita Ortognaisses.....	23
3.2 – Rochas Metassedimentares.....	25
3.2.1 – Grupo Ceará.....	25
3.2.1.1 – Unidade Canindé.....	25
3.2.1.1.1 – Biotita Paragnaisses.....	25
3.2.1.1.2 – Muscovita Paragnaisses.....	26
3.2.1.2 – Unidade Independência.....	29
3.2.1.2.1 – Paragnaisses Granadíferos.....	30
3.2.1.2.2 – Silimanita-Granada-Quartzo-Muscovita-Biotita Xisto e Quartzo-Muscovita-Biotita Xisto.....	31
3.2.1.2.3 – Quartzito.....	34
3.2.1.2.4 – Mármore.....	36

3.3 – Rochas Plutônicas Neoproterozóicas (Brasilianas).....	37
3.3.1 – Granito Porfírico.....	37
3.3.2 – Granito Fino Equigranular.....	40
3.4 – Depósitos Aluvionares Holocênicos.....	42
4 – A CONTRIBUIÇÃO DO SENSORIAMENTO REMOTO.....	43
4.1 – Introdução.....	43
4.2 – Processamento das Imagens de Satélite Landsat 7 ETM+.....	44
4.2.1 – Caracterização de Unidades Geológicas.....	46
4.2.1.1 – Composições Coloridas de Bandas Individuais.....	46
4.2.1.2 – Composições Coloridas de Razões de Bandas.....	48
4.2.2 – Elaboração de Mapas de Lineamentos Associados a Estruturas Dúcteis.....	52
4.3 – Confecção de Modelo Digital de Elevação.....	61
4.3.1 – Processo de Geração do Modelo Digital de Elevação.....	61
4.3.2 – Resultados Obtidos.....	63
5 – GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO.....	67
5.1 – Introdução.....	67
5.2 – O Evento de Deformação D₁.....	69
5.3 – O Evento de Deformação D₂.....	74
5.4 – O Evento de Deformação D₃.....	78
5.4.1 – As Zonas de Cisalhamento (D ₃) da Região de Forquilha.....	84
5.4.1.1 – Zona de Cisalhamento Humberto Monte (ZCHM).....	84
5.4.1.2 – Zona de Cisalhamento Poço Cercado (ZCPC).....	88
5.4.1.3 – Zona de Cisalhamento Forquilha (ZCF).....	91
5.4 – A Deformação Frágil.....	94
6 – GEOCROLOGIA ⁴⁰Ar/³⁹Ar.....	97
6.1 – Introdução.....	97
6.2 – Aspectos Analíticos e Metodológicos.....	98
6.3 – Descrição Petrográfica.....	99
6.3.1 – Protomilonito da ZCSPII (amostra JAC-01).....	99
6.3.2 – Milonito / Ultramilonito da ZCPC (amostra SB-79b).....	100
6.4 – Resultados Geocronológicos.....	101
6.4.1 – Protomilonito da ZCSPII (amostra JAC-01).....	101
6.4.2 – Milonito / Ultramilonito da ZCPC (amostra SB-79b).....	103

6.5 – Interpretações Geológicas das Idades Obtidas.....	103
6.6 – Discussão das Idades Obtidas em Conjunto com Outros Dados ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Referentes a Zonas de Cisalhamento no Estado do Ceará e Áreas Adjacentes...	105
7 – EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO SISTEMA DE ZONAS DE CISALHAMENTO DA REGIÃO DE FORQUILHA.....	108
7.1 – Introdução.....	108
7.2 – Bases Conceituais.....	109
7.2.1 – Zonas de Cisalhamento Conjugadas.....	109
7.2.2 – Zonas de Transpressão e Transtensão.....	113
7.3 – Modelo Proposto para o Sistema de Zonas de Cisalhamento da Região de Forquilha.....	118
8 – CONCLUSÕES.....	123
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	126
APÊNDICE I – LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS VISITADOS.....	135
APÊNDICE II – TRABALHOS PUBLICADOS.....	139
ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO	
ANEXO II – MAPA DE PONTOS	

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de localização geográfica e principais vias de acesso da área de estudo.....	2
Figura 1.2 – Fluxograma das principais etapas metodológicas.....	3
Figura 2.1 - Compartimentação geológico-tectônica da Província Borborema, segundo Jardim de Sá et al. (1992) e Jardim de Sá (1994).....	7
Figura 2.2 - Compartimentação da Província Borborema em domínios e terrenos tectono-estratigráficos, segundo Santos (2000).....	9
Figura 2.3 – Compartimentação tectônica do Estado do Ceará. Modificado de CPRM (2003).....	16
Figura 3.1 - Coluna estratigráfica proposta para a área de estudo.....	20
Figura 4.1 – Composição RGB – 531 com polígono que delimita a área de estudo.....	47
Figura 4.2 – Composição RGB – 752 com polígono que delimita a área de estudo.....	49
Figura 4.3 – Composição RGB – 5/7-5/3-7/4 com polígono que delimita a área de estudo.	51
Figura 4.4 – Mapa de unidades geológicas obtido a partir da interpretação das imagens das figuras 4.1 a 4.3, integrada com mapas geológicos anteriores e dados de campo.....	53
Figura 4.5 – Filtros direcionais Prewitt 5x5 aplicados na banda PC1 que resultaram em imagens com melhores possibilidades de extração de lineamentos dúcteis.....	55
Figura 4.6 – Banda PC1 com filtro direcional N-S do tipo Prewitt, com matriz 5x5.....	56
Figura 4.7 – Banda PC1 com filtro direcional NE-SW do tipo Prewitt, com matriz 5x5.....	57
Figura 4.8 – Banda PC1 com filtro direcional NW-SE do tipo Prewitt, com matriz 5x5.....	58
Figura 4.9 – Banda PC1 com filtro direcional E-W do tipo Prewitt, com matriz 5x5.....	59
Figura 4.10 – Mapa de lineamentos relacionados a estruturas dúcteis obtidos por meio da análise integrada da composição colorida RGB-531 com as imagens filtradas.....	60
Figura 4.11 - Etapas do processo de confecção do modelo digital de elevação (MDE) da área de estudo.....	62
Figura 4.12 - Modelo digital de elevação da área de estudo gerado a partir do processamento de dados SRTM da USGS, com sobreposição da composição colorida RGB 531 do Landsat 7 ETM+ e de dados vetoriais referentes aos lineamentos do tipo LCE (em amarelo) e às principais zonas de cisalhamento (em laranja).....	64

Figura 4.13 - Perspectiva com vista para noroeste do modelo digital de elevação descrito na figura 4.12.....	65
Figura 4.14 - Perspectiva com vista para nordeste do modelo digital de elevação descrito na figura 4.12.....	66
Figura 5.1 – Mapa geológico simplificado da área de estudo, modificado a partir de Costa <i>et al.</i> (1973) e CPRM (2003).....	68
Figura 5.2 - Estereogramas ilustrando a orientação dos elementos referentes ao evento D ₁	71
Figura 5.3 - Estereogramas referentes ao evento D ₂	76
Figura 5.4 - Estereogramas das superfícies S ₃ e lineações L ₃ ^x	80
Figura 5.5 – Seção geológica esquemática (vide localização na Figura 5.1) apresentando um esboço em perfil das dobras regionais F ₃	81
Figura 5.6 - Relações geométricas entre as superfícies S ₁ , S ₂ e S ₃ verificadas em paragnaisse da Unidade Independência (afloramento SB-255) localizado na porção sudeste da área.....	82
Figura 5.7 - Relação de contato entre um granitóide tardi-D ₃ e um paragnaisse da Unidade Independência (Perfil norte-sul na margem oeste da rodovia Sobral-Groaíras, cerca de 2 km a norte da localidade de Itamaracá; afloramento SB-222).....	84
Figura 5.8 - Croqui com a localização e geometria da ZCHM. O estereograma mostra a disposição das superfícies C ₃ e lineações L ₃ ^x (Projeção de igual área, hemisfério inferior).....	85
Figura 5.9 - Esboço da localização da ZCPC na área estudada, ilustrando a variação do trend entre suas porções norte e sul. O estereograma mostra a orientação das superfícies C ₃ e lineações L ₃ ^x (Projeção de igual área, hemisfério inferior).....	88
Figura 5.10 – Disposição espacial da ZCF. O estereograma (Projeção de igual área, hemisfério inferior) mostra o comportamento da foliação milonítica (C ₃) e da lineação de estiramento (L ₃ ^x).....	91
Figura 5.11 - Estereograma com a distribuição espacial dos pólos das fraturas na área estudada. (Projeção de igual área, hemisfério inferior).....	94
Figura 6.1 - Mapa de localização das amostras de milonitos datadas no presente trabalho pelo método ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar.....	98
Figura 6.2 - Resultados ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar para a amostra JAC-01 (grãos 3909-01 e 3909-02). (a) Idades platôs. (b) Ideograma.....	102
Figura 6.3 - Resultados ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar para a amostra SB-79b (grãos 3910-01 e 3910-02). (a) Idades platôs. (b) Ideograma.....	104
Figura 6.4 – Compartimentação da Bacia do Ceará, onde observa-se que a Sub-bacia de Icarai é delimitada por falhas de borda posicionadas nos prolongamentos da ZCSPII e da ZCF, modificado de Moraes Neto <i>et al.</i> (2003).....	107

Figura 7.1 – Comparação entre feições geométricas de zonas de cisalhamento frágeis e dúcteis. Notar que a direção de encurtamento máximo (σ_1) é bissetriz do ângulo agudo para a deformação frágil e do ângulo obtuso para a deformação dúctil. Fonte: Ramsay (1980).....	110
Figura 7.2 – Modelo esquemático para a evolução da deformação normalmente presente na área de intersecção de zonas de cisalhamento conjugadas (Lamouroux <i>et al.</i> 1991). Vide texto para a descrição dos diversos estágios.....	112
Figura 7.3 – Relações tridimensionais entre duas zonas de cisalhamento conjugadas (l_1 e l_2) e o sistema de referência de deformação (baseado em Lamouroux <i>et al.</i> 1991).....	112
Figura 7.4 – Exemplos de modelos de deformação transpressional. (Obs.: as setas e o ângulo α estão omitidos em “f” e “g” para simplificação). Fonte: Dewey <i>et al.</i> (1998).....	114
Figura 7.5 – a) Diagrama de Flinn ilustrando exemplos de deformações transtensionais e transpressionais; b) Diagrama logaritmico de Flinn apresentando caminhos de deformação transtensionais e transpressionais. Fonte: Dewey <i>et al.</i> (1998).....	116
Figura 7.6 – a) Transpressão não-particionada; b) Transpressão particionada, na qual parte da deformação é dissipada por uma falha transcorrente discreta (baseado em Dewey <i>et al.</i> 1998).....	117
Figura 7.7 – Modelo interpretativo para o desenvolvimento do Sistema de Zonas de Cisalhamento da Região de Forquilha.....	119
Figura 7.8 – Esquema tridimensional sugerido para a evolução das zonas de cisalhamento da área de estudo.....	122

LISTA DE PRANCHAS (FOTOS)

Prancha 3.1 - Fotografias ressaltando as feições de campo das rochas metaplutônicas paleoproterozóicas.....	22
Prancha 3.2 - Fotomicrografias dos biotita-hornblenda ortognaisses (a, b) e dos biotita ortognaisses (c, d).....	24
Prancha 3.3 - Fotografias ressaltando aspectos de campo dos paragnaisses da Unidade Canindé - Grupo Ceará.....	27
Prancha 3.4 - Fotomicrografias dos biotita paragnaisses (a, b) e dos muscovita paragnaisses (c, d) da Unidade Canindé do Grupo Ceará.....	29
Prancha 3.5 - Fotografias ressaltando aspectos de campo dos paragnaisses e xistos da Unidade Independência - Grupo Ceará.....	32
Prancha 3.6 - Fotomicrografias de feições dos paragnaisses granadíferos (a, b) e dos xistos (c, d) da Unidade Independência do Grupo Ceará.....	33
Prancha 3.7 - Aspectos de campo dos quartzitos e dos mármore da Unidade Independência - Grupo Ceará.....	35
Prancha 3.8 - Fotomicrografias de feições dos quartzitos (a, b) e dos mármore (c) da Unidade Independência do Grupo Ceará.....	36
Prancha 3.9 - Fotografias ressaltando as feições de afloramento das rochas plutônicas neoproterozóicas (Brasilianas).....	39
Prancha 3.10 - Fotomicrografias de feições mineralógicas dos granitos porfíricos (a, b) e dos granitos finos equigranulares (c, d) neoproterozóicos (Brasilianos).....	41
Prancha 5.1 - Fotografias de campo mostrando registros da foliação S_1 e da lineação de estiramento L_1^x	70
Prancha 5.2 - Critérios cinemáticos relacionados ao evento D_1	72
Prancha 5.3 - Dobras associadas ao evento D_1	73
Prancha 5.4 - Fotografias de campo mostrando os elementos estruturais do evento D_2	74
Prancha 5.5 - Dobramentos associados ao evento D_2	77
Prancha 5.6 - Aspectos de campo dos elementos da deformação D_3	79
Prancha 5.7 - Dobramentos relacionados ao evento D_3	81
Prancha 5.8 - Registros das interações entre os eventos D_3 e D_2	83

Prancha 5.9 - Aspectos de campo dos milonitos da ZCHM.....	86
Prancha 5.10 - Exemplos de critérios cinemáticos ao longo da ZCHM.....	87
Prancha 5.11 - Fotos de campo de alguns elementos da ZCPC.....	89
Prancha 5.12 - Indicadores cinemáticos de movimento sinistral ao longo da transcorrência Poço Cercado.....	90
Prancha 5.13 - Fotos de campo mostrando aspecto geral e os elementos associados à ZCF.....	92
Prancha 5.14 - Critérios cinemáticos indicativos de movimento dextral ao longo da ZCF...	93
Prancha 5.15 - Aspectos de campo da deformação frágil verificada na área de estudo.....	95
Prancha 6.1 - Aspecto de campo e microtextura da amostra JAC-01.....	100
Prancha 6.2 - Aspecto de campo e microtextura da amostra SB-79b.....	101

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 – Coluna/Tabela Estratigráfica Internacional (Rename, 2000).....	5
Tabela 4.1 – Análise estatística do mosaico calibrado dos recortes das cenas 218/62 e 218/63 conforme os limites da área de estudo.....	45
Tabela 4.2 – Razões de bandas do Landsat 5 – TM utilizadas na discriminação composicional de superfícies (Drury & Hunt, 1989; Glikson & Creasey, 1995 <i>apud</i> Amaro, 1998).....	50
Tabela 6.1 – Síntese de dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em zonas de cisalhamento no Estado do Ceará e áreas adjacentes.....	105

1. INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

Este trabalho constitui parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor junto ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – PPGG, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN. O desenvolvimento destes estudos foi realizado mediante a orientação do Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva.

Neste texto estão sumarizadas as principais atividades desenvolvidas, os resultados obtidos, além de propostas de abordagens multidisciplinares que permitam caracterizar o condicionamento estrutural do sistema de zonas de cisalhamento da região de Forquilha (Estado do Ceará). O suporte financeiro e logístico para a realização do trabalho foi efetivado por meio de recursos oriundos do CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) e do PPGG-UFRN (Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte).

A área de estudo situa-se geograficamente na região noroeste do Estado do Ceará, abrangendo parte dos municípios de Forquilha, Sobral, Santana do Acaraú e Groaíras. O polígono envolvente perfaz um total de 687,5 km² (Figura 1.1). O melhor acesso até a porção central da área, a partir de Fortaleza, é feito pela BR-222 por cerca de 220 km.



Figura 1.1 – Mapa de localização geográfica e principais vias de acesso da área de estudo.

1.2 – JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

As zonas de cisalhamento que se encontram presentes em grande parte do Nordeste do Brasil foram descritas por diversos autores como falhas antigas, reativadas em diferentes ocasiões e com uma movimentação transcorrente relacionada ao Ciclo Brasileiro (Almeida *et al.* 1977, Brito Neves 1975, 1986). Em estudos mais recentes, estas estruturas tem sido reinterpretadas como tendo sido formadas e evoluído somente a partir deste evento orogênico (Arthaud 1986, Arthaud & Torquato 1989, Arthaud & Caby 1990, Neves 1991, Vauchez *et al.* 1995, Neves & Mariano 1999) e o comportamento predominantemente dúctil da maioria delas está plenamente reconhecido.

Estudos detalhados das zonas de cisalhamento principais e suas relações com a tectônica dos terrenos vizinhos vem sendo alvo de muitos trabalhos (Neves 1991, Vauchez *et al.* 1995, Neves & Mariano 1999). Entretanto, são poucos os textos que

discutem as relações geométricas, cinemáticas e temporais entre essas estruturas principais e as zonas de cisalhamento de menor porte que se encontram presentes internamente nos domínios crustais individuais.

Buscando dar uma contribuição neste sentido, por meio de uma abordagem multidisciplinar, o presente trabalho visou a elaboração de um modelo evolutivo das zonas de cisalhamento da região de Forquilha, situadas dentro do Domínio Ceará Central, analisando sua provável relação com o adjacente Lineamento Sobral-Pedro II.

1.3 – METODOLOGIA DE TRABALHO

A metodologia abrangeu atividades executadas em laboratório, alternadas com trabalhos de campo. Os procedimentos realizados podem ser subdivididos nas diferentes etapas apresentadas na Figura 1.2 e descritas abaixo:

1) *Pesquisa bibliográfica*: Consistiu em um levantamento bibliográfico e cartográfico enfocando os trabalhos anteriores realizados na área de estudo, bem como os temas relacionados à fundamentação teórica e aos métodos empregados. Nesta etapa também foi realizada a seleção e a obtenção de produtos de sensoriamento remoto. Estes produtos são fotografias aéreas em escala 1:70.000 de 1969, imagens de satélite Landsat 7 ETM+ (cenas WRS 218/62 de 16/08/2001 e WRS 218/63 de 30/09/2000, com todas as 8 bandas disponíveis) e imagens de radar do projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) do *United States Geological Survey*, com resolução espacial de 90m (USGS 2003).

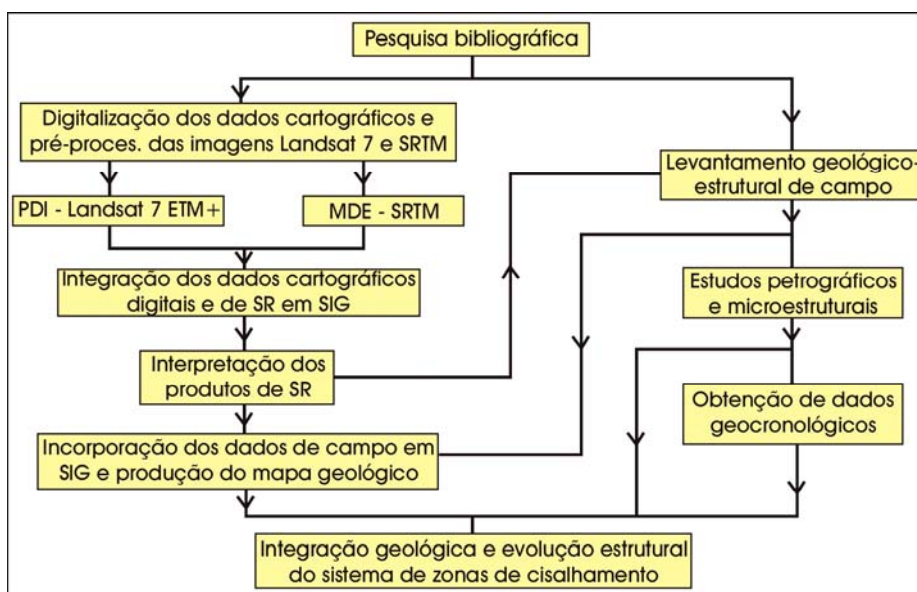


Figura 1.2 – Fluxograma das principais etapas metodológicas.

2) *Digitalização dos dados cartográficos e pré-processamento das imagens de satélite*: Nesta etapa foram efetuados a escanerização e o georreferenciamento das cartas topográficas e dos mapas geológicos anteriores. Com base nas cartas topográficas digitais georreferenciadas, foi efetuado o registro das imagens de satélite e de radar, por meio do *software* ErMapper 6.3.

3) *Processamento digital das imagens de satélite Landsat 7 ETM+*: Esta etapa também foi desenvolvida usando o *software* ErMapper 6.3 e incluiu procedimentos que são detalhados no capítulo 4.

4) *Integração dos dados cartográficos digitais e de sensoriamento remoto em ambiente SIG*: Nesta fase, por meio do *software* ArcView 3.2, foi iniciada a construção de uma base de dados georreferenciados a partir da integração dos documentos cartográficos digitalizados (cartas topográficas e mapas geológicos anteriores) e dos produtos gerados nas etapas de processamento digital de imagens.

5) *Interpretação dos produtos de sensoriamento remoto*: A interpretação dos lineamentos estruturais e a delimitação de áreas com respostas espectrais contrastantes foi realizada por digitalização via tela, com o uso do ArcView 3.2.

6) *Levantamentos geológico-estruturais de campo*: As atividades de campo foram executadas com o propósito de reconhecer as diferentes litologias e unidades litoestratigráficas, selecionar e coletar amostras para preparação de seções delgadas e análises geocronológicas, bem como efetuar o levantamento detalhado das diferentes feições estruturais. A análise estrutural foi realizada com base em perfis sistemáticos que evidenciaram as relações de deformação superposta na área de estudo.

7) *Incorporação dos dados de campo em SIG e produção do mapa geológico da área de estudo*: A organização das informações resultantes dos levantamentos de campo, integrados aos resultados de interpretação dos produtos de sensoriamento remoto e de mapas geológicos anteriores, permitiram a confecção de um mapa geológico da área de estudo, em escala 1:100.000 (Anexo I).

8) *Estudos petrográficos e microestruturais*: a partir da seleção das amostras de rochas coletadas em campo, devidamente orientadas, foram confeccionadas seções delgadas para estudos petrográficos e microestruturais em microscópios de luz transmitida. A principal finalidade desta etapa foi a identificação de indicadores cinemáticos microscópicos que caracterizassem os sentidos de movimentação ao longo das zonas de cisalhamento e a verificação de assembléias minerais que

permitissem classificar os diversos tipos litológicos e definir as condições de metamorfismo.

9) *Obtenção de dados geocronológicos*: foram selecionadas duas amostras de rochas miloníticas da região para datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ no *Argon Geochronology in Earth Sciences* da Universidade de Queensland - AGES/UQ, Brisbane, Austrália. A abordagem geocronológica visou situar, em uma escala de tempo absoluto, idades que possam representar o resfriamento após o último pico metamórfico regional e o limite superior do período de cisalhamento dúctil transcorrente.

10) *Integração geológica e evolução estrutural do sistema de zonas de cisalhamento*: a análise integrada dos resultados advindos das etapas anteriores, permitiu concluir o trabalho com a apresentação de uma proposta de modelo da evolução do sistema de zonas de cisalhamento da região de Forquilha, contextualizada no âmbito do Domínio Ceará Central.

A nomenclatura utilizada para a classificação das idades geocronológicas obtidas ou referidas no presente trabalho segue a tabela/coluna do tempo geológico proposta pela Comissão Internacional de Estratigrafia da IUGS (Rename 2000), apresentada na Tabela 1.1.

Tabela 1.1 – Coluna/Tabela Estratigráfica Internacional (Rename 2000).

EONOTEMA EON	ERATEMA ERA	SISTEMA PERÍODO	IDADE (Ma)
FANEROZÓICO	PALEOZÓICO	Cambriano	500
PROTEROZÓICO	NEOPROTEROZÓICO	Neoproterozóico III	540
		Críogeniano	650
		Toniano	850
		Esteniano	1000
	MESOPROTEROZÓICO	Ecatsiano	1200
		Calimíniano	1400
		Estateriano	1600
	PALEOPROTEROZÓICO	Orosiriano	1800
		Riasiano	2050
		Sideriano	2300
			2500
ARQUEANO	NEOARQUEANO		2800
	MESOARQUEANO		3200
	PALEOARQUEANO		3600
	EOARQUEANO		

2. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL

2.1 – PROVÍNCIA BORBOREMA

A área desta pesquisa encontra-se inserida na porção setentrional da Província Borborema (Almeida *et al.* 1977, Almeida *et al.* 1981), que se estende por cerca de 400.000 km² na região Nordeste do Brasil. Esta província é sub-dividida em diferentes domínios limitados por um sistema de megazonas de cisalhamento (lineamentos) sinuosas e ramificadas (Figuras 2.1 e 2.2). Este conjunto de domínios compreende uma colagem de fragmentos ou núcleos crustais arqueanos com amplos tratos de gnaisses do embasamento paleoproterozóico, cinturões dobrados de rochas supracrustais paleoproterozóicas a neoproterozóicas e plútons granitóides neoproterozóicos (brasilianos), além de seqüências de cobertura (Van Schmus *et al.* 1995).

Os trabalhos pioneiros de Brito Neves (1975, 1983) e Santos & Brito Neves (1984) subdividem a Província Borborema em três grandes conjuntos: a) complexos gnáissico-migmatíticos arqueanos a paleoproterozóicos, retrabalhados durante o Neoproterozóico; b) faixas móveis proximais aos crátons São Luís e São Francisco, caracterizadas como Faixas Médio Coreaú, Riacho do Pontal e Sergipano; c) faixas móveis interiores, como Orós-Jaguaribe, Seridó, Piancó-Alto Brígida e Pajeú-Paraíba.

Jardim de Sá *et al.* (1992) e Jardim de Sá (1994) apresentam uma sub-divisão da Província Borborema em subprovíncias, ou domínios estruturais (Figura 2.1), na qual são individualizadas: a) as faixas Sergipana e Riacho do Pontal, que margeiam o Cráton São Francisco; b) a Faixa Noroeste do Ceará, situada na borda do Cráton São Luís e que corresponde a Faixa Médio Coreaú de Brito Neves (1975); c) as faixas ou domínios que ocupam uma posição central, abrangendo a Faixa Orós-Jaguaribe, o Domínio Ceará Central e a Faixa Seridó (na porção a norte da Zona de Cisalhamento de Patos), bem como o Domínio da Zona Transversal (a sul do Lineamento Patos)

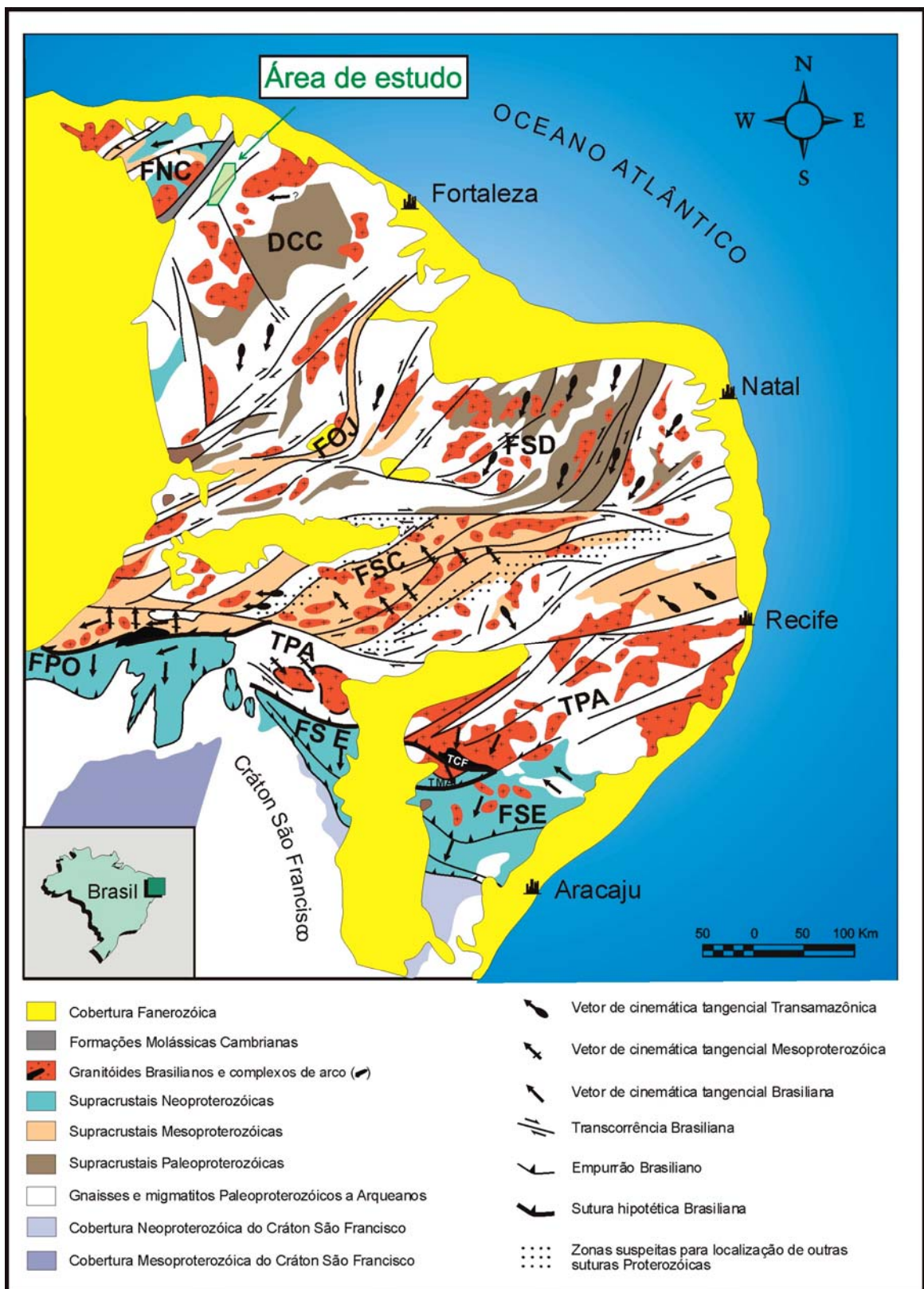


Figura 2.1 - Compartimentação geológico-tectônica da Província Borborema, segundo Jardim de Sá *et al.* (1992) e Jardim de Sá (1994). FNC - Faixa Noroeste do Ceará, DCC - Domínio Ceará Central, FOJ - Faixa Orós-Jaguaribe, FSD - Faixa Seridó, FSC - Faixa Salgueiro-Cachoeirinha, FPO - Faixa Riacho do Pontal, FSE - Faixa Sergipana, TPA - Terreno Pernambuco-Alagoas, TCF - Terreno Canindé do São Francisco, TMA - Terreno Maracó.

incluindo a Faixa Salgueiro-Cachoeirinha (ou Piancó-Alto Brígida de Brito Neves 1975).

Mais recentemente, Santos (1995, 1996 e 2000), Santos & Medeiros (1997) e Medeiros (2004) interpretam o arcabouço tectônico pré-cambriano da Província Borborema com base na justaposição e amalgamação de diferentes terrenos tectono-estratigráficos (Figura 2.2). Neste contexto, são propostas as delimitações dos superterrenos (domínios) Médio Coreaú, Cearense, Rio Grande do Norte, da Zona Transversal e Externo, marcados por limites litosféricos bem definidos. O Lineamento Patos é apresentado como o principal desses limites, separando a Província Borborema em um setor norte, onde ocorrem importantes conjuntos de rochas arqueanas e paleoproterozóicas, e em um setor sul no qual predominam terrenos meso a neoproterozóicos.

Conforme uma síntese apresentada por Brito Neves *et al.* (2000), baseada em uma ampla revisão de artigos anteriores acrescidos de novos dados sobre os aspectos geológicos, a disposição dos extensos lineamentos transcorrentes e as informações geocronológicas disponíveis, a Província Borborema pode ser subdividida em cinco domínios tectônicos principais:

a) Domínio Médio Coreaú (DMC)

O DMC é delimitado a noroeste pela borda retrabalhada do Cráton São Luis e a sudeste pelo Lineamento Transbrasiliano. Ele é composto por um embasamento gnáissico paleoproterozóico juvenil (2,35 Ga; Fetter 1999), seqüências supracrustais vulcano-sedimentares (Grupo Martinópole) e pelítico-carbonáticas (Grupo Ubajara) de idade preferencialmente neoproterozóica (Fetter 1999, Santos 1999) e granitóides de idade neoproterozóica a cambriana. Os principais representantes deste últimos são os granitóides brasileiros Chaval (sin-orogênico), Meruoca e Mucambo (ambos pós-orogênicos).

b) Domínio Ceará Central (DCC)

Neste domínio se encontra inserida a área de estudo (Figuras 2.1 e 2.2). Delimitado a oeste pelo Lineamento Transbrasiliano e a leste pelo Lineamento Senador Pompeu, o DCC apresenta um significativo núcleo de rochas arqueanas reunidas no

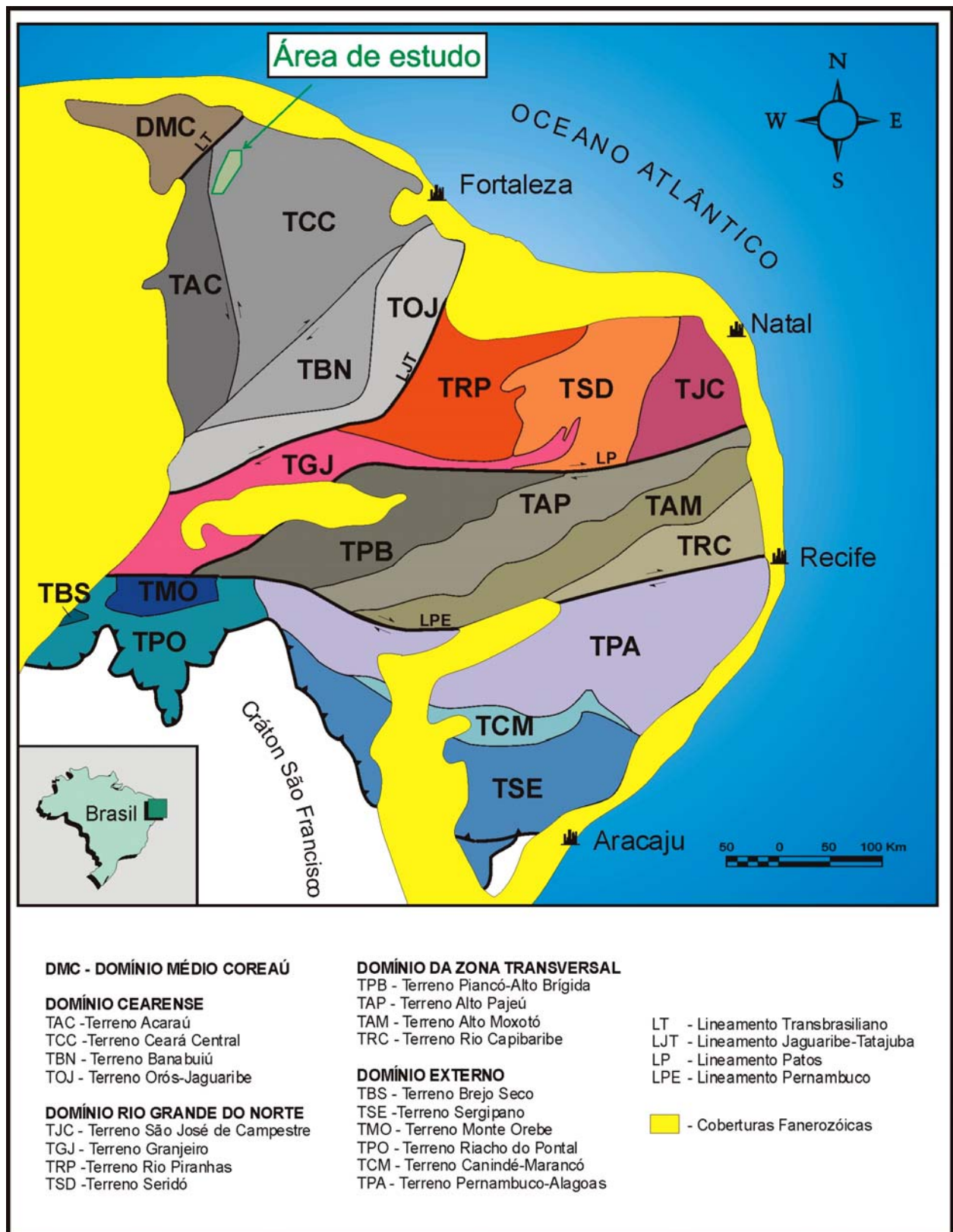


Figura 2.2 - Compartimentação da Província Borborema em domínios e terrenos tectono-estratigráficos, segundo Santos (2000).

no Maciço de Tróia (Brito Neves 1975, Pessoa *et al.* 1986 e Fetter 1999). O embasamento paleoproterozóico do DCC é constituído predominantemente por ortognaisses metamorfolizados em condições de fácies anfibolito alto, por vezes migmatizados. Recobrimo parte do embasamento, ocorrem diversas seqüências de rochas supracrustais essencialmente paraderivadas, principalmente pelíticas (Seqüências de Canindé, Independência, Quixeramobim, Cariré, etc...). Um outro aspecto importante no DCC é a ocorrência de um extenso complexo granito-migmatítico (Complexo Tamboril-Santa Quitéria) recentemente interpretado como um grande arco magmático continental de idade neoproterozóica (Fetter 1999, Fetter *et al.* 2003). Outros importantes registros de granitóides neoproterozóicos a cambrianos que também merecem destaque são o batólito de Quixadá/Quixeramobim e diversos *stocks* de termos pós-orogênicos, como os da Serra da Barriga e Serra do Pajé. A caracterização geológica deste domínio será detalhada mais adiante.

c) Domínio Rio Grande do Norte (DRGN)

Situa-se entre o Lineamento Senador Pompeu, a oeste, e o Lineamento Patos, a sul. O DRGN pode ser compartimentado nos seguintes sub-domínios: a) Cinturão Jaguaribeano-Oeste Potiguar e seu embasamento, b) Maciço Rio Piranhas, c) Cinturão Seridó e seu embasamento, d) Maciço São José do Campestre. O embasamento é formado por um arcabouço litotectônico transamazônico, que inclui alguns núcleos arqueanos. Dentre esses núcleos destaca-se o Maciço São José do Campestre, que constitui o mais antigo fragmento de crosta continental reconhecido na América do Sul (3,4 a 3,5 Ga; Dantas *et al.* 2004). Entre os conjuntos de rochas metassedimentares, Brito Neves *et al.* (2000) destaca seqüências de idades estaterianas (Orós, Jaguaribe, Peixe Gordo, Encanto) e neoproterozóicas (Lavras da Mangabeira, Caipu, Iara-Quimami e Seridó). A granitogênese brasileira também encontra-se bastante representada no DRGN.

d) Domínio da Zona Transversal (DZT)

O DZT localiza-se entre os Lineamentos Patos e Pernambuco. Este domínio constitui área-tipo para a caracterização da orogenia Cariris Velhos (0,95 a 1,0 Ga;

Brito Neves *et al.* 1995, Van Schmus *et al.* 1995, Kozuch *et al.* 1997). Ele abrange diversas associações litotectônicas referidas de diferentes formas, como por exemplo, os cinturões Pajeú-Paraíba e Piancó-Alto Brígida de Brito Neves (1975, 1983). Santos (1996) e Santos *et al.* (1997) propõem que a parte central e oriental do DZT é formada por três terrenos distintos: Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe. O Terreno Alto Pajeú apresenta um predomínio de ortognaisses e proporcionalmente um menor volume de rochas metassedimentares. O Terreno Alto Moxotó é formado principalmente por embasamento transamazônico retrabalhado com alguns poucos corpos de granitóides neoproterozóicos. Por sua vez, o Terreno Rio Capibaribe é composto por duas seqüências diferentes de rochas supracrustais, mesoproterozóicas a neoproterozóicas, e extensos plutons brasileiros.

e) Domínio Sul (DS)

Este domínio é delimitado a norte pelo Lineamento Pernambuco e a sul pelo Cráton São Francisco. Ele é formado pelos cinturões de dobramento Rio Preto, Riacho do Pontal, Sergipano e pelo Maciço Pernambuco-Alagoas. Este último consiste em um embasamento granito-migmatítico de idade predominantemente neoproterozóica (mas localmente com remanescentes de crosta arqueana a mesoproterozóica) cortado por plutons brasileiros, sendo alguns de proporções batolíticas (Brito Neves *et al.* 2000).

2.1.1. DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL (DCC)

O DCC pode ser compartimentado em quatro grandes conjuntos litotectônicos: a) Maciço Arqueano de Tróia, b) Complexo gnáissico paleoproterozóico, c) Rochas supracrustais paleoproterozóicas a neoproterozóicas; d) Complexos granito-migmatíticos neoproterozóicos e granitóides neoproterozóicos a cambrianos.

a) Maciço Arqueano de Tróia (MAT)

O Maciço de Tróia (Brito Neves 1975) situa-se na porção sudeste do DCC e apresenta uma área de exposição de cerca de 6000 km², sendo delimitado a norte e oeste pelas rochas do complexo gnáissico paleoproterozóico e a sudeste pelo

Lineamento Senador Pompeu. O MAT é subdividido em dois conjuntos distintos pela Zona de Cisalhamento Sabonete-Inharé: a) o Bloco Mombaça (a sudeste) e b) o Bloco Tróia-Pedra Branca (a nordeste).

O Bloco Mombaça é formado predominantemente por gnaisses tonalito-trondjemito-grandiorito (TTG), metamorfisados em fácies granulito. Por sua vez, O Bloco Tróia-Pedra Branca (Pessoa e Archanjo 1984), é composto principalmente por uma associação do tipo *greenstone belt* com gnaisses tonalíticos a granodioríticos associados.

Os dados geocronológicos que demonstram uma evolução arqueana do MAT foram apresentados por Fetter (1999), destacando-se as seguintes idades U-Pb em zircão: a) 2794 ± 77 Ma e 2857 ± 42 Ma para gnaisses tonalíticos do bloco Mombaça e b) 2675 ± 64 Ma, 2773 ± 60 Ma e 2776 ± 65 Ma para litologias do bloco Tróia-Pedra Branca.

Mais recentemente, Silva *et al.* (2002) registraram uma idade mais antiga (3270 ± 5 Ma) no Bloco Tróia-Pedra Branca, a partir de análise SHRIMP em zircões. Alguns destes zircões apresentaram bordas metamórficas de alta luminescência (baixo U). Uma dessas margens apresentou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ discordante de 2084 ± 14 Ma, tendo sido preliminarmente interpretada como decorrente de um retrabalhamento durante um evento colisional paleoproterozóico.

b) Complexo Gnáissico Paleoproterozóico (CGPP)

Este conjunto é formado principalmente por gnaisses de composição quartzo-diorítica a tonalítica, em muitos locais mostrando processos de migmatização. Condições de metamorfismo de fácies anfibolito superior são predominantes, mas alguns conjuntos de rochas granulíticas também estão presentes (Monié *et al.* 1997).

Diversos dados geocronológicos de litologias do CGPP são apresentados por Fetter (1999). Conforme este autor, os ortognaisses situados na parte oeste do DCC forneceram idades mais jovens (U-Pb em zircão de 2095 ± 11 Ma, 2108 ± 4 Ma e 2110 ± 66 Ma) que seus equivalentes presentes na porção leste do DCC (U-Pb em zircão de 2130 ± 3 Ma e 2140 ± 6 Ma). Fetter (1999) sugere que o CGPP provavelmente se desenvolveu em um processo de acreção de arcos de ilha ao longo

de um período de 50 Ma, durante a orogenia Transamazônica, com pouca participação de fragmentos crustais mais antigos.

Martins (2000) e Martins & Oliveira (2004) desenvolveram estudos mais centrados na região leste do DCC, nos quais descrevem um conjunto de paragneisses e anfibolitos intrudidos por ortogneisses de composição tonalítica a granodiorítica. Estas rochas foram enquadradas pelos referidos autores no CGPP sob a denominação de Suíte Metamórfica Algodões-Choró. Em termos evolutivos, estes autores sugerem que a formação desta suíte metamórfica teria ocorrido em um ambiente de supra-subducção relacionado à evolução de um orógeno em colagem paleoproterozóica entre 2,23 e 2,05 Ga. O conjunto de rochas metassedimentares e anfibolíticas teria se formado em uma bacia do tipo retro-arco associada a um ambiente de arco insular próximo a 2,2 Ga. Por sua vez, as intrusões (ortogneisses) teriam ocorrido por volta de 2,1 Ga. Os dados isotópicos de Nd apresentados por Martins *et al.* (1998) indicaram que estas rochas poderiam representar então um segmento juvenil da orogênese Transamazônica (~2,1 Ga). Entretanto, a partir de informações Sm-Nd de outros setores do CGPP, Van Schmus *et al.* (1998), Fetter *et al.* (2000) e Castro (2005) verificaram também a existência de rochas com herança crustal mais antiga, o que sugere que apenas uma parte do CGPP possui caráter juvenil.

c) Rochas Supracrustais Paleoproterozóicas a Neoproterozóicas

A distinção entre as rochas supracrustais e conjuntos essencialmente ortoderivados sempre foi alvo de muitas discussões desde os trabalhos pioneiros que enquadravam ambos no Complexo ou Grupo Ceará (CPRM 1983, Caby & Arthaud 1986). Este complexo ou grupo foi subdividido em unidades ou seqüências informais, nem sempre de forma clara, que variam de autor para autor.

De uma maneira geral, conforme uma redefinição proposta por Arthaud *et al.* (1998a) baseada em critérios de correlação, o Grupo Ceará é formado principalmente por rochas paraderivadas metamorfisadas em alto grau e comumente migmatizadas. Em termos litológicos, destacam-se gnaisses e xistos com sillimanita e/ou cianita e granada, quartzitos e volumes menores de rochas carbonáticas, organizados em pacotes que, apesar de separados tectonicamente, apresentam características composicionais e estruturais muito semelhantes.

Arthaud *et al.* (1998a) destacam os seguintes conjuntos de rochas metassedimentares no DCC: 1) Seqüência de Quixeramobim, 2) Seqüência Noroeste de Choró, 3) Seqüência de Guaramiranga, 4) Seqüência de Itatira, 5) Seqüência de Independência e 6) Seqüência de Cariré-Forquilha. Segundo Fetter (1999), embora estas seqüências não tenham sido datadas sistematicamente, informações U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total do DCC sugerem pelo menos quatro diferentes eventos deposicionais, ocorrendo em torno de 2150, 1780, 775 e 650 Ma.

O evento tectono-termal Brasileiro encontra-se amplamente registrado nestes conjuntos de rochas supracrustais por meio de um empilhamento complexo de *nappes* tectônicas (Caby & Arthaud 1986, Arthaud *et al.* 1988) com vergência geral para sul, seguida por uma intensa tectônica transcorrente que pós-data o pico do metamorfismo (Monié *et al.* 1997).

c) Complexos Granito-migmatíticos Neoproterozóicos e Granitóides Neoproterozóicos a Cambrianos

O principal conjunto de rochas granito-migmatíticas neoproterozóicas se dispõe ao longo de uma ampla área da porção centro-oeste do DCC e recebe as denominações de Maciço Santa Quitéria (Santos & Brito Neves 1984) ou Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Campos *et al.* 1976 *apud* Santos & Brito Neves 1984, CPRM 2003). Esta associação reúne uma grande diversidade de rochas migmatíticas, granitóides e cálcio-silicáticas subdivididas em diferentes fases de magmatismo por Fetter *et al.* (2003). A fase inicial ou pré-colisional é marcada por granitóides gnaissificados, normalmente porfíricos, de composição diorítica a granodiorítica, alto Ca e baixo K. Uma segunda fase é composta por migmatitos cinza-rosados com muita presença de quartzo. Segue-se uma terceira fase caracterizada por granodioritos e monzogranitos cinzentos, pouco deformados, localmente com enclaves dioríticos. Na fase final ocorrem monzogranitos e feldspato alcalino granitos, cinza claros a avermelhados, megaporfíricos ou equigranulares. Os granitóides gnaissificados da fase inicial apresentaram idades que variam entre 637 e 623 Ma (U-Pb em zircões) e uma fonte mista (envolvendo participação tanto do embasamento paleoproterozóico quanto de fonte juvenil neoproterozóica) foi indicada por diversas determinações Sm-Nd (Fetter 1999, Fetter *et al.* 2003).

Um outro grupo importante de rochas granitóides neoproterozóicas encontra-se reunido no Complexo Quixadá-Quixeramobim. Este conjunto dispõe-se adjacente ao Lineamento Senador Pompeu e constitui um batólito composto por diversas fácies mineralógicas que apresentam evidências de deformação dúctil e frágil (Parente *et al.* 1989, Almeida 1995). Uma idade U-Pb em zircão de 585 ± 5 Ma foi obtida por Fetter (1999) para um corpo localizado na cidade de Quixadá e considerado como a idade de cristalização do mesmo.

As intrusões mais jovens presentes no DCC caracterizam-se por formas semi-circulares a circulares de apenas alguns quilômetros de extensão, tipicamente pós-orogênicas, dentre os quais se destacam a Serra da Barriga e a Serra do Pajé. Estes *stocks* são correlacionados com os granitóides Mucambo e Meruoca, situados dentro dos limites do Domínio Médio Coreaú. O granitóide Mucambo apresenta uma datação U-Pb em zircão de 532 ± 6 Ma que é considerada como uma idade mínima para o fim da orogênese Brasileira na região do Estado do Ceará (Fetter 1999).

2.1.2 – PRINCIPAIS ZONAS DE CISALHAMENTO DO DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL

A Província Borborema é permeada por zonas de cisalhamento que variam desde zonas de acomodação restritas, localizadas dentro de domínios crustais individuais, a lineamentos tectônicos principais que cruzam a província inteira, marcando os limites entre os diferentes domínios crustais, e que por vezes apresentam continuidade na África (Caby 1989, Trompette 1994). No Domínio Ceará Central ocorrem diversas zonas de cisalhamento de médio a grande porte, dentre as quais destacam-se as seguintes: 1) Z.C. Sobral-Pedro II, 2) Z.C. Senador Pompeu, 3) Z.C. Tauá, 4) Z.C. Rio Groaíras, 5) Z.C. Humberto Monte e 6) Z.C. Forquilha (Figura 2.3).

O Lineamento Sobral-Pedro II (Kegel 1961) delimita o extremo noroeste do Domínio Ceará Central e consiste em uma zona de cisalhamento de cinemática dextral, com orientação N40°E e espessura que pode chegar a 10 km. É considerado como um importante segmento do Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus Filho *et al.* 1975) que se estende por cerca de 2700 km, do SW ao NE do Brasil, e cujo prolongamento na África é conhecido como Lineamento Kandi (Vauchez *et al.* 1995, Arthaud *et al.* 1998b, Brito Neves *et al.* 2000). Vauchez *et al.* (1995) descrevem que a milonitização deve ter ocorrido sob condições de temperatura relativamente baixa, entretanto

ponderam que é impossível determinar se este cinturão milonítico esteve ativo desde o início do desenvolvimento do sistema de zonas de cisalhamento da Província Borborema, ou se foi gerado tardiamente durante uma reativação de baixa temperatura.

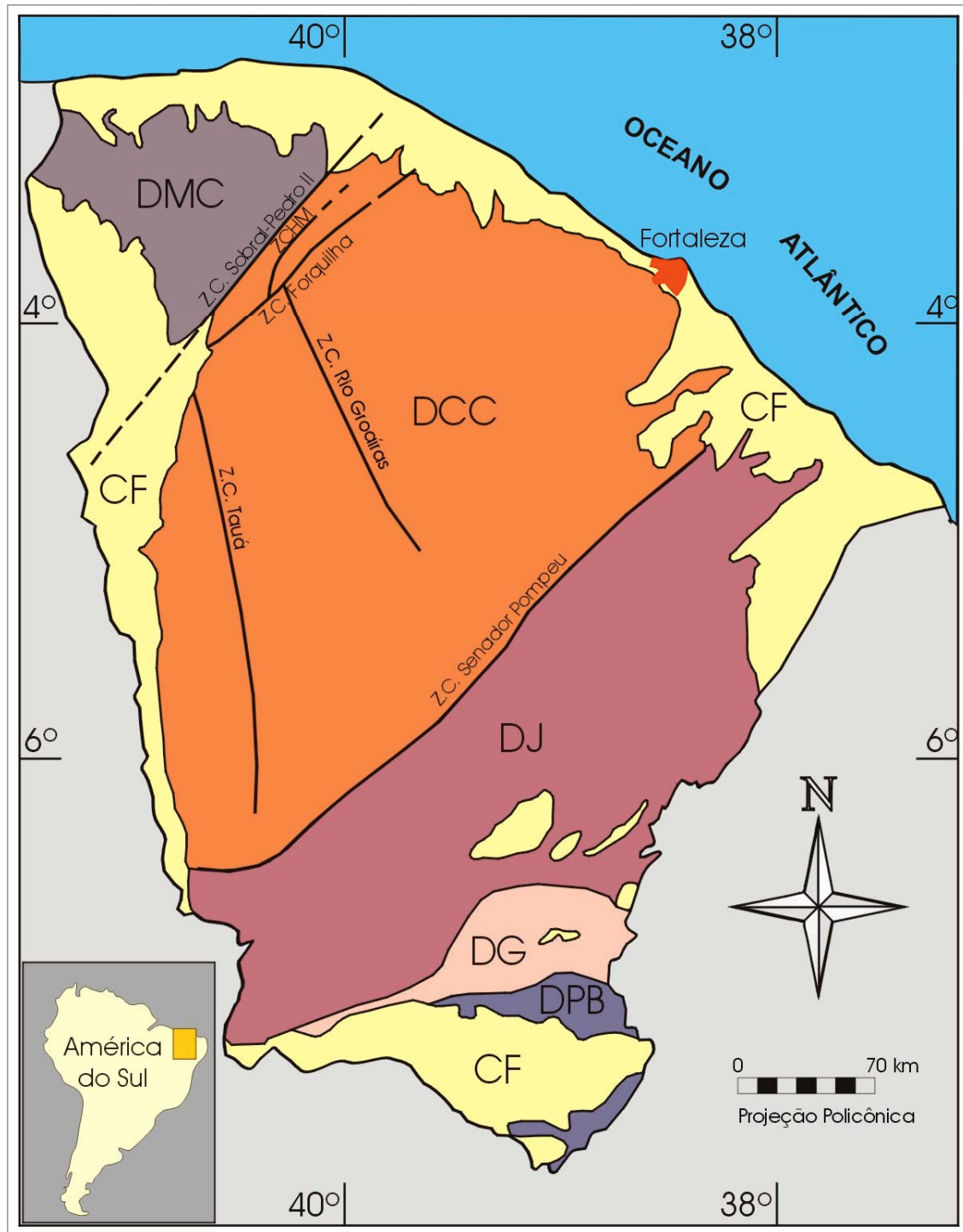


Figura 2.3 – Compartimentação tectônica do Estado do Ceará (DMC – Domínio Médio Coreaú, DCC – Domínio Ceará Central, DJ – Domínio Jaguaribeano, DG – Domínio Granjeiro, DPB – Domínio Piancó-

A Zona de Cisalhamento Senador Pompeu marca o limite sudeste do Domínio Ceará Central. Ela perfaz um lineamento de *trend* NE com aproximadamente 350 km de comprimento por 10-15 km de largura e, conforme Caby (1989), prolonga-se na África com a denominação de Zona de Cisalhamento Ile-Ife. Essa zona de cisalhamento transcorrente dextral envolve diversos tipos de rochas metamórficas, migmatitos e milonitos de alta temperatura (Vauchez *et al.* 1995) e controla a colocação de alguns corpos graníticos, a exemplo do batólito granítico de Quixadá-Quixeramobim (Caby *et al.* 1991).

O contraste entre as condições de temperatura alta do Lineamento Senador Pompeu e relativamente baixa do Lineamento Sobral-Pedro II demonstram o aspecto bastante heterogêneo da deformação cisalhante transcorrente presente na região, não apenas quanto à intensidade da deformação, como também quanto ao magmatismo e metamorfismo associados.

Na porção sudoeste do Domínio Ceará Central, ocorre uma faixa milonítica subvertical, com cerca de 4 a 6 km de largura, que se estende por mais de 300 km ao longo de uma direção N10°W, denominada Zona de Cisalhamento Tauá. Os milonitos presentes derivam principalmente de migmatitos, intrusivas pré-Brasilianas e, em menor quantidade, de paragnaisses, mica-xistos e anfibolitos. A intensidade da deformação mostra-se bastante heterogênea, com domínios alternados de alto e baixo *strain* podendo ocorrer a presença de *pods* não deformados de até 1 km de largura (Vauchez *et al.* 1995). Uma movimentação sinistral ao longo desta zona, gera um rejeito estimado em 30 a 35 km (Neves 1991), sob condições de metamorfismo em fácies anfibolito. O magmatismo sin-cinemático é representado pelo granitóide Pedra Lisa (Neves 1989), que possui cerca de 500 metros de largura e pelo menos 50 km de comprimento.

A Zona de Cisalhamento Rio Groaíras é uma estrutura de quase 100 km de comprimento, com *trend* NW, que ocorre na porção centro-oeste do Domínio Ceará Central. Recentes trabalhos de mapeamento de detalhe (Amaral & Santos 2006, Teixeira & Dantas 2006) tem revelado apenas características rúpteis ao longo desta zona, denotadas pela presença de cataclasitos, ultracataclasitos e pseudotaquilitos.

Uma movimentação frágil sinistral, de idade pós-ordoviciano, é evidenciada pelo deslocamento da ordem de 5 a 9 km do Granito do Pajé (Gorayeb & Abreu 1991), sendo que este apresenta uma idade de cristalização (U-Pb em zircão) de 460 Ma (Teixeira & Dantas 2006).

A Zona de Cisalhamento Humberto Monte e a Zona de Cisalhamento Forquilha foram originalmente definidas como “*Falhas*” por Costa *et al.* (1973). Estas duas faixas miloníticas situam-se na porção noroeste do Domínio Ceará Central, a poucos quilômetros a leste do Lineamento Sobral-Pedro II. Ambas são pouco citadas na literatura e careciam de um estudo mais sistemático, o qual foi desenvolvido no presente trabalho.

3. LITOESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA DA ÁREA DE ESTUDO

Neste capítulo são apresentadas descrições de todas as unidades litológicas verificadas na área de estudo, buscando caracterizar os aspectos de campo, localização e distribuição geográfica, dados petrográficos macroscópicos e microscópicos, bem como suas correlações com as unidades geológicas regionais.

O arranjo litoestratigráfico proposto baseia-se principalmente em relações observadas em escala de afloramento, confrontadas com trabalhos anteriores de cunho regional (Costa *et al.* 1973, CPRM 2003) e de detalhe de áreas vizinhas (Souza Filho 1999, Castro 2005). Entre os critérios analisados merecem destaque: a) análise dos registros tectono-estruturais dos eventos deformacionais, b) identificação de contatos por intrusões de corpos ígneos e c) presença de xenólitos.

Assim, foi configurado o seguinte ordenamento estratigráfico para a área de estudo, da base para o topo (Figura 3.1):

- Rochas metaplutônicas paleoproterozóicas;
- Rochas metassedimentares da Unidade Canindé (Grupo Ceará);
- Rochas metassedimentares da Unidade Independência (Grupo Ceará);
- Rochas plutônicas neoproterozóicas (Brasilianas)
- Depósitos aluvionares holocênicos.

Em termos estruturais, foram identificados três eventos de deformação dúctil, denominados de D_1 , D_2 e D_3 .

As estruturas formadas durante o evento D_1 encontram-se registradas nas rochas metaplutônicas paleoproterozóicas e em ambas as unidades do Grupo Ceará e são caracterizadas especialmente por um bandamento metamórfico de espessura milimétrica a centimétrica.

O evento D_2 afeta esse mesmo conjunto de rochas, sendo representado principalmente por dobramentos de meso-escala, em geral apertados a isoclinais.

Por fim, a configuração estrutural atual da área é marcada pelo evento D_3 que encontra-se registrado em todas as rochas presentes. Esta deformação é responsável pela geração de dobras com planos axiais S_3 subverticais (verificadas em escalas regional e de afloramento) e pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes (Zonas de Cisalhamento Humberto Monte, Poço Cercado e Forquilha) de direção geral norte-nordeste a nordeste.

O detalhamento das informações referentes à geometria e à cinemática dos eventos deformacionais será apresentado no capítulo 5.

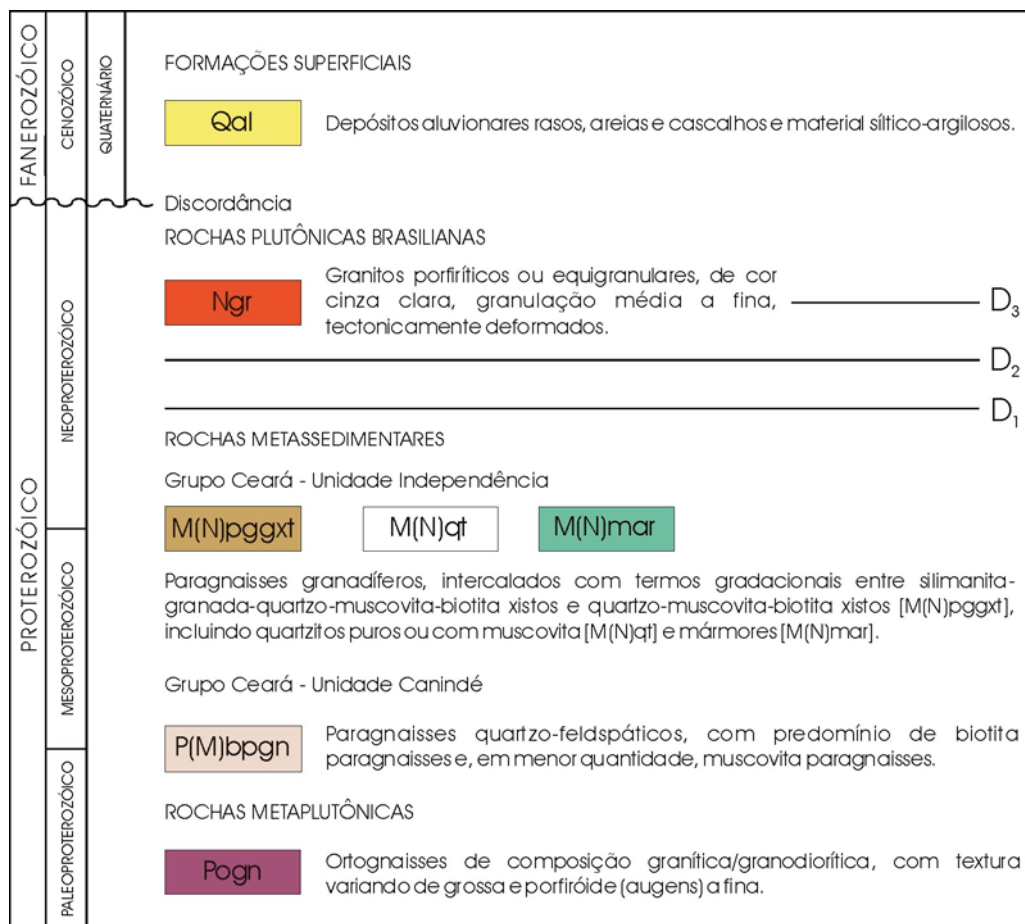


Figura 3.1 - Coluna estratigráfica proposta para a área de estudo.

3.1 – ROCHAS METAPLUTÔNICAS PALEOPROTEROZÓICAS

Embora os litotipos desta unidade encontrem-se bem caracterizados em regiões vizinhas, como a de Irauçuba (Souza Filho 1999), os mesmos estão sendo pioneiramente individualizados na área de estudo no presente trabalho. Eles ocorrem distribuídos ao longo de toda a área, em exposições que não ultrapassam 4 km de

comprimento e 1,5 km de extensão, sob a forma de janelas estruturais e/ou tectonicamente imbricados em meio aos termos constituintes das supracrustais, que serão descritas mais a frente. Em diversos locais, as relações de contato com as rochas paraderivadas são marcadas por extensas e contínuas zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo. Por sua vez, as rochas plutônicas brasileiras são nitidamente intrusivas nestes litotipos.

