



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Faculdade de Geologia

Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis

Alan Wanderley Albuquerque Miranda

**Evolução estrutural das zonas de cisalhamento dúcteis na porção centro-leste
do Domínio da Zona Transversal na Província Borborema**

Rio de Janeiro

2010

Alan Wanderley Albuquerque Miranda

Evolução estrutural das zonas de cisalhamento dúcteis na porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal na Província Borborema

Tese apresentada, como requisito para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas e Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de Concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais

Orientador: Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida

Rio de Janeiro

2010

M672e Miranda, Alan Wanderley Albuquerque.

Evolução estrutural das zonas de cisalhamento dúcteis na porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal na Província Borborema / Alan Wanderley Albuquerque Miranda. Rio de Janeiro, 2010.

206p. il.:figs., tab.

Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, 2010.

Inclui Bibliografia e Anexos

1.Geologia Estrutural. 2.Zonas de Cisalhamento. 3.Geologia Regional. 4.Litoestratigrafia. 5.Província Borborema. I. Título

CDD 551.8

Autorizo, apenas para fins acadêmicos ou científicos, a reprodução total ou parcial dessa tese

Assinatura

Data

Alan Wanderley Albuquerque Miranda


Evolução estrutural das zonas de cisalhamento dúcteis na porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal na Província Borborema

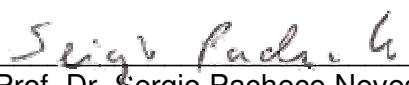
Tese apresentada, como requisito para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas e Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de Concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais

Aprovado em: 31 de agosto de 2010

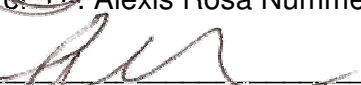
Banca Examinadora:


Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida (orientador)


Prof. Dr. Carlos Jose Archanjo


Prof. Dr. Sergio Pacheco Neves


Prof. Dr. Alexis Rosa Nummer


Profa. Dra. Monica da Costa Lavalle Heilbron

DEDICATÓRIA

À minha esposa Maria Fernanda e ao meu filho Pedro Lucas, por todo o amor
destinado à união da nossa família

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por me acompanhar em todos os momentos.

Ao amigo e professor Dr. Julio Cesar Horta de Almeida, que mesmo à distância, permaneceu cuidadoso na orientação, paciente na revisão dos textos e disposto a fornecer sugestões e discussões importantes para o aperfeiçoamento desse trabalho.

Aos professores responsáveis pelas disciplinas que cursei durante o primeiro ano do curso de doutorado, referente ao Programa de Pós-Graduação de Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Aos colegas de Pós-Graduação, pelos momentos agradáveis de muita descontração na sala dos alunos da pós-graduação. Em especial, aos colegas Artur Corval (grande amigo), Sheila (Sheilinha), Ana Paula, Valéria (*Queen*) e Caio.

Ao geólogo Adeilson Alves Wanderley, gerente de recursos minerais (GEREMI) da Superintendência Regional de Recife (SUREG-RE) da CPRM, pelo valoroso incentivo e extrema disposição em resolver os problemas que surgiram durante a execução desse trabalho.

Ao geólogo, amigo e supervisor Dr. Vladimir Cruz de Medeiros, pela gentil disponibilização de acervo bibliográfico sobre a Província Borborema e pelas valiosas sugestões, críticas e discussões durante os trabalhos de campo e escritório. À querida amiga, geóloga e vizinha Dra. Roberta Galba Brasilino, pela prestimosa companhia nos trabalhos de campo e ensinamentos sobre a petrogênese de rochas graníticas.

A geóloga da CPRM Dra. Joseneusa Brilhante Rodrigues, pela realização das determinações geocronológicas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB).

A todos os colegas da CPRM, pelo apoio em diversos aspectos. Em especial, aos colegas Geysson Lages (Mano Geysson), Rodrigo Cruz (Gaúcho), Marcelo Marinho (Cigano), Cleide Moura (Creide), Ana Claudia Accioly (Aninha) e Carlos Santos (Carlão) da GEREMI, Melissa Franzen (Mel) da GEHITE e Robson Silva, Ana Paula Jacques e Genner da GERIDE.

À minha amada esposa Maria Fernanda, pelo apoio incondicional em todos os momentos e incrível paciência com os períodos de nervosismo do marido.

Ao meu querido filho Pedro Lucas, que mesmo sem falar ainda, utilizou seu sorriso para tornar a minha vida muito mais alegre.

À minha mãe Angela, por amar e sempre acreditar no potencial do seu filho.

Ao meu irmão e compadre Alex, pela confiança no seu irmão caçula.

Ao meu pai Cicero, pelo amor e confiança na carreira profissional do filho.

Ao Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), pelo apoio financeiro, logístico e liberação parcial que proporcionaram a execução da presente tese.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram de alguma forma para que esse trabalho pudesse ser realizado.

RESUMO


A área estudada está inserida no Domínio Transversal da Província Borborema. As unidades litoestratigráficas que compõem o embasamento Paleoproterozóico (Riaciano) são representadas por rochas ortoderivadas dos Complexos Salgadinho e Cabaceiras. Esses complexos foram individualizados de acordo com as suas diferenças composicionais, texturais e/ou geocronológicas. As rochas metassedimentares de idade Paleoproterozóica (Orosiriano) foram interpretadas como constituintes do Complexo Sertânia. O magmatismo no estateriano é caracterizado por ortognaisses sienograníticos da Suíte Carnoió-Caturité e por metanortositos do Complexo Metanortosítico Boqueirão. As unidades litoestratigráficas do Neoproterozóico são representadas por sucessões metassedimentares Criogenianas do Complexo Surubim e ortognaisses granodioríticos e sienograníticos do início do Ediacarano, denominados de Complexo Sumé e Ortognaisse Riacho de Santo Antônio, respectivamente. O magmatismo granítico do Ediacarano foi caracterizado pelo alojamento dos Plutons Inácio Pereira e Marinho. Os dados geocronológicos (U-Pb em zircão) obtidos indicam, no mínimo, o desenvolvimento de três eventos tectono-magmáticos. As idades de $2042 \pm 11\text{Ma}$ e $1996 \pm 13\text{Ma}$ obtidas nos ortoanfibolitos do Complexo Cabaceiras foram interpretadas como a idade de cristalização do protólito e metamorfismo, respectivamente. A idade de $1638 \pm 13\text{Ma}$ proveniente de hornblenda ortognaisse sienogranítico da Suíte Carnoió-Caturité foi interpretada como a idade de cristalização do protólito, marcando um evento magmático Estateriano de afinidade anorogênica. A idade de $550 \pm 3.1\text{Ma}$ encontrada em monzogranito porfirítico do Pluton Marinho é um registro do último evento magmático no final do Ediacarano, associado ao estágio tardio de desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Coxixola. Os dados estruturais permitiram a individualização de três fases de deformação dúcteis, individualizadas como D_1 , D_2 e D_3 . A fase D_1 foi responsável pela geração de uma foliação S_1 , observada somente na charneira de dobras F_2 . O evento D_2 é assinalado por uma tectônica contracional com transporte para NNW, observado a partir de bandas de cisalhamento assimétricas e dobras de arrasto em cortes paralelos a lineação de estiramento (L_{2x}). Zonas de cisalhamento dúcteis de geometria e cinemática distintas desenvolveram-se durante a fase D_3 . As zonas de Cisalhamento Boa Vista, Carnoió e Congo estão orientadas na direção NE-

SW e exibem cinemática sinistral em cortes paralelos à lineação de estiramento (L3x). As terminações meridionais dessas zonas de cisalhamento estão conectadas com a Zona de Cisalhamento Coxixola. Essa zona de cisalhamento, de direção WSW-ENE e cinemática dextral, atravessa toda a área de estudo, com uma espessura média de rochas miloníticas de 300m. A Zona de Cisalhamento Inácio Pereira ocorre na porção leste da área de estudo, orientada na direção WNW-ESE. A análise geométrica e cinemática dessa zona de cisalhamento sugere uma evolução deformacional através de regime transpressivo oblíquo sinistral. O padrão anastomosado final resultante do desenvolvimento de todas as zonas de cisalhamento da área é relacionado à evolução estrutural de um sistema de zonas de cisalhamento dúcteis conjugadas.

ABSTRACT

The studied area is inserted in the Transversal Domain of Borborema Province. The Paleoproterozoic (Riacian) basement encompasses mainly by metaplutonic rocks from Salgadinho and Cabaceiras Complex. These complexes were individualized according to their compositional, textural and/or geochronological data. The Paleoproterozoic (Orosirian) metasedimentary rocks were interpreted as components of Sertânia Complex. The Estatherian magmatic event is characterized by syenogranitic orthogneisses of the Carnoió-Caturité Suite and metaplutonic rocks of Metanorthositic Boqueirão Complex. The Neoproterozoic lithostratigraphic units are represented by Cryogenian metasedimentary successions of Complex Surubim and by Early-Ediacaran granodioritic and syenogranitic orthogneisses, Sumé Complex and Riacho de Santo Antonio orthogneisses, respectively. The Ediacaran granitic magmatism was characterized by the emplacement of Inácio Pereira and Marinho Plutons. The geochronological data (LA-ICPMS) indicate at least of three tectono-magmatic events. The $2042 \pm 13\text{My}$ and $1996 \pm 11\text{My}$ ages from amphibolites of Cabaceiras Complex were interpreted as the crystallization age of the protolith and metamorphism, respectively. The age of $1638 \pm 13\text{My}$ from the syenogranitic hornblende orthogneiss of Carnoió-Caturité Suite was interpreted as the crystallization age of the protolith, marking an Estatherian anorogenic magmatic event. The age of $550 \pm 3.1\text{My}$ acquired in a porphyritic monzogranite of Marinho Pluton is a record of the last magmatic event in the Late-Ediacaran, associated with the final stage of development of the Coxixola Shear Zone. The structural data allowed the individualization of three deformation phases, individualized as D_1 , D_2 and D_3 . D_1 was responsible for generating a S_1 foliation, observed only at the hinge of F_2 folds. The D_2 event is marked by a thrust regime with transport to NNW, observed from asymmetrical shear bands and drag folds in sections parallel to stretching lineation (L_{2x}). Ductile shear zones of different geometry and kinematics had been developed during the D_3 phase. The NE-SW Boa Vista, Carnoió and Congo Shear zones exhibit sinistral kinematic in sections parallel to stretching lineation (L_{3x}). The southern limits of these shear zones are connected with Coxixola Shear Zone. This WSW-ESE shear zone with dextral kinematics crosscut the entire studied area, with an average of 300m thickness of mylonitic rocks. The WNW-ESE Inácio Pereira Shear Zone is situated in the eastern portion of the studied area,

shows geometric and kinematic characteristics in agreement with an evolution through an oblique-sinistral transpressive regime. The structural evolution of a system of conjugate ductile shear zones is responsible by anastomosed framework exposed in a map view.



LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo (retângulo vermelho tracejado), com destaque para as principais vias de acesso extraídas do Mapa Rodoviário da Paraíba, escala 1:500000, executado pelo Departamento Nacional de Infra-estrutura de Transporte (DNIT).**28**
- Figura 1.2: Imagem Landsat ETM+ correspondente a área de estudo, em combinação RGB 531, com realce de contraste do tipo *equalize* aplicado nas três bandas.**31**
- Figura 2.1. Feições geométricas provenientes da deformação por cisalhamento simples. (ψ) deformação cisalhante angular; (d) deslocamento paralelo ao eixo x . (modificado de Ramsay, 1980).**37**
- Figura 2.2: Tramas planares e lineares em zonas de cisalhamento dúcteis dominadas por cisalhamento simples. (modificado de Ramsay, 1980).**38**
- Figura 2.3. Cálculo de deslocamento total ao longo de uma zona de cisalhamento dúctil dominada por cisalhamento simples. (modificado de Ramsay, 1980).**39**
- Figura 2.4: Zonas de cisalhamento do TIPO I e II e as curvas stress/deformação cisalhante para cada tipo de material. As áreas sombreadas representam as regiões afetadas durante o desenvolvimento da deformação nas margens (m) e no interior (i) dos TIPOS I e II. As setas cinza indicam a direção da migração dos limites das zonas deformadas. As elipses representam as variações na forma do elipsóide de deformação. (modificado de Means, 1995).**41**
- Figura 2.5: Geometria do modelo de transpressão proposto por Sanderson e Marchini (1984). Note que o encurtamento é paralelo ao eixo y e o cisalhamento paralelo ao eixo x . O volume é compensado através do estiramento ao longo do eixo z . (Modificado de Sanderson e Marchini, 1984).**43**
- Figura 2.6: Orientação dos eixos do elipsóide de deformação para casos de transpressão e transtensão, caminhos de deformação e número de vorticidade (W_k) no diagrama γ - k . A mudança na posição vertical do principal eixo de deformação ocorre para deformação progressiva de $W_k > 0.81$. (Modificado de Fossen e Tikoff, 1993)**45**
- Figura 2.7: Sistema de coordenadas utilizados no modelo de transpressão proposto por Robin e Cruden (1994). A altura normalizada (Z) e a largura normalizada (Y) são apontadas na figura juntamente com a orientação do cisalhamento simples progressivo (β).**46**
- Figura 2.8: Tramas geométricas e cinemáticas previstas para zonas de transpressão transcorrente dextral com $Z= 8$, $f=0.1$ (a) e $f= 1.0$ (b). (modificado de Robin e Cruden, 1994).**48**
- Figura 2.9: Mapa de trajetória de foliações (linhas cheias) e lineações (linhas tracejadas) para dois níveis horizontais (a, $Z=2$ e b, $Z=4$) obtidos para o modelo de

transpressão oblíqua com $f = 15$ e $b = 75^\circ$. Projeções estereográficas, hemisfério inferior, exibem as relações entre o vetor de vorticidade (quadrado) e o plano de vorticidade (grande círculo tracejado), bem como o posicionamento de foliações (grande círculo com linha sólida) e lineações (círculo) em determinados pontos da zona modelada. Nota-se a assimetria da trama e uma mudança de cinemática dip-slip para strike-slip através da zona com $Z=2$ (a). (Modificado de Robin e Cruden, 1994).49

Figura 2.10: Modelos geométricos de deformação transpressiva propostos por Fossen e Tikoff (1998). Note que a extensão vertical decresce da esquerda para a direita. O cinco modelos diferem apenas em termos de deformação coaxial. O modelo de transpressão B é equivalente ao modelo proposto por Sanderson e Marchini (1984). Exemplos de trajetória de fluxo são mostrados para cada tipo de modelo. (Modificado de Fossen e Tikoff, 1998).50

Figura 2.11: Variações na forma do elipsóide de deformação para casos de transpressão. A deformação coaxial perfeita está representada ao longo da linha base da figura ($W_k=0$). O componente de cisalhamento simples máximo é representado pela linha superior ($W_k=1$). Os elipsóides de deformação abaixo da linha base ($W_k=0$) ilustram a forma e orientação dos três eixos para os casos de deformação transpressiva A, C e E. (Modificado de Fossen e Tikoff, 1998).52

Figura 2.12: Variações nos tipos de tramas planares e lineares para cada tipo de transpressão. (modificado de Fossen e Tikoff, 1998).53

Figura 2.13: Diagrama ilustrativo de geometria do elipsóide de deformação e orientação dos principais tipos de tramas planares e lineares durante o desenvolvimento dos três tipos de zonas de cisalhamento (XI, YI e ZI). Cada tipo de zona de cisalhamento é representado por um bloco de diagrama, no qual a orientação dos elementos planares (S) e lineares (L) são indicados. AI, AII e AIII possuem orientação equivalente ao eixos X, Y e Z do elipsóide de deformação. A porção frontal de cada diagrama, plano AII-AIII, representa o plano perfil de vorticidade (*vorticity profile plane-VPP*) e exibe estruturas assimétricas. A inclinação do elipsóide de deformação e das estruturas S e L depende do número de vorticidade e da natureza das apófises de fluxo de segmento da zona de cisalhamento. (Modificado de Passchier, 1998).55

Figura 2.14: Desenho esquemático para representar variações laterais possíveis entre os três tipos de zonas de cisalhamento (XI, YI e ZI), durante deformação progressiva. (Modificado de Passchier, 1998).56

Figura 2.15: Transpressão inclinada e vertical vista em 3D (topo) e seção normal ao eixo X_c (base). (a) Zona de transpressão vertical compatível com o modelo de Sanderson e Marchini (1984). Os eixos de coordenadas X_c e Y_c são horizontais e Z_c é vertical. O vetor de deslocamento está contido no plano X_cY_c . (b) zona de transpressão inclinada. O mergulho da zona é igual a d . O deslocamento dos blocos ocorre somente na horizontal. (c) Zona de transpressão inclinada no qual os blocos envolvidos no modelo apresentam um componente de deslocamento na vertical. a_y é o estiramento paralelo ao eixo Y_c . a_z -1 é a razão entre a região deformada em relação a porção original (medida ao longo do eixo Y_c). e_y é a extensão/contração

da zona paralela a Y_c , e conseqüentemente $e_y=(1-a_y)$. g_{xy} e g_{yz} representam a deformação cisalhante agindo no plano do limite da zona paralelos ao eixos X_c e Z_c , respectivamente. F_d é o deslocamento finito de um bloco em relação ao outro. (Modificado de Jones et al., 2004)57

Figura 2.16: Orientação típica de foliações e lineações em zona de transpressão inclinada. A foliação é oblíqua ao limite da zona de cisalhamento de movimentação sinistral (movimento horizontal). Geralmente, a foliação apresenta mergulho mais elevado do que o limite da zona de cisalhamento. Isso ocorre devido ao componente de não-coaxialidade de γ_{zy} . (modificado de Jones et al., 2004).59

Figura 2.17: Triângulo de deformação exibindo como modelos de transpressão inclinada e oblíqua podem ocorrer durante a deformação. Em geral, a deformação não-coaxial pode ser visualizada de acordo com os três componentes finais de deformação (end-members). Em zonas transpressivas naturais existe uma tendência da deformação total, que plota no centro do triângulo, ser particionada em domínios deformacionais coincidentes com a deformação no limite ou vértice do triângulo. (Modificado de Jones et al., 2004).60

Figura 2.18: Alguns caminhos possíveis de partição da deformação transpressiva em domínios deformacionais que podem ocorrer para casos de transpressão inclinada e/ou oblíqua. (modificado de Jones et al., 2004).61

Figura 3.1: Compartimentação do território brasileiro, segundo Schobbenhaus *et al.* (1984). A Província Borborema de Almeida *et al.* (1981), compreende a Região de Dobramentos Nordeste e a Faixa Sergipana (áreas 1 e 2 na figura).62

Figura 3.2: Compartimentação do segmento central e norte da Província Borborema em domínios (ou super-terrenos) e terrenos tectono-estratigráficos, segundo Santos (1999 e 2000).64

Figura 3.3: Divisão da porção setentrional da Província Borborema em domínios/subdomínios geofísicos-tectônicos, segundo Oliveira (2008).65

Figura 3.4: Compartimentação tectônica utilizada no presente trabalho.66

Figura 4.1: Esboço geológico da área, ressaltando as principais Unidades litológicas.72

Figura 4.2: Quadro ilustrativo para o posicionamento tectono-estratigráfico proposto para as unidades geológicas da área de estudo.73

Figura 4.3: (a) aspecto de campo do bandamento gnáissico milimétrico em hornblenda-biotita ortognaisse do Complexo Salgadinho (afloramento DR-78). (b) bandamento migmatítico caracterizado pela intercalação centimétrica de leucossomas graníticos com o mesossoma formado por hornblenda-biotita ortognaisse. Nota-se a ocorrência de camadas centimétricas de rocha metamáfica (anfíbolitos) e banda de cisalhamento dúctil sinistral.(c) boudins assimétricos em camada de rocha metamáfica, com necks preenchidos por material de composição

granítica (DR-89). (d) Detalhe de leucossoma granítico repleto de cristais de magnetita em afloramento do Complexo Salgadinho (DR-77). Em todas as fotos a ponta da lapiseira está apontada para o Norte.74

Figura 4.4: (a) Biotita ortognaisse migmatítico com bandamento irregular centimétrico, caracterizado pela intercalação entre leucossomas formados por quartzo e feldspato e camadas (mesossoma) constituídas por biotita, quartzo e feldspato. (afloramento DR-39). (b) biotita ortognaisse do Complexo Cabaceiras com textura milonítica bem desenvolvida. Nota-se dobras isoclinais sin-miloníticas com eixo de caimento elevado, posicionadas no centro da figura (DR-37). (c) Aspecto de campo de camada métrica de ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras (DR-37B). (d) Detalhe de cristais de granada envolvidos por cristais milimétricos de plagioclásio em granada anfibolito do Complexo Cabaceiras (DR-132).78

Figura 4.5: Diagrama concórdia U-Pb de amostra (DR-150) do ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras. Assembléia de zircões caracterizando dois grupos de idades distintas.79

Figura 4.6: Ampliação do diagrama concórdia U-Pb para a amostra (DR-150) do ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras. (a) Grupo de zircões mais jovens. (b) Grupo de zircões mais antigos.79

Figura 4.7: (a) granada-biotita gnaisse com intercalações milimétricas a centimétricas de bandas quartzo-feldspáticas com granada e bandas enriquecidas em biotita (DR-366). (b) granada biotita gnaisse migmatítico com leucossomas quartzo feldspáticos irregulares repletos de cristais centimétricos de granada (DR-276). (c) Aspecto de campo de granada-biotita xisto porfiroblástico do Complexo Sertânia (DR-01). (d) Intercalações decimétricas de camadas quartzíticas com biotita xistos (DR-04).82

Figura 4.8: (a) Visão da borda noroeste da Serra do Carnoió. (b) aspecto de campo do hornblenda ortognaisse granítico da Suíte Carnoió-Caturité (DR-201). A amostra selecionada para geocronologia foi coletada nesse afloramento. (c) Detalhe de cristais de hornblenda. Note que a foliação é caracterizada pela orientação desses cristais (DR-148). (d) Porção restrita da Suíte Carnoió-Caturité com textura augen caracterizada pela ocorrência de cristais de K-feldspato com até 3 cm de comprimento no eixo maior (DR-364).85

Figura 4.9: Diagrama concórdia U-Pb para amostra (DR-201) de hornblenda gnaisse granítico da Suíte Carnoió-Caturité, localizado na porção noroeste da Serra Carnoió.86

Figura 4.10: (a) Visão da geral de afloramento do Complexo Metanortosítico Boqueirão localizado no sangradouro do açude Epitácio Pessoa (DR-223). (b) aspecto de campo do metanortosito foliado (DR-224), ainda que os cristais de plagioclásio não apresentem indícios claros de recristalização dinâmica na seção delgada (b'_aumento 4x/ nicóis cruzados). (c) aspecto do Metanortosito com textura milonítica na Zona de Cisalhamento Carnoió (DR-224). (d) Camadas de metagabros (diques sin-plutônicos); (d') Detalhe do contato do metagabro com o metanortosito (DR-223).88

Figura 4.11: (a) aspecto de campo de granada-biotita xisto porfiroblástico no Complexo Surubim (DR-59). (b) intercalações decimétricas entre camadas de mármore e granada-biotita xistos e biotita xistos do Complexo Surubim (DR-50). (c) Afloramento típico de muscovita quartzito no Complexo Surubim (DR-77).....**89**

Figura 4.12: (a) hornblenda-biotita gnaiss de composição granítica (DR-384) do Complexo Sumé. Notar a ocorrência de veio quartzo-feldspático dobrado de composição granítica. (b) ocorrência de megacristais de granada com até 3 cm de diâmetro (DR-177). (b') detalhe de megacristais de granada bordejados por cristais de anfibólio. (c) ocorrência de veios quartzo-feldspáticos de composição granítica intrusivos no hornblenda biotita ortognaisse do Complexo Sumé (DR-384).....**92**

Figura 4.13: (a) textura augen do Ortognaisse Riacho de Santo Antônio, caracteriza por cristais de microclina (augens) com até 2cm de comprimento (DR-360). (b) veio irregular de composição sienogranítica e concordante com a foliação, sugerindo um estágio inicial de anatexia (provável leucossoma?). Notar a concentração de cristais de biotita nas bordas do veio..**93**

Figura 4.14: (a) aspecto de campo de hornblenda-biotita monzogranito foliado do Pluton Inácio Pereira (DR-273). (b) biotita monzogranito milonítico com expressiva recristalização da trama petrográfica, como sugerido pelo estiramento dos cristais de k-feldspato (DR-271). (c) porção menos deformada do Pluton Inácio Pereira, na qual alguns fenocristais de K-feldspato ainda preservam contornos euédricos (DR-195). (d) ocorrência de enclaves microgranulares de composição diorítica no Pluton Inácio Pereira (DR-265).....**95**

Figura 4.15: (a) aspecto de campo de hornblenda granito porfiritico do Pluton Marinho (DR-259). O alinhamento dos fenocristais de k-feldspato determina o posicionamento da foliação magmática. (b) ocorrência de diques de leucogranito róseo de espessura decimétrica no Pluton Marinho (DR-279). (c) enclave diorítico de forma elíptica, alinhado segundo a direção da foliação magmática (DR-279). (d) fenocristais de k-feldspato na porção monzodiorítica do Pluton Marinho, sugerindo que esses cristais foram capturados do magma de composição monzogranítica (DR-289).....**97**

Figura 4.16: Diagrama concórdia U-Pb para os nove zircões analisados do Hornblenda-biotita granito pertencente ao Pluton Marinho (amostra DR-270).**98**

Figura 5.1: intercalações decimétricas de camadas quartzíticas ($S_0//S_1//S_2$) flexionadas por dobras F_3 suaves.**103**

Figura 5.2: Desenho esquemático com o posicionamento dos domínios estruturais da área de trabalho.**105**

Figura 5.3: Projeções estereográficas no hemisfério inferior (Schmidt-lambert) referentes ao Domínio estrutural I. (a) Diagrama de contornos dos pólos da foliação S_2 . (a') lineações de estiramento L_{2x} representadas em diagrama de contorno. (b)

diagrama de contorno dos pólos da foliação S_3 . Notar a disposição da foliação S_{3mil} . (b') lineações de estiramento L_{3x}107

Figura 5.4: Posicionamento do Domínio Estrutural I com as respectivas projeções estereográficas para os elementos planares e lineares.108

Figura 5.5: Projeções estereográficas do hemisfério inferior referentes ao Domínio estrutural II. (a) diagrama de contorno dos pólos da foliação S_2 . (b) diagrama de projeção estereográfica das lineações de estiramento L_{2x} . (c) diagrama de contorno dos pólos da foliação S_3 e pólos da foliação milonítica S_{3mil} (d) diagrama de projeção estereográfica para as lineações de estiramento L_{3x}110

Figura 5.6: Posicionamento do Domínio Estrutural II com as respectivas projeções estereográficas para os elementos planares e lineares.111

Figura 5.7: Projeções estereográficas no hemisfério inferior do Domínio estrutural III. (a) diagrama de contorno dos pólos da foliação S_2 e eixo de dobras F_3 . (b) diagrama de contorno dos pólos da foliação S_3 . (c) diagrama de contorno dos pólos da foliação milonítica S_{3mil} . (d) lineações de estiramento L_{3x} representadas no diagrama de contorno e eixo de dobras F_3113

Figura 5.8: Posicionamento do Domínio Estrutural III com as respectivas projeções estereográficas para os elementos planares e lineares.114

Figura 5.9: Posicionamento do Domínio Estrutural IV com as respectivas projeções estereográficas para os elementos planares e lineares.115

Figura 5.10: Projeções estereográficas no hemisfério inferior relativas ao domínio estrutural IV. (a) diagrama de contorno dos polos da foliação S_2 e lineações de interseção L_{23} . (b) diagrama de contorno dos polos da foliação S_3 e S_{3mil} e lineações de estiramento L_{3x}116

Figura 5.11: (a) comportamento da foliação S_1 flexionada por dobras F_2 levemente assimétricas com perfis fechados a apertados. (b) dobra F_2 fechada com eixo e superfície axial com mergulho de baixo ângulo (eixo = $095/40$; $S_a/S_2 = 120/35$). Notar o desenvolvimento incipiente da foliação S_2 paralela à superfície axial, bem como sua relação angular com a foliação S_1117

Figura 5.12: (a) dobra F_2 com assimetria em "s" (eixo para NE) com plano axial paralelo à foliação milonítica S_{2mil} . (b) dobra F_2 apertada com zona de charneira espessada e flancos adelgaçados em camada de mármore do Complexo Surubim. Note o desenvolvimento incipiente de S_2 paralelo ao plano axial da dobra. (c) afloramento de granada-biotita gnaiss onde se observa a foliação S_1 flexionada por dobras assimétricas F_2 . Notar o paralelismo entre o plano axial das dobras e a foliação S_2119

Figura 5.13: Esboço geológico da área com o posicionamento e distribuição da foliação S_2120

Figura 5.14: Esboço geológico da área com o posicionamento e distribuição da lineação L_{2x}121

Figura 5.15: (a) dobra de arrasto em afloramento de granada-biotita gnaiss migmatítico do Complexo Sertânea, caracterizando superfície de empurrão (155/40) associada ao transporte tectônico do evento D_2 . Corte paralelo a lineação L_{2x} (165/36). (b) geometria da lineação de estiramento L_{2x} , com atitude 170/40, contida no plano da foliação milonítica S_{2mil} . (c) Fotomicrografia do biotita ortognaiss com superfícies s-c e c' que sugerem topo para NNW em corte paralelo à lineação de estiramento L_{2x} (nicóis cruzados_ aumento 4x).123

Figura 5.16: Modelo esquemático para o arranjo geométrico e cinemático observado no domínio estrutural II. Notar a diferença de posicionamento de S_2 e L_{2x} . Ver discussões no texto para as implicações do transporte tectônico durante o evento D_2124

Figura 5.17: (a) Notar padrão de dobras F_3 com charneira espessa, eixo de caimento suave (275/10) e superfície axial subvertical (195/86). (b) Observar o detalhe da zona de charneira com restícios de dobramento anterior a fase D_3125

Figura 5.18: Ocorrência de dobras F_3 assimétricas, fechadas a apertadas, com zona de charneira levemente espessada em biotita ortognaiss migmatítico do Complexo Salgadinho no domínio estrutural IV. Notar o desenvolvimento incipiente da foliação S_3 paralela à superfície axial (175/68) das dobras F_3126

Figura 5.19: afloramento de biotita - muscovita paragnaiss (Complexo Sertânea) que ocorre próximo ao traço principal da Zona de Cisalhamento Coxixola. O padrão de dobramento F_3 consiste em dobra fechada, levemente espessada na zona de charneira com desenvolvimento de foliação plano axial (S_3). A foliação S_2 , flexionada por dobra F_3 , é obliterada por uma foliação milonítica (S_{3mil}) que exhibe forte paralelismo com a foliação plano axial (S_3).127

Figura 5.20: Esboço geológico da área com o posicionamento e distribuição da foliação S_3128

Figura 5.21: (a) Desenho esquemático para representar a relação entre a geometria de dobras F_3 e o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Coxixola. Nesse caso, a lineação de estiramento é observada paralela ao eixo das dobras. (b) Ilustração do efeito causado pela deformação associada à zona de cisalhamento.129

Figura 5.22: Esboço geológico da área com o posicionamento e distribuição da lineação L_{3x}130

Figura 5.23: Mapa de obliquidade da lineação L_{3x} com os diferentes valores de inclinação do mergulho.132

Figura 5.24: Histograma com os valores percentuais para os intervalos de obliquidade de L_{3x}133

Figura 5.25: diagrama de correlação entre a obliquidade da lineação de estiramento e a direção de mergulho da foliação (Carreiras, 2001). Nesse diagrama, boas correlações entre as zonas de cisalhamento que ocorrem na área podem ser observadas, como demonstrado pela configuração da linha de tendência (polinomial). Nas porções sem nenhuma relação aparente, a linha de tendência está tracejada.136

Figura 5.26: Ampliação da figura 5.25 com o objetivo de ressaltar a diferença no comportamento da lineação de estiramento (losangos vermelhos) na Zona de Cisalhamento Inácio Pereira em relação às outras zonas de cisalhamento.136

Figura 5.27: Esboço geológico com as projeções estereográficas para as principais zonas de cisalhamento da área.141

Figura 5.28: (a) biotita ortognaisse de composição granítica do Complexo Cabaceiras com indicadores cinemáticos do tipo s-c-c' indicativos de movimentação sinistral ao longo da Zona de Cisalhamento Boa Vista. Corte paralelo à lineação de estiramento (XZ). (b) superfície C-S sugestiva de cinemática sinistral em ultramilonitos da Zona de Cisalhamento Boa vista. Corte paralelo à lineação de estiramento (XZ).142

Figura 5.29: a. a deformação no biotita ortognaisse ultramilonítico desenvolveu-se sob condições de baixa temperatura. A ocorrência de cristais de k-feldspato falhados com geometria em dominó sugestiva de cinemática sinistral é coerente com condições de deformação de baixa temperatura. Bandas de cisalhamento assimétricas (tipo c') pouco desenvolvidas indicam movimentos sinistrais (nicóis cruzados, aumento 2,5x). b. cristais de quartzo exibem feições de recristalização dinâmica, com desenvolvimento incipiente de bulging recrystallisation (seta amarela nicóis cruzados, aumento 4x). c. Notar o desenvolvimento de porfiroclastos manteados em biotita ortognaises protomiloníticos. Outra feição comum é a ocorrência de diferentes tamanhos de grãos de quartzo (granulação grossa) e feldspatos (granulação fina) na mesma rocha (nicóis cruzados, aumento 4x). d. desenvolvimento de mirmequitas através da reação entre os k-feldspatos (porfiroclastos) e cristais de plagioclásio dispersos na matriz. Aparentemente, os cristais de plagioclásio na borda do porfiroclasto foram consumidos durante o desenvolvimento da mirmequita (nicóis cruzados, aumento 4x).143

Figura 5.30: a. afloramento de biotita ortognaises miloníticos onde ocorrem bandas de cisalhamento sugestivas de cinemática sinistral em cortes paralelos a lineação de estiramento subhorizontal. b. superfícies c-s sinistrais em meta-anortositos em cortes paralelos à lineação de estiramento subhorizontal. c. fotomicrografia de ortognaisse milonítico no qual observa-se superfícies s-c-c' indicativas de cinemática sinistral (nicóis cruzados, aumento 2,5x). d. agregados de quartzo poligonizados com contatos retilíneos indicam recristalização estática, sugerindo equilíbrio estático da trama milonítica após a deformação (nicóis cruzados, aumento 4x).145

Figura 5.31: a. afloramento de granada-biotita xisto/gnaisse com porfiroblastos com geometria tipo delta que indica cinemática sinistral. Note que ao lado da escala superfícies do tipo S-C são coerentes com o sentido de cisalhamento sinistral. b. fotomicrografia de granada-biotita gnaisse milonítico onde se observa o

desenvolvimento de superfícies s-c-c' sugestivas de movimento sinistral (nicóis paralelos, aumento 4x). c. O contorno irregular dos grãos de quartzo no interior das fitas indicam migração do limite dos grãos (GBM) em granada-biotita gnaiss (nicóis cruzados, aumento 4x). d. Porfiroclasto de ortoclásio com bordas corroídas e recristalizadas sugere condições de deformação em média temperatura (nicóis cruzados, aumento 4x). Notar desenvolvimento incipiente de mirmequita no canto inferior direito do porfiroclasto (seta amarela).147

Figura 5.32: (a) aspecto de campo de tectonitos do tipo L em anfibólio monzogranito milonítico do Pluton Inácio Pereira. Um desenho esquemático para o tectonito do tipo L está representado no canto inferior direito da figura. (b) Lineação de estiramento (L3x) de alta obliquidade em anfibólio monzogranito milonítico (corte paralelo a XY). (c) indicadores cinemáticos do tipo s-c-c' indicativos de movimento sinistral oblíquo em corte paralelo à lineação de estiramento. Note o estiramento acentuado dos cristais de plagioclásio e k-feldspato. (d) superfícies s-c-c' sinistras em corte oblíquo à lineação de estiramento.149

Figura 5.33: Seções geológicas esquemáticas ao longo da Zona de cisalhamento Inácio Pereira com o objetivo de representar a estrutura sinformal na área. A posição dos traços dos perfis está representada no mapa geológico. Ver discussões no texto.154

Figura 5.34: Modelo esquemático proposto para representar as relações geométricas entre a Zona de Cisalhamento e o Pluton Inácio Pereira. Ver discussões no texto.155

Figura 5.35. (a). a orientação de cristais de anfibólio e biotita caracterizam a foliação em Anfibólio monzogranito milonítico. O desenvolvimento incipiente de superfícies C' na porção superior esquerda da figura indica movimento sinistral (nicóis paralelos, aumento 2,5x). (b). Porfiroclasto de ortoclásio perítico está mantido por matriz recristalizada formada por feldspatos. Notar a curvatura da foliação no canto inferior direito da figura sugestiva de movimento sinistral (nicóis cruzados, aumento 4x). (c). Cataclase em k-feldspatos indica desenvolvimento de deformação dútil (temperatura muito baixa) em anfibólio monzogranito protomilonítico (nicóis cruzados, aumento 4x). (d). Superfícies C' pouco desenvolvidas sugerem sentido de cisalhamento sinistral. (nicóis paralelos, aumento 2,5x).157

Figura 5.36: (a) afloramento de biotita gnaiss milonítico do Complexo Cabaceiras com superfície c-s que sugere movimento dextral. Corte paralelo à lineação de estiramento. (b) afloramento de biotita-muscovita-clorita xisto do Complexo Sertânea com superfícies c' e s-c que indicam movimento dextral. Corte paralelo à lineação de estiramento.160

Figura 5.37: (a) o quartzo foi recristalizado dinamicamente e desenvolveu foliação oblíqua sugestiva de cinemática dextral em biotita-muscovita gnaiss. Note que a foliação principal é marcada pela orientação de cristais de biotita (nicóis cruzados, aumento 2,5x). (b) muscovita deformada assimetricamente é truncada (truncated fish) nas extremidades por bandas de cisalhamento dextrais em biotita-muscovita gnaiss quartzoso (nicóis cruzados, aumento 4x). (c) Porfiroclasto fragmentado com geometria em dominó indica movimento dextral. Note que o espaço criado durante a

estrutura em dominó foi preenchido por cristais de quartzo recristalizados (nicóis cruzados, aumento 4x). (d) Desenvolvimento de superfícies C' indica cinemática destal em granada-biotita xisto. As bandas de cisalhamento não atravessam a fita de quartzo no centro da figura (nicóis paralelos, aumento 2,5x).161

Figura 5.38: Localização das quatro seções utilizadas para o cálculo de estimativa de deslocamento ao longo da Zona de Cisalhamento Coxixola. Os valores angulares de θ' obtidos estão representados nas tabelas 5.7, 5.8, 5.9 e 5.10.166

Figura 5.39: Gráficos de correlação entre a deformação cisalhante e a largura das seções realizadas na Zona de Cisalhamento Coxixola. A estimativa de deslocamento ao longo da zona é obtida a partir do cálculo da área abaixo da curva em cada gráfico. Ver discussões no texto.167

Figura 5.40: (a) zona de cisalhamento ductil-ruptil destal com desenvolvimento incipiente de milonitos de baixa temperatura (seta vermelha). (b) detalhe da figura anterior. Nesse caso é possível observar s-c indicativas de cinemática destal (seta vermelha). (c) alinhamento de fenocristais de k-feldspato sugestivo de desenvolvimento foliação magmática no Pluton Marinho.172

Figura 5.41: O acamamento magmático é caracterizado pela intercalação de camadas de porções inequigranulares porfiríticas com camadas de porções equigranulares. O alinhamento de fenocristais de k-feldspato oblíquos à direção do acamamento é sugestivo de movimento destal (zonas de cisalhamento sin-magmáticas).173

Figura 5.42: (a) Desenho esquemático para representar o arranjo geométrico e cinemático favorável ao alojamento do Pluton Marinho. (b) Esboço geológico da área com as principais unidades geológicas envolvidas.174

Figura 5.43: (a) As dobras F_3 são fechadas a apertadas, levemente assimétricas com eixo de caimento suave (050/12) e superfícies axiais subverticais (146/82). Notar a diminuição do ângulo entre os flancos das dobras no canto direito da figura. Nas porções miloníticas, as dobras F_3 possuem padrão isoclinal com charneiras espessas e flancos adelgaçados. (b) O padrão de interferência do Tipo 3 foi causado pela flexão de dobras F_3 sobre dobras F_2 . Provavelmente a migmatização do granada-biotita gnaiss é sin- D_1 , uma vez que, os leucossomas foram dobrados durante a fase D_2 .
.....138

Figura 5.44: afloramento de anfibólio-biotita ortognaisse que ocorre próximo ao traço principal da Zona de Cisalhamento Coxixola, no domínio estrutural I. A rocha foi afetada por duas gerações de dobras (F_2 e F_3), denotando em um padrão de interferência do Tipo 3.139

Figura 6.2: modelo esquemático proposto para o desenvolvimento das zonas de cisalhamento da área. (a) arcabouço estrutural da área observado em mapa, envolvendo as principais zonas de cisalhamento e contatos geológicos; (b) estágio inicial de desenvolvimento das zonas de cisalhamento. O ângulo formado entre as

zonas de cisalhamento destrais e sinistrais devia ser próximo de 90°, assim como a foliação pré-existente era levemente oblíqua à direção de encurtamento com um posicionamento diferente daquele observado atualmente; (c) estágio intermediário de desenvolvimento caracterizado pela curvatura da foliação pré-existente e surgimento de outras zonas de cisalhamento; (d) estágio avançado de desenvolvimento das zonas de cisalhamento; Durante o progresso da deformação, a predominância de movimentos ao longo das zonas de cisalhamento sinistrais ou destrais permitiu a rotação das estruturas localizadas nos domínios internos das zonas de cisalhamento. O ângulo formado entre a direção de encurtamento (seta branca) e o limite do sistema de zonas de cisalhamento aumentou durante o progresso da deformação. A estimativa para o elipsóide de deformação finita é mostrado na figura (elipse tracejada).**187**

Figura 6.3: Bloco diagrama esquemático para representar o arcabouço estrutural da área de estudo.**188**

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1: Classificação da granulação da matriz e/ou fenocristais das rochas encontradas na área de estudo.	33
Tabela 1.2: abreviatura dos elementos estruturais observados na área de estudo.	35
Tabela 2.1: Relações entre os valores de α^{-1} , a forma do elipsóide de deformação e a orientação dos eixos (Sanderson e Marchini, 1984).	43
Tabela 2.2: Características para os tipos de transpressão propostos por Fossen e Tikoff (1998).	52
Tabela 3.1: dados disponíveis na literatura referentes à evolução tectônica da Zona Transversal da Província Borborema.	69
Tabela 4.1: Tabela de resultados para os zircões analisados por LA-MC-ICPMS da amostra do ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras.	99
Tabela 4.2: Tabela de resultados para os zircões analisados por LA-MC-ICPMS da amostra da Suíte Carnoió-Caturité.	100
Tabela 4.3: Tabela de resultados para os zircões analisados por LA-MC-ICPMS da amostra do Pluton Marinho.	101
Tabela 5.1: Intervalos de obliquidade da L_{3x} para toda a área estudada.	131
Tabela 5.2: Intervalos de obliquidade da L_{3x} para a Zona de Cisalhamento Coxixola.	133
Tabela 5.3: Intervalos de obliquidade da L_{3x} para a Zona de Cisalhamento Boa Vista.	134
Tabela 5.4: Intervalos de obliquidade da L_{3x} para a Zona de Cisalhamento Carnoió.	135
Tabela 5.5: Intervalos de obliquidade de L_{3x} para a Zona de cisalhamento Inácio Pereira.	135
Tabela 5.7: dados referentes ao cálculo de estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola para a seção 1.	166
Tabela 5.8: dados referentes ao cálculo de estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola para a seção 2.	166

Tabela 5.9: dados referentes ao cálculo de estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola para a seção 3.**166**

Tabela 5.10: dados referentes ao cálculo de estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola para a seção 4.**166**

SUMÁRIO

CAPÍTULO I. INTRODUÇÃO, OBJETIVOS, MATERIAIS E MÉTODOS	26
1.1. Apresentação.....	26
1.2. Localização da área e vias de acesso.....	27
1.3. Objetivos.....	29
1.4. Materiais e Métodos.....	29
1.4.1 Revisão bibliográfica e cartográfica.....	29
1.4.2 Métodos para a confecção do mapa preliminar.....	30
1.4.3 Métodos dos trabalhos de campo.....	32
1.4.4. Estudos petrográficos e microtectônicos.....	32
1.4.5. Métodos para estudo da deformação.....	33
1.4.6. Geocronologia.....	34
CAPÍTULO II. ZONAS DE CISALHAMENTO: EVOLUÇÃO DOS CONCEITOS E MODELOS PROPOSTOS NA LITERATURA.....	36
2.1. Introdução.....	36
2.1.2. Aspectos iniciais sobre a deformação em zonas de cisalhamento e métodos para calcular a taxa de deformação cisalhante e deslocamento	36
2.2. Classificações e modelos relacionados ao regime de deformação de zonas de cisalhamento.....	40
2.2.1. Regimes de deformação transpressivos: uma revisão sobre o conceito e modelos de transpressão.....	41
2.2.2. O conceito de zonas de cisalhamento monoclinicas	53
2.2.3. O conceito de transpressão inclinada	56
CAPÍTULO III. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	62
3.1. Localização geotectônica da área de estudo.....	62
3.2. Os principais modelos de evolução geotectônica propostos para a Província Borborema.....	63
3.3. Síntese das idades e/ou eventos ligados à evolução tectônica do Domínio da Zona Transversal.....	67

CAPÍTULO IV. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS ENVOLVIDAS NA ÁREA DE ESTUDO.....	70
4.1. Descrição das unidades geológicas.....	70
4.1.1. Complexo Salgadinho.....	70
4.1.2. Complexo Cabaceiras.....	75
4.1.3. Complexo Sertânia.....	80
4.1.4. Suíte Carnoió-Caturité.....	83
4.1.5. Complexo Metanortosítico Boqueirão.....	86
4.1.6. Complexo Surubim.....	89
4.1.7. Complexo Sumé.....	91
4.1.8. Ortognaisse Riacho de Santo Antônio.....	93
4.1.9. Pluton Inácio Pereira.....	94
4.1.10. Pluton Marinho.....	96
CAPÍTULO V. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	103
5.1. Introdução.....	103
5.2. Domínios estruturais.....	107
5.2.1. Domínio estrutural I.....	107
5.2.2. Domínio estrutural II.....	110
5.2.3. Domínio estrutural III.....	113
5.2.4. Domínio estrutural IV.....	113
5.3. Descrição das estruturas	117
5.3.1. Estruturas relacionadas à Fase D ₁	117
5.3.2. Estruturas relacionadas à Fase D ₂	118
5.3.3. Análise cinemática do evento D ₂	124
5.3.4. Estruturas relacionadas à Fase D ₃	125
5.3.4.1. Dobras F ₃ e foliação S ₃	125
5.3.4.2. Lineação L _{3x}	130
5.3.4.2.1. Obliquidade da Lineação L _{3x}	132
5.4. A interferência entre as fases D ₂ e D ₃	138
5.5. Análise cinemática da fase D ₃ e as relações com as zonas de cisalhamento..	141
5.5.1. As zonas de cisalhamento sinistrais de direção NE-SW.....	141
5.5.1.1. Zona de Cisalhamento Boa Vista.....	141

5.5.1.2. Zona de Cisalhamento Carnoió.....	146
5.5.1.3. Zona de cisalhamento Congo.....	148
5.5.2. A Zona de Cisalhamento Inácio Pereira	150
5.5.3. A Zona de Cisalhamento Coxixola.....	160
5.5.3.1. A fase D_{3t} na Zona de Cisalhamento Coxixola.....	164
5.5.3.2. Estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola.....	164
5.5.3.2. As relações geométricas e cinemáticas da Zona de Cisalhamento Coxixola com o Pluton Marinho.....	172

CAPÍTULO VI. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

6.1. Os eventos tectono-magmáticos da área de estudo.....	176
6.2. Os Complexos Cabaceiras e Salgadinho e suas correlações com os ortognaisses do embasamento Paleoproterozóico na porção centro-leste da Zona Transversal.....	178
6.3. Algumas considerações sobre o posicionamento estratigráfico do Complexo Sertânia	179
6.4. As relações temporais entre as fases D_1 , D_2 e D_3 : uma abordagem baseada nos dados disponíveis na literatura para a porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal.	180
6.5. Zonas de cisalhamento sinistrais versus zonas de cisalhamento destrais: condicionantes estruturais para o desenvolvimento de um sistema de zonas de cisalhamento conjugadas.....	183

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....190

APÊNDICES E ANEXOS.....	200
Apêndice 1: listagem dos afloramentos visitados com as respectivas coordenadas.....	200
Anexo 1: Mapa Geológico.....	205
Anexo 2: Mapa de Pontos.....	206

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O presente estudo é um dos requisitos para obtenção do título de doutor junto ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis (PPGABFM) da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). O apoio financeiro e logístico para o desenvolvimento desse trabalho foi fornecido pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), através do Programa de Geologia do Brasil, no qual o projeto de mapeamento geológico da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-Z-D-VI) está enquadrado.

A análise dos aspectos deformacionais associados ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento tem despertado o interesse de diversos pesquisadores, levando ao estudo detalhado das características de formação dessas estruturas. O estudo de zonas de cisalhamento dúcteis pode auxiliar na confecção de modelos estruturais e/ou geodinâmicos mais refinados para regiões ou orógenos marcados pela ocorrência dessas estruturas no seu arcabouço final.

A análise geométrica e cinemática de zonas de cisalhamento podem ser ferramentas importantes para o entendimento da evolução estrutural de uma determinada área. Alguns fatores como espessura, deslocamento e extensão da zona de cisalhamento, assim como o tipo de rocha afetada pela deformação devem ser considerados na tentativa de explicar o desenvolvimento dessas estruturas.

Uma análise estrutural cuidadosa de todos os dados obtidos, incluindo os dados estruturais relacionados a eventos deformacionais anteriores ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento, deve contribuir para um modelo de evolução estrutural mais completo

Em algumas regiões, zonas de cisalhamento com diferentes características geométricas e cinemáticas podem ocorrer conectadas entre si ou como zonas de cisalhamento conjugadas (Ramsay, 1980; Ramsay e Huber, 1987), configurando uma complexa trama estrutural, como no caso específico do Domínio da Zona Transversal (Santos 1996, 2000) da Província Borborema (Almeida *et al.* 1981).

Em toda a Província Borborema e, especificamente no Domínio da Zona Transversal, poucos trabalhos abordam a análise geométrica, cinemática e dinâmica das diversas zonas de cisalhamento que perfazem o arcabouço estrutural da Província. A maioria dos trabalhos realizados em zonas de cisalhamento no Domínio

da Zona Transversal concentrou seus estudos nas feições estruturais lineares limítrofes desse domínio, denominadas de Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco.

Dessa forma, a presente tese apresenta uma análise estrutural da porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal, localizado na região norte da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-Z-D-VI), enfatizando as características geométricas e cinemáticas das zonas de cisalhamento que ocorrem na área e seu papel na evolução estrutural e tectônica do Domínio da Zona Transversal.

1.2. Localização da área e vias de acesso

A área de estudo está localizada na região sul do estado da Paraíba entre as seguintes coordenadas geográficas: 7°30'S-36°30'W e 7°44'S-36°00'W.

Os limites norte e sul da área são balizados pelo açude Epitácio Pessoa na cidade de Boqueirão e pela cidade de Barra do São Miguel, respectivamente. A área engloba cerca de 1000 Km² distribuídos na carta topográfica da Sudene, Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-Z-D-VI).

As feições fisiográficas de maior destaque topográfico na área são representadas pelas Serras do Carnoió e Inácio Pereira, localizadas na porção centro – leste da área. A região é popularmente conhecida como a porção sul do Cariri paraibano, considerada a região intermediária entre a zona da mata e o sertão dos estados do Pernambuco e Paraíba.

A área é coberta por uma malha rodoviária principal composta de estradas com longos trechos asfaltados e uma rede de rodovias secundárias compostas por estradas de terra com condições de tráfego razoáveis. O acesso à área pode ser realizado partindo da cidade de Recife em direção à Caruaru (via BR-232) e, posteriormente, através da rodovia BR-104, seguindo-se até o município de Queimadas. Por meio da Rodovia PB-158 (Queimadas – Boqueirão) segue-se rumo à cidade de Boqueirão e logo após seguir até Cabaceiras (**Fig. 1.1**).

1.3. Objetivos

Os objetivos principais da tese de doutorado são: a) realizar uma caracterização dinâmica, geométrica e cinemática da porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal, na sua porção aflorante na região norte da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-Z-D-VI); b) Elaborar um modelo tectonoestrutural para a área de estudo, envolvendo as principais zonas de cisalhamento; c) Estabelecer correlações entre a evolução estrutural da área com outros segmentos do Domínio da Zona Transversal envolvidos no contexto geodinâmico da Província Borborema. Para alcançar esses objetivos, foram utilizados os seguintes procedimentos: *(i)* Mapeamento geológico-estrutural da porção norte da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-Z-D-VI), visando definir as principais litologias das unidades geológicas envolvidas na deformação (características geométricas e cinemáticas); *(ii)* Análise dinâmica, geométrica e cinemática detalhada da área, incluindo as zonas de cisalhamento, buscando caracterizar os eventos deformacionais relacionados (inclusive evento e as variações na trajetória das foliações e lineações existentes na área); *(iii)* Comparar o modelo proposto nessa tese com modelos geodinâmicos e estruturais disponíveis na literatura, com o objetivo de refinar os modelos de evolução geodinâmica para a evolução do Domínio da Zona Transversal da Província Borborema;

1.4. Materiais e Métodos

As etapas que precederam os trabalhos de campo foram divididas em dois grupos de atividades específicas: revisão bibliográfica e cartográfica e confecção do mapa preliminar.

1.4.1. Revisão bibliográfica e cartográfica

A revisão bibliográfica foi baseada em textos científicos sobre aspectos gerais de deformação em zonas de cisalhamento e outras fontes de dados da literatura relacionados à evolução geológica da área de estudo. Esses textos foram utilizados para a elaboração do capítulo de revisão temática e geologia regional.

Os mapas geológicos utilizados para a revisão cartográfica são provenientes de trabalhos de integração regional de dados geológicos realizados pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM). Entre esses trabalhos destacam-se os Mapas Geológicos dos Estados da Paraíba e Pernambuco (Santos *et al.* 2002; Gomes 2001), ambos na escala 1: 500000. O mapa geológico do território nacional realizado

pelo SGB/CPRM, na escala 1: 1000000 (Angelim *et al.* 2004), foi utilizado como base para identificação prévia das principais unidades litoestratigráficas que compõem o mapa geológico da área de estudo. Alguns mapas geológicos de trabalhos de graduação do curso de geologia da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) foram consultados. Em geral, esses mapas foram confeccionados na escala 1: 100000 e envolvem uma área restrita na porção leste da área de trabalho.

1.4.2. Métodos para a confecção do mapa preliminar

Um mapa geológico preliminar foi elaborado com base em informações obtidas nos mapas geológicos disponíveis na literatura citados no item anterior, juntamente com dados extraídos de fotos aéreas e imagens de satélite.

A fotointerpretação foi realizada com base em fotos aéreas na escala 1:70000 do acervo de fotos aéreas da biblioteca do Serviço geológico do Brasil – CPRM, na Superintendência regional de Recife (SUREG-RE). Essas fotos aéreas cobrem toda a área da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB-24-B-VI) e perfazem um mosaico composto por 90 fotos com numerações que variam entre 850 até 1122. O mapa fotointerpretado foi obtido através da individualização de áreas com aspectos texturais semelhantes aliados a contrastes de relevo e variações na rede de drenagem. Os fotolineamentos foram traçados de acordo o alinhamento de feições de relevo que representam áreas de destaque topográfico na região fotointerpretada, visando à confecção de um mapa de fotolineamentos para conhecimento prévio da orientação principal das estruturas planares. Imagens de relevo sombreado, com fator iluminante localizado a N45°W e inclinação de 45°, baseadas em modelo digital de terreno produzido por interferometria de radar (SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*) auxiliaram na identificação das principais feições topográficas da área.

No tratamento de imagens LANDSAT 7 ETM⁺ foram utilizadas as bandas 5,3 e 1 com composição RGB para o melhor aproveitamento dos resultados (**Fig. 1.2**). Posteriormente, todas as informações obtidas nas imagens de satélite LANDSAT 7 ETM⁺ (RGB 531), como contrastes de cores e texturas e alinhamento preferencial das estruturas foram somadas aos dados obtidos das fotos aéreas para a execução do mapa preliminar.

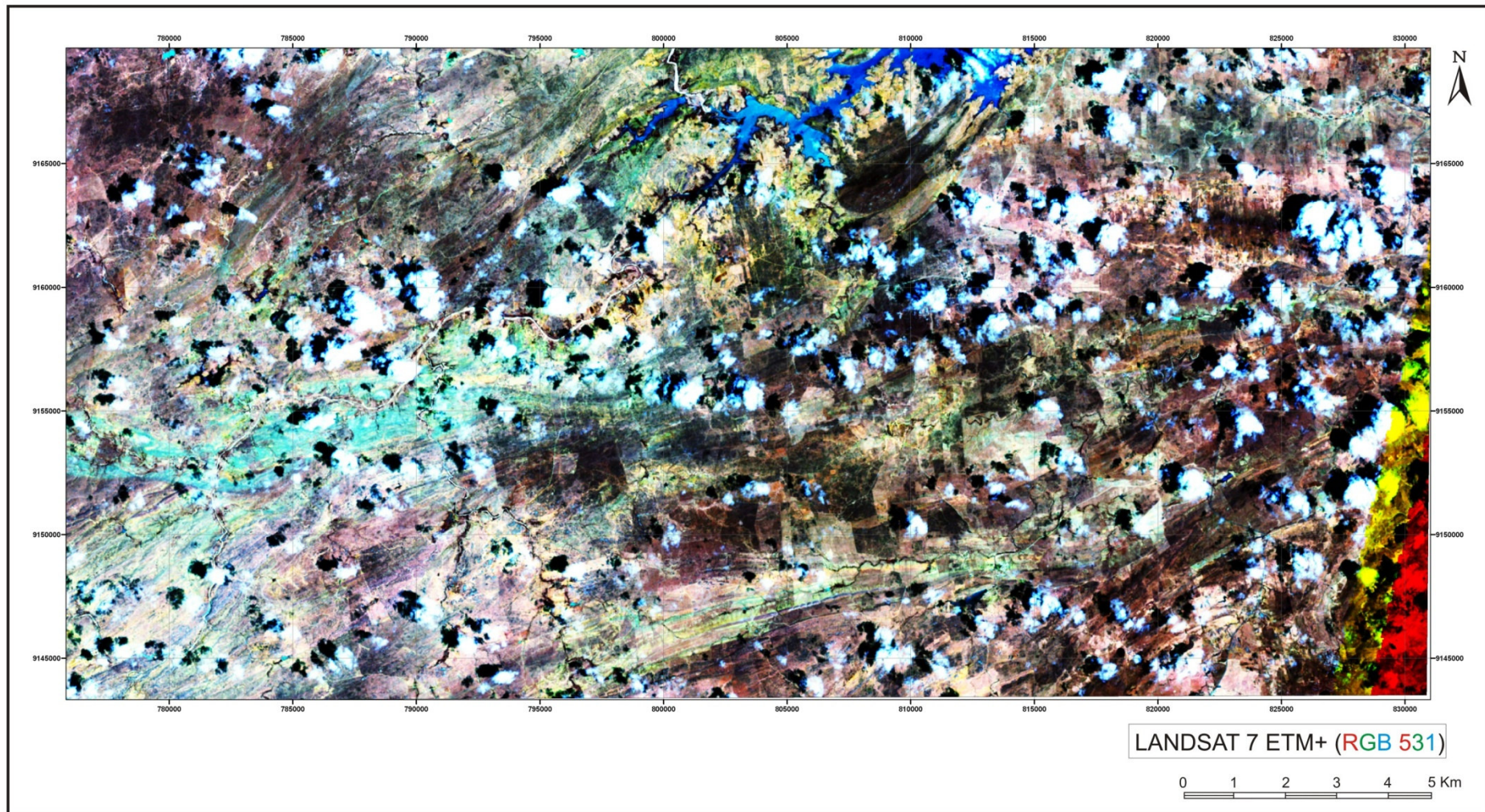


Figura 1.2. Imagem LANDSAT ETM⁺ correspondente a área de estudo, em combinação RGB 531, com realce de contraste do tipo *equalize* aplicado nas três bandas. As diferenças de tonalidades foram correlacionadas com unidades litoestratigráficas durante a preparação do mapa preliminar.

1.4.3. Métodos dos trabalhos de campo

Os trabalhos de campo vinculados às atividades mapeamento geológico constituíram uma importante etapa de pesquisa do presente trabalho. Essa etapa foi realizada em conjunto com os trabalhos de campo relacionados à execução do mapa geológico da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-Z-D-VI) pela Superintendência Regional de Recife (SUREG-RE) da CPRM.

O mapeamento foi realizado principalmente na escala 1: 100000, utilizando como base cartográfica a Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-Z-D-VI). Em algumas porções, a escala adotada para o mapeamento foi 1: 50000 com o objetivo de uma melhor caracterização das unidades litológicas. O trabalho de mapeamento geológico foi realizado em três etapas de 15 dias com um total de 384 afloramentos visitados. Paralelamente ao trabalho de mapeamento geológico, foram realizados perfis geológico-estruturais perpendiculares à orientação principal das zonas de cisalhamento, visando determinar as características principais da deformação atuante nessas estruturas.

O autor desta tese participou de outras três etapas de 15 dias de mapeamento geológico na Folha Santa Cruz do Capibaribe, ao sul da área de trabalho, que contribuíram para o melhor entendimento da evolução geológica e deformacional atuante na região estudada.