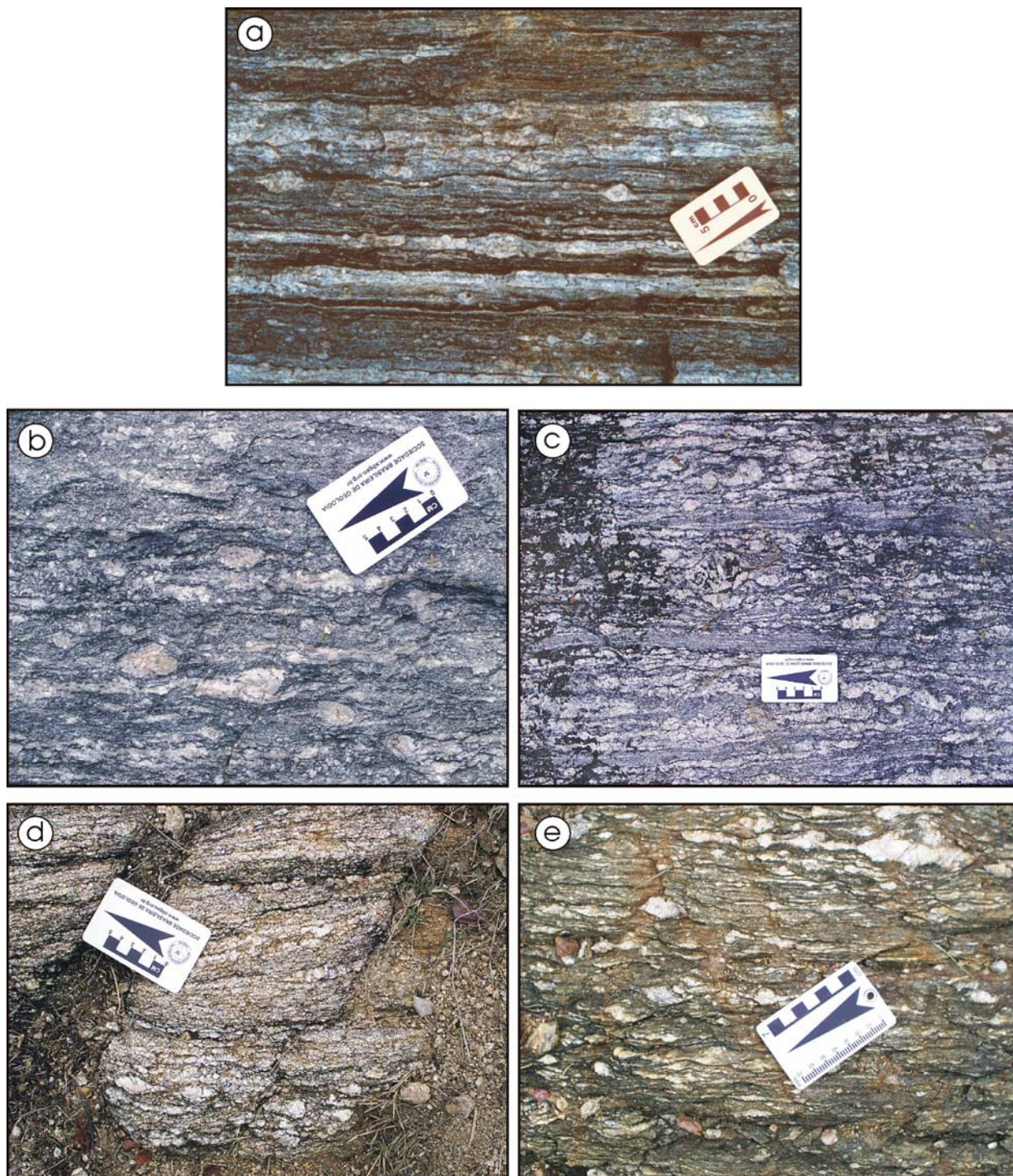
O modo de ocorrência em campo é marcado por lajedos de dimensões variando desde métricas a dezenas de metros, com a presença comum de blocos associados. Basicamente são constituídos por ortognaisses granodioríticos a graníticos, de coloração cinza-clara a cinza-escura e com textura variando de grossa e porfiróide (augens) a fina (Prancha 3.1). Os augen-gnaisses são caracterizados pela presença de facóides de feldspatos com formas lenticulares, sigmoidais e/ou arredondadas, de tamanhos centimétricos, com diversas variações na proporção porfiroclastos/matriz. Esta última apresenta uma granulação média a grossa que passa para média a fina ao aproximar-se das zonas miloníticas. Em termos petrográficos, distinguem-se dois litotipos: biotita-hornblenda ortognaisses e biotita ortognaisses, com bandamento gnáissico variando de muito a pouco acentuado.

3.1.1 – Biotita-Hornblenda Ortognaisses

Em seções delgadas sem os megacristais centimétricos, os biotita-hornblenda ortognaisses apresentam-se com uma textura porfirogranonematoblástica média a grossa, constituída essencialmente por microclina (35-40%), quartzo (20-25%), plagioclásio (15-20%), hornblenda (15-20%) e biotita (10-15%). Os acessórios mais comuns são zircão, apatita, titanita e opacos.

A microclina possui hábito granular, com tamanhos entre 0,3-1,0 mm (dispersos na matriz) a 3,0-4,2 mm (porfiroclastos) e muitas vezes mostra-se geminada (albita-periclínio conjugada à geminação de Carlsbad). Os porfiroclastos possuem inclusões de quartzo, biotita, opacos e apatita.

O quartzo ocorre em cristais xenomórficos subarredondados a alongados, normalmente com forte extinção ondulante, em dimensões que variam de 0,5 a 1,6 mm. Apresentam-se com feições de recristalização e comumente fraturados.



Prancha 3.1 - Fotografias ressaltando as feições de campo das rochas metaplutônicas paleoproterozóicas: a) Biotita-hornblenda ortogneisse situado na parte central da área, próximo à Faz. Várzea da Pedra (afloramento SB-168), b) Biotita augen-gnaisse com facóides feldspáticos na localidade de Serrota, no norte da área (afloramento SB-266); c) Biotita ortogneisse com textura porfiróide, situado na Fazenda Bom Futuro, no sul da área (afloramento SB-285); d) Biotita-ortogneisse milonitizado, que se encontra junto à porção sul da Zona de Cisalhamento Humberto Monte, na localidade de Itamaracá (afloramento SB-163); e) Ortogneisse milonítico situado na localidade de Recanto, no norte da área, próximo à Zona de Cisalhamento Poço Cercado (afloramento SB-193).

O plagioclásio (An_{20-25}) ocorre com formas prismática a granular, em pequenas (0,2-1,8 mm) e grandes (2,8-4,0 mm) dimensões. A geminação polissintética é verificada em muitos dos cristais e em alguns locais observa-se textura mirmequítica. Localizadamente também são observadas texturas em mosaico poligonal. Apresenta inclusões de quartzo e biotita (Prancha 3.2–a).

A hornblenda tem hábito prismático a granular e tamanhos entre 0,3 a 2,2 mm. Exibe forte pleocroísmo entre verde-amarelado e verde-escuro. Encontra-se comumente associada à biotita (Prancha 3.2–b) e possui inclusões de zircão e apatita.

A biotita apresenta-se em lamelas com dimensões entre 0,2 e 1,2 mm dispostas paralelamente segundo a foliação S_3 (Prancha 3.2–b). Mostra intenso pleocroísmo que varia de castanho-amarelado a castanho-escuro.

O zircão ocorre como pequenos cristais euédricos, de cor castanha, com tamanhos inferiores a 0,2 mm. A apatita mostra-se granular a prismática e menor que 0,4 mm. A titanita apresenta formas granulares, castanhas, com dimensões entre 0,3 e 1,0 mm. Por fim, os opacos apresentam hábito granular ou intersticial e são menores que 0,8 mm.

3.1.2 – Biotita Ortognaisses

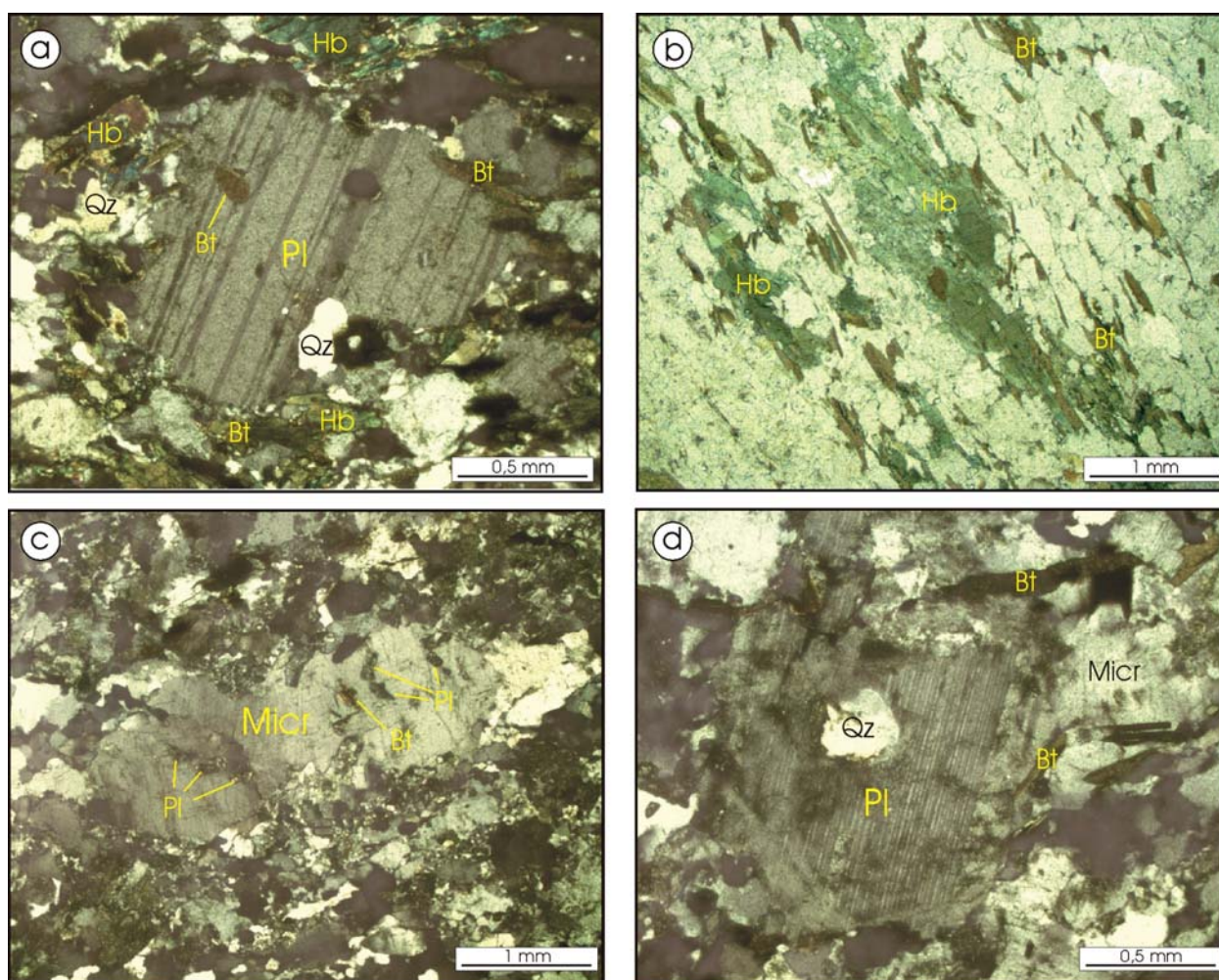
Os biotita ortognaisses, quando analisados ao microscópio (em lâminas sem os porfiroclastos centimétricos), apresentam uma textura porfirogranolepidoblástica média a grossa, sendo compostos basicamente por microclina (30-50%), quartzo (30-40%), plagioclásio (10-20%) e biotita (10-20%). Os minerais acessórios incluem epídoto, apatita, alanita e zircão.

A microclina ocorre com formas subédricas, em pequenos (0,2-0,5 mm) e grandes cristais (2,6-4,5 mm) com geminação (albita-periclínio) geralmente com deformações internas, maclas de deformação e extinção ondulante. Foram identificadas inclusões de biotita e plagioclásio (Prancha 3.2–c). Eventualmente podem mostrar bordas microgranularizadas/recristalizadas, acompanhadas de expressiva concentração de pequenos cristais de quartzo.

O quartzo se apresenta como cristais anedrais, com tamanhos entre 0,1 a 1,3 mm. Ocorrem com texturas desde microgranulares subarredondadas (*platte-forme*) como em agregados recristalizados estirados (*ribbon*). Normalmente exibem extinção ondulante e bandas de deformação.

O plagioclásio (An_{23-29}) ocorre em cristais hipidiomórficos a xenomórficos, maclados segundo a lei da albita e albita-Carlsbad, em parte saussuritizados, com tamanhos que variam de 0,5 a 1,5 mm (matriz) e 3,0 a 5,0 mm (porfiroclastos). Apresentam inclusões de quartzo (Prancha 3.2–d), apatita e zircão.

A biotita mostra hábito lamelar e cores pleocróicas entre castanho-claro e castanho-escuro, e encontra-se preferencialmente orientada ao longo da foliação principal. As dimensões variam entre 0,3 e 0,8 mm.



Prancha 3.2 - Fotomicrografias dos biotita-hornblenda ortognaisses (a,b) e dos biotita ortognaisses (c, d): a) Plagioclásio (Pl) anédrico com inclusões de quartzo (Qz) e biotita (Bt). Observa-se também vários cristais de hornblenda (Hb). Nicóis cruzados. Seção delgada SB-168; b) Associação entre cristais de biotita (Bt) e hornblenda (Hb), alinhados paralelamente à foliação S_3 . Nicóis paralelos. Seção delgada SB-168; c) Fenocristal xenomórfico de microclina (Micr) com deformação interna e extinção ondulante. Apresenta inclusões de biotita (Bt) e plagioclásio (Pl). Nicóis cruzados. Seção delgada SB-232; d) Cristal subédrico de plagioclásio (Pl) com inclusão de quartzo (Qz). Outros minerais presentes incluem: microclina (Micr) e biotita (Bt). Nicóis cruzados. Seção delgada SB-232.

O epidoto apresenta-se em cristais subédricos de coloração verde-pálida, tamanhos inferiores a 0,5 mm e associados à biotita. A apatita ocorre em formas prismáticas menores que 0,3 mm. A alanita é granular, com dimensões em torno de 0,2 mm. Por sua vez, o zircão é idiomórfico, com cor castanha e com tamanho inferior a 0,3 mm.

3.2 – ROCHAS METASSEDIMENTARES

As rochas metassedimentares ocupam cerca de 90% da área de estudo e são agrupadas sob a denominação de Grupo Ceará, conforme redefinição proposta por Arthaud *et al.* (1998a). No presente trabalho, dois conjuntos litológicos distintos do Grupo Ceará foram caracterizados, sendo correlacionados com as unidades Canindé e Independência da CPRM (2003).

3.2.1 – Grupo Ceará

3.2.1.1 – Unidade Canindé

A unidade Canindé é representada na área de estudo basicamente por paragneisses quartzo-feldspáticos, com predomínio de biotita paragneisses e, em menor quantidade, muscovita paragneisses, com relações de contato gradacionais. Os critérios para a caracterização desses gnaisses como paraderivados baseiam-se no bandamento bastante irregular (Passchier *et al.* 1993) e na identificação de minerais aluminosos (granada, silimanita e cianita). A presença de rochas metabásicas (anfíbolitos) mostra-se apenas de modo restrito em alguns afloramentos situados no nordeste e no sul da área. De uma forma geral, as rochas desta unidade afloram em áreas onde o relevo apresenta-se mais aplainado.

3.2.1.1.1 – Biotita Paragneisses

Os biotita paragneisses apresentam uma coloração cinza e uma granulação média a fina. O bandamento gnáissico, de espessura centimétrica a decimétrica, é bastante acentuado e marcado pela alternância de faixas quartzo-feldspáticas, de cor clara, com outras micáceas, em tons escuros (Prancha 3.3-a).

Em lâmina delgada, as bandas máficas apresentam uma textura granolepidoblástica a porfirogranolepidoblástica e constituição mineralógica formada por biotita (35-45%) quartzo (20-25%), plagioclásio (10-15%) e microclina (10-15%) como minerais essenciais. Os acessórios incluem granada (5-10%), silimanita (5-10%), cianita (3-5%), opacos (<5%) e apatita (0-2%).

A biotita ocorre em lamelas agregadas fortemente pleocróicas, desde castanho claro a castanho avermelhado escuro, com tamanhos entre 0,3 e 2 mm. Ela constitui o principal marcador microscópico do *fabric* da rocha.

O quartzo se apresenta como cristais xenomórficos, compondo agregados poligonais, com extinção ondulante. Suas dimensões variam entre 0,2 e 4 mm.

A microclina mostra-se com formas xenomórficas a hipidiomórficas, normalmente com geminação conjugada albita-periclínio e Carlsbad e tamanhos entre 0,5 e 2 mm.

O plagioclásio (An₂₀₋₂₅) ocorre em cristais granulares a prismáticos, com medidas entre 0,2 e 1,5 mm, geminados polissinteticamente e parcialmente saussuritizados.

A granada apresenta-se sob a forma de porfiroblastos xenomórficos a hipidiomórficos, por vezes exibindo sombras de pressão. Alguns cristais possuem textura poiquiloblástica, com inclusões alinhadas de quartzo e biotita (Prancha 3.4-a). Em alguns casos, estas inclusões podem refletir um plano anterior de foliação (Bard 1986, Hibbard 1995), entretanto esta relação não mostrou-se bem definida. Suas dimensões são em torno de 0,5 a 1,5 mm.

A silimanita é prismática, idiomórfica a hipidiomórfica, com tamanhos entre 0,4 e 1,8 mm. Apresenta inclusões de quartzo e opacos (Prancha 3.4-b) e normalmente dispõe-se paralelamente à foliação principal (S₃).

A cianita ocorre em cristais hipidiomórficos a xenomórficos, com dimensões entre 0,3 e 1,6 mm, contendo inclusões de quartzo. Os opacos mostram hábito granular e dimensões inferiores a 1 mm. A apatita ocorre como cristais idiomórficos, granulares a prismáticos e tamanhos menores que 0,2 mm.

3.2.1.1.2 – Muscovita Paragnaisse

Os muscovita paragnaisse caracterizam-se como gnaisse leucocráticos, de granulação média a fina, com pouca biotita (Prancha 3.3-b) O bandamento gnáissico tem espaçamento milimétrico, sendo definido por níveis ricos em quartzo, intercalados



Prancha 3.3 - Fotografias ressaltando aspectos de campo dos paragnaisses da Unidade Canindé - Grupo Ceará: a) Biotita paragnaisse com granulação média e bandamento centimétrico de níveis félsicos quartzo-feldspáticos e faixas máficas micáceas, situado na parte central da área, a cerca de 2 km a leste da localidade de Caioca (afloramento SB-82); b) Muscovita paragnaisse leucocrático, com textura fina e bandamento milimétrico, situado por volta de 2 km a noroeste de Theogenes Rocha, no norte da área (afloramento SB-229); c) Paragnaisse contendo níveis de anfíbolito boudinados, localizados no nordeste da área, cerca de 3 km a nordeste de Oiticica (afloramento SB-239).

com faixas esbranquiçadas compostas predominantemente pelos feldspatos.

Ao microscópio, mostram uma textura granoblástica média a fina, composta essencialmente por quartzo (35-40%), microclina (25-30%), plagioclásio (15-20%) e muscovita (10-15%). Como minerais acessórios, foram identificados: biotita (3-5%), granada (3-5%), opacos (3-5%) e titanita (0-2%).

O quartzo apresenta-se em grãos hipidiomórficos a xenomórficos, com cantos arredondados e com extinção ondulante muito pronunciada. O tamanho dos cristais varia entre 0,1 e 2,0 mm.

A microclina é xenomórfica e apresenta-se com e sem maclas albita-periclínio e Carlsbad, localmente saussuritizada, parcialmente em cristais fraturados e com geminados deformados. Suas dimensões são em torno de 0,3 a 3,5 mm e possui inclusões de quartzo, biotita e opacos (Prancha 3.4-c).

O plagioclásio (An_{20-30}) ocorre em grãos anédricos, com tamanhos entre 0,3 e 1,5 mm, com e sem maclas polissintéticas, parcialmente saussuritizado e com pequenas inclusões de biotita e opacos.

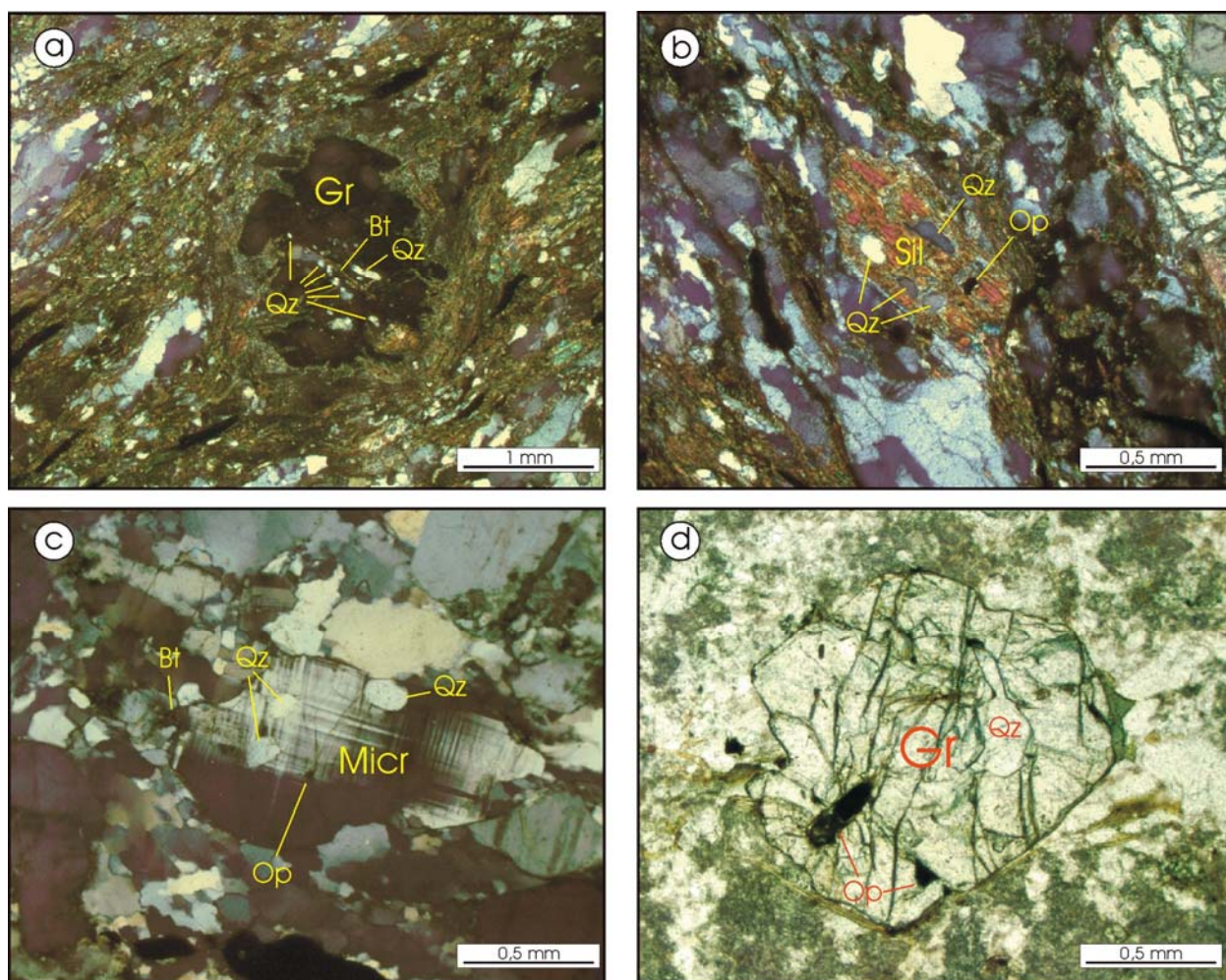
A muscovita mostra-se em lamelas incolores, que medem entre 0,2 e 1,8 mm, dispostas segundo uma orientação preferencial paralela ao bandamento.

A biotita forma pequenas palhetas, inferiores a 0,5 mm, com cores pleocróicas entre castanho amarelado a castanho esverdeado e ocorre geralmente associada aos minerais opacos.

A granada apresenta-se em cristais hipidiomórficos a xenomórficos fraturados, com tamanhos inferiores a 2 mm e possui inclusões de quartzo e opacos (Prancha 3.4-d).

Os opacos são granulares a intersticiais, muitas vezes em seção quadrática, com dimensões que variam entre 0,1 e 0,8 mm. A titanita possui hábito granular, cor castanha, em tamanhos menores que 0,5 mm e ocorre associada à biotita.

As ocorrências de anfibólitos encontram-se sempre em afloramentos lenticulares de dimensões centimétricas a métricas, comumente configurando boudins, em meio às rochas paragnáissicas desta unidade, não sendo portanto passíveis de representação na escala de 1:100.000 (Prancha 3.3-c). Em análise macroscópica apresentam-se como rochas de coloração verde escura, com granulação média a fina, sendo basicamente formados por hornblenda (acima de 50%), clinopiroxênio (15-20%), plagioclásio (entre 5 e 15%) e quartzo (menos de 5%).



Prancha 3.4 - Fotomicrografias dos biotita paragnaisses (a,b) e dos muscovita paragnaisses (c, d) da Unidade Canindé do Grupo Ceará: a) Porfiroblasto de granada (Gr) com inclusões lineares de quartzo (Qz) e biotita (Bt) que caracterizam a orientação de uma foliação anterior. Nicóis cruzados. Seção delgada SB-256A; b) Silimanita (Sil) prismática com inclusões de quartzo e opacos, alinhada segundo a foliação principal (S3). Nicóis cruzados. Seção delgada SB-256A; c) Cristal geminado anédrico de microclina (Micr) com extinção ondulante. Apresenta inclusões de biotita (Bt), quartzo (Qz) e opacos (Op). Nicóis cruzados. Seção delgada SB-67; d) Cristal hipidiomórfico de granada (Gr), bastante fraturado, com inclusões de quartzo (Qz) e opacos (Op). Nicóis paralelos. Seção delgada SB-226.

3.2.1.2 – Unidade Independência

A seqüência Independência compreende paragnaisses granadíferos, intercalados com silimanita-granada-quartzo-muscovita-biotita xistos e quartzo-muscovita-biotita xistos, quartzitos puros ou com muscovita e, mais raramente, mármores. Este conjunto de rochas compõe um relevo ondulado a levemente acidentado, marcado pela presença de dobras de porte regional e *hogbacks* quartzíticos.

3.2.1.2.1 - Paragneisses Granadíferos

Os paragneisses granadíferos ocorrem sob a forma de extensos lajedos, por vezes com dezenas de metros de extensão. As melhores exposições foram verificadas no sudeste da área, mais precisamente na Fazenda Amazonas e próximo à localidade de Várzea da Cobra (Prancha 3.5-a). De uma forma geral, mostram-se com tonalidades cinza claras e com granulação média. O bandamento é irregular, de espessura centimétrica a milimétrica, marcado por faixas quartzo-feldspáticas de cor branca e níveis escuros com maiores concentrações de biotita. A granada aparece disseminada por toda a rocha (Prancha 3.5-b) em cristais arredondados de cor avermelhada, com até 4 mm de diâmetro.

Em seção delgada, essas rochas apresentam textura granoblástica e mineralogicamente são compostas por quartzo (25-30%), microclina (20-25%), biotita (15-20%), plagioclásio (10-15%) e granada (10-15%). Os acessórios incluem muscovita (3-5%), opacos (3-5%), titanita (0-3%) e apatita (0-3%).

O quartzo ocorre como cristais xenomórficos, com bordas serrilhadas ou arredondadas, em dimensões que variam entre 0,5 e 4 mm. Apresenta-se com forte extinção ondulante e com muitas fraturas. Possui inclusões de biotita e apatita.

A microclina mostra-se em formas anédricas, com contatos retos a arredondados, em geral com maclas albita-periclínio. Os cristais possuem tamanhos entre 0,8 e 3 mm e um acentuado grau de saussuritização. Foram identificadas inclusões de muscovita, biotita e quartzo.

Duas gerações de biotita são observadas. A primeira marca a foliação principal da rocha e a segunda é tardia, cortando em ângulo a anterior (Prancha 3.6-a). Ambas apresentam-se com um pleocroísmo intenso entre castanho amarelado claro e castanho avermelhado, com dimensões entre 0,2 e 1,8 mm. Alterações para muscovita e opacos são comuns.

O plagioclásio (An_{23-26}) aparece em formas subédricas a anédricas e com geminação (albita e albita-Carlsbad). Os limites dos cristais são retilíneos com cantos arredondados e seu tamanho varia entre 0,5 e 2 mm. Pequenos grãos de biotita e quartzo ocorrem como inclusões e saussurita é o principal produto de alteração.

A granada ocorre em cristais poiquiloblásticos arredondados e bastante fraturados, medindo entre 1 e 4 mm. As inclusões não apresentam uma orientação

preferencial e são compostas por quartzo, biotita, muscovita e opacos. Alguns dos grãos possuem bordas acompanhadas por finas lamelas de biotita (Prancha 3.6-b).

A muscovita mostra-se em pequenas lamelas, com dimensões inferiores a 0,5 mm. Os opacos são granulares, com contatos serrilhados e menores que 0,3 mm. A titanita é anédrica, com cor castanha e com tamanhos em torno de 0,5 mm. A apatita é prismática, incolor e inferior a 0,2 mm.

3.2.1.2.2 - Silimanita-Granada-Quartzo-Muscovita-Biotita Xisto e Quartzo-Muscovita-Biotita Xisto

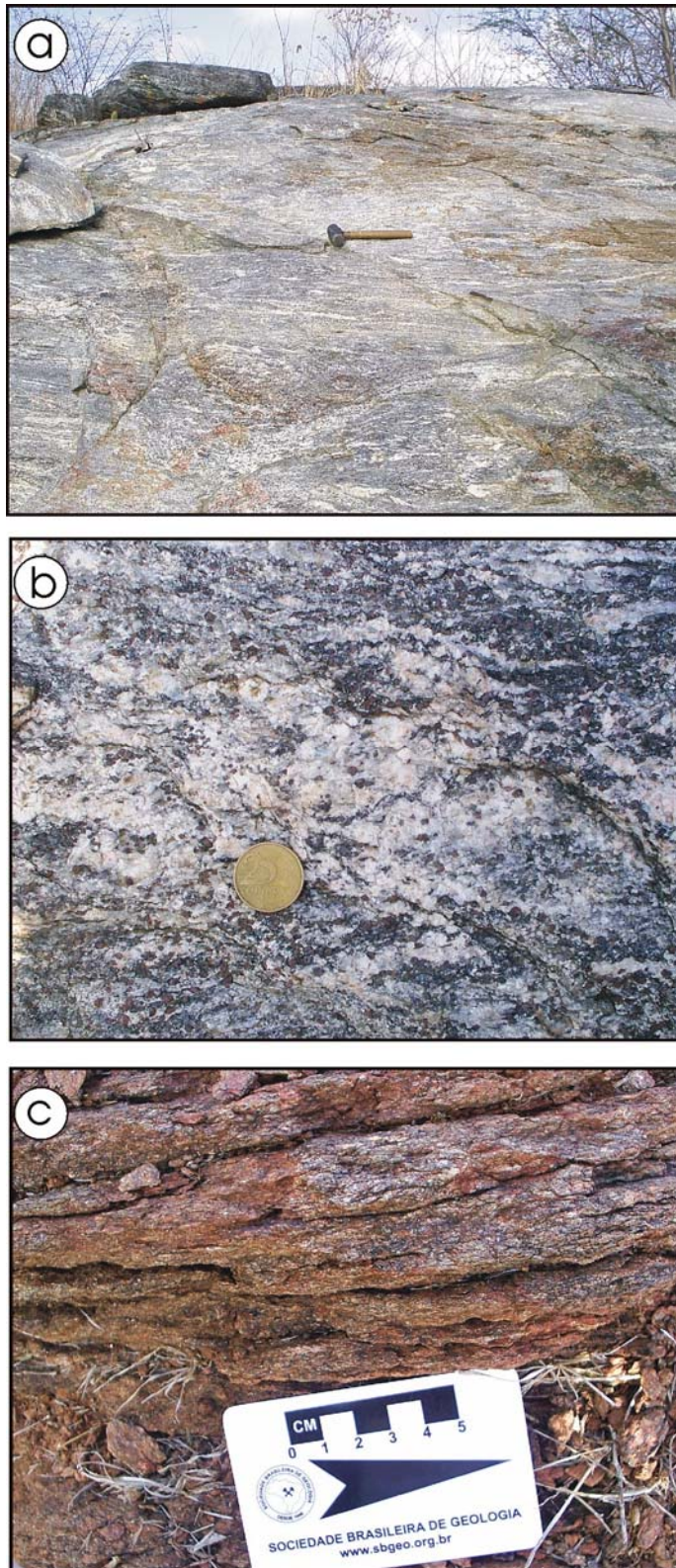
O silimanita-granada-quartzo-muscovita-biotita xistos e o quartzo-muscovita-biotita xisto afloram principalmente nas porções central e sul da área. Este último também contém cristais de silimanita e granada, porém apenas como minerais acessórios. Ocorrem em exposições métricas a dezenas de metros, em geral bastante alterados, apresentando tonalidades cinzentas, marrom claras e avermelhadas (dependendo do grau de intemperismo). Possuem granulação fina a média (Prancha 3.5-c), por vezes porfiroblástica, quando da presença de mega-cristais de granadas avermelhadas, arredondadas e bastante fraturadas, que podem atingir até 6 mm de diâmetro.

Em análise microscópica, o silimanita-granada-quartzo-muscovita-biotita xisto normalmente exibe uma textura granolepidoblástica e mostra as seguintes proporções mineralógicas: biotita (25-30%), muscovita (20-25%), quartzo (15-20%), granada (12-15%), silimanita (10-12%). Como acessórios foram identificados opacos (<5%) e titanita (<2%).

A biotita ocorre em lamelas alongadas e agregadas, marcando os planos de xistosidade. Apresenta-se com tamanhos entre 0,3 e 2,0 mm, sempre com forte pleocroísmo entre castanho amarelado e castanho escuro, e acompanhada de muitos minerais opacos.

A muscovita mostra-se como finas palhetas incolores com dimensões menores que 1,0 mm. Os cristais maiores são desenvolvidos a partir da transformação da biotita e em alguns casos ainda apresentam vestígios desta última (Prancha 3.6-c).

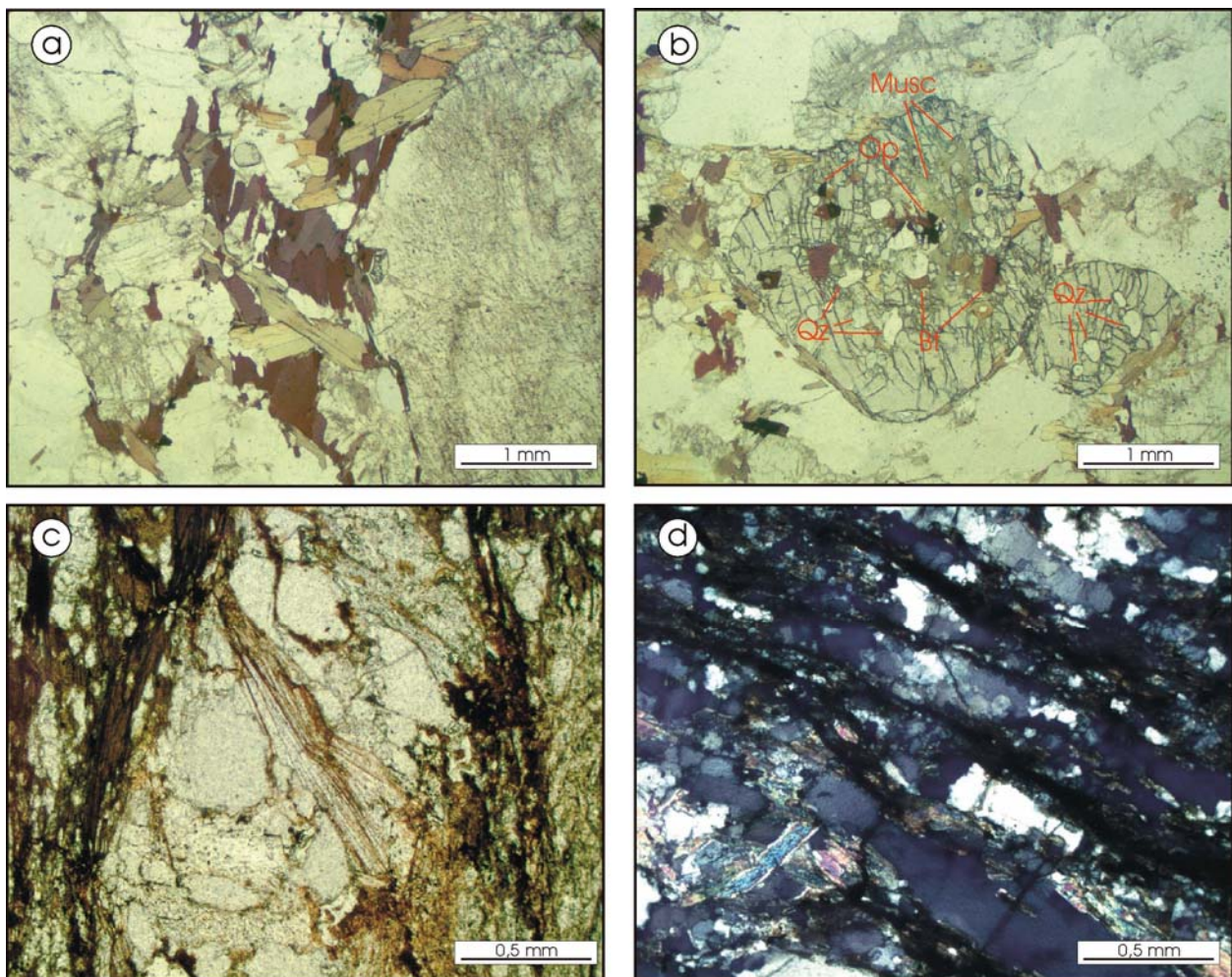
O quartzo configura cristais estirados (*ribbons*) com tamanhos entre 1,0 e 4,0 mm (Prancha 3.6-d). Em menor quantidade, ocorre também como pequenos grãos recristalizados anédricos, com bordas arredondadas, menores que 0,3 mm.



Prancha 3.5 - Fotografias ressaltando aspectos de campo dos paragnaisse e xistos da Unidade Independência - Grupo Ceará: a) Visão geral do bandamento de um paragnaisse granadífero situado na Fazenda Amazonas, sudeste da área, a cerca de 1,5 km a norte da localidade de Salgado dos Mendes (afloramento SB-254), b) Detalhe do afloramento da fotografia anterior, destacando cristais arredondados de granada com até 4 mm de diâmetro; c) Vista em planta de um silimanita-granada-quartzo-muscovita-biotita xisto, localizado na Fazenda Telha, no centro-oeste da área (afloramento SB-249).

A granada é caracterizada por cristais xenomórficos esqueletais, que variam entre 0,8 e 3,5 mm, em geral rotacionados, parcialmente corroídos. Apresenta sombras de pressão, marcadas pelas biotitas, e inclusões lineares de gotículas de quartzo que materializam a orientação de uma foliação anterior à principal (S_3).

A silimanita constitui cristais prismáticos hipiomórficos a xenomórficos, sendo muitos deles maclados, alinhados de forma concordante com a xistosidade da rocha. Por vezes apresenta fraturas em mais de uma direção. Os tamanhos são desde 0,3 mm até 4,5 mm (considerando-se o comprimento paralelo ao eixo c). Pequenas inclusões de quartzo e opacos são comuns.



Prancha 3.6 - Fotomicrografias de feições dos paragneisses granadíferos (a,b) e dos xistos (c, d) da Unidade Independência do Grupo Ceará: a) Caracterização de duas gerações de biotita. A mais antiga (cor de pleocroísmo mais escura na foto) marca a foliação principal, que é cortada pela mais jovem (cor de pleocroísmo mais clara) Nicóis paralelos. Seção delgada SB-254; b) Cristais de granada, bastante fraturados, com inclusões de quartzo (Qz), muscovita (Musc), biotita (Bt) e opacos (Op). Nicóis paralelos. Seção delgada SB-254; c) Desenvolvimento de muscovita a partir da transformação da biotita, com vestígios desta última em meio aos planos de clivagem. Nicóis paralelos. Seção delgada SB-164; d) Ribbons de quartzo concordantes com a foliação principal. Nicóis cruzados. Seção delgada SB-249.

Os opacos são normalmente hipidiomórficos, com alguns idiomórficos. O fato de estarem associados à biotita, sugere que sejam produtos da reação de minerais com com participação da mesma. A titanita ocorre em cristais xenomórficos menores que 0,3 mm e, por vezes forma coroas que envolvem os opacos.

3.2.1.2.3 - Quartzito

O quartzito (Prancha 3.7-a) se destaca na geomorfologia local, perfazendo cristas e serrotes alinhados, com centenas de metros de largura e que se estendem por vários quilômetros, como os que ocorrem próximo à cidade de Groaíras, no sul da área, e à nordeste de Forquilha. Tem-se também exposições menores em meio aos domínios dos silimanita-granada-quartzo-muscovita-biotita xisto e quartzo-muscovita-biotita xisto, onde os quartzitos aparecem sob formas lenticulares.

Na escala de afloramento, essas rochas mostram-se desde maciças a bandadas, com bandamentos de espessuras decimétricas, a intensamente cisalhadas nas porções mais deformadas. O aumento da deformação e a maior percolação de fluídos geram níveis que incluem quartzo finamente recristalizado e muscovita/sericita. Apresentam-se com uma coloração esbranquiçada (rocha sã) a bege clara (quando intemperizados), granulação média a fina e bem foliados (Prancha 3.7-b).

Em termos litológicos constituem quartzito relativamente puro e muscovita quartzito. Localizadamente podem conter variações com pequenas concentrações de feldspato (em geral alterados para saussurita), de prismas sub-milimétricos a milimétricos de turmalina negra (afrisita) e de opacos.

Em lâminas delgadas mostram uma textura granoblástica, contendo basicamente quartzo (75-90%) e muscovita (5-20%). Os minerais acessórios incluem turmalina, zircão, apatita e opacos.

O quartzo apresenta-se com formas xenomórficas e hipidiomórficas, com bordas retas, curvas ou suturadas, configurando variados níveis de recristalização-poligonalização. Possui extinção ondulante bastante pronunciada (Prancha 3.8-a) e dimensões variando entre 0,5 e 3,5 mm.

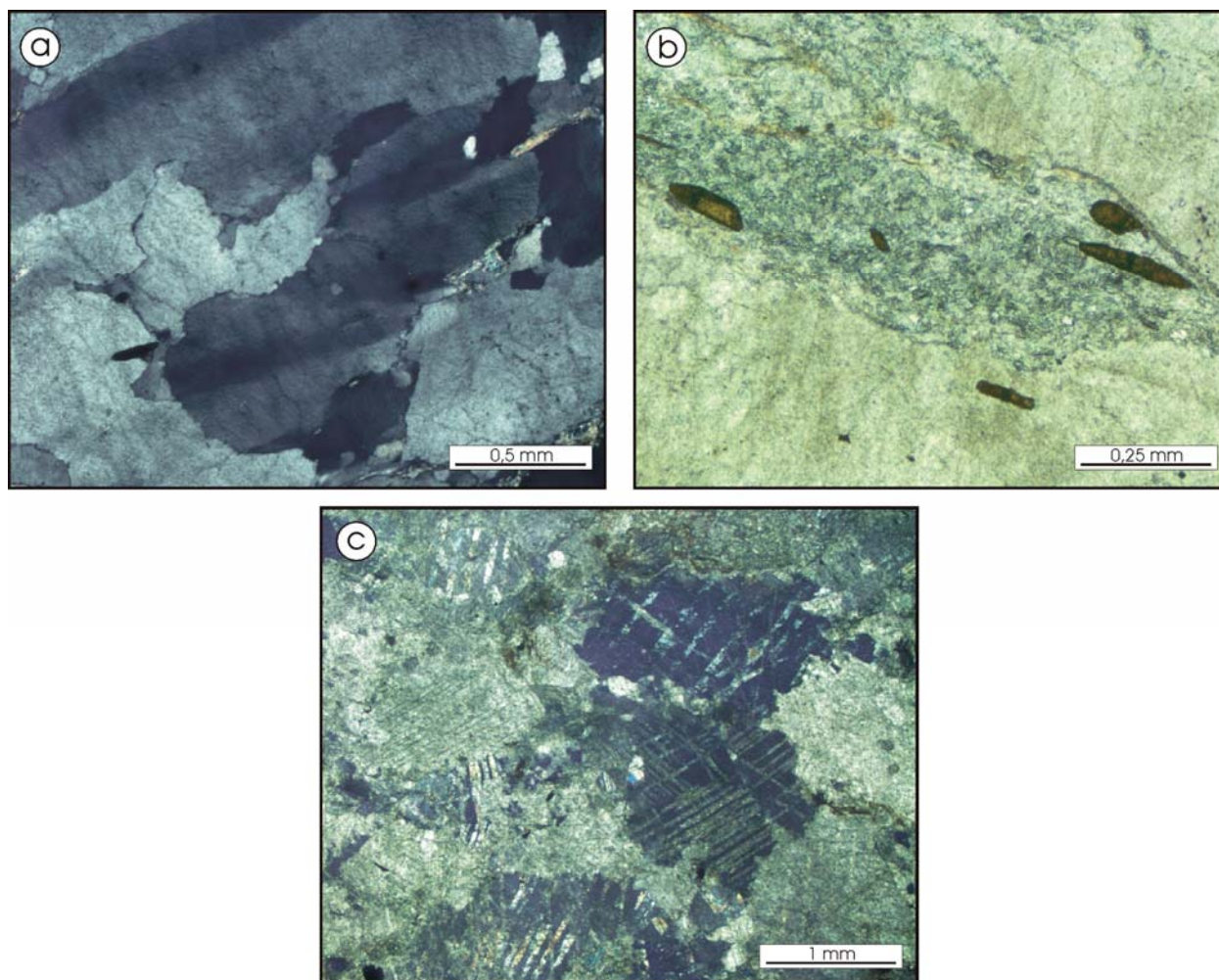
A muscovita ocorre como lamelas alongadas subédricas, com tamanhos entre 0,3 e 2,8 mm, por vezes parcialmente alteradas para sericita.



Prancha 3.7 - Aspectos de campo dos quartzitos e dos mármore da Unidade Independência - Grupo Ceará: a) Visão geral para noroeste do alto de uma crista de quartzito situada no sudoeste da área, em torno de 4 km a nordeste da localidade de Itamaracá (afioramento SB-286), b) Detalhe da textura de um quartzito, localizado a 2 km a leste de Itamaracá, com destaque para uma porção cisalhada (afioramento SB-161); C) Vista geral de uma cava de exploração de mármore localizada no sudeste da área, cerca de 1 km a oeste de Salgado dos Mendes (afioramento SB-209).

A turmalina mostra-se em finos prismas subédricos a anédricos, alinhados paralelamente à foliação, com pleocroísmo marrom alaranjado a marrom avermelhado escuro e em dimensões inferiores à 0,3 mm (Prancha 3.8-b).

O zircão é granular hipidiomórfico e menor que 0,2 mm. A apatita é prismática a acicular com tamanho não superior à 0,4 mm. Os opacos são granulares a intersticiais e dimensões entre 0,1 e 0,6 mm.



Prancha 3.8 - Fotomicrografias de feições dos quartzitos (a,b) e dos mármore (c) da Unidade Independência do Grupo Ceará: a) Cristais xenomórficos de quartzo com forte extinção ondulante e evidência de recristalização por migração de borda de grão (GBM). Nicóis cruzados. Seção delgada SB-161; b) Pequenos prismas de turmalina alinhados paralelamente à foliação principal. Nicóis paralelos. Seção delgada SB-161; c) Aspecto geral da textura granoblástica dos mármore, compostos quase que exclusivamente por calcita. Nicóis cruzados. Seção delgada SB-147.

3.2.1.2.4. - Mármore

Os mármore ocorrem apenas no extremo sul da área, na região entre Salgado dos Mendes e Groaíras. Configuram jazimentos lenticulares, de dimensões métricas a

poucos quilômetros (Prancha 3.7-c), em meio aos demais litotipos da unidade Independência. Possuem coloração branca a azulada clara (rocha fresca) ou bege clara (cor de alteração) e uma foliação tectônica bem marcada, referente ao evento de deformação D₃.

Em termos composicionais, são constituídos quase que exclusivamente por cristais bem formados e quase límpidos de calcita, denotando um alto grau de pureza. A granulação é média a fina e, localmente, podem apresentar textura sacaroidal.

Ao microscópio, apresentam uma textura granoblástica média a fina, composta essencialmente por calcita (>90%) tendo sido identificados como minerais acessórios apenas muscovita e opacos (Prancha 3.8-c).

3.3 – ROCHAS PLUTÔNICAS NEOPROTEROZÓICAS (BRASILIANAS)

Pequenos corpos semi-circulares de rochas granitóides, com dimensões menores que 2 km de diâmetro, compõem os principais representantes do magmatismo Brasileiro, concentrando-se somente nos extremos noroeste e sudoeste da área de estudo. Duas suítes foram reconhecidas: a) Granito porfirítico e b) Granito fino equigranular.

3.3.1 – Granito Porfirítico

O Granito Porfirítico foi mapeado apenas no sudoeste da área, cerca de 500 m a norte da cidade de Groaíras, sendo intrusivo em paragneisse da Unidade Independência. Ocorre sob a forma de lajedos, principalmente ao longo das drenagens, e matacões de dimensões métricas (Prancha 3.9-a).

Em escala de afloramento, apresenta-se como rocha leucocrática a mesocrática, de coloração geral cinza-clara a cinza-esbranquiçada. A textura é fanerítica, de granulometria média, e inequigranular porfirítica, caracterizada pela presença de fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio, com cerca de 1 a 2 cm de comprimento, imersos em uma matriz composta basicamente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita (Prancha 3.9-b). Os fenocristais normalmente apresentam-se com maclas de Carlsbad e com inclusões concêntricas indicativas de que estão zonados. Na maioria dos afloramentos é possível verificar uma orientação

preferencial reliquiar dos fenocristais decorrente de fluxo magmático (PFC *fabric* de Hutton 1988), embora nem sempre muito bem pronunciada. Localmente, podem apresentar xenólitos de paragnaisses.

Em seção delgada, caracterizam-se composicionalmente como monzogranitos, sendo constituídos essencialmente por microclina (30-35%), plagioclásio (25-30%), quartzo (20-25%) e biotita (10-15%). Os acessórios incluem titanita (<3%), epídoto (traços), zircão (traços) e opacos (traços). Como produtos de alteração da biotita, ocorrem clorita e muscovita. Por sua vez, os plagioclásios também mostram-se parcialmente saussuritizados.

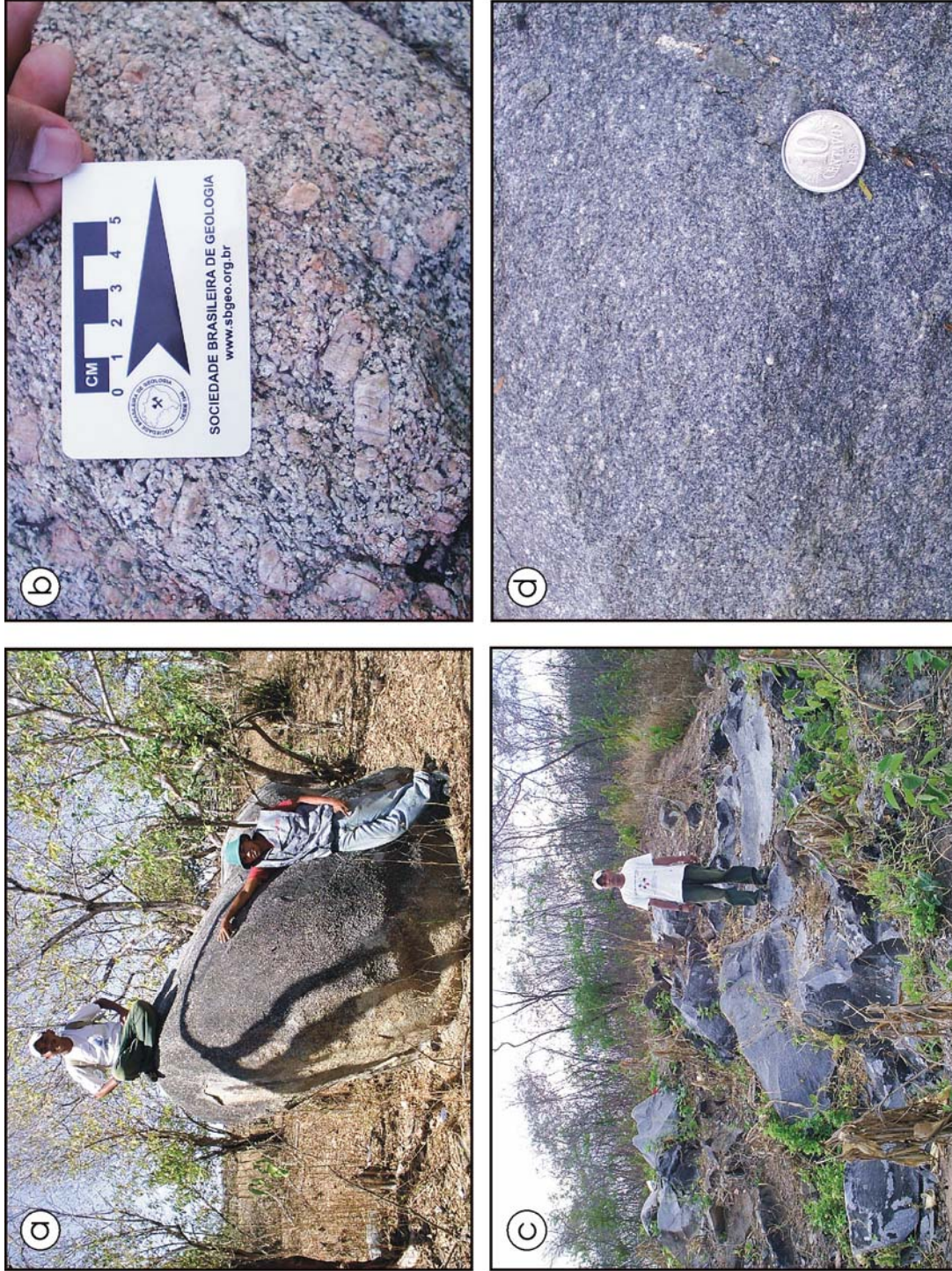
A microclina aparece como fenocristais hipidiomórficos a idiomórficos, maiores que 1 cm, com geminações albita-periclínio conjugadas com macla de Carlsbad. Possuem aspecto poiquilítico caracterizado por muitas inclusões de plagioclásio e opacos, sendo esses últimos em menor quantidade. Na matriz, mostram-se como cristais xenomórficos a hipidiomórficos, com dimensões entre 0,5 e 4 mm, com os mesmos padrões de geminações dos fenocristais, comumente zonados (Prancha 3.10-a) e por vezes exibem exsoluções peritíticas em filetes. Em alguns destes cristais menores são verificados efeitos de deformação, caracterizados por extinção ondulante.

O plagioclásio (An_{25-29}) mostra-se como fenocristais hipidiomórficos, com tamanhos superiores a 1 cm, e compondo a matriz com cristais xenomórficos desde 0,2 a 5 mm. Apresentam macla polissintética da albita, muitas vezes combinada com Carlsbad, e normalmente apresentam extinção ondulante e encurvamento dos planos de geminação, como pode ser observado na Prancha 3.10-b. Inclusões de biotita e opacos são comuns.

O quartzo ocorre em cristais xenomórficos, com tamanhos que variam de 1 a 4 mm. Apresentam-se como sub-grãos alongados ou em grãos menores, sendo estes últimos inferiores a 0,2 mm.

A biotita é o único mineral máfico presente. Ela aparece em lamelas com cores pleocróicas entre castanho claro e castanho escuro, com dimensões entre 0,2 e 2 mm. Normalmente dispõe-se em aglomerados que acompanham as bordas dos cristais de feldspatos.

A titanita apresenta-se em diminutos cristais xenomórficos, com até 0,3 mm, sempre associada à biotita. O epídoto (pistacita) aparece em raros cristais granulares com cerca de 0,2 mm, também acompanhando os aglomerados de biotita.



Prancha 3.9 - Fotografias ressaltando as feições de afloramento das rochas plutônicas neoproterozóicas (Brasilianas): Modo de ocorrência (a) e detalhe da textura (b) do granito porfirítico nos afloramentos SB-293 e SB-291, respectivamente, situados próximo à cidade de Groaíras; Aspecto geral (c) e textura (d) do granito fino equigranular, localizado na Fazenda Paraíso, sudoeste da área (afloramento SB-295).

O zircão apresenta-se em diminutos cristais prismáticos, com dimensões inferiores a 0,1 mm. Os opacos tem hábito granular ou intersticial e tamanhos entre 0,2 e 0,6 mm.

3.3.2 – Granito Fino Equigranular

O Granito Fino Equigranular aflora no noroeste da área, a cerca de 2 km a oeste da localidade de Serrota, onde foi verificado um pequeno *pluton* intrusivo em paragnaisse da Unidade Canindé. Próximo a este corpo, diques e *sheets* deste granito fino também são encontrados cortando afloramentos de ortognaisses paleoproterozóicos.

No sudoeste da área, ocorre em lajedos e blocos na Fazenda Paraíso (Prancha 3.9-c) e a cerca de 3 km a nordeste da cidade de Groaíras. Nestes locais, aparece intrudindo litotipos da Unidade Independência.

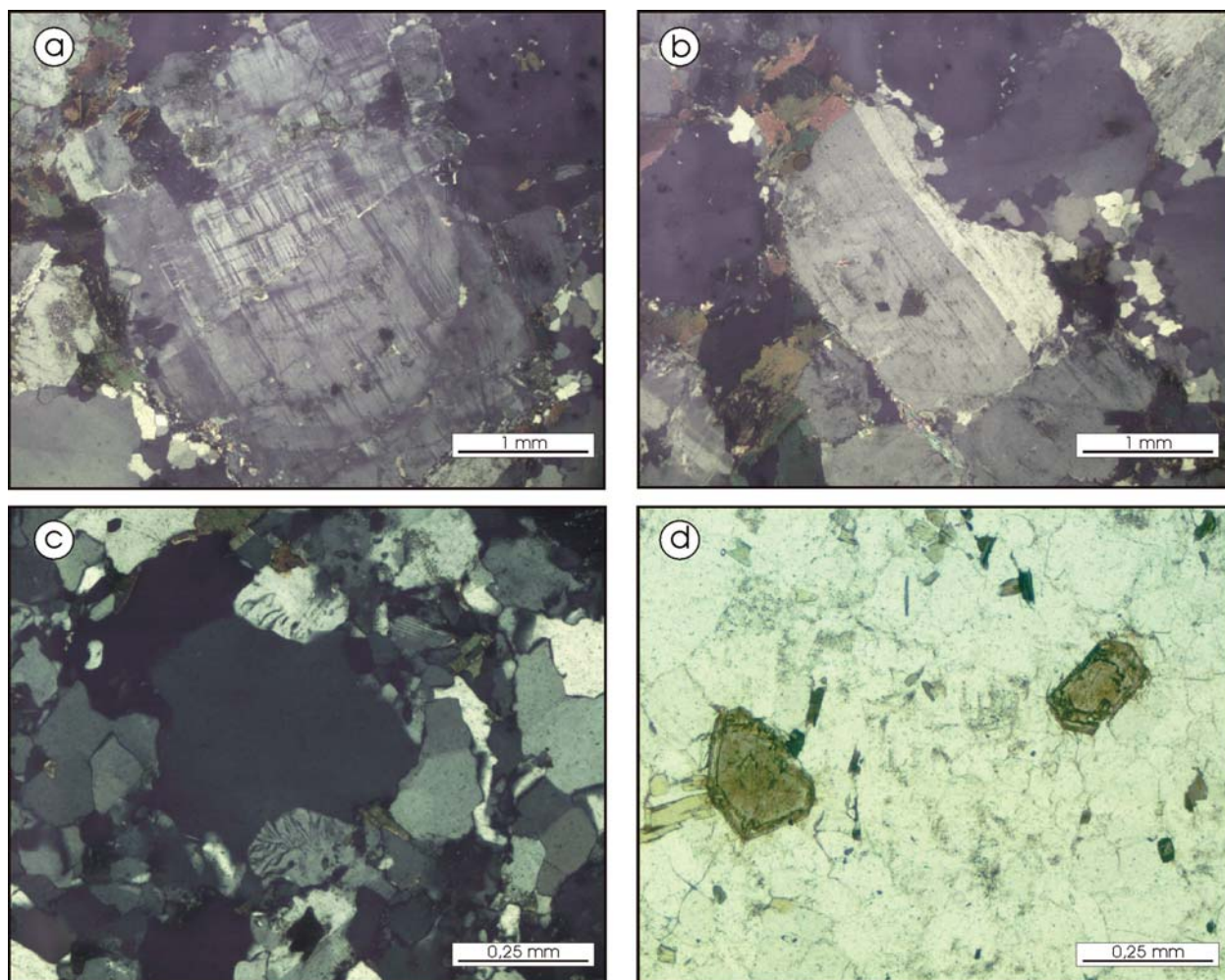
Em escala macroscópica, caracteriza-se como rocha homogênea, de coloração cinza-azulada a cinza clara, com textura equigranular fina (Prancha 3.9-d). São constituídos basicamente por uma matriz quartzo-feldspática, com pequena quantidade de biotita, a qual se configura como a única fase máfica. Uma tênue anisotropia é marcada por uma foliação incipiente materializada principalmente pelo alinhamento de biotitas.

Ao microscópio, apresentam composição monzogranítica formada basicamente por quartzo (30-35%), plagioclásio (25-30%), microclina (20-25%) e biotita (10-15%). Como acessórios ocorrem alanita (<5%), apatita (<2%), opacos (traços). De uma maneira geral, verifica-se que os cristais de plagioclásio e microclina apresentam-se orientados segundo uma direção preferencial, mas a deformação plástica (PFC *fabric* de Hutton 1988) dos mesmos não é muito evidente.

O quartzo é xenomórfico, com bordas arredondadas e extinção ondulante fracamente pronunciada, provavelmente desenvolvida em baixa temperatura. As dimensões variam entre 0,2 e 0,8 mm.

O plagioclásio (An₂₅₋₂₈) apresenta-se em cristais hipidiomórficos a xenomórficos, com tamanhos entre 0,4 e 1,5 mm. Normalmente apresentam geminação polissintética e núcleos parcialmente saussuritizados. Os grãos maiores possuem inclusões de biotita e quartzo.

A microclina tem formas anédricas, com contatos angulosos a arredondados, em geral com maclas albita-periclínio. Suas dimensões vão desde 0,3 a 0,8 mm e inclusões de quartzo e biotita são freqüentes. Localizadamente, são verificadas mirmequitas ocupando as bordas de alguns cristais (Prancha 3.10-c) e sua origem pode ser interpretada como produto dos processos finais de cristalização magmática, ou como decorrente de processos de deformação.



Prancha 3.10 - Fotomicrografias de feições mineralógicas dos granitos porfíricos (a,b) e dos granitos finos equigranulares (c,d) neoproterozóicos (Brasilianos): a) Cristal de microclina exibindo zonação e geminação conjugada albita-periclínio e Carlsbad. Nicóis cruzados. Seção delgada SB-293; b) Plagioclásio com planos de geminação encurvados. Nicóis cruzados. Seção delgada SB-293; c) Mirmequitas ocupando as bordas de um cristal de microclina. Nicóis cruzados. Seção delgada SB-174; d) Cristais idiomórficos de alanita. Nicóis paralelos. Seção delgada SB-174.

A biotita mostra-se em finas palhetas isoladas, com 0,1 a 0,5 mm de comprimento, ou formando pequenos agregados que se encontram homogeneamente distribuídos por toda a rocha. Apresenta um pleocroísmo desde castanho amarelado claro até castanho escuro e comumente possui algumas poucas inclusões de opacos.

Muscovita e clorita por vezes aparecem substituindo a biotita, como produto de transformação em estado *subsolidus*, mas apenas em pequenas quantidades (traços).

A alanita é idiomórfica a hipidiomórfica, por vezes apresentando-se em formas prismáticas. A cor é castanha clara, levemente pleocróica, e as dimensões variam desde 0,1 a 0,5 mm (Prancha 3.10-d). A apatita ocorre em cristais com hábito prismático a acicular, com contatos retos e tamanhos inferiores a 0,1 mm. Os opacos são granulares ou prismáticos e menores que 0,3 mm.

3.4 – DEPÓSITOS ALUVIONARES HOLOCÊNICOS

Os depósitos sedimentares holocênicos concentram-se apenas ao longo das áreas de inundação dos riachos Rola, Caioca, Madeira e do Rio Groaíras. De uma maneira geral, são representados predominantemente por areias finas a grossas, de colorações variadas, com presença localizada de bancos argilosos de dimensões métricas, cascalhos, blocos e matacões.

4. A CONTRIBUIÇÃO DO SENSORIAMENTO REMOTO

4.1 – INTRODUÇÃO

O objetivo deste capítulo é apresentar as técnicas, os procedimentos e os resultados obtidos a partir do processamento digital de imagens de sensoriamento remoto. Esses estudos foram desenvolvidos visando três objetivos principais: a) verificação de padrões espectrais em composições coloridas que permitissem uma correlação com as principais unidades litológicas presentes na área de estudo, b) interpretação visual monoscópica sistemática de lineamentos relacionados aos eventos de deformação dúctil, c) análise tridimensional das principais composições coloridas com apoio em modelo digital de elevação.

Assim, foi adotada uma estratégia semelhante à metodologia apresentada por Amaro (1998) baseada no pressuposto de que a intervenção humana direta na análise e interpretação de imagens monocanais ou combinadas envolve elevado nível de decisões. Esta interação favorece a preservação da coerência no levantamento dos critérios que devem ser considerados para a determinação de unidades de paisagens e para uma adequada determinação da correspondência geométrica dos elementos (Richards 1995). O uso de chaves espectrais para a delimitação das unidades devem ser baseadas na experiência do intérprete sobre os tratamentos empregados, nas características de reflectância espectral do terreno e no reconhecimento de campo. Por sua vez, o realce do *fabric* estrutural está relacionado às características da forma, tamanho, orientação e densidade textural dos lineamentos.

4.2 – PROCESSAMENTO DAS IMAGENS DE SATÉLITE LANDSAT 7 ETM+

As imagens de satélite utilizadas nesse trabalho compreenderam as bandas do visível e do infravermelho do satélite Landsat 7 ETM+. Para o recobrimento total da área de estudo são necessárias duas cenas. Foram obtidas as imagens WRS 218/62 de 16/08/2001 e WRS 218/63 de 30/09/2000, com todas as 8 bandas disponíveis.

O tratamento destas imagens foi realizado por meio do *software* Er-Mapper (versão 6.2), adotando-se os seguintes procedimentos:

- a) Importação da cena 218/62 no *software*;
- b) Confeção de uma imagem com a fusão das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 (*merge*);
- c) Recorte do *merge* conforme os limites geográficos da área de estudo;
- d) Georreferenciamento da imagem recortada com base na carta topográfica digitalizada em escala 1:100.000 (Folha Sobral – SA.24-Y-III), segundo o datum Córrego Alegre, sistema de projeção UTM, zona 24S;
- e) Repetição das etapas a, b, c, d para a cena 218/63;
- f) Mosaicagem das duas imagens recortadas (banda a banda) com o objetivo de verificar a correlação espectral entre as cenas originais;
- g) Calibração do mosaico, visando atenuar o efeito das discrepâncias espectrais;
- h) Cálculo da estatística do mosaico (Tabela 4.1);
- i) Confeção de composições coloridas em RGB, RGBI, razões de bandas e Componentes Principais (PCs) com utilização de realce de contraste por meio de equalização de histogramas, visando identificar padrões espectrais que caracterizassem unidades de paisagens (no caso, especificamente unidades geológicas) e aplicação de filtros direcionais que permitissem uma melhor identificação de lineamentos relativos a estruturas dúcteis;

As imagens selecionadas como as que apresentaram melhores resultados foram incorporadas no *software* ArcView 3.2, para integrarem uma base de dados georreferenciados da área. Por meio deste programa, foi feita a vetorização dos lineamentos dúcteis e a delimitação dos limites das unidades geológicas.

Tabela 4.1 – Análise estatística do mosaico calibrado dos recortes das cenas 218/62 e 218/63 conforme os limites da área de estudo.

STATISTICS FOR DATASET: MERGE_MOSAICO_AREA.ERS						
	BAND1	BAND2	BAND3	BAND4	BAND5	BAND7
NON-NULL CELLS	6814302	6814302	6814302	6814302	6814302	6814302
AREA IN HECTARES	153321.795	153321.795	153321.795	153321.795	153321.795	153321.795
AREA IN ACRES	378866.435	378866.435	378866.435	378866.435	378866.435	378866.435
MINIMUM	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MAXIMUM	255.000	255.000	255.000	255.000	255.000	255.000
MEAN	94.700	94.960	109.146	157.924	163.228	127.346
MEDIAN	97.000	90.000	109.000	152.000	168.000	124.000
STD. DEV.	49.237	44.513	49.165	38.825	45.093	38.336
STD. DEV. (N-1)	49.237	44.513	49.165	38.825	45.093	38.336
CORR. EIGENVAL.	4.685	0.649	0.486	0.102	0.050	0.028
COV. EIGENVAL.	9502.132	1018.173	964.700	175.605	113.466	59.271
CORRELATION MATRIX	BAND1	BAND2	BAND3	BAND4	BAND5	BAND7
BAND1	1.000	0.946	0.918	0.458	0.693	0.770
BAND2	0.946	1.000	0.929	0.617	0.681	0.752
BAND3	0.918	0.929	1.000	0.553	0.829	0.849
BAND4	0.458	0.617	0.553	1.000	0.503	0.494
BAND5	0.693	0.681	0.829	0.503	1.000	0.898
BAND7	0.770	0.752	0.849	0.494	0.898	1.000
DETERMINANT	0.000					
CORR. EIGENVECTORS	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
BAND1	0.424	0.208	0.464	-0.082	-0.609	-0.430
BAND2	0.433	-0.048	0.459	-0.017	0.095	0.768
BAND3	0.448	0.124	0.133	0.353	0.693	-0.402
BAND4	0.304	-0.929	-0.111	-0.046	-0.075	-0.155
BAND5	0.404	0.172	-0.606	0.537	-0.334	0.199
BAND7	0.419	0.214	-0.420	-0.760	0.153	-0.008
INV. OF CORR. EV.	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
BAND1	0.424	0.433	0.448	0.304	0.404	0.419
BAND2	0.208	-0.048	0.124	-0.929	0.172	0.214
BAND3	0.464	0.459	0.133	-0.111	-0.606	-0.420
BAND4	-0.082	-0.017	0.353	-0.046	0.537	-0.760

BAND5	-0.609	0.095	0.693	-0.075	-0.334	0.153
BAND7	-0.430	0.768	-0.402	-0.155	0.199	-0.008
COVARIANCE MATRIX	BAND1	BAND2	BAND3	BAND4	BAND5	BAND7
BAND1	2424.289	2072.839	2222.674	875.203	1539.412	1452.709
BAND2	2072.839	1981.439	2032.367	1066.275	1367.673	1283.833
BAND3	2222.674	2032.367	2417.190	1055.423	1837.998	1599.656
BAND4	875.203	1066.275	1055.423	1507.404	879.917	734.598
BAND5	1539.412	1367.673	1837.998	879.917	2033.342	1553.027
BAND7	1452.709	1283.833	1599.656	734.598	1553.027	1469.683
DETERMINANT	11022597517153290.000					
COV. EIGENVECTORS	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
BAND1	0.472	-0.321	0.396	-0.197	-0.562	-0.403
BAND2	0.432	-0.001	0.421	-0.006	0.094	0.792
BAND3	0.493	-0.124	0.051	0.477	0.615	-0.365
BAND4	0.251	0.936	0.117	-0.063	-0.085	-0.188
BAND5	0.401	0.006	-0.692	0.369	-0.429	0.203
BAND7	0.353	-0.069	-0.414	-0.770	0.325	-0.017
INV. OF COV. EV.	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
BAND1	0.472	0.432	0.493	0.251	0.401	0.353
BAND2	-0.321	-0.001	-0.124	0.936	0.006	-0.069
BAND3	0.396	0.421	0.051	0.117	-0.692	-0.414
BAND4	-0.197	-0.006	0.477	-0.063	0.369	-0.770
BAND5	-0.562	0.094	0.615	-0.085	-0.429	0.325
BAND7	-0.403	0.792	-0.365	-0.188	0.203	-0.017

4.2.1 - Caracterização de Unidades Geológicas

O reconhecimento de padrões espectrais que pudessem contribuir para a delimitação de unidades geológicas foi realizado através de uma análise integrada de composições coloridas de bandas individuais e razões de bandas. A escolha das melhores composições foi feita por meio de verificação visual, baseada nas características e aplicações de cada banda e na matriz de correlação (Tabela 4.1).

4.2.1.1 – Composições Coloridas de Bandas Individuais

Diversos conjuntos de trios de bandas foram testados, merecendo destaque as composições coloridas RGB-531 e RGB-752, que tem sido comumente empregadas para discriminação geológica em áreas do Nordeste do Brasil (Amaro 1998, Medeiros 2004, Carvalho 2005).

- Composição RGB-531

Esta composição (Figura 4.1) oferece uma razoável discriminação das unidades geológicas presentes na área, especialmente entre os limites dos litotipos correspondentes às unidades Canindé e Independência do Grupo Ceará.

As rochas metaplutônicas paleoproterozóicas e aquelas englobadas na Unidade Canindé não foram passíveis de discriminação. Ambas apresentam-se com tonalidades que variam entre vermelha escura a rosa esbranquiçada que podem ser interpretadas como decorrentes de um alto albedo produzido pela grande concentração de minerais félsicos (quartzo, feldspato), da reflectância dos íons Fe^{+3} centrada em $1,6 \mu m$, da influência da presença de óxidos de ferro identificada pela banda 3, bem como pela intensa banda de absorção por transição eletrônica dos íons $Fe^{+2} - Fe^{+3}$ verificada nas bandas 1 e 2 (Amaro *et al.* 1998). As áreas mais claras (quase brancas) correspondem à setores com predominância de feldspatos parcialmente substituídos por argilo-minerais, indicados pelo albedo elevado na banda 5 e pela alta reflectância nas bandas 1 e 2, referentes às feições de absorção de transferências $Fe^{+2} - Fe^{+3}$ e do campo dos cristais do Fe^{+2} no visível.

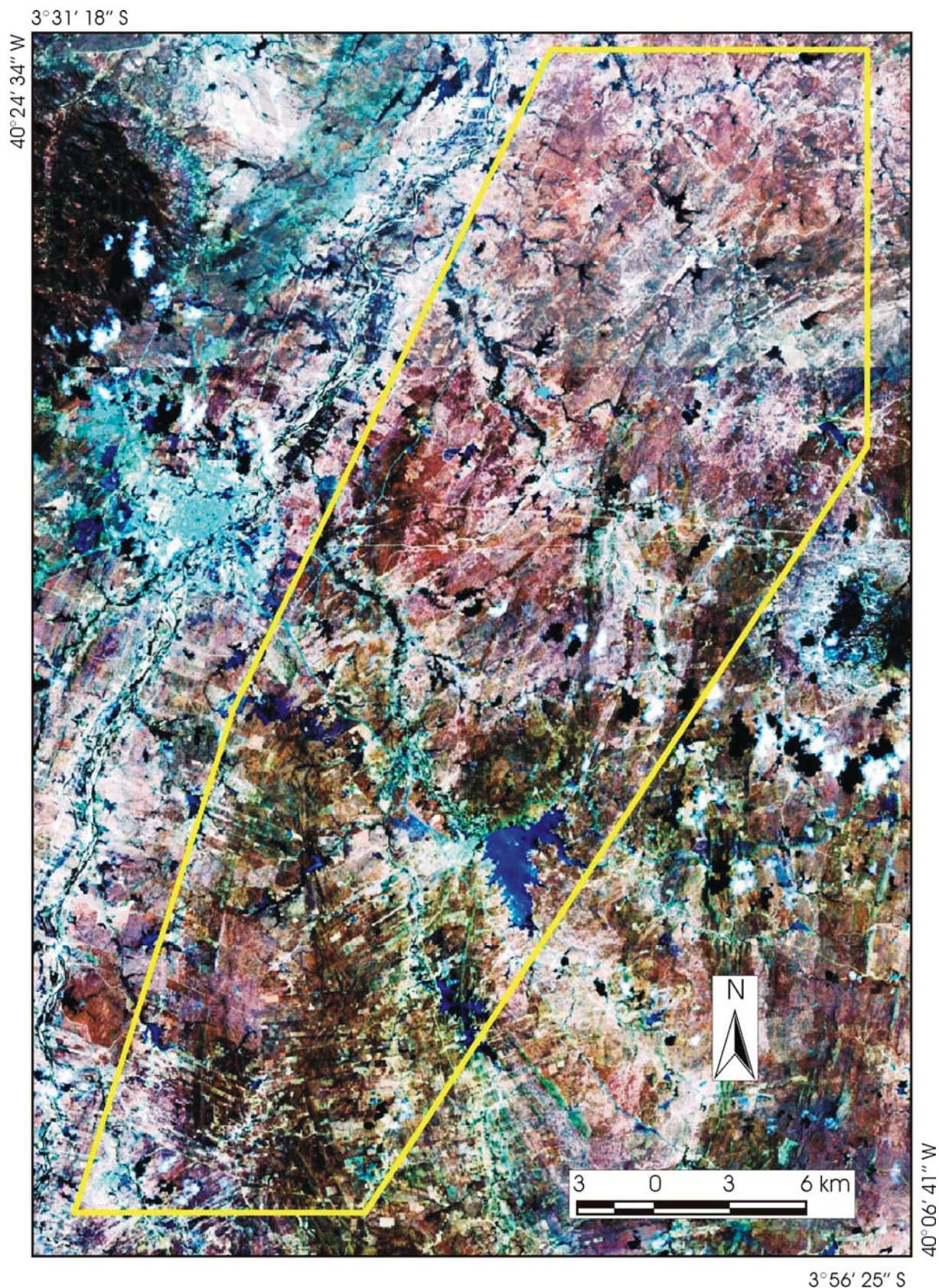


Figura 4.1 – Composição RGB – 531 com polígono que delimita a área de estudo. As rochas metaplutônicas paleoproterozóicas e os litotipos da Unidade Canindé (Grupo Ceará) apresentam-se com tons vermelho escuros a rosa-esbranquiçados. Nos domínios da Unidade Independência (Grupo Ceará) predominam cores marrom-avermelhadas a marrom escuras.

As áreas onde predominam litotipos da Unidade Independência mostram-se de uma forma geral com cores marrom-avermelhadas a marrom escuras, indicativas de um aumento nos teores de íons de ferro, possivelmente devido a uma maior concentração de minerais como magnetita e/ou limonita.

Os granitóides neoproterozóicos a cambrianos não apresentaram respostas espectrais e/ou feições distintivas, pois possuem tonalidades muito semelhantes às verificadas nas metaplutônicas paleoproterozóicas e na Unidade Canindé, entretanto pode-se dizer que possuem uma textura marcada por uma rugosidade um pouco mais acentuada.

- Composição RGB-752

A composição RGB-752 (Figura 4.2) apresentou um resultado relativamente semelhante ao da composição anterior.

Novamente não foi possível diferenciar as metaplutônicas paleoproterozóicas das rochas da Unidade Canindé. O padrão espectral apresentado por ambas é marcado por cores que variam entre verde amarelado claro a marrom claro, em decorrência do posicionamento da banda 5 no canal G, caracterizando albedo elevado e alta reflectância dos argilo-minerais e da contribuição dos minerais máficos pela banda 7 colocada no canal R.

As rochas da Unidade Independência mostram cores predominantemente verde escuras com tons azulados, interpretadas como decorrentes de uma maior proporção de óxidos de ferro.

Nos locais onde ocorrem granitóides neoproterozóicos a cambrianos são verificadas tonalidades predominantemente esbranquiçadas, caracterizando uma alta reflectância nas três bandas utilizadas.

4.2.1.2 – Composições Coloridas de Razões de Bandas

As técnicas de razões de bandas são normalmente utilizadas para a atenuação dos valores de brilho relacionadas à topografia gerando uma melhor distinção entre diferenças espectrais dos alvos e por isso são muito empregadas visando o mapeamento geológico (Marino & Tibaldi 1988, Davis & Berlin 1989,

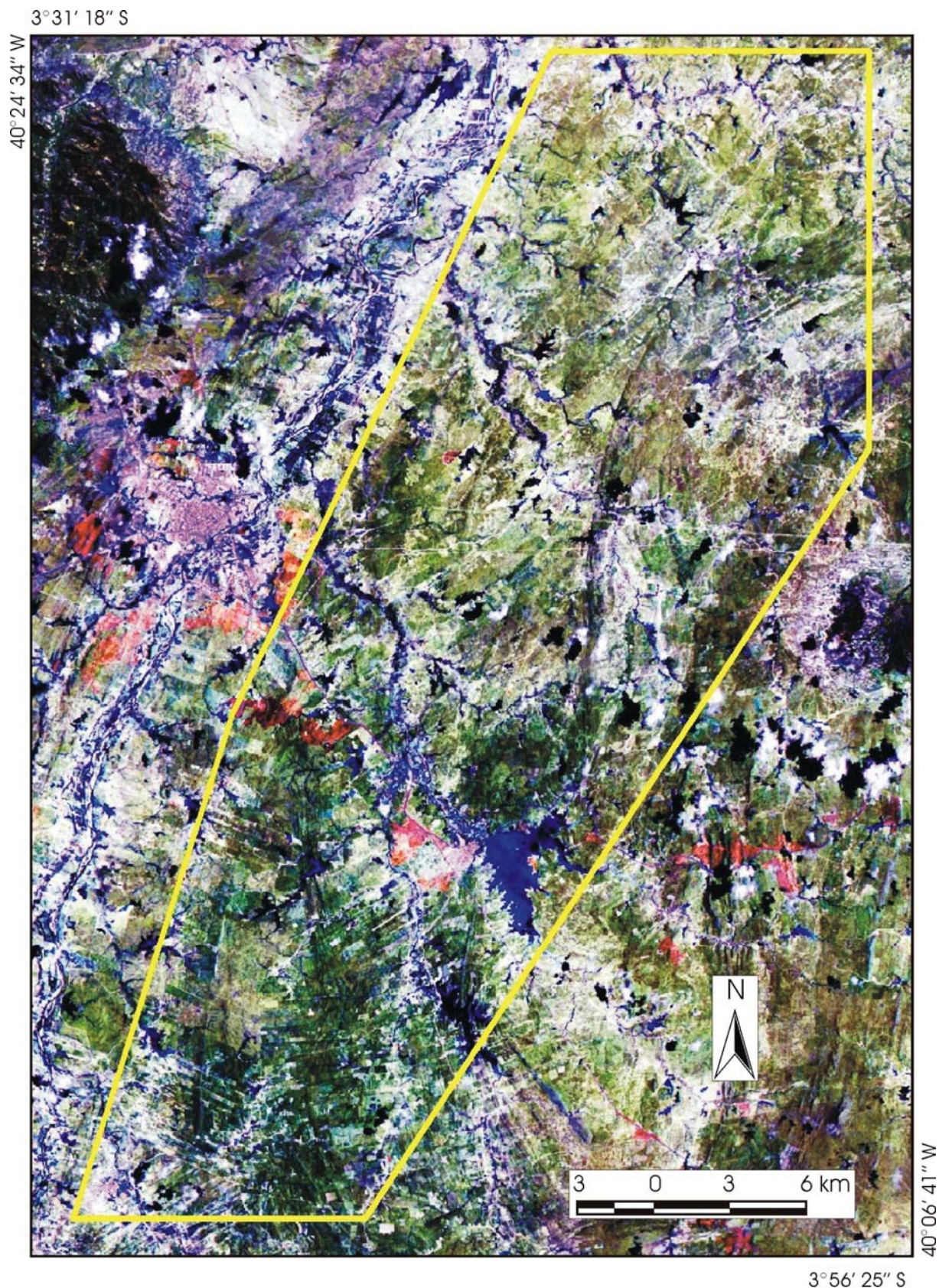


Figura 4.2 – Composição RGB – 752 com polígono que delimita a área de estudo. As rochas metaplutônicas paleoproterozóicas e os litotipos da Unidade Canindé (Grupo Ceará) apresentam-se com cores verde-amareladas claras a marrom clara. Nos domínios da Unidade Independência (Grupo Ceará) as tonalidades predominantes são verde-escuras a levemente azuladas.

Won-In & Charusiri 2003). A seleção das bandas a serem utilizadas no numerador e no denominador da razão possibilita o realce de diferenças nas radiâncias correspondentes à presença de materiais específicos, como exemplificado na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 – Razões de bandas do Landsat 5 – TM utilizadas na discriminação composicional de superfícies (Drury & Hunt 1989, Glikson & Creasey 1995 *apud* Amaro 1998).

Razões de Bandas	Aplicações
3/1	Materiais com óxidos de ferro e vegetação
3/4	Rochas vs. Vegetação
4/2	Materiais com Fe ⁺² vs. Materiais com Fe ⁺³
4/3	Vegetação verde
4/7	Materiais argilosos vs. Fe ⁺³
5/1	Fe ⁺³ + Fe ⁺² vs. Fe-livre
5/3	Materiais com óxidos de ferro
5/4	Materiais argilosos vs. Fe ⁺²
5/7	Materiais argilosos e carbonáticos
7/4	Materiais argilosos e com óxidos de ferro
7/5	Materiais argilosos vs. Não-argilosos

- Composição RGB 5/7-5/3-7/4

A composição colorida RGB 5/7-5/3-7/4 (Figura 4.3) foi a que apresentou melhores resultados no que se refere à caracterização de unidades de paisagens (geológicas).

As rochas metaplutônicas paleoproterozóicas, os litotipos da unidade Canindé e os granitóides neoproterozóicos a cambrianos mostraram predominantemente tonalidades que variam entre ciano e azul claro decorrentes da presença de óxidos de ferro e materiais argilosos como produto de alteração.

Nas áreas onde prevalecem os paragneisses e mica-xistos da unidade Independência sobressaem-se cores alaranjadas e amareladas demonstrando uma resposta combinada da ocorrência de argilas, carbonatos e óxido de ferro.

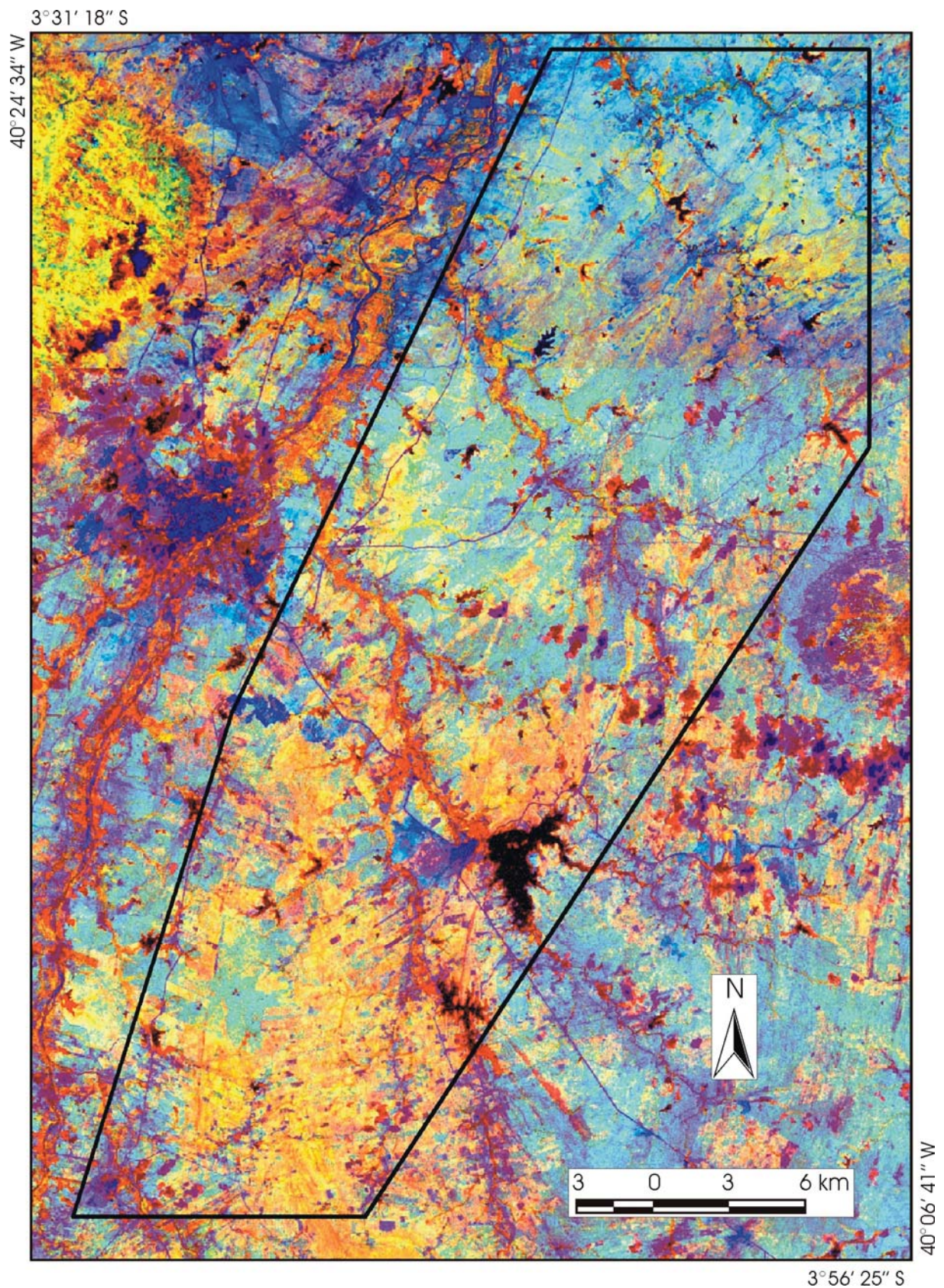


Figura 4.3 – Composição RGB – 5/7-5/3-7/4 com polígono que delimita a área de estudo. As rochas metaplutônicas paleoproterozóicas e os litotipos da Unidade Canindé (Grupo Ceará) mostram-se principalmente com tons ciano a azul-claro. Nos domínios da Unidade Independência (Grupo Ceará) predominam cores alaranjadas e amareladas.

A integração, por meio do *software* ArcView 3.2, das interpretações das três composições coloridas apresentadas, com mapas geológicos anteriores e dados de um levantamento preliminar de campo permitiram a elaboração de um mapa de unidades de paisagens (geológicas), apresentado na Figura 4.4 que serviu de base para os estudos posteriores de mapeamento sistemático que resultaram no mapa geológico da área.

4.2.2 – Elaboração de Mapa de Lineamentos Associados a Estruturas Dúcteis

Um lineamento é definido como uma feição linear mapeável da superfície, cujas partes estão alinhadas de modo retilíneo ou levemente curvilíneo, que difere distintamente dos padrões de feições adjacentes e presumivelmente reflete um fenômeno de sub-superfície (O’Leary *et al.* 1976). De acordo com as peculiaridades de suas expressões em imagens de satélite, Amaro & Strieder (1994) e Strieder & Amaro (1997) propõem a distinção de dois tipos básicos de lineamentos:

- Os lineamentos denominados tipo 1 são normalmente associados a estruturas dúcteis (foliação, bandamento gnáissico ou lineação), mas podem corresponder a estratos sedimentares e/ou vulcânicos. Eles desenvolvem feições geomorfológicas positivas e negativas em arranjos lineares ou curvilíneos, acompanhados de um bandamento tonal e são decorrentes de processos de erosão diferencial;
- Os lineamentos tipo 2 caracterizam estruturas frágeis (falhas ou juntas), configurando feições geomorfológicas negativas retilíneas que normalmente truncam os limites litológicos.

Os lineamentos relacionados à deformação dúctil podem ser subdivididos em dois conjuntos (Medeiros 2004):

- Lineamentos de formas geralmente curvilíneas, espaçados (LCE) por vezes apresentando continuidade em alguns segmentos retilíneos;
- Lineamentos retilíneos adensados (LRA), cujo alto grau de aproximação comumente define a orientação de zonas de cisalhamento.

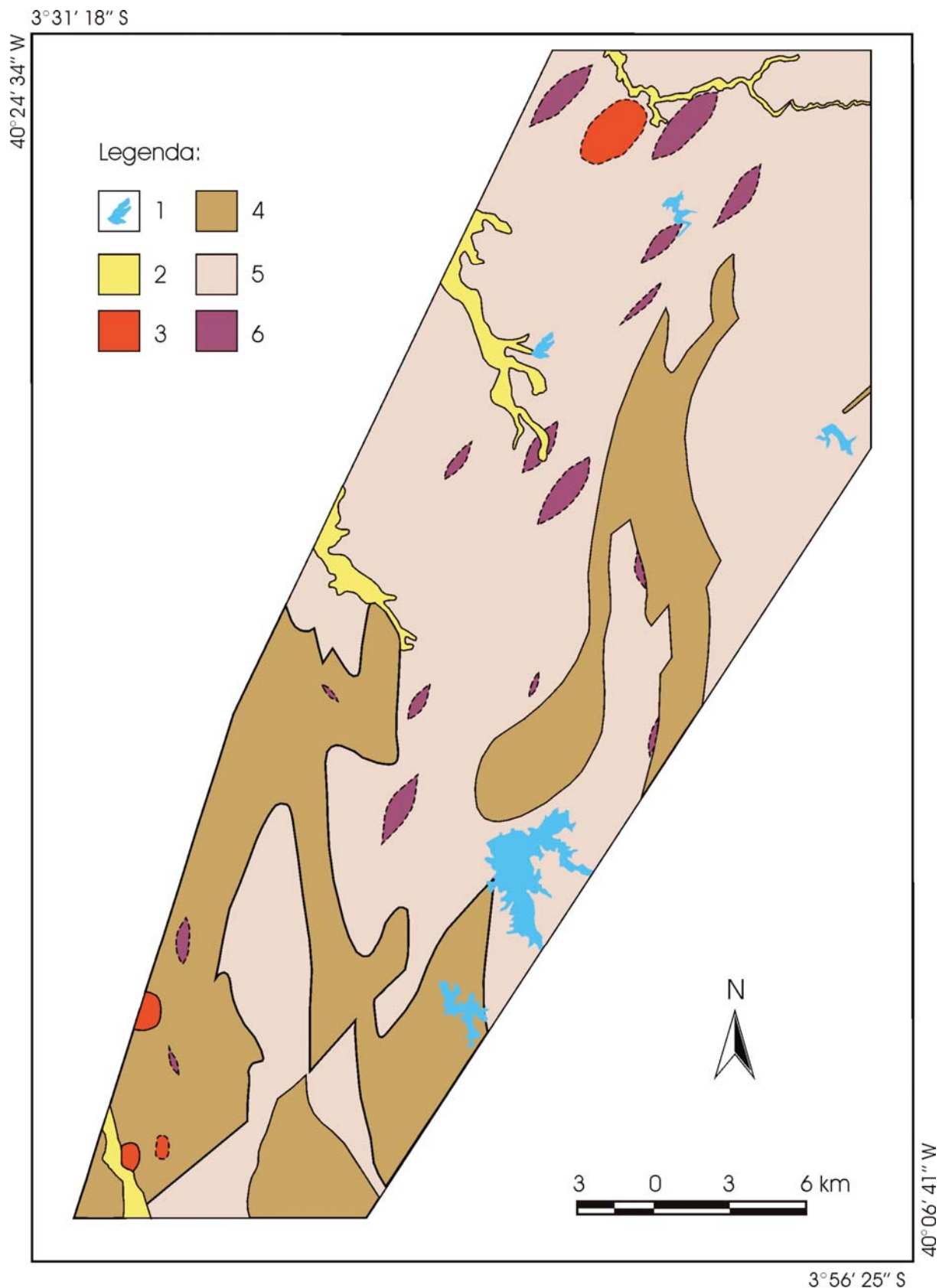


Figura 4.4 – Mapa de unidades geológicas obtido a partir da interpretação das imagens das figuras 4.1 a 4.3, integrada com mapas geológicos anteriores e dados de campo. Legenda: 1) açudes, 2) depósitos aluvionares, 3) granitóides neoproterozóicos a cambrianos, 4) Grupo Ceará – Unidade Independência, 5) Grupo Ceará – Unidade Canindé, 6) metaplutônicas paleoproterozóicas.

A extração de lineamentos relacionados a estruturas dúcteis foi efetuada a partir de uma análise conjunta da composição colorida RGB 531 (Figura 4.1) associada com diversas tentativas de gerações de imagens filtradas a partir das bandas 4, 5 e PC1 (referente às bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7). A metodologia empregada foi semelhante àquelas apresentadas por Strieder & Amaro (1997), Amaro (1998) e Medeiros (2004).

As técnicas de realce digital por filtragem correspondem às transformações da imagem efetuadas pixel-a-pixel, nas quais a mudança do nível de cinza de um determinado pixel depende diretamente dos valores de seus vizinhos. O processo é realizado utilizando-se matrizes (máscaras) de tamanhos e valores definidos pelo usuário. Os coeficientes da máscara são multiplicados pelos valores dos pixels na imagem original para derivarem um novo valor de pixel para a imagem realçada resultante.

As operações de filtrações direcionais são as mais adequadas para a obtenção de lineamentos, uma vez que minimizam os efeitos de realce preferencial relacionado ao posicionamento da fonte de imageamento (Drury 1987). Os principais filtros direcionais podem ser divididos em dois conjuntos: passa-baixa e passa-alta. O efeito de um filtro passa-baixa é o de suavização da imagem e de redução do número de níveis de cinza da cena. As altas frequências correspondentes às transições abruptas são atenuadas tendendo a minimizar os efeitos de ruídos nas imagens. A filtragem passa-alta tende a realçar os detalhes, produzindo uma “agudização” da imagem de modo que as mudanças entre regiões diferentes tornam-se mais nítidas. Os filtros passa-alta podem ser usados portanto para realçar certas características presentes na imagens, como bordas, linhas, curvas ou manchas, tendo porém o efeito indesejado de ampliar ruídos.

Para a obtenção dos lineamentos associados a estruturas dúcteis foram avaliados filtros passa-alta do tipo Sobel, Prewitt e Kirsch, com máscaras de 3x3 e 5x5 correspondentes às direções N-S, NE-SW, E-W e NW-SE. Os melhores resultados foram verificados pela aplicação na banda PC1 de filtros Prewitt com as matrizes apresentadas na Figura 4.5.

Os filtros do tipo Prewitt configuram maior peso ao elemento central da máscara para o cálculo do novo valor de pixel, o que proporciona, além do destaque das informações referentes ao gradiente direcional, uma melhor definição dos contornos dos objetos da imagem (Prewitt 1970). Nestes filtros, o realce das

estruturas é obtido na direção definida pelo alinhamento dos valores zero. O aspecto de iluminação da imagem resultante é caracterizado pela simetria entre os valores positivos e negativos, onde o sentido de iluminação tem origem no lado onde estão os valores negativos da matriz, denominado “posição da fonte” (Amaro 1998). Os produtos gerados por esses procedimentos são apresentados nas Figuras 4.6, 4.7, 4.8 e 4.9.

N-S	NE-SW	NW-SE	E-W
-1 0 0 0 1	0 0 -1 -1 0	0 -1 -1 0 0	-1 -1 -1 -1 -1
-1 0 0 0 1	0 -1 -1 0 1	1 0 -1 -1 0	0 0 0 0 0
-1 0 0 0 1	-1 -1 0 1 1	1 1 0 -1 -1	0 0 0 0 0
-1 0 0 0 1	-1 0 1 1 0	0 1 1 0 -1	0 0 0 0 0
-1 0 0 0 1	0 1 1 0 0	0 0 1 1 0	1 1 1 1 1

Figura 4.5 – Filtros direcionais Prewitt 5x5 aplicados na banda PC1 que resultaram em imagens com melhores possibilidades de extração de lineamentos dúcteis.

A análise integrada dos aspectos morfológicos e texturais presentes nas imagens filtradas, somados às variações de cores assumidas pelas unidades geológicas nas composições coloridas, permitiram uma caracterização em mega-escala da conformação estrutural da área de estudo (Figura 4.10).

Os lineamentos curvilíneos espaçados (LCE) configuram principalmente traços em superfície de uma foliação (S_2) desenvolvida no evento deformacional D_2 e reorientada pela deformação D_3 demarcando os flancos e as charneiras de grandes antiformes e sinformes fechadas (F_3), com eixos de *trend* geral norte-nordeste a nordeste mergulhando para sudeste, nas porções norte e central da área, e para sul na parte meridional. De forma secundária, em especial na parte norte, alguns dos LCE podem ser relacionados com a foliação S_3 sub-vertical.

Por sua vez, os lineamentos retilíneos adensados (LRA) representam o registro dos cisalhamentos brasileiros transcorrentes, que encontram-se muito bem marcados na região (deformação D_3).

Nas porções mais a leste e a sudeste da área, os LRA mostram-se como segmentos que variam de 0,5 a 3 km de extensão ao longo de uma orientação geral nordeste, definindo a Zona de Cisalhamento de Forquilha (ZCF), que cruza a cidade homônima. O adensamento dos LRA na ZCF permite estimar uma largura de pelo menos 1km para esta faixa milonítica.

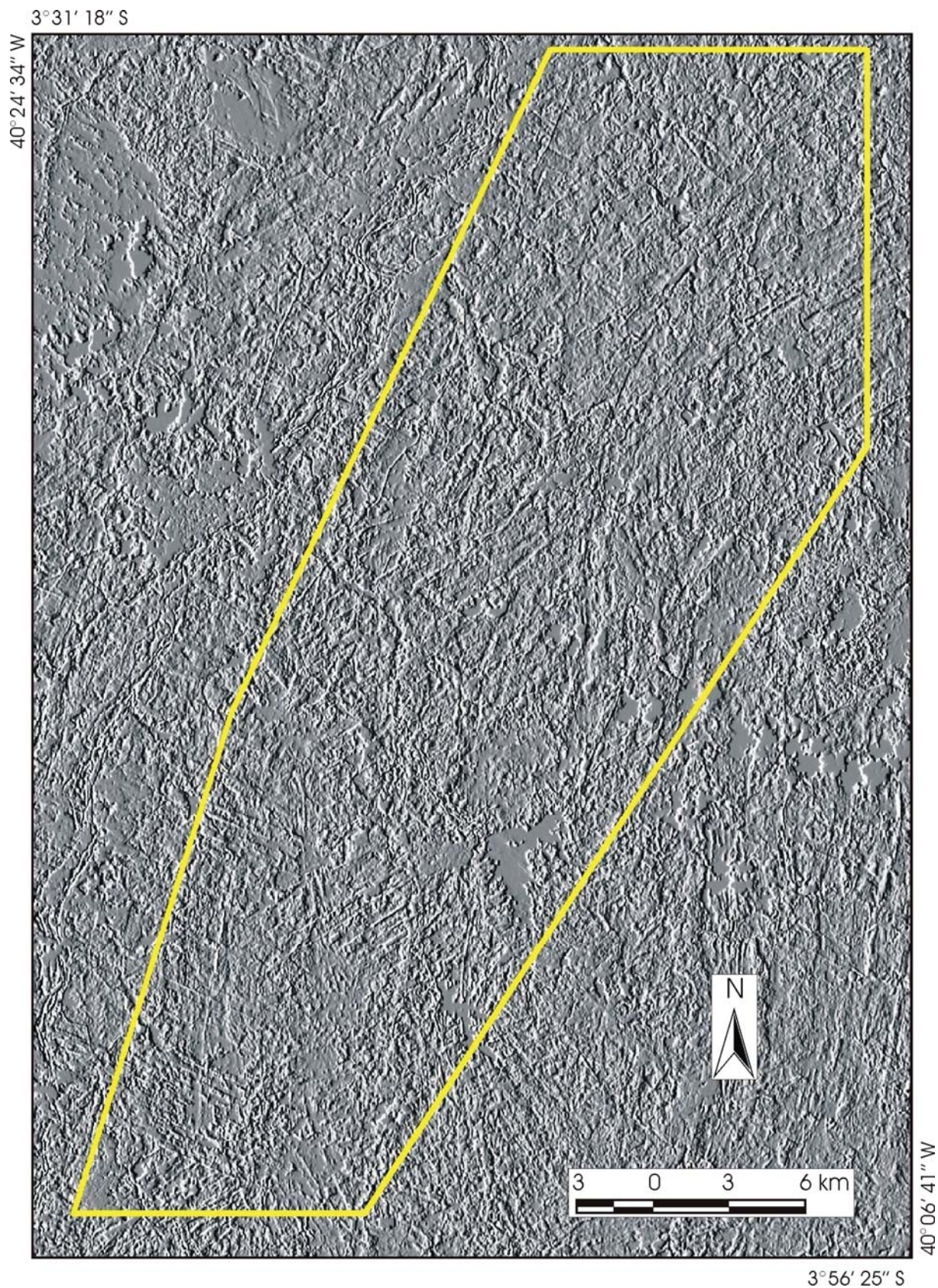


Figura 4.6 – Banda PC1 com filtro direcional N-S do tipo Prewitt, com matriz 5x5. Nesta imagem estão realçadas as estruturas de orientação norte-sul, sob uma fonte de iluminação posicionada a partir do oeste. O polígono amarelo delimita a área de estudo.

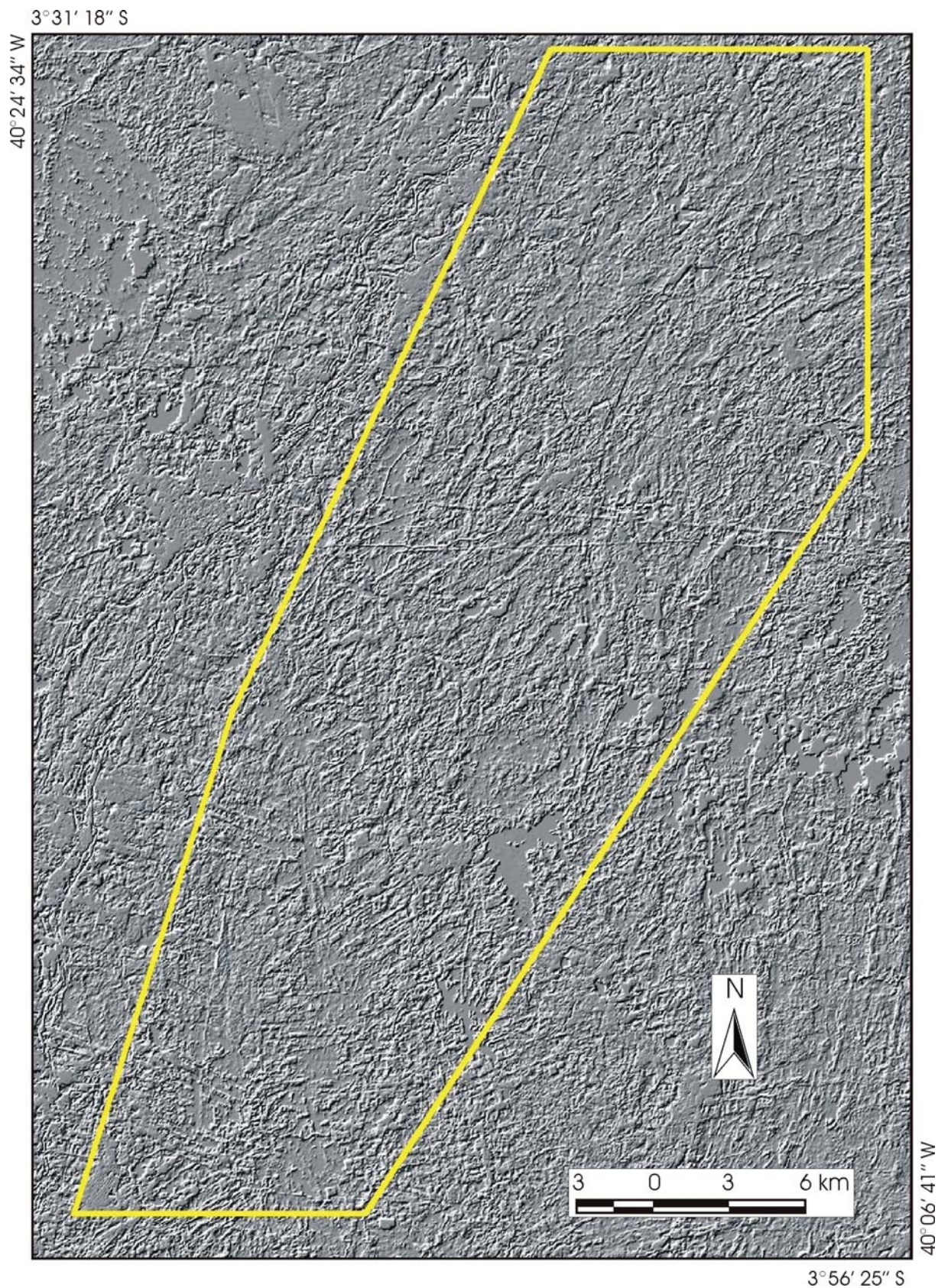


Figura 4.7 – Banda PC1 com filtro direcional NE-SW do tipo Prewitt, com matriz 5x5. Nesta imagem encontram-se realçadas as estruturas de orientação nordeste-sudoeste, sob uma fonte de iluminação posicionada a partir do noroeste. O polígono amarelo delimita a área de estudo.

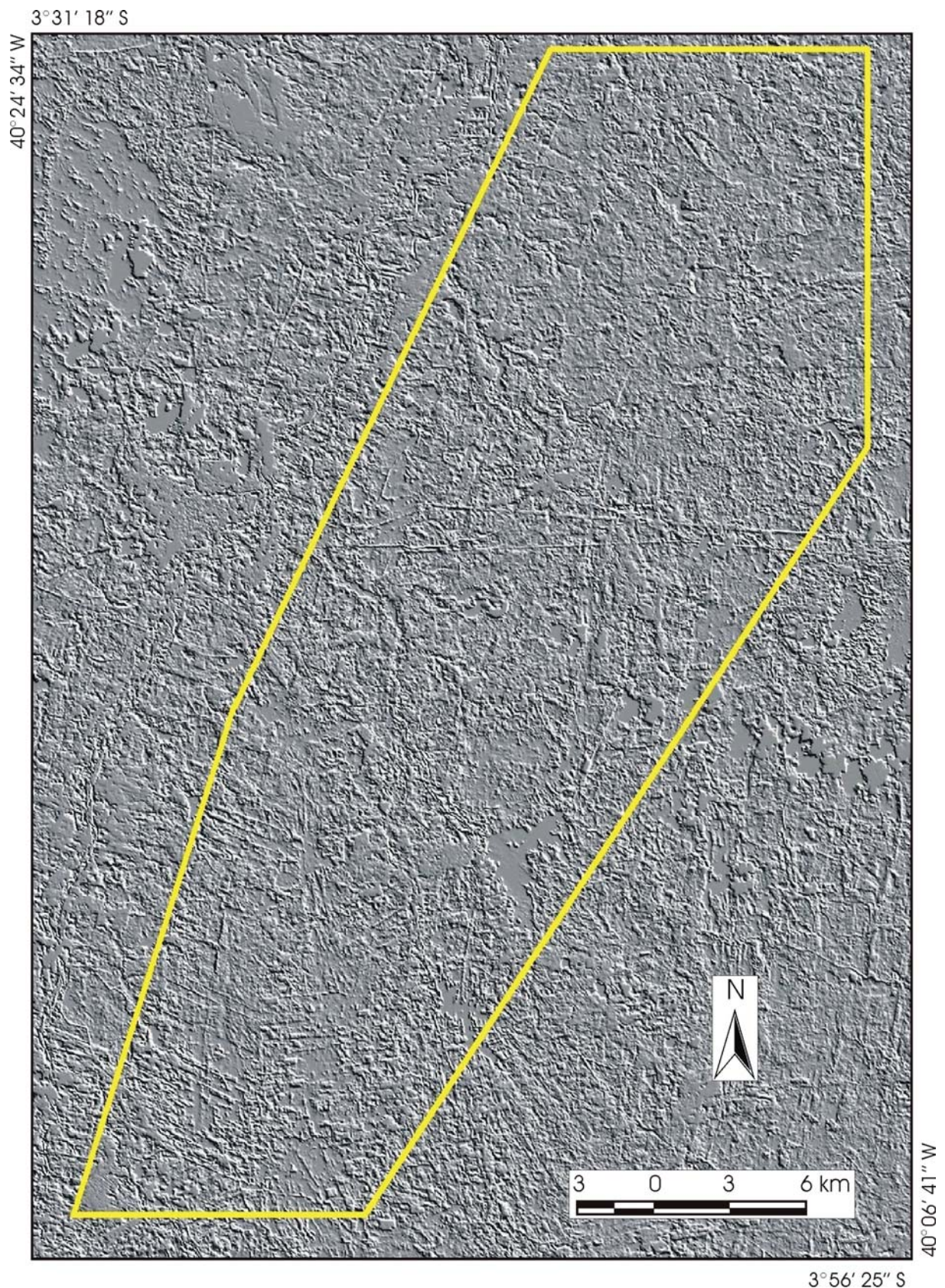


Figura 4.8 – Banda PC1 com filtro direcional NW-SE do tipo Prewitt, com matriz 5x5. Nesta imagem estão realçadas as estruturas de orientação noroeste-sudeste, sob uma fonte de iluminação posicionada a partir do nordeste. O polígono amarelo delimita a área de estudo.

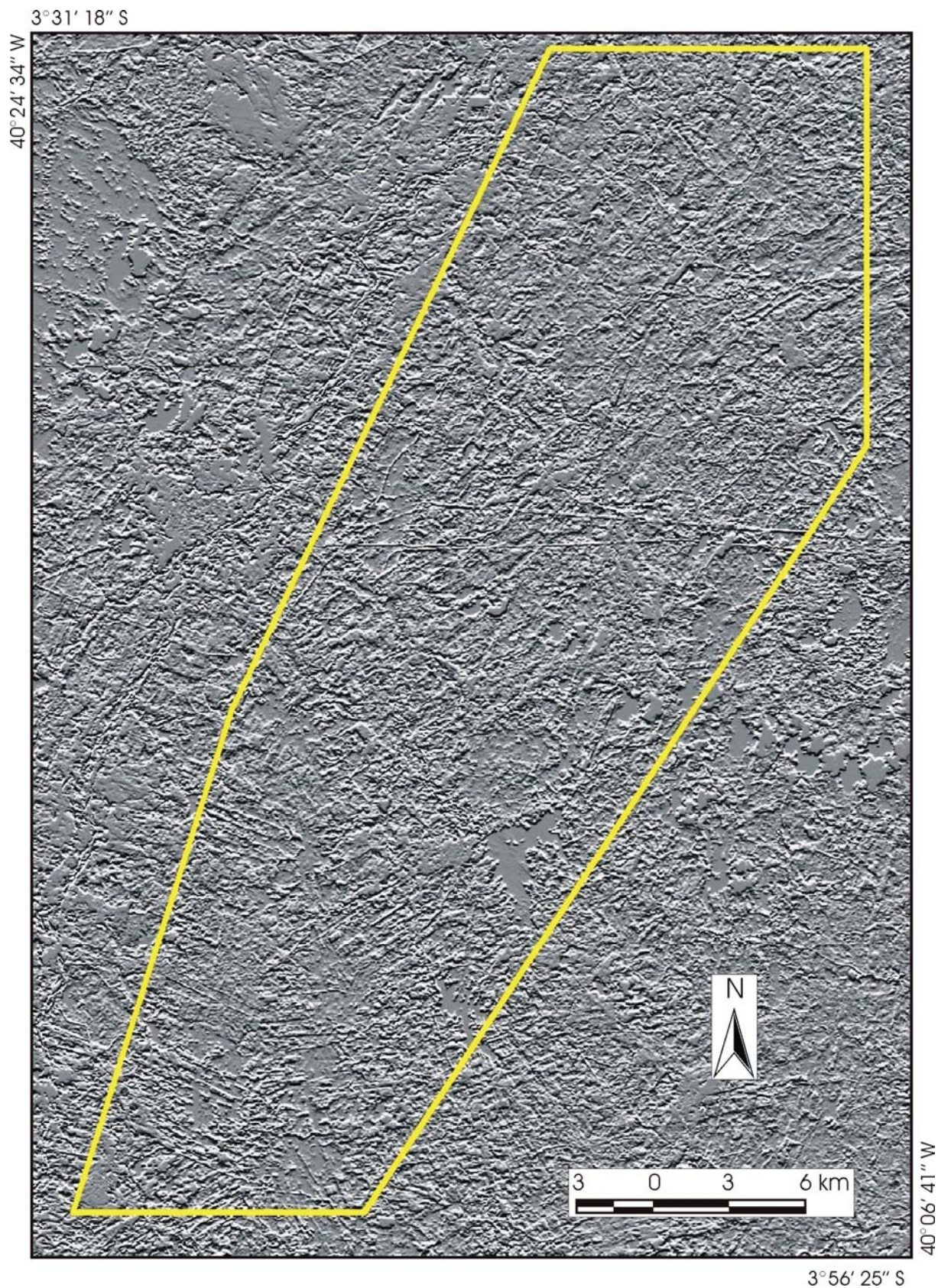


Figura 4.9 – Banda PC1 com filtro direcional E-W do tipo Prewitt, com matriz 5x5. Nesta imagem encontram-se realçadas as estruturas de orientação leste-oeste, sob uma fonte de iluminação posicionada a partir do norte. O polígono amarelo delimita a área de estudo.

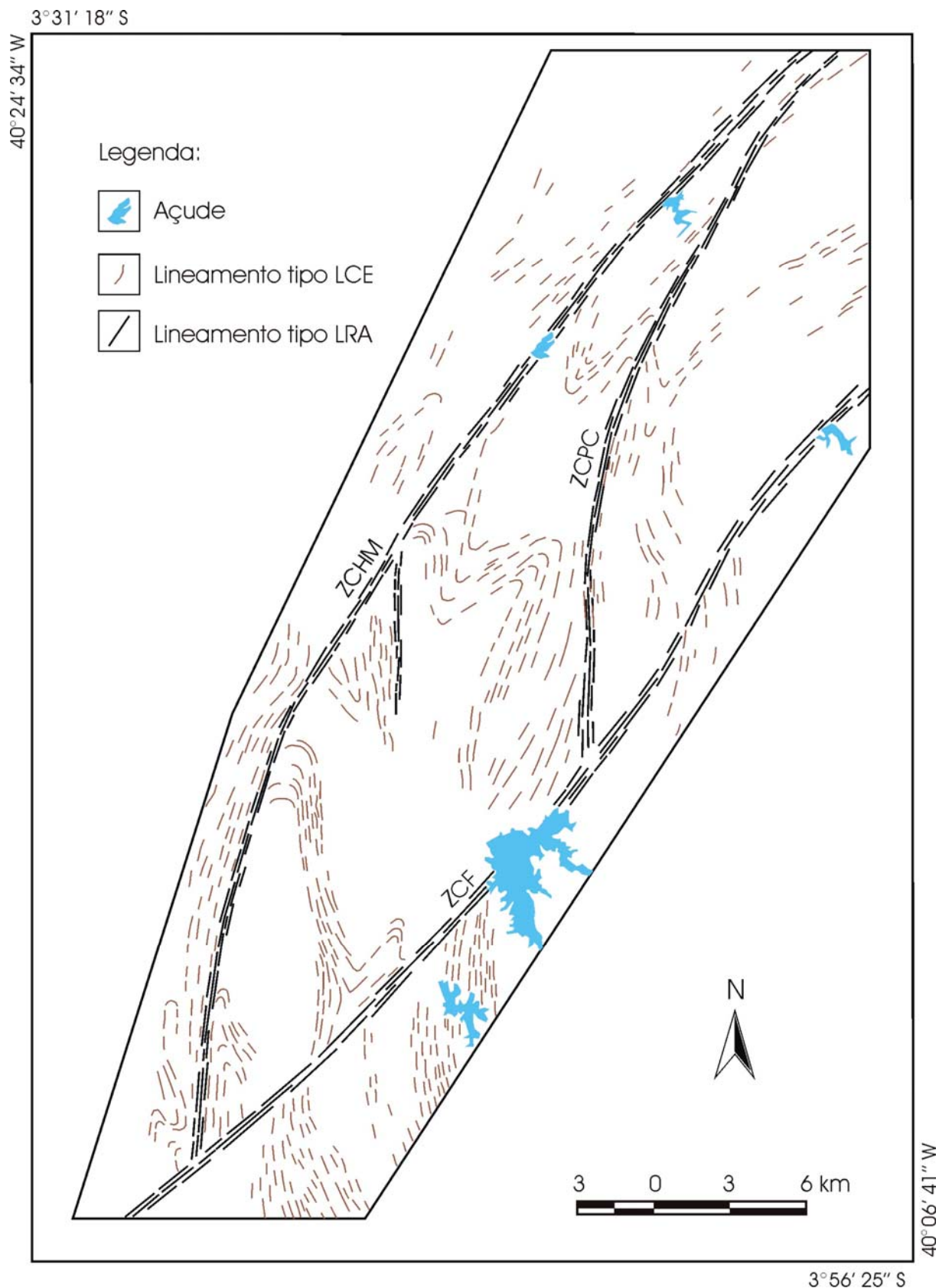


Figura 4.10 – Mapa de lineamentos relacionados a estruturas dúcteis obtidos por meio da análise integrada da composição colorida RGB-531 com as imagens filtradas. LCE - Lineamentos de formas geralmente curvilíneas, espaçados; LRA – Lineamentos retilíneos adensados; ZCHM – Zona de Cisalhamento Humberto Monte; ZCPC – Zona de Cisalhamento Poço Cercado; ZCF – Zona de Cisalhamento Forquilha.

Na parte mais central da área, a Zona de Cisalhamento Poço Cercado (ZCPC) é representada por lineamentos do tipo LRA proporcionalmente um pouco menos extensos e bem mais adensados que os verificados na ZCF. A disposição geométrica dos LRA configuram uma direção geral norte-sul na porção sul da ZCPC que inclina para norte-nordeste em sua seção mais a norte.

Por sua vez, a Zona de Cisalhamento Humberto Monte (ZCHM), situada no oeste da área, é materializada por lineamentos LRA com grau de extensão e de adensamento intermediários dentre àqueles observados nas ZCF e ZCPC. Na sua parte sul, a ZCHM cruza o flanco de uma sinforme regional (F_3) segundo uma direção norte-nordeste. Nas suas seções central e norte, ela sofre uma inflexão para nordeste, paralelizando-se com a ZCF.

As características geomorfológicas destas zonas de cisalhamento serão apresentadas no próximo ítem, com base na visualização da composição colorida RGB-531 sobreposta em um modelo digital de elevação.

4.3 – CONFECÇÃO DE MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO

4.3.1 – Processo de Geração do Modelo Digital de Elevação

A produção de um modelo digital de elevação para a área de estudo foi realizada a partir de dados hipsométricos com resolução espacial de 90m do projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) do *United States Geological Survey* (USGS), disponíveis gratuitamente para *download* (USGS 2003). O *software* escolhido para o processamento desses dados foi o ArcGIS 8.3. O procedimento inicial foi importar a imagem original (Figura 4.11a) em formato TIFF do SRTM referente à área da carta topográfica Sobral, em escala 1:100.000, no módulo ArcMap do ArcGIS 8.3 e converter sua referência de coordenadas geográficas para o *datum* Córrego Alegre, sistema de projeção UTM, zona 24S. Em seguida, foi aplicada uma máscara na imagem original para recortar a mesma conforme os limites da área de estudo (Figura 4.11b) A criação da superfície de referência topográfica foi efetuada neste mesmo módulo por meio da ferramenta *hillshade* e o produto gerado nesta etapa necessitou de uma suavização de textura que foi realizada mediante um procedimento de equalização de histograma (Figura 4.11c).

Diversas possibilidades de visualização são oferecidas pelo *software*, destacando-se os resultados gerados por meio de interpolação bilinear (Figura 4.11d).

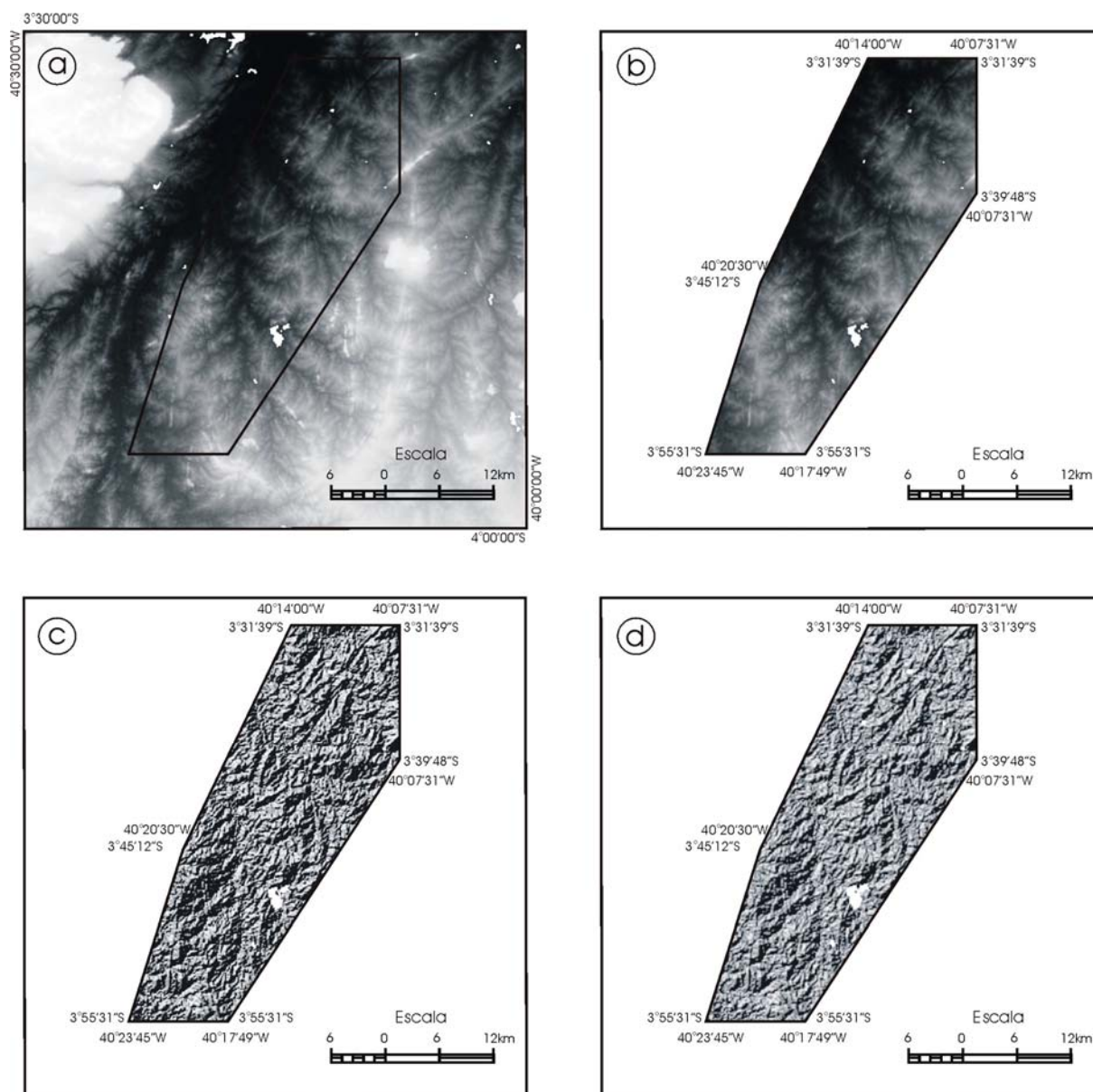


Figura 4.11 - Etapas do processo de confecção do modelo digital de elevação (MDE) da área de estudo: a) obtenção dos dados originais do SRTM referente aos limites da carta topográfica em escala 1:100.000; b) importação dos dados e recorte do polígono da área no ArcGis 8.3; c) visualização em 2D do MDE gerado pela ferramenta hillshade com suavização de textura por meio de equalização de histograma; d) mesmo produto da etapa anterior com aplicação de contraste por interpolação bilinear.

Para sobrepor a imagem Landsat 7 ETM+ em composição colorida RGB-531, bem como os arquivos vetoriais referentes aos lineamentos do tipo LCE e às zonas de cisalhamento (Figs. 4.12, 4.13 e 4.14), foi utilizado o módulo ArcScene do ArcGIS 8.3. O passo inicial consistiu na importação do produto do *hillshade*. Abrindo a janela de propriedades desse arquivo, selecionou-se *height* (altitude) e marcou-se a opção

de obter a altitude a partir de um *layer* de superfície, que no caso foi a imagem original do SRTM. Nesse momento, o resultado do *hillshade* passou a ter a referência de variação de cota, podendo-se testar diferentes valores de exagero vertical. Na etapa seguinte, adicionou-se como novo *layer* a composição colorida RGB e repetiu-se os mesmos passos aplicados no *hillshade*. Por fim, de igual maneira foram incorporados os arquivos vetoriais em formato *shapefile*.