1.4.4. Estudos petrográficos e microtectônicos

As análises petrográficas e microtectônicas foram realizadas a partir da confecção de lâminas delgadas não orientadas e 60 lâminas orientadas com cortes em duas seções perpendiculares entre si: uma paralela ao plano YZ, do elipsóide de deformação finita, e outra paralela ao plano XZ.

No estudo das lâminas delgadas foram realizadas análises petrográficas convencionais para determinação mineralógica, entendimento das diversas relações texturais existentes entre as rochas da área de estudo e para análise microestrutural.

Algumas análises de composição modal foram feitas, visando estabelecer a composição aproximada dos protólitos dos ortognaisses e de alguns granitóides que ocorrem na área. Para classificação petrográfica das rochas graníticas foi utilizado o diagrama de Streckeisen (1976).

Na classificação das rochas metamórficas foram aplicados os termos texturais (gnaisse e xisto) e usuais (mármore, calcissilicática, anfíbolito e quartzito) somados aos minerais essenciais usados na identificação das rochas encontradas na área de estudo, como por exemplo, biotita-granada gnaisse. A classificação da granulação da matriz das rochas foi realizada com base na tabela 1.1.

Tabela 1.1. Classificação da granulação da matriz e/ou fenocristais das rochas encontradas na área de estudo.

Tipo de granulação	Valor - mm
granulação fina	> 1mm
granulação média	1mm – 3mm
granulação grossa	3mm – 5mm
granulação muito grossa	> 5mm

As determinações dos tipos de texturas, formas e contatos entre os grãos foram baseadas na nomenclatura de Spry (1969).

A análise microestrutural será realizada com o objetivo de entender as relações de crescimento (cristalização ou recristalização) de minerais metamórficos e/ou ígneos, assim como, as características das foliações impressas nas rochas analisadas na área de estudo. Essa análise será baseada em alguns trabalhos científicos e livros específicos sobre o assunto, como por exemplo, Spry (1963, 1969) e Passchier e Trouw (1996, 2005).

1.4.5. Métodos para estudo da deformação

Para realização da análise deformacional da área, as estruturas observadas (xistosidade, bandamento composicional, foliações gnáissicas e foliações de fluxo; lineações de estiramento, mineral, e de interseção; eixos de dobras) foram agrupadas em fases de deformação, utilizando-se critérios de geometria das estruturas (forma e atitude dos elementos estruturais) e de superposição (lineações, dobras dobradas e transposição de foliação).

Os elementos estruturais foram abreviados para discriminar o tipo de foliação ou lineação envolvida e índices numéricos foram adicionados para uma tentativa de indicar a ordem cronológica estimada dos eventos estruturais. No caso das

lineações de estiramento, a letra “x” foi adicionada aos índices numéricos como representação de estruturas lineares paralelas ao eixo de estiramento máximo do elipsóide de deformação. As abreviações utilizadas foram organizadas na tabela 1.2.

Tabela 1.2. Abreviatura dos elementos estruturais observados na área de estudo.

D _{1,2,3}	Fases de deformação
S _{1,2,3}	Foliações (clivagem, xistosidade, bandamento, etc.)
L _{2,3x}	Lineações de estiramento mineral
L _{2m}	Lineações minerais
L _{i23}	Lineações de interseção
F _{2,3}	Dobras
e	Eixo de dobras
Sa	Superfície axial

A terminologia utilizada para a classificação de dobras, foliações, lineações e falhas seguiram as especificações de Ramsay (1987) e Hobbs *et al.* (1976).

A notação estrutural utilizada para estruturas planares baseou-se na direção azimutal da reta de maior declividade seguida pelo valor do ângulo do mergulho (por exemplo Sn = 155/60). No caso de estruturas lineares utilizou-se como parâmetro a direção azimutal seguida pelo caimento (ex: Ln = 100/10).

Todos os elementos estruturais foram analisados minuciosamente a partir da construção de diagramas de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, com auxílio do *software Stereonett for Windows*.

1.4.6. Geocronologia

As análises geocronológicas utilizadas na presente tese estão inseridas no pacote de análises laboratoriais disponíveis para execução do mapa geológico da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-Z-D-VI), escala 1: 100000, na qual o autor participa como membro da equipe executora.

As amostras analisadas/datadas (03) foram coletadas em três litotipos diferentes da área (ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras; Suíte Carnoió Caturité; Pluton Marinho) com objetivo de identificar o seu posicionamento estratigráfico, bem como sua correlação com os eventos tectono-estruturais atuantes na área de trabalho. Essas amostras foram britadas, moídas (80 mesh) e posteriormente, os

concentrados minerais foram obtidos através de um separador magnético Frantz no Laboratório de Tratamento Mineral do Departamento de Engenharia de Minas da Federal de Pernambuco (UFPE). Os concentrados minerais foram enviados para o Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB), sob os cuidados da geóloga do Serviço Geológico do Brasil SGB/CPRM, Dra. Joseneusa Brilhante Rodrigues, para realização das determinações geocronológicas pelo método U-Pb por (LA-ICPMS - *Laser Ablasion-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*).

O procedimento utilizado no laboratório supracitado é o mesmo utilizado por Ferreira (2009), conforme transcrito abaixo:

“De acordo com o método de Buhn et al. (2008), os zircões foram coletados manualmente sob uma lupa binocular para obter frações com forma, cor e tamanho similares. Para as análises por LA- ICPMS, os grãos de zircão são organizados em um disco montado com resina epóxi e polidos para manter uma superfície mais lisa. Antes das análises, os “mounts” de zircão são limpos em uma solução composta de HNO₃ a 3%. Em seguida, eles são inseridos em célula especial de teflon, em conjunto com zircão padrão GJ-1 (Jackson et al. 2004). Finalmente, as análises são feitas no equipamento New-Wave UP 213 ND: YAG laser ($\lambda = 213\text{nm}$) conectado ao ICP-MS Multicoletor Thermo Finnigan Neptune. O sinal ²⁰⁴Pb é calculado a partir das medições de isótopos ²⁰²Hg e ²⁰⁴Hg com razão natural de 4,346. Em zircões cujos valores de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb são inferiores a 1000, uma correção de Pb comum é aplicada com base no modelo de Stacey e Kramers (1975). A etapa final consiste na elaboração de diagramas concórdia de Wetherill (1956) realizado através do software ISOPLOT v.3 (Ludwig, 2003).”

CAPÍTULO II. ZONAS DE CISALHAMENTO: EVOLUÇÃO DOS CONCEITOS E MODELOS PROPOSTOS NA LITERATURA

2.1. Introdução

Nesse capítulo será apresentada uma revisão dos conceitos sobre zonas de cisalhamento, envolvendo uma abordagem sucinta sobre o método para calcular a taxa de deformação cisalhante (*shear strain*), deslocamento de zonas de cisalhamento (Ramsay e Graham, 1970; Ramsay, 1980) e os principais modelos propostos na literatura para o desenvolvimento de zonas de cisalhamento, tipos ou classificações e regimes tectônicos associados.

Os estudos dos mecanismos deformacionais atuantes na crosta terrestre revelam que elevadas taxas de deformação estão, em grande parte, concentradas em zonas ou superfícies estreitas, subparalelas e próximas entre si. Essas feições têm sido denominadas de zonas de cisalhamento (Ramsay e Graham, 1970; Ramsay, 1980).

As zonas de cisalhamento ocorrem em diferentes escalas e podem ser divididas em três tipos básicos de acordo com o comportamento reológico das rochas em relação à deformação: zona de cisalhamento rúptil, rúptil-dúctil e dúctil (Ramsay, 1980). Os conceitos e modelos apresentados nesse capítulo estão concentrados nos aspectos da deformação dúctil em zonas de cisalhamento, devido ao enfoque principal da presente tese estar relacionado às zonas de cisalhamento dúcteis. Uma consulta inicial sobre zonas de cisalhamento desenvolvidas através de regime de deformação rúptil e/ou rúptil-dúctil pode ser realizada através de alguns trabalhos e/ou livros disponíveis na literatura (Anderson, 1951; Ramsay, 1980 e Ramsay e Huber, 1987).

2.1.2. Aspectos iniciais sobre a deformação em zonas de cisalhamento e métodos para calcular a taxa de deformação cisalhante e deslocamento

O termo zona de cisalhamento começou a ser amplamente utilizado na literatura após o trabalho clássico de Ramsay e Graham (1970) sobre variações de deformação em zonas de cisalhamento. No entanto, estes autores relatam ainda que o primeiro trabalho sobre a importância dessas zonas de deformação localizada (zonas de cisalhamento) foi realizado na região da *Highlands* da Escócia no início do século 20 (Peach *et al.* 1907 *in*: Ramsay e Graham, 1970).

A principal contribuição do trabalho de Ramsay e Graham (1970) aqui apresentada consiste na elaboração de um método capaz de calcular a deformação cisalhante e o deslocamento de zonas de cisalhamento formadas através do mecanismo de cisalhamento simples. Esse método é exemplificado por Ramsay (1980) da seguinte maneira: uma zona formada através de cisalhamento simples heterogêneo pode ser considerada como uma zona constituída de um número infinitesimal de partículas, exibindo um componente de cisalhamento simples homogêneo. Nesse sentido, para cada elemento deformado é conveniente relacioná-lo a um sistema de coordenada cartesiana, no qual a direção do eixo **x** é paralela à direção do cisalhamento e o eixo **z** normal ao plano de cisalhamento (**xy**) (**Fig. 2.1**). Se o topo do quadrado na Figura 2.1 é deslocado por uma distância **d**, a deformação cisalhante (γ) está diretamente relacionada à deformação cisalhante angular (ψ) produzida pela curvatura de linhas inicialmente paralelas ao eixo **z**. As relações entre a deformação cisalhante e o deslocamento podem ser expressas através das equações:

$$\gamma = \tan \psi \quad (1)$$

$$d = z \tan \psi = z\gamma \quad (2)$$

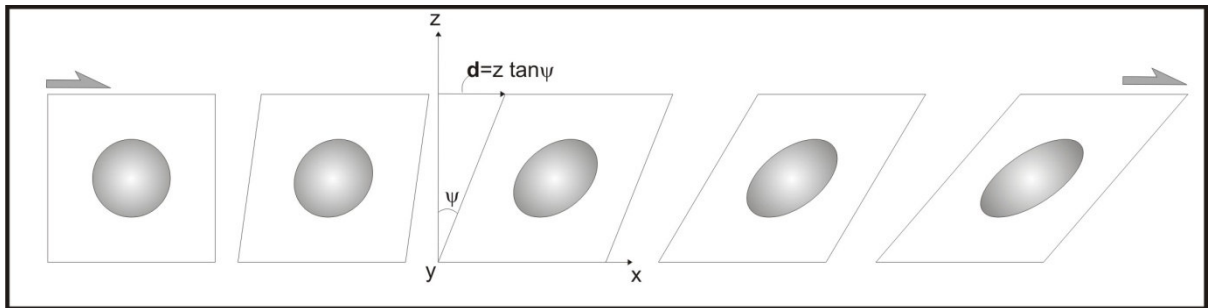


Figura 2.1. Feições geométricas provenientes da deformação por cisalhamento simples: (ψ) deformação cisalhante angular; (**d**) deslocamento paralelo ao eixo **x** (Modificado de Ramsay, 1980).

Outra forma de determinar a deformação cisalhante é através da relação geométrica entre o ângulo (θ') do principal eixo de alongação com o limite da zona de cisalhamento. Essa relação pode ser estabelecida pela equação:

$$\tan 2\theta' = 2/\gamma. \quad (3)$$

Segundo Ramsay (1980) o ângulo (θ') formado entre a foliação e a direção principal ou limite da zona de cisalhamento, pode ser usado para medir a deformação cisalhante paralela à zona de cisalhamento, a forma e o elipsóide de

deformação em um determinado ponto. Deste modo, a orientação final de uma determinada superfície afetada pelo cisalhamento (Superfície $X_f Y_f$ na **Fig. 2.2**) é coincidente com a foliação formada durante o desenvolvimento da zona de cisalhamento (**Fig. 2.2**). Alguns cuidados com relação à acurácia de determinação do ângulo θ' são importantes para aplicação do método, uma vez que pequenos erros na medida do ângulo θ' proporcionam erros elevados na determinação da deformação cisalhante (Ramsay e Graham, 1970; Boullier, 1986).

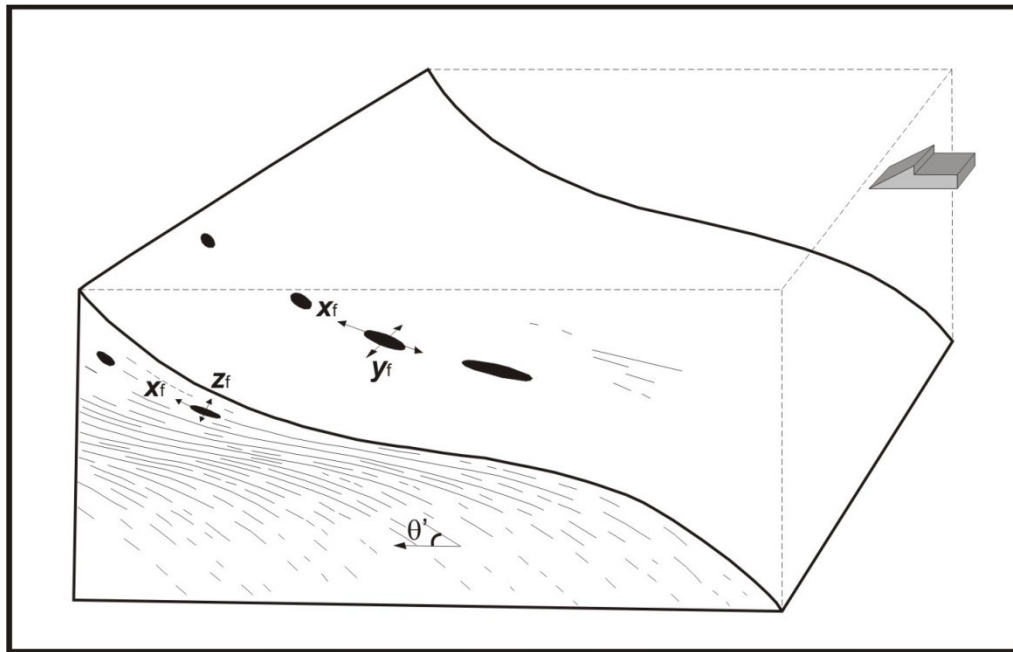


Figura 2.2. Tramas planares e lineares em zonas de cisalhamento dúcteis dominadas por cisalhamento simples (Modificado de Ramsay, 1980).

Essa técnica pode ser estendida para integrar sucessivas medidas de deformação cisalhante através de um perfil na zona de cisalhamento, possibilitando o cálculo de deslocamento total de uma zona desenvolvida através de cisalhamento simples heterogêneo (**Fig. 2.3**). O deslocamento total (D) pode ser obtido através da integral:

$$D = \int_0^X \gamma dx \quad (4)$$

Essa integral representa a área abaixo da curva formada pela relação entre a deformação cisalhante e a distância da zona de cisalhamento (**Fig. 2.3**).

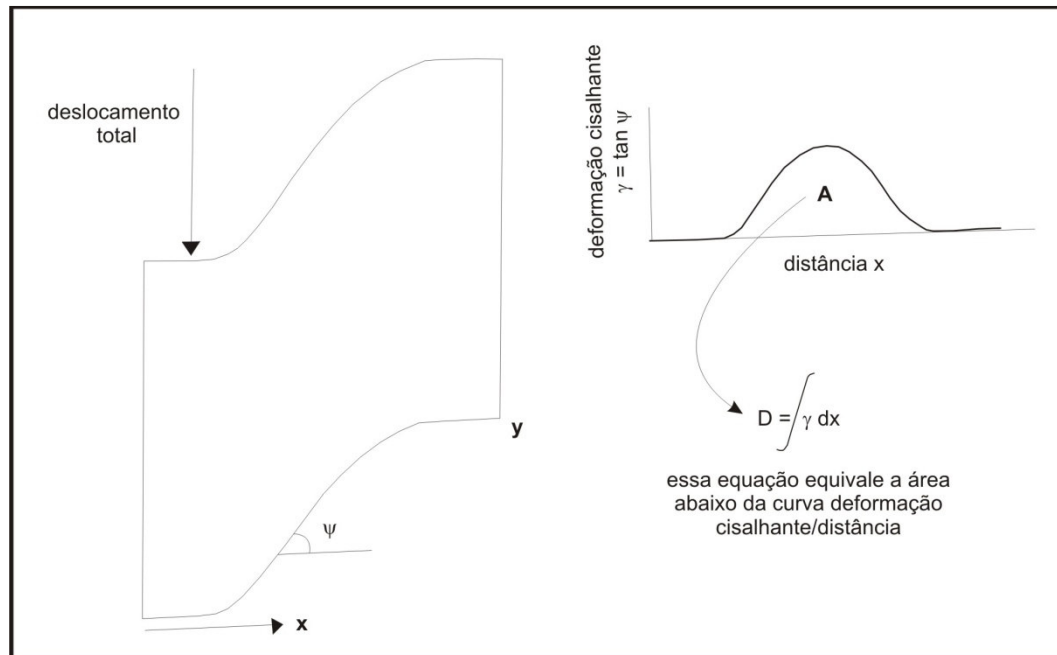


Figura 2.3. Cálculo de deslocamento total ao longo de uma zona de cisalhamento dúctil dominada por cisalhamento simples (Modificado de Ramsay, 1980).

Ramsay e Graham (1970) relatam que o método e as suas respectivas equações mencionadas acima devem ser utilizados em algumas condições específicas de deformação: os limites da zona de cisalhamento não devem ter sofrido o efeito da deformação e a perda ou mudança de volume deve ser irrelevante. Dessa forma, essas zonas de cisalhamento podem ser formadas somente por processos de cisalhamento simples heterogêneo. Segundo os autores, as zonas de cisalhamento formadas sob essas condições são particularmente interessantes devido ao seu significado cinemático e a possibilidade de calcular a taxa de deformação e as diferenças de deslocamento ao longo da zona.

Embora a aplicação do método descrito por Ramsay e Graham (1970) exija alguns cuidados, diversos autores têm utilizado a técnica em diferentes zonas de cisalhamento com o objetivo de estimar o deslocamento e taxa de deformação cisalhante (Beach, 1974; Burg *et al.* 1981. Park, 1981; Boullier, 1986; Naruk, 1987; Coward e Park 1987; Essaif *et al.* 2001). Os autores sempre ressaltam que os valores de deslocamento obtidos devem ser considerados como estimativas e não como valores absolutos, especialmente para áreas de elevadas taxas de deformação.

2.2. Classificações e modelos relacionados ao regime de deformação de zonas de cisalhamento

Os diferentes aspectos da deformação relacionados ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento foram abordados por outros autores poucos anos após a publicação do trabalho de Ramsay e Graham (1970), como por exemplo, os trabalhos de Coward (1976) e Means (1976). A publicação de diferentes trabalhos sobre zonas de cisalhamento levou alguns autores a classificar essas estruturas de acordo com o posicionamento geodinâmico e escala de observação. Segundo Coward (1980) as zonas de cisalhamento podem ser consideradas como dois tipos básicos: (a) zonas de cisalhamento que representam limites de faixas orogênicas ou limites de domínios de evolução estrutural distinta; (b) zonas de cisalhamento discretas que afetam rochas sem deformação ou rochas deformadas por eventos deformacionais pretéritos.

Outros autores propuseram uma classificação para zonas de cisalhamento com base nas variações das condições de deformação, geometria e/ou espessura durante a deformação (Means, 1984; Hull, 1988; Mitra, 1992; Means, 1995). Means (1984) propôs uma classificação de zonas de cisalhamento em dois tipos, assim denominados: zonas de cisalhamento do Tipo I e Tipo II (**Fig. 2.4**). As zonas de cisalhamento do Tipo I espessam lateralmente com o tempo devido à resistência específica (*strain hardening*) de uma rocha afetada pela deformação. Durante o desenvolvimento da zona de cisalhamento torna-se mais fácil deformar as rochas nas bordas da zona do que continuar a deformando na região interna. As zonas de cisalhamento do Tipo II tornam-se estreitas com o tempo. Nesse caso, as rochas próximas do limite das zonas de cisalhamento não sofrem efeitos da deformação ou deformam mais lentamente do que na região interna. Nas zonas do Tipo II, as rochas na região interna da zona de cisalhamento acomodam mais a deformação (*strain softening*) do que no Tipo I.

Nos casos em que o desenvolvimento da zona de cisalhamento não corresponde aos tipos I e II, alguns autores atribuíram o termo de zona de cisalhamento do Tipo III (Hull, 1988; Mitra, 1992). Nesse tipo de zona de cisalhamento não é necessário ocorrer espessamento ou estreitamento de uma determinada porção durante a deformação. Segundo Means (1995), o reconhecimento dos Tipos I, II ou III, auxilia no entendimento da história

deformacional de rochas afetadas por zonas de cisalhamento. As zonas de cisalhamento do Tipo II foram apontadas pelo autor como o tipo mais confiável para registrar a história deformacional das rochas. O reconhecimento do Tipo II é possível ser determinado porque as variações nas condições de deformação (*strain-state*) entre os limites e o interior das zonas de cisalhamento são claramente registradas nas suas feições microestruturais.

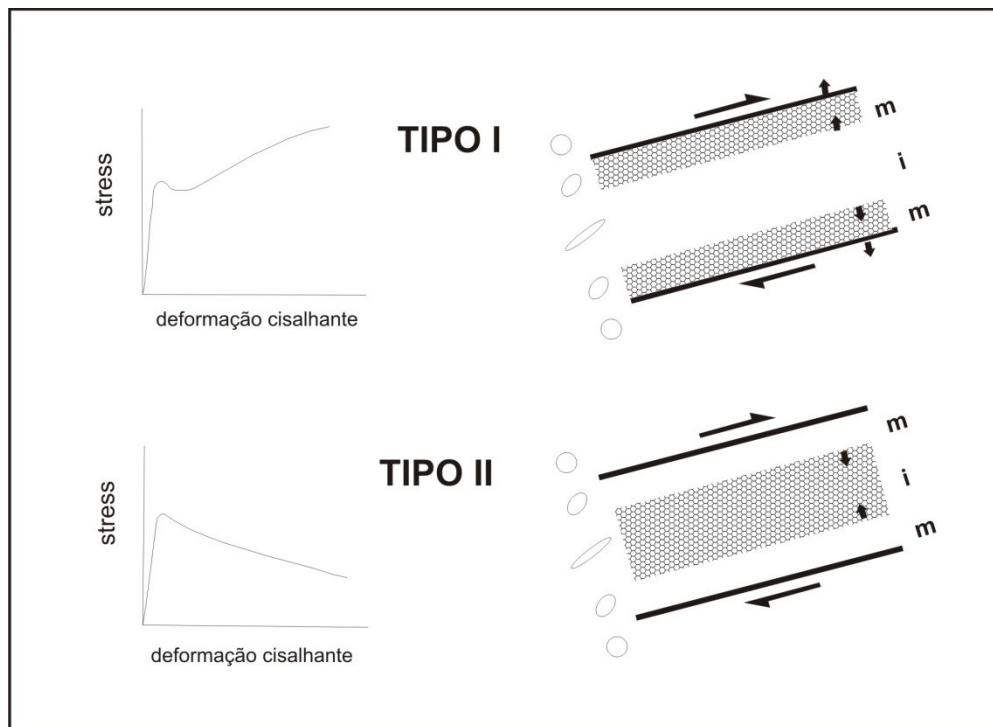


Figura 2.4. Zonas de cisalhamento do Tipo I e II e as curvas *stress*/deformação cisalhante para cada tipo de material. As áreas sombreadas representam as regiões afetadas durante o desenvolvimento da deformação nas margens (m) e no interior (i) dos Tipos I e II. As setas cinza indicam a direção da migração dos limites das zonas deformadas. As elipses representam as variações na forma do elipsóide de deformação (Modificado de Means, 1995).

2.2.1. Regimes transpressivos de deformação: uma revisão sobre o conceito e modelos de transpressão.

Uma questão importante relativa à classificação/tipos de zonas de cisalhamento ou mesmo, sobre a evolução dos conceitos, é o tipo de regime tectônico/deformacional responsável pela geração dessas estruturas.

O trabalho de Harland (1971) foi um dos primeiros a correlacionar o desenvolvimento de zonas de cisalhamento com regimes tectônicos. Considerava

três tipos de regimes tectônicos de acordo com os movimentos horizontais das placas litosféricas: (a) extensão; (b) transcorrência; (c) compressão.

Segundo o autor, o movimento entre placas e conseqüente acomodação em uma superfície aproximadamente esférica (globo terrestre) deveria exigir movimentação oblíqua entre blocos crustais e/ou litosféricos em alguns instantes da evolução geológica. Nesse sentido, o movimento oblíquo entre placas litosféricas promoveria regimes transtrativos e transpressivos, envolvendo uma combinação intermediária entre extensão, transcorrência e compressão. O regime transtrativo seria uma combinação de extensão e transcorrência, enquanto que o regime transpressivo equivaleria a uma combinação entre transcorrência e compressão.

Embora o regime tectônico transtrativo tenha sido abordado por Harland (1971) o enfoque principal do trabalho era a geração de estruturas em regime transpressivo. Isso levou o autor a empregar o termo transpressão para locais com regime tectônico relacionado à convergência oblíqua entre duas placas rígidas.

O conceito de transpressão foi abordado novamente com maior detalhe cinemático no trabalho de Sanderson e Marchini (1984). Os autores realizaram modelagens de zonas transpressivas, utilizando variações do elipsóide de deformação finita. Consideraram transpressão como uma combinação de cisalhamento transcorrente acompanhado de encurtamento horizontal e estiramento na vertical ao longo do plano de cisalhamento, permitindo a conservação do volume (**Fig. 2.5**).

Segundo os autores, o modelo de desenvolvimento de zonas de cisalhamento transpressivas envolve participação simultânea de componentes de cisalhamento puro e cisalhamento simples, sob condições de deformação homogênea. Dessa forma, os componentes de cisalhamento puro e simples podem ser fatorizados utilizando os parâmetros α^{-1} , α e γ exemplificados na Figura 2.5, onde α^{-1} representa o encurtamento através da zona, α o estiramento vertical e γ a deformação cisalhante paralela ao limite da zona de cisalhamento.

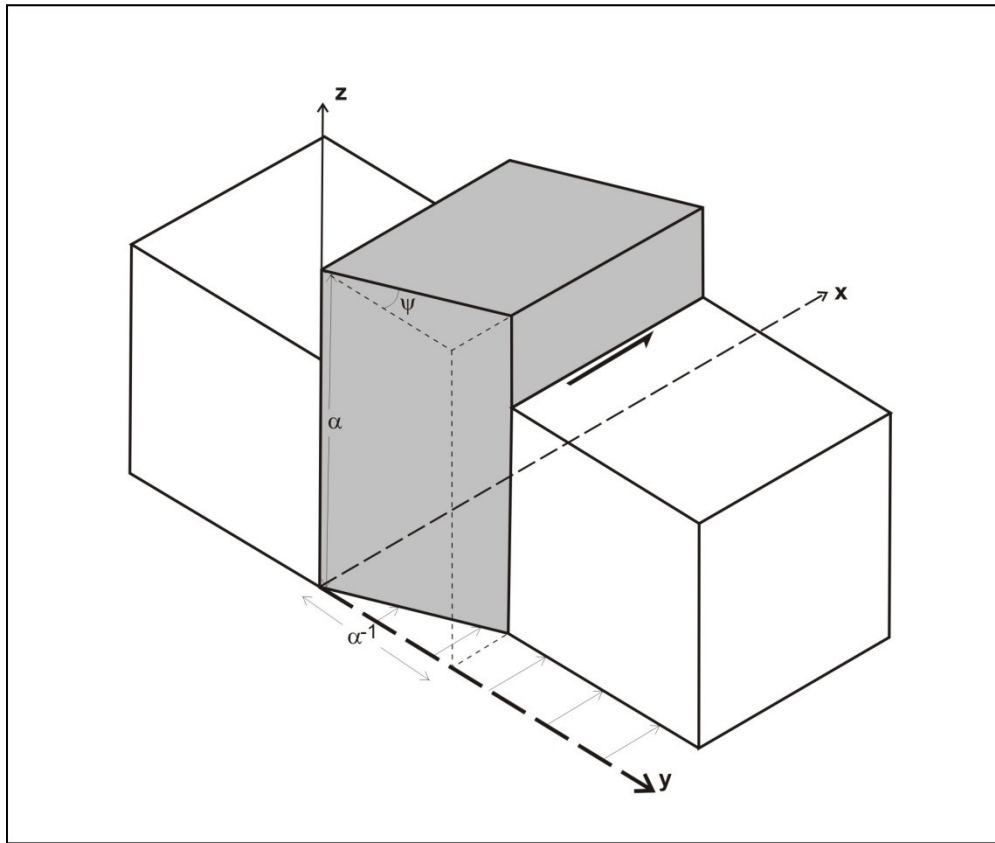


Figura 2.5. Geometria do modelo de transpressão proposto por Sanderson e Marchini (1984). Notar que o encurtamento é paralelo ao eixo y e o cisalhamento paralelo ao eixo x. O volume é compensado através do estiramento ao longo do eixo z (Modificado de Sanderson e Marchini, 1984).

Os diferentes valores de α^{-1} podem resultar em variações nas formas do elipsóide de *strain* e modificações nas orientações dos principais eixos ($X > Y > Z$), como descrito na Tabela 2.1.

Tabela 2.1: Relações entre os valores de α^{-1} , a forma do elipsóide de deformação e a orientação dos eixos (Sanderson e Marchini, 1984).

Valores de α^{-1}	Forma do elipsóide de deformação	Orientação dos eixos
< 1	Deformação oblata (transpressão)	X ou Y na vertical
= 1	Deformação plana (cisalhamento simples)	Y na vertical
> 1	Deformação prolata (transtração)	Z ou Y na vertical

As relações entre cisalhamento puro e cisalhamento simples podem ser caracterizadas pela medida da deformação não coaxial ou número de vorticidade cinemática (\mathbf{W}_k), de acordo com os trabalhos de Fossen e Tikoff (1993) e Fossen *et al.* (1994). Segundo os autores, os valores de $\mathbf{W}_k=1$ e $\mathbf{W}_k=0$ são equivalentes às condições de deformação sob regime de transcorrência pura e convergência/divergência pura, respectivamente. Todos os valores intermediários de \mathbf{W}_k ($1 > \mathbf{W}_k > 0$) correspondem às diversas combinações de cisalhamento puro e cisalhamento simples. Baseados nos parâmetros de \mathbf{W}_k , Fossen *et al.* (1994) propõem uma classificação com quatro tipos de situações envolvendo condições de transpressão e transtração: (1) transpressão dominada por cisalhamento simples ($1 > \mathbf{W}_k > 0,81$), com eixo de estiramento instantâneo máximo na horizontal, orientado a $45^\circ-35$ da zona de cisalhamento; (2) transtração dominada por cisalhamento simples ($1 > \mathbf{W}_k > 0,81$), com eixo de estiramento instantâneo máximo na horizontal, orientado a $45^\circ-55$ da zona de cisalhamento; (3) transpressão dominada por cisalhamento puro ($0 < \mathbf{W}_k < 0,81$), com eixo de estiramento instantâneo máximo vertical; (4) transtração dominada por cisalhamento puro ($0 < \mathbf{W}_k < 0,81$), com eixo de estiramento instantâneo mínimo vertical.

Segundo Fossen e Tikoff (1993), a orientação tridimensional do elipsóide de deformação pode ser estabelecida para várias combinações dos componentes de cisalhamento puro e cisalhamento simples. Os autores utilizam adoção dos parâmetros $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$ como eixos do elipsóide de deformação, onde λ_2 é vertical para deformação cisalhante dominada por cisalhamento simples. Em casos de regimes transpressivos em condições elevadas, o eixo λ_1 é vertical, enquanto que o eixo λ_3 é vertical para deformação transtracional elevada. No entanto, em casos de $1 > \mathbf{W}_k > 0$ o eixo λ_2 inicia-se como o principal eixo na vertical, mas muda de posição com λ_1 (transpressão) ou λ_3 (transtração) durante a deformação (**Fig. 2.6**).

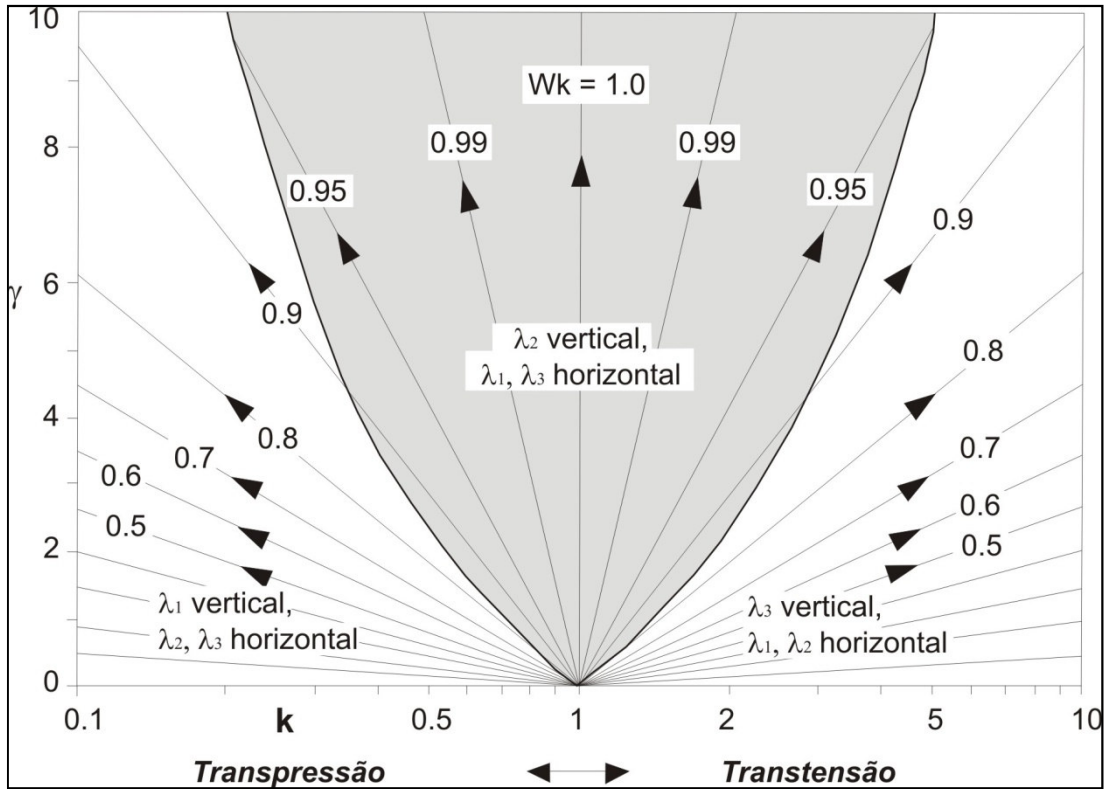


Figura 2.6. Orientação dos eixos do elipsóide de deformação para casos de transpressão e transtensão, caminhos de deformação e número de vorticidade (Wk) no diagrama γ - k . A mudança na posição vertical do principal eixo de deformação ocorre para deformação progressiva de $Wk > 0.81$ (Modificado de Fossen e Tikoff, 1993).

Robin e Cruden (1994) consideram transpressão como uma superposição dos componentes de achatamento (componente “press”) e cisalhamento (componente “trans”). Os autores adotam os seguintes parâmetros e sistema de coordenadas na modelagem de transpressão (**Fig. 2.7**): a zona de cisalhamento é vertical, com a metade da largura da zona representada por h ; o eixo x é horizontal e paralelo à direção da zona; o eixo y é horizontal e perpendicular à zona; o eixo z é vertical e paralelo à direção de escape; o ângulo entre a direção de cisalhamento (γ) e a superfície horizontal é caracterizado por β , representando a obliquidade do movimento transpressivo. No caso específico do modelo proposto, a deformação é heterogênea e a relação entre cisalhamento puro e cisalhamento simples é dada por $f = \Phi/\gamma$, onde Φ representa o componente compressivo e γ o componente transcorrente. Por conveniência, mesmo em casos de zonas verticais, os autores denominam de capa a porção deslocada para cima e de lapa a outra parte envolvida no modelo.

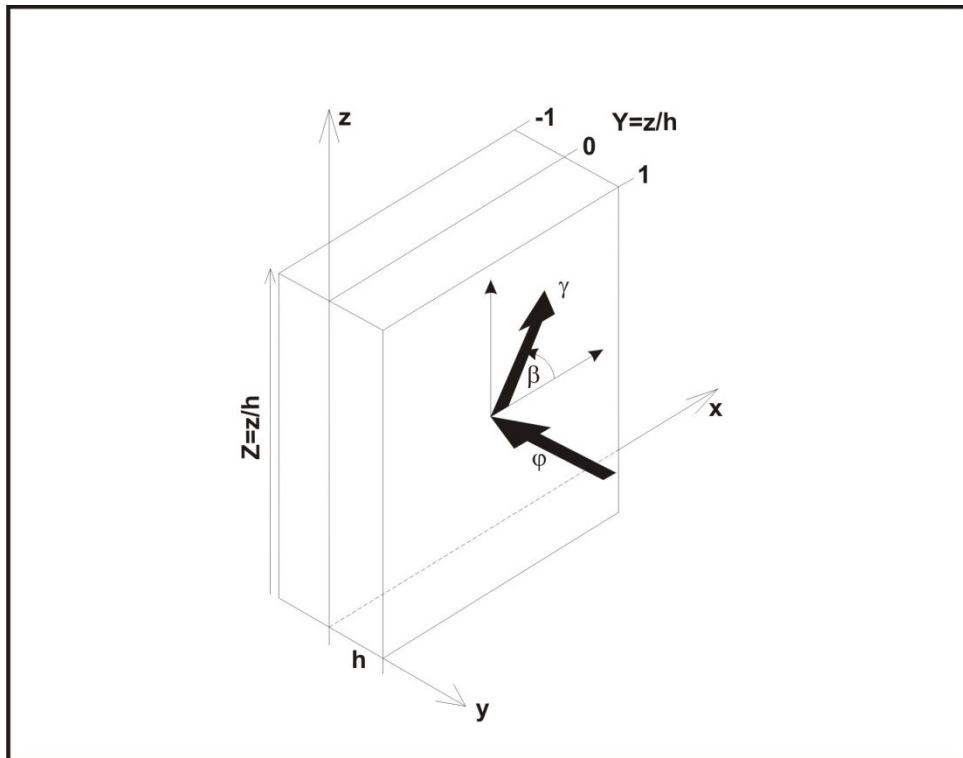


Figura 2.7. Sistema de coordenadas utilizados no modelo de transpressão proposto por Robin e Cruden (1994). A altura normalizada (Z) e a largura normalizada (Y) são apontadas na figura juntamente com a orientação do cisalhamento simples progressivo (β).

Os autores utilizam os elementos máximo, intermediário e mínimo do elipsóide de deformação como as direções A, B e C, respectivamente. Essas direções são correspondentes aos componentes de taxa de deformação, assim denominadas: s_1 , s_2 e s_3 . Nesse sentido, a direção A é correspondente a taxa de extensão máxima s_1 . Robin e Cruden (1994) consideram esse elemento como “*lineação*” e o plano formado pela orientação das direções A e B são considerados como “*foliação*”. Deve ser ressaltado que os termos “*lineação*” e “*foliação*”, empregados acima não representam exatamente à foliação e lineação impressa nas rochas.

Os diferentes valores dos parâmetros β e f aliados às variações no posicionamento dos componentes do elipsóide de deformação podem resultar em diferentes regimes de deformação. Robin e Cruden (1994) denominaram de transpressão transcorrente para condições de $\beta = 0$, $f = 0.1$ e $f = 1$ ou transpressão oblíqua para $\beta = 75^\circ$ e $f = 1.5$.

Na transpressão transcorrente, a trajetória da “*foliação*” exibe um aumento no valor angular do mergulho, tornando-se vertical próximo ao centro da zona. O valor angular do mergulho é inversamente proporcional à componente compressiva

contida na razão $f = \Phi/\gamma$. O comportamento da “*lineação*” também depende do parâmetro f . Baixos valores de f implicam em posição horizontal da “*lineação*” no interior da zona. Por outro lado, valores elevados de f apontam para “*lineação*” vertical em toda zona modelada. Os padrões geométricos de foliações e lineações para casos de transpressão transcorrente são discriminados na Figura 2.8.

A transpressão oblíqua ocorre quando o valor de obliquidade da direção de cisalhamento é diferente de 0° ($\beta > 0^\circ$). Uma feição comum em todos os casos de transpressão oblíqua é a ausência de simetria dos padrões geométricos da trama e vorticidade na região central da zona modelada. Além disso, eles mostram uma dependência considerável do parâmetro de profundidade (z). Em níveis mais profundos, a “*lineação*” apresenta alto rake em direção à lapa e rotaciona através da zona, tornando-se paralela à “*foliação*”. Nos níveis mais rasos ocorre uma inversão do posicionamento da “*foliação*” e “*lineação*” na direção da capa, relacionada à extrusão com predominância de transcorrência. Um mapa das trajetórias da foliação e lineação para dois níveis horizontais ($z = 2$ e $z = 4$) é apresentado na Figura 2.9. Robin e Cruden (1994) consideram que o modelo de transpressão oblíqua é similar a alguns exemplos reais. Nestes casos, a obliquidade da lineação pode variar gradualmente de elevada (paralela à direção do mergulho) a baixa (paralela à direção da zona de cisalhamento) nas porções próximas da lapa e da capa, respectivamente.

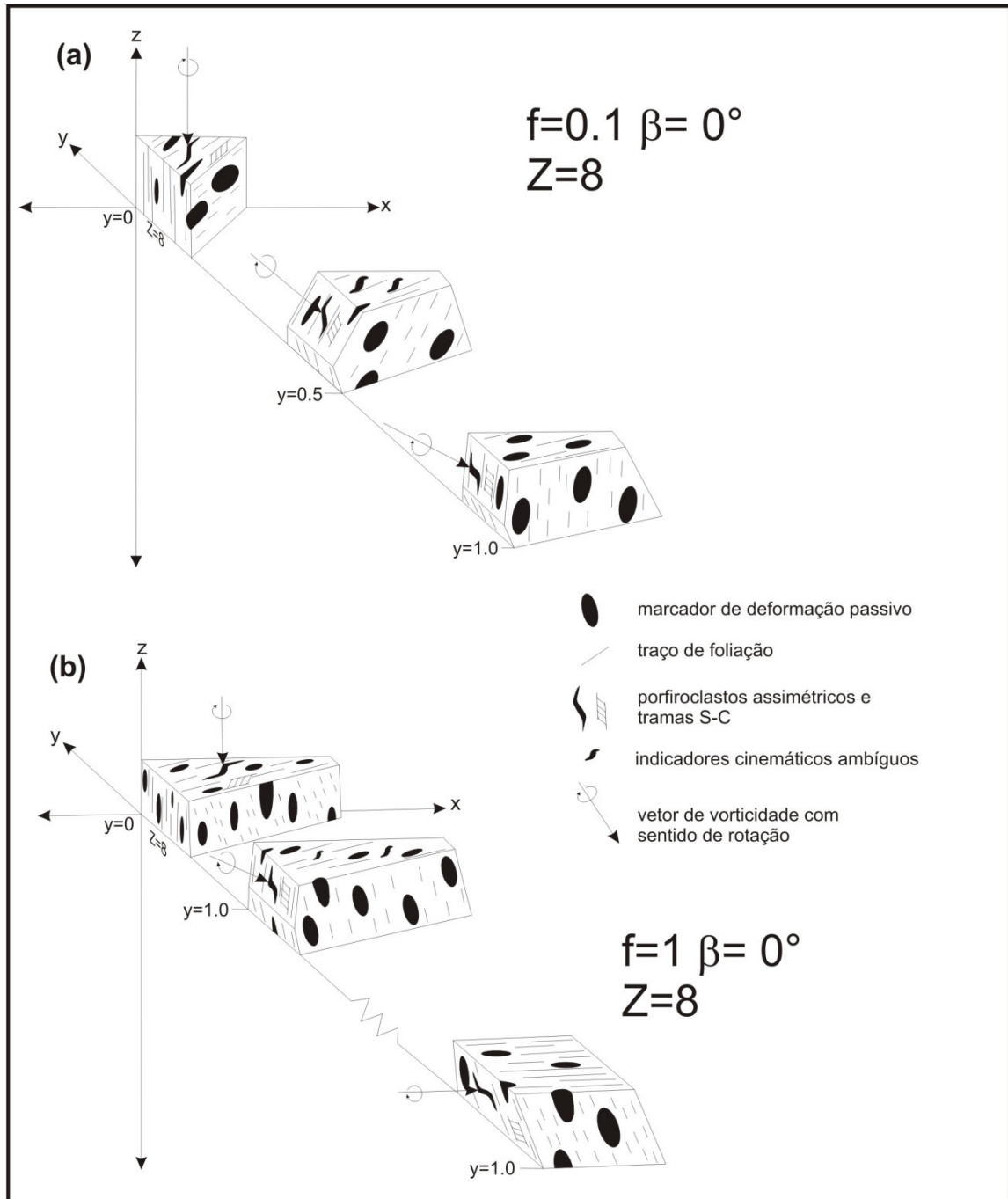


Figura 2.8. Tramas geométricas e cinemáticas previstas para zonas de transpressão transcorrente destal com $Z=8$, $f=0.1$ (a) e $f=1.0$; (b) (Modificado de Robin e Cruden, 1994).

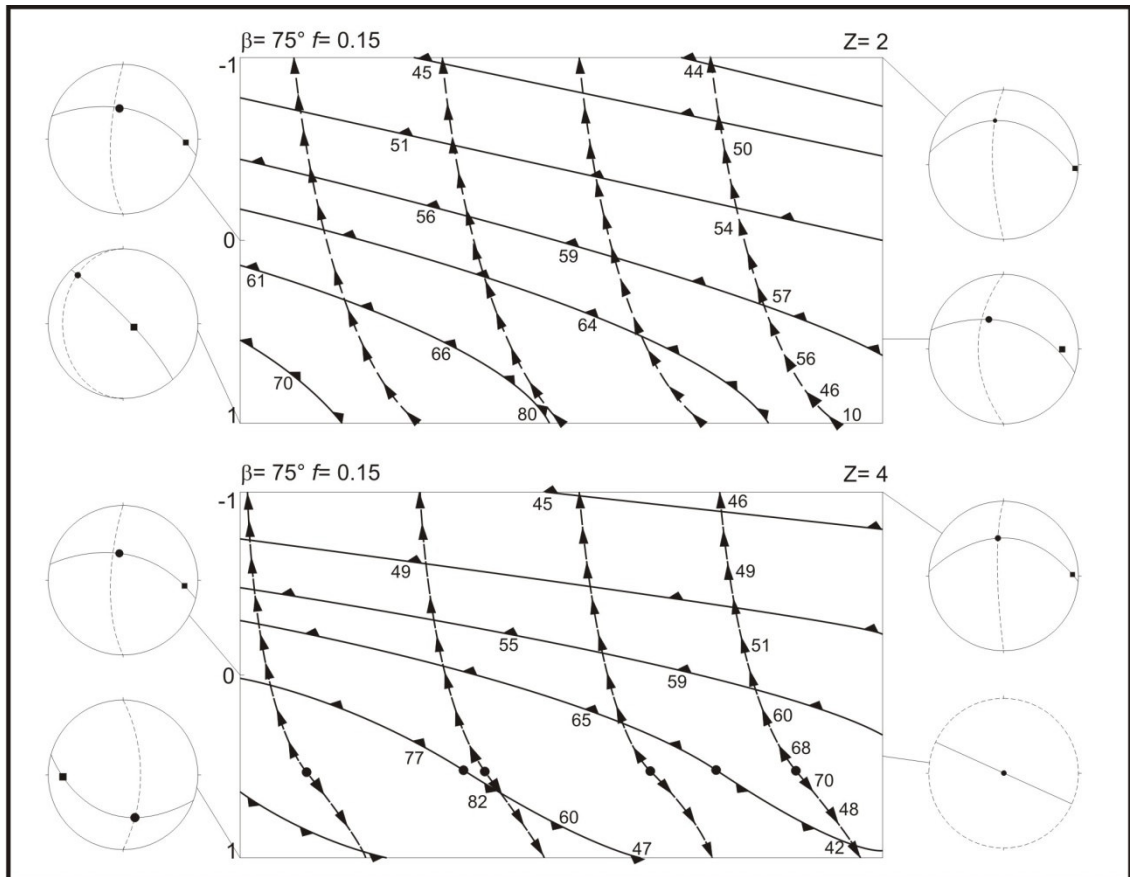


Figura 2.9. Mapa de trajetória de foliações (linhas cheias) e lineações (linhas tracejadas) para dois níveis horizontais (a, $Z=2$ e b, $Z=4$) obtidos para o modelo de transpressão oblíqua com $f = 0.15$ e $b = 75^\circ$. Projeções estereográficas, hemisfério inferior, exibem as relações entre o vetor de vorticidade (quadrado) e o plano de vorticidade (grande círculo tracejado), bem como o posicionamento de foliações (grande círculo com linha sólida) e lineações (círculo) em determinados pontos da zona modelada. Nota-se a assimetria da trama e uma mudança de cinemática *dip-slip* para *strike-slip* através da zona com $Z=2$ (a) (Modificado de Robin e Cruden, 1994).

Jones *et al.* (1997) propõem um modelo de zona de cisalhamento transpressiva sem confinamento lateral ou vertical. Segundo os autores, a regime transpressivo é uma combinação de três membros envolvidos na deformação: cisalhamento simples, estiramento vertical e estiramento horizontal. Dessa forma, os modelos de transpressão podem ser classificados de acordo com um diagrama ternário, onde os lados do diagrama são representados por modelos de transpressão confinada lateralmente (Sanderson e Marchini, 1984), deformação plana não-coaxial com estiramento horizontal e cisalhamento puro não confinado.

Fossen e Tikoff (1998) argumentam que o modelo de transpressão proposto por Sanderson e Marchini (1984) representa apenas um tipo de situação possível

em regimes de deformação transpressivos. Os autores apresentam cinco modelos de deformação transpressiva (**Fig. 2.10**). Todos esses modelos contêm um componente de cisalhamento simples e outro de encurtamento perpendicular ao plano de cisalhamento. Na tentativa de facilitar a compreensão dos modelos, o mesmo sistema de coordenadas convencional, com dois eixos na horizontal (x e y) e um na vertical (z), foi utilizado para todas as classes de transpressão. A componente de encurtamento é perpendicular ao plano de cisalhamento (paralela ao eixo y) para todos os cinco tipos modelados. Eles diferem somente na componente coaxial, com variações de escape ao longo do eixo x ou z.

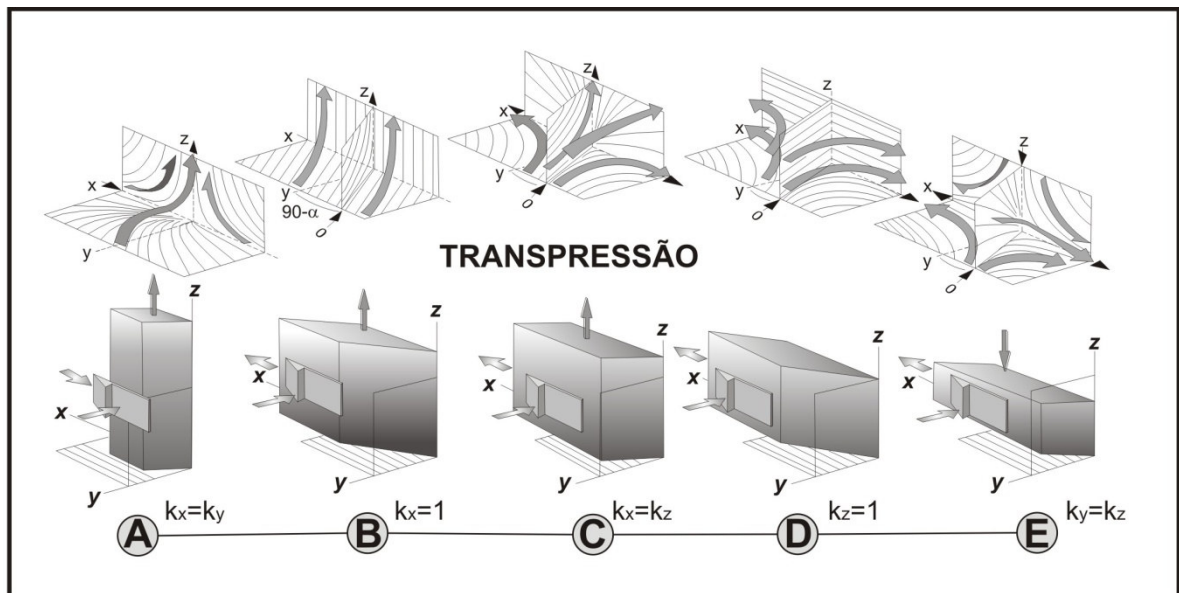


Figura 2.10. Modelos geométricos de deformação transpressiva propostos por Fossen e Tikoff (1998). Note que a extensão vertical decresce da esquerda para a direita. O cinco modelos diferem apenas em termos de deformação coaxial. O modelo de transpressão B é equivalente ao modelo proposto por Sanderson e Marchini (1984). Exemplos de trajetória de fluxo são mostrados para cada tipo de modelo (Modificado de Fossen e Tikoff, 1998).

A transpressão do tipo A envolve uma porção equivalente de encurtamento ao longo do eixo x e y e estiramento paralelo ao eixo z. A extensão na vertical (eixo z) também ocorre na transpressão do tipo B, porém sem estiramento na direção do cisalhamento (eixo x). Transpressão do tipo C é marcada por achatamento no plano de cisalhamento com a mesma taxa de estiramento ao longo dos eixos x e z. Alterações ao longo do eixo z não ocorrem na transpressão do tipo D. Na transpressão do tipo E, o encurtamento na vertical de mesma magnitude do

encurtamento perpendicular a zona de cisalhamento é compensado pelo estiramento na direção do eixo x.

Através da definição dos tipos de transpressão Fossen e Tikoff (1998) sugerem algumas relações entre o número de vorticidade cinemática (W_k), elipsóide de deformação e tipos de estruturas lineares e planares. Segundo os autores, nos tipos de transpressão C, D e E o eixo intermediário do elipsóide de *strain* (λ_2) é sempre vertical para qualquer W_k . Nos tipos A e B, os eixos do elipsóide de deformação podem mudar de posição. Essas mudanças dependem de W_k e da relação entre os componentes de cisalhamento simples e puro. Valores elevados de W_k em regime transpressivo (dominado por cisalhamento simples) implicam em modificações na posição do eixo de maior estiramento do elipsóide de deformação (λ_1). Nesse sentido, λ_1 e λ_2 podem mudar de posição se o tempo de deformação for suficiente.

A razão para essas mudanças de posição dos eixos do elipsóide de deformação é que o cisalhamento puro pode acumular deformação mais rápido do que o cisalhamento simples (Tikoff e Fossen, 1995).

Fossen e Tikoff (1998) argumentam que a geometria do elipsóide de deformação é mais importante que a mudança de posição entre os eixos (**Fig. 2.11**). Haja vista a importância do elipsóide de strain no desenvolvimento de estruturas planares e lineares em rochas deformadas. As variações de tramas estruturais são mostradas na Figura 2.12. Nessa figura, a transpressão do tipo D separa o campo dominado por tramas planares (S) do campo dominado por tramas lineares (L).

As estruturas características de cada tipo de transpressão (A-E) são resumidas na Tabela 2.2. Embora zonas de cisalhamento na natureza possam apresentar complicações adicionais que restringem o uso das informações contidas na tabela (Fossen e Tikoff, 1998).

Tabela 2.2. Características para os tipos de transpressão propostos por Fossen e Tikoff (1998).

Tipo	Deformação	Lineação (λ_1)	Trama (S ou L)
Transpressão A	-	Vertical (horizontal)	L, S
Transpressão B	Oblato	Vertical (horizontal)	LS, S
Transpressão C	Oblato	Horizontal	S, SL
Transpressão D	Plano	Horizontal	S = L
Transpressão E	Prolato	horizontal	SL, L

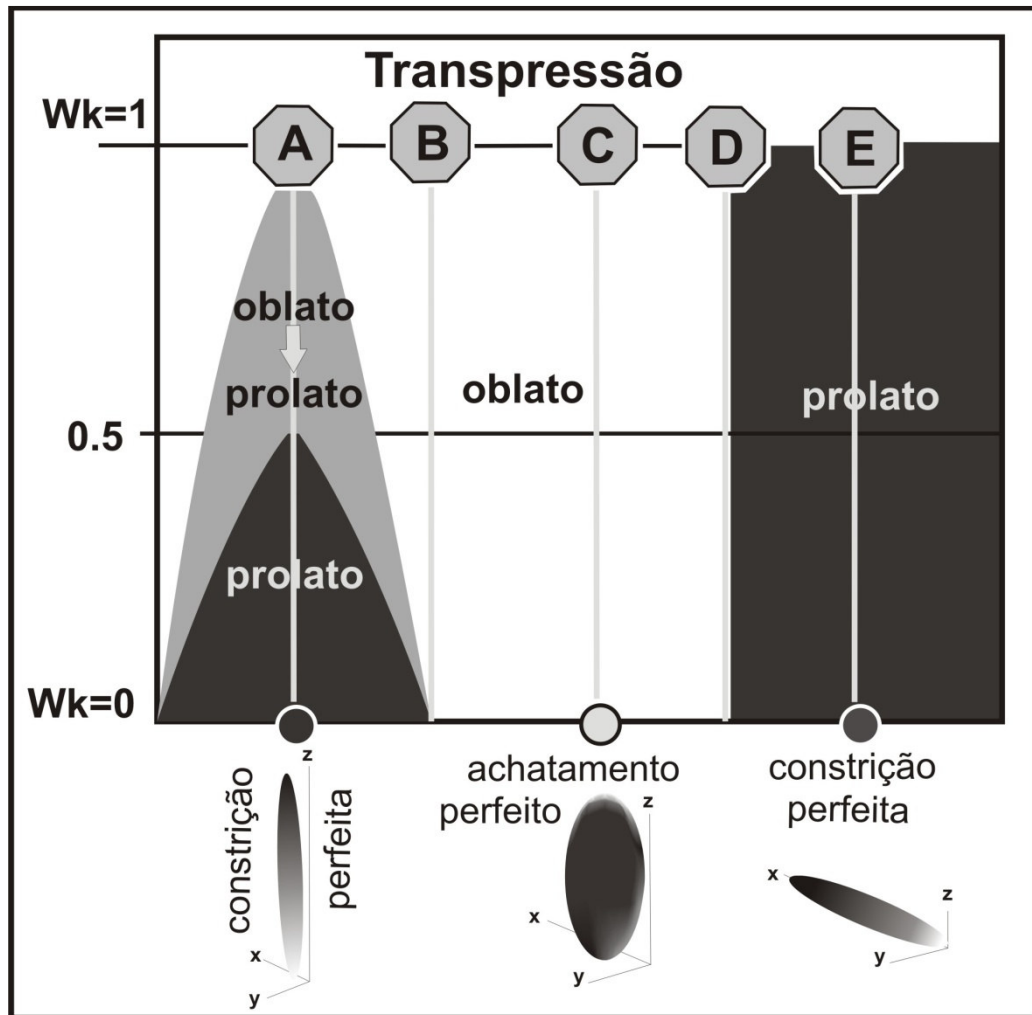


Figura 2.11. Variações na forma do elipsóide de deformação para casos de transpressão. A deformação coaxial perfeita está representada ao longo da linha base da figura ($W_k=0$). O componente de cisalhamento simples máximo é representado pela linha superior ($W_k=1$). Os elipsóides de deformação abaixo da linha base ($W_k=0$) ilustram a forma e orientação dos três eixos para os casos de deformação transpressiva A, C e E (Modificado de Fossen e Tikoff, 1998).

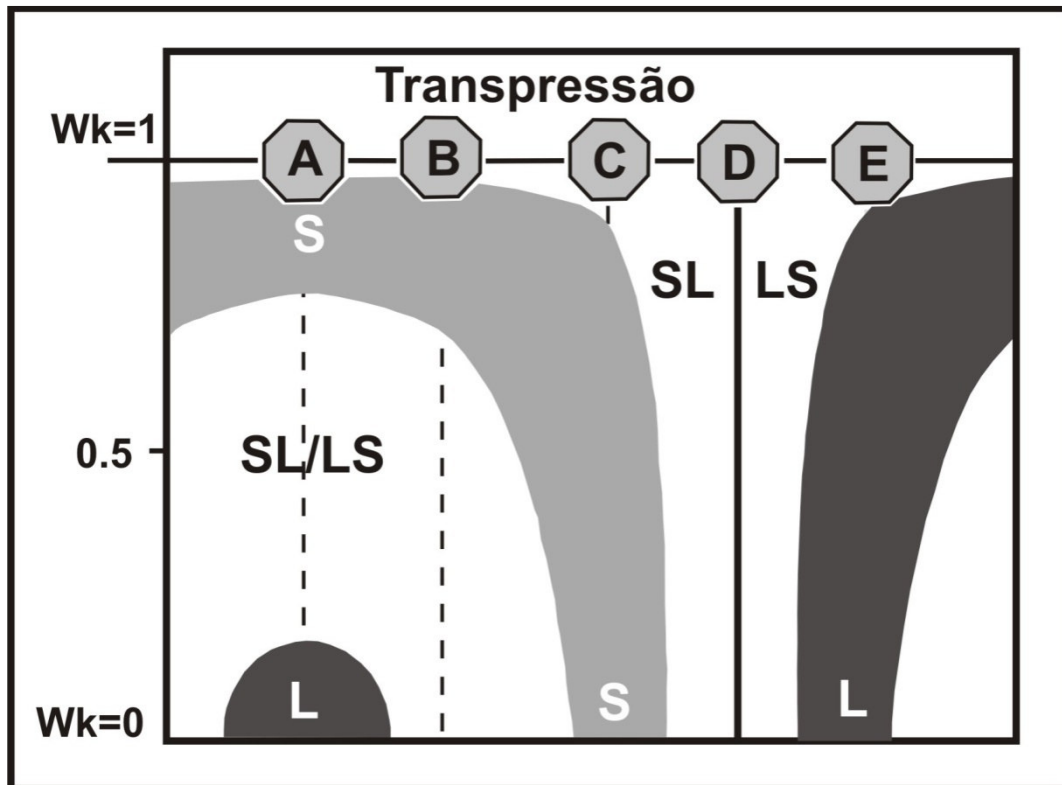


Figura 2.12: Variações nos tipos de tramas planares e lineares para cada tipo de transpressão (Modificado de Fossen e Tikoff, 1998).

2.2.2. O conceito de zonas de cisalhamento monoclinicas

Segundo Passchier (1998), muitas zonas de cisalhamento apresentam tramas estruturais com simetria monoclinica, sugerindo que o fluxo monoclinico deve ser relevante. No entanto, o autor sugere que o fluxo triclinico é teoricamente possível em zonas de cisalhamento dúcteis. A sua relevância na natureza tem sido investigada em zonas de cisalhamento transpressivas com simetria triclinica e componente de cisalhamento simples oblíquo, envolvendo rotação dos três eixos do elipsóide de deformação (Robin e Cruden, 1994; Dutton, 1997; Fossen e Tikoff, 1998).

Passchier (1998) apresenta um modelo, no qual as zonas de cisalhamento com geometria monoclinica podem ser divididas de acordo com a geometria e orientação dos elementos de deformação finita X, Y e Z. Nesse sentido, o autor classifica as zonas de cisalhamento monoclinicas em três tipos: X_1 , Y_1 e Z_1 (Fig. 2.13). Variações laterais dos parâmetros de fluxo em zonas de cisalhamento dúcteis durante uma deformação progressiva resultam em transições entre os três tipos de zonas de cisalhamento. Se essa transição ocorre entre as zonas do tipo Y_1 e o tipo X_1 , o posicionamento da lineação de estiramento pode variar ao longo da zona de

cisalhamento, embora o vetor de vorticidade permaneça com a mesma orientação (**Fig. 2.14**). Por outro lado, uma de zona de cisalhamento do tipo Y_I pode migrar lateralmente para o tipo Z_I . A zona de transição entre esses dois tipos é marcada pela predominância de tramas lineares (**Fig. 2.14**). Nos casos em que o desenvolvimento de uma zona do tipo Z_I ocorre em rochas previamente foliadas, a zona de transição pode apresentar dobras cilíndricas com eixo paralelo à lineação de estiramento. No interior das zonas do tipo Z_I , as dobras podem ser isoclinais ou mesmo sem raiz.

Passchier (1998) argumenta que a identificação dos indicadores cinemáticos utilizados para a determinação do sentido de movimento em zonas de cisalhamento monoclinicas deve ser realizada em seções normais ao vetor de vorticidade. O autor adota o termo “*Vorticity Profile Plane*” (*VPP*) para essas seções (ver Robin e Cruden, 1994 para maiores detalhes). Dessa forma, a relação entre estruturas lineares (L) e planares (P) com *VPP* é a seguinte para cada tipo de zona de cisalhamento (X_I, Y_I e Z_I);

1. Zonas de cisalhamento do tipo X_I : o *VPP* é perpendicular à L e S. Esse caso é semelhante a alguns tipos de transpressão.
2. Zonas de cisalhamento do tipo Y_I : o *VPP* é paralelo à L e perpendicular a S. Esse caso é aplicado para zonas de cisalhamento dominadas por cisalhamento simples.
3. Zonas de cisalhamento do tipo Z_I : o *VPP* é paralelo à L e S. Esse caso pode ser relacionado a algum tipo de transtração.

Passchier (1998) considera as zonas de cisalhamento do tipo Y_I como o tipo mais comum na natureza e o tipo mais abordado na literatura. No entanto, zonas do tipo X_I com o desenvolvimento de foliação levemente oblíqua ao limite da zona de cisalhamento têm sido estudadas por outros autores (Robin e Cruden, 1994; Tikoff e Greene, 1997; Jones *et al.* 2004). Segundo o autor, as zonas do tipo Z_I não devem ocorrer na natureza como zonas de cisalhamento de grande escala, mas como domínios de deformação menores no interior de outros tipos de zona (X_I e Y_I). O reconhecimento desse tipo de zona de cisalhamento na escala de afloramento pode ser complicado, uma vez que o desenvolvimento de foliações é perpendicular ao vetor de vorticidade (Hammer e Passchier, 1991; Passchier, 1998).

Consequentemente, os indicadores cinemáticos são pouco desenvolvidos e levemente assimétricos.

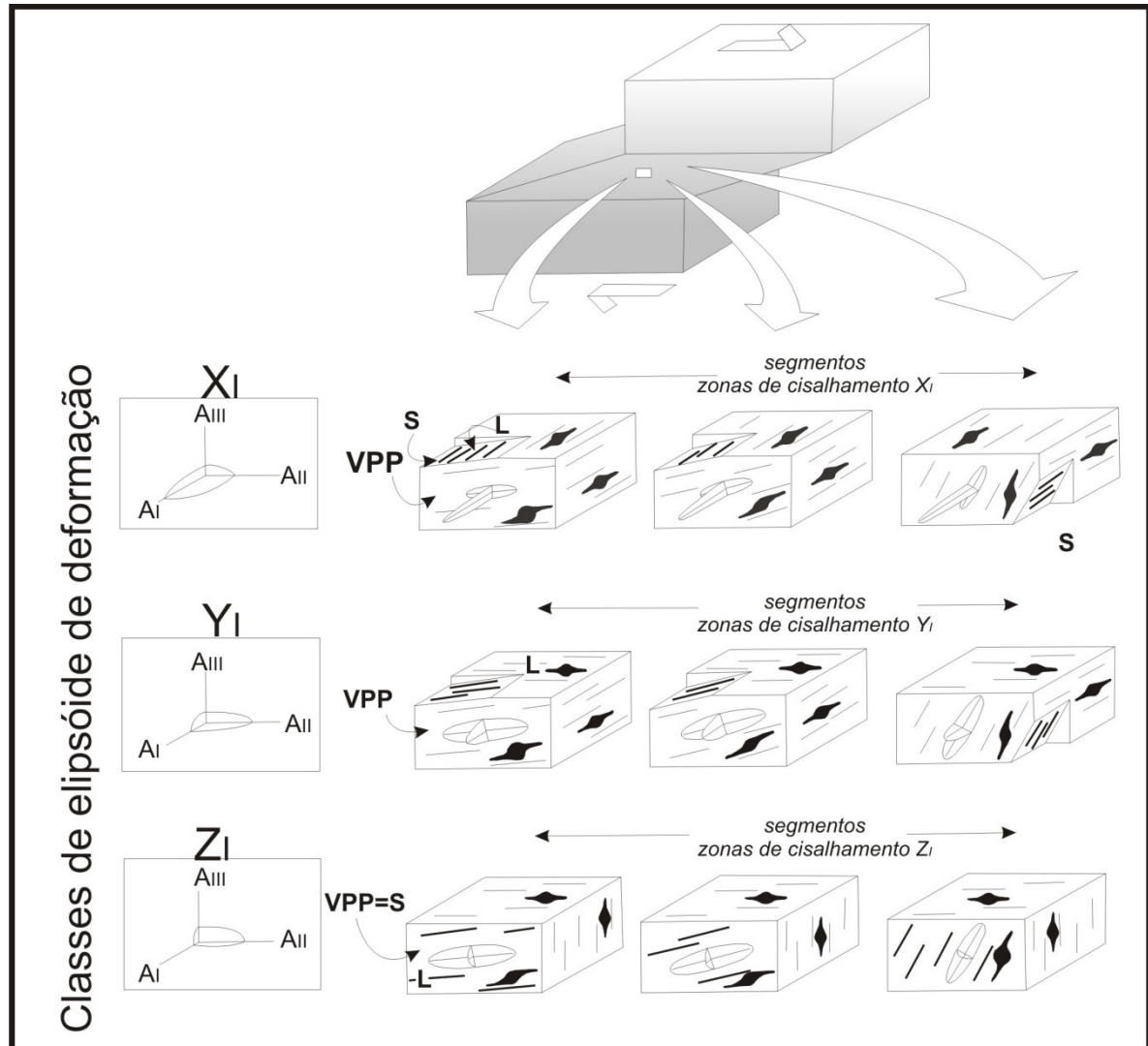


Figura 2.13. Diagrama ilustrativo de geometria do elipsóide de deformação e orientação dos principais tipos de tramas planares e lineares durante o desenvolvimento dos três tipos de zonas de cisalhamento (X_I , Y_I e Z_I). Cada tipo de zona de cisalhamento é representado por um bloco de diagrama, no qual a orientação dos elementos planares (S) e lineares (L) são indicados. A_I , A_{II} e A_{III} possuem orientação equivalente aos eixos X, Y e Z do elipsóide de deformação. A porção frontal de cada diagrama, plano A_{II} - A_{III} , representa o plano perfil de vorticidade (*Vorticity Profile Plane* - VPP) e exibe estruturas assimétricas. A inclinação do elipsóide de deformação e das estruturas S e L dependem do número de vorticidade e da natureza das apófises de fluxo de segmento da zona de cisalhamento (Modificado de Passchier, 1998).

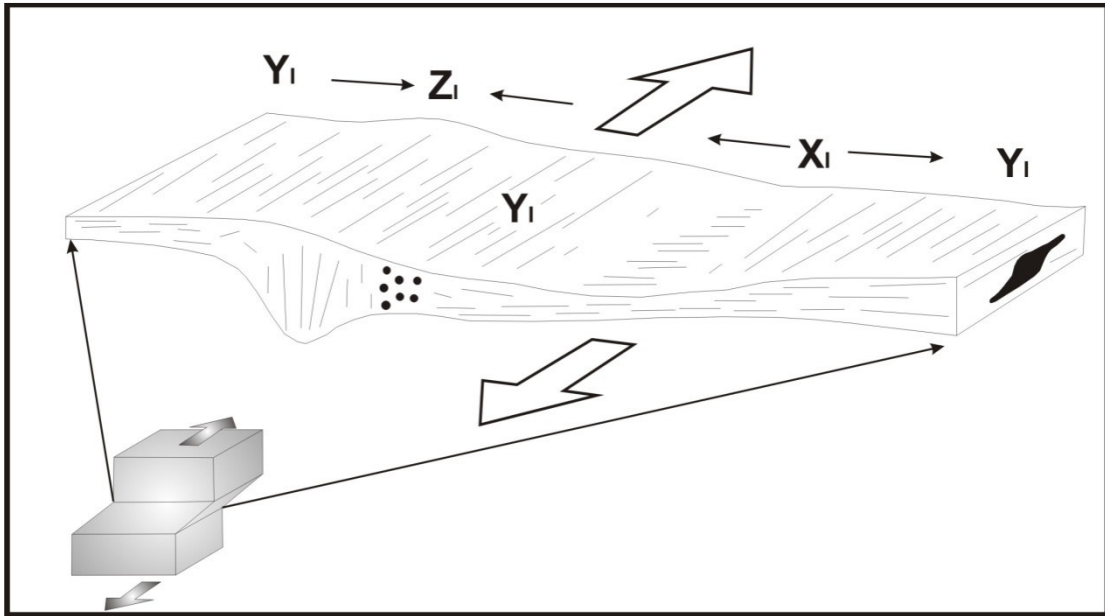


Figura 2.14. Desenho esquemático para representar variações laterais possíveis entre os três tipos de zonas de cisalhamento (X_1 , Y_1 e Z_1), durante deformação progressiva (Modificado de Passchier, 1998).

2.2.3. O conceito de transpressão inclinada

A maioria dos modelos de transpressão é confeccionada a partir de zonas de cisalhamento idealmente verticais (Sanderson e Marchini, 1984; Fossen e Tikoff, 1993; Fossen *et al.* 1994; Robin e Cruden, 1994), com exceção dos modelos de zonas de cisalhamento monoclinicas de Passchier (1998). Em alguns casos, os limites das zonas de cisalhamento transpressivas são inclinados. Dutton (1997) utiliza o termo transpressão inclinada para o tipo de deformação atuante nessas zonas.

Na concepção de Jones *et al.* (2004), transpressão inclinada é uma combinação de componentes de contração, cisalhamento paralelo à direção da falha (*strike-slip*) e cisalhamento paralelo à direção do mergulho (*dip-slip*). Os autores propõem uma extensão do modelo proposto por Sanderson e Marchini (1984) para os tipos de zonas de cisalhamento não verticais. O modelo proposto utiliza três planos de referência baseados em um sistema de coordenadas (planos $X_c Y_c$, $X_c Z_c$, e $Y_c Z_c$). A orientação do componente de encurtamento transpressional é oblíqua a qualquer um desses planos (**Fig. 2.15**). O componente de cisalhamento simples é oblíquo aos eixos X_c e Z_c . Segundo os autores, a forma e orientação do elipsóide de deformação durante a transpressão inclinada dependem do relacionamento entre os três componentes de deformação γ_{xy} , γ_{zy} e γ_z (**Fig. 2.15**). Desses componentes de

deformação, o componente γ_{zy} (cisalhamento simples paralelo à direção do mergulho) tem pouca influência na forma do elipsóide de deformação, exceto para casos de zonas transpressivas de mergulho baixo (δ).

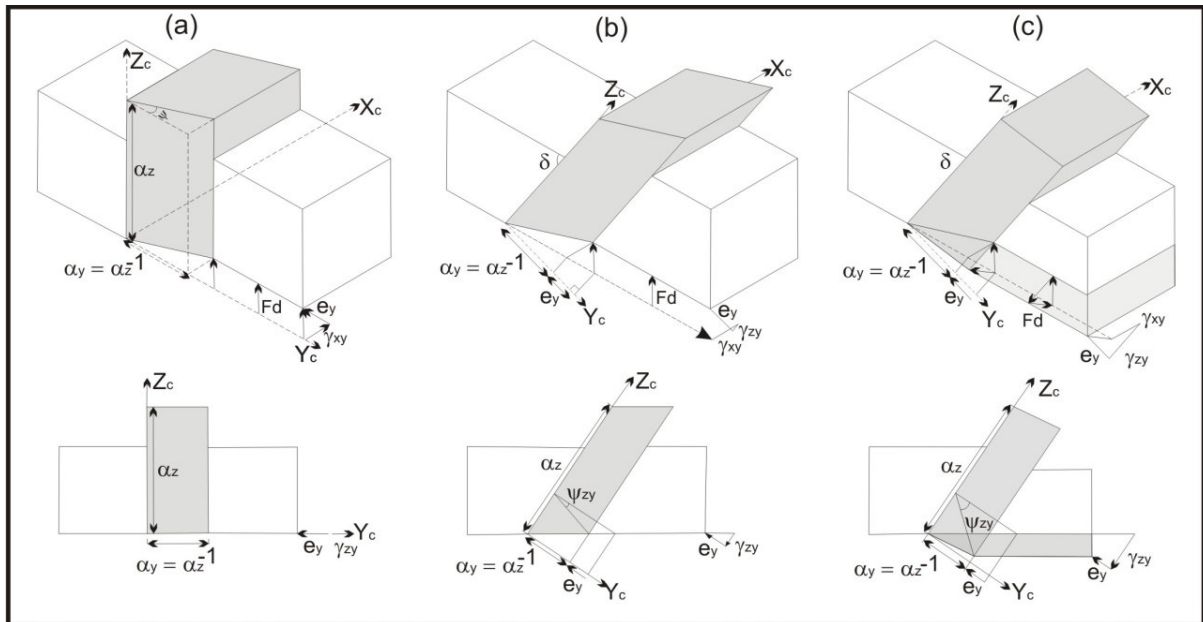


Figura 2.15. Transpressão inclinada e vertical vista em 3D (topo) e seção normal ao eixo X_c (base): (a) Zona de transpressão vertical compatível com o modelo de Sanderson e Marchini (1984). Os eixos de coordenadas X_c e Y_c são horizontais e Z_c é vertical. O vetor de deslocamento está contido no plano X_cY_c ; (b) Zona de transpressão inclinada. O mergulho da zona é igual a F_d . O deslocamento dos blocos ocorre somente na horizontal; (c) Zona de transpressão inclinada no qual os blocos envolvidos no modelo apresentam um componente de deslocamento na vertical. a_y é o estiramento paralelo ao eixo Y_c . $a_z - 1$ é a razão entre a região deformada em relação a porção original (medida ao longo do eixo Y_c). e_y é a extensão/contração da zona paralela a Y_c , e conseqüentemente $e_y = (1 - a_y)$. γ_{xy} e γ_{zy} representam a deformação cisalhante agindo no plano do limite da zona paralelos aos eixos X_c e Z_c , respectivamente. F_d é o deslocamento finito de um bloco em relação ao outro (Modificado de Jones *et al.* 2004).

A obliquidade da direção de encurtamento regional em relação aos três planos de referência (X_cY_c , X_cZ_c , e Y_cZ_c) proporciona uma mudança contínua na orientação dos eixos do elipsóide de deformação durante a transpressão inclinada progressiva. Durante a deformação o vetor de vorticidade muda progressivamente de orientação e permanece oblíquo aos três eixos do elipsóide de deformação. Dessa forma, a geometria resultante da zona transpressiva modelada deve ter simetria triclinica.

Jones *et al.* (2004) argumentam que as informações obtidas em modelos matemáticos raramente estão em consonância com os aspectos da deformação em

rochas na natureza. As condições deformacionais escolhidas para idealizar os modelos são simplistas, quando comparados com zonas de cisalhamento reais. No entanto, modelagens matemáticas ou físicas proporcionam o desenvolvimento um arcabouço básico para o melhor entendimento do elipsóide de deformação, assim como realizar previsões sobre a orientação de estruturas em zonas típicas de transpressão inclinada.

A foliação desenvolvida durante a transpressão inclinada não possui direção e mergulho paralelos ao limite da zona de cisalhamento (**Fig. 2.16**). Exceto para casos em que a deformação tenha sido completamente particionada em domínios estruturais distintos. O ângulo de obliquidade da lineação de estiramento contida no plano de foliação pode variar de 0° a 90° em casos de transpressão inclinada. Quando a lineação de estiramento é horizontal ou paralela à direção do mergulho da foliação, a geometria da zona de cisalhamento possui simetria monoclinica (Jiang *et al.* 2001 *in*: Jones *et al.* 2004). Por outro lado, valores intermediários de obliquidade da lineação são associados à deformação com simetria triclinica (Robin e Cruden, 1994; Jones *et al.* 2004).

Jones *et al.* (2004) interpretam que o desenvolvimento de zonas transpressivas é acompanhado, em diversas situações, pela partição da deformação. Em geral, a partição da deformação desenvolve-se em função de anisotropias estruturais pré-existent das rochas afetadas pelo cisalhamento. Outro fator que influi no desenvolvimento da participação da deformação é a dificuldade mecânica causada pela superposição sucessiva de incrementos da deformação sobre estruturas que não estão devidamente alinhadas (Tikoff e Teyssier, 1994).

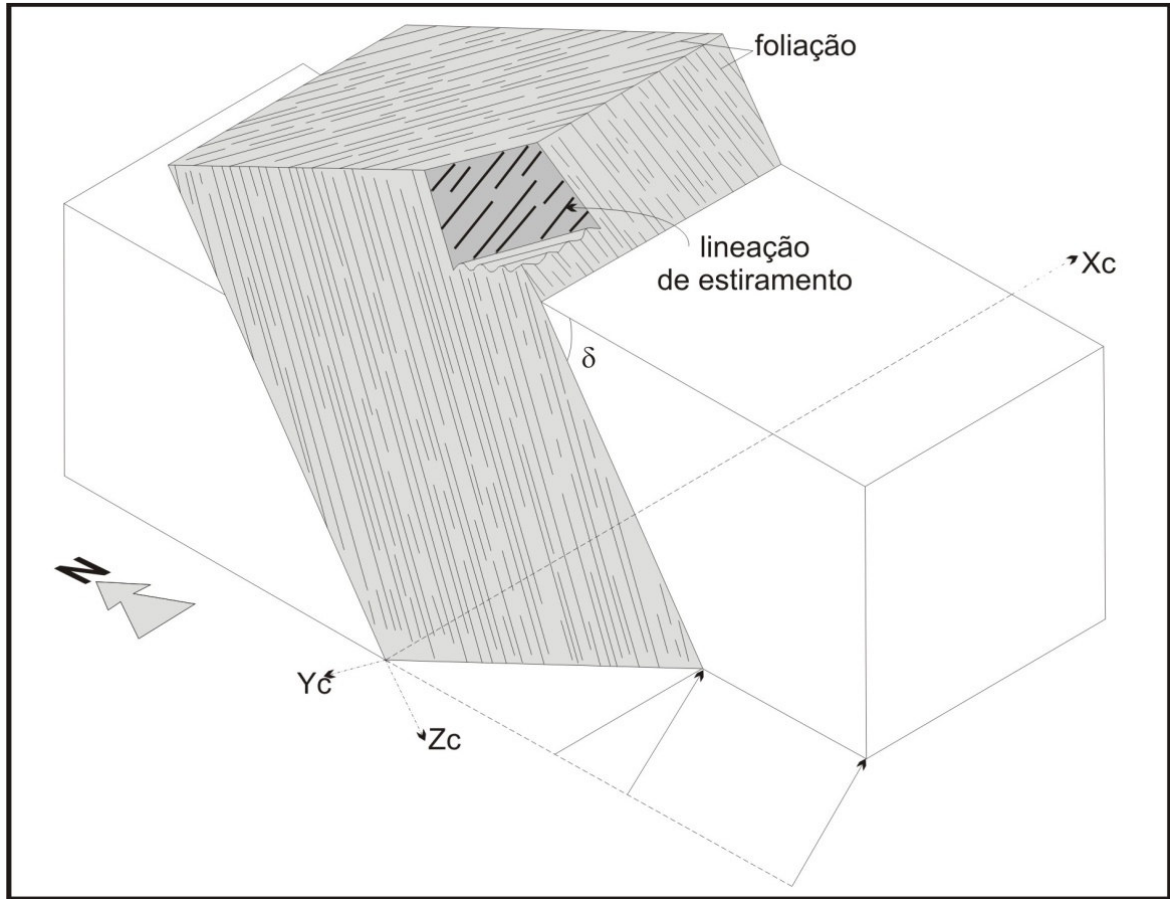


Figura 2.16. Orientação típica de foliações e lineações em zona de transpressão inclinada. A foliação é oblíqua ao limite da zona de cisalhamento de movimentação sinistral (movimento horizontal). Geralmente, a foliação apresenta mergulho mais elevado do que o limite da zona de cisalhamento. Isso ocorre devido ao componente de não-coaxialidade de γ_{zy} (Modificado de Jones *et al.* 2004).

Visando facilitar o entendimento dos aspectos da deformação durante a transpressão inclinada, Jones *et al.* (2004) utilizam o método do triângulo de deformação anteriormente proposto pelos mesmos autores em 1997. Os vértices do triângulo são compostos por três principais componentes de deformação (*end-members*), assim denominados (**Fig. 2.17**): contração, cisalhamento paralelo à direção da zona (*strike-slip*) e cisalhamento paralelo à direção do mergulho (*dip-slip*).

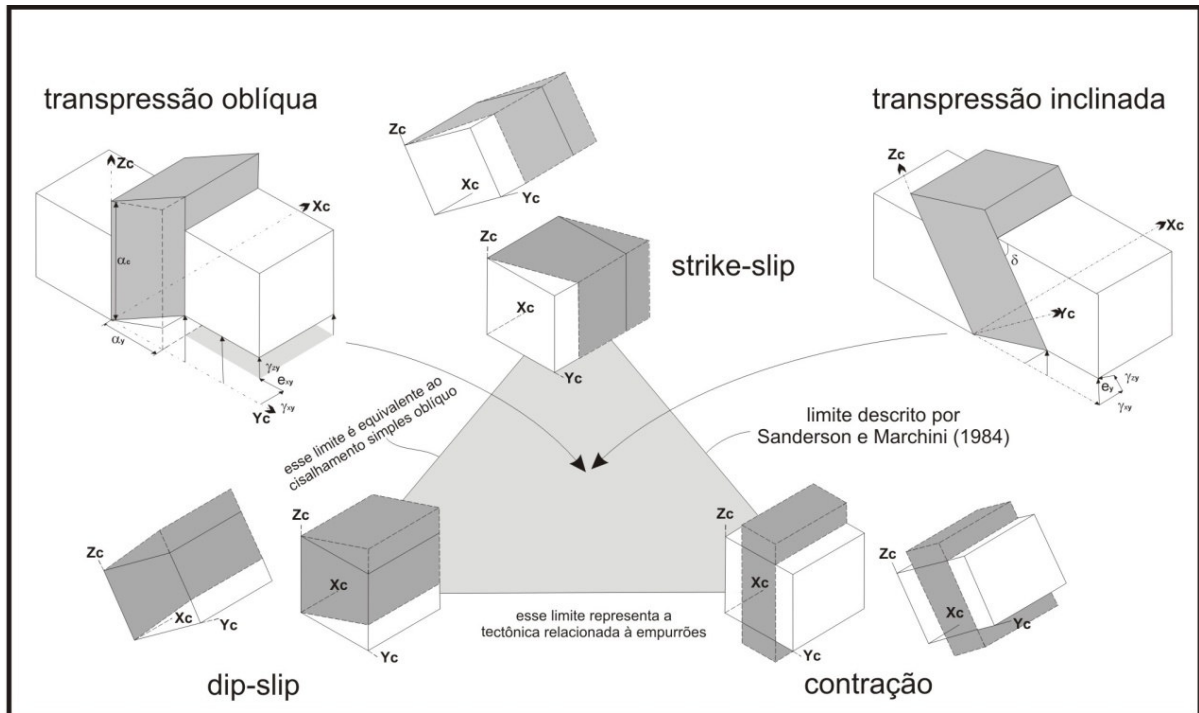


Figura 2.17. Triângulo de deformação exibindo como modelos de transpressão inclinada e oblíqua podem ocorrer durante a deformação. Em geral, a deformação não-coaxial pode ser visualizada de acordo com os três componentes finais de deformação (*end-members*). Em zonas transpressivas naturais existe uma tendência da deformação total, que plota no centro do triângulo, ser particionada em domínios deformacionais coincidentes com a deformação no limite ou vértice do triângulo (Modificado de Jones *et al.* 2004).

A área interna do triângulo representa os casos de transpressão oblíqua e/ou transpressão inclinada. Nos casos em que ocorre partição da deformação, a deformação é distribuída em diferentes domínios do triângulo nas regiões próximas dos vértices ou dos limites (**Fig. 2.18**).

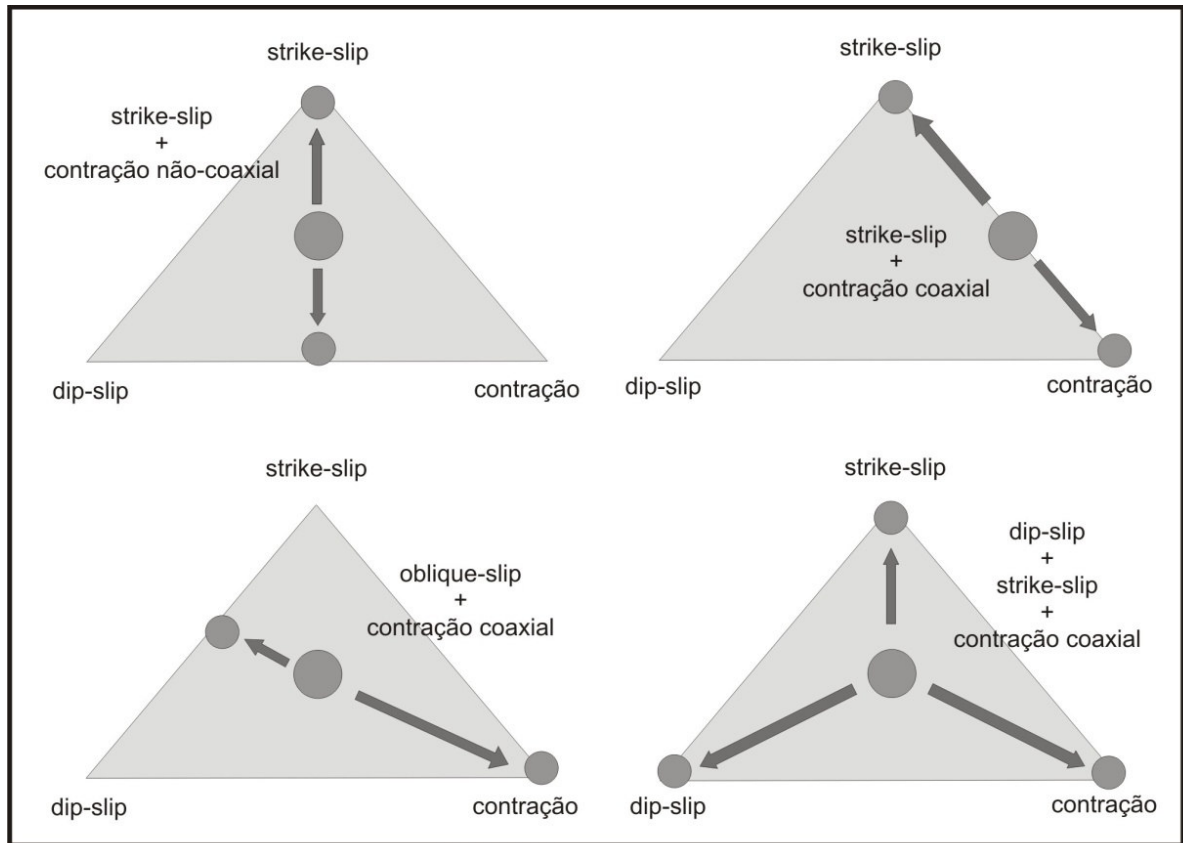


Figura 2.18: Alguns caminhos possíveis de partição da deformação transpressiva em domínios deformacionais que podem ocorrer para casos de transpressão inclinada e/ou oblíqua (Modificado de Jones *et al.* 2004).

CAPÍTULO III. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1. Localização geotectônica da área de estudo

A área de estudo está localizada na porção centro-leste da Província Borborema, definida por Almeida *et al.* (1981) (**Fig. 3.1**) e representada essencialmente por litotipos Pré-Cambrianos e Cambrianos, com uma pequena participação de rochas Cenozóicas. Em uma visão mais detalhada da Província Borborema, a área está inserida no âmbito do Domínio da Zona Transversal, de acordo com a proposta de Santos (1996, 2000) para a configuração geotectônica da província. Na presente tese, o Domínio da Zona Transversal foi considerado como um segmento da Província Borborema delimitado por duas zonas de cisalhamento de mergulhos íngremes, associadas a uma deformação dúctil dextral, orientadas na direção W-E (**Fig. 3.2**), denominadas de Zona de Cisalhamento Patos (limite norte) e Zona de Cisalhamento Pernambuco (limite sul).

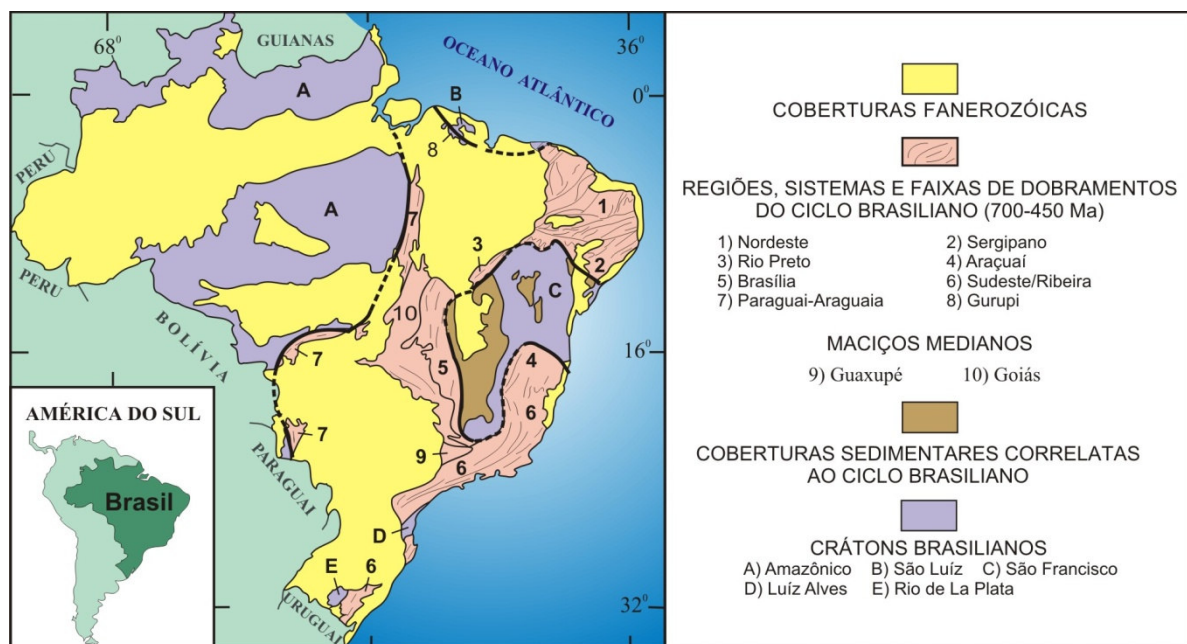


Figura 3.1. Compartimentação do território brasileiro, segundo Schobbenhaus *et al.* (1984). A Província Borborema de Almeida *et al.* (1981), compreende a Região de Dobramentos Nordeste e a Faixa Sergipana (áreas 1 e 2 na figura).

3.2. Os principais modelos de evolução geotectônica propostos para a Província Borborema

A Província Borborema foi abordada na literatura por uma série de trabalhos durante as décadas de 70 e 80, tais como: Brito Neves (1975 e 1983), Almeida *et al.* (1981), Santos & Brito Neves (1984), Santos *et al.* (1984), Jardim de Sá *et al.* (1988), Caby *et al.* (1991), dentre outros. Esses trabalhos tratavam sobre propostas e modelos diferentes sobre a evolução monocíclica ou policíclica da província.

Durante a década de 90 surgiram outras propostas de compartimentação para a Província Borborema (Jardim de Sá *et al.* 1992; Santos, 1996 e Santos *et al.* 1999). Os trabalhos focavam, principalmente, em modelos baseados nos conceitos de terrenos alóctones/exóticos de Coney *et al.* (1980), Coney (1989) e Howell (1995).

Santos (1996 e 2000) e Santos *et al.* (1999) sugeriram uma compartimentação tectônica para a Província Borborema, utilizando o modelo de terrenos tectonoestratigráficos (alóctones). Os autores adotaram uma divisão simplificada da Província em domínios (ou super-terrenos) compostos por um grupo de terrenos tectonoestratigráficos. Nessa concepção, a região envolvida na área de estudo estaria inserida no contexto do domínio da Zona Transversal (**Fig. 2.2**).

Santos (1996) e Santos *et al.* (1999) consideraram o domínio da Zona Transversal como um segmento crustal com estratigrafia e evolução tectônica distintas dos domínios adjacentes, estando delimitado por zonas de cisalhamento marcantes/profundas consideradas como prováveis suturas tectônicas. Esse domínio foi subdividido, de oeste para leste, nos seguintes terrenos tectonoestratigráficos: Granjeiro, Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe. Segundo essa divisão, a área de estudo englobaria porções restritas dos Terrenos Alto Moxotó e Rio do Capibaribe.

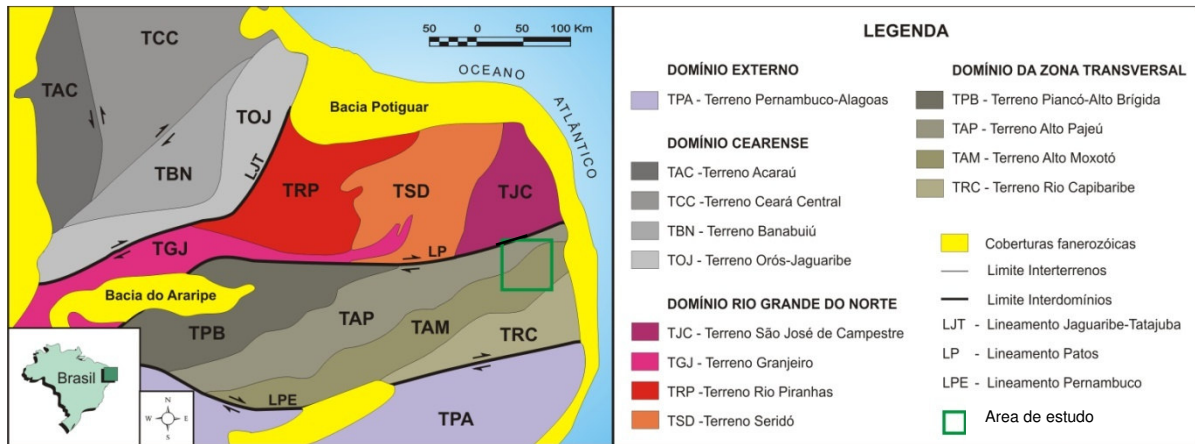


Figura 3.2. Compartimentação do segmento central e norte da Província Borborema em domínios (ou super-terrenos) e terrenos tectono-estratigráficos, segundo Santos (1999 e 2000).

Contribuindo para a análise e aplicação do modelo de terrenos alóctones na porção norte da Província Borborema, Jardim de Sá *et al.* (1997) e Campelo (1999), a partir da integração e interpretação de dados gravimétricos, sugeriram algumas zonas de cisalhamento com potencial para serem consideradas como estruturas profundas/suturas, sendo elas: Patos, Sobral-Pedro II, Picuí-João Câmara, Remígio-Pocinhos, Senador Pompeu, Tauá e Portalegre. Dentre estas zonas de cisalhamento, as três primeiras foram consideradas como estruturas mais prováveis de serem suturas.

Nesta linha de abordagem, Oliveira (2008) a partir de uma gama maior de dados geofísicos propôs a compartimentação da Província Borborema em domínios e subdomínios geofísico-tectônicos. Segundo esta proposta de compartimentação da Província, a área de trabalho englobaria o Domínio da Zona Transversal com segmentos dos subdomínios Alto Moxotó e Rio Capibaribe (**Fig. 2.3**).

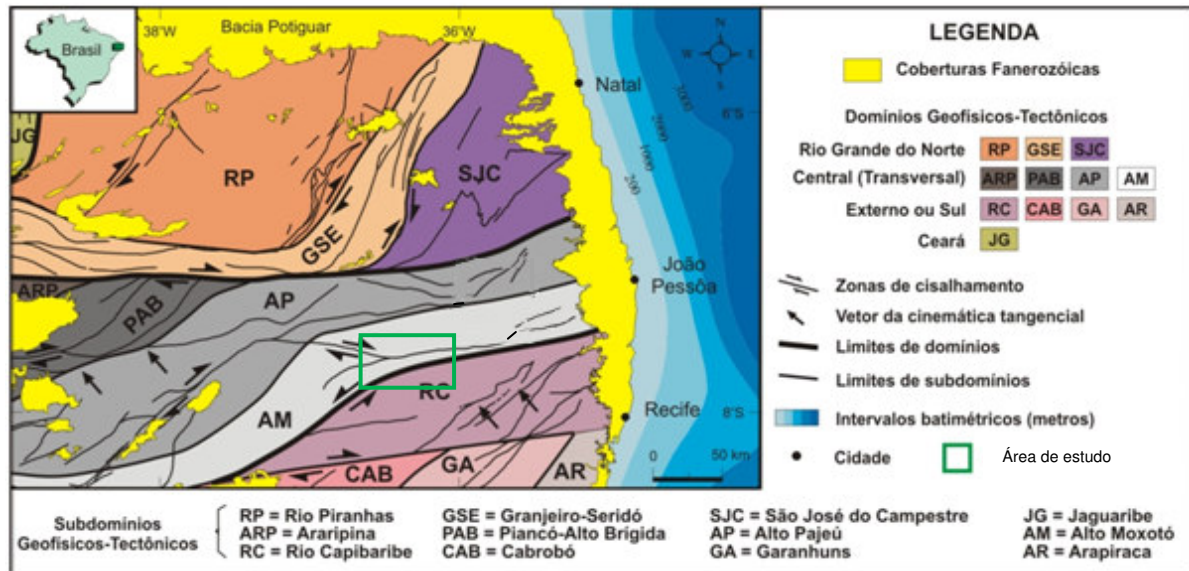


Figura 3.3. Divisão da porção setentrional da Província Borborema em domínios/subdomínios geofísico-tectônicos, segundo Oliveira (2008).

Ao longo da década de 90, uma proposta de um evento contracional no início do Neoproterozóico (aproximadamente 1Ga.) contribuiu para a consolidação do modelo de terrenos tectono-estratigráficos na Zona Transversal (Brito Neves *et al.* 1995). Esse evento foi denominado de Orogenia Cariris Velhos (Brito Neves *et al. op. cit.*), sendo fundamentado em estudos geocronológicos de ortognaisses e rochas metavulcânicas félsicas a intermediárias com idades entre 900-1000Ma (Brito Neves *et al.* 1995; Van Schmus *et al.* 1995; Kozuch *et al.* 1997; Brito Neves *et al.* 2000, 2001; Kozuch, 2003). Segundo os autores, as sucessões metavulcânicas e metassedimentares do Subdomínio Alto Pajeú representariam uma assembléia de rochas de arco-subducção intrudidas por granitos sincollisionais. Segundo Neves *et al.* (2006), outros autores obtiveram assinaturas geoquímicas típicas de magmas intraplacas para as rochas metavulcânicas e/ou metaplutônicas do Subdomínio Alto Pajeú (Bittar e Campos Neto, 2000; Bittar *et al.* 2001; Neves, 2003; Guimarães e Brito Neves, 2004 *in*: Neves *et al.* 2006). Santos e Medeiros (1999), utilizando a concepção da Orogenia Cariri Velhos, interpretaram o Subdomínio Alto Pajeú como um dos quatro terrenos tectonoestratigráficos amalgamados durante as orogenias Cariris Velhos e Brasiliana. Segundo os autores, a amalgamação desses terrenos foi importante na construção final do arcabouço estrutural da Zona Transversal.

Nos últimos 10 anos (1999-2009), uma série de trabalhos tem discutido a relevância da aplicação do conceito de terrenos tectono-estratigráficos para a porção leste da Zona Transversal (Neves e Mariano, 1999; Mariano *et al.* 2001; Neves,

2003; Neves *et al.* 2000, 2006, 2008, 2009a e 2009b). Consequentemente, discussões sobre a evolução crustal e tectônica para a Zona Transversal foram retomadas. Os trabalhos abordaram a significância de zonas de cisalhamento como limite de terrenos (Neves e Mariano, 1999), interpretações de dados isotópicos (Sm-Nd) em terrenos distintos (Mariano *et al.* 2001), análises litogeoquímicas comparativas entre unidades metassedimentares semelhantes localizadas em terrenos tectono-estratigráficos vizinhos (Neves *et al.* 2009a) e novos dados geocronológicos (U-Pb) para diferentes terrenos ao longo da porção leste da Zona Transversal (Neves 2003; Neves *et al.* 2000, 2006, 2009a e 2009b).

Considerando os modelos disponíveis na literatura, mapas geológicos pretéritos da região, além da cartografia geológica e os dados obtidos nessa tese, a área de estudo foi tratada como um segmento da porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal. As regiões tratadas em trabalhos prévios como segmentos de terrenos tectono-estratigráficos foram consideradas apenas como subdomínios geográficos, sem conotação genética (**Fig. 3.4**).

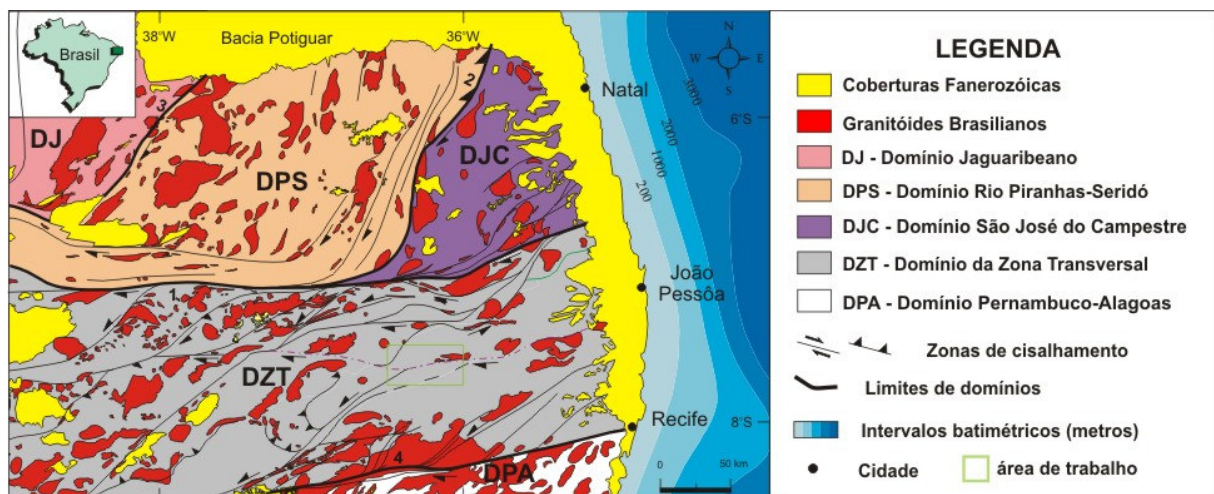


Figura 3.4. Compartimentação em domínios tectônicos utilizada no presente estudo.

3.3. Síntese das idades e/ou eventos ligados à evolução tectônica do Domínio da Zona Transversal

O embasamento gnáissico dos Subdomínios Alto Moxotó e Rio Capibaribe são caracterizados por ortognaisses migmatíticos, bandados de composição expandida com termos monzodioríticos a graníticos. Datações U-Pb em zircão indicaram idades de cristalização dos protólitos em torno de 2.1Ga. (Santos, 1995; Van Schmus *et al.*

1995; Brito Neves *et al.* 2000, 2001; Sá *et al.* 2002; Santos *et al.* 2004; Neves *et al.* 2006). Alguns destes autores correlacionaram essas rochas à ambientes de arco vulcânico ou de margem continental ativa, levando em consideração as características geoquímicas (Santos, 1995; Sá *et al.* 2002). Neves *et al.* (2006) utilizou datações U-Pb em zircão em torno de 2.05Ga., obtidas em camadas máficas de ortognaisses bandados, como idade de metamorfismo para o evento tectônico do Riacciano (Transamazônico). Datações SHRIMP U-Pb realizadas em metassedimentos do Complexo Sertânia obtiveram idades entre 2.1 e 2.0Ga. (Santos *et al.* 2004). No entanto, Neves *et al.* (2009b) obtiveram dados geocronológicos recentes para metassedimentos correlacionados ao Complexo Sertânia, sugerindo idades máximas de deposição em 642Ma.

No subdomínio Rio Capibaribe, alguns *augen* ortognaisses de composição granítica (1.5Ga.) e metanortositos (1.7Ga.) foram interpretados como rochas de ambiente continental intraplaca de idade Paleo a Mesoproterozóica (Sá *et al.* 2002; Accioly *et al.* 2000).

Diversas idades U-Pb em zircão em torno de 1000-970Ma foram obtidas em rochas metavulcânicas e metaplutônicas do Subdomínio Alto Pajeú (Brito Neves *et al.* 1995; Van Schmus *et al.* 1995; Kozuch *et al.* 1997; Brito Neves *et al.* 2000; Kozuch (2003) e Medeiros (2004). Esse evento foi denominado inicialmente de Orogenia Cariris Velhos, embora evidências de metamorfismo associado a este evento ainda não tenham sido relatadas na literatura.

Segundo Neves *et al.* (2006) a idade de cristalização em torno de 626Ma de leucossomas de paragnaisses migmatíticos com idades de deposição de 665Ma e a idade Neoproterozóica (625Ma) de zircões magmáticos em camadas félsicas de ortognaisses bandados Paleoproterozóicos no Subdomínio Rio Capibaribe funcionaram como marcadores do evento metamórfico de alto grau no Ediacarano (610-630Ma), associado à Orogênese Brasileira. Esse evento metamórfico foi associado ao desenvolvimento da foliação de mergulho moderado a baixo observada no Domínio da Zona Transversal (Medeiros, 2004; Guimarães *et al.* 2004; Neves *et al.* 2005, 2006).

Dados geocronológicos e estruturais recentes demonstraram que o desenvolvimento das Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco foi posterior à intrusão de Plutons graníticos mais antigos do que 590Ma. (Guimarães e Silva Filho,

1998; Neves *et al.* 2000, 2004; Souza *et al.* 2006; Archanjo *et al.* 2008). Nesse sentido, o desenvolvimento das principais zonas de cisalhamento da zona Transversal foi posterior a deformação e metamorfismo regional em torno de 610-630Ma.

Uma versão simplificada das idades e/ou eventos ligados à evolução tectônica da Zona Transversal foi sintetizada na Tabela 3.1, visando uma melhor compreensão dos dados disponíveis na literatura.

Tabela 3.1. Dados disponíveis na literatura referentes à evolução tectônica da Zona Transversal da Província Borborema.

Eventos	Idades	Referências
<i>Formação de crosta Paleo proterozóica (rochas do embasamento) no Riaciano.</i>	2.2-2.1 Ga	Santos, 1995; Van Schmus <i>et al.</i> 1995; Brito Neves <i>et al.</i> 2000, 2001; Sá <i>et al.</i> 2002; Santos <i>et al.</i> 2004; Neves <i>et al.</i> 2006
<i>Evento metamórfico durante o Riaciano</i>	2.05-2.03 Ga	Neves <i>et al.</i> 2006
<i>Magmatismo pós-metamorfismo no Riaciano</i>	1.99-1.97 Ga	Neves <i>et al.</i> 2006
<i>Magmatismo intraplaca (anorogênico) no Estateriano</i>	1.7-1.5 Ga	Accioly <i>et al.</i> 2000; Sá <i>et al.</i> 2002
<i>Evento Cariris Velhos no final do mesoproterozóico início do Neoproterozóico</i>	1000-970 Ma	Brito Neves <i>et al.</i> 1995; Van Schmus <i>et al.</i> 1995; Kozuch <i>et al.</i> 1997; Brito Neves <i>et al.</i> 2000; Kozuch, 2003 e Medeiros, 2004).
<i>Evento metamórfico no Ediacarano concomitante ao desenvolvimento da foliação de mergulho moderado a baixo (Orogênese Brasileira)</i>	630-610 Ma	Medeiros, 2004; Guimarães <i>et al.</i> 2004 Neves <i>et al.</i> 2005, 2006
<i>Desenvolvimento das principais Zonas de Cisalhamento na Zona Transversal</i>	590-575 Ma	Neves <i>et al.</i> 2000, 2004; Souza <i>et al.</i> 2006; Archanjo <i>et al.</i> 2008

CAPÍTULO IV. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS ENVOLVIDAS NA ÁREA DE ESTUDO

4.1. Descrição das Unidades Geológicas

As Unidades Geológicas foram descritas de acordo com o posicionamento estratigráfico, da mais antiga para a mais nova, utilizando o mapa geológico simplificado como referência para a localização das unidades (**Fig. 4.1**). O posicionamento estratigráfico foi determinado através de relações estruturais e a partir de dados geocronológicos adquiridos na presente tese e/ou disponíveis na literatura (**Fig. 4.2**).

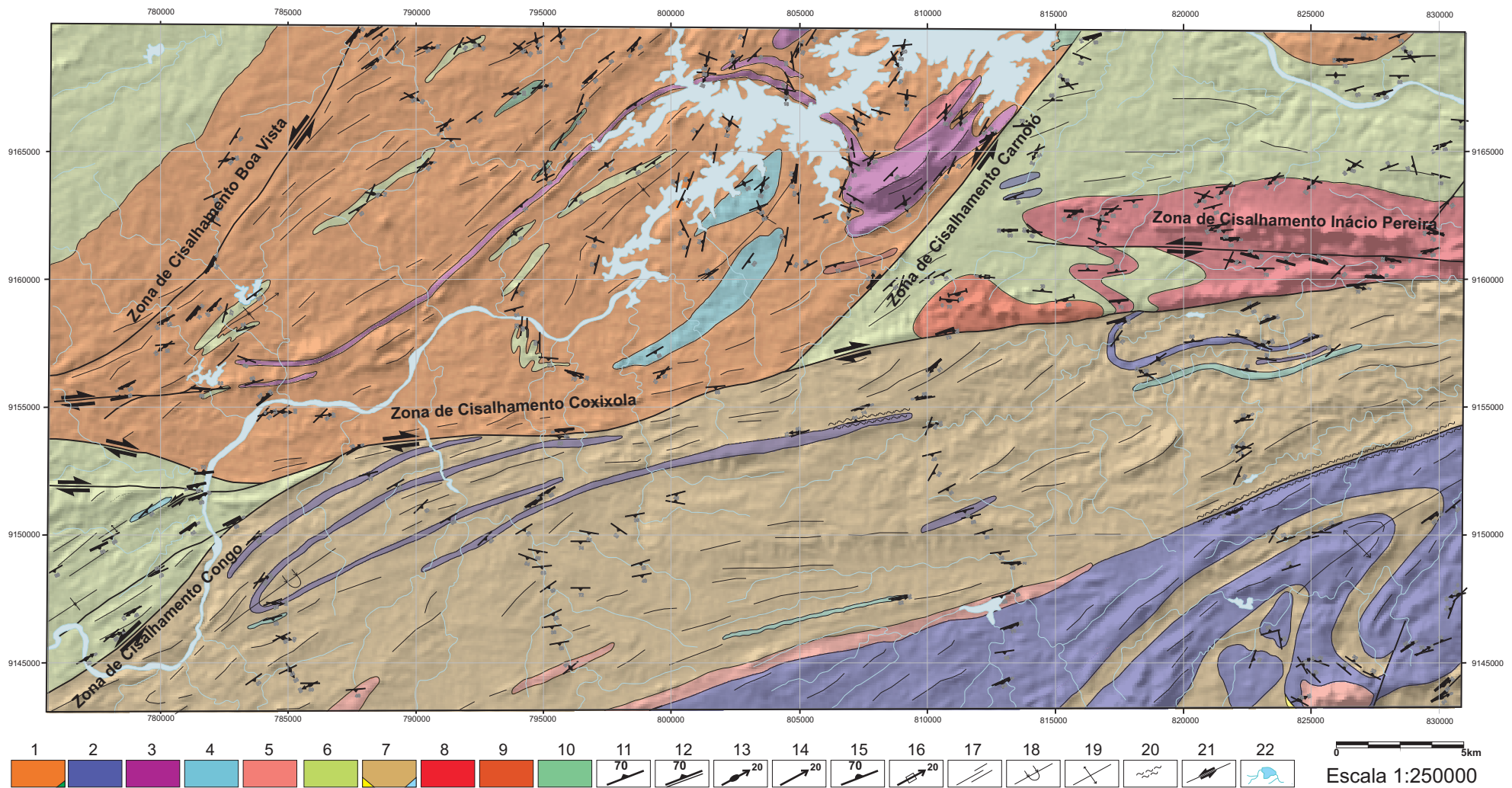
4.1.1. Complexo Salgadinho

As rochas que compõem este complexo ocorrem na porção sul-sudeste da área mapeada. Nessa região, este complexo foi referido inicialmente como a Unidade P γ do mapa geológico da Folha Jaguaribe NE (Ferreira, 2000), formada por ortognaisses de composição granodiorítica, monzogranítica e sienogranítica migmatizado com intercalações de anfibolito e leptinito. Na concepção de Santos *et al.* (2002), a área correspondente ao Complexo Salgadinho foi englobada no Complexo Gnáissico-Migmatítico (Pgm/P γ), caracterizada pela ocorrência de ortognaisses de composição granítica a tonalítica com porções migmatizadas. Durante a preparação do mapa geológico ao milionésimo do território nacional, Angelim *et al.* (2004) utilizaram a denominação Complexo Salgadinho para as mesmas rochas descritas anteriormente por Ferreira (2000) e Santos *et al.* (2002). Na presente tese, o termo Complexo Salgadinho foi mantido em virtude da semelhança das rochas encontradas na área com aquelas previamente descritas na literatura por Angelim *et al.* (*op. cit.*).

Os afloramentos relacionados ao Complexo Salgadinho são encontrados em leitos de rio/riachos ou sob a forma de lajedos com expressão topográfica positiva na região. Esse complexo é composto por \pm magnetita-hornblenda-biotita ortognaisses migmatíticos de composição tonalítica a granodiorítica com alguns termos graníticos. Enclaves de rochas metamáficas, por vezes boudinados, são observados com frequência.

O \pm magnetita-hornblenda-biotita ortognaisse é cinza de granulação que varia entre fina e média e índice de cor meso a melanocrático. Quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda, k-feldspato, titanita, zircão, magnetita e epidoto compõem a mineralogia dessa rocha. Em determinadas porções, este ortognaisse possui bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico caracterizado pela intercalação entre bandas enriquecidas em anfibólio e biotita, e bandas formadas por quartzo, plagioclásio e \pm K-feldspato (**Fig. 4.3a**). Na maioria dos afloramentos esta rocha possui bandamento migmatítico de ordem decimétrica, caracterizado pela intercalação entre o leucossoma quartzo-feldspático com magnetita e o mesossoma formado pelo hornblenda-biotita ortognaisse com poucos cristais de magnetita disseminados na matriz (**Fig. 4.3b**). Em algumas porções, esses leucossomas são predominantes nos afloramentos, possibilitando que essas rochas sejam cartografadas na escala de trabalho. Cristais de magnetita e anfibólio (hornblenda?) com 1 a 3cm. de comprimento podem ser observados nos leucossomas (**Fig. 4.3d**).

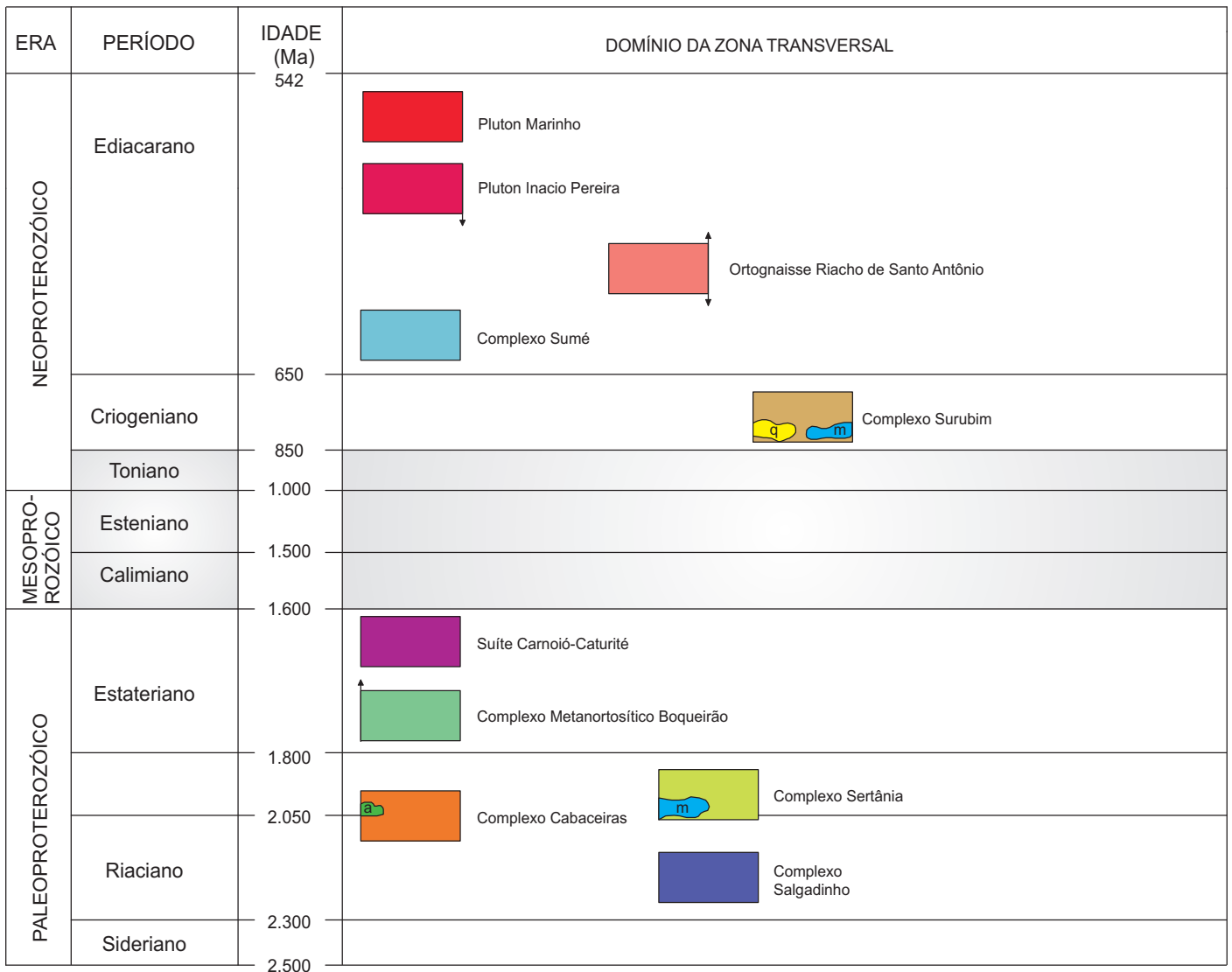
As rochas metamáficas (gabros e/ou dioritos anfibolitizados) são compostas essencialmente por anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio, k-feldspato e biotita com titanita, calcita e apatita como acessórios. Eles ocorrem como *boudins* centimétricos a decimétricos com *necks* preenchidos por material quartzo-feldspático (**Fig. 4.3c**). Eventualmente, estas rochas ocorrem como camadas contínuas de espessura centimétrica.