4.3.2 – Resultados Obtidos

A caracterização geomorfológica da área apresenta-se bem representada no modelo digital de elevação quando aplicado um exagero vertical de 15 vezes. A Figura 4.12 apresenta uma vista em perspectiva em que se observa a parte norte em primeiro plano, onde predomina um relevo suave a um pouco ondulado sob o qual ocorrem principalmente metassedimentos da unidade Canindé (Grupo Ceará), mas com presença de metaplutônicas paleoproterozóicas e granitóides neoproterozóicos a cambrianos. Infelizmente, a quase peneplanização do terreno associada às semelhanças no comportamento espectral das litologias presentes dificulta uma correlação direta entre as pequenas variações morfológicas e a determinação dos limites das unidades geológicas. Entretanto, ainda assim é possível perceber na porção central da Figura 4.12, que as direções da Zona de Cisalhamento Humberto Monte e da parte norte da Zona de Cisalhamento Poço Cercado são marcadas pelo alinhamento na direção NE de pequenos altos topográficos. Destacam-se também riachos de segunda e terceira ordem, com presença considerável de depósitos aluvionares, que seguem no sentido NW para desaguar no Rio Acaraú.

A parte central da área é salientada na Figura 4.13, onde nota-se uma morfologia um pouco mais plana que a da porção norte, à exceção de um suave morrote localizado na margem noroeste do Açude Forquilha. Nas cotas mais baixas ocorrem litotipos da unidade Canindé e metagranitóides paleoproterozóicos, enquanto que os setores mais altos são formados por rochas da unidade Independência (Grupo Ceará). Esta região central apresenta uma importante seqüência de antiformes e sinformes regionais (F_3) que ficaram bem demarcadas no modelo digital de elevação, especialmente quando observadas em conjunto com a interpretação dos lineamentos do tipo LCE (em amarelo). De maneira semelhante ao

que foi observado na parte norte, as zonas de cisalhamento Humberto Monte, Poço Cercado e Forquilha são definidas pela orientação preferencial de pequenas elevações que apresentam menos de 1 km de largura. As drenagens de segunda e terceira ordem ocorrem com as mesmas características que foram descritas para a porção norte.

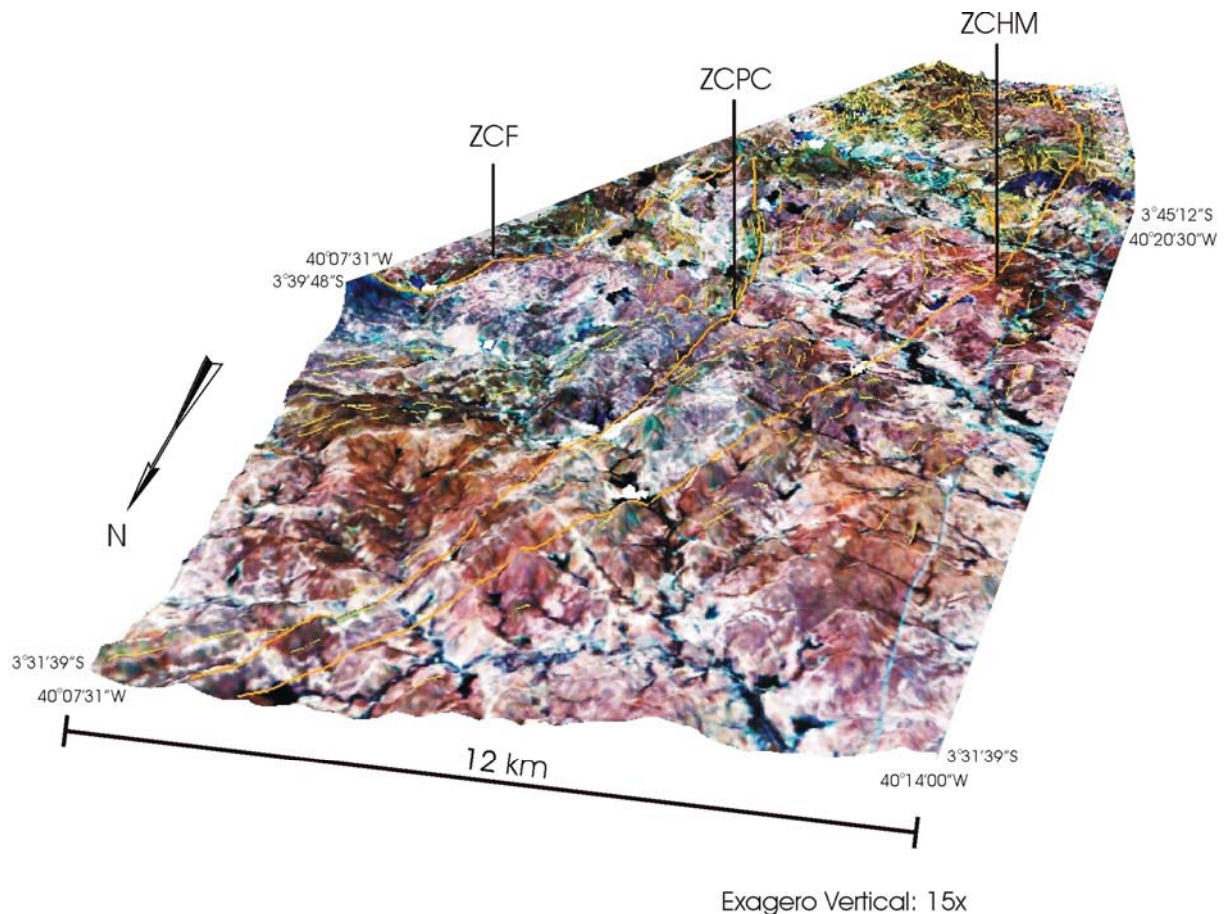
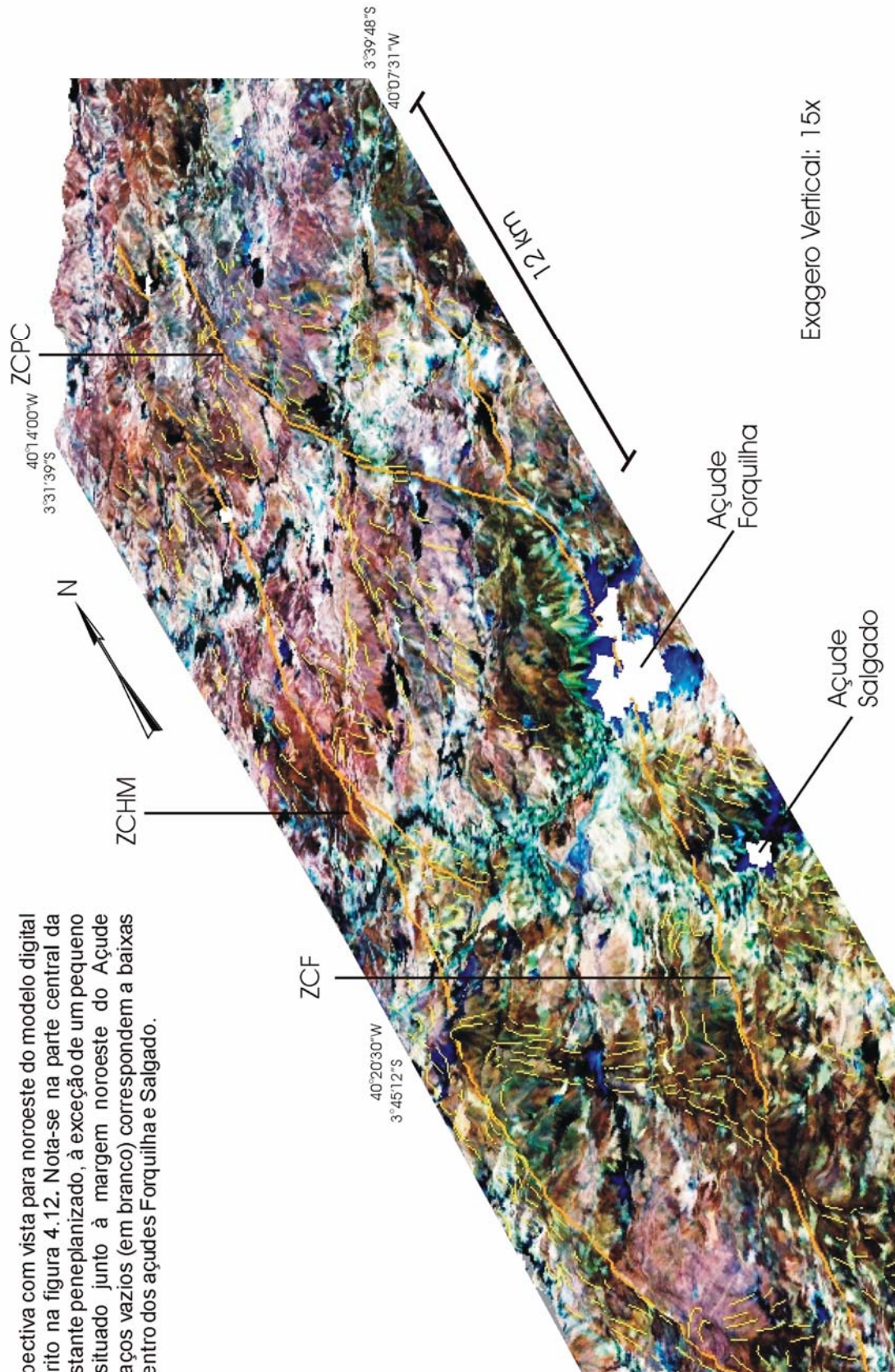


Figura 4.12 - Modelo digital de elevação da área de estudo gerado a partir do processamento de dados SRTM da USGS, com sobreposição da composição colorida RGB 531 do Landsat 7 ETM+ e de dados vetoriais referentes aos lineamentos do tipo LCE (em amarelo) e às principais zonas de cisalhamento (em laranja): ZCF - Zona de Cisalhamento Forquilha; ZCPC - Zona de Cisalhamento Poço Cercado; ZCHM - Zona de Cisalhamento Humberto Monte. Em primeiro plano, observa-se na porção norte da área um relevo suave a levemente ondulado cortado por vales de riachos de segunda e terceira ordem.

O sul da área apresenta uma topografia levemente acidentada na qual predominam os termos constituintes da unidade Independência. A Figura 4.14 demonstra que a feição mais marcante é uma grande sinforme regional F_3 , que é

Figura 4.13 - Perspectiva com vista para noroeste do modelo digital de elevação descrito na figura 4.12. Nota-se na parte central da área um relevo bastante peneplanizado, à exceção de um pequeno alto topográfico situado junto à margem noroeste do Açude Forquilha. Os espaços vazios (em branco) correspondem a baixas cotas de altitude dentro dos açudes Forquilha e Salgado.



limitada a sul pela Zona de Cisalhamento Forquilha. No flanco oeste desta sinforme F_3 , a Zona de Cisalhamento Humberto Monte é muito bem caracterizada por uma morfologia de cristas orientadas segundo a direção norte-sul. O relevo apresenta-se aplainado apenas no extremo sudoeste da área, próximo ao leito do Rio Groaíras onde ocorre um aluvião com dezenas de metros de largura. Afloramentos de granitóides neoproterozóicos a cambrianos foram mapeados nesta porção sudoeste, porém o modelo digital de elevação não contribuiu para uma melhor delimitação dos limites das intrusões.

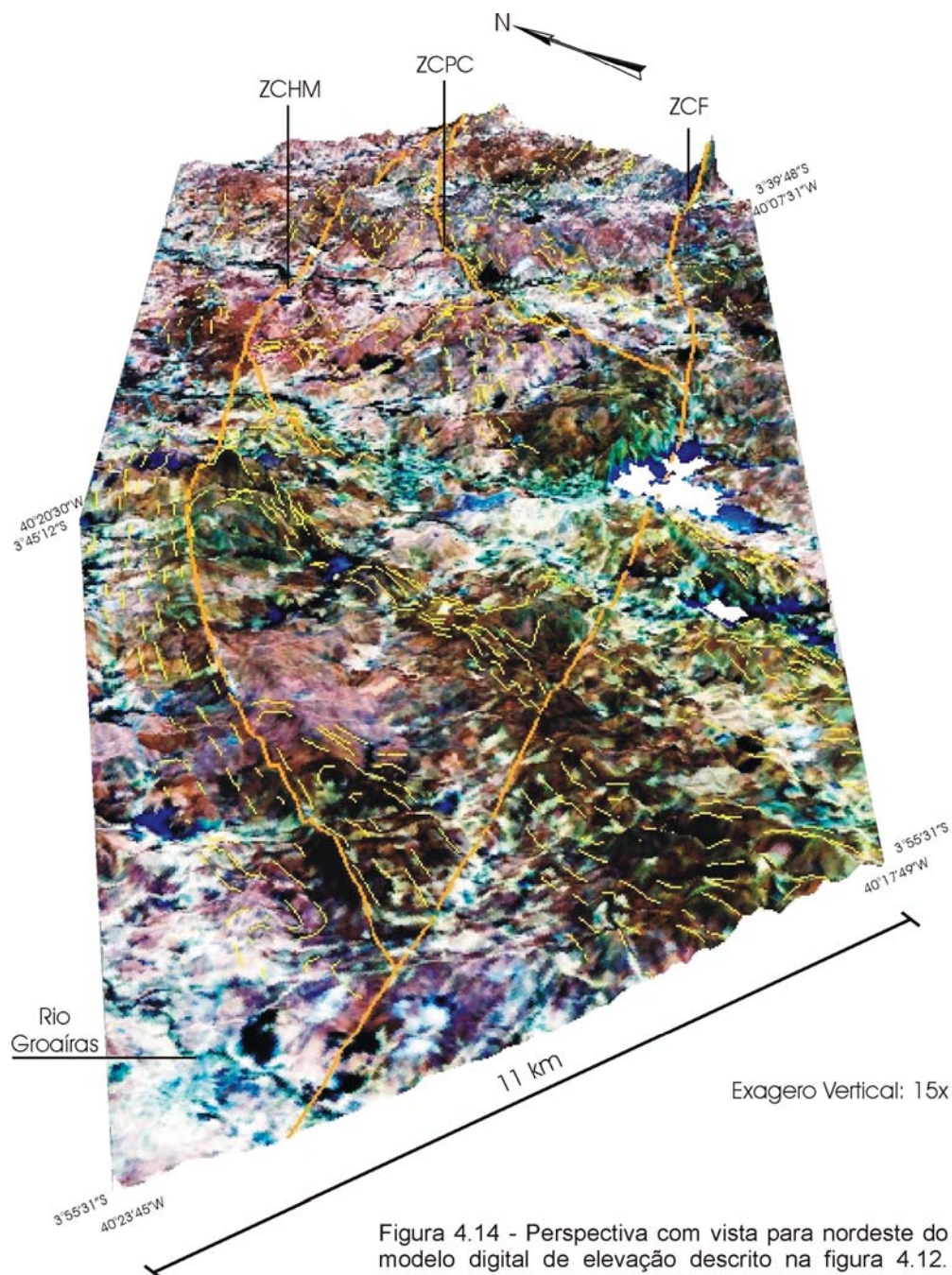


Figura 4.14 - Perspectiva com vista para nordeste do modelo digital de elevação descrito na figura 4.12. Destaca-se em primeiro plano um relevo levemente acidentado sustentado por uma morfologia de crista ao longo da ZCHM junto a uma ampla dobra regional (F_3).

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO

5.1 – INTRODUÇÃO

A análise dos sucessivos eventos deformacionais, com base na descrição e na interpretação das estruturas geológicas observadas nas diversas unidades mapeadas, constitui o principal objetivo deste capítulo. Neste contexto, também serão apresentadas algumas considerações sobre as condições metamórficas atuantes durante cada um dos mesmos.

O tratamento dos dados estruturais obtidos nos levantamentos de campo, posteriormente complementados por estudos em escala microscópica, permitiram a identificação e a caracterização de uma evolução tectono-metamórfica marcada por pelo menos três episódios de deformação dúctil, denominados de D_1 , D_2 e D_3 .

As convenções adotadas para a organização das informações foram as seguintes:

- a) As foliações tectônicas, lineações de estiramento, dobras, eixos de dobras, foliações miloníticas e eventos metamórficos são representados respectivamente pelos termos S_n , L_n^x , F_n , L_n^b , C_n e M_n ;
- b) Em cada um dos símbolos utilizados, a letra n corresponde a um índice ($n=1, 2$ ou 3) de acordo com o evento a que estão relacionados.

Em decorrência de sua grande extensão e com o objetivo de melhorar a visualização dos dados, a área de estudo foi dividida em três domínios estruturais: Domínio Norte, Domínio Central e Domínio Sul (Figura 5.1).

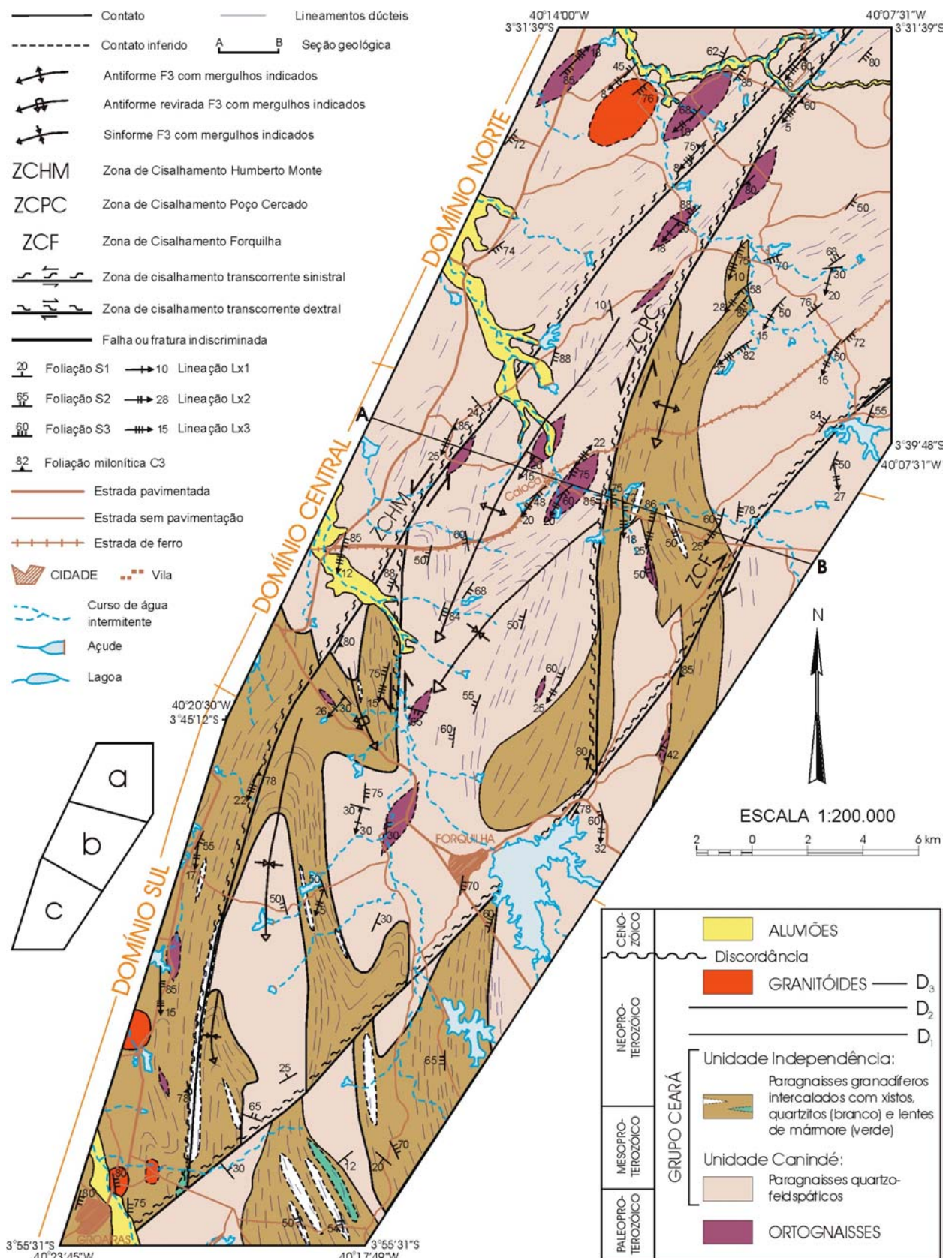


Figura 5.1 - Mapa geológico simplificado da área de estudo, modificado a partir de Costa *et al.* (1973) e CPRM (2003), com a delimitação dos domínios norte, central e sul (a, b, c, respectivamente, no esquema). O perfil AB é mostrado na Figura 5.5.

5.2 – O EVENTO DE DEFORMAÇÃO D_1

O *fabric* mais antigo encontrado na área relaciona-se a um evento denominado D_1 responsável pelo desenvolvimento de uma foliação, designada S_1 , observada em todas as litologias da área, com exceção de algumas rochas plutônicas (interpretadas como neoproterozóicas). Nos ortognaisses do embasamento, essa foliação é melhor caracterizada, sendo representada por um bandamento gnáissico de espessura milimétrica a centimétrica.

A foliação S_1 mostra mergulhos baixos a médios (10° - 45°) para SSW e SSE (Prancha 5.1-a), sendo que a superposição com outros eventos deformacionais posteriores é responsável por algumas medidas mais dispersas, principalmente no domínio sul (Figura 5.2).

A superfície S_1 porta uma lineação de estiramento (L_1^x) de alto *rake* orientada principalmente para SSW (Figura 5.2). Esta lineação L_1^x encontra-se particularmente bem desenvolvida em ortognaisses da parte central da área (Prancha 5.1-b) e em paragnaisses da Unidade Canindé (Prancha 5.1-c, 5.1-d).

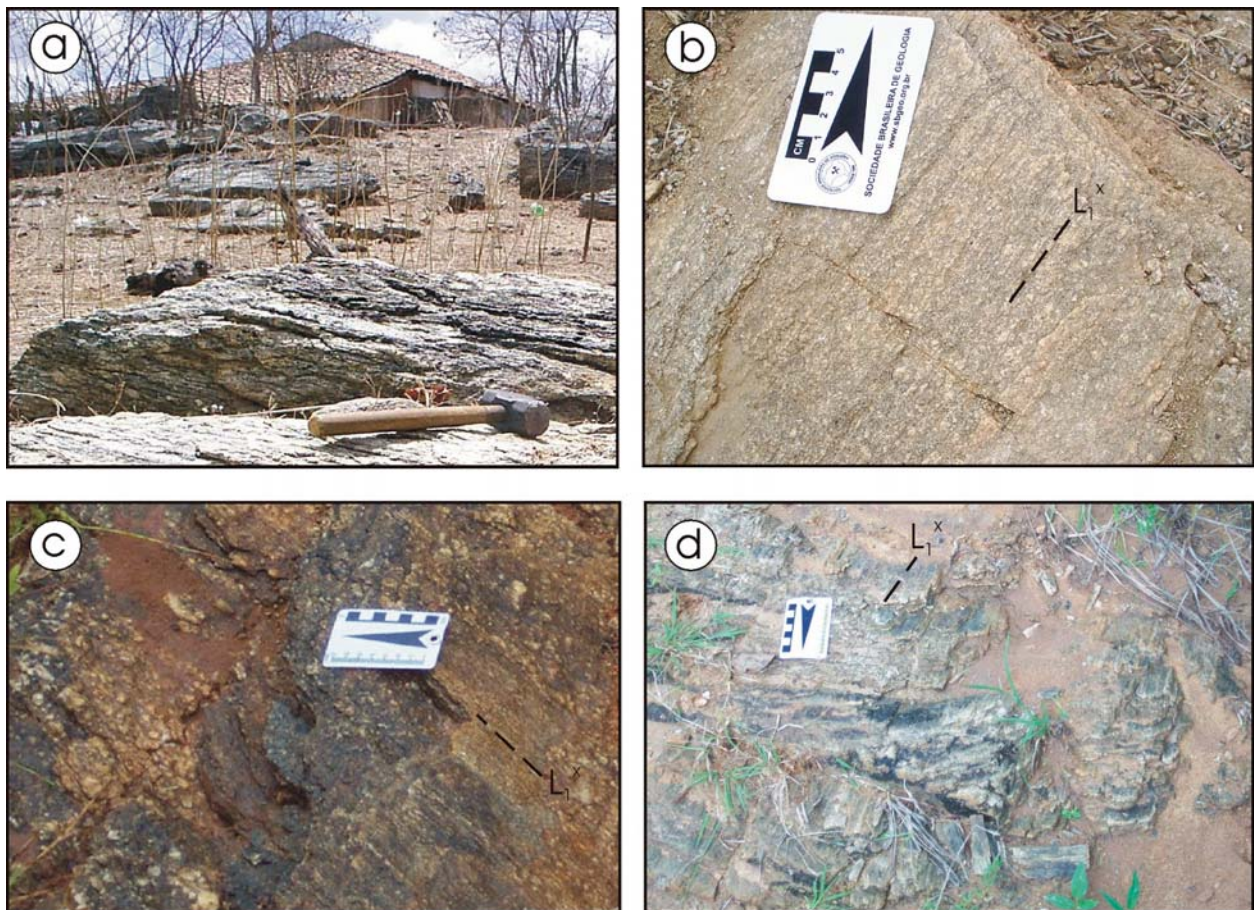
Do ponto de vista cinemático, estruturas do tipo S/C e porfiroclastos σ de K-feldspato, comuns em afloramentos de metaplutônicas paleoproterozóicas do domínio norte, evidenciaram uma movimentação com topo para sul (SSE ou SSW) com caráter normal (Prancha 5.2-a). Na parte centro-oeste da área também foram observados em silimanita-granada-quartzo-muscovita-biotita xistos, pertencentes à Unidade Independência, *shear bands* em escala macroscópica (Prancha 5.2-b) e porfiroblastos de granada com sombras de pressão assimétricas na escala microscópica (Prancha 5.2-c).

As dobras relacionadas com este evento (D_1) foram identificadas apenas em escala de afloramento e possuem proporções centimétricas. Elas apresentam uma geometria apertada a isoclinal e geralmente encontram-se reorientadas pelos eventos posteriores. Na parte sul da área, os paragnaisses da Unidade Independência exibem dobras F_1 com geometria isoclinal recumbente e com eixo subhorizontal ou mergulhando suavemente para sul ou sul-sudeste (Prancha 5.3-a). Entretanto, em paragnaisses da Unidade Canindé da porção centro-oeste, é comum a presença de dobras reliquias F_1 , com forte espessamento apical, nos flancos de dobras regionais F_3 (Prancha 5.3-b). Por sua vez, nos gnaisses bandados da parte centro-leste, o

dobramento F_1 é evidenciado pela presença de dobras intrafoliais sem raiz (Prancha 5.3-c).

A determinação das condições de pressão e temperatura sob as quais se desenvolveu o evento D_1 constitui-se em uma tarefa bastante difícil em decorrência da intensa superposição dos eventos tectono-metamórficos posteriores. De uma maneira geral, considerando-se a assembléia mineral que inclui granada + silimanita + muscovita + biotita + quartzo, observada nos xistos estima-se que a evolução do evento D_1 tenha ocorrido em condições de fácies anfibolito baixo (Yardley 2004).

O evento D_1 pode ser interpretado, portanto, como correspondente à uma tectônica distensional de baixo ângulo, com direção de extensão aproximadamente norte-sul e com a movimentação do topo para sul.



Prancha 5.1 - Fotografias de campo mostrando registros da foliação S_1 e da lineação de estiramento L_1^x : a) Visão geral de augen gnaiss no norte da área (localidade de Serrota, afloramento SB-312) exibindo a foliação S_1 de baixo ângulo para sul; b) Ortogneiss da parte central da área mapeada (afloramento SB-300, próximo à Fazenda Telha) mostrando a foliação S_1 que porta uma lineação (L_1^x) de alto *rake*; c) Paragneiss do nordeste da área (afloramento SB-234) com desenvolvimento da foliação S_1 de ângulo médio para sul. A lineação (L_1^x) de alto *rake* é bem marcada no plano de foliação; d) Desenvolvimento da foliação de baixo ângulo para sul (S_1) e lineação de alto *rake* (L_1^x) em paragneiss a noroeste de Forquilha (afloramento SB-247).

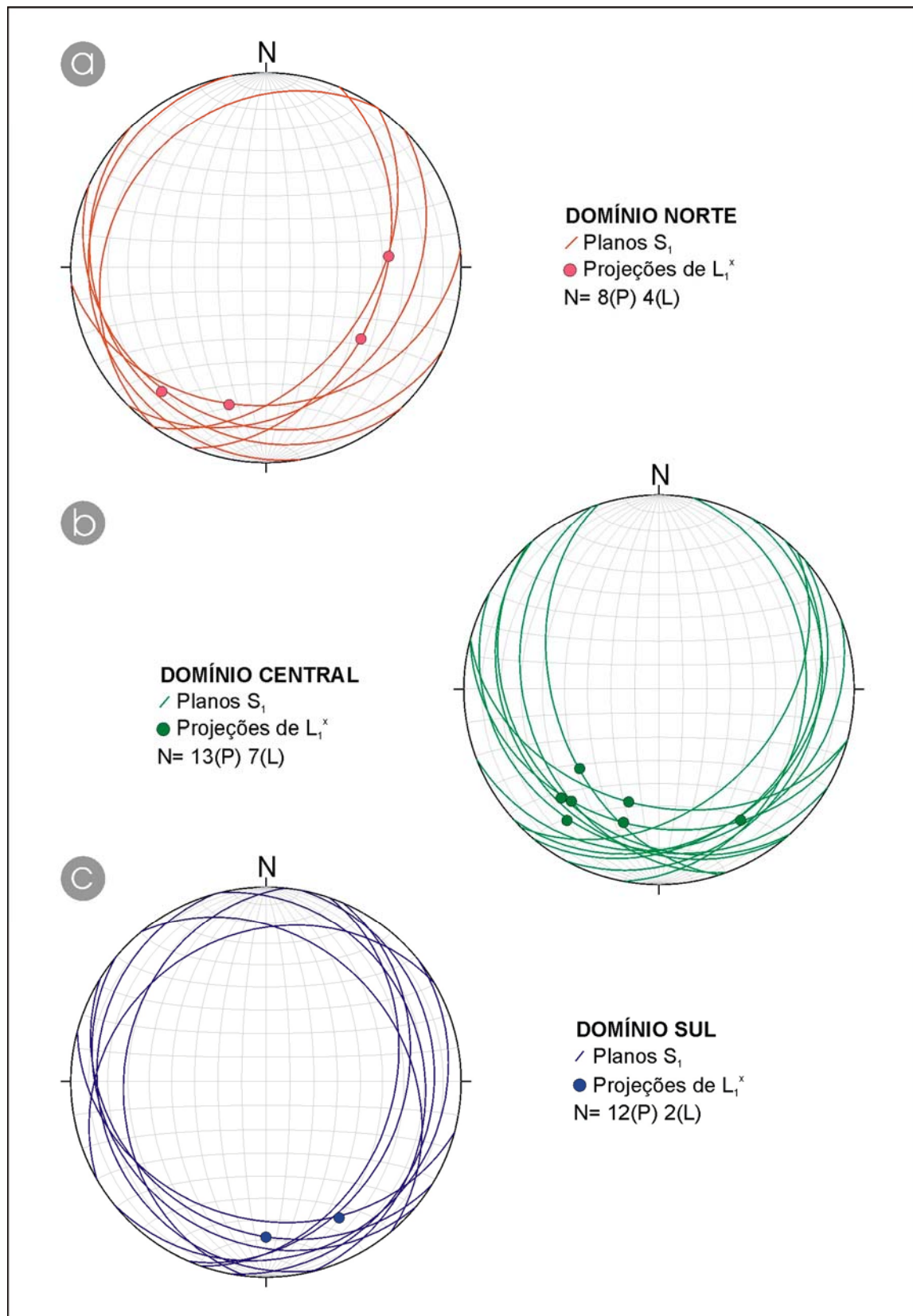
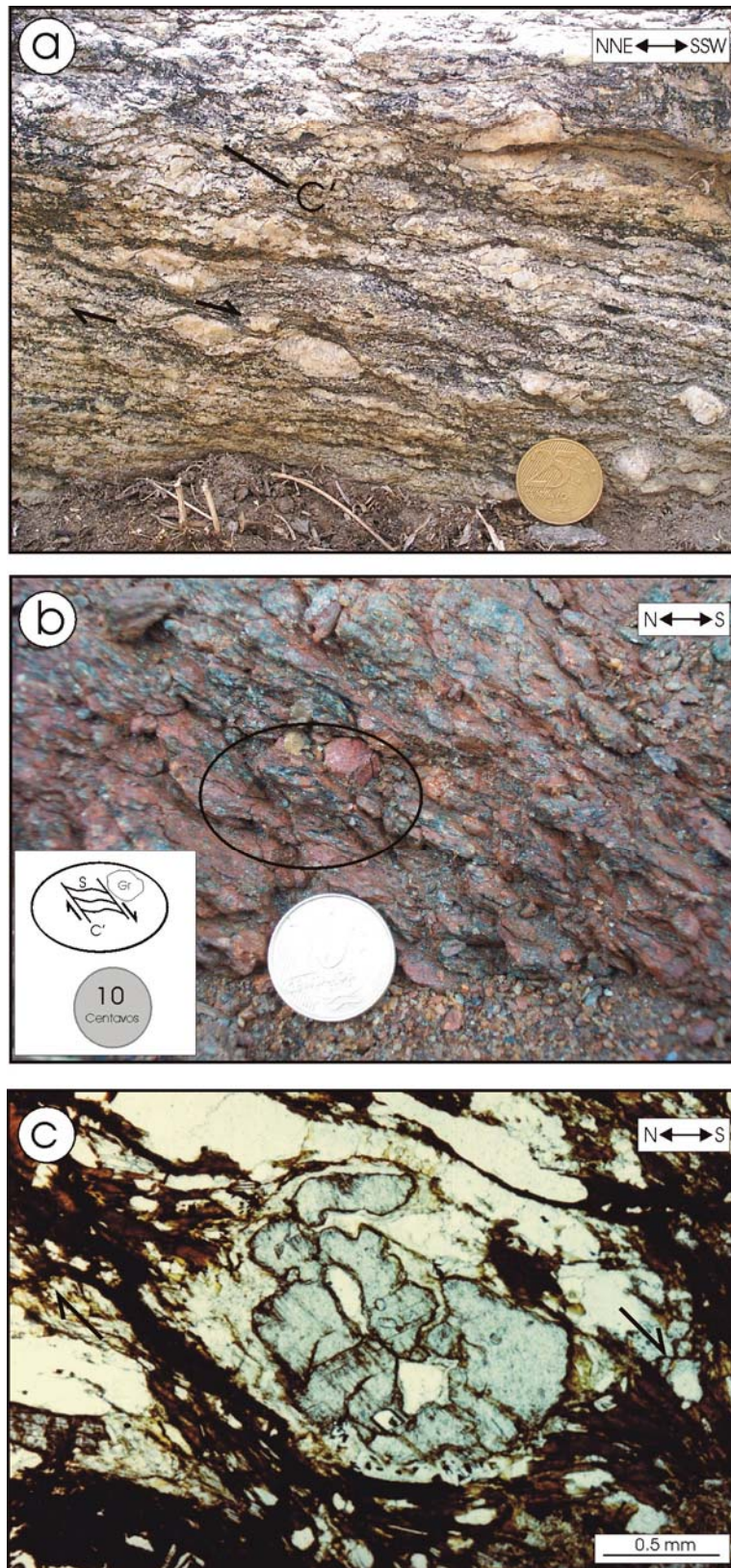
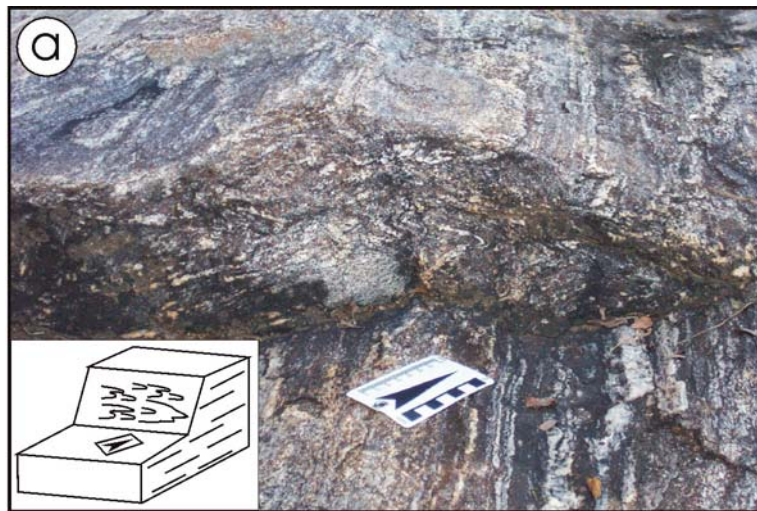


Figura 5.2 - Estereogramas ilustrando a orientação dos elementos referentes ao evento D_1 : (Projeção de igual área, hemisfério inferior). Nos domínios norte e central, S_1 mostra-se com mergulhos baixos a médios para SW, S ou SE, contendo uma L_1^x de alto *rake*. Entretanto, no domínio sul, as atitudes de S_1 apresentam-se com uma maior dispersão. Esta variação reflete a superposição de eventos posteriores.



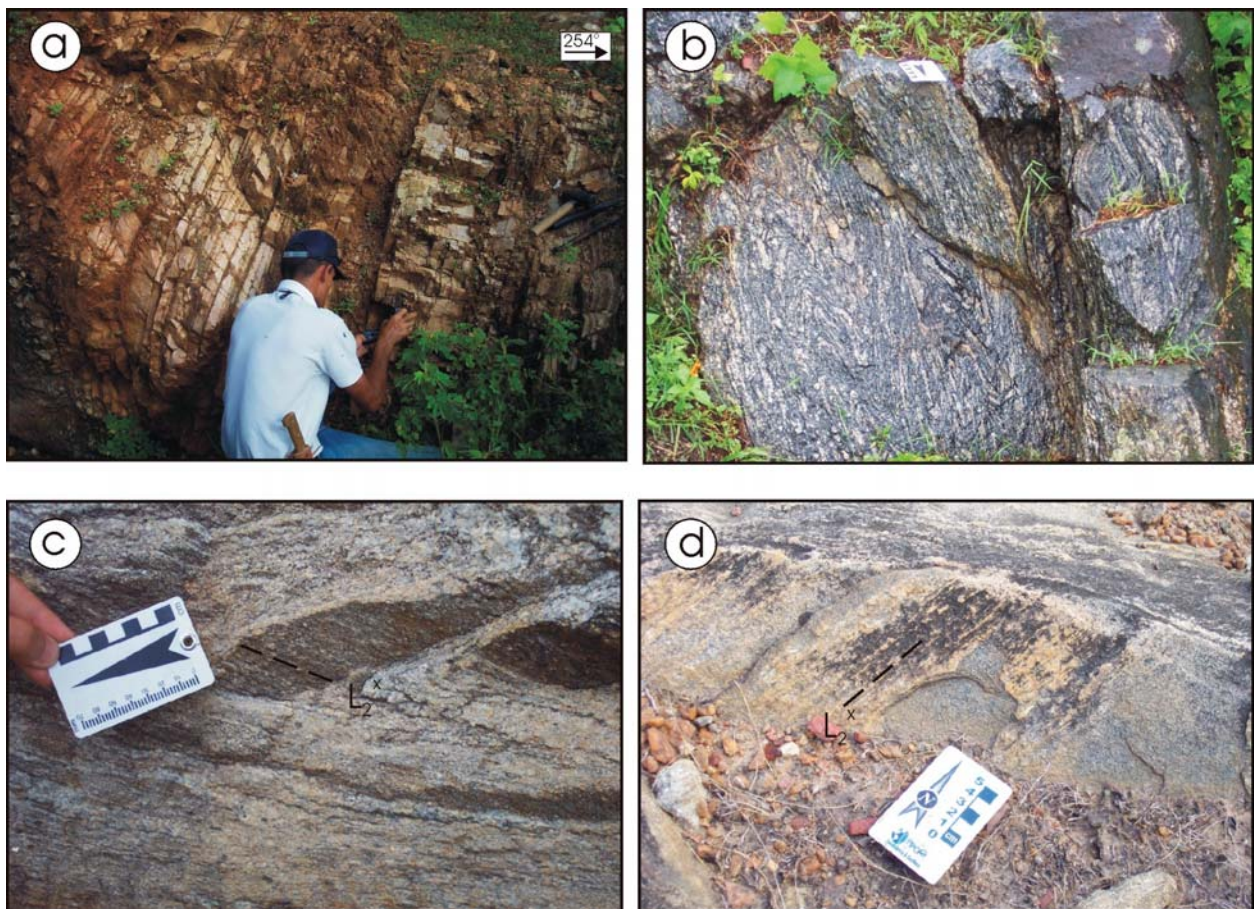
Prancha 5.2 - Critérios cinemáticos relacionados ao evento D₁: a) Augen gnaisse no norte da área (afloramento SB-312) exibindo shear bands e porfiroclastos σ , indicando topo para SSW; b) *Shear bands* em silimanita-granada-quartzo-muscovita-biotita xisto no centro-oeste da área (Fazenda Telha, afloramento SB-164) indicando topo para sul (croqui: Gr- granada); c) Fotomicrografia de porfiroblasto de granada com sombras de pressão assimétricas em silimanita-granada-quartzo-muscovita-biotita xisto, sugerindo topo para SSE. Nicóis paralelos. (Seção delgada SB-164).



Prancha 5.3 - Dobras associadas ao evento D_1 : a) Dobramento isoclinal recumbente F_1 , com eixo sub-horizontal de *trend* SSE, em paragnaiss no sul da área (Fazenda Amazonas, afloramento SB-255); b) Dobra reliquiar F_1 em um flanco de uma dobra regional F_3 no centro-oeste da área (afloramento SB-110); c) Gnaiss bandado do centro-leste da área (localidade de Gangorra, afloramento SB-94) exibindo dobras intrafoliais F_1 .

5.3 – O EVENTO DE DEFORMAÇÃO D₂

O evento deformacional D₂ é marcado por dobramentos que afetam a foliação S₁ e configuram um novo *fabric* nas rochas metaplutônicas paleoproterozóicas e nos metassedimentos do Grupo Ceará. O *fabric* D₂ é caracterizado por uma foliação S₂ bastante penetrativa, de espaçamento decimétrico (Prancha 5.4-a) a centimétrico (Prancha 5.4-b), portando uma lineação L₂^x de *rake* baixo a moderado (Prancha 5.4-c, 5.4-d).



Prancha 5.4 - Fotografias de campo mostrando os elementos estruturais do evento D₂: a) S₂ em seqüência metassedimentar (intercalação de quartzitos em paragneisses) no sul da área (Córrego dos Matos, afloramento SB-253); b) Superfície S₁ dobrada, dando origem à foliação S₂ em biotita ortogneisse situado no centro-oeste da área (Fazenda Telha, afloramento SB-165); c) Paragneisse do nordeste da área (afloramento SB-202) exibindo lineação L₂^x paralela ao eixo de dobra (L₂^b); d) Biotita ortogneisse, na porção central da área (SE de Caioca, afloramento SB-81), exibindo a foliação S₂ que porta uma lineação de estiramento (L₂^x) com mergulho moderado para sul.

No domínio norte da área, S_2 apresenta um *trend* NE-SW e valores de mergulho médio (40° a 65°) para SE ou NW (Figura 5.3-a). No domínio central, a orientação geral NE-SW é conservada, mas com inflexões para NNW e com mergulhos tanto para WSW quanto para ESE (Figura 5.3-b). O domínio sul apresenta, novamente, um comportamento mais irregular quanto à orientação da trama planar, que mostra-se mais dispersa.

A trama linear (L_2^x), marcada por biotita, silimanita e quartzo, apresenta mergulho baixo a médio (8° - 38°), predominantemente para SSW, nos domínios norte e central (Figuras 5.3-a e 5.3-b) com variação para SSE no domínio sul, embora com um número de dados inferior nos demais domínios (Figura 5.3-c).

Os dobramentos relacionados a este evento (D_2) normalmente são reconhecidos em meso-escala. São mais comuns as dobras F_2 fechadas a apertadas com eixos de baixo mergulho para sudoeste ou para sudeste (Prancha 5.5-a).

Alguns registros de dobras F_2 intrafoliais apertadas a isoclinais são observados principalmente em paragneisses da Unidade Canindé, tais como as que ocorrem na localidade de Caioca (Prancha 5.5-b).

A presença de dobras menores F_2 com geometrias variadas (Prancha 5.5-c e 5.5-d) é melhor observada na porção central da área.

As relações entre os eventos D_2 e D_1 são evidenciadas pela superposição das dobras F_2 com àquelas do evento anterior (F_1), gerando padrões de interferência do tipo coaxial (tipo III de Ramsay 1967), como ilustrado na Prancha 5.5-e.

O campo de pressão e temperatura durante o desenvolvimento desse evento (D_2) sugere condições de metamorfismo (M_2) de fácies anfibolito baixo, sob pressão intermediária, com base na paragênese de pico metamórfico dada pela coexistência de biotita + silimanita + quartzo (Yardley 2004), verificada em xistos da Unidade Independência.

Uma análise geral da distribuição geométrica do conjunto de dados estruturais referentes ao evento D_2 ao longo da área de estudo encaminha para uma interpretação de que o mesmo se constituiu em um episódio tectônico de dobramentos sob uma direção de compressão aproximadamente E-W.

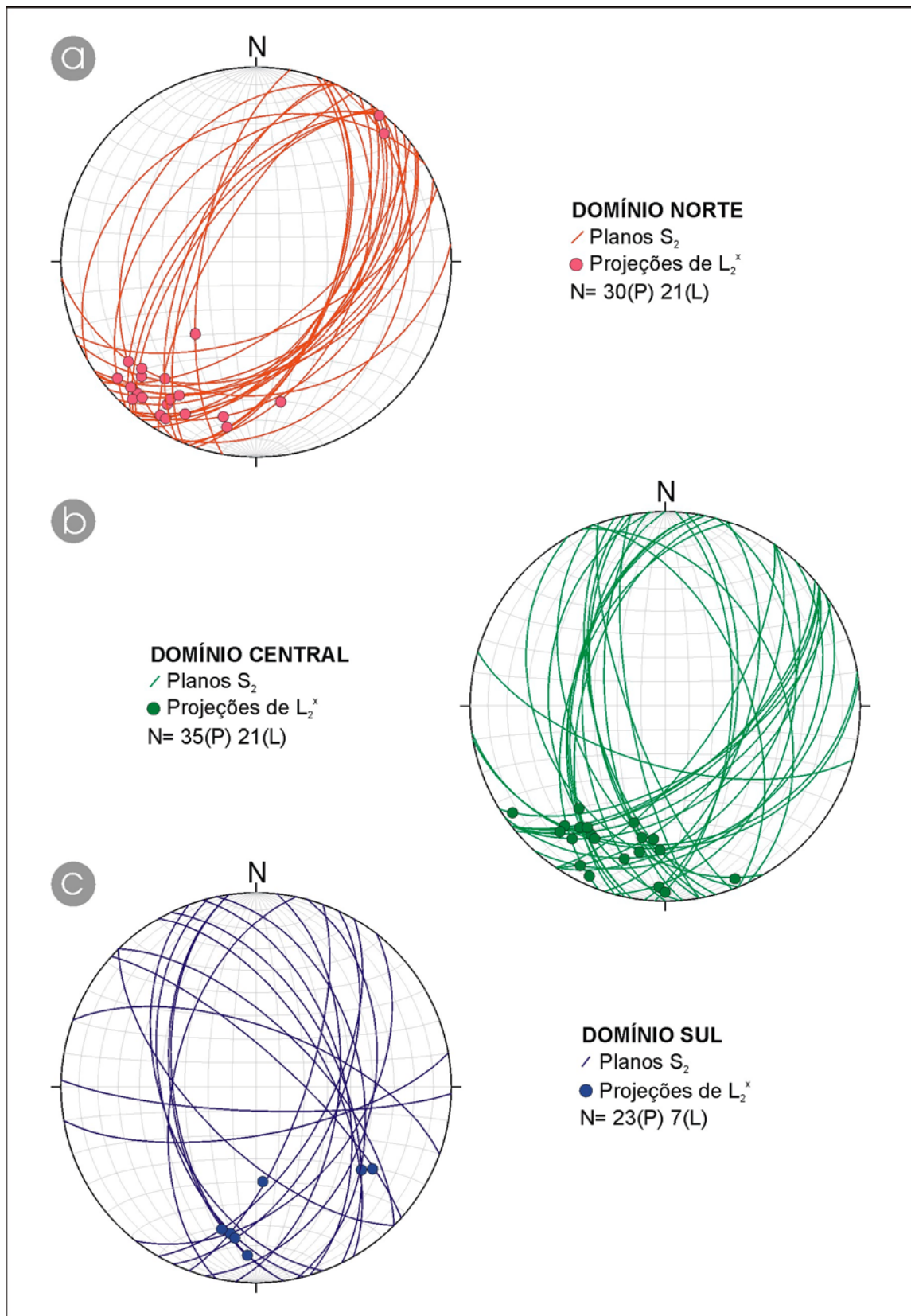
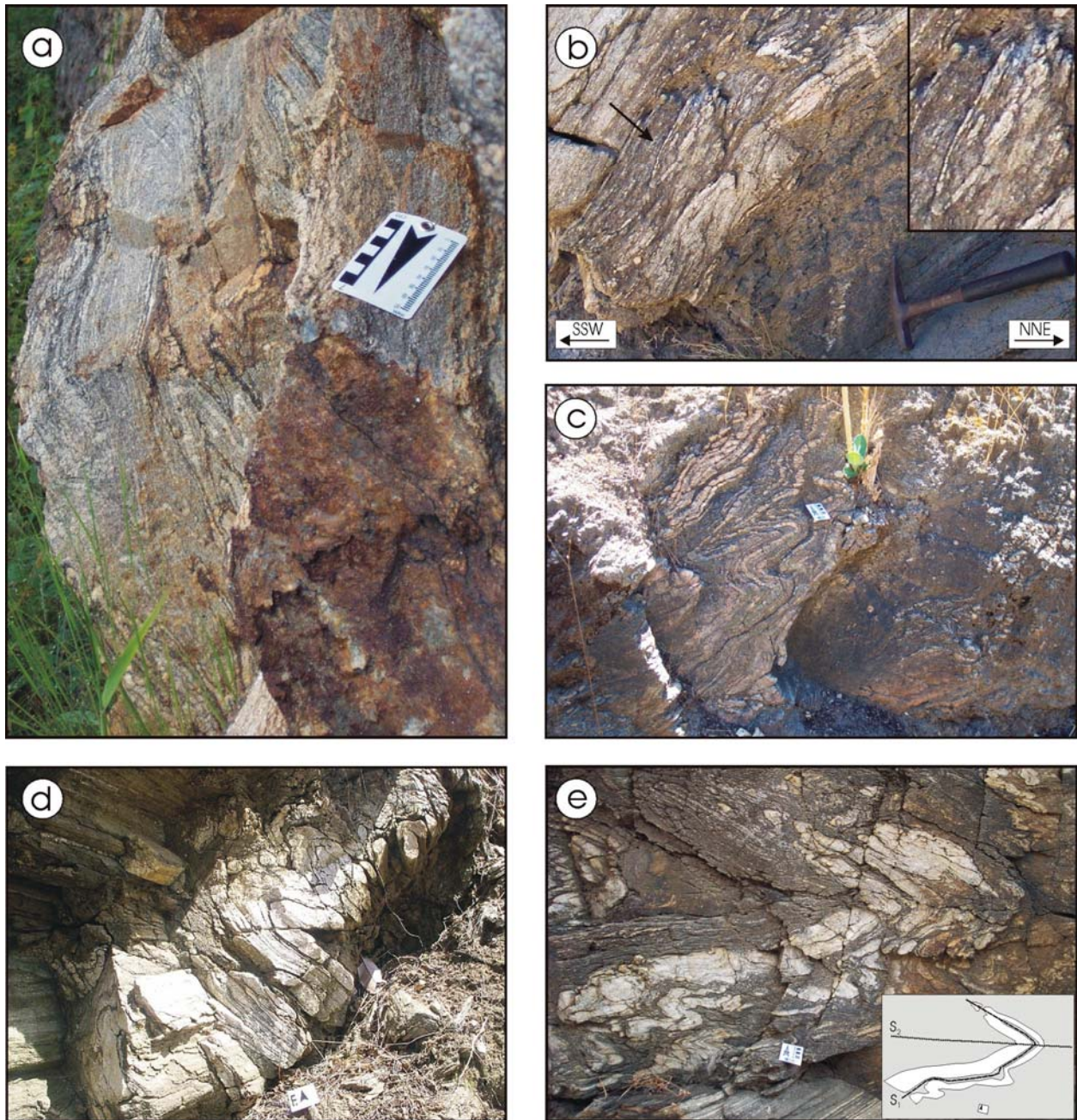


Figura 5.3 - Estereogramas referentes ao evento D_2 : (Projeção de igual área, hemisfério inferior). A foliação S_2 mostra-se com mergulhos médios para SE ou NW, no domínio norte, e para W ou SW no domínio central. No domínio sul, ela apresenta uma maior heterogeneidade na orientação. A lineação L_2^x tem *rake* baixo a médio e mergulho para SSW, nos domínios norte e central, e para SSE no domínio sul.



Prancha 5.5 - Dobramentos associados ao evento D_2 : a) Dobras F_2 fechadas a apertadas, com eixos apresentando mergulho suave para sudeste (paragneisse no leste da área, afloramento SB-257, cerca de 5 km a NW de Forquilha); b) Dobras F_2 intrafoliais apertadas a isoclinais (seta e zoom na janela à direita) com eixos de mergulho baixo para sudoeste (gneisse bandado em Caioca, afloramento SB-65); c) Dobra menor F_2 em gnaisses bandados na parte central da área (afloramento SB-61); d) Dobra F_2 com simetria em "m" em gneisse situado junto ao entroncamento da linha férrea com a rodovia CE-59 (afloramento SB-110); e) Padrão de redobramento coaxial provocado pela superposição de dobras F_1 e F_2 localizado no mesmo afloramento da foto anterior.

5.4 – O EVENTO DE DEFORMAÇÃO D₃

O evento deformacional D₃ é responsável pela macroestruturação da área de estudo, configurando grandes dobras (F₃) de porte regional e desenvolvendo extensas zonas de cisalhamento transcorrentes de *trend* geral NNE a NE. Essas feições são bem caracterizadas nas imagens de satélite Landsat 7 ETM+, conforme descrição apresentada anteriormente no Capítulo 4. A caracterização estrutural detalhada dessas zonas de cisalhamento será apresentada nos sub-itens seguintes.

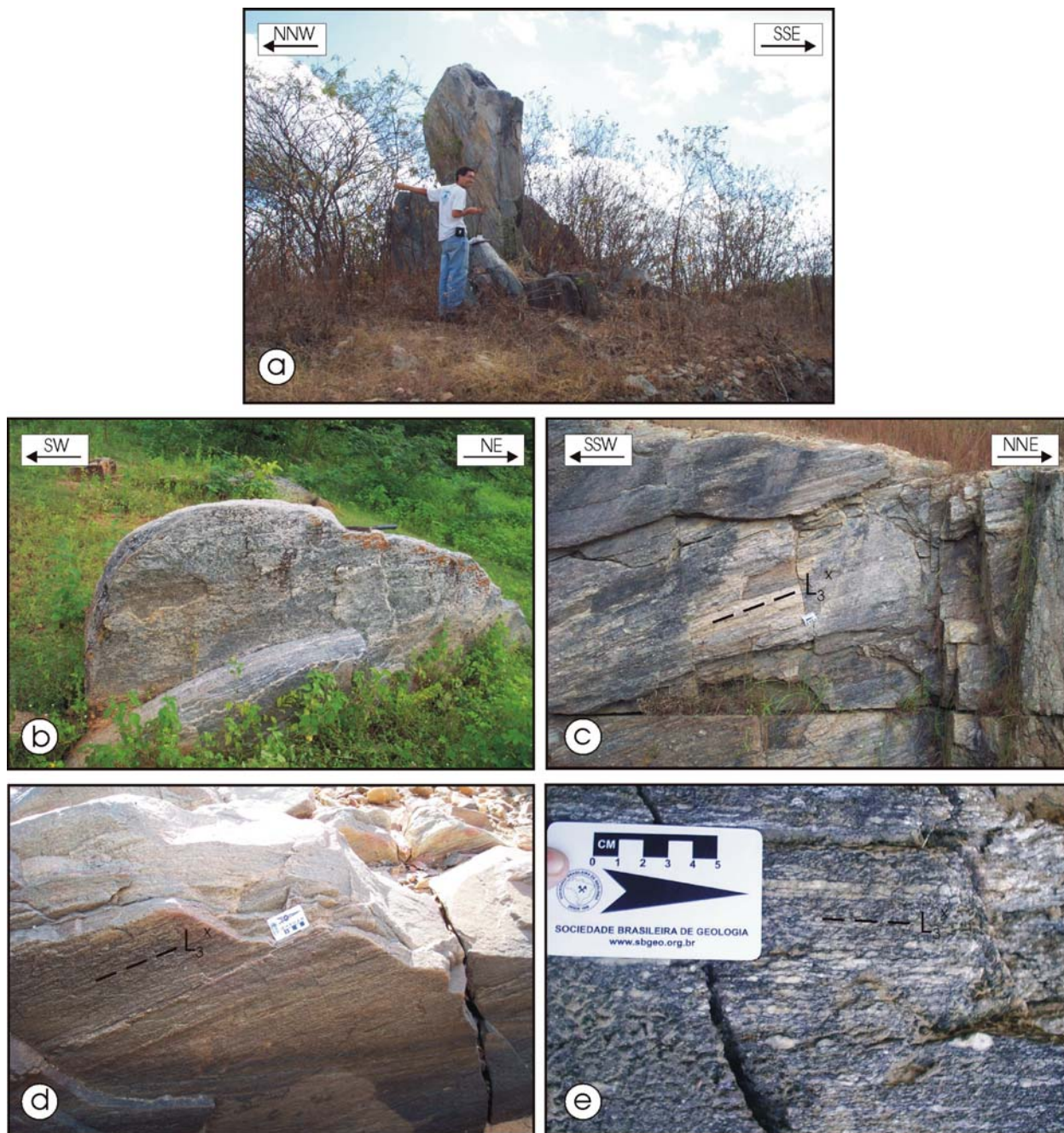
O *fabric* D₃ é materializado por uma foliação (S₃) comumente subvertical (Prancha 5.6-a, 5.6-b), de espaçamento decimétrico a centimétrico, que porta uma lineação de estiramento (L₃^x) de *rake* baixo (Prancha 5.6-c, 5.6-d) ou sub-horizontal (Prancha 5.6-e). Esta lineação é marcada principalmente por K-feldspato e quartzo.

A foliação S₃ possui *trend* geral NE, com altos valores de mergulho (60° a 90°) para SE ou NW nos domínios norte e central (Figuras 5.4-a e 5.4-b), com inflexão para N-S (NNW a NNE) e mergulhos para E ou W no domínio sul (Figura 5.4-c). A superfície S₃ apresenta uma lineação de estiramento (L₃^x) de mergulho baixo a moderado (5°-40°) para NE ou SW nos domínios norte e central (Figuras 5.4-a e 5.4-b) e geralmente para S no domínio sul (Figura 5.4-c).

As mega-dobras F₃ variam desde fechadas a abertas, em geral com eixos NNE a NE e mergulho para S. A Figura 5.5 apresenta uma seção geológica elaborada ao longo do perfil AB (vide localização na Figura 5.1) com um esboço esquemático dessas mega-dobras F₃.

Em escala de afloramento, os dobramentos associados ao evento D₃ ocorrem com geometria diversa. No extremo nordeste da área, é comum a presença de dobras F₃ abertas com eixo L₃^b de mergulho suave para NE (Prancha 5.7-a). Em outros setores, em especial na parte norte, predominam dobras F₃ fechadas a apertadas, com flancos estirados e/ou rompidos por cisalhamento, possuindo eixos L₃^b sub-horizontais (Prancha 5.7-b). Dobras F₃ fechadas com eixos L₃^b de baixo mergulho para SSE encontrados na porção centro-leste são mostrados na Prancha 5.7-c.

A relação geométrica entre as foliações S₁, S₂ e S₃ pode ser visualizada mais claramente em paragnaises da Unidade Independência (no sudeste da área), conforme esboçado no croqui da Figura 5.6.



Prancha 5.6 - Aspectos de campo dos elementos da deformação D_3 : a) Visão geral da foliação S_3 , subvertical, em biotita ortogneisse na porção central da área (próximo à localidade de Caioca, afloramento SB-81); b) Foliação S_3 , subvertical, em paragneisse no sudoeste da área (povoado de Santo Isídio, afloramento SB-219); c, d) Foliação S_3 com mergulho forte para SE contendo a lineação L_3^x , de baixo *rake* para SW, observados na porção nordeste da área (afloramentos SB-202 e SB-93, respectivamente); e) Detalhe da lineação L_3^x sub-horizontal, marcada por quartzo estirado em ortogneisse (rodovia BR-222, cerca de 3 km a noroeste de Forquilha, afloramento SB-99).

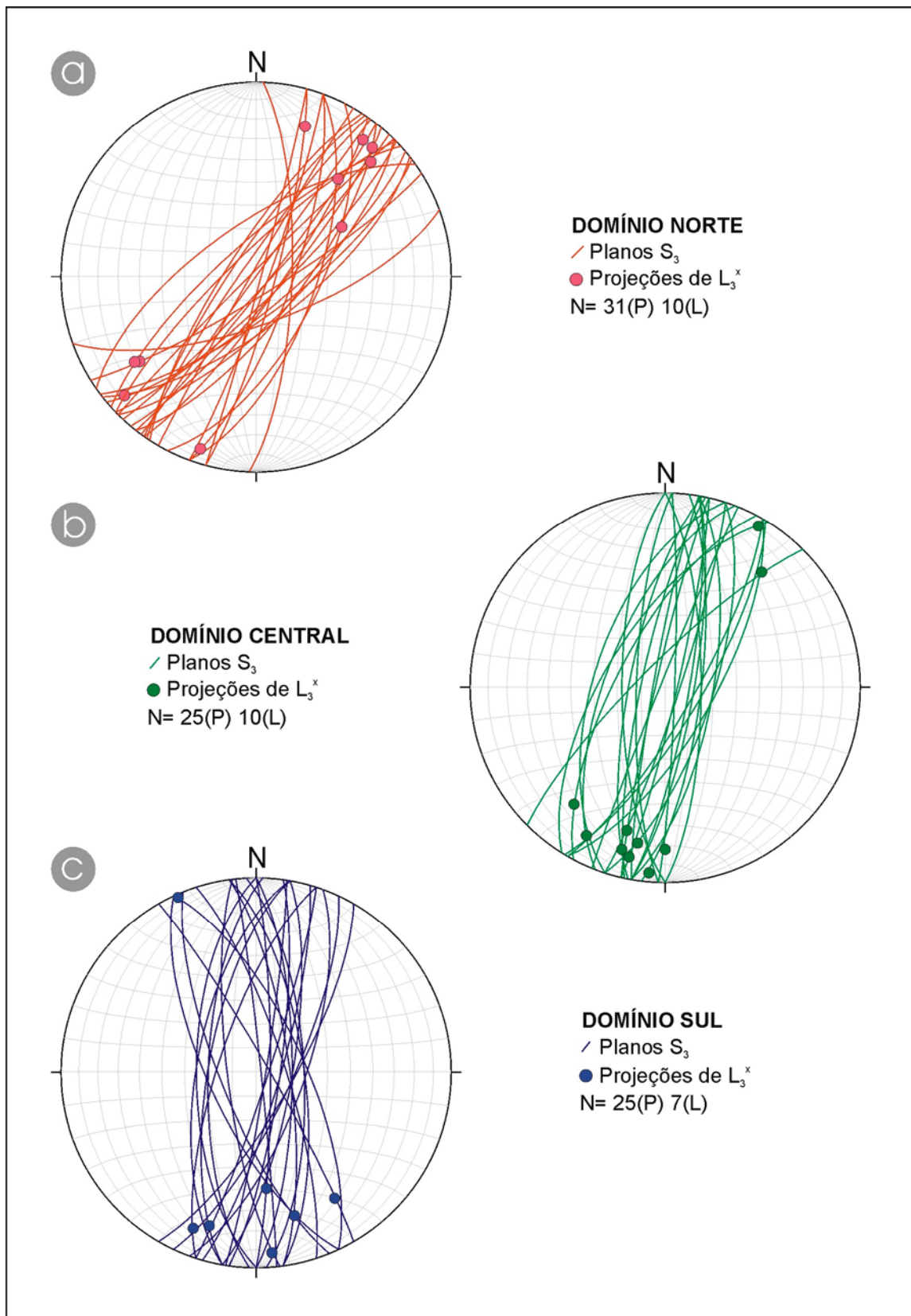


Figura 5.4 - Estereogramas das superfícies S_3 e lineações L_3^x : (Projeção de igual área, hemisfério inferior). A foliação S_3 mostra-se de uma forma geral com altos mergulhos para SE ou NW, no domínio norte, infletindo para E ou W, no sul. A lineação L_3^x ocorre normalmente com baixo *rake*.