1. Complexo Cabaceiras: + anfibólio-biotita ortognaisses migmatíticos de composição granítica com intercalações de ortoanfibolitos; 2. Complexo Salgadinho: anfibólio-biotita-ortognaisses bandados, migmatíticos de composição granodiorítica a tonalítica com magnetita; 3. Suíte Carnoió-Caturité: anfibólio ortognaisses de composição granítica a sienogranítica; 4. Complexo Sumé: biotita ortognaisses de composição granítica a granodiorítica, noritos foliados e raras ocorrências Fe; 5. Ortognaisse Riacho de Santo Antônio: augen microclina ortognaisses sienograníticos; 6. Complexo Sertânia: ± sillimanita-granada-biotita gnaisses bandados/migmatíticos ou xistos, com raras intercalações de mármore e quartzitos; 7. Complexo Surubim: ± sillimanita-granada-biotita gnaisses e/ou xistos com intercalações de mármore e muscovita quartzitos; 8. Pluton Inácio Pereira: Anfibólio monzo a sienogranitos porfiroclásticos, foliados, por vezes, miloníticos; 9. Pluton Marinho: monzogranitos porfíricos; 10. Complexo Metanortosítico Boqueirão: anortositos e gabros; 11. Foliação; 12. Foliação milonítica; 13. Lineação de estiramento; 14. Lineação mineral ou de interseção; 15. Foliação magmática; 16. Lineação de fluxo; 17. Lineamentos; 18. Sinforme invertida; 19. Antiforme; 20. Faixa milonítica; 21. Zonas de cisalhamento com sentido de movimento; 22. açude e rede de drenagem.

Figura 4.1. Mapa geológico da área, ressaltando as principais Unidades litológicas.

RELAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS



Complexo Salgadinho: anfibólio-biotita-ortognaises bandados, migmatíticos de composição granodiorítica a tonalítica com magnetita;

Complexo Cabaceiras: ± anfibólio-biotita ortognaises migmatíticos de composição granítica com intercalações de ortoanfibolitos;

Complexo Sertânia: ± sillimanita-granada-biotita gnaisses bandados/migmatíticos ou xistos, com raras intercalações de mármore e quartzitos;

Complexo Metanortosítico Boqueirão: anortositos e gabros;

Suíte Carnoió-Caturité: anfibólio ortognaises de composição granítica a sienogranítica;

Complexo Surubim: ± sillimanita-granada-biotita gnaisses e/ou xistos com intercalações de mármore e muscovita quartzitos;

Complexo Sumé: biotita ortognaises de composição granítica a granodiorítica, noritos foliados e raras ocorrências Fe;

Ortognaisse Riacho de Santo Antônio: augen microclina ortognaises sienograníticos;

Pluton Inácio Pereira: Anfibólio monzo a sienogranitos porfiroclásticos, foliados, por vezes, miloníticos;

Pluton Marinho: monzogranitos porfíricos;

Figura 4.2: Quadro ilustrativo para o posicionamento tectono-estratigráfico proposto para as unidades geológicas da área de estudo.

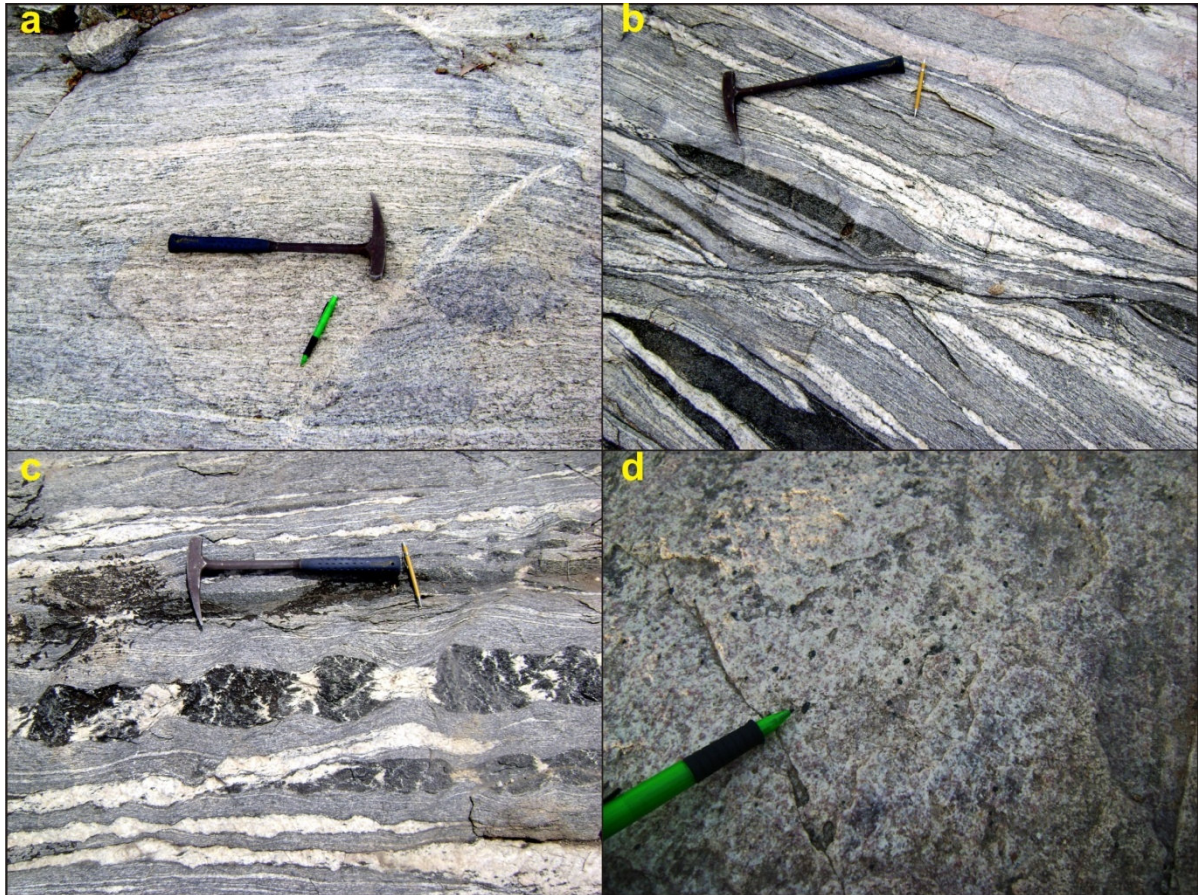


Figura 4.3. (a) Aspecto de campo do bandamento gnáissico milimétrico em hornblenda-biotita ortognaisse do Complexo Salgado (afloramento DR-78); (b) Bandamento migmatítico caracterizado pela intercalação centimétrica de leucossomas graníticos com o mesossoma formado por hornblenda-biotita ortognaisse. Nota-se a ocorrência de camadas centimétricas de rocha metamáfica (anfíbolitos) e banda de cisalhamento dúctil sinistral; (c) *Boudins* assimétricos em camada de rocha metamáfica, com *necks* preenchidos por material de composição granítica (DR-89); (d) Detalhe de leucossoma granítico repleto de cristais de magnetita em afloramento do Complexo Salgado (DR-77). Em todas as fotos a ponta da lapiseira está apontada para o Norte.

4.1.2. Complexo Cabaceiras

Esse complexo foi estudado inicialmente por Caldasso (1968). O autor denominou como Grupo Cabaceiras um conjunto de rochas migmatíticas de derivação ígnea que ocorrem nos arredores de Cabaceiras no Estado da Paraíba. O termo complexo foi utilizado pela primeira vez por Angelim *et al.* (2004) durante a preparação do mapa geológico ao milionésimo do território nacional (Folha Jaguaribe SB-24), produzido pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM). Os autores adotaram o termo Complexo Cabaceiras para uma série de ortognaisses com composição tonalítica, granodiorítica e granítica.

Lages *et al.* (2009) descreveram o Complexo Cabaceiras, com base em dados de campo, petrográficos e geoquímicos, como ortognaisses de composição expandida (tonalito-granodiorito-granito) de afinidade cálcio-alcálica, gerados em ambiente de arco vulcânico. Segundo os autores, o Complexo Cabaceiras possui características petrográficas e geoquímicas semelhantes a ortognaisses Paleoproterozóicas constituintes do embasamento do domínio da Zona Transversal, reconhecidos na literatura como Complexo Floresta (Santos, 1995; Brito Neves *et al.* 2001; Santos *et al.* 2004).

O Complexo Cabaceiras ocorre na porção norte - noroeste da área mapeada. As melhores exposições de afloramentos são encontradas sob a forma de lajedos sem expressão no relevo da região ou em leitos de rios e/ou riachos. Esse complexo é composto por \pm hornblenda-biotita ortognaisses migmatíticos de composição granítica a granodiorítica, incluindo termos tonalíticos e expressivas intercalações de ortoanfibolitos (metagabros anfibolitizados?) e granada anfibolitos.

O \pm hornblenda-biotita ortognaisse possui granulação média, índice de cor leuco a mesocrático e bandamento gnáissico-migmatítico irregular (**Fig. 4.4a**). Esse bandamento é caracterizado pela intercalação, de ordem centimétrica a decimétrica, entre bandas de coloração cinza formados por quartzo, feldspato, biotita e hornblenda e bandas de coloração branca ou levemente amarelados, enriquecidos em quartzo, plagioclásio e/ou K-feldspato com raras ocorrências de biotita e anfibólio. Estruturas típicas de migmatização (estromática e *schlieren*) são observadas com frequência nos afloramentos desse litotipo. Eventualmente, essas

rochas estão milonitizadas e a sua textura gnáissica-migmatítica são obliteradas (**Fig. 4.4b**).

O ortoanfibolito é cinza escuro, por vezes, esverdeado, melanocrático com granulação que varia entre fina e média e textura granoblástica a granolepidoblástica. Hornblenda, clinopiroxênio, plagioclásio e biotita secundária perfazem a composição mineralógica da rocha. Esse litotipo ocorre como camadas métricas a quilométricas em contato abrupto com o anfibólio-biotita ortognaisse ou como *schlierens* de espessura e comprimento que variam na ordem decimétrica a métrica, respectivamente (**Fig. 4.4c**). Em algumas porções, essa rocha é identificada com um bandamento centimétrico proporcionado pela intercalação entre camadas ricas em quartzo e feldspato e camadas formadas essencialmente por anfibólio, clinopiroxênio e plagioclásio.

O granada anfibolito é cinza escuro, inequigranular, melanocrático, com granulação que varia entre fina e média. Essa rocha é caracterizada por uma textura coronítica peculiar proporcionada por cristais de granada com até 0,5cm de diâmetro, envolvidos por cristais milimétricos de plagioclásio (**Fig. 4.4d**). Estruturas simplectíticas de hornblenda e plagioclásio nas bordas dos cristais de granada são identificados em algumas amostras. A composição mineralógica é formada por granada, hornblenda, plagioclásio e raros cristais de quartzo. O modo de ocorrência é semelhante ao ortoanfibolito, entretanto, as exposições de granada anfibolito nos afloramentos são geralmente inferiores.

Na região localizada a nordeste da área de trabalho, próximo a Itatuba na porção sul da Folha Campina Grande (SB-25-Y-C-I), escala 1: 100.000, ocorrem rochas metamáficas (anfibolitos e granada piroxenitos) associadas a mineralizações de Fe-Ti (Almeida *et al.* 2009). Essas rochas metamáficas da região de Itatuba e de outras regiões da Zona Transversal têm sido interpretadas como retroeclogitos (Beurlen *et al.* 1991; Beurlen *et al.* 1992; Almeida *et al.* 1997; Almeida *et al.* 2009) correlacionáveis a uma provável sutura tectônica do Paleoproterozóico (Almeida *et al.* 2005; Almeida *et al.* 2009).

Apesar da semelhança litológica que se observa entre as rochas metamáficas identificadas nesse trabalho com aquelas estudadas na região de Itatuba (ver Almeida *et al.* 2009), a correlação litoestratigráfica regional e geodinâmica deve

executada com cautela. Segundo Almeida *et al.* (2009) apenas as metamáficas da região de Itatuba suportam condições metamórficas condizentes com a fácies eclogito. Rochas metamáficas da região de Itabaiana, 200km ao leste de Itatuba, possuem características petrográficas/texturais equivalentes com equilíbrio metamórfico na fácies anfibolito. Nesse sentido, novos dados petrográficos, geocronológicos, geoquímicos e de química mineral são necessários para efetuar uma correlação mais sólida entre as rochas metamáficas que ocorrem associadas ao ortognaisses do embasamento na Zona Transversal, como no caso específico do Complexo Cabaceiras.

As relações temporais entre o hornblenda-biotita gnaiss e o ortoanfibolito não podem ser estabelecidas com clareza na escala mesoscópica. Visando caracterizar a relação cronológica entre esses dois litotipos, uma amostra (DR-150) do ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras foi coletada para a realização da análise geocronológica através do método U-Pb (LA-MC-ICPMS).

A análise de 11 (onze) zircões permite a individualização de dois grupos de idades distintas que definem duas trajetórias no diagrama concórdia. O grupo formado por zircões mais velhos constituem cristais maiores que aqueles presentes no grupo formado por zircões mais jovens. Um grupo, formado por 6 (seis) zircões, fornece uma idade aparente de $2,042 \pm 11$ Ma, enquanto, o outro grupo, formado por 5 (cinco) zircões, resulta em uma idade de $1,996 \pm 13$ Ma (**Fig. 4.5**). Em ambos os grupos, todos os zircões se posicionaram próximos à concórdia, ainda que um espalhamento maior no grupo formado por zircões mais jovens seja observado no diagrama concórdia (**Fig. 4.6**).

A individualização entre dois grupos de idades diferentes sugere a existência de eventos distintos. As razões Th/U ($\geq 0,3$) observadas para os zircões do grupo com idade mais antiga são típicas de zircões ígneos (Tab. 4.1). Este fato, leva a suposição que a idade de $2,042 \pm 11$ Ma representa a cristalização ígnea do protólito do ortoanfibolito. Por outro lado, a idade de $1,996 \pm 13$ Ma é interpretada como representante de um evento metamórfico no Riacciano, onde as razões Th/U ($\leq 0,1$) obtidas para o grupo de zircões são mais jovens (Tab. 4.2).

Datações recentes realizadas no \pm anfibólio-biotita ortognaiss do Complexo Cabaceiras sugerem uma idade Paleoproterozóica (2.050Ma) para essa rocha

(Lages, 2010 - *no prelo*). Dessa forma, o anfibólio biotita gnaiss e o ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras estão relacionados ao mesmo evento tectono-magmático. As discussões e implicações geodinâmicas dessas idades com outras obtidas na Zona Transversal são apresentadas no Capítulo 6.

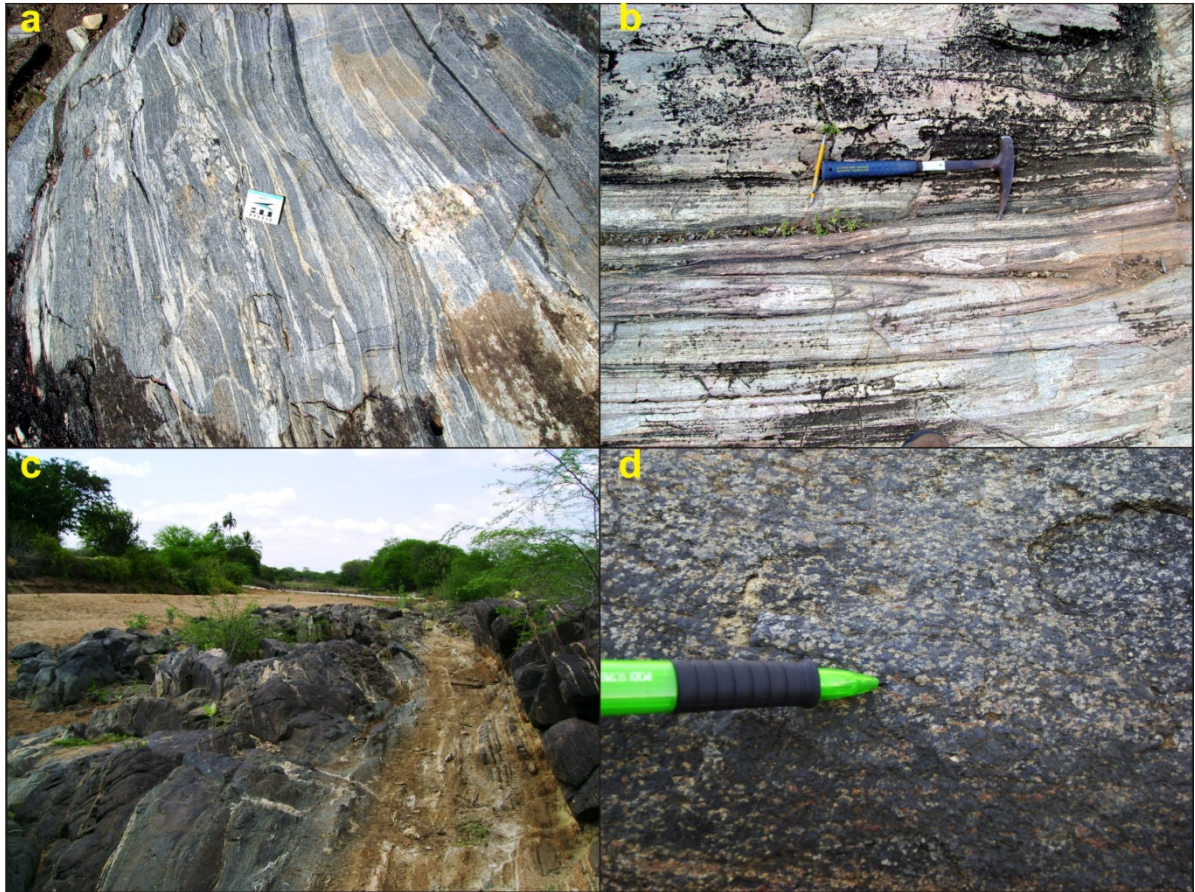


Figura 4.4. (a) Biotita ortogneisse migmatítico com bandamento irregular centimétrico, caracterizado pela intercalação entre leucossomas formados por quartzo e feldspato e camadas (mesossoma) constituídas por biotita, quartzo e feldspato (Afloramento DR-39); (b) Biotita ortogneisse do Complexo Cabaceiras com textura milonítica bem desenvolvida. Nota-se dobras isoclinais, sin-miloníticas com eixo de caimento elevado, posicionadas no centro da figura (DR-37); (c) Aspecto de campo de camada métrica de ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras (DR-37B); (d) Detalhe de cristais de granada envolvidos por cristais milimétricos de plagioclásio (textura coronítica) em granada anfibolito do Complexo Cabaceiras (DR-132).

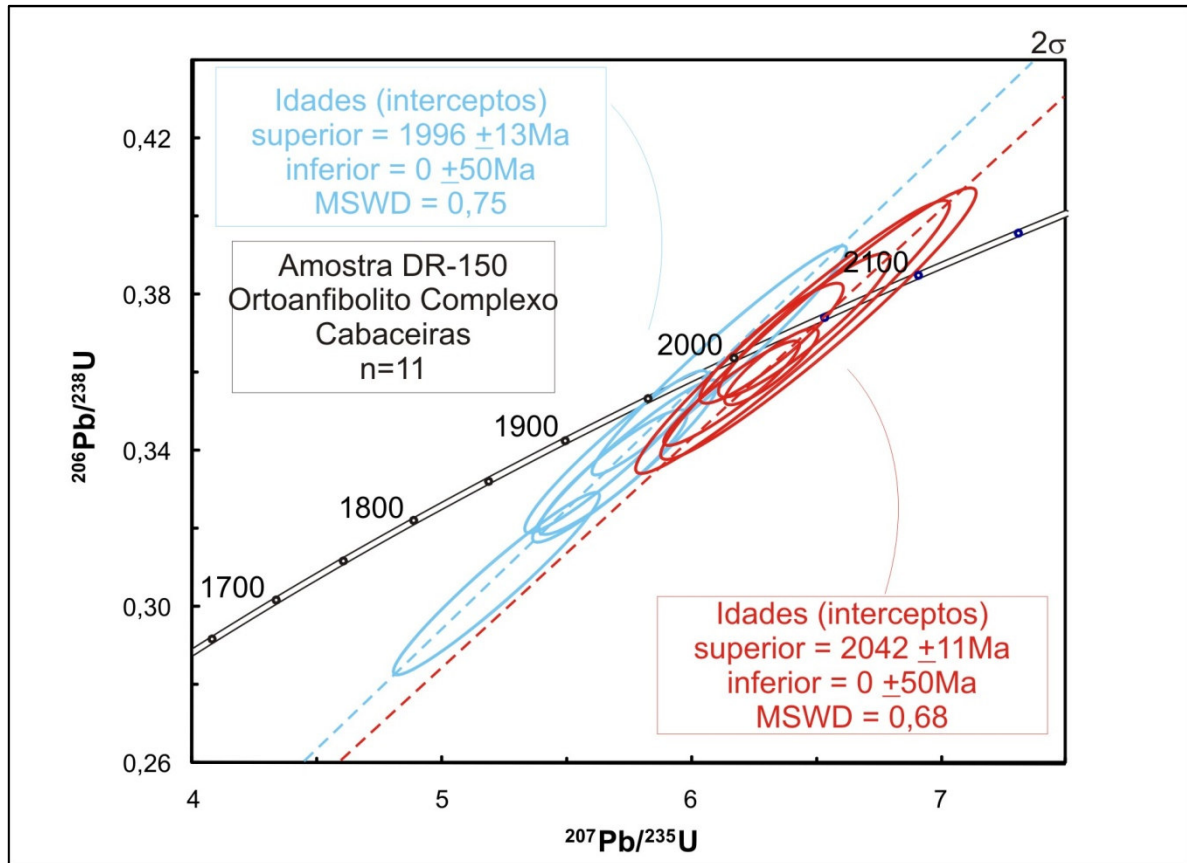


Figura 4.5. Diagrama concórdia U-Pb da amostra DR-150, em ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras. A assembléia de zircões caracteriza dois grupos de idades distintas.

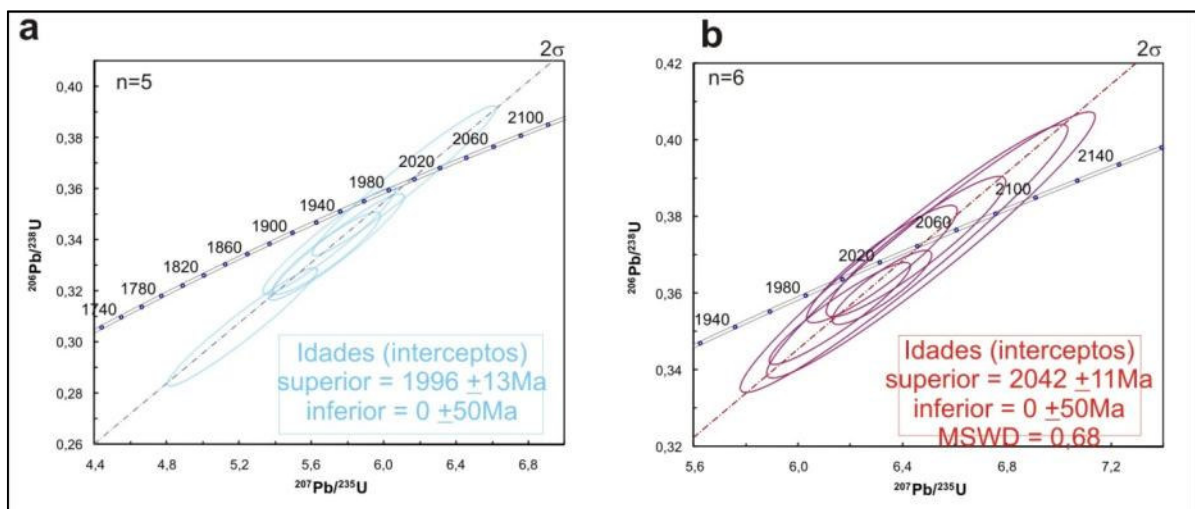


Figura 4.6: Ampliação do diagrama concórdia U-Pb para a amostra (DR-150) do ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras. (a) Grupo de zircões mais jovens. (b) Grupo de zircões mais antigos.

4.1.3. Complexo Sertânia

A primeira descrição sobre as rochas desse complexo foi realizada por Santos (1971). O autor considerou rochas gnássico-migmatíticas ricas em granada e biotita e quartzitos como uma sequência metassedimentar, denominada de Sequência Sertânia. Posteriormente, essa sequência foi redefinida como Complexo por Veiga Jr. e Ferreira (1990) e Wanderley (1990), incluindo intercalações de mármore, anfíbolitos e rochas calcissilicáticas.

Santos *et al.* (2004) caracterizaram o Complexo Sertânia como uma sequência supracrustal de natureza sedimentar com contribuição vulcânica, devido à ocorrência de xistos vulcanoclásticos na região de Sertânia, no Estado de Pernambuco. Idades em torno de 2.1Ga (U-Pb em zircão) foram obtidas para os xistos vulcanoclásticos. Dessa forma, os autores interpretaram o Complexo Sertânia como uma unidade litoestratigráfica Paleoproterozóica.

Neves *et al.* (2009) realizaram uma série de análises geocronológicas (U-PB) em metassedimentos previamente mapeados como pertencentes ao Complexo Sertânia, obtendo uma idade máxima de deposição de 642 Ma. Segundo os autores, as idades Paleoproterozóicas obtidas para o Complexo Sertânia estariam refletindo a área fonte (embasamento Paleoproterozóico) das rochas metassedimentares que compõem esse complexo. Essas controvérsias sobre a idade do Complexo Sertânia abriram novas discussões sobre o posicionamento estratigráfico do Complexo Sertânia e a sua correlação litoestratigráfica com o Complexo Surubim. Cabe ressaltar a similaridade litoestratigráfica, geoquímica e geocronológica entre esses dois complexos (Neves e Alcantara, 2009a; Neves *et al.* 2009).

Ainda que a idade exata do Complexo Sertânia e sua distinção do Complexo Surubim sejam interpretações passíveis de discussões, esses dois complexos foram individualizados e descritos separadamente de acordo com as diferenças entre os litotipos de cada complexo observadas na área.

As rochas do Complexo Sertânia ocorrem na porção NE e NW-SW da área de estudo com extensa exposição de afloramentos a sudoeste e nordeste do traço principal da Zona de Cisalhamento Coxixola. Os afloramentos desse complexo são observados como lajedos sem expressão topográfica ou nos leitos de riachos.

Esse complexo é composto de ±sillimanita-granada-biotita gnaisses ou xistos, mármore e raras ocorrências de quartzitos não cartografadas na escala de trabalho. O ±sillimanita-granada-biotita gnaiss é inequigranular, mesocrático, com granulação que varia entre fina e média. Essa rocha possui bandamento gnáissico centimétrico marcado pela intercalação entre planos enriquecidos em biotita e planos formados por quartzo e feldspato (**Fig. 4.7a**). Em algumas porções predominam termos com estrutura migmatítica, caracterizada por intercalações decimétricas entre o ±sillimanita-granada-biotita (mesossoma) e os leucossomas formados por quartzo, feldspato, k-feldspato e granada (**Fig. 4.7b**).

O granada-biotita xisto é inequigranular, porfiroblástico com granulação fina na matriz e porfiroblastos de granada com até 1cm de diâmetro (**Fig. 4.7c**). Este litotipo é composto predominantemente por quartzo, feldspato (<10%), biotita, granada e sillimanita (fibrolita).

As melhores exposições de mármore são observadas nas pedreiras que ocorrem na extremidade oeste da área. Os mármore são de cor cinza clara, esbranquiçados, equigranulares, com textura granoblástica e granulação fina. Essas rochas são formadas por calcita, dolomita e mica. Wolastonita e minerais opacos podem ocorrer em algumas porções.

As ocorrências de quartzitos são restritas a camadas decimétricas intercaladas com granada-biotita gnaiss. Essas rochas são brancas ou amareladas, equigranulares com granulação fina e textura granoblástica (**Fig. 4.7d**). Quartzo é o principal mineral que perfaz essa rocha, entretanto, muscovita pode ser observada em alguns afloramentos.



Figura 4.7. (a) Granada-biotita gnaissse com intercalações milimétricas a centimétricas de bandas quartzo-feldspáticas com granada e bandas enriquecidas em biotita (DR-366); (b) Granada-biotita gnaissse migmatítico com leucossomas quartzo feldspáticos irregulares repletos de cristais centimétricos de granada (DR-276); (c) Aspecto de campo de granada-biotita xisto porfiroblástico do Complexo Sertânia (DR-01); (d) Intercalações decimétricas de camadas quartzíticas com biotita xistos (DR-04).

4.1.4. *Suíte Carnoió-Caturité*

A primeira correlação da Suíte Carnoió-Caturité com outras unidades geológicas da Zona Transversal foi realizada por Santos *et al.* (2002), durante a execução do mapa geológico do Estado da Paraíba, escala 1: 500000. Os autores correlacionaram este ortogneisse como um membro granítico mais evoluído da Suíte Camalaú, formada por corpos granitóides deformados com provável idade Toniana. No entanto, descrições de campo e petrográficas deste ortogneisse na Serra Carnoió não foram realizadas.

Accioly *et al.* (2004) caracterizaram as rochas que afloram na Serra do Carnoió como ortogneisses de composição granítica associadas ao Complexo Anortosítico Boqueirão (Ferreira, 2000).

Brasilino *et al.* (2009) denominaram de Suíte Carnoió-Caturité os ortogneisses foliados de composição granítica a sienogranítica que ocorrem nas serras homônimas. Segundos os autores, esses ortogneisses possuem assinatura geoquímica de séries transicionais, entre alcalina a cálcio-alcalina, com teores de álcalis ($K_2O + Na_2O$) em torno de 9%, geradas em ambiente intraplaca. Deve ser ressaltado que Medeiros (1998) descreveu rochas com características químicas e petrográficas semelhantes, denominadas de ortogneisses sin-tangenciais (γ_2).

A Suíte Carnoió Caturité ocorre na porção centro norte da área nas proximidades do Açude Epitácio Pessoa. Os afloramentos ocorrem na forma de pequenos lajedos ou como feições fisiográficas de destaque topográfico positivo na área, como no caso específico da Serra do Carnoió (**Fig. 4.8a**).

Essa suíte é caracterizada por hornblenda ortogneisse de composição granítica a sienogranítica, com termos raros de composição álcali-granítica/quartzo-sienítica, de cor cinza claro a levemente rosados, inequigranulares, leucocráticos, com granulação média na matriz e textura granoblástica a granolepidoblástica (**Fig. 4.8b**). A rocha é composta por microclina, plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita com granada, allanita, apatita, zircão e minerais opacos como minerais acessórios. Em geral, os cristais de hornblenda constituem grãos maiores (0,5 a 1cm) que os outros minerais que compõem a rocha. Esses cristais de hornblenda são interpretados como fenocristais remanescentes do protólito ígneo dessa unidade, apesar do crescimento metamórfico da hornblenda não ser completamente descartado neste

caso. A foliação observada nesses ortognaisses é caracterizada pela orientação preferencial de cristais de hornblenda e esparsos cristais de biotita (**Fig. 4.8c**). Nas porções próximas à Zona de Cisalhamento Carnoió, estas rochas possuem foliação milonítica. Em alguns locais, esses ortognaisses possuem textura *augen* bem desenvolvida, com *augens* de k-feldspato com até 3cm de comprimento no eixo maior (**Fig. 4.8d**).

As relações estruturais e de contato observadas no campo sugerem que a Suíte Carnoió-Caturité é intrusiva nas rochas do Complexo Cabaceiras. No entanto, análise geocronológica é aqui apresentada para uma determinação mais precisa do posicionamento estratigráfico dessa Suíte.

Uma amostra (DR-201) de um hornblenda ortognaisse de composição granítica da Suíte Carnoió-Caturité foi coletada na porção noroeste da Serra Carnoió (Fazenda João Ernesto) para realização de análise geocronológica pelo método U-Pb (LA-MC-ICPMS). Os 21 (vinte um) zircões analisados alinham-se segundo uma discórdia com interceptos superior e inferior de $1638 \pm 13\text{Ma}$ e $516 \pm 110\text{Ma}$, respectivamente (**Fig. 4.9**). A idade de $1638 \pm 13\text{Ma}$ (intercepto superior) pode ser interpretada como a idade de cristalização do magma. As razões Th/U (0,2 a 0,5) para todos os grãos analisados (**Tab. 4.2**) são compatíveis com essa interpretação (Willians e Claesson, 1987). No intercepto inferior, a idade de $516 \pm 110\text{Ma}$ não possui significado geológico aparente, tomando como base as relações estruturais observadas no campo e outras análises geocronológicas disponíveis na literatura para caracterização dos eventos tectônicos. Além disso, o erro elevado ($\sim 110\text{Ma}$) correlacionado a esta idade prejudica uma interpretação geológica mais confiável.

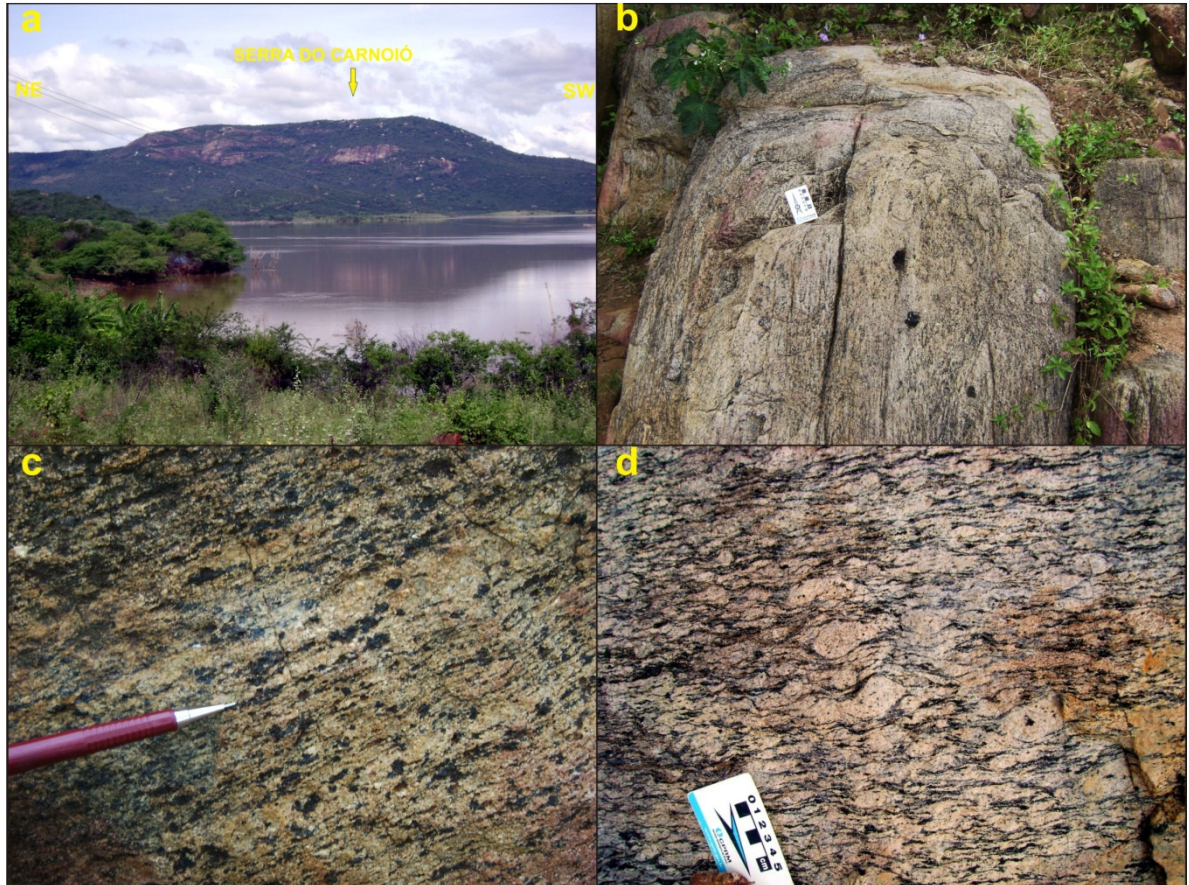


Figura 4.8. (a) Visão da borda noroeste da Serra do Carnoió; (b) Aspecto de campo do hornblenda ortognaisse granítico da Suíte Carnoió-Caturité (DR-201). A amostra selecionada para geocronologia foi coletada neste afloramento; (c) Detalhe de cristais de hornblenda. Notar que a foliação é caracterizada pela orientação desses cristais (DR-148); (d) Porção restrita da Suíte Carnoió-Caturité com textura *augen* caracterizada pela ocorrência de cristais de K-feldspato com até 3cm de comprimento no eixo maior (DR-364).

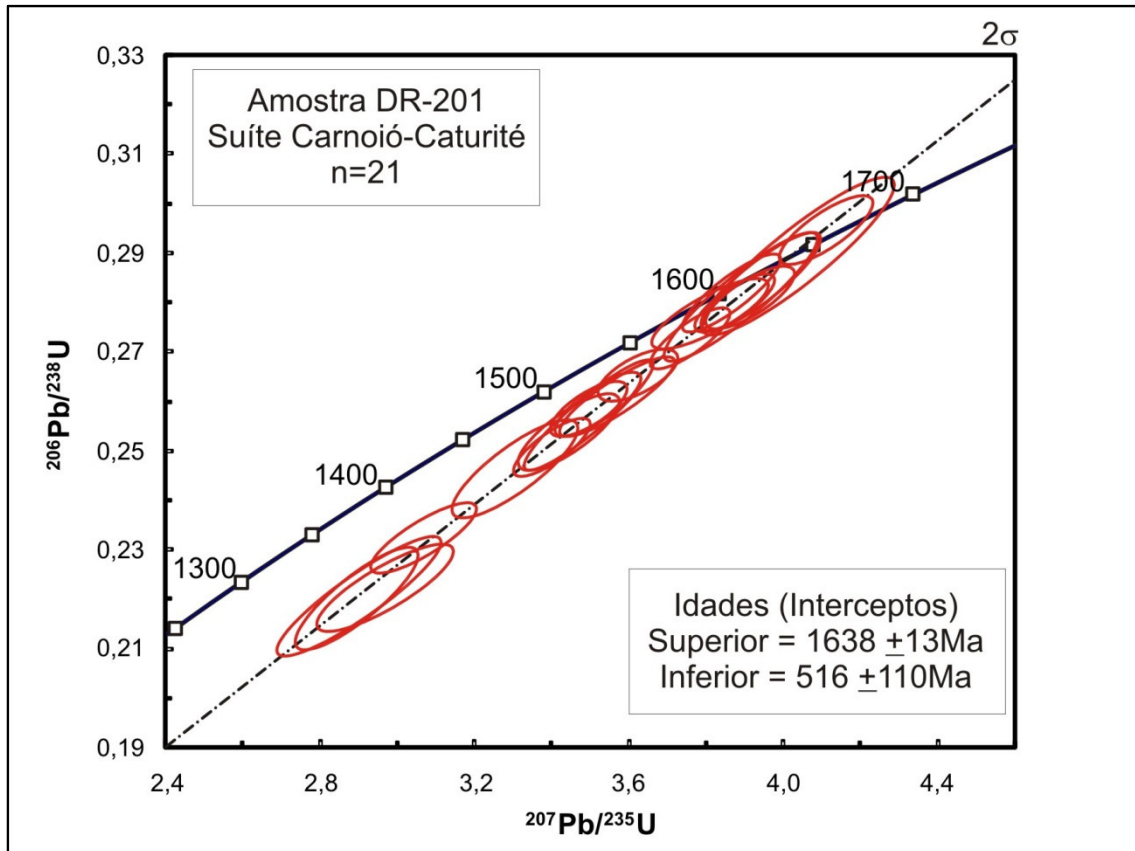


Figura 4.9. Diagrama concórdia U-Pb para amostra (DR-201) do hornblenda gnaiss granítico da Suíte Carnoió-Caturité, localizado na porção noroeste da Serra Carnoió.

4.1.5. Complexo Metanortosítico Boqueirão

A primeira descrição para o Complexo Anortosítico Boqueirão foi realizada por Ferreira (2000). O autor descreveu rochas anortosíticas levemente foliadas associados a diques sin-plutônicos de gabro-dioritos.

Accioly *et al.* (2004) redefiniram esse complexo para Maciço Metanortosítico Boqueirão, dividindo o maciço em fácies petrográficas, assim caracterizadas: anortositos, gabros, dioritos e ultramáficas. Os autores utilizaram o nome maciço em virtude da dimensão territorial sugerida para esse complexo (~300km²).

Algumas considerações sobre o posicionamento estratigráfico do Complexo Metanortosítico Boqueirão podem ser realizadas, apesar da carência de dados geocronológicos disponíveis para esse complexo. Os aspectos petrográficos desse complexo são correlacionáveis àqueles descritos para o Complexo Metanortosítico de Passira (Accioly *et al.* 2000), com idades em torno de 1,7 Ga. Este complexo

anortosítico deve fazer parte do mesmo evento tectono-magmático de caráter anorogênico sugerido por Ferreira (2000).

As rochas associadas a esse complexo ocorrem somente no norte da área de trabalho, perfazendo uma área de 2km² com os melhores afloramentos localizados no sangradouro do Açude Epitácio Pessoa, na cidade de Boqueirão. Nesse sentido, optou-se pela utilização do termo Complexo Metanortosítico Boqueirão em contrapartida à expressão maciço proposta informalmente por Accioly *et al.* (2004).

Esse complexo é formado por metanortositos foliados com intercalações métricas de metagabros. Os metanortositos são brancos, hololeucocráticos, inequigranulares com granulação que varia entre média e grossa (**Fig. 4.10a**). Plagioclásio ($\geq 90\%$), clinopiroxênio e anfibólio compõem a rocha com granada, titanita, apatita e zircão como minerais acessórios. A foliação é facilmente observada no campo (**Fig. 4.10b**), embora a textura granoblástica predomine nas seções delgadas sem indícios de reorientação da trama cristalográfica (**Figs. 4.10b e 4.10b'**). A presença de cristais de plagioclásio com contatos retilíneos formam junção tríplice indicativas de cristalização em equilíbrio ou pelo menos de predomínio de mecanismos de recristalização estática durante o desenvolvimento da trama. Nas porções afetadas pela Zona de Cisalhamento Carnoió observa-se foliação milonítica bem desenvolvida (**Fig. 4.10c**).

Os metagabros ocorrem como camadas métricas (antigos diques sin-plutônicos?) intercalados com os metanortositos (**Figs. 4.10d e 4.10d'**). Essas rochas são de cor cinza escuro, levemente esverdeadas, melanocráticas, foliadas, inequigranulares com granulação fina a média. O metagabro é composto por clinopiroxênio (augita?), hornblenda, plagioclásio e granada.

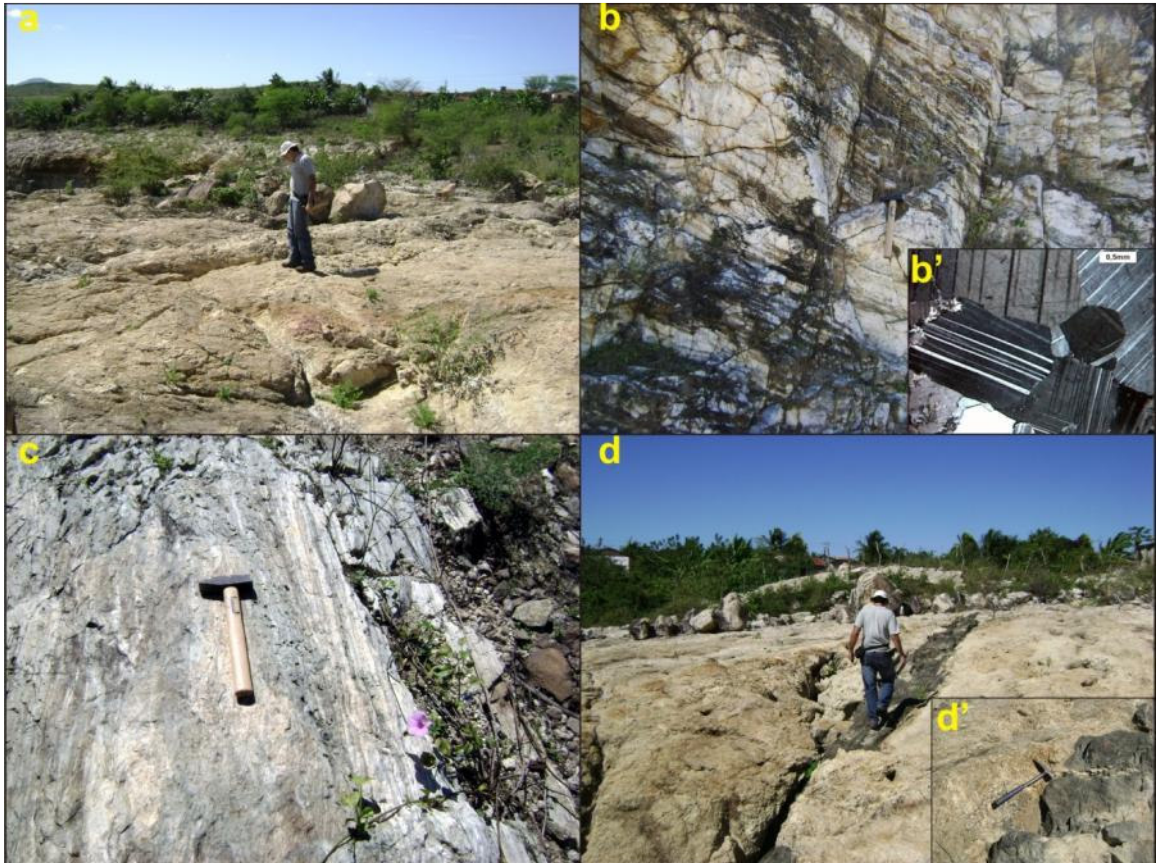


Figura 4.10. (a) Visão da panorâmica de afloramento do Complexo Metanortosítico Boqueirão localizado no sangradouro do Açude Epitácio Pessoa (DR-223); (b) Aspecto de detalhe em afloramento do metanortosito foliado (DR-224), ainda que os cristais de plagioclásio não apresentem indícios claros de recristalização dinâmica em seção delgada (b'- aumento 4x / nicóis cruzados); (c) Aspecto do Metanortosito com textura milonítica na Zona de Cisalhamento Carnoió (DR-224); (d) Camadas de metagabros (diques sin-plutônicos); (d') Detalhe do contato do metagabro com o metanortosito (DR-223).

4.1.6. Complexo Surubim

O Complexo Surubim foi definido inicialmente por Mello e Siqueira (1970) (*apud* Ferreira, 2000) como uma série de metassedimentos, envolvendo paragneisses, quartzitos, xistos e calcários cristalinos.

Brito Neves *et al.* (1973) dividiram o Complexo Surubim em quatro zonas, assim denominadas: A – gnaisses diversos basais, metagrauvacas, metarcóseos e anfíbolitos; B – quartzitos micáceos localmente feldspatizados; C – xistos ricos em granada e biotita e D – calcários cristalinos.

Ferreira (2000) redefiniu esse complexo para Formação Surubim, devido à ausência de diferentes tipos litológicos. O autor definiu a Formação Surubim como uma sequência supracrustal formada por uma associação do tipo QPC com quartzitos marcando a base, com características semelhantes à Formação Caroalina (Santos, 1977 *apud* Ferreira, 2000). Posteriormente, Santos *et al.* (2002) organizaram as Formações Surubim e Caroalina como a mesma unidade litoestratigráfica, designada de Complexo Surubim-Caroalina.

Segundo Neves *et al.* (2006), a idade de deposição para as rochas do Complexo Surubim deve ser mais jovem que 665Ma, uma vez que o zircão mais jovem da população de cristais analisados obteve uma idade de 665 ± 34 Ma.

A designação de Complexo Surubim foi adotado na presente tese sem o termo Caroalina, em virtude da semelhança dos litotipos aflorantes na área de trabalho, com aqueles previamente descritos na literatura apenas como Complexo Surubim.

As rochas constituintes do Complexo Surubim afloram na porção sul/sudeste da área de trabalho sob a forma de lajedos sem expressão topográfica ou no leito de riachos. Esse complexo é formado por \pm sillimanita - granada - biotita gnaisses e/ou xistos, biotita xistos, muscovita quartzitos, gnaisses quartzo-feldspáticos e mármore. O sillimanita- granada- biotita gnaiss e/ou xisto é inequigranular, de cor cinza, mesocrático, com granulação da matriz fina e textura lepidoblástica a lepidoporfioblástica (**Fig. 4.11a**). Nos termos com predomínio de textura gnáissica, é frequente a intercalação, de ordem milimétrica a centimétrica, entre planos quartzo-feldspáticos e planos enriquecidos em biotita. Nos litotipos em que predomina uma xistosidade penetrativa, a orientação preferencial dos cristais de biotita caracteriza a

xistosidade dessas rochas. O muscovita quartzito apresenta cor cinza clara a amarelada, equigranular, com granulação média e textura granolepidoblástica (**Fig. 4.11c**). O mármore é equigranular, de cor cinza claro ou branca, com granulação fina e textura granoblástica (**Fig. 4.11b**).

A repetição de contatos entre gnaisses pelíticos (sillimanita-granada-biotita gnaisses/xistos e biotita xistos), muscovita quartzitos e mármore é frequente nesse complexo (**Fig. 4.11b**), e sugere uma organização do tipo quartzito-pelito-carbonato (QPC), corroborando com a proposta de Ferreira (2000).

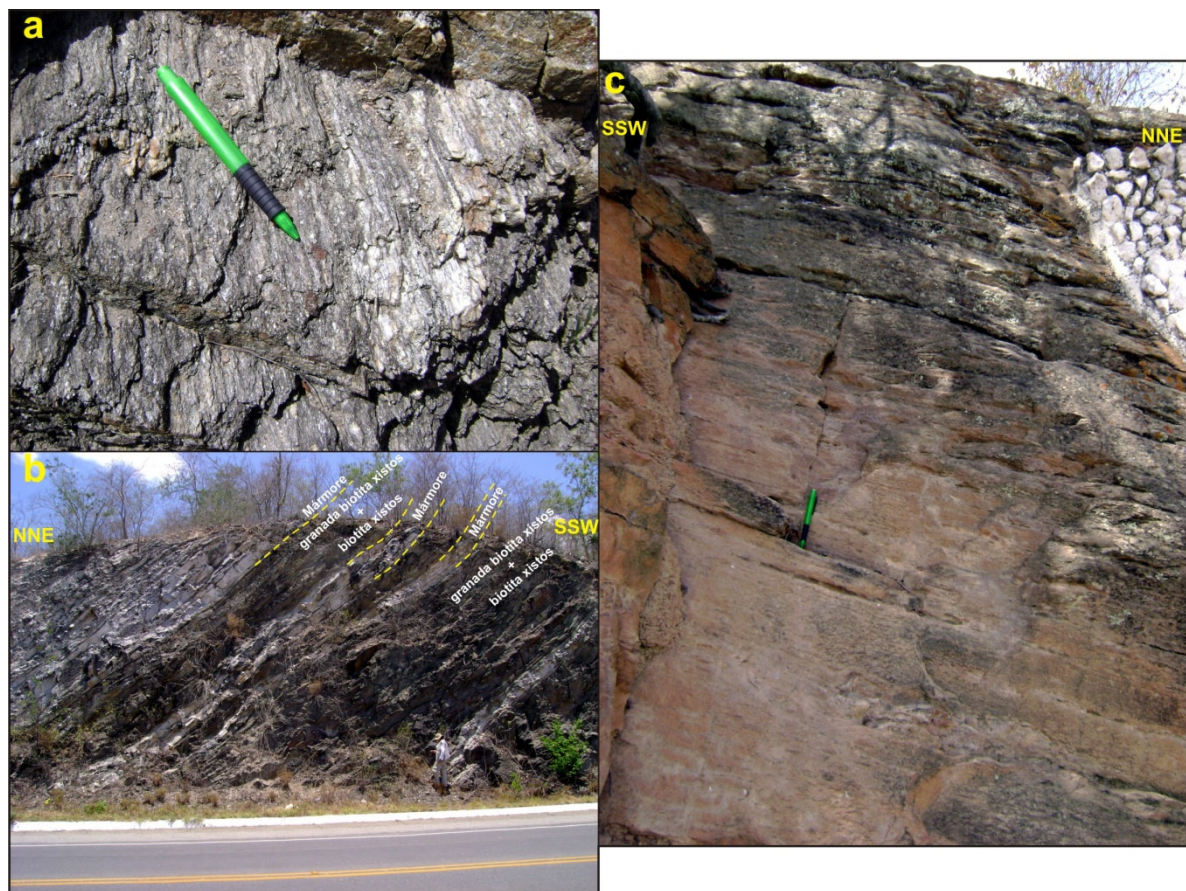


Figura 4.11. (a) Aspecto de campo de granada-biotita xisto porfiroblástico no Complexo Surubim (DR-59); (b) Intercalações decimétricas entre camadas de mármore e granada-biotita xistos e biotita xistos do Complexo Surubim (DR-50); (c) Afloramento típico de muscovita quartzito no Complexo Surubim (DR-77).

4.1.7. Complexo Sumé

O Complexo Sumé foi definido por Medeiros (1999) como uma associação de gnaisses de alto grau metamórfico, envolvendo ortognaisses, paragnaisses com intercalações de ortoanfibolitos, calcissilicáticas/ultramáficas e mais raramente metapiroxenitos granada metagabros (granulitos) e formações ferríferas, e prováveis retro-eclogitos.

Dados geocronológicos (U-Pb em zircão - SHRIMP) de ortognaisse de composição granodiorítica relacionado ao Complexo Sumé, forneceram uma idade aparente de 640 ± 6 Ma, interpretada como a idade de cristalização magmática (Silva *et al.* 2002).

O Complexo Sumé ocorre na porção centro-norte da área de trabalho a sudeste do Açude Epitácio Pessoa. Esse complexo é composto por corpos kilométricos lenticulares alongados na direção NNE-SSW, sendo formados por biotita ortognaisses, com ou sem hornblenda, de composição granodiorítica a tonalítica, com termos quartzo-dioríticos e raras ocorrências de noritos. O biotita gnaisse é cinza, mesocrático, inequigranular com granulação fina a média (**Fig. 4.12a**). Essa rocha é composta por plagioclásio, quartzo, k-feldspato, biotita, hornblenda e granada com apatita, titanita, zircão e minerais opacos como acessórios. A foliação é caracterizada principalmente pela orientação preferencial dos cristais de biotita ou biotita+hornblenda. Uma peculiaridade dessa rocha, observada somente no campo, é a ocorrência de megacristais de granada com até 3cm. de diâmetro, envoltos por cristais de anfibólio (hornblenda?) (**Fig. 4.12b**). Veios quartzo-feldspáticos, discordantes da foliação, de espessura decimétrica e composição granítica ocorrem em alguns afloramentos (**Fig. 4.12c**).

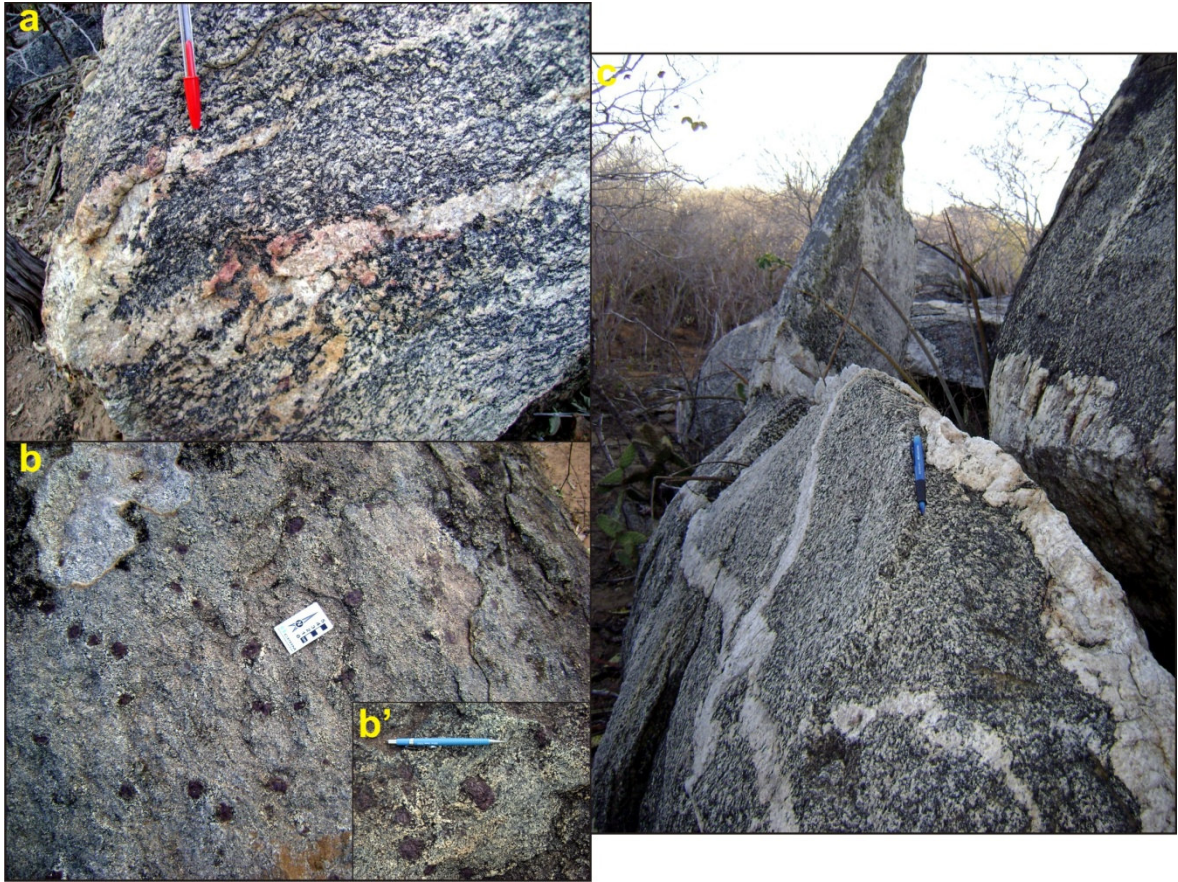


Figura 4.12. (a) Hornblenda-biotita gnaissse de composição granítica (DR-384) do Complexo Sumé. Notar a ocorrência de veio quartzo-feldspático dobrado de composição granítica; (b) Ocorrência de megacristais de granada com até 3cm. de diâmetro (DR-177); (b') Detalhe de megacristais de granada envolvidos por cristais de anfibólio; (c) Ocorrência de veios quartzo-feldspáticos de composição granítica intrusivos no hornblenda-biotita ortognaissse do Complexo Sumé (DR-384).

4.1.8. Ortognaisse Riacho de Santo Antônio

Essa unidade ocorre na porção sul-sudeste da área de trabalho e não possui informações disponíveis na literatura sobre as suas principais características litológicas. Dessa forma, os aspectos de campo e petrográficos mais relevantes dessa unidade são descritos na presente tese.

O ortognaisse Riacho de Santo Antônio é formado por biotita *augen* gnaiss e microclina gnaiss de composição monzogranítica a sienogranítica. Esses litotipos são cinza claro a levemente rosados, leucocráticos, inequigranulares com granulação fina na matriz e textura *augen* caracterizada por cristais elípticos de K-feldspato (*augen*) com 2cm. de comprimento no eixo maior (**Fig. 4.13a**). Os cristais de K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio perfazem a rocha juntamente com titanita, granada, zircão e minerais opacos como minerais acessórios. A foliação é marcada pela orientação de finas lamelas de biotita. Em algumas porções essa rocha ocorre com um bandamento gnáissico milimétrico caracterizado pela intercalação entre bandas formadas por K-feldspato+plagioclásio+quartzo e bandas formadas por cristais de biotita (**Fig. 4.13b**).

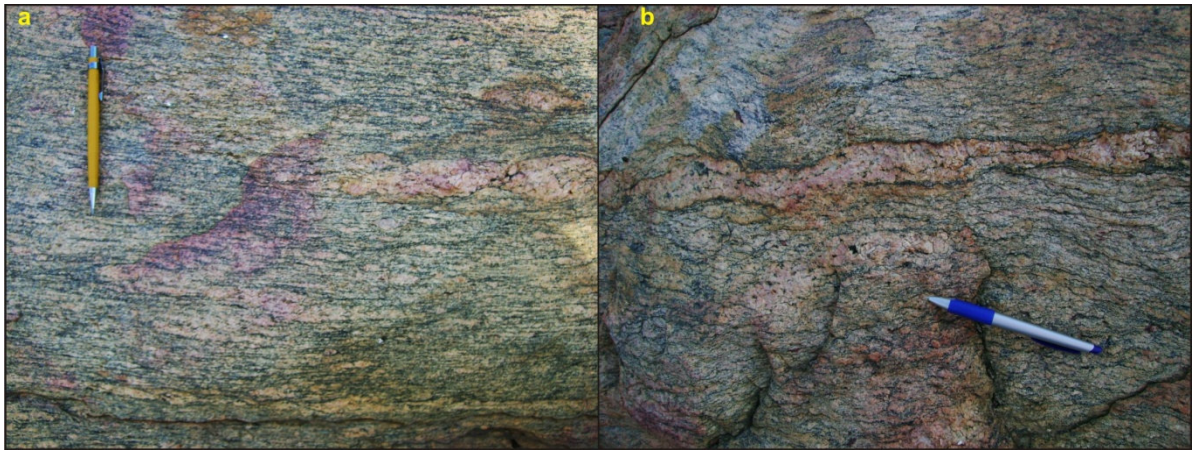


Figura 4.13. (a) Textura *augen* do ortognaisse Riacho de Santo Antônio, caracterizada por cristais de microclina (*augen*) com até 2cm de comprimento (DR-360); (b) Veio irregular de composição sienogranítica e concordante com a foliação, sugerindo um estágio inicial de anatexia (provável leucossoma?). Notar a concentração de cristais de biotita nas bordas do veio.

4.1.9. Pluton Inácio Pereira

A denominação Pluton Serra do Inácio Pereira foi informalmente sugerida por Silva *et. al.* (2007) para designar uma intrusão alongada de composição hornblenda + clinopiroxênio, biotita sienogranito de granulação grossa e foliada, orientada ao longo da Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste.