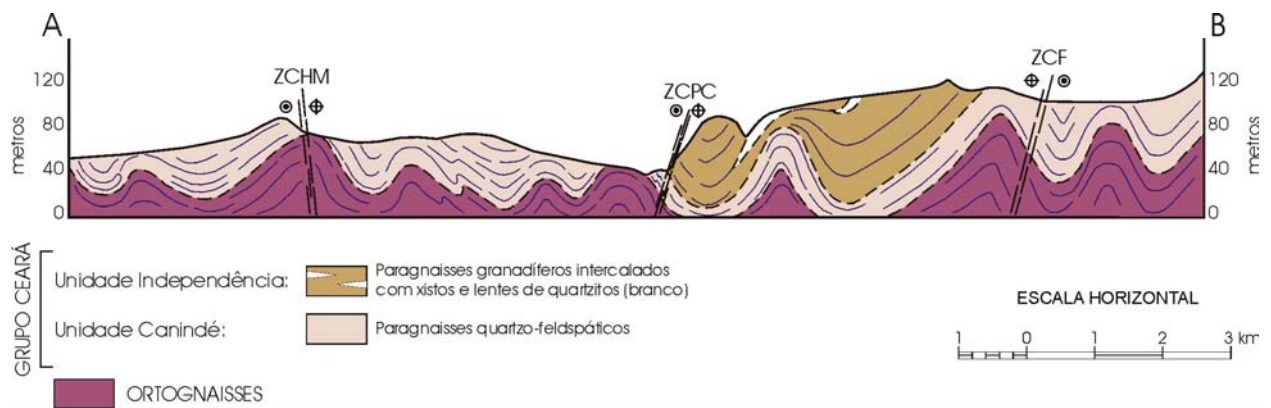
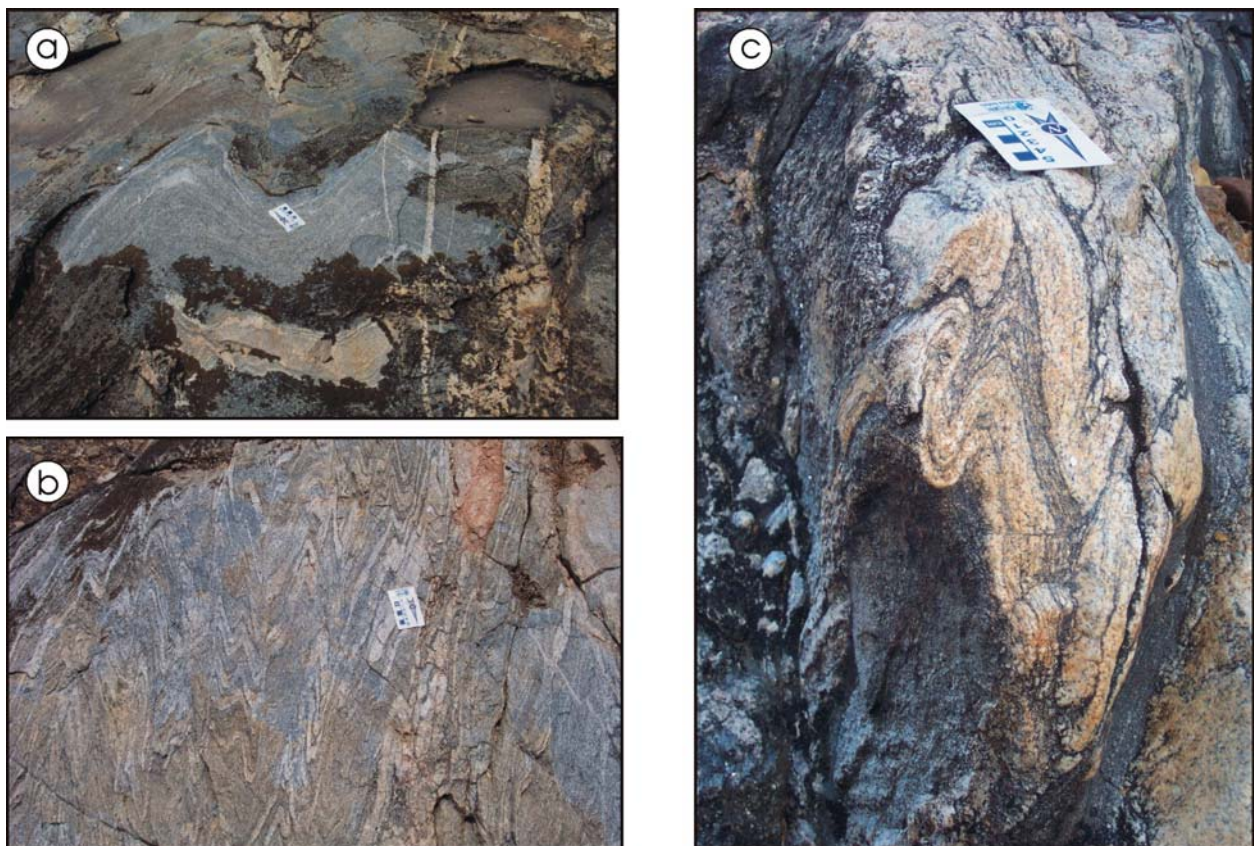


Figura 5.5 – Seção geológica esquemática (vide localização na Figura 5.1) apresentando um esboço em perfil das dobras regionais F_3 .



Prancha 5.7 - Dobramentos relacionados ao evento D_3 : a) Dobra F_3 aberta com eixo L_3^b de mergulho baixo para NE em gnaisse no extremo nordeste da área (afloramento SB-115); b) Dobras F_3 fechadas e apertadas com eixos L_3^b sub-horizontais. Os flancos são estirados e/ou rompidos por cisalhamento. Gnaisses bandados do norte da área (afloramento SB-59); c) Vista em perfil de dobra F_3 fechada com eixo L_3^b de mergulho baixo para SSE (afloramento SB-94).

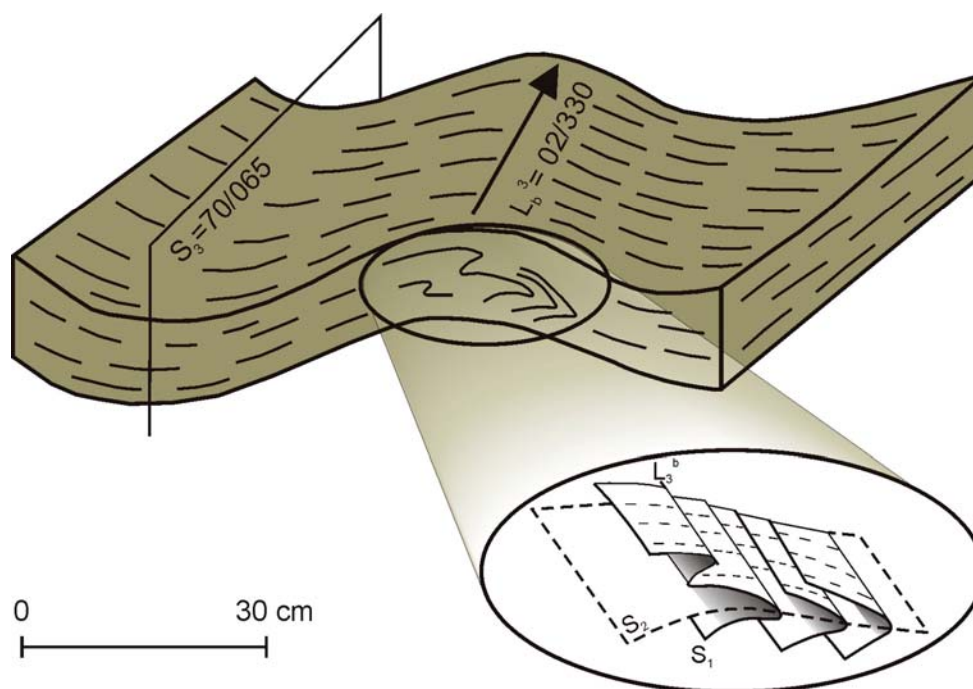
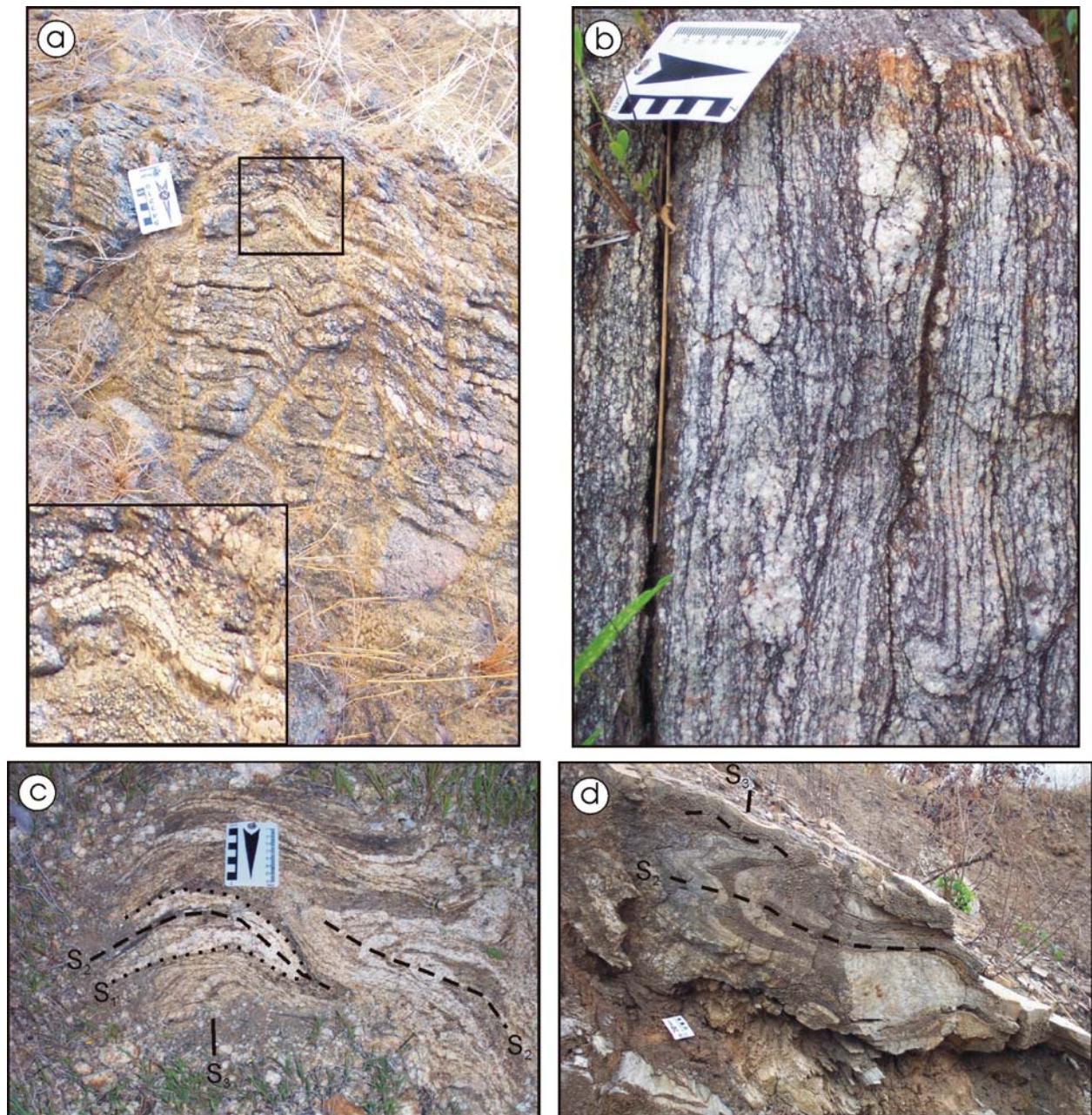


Figura 5.6 - Relações geométricas entre as superfícies S_1 , S_2 e S_3 verificadas em paragnaisse da Unidade Independência (afloramento SB-255) localizado na porção sudeste da área.

A superposição da deformação D_3 às deformações anteriores é expressa na área como um todo, sendo representada por dobramentos do *fabric* conjugado S_1+S_2 (Prancha 5.8-a) ou através de padrões de interferência coaxial entre dobras F_2+F_3 (Prancha 5.8-b e 5.8-c). Em alguns locais da parte centro-leste, a deformação D_3 também é marcada por uma suave crenulação que afeta dobras F_2 (Prancha 5.8-d).

O metamorfismo M_3 é interpretado como de fácies xisto verde alto a anfibolito, com base na paragênese mineral biotita + granada + quartzo (Yardley 2004), observada nos paragnaises e xistos da Unidade Independência.

Os estágios finais do evento D_3 são marcados pelo alojamento de pequenos corpos granitóides, como os que são observados na região de Itamaracá (sudoeste da área). A Figura 5.7 ilustra um perfil norte-sul em corte de estrada, nesta região, onde paragnaises da Unidade Independência, fortemente deformados por D_3 , estão em contato com um granito pouco deformado. Este contraste verificado na intensidade da deformação D_3 em cada uma das litologias citadas demonstra o caráter tardio da intrusão.



Prancha 5.8 - Registros das interações entre os eventos D_3 e D_2 : a) Dobras abertas F_3 afetando a foliação composta (S_1+S_2) de paragnaisses da Unidade Canindé, vistas em planta (afloramento SB-65, localidade de Caioca); b) Padrão de interferência (redobramento coaxial) F_2+F_3 em gnaisses do nordeste da área (afloramento SB-202); c) Padrão em laço desenhado no bandamento S_1 de paragnaisses da Unidade Independência (afloramento SB-264, próximo à Groaíras); d) Dobramento relacionado à deformação D_2 sendo afetado por dobramentos suaves, com planos axiais subverticais, relacionados à deformação D_3 , em paragnaisse da Unidade Canindé (afloramento SB-110, centro-oeste da área).

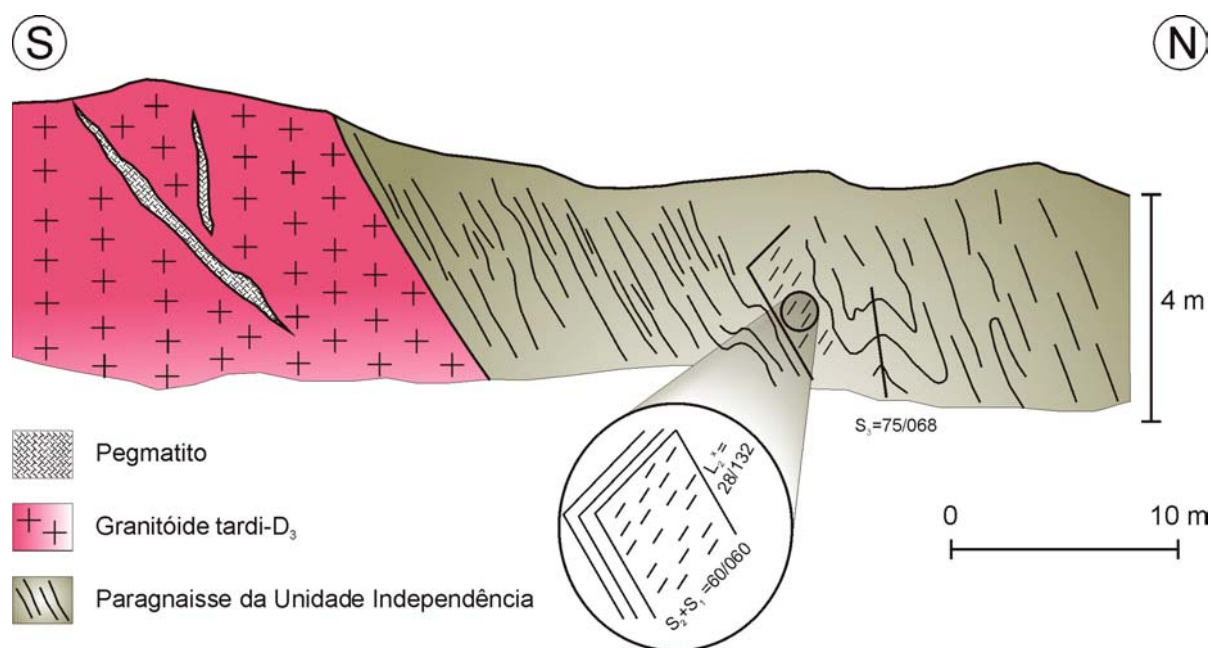


Figura 5.7 - Relação de contato entre um granitóide tardi-D₃ e um paragnaisse da Unidade Independência (Perfil norte-sul na margem oeste da rodovia Sobral-Groaíras, cerca de 2 km a norte da localidade de Itamaracá; afloramento SB-222).

5.4.1 - AS ZONAS DE CISALHAMENTO (D₃) DA REGIÃO DE FORQUILHA

5.4.1.1 – Zona de Cisalhamento Humberto Monte (ZCHM)

A Zona de Cisalhamento Humberto Monte (ZCHM) situa-se na porção oeste da área de estudo. Esta faixa milonítica possui em torno de 45 km de extensão, segundo uma direção geral N40°E, com uma inflexão para N10°E na sua parte sul (Figura 5.8).

A foliação milonítica (C₃) possui um *trend* variando de NNE a NE, com mergulho alto (70° a 85°) para SE ou NW e porta uma lineação de estiramento (L₃^x) de baixo *rake*, marcada geralmente por quartzo estirado, com mergulho principalmente para SSW (Figura 5.8).

Essa zona de cisalhamento afeta indistintamente as metaplutônicas paleoproterozóicas, os biotita paragnaises da Unidade Canindé e quartzitos e mica-xistos da Unidade Independência.

Devido à diversidade de protólitos e aos diferentes graus de intensidade da deformação, o aspecto petrográfico dos milonitos também mostra-se bastante variado. São identificados desde protomilonitos até ultramilonitos, sendo esses últimos de ocorrências mais restritas.

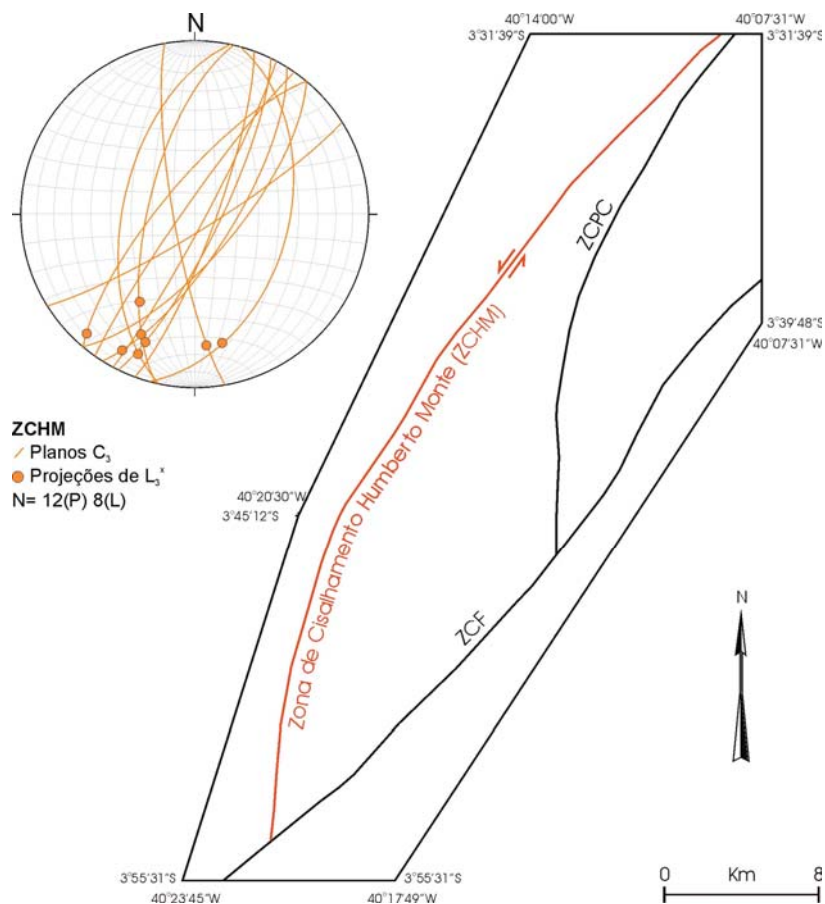
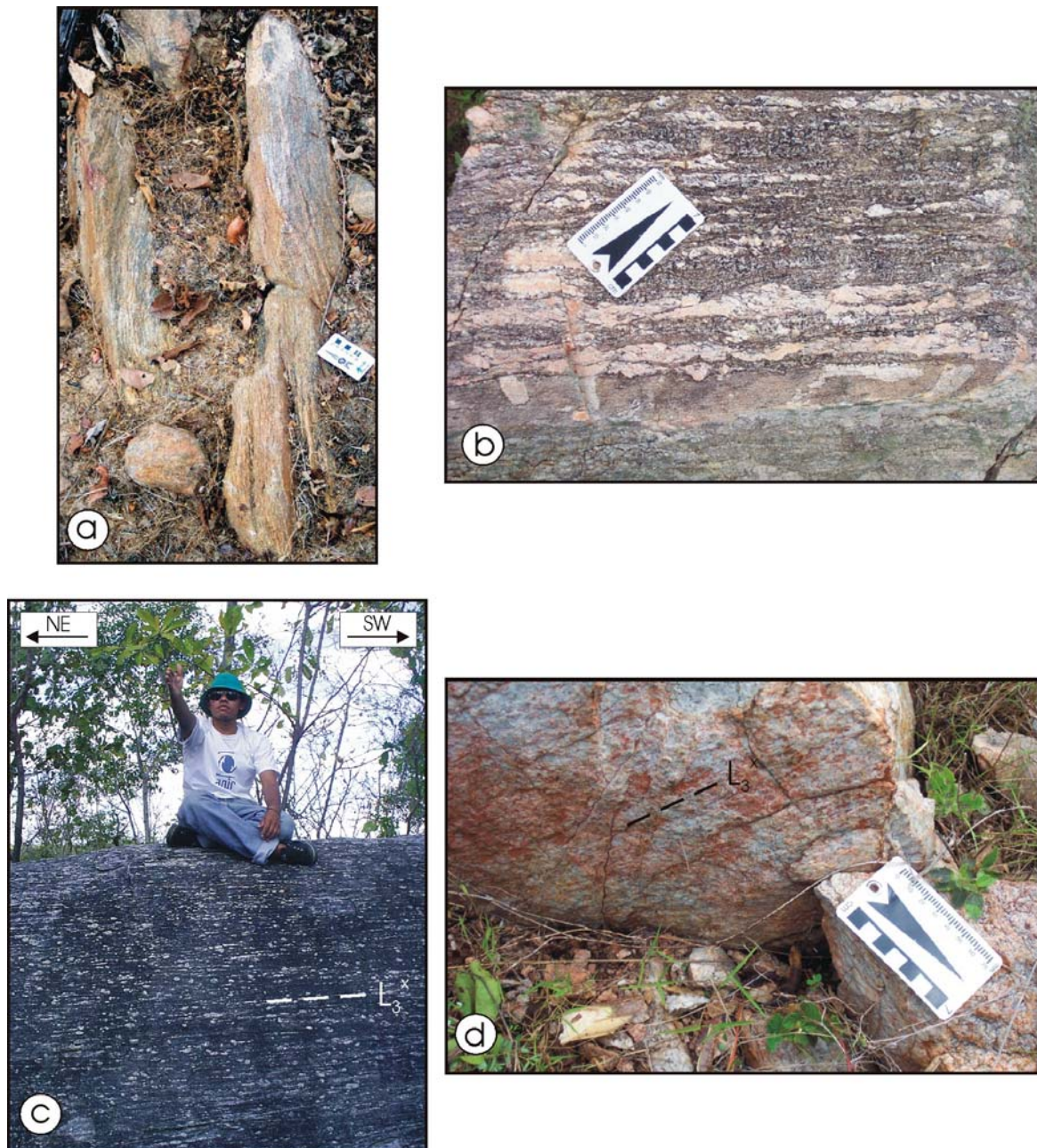


Figura 5.8 - Croqui com a localização e geometria da ZCHM. O estereograma mostra a disposição das superfícies C_3 e lineações L_3^X (Projeção de igual área, hemisfério inferior).

No norte da ZCHM, os gnaisses milonitizados apresentam como foliação milonítica um fino bandamento, de espessura milimétrica a centimétrica (Prancha 5.9-a, 5.9-b) marcado por faixas claras e escuras. A lineação de estiramento (L_3^X) apresenta-se bem marcada, com baixo *rake* para nordeste (Prancha 5.9-c).

Na sua parte central, a ZCHM afeta principalmente os biotita paragneisses da Unidade Canindé e ortogneisses. Os milonitos cujos protólitos são os paragneisses são caracterizados por faixas centimétricas hololeucocráticas intercaladas com faixas escuras ricas em biotita. Quando o protólito é o ortogneisse, os milonitos exibem quartzo estirado e porfiroclastos de K-feldspato e plagioclásio imersos em matriz muito fina, de cor cinza-escura rica em biotita e hornblenda. Quartzo e feldspatos estirados definem a lineação de estiramento L_3^X . Em alguns segmentos, a foliação milonítica C_3 exibe-se com geometria anastomosada. Localmente, próximo à região de Salgado dos Machados, na porção centro-sul da ZCHM, foram identificados quartzo-muscovita-biotita xistos miloníticos, com notável presença de *ribbons* de quartzo.

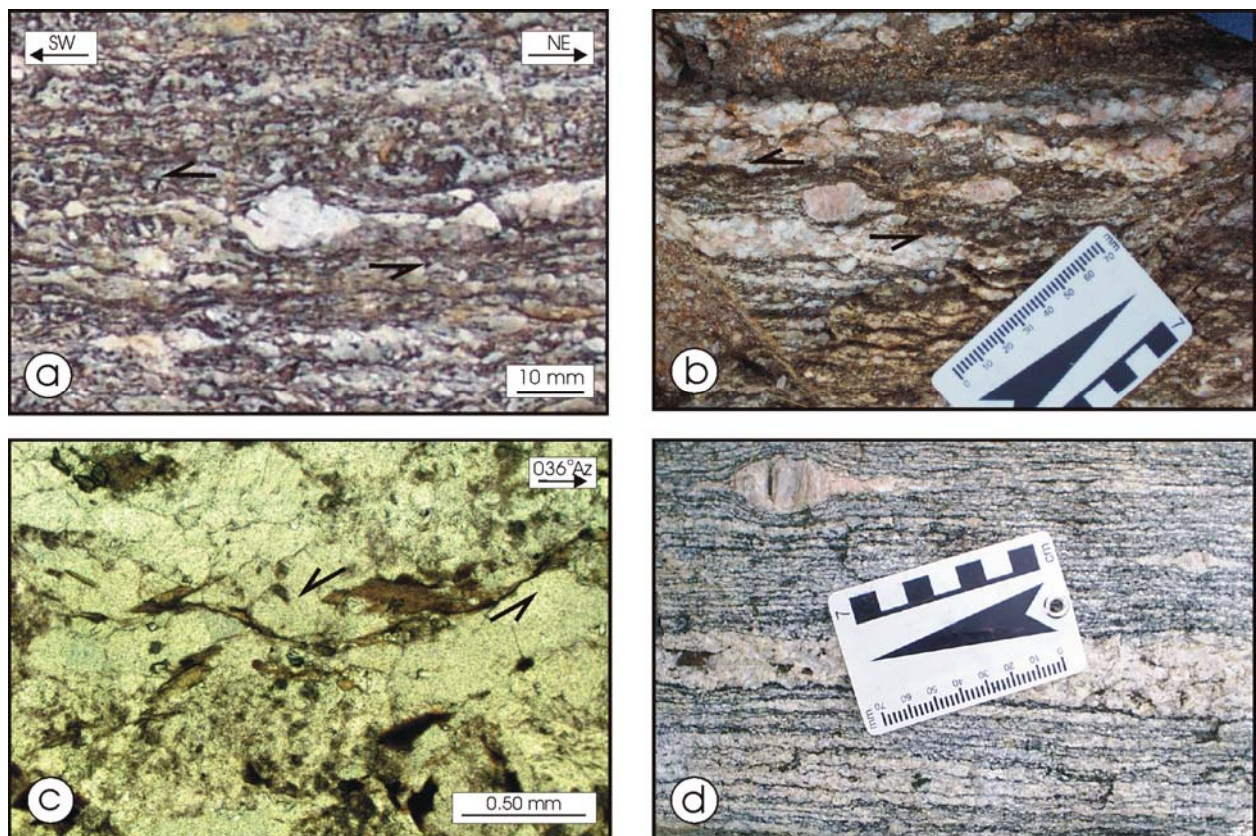
A extremidade sul da ZCHM é marcada por uma crista de rochas quartzíticas com cerca de 8 km de comprimento e aproximadamente 1 km de largura. Nesses quartzitos, a milonitização é responsável por um bandamento subvertical, de espessura centimétrica, com o estiramento dos grãos de quartzo (*ribbon*) sendo responsável pela uma lineação L_3^x de baixo *rake* para SSE (Prancha 5.9-d).



Prancha 5.9 - Aspectos de campo dos milonitos da ZCHM: a) Milonitos apresentando foliação (C_3) subvertical, cujos protólitos são os gnaisses milonitizados da extremidade norte da ZCHM (afloramento SB-116); b) Aspecto geral da foliação milonítica C_3 (seção XZ) em ortogneisse (povoado de Pau Caído, no norte da área, afloramento SB-232); c) Lineação de estiramento L_3^x de baixo *rake* para NE, observada em augen gnaisse (localidade de Serrota, afloramento SB-269); d) Quartzito exibindo foliação milonítica C_3 subvertical e portando uma lineação de estiramento L_3^x de baixo *rake* (afloramento SB-161, extremo sul da ZCHM, cerca de 2 km a leste de Itamaracá).

O caráter subvertical de C_3 e o baixo *rake* de L_3^x , associado com indicadores cinemáticos macroscópicos tais como porfiroclastos do tipo σ de K-feldspato (Prancha 5.10-a, 5.10-b) e estruturas S/C ou *shear bands* indicam uma movimentação transcorrente sinistral para a ZCHM. Ao microscópio, estruturas S/C e feições do tipo *mica-fish* em cristais de biotita (Prancha 5.10-c) confirmam essa cinemática.

Nos locais onde a orientação da ZCHM tende a um alto ângulo com os tensores compressivos, o caráter sinistral é menos evidente, ressaltando-se um *fabric* de achatamento (Prancha 5.10-d). Este fato resulta da predominância da componente de cisalhamento puro sobre a componente de cisalhamento simples, tendo como consequência, o desenvolvimento de porfiroclastos simétricos.



Prancha 5.10 - Exemplos de critérios cinemáticos ao longo da ZCHM. As fotografias a, b, c ilustram a movimentação transcorrente sinistral: a, b) Porfiroclastos σ de K-feldspato observados em ortogneisses milonitizados na porção norte da área (povoado de Pau Caído, afloramentos SB-231 e SB-232, respectivamente); c) Fotomicrografia de *mica-fish* (biotita) no mesmo ortogneisse da foto anterior. Nicóis paralelos. (Seção delgada SB-232); d) *Fabric* de achatamento em local da ZCHM onde a componente de cisalhamento puro é maior que a de cisalhamento simples (afloramento SB-219).

5.4.1.2 – Zona de Cisalhamento Poço Cercado (ZCPC)

A Zona de Cisalhamento Poço Cercado (ZCPC), uma estrutura de cerca de 30 km de extensão, ocorre nos domínios norte e central da área e junta-se, neste último, à Zona de Cisalhamento Forquilha (ver adiante). Da mesma forma que a ZCHM, a ZCPC apresenta um *trend* geral tendendo a N-S na sua parte sul e infletindo para N30°E na porção norte (Figura 5.9).

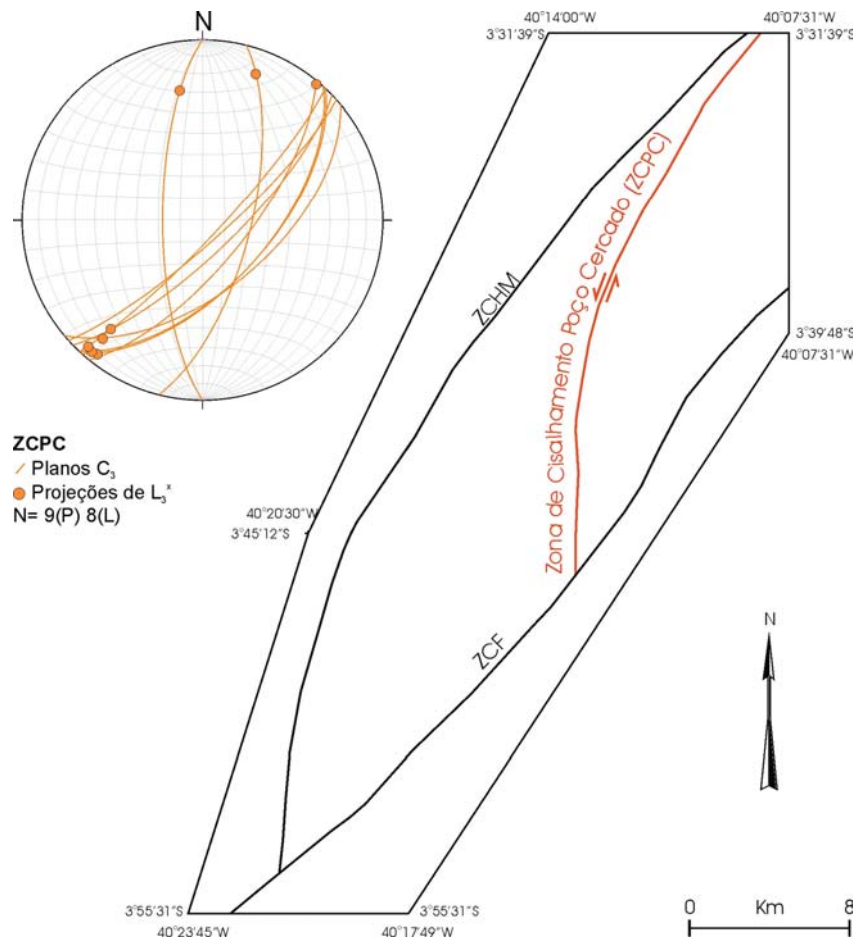
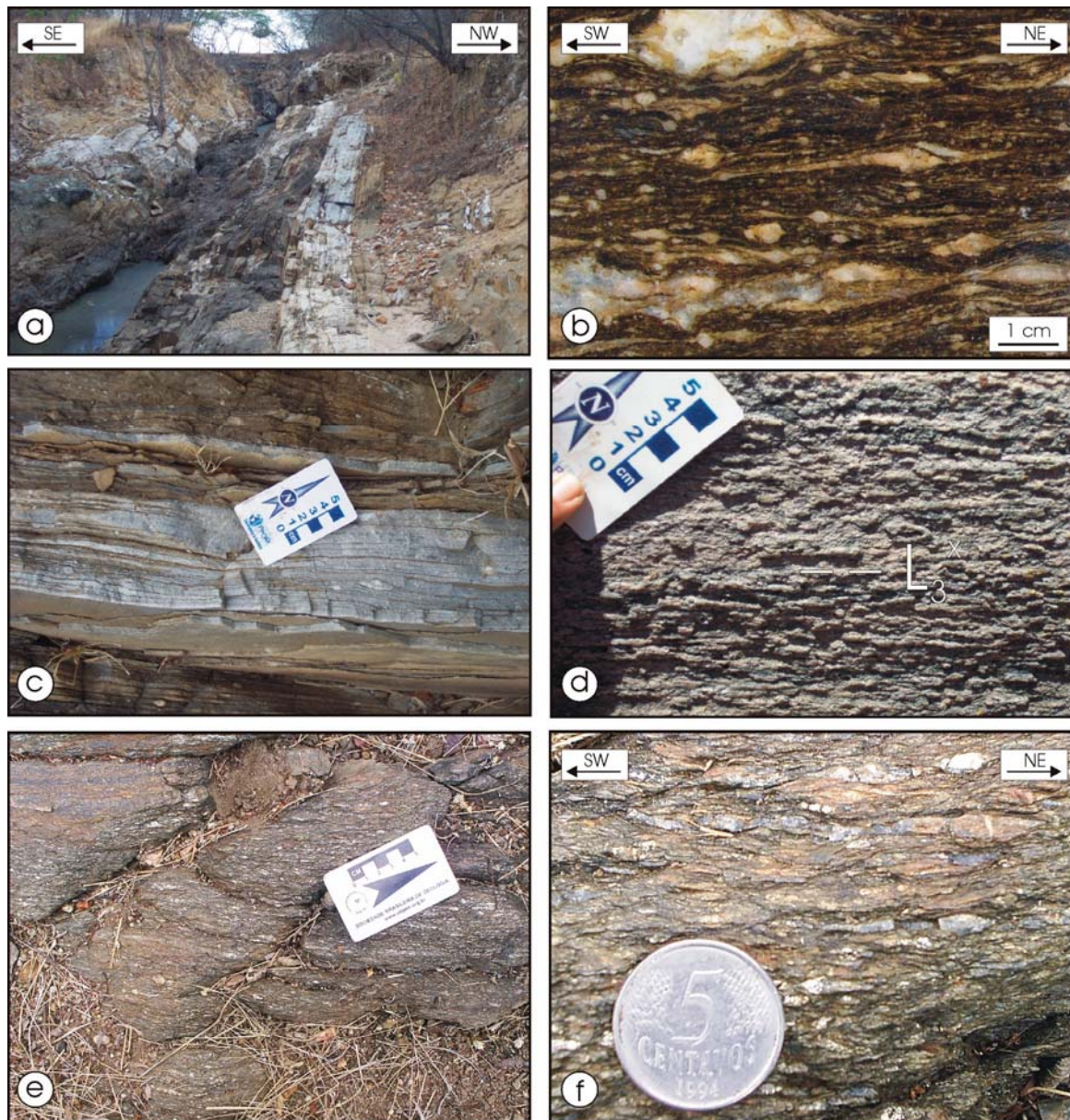


Figura 5.9 - Esboço da localização da ZCPC na área estudada, ilustrando a variação do *trend* entre suas porções norte e sul. O estereograma mostra a orientação das superfícies C_3 e lineações L_3^x (Projeção de igual área, hemisfério inferior).

Ao longo da zona de cisalhamento, a foliação milonítica (C_3) apresenta-se subverticalizada, com mergulho para SE (Figura 5.9), independente do seu *trend*. Esta superfície contém uma lineação de estiramento (L_3^x) de baixo *rake* para SW ou NNE (Figura 5.9). O mergulho forte da foliação milonítica e a presença de uma lineação de estiramento sub-horizontal caracterizam a movimentação transcorrente nessa zona.

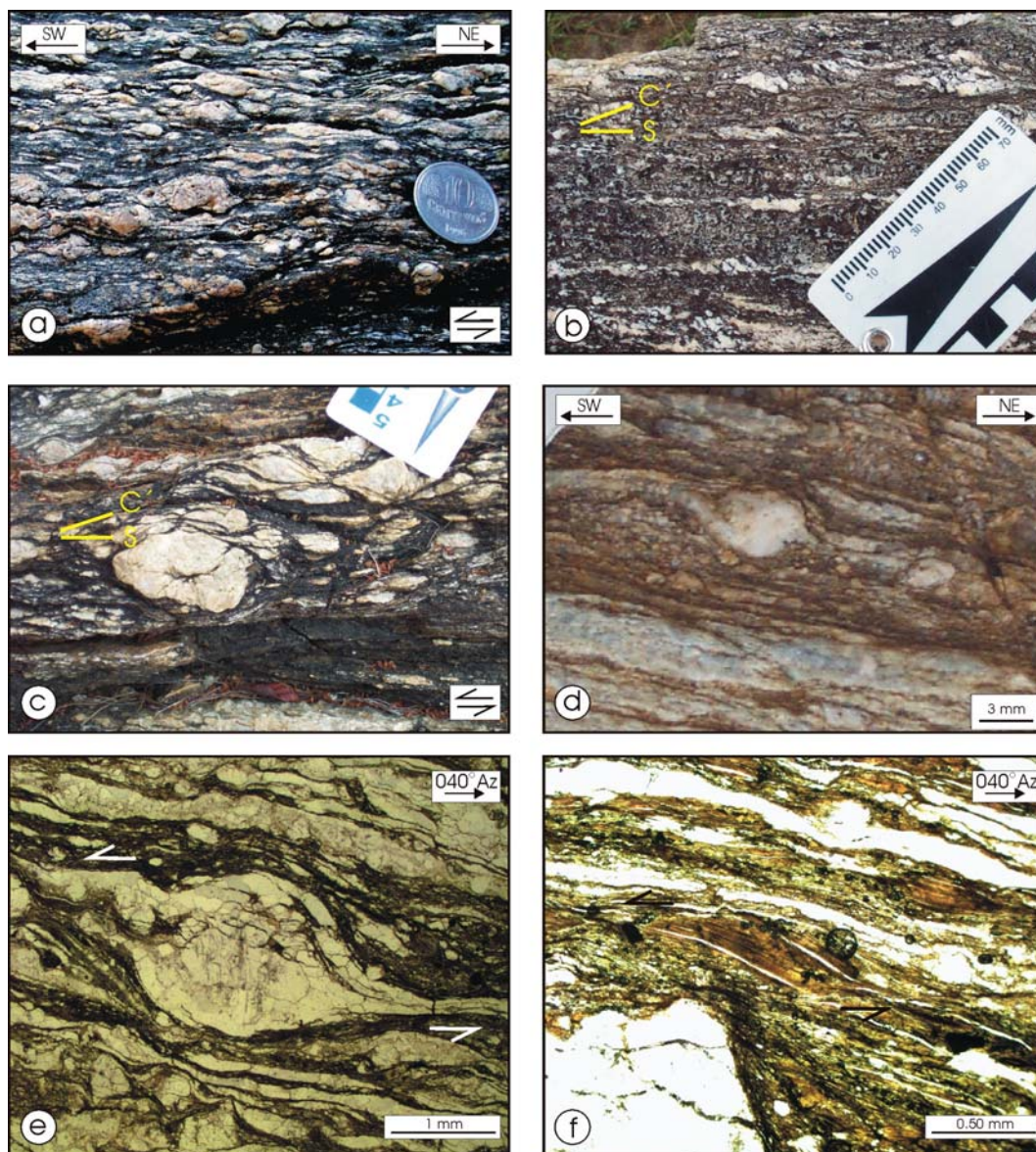
Uma boa exposição da ZCPC ocorre ao longo do sangradouro de um açude,

situado cerca de 10km a NE da localidade de Caioca, na porção central da zona. Neste local, a zona milonítica exhibe bandas centimétricas a métricas de coloração esbranquiçada, intercaladas com bandas escuras, cujos protólitos não foram identificados (Prancha 5.11-a, 5.11-b, 5.11-c). A lineação de estiramento L_3^x (Prancha 5.11-d) é marcada por K-feldspato e quartzo. A presença de quartzo *ribbon* (Prancha 5.11-e, 5.11-f) é melhor evidenciada nos xistos da Unidade Independência, na porção sul da zona de cisalhamento.



Prancha 5.11 - Fotos de campo de alguns elementos da ZCPC: a) Aspecto geral da faixa milonítica relacionada à ZCPC (afioramento SB-79, 10 km a nordeste de Caioca); b, c) Detalhes da foliação milonítica nos níveis máfico e félsico do afioramento mostrado na foto anterior; d) Lineação de estiramento (L_3^x) sub-horizantal (NE-SW) em milonitos da parte central da ZCPC (afioramento SB-78, próximo a Angicos); e) Vista geral, em planta, da foliação milonítica C_3 em xisto milonitizado no sul da ZCPC, cerca de 2 km a sudeste do povoado de Rocha (afioramento SB-304); f) Detalhe da foto anterior destacando a presença de quartzo fitado em meio à foliação milonítica C_3 .

Estruturas macroscópicas do tipo *shear bands* (Prancha 5.12-a) e segmentos sigmoidais de veios de quartzo na porção norte da zona, além de estruturas S-C / C' (Prancha 5.12-b, 5.12-c) e porfiroclastos do tipo σ e δ (Prancha 5.12-d) nos milonitos quartzo-feldspáticos da parte central, suportam uma cinemática sinistral para essa zona transcorrente. Critérios microscópicos, tais como agregados de K-feldspato (+ quartzo) com caudas de recristalização assimétricas (Prancha 5.12-e) e mica-*fish* em lamelas de biotita (Prancha 5.12-f) ratificam essa cinemática.



Prancha 5.12 - Indicadores cinemáticos de movimento sinistral ao longo da transcorrência Poço Cercado: a) *Shear bands* em milonito do centro-sul da zona (afloramento SB-84); b) Estrutura S-C / C' em milonito do norte da ZCPC (afloramento SB-233, cerca de 3 km a sudeste de Pau Caído); c) Rocha quartzo-feldspática milonitizada, que ocorre na porção central, exibindo estrutura S-C / C' (afloramento SB-79); d) Porfiroclasto δ de K-feldspato (plano XZ do elipsóide de deformação), (afloramento SB-79); e, f) Fotomicrografias de agregado de K-feldspato+quartzo com caudas de recristalização assimétricas e de *mica-fish* (biotita), respectivamente, em milonito quartzo-feldspático (Seção delgada SB-79b, Nicóis paralelos).

5.4.1.3 – Zona de Cisalhamento Forquilha (ZCF)

A Zona de Cisalhamento Forquilha situa-se na parte leste da área de estudo (Figura 5.10) e prolonga-se por mais de 50 km segundo uma orientação que varia entre N45°E a N60°E (esta última já fora dos limites da área de estudo). Em sua porção norte, o alinhamento de serrotes de rochas quartzíticas configura uma importante feição geomorfológica (Prancha 5.13-a).

A foliação milonítica (C_3) possui um *trend* geral NE com mergulho forte predominantemente para SE e porta uma lineação de estiramento (L_3^x), marcada por quartzo e K-feldspato estirados, com mergulho baixo principalmente para SW (Figura 5.10).

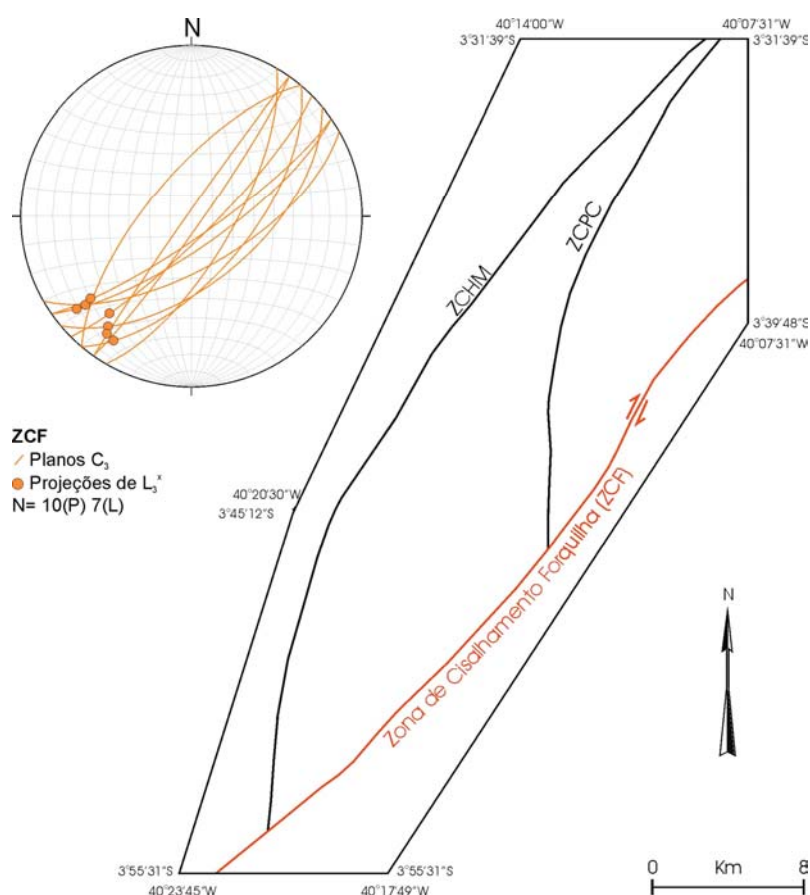
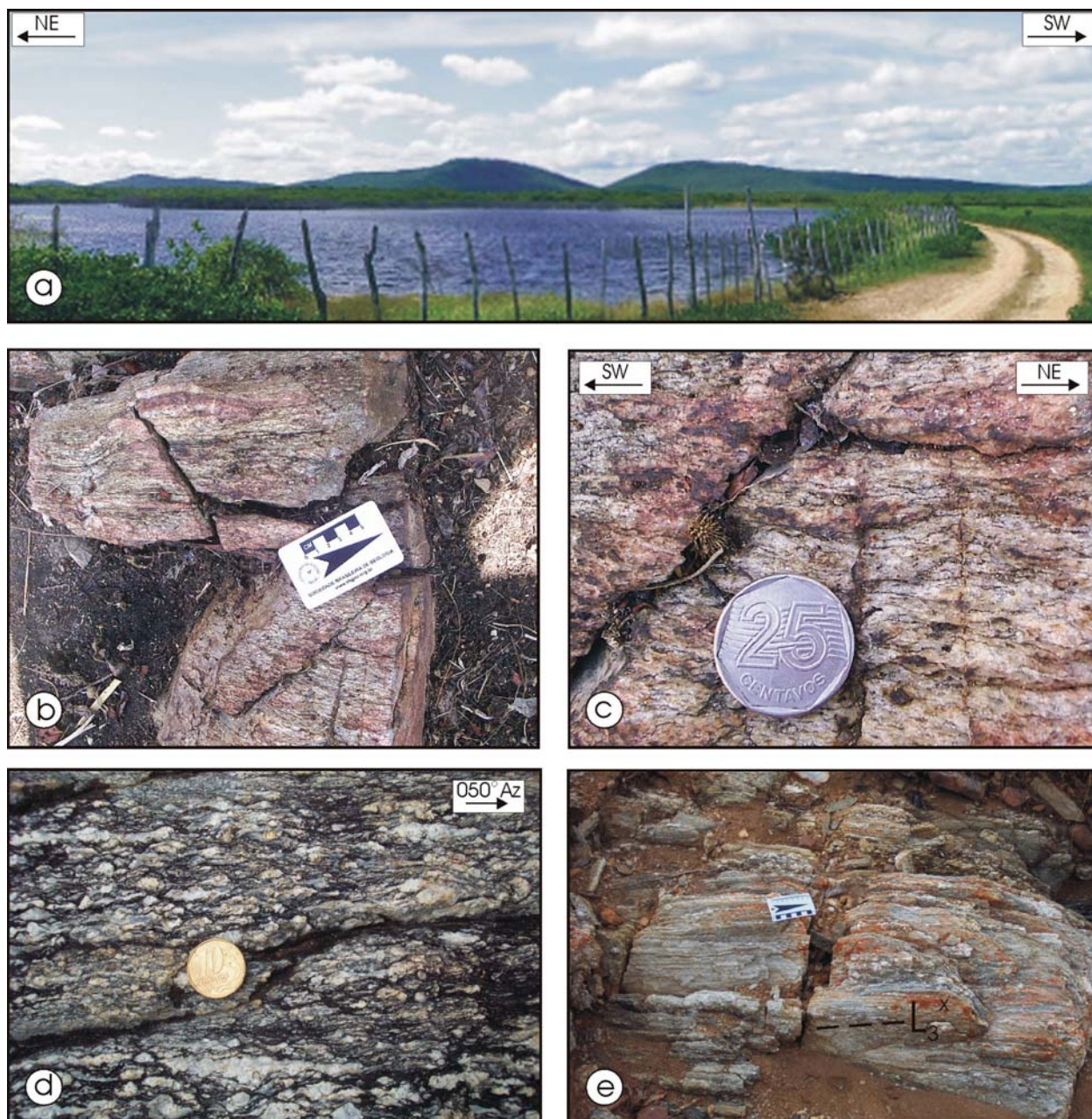


Figura 5.10 - Disposição espacial da ZCF. O estereograma (Projeção de igual área, hemisfério inferior) mostra o comportamento da foliação milonítica (C_3) e da lineação de estiramento (L_3^x).

Os quartzitos presentes ao longo dessa zona de cisalhamento mostram uma foliação milonítica (C_3) marcada por faixas suavemente anastomosadas, de espessura milimétrica (Prancha 5.13-b), com a presença característica de *ribbons* de quartzo (Prancha 5.13-c).



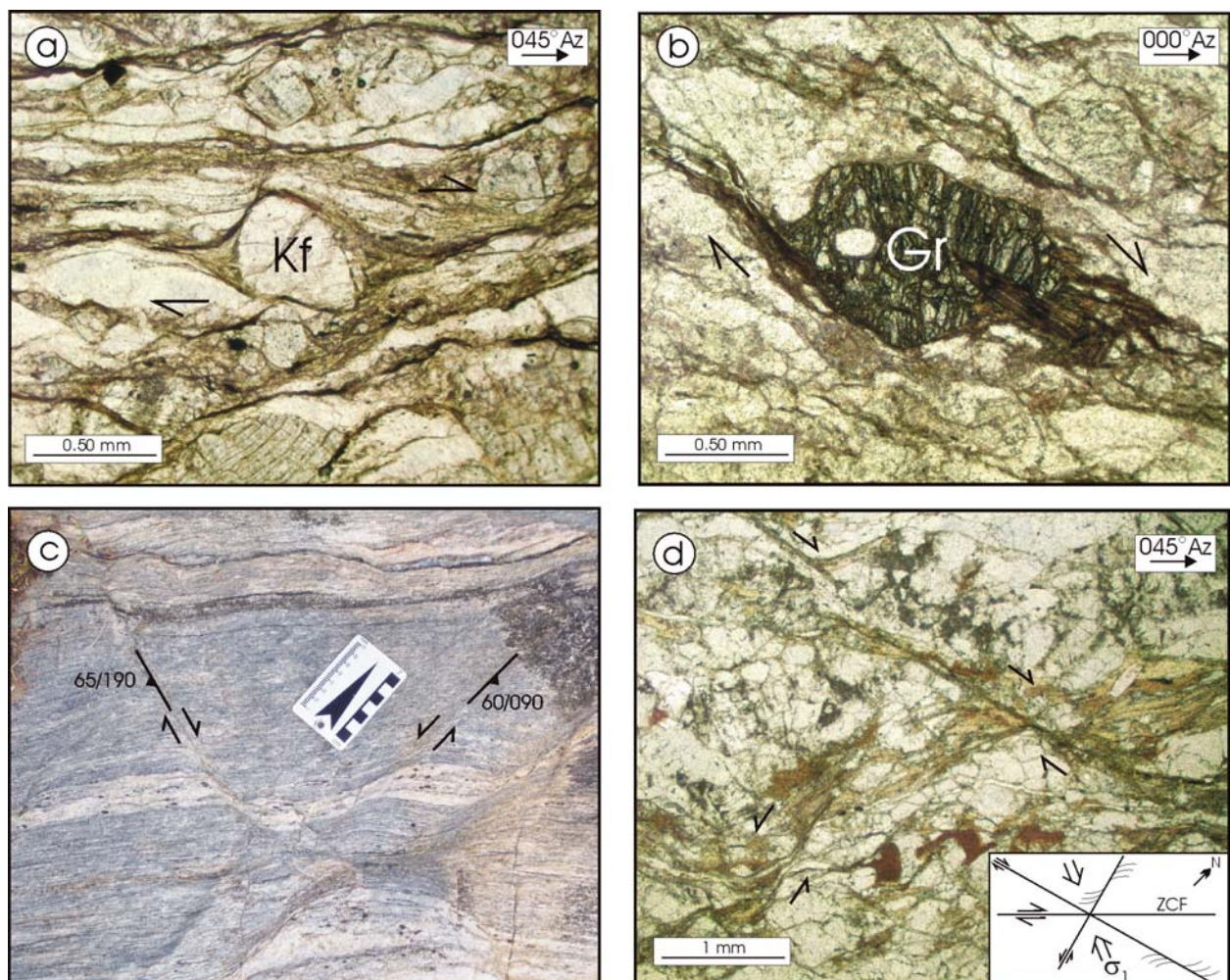
Prancha 5.13 - Fotos de campo mostrando aspecto geral e os elementos associados à ZCF: a) Visão panorâmica de crista de quartzito orientada ao longo da parte norte da ZCF; b) Aspecto do quartzito milonitizado na porção central da zona de cisalhamento (afloramento SB-310); c) Detalhe da fotografia anterior mostrando a presença de quartzo *ribbon*; d) Foliação milonítica C_3 em ortogneisse do norte da zona, exibindo porfiroclastos estirados de plagioclásio e quartzo (afloramento SB-237); e) Foliação milonítica C_3 , subvertical, portando uma lineação de estiramento (L_3^x) de baixo *rake* para sudoeste. Gnaiss bandado milonitizado do extremo norte da ZCF (afloramento SB-236).

Nos ortogneisses que ocorrem na parte norte da ZCF, a foliação milonítica também apresenta-se finamente espaçada e caracterizada pela disposição de faixas ricas em quartzo e porfiroclastos de plagioclásio totalmente estirados, intercaladas com faixas de cor cinza escura, ricas em biotita (Prancha 5.13-d). O caráter verticalizado da foliação milonítica, em conjunto com a lineação de estiramento (L_3^x) sub-horizontal, são

indicativos da movimentação transcorrente nessa zona. O aspecto de campo da L_3^x em gnaisses bandados milonitizados é mostrado na Prancha 5.13-e.

Uma cinemática dextral é atribuída à ZCF, baseada na presença de critérios tais como sombras de pressão assimétricas geradas em porfiroclastos de K-feldspato (Prancha 5.14-a) e porfiroblastos de granada (Prancha 5.14-b) em rochas gnáissicas milonitizadas das porções norte e central, respectivamente.

O desenvolvimento de zonas de cisalhamento conjugadas, observado nas escalas macro (Prancha 5.14-c) e microscópica (Prancha 5.14-d), com deslocamento ligeiramente tardio, reforça a cinemática dextral interpretada para ZCF, como mostrado esquematicamente na Prancha 5.14-d.



Prancha 5.14 - Critérios cinemáticos indicativos de movimento dextral ao longo da ZCF: a) Porfiroclasto de K-feldspato (Kf) com sombras de pressão assimétrica em gnaisse milonitizado na porção central da zona de cisalhamento (Seção delgada SB-309, Nicóis paralelos); b) Porfiroblasto de granada (Gr) em rocha gnáissica milonitizada no norte da zona (Seção delgada SB-200, Nicóis paralelos); c) Zonas de cisalhamento conjugadas em gnaisse milonitizado no norte da ZCF (afloramento SB-202); d) Fotomicrografia mostrando o desenvolvimento de microzonas de cisalhamento dextral e sinistral, conjugadas, em paragneisse na parte norte da ZCF (Seção delgada SB-237, Nicóis paralelos). O esquema mostra uma interpretação da relação geométrica, em nível regional, entre as zonas conjugadas e a zona de cisalhamento principal (ZCF).

A evolução do Sistema de Zonas de Cisalhamento da Região de Forquilha pode ser analisada com base em um modelo interpretativo fundamentado a partir do desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis conjugadas, em um regime transpressional, sendo que alguns estudos semelhantes já foram realizados em outras regiões (Brandmayr *et al.* 1995, Valentino *et al.* 1995). Este modelo, baseado na integração geológica do conjunto de dados obtidos nesta tese, será apresentado e discutido detalhadamente mais adiante, no Capítulo 7.

5.5 – A DEFORMAÇÃO FRÁGIL

A deformação frágil é representada na área por conjuntos de fraturas e algumas falhas. Estas estruturas não foram objeto de estudo detalhado nesse trabalho, entretanto, alguns aspectos gerais são registrados abaixo.

Pelo menos quatro conjuntos principais de fraturamentos são encontrados na área: N-S, E-W, NE e NW (Figura 5-11; Prancha 5-15-a). O sistema NW, entretanto, parece predominar regionalmente. Trata-se de fraturas secas e geralmente menos espaçadas, enquanto os demais conjuntos ocorrem de maneira mais irregular, quanto à sua forma e distribuição espacial.

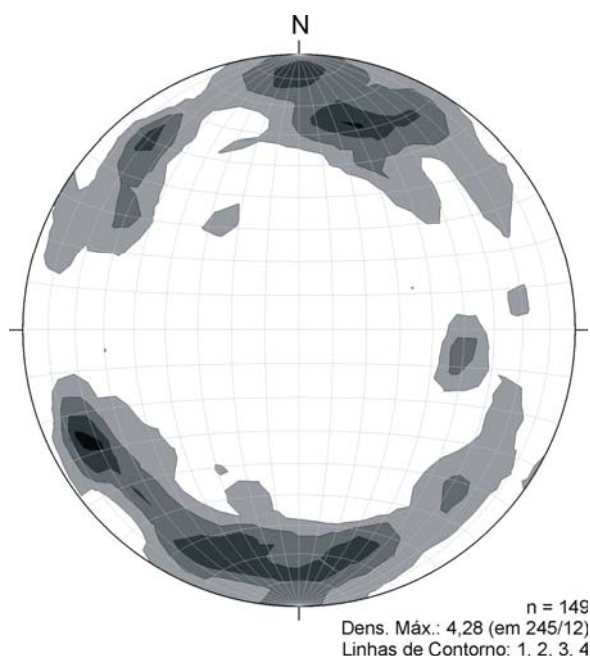
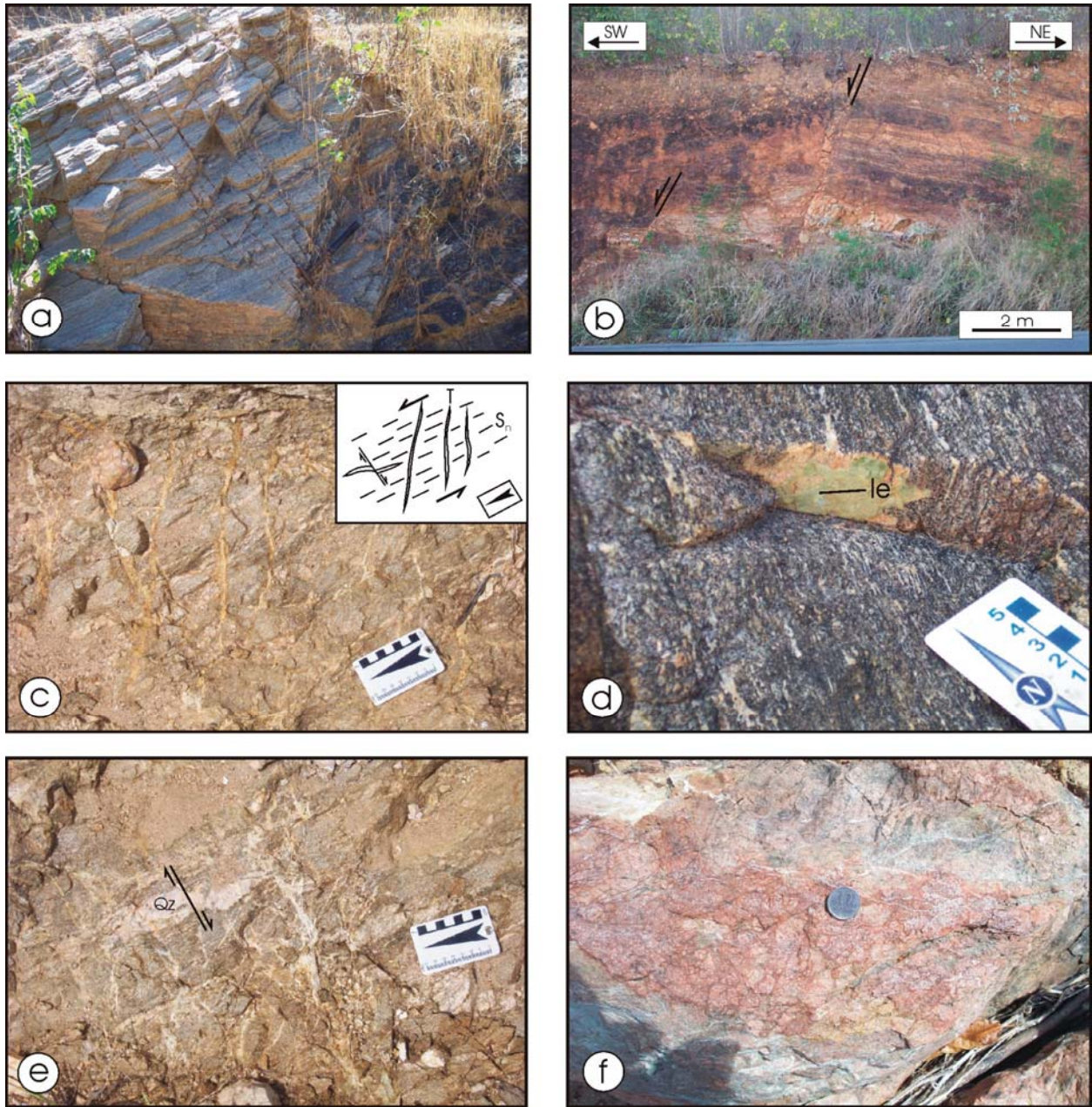


Figura 5.11 - Estereograma com a distribuição espacial dos pólos das fraturas na área estudada. (Projeção de igual área, hemisfério inferior).



Prancha 5.15 - Aspectos de campo da deformação frágil verificada na área de estudo: a) Sistemas de fraturas afetando rochas da Unidade Canindé, próximo à ZCPC. O sistema NW é o mais importante em toda a região estudada (afioramento SB-65); b) Falhas normais com *trend* NW observadas em corte ao longo da BR-222 (afioramento SB-23); c) Sistema de veios escalonados, interpretados como *tension gashes*, situados na parte leste da área (afioramento SB-259); d) Pequeno plano de falha, exibindo película de quartzo/epídoto. O baixo *rake* da estria (le) sugere movimentação transcorrente (afioramento SB-108); e) Sistema de vênulas quartzosas relacionadas a evento de fraturamento hidráulico. Notar o pequeno deslocamento dextral, ao longo de descontinuidade aproximadamente E-W, do veio de quartzo (Qz) paralelo a S_n (afioramento SB-259); f) Brecha tectônica desenvolvida em protólito pegmatóide. Vênulas quartzosas indicam a presença de fluidos durante a brechiação (afioramento SB-77).

Os falhamentos mais expressivos são verificados na porção leste, onde falhas de orientação NW e cinemática normal afetam paragneisses da Unidade Independência (Prancha 5.15-b). Ainda nessa região, ocorrem brechas tectônicas com a presença de veios de quartzo orientados na direção de T (*tension gashes*) do sistema Riedel, o que sugere movimentação sinistral (Prancha 5.15-c). Não foi possível, porém, confirmar essa cinemática com critérios adicionais. Pequenos planos de falha com orientação próxima a anterior, contendo película de quartzo/epídoto, mostram estrias sub-horizontais e ressaltos que sugerem deslocamento sinistral (Prancha 5.15-d). Enquanto esses últimos podem ser associados a evento tardi-Brasiliano, a brechação pode ser relacionada a eventos mais jovens.

Alguns indícios de explosão hidráulica (fraturamento hidráulico) foram observados, sendo evidenciados pela presença de redes irregulares de veios de quartzo, como mostrado na Prancha 5.15-e. Na parte mais a oeste da área, próxima à ZCHM, alguns poucos afloramentos também mostram evidências de brechação, a exemplo do pequeno corpo pegmatóide mostrado na Prancha 5.15-f.

6. GEOCRONOLOGIA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

6.1 – INTRODUÇÃO

Na busca de uma delimitação das idades de deformação da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII) e da Zona de Cisalhamento Poço Cercado (ZCPC) e para melhor compreender a evolução tectônica do Sistema de Zonas de Cisalhamento de Forquilha, alguns cristais de biotita de duas amostras de mão de milonitos foram selecionadas para análises geocronológicas usando o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. A localização dos pontos escolhidos para datação é apresentada na Figura 6.1.

A técnica utilizada, que se baseia no decaimento de ^{40}K para ^{40}Ar e na subsequente retenção do ^{40}Ar nos minerais, comumente fornece a idade de resfriamento dos mesmos. No caso das micas, estas apresentam temperaturas de fechamento para a perda por difusão de ^{40}Ar em torno de 300-350°C para taxas de resfriamento de dezenas de °C/Ma (Searle *et al.* 1998). Maiores informações teóricas sobre este método podem ser obtidas em McDougall & Harrison (1988) e Vasconcelos *et al.* (2002).

A maior vantagem do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre o método K-Ar convencional reside no fato de que após a irradiação, a amostra não precisa ser diretamente fundida para liberar o argônio, mas sim ser aquecida em etapas, iniciando em temperaturas bem abaixo daquela de fusão. O argônio extraído em cada etapa pode ser analisado isotopicamente e então uma série de idades aparentes podem ser determinadas a partir de uma única amostra. Assim, é produzido um conjunto de informações adicionais que podem fornecer uma melhor compreensão sobre a distribuição de ^{40}Ar na amostra, em relação à proporção de ^{39}K e, conseqüentemente, de ^{40}K .

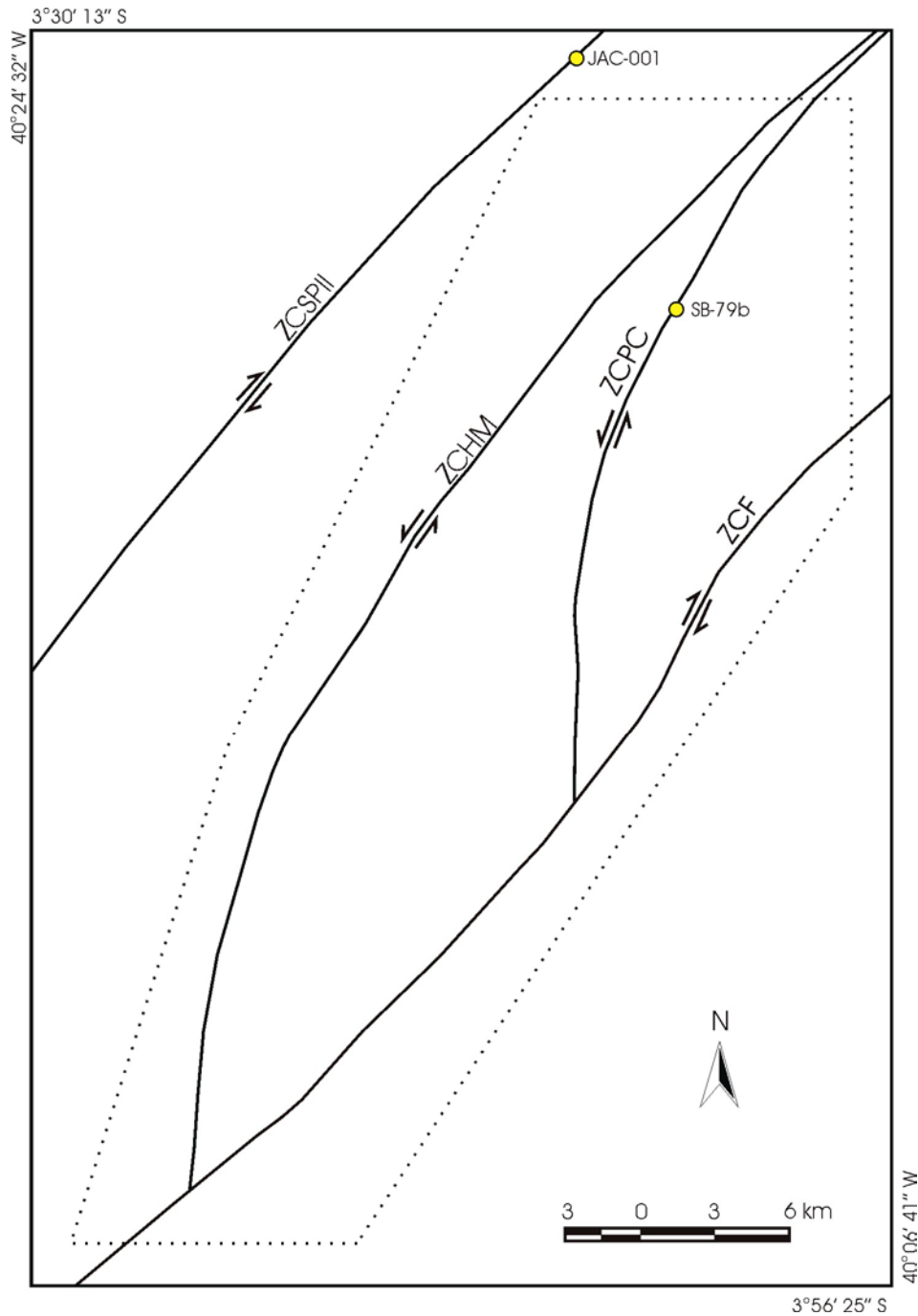


Figura 6.1 - Mapa de localização das amostras de milonitos datadas no presente trabalho pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. ZCSP II - Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; ZCHM - Zona de Cisalhamento Humberto Monte; ZCPC - Zona de Cisalhamento Poço Cercado; ZCF - Zona de Cisalhamento Forquilha.

6.2 – ASPECTOS ANALÍTICOS E METODOLÓGICOS

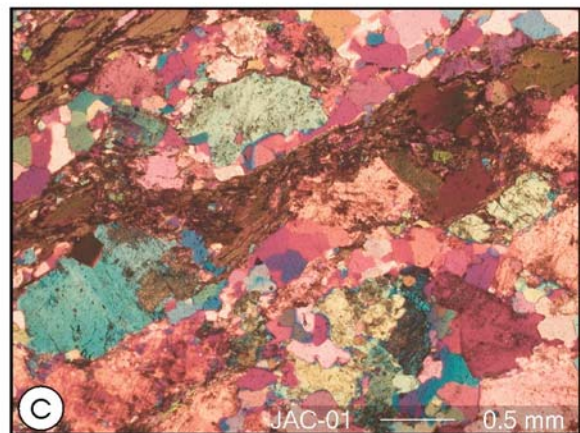
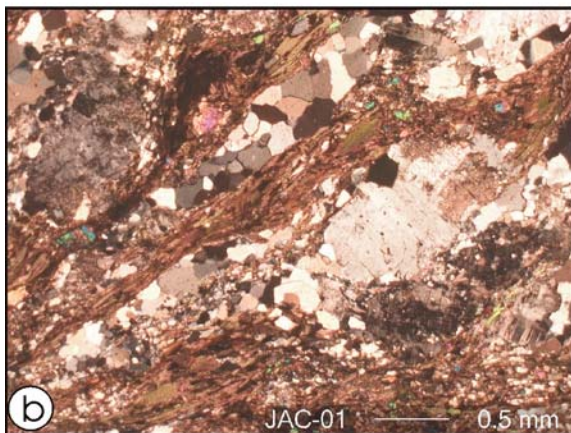
A preparação e a análise das amostras foram realizadas pelos professores Dr. Zorano Souza (DG e PPGG/UFRN) e Dr. Paulo Vasconcelos (*Argon Geochronology in Earth Sciences* da Universidade de Queensland - AGES/UQ, Brisbane, Austrália). Cada

uma das amostras de mão foi seccionada em dois tabletes, cada um medindo 2 x 3 x 5 cm. Um tablete foi usado para estudos petrográficos e o outro para separação mineral, objetivando a geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Este último foi, em seguida, fragmentado até a granulação na faixa 0,1-2,0 mm, limpo em ultra-som com água destilada e, subseqüentemente, em etanol por 30 minutos. Os grãos limpos foram, então, observados visualmente com um microscópio binocular a fim de separar cristais individuais de biotita com diâmetro de até 2 mm e colocá-los em discos apropriados. Os grãos selecionados foram irradiados por fluxo de nêutrons, juntamente com um padrão internacional (sanidina Fish Canyon), durante 14 horas no reator Triga na Universidade de Oregon (EUA). Depois de um período de pelo menos um mês de resfriamento após retornar da irradiação, cada amostra foi aquecida em etapas (até $> 1600^\circ\text{C}$) sob um feixe a laser de íons de argônio. A fração de gás liberada foi purificada através de um *cryocooled cold-trap* ($T=-140^\circ\text{C}$) e dois *getters* C-50 SAES™ Zr-V-Fe e analisada para isótopos de Ar em um espectrômetro de massa MAP-215-50 no AGES/UQ. Os procedimentos analíticos e de automação utilizados estão descritos em Deino & Potts (1990), Deino *et al.* (1990) e Vasconcelos *et al.* (2002). As idades aparentes, calculadas em cada etapa usando o fator $J = 0.003577 \pm 0.000012$, foram corrigidas para discriminação de massa, interferências nucleogênicas e contaminação atmosférica. A partir daí, foram construídos os gráficos apropriados (platô e ideograma).

6.3 – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

6.3.1 – Protomilonito da ZCSPII (amostra JAC-01)

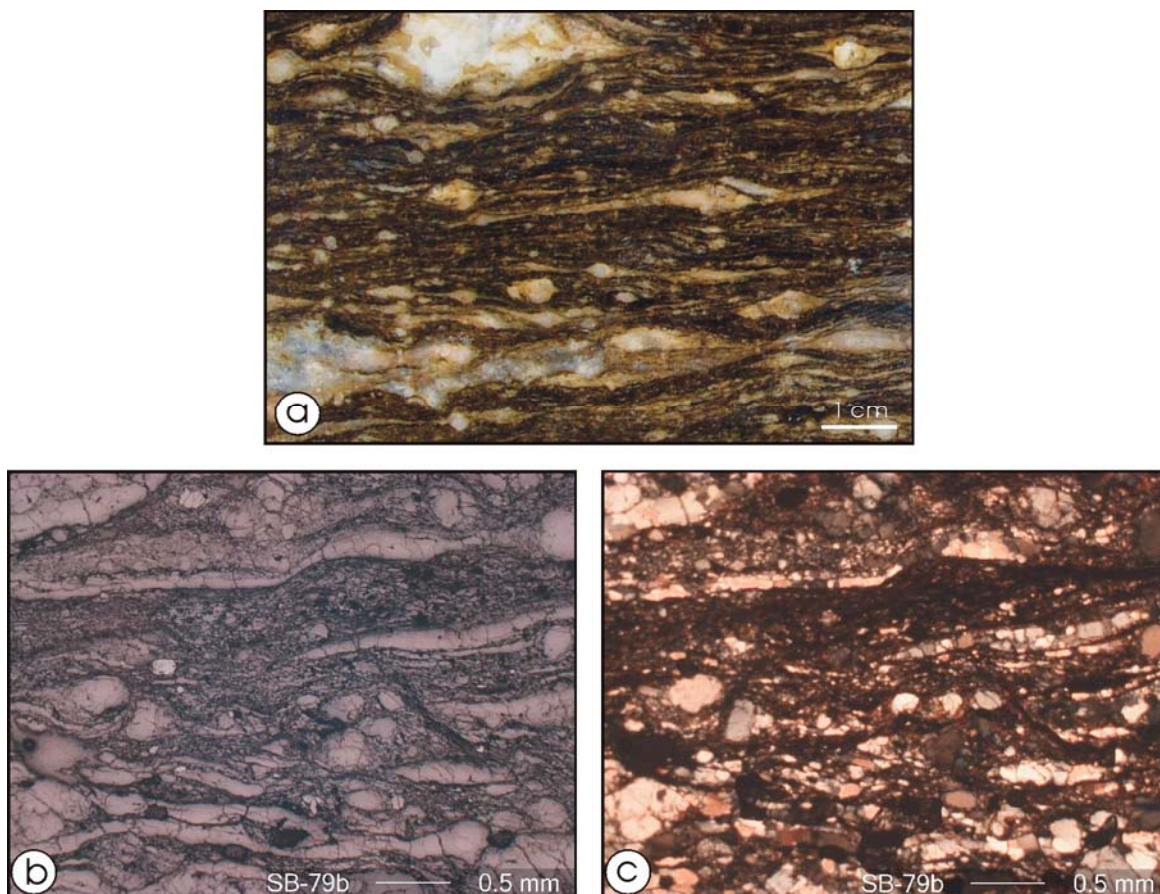
Trata-se de um gnaisse protomilonítico com porfiroclastos de até 10 cm (Prancha 6.1-a). Em seção delgada (Prancha 6.1-b, 6.1-c), apresenta-se com porfiroclastos milimétricos ($\sim 0.2-5$ mm) de feldspatos (plagioclásio $>$ microclina), quartzo, biotita (cor marrom, pleocroísmo forte, geralmente com extinção ondulante e kinks da clivagem) e, em bem menor proporção, titanita. Uma foliação milonítica é bem definida por estiramento de quartzo, biotita fina (diminuição de granulação das lamelas maiores) e parte dos feldspatos, os quais, em conjunto, formam superfícies conjugadas tipo S-C dextróginas. Observa-se alteração de biotita para clorita \pm epídoto e de plagioclásio para calcita.



Prancha 6.1 - Aspecto de campo (a) e microtextura da amostra JAC-01. b) Porfiroclastos de feldspatos e quartzo (cores mais claras), desviados por foliação milonítica definida por orientação de biotita (porções mais escuras) e granulação de quartzo. c) Detalhe de biotitas (marrom) com diferentes granulações, orientada ao longo da foliação composta S-C. Observação com nicóis cruzados em ambas as fotos, sendo (c) com placa de quartzo.

6.3.2 – Milonito / Ultramilonito da ZCPC (amostra SB-79b)

Consiste em um milonito / ultramilonito (Prancha 6.2-a) de composição original provavelmente tonalítica. Observa-se forte estiramento e boudinagem de porfiroclastos de feldspatos (plagioclásio e microclina), granada, biotita e titanita. Em lâmina delgada (Prancha 6.2-b, 6.2-c), nota-se que a granulação em geral é menor do que a da amostra JAC-01, com porfiroclastos podendo atingir 2 mm de tamanho. A biotita é muito fina, de cor marrom escura, freqüentemente mostrando alteração para clorita, óxidos de ferro e biotita descolorida.



Prancha 6.2 - Aspecto de campo (a) e microtextura da amostra SB-79b. Visão geral da estrutura da rocha, observada com luz refletida em (b) e com luz transmitida e nicóis cruzados em (c). As partes mais claras em (b) são porfiroclastos de feldspato e quartzo, com diferentes tamanhos e estiramento, sendo a parte mais escura composta essencialmente de biotita fina.

6.4 – RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS

6.4.1 – Protomilonito da ZCSP II (amostra JAC-01)

O grão 3909-02 apresenta um platô bem definido, com idade de 520 ± 4 Ma. Para o grão 3909-01, é possível traçar um platô entre os degraus A a F, com idade de 518 ± 4 Ma, indistinta, dentro da faixa de erro, em relação ao grão 3909-02 (Figura 6.2-a). O ideograma para os dois grãos fornece uma idade de 519 ± 3 Ma com MSWD de 2.2 (Figura 6.2-b). O platô excelente e o ideograma com um único pico bem definido refletem um evento térmico há 519 ± 3 Ma que homogeneizou completamente o sistema isotópico do argônio da biotita, não tendo sido mais modificado posteriormente.

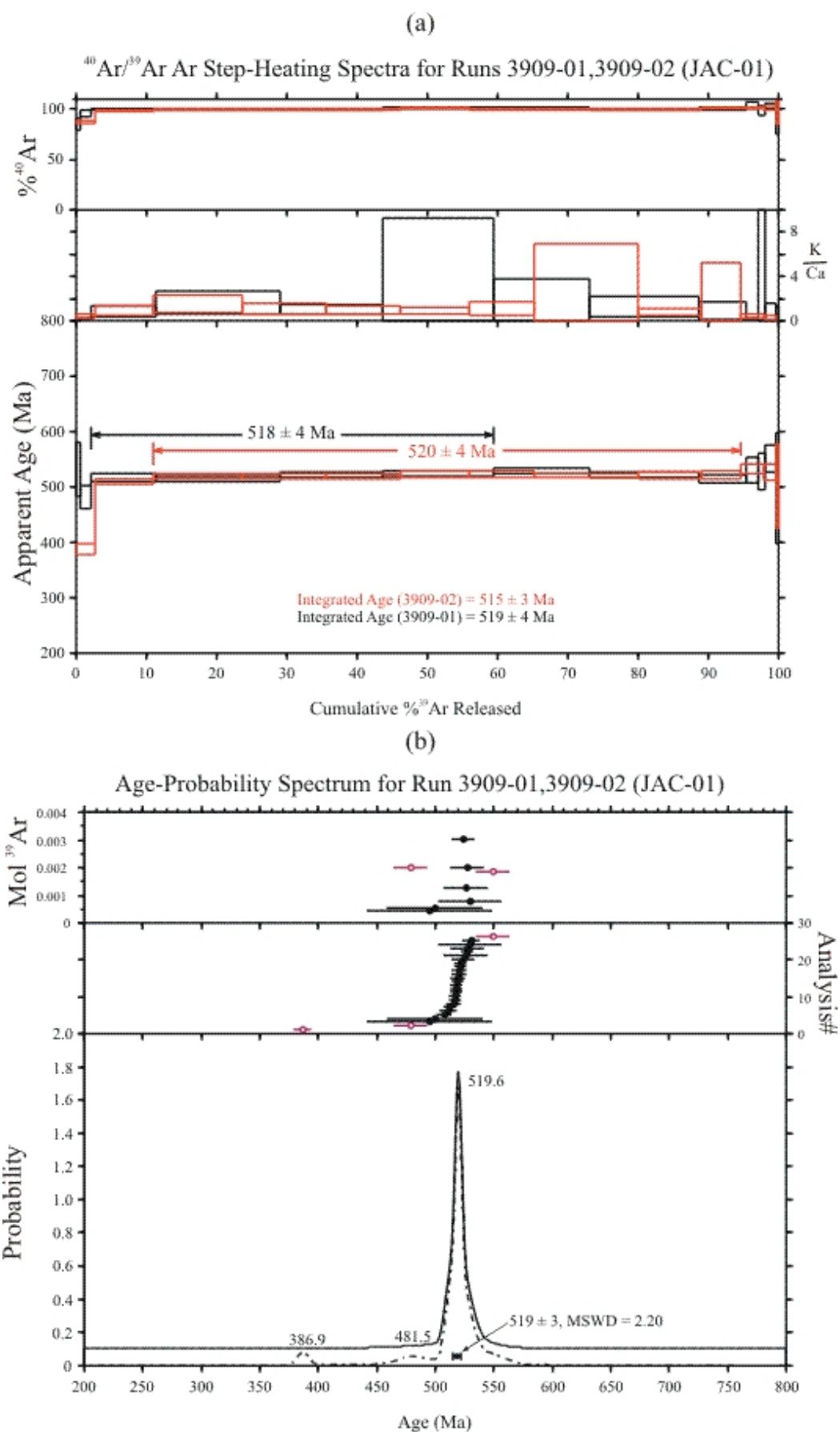


Figura 6.2 – Resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para a amostra JAC-01 (grãos 3909-01 e 3909-02). (a) Idades platôs. (b) Ideograma.

6.4.2 – Milonito / Ultramilonito da ZCPC (amostra SB-79b)

Nenhum dos dois grãos analisados apresenta platô definido (Figura 6.3-a). O grão 3910-01 apresenta degraus com idade mínima e máxima de 220.9 ± 1.4 e 298 ± 7 Ma, com dois platôs forçados nos degraus de temperaturas mais altas de 291 ± 7 e 250 ± 8 Ma. O grão 3910-02 apresenta degraus com idades variando de 226.4 ± 1.4 a 303 ± 6 Ma. Tais diferenças caracterizam o forte desequilíbrio isotópico das biotitas analisadas, refletindo-se no ideograma da Figura 6.3-b, com picos principais em 221-226, 250 e 279.8-288.5 Ma. Os diagramas referidos demonstram que as biotitas estudadas foram afetadas por um evento térmico entre 288 e 220 Ma, o qual rehomogeneizou quase totalmente o sistema isotópico do argônio. Todavia, o degrau de mais alta temperatura indica uma idade mínima de 465 Ma para o resfriamento original do protólito deste milonito.

6.5 – INTERPRETAÇÕES GEOLÓGICAS DAS IDADES OBTIDAS

Na maioria dos estudos de terrenos metamórficos, as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ representam idades de resfriamento mineral (McDougall & Harrison 1988). Entretanto, se a temperatura de deformação é próxima à temperatura de fechamento do sistema isotópico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, as idades platô $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ podem corresponder à idade de cristalização de minerais sin-cinemáticos (Kirschner *et al.* 1996, Wang 2006). Assim, considerando-se que a temperatura de fechamento do argônio em biotita é de 320 ± 40 °C (Harrison *et al.* 1985) e levando-se em conta também as condições de cisalhamento de baixa temperatura da ZCSPII (Vauchez *et al.* 1995), a idade de 519 ± 3 Ma obtida a partir de grãos de biotita possivelmente define o último estágio de cisalhamento Brasileiro na ZCSPII.

Por sua vez, os dados referentes à ZCPC são compatíveis com uma interpretação de que a mesma tenha sido formada em um evento anterior a 400 Ma, tendo sido reativada entre 288 e 220 Ma, sob condições térmicas que propiciaram a reabertura do sistema K-Ar na biotita. Entretanto, esse evento entre 288 e 220 Ma ainda não está devidamente caracterizado na região.

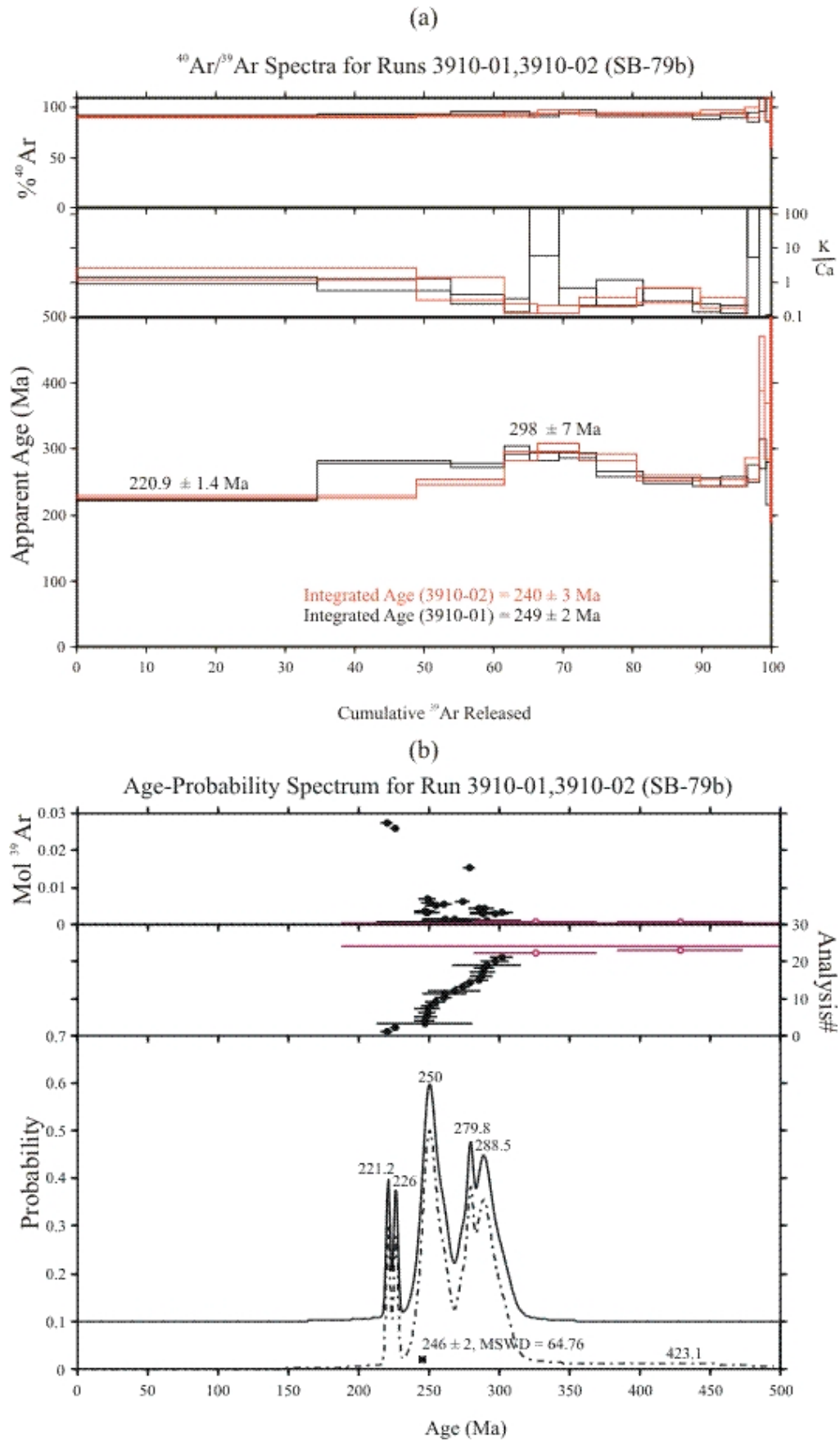


Figura 6.3 – Resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para a amostra SB-79b (grãos 3910-01 e 3910-02). (a) Idades platôs. (b) Ideograma.

6.6 – DISCUSSÃO DAS IDADES OBTIDAS EM CONJUNTO COM OUTROS DADOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ REFERENTES A ZONAS DE CISALHAMENTO SITUADAS NO ESTADO DO CEARÁ E ÁREAS ADJACENTES

Visando uma análise integrada, de cunho regional, as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas neste trabalho foram comparadas com outros dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ referentes a zonas de cisalhamento do Estado do Ceará e áreas adjacentes, disponíveis na literatura. A Tabela 6.1 mostra um resumo desses dados, com as respectivas referências. A maioria deles corresponde a idades platô bem definidas para uma ampla porcentagem de argônio liberado, com pouca evidência de excesso ou perda de argônio.

Tabela 6.1 – Síntese de dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em zonas de cisalhamento no Estado do Ceará e áreas adjacentes.

Zona de Cisalhamento	Litotipo datado	Amostra	Minerais datados	Dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ma)	Referência
Granja	Granulito	BR-474	Par anfibólio-biotita	575-560 Ma	Monié <i>et al.</i> (1997)
Sobral-Pedro II (na adjacência)	Granito Mucambo (pós-orogênico)	-	Anfibólio	527 Ma	Citado por Fetter (1999, p.111)
Sobral-Pedro II	Gnaiss protomilonítico	JAC-001	Biotita	519 Ma	Este trabalho
Poço Cercado	Milonito / Ultramilonito	SB-79b	Biotita	288-220 Ma	Este trabalho
Senador Pompeu	Granulitos	BR-749; BRGK-129	Anfibólio; biotita	572 Ma; 568 Ma	Monié <i>et al.</i> (1997)
Senador Pompeu	Paragnaisse	BR-377	Par muscovita-biotita	534-524 Ma	Monié <i>et al.</i> (1997)
Patos (porção oeste)	Metatonalito milonitizado	BRGK-108	Anfibólio	545 Ma	Monié <i>et al.</i> (1997)
Patos (porção oeste)	Metassedimentos do Cinturão Cedro, associados à Zona de Cisalh. Patos	BR-308	Muscovita	524 Ma	Monié <i>et al.</i> (1997)
Patos (porção oeste)	Granito-gnaiss protomilonítico	CB-383	Anfibólio	547 Ma (idade aparente mínima)	Corsini <i>et al.</i> (1998)
Patos (porção oeste)	Muscovita-Plagioclásio Quartzito	CB-392	Muscovita	540 Ma	Corsini <i>et al.</i> (1998)

Amostras de anfibólios e biotitas de granulitos dos cinturões de Granja (ao longo da Zona de Cisalhamento Granja, situada no Domínio Médio Coreá) e Mombaça (na parte sudeste da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, no limite entre os domínios Ceará Central e Rio Grande do Norte) apresentaram idades platô numa variação de 575-560 Ma. Estas idades foram interpretadas como registros da exumação e resfriamento seguinte ao pico do metamorfismo granulítico. A pequena diferença de

tempo entre as idades de anfibólio e biotita sugerem que os granulitos experimentaram um resfriamento relativamente rápido, restringido pelas temperaturas de fechamento destes dois minerais.

Ao norte do cinturão granulítico de Granja, resultados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por sonda a laser em muscovita magmática com deformação superposta do Batólito Chaval, apontam para um evento principal de resfriamento entre 540-560 Ma, que posiciona um limite de idade mínimo para a atividade de cisalhamento no Domínio Médio Coreaú (Monié *et al.* 1997).

Por sua vez, na borda da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, idades de muscovita e biotita de um paragneisse da cobertura Proterozóica apontam para uma taxa de resfriamento de $4^\circ\text{C}/\text{Ma}$ em um intervalo de tempo de 534-524 Ma, o que contrasta com as taxas de resfriamento mais altas ($10\text{-}50^\circ\text{C}/\text{Ma}$) referentes à exumação anterior dos granulitos. Essas idades representam, respectivamente, o período em que as rochas passaram subseqüentemente entre as isothermas de 350°C e 320°C , sob baixa pressão. Isto pode significar que o resfriamento tenha progredido continuamente em um ritmo bem mais lento na Zona de Cisalhamento Senador Pompeu após a exumação inicial dos granulitos. Neste contexto, a idade de 519 Ma em biotita do gnaiss protomilonítico da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, obtida neste trabalho, pode ser considerada como sugestiva de que esta zona possivelmente tenha sofrido uma história final de resfriamento semelhante àquela verificada na Zona de Cisalhamento Senador Pompeu.

Entretanto, Fetter (1999) interpreta uma idade U-Pb em zircão de 532 Ma do Granito Mucambo, adjacente à Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, como uma idade mínima para o fim da orogênese Brasileira no Ceará, uma vez que o mesmo se caracteriza como um pluton extensional pós-orogênico. O referido autor cita também uma idade platô $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblenda de 527 ± 3 Ma desse mesmo granito, a qual considera como um reflexo de uma temperatura de fechamento mais baixa da hornblenda, em relação ao zircão.

Na parte sul do Ceará, os dados termocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de anfibólios e micas registrados na porção oeste da Zona de Cisalhamento Patos refletem um resfriamento contínuo ente 550 e 520 Ma em uma taxa de $6\text{-}9^\circ\text{C}/\text{Ma}$. Tais resultados mostram uma certa discrepância com os dados registrados por Corsini *et al.* (1998) da parte leste desta zona de cisalhamento, que apontam para um resfriamento contínuo de 540 a 500 Ma, sob uma taxa de resfriamento mais lenta, de $3\text{-}4^\circ\text{C}/\text{Ma}$. Contudo,

estes valores contrastantes podem ser considerados como um reflexo do desenvolvimento espacial dos movimentos cisalhantes ao longo de sua orientação, contemporâneo com histórias termais variáveis.

Retrabalhamentos fanerozóicos de baixa temperatura ao longo de zonas de cisalhamento estreitas, como a Zona de Cisalhamento Poço Cercado, foram verificados em diversos locais da Província Borborema e podem ser relacionados a um evento tectônico de baixa temperatura de idade Ordoviciano ou mais jovem (Souza *et al.* 2006). A presença de estruturas frágeis afetando pacotes sedimentares, a exemplo do Corpo Arenítico Conglomerático de Santana do Acaraú (correlacionável à Bacia do Parnaíba), permitiu caracterizar a reativação pós-Devoniana da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Destro *et al.* 1994) ou até mesmo mais jovens (Antunes 2004, Carvalho 2005). A continuidade da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II e da Zona de Cisalhamento Forquilha na porção *offshore* da bacia do Ceará (Figura 6.4), separando a sub-bacia de Icarai das sub-bacias de Acaraú e Mundaú, respectivamente (Morais Neto *et al.* 2003) sugere reativações pós-Cretácicas destas estruturas. O posicionamento temporal das reativações mais jovens, em regime tipicamente rúptil, todavia, requer o emprego de métodos mais adequados para datar eventos de baixa temperatura, tais como traços de fissão em apatita e zircão, (U-Th)/He em apatitas, zircão e titanita.

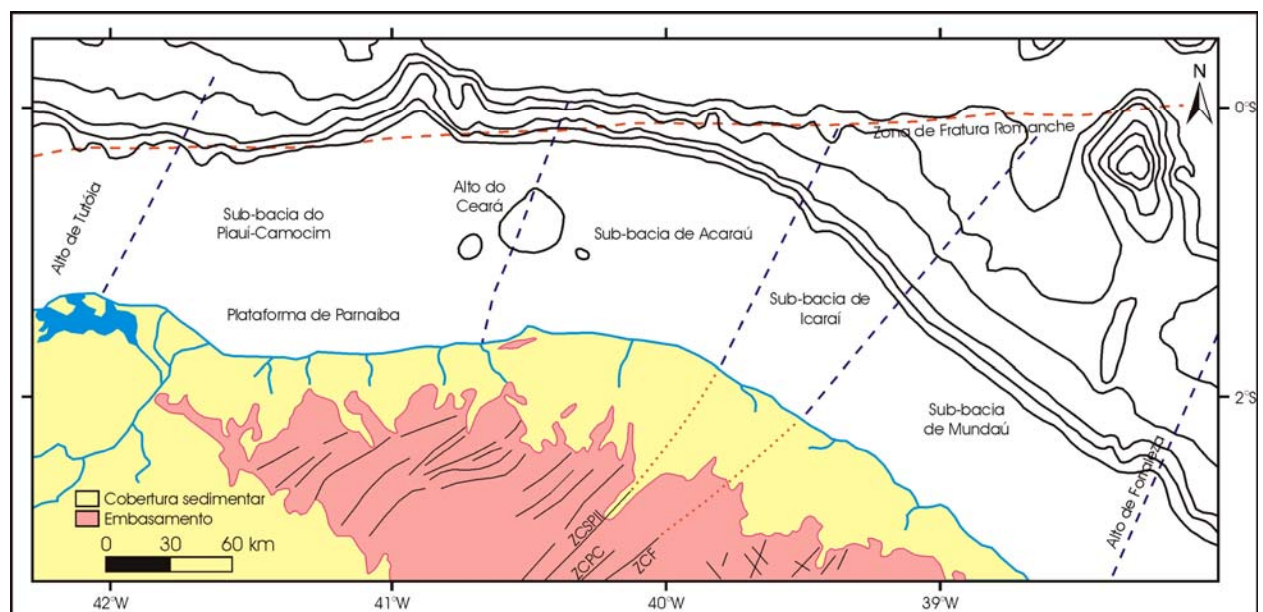


Figura 6.4 – Compartimentação da Bacia do Ceará, onde observa-se que a Sub-bacia de Icarai é delimitada por falhas de borda posicionadas nos prolongamentos da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII) e da Zona de Cisalhamento Forquilha (ZCF), modificado de Morais Neto *et al.* (2003).

7. EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO SISTEMA DE ZONAS DE CISALHAMENTO DA REGIÃO DE FORQUILHA

7.1 – INTRODUÇÃO

A compatibilização cinemática das zonas de cisalhamento situadas na Região de Forquilha (ZCHM, ZCPC, ZCF) e sua relação com a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII), situada a oeste da área estudada, se constituiu em um dos principais pontos abordados no presente trabalho.

Os dados geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ disponíveis sugerem que essas zonas tenham sido nucleadas durante a deformação Brasiliana. Além disso, a presença de assembléias minerais metamórficas semelhantes indica que essas zonas de cisalhamento estiveram ativas sob condições de pressão e temperatura similares.

A análise dessas estruturas no que se refere às suas disposições geométricas e à verificação de sentidos de cisalhamento opostos (sinistral na ZCHM e na ZCPC; dextral na ZCSPII e na ZCF) conduziram à proposição de um modelo interpretativo de evolução das zonas de cisalhamento da região de Forquilha a partir do desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis conjugadas, em um regime transpressional.

Assim, foi considerado pertinente iniciar este capítulo com uma revisão geral sobre os aspectos conceituais e as características básicas referentes à formação de zonas de cisalhamento conjugadas e ao reconhecimento de zonas de transpressão e transtensão. Esse resumo visa uma melhor condução do leitor para a apresentação do modelo evolutivo, que será abordado na seqüência.

7.2 – BASES CONCEITUAIS

7.2.1 – ZONAS DE CISALHAMENTO CONJUGADAS

Conforme Ramsay (1980), um único conjunto de zonas de cisalhamento dúcteis paralelas é incapaz de mudar a forma total de uma massa de rochas segundo todas as novas configurações possíveis, enquanto que uma deformação gerada a partir de dois conjuntos de zonas com orientações diferentes pode acomodar qualquer tipo de mudança de forma de porte regional.

Uma característica importante do desenvolvimento de zonas de cisalhamento conjugadas é marcada pelas relações angulares dos dois conjuntos de zonas dúcteis, pois ao contrário do que ocorre em zonas frágeis, é no ângulo obtuso (geralmente 90° a 130°) entre as zonas que incide a direção de encurtamento máximo do sistema (Figura 7.1-b.1). Na intersecção dos dois conjuntos conjugados ocorrem estruturas mais complexas, com deformações finitas bem maiores que aquelas encontradas em cada uma das zonas individuais. As feições geométricas da intersecção geralmente indicam que uma das zonas de cisalhamento é ligeiramente mais antiga que a outra, gerando um pequeno deslocamento relativo.

O padrão estrutural geral de uma região deformada por zonas de cisalhamento transcorrentes conjugadas inicialmente é muito característico: áreas com formas losangulares de materiais pouco ou não-deformados limitados por zonas de cisalhamento dextrais e sinistrais. Este padrão é bastante comum em terrenos do embasamento cristalino e as dimensões das áreas de formas losangulares podem variar desde escalas centimétricas a quilométricas. Entretanto, de acordo com Ramsay & Huber (1987), é necessário avaliar se os ângulos entre as zonas de cisalhamento conjugadas que observamos atualmente refletem as relações angulares iniciais das zonas, ou se os ângulos iniciais foram modificados durante os estágios finais da deformação. Quando os ângulos originais são mantidos, o contraste de deformação entre as zonas de cisalhamento e o material de forma losangular é alto e a deformação principal corresponde apenas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento, uma vez que o material interno aos blocos losangulares permanece indeformado. Quando os ângulos iniciais mudam, o contraste de deformação é baixo e a deformação principal

corresponde à formação de zonas de cisalhamento, sua rotação e ao estiramento dos blocos de forma losangular.

O efeito geométrico do desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis conjugadas em um conjunto de camadas com horizontes marcadores paralelos depende da orientação deste marcador em relação às deformações principais produzidas pelos cisalhamentos conjugados (Ramsay 1980). Se o marcador é sub-perpendicular ao encurtamento principal máximo da massa total, na zona de intersecção das zonas conjugadas, esse marcador irá sofrer um afinamento (Figura 7.1-b-ii). Este estreitamento pronunciado, semi-simétrico, que ocorre no cruzamento das zonas de cisalhamento foi denominado de “boudinagem interna”. Ao contrário da boudinagem normal, ela não é dependente de contrastes de competência entre as camadas, sendo a zona de afinamento marcada apenas pelo cruzamento dos cisalhamentos. Esta estrutura pode ser considerada como a equivalente dúctil de falhas normais (Figura 7.1-a-ii e b-ii).

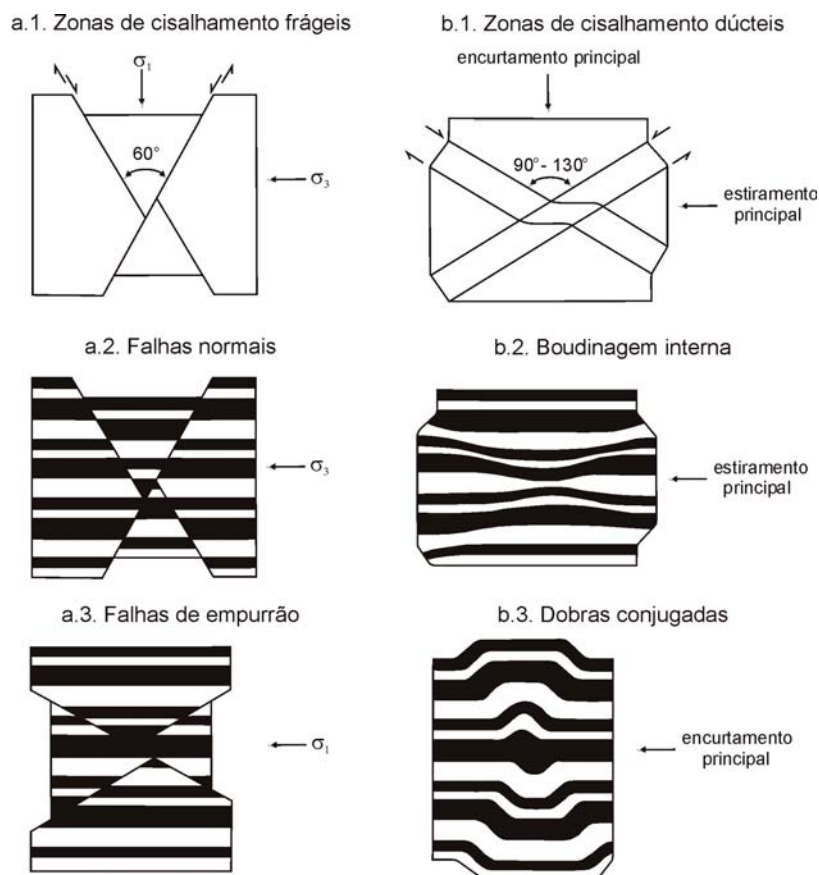


Figura 7.1 – Comparação entre feições geométricas de zonas de cisalhamento frágeis e dúcteis. Notar que a direção de encurtamento máximo (σ_1) é bissetriz do ângulo agudo para a deformação frágil e do ângulo obtuso para a deformação dúctil. Fonte: Ramsay (1980).

No caso do acamamento ser sub-perpendicular à extensão principal máxima da deformação principal, serão geradas dobras conjugadas. Estas dobras não necessitam ser geneticamente controladas pelo acamamento, ou pela espessura de camadas individuais, embora a anisotropia planar possa estimular a formação de zonas de cisalhamento. Tais dobras podem ser consideradas como correspondentes à falhas de empurrão (Figura 7.1-a-iii e b-iii).

Para analisar o efeito de movimentos contemporâneos e contínuos na deformação da área de intersecção de zonas de cisalhamento conjugadas, Lamouroux *et al.* (1991) propuseram um modelo esquemático em que os deslocamentos que ocorrem em cada zona conjugada são decompostos em um grande número de incrementos seqüenciais muito pequenos de sentidos dextral e sinistral alternados. Os autores supracitados sugerem uma evolução do sistema conjugado em cinco estágios (Figura 7.2):

- O primeiro estágio é uma zona de cisalhamento dextral incipiente;
- na segunda fase, a movimentação ao longo da zona de cisalhamento sinistral provoca o primeiro deslocamento da zona dextral anteriormente formada;
- o terceiro estágio é marcado por um novo incremento ao longo da primeira direção (cisalhamento dextral) que desloca as zonas conjugadas. Devido à presença de uma zona de fraqueza pré-existente (zona de cisalhamento incipiente) e de seu leve deslocamento durante a segunda etapa, o movimento ocorre essencialmente ao longo da zona de cisalhamento dextral pré-existente, exceto na zona de intersecção onde se desenvolve uma nova zona de cisalhamento a fim de interconectar os deslocamentos dextral e paralelo. No modelo esquemático, segue-se um revezamento linear, paralelo à direção de cisalhamento dextral e localizada na parte central da zona de intersecção, mas em uma deformação dúctil natural isso resulta em uma superfície de deformação de escala muito pequena e bastante complexa;
- na quarta fase, um novo incremento ocorre ao longo da direção sinistral conjugada;
- por fim, a quinta fase é marcada por mais um deslocamento na direção dextral.

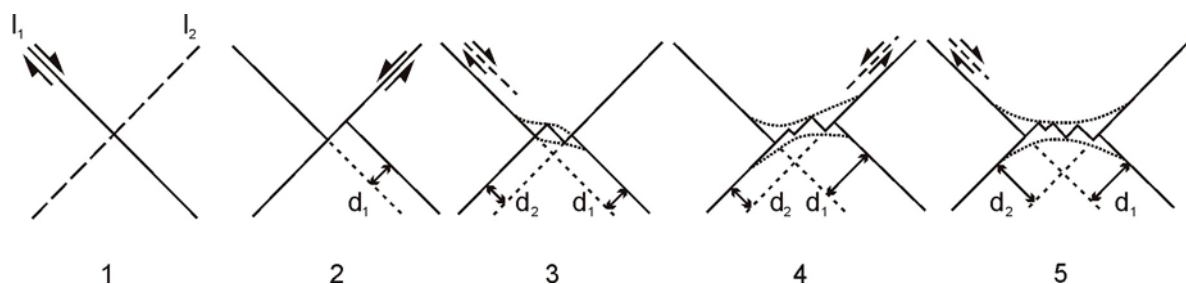


Figura 7.2 – Modelo esquemático para a evolução da deformação normalmente presente na área de intersecção de zonas de cisalhamento conjugadas (Lamouroux *et al.* 1991). Vide texto para a descrição dos diversos estágios.

Segundo este modelo, cada uma das direções conjugadas é proporcionalmente deslocada pela outra direção e a zona de intersecção, que conecta cada uma das zonas conjugadas à seu par correspondente, representa a direção do eixo de tensão principal mínimo (σ_3) no modelo 2-D da Figura 7.2 e ao plano $\sigma_2\sigma_3$ no modelo 3-D da Figura 7.3.

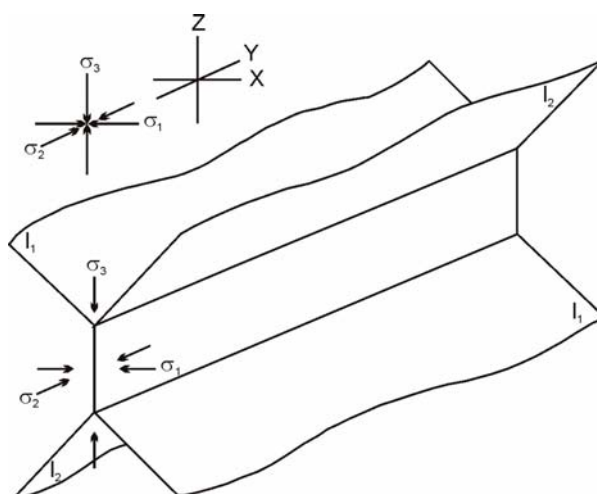


Figura 7.3 – Relações tridimensionais entre duas zonas de cisalhamento conjugadas (l_1 e l_2) e o sistema de referência de deformação (baseado em Lamouroux *et al.* 1991).

O revezamento do deslocamento gera uma forma serrilhada no modelo esquemático proposto, porém, em situações de deformação dúctil natural, isso resulta uma zona de deformação bem mais complexa, envolvendo a superposição de cisalhamento simples, cisalhamento puro e dilatação. Quanto maior a movimentação relativa e portanto o deslocamento mútuo dos pares conjugados, mais grossa e mais deformada será a zona de intersecção (Figura 7.2). Isto resulta em um espessamento localizado das bandas. Conforme Lamouroux *et al.* (1991), a acomodação dos deslocamentos pela deformação complexa da zona de intersecção é possível apenas

por pequenas movimentações pois ocorrem problemas de compatibilidade no arranjo conjugado, com um dos conjuntos se tornando prevalecente. Então o padrão geral será assimétrico e os deslocamentos mútuos poderão ser bastante desiguais.

7.2.2 – ZONAS DE TRANSPRESSÃO E TRANSTENSÃO

As zonas de transpressão e transtensão são geradas a partir de deformações transcorrentes que divergem do cisalhamento simples devido, respectivamente, à uma componente de encurtamento ou estiramento ortogonal à margem da zona de deformação. Estas deformações não-coaxiais tridimensionais se desenvolvem principalmente em resposta à movimentos relativos obliquamente convergentes ou divergentes sobre os limites de placas e outros blocos de deformação crustal, em diversas escalas.

Dewey *et al.* (1998) sugerem o uso dos termos “convergência oblíqua” e “divergência oblíqua” para a indicação das movimentações relativas nos limites de blocos ou placas. Tais movimentos são medidos usando o ângulo α entre o vetor de deslocamento horizontal extremo e o limite da zona de deformação (Figura 7.4; Tikoff & Teyssier 1994). Os termos “transpressão” e “transtensão”, conforme Dewey *et al.* (1998), devem ser utilizados de maneira restrita às combinações resultantes de deformações não-coaxiais e coaxiais.

Os modelos de transpressão e transtensão têm sido considerados como efetivos pontos de partida na análise de zonas de deformação tridimensionais e os exemplos são mostrados nas Figuras 7.4-a até 7.4-g (para zonas de transpressão), ordenados aproximadamente em graus de complexidade crescentes.

O modelo básico de Sanderson & Marchini (1984), mostrado na Figura 7.4-a, considera um volume constante e uma deformação homogênea em uma zona vertical, na qual o encurtamento (ou estiramento) horizontal sobre a zona é acomodado por estiramento (ou encurtamento) vertical. É possível modificar esse modelo básico, alterando cada uma das condições limítrofes para permitir uma mudança de volume (p.ex. Figura 7.4-b; Fossen & Tykoff 1993), estiramento lateral (Figura 7.4-c; Dias & Ribeiro 1994, Jones *et al.* 1997) ou uma componente de cisalhamento simples oblíquo na qual os blocos limitantes são deslocados vertical e lateralmente (Figura 7.4-d; Robin & Cruden 1994, Jones & Holdsworth 1998).

Todos esses modelos de deformação homogênea são considerados simplificações quando comparados com os padrões de deformação que ocorrem naturalmente em zonas de cisalhamento. Entretanto, em particular, os limites de zonas de deformação comumente são bastante rígidos, uma vez que eles não podem permitir deslocamentos livres simultaneamente em todas as direções enquanto transmitem a tensão cisalhante cedida pela componente de cisalhamento simples (Schwerdtner 1989, Robin & Cruden 1994).

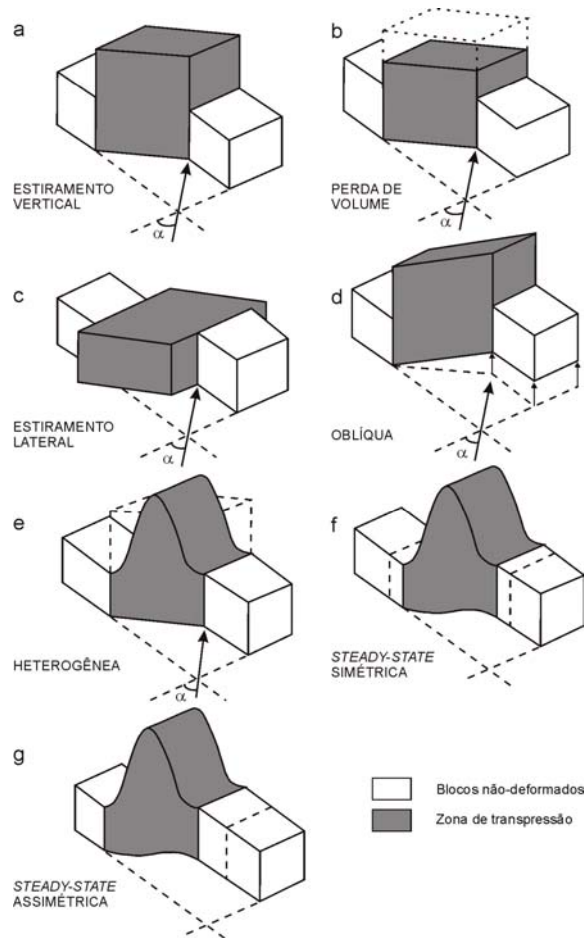


Figura 7.4 – Exemplos de modelos de deformação transpressional. (Obs.: as setas e o ângulo α estão omitidos em “f” e “g” para simplificação). Fonte: Dewey *et al.* (1998).

Um modelo mais minucioso do que os apresentados nas Figuras 7.4-a até 7.4-d poderia exibir um gradiente de deformação desenvolvido a partir de um deslizamento zero nas paredes limitantes até um estiramento vertical máximo no centro da zona, produzindo uma deformação heterogênea (Figura 7.4-e; Robin & Cruden 1994). Em determinadas situações, a zona de deformação pode ter uma largura fixa, de tal forma que as taxas de deformação irão aumentar (transpressão) ou diminuir (transtensão)

exponencialmente. Como resultado, são gerados modelos transpressionais ou transtensionais infinitos e em constante crescimento (*steady-state*), tanto simétricos (Figura 7.4-f) quanto assimétricos (Figura 7.4-g), que produzem uma taxa de deformação constante (Dutton 1997). Todavia, esses últimos três modelos são extremamente complexos e não permitem generalizações simples que possam ser feitas no que diz respeito às deformações finitas; portanto, eles podem ser considerados de uso limitado na análise da maioria das situações naturais.

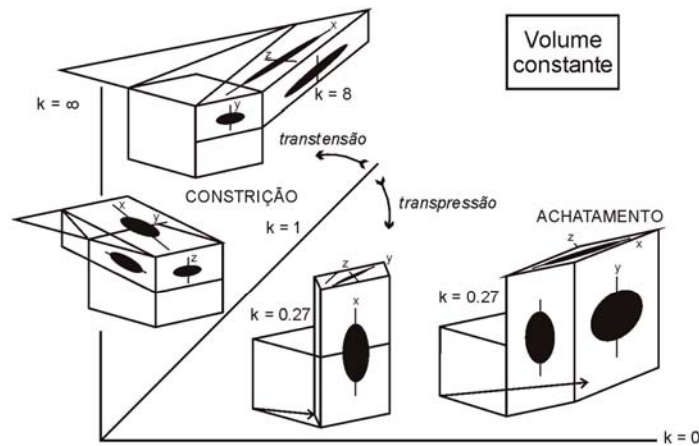
Nos modelos mais simples de transpressão e transtensão (por exemplo: Figuras 7.4-a até 7.4-c), um dos eixos principais de deformação finita permanece fixo e vertical conforme a deformação progride e os outros dois eixos giram em um plano horizontal devido a uma componente de cisalhamento simples não-coaxial. Isto produz deformações que possuem uma simetria monoclínica. Em contraste, os modelos mais complexos, que requerem uma componente de cisalhamento simples oblíqua (por exemplo: Figuras 7.4-d até 7.4-g), geralmente tem uma simetria triclínica na qual todos os três eixos de deformação finita rodam em relação a um referencial externo fixo.

As Figuras 7.5-a e 7.5-b mostram exemplos de deformações finitas e caminhos de deformação usando o modelo básico de volume constante com estiramento vertical de Sanderson & Marchini (1984) (apresentado na Figura 7.4-a). Elas mostram que a transpressão gera deformações principais de achatamento ($k < 1$) enquanto que a transtensão forma deformações principais constricionais ($k > 1$). Isto é também geralmente o caso em zonas de deformação onde ocorrem extrusão lateral (Figura 7.4-c) ou cisalhamento simples oblíquo (Figura 7.4-d) ou transpressão heterogênea (Figura 7.4-e), embora a variação dos valores de k seja reduzida, concentrando-se de maneira crescente para o campo de deformações planas conforme as componentes de deformação finita sejam aumentadas (estiramento lateral ou cisalhamento simples vertical, respectivamente) (Robin & Cruden 1994, Jones *et al.* 1997, Jones & Holdsworth 1998).

Entretanto, em circunstâncias especiais, é possível desenvolver deformações constricionais (ou prolatas) em zonas de transpressão e deformações com achatamento (ou oblatas) em zonas de transtensão. Por exemplo, deformações constricionais irão se desenvolver em zonas de transpressão onde haja uma componente de estiramento lateral e encurtamento vertical (ou perda de volume) (Dias & Ribeiro 1994, Fossen & Tikoff 1998).

Transpressão/Transtensão com estiramento vertical

a)



b)

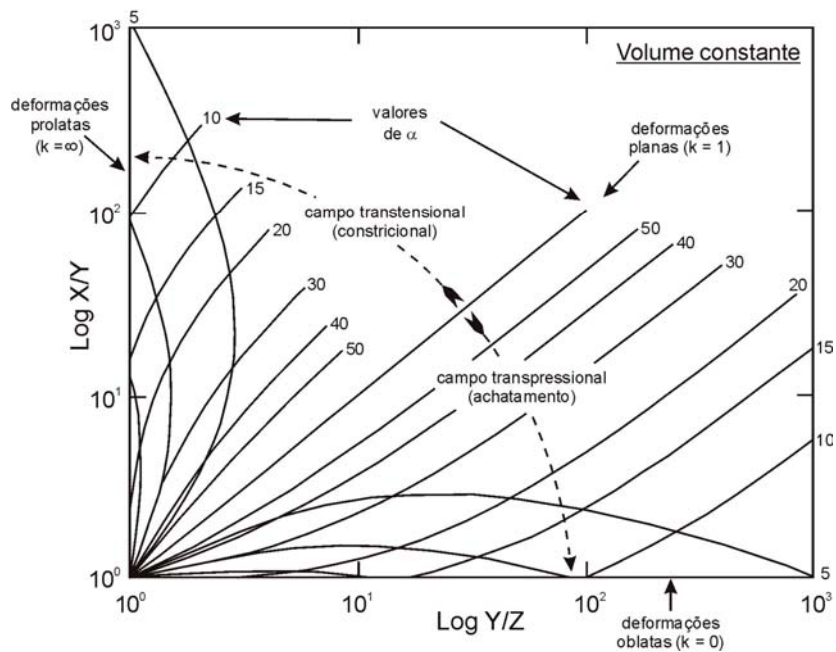


Figura 7.5 – a) Diagrama de Flinn ilustrando exemplos de deformações transtensionais e transpressionais; b) Diagrama logarítmico de Flinn apresentando caminhos de deformação transtensionais e transpressionais. Fonte: Dewey *et al.* (1998).

As deformações podem ser cinematicamente não-compartmentadas ou compartmentadas em zonas de transpressão (Figuras 7.6-a e 7.6-b) e transtensão. A compartimentação pode ser facilitada pela reativação de zonas de fraqueza pré-existentes que estejam em orientações favoráveis para minimizar o esforço da movimentação (Jones & Tanner 1995) ou em ângulos nos quais o coeficiente de atrito de escorregamento é menor que o coeficiente de atrito interno para a geração de novas falhas.

Modelos reológicos presentes na literatura demonstraram a importância do ângulo de convergência (α) para a ocorrência da compartimentação. Em ângulos altos, ocorre pouco ou nenhum particionamento, enquanto que sobre baixos ângulos, a compartimentação na forma de componentes de empurrões e transcorrências é bastante forte, especialmente quando os ângulos de convergência ou divergência são menores que 20° (Tikoff & Teyssier 1994).

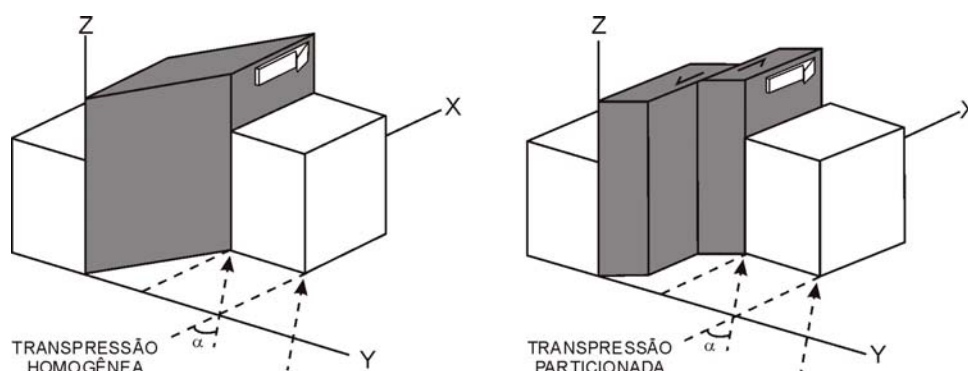


Figura 7.6 – a) Transpressão não-particionada; b) Transpressão particionada, na qual parte da deformação é dissipada por uma falha transcorrente discreta (baseado em Dewey *et al.* 1998).