Esse pluton ocorre na porção ENE da área de trabalho. As rochas dessa unidade afloram em toda a extensão da Serra do Inácio Pereira ou em lajedos de dimensões variadas com ou sem destaque topográfico.

Esse pluton é constituído por anfibólio-clinopiroxênio monzogranito de cor cinza, mesocrático, foliado, por vezes, protomilonítico com granulação da matriz média e textura *augen* bem desenvolvida, com porfiroclastos (*augens*) de 3 a 5 de comprimento no eixo maior (**Fig. 4.14a**). Quartzo, plagioclásio, k-feldspato (microclina), biotita, anfibólio, clinopiroxênio compõem essa rocha juntamente com titanita, zircão e minerais opacos como minerais acessórios. Os termos que possuem foliação milonítica estão restritos às porções afetadas pela deformação relacionada ao desenvolvimento da zona de cisalhamento sinistral de orientação WNW-ESE (**Fig. 4.14b**), denominada neste trabalho de Zona de Cisalhamento Inácio Pereira.

Nas porções menos deformadas, os cristais de plagioclásio e k-feldspato exibem contornos hipidiomórficos sem indícios claros de recristalização (**Fig. 4.14c**). Em geral, esses cristais estão orientados junto com agregados de biotita e sugerem a existência de uma foliação magmática anterior à formação da foliação milonítica.

Em algumas porções ao sul da Serra do Inácio Pereira, essa rocha possui intercalações decimétricas com biotita ortognaisses não cartografados na escala de trabalho.

Enclaves microgranulares de composição diorítica a quartzo diorítica podem ser observados em alguns afloramentos na porção sudeste da Serra do Inácio Pereira (**Fig. 4.14d**). Esses enclaves possuem formas elípticas e estão alinhados segundo a orientação preferencial da foliação. Os dioritos são cinza escuro, melanocráticos, equigranulares de granulação fina. Essas rochas são compostas por plagioclásio, hornblenda, biotita, quartzo, k-feldspato e titanita com epidoto, allanita, zircão, apatita e minerais opacos como acessórios.

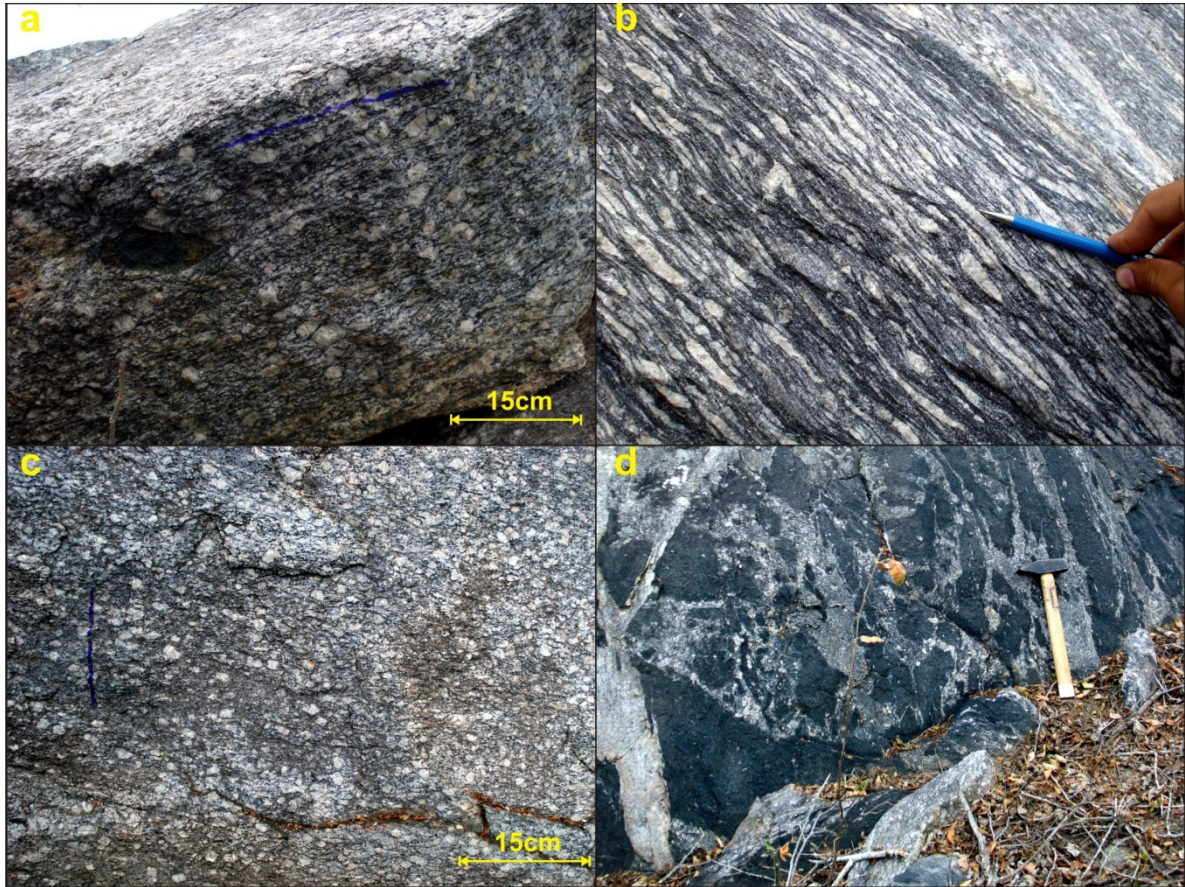


Figura 4.14. (a) Aspecto de campo de hornblenda-biotita monzogranito foliado do Pluton Inácio Pereira (DR-273); (b) Biotita monzogranito milonítico com expressiva recristalização da trama petrográfica sugerida pelo estiramento dos cristais de k-feldspato (DR-271); (c) Porção menos deformada do Pluton Inácio Pereira, na qual alguns fenocristais de K-feldspato ainda preservam contornos euédricos (DR-195); (d) Ocorrência de enclaves microgranulares de composição diorítica no Pluton Inácio Pereira (DR-265).

4.1.10. Pluton Marinho

Os afloramentos dessa unidade ocorrem a sudoeste da Serra do Inácio Pereira sob forma de lajedos com relativo destaque topográfico na área. O pluton possui forma oval, com o eixo maior levemente orientado na direção W-E. O caráter intrusivo desse pluton em relação às rochas do Complexo Sertânia é caracterizado pela ausência de foliação tectônica no corpo.

Essa unidade consiste de fácies sienogranítica, monzogranítica e monzonítica porfírica de cor cinza, inequigranular, leuco a mesocrático, com granulação média na matriz e fenocristais de k-feldspato com 2 a 5 cm de comprimento. Quartzo, plagioclásio, k-feldspato, hornblenda, biotita, allanita, titanita, apatita, zircão e minerais opacos completam a composição mineralógica da rocha. Em algumas porções, o alinhamento de fenocristais de K-feldspato juntamente com agregados de biotita caracteriza a foliação magmática nas rochas desse pluton (**Fig. 4.15a**). Granitos leucocráticos ocorrem sob a forma de diques com espessura centimétrica a decimétrica em vários afloramentos no pluton (**Fig. 4.15b**).

Enclaves de composição diorítica e quartzo-diorítica com formas arredondadas a elípticas ou angulares são observados em alguns afloramentos (**Fig. 4.15c**). A ocorrência de enxames de enclaves (prováveis diques sin-plutônicos desmembrados e de megacristais corroídos de feldspato potássico em monzodioritos (**Fig. 4.15d**) são feições sugestivas da coexistência e mistura mecânica entre os magmas de composição monzogranítica e diorítica.

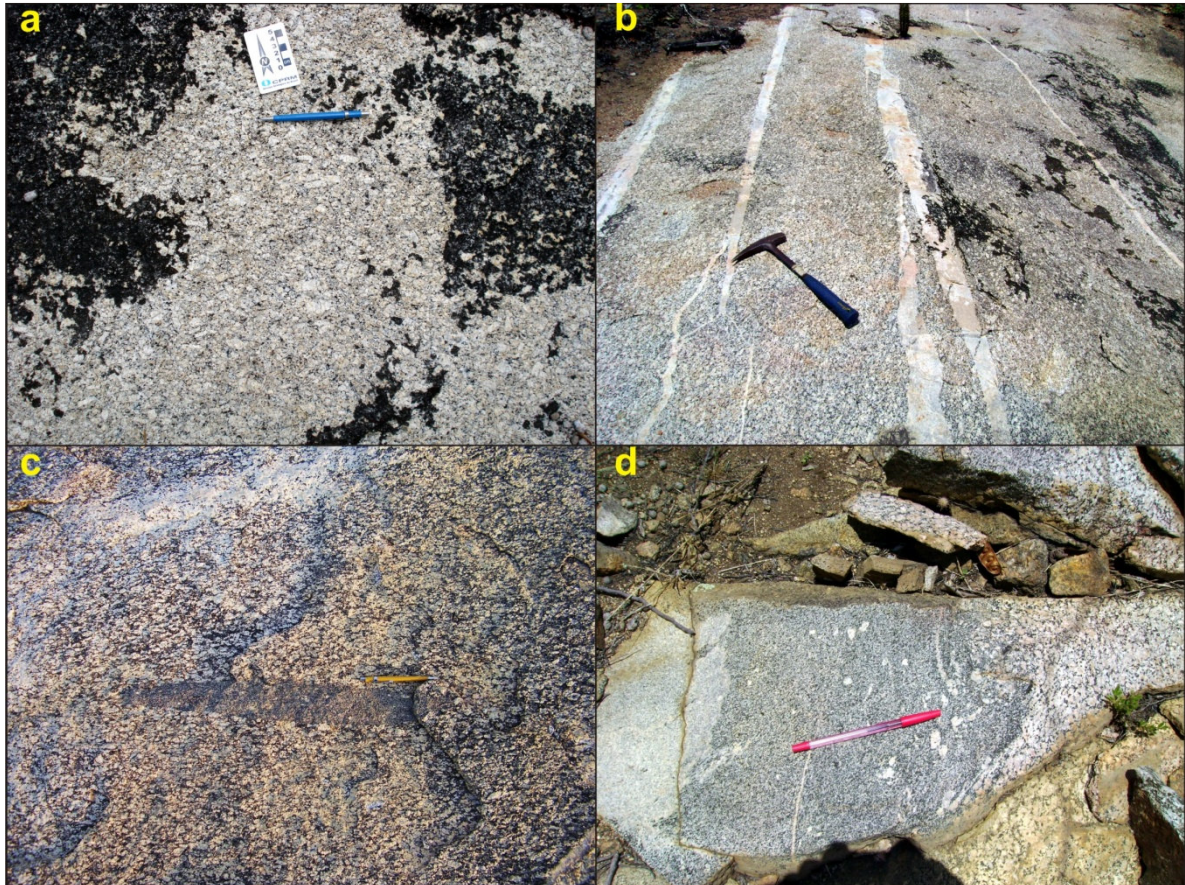


Figura 4.15. (a) Aspecto de campo de hornblenda granito porfirítico do Pluton Marinho (DR-259). O alinhamento dos fenocristais de k-feldspato determina o posicionamento da foliação magmática; (b) Ocorrência de diques de leucogranito róseo de espessura decimétrica no Pluton Marinho (DR-279); (c) Enclave diorítico de forma elíptica, alinhado segundo a direção da foliação magmática (DR-279); (d) Fenocristais de k-feldspato na porção monzodiorítica do Pluton Marinho, sugerindo que esses cristais foram capturados no magma de composição monzogranítica (DR-289).

Uma amostra do Pluton Marinho (afloramento DR-270), caracterizada ao microscópio como hornblenda-biotita granito, foi coletada no “lajedo do Marinho” na cidade de Barra de Santana no Estado da Paraíba, para realização de análise geocronológica através do método U-Pb em zircão. Os grãos analisados apresentam contornos euédricos a subédricos. Nove zircões foram analisados por LA-MC-ICPMS, fornecendo resultado de $550,3 \pm 3,1\text{Ma}$ interpretado como a idade de cristalização da rocha (**Fig. 4.16**). A maioria dos grãos é concordante ou plota próximo da concórdia. As razões Th/U de 8 dos 9 zircões analisados são maiores que 0.3 e indicam cristalização a partir do magma.

As implicações da idade obtida para a evolução estrutural da área são discutidas no Capítulo 5.

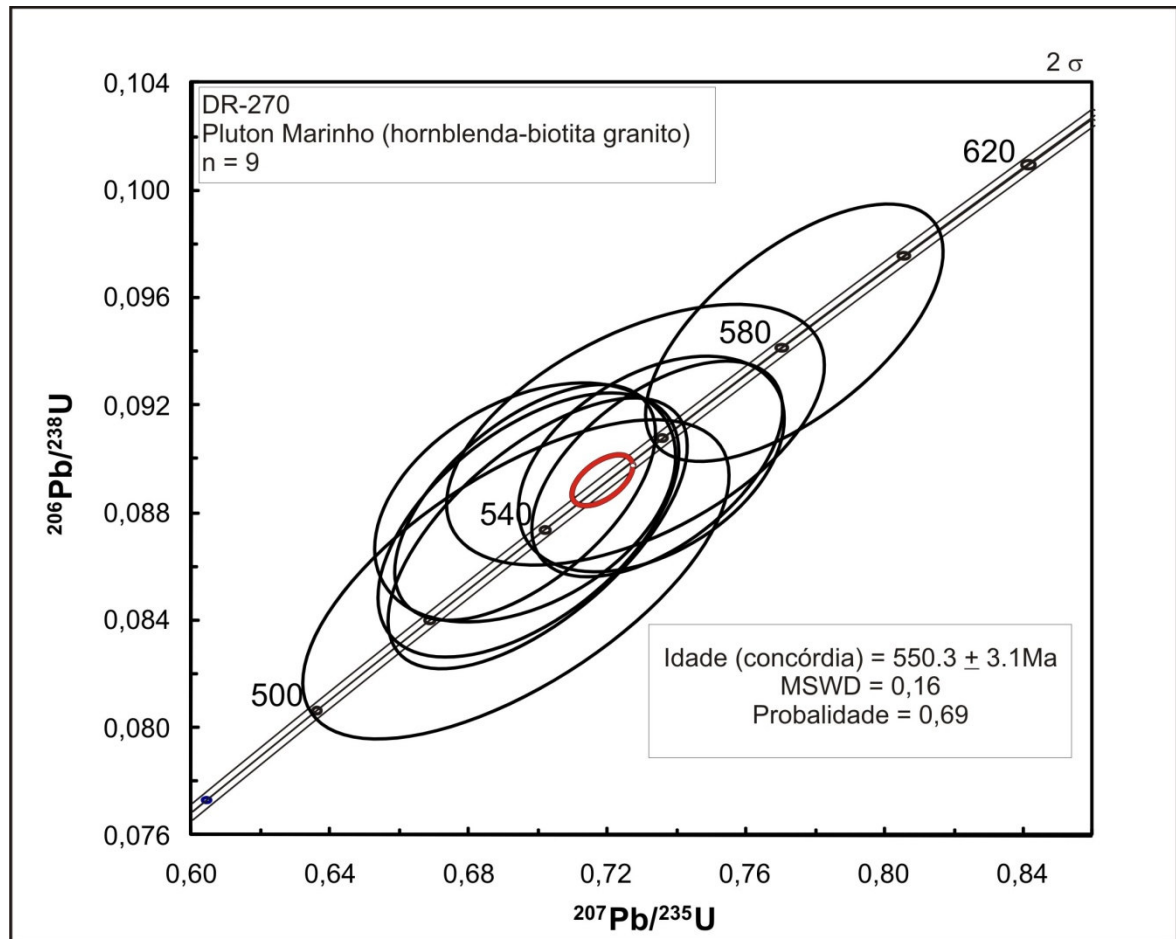


Figura 4.16. Diagrama concórdia U-Pb para os zircões analisados do hornblenda-biotita granito pertencente ao Pluton Marinho (Amostra DR-270).

Tabela 4.1. Tabela de resultados para os zircões analisados por LA-MC-ICPMS da amostra de ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras.

	Razões									Rho	Idades Aparentes						Conc.(%)	
	f206(%)	Th/U	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)		207Pb	(Ma)	207Pb	(Ma)	206Pb	(Ma)		
Grão.spot			204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma			206Pb		235U		238U		
grupo I																		
z04	0,15	0,44	10016	0,125843	1,04	6,405	4,00	0,369114	3,86	0,97		2041	18	2033	35	2025	67	99,24
z06	0,02	0,49	99569	0,126777	0,57	6,320	1,23	0,361540	1,09	0,88		2054	10	2021	11	1989	19	96,87
z07	0,24	0,44	6229	0,126679	1,05	6,509	3,95	0,372627	3,81	0,96		2052	19	2047	35	2042	67	99,48
Z08	0,08	0,43	18393	0,125677	0,83	6,450	2,18	0,372214	2,01	0,92		2038	15	2039	19	2040	35	100,07
z09	0,09	0,30	17032	0,124685	0,74	6,319	1,86	0,367588	1,71	0,91		2024	13	2021	16	2018	30	99,69
z10	0,06	0,36	25808	0,125905	0,92	6,158	1,80	0,354743	1,54	0,93		2042	16	1999	16	1957	26	95,87
grupo II																		
Z11	0,16	0,09	10495	0,123309	0,85	5,736	2,67	0,337345	2,52	0,95		2005	15	1937	23	1874	41	93,48
Z14	0,11	0,14	14536	0,123150	0,84	5,684	2,13	0,334766	1,95	0,92		2002	15	1929	18	1861	32	92,96
z16	0,12	0,10	12335	0,122028	0,80	6,112	3,40	0,363238	3,30	0,97		1986	14	1992	29	1998	57	100,58
Z18	0,10	0,06	14086	0,121585	0,82	5,697	2,65	0,339842	2,51	0,95		1980	15	1931	23	1886	41	95,27
z19	0,29	0,08	5497	0,123663	0,87	5,217	3,24	0,305984	3,11	0,96		2010	15	1855	27	1721	47	85,63

Tabela 4.2. Tabela de resultados para os zircões analisados por LA-MC-ICPMS da amostra da Suíte Carnoió-Caturité.

	Razões									Rho	Idades Aparentes						Conc.(%)	
	f206(%)	Th/U	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)		207Pb	(Ma)	207Pb	(Ma)	206Pb	(Ma)		
Grão.spot			204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma			206Pb		235U		238U		
Z07	0,05	0,19	34686	0,096875	1,84	2,968	2,44	0,222238	1,61	0,83		1565	34	1400	18	1294	18,87	92,43
Z12	0,17	0,26	7206	0,095427	1,22	2,895	2,26	0,220060	1,91	0,85		1537	23	1381	17	1282	22,14	92,86
z21	0,15	0,24	10702	0,095384	1,96	2,901	2,99	0,220573	2,26	0,90		1536	36	1382	22	1285	26,24	92,96
z17	0,07	0,24	24202	0,095737	1,35	3,068	1,84	0,232397	1,25	0,83		1543	25	1425	14	1347	15,21	94,55
Z09	0,18	0,35	9153	0,097322	1,12	3,305	2,00	0,246286	1,65	0,83		1573	21	1482	15	1419	21,03	95,76
Z16	0,07	0,21	23343	0,098325	0,70	3,400	1,18	0,250760	0,96	0,80		1593	13	1504	9	1442	12,37	95,88
Z19	0,08	0,24	17265	0,098422	0,92	3,445	1,54	0,253860	1,24	0,79		1594	17	1515	12	1458	16,16	96,28
Z20	0,12	0,37	14009	0,098593	0,79	3,496	1,94	0,257186	1,77	0,92		1598	15	1526	15	1475	23,28	96,66
z13-2	0,07	0,21	21963	0,099193	1,15	3,570	1,71	0,261033	1,26	0,87		1609	21	1543	13	1495	16,77	96,90
Z04	0,05	0,22	33895	0,098454	0,77	3,521	1,30	0,259381	1,04	0,81		1595	14	1532	10	1487	13,82	97,04
Z24	0,06	0,28	28165	0,098119	0,76	3,498	1,16	0,258531	0,87	0,73		1589	14	1527	9	1482	11,53	97,10
Z23	0,04	0,21	34398	0,099077	0,84	3,625	1,16	0,265326	0,81	0,66		1607	16	1555	9	1517	10,90	97,56
Z15	0,05	0,27	34722	0,099983	0,65	3,760	1,12	0,272780	0,92	0,82		1624	12	1584	9	1555	12,67	98,14
Z05	0,07	0,27	18602	0,101018	0,77	3,915	1,20	0,281102	0,92	0,77		1643	14	1617	10	1597	13,03	98,77
Z14	0,04	0,30	42699	0,100404	0,67	3,874	1,10	0,279829	0,87	0,79		1632	12	1608	9	1590	12,30	98,90
z11	0,06	0,20	29005	0,099491	1,21	3,810	1,61	0,277759	1,06	0,81		1615	22	1595	13	1580	14,80	99,07
Z22	0,10	0,38	15716	0,100344	0,91	3,890	2,11	0,281153	1,90	0,91		1630	17	1612	17	1597	26,82	99,11
Z18	0,08	0,34	19446	0,100594	0,81	3,942	1,62	0,284199	1,41	0,87		1635	15	1622	13	1612	20,10	99,39
Z13-1	0,06	0,18	24598	0,099481	0,70	3,867	1,34	0,281948	1,14	0,86		1614	13	1607	11	1601	16,17	99,64
Z08	0,18	0,49	8647	0,101172	1,09	4,038	2,51	0,289440	2,26	0,90		1646	20	1642	20	1639	32,63	99,81
Z10	0,03	0,22	45809	0,101166	0,74	4,111	1,22	0,294696	0,96	0,79		1646	14	1656	10	1665	14,14	100,52

Tabela 4.3. Tabela de resultados para os zircões analisados por LA-MC-ICPMS da amostra do Pluton Marinho.

	Razões									Rho	Idades Aparentes						Conc.(%)	
	f206(%)	Th/U	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)		207Pb	(Ma)	207Pb	(Ma)	206Pb	(Ma)		
Grão.spot			204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma			206Pb		235U		238U		
z03	0,29	0,37	6059	0,057773	1,11	0,697	2,55	0,087521	2,29	0,55		521	24	537	11	541	12	100,70
z04	0,21	0,44	8953	0,059183	1,10	0,733	2,13	0,089787	1,83	0,42		574	24	558	9	554	10	99,31
z08	0,18	0,44	12285	0,058171	0,90	0,700	2,52	0,087249	2,35	0,64		536	20	539	10	539	12	100,11
Z10	0,25	0,50	7067	0,058070	2,15	0,728	3,06	0,090918	2,18	0,53		532	47	555	13	561	12	101,01
z11	0,16	0,39	12261	0,059437	0,84	0,734	2,02	0,089618	1,84	0,55		583	18	559	9	553	10	98,95
z14	0,10	0,40	17838	0,057118	0,90	0,696	2,22	0,088402	2,03	0,59		496	20	537	9	546	11	101,78
z16	0,13	0,31	13381	0,057144	1,50	0,696	2,54	0,088365	2,05	0,39		497	33	537	11	546	11	101,74
Z17	0,22	0,34	8162	0,058824	2,24	0,694	3,61	0,085511	2,83	0,65		561	49	535	15	529	14	98,88
z20	0,05	0,14	34528	0,059283	0,93	0,774	2,26	0,094689	2,06	0,63		578	20	582	10	583	11	100,20

CAPÍTULO V. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Durante a atividade de mapeamento geológico, três fases de deformação eminentemente dúcteis foram individualizadas: fases D_1 , D_2 e D_3 . Um evento tardio ao desenvolvimento das principais estruturas referentes à fase D_3 foi caracterizado como fase D_{3t} . As estruturas ligadas as diferentes fases foram descritas no texto. A individualização dessas estruturas seguiu os critérios de superposição de estruturas (transposição de foliação, dobras, eixos, etc.), assim como, a forma e orientação dos elementos geométricos observados na área. Visando uma melhor caracterização da análise geométrica, a área foi dividida em quatro domínios estruturais (Domínios I, II, III e IV). A divisão em domínios estruturais levou em consideração a diferença de comportamento dos elementos geométricos (foliações, lineações e dobras) em determinadas regiões da área de trabalho (**Fig. 5.2**). Posteriormente, as estruturas foram descritas separadamente em cada fase de deformação proposta para a área.

5.1. Introdução

O contato entre lentes de mármore e quartzito com gnaisses de protólito sedimentar pode ser interpretado como antigas camadas de calcários e arenitos em contato com pelitos, sugerindo a existência de uma superfície planar S_0 de origem sedimentar (**Fig. 5.1**). Essa superfície, paralela à S_1 , teve sua posição original completamente modificada pelo evento de deformação dúctil na fase D_1 . As relações estruturais entre as superfícies S_0 e S_1 foram identificadas somente nos Domínios Estruturais III e IV.

Devido à escassez de elementos geométricos e cinemáticos condizentes com a evolução estrutural de uma fase de deformação dúctil, somente a foliação/xistosidade (S_1) comumente flexionada por dobras F_2 foi atribuída à fase D_1 . Na escala de afloramento não foram observadas dobras ou superfícies de empurrão relacionadas à fase D_1 . Conseqüentemente, os mecanismos de desenvolvimento da foliação S_1 ainda permanecem desconhecidos.

O evento D_2 foi marcado pelo surgimento de dobras fechadas a isoclinais (F_2), assimétricas, de plano axial com mergulho inferior a 50° . A foliação (S_2) paralela ao plano axial de dobras F_2 foi caracterizada pelo alinhamento preferencial de cristais de biotita e feldspatos, podendo apresentar um bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico. Leucossomas quartzo-feldspáticos são frequentemente posicionados

paralelos à S_2 , denotando um bandamento migmatítico, de ordem centimétrica a decimétrica. Localmente, a foliação possui aspecto milonítico (S_{2mil}), sugerido pela intensa recristalização e orientação da trama petrográfica e estrutural. As estruturas lineares compostas por agregados de quartzo, alongamento de cristais de feldspato e sillimanita observadas no plano de foliação S_2 foram definidas como a lineação de estiramento L_{2x} . Na ausência de indícios de alongamento mineral, o simples alinhamento preferencial de cristais de biotita, muscovita e anfibólio são interpretados como a lineação mineral L_{2m} . Em porções com predomínio da trama milonítica, os indicadores cinemáticos observados em seções paralelas a L_{2x} são compatíveis com transporte para NNW. No entanto, a direção real do transporte tectônico durante o evento D_2 pode ter sido encoberta pelo sistema de cisalhamento desenvolvido durante as fases D_3 e D_{3t} .

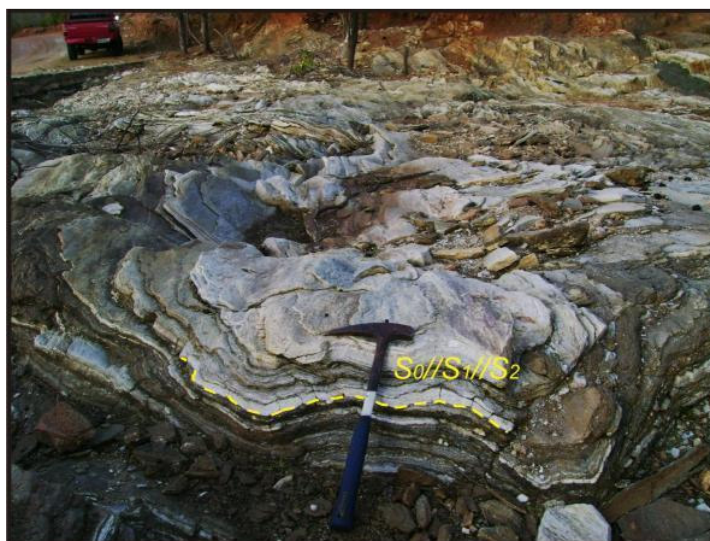
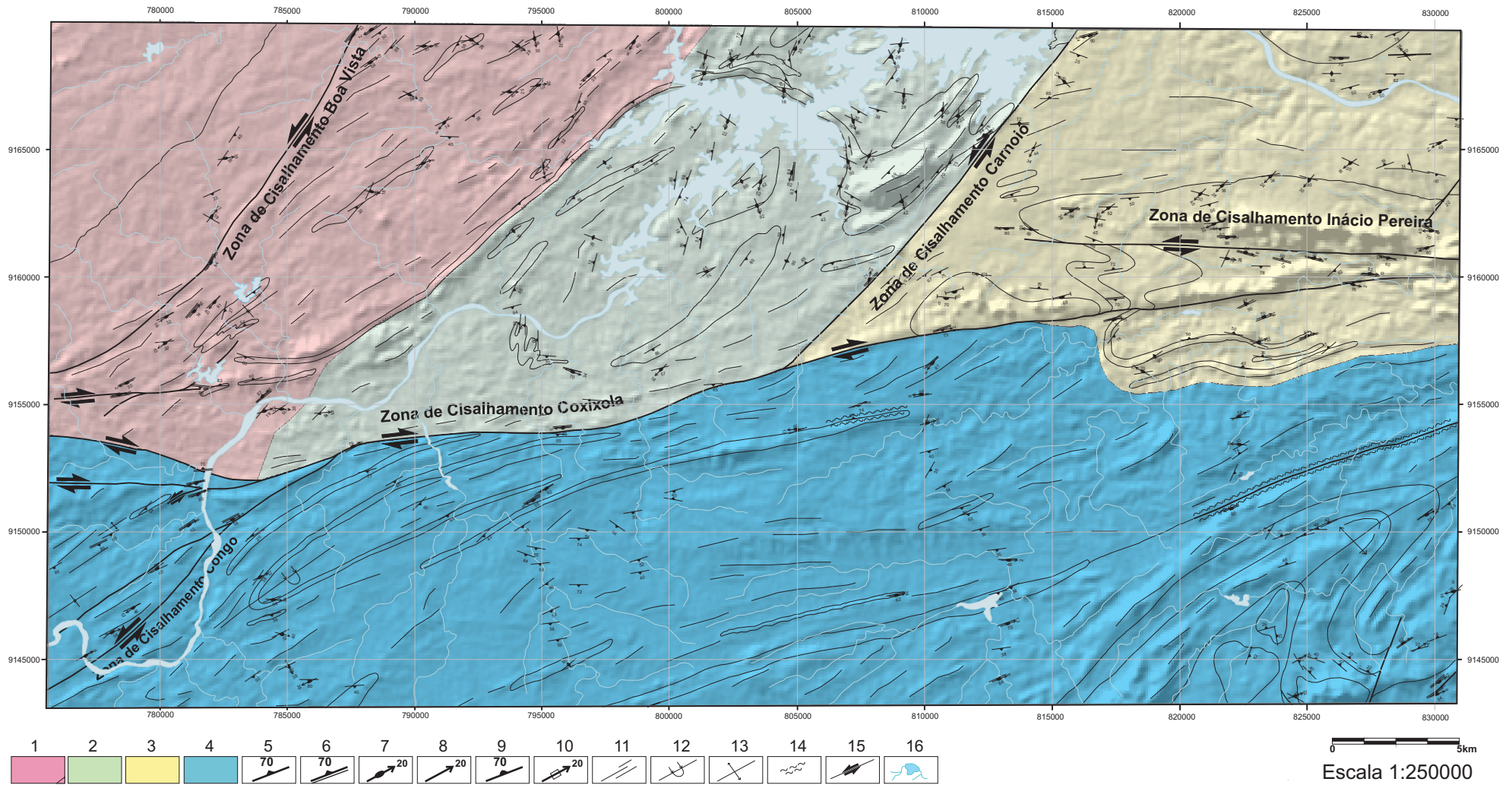


Figura 5.1. Intercalações decimétricas de camadas quartzíticas ($S_0//S_1//S_2$) flexionadas por dobras F_3 suaves.

A fase D_3 foi responsável pelo desenvolvimento zonas de cisalhamento dúcteis e dobras fechadas a isoclinais (F_3), normais ou levemente assimétricas, de superfície axial com mergulho frequentemente superior a 65° . A foliação desenvolvida durante a fase D_3 é paralela ao plano axial de dobras F_3 , sendo denominada no presente trabalho de foliação S_3 . Essa foliação é caracteriza pela orientação preferencial de micas (biotita e muscovita) e agregados de cristais de

quartzo e feldspato. Nas rochas marcadas por forte alinhamento e intensa recristalização dos cristais da trama mineral a foliação (S_{3mil}) possui aspecto milonítico conspícuo. As estruturas lineares formadas por cristais estirados de quartzo e feldspato observadas na superfície S_{3mil} são interpretadas como lineações de estiramento (L_{3x}). As estruturas S_{3mil} e L_{3x} estão diretamente associadas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento orientadas na direção NE-SW e WSW-ENE, que exibem cinemática sinistral e dextral, respectivamente. As zonas de cisalhamento NE-SW estão conectadas, em suas terminações meridionais, com a Zona de Cisalhamento Coxixola (WSW-ENE). Essas zonas de cisalhamento são responsáveis por expressivas feições lineares do relevo observadas em aerofotos e imagens de satélite.

A fase D_{3t} é interpretada como um evento tardio (reativação?) no desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Coxixola. Em algumas ocorrências de rochas miloníticas associadas à deformação da Zona de Cisalhamento Coxixola duas lineações de estiramento são identificadas no mesmo plano de S_{3mil} . Uma das lineações, interpretada aqui como L_{3x} , é paralela ao eixo de dobras F_3 . A outra lineação é oblíqua à lineação L_{3x} , sendo denominada nesse trabalho de L_{3t} . Eventualmente, as superfícies S_3 e/ou S_{3mil} parecem ter sido reativados durante D_{3t} em condições de deformação de temperatura muito baixa, sugerindo a existência de uma foliação milonítica S_{3t} . Por outro lado, em alguns afloramentos as superfícies S_{3mil} podem ter sido totalmente transpostas por D_{3t} , tornando maior a incerteza na sucessão temporal entre os eventos. Dessa forma, nem sempre é possível relacionar geneticamente a superfície milonítica associada à deformação da Zona de Cisalhamento Coxixola com o evento D_3 ou D_{3t} . As estruturas S_3 , S_{3mil} ou S_{3t} foram tratadas estatisticamente como uma única foliação em diagramas de projeção polar nos diferentes domínios estruturais propostos para a área.



1. Domínio estrutural I; 2. Domínio estrutural II; 3. Domínio estrutural III; 4. Domínio estrutural IV; 5. Foliação ; 6. Foliação milonítica; 7. Lineação de estiramento; 8. Lineação de interseção; 9. Foliação magmática; 10. Lineação de fluxo; 11. Lineamentos; 12. Sinforme invertida; 13. Antiforme; 14. Faixa milonítica; 15. Zonas de cisalhamento com sentido de movimento; 16. açude e rede de drenagem.

Figura 5.2. Desenho esquemático com o posicionamento dos domínios estruturais da área de trabalho.

5.2. Domínios Estruturais

5.2.1. Domínio Estrutural I

O Domínio Estrutural I está localizado na região noroeste da área de trabalho. Os limites Norte e Oeste desse domínio são definidos pelos respectivos limites da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB-24-SZ-VI), escala 1: 100000. Esse domínio é limitado ao leste por uma faixa de 300m de espessura de hornblenda ortognaisses de composição sienogranítica orientados na direção NE-SW. O limite sul é delimitado pelo contato entre \pm anfibólio-biotita ortognaisses migmatíticos de composição granítica a granodiorítica e metassedimentos (\pm sillimanita-granada-biotita gnaisses/xistos, quartzitos e mármore). Uma zona de cisalhamento de direção NE-SW e cinemática sinistral e a porção oeste da Zona de Cisalhamento Coxixola foram englobadas nesse domínio, juntamente com outras zonas de cisalhamento de menor expressão na área.

Nesse domínio a foliação S_2 está orientada na direção NE-SW (148/34) com mergulho moderado (inferior a 45°) para SE. As atitudes da lineação L_{2x} plotadas nos estereogramas permitem a confecção de uma guirlanda de orientação NE-SW (143/30) (**Fig. 5.3**). Essa guirlanda e o plano principal da foliação S_2 possuem orientações semelhantes, caracterizando o posicionamento de L_{2x} ao longo de S_2 . Os eixos de dobras F_3 possuem orientações NE-SW e W-E com caimentos suaves (inferiores a 15°) para NE e E, respectivamente (**Fig. 5.3**). A foliação S_3/S_{3mil} possui orientação predominante NE-SW (134/73), tendendo a posição vertical, com algumas variações na atitude nas regiões próximas às zonas de cisalhamento orientadas na direção WSW-ENE (**Figs. 5.3 e 5.4**).

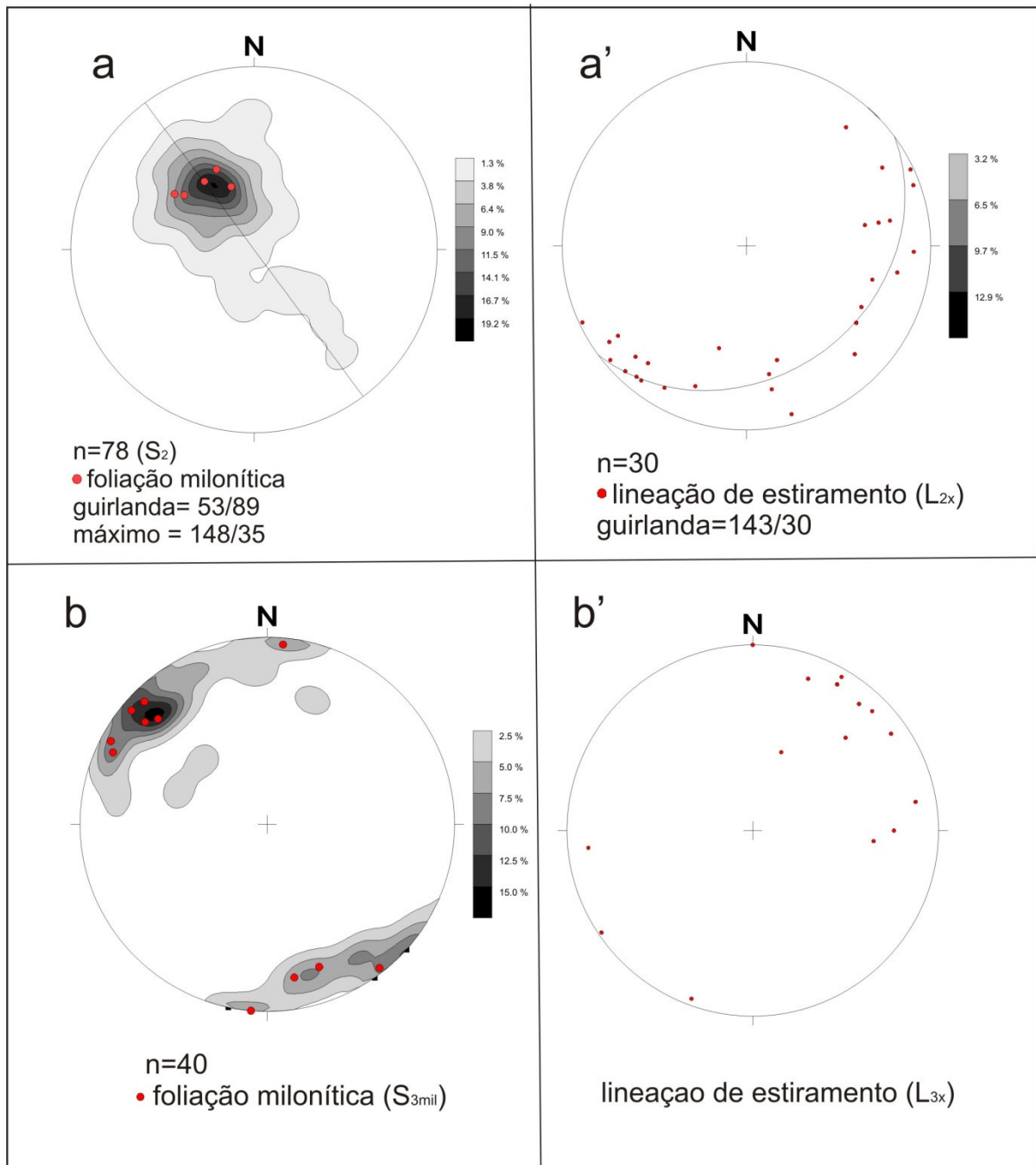
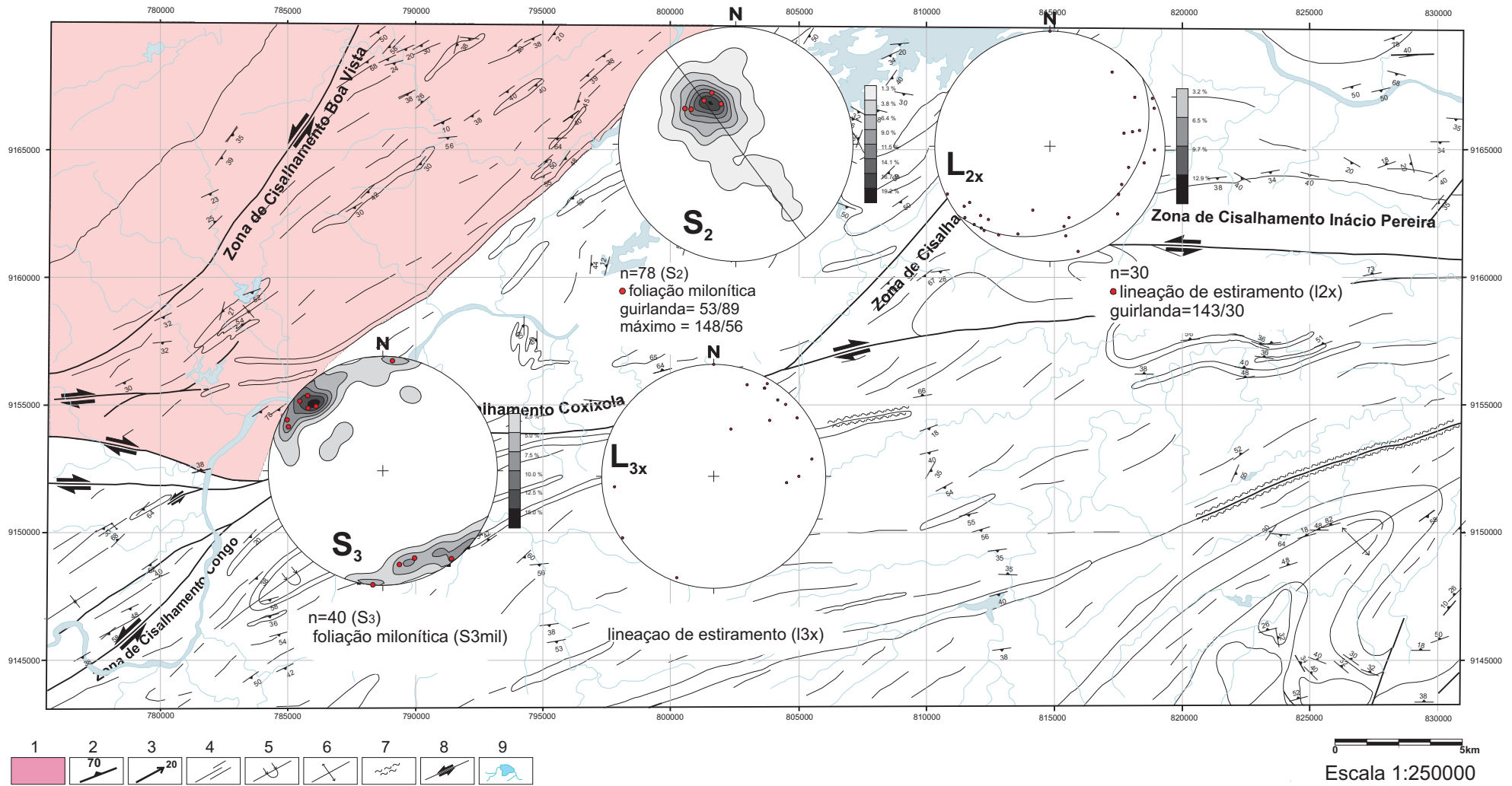


Figura 5.3. Projeções estereográficas no hemisfério inferior (Schmidt-Lambert) referentes ao Domínio Estrutural I. (a) Diagrama de contornos dos pólos da foliação S_2 . (a') Lineações de estiramento L_{2x} representadas em diagrama de contorno. (b) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_3 . Notar a disposição da foliação S_{3mil} . (b') Lineações de estiramento L_{3x} .



1. Domínio estrutural I; 2. Foliação; 3. Lineação; 4. Lineamentos; 5. Sinforme invertida; 6. Antiforme; 7. Faixa milonítica; 8. Zonas de cisalhamento com sentido de movimento; 9. açude e rede de drenagem.

Figura 5.4. Posicionamento do Domínio Estrutural I com as respectivas projeções estereográficas para os elementos planares e lineares;

5.2.2. Domínio Estrutural II

Esse domínio estrutural está localizado na porção centro-norte da área, limitado a oeste por faixa de 300m de espessura de rochas da Unidade Ortognaisse Carnoió e ao leste por uma zona de cisalhamento de cinemática sinistral, orientada na direção NE-SW (Zona de Cisalhamento Carnoió). O limite sul desse domínio é caracterizado pelo contato entre \pm anfíbólio-biotita ortognaisses e metassedimentos, enquanto que o limite norte é coincidente com a extremidade superior da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB-24-SZ-VI), escala 1: 100000.

A geometria da foliação S_2 é marcada nesse domínio pela dispersão na sua atitude. A direção dessa estrutura varia de NE-SW para E-W ao longo desse domínio estrutural (**Fig. 5.5**). Essa variação é identificada através do posicionamento dos pólos dessa foliação que desenham uma guirlanda de direção NW-SE (033/68). A lineação L_{2x} está orientada nas direções NNE-SSW e NNW-SSE e possui caimento suave a moderado para SSW ou SSE, respectivamente, com maior concentração de medidas para SSW (**Fig. 5.5**). As dobras F_3 apresentam geometria acilíndrica com perfis abertos a fechados e eixo com caimento suave para NNE. A foliação S_3/S_{3mil} possui orientação NE-SW com mergulho elevado para SE. A lineação L_{3x} é marcada por dispersão na sua atitude com medidas plotadas em estereogramas ao longo de uma guirlanda com orientação NE-SW (135/65) (**Fig. 5.5 e Fig. 5.6**).

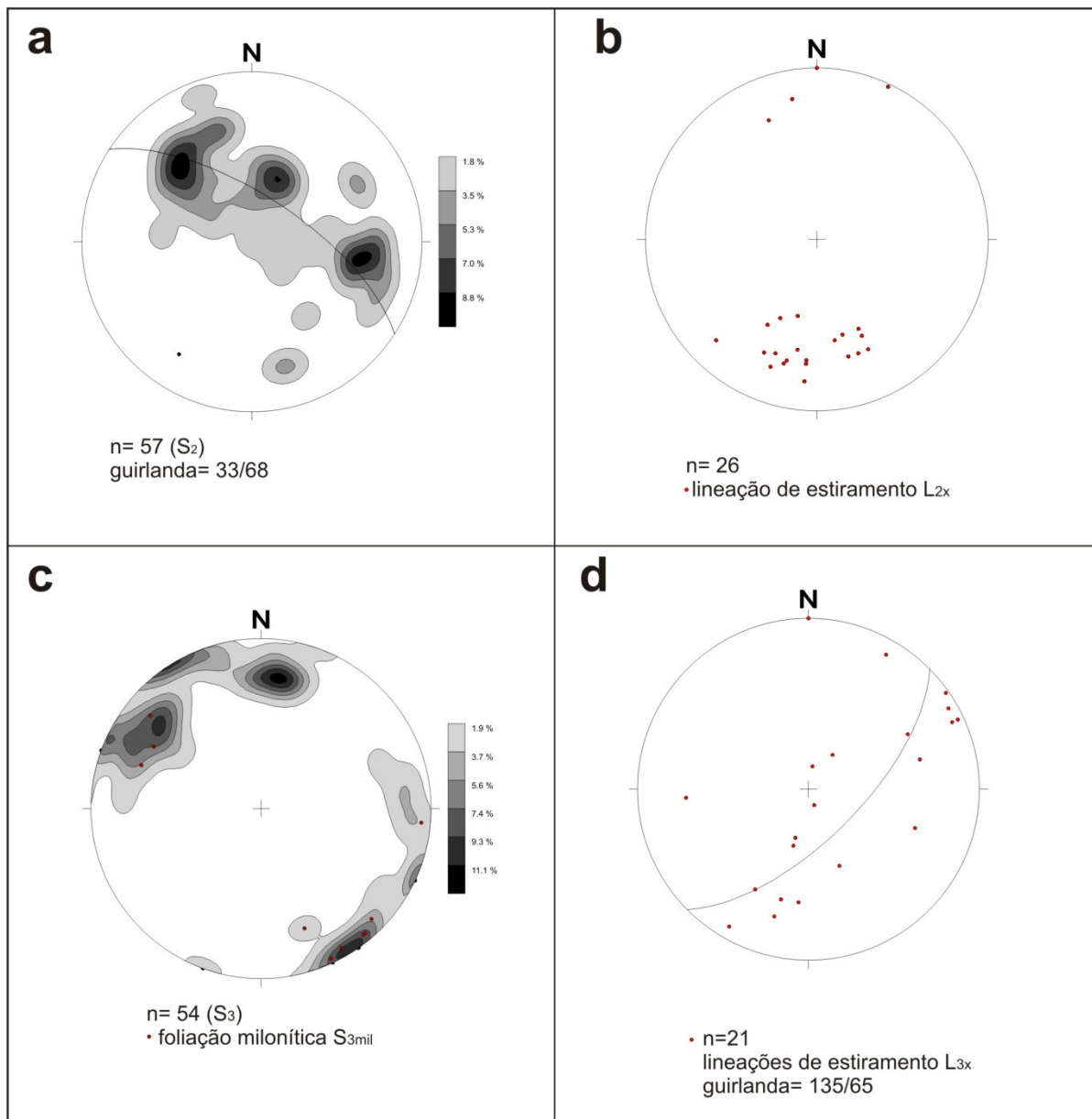
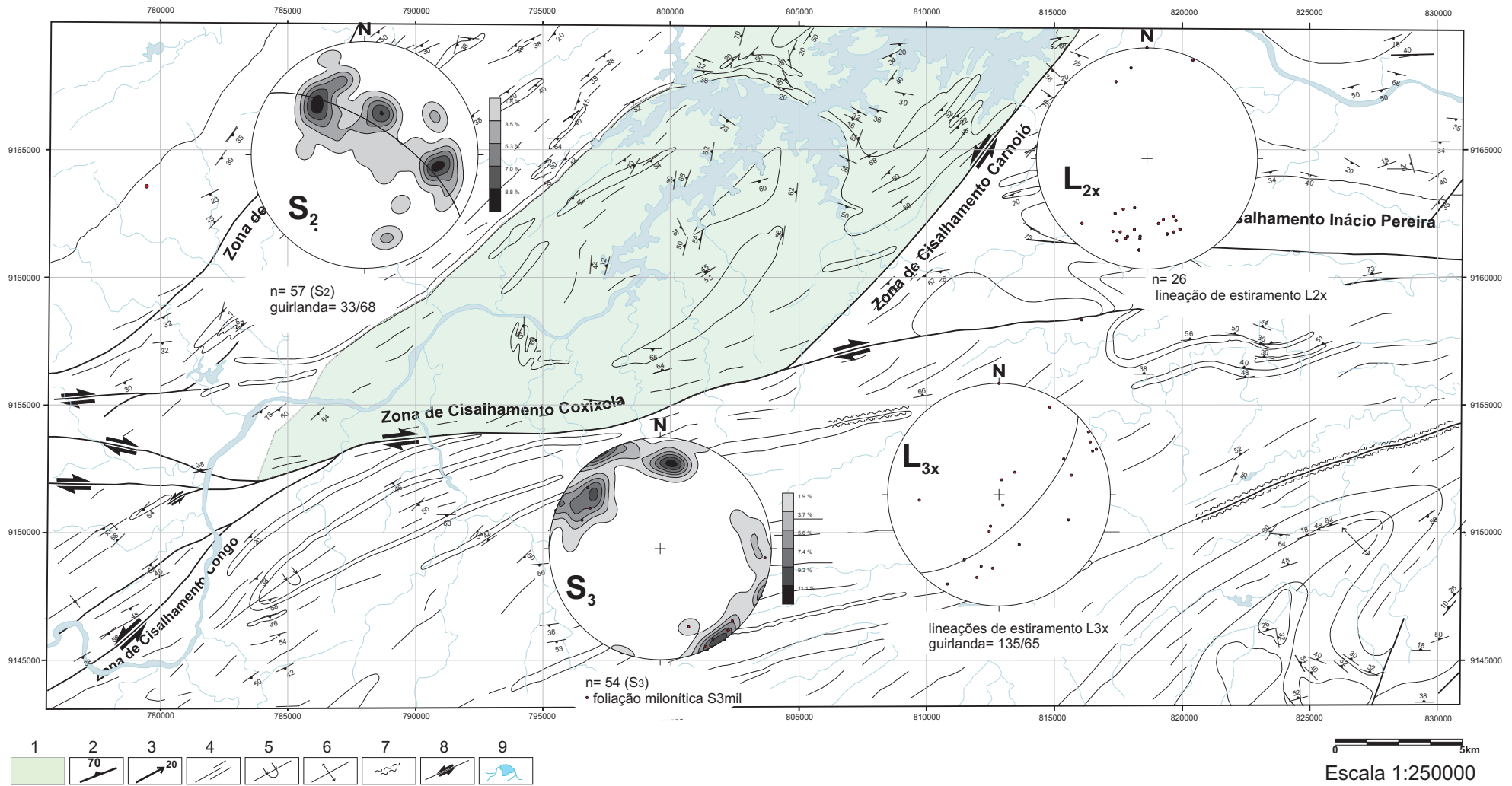


Figura 5.5. Projeções estereográficas do hemisfério inferior referentes ao Domínio Estrutural II: (a) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_2 ; (b) Diagrama de projeção estereográfica das lineações de estiramento L_{2x} ; (c) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_3 e pólos da foliação milonítica S_{3mil} ; (d) Diagrama de projeção estereográfica para as lineações de estiramento L_{3x} .



1. Domínio estrutural II; 2. Folição; 3. Lineação; 4. Lineamentos; 5. Sinforme invertida; 6. Antiforme; 7. Faixa milonítica; 8. Zonas de cisalhamento com sentido de movimento; 9. açude e rede de drenagem.

Figura 5.6. Posicionamento do Domínio Estrutural II com as respectivas projeções estereográficas para os elementos planares e lineares;

5.2.3. Domínio Estrutural III

Esse domínio estrutural está localizado na região NE da área de trabalho. Os limites norte e leste desse domínio são concordantes com os respectivos limites da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB-24-SZ-VI), escala 1: 100000. Os limites oeste e sul são balizados pelos limites leste e norte dos domínios estruturais II e IV, respectivamente. Esse domínio envolve rochas metassedimentares (granada-biotita gnaisses e/ou xistos) do Complexo Sertânia e anfibólio monzogranitos foliados tipo Inácio Pereira.

A foliação S_2 possui orientação preferencial W-E com mergulho moderado para N ou S. Essa variação no mergulho da foliação S_2 é originada pelo desenvolvimento das dobras F_3 abertas a fechadas, proporcionando a flexura da foliação S_2 e uma geometria em leque para o arcabouço estrutural dessa região (**Figs. 5.7 e 5.8**). Os eixos dessas dobras estão orientados na direção W-E com caimento suave a moderado para E, embora sejam eventualmente identificadas dobras com eixo de caimento para W. Essa variação no caimento nos eixos dessas dobras é relacionada à sua geometria acilíndrica. A foliação S_3/S_{3mil} está orientada na direção W-E a WNW-ESE com mergulhos próximos da vertical. A lineação L_{3x} é subparalela ao eixo das dobras F_3 com caimento suave a moderado para W ou E (**Fig. 5.7**).

5.2.4. Domínio Estrutural IV

O Domínio Estrutural IV é limitado ao norte pelos domínios estruturais I, II e III e ao sul pelo respectivo limite da área de trabalho. Esse domínio engloba os metassedimentos do Complexo Sertânia localizados ao sul da Zona de Cisalhamento Coxixola, os metassedimentos do Complexo Surubim e os ortognaisses do Complexo Salgadinho.

A foliação S_2 está orientada na direção NE-SW com mergulho moderado para NW e SE. Essa variação no mergulho desta foliação foi provocada pelo desenvolvimento de dobras F_3 assimétricas, de geometria acilíndrica com eixo de caimento suave para SW ou NE. A foliação S_3/S_{3mil} está orientada na direção ENE-WSW com mergulho próximo da vertical. A lineação L_{3x} é subparalela ao eixo das dobras F_3 com caimento suave para ENE ou WSW (**Figs. 5.9 e 5.10**).