Os principais controladores da orientação do *fabric* em zonas de transpressão e transtensão são tipicamente o ângulo de obliquidade (α), a intensidade de deformação finita e o grau de compartimentação cinemática. Em zonas de transpressão monoclinica onde a deformação principal segue o modelo de estiramento vertical de Sanderson & Marchini (1984), as direções das superfícies de achatamento principais (clivagem, xistosidade, bandamento gnáissico) irão variar de acordo com a componente não-coaxial de deformação, mas o mergulho é sempre vertical. Caracteristicamente, lineações de estiramento associadas podem oscilar desde verticais a horizontais onde $\alpha < 20^\circ$ (transpressão dominada por distensão). De modo oposto, em transtensão, a direção de estiramento é sempre horizontal, com deformação finita crescente, mas a direção de encurtamento varia desde vertical a horizontal onde $\alpha < 20^\circ$ (McCoss 1986). Assim, se não ocorrer nenhum particionamento cinemático, podem ocorrer estruturas planares desde verticais a horizontais. Entretanto, esta variação na disposição do *fabric* é eliminada em zonas de transpressão e transtensão onde há um componente significativo de estiramento lateral, sendo que nessas situações, as lineações serão principalmente horizontais (Jones *et al.* 1997).

A relação entre as estruturas planar e linear em zonas de transpressão e transtensão triclinicas (por exemplo: Figuras 7.4-d até 7.4-g) é muito pouco compreendida. Os modelos preliminares de Robin & Cruden (1994) sugeriram que podem ocorrer variações complexas e sistemáticas nas orientações das foliações e lineações, dependendo da intensidade da deformação finita, da obliquidade da componente de cisalhamento simples e da natureza de qualquer particionamento cinemático dentro da zona de deformação.

Todas as zonas de transpressão e transtensão apresentam deformações não-coaxiais tridimensionais. O esforço em se modelar seus desenvolvimentos representam parte de uma tentativa maior e mais complexa de se lidar com zonas de deformação geológica de uma maneira mais realista. Todavia, há dificuldades práticas importantes. Dewey *et al.* (1998) demonstram que não há um consenso sobre a necessidade dos modelos de deformação se aproximarem de condições reais, tornando-os cada vez mais complexos e de difícil manuseio, ou se devem permanecer simples, significando que devem ser aplicados apenas de forma qualitativa para os padrões de deformação principais finitos.

7.3 – MODELO PROPOSTO PARA O SISTEMA DE ZONAS DE CISALHAMENTO DA REGIÃO DE FORQUILHA

No modelo proposto para a área de estudo, a ZCHM e a ZCPC são interpretadas como estruturas conjugadas antitéticas à ZCF. Com base na análise geométrica verificada nos pontos de intersecção entre a ZCHM e a ZCF, bem como entre a ZCPC e a ZCF, a direção geral de encurtamento foi considerada como aproximadamente horizontal e com *trend* WNW-ESE. No estágio inicial (Figura 7.7 - t_0), a ZCHM e a ZCPC se desenvolveram segundo uma direção aproximadamente N-S dentro de um bloco estrutural limitado a NW pela ZCSPII e a SE pela ZCF. Com o incremento da deformação, em um estágio subsequente, as porções norte da ZCHM e da ZCPC iniciam uma inflexão para NNE devido ao processo de encurtamento do bloco segundo a direção WNW-ESE (Figura 7.7 - t_1). Finalmente, os segmentos norte e central das ZCHM e ZCPC atingem um determinado grau de paralelismo com as ZCSPII e ZCF sem, entretanto, apresentar registro de mudança de comportamento cinemático. Nos locais onde as ZCHM e ZCPC encontram-se ortogonais à direção de encurtamento

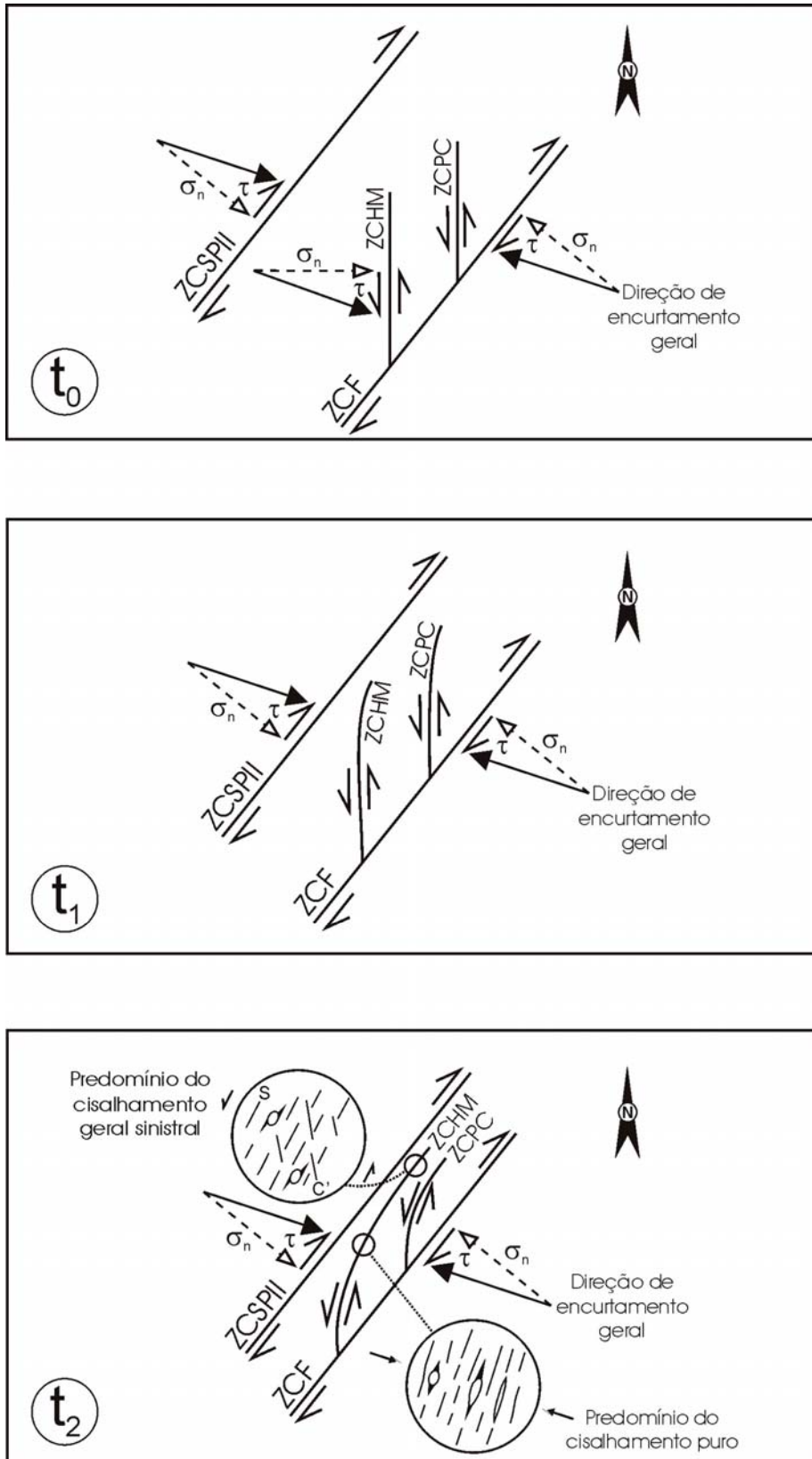


Figura 7.7 - Modelo interpretativo para o desenvolvimento do Sistema de Zonas de Cisalhamento da Região de Forquilha. ZCSPII - Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; ZCHM - Zona de Cisalhamento Humberto Monte; ZCPC - Zona de Cisalhamento Poço Cercado; ZCF - Zona de Cisalhamento Forquilha; σ_n - tensão normal; τ - tensão cisalhante. Vide explicações no texto.

geral ocorre um predomínio de uma *fabric* onde o componente de achatamento é predominante (Figura 7.7 – t_2).

O modelo acima descrito é compatível com a descrição matemática de transpressão (e transtensão) “não confinada” apresentada por Jones *et al.* (1997; Figura 7.4-c), na qual as condições limítrofes especificadas por Sanderson & Marchini (1984) foram estendidas para permitir a ocorrência de extrusão lateral. Jones *et al.* (1997) consideram a extrusão lateral (ou escape lateral, conforme Dias & Ribeiro 1994) como um estiramento na direção horizontal que causa um prolongamento da zona de deformação em relação às rochas menos deformadas (ou não-deformadas) que formam as margens da zona.

Em zonas de deformação transpressionais e transtensionais que não são confinadas lateral e verticalmente, o material pode se mover para dentro de zonas de transtensão ou fora de zonas de transpressão paralelamente ao comprimento da zona, e esta pode sofrer espessamento ou afinamento vertical. Nestes casos, a orientação e, principalmente, a geometria do elipsóide de deformação finita depende não apenas da quantidade de encurtamento através da zona e de transcorrência paralela à zona, mas também da razão entre estiramento vertical e lateral.

Em termos de análise cinemática, para zonas transpressionais e transtensionais em que o encurtamento é pelo menos parcialmente balanceado por estiramento lateral, há uma condição cinemática essencial de que alguns materiais sejam deslocados com um sentido oposto de cisalhamento àquele da componente de deformação de cisalhamento simples atuante através da zona como um todo. Desta forma, a complexidade cinemática tridimensional que pode ser esperada em zonas naturais de transpressão e transtensão demonstra que deslocamentos antitéticos em zonas de transpressão não necessariamente estão relacionadas a diferentes fases de deformação com sentidos de cisalhamento diferentes (Jones *et al.* 1997).

Na maioria dos casos de deformação envolvendo extrusão lateral, a exemplo das zonas de colisão ortogonal do leste da China e Tibet (Molnar & Tapponnier 1977) e das deformações mesozóicas no sudoeste do Chipre e devonianas no centro da Escócia (Jones *et al.* 1997), são sugeridos modelos em que o cisalhamento puro regional foi acomodado ao longo de arranjos de zonas de cisalhamento ou falhas transcorrentes conjugadas. As disposições dessas estruturas facilitaram o escape lateral de blocos crustais, particularmente durante a colisão de margens continentais

com formas irregulares ou em um ciclo orogênico tardio em regiões de platô fortemente espessadas.

Na área estudada neste trabalho, um regime de deformação não-coaxial progressivo foi considerado responsável pelo desenvolvimento da configuração na qual zonas de cisalhamento com cinemática oposta dispõem-se parcialmente com *trends* paralelos. Neste contexto, não foram verificadas diferenças significativas nas orientações da lineação de estiramento em cada uma dessas zonas de cisalhamento que, conforme apresentado no capítulo 5.4.1, de maneira geral mostram-se com baixo *rake* para NE ou SW. Um esquema tridimensional da evolução progressiva proposta para a área, com a variação de seus elementos planares e lineares, é apresentada na Figura 7.8.

Outra característica marcante da área de estudo, é a associação entre as zonas de cisalhamento e mega-dobras F_3 de escala regional, com planos axiais subverticais e eixos de baixo mergulho para S (como detalhado no capítulo 5.4). Esta relação demonstra claramente um encurtamento ao longo de toda região, no qual a deformação progressiva conduziu para: a) uma rotação do plano axial e do eixo das dobras F_3 para uma orientação NNE a NE, e b) a propagação lateral e longitudinal das zonas de cisalhamento, que interferem nas dobras previamente desenvolvidas.

A justaposição das foliações miloníticas nas áreas de cruzamento entre a ZCHM e a ZCF, bem como entre a ZCPC e ZCF, sugerem uma relação estrutural complexa. Entretanto, a ausência de melhores exposições de rochas neste locais não permitiram uma análise da geometria de intersecção em escala de afloramento.

Apesar da insuficiência de marcadores de deformação adequados para uma determinação precisa do elipsóide de deformação finita regional, a geometria e a cinemática do conjunto de estruturas analisadas sugerem um modelo transpressional não-confinado no qual o encurtamento foi amplamente acomodado por extrusão lateral, com menores quantidades de estiramento vertical.

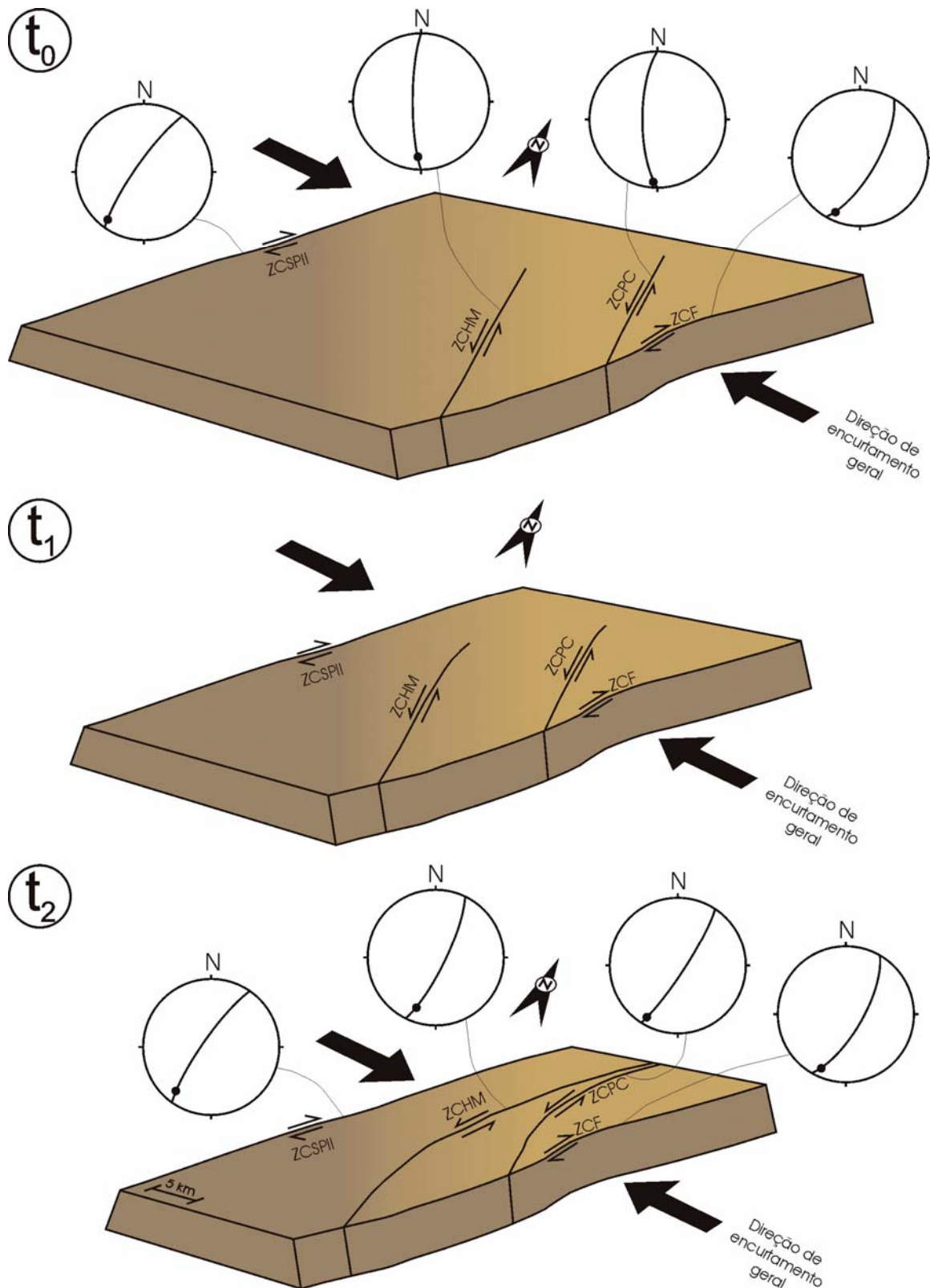


Figura 7.8 – Esquema tridimensional sugerido para a evolução das zonas de cisalhamento da área de estudo. Os estereogramas mostram as orientações iniciais e finais das zonas. ZCSPII - Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; ZCHM - Zona de Cisalhamento Humberto Monte; ZCPC - Zona de Cisalhamento Poço Cercado; ZCF - Zona de Cisalhamento Forquilha.

8. CONCLUSÕES

Este capítulo apresenta uma síntese das principais conclusões obtidas no presente trabalho, que enfocou o condicionamento estrutural do Sistema de Zonas de Cisalhamento da Região de Forquilha e seu contexto geológico regional.

A integração de técnicas de processamento digital de imagens de sensoriamento remoto (imagens de satélite Landsat 7 ETM+) com os métodos tradicionais de mapeamento geológico proporcionou um avanço significativo na delimitação dos contatos das unidades geológicas e na compreensão da geometria da trama estrutural regional. Dois tipos de lineamentos foram individualizados: a) lineamentos curvilíneos espaçados (LCE) correspondentes a segmentos em superfície da foliação S_2 reorientada pela deformação D_3 , conformando mega-dobras fechadas (F_3), ou, secundariamente, à foliação S_3 sub-vertical; b) lineamentos retilíneos adensados (LRA) que demarcam nitidamente as zonas de cisalhamento transcorrentes (deformação D_3), sendo que a intensidade de aproximação dos LRA permitiu estimar a largura das faixas miloníticas.

O modelo digital de elevação (MDE) elaborado a partir de dados de radar SRTM, com resolução espacial de 90m, contribuiu de maneira eficaz para a compartimentação geomorfológica da mesma. Por meio deste produto foi demonstrado, de maneira geral, que as ocorrências de ortognaisses paleoproterozóicos e litotipos da Unidade Canindé estão associadas às porções mais baixas do terreno, enquanto que as rochas da Unidade Independência correspondem às partes mais altas. Além disso, também foi possível observar que a orientação preferencial de pequenas elevações, com menos de 1 km de largura, definem o alinhamento das zonas de cisalhamento.

O dados estruturais obtidos nos trabalhos de campo, complementados por análises em escala microscópica, possibilitaram a identificação e a caracterização de uma evolução tectono-metamórfica marcada por pelo menos três episódios de deformação dúctil, denominados de D_1 , D_2 e D_3 .

O evento mais antigo registrado na área (D_1) foi relacionado a uma tectônica distensional de baixo ângulo, com direção de extensão aproximadamente norte-sul e com a movimentação do topo para sul, sob condições metamórficas de fácies anfibolito baixo.

O *fabric* sub-horizontal sofreu encurtamento aproximadamente E-W, gerando as estruturas referentes à D_2 (dobras apertadas a isoclinais). O campo de temperatura e pressão durante o desenvolvimento de D_2 sugere condições de metamorfismo (M_2) no fácies anfibolito baixo e pressão intermediária.

A macroestruturação da área mapeada foi delineada pela ação do terceiro evento deformacional (D_3). Durante esse evento, dobras de dimensão regional (F_3) foram geradas sob condições de metamorfismo (M_3) no fácies xisto verde alto a anfibolito. A nucleação de zonas de cisalhamento transcorrentes de *trend* geral NNE a NE, também são relacionadas a esse evento. As principais delas são denominadas Zona de Cisalhamento Humberto Monte (ZCHM), Zona de Cisalhamento Poço Cercado (ZCPC) e Zona de Cisalhamento Forquilha (ZCF). Do ponto de vista cinemático, as duas primeiras apresentam movimentação sinistral, enquanto a última mostra movimentação dextral. Durante os estágios finais do evento D_3 , pequenos corpos granitóides foram alojados. Essas intrusões apresentam pouca ou nenhuma evidência de deformação.

Não foi possível correlacionar a deformação D_1 com àquelas mapeadas a leste da ZCF. Naquela região são marcantes os registros de uma tectônica de empurrões com topo para oeste (Caby & Arthaud 1986) que não foram reconhecidos na área de estudo. Este fato indica que a ZCF é um limite de domínios de comportamento estrutural distinto.

O estudo das estruturas frágeis não foi o foco desse trabalho, entretanto, a fim de compor o quadro evolutivo da área, algumas considerações são aqui colocadas. Na estruturação macroscópica, quatro sistemas de fraturas são bem marcados (N-S, E-W, NE e NW), sendo que o conjunto de orientação NW é o mais conspícuo em campo. Embora boa parte dessas estruturas possam claramente ser associadas a um estágio tardi-Brasiliano, ressalta-se também a presença de brechação e falhamentos normais que são interpretados como mais recentes. Esses fatos apontam para uma reativação tectônica da área estudada, agora em regime frágil.

Os dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidos nesta tese para a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII), situada a oeste da área, e para a ZCPC, associados com outras

informações geocronológicas de zonas de cisalhamento do Estado do Ceará, presentes na literatura, permitem relacionar essas estruturas à orogênese Brasileira. A idade de 519 ± 3 Ma em biotita pode ser considerada como correspondente à última fase de cisalhamento Brasileiro na ZCSPII. Os dados da ZCPC sugerem que essa estrutura tenha se formado a mais de 400 Ma e que um evento térmico, que possibilitou a reabertura do sistema K-Ar na biotita, tenha ocasionado uma reativação entre 288 e 220 Ma. Esse evento, ao qual é possível associar algumas estruturas frágeis desenvolvidas na região, ainda necessita de melhor caracterização quanto a sua abrangência e cinemática.

A análise das zonas de cisalhamento da região de Forquilha no que se refere às suas disposições geométricas e à verificação de sentidos de cisalhamento opostos (sinistral na ZCHM e na ZCPC; dextral na ZCSPII e na ZCF) conduziram à proposição de um modelo interpretativo de evolução dessas estruturas a partir do desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis conjugadas, em um regime transpressional não-confinado, no qual o encurtamento foi acomodado por extrusão lateral, com menores quantidades de estiramento vertical. Uma direção geral de encurtamento aproximadamente horizontal e com *trend* WNW-ESE é sugerida.

Um regime de deformação não-coaxial progressivo foi considerado responsável pela configuração geométrica na qual zonas de cisalhamento com cinemática oposta apresentam *trends* subparalelos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A

- Almeida A.R. 1995. *Petrologia e aspectos tectônicos do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim-CE*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 279 p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 8, Atas, Campina Grande, p. 363-391.*
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural province. *Earth Sci. Rev., 7:1-29.*
- Amaral W.S. & Santos T.J.S. 2006. Análise estrutural da porção centro-leste do arco magmático de Santa Quitéria – região de Aracatiaçu e Taperuaba (CE), NW da Província Borborema. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Anais, Aracajú, p. 169.*
- Amaro V.E. & Strieder A.J. 1994. Análise de fotolineamentos e padrões estruturais em imagens de satélite. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Anais, Balneário Camboriú, p. 443-444.*
- Amaro V.E. 1998. *Análise conjunta de dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto do setor extremo nordeste da Província Borborema, nordeste do Brasil, com ênfase nas zonas de cisalhamento dúcteis neoproterozóicas*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 393 p.
- Amaro V.E., Amaral G., Launeau P. 1998. A espectrometria de reflectância aplicada ao mapeamento geológico da porção extremo nordeste da Província Borborema, Nordeste do Brasil. *In: INPE, Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 9, Anais, Santos, p. 1-12.*
- Antunes A.F. 2004. *Evolução tectono-estrutural do Campo de Xaréu (Sub-bacia de Mundaú, Bacia do Ceará – NE do Brasil): Abordagem multi-escala e pluriferramental*. Tese de Doutorado, PPGG/UFRN, 371 p.
- Arthaud M.H. 1986. A falha de Tauá (CE): zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo de rejeito múltiplo. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Anais, Goiânia, p. 766-769.*
- Arthaud M.H., Hartmann M.B., Tagliani T.R.M. 1988. Metamorfismo inverso na porção centro-leste da Folha Independência-CE: suas implicações estruturais e estratigráficas. *Revista de Geologia – UFC, 1:41-44.*

Arthaud M.H. & Torquato J.R. 1989. A tectônica transcorrente do Estado do Ceará. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Atas, Fortaleza, p. 277-278.*

Arthaud M.H. & Caby R. 1990. Petrostructural evolution of Ceará shear zones suggestive of monocyclic Brasiliano age crustal evolution. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Anais, Natal, p. 253.*

Arthaud M.H., Vasconcelos A.M., Oliveira F.V.C. 1998a. As seqüências metasedimentares do Ceará Central. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Anais, Belo Horizonte, p. 16.*

Arthaud M.H., Vasconcelos A.M., Nogueira Neto J.A., Oliveira F.V.C., Parente C.V., Monié P., Liégeois J.P., Caby R., Fetter A. 1998b. Main structural features of Precambrian domains from Ceará (NE Brazil). *In: UFOP, International Conference on Basement Tectonics, 14, 1998, Abstracts, Ouro Preto, p. 84-85.*

B

Bard J.P. 1986. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. D. Reidel Publish Company, Dordrecht, 264 pp.

Brandmayr M., Dallmeyer R.D., Handler R., Wallbrecher E. 1995. Conjugate shear zones in the southern Bohemian massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity. *Tectonophysics, 248:97-116.*

Brito Neves B.B. 1975. *Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 198 p.

Brito Neves B.B. 1983. *O mapa geológico do nordeste Oriental do Brasil, escala 1:1.000.000*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 177 p.

Brito Neves B.B. 1986. Tectonic regimes in the Proterozoic of Brazil. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 12, Atas, João Pessoa, p. 235-251.*

Brito Neves B.B., Van Schmus 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. *Rev. Bras. Geoc., 25:279-296.*

Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. Tectonic evolution of South America*. SBG, Rio de Janeiro. pp.: 151-182.

C

Caby R. & Arthaud M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, Northeast Brazil. *Geology, v.14, p.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.*

Caby R., Sial A.N., Arthaud M.H., Vauchez A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. *In: Dallmeyer R.D. & Lécorché J.P. (eds.), The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, pp.: 373-397.

- Carvalho J.A.A. 2005. *Caracterização macro, meso e microscópica das estruturas frágeis do corpo arenítico conglomerático da região de Santana do Acaraú (CE) e seu embasamento circundante*. Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, 144 p.
- Castro N.A. 2005. *Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taperoaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 221 p.
- Corsini M., Lambert De Figueiredo L., Caby R., Féraud G., Ruffet G., Vauchez A. 1998. Thermal history of the Pan-African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Tectonophysics*, **285**:103-117.
- Costa M.J., França J.B., Bacchiega I.F., Habekost C.R., Cruz W.B. 1973. *Projeto Jaibaras - Relatório final*, DNPM/CPRM, Recife, (5 vol.).
- CPRM. 1983. *Mapa Geológico do Estado do Ceará em escala 1:500.000*, CPRM-DNPM.
- CPRM. 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará na escala 1:500.000. In: CPRM & SRH-CE. 2003. *Atlas de Geologia e Recursos Minerais do Ceará: Sistema de Informações Geográficas SIG e Mapas na escala 1:500.000*. Coord. técnica: José Carvalho Cavalcante, Antônio Maurílio Vasconcelos, Francisco Edson M. Gomes. Fortaleza, CPRM. 1 CD-Rom.

D

- Dantas E.L., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Fetter A.H., Brito Neves B.B., Cordani U., Nutman A.P., Williams I.S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre Massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, **130**:113-137.
- Davis P.A. & Berlin G.L. 1989. Rock discrimination in the complex geologic environment of Jabal Salma, Saudi Arabia, using Landsat thematic mapper data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **55**:1147-1160.
- Deino A.L. & Potts R. 1990. Single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Ologesailie Formation, southern Kenya Rift. *Journal of Geophysical Research*, **95**:8453-8470.
- Deino A., Tauxe L., Monaghan M., Drake R. 1990. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age calibration of the litho- and paleomagnetic stratigraphies of the Ngorora Formation, Kenya. *Journal of Geology*, **98**: 567-587.
- Destro N., Szatmari P., Ladeira E.A. 1994. Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **16**: 35-45.
- Dewey J.F., Holdsworth R.E., Strachan R.A. 1998. Transpression and transtension zones. In: Holdsworth R.E., Strachan R.A., Dewey J.F. (eds). 1998. *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 135, pp.: 1-14.
- Dias R. & Ribeiro A. 1994. Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican arc. *Journal of Structural Geology*, **16**:1543-1554.
- Drury S.A. 1987. *Image interpretation in geology*. Chapman & Hall, London, 283 pp.

Drury S.A. & Hunt G.A. 1989. Geological uses of remotely sensed reflected and emitted data of lateritized Archean terrain in Western Australia. *International Journal of Remote Sensing*, **10**:195-207.

Dutton B.J. 1997. Finite strains in transpression zones with no boundary slip. *Journal of Structural Geology*, **19**:1189-1200.

F

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 for the assembly of Gondwana*. PhD Thesis, Department of Geology, University of Kansas. Lawrence, Kansas-USA, 164 p.

Fetter A.H., Van Schmus W.R., Santos T.J.S, Nogueira Neto J.A., Arthaud M.H. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent "Atlantica". *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:102-106.

Fetter A.H., Santos T.J.S, Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B.B., Arthaud M.H., Nogueira Neto J.A., Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research*, **6**:265-273.

Fossen H. & Tykoff B. 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transtension tectonics. *Journal of Structural Geology*, **15**:413-422.

Fossen H. & Tykoff B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R.E.; Strachan, R.A.; Dewey, J.F. (eds). 1998. *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 135, pp.: 15-33.

G

Gorayeb P.S.S. & Abreu F.A.M. 1991. O Granito do Pajé – NW do Ceará. Caracterização geológica. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 14, Atas, p.182-184.

H

Harrison T.M., Duncan I., McDougall I. 1985. Difusion of ⁴⁰Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**:2461-2468.

Hibbard M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 587 pp.

Hutton D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **79**:245-255.

J

Jardim De Sá E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 803 p.

Jardim De Sá E.F., Macedo M.H.F., Fuck R.A., Kawashita K. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema, e a margem norte do Cráton São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**:472-480.

Jones R.R. & Holdsworth R.E. 1998. Oblique Simple Shear In Transpression Zones. In: Holdsworth, R.E.; Strachan, R.A.; Dewey, J.F. (eds). 1998. *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 135, pp.: 35-40.

Jones R.R. & Tanner P.W.G. 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, **19**:1201-1218.

Jones R.R., Holdsworth R.E., Bailey W. 1997. Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions. *Journal of Structural Geology*, **19**:1201-1218.

K

Kegel W. 1961. Os lineamentos na estrutura geológica do Nordeste. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **33**:25-26.

Kirschner L., Cosca M.A., Masson H., Hunziker J.C. 1996. Staircase $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra of fine-grained white mica: timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. *Geology*, **24**:747-750.

Kozuch M., Van Schums W.R., Brito Neves B.B. 1997. Ages and isotope geochemistry of two pre-Brasiliano magmatic events in the Borborema Province of NE Brazil. In: South America Symposium on Isotope Geology, Brazil, *Actas*, p. 157-160.

L

Lamouroux C., Ingles J., Debat P. 1991. Conjugate ductile shear zones. *Tectonophysics*, **185**:309-323.

M

Marino C.M. & Tibaldi A. 1988. Use of Landsat and Seasat data as a tool in kinematic analysis: the Tunisian atlas. *International Journal of Remote Sensing*, **9**:1659-1673.

Martins G. 2000. *Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UNICAMP, 220p.

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 Borborema Province? In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, *Anais*, Belo Horizonte, p. 28.

Martins G. & Oliveira E.P. 2004. Arcabouço lito-estrutural da Suíte Metamórfica Algodões-Choró, Domínio Ceará Central da Província Borborema. *Revista de Geologia – UFC*, **17**:38-51.

- McCoss A.M. 1986. Simple constructions for deformation in transpression/transension zones. *Journal of Structural Geology*, **8**:715-718.
- McDougall I. & Harrison T.M. 1988. *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. Oxford University Press, New York, 212 pp.
- Medeiros V.C. 2004. *Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil*. Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, 200 p.
- Molnar P. & Tapponnier P. 1977. Relation of the tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision: application of slip line field theory to large-scale continental tectonics. *Geology*, **5**:212-216.
- Monié P., Caby R., Arthaud M.H. 1997. The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and petrostructural data from Ceará. *Precambrian Research*, **81**: 241-264.
- Morais Neto J.M., Pessoa Neto O.C., Lana C.C., Zalán P.V. 2003. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia do Ceará. *Phoenix*, **57**, 9 p.

N

- Neves S.P. 1989. Diferenciação de magmas graníticos em zonas de cisalhamento: o caso de Tauá, Ceará. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**:303-309.
- Neves S.P. 1991. A zona de cisalhamento de Tauá, Ceará: sentido e estimativa do deslocamento, evolução estrutural e granitogênese associada. *Rev. Bras. Geoc.*, **21**:161-173.
- Neves S.P. & Mariano G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Struct. Geol.*, **21**:1369-1383.

O

- O'Leary D.W., Friedman J.D., Pohn, H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**:1463-1469.

P

- Parente C.V., Torquato J.R.F., Almeida A.R., Sidrim A.C.G., Maranhão C.M.L., Nogueira Neto J.A., Andrade Filho J.F., Souza J.V., Souza M.J.M., Arthaud M. 1989. Granitóides do Ceará: região de Quixadá-Solonópole. *Revista de Geologia – UFC*, **2**:1-143.
- Passchier C.W., Myers J.S., Kröner A. 1993. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. Trad. de Mário Figueiredo. Edusp, São Paulo, 188 pp.
- Pessoa R.R. & Archanjo C.J. 1984. Tectônica de empurrão na região de Tróia-CE. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, Rio de Janeiro, p. 1721-1728.

Pessoa R.R., Brito Neves B.B., Kawashita K., Pessoa D.R., Fuck R.A. 1986. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do Maciço de Tróia-CE. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste*, 9, *Atas*, João Pessoa, p. 75-83.

Prewitt J. 1970. Object enhancement and extraction. *In: Lipkin, B. & Rosenfeld, A. (eds.) Picture processing and psychopictorics*. Academic Press, New York.

R

Ramsay J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 567 pp.

Ramsay J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, **2**:83-99.

Ramsay J.G. & Huber M.I. 1987. Ductile and brittle shear zones. *In: Ramsay J.G. & Huber M.I. (eds.) The Techniques of Modern Structural Geology*, v.2, Academic Press, London, pp.: 595-640.

Richards J.A. 1995. *Remote sensing digital image analysis*. Springer-Verlag, Berlin, 340 pp.

Rename J. 2000. Explanatory note to the International Stratigraphic Chart. IUGS, UNESCO, Div. Earth Sciences, 16 pp (include chart).

Robin P.Y.F. & Cruden A.R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, **16**:447-466.

S

Sanderson D.J. & Marchini W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, **6**:449-458.

Santos E.J. 1995. *O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 219 p.

Santos E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrecionária na Província Borborema. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, *Anais*, v.6, Salvador, p. 47-50.

Santos E.J. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Belém do São Francisco/Floresta, SC.24-X-A, escala 1:250.000*. Brasília, CPRM, 57 p.

Santos E.J. & Brito Neves B.B. 1984. Província Borborema. *In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (coords.) O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blücher, São Paulo, pp.:123-186.

Santos E.J., Gusmão R.G., Paiva I.P. 1997. Terrenos no domínio transversal da Província Borborema, controles sobre acreção e retrabalhamento crustais ao sul do Lineamento Patos. *In: SBG, Simp. Geol. Nordeste*, 17, *Atas*, Fortaleza, p. 140-144.

Santos E.J. & Medeiros V.C. 1997. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. *In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, v.2, p. 237-239.

Santos T.J.S. 1999. *Evolução tectônica e geocronológica do extremo noroeste da Província Borborema*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UNESP-Rio Claro, 295 p.

Schobbenhaus Filho C., Ribeiro C.L., Oliva L.A., Takanohashi J.T., Lindenmayer Z.G., Vasconcelos J.G., Orlandi V. 1975. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Goiás (SD.22)*. Brasília, DNPM.

Schwerdtner W.M. 1989. The solid-body tilt of deformed palaeohorizontal planes: application to the Archean transpression zone, southern Canadian Shield. *Journal of Structural Geology*, **11**:1021-1027.

Searle M.P., Weinberg R.F., Dunlap W.J. 1998. Transpressional tectonics along the Karakoram fault zone, northern Ladakh: constraints on Tibetan extrusion. In: Holdsworth R.E., Strachan R.A., Dewey J.F. (eds). 1998. *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 135, pp.: 307-326.

Silva L.C., Armstrong R., Pimentel M.M., Scandolara J., Ramgrab G., Wildner W., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Rizzoto G., Quadros M.L.E.S., Sander A., Rosa A.L.Z. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Rev. Bras. Geoc.*, **32**:529-544.

Souza Filho O.A. 1999. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Irauçuba, Folha SA.24-Y-D-V. Escala 1:100.000*. Brasília, CPRM, 1 Cd-rom.

Souza Z.S., Montel J.-M., Gioia S.M.L.C., Hollanda M.H.B.M., Nascimento M.A.L., Jardim De Sá E.F., Amaro V.E., Pimentel M.M., Lardeaux J.-M., Veschambre M. 2006. Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research*, **9**:441-445.

Strieder A.J. & Amaro V.E. 1997. Estruturas de lineamentos extraídos de imagens de sensores remotos. *EGATEA:Rev. Esc. Eng. UFRGS*, **25**:109-117.

T

Teixeira M.L.A. & Dantas E.L. 2006. Geologia, aerogeofísica e geologia isotópica do limite norte do Complexo Tamboril-Santa Quitéria – CE (Província Borborema). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, *Anais*, Aracajú, p. 23.

Tikoff B. & Teyssier C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, **16**:1575-1588.

Trompette R. 1994. Geology of Western Gondwana, Pan-African – Brasiliano aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Brookfield, Rotterdam, 350 pp.

U

USGS – United States Geological Survey. 2003. *Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) elevation dataset*. Disponível em: <http://seamless.usgs.gov>. Acesso em: 20 de novembro de 2003.

V

- Valentino D.W., Valentino R.W., Hill M.L. 1995. Paleozoic transcurrent conjugate shear zones in the central Appalachian piedmont of southeastern Pennsylvania. *Journal of Geodynamics*, **19**:303-324.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P.C., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Jour. South Am. Earth Sci.* **8**:267-288.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P.C., Fetter A.H., Kozuch M., Dantas E.L., Babinski M. 1998. The Borborema Province: a collage of polycyclic domains in northeast Brazil. In: UFOP, International Conference on Basement Tectonics, 14, *Abstracts*, Ouro Preto, p. 80-83.
- Vasconcelos P. M., Onoe A. T., Kawashita K., Soares A. J., Teixeira W. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation analytical procedures and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **74**:297-342.
- Vauchez A., Neves S.P., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M.H., Amaro V.E. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**:247-266.

W

- Wang Y., Fan W., Zhang Y., Peng T., Chen X., Xu Y. 2006. Kinematics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Gaoligong and Chongshan shear systems, western Yunnan, China: Implications for early Oligocene tectonic extrusion of SE Asia. *Tectonophysics*, **418**:236-254.
- Won-In K. & Charusiri P. 2003. Enhancement of thematic mapper satellite images for geological mapping of the Cho Dien area, Northern Vietnam. *International Journal of Applied Earth Observation*, **4**:183-193.

Y

- Yardley B.W.D. 2004. *Introdução à petrologia metamórfica*. Trad. de Reinhardt A. Fuck. 2ª ed. revista. Editora UnB, Brasília, 432 pp.

APÊNDICE I – LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS VISITADOS

Afloram.	Latitude	Longitude
SB-1	3° 58' 33.6" S	40° 41' 15.0" W
SB-2	3° 59' 31.3" S	40° 39' 59.2" W
SB-3	4° 00' 16.6" S	40° 39' 10.5" W
SB-4	4° 00' 06.3" S	40° 39' 07.4" W
SB-5	4° 00' 22.9" S	40° 38' 55.9" W
SB-6	4° 00' 30.6" S	40° 38' 42.3" W
SB-7	4° 00' 33.5" S	40° 38' 26.2" W
SB-8	3° 59' 58.2" S	40° 38' 44.9" W
SB-9	3° 59' 57.5" S	40° 38' 33.8" W
SB-10	3° 29' 49.5" S	40° 20' 14.2" W
SB-11	3° 30' 19.8" S	40° 20' 18.0" W
SB-12	3° 29' 02.3" S	40° 19' 44.7" W
SB-13	3° 27' 15.0" S	40° 18' 27.8" W
SB-14	3° 24' 44.8" S	40° 18' 33.2" W
SB-15	3° 26' 29.3" S	40° 21' 26.3" W
SB-16	3° 29' 13.4" S	40° 20' 01.0" W
SB-17	3° 29' 23.1" S	40° 22' 23.9" W
SB-18	3° 28' 50.9" S	40° 22' 54.5" W
SB-19	3° 22' 47.3" S	40° 26' 42.6" W
SB-20	3° 27' 45.6" S	40° 23' 55.0" W
SB-21	3° 45' 40.0" S	40° 06' 53.7" W
SB-22	3° 45' 06.8" S	40° 07' 09.1" W
SB-23	3° 47' 41.8" S	40° 15' 11.4" W
SB-24	3° 46' 42.0" S	40° 29' 50.8" W
SB-25	3° 48' 33.1" S	40° 29' 54.7" W
SB-26	3° 49' 31.2" S	40° 29' 44.8" W
SB-27	3° 47' 45.7" S	40° 30' 03.5" W
SB-28	3° 42' 06.0" S	40° 23' 43.9" W
SB-29	3° 42' 19.6" S	40° 24' 17.7" W
SB-30	3° 42' 11.2" S	40° 23' 55.9" W
SB-31	3° 41' 06.7" S	40° 24' 17.2" W
SB-32	3° 41' 19.2" S	40° 23' 07.7" W
SB-33	3° 41' 32.6" S	40° 22' 30.2" W
SB-34	3° 40' 19.4" S	40° 22' 10.4" W
SB-35	3° 38' 44.0" S	40° 23' 22.5" W
SB-36	3° 39' 41.4" S	40° 21' 05.1" W
SB-37	3° 33' 32.4" S	40° 19' 37.5" W
SB-38	3° 34' 35.3" S	40° 17' 59.4" W
SB-39	3° 35' 31.8" S	40° 18' 32.5" W
SB-40	3° 34' 15.5" S	40° 18' 33.3" W
SB-41	3° 33' 16.5" S	40° 19' 25.8" W
SB-42	3° 32' 03.7" S	40° 20' 04.8" W
SB-43	3° 40' 04.6" S	40° 16' 11.3" W

Afloram.	Latitude	Longitude
SB-44	3° 40' 13.9" S	40° 15' 55.1" W
SB-45	3° 40' 15.3" S	40° 15' 33.5" W
SB-46	3° 40' 14.7" S	40° 14' 21.4" W
SB-47	3° 40' 23.5" S	40° 14' 20.4" W
SB-48	3° 40' 30.6" S	40° 14' 14.4" W
SB-49	3° 40' 41.5" S	40° 13' 53.4" W
SB-50	3° 40' 58.4" S	40° 13' 12.6" W
SB-51	3° 39' 44.4" S	40° 09' 11.8" W
SB-52	3° 39' 42.5" S	40° 08' 59.2" W
SB-53	3° 39' 16.2" S	40° 08' 00.5" W
SB-54	3° 40' 30.9" S	40° 10' 12.6" W
SB-55	3° 35' 55.8" S	40° 14' 51.7" W
SB-56	3° 33' 59.9" S	40° 12' 16.9" W
SB-57	3° 33' 28.8" S	40° 12' 11.4" W
SB-58	3° 30' 49.4" S	40° 13' 13.9" W
SB-59	3° 30' 28.5" S	40° 10' 35.4" W
SB-60	3° 31' 22.3" S	40° 09' 35.5" W
SB-61	3° 41' 51.1" S	40° 16' 31.3" W
SB-62	3° 41' 43.0" S	40° 15' 45.3" W
SB-63	3° 41' 41.5" S	40° 15' 30.1" W
SB-64	3° 41' 32.8" S	40° 15' 03.7" W
SB-65	3° 40' 45.3" S	40° 14' 24.0" W
SB-66	3° 40' 03.6" S	40° 14' 31.1" W
SB-67	3° 40' 14.6" S	40° 15' 31.1" W
SB-68	3° 40' 11.0" S	40° 15' 54.5" W
SB-69	3° 40' 07.2" S	40° 16' 08.0" W
SB-70	3° 39' 05.7" S	40° 15' 32.4" W
SB-71	3° 39' 27.9" S	40° 16' 07.5" W
SB-72	3° 39' 14.5" S	40° 16' 16.9" W
SB-73	3° 38' 06.3" S	40° 14' 12.7" W
SB-74	3° 37' 59.7" S	40° 14' 13.7" W
SB-75	3° 37' 35.7" S	40° 13' 33.5" W
SB-76	3° 37' 13.2" S	40° 12' 59.6" W
SB-77	3° 37' 09.8" S	40° 12' 47.1" W
SB-78	3° 36' 48.3" S	40° 12' 09.1" W
SB-79	3° 36' 03.6" S	40° 11' 09.6" W
SB-80	3° 35' 26.2" S	40° 11' 37.5" W
SB-81	3° 40' 40.3" S	40° 13' 55.4" W
SB-82	3° 40' 58.4" S	40° 13' 18.2" W
SB-83	3° 40' 50.1" S	40° 13' 06.7" W
SB-84	3° 40' 47.5" S	40° 13' 09.6" W
SB-85	3° 40' 47.1" S	40° 13' 21.7" W
SB-86	3° 40' 41.2" S	40° 13' 39.8" W

SB-87	3° 41' 07.0" S	40° 12' 44.6" W
SB-88	3° 41' 15.6" S	40° 12' 39.1" W
SB-89	3° 41' 16.6" S	40° 12' 33.9" W
SB-90	3° 41' 14.4" S	40° 12' 27.8" W
SB-91	3° 41' 31.3" S	40° 11' 42.5" W
SB-92	3° 41' 23.5" S	40° 10' 58.4" W
SB-93	3° 41' 11.0" S	40° 10' 58.9" W
SB-94	3° 41' 22.6" S	40° 10' 35.7" W
SB-95	3° 41' 26.0" S	40° 10' 49.0" W
SB-96	3° 40' 47.7" S	40° 13' 37.2" W
SB-97	3° 44' 54.7" S	40° 18' 33.1" W
SB-98	3° 45' 55.6" S	40° 17' 27.0" W
SB-99	3° 46' 58.4" S	40° 16' 57.2" W
SB-100	3° 47' 32.8" S	40° 16' 38.1" W
SB-101	3° 47' 42.6" S	40° 16' 28.2" W
SB-102	3° 48' 01.2" S	40° 16' 15.6" W
SB-103	3° 49' 00.4" S	40° 15' 33.6" W
SB-104	3° 49' 20.4" S	40° 15' 21.3" W
SB-105	3° 44' 23.7" S	40° 11' 54.8" W
SB-106	3° 44' 09.2" S	40° 11' 46.6" W
SB-107	3° 43' 31.6" S	40° 11' 50.2" W
SB-108	3° 42' 22.6" S	40° 12' 13.1" W
SB-109	3° 47' 27.6" S	40° 14' 51.8" W
SB-110	3° 41' 51.7" S	40° 18' 32.3" W
SB-111	3° 30' 27.9" S	40° 12' 29.7" W
SB-112	3° 30' 17.5" S	40° 12' 02.5" W
SB-113	3° 30' 12.7" S	40° 11' 37.6" W
SB-114	3° 31' 42.8" S	40° 09' 16.7" W
SB-115	3° 32' 10.2" S	40° 08' 00.1" W
SB-116	3° 32' 21.5" S	40° 09' 12.9" W
SB-117	3° 32' 41.1" S	40° 09' 18.9" W
SB-118	3° 32' 51.6" S	40° 09' 02.7" W
SB-119	3° 33' 01.3" S	40° 09' 23.3" W
SB-120	3° 45' 00.0" S	40° 20' 42.8" W
SB-121	3° 45' 43.7" S	40° 20' 48.9" W
SB-122	3° 47' 33.0" S	40° 21' 04.5" W
SB-123	3° 49' 55.4" S	40° 21' 36.8" W
SB-124	3° 51' 21.5" S	40° 21' 57.5" W
SB-125	3° 54' 58.0" S	40° 20' 20.6" W
SB-126	3° 56' 36.4" S	40° 18' 53.5" W
SB-127	3° 55' 14.3" S	40° 17' 45.6" W
SB-128	3° 54' 14.6" S	40° 17' 24.0" W
SB-129	3° 50' 10.1" S	40° 16' 54.5" W
SB-130	3° 48' 07.0" S	40° 21' 12.6" W
SB-131	3° 48' 19.9" S	40° 20' 59.0" W
SB-132	3° 48' 26.9" S	40° 20' 53.0" W
SB-133	3° 48' 47.3" S	40° 19' 59.4" W
SB-134	3° 48' 52.4" S	40° 19' 41.7" W
SB-135	3° 48' 56.6" S	40° 19' 33.6" W
SB-136	3° 49' 08.0" S	40° 19' 36.1" W
SB-137	3° 48' 42.2" S	40° 18' 53.3" W
SB-138	3° 48' 33.5" S	40° 18' 44.6" W
SB-139	3° 48' 24.9" S	40° 18' 19.5" W
SB-140	3° 49' 13.0" S	40° 17' 31.8" W
SB-141	3° 49' 35.2" S	40° 18' 16.0" W
SB-142	3° 51' 58.6" S	40° 16' 13.7" W
SB-143	3° 52' 45.2" S	40° 15' 47.1" W

SB-144	3° 53' 20.6" S	40° 15' 27.5" W
SB-145	3° 53' 11.6" S	40° 15' 25.3" W
SB-146	3° 54' 09.1" S	40° 21' 52.5" W
SB-147	3° 54' 24.5" S	40° 21' 20.9" W
SB-148	3° 53' 42.7" S	40° 20' 12.1" W
SB-149	3° 53' 07.1" S	40° 20' 15.7" W
SB-150	3° 52' 12.5" S	40° 19' 18.9" W
SB-151	3° 52' 08.8" S	40° 18' 56.3" W
SB-152	3° 52' 06.0" S	40° 18' 36.4" W
SB-153	3° 51' 46.3" S	40° 17' 45.2" W
SB-154	3° 51' 41.7" S	40° 17' 18.1" W
SB-155	3° 52' 51.2" S	40° 17' 03.3" W
SB-156	3° 53' 47.3" S	40° 17' 24.1" W
SB-157	3° 53' 52.0" S	40° 18' 13.0" W
SB-158	3° 53' 56.0" S	40° 18' 35.6" W
SB-159	3° 53' 54.8" S	40° 19' 19.3" W
SB-160	3° 55' 08.5" S	40° 19' 04.0" W
SB-161	3° 52' 28.5" S	40° 21' 10.2" W
SB-162	3° 52' 21.3" S	40° 21' 41.2" W
SB-163	3° 52' 17.9" S	40° 21' 48.1" W
SB-164	3° 44' 39.6" S	40° 17' 54.8" W
SB-165	3° 44' 47.4" S	40° 18' 31.3" W
SB-166	3° 44' 59.8" S	40° 16' 46.2" W
SB-167	3° 42' 36.2" S	40° 17' 22.2" W
SB-168	3° 42' 33.7" S	40° 17' 11.0" W
SB-169	3° 42' 54.2" S	40° 16' 15.2" W
SB-170	3° 43' 07.8" S	40° 16' 23.1" W
SB-171	3° 43' 53.8" S	40° 16' 51.0" W
SB-172	3° 45' 33.6" S	40° 16' 10.6" W
SB-173	3° 32' 46.2" S	40° 12' 21.7" W
SB-174	3° 32' 58.4" S	40° 12' 09.7" W
SB-175	3° 32' 34.2" S	40° 10' 28.4" W
SB-176	3° 35' 04.3" S	40° 08' 13.3" W
SB-177	3° 34' 32.7" S	40° 10' 04.7" W
SB-178	3° 34' 44.5" S	40° 10' 27.1" W
SB-179	3° 35' 35.6" S	40° 10' 55.1" W
SB-180	3° 33' 38.3" S	40° 11' 08.2" W
SB-181	3° 46' 21.6" S	40° 13' 52.9" W
SB-182	3° 44' 57.8" S	40° 13' 37.3" W
SB-183	3° 45' 04.1" S	40° 13' 37.5" W
SB-184	3° 44' 39.7" S	40° 14' 21.8" W
SB-185	3° 45' 40.5" S	40° 11' 56.7" W
SB-186	3° 41' 51.7" S	40° 09' 53.4" W
SB-187	3° 40' 54.9" S	40° 13' 45.1" W
SB-188	3° 36' 11.4" S	40° 09' 54.2" W
SB-189	3° 36' 14.9" S	40° 10' 19.5" W
SB-190	3° 36' 47.4" S	40° 10' 26.4" W
SB-191	3° 37' 04.1" S	40° 10' 29.0" W
SB-192	3° 37' 08.6" S	40° 10' 14.7" W
SB-193	3° 36' 59.8" S	40° 10' 05.0" W
SB-194	3° 37' 32.9" S	40° 10' 21.1" W
SB-195	3° 38' 29.2" S	40° 10' 31.8" W
SB-196	3° 38' 03.0" S	40° 10' 32.9" W
SB-197	3° 37' 11.9" S	40° 09' 00.3" W
SB-198	3° 38' 26.7" S	40° 08' 10.9" W
SB-199	3° 40' 09.4" S	40° 08' 33.7" W
SB-200	3° 39' 10.8" S	40° 07' 53.4" W

SB-201	3° 39' 12.9" S	40° 07' 52.0" W
SB-202	3° 37' 50.0" S	40° 08' 28.5" W
SB-203	3° 37' 21.8" S	40° 08' 59.6" W
SB-204	3° 36' 21.9" S	40° 08' 13.3" W
SB-205	3° 49' 30.1" S	40° 16' 26.0" W
SB-206	3° 50' 27.6" S	40° 16' 31.4" W
SB-207	3° 50' 10.3" S	40° 16' 54.7" W
SB-208	3° 51' 58.2" S	40° 18' 11.8" W
SB-209	3° 54' 43.2" S	40° 17' 53.7" W
SB-210	3° 55' 11.7" S	40° 18' 17.8" W
SB-211	3° 54' 04.2" S	40° 21' 58.4" W
SB-212	3° 33' 55.1" S	40° 14' 57.7" W
SB-213	3° 33' 51.4" S	40° 14' 59.7" W
SB-214	3° 35' 58.9" S	40° 15' 18.0" W
SB-215	3° 42' 41.3" S	40° 15' 42.4" W
SB-216	3° 47' 55.9" S	40° 21' 13.2" W
SB-217	3° 46' 43.1" S	40° 20' 14.4" W
SB-218	3° 46' 47.1" S	40° 20' 05.6" W
SB-219	3° 48' 08.1" S	40° 21' 10.1" W
SB-220	3° 50' 22.0" S	40° 21' 39.4" W
SB-221	3° 51' 34.3" S	40° 22' 06.6" W
SB-222	3° 51' 20.9" S	40° 21' 57.8" W
SB-223	3° 48' 56.5" S	40° 21' 29.8" W
SB-224	3° 33' 00.3" S	40° 14' 01.7" W
SB-225	3° 32' 28.6" S	40° 13' 44.1" W
SB-226	3° 33' 53.1" S	40° 11' 01.1" W
SB-227	3° 37' 05.5" S	40° 09' 40.6" W
SB-228	3° 36' 54.6" S	40° 09' 05.1" W
SB-229	3° 37' 08.3" S	40° 09' 00.0" W
SB-230	3° 33' 01.6" S	40° 11' 43.1" W
SB-231	3° 33' 12.5" S	40° 11' 13.6" W
SB-232	3° 33' 22.2" S	40° 11' 18.2" W
SB-233	3° 34' 23.0" S	40° 10' 14.9" W
SB-234	3° 36' 23.7" S	40° 08' 39.8" W
SB-235	3° 36' 21.3" S	40° 07' 54.9" W
SB-236	3° 36' 12.8" S	40° 07' 18.7" W
SB-237	3° 36' 15.9" S	40° 06' 52.1" W
SB-238	3° 36' 53.3" S	40° 05' 46.7" W
SB-239	3° 37' 24.5" S	40° 04' 53.4" W
SB-240	3° 38' 14.6" S	40° 05' 02.7" W
SB-241	3° 37' 55.8" S	40° 06' 38.0" W
SB-242	3° 38' 45.2" S	40° 06' 09.9" W
SB-243	3° 39' 32.5" S	40° 08' 55.3" W
SB-244	3° 48' 47.9" S	40° 20' 03.3" W
SB-245	3° 48' 56.8" S	40° 19' 20.0" W
SB-246	3° 48' 28.7" S	40° 18' 27.2" W
SB-247	3° 46' 55.6" S	40° 17' 50.9" W
SB-248	3° 44' 47.0" S	40° 18' 14.9" W
SB-249	3° 44' 20.8" S	40° 17' 23.1" W
SB-250	3° 52' 16.7" S	40° 22' 09.5" W
SB-251	3° 52' 31.2" S	40° 21' 04.1" W
SB-252	3° 52' 49.8" S	40° 20' 23.8" W
SB-253	3° 53' 16.7" S	40° 20' 06.7" W
SB-254	3° 53' 49.8" S	40° 17' 25.1" W
SB-255	3° 53' 43.3" S	40° 17' 21.6" W
SB-256	3° 47' 07.4" S	40° 14' 01.7" W
SB-257	3° 46' 59.6" S	40° 13' 19.0" W

SB-258	3° 45' 56.1" S	40° 13' 05.4" W
SB-259	3° 46' 07.8" S	40° 13' 10.0" W
SB-260	3° 46' 47.3" S	40° 13' 27.0" W
SB-261	3° 48' 36.3" S	40° 15' 54.2" W
SB-262	3° 53' 58.3" S	40° 20' 30.9" W
SB-263	3° 54' 22.0" S	40° 22' 39.1" W
SB-264	3° 54' 30.1" S	40° 22' 44.7" W
SB-265	3° 33' 01.8" S	40° 11' 26.1" W
SB-266	3° 32' 53.2" S	40° 11' 16.5" W
SB-267	3° 32' 41.0" S	40° 11' 16.0" W
SB-268	3° 32' 28.4" S	40° 11' 11.9" W
SB-269	3° 32' 37.5" S	40° 11' 06.2" W
SB-270	3° 32' 27.7" S	40° 11' 05.8" W
SB-271	3° 32' 17.1" S	40° 10' 46.2" W
SB-272	3° 32' 24.2" S	40° 10' 57.3" W
SB-273	3° 47' 17.9" S	40° 17' 21.1" W
SB-274	3° 47' 07.0" S	40° 17' 42.7" W
SB-275	3° 44' 06.5" S	40° 16' 39.3" W
SB-276	3° 44' 09.5" S	40° 16' 18.1" W
SB-277	3° 44' 33.4" S	40° 15' 19.3" W
SB-278	3° 44' 25.8" S	40° 13' 56.8" W
SB-279	3° 44' 03.0" S	40° 13' 45.8" W
SB-280	3° 43' 18.1" S	40° 14' 39.3" W
SB-281	3° 44' 15.7" S	40° 15' 07.0" W
SB-282	3° 45' 10.0" S	40° 15' 43.2" W
SB-283	3° 46' 10.9" S	40° 17' 26.8" W
SB-284	3° 46' 01.7" S	40° 13' 24.2" W
SB-285	3° 49' 55.0" S	40° 21' 22.7" W
SB-286	3° 50' 20.0" S	40° 20' 50.2" W
SB-287	3° 54' 37.9" S	40° 23' 11.4" W
SB-288	3° 55' 17.6" S	40° 23' 34.3" W
SB-289	3° 53' 01.6" S	40° 22' 36.8" W
SB-290	3° 54' 54.0" S	40° 22' 29.9" W
SB-291	3° 55' 01.7" S	40° 22' 19.3" W
SB-292	3° 55' 56.0" S	40° 21' 23.4" W
SB-293	3° 54' 16.8" S	40° 22' 42.9" W
SB-294	3° 51' 23.6" S	40° 22' 29.2" W
SB-295	3° 51' 33.5" S	40° 22' 36.8" W
SB-296	3° 47' 45.8" S	40° 19' 27.8" W
SB-297	3° 46' 57.7" S	40° 20' 20.4" W
SB-298	3° 43' 40.7" S	40° 18' 08.2" W
SB-299	3° 43' 12.7" S	40° 17' 32.2" W
SB-300	3° 43' 36.1" S	40° 18' 09.6" W
SB-301	3° 43' 38.2" S	40° 18' 18.3" W
SB-302	3° 43' 48.7" S	40° 18' 29.6" W
SB-303	3° 45' 59.8" S	40° 13' 26.7" W
SB-304	3° 46' 00.3" S	40° 13' 27.2" W
SB-305	3° 45' 59.9" S	40° 13' 30.2" W
SB-306	3° 44' 13.0" S	40° 11' 45.2" W
SB-307	3° 44' 28.9" S	40° 11' 26.6" W
SB-308	3° 45' 15.4" S	40° 11' 52.4" W
SB-309	3° 47' 05.1" S	40° 13' 37.5" W
SB-310	3° 47' 05.4" S	40° 13' 33.2" W
SB-311	3° 47' 05.1" S	40° 13' 35.2" W
SB-312	3° 32' 38.3" S	40° 11' 09.8" W
SB-313	3° 32' 30.7" S	40° 11' 10.0" W
SB-314	3° 47' 24.4" S	40° 15' 11.3" W

SB-315	3° 44' 58.6'' S	40° 14' 20.3'' W
SB-316	3° 41' 08.0'' S	40° 20' 27.8'' W
SB-317	3° 40' 51.7'' S	40° 21' 21.2'' W
SB-318	3° 40' 52.6'' S	40° 21' 22.2'' W
SB-319	3° 40' 51.6'' S	40° 21' 21.5'' W
SB-320	3° 40' 40.1'' S	40° 21' 33.9'' W
SB-321	3° 44' 29.8'' S	40° 18' 51.6'' W
SB-322	4° 34' 31.9'' S	40° 08' 16.3'' W
JAQ-001	3° 30' 49.1'' S	40° 13' 13.2'' W

APÊNDICE II – TRABALHOS PUBLICADOS

- Cunha F.S.S., Alves da Silva F.C., Amaro V.E., Carvalho J.A.A. 2003. As zonas de cisalhamento de Humberto Monte e de Poço Cercado no distrito de Caioca, Sobral-CE: uma abordagem integrada de sensoriamento remoto e geologia estrutural. *In*: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 20, *Anais*, Fortaleza, p. 25.
- Cunha F.S.S., Alves da Silva F.C., Amaro V.E., Carvalho J.A.A. 2004. Integrated remote sensing and structural geology techniques applied to shear zones mapping in Sobral region (Ceará state, Northeast of Brazil). *In*: IUGS, Int. Geol. Congr., 32, Florence, electronic version posted on-line (<http://www.32igc.org>) on July 20, 2004, abs. 296-11.
- Cunha F.S.S. & Alves da Silva F.C. 2005. Análise estrutural das zonas de cisalhamento da região de Forquilha, Domínio Ceará Central da Província Borborema (NE do Brasil). *In*: SBG, Simp. Nac. Est. Tectônicos, 10, *Anais*, Curitiba, p. 507-510.
- Cunha F.S.S. & Alves da Silva F.C. 2005. Geologia da região de Forquilha-CE: dados petrográficos e estruturais do Grupo Ceará. *In*: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 21, *Anais*, Recife, p. 64-65.
- Cunha F.S.S., Alves da Silva F.C., Souza Z.S., Vasconcelos P.M.P. 2007. Caracterização estrutural da Zona de Cisalhamento Poço Cercado, Domínio Ceará Central (NE do Brasil): Evidências de Reativação Fanerozóica. *In*: SBG, Simp. Nac. Est. Tectônicos, 11, *Anais*, Natal, p. 205-208.

AS ZONAS DE CISALHAMENTO DE HUMBERTO MONTE E DE POÇO CERCADO NO DISTRITO DE CAIOCA, SOBRAL-CE: UMA ABORDAGEM INTEGRADA DE SENSORIAMENTO REMOTO E GEOLOGIA ESTRUTURAL

Fábio Souza e Silva da Cunha¹; Fernando César Alves da Silva²;
Venerando Eustáquio Amaro²; Júlio Alexandre Almeida de Carvalho³

A Região Noroeste do Estado do Ceará é marcada pela presença de várias zonas de cisalhamento de médio a grande porte de direção geral NE-SW, dentre as quais destaca-se o Lineamento Sobral-Pedro II e a leste deste vários outros lineamentos, também de orientação NE-SW, são mapeados. Dentre estes últimos, dois lineamentos se destacam: a *Falha* de Humberto Monte (denominação do Projeto Jaibaras - DNPM/CPRM, 1973) e a leste deste um outro lineamento ainda sem denominação. O mapeamento destes lineamentos através de técnicas de sensoriamento remoto e análise estrutural tem revelado um comportamento dúctil para os mesmos, que, portanto, são aqui denominados de Zona de Cisalhamento de Humberto Monte (ZCHM) e Zona de Cisalhamento de Poço Cercado (ZCPC). Os segmentos centrais destes lineamentos afloram na região de Caioca (cerca de 10 km a leste da cidade de Sobral) e são objetos deste trabalho. A ZCHM estende-se por cerca de 45 km ao longo de um *trend* geral NE-SW (N40°E) com inflexão para NNE-SSW (N10°E) na porção sul. Por sua vez, a ZCPC prolonga-se por aproximadamente 30 km segundo uma orientação geral NE-SW (N30°E) infletindo para N-S em sua extremidade sul. Em imagens de satélite Landsat 5-TM e 7-ETM+ observa-se que essas estruturas penetrativas desenvolvem feições geomorfológicas positivas e negativas, distribuídas em arranjo linear e/ou curvilíneo, acompanhadas de bandamento tonal sendo, neste caso, associadas à orientação de foliações e à morfologia de cristas. Estes cisalhamentos afetam uma seqüência de rochas gnáissicas (orto- e paraderivadas) desenvolvendo uma foliação milonítica de mergulho geral para oeste e uma lineação de estiramento mineral de ângulo baixo a moderado (20-30°) para sul. Critérios cinemáticos tais como porfiroclastos s, d, além de estruturas S/C apontam para uma movimentação sinistral de ambas as zonas. A reativação em nível crustal mais raso desses lineamentos é responsável pela geração de uma trama frágil representada por falhas e fraturas de orientações diversas.