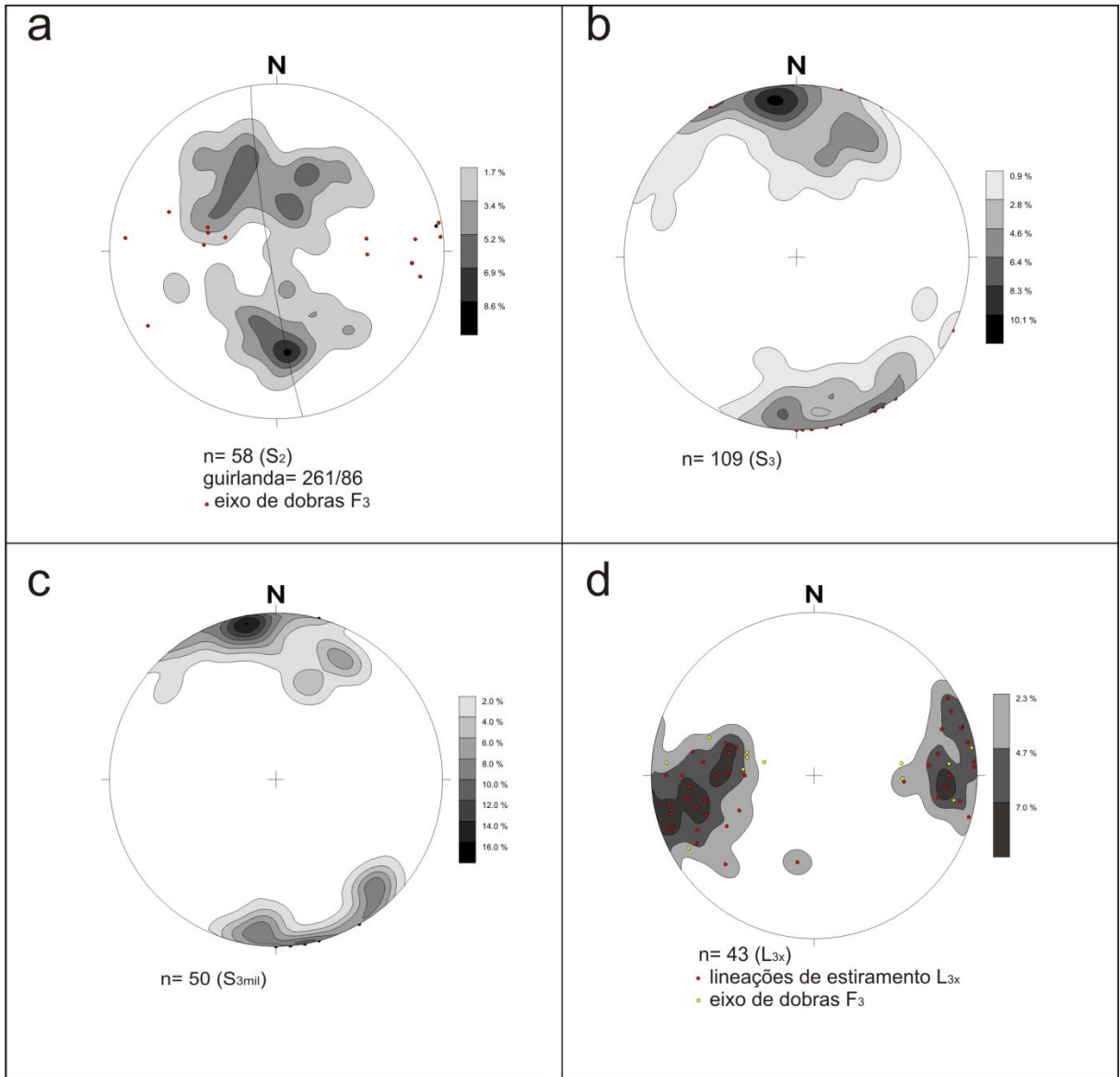
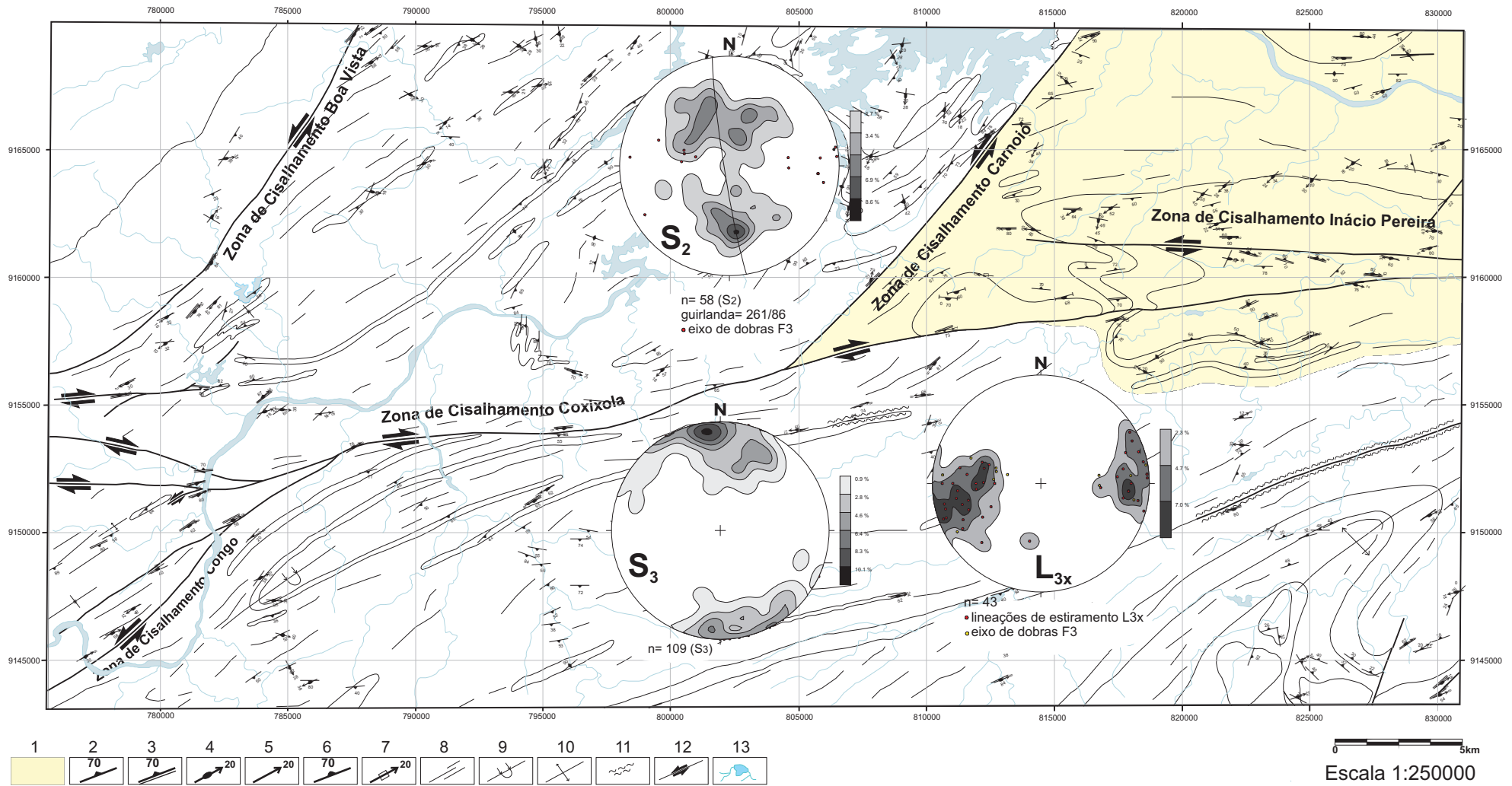
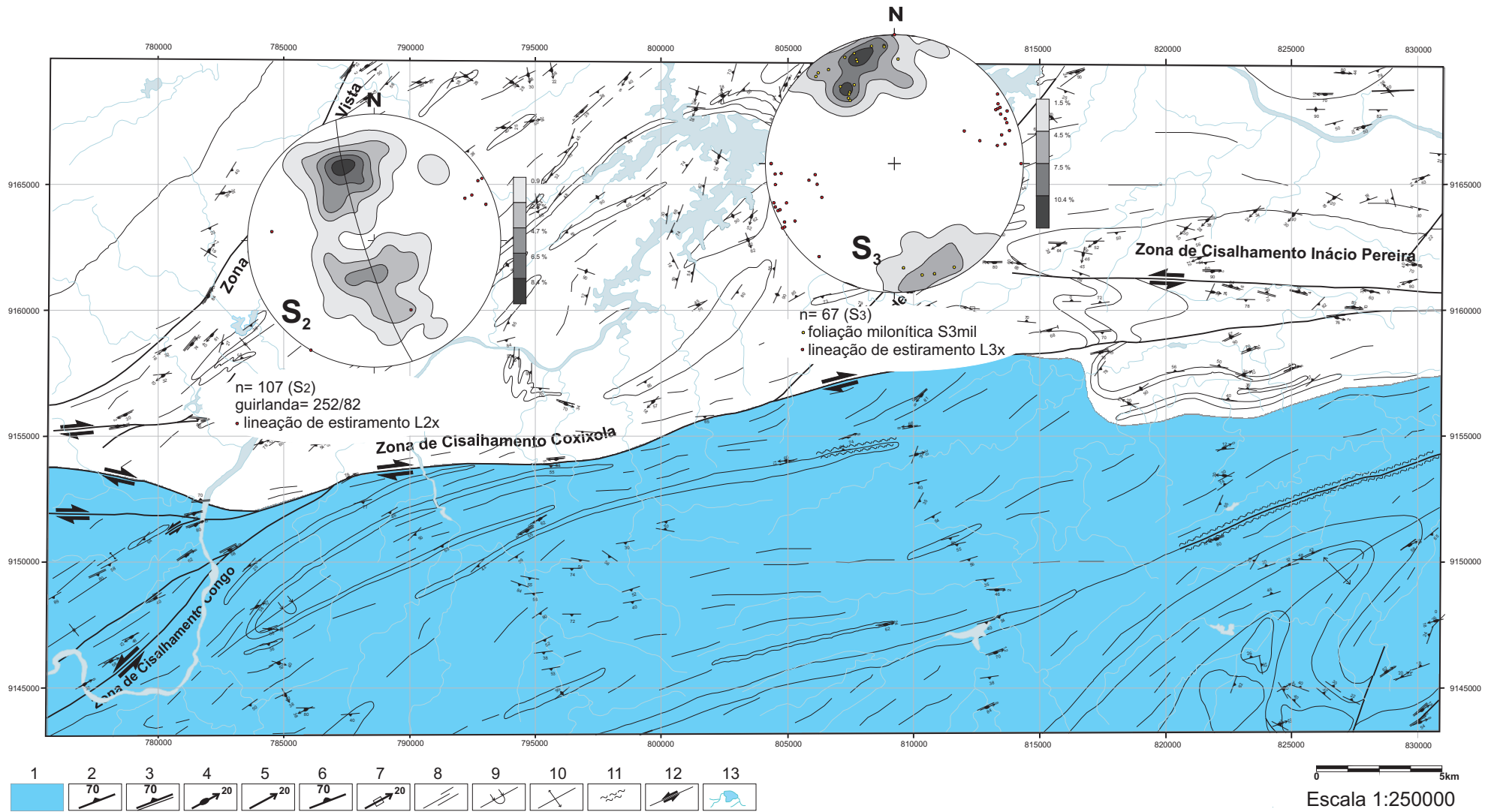


Fig. 5.7: Projeções estereográficas no Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior do Domínio Estrutural III: (a) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_2 e eixo de dobras F_3 ; (b) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_3 ; (c) Diagrama de contorno dos pólos da foliação milonítica S_{3mil} ; (d) Lineações de estiramento L_{3x} representadas no diagrama de contorno e eixo de dobras F_3 .



1. Domínio estrutural III; 2. Foliação ; 3. Foliação milonítica; 4. Lineação de estiramento; 5. Lineação de interseção; 6. Foliação magmática; 7. Lineação de fluxo; 8. Lineamentos; 9. Sinforme invertida; 10. Antiforme; 11. Faixa milonítica; 12. Zonas de cisalhamento com sentido de movimento; 13. açude e rede de drenagem.

Figura 5.8. Posicionamento do Domínio Estrutural III com as respectivas projeções estereográficas para os elementos planares e lineares;



1. Domínio estrutural IV; 2. Foliação ; 3. Foliação milonítica; 4. Lineação de estiramento; 5. Lineação de interseção; 6. Foliação magmática; 7. Lineação de fluxo; 8. Lineamentos; 9. Sinforme invertida; 10. Antiforme; 11. Faixa milonítica; 12. Zonas de cisalhamento com sentido de movimento; 13. açude e rede de drenagem.

Figura 5.9. Posicionamento do Domínio Estrutural IV com as respectivas projeções estereográficas para os elementos planares e lineares;

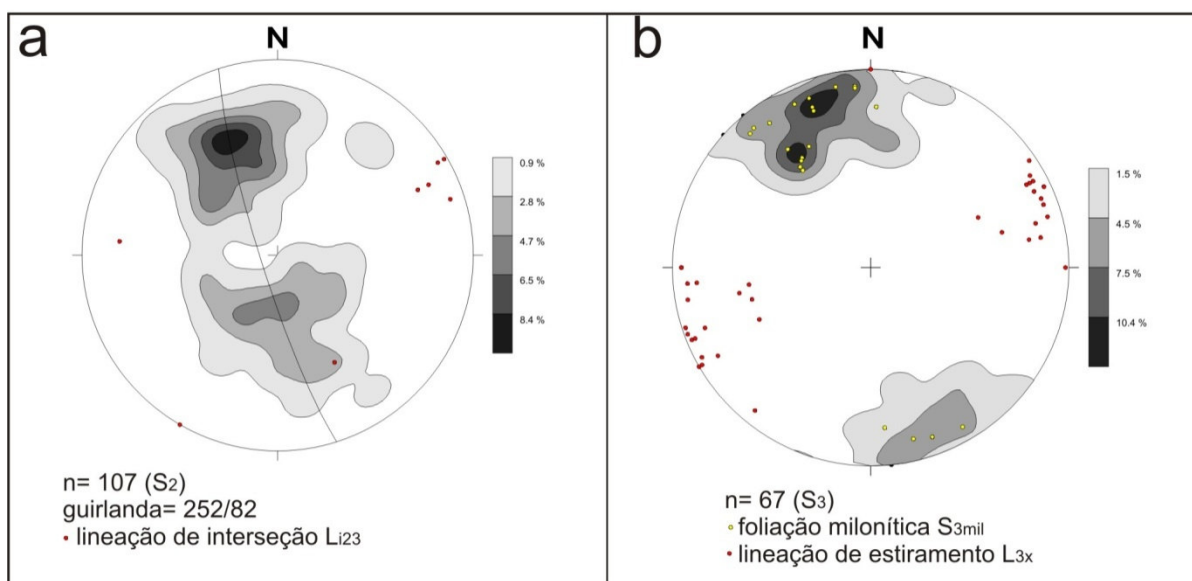


Figura 5.10: Projeções estereográficas no hemisfério inferior relativas ao Domínio Estrutural IV: (a) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_2 e lineações de interseção L_{123} ; (b) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_3 e S_{3mil} e lineações de estiramento L_{3x} .

5.3. Descrição das estruturas

Nesse item, as estruturas serão descritas separadamente de acordo com os seus diferentes aspectos geométricos e a sucessão temporal estimada dos eventos deformacionais. A descrição foi baseada na geometria dos principais elementos que compõem as estruturas. As estruturas foram descritas para toda a área incluindo todos os domínios estruturais.

5.3.1. Estruturas relacionadas à Fase D_1

Foliação S_1

A superfície S_1 foi identificada em zonas de charneira de dobramentos desenvolvidos durante o evento D_2 (Figs. 5.11a e 5.11b). Trata-se de uma foliação/xistosidade de espessura milimétrica a centimétrica caracterizada pela orientação preferencial de micas (muscovita e biotita) nos metassedimentos ou pela orientação de cristais de anfibólio e biotita nos ortognaisses. Durante o desenvolvimento do evento deformacional D_2 , a foliação S_1 foi transposta por S_2 . No entanto, a foliação S_1 pode ser observada paralela à S_2 nas porções mais afastadas de zonas de charneira de dobras F_2 isoclinais (Fig. 5.12b).

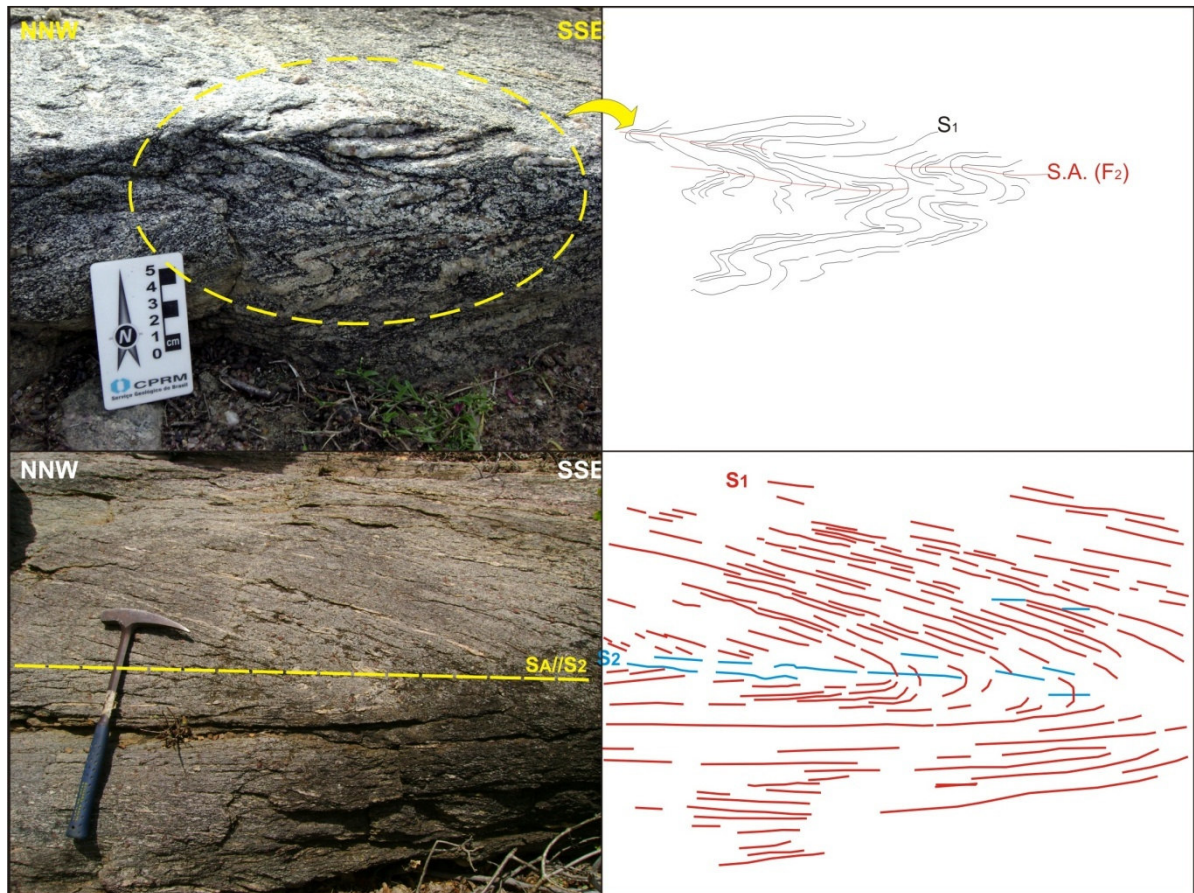


Figura 5.11. (a) Comportamento da foliação S_1 flexionada por dobras F_2 levemente assimétricas com perfis fechados a apertados. (b) Dobra F_2 fechada com eixo e superfície axial com mergulho de baixo ângulo (eixo = $095/40$; $Sa//S_2 = 120/35$). Notar o desenvolvimento incipiente da foliação S_2 paralela à superfície axial, bem como sua relação angular com a foliação S_1 .

5.3.2. Estruturas relacionadas à Fase D_2

Dobras F_2 e foliação S_2

As dobras F_2 são apertadas a isoclinais, levemente assimétricas com charneiras espessadas (**Figs. 5.12a e 5.12c**). O eixo dessas dobras possui mergulho suave (inferior a 20°) predominante para SW. A foliação S_2 é paralela ao plano axial das dobras F_2 (**Fig. 5.11a**) e sua orientação varia em cada domínio estrutural. Nos ortognaisses migmatíticos, essa foliação é marcada por um bandamento gnáissico com intercalações centimétricas a decimétricas entre camadas félsicas enriquecidos em quartzo e feldspato (neossoma) e camadas formadas por quartzo, feldspato, biotita e anfibólio (mesossoma). Na escala microscópica, a trama da foliação S_2 nos ortognaisses é caracterizada pela orientação de cristais de biotita e anfibólio. A associação mineral entre \pm anfibólio (hornblenda) + plagioclásio \pm k-feldspato + biotita + quartzo observada nos

ortognaisses indica que o desenvolvimento metamórfico de S_2 ocorreu na fácies anfibolito superior. Nas rochas metassedimentares, a foliação S_2 é caracterizada por uma superfície de espessura milimétrica nos litotipos mais enriquecidos em biotita e muscovita ou centimétrica nas porções migmatíticas. Nos metassedimentos poliminerálicos é comum uma associação mineral composta por quartzo + feldspato + k-feldspato + biotita + granada + sillimanita condizente com o equilíbrio metamórfico identificado nos ortognaisses. Essa foliação possui caráter milonítico em alguns afloramentos com faixas miloníticas estreitas (**Figs. 5.12a e 5.12c**), sendo caracterizada através da orientação e recristalização da trama estrutural. Em algumas porções, a formação dessa foliação ocorreu durante a fase final de transporte tectônico no evento D_2 , sob condições de deformação que variam entre média e baixa temperatura. Este aspecto sugere o predomínio de fluxo cataclástico em relação ao fluxo plástico (ausência de recristalização de K-feldspato e plagioclásio) observado na escala microscópica (**Fig. 5.15c**). Embora transformações metamórficas significativas não tenham sido identificadas, o desenvolvimento da foliação milonítica deve estar relacionado a condições retrometamórficas no estágio final de desenvolvimento da fase D_2 . A distribuição da foliação S_2 em mapa é observada na Figura 5.13.

Lineação L_{2x}

A lineação L_{2x} é identificada nos afloramentos de anfibólio-biotita ortognaisses ou nos metassedimentos (**Fig. 5.15b**). Essa estrutura linear é definida pelo estiramento mineral de cristais de feldspatos e agregados de quartzo. As lineações L_{2x} tratadas nos estereogramas proporcionam diferentes geometrias de guirlandas nos domínios estruturais I e II. A diferença na orientação de L_{2x} observada em mapa (**Fig. 5.14**) sugere que essa estrutura pode ter sido rotacionada durante o evento deformacional D_3 . Por outro lado, mecanismos de partição de deformação durante o evento D_2 poderiam ter influenciado o comportamento espacial de L_{2x} . Estas observações podem explicar a dispersão de L_{2x} nos diagramas de projeção estereográfica (**Figs. 5.3, 5.5 e 5.14**). No caso específico da área de estudo, o arranjo geométrico e cinemático de zonas de cisalhamento sinistrais e destrais tiveram uma importante participação na mudança de posicionamento de L_{2x} . Nas proximidades da Zona de Cisalhamento Boa Vista, no Domínio Estrutural I, o posicionamento de L_{2x} é afetado diretamente pela movimentação sinistral da zona de cisalhamento supracitada (**Fig. 5.14**).

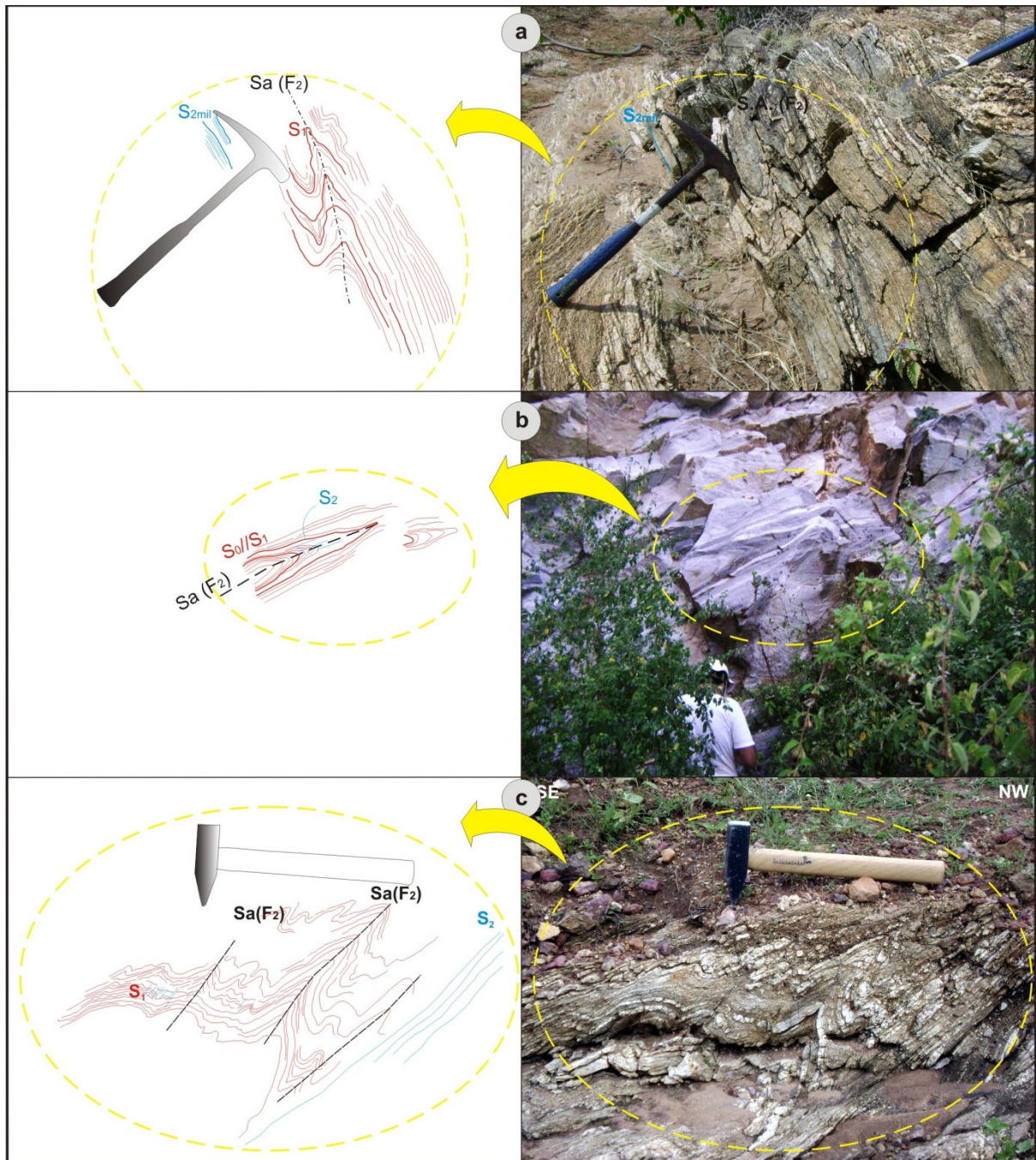


Figura 5.12. (a) Dobra F_2 com assimetria em “s” (eixo para NE) com plano axial paralelo à foliação milonítica S_{2mil} ; (b) Dobra F_2 apertada com zona de charneira espessada e flancos adelgaçados em camada de mármore do Complexo Surubim. Note o desenvolvimento incipiente de S_2 paralelo ao plano axial da dobra; (c) Afloramento de granada-biotita gnaissse onde se observa a foliação S_1 flexionada por dobras assimétricas F_2 . Notar o paralelismo entre o plano axial das dobras e a foliação S_2 .

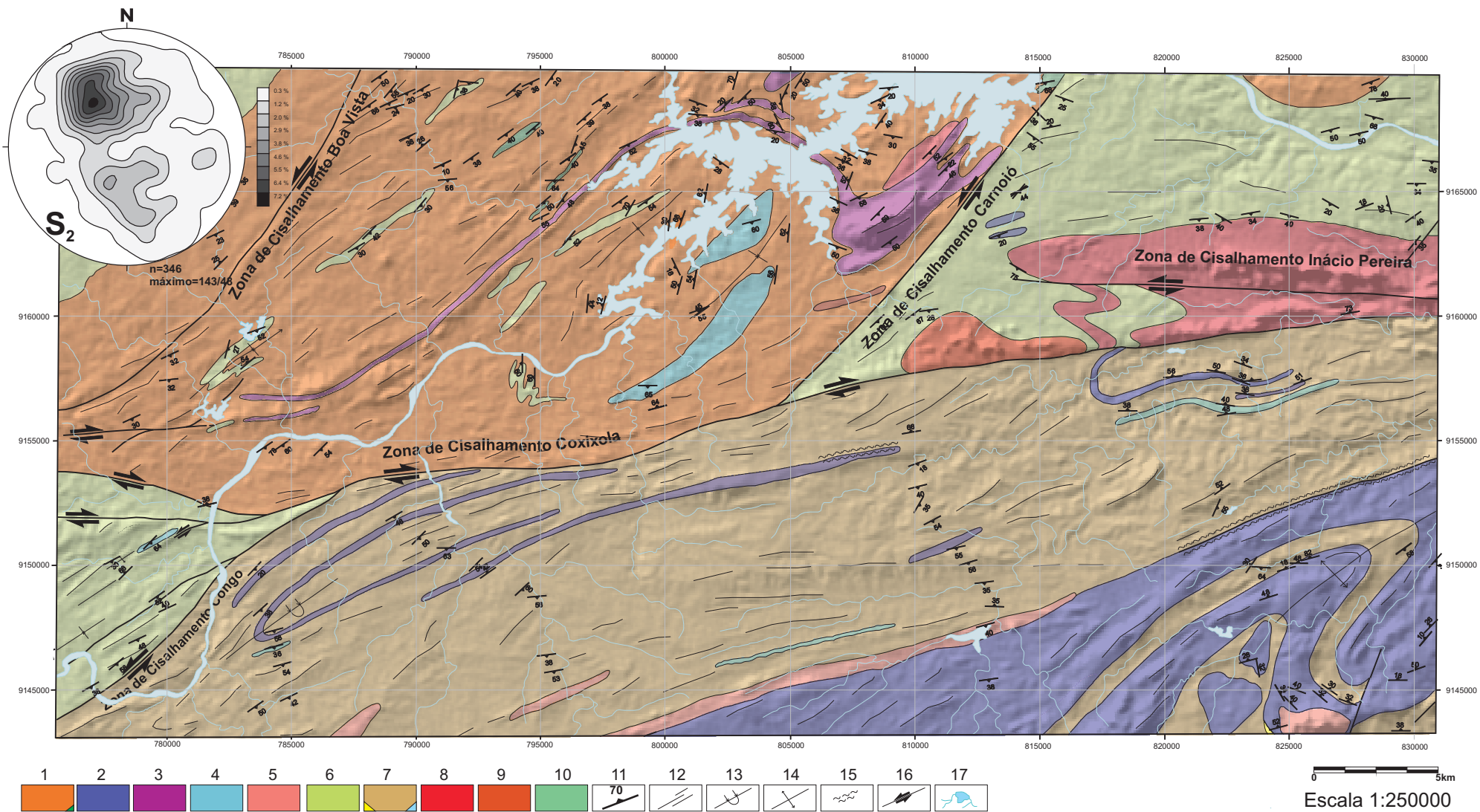
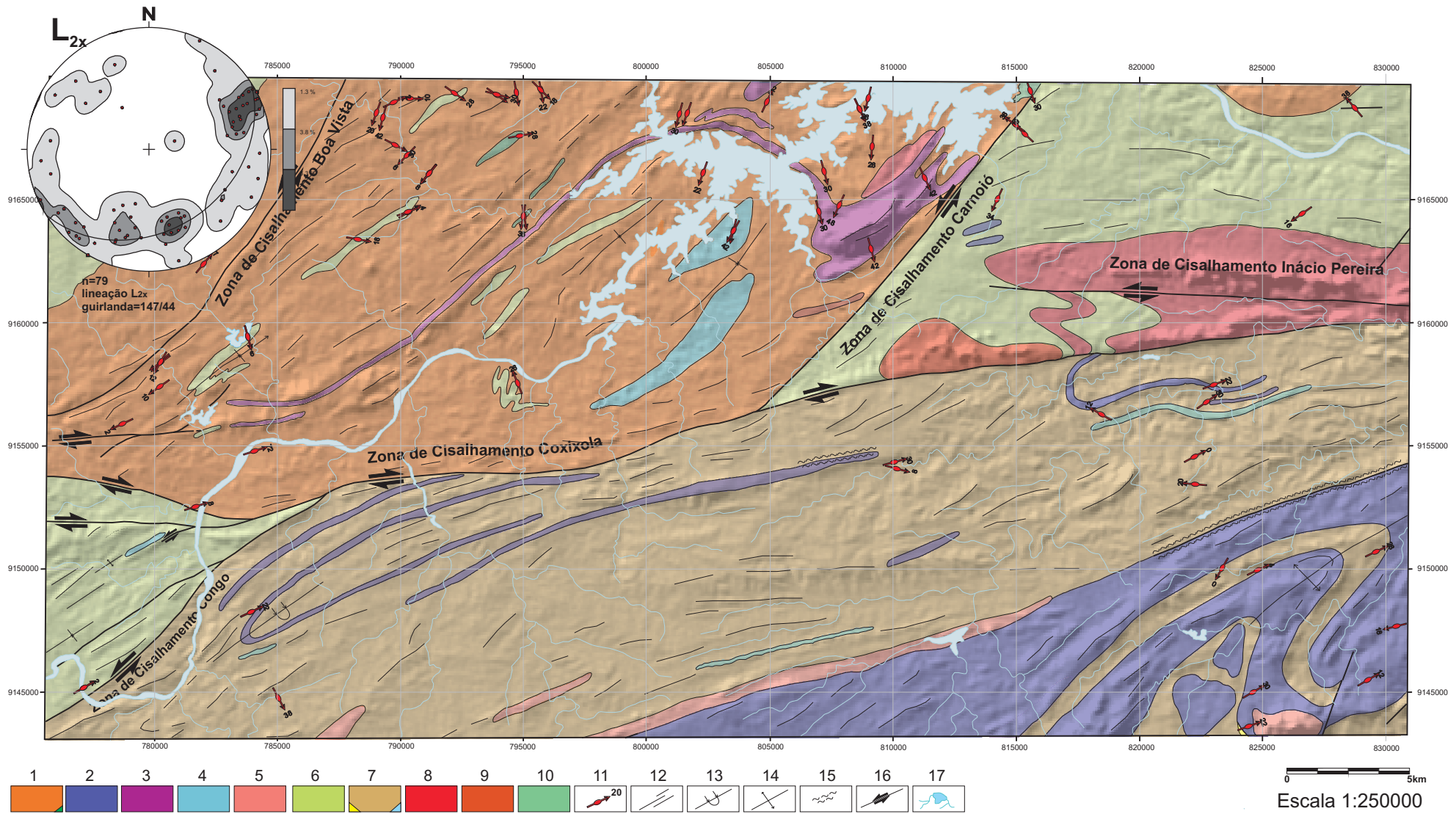


Figura 5.13. Esboço geológico da área com o posicionamento e distribuição da foliação S2.



1. Complexo Cabaceiras: ± anfibólio-biotita ortognaisses migmatíticos de composição granítica com intercalações de ortoanfibolitos;
2. Complexo Salgadinho: anfibólio-biotita-ortognaisses bandados, migmatíticos de composição granodiorítica a tonalítica com magnetita;
3. Suíte Carnoió-Caturité: anfibólio ortognaisses de composição granítica a sienogranítica;
4. Complexo Sumé: biotita ortognaisses de composição granítica a granodiorítica, noritos foliados e raras ocorrências Fe;
5. Ortognaisse Riacho de Santo Antônio: augen microclina ortognaisses sienograníticos;
6. Complexo Sertânia: ± sillimanita-granada-biotita gnaisses bandados/migmatíticos ou xistos, com raras intercalações de mármore e quartzitos;
7. Complexo Surubim: ± sillimanita-granada-biotita gnaisses e/ou xistos com intercalações de mármore e muscovita quartzitos;
8. Pluton Inácio Pereira: Anfibólio monzo a sienogranitos porfiroclásticos, foliados, por vezes, miloníticos;
9. Pluton Marinho: monzogranitos porfíricos;
10. Complexo Metanortosítico Boqueirão: anortositos e gabros;
11. Lineação; 12. Lineamentos; 13. Sinforme invertida; 14. Antiforme; 15. Faixa milonítica;
16. Zonas de cisalhamento com sentido de movimento; 17. açude e rede de drenagem.

Figura 5.14. Esboço geológico da área com o posicionamento e distribuição da lineação L2x.

5.3.3. Análise cinemática do evento D_2

Os melhores afloramentos para a interpretação do transporte tectônico desenvolvido no evento D_2 são observados nos domínios estruturais I, II e IV. As análises dos indicadores cinemáticos de sentido (S-C-C', porfiroclastos assimétricos rotacionados, vergência de dobras, etc.) observados em cortes paralelos à lineação L_{2x} indicam transporte tectônico para NNW nos afloramentos com L_{2x} orientada na direção NNW-SSE e caimento para SSE (**Fig. 5.15a, 5.15b e 5.15c**). Alguns autores (Sá *et al.*, 2002; Neves *et al.*, 2005) têm relatado transporte tectônico para WNW em outras porções do Domínio da Zona Transversal inseridas na porção SE da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SF-24-Z-D-VI), escala 1: 100.000. No entanto, nos afloramentos com L_{2x} orientada na direção WSW-ESE e caimento para ESE não foram observados indicadores cinemáticos conclusivos de sentido de transporte tectônico para WNW.

As superfícies de empurrão que indicam transporte tectônico para NNW, observadas somente na escala mesoscópica (**Fig. 5.15a**), não podem ser dimensionadas em termos de deslocamento de massa, devido à ausência de marcadores litoestratigráficos significativos (**Fig. 5.14**). A carência de superfícies miloníticas contínuas associadas ao evento D_2 dificulta a delimitação de contatos litológicos caracterizados por falhas de empurrão na escala do mapa (1: 100.000). Por outro lado, o posicionamento estratigráfico da Suíte Carnoió-Caturité em relação ao Complexo Cabaceiras aliado ao comportamento geométrico de S_2 e L_{2x} no Domínio Estrutural II sugerem que, o contato entre essas unidades, represente uma superfície de empurrão pretérita ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento na fase D_3 . Isso, somado à interferência da geometria acilíndrica de dobras F_3 , explica a diferença de orientação de S_2 observada na porção central do Domínio Estrutural II, com uma mudança abrupta de posicionamento da foliação orientada na direção W-E ou NNE-SSW (**Figs. 5.6 e 5.16**).

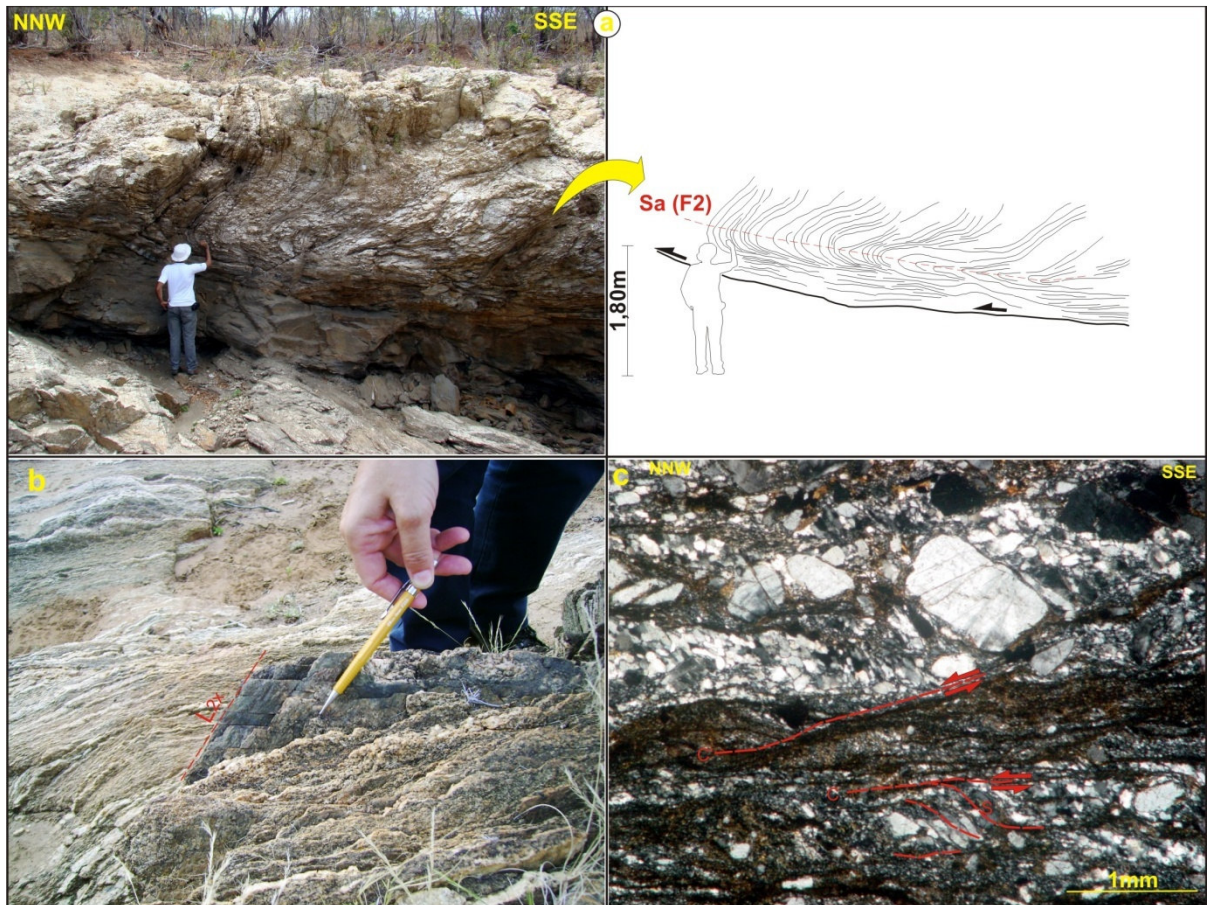


Figura 5.15. (a) Dobra de arrasto em afloramento de granada-biotita gnaíse migmatítico do Complexo Sertânea, caracterizando uma superfície de empurrão (155/40) associada ao transporte tectônico do evento D₂. Corte paralelo à lineação L_{2x} (165/36); (b) Geometria da lineação de estiramento L_{2x}, com atitude 170/40, contida no plano da foliação milonítica S_{2mil.}; (c) Fotomicrografia do biotita ortognaíse com superfícies S-C e C' que sugerem topo para NNW em corte paralelo à lineação de estiramento L_{2x} (Nicóis cruzados - aumento 4x).

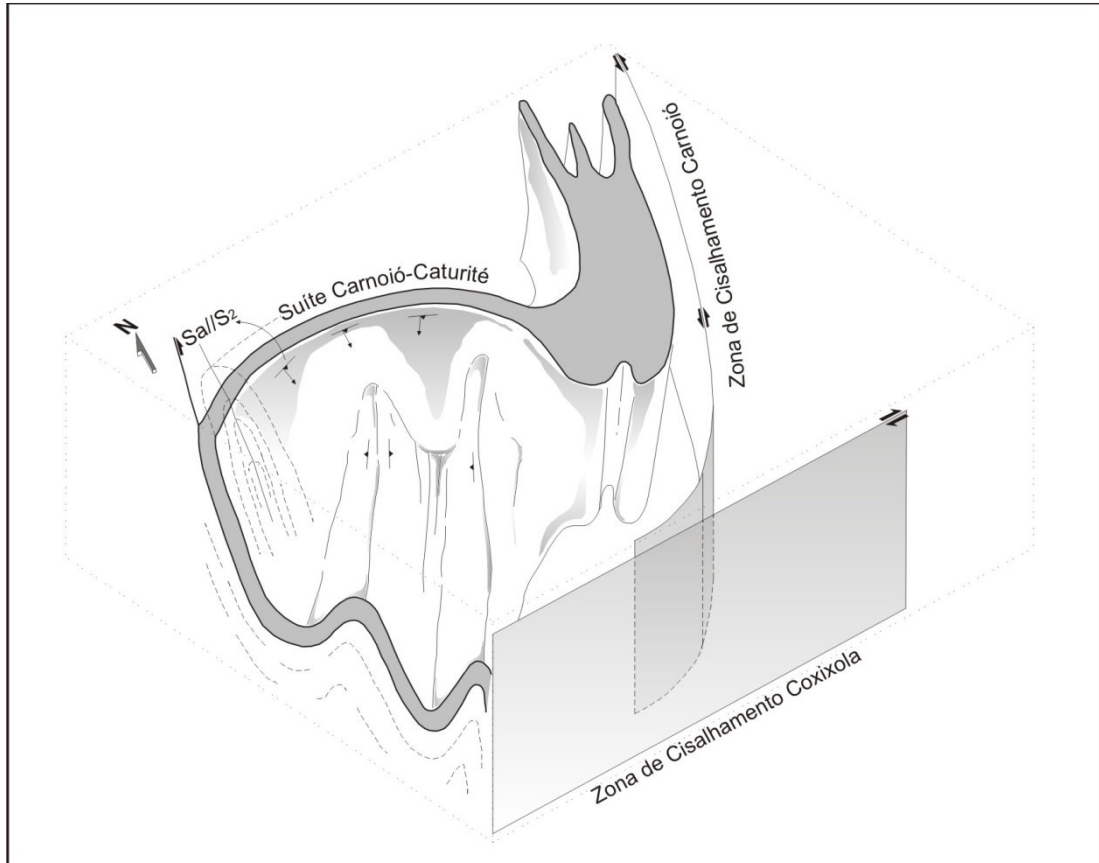


Figura 5.16. Modelo esquemático para o arranjo geométrico e cinemático observado no Domínio Estrutural II. Notar a diferença de posicionamento de S_2 e L_{2x} . Ver discussões no texto para as características geométricas do transporte tectônico durante o evento D_2 .

5.3.4. Estruturas relacionadas à Fase D_3

5.3.4.1. Dobras F_3 e foliação S_3

As dobras F_3 são simétricas, fechadas a isoclinais, com zonas de charneira espessas e flancos adelgaçados (**Fig. 5.17**). No caso específico do Domínio Estrutural IV as dobras F_3 são assimétricas e fechadas nas porções mais afastadas de zonas de cisalhamento e migram para dobras simétricas e isoclinais no interior dessas zonas (**Fig. 5.18**). Os eixos dessas dobras estão orientados em diferentes direções nos domínios estruturais. A diferença de orientação no eixo das dobras F_3 está relacionada à ocorrência de zonas de cisalhamento de direção NE-SW e WSW – ENE. Haja vista a associação direta do desenvolvimento dessas dobras com a geração de zonas de cisalhamento na área. A superfície axial das dobras F_3 é paralela à foliação S_3 ou S_{3mil} (**Fig. 5.19**). Essa foliação possui algumas variações na atitude nos diferentes domínios estruturais com inclinação do mergulho sempre próximo da vertical (**Fig. 5.20**). Nas regiões correspondentes à deformação das

zonas de cisalhamento é comum a ocorrência de dobras F_3 com eixos paralelos a L_{3x} . No Domínio Estrutural IV, as dobras F_3 parecem ter sido geradas com o eixo oblíquo à direção principal do cisalhamento e rotacionados para essa direção durante o desenvolvimento progressivo das zonas de cisalhamento (**Fig. 5.21**). O resultado geométrico e cinemático para o desenvolvimento dessas dobras permite a observação da lineação de estiramento paralela ao eixo. Esse paralelismo entre a lineação de estiramento e o eixo das dobras F_3 é compatível com a geometria de dobras em cortina ou oblíquas (Passchier, 1986; Passchier e Trouw, 2005).

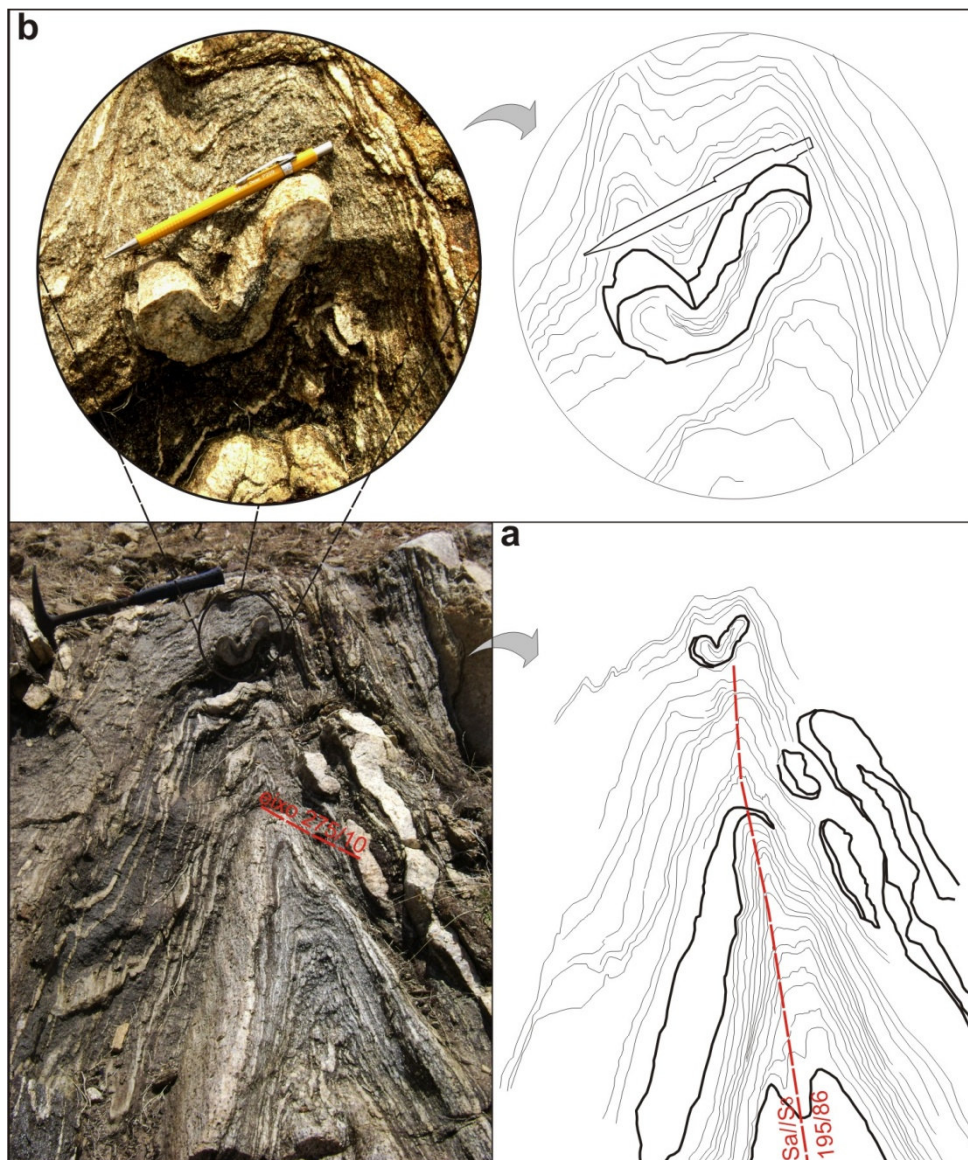


Figura 5.17. (a) Padrão de dobras F_3 com charneira espessa, eixo de caimento suave (275/10) e superfície axial subvertical (195/86); (b) Detalhe da zona de charneira com registros de dobramento anterior a fase D_3 .

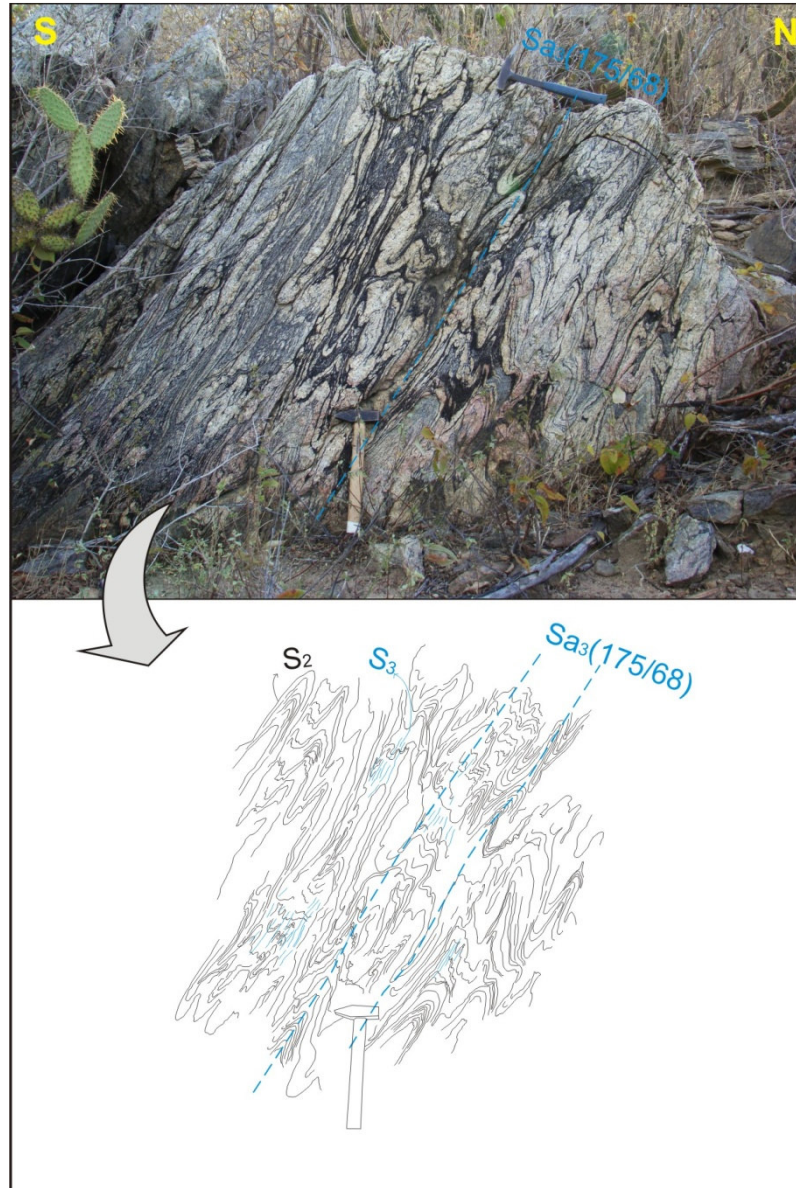


Figura 5.18. Ocorrência de dobras F_3 assimétricas, fechadas a apertadas, com zona de charneira levemente espessa em biotita ortognaisse migmatítico do Complexo Salgadinho no Domínio Estrutural IV. Notar o desenvolvimento incipiente da foliação S_3 paralela à superfície axial (175/68) das dobras F_3 .

Foliação S_3/S_{3mil}

A foliação S_{3mil} é observada nos ortognaisses e metassedimentos afetados por zonas de cisalhamento dúcteis. Nas zonas de cisalhamento, de orientação NE-SW e WSW-ENE, a ocorrência de faixas de rochas miloníticas a ultramiloníticas com 200 a 1000 metros de espessura foi proporcionada pelo amplo desenvolvimento da foliação S_{3mil} . Essa foliação é paralela ao plano axial de dobras apertadas a isoclinais. A recristalização da trama petrográfica com formação de fitas de quartzo e alinhamento preferencial de cristais de biotita, anfibólio, muscovita e/ou clorita são

fatores preponderantes na caracterização dessa foliação. As feições microestruturais associadas à evolução de S_{3mil} são descritas com mais detalhe no item que trata sobre a cinemática das zonas de cisalhamento. A descrição da estrutura planar S_{3t} não foi realizada separadamente, devido a dificuldade de distinguir essa estrutura da superfície S_{3mil} na escala de afloramento ou microscópica.

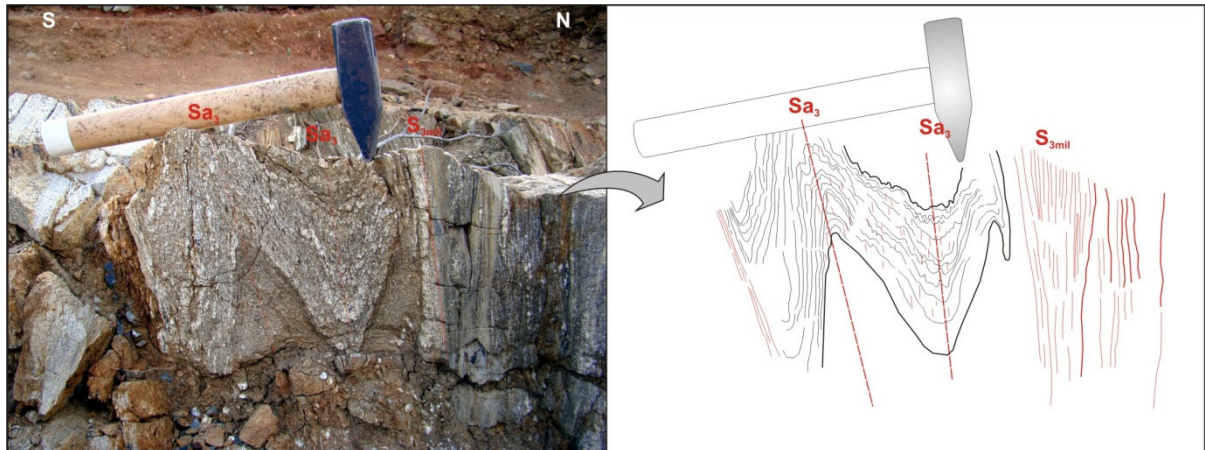


Figura 5.19. Afloramento de biotita - muscovita paragnaisse (Complexo Sertânea) que ocorre próximo ao traço principal da Zona de Cisalhamento Coxixola. O padrão de dobramento F_3 consiste em dobra fechada, levemente espessa e angulosa na zona de charneira com desenvolvimento de foliação plano axial (S_3). A foliação S_2 , flexionada por dobra F_3 , é obliterada por uma foliação milonítica (S_{3mil}) que exhibe forte paralelismo com a foliação plano axial (S_3).

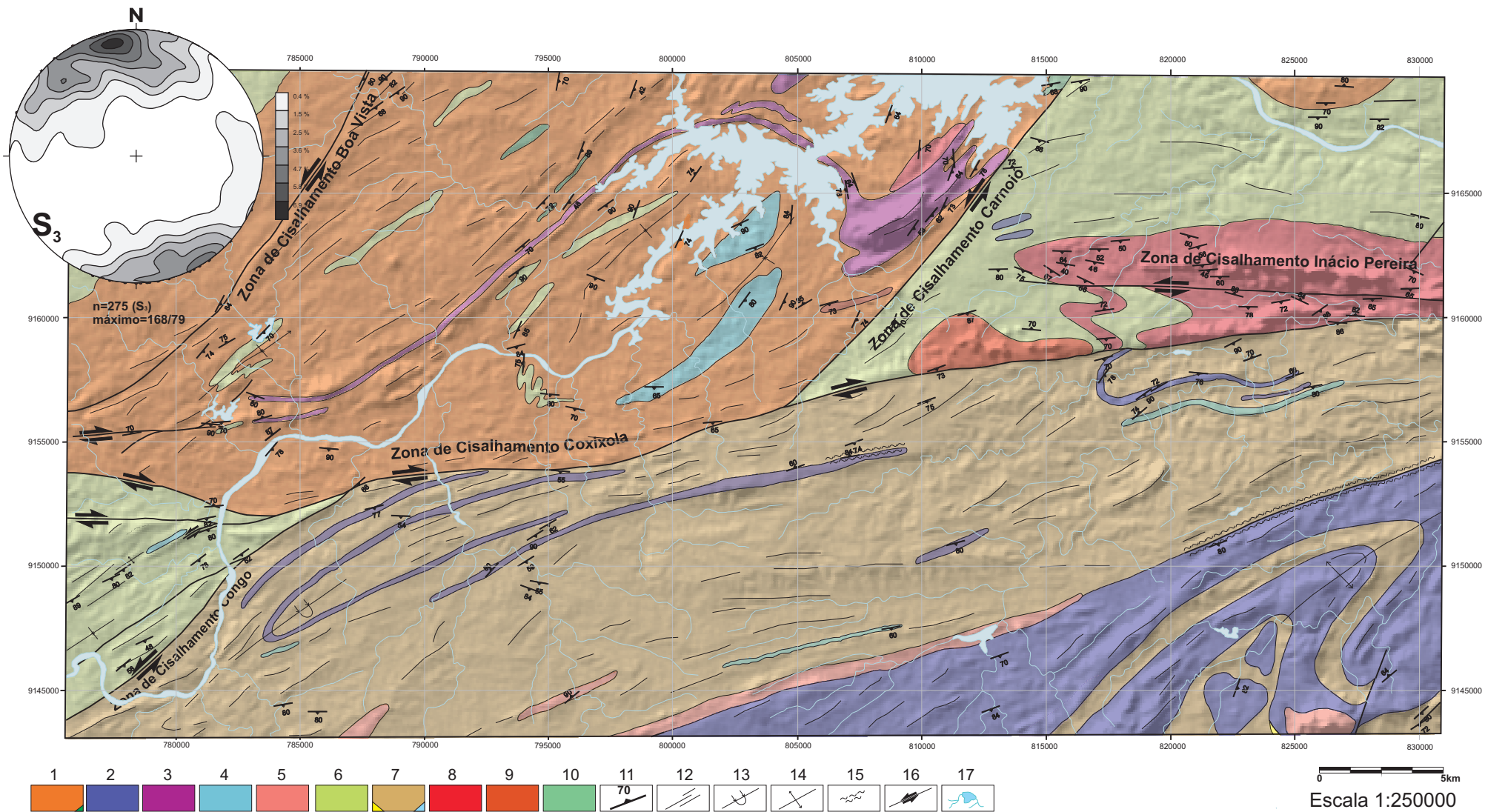


Figura 5.20. Esboço geológico da área com o posicionamento e distribuição da foliação S₃.

5.3.4.2. Lineação L_{3x}

A lineação L_{3x} é observada nos planos de foliação milonítica S_{3mil} . Essa lineação é caracterizada pelo estiramento mineral de cristais de feldspato e quartzo nos ortognaisses ou como agregados de quartzo e sillimanita nos metassedimentos. A orientação principal dessa lineação varia ao longo dos domínios estruturais ou de acordo com o posicionamento de zonas de cisalhamento (**Fig. 5.22**). Essa lineação é observada paralela ao eixo de dobras F_3 . O padrão geométrico proposto para explicar o paralelismo entre a lineação de estiramento e o eixo de dobras é demonstrado na Fig. 5.21.

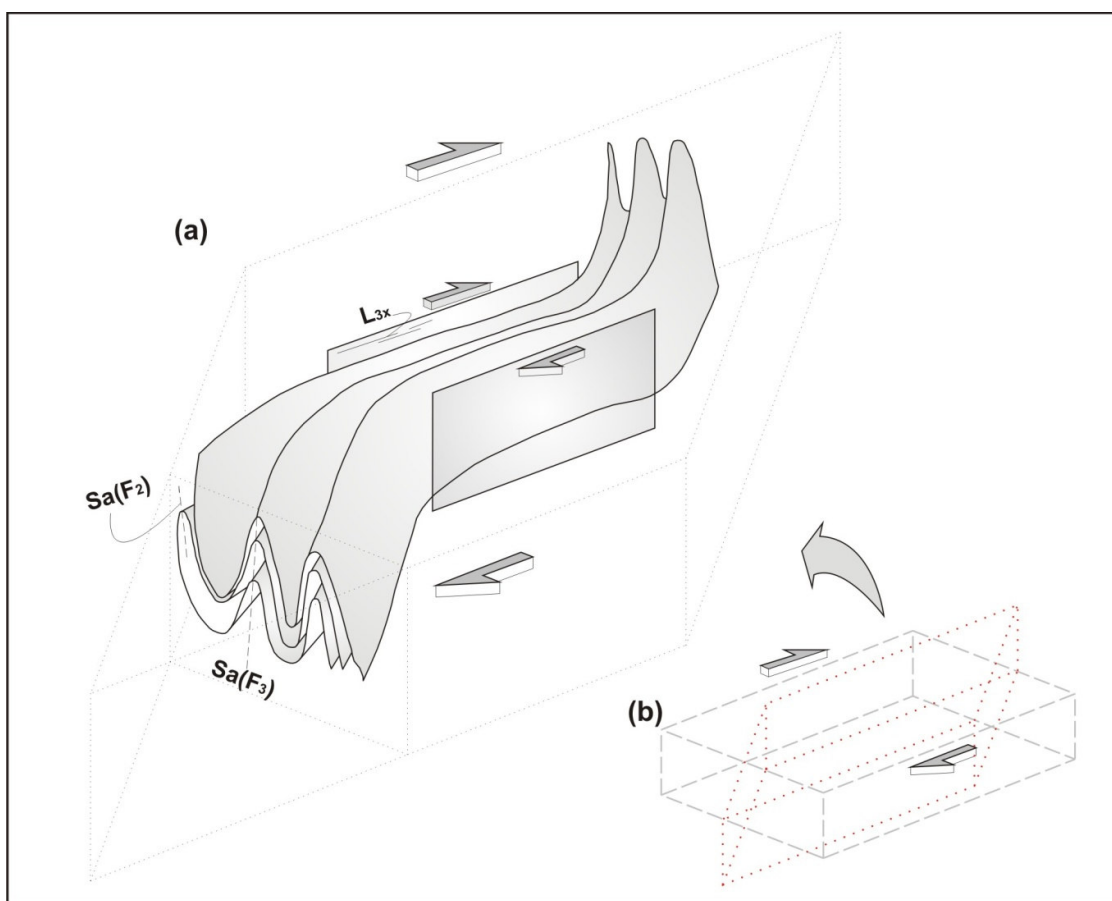
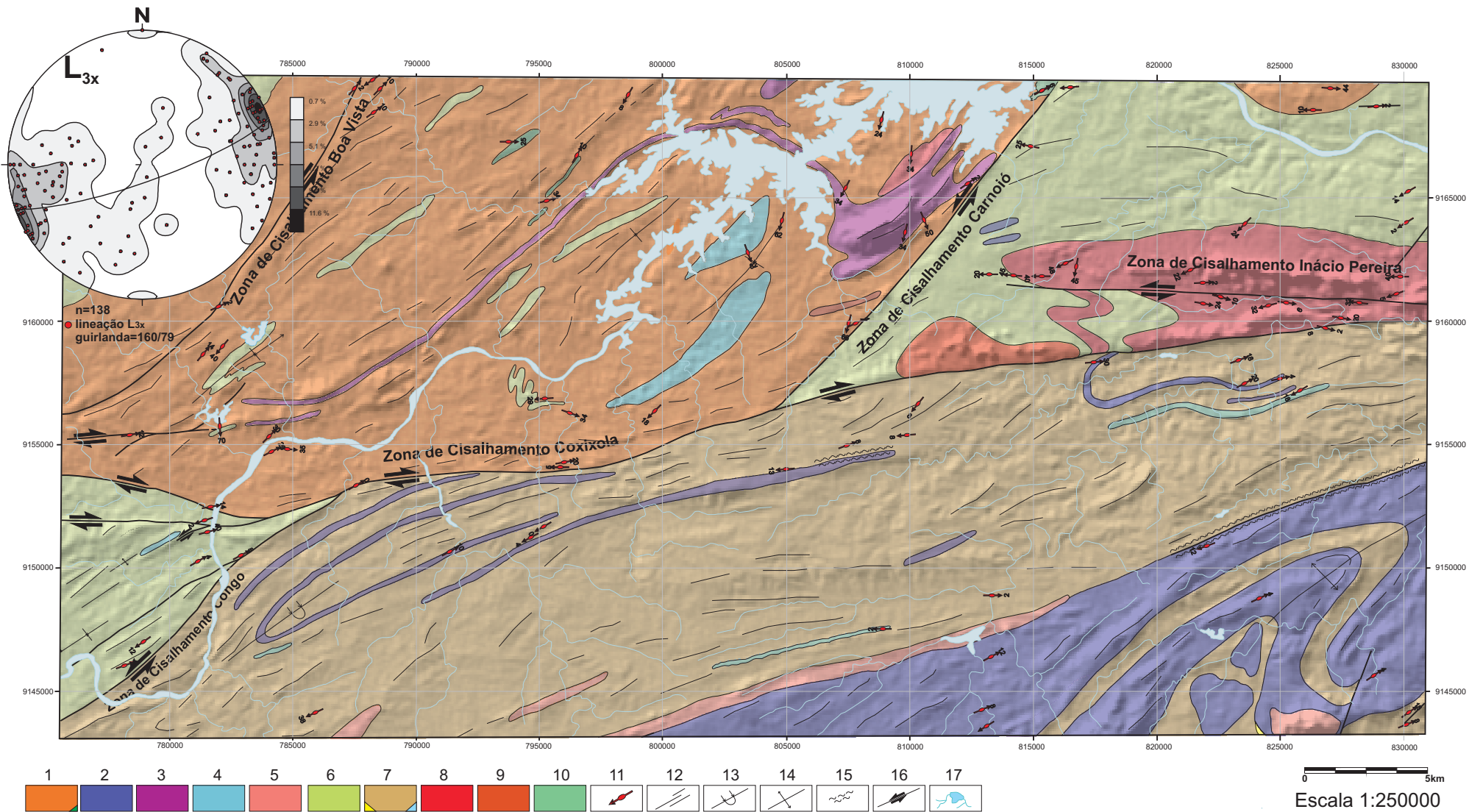


Figura 5.21. (a) Desenho esquemático para representar a relação entre a geometria de dobras F_3 e o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Coxixola. Nesse caso, a lineação de estiramento é observada paralela ao eixo das dobras. (b) Ilustração do efeito causado pela deformação associada à zona de cisalhamento.