¹ Doutorando do Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), Bolsista do CNPq. Professor do Curso de Geografia da Universidade Estadual Vale do Acaraú. (e-mail: fsscunha@sobral.org)

² Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN).

³ Mestrando do Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN).

Abstract title

INTEGRATED REMOTE SENSING AND STRUCTURAL GEOLOGY TECHNIQUES APPLIED TO SHEAR ZONES MAPPING IN SOBRAL REGION (CEARÁ STATE, NORTHEAST OF BRAZIL)

Authors

CUNHA FÁBIO SOUZA E SILVA DA ¹, ALVES DASILVA FERNANDO CESAR ², AMARO VENERANDO EUSTAQUIO ³, CARVALHO JÚLIO ALEXANDRE ALMEIDA DE ³

presenter's e-mail: fernando@geologia.ufrn.br

1 - Universidade Federal do Rio Grande do Norte - Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Estadual Vale do Acaraú. Bolsista CNPq.

2 - Universidade Federal do Rio Grande do Norte - Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica. CNPq Researcher.

3 - Universidade Federal do Rio Grande do Norte - Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica.

Keywords

lineament

remote sensing

structural geology

shear zones

Abstract

The Northwest region of Ceará State, in the Northeast of Brazil, is marked by the presence of several medium to large NE-SW trending shear zones. The most important among them is the dextral strike-slip Sobral-Pedro II shear zone (SPSZ), a segment of the Transbrasiliiano lineament. Eastern from this lineament, NE-SW smaller shear zones are also mapped, including Humberto Monte (HMSZ) and Poço Cercado (PCSZ) shear zones that are the focus of this study. Digital image processing of enhanced Landsat 5-TM and Landsat 7-ETM+ satellite images, combined with field data, demonstrate that these penetrative structures develop positive and negative geomorphologic patterns, distributed in linear and curvilinear arrangements with tonal banding, associated to the rock's ductile fabric and crests. Considering only the monochannel images, the bands that accentuate better the lineaments are those that correspond to the infrared spectrum (bands 4, 5 and 7). Diverse color composites were tested and RGB-531 and RGB-752 provided the best results for lineament analysis of the most prominent shear zones. Spatial filtering techniques (3x3 and 5x5 filters) were applied to bands 4, 5 and 7 in order to examine the principal trends of brittle structural elements in the region. A complex precambrian sequence of gneissic and quartzitic rocks comprises the main lithologies of the region. Two shear zones can be mapped in this region: HMSZ that extends for more than 50 km along an N40E trend but with an inflexion to N10E in the southern portion; a few kilometers to the east occurs the PCSZ a 30 km long structure trending N30E also with an inflexion toward the N-S in its southern extremity. Both shear zones develop a steep-dipping (mainly westward) mylonitic foliation that bears a low to moderate (20 to 30 degrees) southward plunging mineral stretching lineation. Kinematic indicators like C/S fabrics, sigma and delta porphyroclasts, point to sinistral movement of both shear zones. In spite of the similarities in geometry and thermal regime exhibited by both HMSZ, PCSZ and the SPSZ they cannot be fitted in the same stress field, once they are kinematically incompatible. Once the age(s) of such shear zones is not constrained, geochronological data will be necessary to constraint the whole evolution of the region. The later deformational event is represented by brittle structures (fractures/joints) developed due to reactivation processes of the shear zones in shallower levels.

ACCEPTED as Poster Presentation

in session: "T32.03 - Applications of remote sensing to geological mapping"

ANÁLISE ESTRUTURAL DAS ZONAS DE CISALHAMENTO DA REGIÃO DE FORQUILHA, DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA (NE DO BRASIL)

Fabio Souza e Silva da Cunha

Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG-CCET-UFRN), Bolsista do CNPq, UVA-CE, fsscunha@sobral.org

Fernando César Alves da Silva

Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG-CCET-UFRN), Pesquisador do CNPq, fernando@geologia.ufrn.br

INTRODUÇÃO

A região de Forquilha situa-se no extremo noroeste do Domínio Ceará Central, na porção setentrional da Província Borborema. Esta área apresenta diversas feições tectônicas marcantes que exercem um forte condicionamento aos elementos estruturais planares e lineares das litologias aflorantes (Fig. 1). Dentre essas feições destacam-se zonas de cisalhamento de direção geral NNE a NE, que se dispõem ao longo de uma ampla extensão (dezenas de km) adjacente ao Linamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano). Os estudos cinemáticos realizados ao longo de cada uma dessas zonas mostram uma aparente incompatibilidade cinemática entre as mesmas. Entre outras possibilidades, um modelo evolutivo desenvolvido em um regime transpressional é sugerido.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O arranjo litoestratigráfico da área de estudo é composto por rochas metaplutônicas paleoproterozóicas, rochas supracrustais e rochas plutônicas neoproterozóicas.

A unidade mais antiga é formada por ortognaisses granodioríticos a graníticos, de cor cinza com tons esbranquiçados e com textura variando de grossa a porfiróide (augens) a fina.

As rochas supracrustais ocupam cerca de 90% da área e são agrupadas sob a denominação de Grupo Ceará, conforme redefinição proposta por Arthaud *et al.* (1998). São reconhecidas duas associações distintas, correlacionadas com as unidades Canindé e Independência da CPRM (2003). A seqüência Canindé é constituída basicamente por paragnaisses, com domínio de biotita-gnaisses e gnaisses quartzofeldspáticos, envolvendo rochas metabásicas (metagabros e lentes de anfíbolitos) e ocorre onde o relevo é mais suave. Por sua vez, a unidade Independência apresenta-se sob um relevo levemente acidentado, marcado por cristas e intercalação de altos e baixos topográficos. Ela envolve paragnaisses localmente granadíferos, interpostos com sillimanita-granada-quartzo-muscovita xistos e quartzo-muscovita xistos, incluindo quartzitos e, mais raramente, mármore.

Pequenos corpos semi-circulares de

granodioritos e granitos compõem os principais representantes do magmatismo Brasileiro, concentrando-se principalmente nos extremos norte e sul da área. São caracterizados como rochas de coloração cinza-azulada, com textura equigranular ou porfirítica média a fina.

CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS DEFORMACIONAIS

O tratamento dos dados estruturais obtidos nos levantamentos de campo permitiu a identificação e caracterização de pelo menos três episódios de deformação dúctil.

O evento D_1 foi responsável pelo desenvolvimento de uma foliação S_1 encontrada em todas as litologias presentes, com exceção das rochas plutônicas neoproterozóicas. Nos ortognaisses do embasamento, onde é melhor caracterizada, S_1 é representada por um bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico. A foliação S_1 mostra-se com mergulhos baixos a médios (10° a 45°) para SSW e SSE e porta uma lineação (L_1^x) de alto *rake* principalmente para SSW. A superposição com outros eventos deformacionais é responsável por algumas medidas mais dispersas, principalmente no domínio sul. Do ponto de vista cinemático, quando identificados, os critérios referentes à D_1 mostram uma movimentação de topo para sul, com caráter normal. Atribui-se também a esse evento D_1 , a geração de dobras isoclinais com eixos de *trend*, em geral, E-W e subhorizontal.

Abundantes dobramentos apertados a isoclinais (F_2), em meso-escala, são os principais representantes do evento D_2 na área. No domínio norte, S_2 apresenta-se com valores de mergulho médio (40° a 65°) para SE ou NW, enquanto no domínio central eles variam de WSW a ESE. O domínio sul apresenta, novamente, um comportamento mais irregular quanto à orientação da trama planar, refletindo em uma maior dispersão dos dados. A trama linear (L_2^x) é marcada por biotita, sillimanita e quartzo apresentando um *rake* variando de baixo a médio (8° a 38°) predominantemente para SSW nos domínios norte e central, com variação para SSE no domínio sul.

O evento D_3 é responsável pela macroestruturação da área de estudo, configurando

grandes dobras de porte regional (F_3), variando de fechadas a abertas, em geral com eixos NNE a NE e mergulho para S. A foliação S_3 apresenta-se com altos valores de mergulho (60° a 90°) para SE ou NW no domínio norte, com deflexões para E ou W no domínio sul. Ela porta uma lineação mineral (L_3) de baixo *rake*, para NE ou SW nos domínios norte e central e geralmente para S no domínio sul. É atribuído a este evento D_3 o desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes de *trend* geral NNE a NE, detalhadas a seguir.

AS ZONAS DE CISALHAMENTO DA REGIÃO DE FORQUILHA

As principais zonas de cisalhamento que afetam a área estudada (Fig. 1) são denominadas de Zona de Cisalhamento Humberto Monte (ZCHM), Zona de Cisalhamento Poço Cercado (ZCPC) e Zona de Cisalhamento Forquilha (ZCF).

A ZCHM, situada na porção oeste da área, possui em torno de 45 km de extensão, segundo uma direção geral N40°E com uma inflexão para N10°E na extremidade sul. A foliação milonítica (C_3) possui um *trend* geral NNE a NE com mergulho alto (70° a 85°) para SE ou NW e porta uma lineação de estiramento (L_3^s) de baixo *rake* para SSW que é marcada principalmente por quartzo estirado. A cinemática sinistral da ZCHM é muito bem demonstrada por porfiroclastos do tipo s, S/C, etc.

A ZCPC tem cerca de 30 km de extensão, apresentando *trend* geral N-S na sua parte sul e uma inflexão para N30°E na porção norte. A foliação milonítica C_3 (NE a N) tem mergulho moderado a forte (58° a 82°) para SE. Esta superfície contém uma lineação de estiramento (L_3^s) de baixo *rake* (2° a 28°) para SW ou NNE, marcada por feldspato recristalizado e quartzo estirado. Porfiroclastos do tipo s e d, *shear bands*, além de biotitas que ocorrem como mica-*fish* apontam a movimentação sinistral nessa zona de cisalhamento.

A ZCF por sua vez está situada na parte leste da área de estudo e prolonga-se por mais de 50 km segundo uma orientação que varia entre N45°E a N60°E. A foliação milonítica (C_3) possui um *trend* geral NE com mergulho médio a alto (58° a 70°) predominantemente para SE e porta uma lineação de estiramento (L_3^s) de baixo *rake*, marcada por quartzo estirado e feldspato recristalizado, com mergulho principalmente para SW. Ao contrário da ZCHM e da ZCPC, os critérios cinemáticos tais como porfiroclastos do tipo s e *shear bands* demonstram uma movimentação dextral.

MODELO EVOLUTIVO DAS ZONAS DE CISALHAMENTO

Um dos principais problemas dessa região é a compatibilização cinemática das zonas de cisalhamento ZCHM, ZCPC, ZCF, além da zona de cisalhamento (lineamento) Sobral- Pedro II, situada nas proximidades, a oeste da área estudada. Até o momento não foram encontradas evidências que suportem idades diferentes para essas zonas, aqui interpretadas como relacionadas à deformação brasileira. Desta forma, é proposto um modelo interpretativo para a evolução das zonas de cisalhamento da região de Forquilha a partir do desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis conjugadas, em um regime transpressional.

No modelo proposto (Fig. 2), a ZCHM e a ZCPC são interpretadas como estruturas conjugadas antitéticas à ZCF. Com base na análise geométrica verificada nos pontos de intersecção entre a ZCHM e a ZCF, bem como entre a ZCPC e a ZCF, a direção geral de encurtamento foi considerada como aproximadamente horizontal e com *trend* WNW-ESE. No estágio inicial (Fig. 2a), a ZCHM e a ZCPC se desenvolveram segundo uma direção aproximadamente N-S dentro de um bloco estrutural limitado a NW pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII) e a SE pela ZCF. Com o incremento da deformação, em um estágio subsequente, as porções norte da ZCHM e da ZCPC iniciam uma inflexão para NNE devido ao processo de encurtamento do bloco segundo a direção WNW-ESE (Fig. 2b). Finalmente, os segmentos norte e central das ZCHM e ZCPC atingem um determinado grau de paralelismo com as ZCSPII e ZCF (Fig. 2c) sem, entretanto, apresentar registro de mudança de comportamento cinemático, com o *strain* sendo acomodado pelo achatamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arthaud M.H., Vasconcelos A.M., Oliveira F.V.C. 1998. As seqüências metasedimentares do Ceará Central. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 40, *Anais*, p.16.
- Costa M.J., França J.B., Bacchiega I.F., Habekost C.R., Cruz W.B. 1973. *Projeto Jaibaras - Relatório final*. DNPM/CPRM, Recife. (5 vol.).
- CPRM. 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará na escala 1:500.000. In: CPRM & SRH-CE. 2003. Atlas de Geologia e Recursos Minerais do Ceará: Sistema de Informações Geográficas SIG e Mapas na escala 1:500.000. CPRM, Fortaleza. 1 CD-Rom.

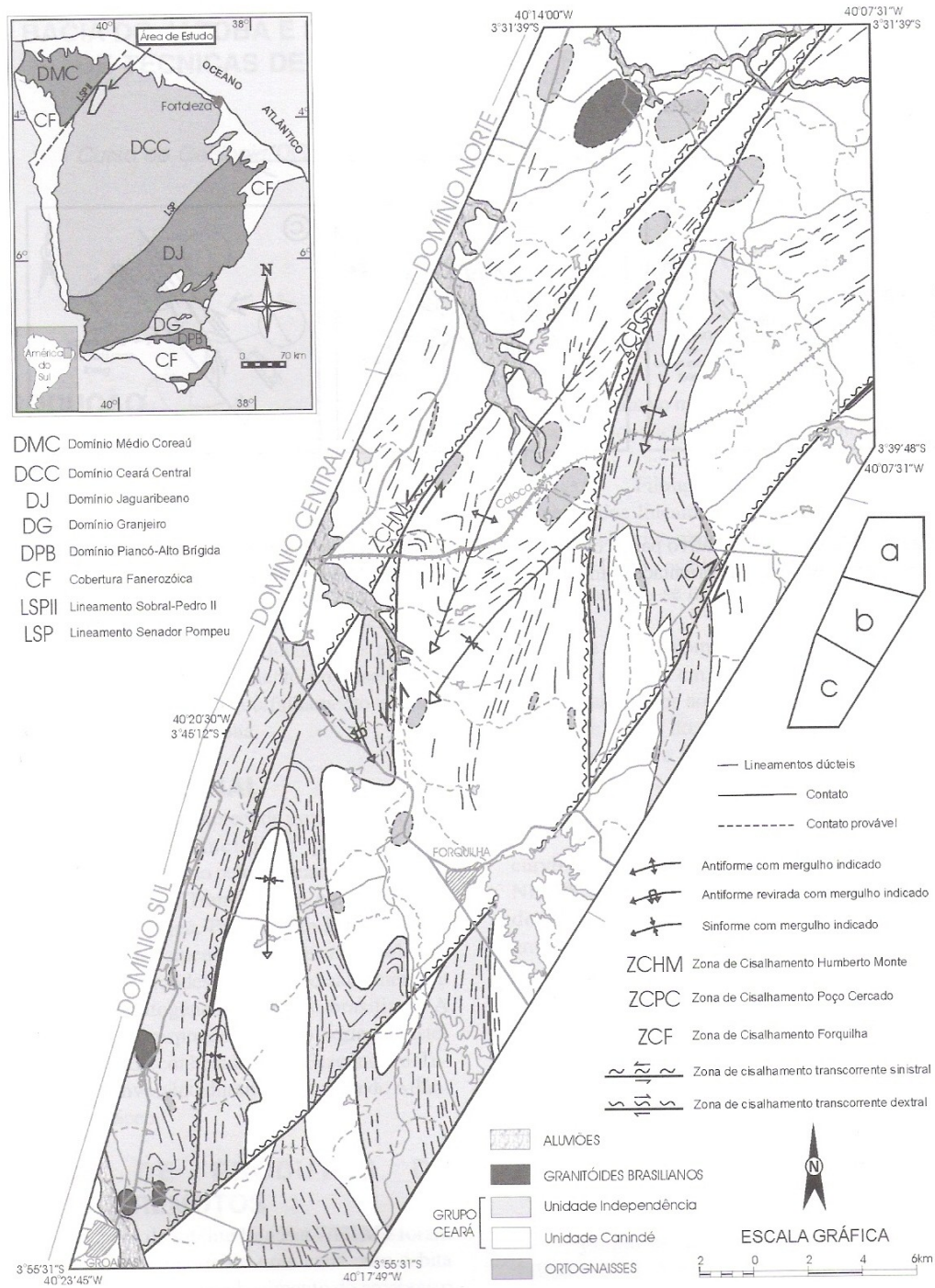


Figura 1 – Compartimentação tectônica do Estado do Ceará e mapa geológico simplificado da área de estudo, com a delimitação dos domínios norte, central e sul (a, b, c, respectivamente, no esquema). Modificado de Costa *et al.* (1973) e CPRM (2003).

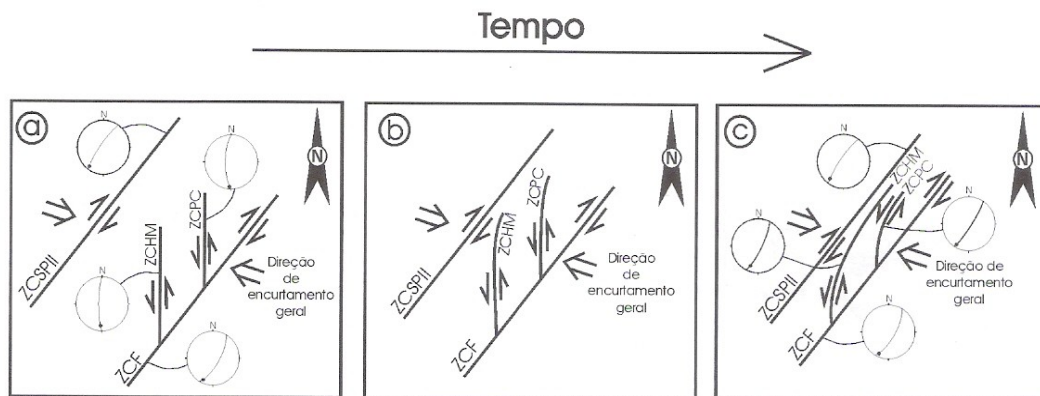


Figura 2 – Modelo interpretativo para a evolução do sistema de zonas de cisalhamento de Forquilha. Os estereogramas mostram as orientações iniciais e finais das zonas. Vide explicações no texto.

GEOLOGIA DA REGIÃO DE FORQUILHA-CE: DADOS PETROGRÁFICOS E ESTRUTURAIS DO GRUPO CEARÁ

Fabio Souza e Silva da Cunha^{1,2,3}, Fernando César Alves da Silva^{1,4}

¹Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG-UFRN); ²Bolsista do CNPq; ³UVA-CE; ⁴Pesquisador do CNPq

ABSTRACT Central Ceará domain is situated in the northern portion of Borborema Province and is characterized by nappes tectonics involving basement gneisses and detached cover (Caby & Arthaud, 1986). The studied region, named Forquilha, is localized in northwestern Central Ceará domain and presents a lithostratigraphic framework of paleoproterozoic metaplutonics, metasedimentary sequences and neoproterozoic granitoids. The metasedimentary rocks of Ceará group occupies most part of the area. This group is subdivided in two distinct units: Canindé and Independência. Canindé unit is formed basically by paragneisses, like biotite-gneisses and quartz-feldspathic gneisses, involving metabasic rocks. Independência sequence contains paragneisses locally garnetiferous, sillimanite-garnet-quartz-muscovite schists and quartz-muscovite schists, pure quartzites or with muscovite and rare marbles. At least three ductile deformation events were recognized in both units of Ceará group, named D₁, D₂ and D₃. D₁ event can be interpreted as a low angle tangencial tectonics with mass transport to south while D₂ event is marked by refolding patterns generated by superposition of F₁ and F₂ folds that were verified in different places. D₃ event corresponds to transcurrent tectonics, developed in transpressional regime, with WNW-ESE bulk shortening direction.

Estudos de geologia regional demonstram que o Domínio Ceará Central, situado na porção setentrional da Província Borborema, é caracterizado predominantemente por uma tectônica de *nappes*, envolvendo gnaisses do embasamento e coberturas alóctones (Caby & Arthaud, 1986). Neste contexto, a região de Forquilha localiza-se no extremo noroeste do Domínio Ceará Central e apresenta um arcabouço litoestratigráfico formado por rochas metaplutônicas paleoproterozóicas, seqüências metasupracrustais e rochas granitóides neoproterozóicas. As rochas metassedimentares ocupam a maior parte da área e compõem o Grupo Ceará, conforme redefinição proposta por Arthaud *et al.* (1998). No presente trabalho, dois conjuntos litológicos distintos do Grupo Ceará foram caracterizados, sendo correlacionados com as unidades Canindé e Independência da CPRM (2003).

A unidade Canindé é formada basicamente por paragneisses, com predomínio de biotita-gnaisses e gnaisses quartzo-feldspáticos, envolvendo rochas metabásicas (metagabros e lentes de anfíbolitos). Os biotita-gnaisses apresentam uma coloração cinza e uma granulação média a fina. O bandamento gnáissico é marcado pela alternância de estreitas faixas quartzo-feldspáticas, de cor clara, com outras micáceas, em tons escuros. Os minerais principais são o quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita, muscovita e, ocasionalmente, granada e silimanita. Ao microscópio, apresentam textura granoblástica a granolepidoblástica, na qual o quartzo ocorre como cristais anédricos, com extinção ondulante, e a biotita se apresenta em lamelas pleocróicas castanho-escuras.

A seqüência Independência abrange paragneisses localmente granádíferos, intercalados com silimanita-granada-quartzo-muscovita xistos e quartzo-muscovita xistos, quartzitos puros ou com muscovita e, mais raramente, mármore. Os paragneisses são cinza-claros, com granulação média, sendo compostos por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita, muscovita e granada. Ao microscópio, predomina a textura granolepidoblástica, com a presença de porfiroblastos de granada. A paragênese quartzo-biotita-granada demonstra que essas rochas foram submetidas a metamorfismo regional de fácies anfíbolito. Os xistos possuem coloração cinza clara e granulação média a grossa. Em análise microscópica, exibem uma textura granolepidoblástica a lepidoblástica.

O quartzo ocorre na forma de pequenos cristais xenomórficos, com extinção ondulante. A muscovita mostra-se em lamelas alongadas e sinuosas. A granada ocorre como porfiroblastos centimétricos e a silimanita ocorre como finos cristais prismáticos. Em termos de grau de metamorfismo, sua paragênese mineral (quartzo-muscovita-granada-silimanita) sugere condições de fácies anfíbolito baixo. Os quartzitos apresentam-se com uma coloração esbranquiçada, granulação fina a média e bem foliados. Em lâminas delgadas mostram uma textura granoblástica, podendo conter, além do quartzo, pequena quantidade de muscovita. O quartzo apresenta-se com formas xenomórficas e intensa recristalização. A muscovita ocorre como lamelas alongadas subédricas, por vezes parcialmente alteradas para sericita. Por fim, os mármore, calcíticos ou dolomíticos, ocorrem com pouca presença de muscovita e opacos. Possuem coloração branca a azulada clara, foliação bem marcada, granulação média e textura sacaroidal.

Foram identificados e caracterizados pelo menos três eventos de deformação dúctil, denominados de D_1 , D_2 e D_3 , sistematicamente registrados em ambas as unidades do Grupo Ceará. O *fabric* mais antigo encontrado na área relaciona-se a um evento D_1 , responsável pelo desenvolvimento de uma foliação S_1 representada por um bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico nos paragnaisses. De uma forma geral, a foliação S_1 apresenta-se com ângulos baixos a médios (10° a 45°), com mergulho variando de SSW a SSE. Este *fabric* porta uma lineação (L_1^x), normalmente orientada para SSW, com *rake* forte (*down-dip*). Os critérios cinemáticos referentes à este evento (*shear bands* e sombras de pressão assimétricas em cristais de granada) indicam transporte de massa do tipo normal, com topo para sul (SSW-SSE). Dobramentos associados a este evento (D_1) são representados, em escala de afloramento, por dobras com geometria isoclinal, planos axiais subhorizontais e eixos, em geral, na direção E-W. O evento D_1 pode ser interpretado, portanto, como correspondente à uma tectônica tangencial de baixo ângulo com transporte tectônico para sul.

O evento D_2 é materializado por dobras apertadas a isoclinais (F_2) que afetam a foliação S_1 e impõem um novo *fabric* nas rochas do Grupo Ceará. Este *fabric* é caracterizado por uma foliação S_2 bastante penetrativa, de mergulho médio (40° a 65°) para SE ou NW, no domínio norte, e para WNW ou ESE, na porção central. A foliação S_2 porta uma lineação (L_2^x) de *rake* baixo a médio (8° a 38°) para SSW a SSE. Padrões de redobramento gerados pela superposição das dobras F_2 com àquelas geradas no evento anterior (F_1) são verificados em diversos locais.

No evento D_3 formam-se amplas dobras (F_3) que apresentam-se muito bem definidas, em escala regional, pela disposição de lineamentos retilíneos e curvilíneos verificados em produtos de sensoriamento remoto. As dobras F_3 normalmente apresentam planos axiais subverticalizados, com geometrias fechadas a abertas e eixos de *trend* NNE a NE com mergulho para S. A foliação S_3 possui forte mergulho (60° a 90°) para SE ou NW no domínio norte, inclinando para E ou W, no domínio sul. Neste evento D_3 também ocorre o desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrentes de direção geral NNE a NE (zonas de cisalhamento Humberto Monte, Poço Cercado e Forquilha). Nessas regiões, tem-se o desenvolvimento de uma foliação milonítica (Sm_3) e uma lineação (L_3^x) de *rake* baixo, com mergulho para NE ou SW no domínio norte e predominantemente para S no domínio sul. Os dados estruturais obtidos caracterizam o evento D_3 como uma tectônica transcorrente desenvolvida em um regime transpressional, com uma direção geral de encurtamento WNW-ESE.

REFERÊNCIAS

- Arthaud M.H., Vasconcelos A.M., Oliveira F.V.C. 1998. As Seqüências metasedimentares do Ceará Central. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 40, *Anais...*, Belo Horizonte, p.16.
- Caby, R. & Arthaud, M.H. 1986. Major Precambrian Nappes Of The Brazilian Belt, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, v.14, p.871-874.
- CPRM. 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará na escala 1:500.000. In: CPRM & SRH-CE. 2003. Atlas de Geologia e Recursos Minerais do Ceará: Sistema de Informações Geográficas SIG e Mapas na escala 1:500.000. CPRM, Fortaleza. 1 CD-Rom.

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA ZONA DE CISALHAMENTO POÇO CERCADO, DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL (NE DO BRASIL): EVIDÊNCIAS DE REATIVAÇÃO FANEROZÓICA

Fabio Souza e Silva da Cunha^{1,4}(fssdacunha@ig.com.br), Fernando César Alves da Silva^{1,3}, Zorano Sérgio de Souza¹, Paulo Marcos de Paula Vasconcelos²

¹Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (DG-PPGG-UFRN), ²Department of Earth Sciences, University of Queensland, Brisbane, Austrália, ³Pesquisador do CNPq, ⁴UVA-CE

INTRODUÇÃO

A Zona de Cisalhamento Poço Cercado (ZCPC) localiza-se ao norte da cidade de Forquilha, na porção noroeste do Domínio Ceará Central da Província Borborema (Figura 1-a). Esta região apresenta um arcabouço litoestratigráfico formado por rochas metaplutônicas paleoproterozóicas, seqüências metasupracrustais e granitóides neoproterozóicos. As rochas metassedimentares do Grupo Ceará ocupam a maior parte da área e são subdivididas em duas unidades distintas, denominadas Canindé (paragneisses diversos e metabásicas - lentes de anfibólitos) e Independência (granada paragneisses com intercalações de sillimanita-granada-quartzo-muscovita xistos e quartzo-muscovita xistos, quartzitos e raros mármore). O presente trabalho apresenta parâmetros estruturais e geocronológicos (⁴⁰Ar/³⁹Ar) para a ZCPC, que indicam que esta zona de cisalhamento sofreu uma importante reativação entre 288-220 Ma.

A ZONA DE CISALHAMENTO POÇO CERCADO (ZCPC)

A ZCPC é uma estrutura de aproximadamente 30 km de extensão com uma orientação geral N-S na sua parte sul e inflexão para N30°E na porção norte, apresentando-se muito bem marcada em imagens de satélite Landsat 7-ETM+ (Figura 1-b). Nestas imagens, ela é configurada por lineamentos retilíneos adensados (LRA) no sentido de Medeiros (2004), correspondentes a feições geomorfológicas positivas e negativas, com bandamento tonal, associados ao *fabric* dúctil das rochas e às cristas. Ao longo da zona de cisalhamento, a foliação milonítica apresenta-se subverticalizada, com mergulho para SE (Figura 1-c), independente do seu *trend*. Esta superfície contém uma lineação de estiramento (L₃^x) de baixo *rake* para SW ou NNE (Figura 1-b). O mergulho forte da foliação milonítica e a presença de uma lineação de estiramento subhorizontal, caracterizam a movimentação transcorrente nessa zona.

Uma boa exposição da ZCPC ocorre ao longo do sangradouro de um açude, situado cerca de 10km a NE da localidade de Caioca, na porção central da zona. Neste local, a zona milonítica exhibe bandas centimétricas a métricas, de coloração esbranquiçada, intercaladas com bandas escuras, cujos protólitos não foram identificados (Figuras 2-a,

2-b). A lineação de estiramento L₃^x (Figura 2-c) é marcada por K-feldspato e quartzo.

Estruturas macroscópicas do tipo bandas de cisalhamento e segmentos sigmoidais de veios de quartzo na porção norte da zona, além de estruturas S-C / C' (Figura 3-a) e porfiroclastos do tipo delta (Figura 3-b) e sigma nos milonitos quartzo-feldspáticos da parte central, suportam uma cinemática sinistral para essa zona. Critérios microscópicos, tais como agregados de K-feldspato (+ quartzo) com caudas de recristalização assimétricas (Figura 3-c) e de mica-*fish* em lamelas de biotita ratificam essa cinemática.

Determinações geocronológicas ⁴⁰Ar/³⁹Ar através do método de aquecimento incremental a laser foram efetuadas em dois grãos de biotitas dos milonitos da porção central da zona anteriormente descrita (amostra SB-79b), visando uma delimitação da idade da deformação cisalhante. A biotita é muito fina, de cor marrom escura, freqüentemente mostrando alteração para clorita, óxidos de ferro e biotita descolorida. A preparação e a análise das amostras foram realizadas no laboratório *Argon Geochronology in Earth Sciences* da Universidade de Queensland (UQ-AGES, Brisbane, Austrália), com irradiação por fluxo de nêutrons feita no reator Triga da Universidade de Oregon (EUA). Os espectros de aquecimento gradual para os dois grãos apresentam evidência de reaquecimento e parcial recristalização de um mineral formado há mais de 400 Ma. Este reaquecimento ocorreu entre 288-220 Ma, mais não foi pervasivo o suficiente para zerar completamente o sistema isotópico nos grãos analisados, como indicado pelo aspecto ascendente do espectro nos degraus de mais alta temperatura.

CONCLUSÕES

A análise estrutural da ZCPC demonstra o seu caráter transcorrente com movimentação sinistral. No contexto regional, essa zona insere-se no modelo de evolução de zonas de cisalhamento conjugadas, desenvolvido em um regime transpressional, como proposto por Cunha & Alves da Silva (2005). Neste modelo, a ZCPC é considerada como uma estrutura conjugada antitética à Zona de Cisalhamento de Forquilha (ZCF), situada na adjacência. Os dados ⁴⁰Ar/³⁹Ar sugerem que a ZCPC foi formada em um evento anterior a 400 Ma, tendo sido reativada entre 288 e 220 Ma, sob condições térmicas que propiciaram a reabertura do sistema K-Ar na biotita. Esse evento

entre 288 e 220 Ma ainda não está devidamente caracterizado na região, embora falhas e dobras relacionadas afetando pacotes sedimentares, a exemplo da Bacia do Parnaíba, permitam caracterizar a reativação pós- Devoniano do Lineamento Transbrasiliano (LT, Destro *et al.* 1994) ou até mesmo mais jovens (Antunes 2004, Carvalho 2005). A continuidade do LT e da ZCF na porção *offshore* da bacia do Ceará, separando a sub-bacia de Icarai das sub-bacias de Acaraú e Mundaú, respectivamente (Morais Neto *et al.* 2003) comprova reativações pós-Cretácicas destas mega-estruturas. O posicionamento temporal das reativações mais jovens, em regime tipicamente rúptil, requer o emprego de metodologias adequadas para datar eventos de baixa temperatura, tais como traços de fissão em apatita e zircão, (U-Th)/He em apatitas, zircão e titanita.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Antunes A.F. 2004. *Evolução tectono-estrutural do Campo de Xaréu (Sub-bacia de Mundaú, Bacia do Ceará NE do Brasil): Abordagem multi-escala e pluriferramental*. Tese de Doutorado, PPGG/UFRN, 371 p.
- Carvalho J.A.A. 2005. *Caracterização macro, meso e microscópica das estruturas frágeis do corpo arenítico conglomerático da região de Santana do Acaraú (CE) e seu embasamento circundante*. Dissertação de Mestrado, PPGG/UFRN, 144 p.
- CPRM 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará na escala 1:500.000. *In*: CPRM & SRH-CE. 2003. Atlas de Geologia e Recursos Minerais do Ceará: Sistema de Informações Geográficas SIG e Mapas na escala 1:500.000. CPRM, Fortaleza. 1 CD-Rom.
- Cunha F.S.S. & Alves da Silva F.C. 2005. Análise estrutural das zonas de cisalhamento da região de Forquilha, Domínio Ceará Central da Província Borborema (NE do Brasil). *In*: SBG, Simp. Nac. Est. Tectônicos, 10, *Anais*, p. 507-510.
- Destro N., Szatmari P., Ladeira E.A. 1994. Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 16: 35-45.
- Medeiros V.C. 2004. *Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil*. Tese de Doutorado, PPGG/UFRN, 200 p.
- Morais Neto J.M., Pessoa Neto O.C., Lana C.C., Zalán P.V. 2003. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia do Ceará. *Phoenix*, 57, 9 p.

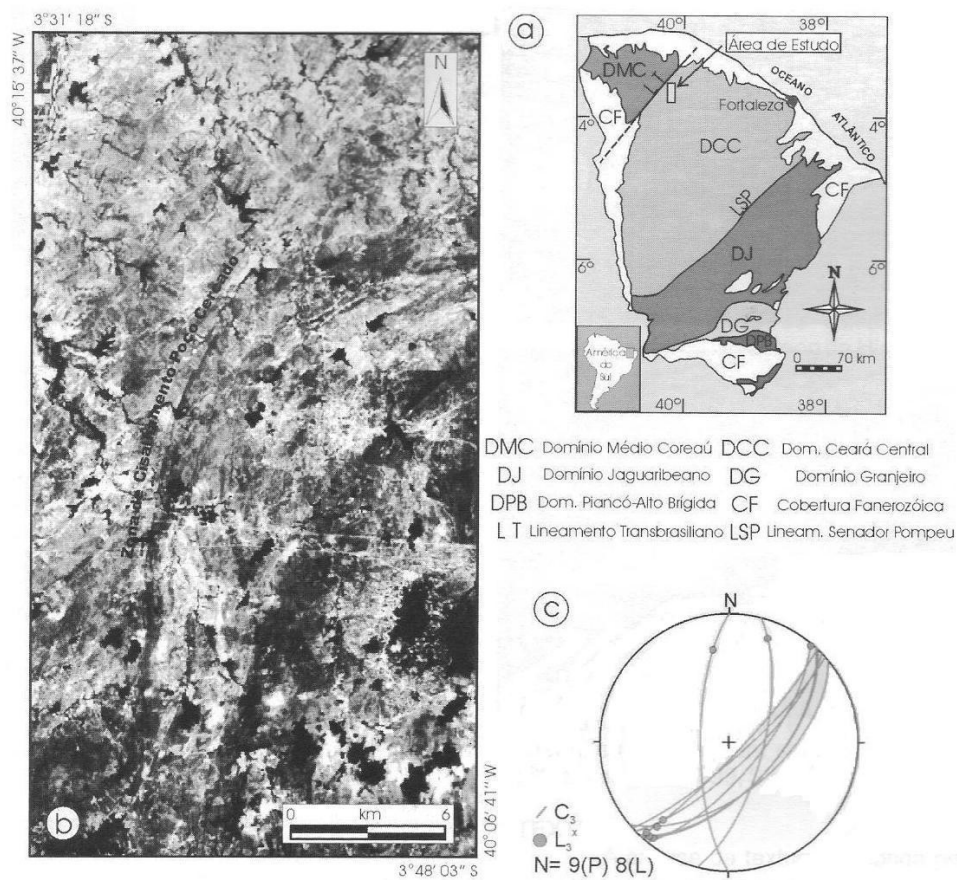


Figura 1 - a) Mapa com a compartimentação tectônica do Estado do Ceará (baseado em CPRM 2003) e localização da área de estudo; b) Configuração da ZPCPC em composição colorida RGB - 752 de imagem de satélite Landsat 7-ETM+; c) Estereograma com a orientação das superfícies C_2 e lineações L_3 (Projeção de igual área, hemisfério inferior).

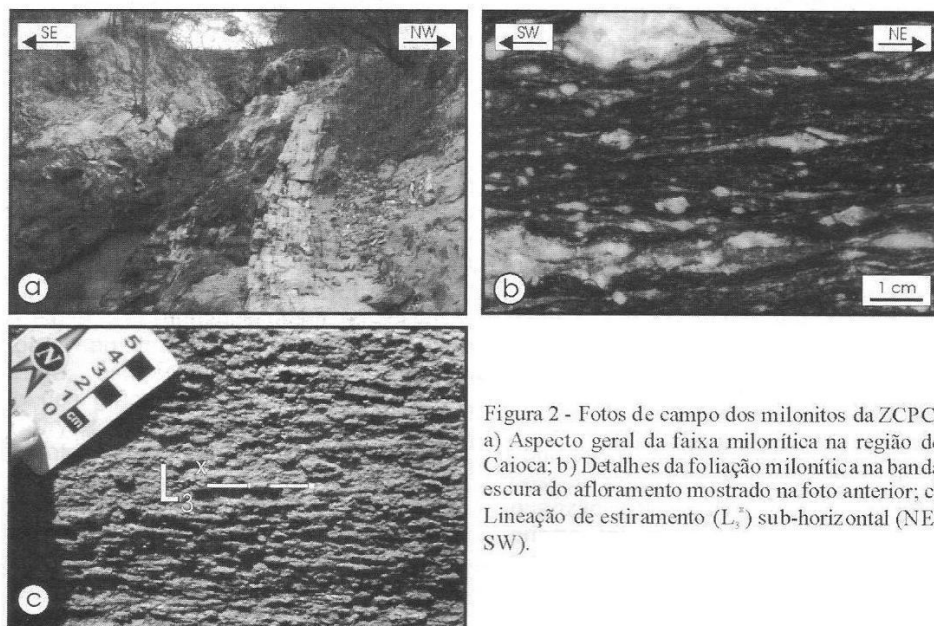


Figura 2 - Fotos de campo dos milonitos da ZPCPC: a) Aspecto geral da faixa milonítica na região de Caioca; b) Detalhes da foliação milonítica na banda escura do afloramento mostrado na foto anterior; c) Lineação de estiramento (L_3) sub-horizantal (NE-SW).

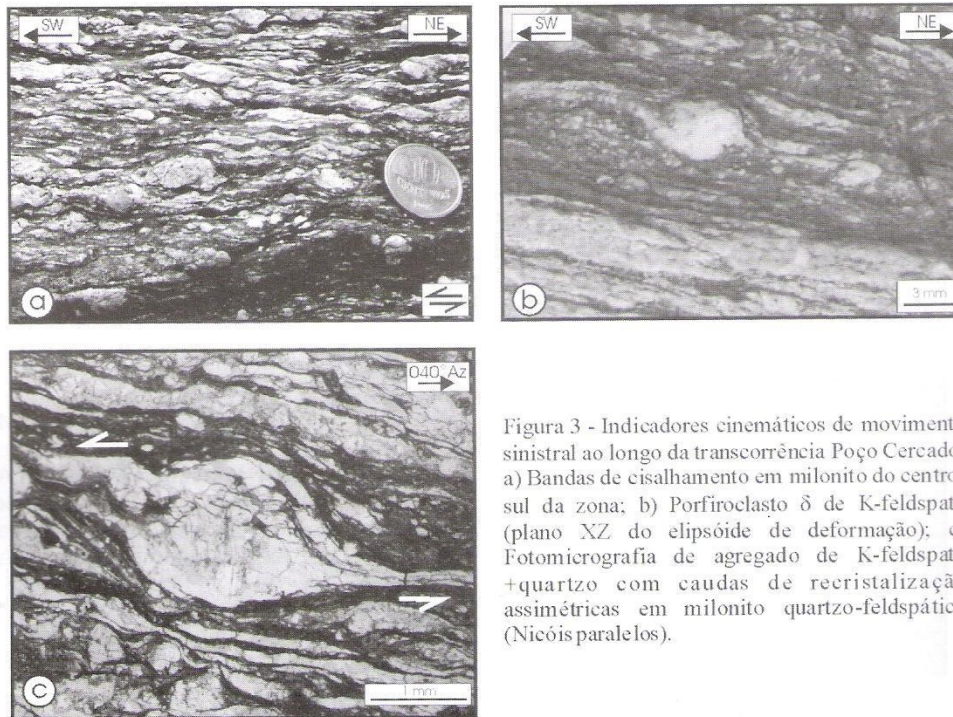
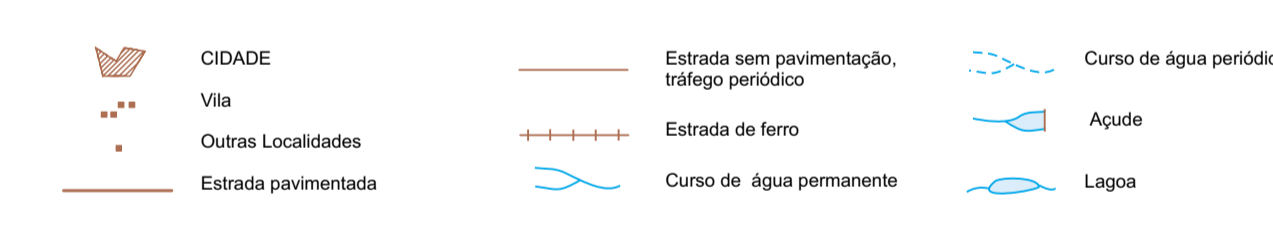
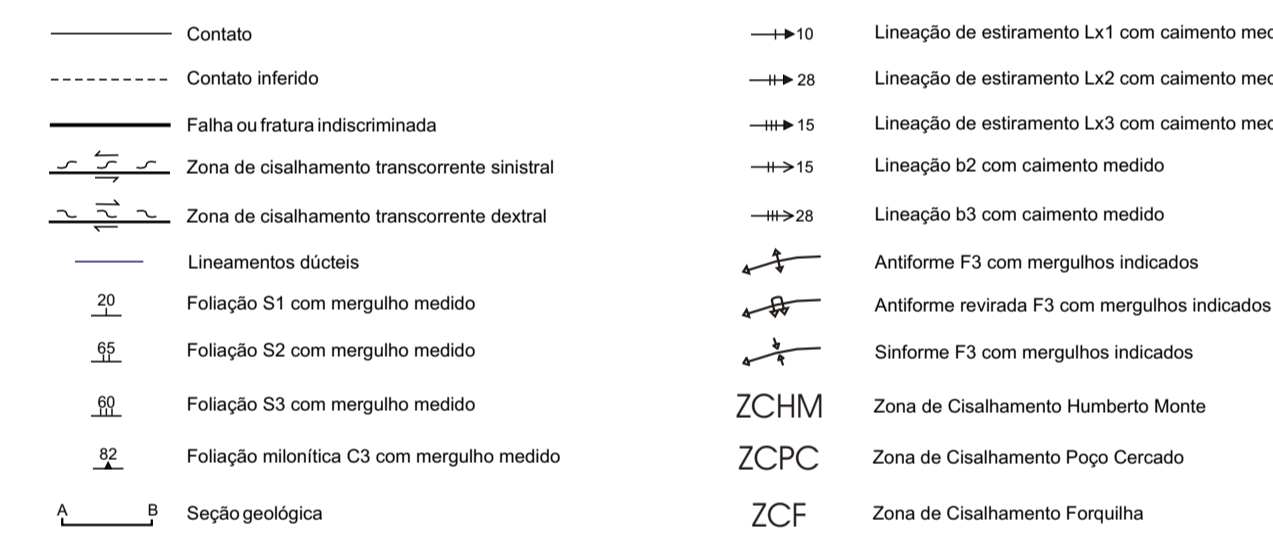
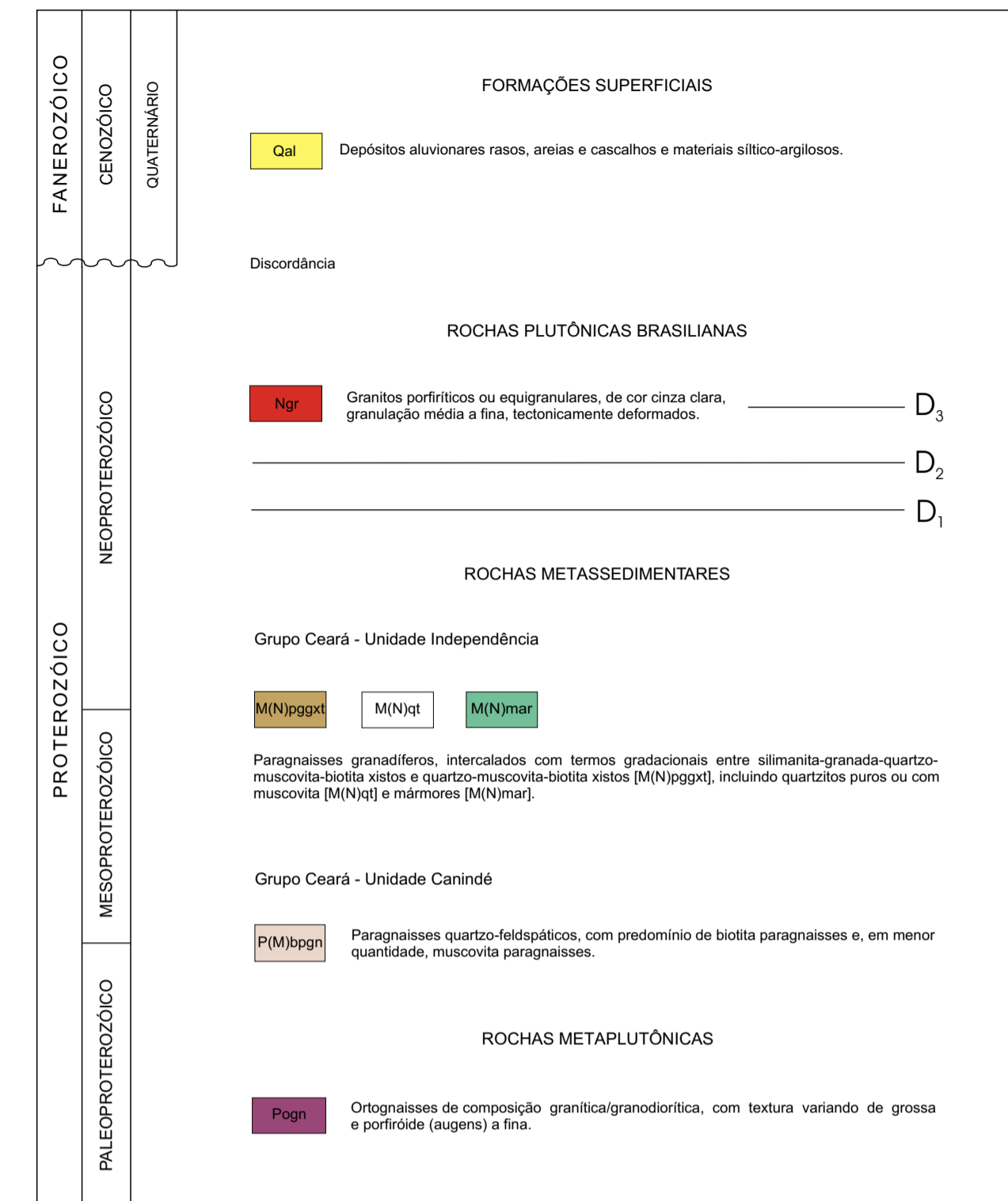
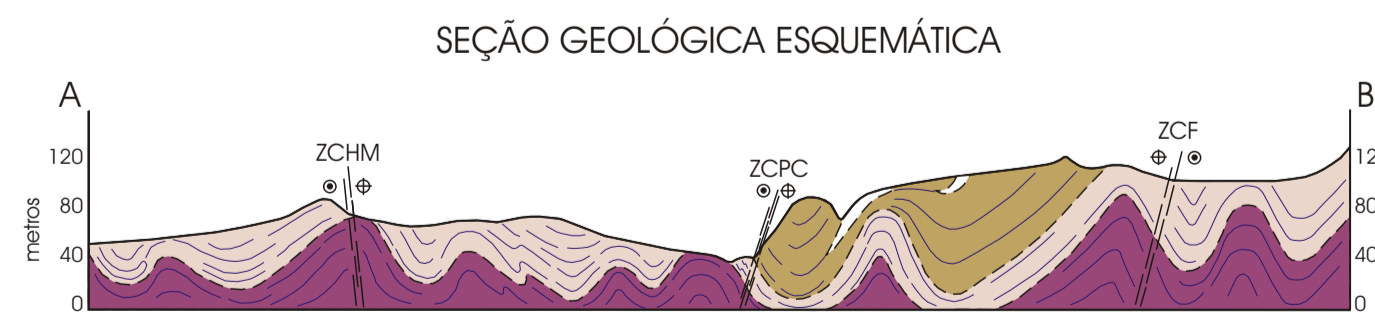
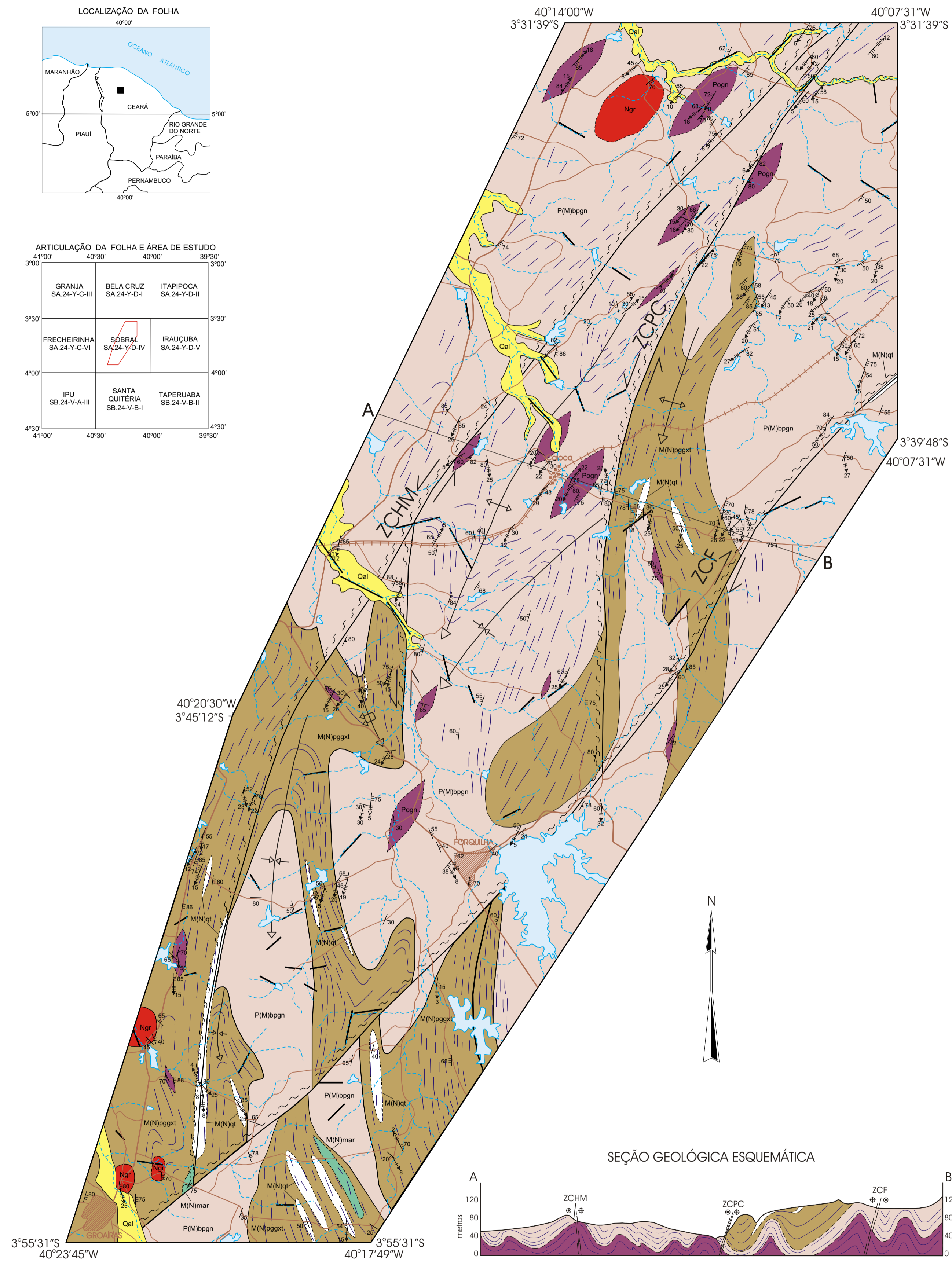
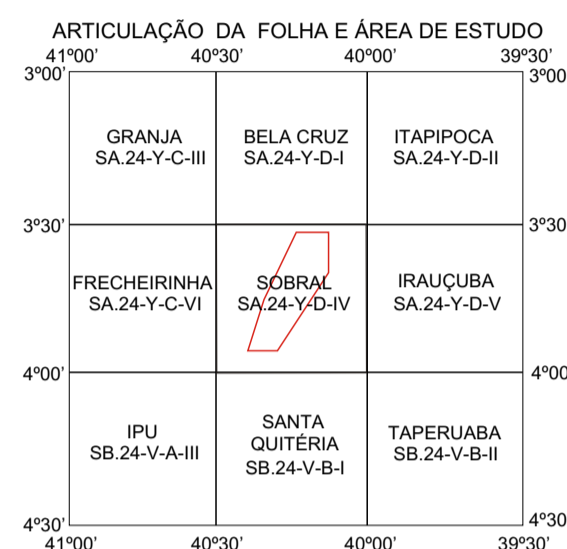
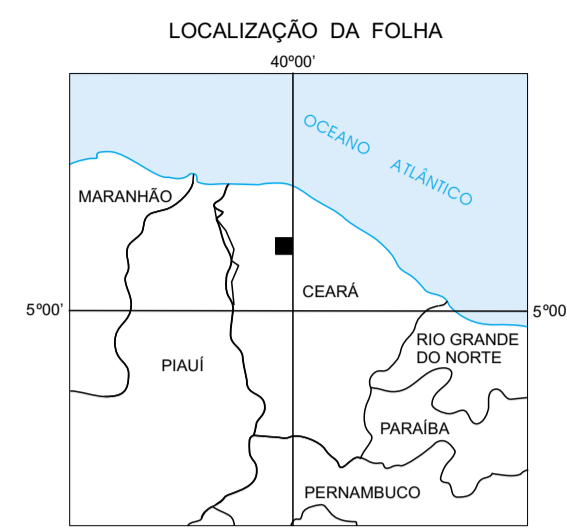


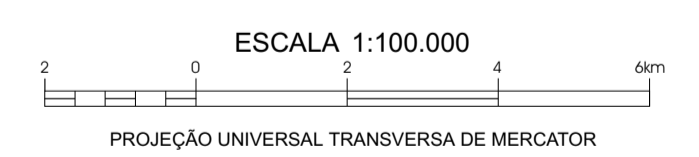
Figura 3 - Indicadores cinemáticos de movimento sinistral ao longo da transcorrência Poço Cercado: a) Bandas de cisalhamento em milonito do centro-sul da zona; b) Porfiroclasto δ de K-feldspato (plano XZ do elipsóide de deformação); c) Fotomicrografia de agregado de K-feldspato +quartzo com caudas de recristalização assimétricas em milonito quartzo-feldspático (Nicóis paralelos).

ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO



Autor: Fabio Souza e Silva da Cunha
 Orientador: Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva
 Base planimétrica digitalizada a partir da folha SA.24-Y-D-IV, Sobral, 1ª edição, 1956, 1972, e atualizada pelo autor por meio de dados de campo, fotografias aéreas e imagens de satélite.
 Composição dos dados temáticos elaborada a partir de Costa et al. (1973) e CPRM (2003), modificada pelo autor com base em dados de campo, fotografias aéreas e imagens de satélite.

MAPA GEOLÓGICO

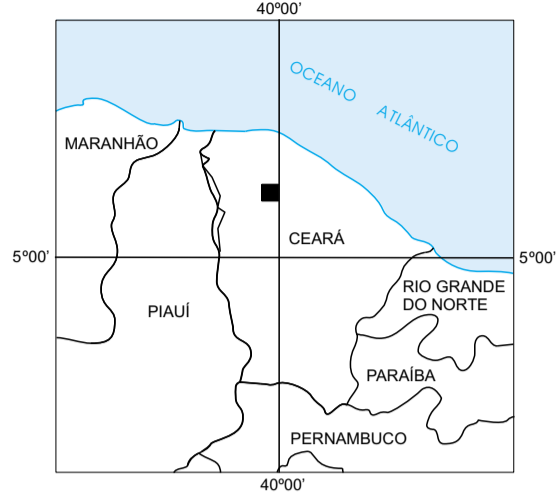


Datum horizontal: Córrego Alegre - MG
 Declinação magnética do centro da folha em 1969: 20°32' W, cresce 5.5 anualmente.

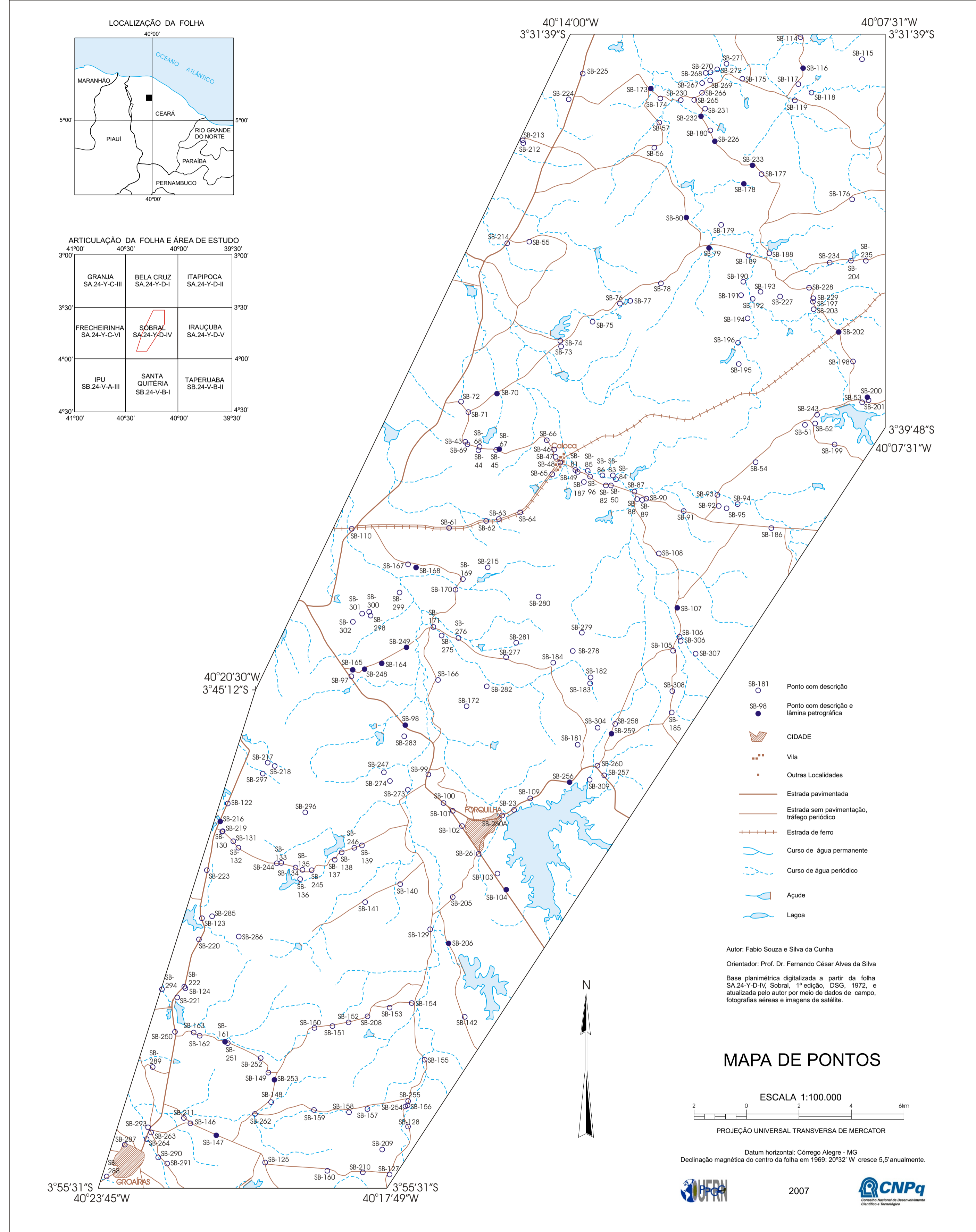
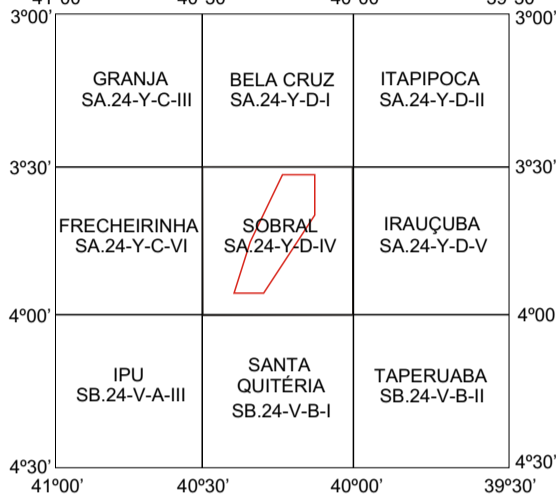


ANEXO II – MAPA DE PONTOS

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



ARTICULAÇÃO DA FOLHA E ÁREA DE ESTUDO

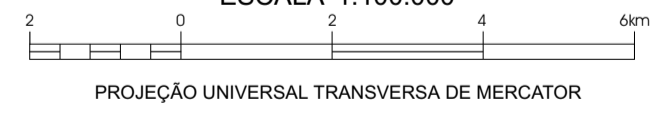


- SB-181 Ponto com descrição
- SB-98 Ponto com descrição e lâmina petrográfica
- CIDADE
- Vila
- Outras Localidades
- Estrada pavimentada
- Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
- Estrada de ferro
- Curso de água permanente
- Curso de água periódico
- Açude
- Lagoa

Autor: Fabio Souza e Silva da Cunha
 Orientador: Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva
 Base planimétrica digitalizada a partir da folha SA.24-Y-D-IV, Sobral, 1ª edição, DSG, 1972, e atualizada pelo autor por meio de dados de campo, fotografias aéreas e imagens de satélite.

MAPA DE PONTOS

ESCALA 1:100.000



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Datum horizontal: Córrego Alegre - MG
 Declinação magnética do centro da folha em 1969: 20°32' W cresce 5,5' anualmente.



2007



3°55'31"S
40°23'45"W

3°55'31"S
40°17'49"W