1. Complexo Cabaceiras: \pm anfibólio-biotita ortognaisses migmatíticos de composição granítica com intercalações de ortoanfibolitos; 2. Complexo Salgadinho: anfibólio-biotita-ortognaisses bandados, migmatíticos de composição granodiorítica a tonalítica com magnetita; 3. Suíte Carnoió-Caturité: anfibólio ortognaisses de composição granítica a sienogranítica; 4. Complexo Sumé: biotita ortognaisses de composição granítica a granodiorítica, noritos foliados e raras ocorrências Fe; 5. Ortognaisse Riacho de Santo Antônio: augen microclina ortognaisses sienograníticos; 6. Complexo Sertânia: \pm sillimanita-granada-biotita gnaisses bandados/migmatíticos ou xistos, com raras intercalações de mármore e quartzitos; 7. Complexo Surubim: \pm sillimanita-granada-biotita gnaisses e/ou xistos com intercalações de mármore e muscovita quartzitos; 8. Pluton Inácio Pereira: Anfibólio monzo a sienogranitos porfiroclásticos, foliados, por vezes, miloníticos; 9. Pluton Marinho: monzogranitos porfíricos; 10. Complexo Metanortosítico Boqueirão: anortositos e gabros; 11. Lineação; 12. Lineamentos; 13. Sinforme invertida; 14. Antiforme; 15. Faixa milonítica; 16. Zonas de cisalhamento com sentido de movimento; 17. açude e rede de drenagem.

Figura 5.22. Esboço geológico da área com o posicionamento e distribuição da lineação L3x.

5.3.4.2.1. Obliquidade da Lineação L_{3x}

A análise da obliquidade de L_{3x} foi realizada a partir de 134 atitudes de lineações de estiramento associadas à fase D_3 . Os valores de obliquidade foram separados em nove intervalos com diferença de dez graus de um para o outro como exemplificado na Tabela 5.1. Todos os valores de obliquidade de L_{3x} foram avaliados em conjunto para toda a área estudada. Posteriormente, os dados foram individualizados e analisados de acordo com a ocorrência das lineações nas diferentes zonas de cisalhamento. As relações geométricas entre a lineação (L_{3x}) e a foliação (S_3/S_{3mil}) foram interpretadas com base no diagrama de correlação entre a obliquidade e a direção do mergulho da foliação (Carreiras, 2001). Os dados ainda foram tratados em diagramas de projeção estereográfica (**Figs. 5.3, 5.5, 5.7, 5.9, e 5.23**).

Das 134 atitudes da lineação L_{3x} obtidas, os seguintes dados foram observados (Tabela 5.1 e Fig. 5.19): 59 medidas (43,04%) foram englobadas no intervalo de 0-10° de obliquidade, 24 medidas (17,52%) no intervalo de 10-20°, 17 medidas (12,51%) no intervalo de 20-30°, 18 medidas (13,14%) no intervalo de 30-40°, 9 medidas (6,57%) no intervalo de 40-50°, 4 medidas (2,92%) no intervalo de 50-60°, 4 medidas (2,92%) no intervalo de 60-70°, 1 medida (0,73%) no intervalo de 70-80° e 1 medida (0,73%) no intervalo de 80-90°.

Tabela 5.1. Intervalos de obliquidade da L_{3x} para toda a área estudada.

Intervalos de obliquidade de L_{3x}	número de medidas	%
obliquidade 0-10	59	43,07
obliquidade 10-20	24	16,42
obliquidade 20-30	17	13,43
obliquidade 30-40	18	15,67
obliquidade 40-50	9	6,72
obliquidade 50-60	4	2,99
obliquidade 60-70	4	2,24
obliquidade 70-80	1	0,75
obliquidade 80-90	1	0,75
Total	137	100

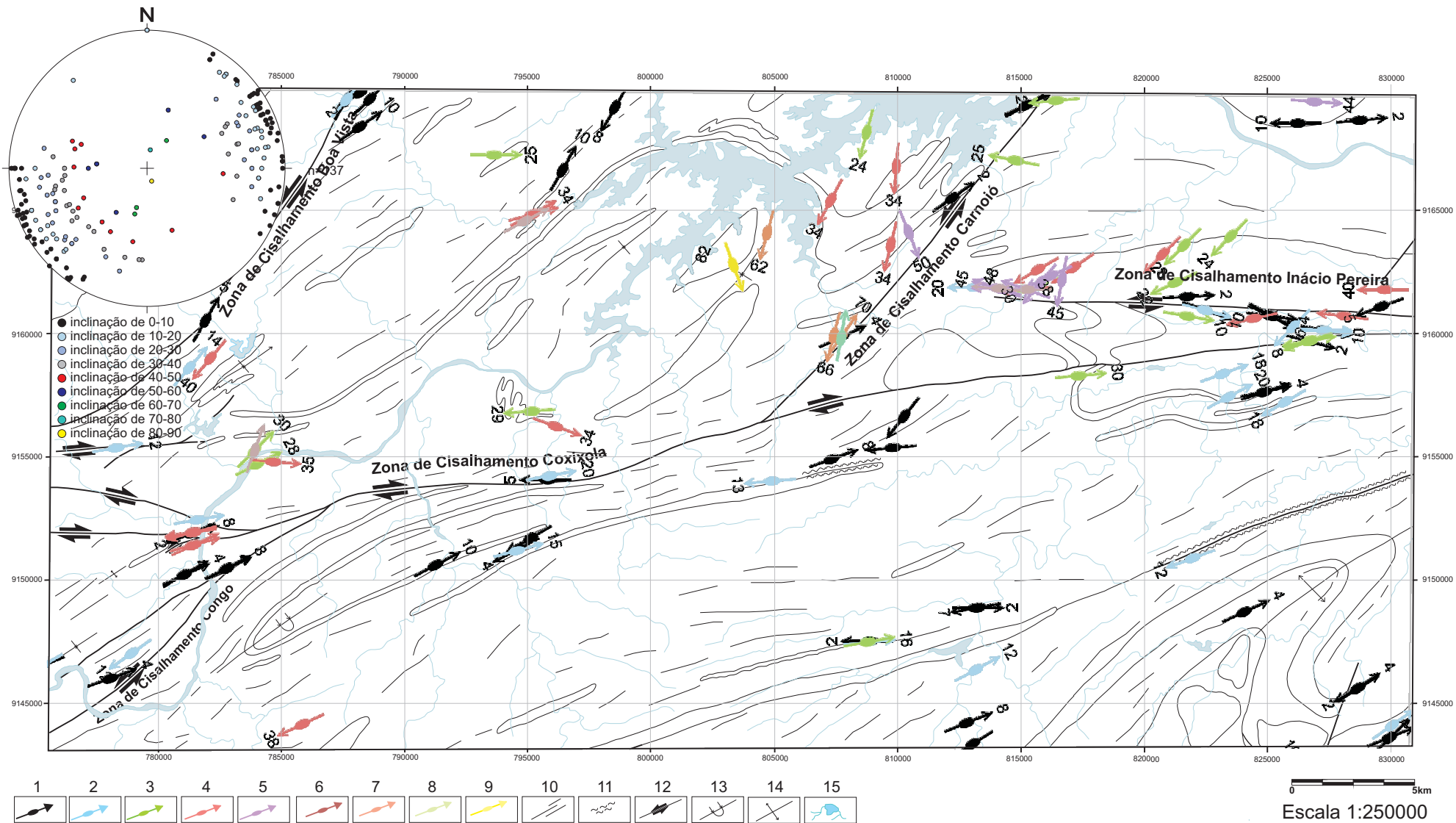


Figura 5.23. Mapa de obliquidade da lineação L3x com os diferentes valores de inclinação do mergulho.

Em geral, a análise dos dados obtidos sugere o predomínio de atitudes de L_{3x} com valores de obliquidade inferiores ou iguais a 10° para toda a área de estudo. Algumas mudanças nos parâmetros de obliquidade foram observadas ao tratar isoladamente o comportamento de L_{3x} nas diferentes zonas de cisalhamento. Os valores de obliquidade de L_{3x} inferiores ou iguais a 20° obtidas nos planos de foliação milonítica da Zona de Cisalhamento Coxixola somam 63% das medidas efetuadas (12 de 19 medidas-ver Tabela 5.2). Valores de obliquidade de L_{3x} entre o intervalo de 30° a 50° são observados somente na porção oeste da área, no trecho de conexão entre a Zona de Cisalhamento Coxixola com a terminação setentrional da Zona de Cisalhamento Congo.

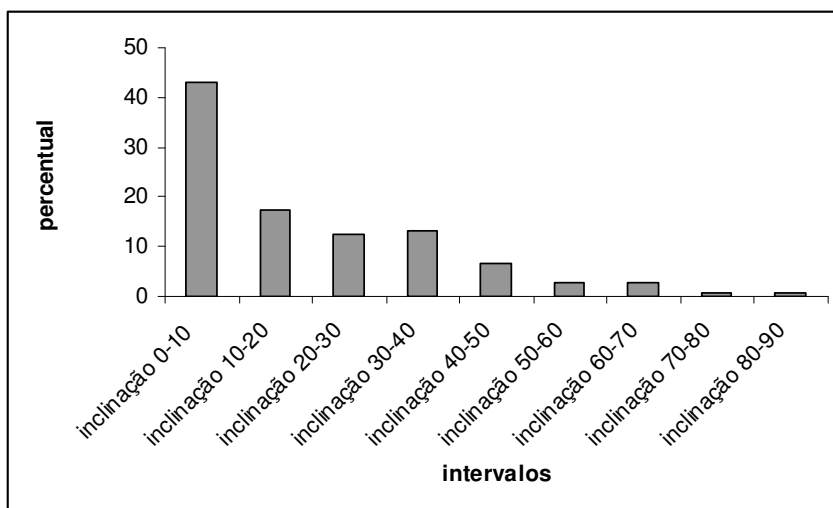


Figura 5.24. Histograma com os valores percentuais para os intervalos de obliquidade de L_{3x} .

Tabela 5.2. Intervalos de obliquidade da L_{3x} para a Zona de Cisalhamento Coxixola

Intervalos de obliquidade de L_{3x}	número de medidas	%
obliquidade 0-10	8	42
obliquidade 10-20	4	21
obliquidade 20-30	0	0
obliquidade 30-40	5	26
obliquidade 40-50	0	0
obliquidade 50-60	0	0
obliquidade 60-70	2	11
obliquidade 70-80	0	0
obliquidade 80-90	0	0
Total	19	100

Na Zona de Cisalhamento Boa Vista os valores de obliquidade obtidos não ultrapassam os 14° de obliquidade, com 9 de um total de 13 medidas de L_{3x} inferiores ou iguais a 10° de obliquidade (ver Tabela 5.3).

Entre as 10 medidas de L_{3x} obtidas para a Zona de cisalhamento Congo, somente duas possuem valores de obliquidade superiores a 12° (em torno de 50°). Essas duas zonas de cisalhamento possuem a maior homogeneidade de valores de obliquidade para L_{3x} (ver Tabela 5.4).

Na Zona de Cisalhamento Carnoió os valores de obliquidade de L_{3x} são superiores a 30° em 5 das 9 medidas obtidas ao longo dessa zona de cisalhamento, enquanto que 4 medidas apresentam valores de obliquidade inferiores a 10° (ver Tabela 5.5).

Na Zona de Cisalhamento Inácio Pereira, 23 de um total de 38 medidas de L_{3x} têm obliquidade superior a 20° (60%) em contraste com 11 medidas com obliquidade inferior ou igual a 10° (ver tabela 5.6). As implicações para os diferentes valores de obliquidade de L_{3x} serão discutidas no item 5.5 (análise cinemática), levando em consideração o sentido do caimento da lineação e a atitude do plano de foliação.

Tabela 5.3. Intervalos de obliquidade da L_{3x} para a Zona de Cisalhamento Boa Vista.

Intervalos de obliquidade de L_{3x}	número de medidas	%
obliquidade 0-10	10	77
obliquidade 10-20	2	15
obliquidade 20-30	0	0
obliquidade 30-40	1	8
obliquidade 40-50	0	0
obliquidade 50-60	0	0
obliquidade 60-70	0	0
obliquidade 70-80	0	0
obliquidade 80-90	0	0
Total	13	100

Tabela 5.4. Intervalos de obliquidade da L_{3x} para a Zona de Cisalhamento Carnoió.

Intervalos de obliquidade de L_{3x}	número de medidas	%
obliquidade 0-10	4	44
obliquidade 10-20	0	0
obliquidade 20-30	0	0
obliquidade 30-40	1	11
obliquidade 40-50	1	11
obliquidade 50-60	0	0
obliquidade 60-70	2	22
obliquidade 70-80	1	11
obliquidade 80-90	0	0
Total	9	100

Tabela 5.5. Intervalos de obliquidade de L_{3x} para a Zona de cisalhamento Inácio Pereira.

Intervalos de obliquidade de L_{3x}	número de medidas	%
obliquidade 0-10	11	29
obliquidade 10-20	4	11
obliquidade 20-30	7	18
obliquidade 30-40	6	16
obliquidade 40-50	8	21
obliquidade 50-60	2	5
obliquidade 60-70	0	0
obliquidade 70-80	0	0
obliquidade 80-90	0	0
Total	38	100

O diagrama de correlação entre os valores de obliquidade da lineação de estiramento e a direção de mergulho da foliação aponta para uma boa relação entre as diferentes zonas de cisalhamento que ocorrem na área de estudo (**Fig. 5.24**). A configuração da linha de tendência polinomial no diagrama comprova a diferença de valores de obliquidade da lineação de estiramento na Zona de Cisalhamento Inácio Pereira (WNW-ESE) em relação às Zonas de Cisalhamento Coxixola (aproximadamente W-E), Boa Vista (NE-SW) e Carnoió (NE-SW) (**Figs. 5.24 e 5.25**). Em contrapartida, a predominância de lineações de estiramento com valores de obliquidade relativamente baixos ($<20^\circ$) é clara neste diagrama (**Fig. 5.25**). As principais características geométricas e cinemáticas dessas zonas de cisalhamento serão apresentadas a seguir, bem como uma proposta de evolução estrutural para toda área (Capítulo 6).

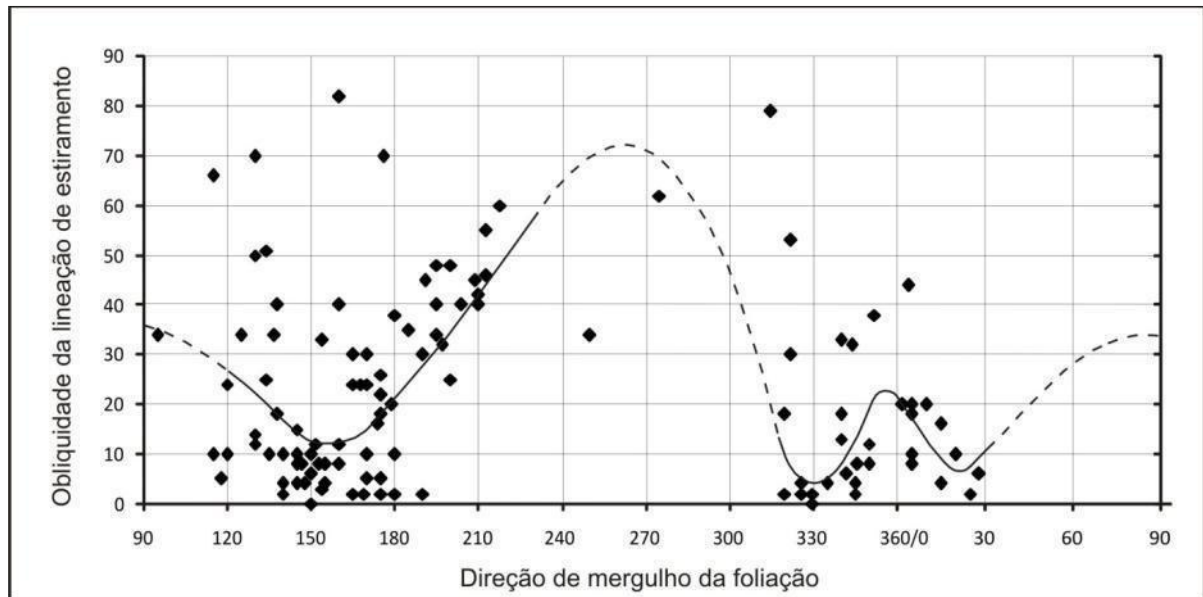


Figura 5.25. Diagrama de correlação entre a obliquidade da lineação de estiramento e a direção de mergulho da foliação (Carreiras, 2001). Nesse diagrama, boas correlações entre as zonas de cisalhamento que ocorrem na área podem ser observadas, como demonstrado pela configuração da linha de tendência (polinomial). Nas porções sem nenhuma relação aparente, a linha de tendência está tracejada.

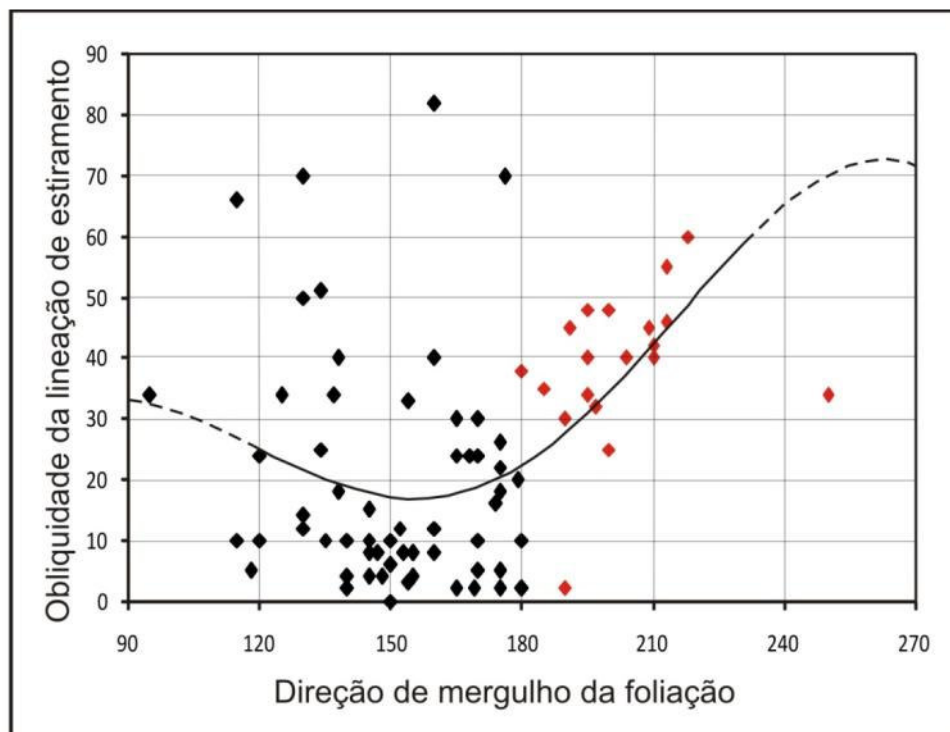


Figura 5.26: Ampliação da Fig. 5.25 com o objetivo de ressaltar a diferença no comportamento da lineação de estiramento (losangos vermelhos) na Zona de Cisalhamento Inácio Pereira em relação às outras zonas de cisalhamento.

5.4. Interferência tectônica entre as fases D_2 e D_3

A relação de corte entre as foliações S_2 e S_3 é marcada por uma lineação de interseção (L_{123}). O resultado final é uma estrutura linear de atitude média 055/07, bem marcada em ortognaisses que ocorrem no Domínio Estrutural IV. Essa lineação é paralela ao eixo de dobras F_3 e a L_{3x} . A relação de corte entre S_2 e S_3 parece clara, entretanto, essa lineação nem sempre é nítida no campo. Em algumas situações, a foliação S_2 tende a sub-verticalizar de maneira transicional nos flancos de dobras F_3 . Isso sugere um ajuste geométrico de S_2 em direção a atitude de S_3 durante o evento D_3 .

Esse ajuste de S_2 provavelmente afeta o posicionamento de L_{2x} como observado nos estereogramas entre os domínios estruturais I e II. Em geral, o padrão de interferências entre dobras F_2 e F_3 é caracterizado por dobras em laço (Tipo III) identificadas nos domínios estruturais I, III e IV (**Figs. 5.43a, 5.43b e 5.44**). A relação angular entre os elementos geométricos das dobras F_2 e F_3 observada no Domínio Estrutural II sugere um padrão de interferência intermediário entre o Tipo I e II (domos e bacias/cogumelo). Embora as figuras de interferência não sejam observadas na escala de afloramento, a geometria concêntrica dos contatos identificados em mapa no Domínio Estrutural II (ver mapa geológico em anexo e Figs. 5.13 e 5.16) é coerente com esse padrão de interferência de dobra.

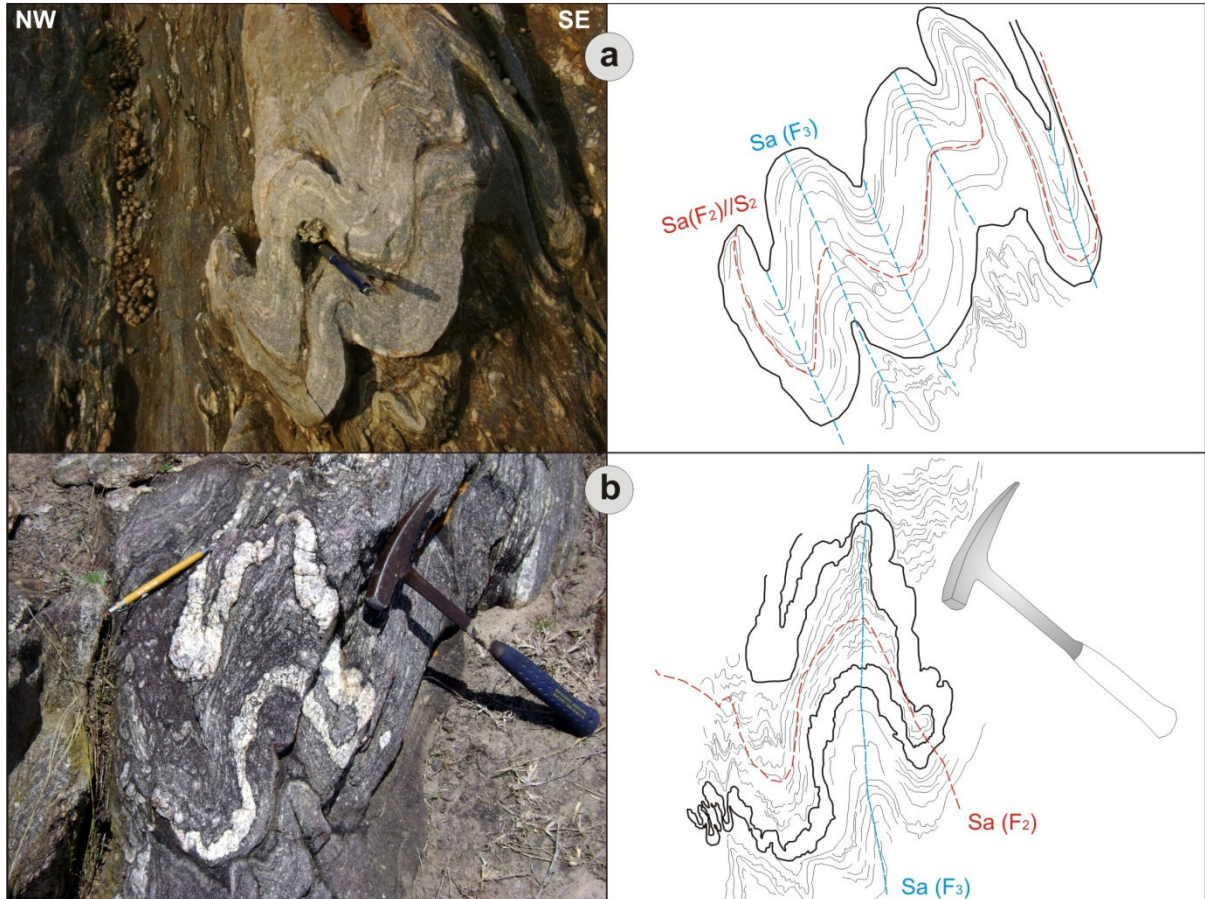


Figura 5.43. (a) As dobras F_3 são fechadas a apertadas, levemente assimétricas com eixo de caimento suave (050/12) e superfícies axiais subverticais (146/82). Notar a diminuição do ângulo entre os flancos das dobras no canto direito da figura. Nas porções miloníticas, as dobras F_3 possuem padrão isoclinal com charneiras espessas e flancos adelgaçados; (b) O padrão de interferência do Tipo 3 foi causado pela flexão de dobras F_3 sobre dobras F_2 . Provavelmente a migmatização no granada-biotita gnaiss é sin- D_1 , uma vez que, os leucossomas foram dobrados durante a fase D_2 .

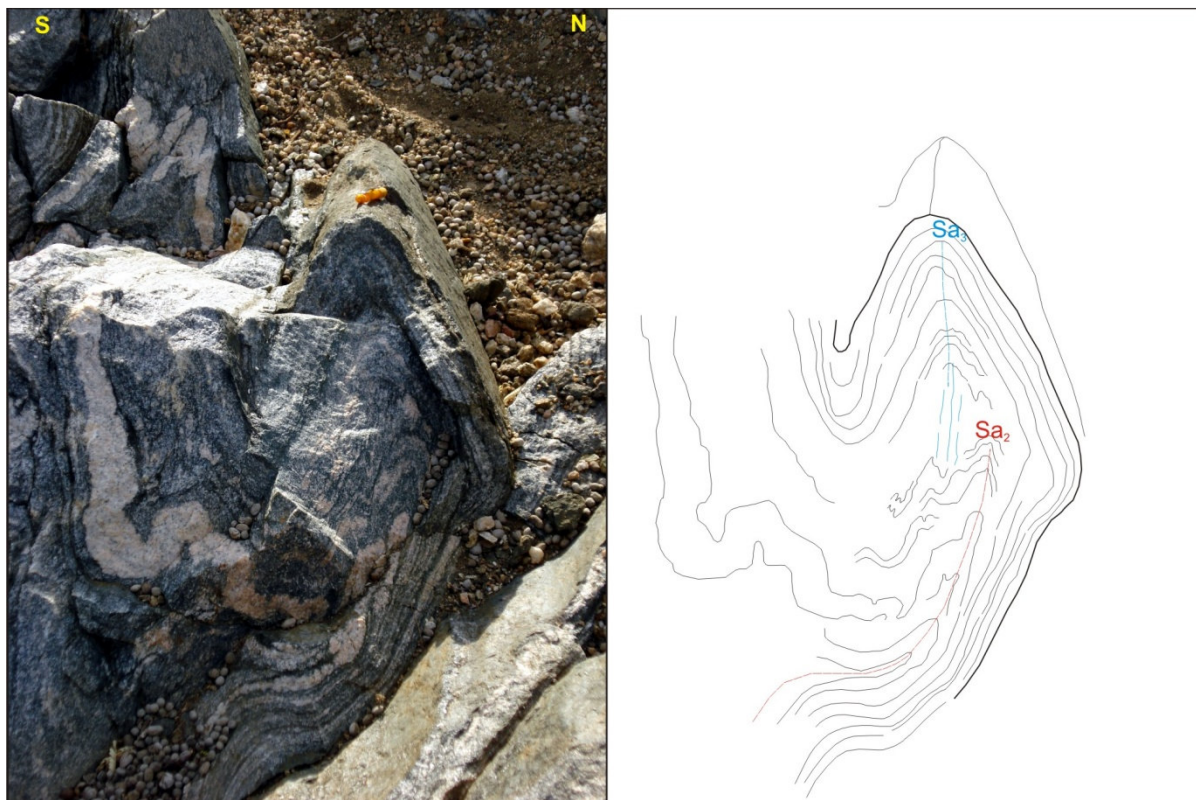


Figura 5.44. Afloramento de anfibólio-biotita ortogneisse que ocorre próximo ao traço principal da Zona de Cisalhamento Coxixola, no Domínio Estrutural I. A rocha foi afetada por duas gerações de dobras (F_2 e F_3), denotando em um padrão de interferência do Tipo 3 (Ramsay, 1983).

5.5. Análise cinemática da fase D_3 e as relações com as zonas de cisalhamento

A análise cinemática levou em consideração o posicionamento dos indicadores de direção (orientação de foliações e lineações) e indicadores de sentido (porfiroclastos assimétricos do tipo Sigma e Delta, foliações S-C-C', *boudins* assimétricos, inflexão da foliação e assimetria de dobras) em cortes paralelos ao plano XZ do elipsóide de *strain*. A análise cinemática realizada na área permitiu a individualização de zonas de cisalhamento destrais orientadas na W-E/WSW-ENE e zonas de cisalhamento sinistrais orientadas na direção NE-SW e WNW-ESE (Fig. 5.27).

5.5.1. Zonas de cisalhamento sinistrais de direção NE-SW

Essas zonas de cisalhamento são observadas na área de trabalho com suas terminações meridionais (Zonas de Cisalhamento Boa Vista e Carnoió) e setentrionais (Zona de Cisalhamento Congo) conectadas com a Zona de Cisalhamento Coxixola. A deformação associada ao desenvolvimento dessas zonas de cisalhamento afetou diferentes litotipos (ortogneisses e metassedimentos),

proporcionando a ocorrência de rochas com textura milonítica bem desenvolvida. Essas faixas de rochas miloníticas são paralelas ao traço principal das zonas de cisalhamento e possuem diferentes espessuras que variam de 100 até 400m de espessura.

5.5.1.1. Zona de Cisalhamento Boa Vista

Na Zona de cisalhamento Boa Vista enfatizou-se indicadores do tipo S-C-C' em cortes paralelos à lineação de estiramento (L_{3x}) nas escalas meso e microscópicas. Essas estruturas do tipo S-C-C' são geralmente compostas por biotita e muscovita, sendo sugestivas de movimentação sinistral em todos os afloramentos analisados (**Figs. 5.28a e 5.28b**). A análise da geometria e curvatura da foliação regional (S_2) observada em mapa (trajetória dos lineamentos) é concordante com essa cinemática.

As feições microestruturais sugerem condições de temperatura que variam entre média e baixa temperatura de acordo com a textura milonítica identificada (**Fig. 5.29**). A ocorrência de porfiroclastos fraturados/fragmentados, por vezes, falhados em rochas com textura ultramilonítica somados a recristalização dinâmica dos grãos de quartzo, com novos grãos formados através de *bulging recrystallisation*, são coerentes com o desenvolvimento dos ultramilonitos sob condições de baixa temperatura (**Figs. 5.29a e b**). Nas rochas com predomínio de textura protomilonítica a milonítica, as ocorrências de porfiroclastos de K-feldspatos e/ou plagioclásios manteados) e de diferentes tamanhos de grãos de quartzo (granulação grossa) e feldspatos (granulação fina) na mesma rocha são indícios de deformação em média temperatura (**Fig. 5.29c**). Outro fator que contribui para a interpretação de deformação sob média temperatura é o desenvolvimento de mirmequitas com assimetria suave em quadrantes opostos (*quarter structures*) (**Fig. 5.29d**). Haja vista, que alguns autores têm relatado que mirmequitas desenvolvem-se em condições de temperatura entre 500-650 °C (Tribe e D'Lemos, 1996; Wirth e Voll, 1987).

Essa alternância de feições microestruturais nas rochas ultramiloníticas e protomiloníticas desenvolvidas sob baixa e média temperatura, respectivamente, poderia ser efeito de variações de temperatura durante a milonitização. A possibilidade de reativação dos planos de foliação milonítica em condições de baixa temperatura não pode ser descartada. Embora evidências de reativação dos planos de foliação milonítica não tenham sido identificadas, como no caso específico da Zona de Cisalhamento Coxixola.

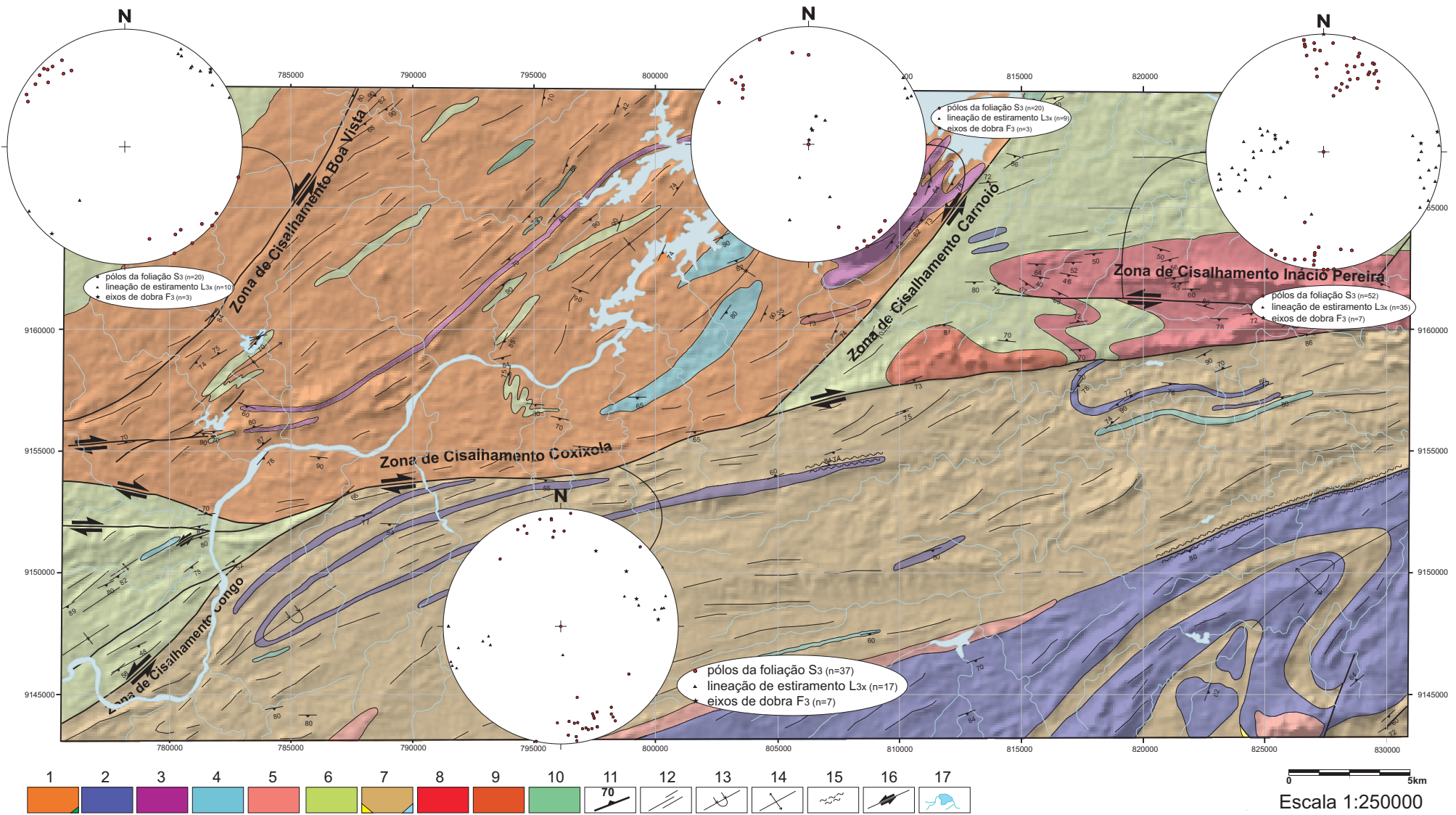


Figura 5.27. Esboço geológico da área com as projeções estereográficas para as principais zonas de cisalhamento da área.

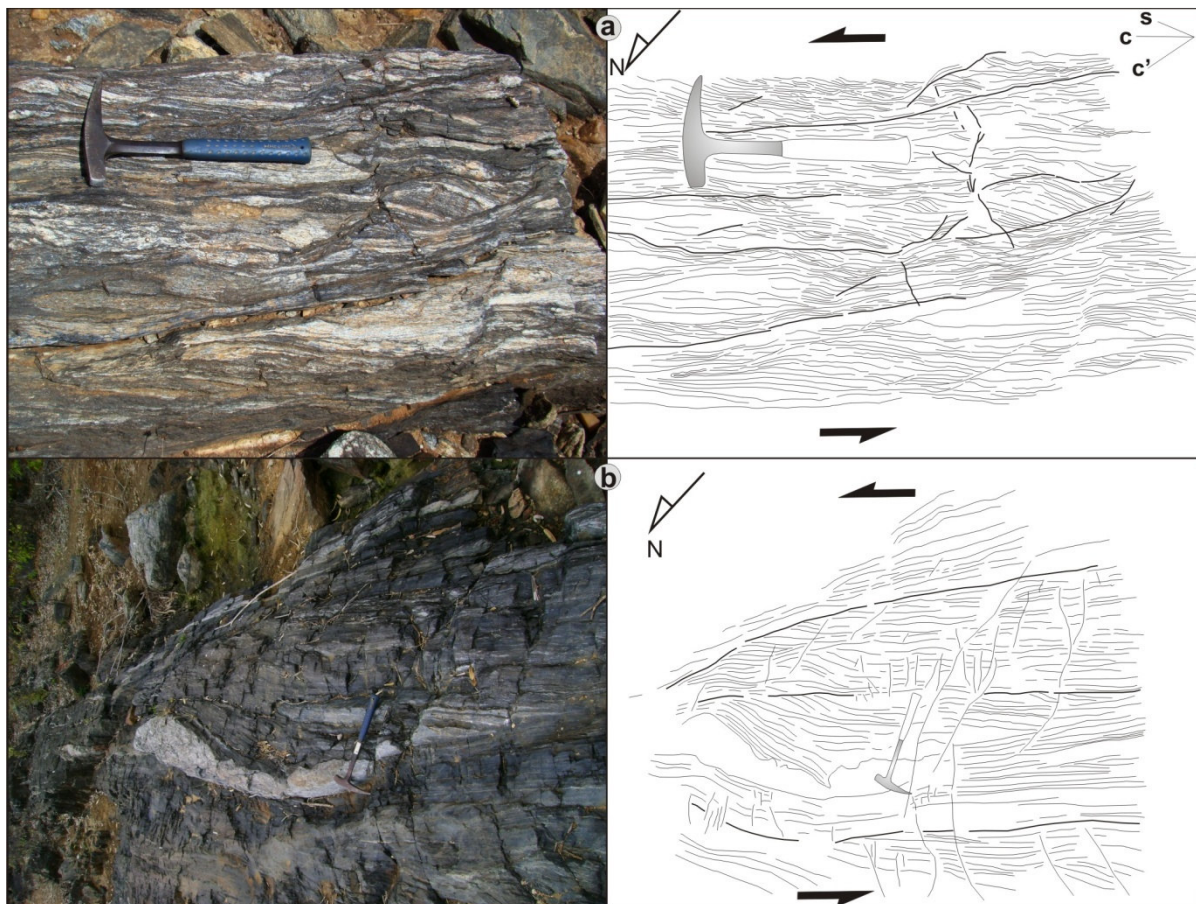


Figura 5.28. (a) Biotita ortognaisse de composição granítica do Complexo Cabaceiras com indicadores cinemáticos do tipo S-C-C' indicativos de movimentação sinistral ao longo da Zona de Cisalhamento Boa Vista. Corte paralelo à lineação de estiramento (XZ); (b) Superfície C-S sugestiva de cinemática sinistral em ultramilonitos da Zona de Cisalhamento Boa vista. Corte paralelo à lineação de estiramento (XZ).

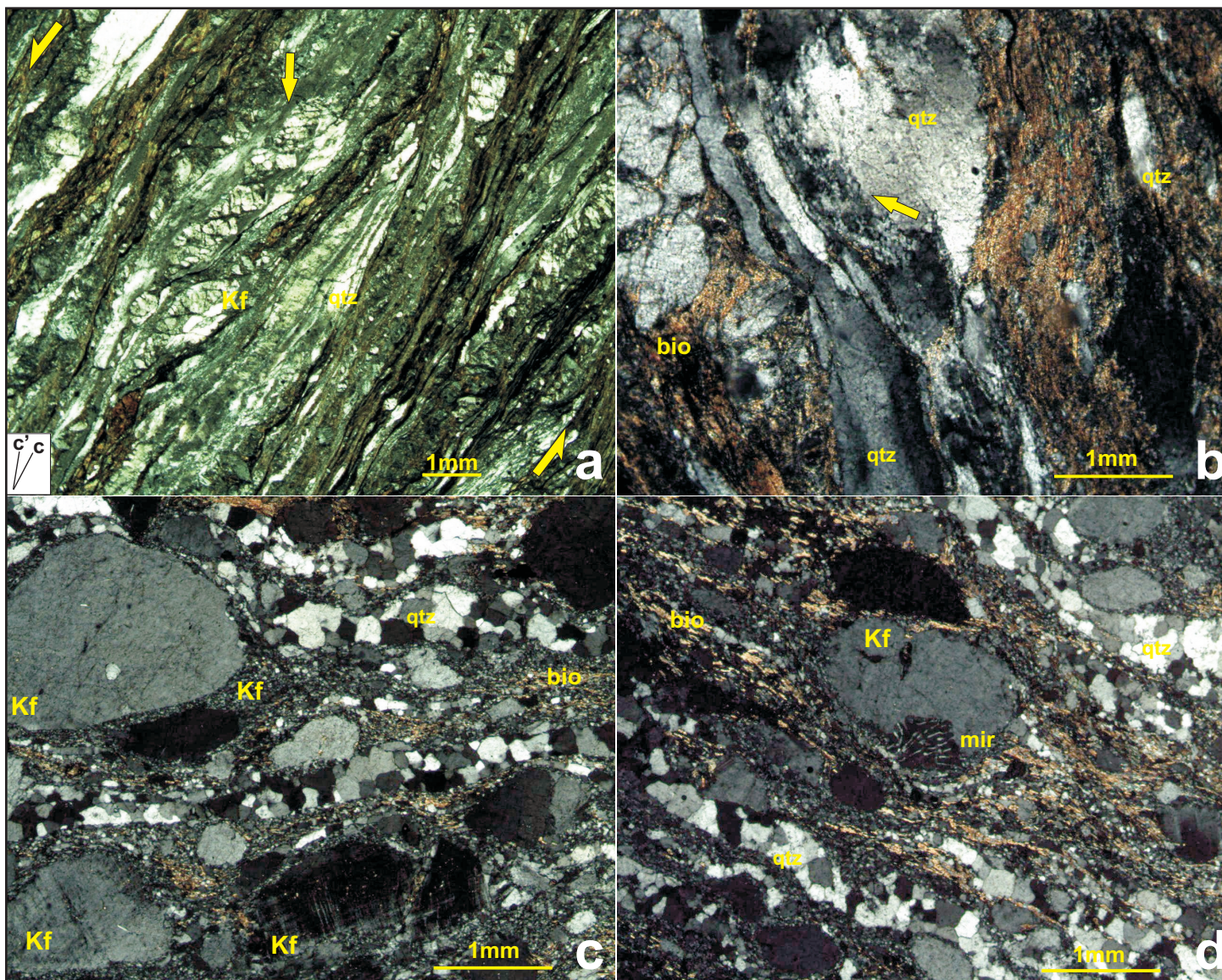


Figura 5.29. a. A deformação no biotita ortogneisse ultramilonítico desenvolveu-se sob condições de baixa temperatura. A ocorrência de cristais de k-feldspato falhados com geometria em dominó sugestiva de cinemática sinistral é coerente com condições de deformação de baixa temperatura. Bandas de cisalhamento assimétricas (tipo c') pouco desenvolvidas indicam movimentos sinistrais (nicóis cruzados, aumento 2,5x). b. Cristais de quartzo exibem feições de recristalização dinâmica, com desenvolvimento incipiente de *bulging recrystallisation* (seta amarela_nicóis cruzados, aumento 4x). c. Notar o desenvolvimento de porfiroclastos manteados em biotita ortogneisses protomiloníticos. Outra feição comum é a ocorrência de diferentes tamanhos de grãos de quartzo (granulação grossa) e feldspatos (granulação fina) na mesma rocha (nicóis cruzados, aumento 4x). d. Desenvolvimento de mirmequitas através da reação entre os k-feldspatos (porfiroclastos) e cristais de plagioclásio dispersos na matriz. Aparentemente, os cristais de plagioclásio na borda do porfiroclasto foram consumidos durante o desenvolvimento da mirmequita (nicóis cruzados, aumento 4x).

5.5.1.2. Zona de Cisalhamento Carnoió

O desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Carnoió afetou, principalmente, os ortognaisses que compõem a Suíte Carnoió-Caturité. A movimentação ao longo dessa zona de cisalhamento é identificada através do deslocamento do contato dessa Unidade com as outras adjacentes. Os deslocamentos aparentes dos contatos observados em mapa possuem aproximadamente 10km de extensão, sendo indicativos de movimentação sinistral.

Na escala de afloramento, os indicadores cinemáticos são escassos e os melhores exemplos são caracterizados por bandas de cisalhamento assimétricas sinistras em cortes paralelos à lineação de estiramento sub-horizontal (**Figs. 5.30a e b**). Nos afloramentos em que predominam lineações com inclinação superior a 45° não ocorrem indicadores cinemáticos claros, com variações entre indicadores passíveis de movimento sinistral ou dextral. Embora o sentido de caimento das lineações com inclinação superior a 45° seja idêntico (SSE), interpretações sobre o sentido de transporte nesse caso são inconclusivas, devido à ambiguidade dos indicadores cinemáticos.

Na escala microscópica os indicadores cinemáticos do tipo S-C-C' indicam movimentos sinistras (**Fig. 5.30c**). O crescimento sin-cinemático de clorita ao longo de superfícies C' é uma evidência de deformação em condições de equilíbrio na fácies xisto verde. A trama milonítica parece ter sido desenvolvida por recristalização dinâmica, mas em algumas partes os agregados de quartzo exibem feições de recristalização estática (**Fig. 5.30d**).

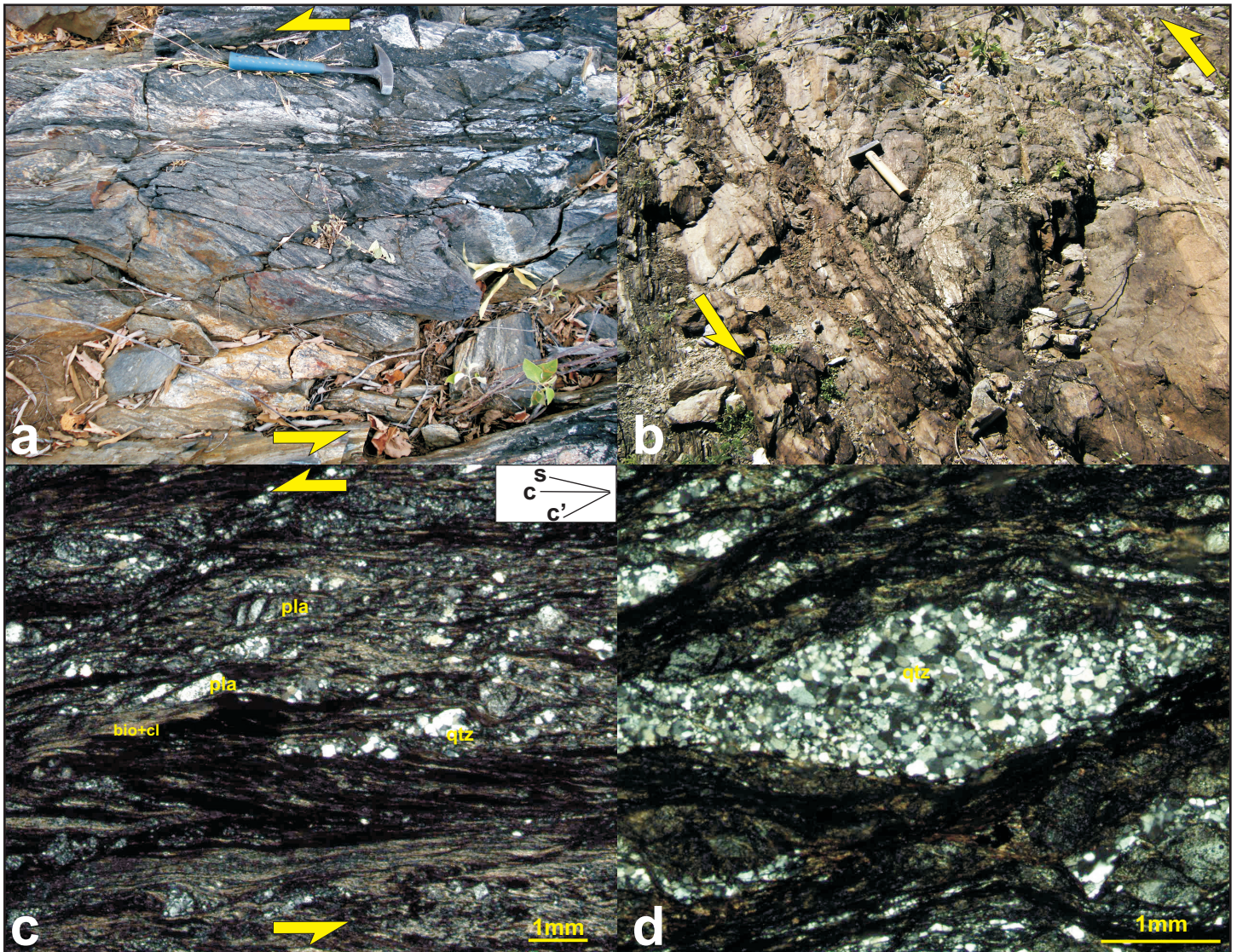


Figura 5.30. a. Afloramento de biotita ortogneisses miloníticos onde ocorrem bandas de cisalhamento sugestivas de cinemática sinistral em cortes paralelos a lineação de estiramento subhorizontal. b. Superfícies c-s sinistrais em meta-anortositos em cortes paralelos à lineação de estiramento subhorizontal. c. Fotomicrografia de ortogneisse milonítico no qual observa-se superfícies s-c-c' indicativas de cinemática sinistral (nicóis cruzados, aumento 2,5x). d. Agregados de quartzo poligonizados com contatos retilíneos indicam recristalização estática, sugerindo equilíbrio estático da trama milonítica após a deformação (nicóis cruzados, aumento 4x).

5.5.1.3. Zona de Cisalhamento Congo

A Zona de Cisalhamento Congo ocorre na porção sudoeste da área de estudo com a sua terminação ao norte conectada com a Zona de Cisalhamento Coxixola. A continuidade dessa zona de cisalhamento a sudoeste da área tem sido cartografada, sem enfoque estrutural detalhado, em mapas geológicos regionais elaborados pelo Serviço Geológico do Brasil/CPRM (Medeiros, 1998; Gomes, 2001) Santos (2009 - *no prelo*). No entanto, alguns autores têm utilizado essa zona de cisalhamento como limite entre os Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe (Santos e Medeiros, 1999).

Na escala de afloramento a análise de indicadores cinemáticos do tipo porfiroclastos rotacionados (tipo Sigma e Delta) e lentes assimétricas de veios quartzo-feldspáticos indicam movimentação sinistral em cortes paralelos à lineação de estiramento sub-horizontal (L_{3x}) (**Fig. 5.31a**).

Estruturas do tipo S-C-C' e porfiroclastos do tipo σ observadas em seções delgadas de amostras orientadas são típicas de cinemática sinistral (**Fig. 5.31b**). Algumas feições microestruturais são condizentes com deformação em média a alta temperatura. No arranjo interno de fitas de quartzo é frequente a observação de contatos irregulares e de elevada amplitude entre os grãos, provavelmente formados por recristalização por migração de limite de grãos (*grain boundary migration- gbm*) (**Fig. 5.31c**). Feições que ressaltam a mobilidade do limite dos grãos (*pinning microstructure*), extinção ondulante em k-feldspatos e recristalização na borda de porfiroclastos (k-feldspato e plagioclásio) também são identificadas (**Fig. 5.31d**). As ocorrências de cristais de granada sin-tectônicos ao desenvolvimento da zona de cisalhamento, biotita, quartzo e plagioclásio \pm K-feldspato são condizentes com condições de temperatura e pressão superiores à fácies xisto verde superior.

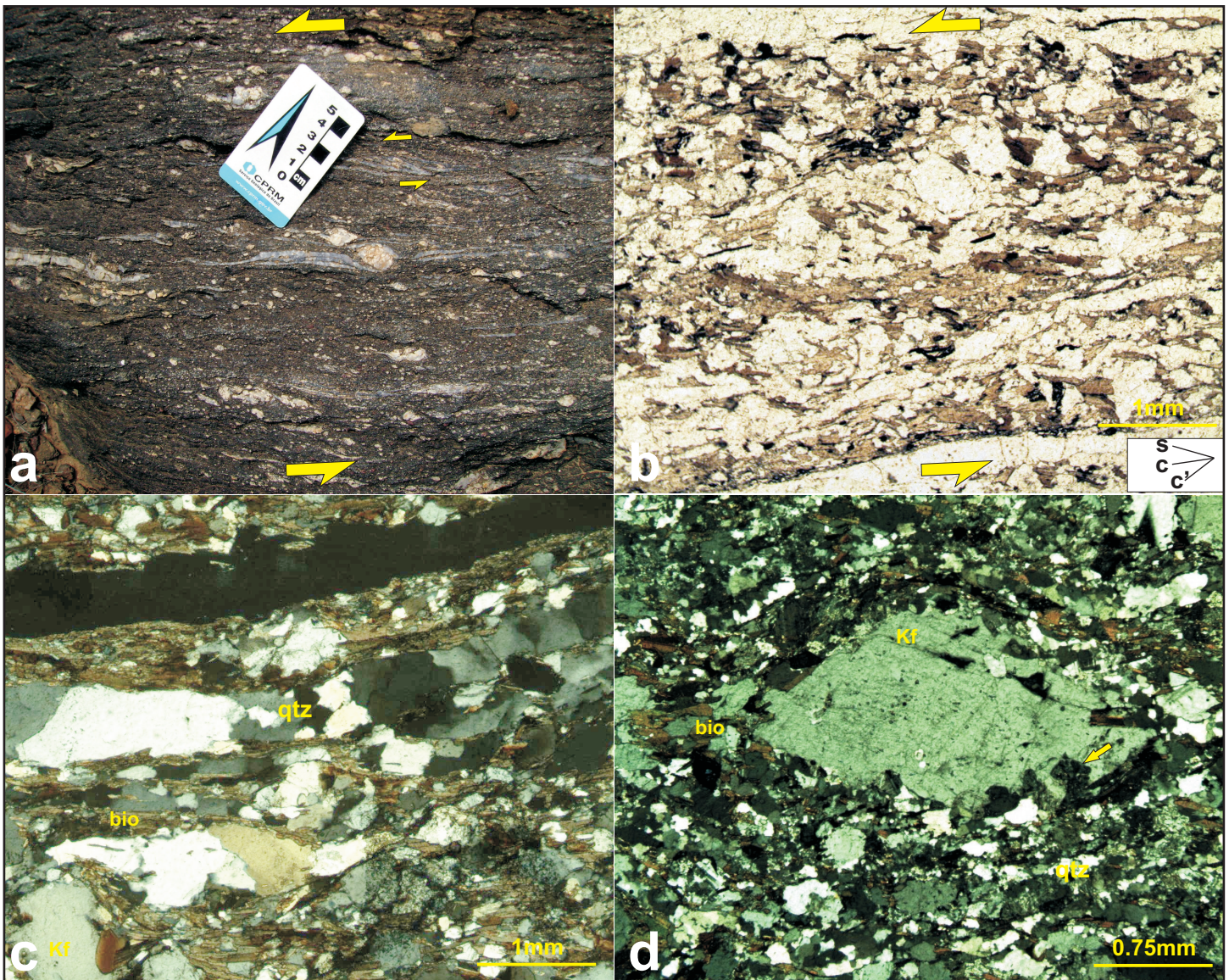


Figura 5.31. a. Afloramento de granada-biotita xisto/gnaissse com porfiroblastos com geometria tipo delta que indica cinemática sinistral. Note que ao lado da escala superfícies do tipo S-C são coerentes com o sentido de cisalhamento sinistral. b. Fotomicrografia de granada-biotita gnaissse milonítico onde se observa o desenvolvimento de superfícies s-c-c' sugestivas de movimento sinistral (nicóis paralelos, aumento 4x). c. O contorno irregular dos grãos de quartzo no interior das fitas indicam migração do limite dos grãos (GBM) em granada-biotita gnaissse (nicóis cruzados, aumento 4x). d. Porfiroclasto de ortoclásio com bordas corroídas e recristalizadas sugere condições de deformação em média temperatura (nicóis cruzados, aumento 4x). Notar desenvolvimento incipiente de mirmequita no canto inferior direito do porfiroclasto (seta amarela).

5.5.2. Zona de Cisalhamento Inácio Pereira

Essa zona de cisalhamento ocorre na porção NE da área de trabalho. O traço principal dessa zona de cisalhamento, de direção WNW-ESE, é coincidente com a orientação principal da Serra Inácio Pereira. A deformação associada ao desenvolvimento dessa zona de cisalhamento afetou os anfibólio monzogranitos foliados do Pluton Inácio Pereira e algumas rochas metassedimentares do Complexo Sertânia/Surubim, caracterizando uma faixa de rochas protomiloníticas a miloníticas de 200 a 600m de espessura.

A análise cinemática dessa zona de cisalhamento requer especial atenção, devido às variações no posicionamento da lineação de estiramento (L_{3x}) ao longo da zona de cisalhamento. Essa lineação ocorre paralela ou oblíqua ao *strike* da foliação milonítica S_{3mil} . São observados tectonitos do tipo L em alguns afloramentos com predomínio da lineação de estiramento horizontal e amplo desenvolvimento da estrutura linear sobre a estrutura planar (**Fig. 5.32a**).

Variações no sentido de mergulho e inclinação de L_{3x} proporcionam interpretações cinemáticas distintas. Nos cortes paralelos à L_{3x} (**Fig. 5.32b**) com caimento moderado a elevado (superior a 40°) para WSW e perpendiculares a foliação milonítica de mergulho elevado ($> 70^\circ$) os indicadores do tipo S-C-C' são compatíveis com movimentação sinistral oblíqua (**Fig. 5.32c**) com transporte tectônico para ENE. Em alguns casos, indicadores cinemáticos sugestivos de movimentos sinistrais são identificados em cortes oblíquos à L_{3x} (**Fig. 5.32d**).

Nos afloramentos com L_{3x} subhorizontal os indicadores cinemáticos indicam movimento sinistral de rejeito horizontal característico de regime tectônico transcorrente (dominado por cisalhamento simples). Nas análises realizadas em três afloramentos com a lineação com caimento moderado (menor ou igual a 30°) para ESE, os indicadores cinemáticos indicam movimentos sinistrais com transporte para ESE, sugerindo um regime extensional.



Figura 5.32. (a) Aspecto de campo de tectonitos do tipo L em anfibólio monzogranito milonítico do Pluton Inácio Pereira. Desenho esquemático para o tectonito do tipo L está representado no canto inferior direito da figura; (b) Lineação de estiramento (L_{3x}) de alta obliquidade em anfibólio monzogranito milonítico (corte paralelo a XY); (c) indicadores cinemáticos do tipo S-C-C' indicativos de movimento sinistral oblíquo em corte paralelo à lineação de estiramento. Note o estiramento acentuado dos cristais de plagioclásio e k-feldspato; (d) Superfícies S-C-C' sinistras em corte oblíquo à lineação de estiramento.

A ambiguidade no sentido de caimento de L_{3x} na Zona de Cisalhamento Inácio Pereira, observada em afloramentos e através de projeções estereográficas, poderia ser provocada por um estágio de dobramento tardio responsável pela flexão da lineação de estiramento. No entanto, registros de flexão da foliação milonítica S_{3mil} ou de padrão de interferências de dobras do Tipo Domos e Bacias não foram identificados. A possibilidade de eventos deformacionais distintos (eventos D_2 e D_3 ou D_3 e D_{3t}) para explicar o desenvolvimento de lineações com caimento para quadrantes opostos é improvável nesse caso, uma vez que as lineações não foram encontradas na mesma superfície milonítica com evidências de superposição entre si.

Em alguns casos, a ocorrência de lineações de estiramento com posicionamento distinto ao longo da mesma zona de cisalhamento é resultado da presença de contrastes reológicos entre rochas graníticas e as encaixantes (metassedimentos). No caso dessa zona de cisalhamento, as lineações de estiramento são observadas com diferentes valores de inclinação em toda a extensão do Pluton Inácio Pereira. Dessa forma, o contraste reológico entre litologias distintas não tem um papel importante para determinar a orientação de lineações de estiramento para essa zona de cisalhamento. Alguns autores descrevem que as consequências do desenvolvimento de lineações em zonas de cisalhamento com caráter transpressivo são complexas. As lineações de estiramento podem ser observadas com duas orientações diferentes no mesmo afloramento, envolvendo as mesmas relações cinemáticas e formação simultânea (Tikoff e Greene, 1997; Tikoff e Fossen, 1999 e Jones *et al.* 2004). Provavelmente, esse contraste acentuado de orientação (inclinação e sentido de caimento) de L_{3x} (*vide* Tabela 5.5) é proveniente da partição de deformação, com participação simultânea de mecanismos de cisalhamento puro e simples em regime transpressivo.

Dois modelos simplistas de zonas ou sistemas de cisalhamento podem ser adotados para explicar casos de lineações de estiramento com diferentes valores de inclinação resultantes de partição de deformação em regime transpressivo (Tikoff e Greene, 1997): (1) Transpressão particionada com movimentos laterais (*strike-slip partitioned transpression*); (2) Transpressão heterogênea (*heterogeneous transpression*). O primeiro modelo é designado para deformação rúptil em condições de nível crustal raso com a componente de deformação por cisalhamento simples acomodada ao longo de bandas de cisalhamento (Tikoff e Teyssier, 1994). No

segundo modelo ocorre uma situação com os requisitos de compatibilidade de deformação semelhantes (ausência de heterogeneidade litológica/crustal) e o componente de cisalhamento puro é constante através de toda a zona de cisalhamento. O componente de cisalhamento simples varia em toda a extensão da zona de cisalhamento e, é maior/máximo nas bandas de cisalhamento. Em ambos os casos, as lineações de estiramento tendem a verticalidade (para sigma 1 na horizontal) nas porções afastadas das bandas de cisalhamento e são horizontais nas bandas de cisalhamento.

O comportamento dúctil da deformação observado na Zona de cisalhamento Inácio Pereira descarta a possibilidade de evolução dessa zona a partir o modelo descrito no caso 1. O modelo descrito no caso 2 explica, em parte, o comportamento da lineação L_{3x} no interior da Zona de Cisalhamento Inácio Pereira. No entanto, a geometria requerida para a aplicação do modelo de transpressão heterogênea é incompatível com aquela observada ao longo dessa zona de cisalhamento. A obliquidade da lineação de estiramento identificada em diversos afloramentos dificulta à adequação da Zona de Cisalhamento Inácio Pereira ao modelo de transpressão heterogênea. Haja vista, que esse modelo não é descrito para zonas transpressivas marcadas pela ocorrência de lineações oblíquas.

As ocorrências de lineações de estiramento verticais e/ou com caimento elevado, em conjunto com lineações de caimento moderado ou mesmo horizontal, são possíveis em casos de zonas de cisalhamento dominadas por transpressão oblíqua (Robin e Cruden, 1994). Na situação de transpressão oblíqua, a lineação de estiramento pode ser vertical em uma porção da zona e rotacionar ao longo da mesma até tornar-se horizontal. Conseqüentemente, em algumas porções da zona de cisalhamento a lineação de estiramento é encontrada com caimento moderado. O caso de transpressão oblíqua é idealizado para zonas de cisalhamento íngremes ou verticais. O mesmo comportamento geométrico e cinemático observado na transpressão oblíqua é denominado de transpressão inclinada para os casos em que as zonas de cisalhamento possuem mergulho moderado (Dutton, 1997; Jones *et al.* 2004).

Embora os modelos teóricos de transpressão não sejam exatamente iguais as zonas de cisalhamento transpressivas encontradas na natureza. Alguns aspectos da deformação observados nas zonas de cisalhamento podem ser correlacionados. Os diferentes aspectos geométricos e cinemáticos presentes na Zona de Cisalhamento

Inácio Pereira estão em consonância com os modelos de transpressão oblíqua e/ou inclinada.

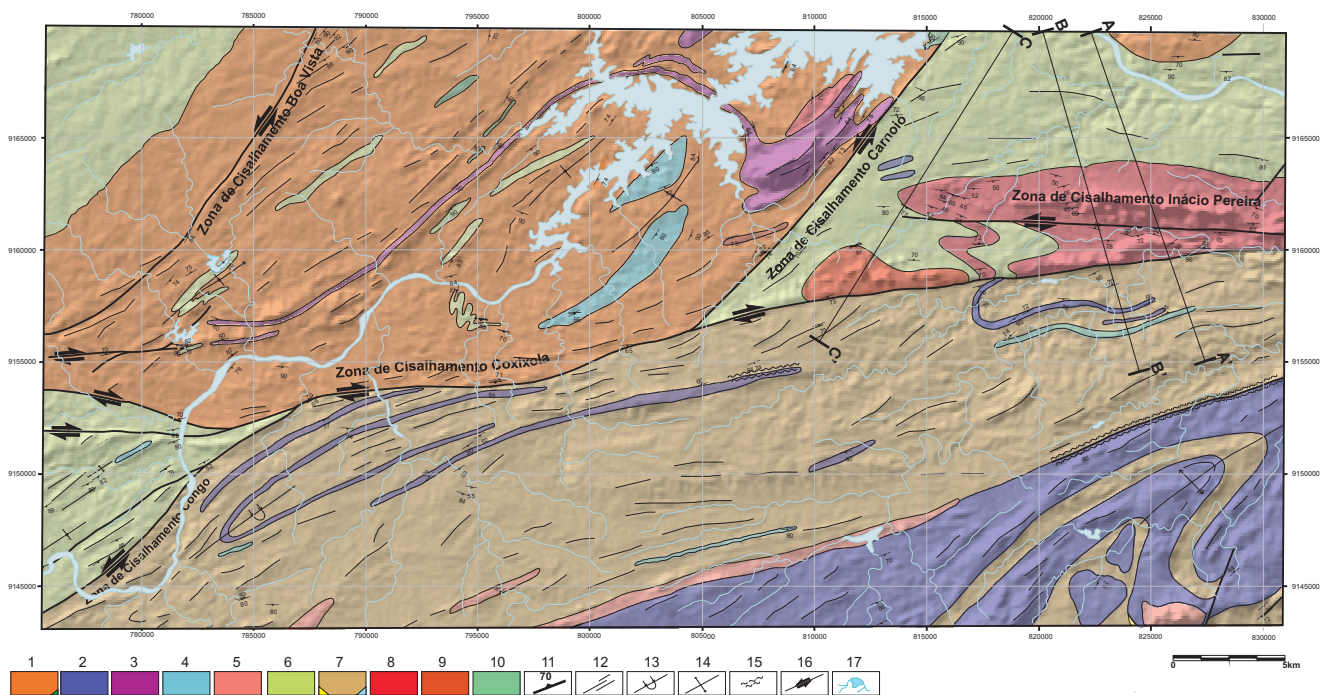
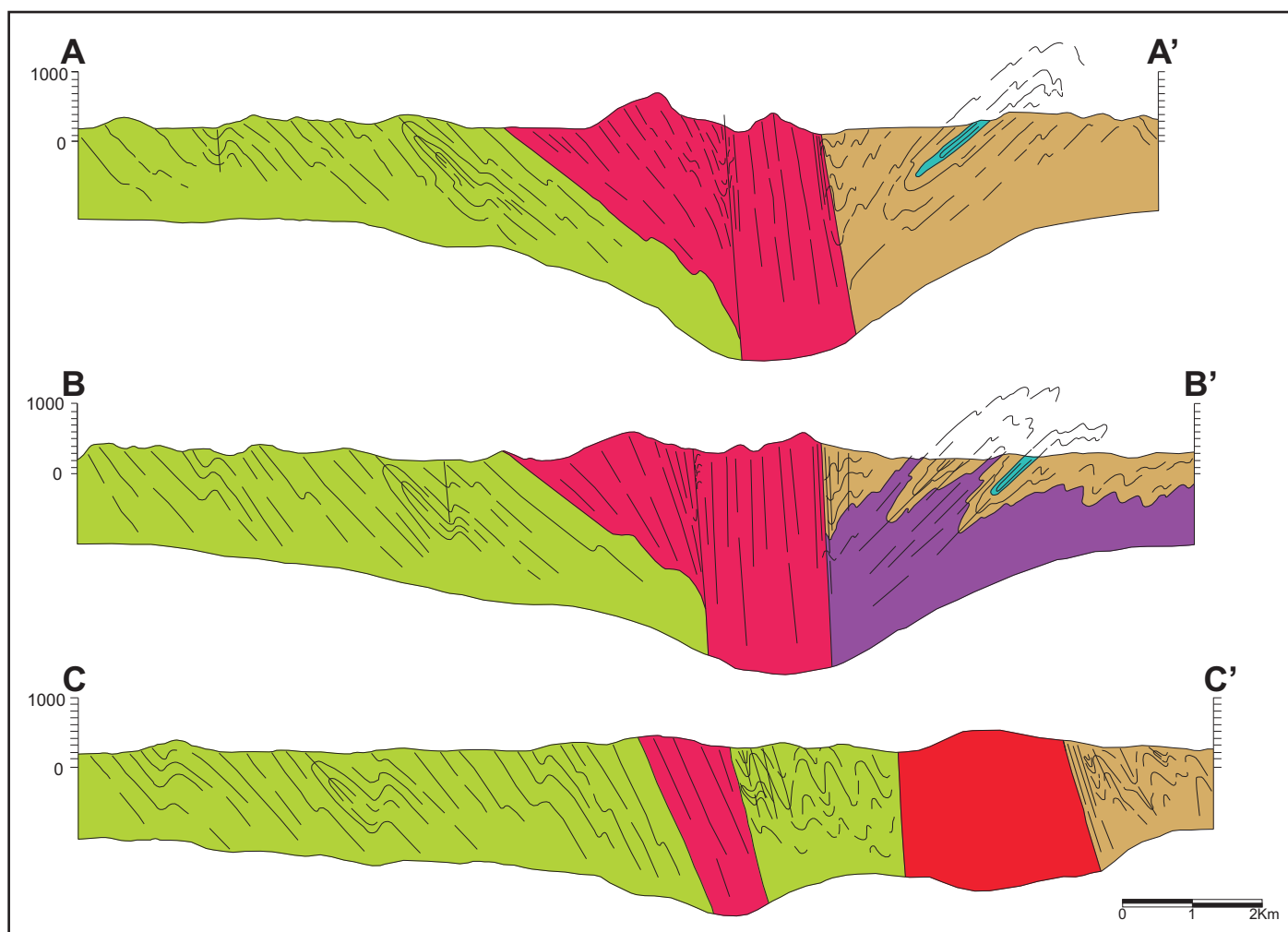
A análise da direção de transporte tectônico baseada na direção da lineação de estiramento exige cautela em casos envolvendo mecanismos de transpressão oblíqua ou inclinada. Entretanto, a análise de projeções estereográficas para L_{3x} na Zona de Cisalhamento Inácio Pereira demonstra um predomínio de atitudes com caimento moderado a elevado (20 a 60°) para WSW em relação às atitudes com mergulho baixo a moderado (0 a 20°) para ESE (**Fig. 5.27**). Nota-se que as atitudes de L_{3x} com valores de inclinação superiores a 40° estão restritas ao quadrante SW. Nesse sentido, o regime de deformação transpressional com transporte tectônico para ENE parece ter sido mais efetivo durante o desenvolvimento da Zona de cisalhamento Inácio Pereira.

No caso do regime transpressivo com transporte tectônico para ENE ser realmente significativo, algumas considerações sobre a relação de transporte de magma e alojamento do Pluton Inácio Pereira com a zona de cisalhamento homônima são possíveis. A importância de zonas de cisalhamento para o alojamento de plutons graníticos é descrita na literatura, com citações sobre espaço crustal criado a partir de deformação em regimes transpressivos, estruturas do tipo *pull apart* e flexuras crustais (*releasing bends*) (Hutton, 1982; Hutton e Heavy, 1992; McCaffrey, 1992; Hutton, 1988a e b).

O Pluton Inácio Pereira está orientado na direção WNW-ESE. As rochas de composição monzogranítica do Pluton são afetadas pela deformação associada ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Inácio Pereira. Os litotipos estão foliados nas porções distais da zona de cisalhamento adquirindo textura milonítica bem desenvolvida na região proximal ou no interior da zona de cisalhamento. A foliação milonítica associada à Zona de Cisalhamento Inácio Pereira é paralela à superfície axial da estrutura sinformal de geometria semelhante às dobras F_3 observadas em afloramentos (**Fig. 5.33**). A observação e análise de dados de campo e seções estruturais indicam que o posicionamento atual do Pluton é condizente com a zona de charneira da estrutura sinformal (**Figs. 5.33 e 5.34**). Possivelmente, a Zona de Cisalhamento Inácio Pereira funcionou como canal facilitador para o transporte do magma (**Fig. 5.34**), prevalecendo mecanismos de fluxo penetrativo (*pervasive flow*). O transporte tectônico para ENE associado a um regime de transpressão oblíquo/inclinada contribui para o controle do alojamento do pluton, uma vez que a

espessura da crosta esperada para regimes transpressivos pode ser favorável à geração de magmas graníticos na base das zonas de cisalhamento (Hutton e Heavy, 1992; Robin e Cruden, 1994). No estágio inicial de alojamento, o componente de achatamento puro favorece a acomodação do magma na zona de charneira da estrutura sinformal, seguido de extensão lateral associado ao componente de cisalhamento simples durante o alojamento final do pluton (**Fig. 5.34**). A consolidação dessa hipótese carece de dados adicionais sobre a geometria do corpo em profundidade e a idade da zona de cisalhamento, como por exemplo: estudos gravimétricos e dados isotópicos provenientes do sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

SEÇÕES GEOLÓGICAS ESQUEMÁTICAS



1. Complexo Cabaceiras; 2. Complexo Salgadinho; 3. Suíte Carnoió-Caturité; 4. Complexo Sumé; 5. Ortognaise Riacho de Santo Antônio; 6. Complexo Sertânia; 7. Complexo Surubim; 8. Pluton Inácio Pereira; 9. Pluton Marinho; 10. Complexo Metanortosítico Boqueirão; 11. Foliação; 12. Lineamentos; 13. Sinforme invertida; 14. Antifome; 15. Faixa milonítica; 16. Zonas de cisalhamento com sentido de movimento; 17. açude e rede de drenagem.

Figura 5.33: Seções geológicas esquemáticas ao longo da Zona de cisalhamento Inácio Pereira com o objetivo de representar a estrutura sinformal na área. A posição dos traços dos perfis está representada no mapa geológico. Ver discussões no texto.

MODELO ESQUEMÁTICO

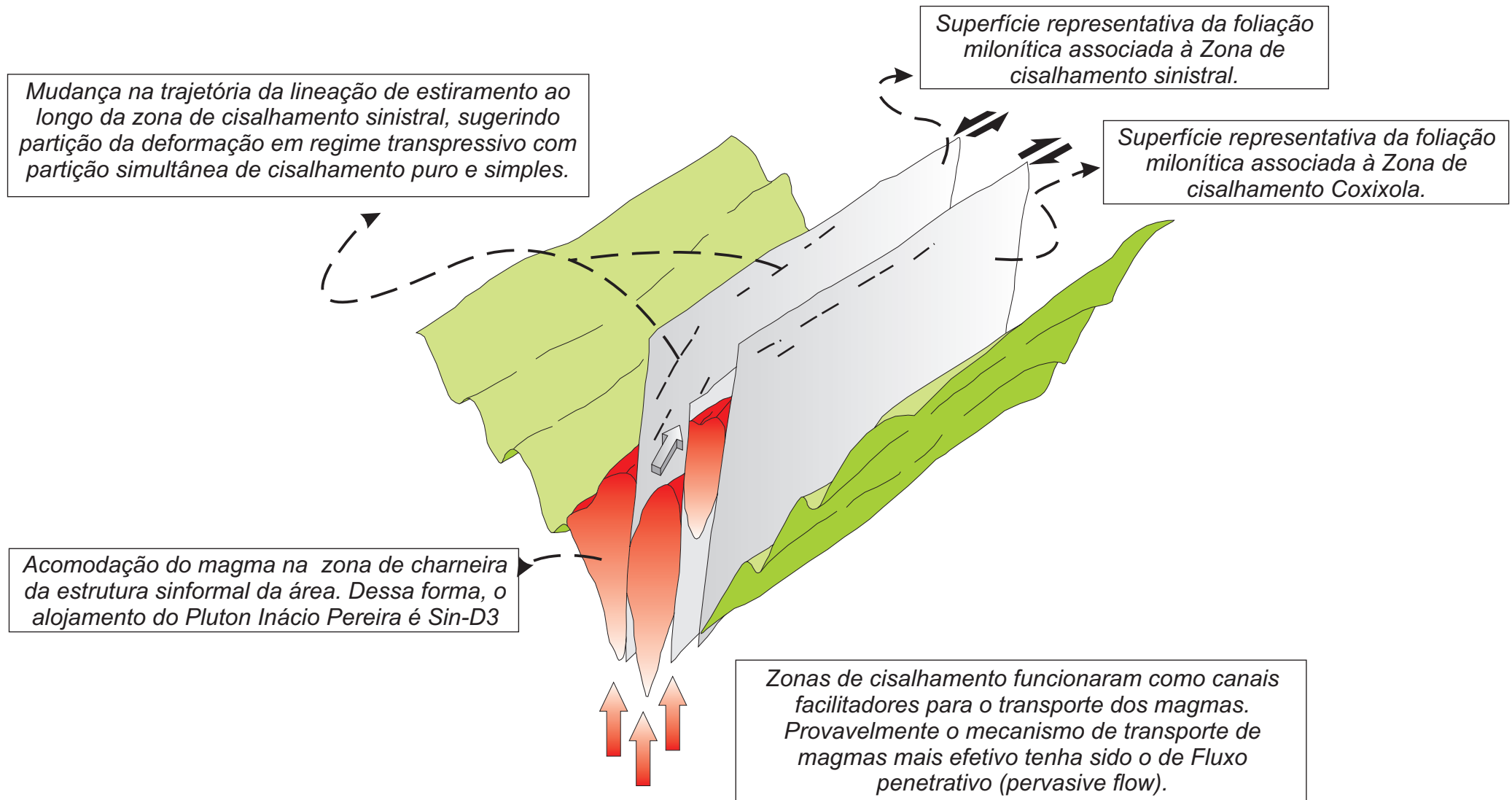


Figura 5.34. Modelo esquemático proposto para representar as relações geométricas entre a Zona de Cisalhamento e o Pluton Inácio Pereira. Ver discussões no texto.

A cinemática da Zona de Cisalhamento Inácio Pereira identificada na escala microscópica é condizente com as observações realizadas nos afloramentos. Superfícies do tipo S-C e C', porfiroclastos assimétricos (tipo σ) e petrotrama oblíqua sugerem movimentação sinistral com rejeito oblíquo ou horizontal de acordo com o posicionamento da lineação de estiramento. A foliação é definida pela orientação de grãos de biotita e anfibólio intercalados por fitas milimétricas de agregados de quartzo e/ou quartzo mais feldspato (**Fig. 5.35a**). No interior das fitas, os grãos de quartzo possuem extinção ondulante, contatos irregulares e/ou lobados sugestivos de recristalização por migração dos limites dos grãos. Em algumas porções os limites dos grãos sofrem ajustes durante a recristalização, sugerindo redução de área dos limites dos grãos (*Grain Boundary Area Reduction – GBAR*). As características de recristalização em cristais de plagioclásio, k-feldspato e anfibólio são compatíveis com deformação sob condições de temperatura média a elevada. Os porfiroclastos de plagioclásio e K-feldspato têm formas elípticas com as bordas recristalizadas (porfiroclastos manteados) (**Fig. 5.35b**), embora cristais com formas elípticas sem evidências de recristalização nas bordas sejam observados. Alguns porfiroclastos de anfibólio são identificados com formas alongadas e simetria monoclinica (*mineral fish*) típicas de deformação intracristalina.

O traço principal da Zona de Cisalhamento Inácio Pereira aproxima-se da Zona de Cisalhamento Coxixola no extremo leste da área. Nessa região as feições de deformacionais de média temperatura contrastam com feições e/ou estruturas de temperatura baixa a muito baixa. Desenvolvimento incipiente de cataclase na escala microscópica é observado em conjunto com feldspatos recristalizados na mesma seção delgada (**Fig. 5.35c**). Superfícies C' sugestivas de movimento sinistral (**Fig. 5.35d**) formadas, provavelmente, em condições de média temperatura não condizem com a foliação e os porfiroclastos fraturados e/ou afetados por falhas destrais. Essa diferença nas condições de temperatura de deformação juntamente com indicadores cinemáticos ambíguos deve ser resultado da reativação destrai dos planos de foliação milonítica nas porções mais próximas da Zona de Cisalhamento Coxixola.

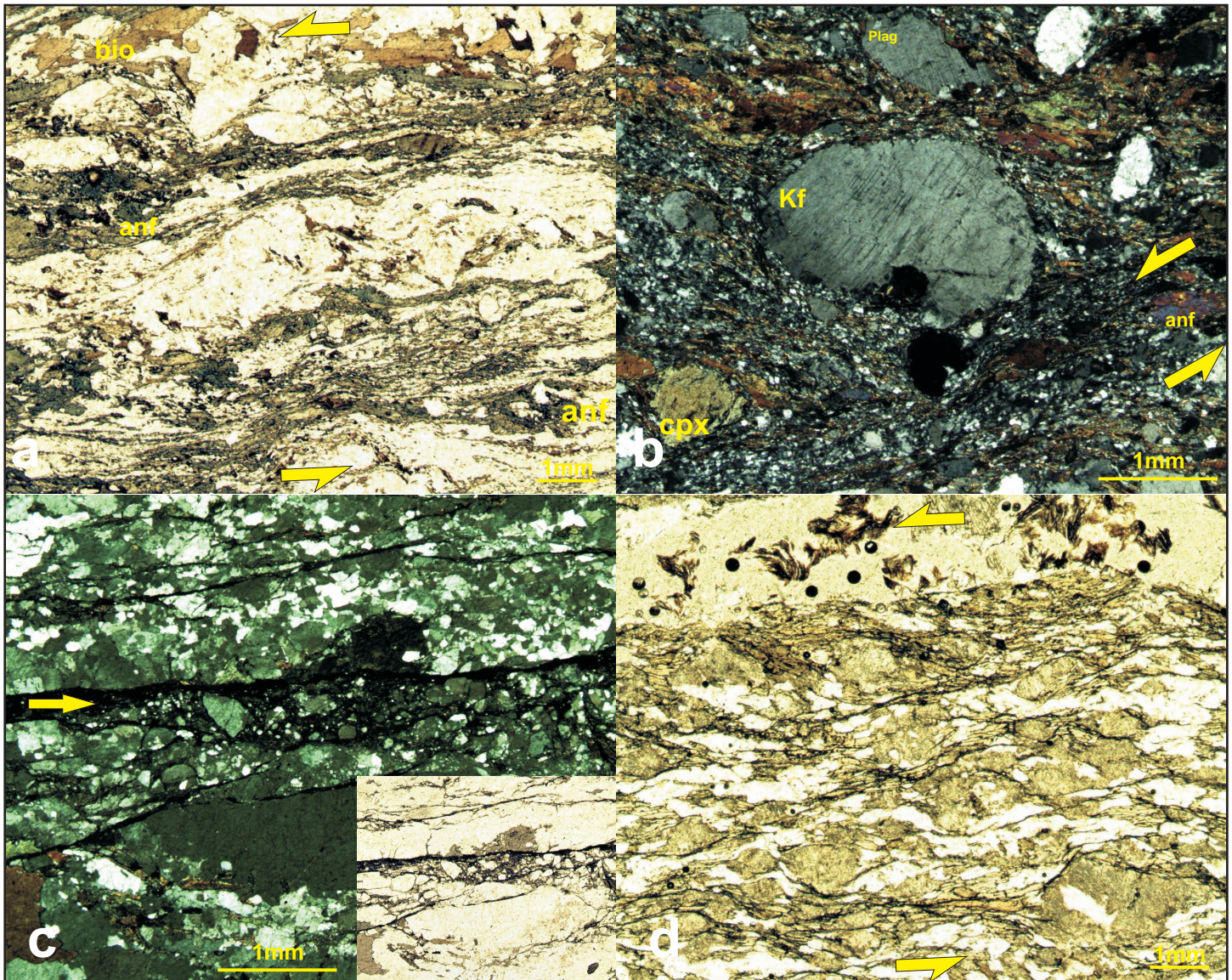


Figura 5.35. a. A orientação de cristais de anfibólio e biotita caracterizam a foliação em Anfibólio monzogranito milonítico. O desenvolvimento incipiente de superfícies C' na porção superior esquerda da figura indica movimento sinistral (nicóis paralelos, aumento 2,5x). b. Porfiroclasto de ortoclásio perítico está manteado por matriz recristalizada formada por feldspatos. Notar a curvatura da foliação no canto inferior direito da figura sugestiva de movimento sinistral (nicóis cruzados, aumento 4x). c. Cataclase em k-feldspatos indica desenvolvimento de deformação rúptil (temperatura muito baixa) em anfibólio monzogranito protomilonítico (nicóis cruzados, aumento 4x). d. Superfícies C' pouco desenvolvidas sugerem sentido de cisalhamento sinistral. (nicóis paralelos, aumento 2,5x).

5.5.3. Zona de Cisalhamento Coxixola

Essa zona de cisalhamento foi definida por Medeiros e Torres (1999), durante a execução do mapa geológico da Folha Sumé (SB.24-Z-D-V), escala 1: 100000. Nas mediações dessa folha, a oeste da área de trabalho, a direção principal dessa zona de cisalhamento é WNW-ESE. Uma inflexão suave de direção do seu traço principal para a posição WSW-ENE é visualizada no mapa geológico na área de trabalho (**Fig. 5.27**).

A Zona de Cisalhamento Coxixola possui a maior extensão territorial quando comparada com as outras zonas de cisalhamento estudadas nesta tese. O traço utilizado para a sua representação em mapa atravessa toda a área. A espessura média de rochas miloníticas associadas ao traço principal dessa zona de cisalhamento é de 300m. Em alguns locais a faixa de rochas miloníticas pode atingir 600m. Outras zonas de cisalhamento de menor expressão territorial e direção semelhante podem ser identificadas (**Fig. 5.27**).

A deformação relacionada à Zona de Cisalhamento Coxixola afetou ortognaisses e metassedimentos dos Complexos Cabaceiras e Sertania/Surubim, respectivamente. Em geral, os melhores exemplos de estruturas (dobras, foliações, lineações e indicadores cinemáticos) são identificadas nas rochas metassedimentares. A análise detalhada do comportamento da lineação de estiramento (L_{3x} e L_{3t}) em conjunto com os indicadores cinemáticos é fundamental para uma interpretação cinemática mais consistente, embora a curvatura da foliação regional seja coerente com a cinemática observada na escala de afloramento e microscópica. Todos os indicadores cinemáticos indicam movimentação dextral em cortes paralelos à lineação sub-horizontal (inclinação inferior a 20°). A lineação de estiramento possui caimento em torno de 35° em alguns afloramentos na extremidade oeste da zona de cisalhamento. Nesses afloramentos, os indicadores cinemáticos mostram movimentos sinistrais ou dextrais em seções paralelas à lineação. Essa região específica é concordante com o local de conexão da Zona de Cisalhamento Congo com a Zona de Cisalhamento Coxixola (**Fig. 5.27**). Os tipos de indicadores cinemáticos identificados variam de acordo com a escala de observação. No entanto, o sentido de movimento obtido através de indicadores cinemáticos na escala microscópica é coerente com a maior parte dos indicadores observados na escala de afloramento. Bandas de cisalhamento (C') e superfícies S-

C indicativas de movimentos destrais são os indicadores mais frequentes na escala de afloramento (**Figs. 5.36a e 5.36b**).

Na escala microscópica, os melhores indicadores são representados por superfícies S-C-C', mas outros indicadores podem ser identificados. Foliações oblíquas ao plano principal de milonitização caracterizadas por grãos de quartzo recristalizados funcionam como indicadores de movimentação destal (**Fig. 5.37a**). Muscovitas deformadas assimetricamente em forma de peixe indicam sentido de movimento destal (**Fig. 5.37b**), caracterizado através do ângulo formado entre o eixo maior do mineral com a foliação milonítica. Alguns cristais de k-feldspatos fragmentados com geometria em dominó também indicam cinemática destal (**Fig. 5.37c**). A determinação do sentido de movimento a partir de porfiroclastos fragmentados depende da orientação inicial de microfalhas e da forma original dos grãos. No entanto, o sentido de movimento observados nesses tipos de porfiroclastos é semelhante aos observados em superfícies C' (**Fig. 5.37d**). A ocorrência de porfiroclastos fragmentados aliados ao desenvolvimento de recristalização dinâmica de grãos de quartzo por *bulging crystalization* são típicas de deformação sob condições de baixa temperatura. O crescimento de clorita e/ou muscovita à custa de cristais de biotita indica equilíbrio metamórfico na fácies xisto verde inferior.

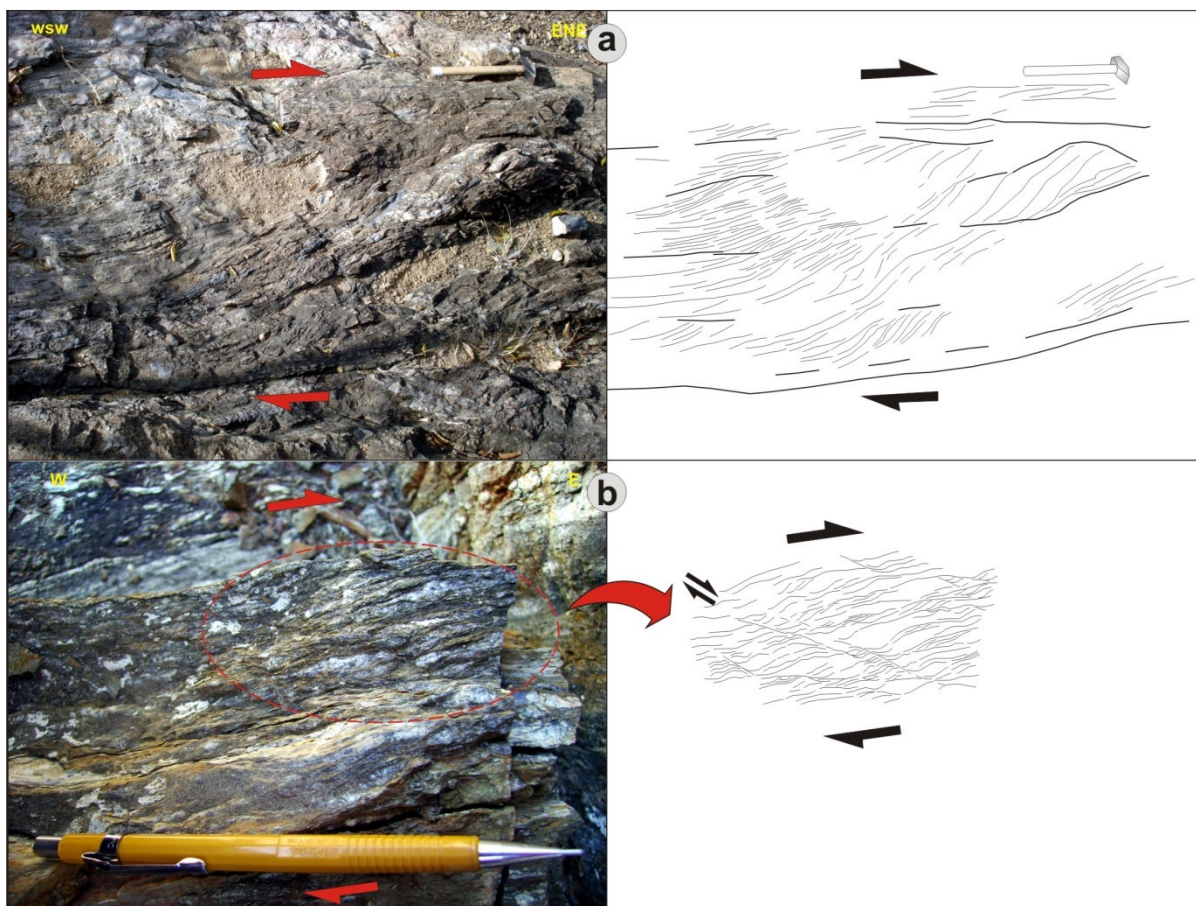


Figura 5.36. (a) Afloramento de biotita gnaisse milonítico do Complexo Cabaceiras com superfície S-C que sugere movimento destal. Corte paralelo à lineação de estiramento; (b) Afloramento de biotita-muscovita-clorita xisto do Complexo Sertânea com superfícies C' e S-C que indicam movimento destal. Corte paralelo à lineação de estiramento.

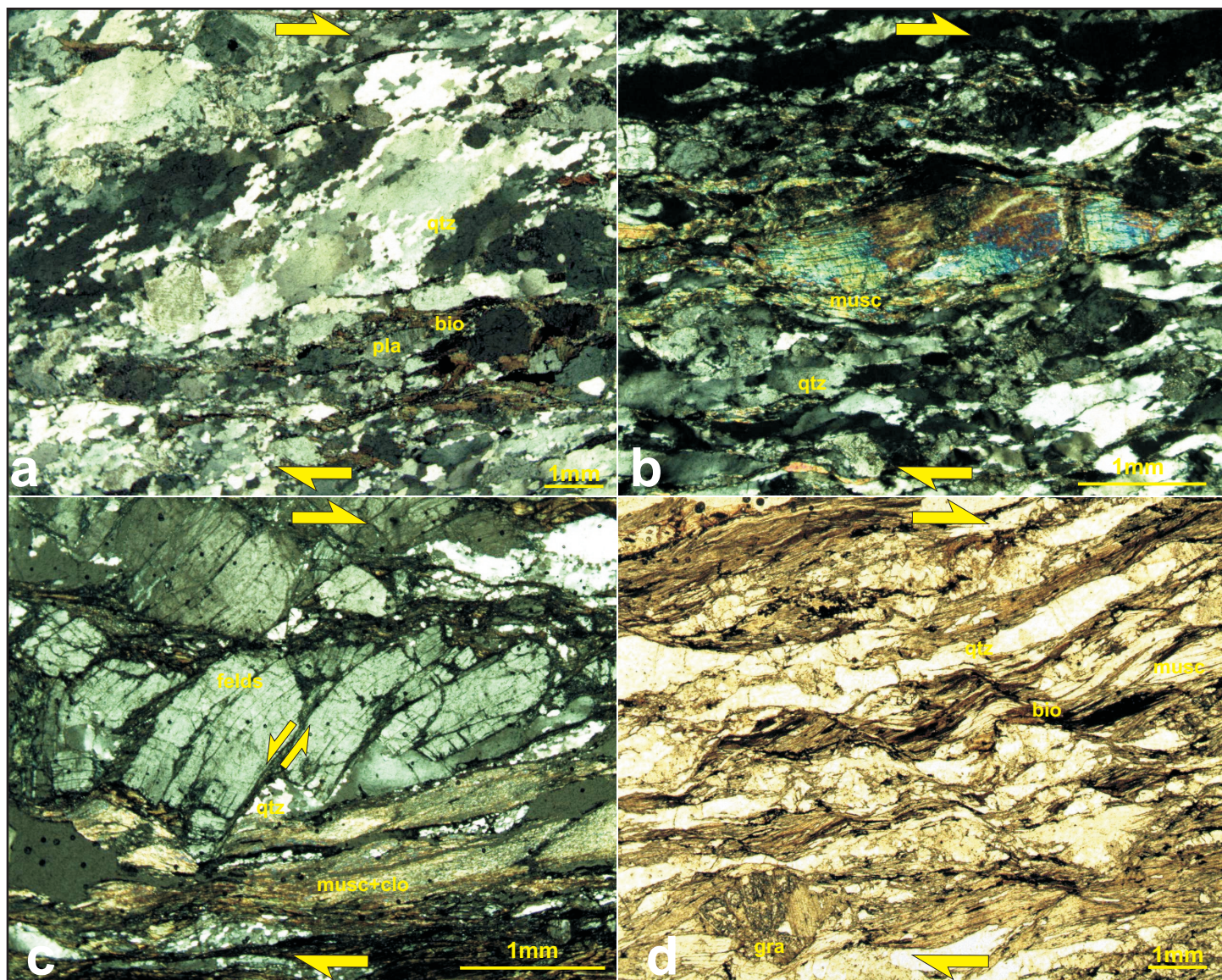


Figura 5.37. (a) O quartzo foi recrystalizado dinamicamente e desenvolveu foliação oblíqua sugestiva de cinemática destal em biotita-muscovita gnaiss. Note que a foliação principal é marcada pela orientação de cristais de biotita (nicóis cruzados, aumento 2,5x). (b) Muscovita deformada assimetricamente é truncada (*truncated fish*) nas extremidades por bandas de cisalhamento destais em biotita-muscovita gnaiss quartzoso (nicóis cruzados, aumento 4x). (c) Porfiroclasto fragmentado com geometria em dominó indica movimento destal. Note que o espaço criado durante a estrutura em dominó foi preenchido por cristais de quartzo recrystalizados (nicóis cruzados, aumento 4x). (d) Desenvolvimento de superfícies C' indica cinemática destal em granada-biotita xisto. As bandas de cisalhamento não atravessam a fita de quartzo no centro da figura (nicóis paralelos, aumento 2,5x).

5.5.3.1. Fase D_{3t} na Zona de Cisalhamento Coxixola

A ocorrência de duas lineações de estiramento na mesma superfície milonítica é interpretada na área como uma evidência de superposição de estruturas associadas à passagem do estágio de deformação D_3 para D_{3t} . Uma lineação (L_{3x}) é claramente paralela ao eixo de dobras F_3 de superfície axial paralela ao plano de cisalhamento. A outra lineação (L_{3t}) está contida na foliação milonítica sem evidências de relação com outros elementos geométricos. A observação dessas duas lineações é restrita aos afloramentos com L_{3x} de inclinação entre 30 e 40°. O predomínio de valores de inclinação de L_{3x} inferiores a 15° dificulta a identificação de critérios de superposição ou distinção entre as estruturas L_{3x} e L_{3t} em mais afloramentos. Uma vez que L_{3t} é observada com inclinação sempre próxima da horizontal.

Nas seções delgadas confeccionadas a partir de cortes paralelos a L_{3x} e L_{3t} não ocorrem feições microestruturais que indicam elevados contrastes de temperatura de deformação entre o estágio D_3 e D_{3t} . Provavelmente, a diferença de temperatura de deformação durante esses dois estágios foi sutil durante o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Coxixola. Por outro lado, características distintas no comportamento da deformação (dúctil ou dúctil-rúptil) são identificadas: a ocorrência de dobras F_3 com superfície axial paralela à foliação milonítica (S_{3mil}) implica em comportamento dúctil para a deformação; estruturas em dominó nos k-feldspatos presentes nas rochas miloníticas a ultramiloníticas são evidências de deformação dúctil-rúptil.

5.5.3.2. Estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola

A análise geométrica e cinemática da Zona de Cisalhamento Coxixola demonstra que essa zona de cisalhamento possui mergulho íngreme (70 a 90°) com orientação WSW-ENE e cinemática dextral. Ao longo de toda a zona predominam tectonitos do tipo L-S e as características de deformação visualizadas nas escalas de mapa, afloramentos e em seções delgadas sugerem rotação das estruturas. Aparentemente, o desenvolvimento da zona de cisalhamento está associado a mecanismos de cisalhamento simples progressivo com o vetor de vorticidade paralelo à foliação milonítica na zona de cisalhamento e perpendicular a lineação de estiramento. Essas características são concordantes com uma geometria monoclinica (Passchier, 1998) para a Zona de Cisalhamento Coxixola. A densidade

e composição de rochas afetadas pela deformação não exibem mudanças significativas ao longo da zona. Dessa forma, a hipótese de o volume permanecer constante durante a deformação é válida para esse caso específico. Embora a deformação seja de caráter dúctil na maior parte da zona de cisalhamento, o desenvolvimento de milonitos de baixa/muito baixa temperatura ou predomínio de fluxo cataclástico em algumas porções (Fase D_{3t}) pode ser identificado.

Um dos fatores importantes para o melhor entendimento da evolução da Zona de Cisalhamento Coxixola é a estimativa da deformação cisalhante e do deslocamento ao longo da mesma. Nesse sentido, devido à ausência de marcadores litoestratigráficos o método utilizado para estimar a deformação cisalhante e deslocamento foi baseado na rotação da foliação S_3 , seguindo os conceitos propostos no trabalho de Ramsay e Graham (1970):

- ❖ O ângulo θ' formado entre o plano de achatamento (XY) e o plano de cisalhamento é correlacionado à deformação cisalhante (γ) através da fórmula: $\tan 2\theta' = 2/\gamma$. O ângulo θ' foi obtido em quatro seções ao longo da zona de cisalhamento, utilizando o posicionamento de lineamentos em aerofotos ou imagens de satélite (**Fig. 5.38**). O reconhecimento da foliação S_3 em aerofotos é prejudicado devido a foliação encontrar-se algumas vezes paralela ou superposta ao bandamento gnáissico ou xistosidade S_2 . Dessa forma, os lineamentos utilizados para a obtenção de θ' foram confirmados de acordo com o posicionamento de S_3 no campo (**Fig. 5.38**).
- ❖ O deslocamento total D através da zona é dado por $D = \int_0^x \gamma dx$. Essa integral representa a área abaixo da curva no gráfico: *deformação cisalhante x distância na zona de cisalhamento*. Conseqüentemente, o valor de D pode ser obtido ao aplicar a regra de Simpson para resolver a equação, ou por meio da utilização de um planímetro ou *softwares* para determinação da área abaixo da curva no gráfico. Na presente tese, o valor de θ' e D foram adquiridos através do *software Autocad 2010* para determinar o ângulo e a área nos gráficos.

A determinação do ângulo θ' na porção acima da Zona de Cisalhamento Coxixola não pode ser realizada com precisão, devido ao paralelismo observado entre as estruturas S_1 , S_2 e S_3 nessa região. Nesse sentido, o deslocamento total

estimado D foi dividido por dois (**Fig. 5.39**), visando minimizar o erro durante o cálculo (Boullier, 1986).

Os resultados obtidos nas quatro seções ao longo da zona de cisalhamento mostram algumas variações para os valores de deslocamento. Nas quatro seções, as áreas abaixo das curvas nos gráficos representam deslocamentos ($D/2$) que variam de 0,5km a 1,5km (**Fig. 5.39**). Em geral, essa variação nos deslocamentos é proporcionada pela diferença de largura da zona de cisalhamento estimada para cada perfil, aliada aos diferentes valores de γ calculados para construir os gráficos (**Fig. 5.39**). Haja vista, que o deslocamento é diretamente proporcional ao produto entre γ e a largura da zona de cisalhamento ($d = \gamma x$).

Na maior parte das seções realizadas os valores de γ não ultrapassam 2,07 (Tabelas 5.7, 5.8 e 5.10), exceto para a Seção 3 ($\gamma > 2$), no qual o valor máximo de γ obtido é 4,1 (Tabela 5.9). A variação nos valores de γ é observada com maior clareza nos gráficos (**Fig. 5.39**), entretanto a média para todos os dados permanece em torno de 1.3. A baixa variação de γ observada nas seções deve estar associada ao fato que a zona de cisalhamento não é exatamente plano-paralela e, portanto não coincide em absoluto com as condições de deformação estabelecida em modelos teóricos. A variação angular de θ' em cada seção também influencia na variação dos valores de γ , uma vez que essas duas variáveis são inversamente proporcionais. Isso explica, em parte, os maiores valores de γ encontrados na seção 3. Outro fator importante consiste no posicionamento (distância x) dos lineamentos utilizados na Seção 3. Estes lineamentos estão próximos do limite da Zona de Cisalhamento Coxixola com um ângulo θ' inferior ao encontrado nas outras seções. Os resultados de γ obtidos na Seção 3 são coerentes com a hipótese de que a taxa de deformação é maior nas regiões mais próximas da zona (Ramsay e Graham, 1970).

Tabela 5.7. Dados referentes ao cálculo de estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola para a Seção 1.

Seção 1			
<i>ângulo θ'</i>	<i>distância (x)</i>	<i>deformação cisalhante (γ)</i>	<i>D/2</i>
33	0,40	0,89	0,86
31	0,96	1,06	
28	1,58	1,35	
28	2,17	1,35	
25	2,48	1,68	

Tabela 5.8. Dados referentes ao cálculo de estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola para a Seção 2.

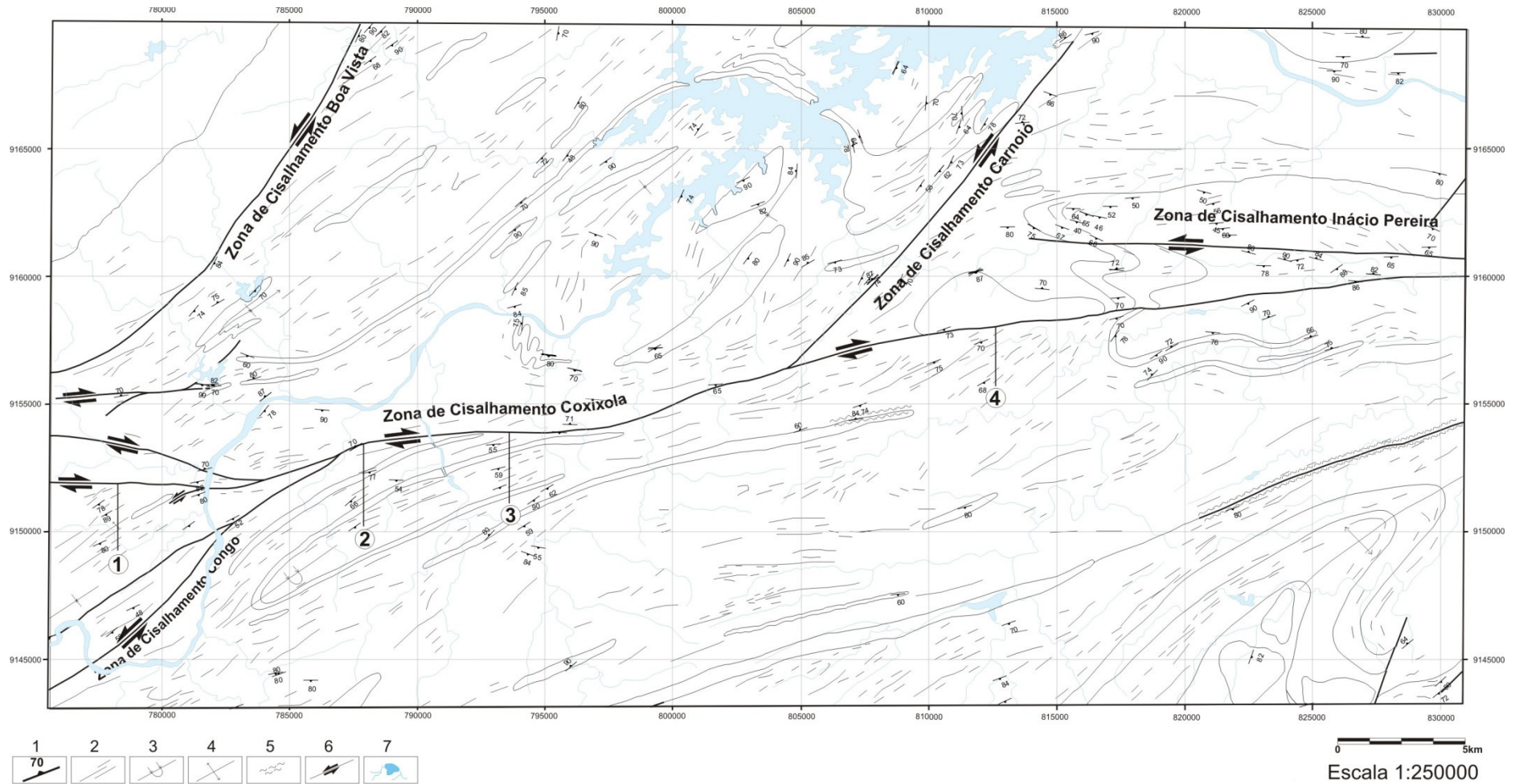
Seção 2			
<i>ângulo θ'</i>	<i>distância (x)</i>	<i>deformação cisalhante (γ)</i>	<i>D/2</i>
22	0,29	2,07	1,36
23	1,07	1,93	
24	1,83	1,80	
29	2,10	1,25	
21	3,04	2,22	

Tabela 5.9. Dados referentes ao cálculo de estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola para a Seção 3.

Seção 3			
<i>ângulo θ'</i>	<i>distância (x)</i>	<i>deformação cisalhante (γ)</i>	<i>D/2</i>
13	0,39	4,10	1,52
17	1,11	2,97	
15	1,50	3,46	
21	1,82	2,22	
17	2,20	2,97	

Tabela 5.10. Dados referentes ao cálculo de estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola para a Seção 4.

Seção 4			
<i>ângulo θ'</i>	<i>distância (x)</i>	<i>deformação cisalhante (γ)</i>	<i>D/2</i>
28	0,35	1,35	0,50
25	0,67	1,68	
32	1,10	0,98	
38	1,80	0,50	
36	2,19	0,65	



1. Foliação; 2. Lineamentos; 3. Sinforme invertida; 4. Antiforme; 5. Faixa milonítica; 6. Zonas de cisalhamento com sentido de movimento; 7. açude e rede de drenagem.

Figura 5.38. Localização das quatro seções utilizadas para o cálculo de estimativa de deslocamento ao longo da Zona de Cisalhamento Coxixola. Os valores angulares de θ' obtidos estão representados nas Tabelas 5.7, 5.8, 5.9 e 5.10.

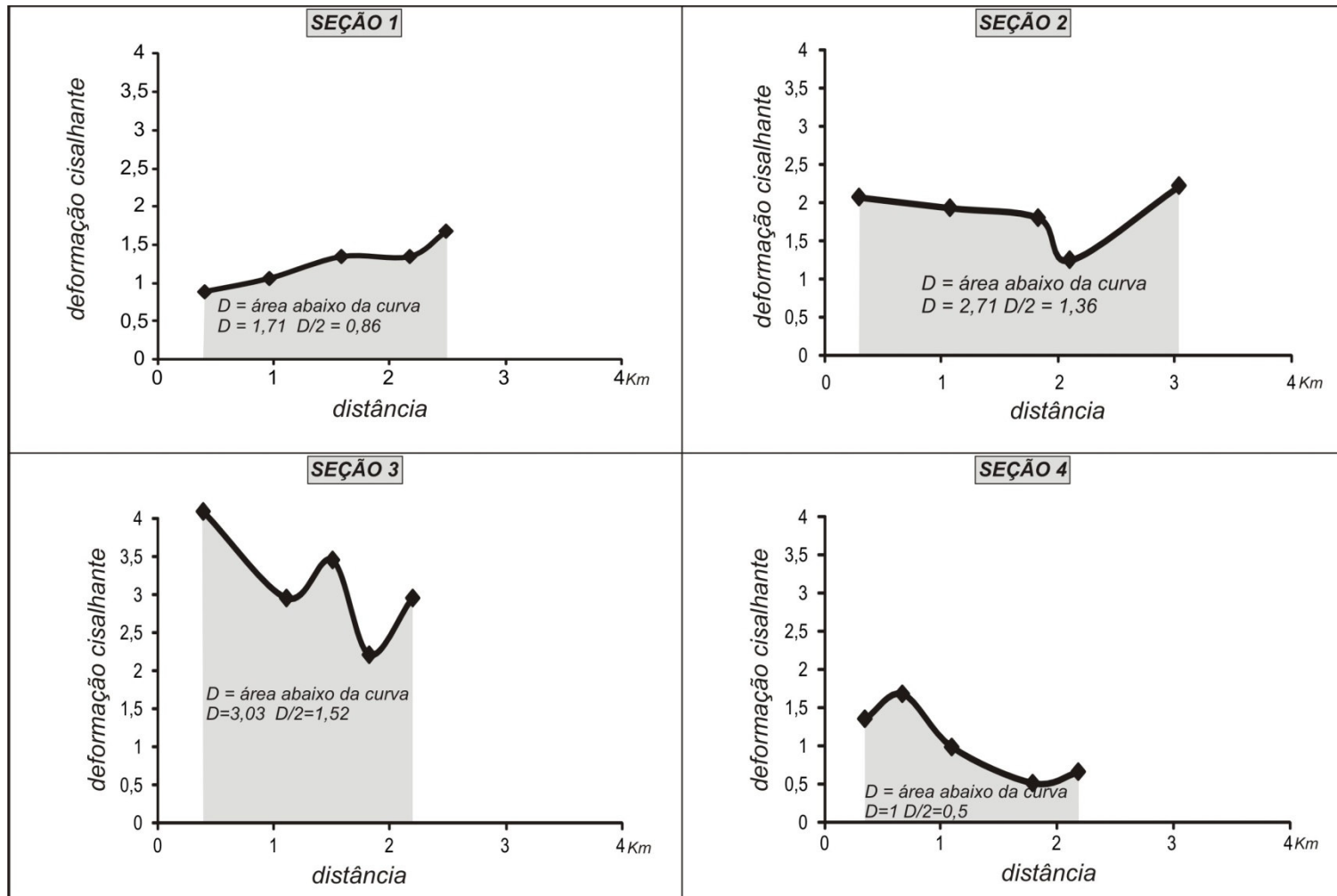


Figura 5.39. Gráficos de correlação entre a deformação cisalhante e a largura das seções realizadas na Zona de Cisalhamento Coxixola. A estimativa de deslocamento ao longo da zona é obtida a partir do cálculo da área abaixo da curva em cada gráfico (*Ver discussões no texto*).

Valores de θ' em torno de 45° são esperados nas porções mais afastadas da zona de cisalhamento de acordo com conceitos teóricos relacionados ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento (Ramsay e Graham, 1970; Ramsay, 1980). Por outro lado, em todas as seções realizadas os valores de θ' não ultrapassam 38° (Tabelas 5.7, 5.8, 5.9 e 5.10). A ausência de foliações posicionadas a 45° da zona de cisalhamento pode ser relacionada aos seguintes aspectos: (a) Imprecisão na escolha das foliações rotacionadas durante o cisalhamento, levando a erros na determinação do ângulo θ' ; (b) A espessura da zona de cisalhamento nas seções escolhidas para calcular o deslocamento pode ter sido subestimada, o que impossibilitaria a obtenção de θ' nas foliações localizadas nas porções distais da zona de cisalhamento; (c) A foliação pode, simplesmente, não ter se formado à 45° da zona de cisalhamento durante a deformação; Embora todos os casos a, b e c sejam possíveis, a diferença angular de 7° entre o valor máximo de θ' obtido (38°) e o valor de θ' esperado ($\sim 45^\circ$) não proporciona erros significativos em todo o processo de estimativa de deslocamento para o caso estudado.

A utilização do método de rotação da foliação implica em alguns erros específicos, que devem ser levados em consideração durante a interpretação dos resultados. A determinação do ângulo θ' exige extrema precisão, especialmente para porções de taxa de deformação elevada, na qual os erros obtidos na obtenção desses ângulos proporcionam valores imprecisos para o cálculo de γ (Ramsay e Graham, 1970; Ramsay, 1980; Boullier, 1986). Nas áreas afetadas por eventos deformacionais distintos, a identificação da foliação formada durante o cisalhamento é imprescindível para evitar erros expressivos na obtenção da taxa de deformação cisalhante. Quando a foliação pretérita (S_2) encontra-se, em alguns locais, paralela à foliação associada ao cisalhamento (S_3) como no caso da Zona de Cisalhamento Coxixola, a aplicação do método exige maior cautela para evitar cálculos superestimados da taxa de deformação cisalhante.

A interpretação dos dados relativos à estimativa de deslocamento obtida para a Zona de Cisalhamento Coxixola ($0,5\text{km} < \text{deslocamento} < 1,5\text{km}$) deve ser feita com parcimônia, devido às incertezas do método referenciadas acima. No entanto, as terminações meridionais das Zonas de Cisalhamento sinistrais Boa Vista e Carnoió estão conectadas à Zona de Cisalhamento Coxixola. Isso dificulta o desenvolvimento de grandes deslocamentos devido à incompatibilidade cinemática

causada por zonas de cisalhamento destrais e sinistrais contemporâneas, uma vez que o movimento em uma zona de cisalhamento pode bloquear o movimento da outra. Na região próxima da Seção 1 são comuns afloramentos com indicadores cinemáticos de sentido ambíguos, alternando entre movimentos destrais e sinistrais. Essa ambiguidade cinemática, nessa porção da Zona de Cisalhamento Coxixola, implica na dificuldade do desenvolvimento de deslocamentos expressivos.

Estimativas de deslocamento inferiores a 2 km são encontradas em outras zonas de cisalhamento do Domínio da Zona Transversal formadas em condições de baixa temperatura de deformação. Neves e Mariano (1999) estimaram, utilizando parâmetros da razão entre deslocamento e espessura, que o deslocamento máximo de zonas miloníticas de baixa temperatura ligadas ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste é inferior a 2 km. Segundo os autores, o deslocamento total combinado de todas as faixas miloníticas de baixa temperatura não excedeu 10 km.

O somatório dos valores de D em cada seção resulta em um valor de deslocamento máximo de 4,2 km. Esse valor de deslocamento varia de acordo com o número de seções realizadas, levando a interpretações superestimadas do deslocamento total. Dessa forma, o deslocamento total Zona de Cisalhamento Coxixola deve ser interpretado de acordo com os resultados de cada seção, com variações da ordem de 0,5 a 1,5km e média de 1km de deslocamento ao longo da zona.

5.5.3.2. Relações geométricas e cinemáticas da Zona de Cisalhamento Coxixola com o Pluton Marinho

O Pluton Marinho é limitado ao sul pela Zona de Cisalhamento Coxixola, com os limites NW e NE localizados próximos das Zonas de Cisalhamento Carnoió e Zona de Cisalhamento Inácio Pereira, respectivamente. Em toda a extensão do pluton predominam estruturas magmáticas (foliações e lineações primárias) em relação a estruturas desenvolvidas no estado sólido. O alinhamento de fenocristais de K-feldspato é o principal critério para a identificação de foliações magmáticas no pluton (**Fig. 5.40c**). O alinhamento de enclaves dioríticos microgranulares é concordante com a direção da foliação magmática. Evidências de deformação no estado sólido de caráter dúctil-rúptil são restritas a um afloramento próximo a Zona de Cisalhamento Coxixola (**Fig. 5.40a e 5.40b**). Em geral, a foliação magmática está orientada na direção W-E. Essa orientação da foliação magmática é concordante com a orientação da foliação das rochas encaixantes e da zona de cisalhamento. Esse paralelismo entre as foliações magmáticas e miloníticas sugere uma relação das estruturas desenvolvidas no Pluton Marinho com a evolução deformacional da Zona de Cisalhamento Coxixola. Essa relação é coerente com a formação localizada de zonas de cisalhamento sin-magmáticas de movimento dextral, caracterizado pela obliquidade gerada entre o alinhamento de fenocristais com o acamamento magmático (**Fig. 5.41**).

O arranjo cinemático proporcionado pelas zonas de cisalhamento próximas do pluton são fatores importantes na criação de espaço para o alojamento do corpo. A cinemática sinistral das Zonas de Cisalhamento Carnoió e Inácio Pereira em contraste com a cinemática dextral da Zona de Cisalhamento Coxixola implicam em regime tectônico transtrativo local (**Fig. 5.42**). Esse regime tectônico é favorável para a criação do espaço na crosta e conseqüente alojamento do pluton. Registro de mudança na orientação da foliação magmática, indicativo de atuação do regime transtracional, não é identificado no pluton. Isso pode ser explicado pela proximidade do pluton com a Zona de Cisalhamento Coxixola, favorecendo sua maior participação na definição da orientação da foliação magmática. Outro fator importante é o estágio tardio (D_{3t}) de desenvolvimento da Zona de cisalhamento Coxixola em relação às outras zonas de cisalhamento.

A influência direta da Zona de Cisalhamento Coxixola na geração de estruturas e alojamento do Pluton Marinho aponta para a importância entre a idade de

cristalização do pluton com o período final de desenvolvimento da zona de cisalhamento.

Dessa forma, a idade de 550 Ma obtida para o Pluton Marinho foi interpretada aqui como um indício de que a deformação ou mesmo reativação (D_{3t}) da Zona de Cisalhamento Coxixola estendeu-se até o limite entre o Ediacarano e o Cambriano. Essa interpretação está em acordo com dados recentes obtidos para essa zona de cisalhamento na região a leste da área de estudo. Idades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (platô) obtidas em muscovitas sin-cinemáticas de milonitos da Zona de Cisalhamento Coxixola forneceram idades de 547 Ma (Archanjo *et al.* 2008; Hollanda *et al.* 2010).

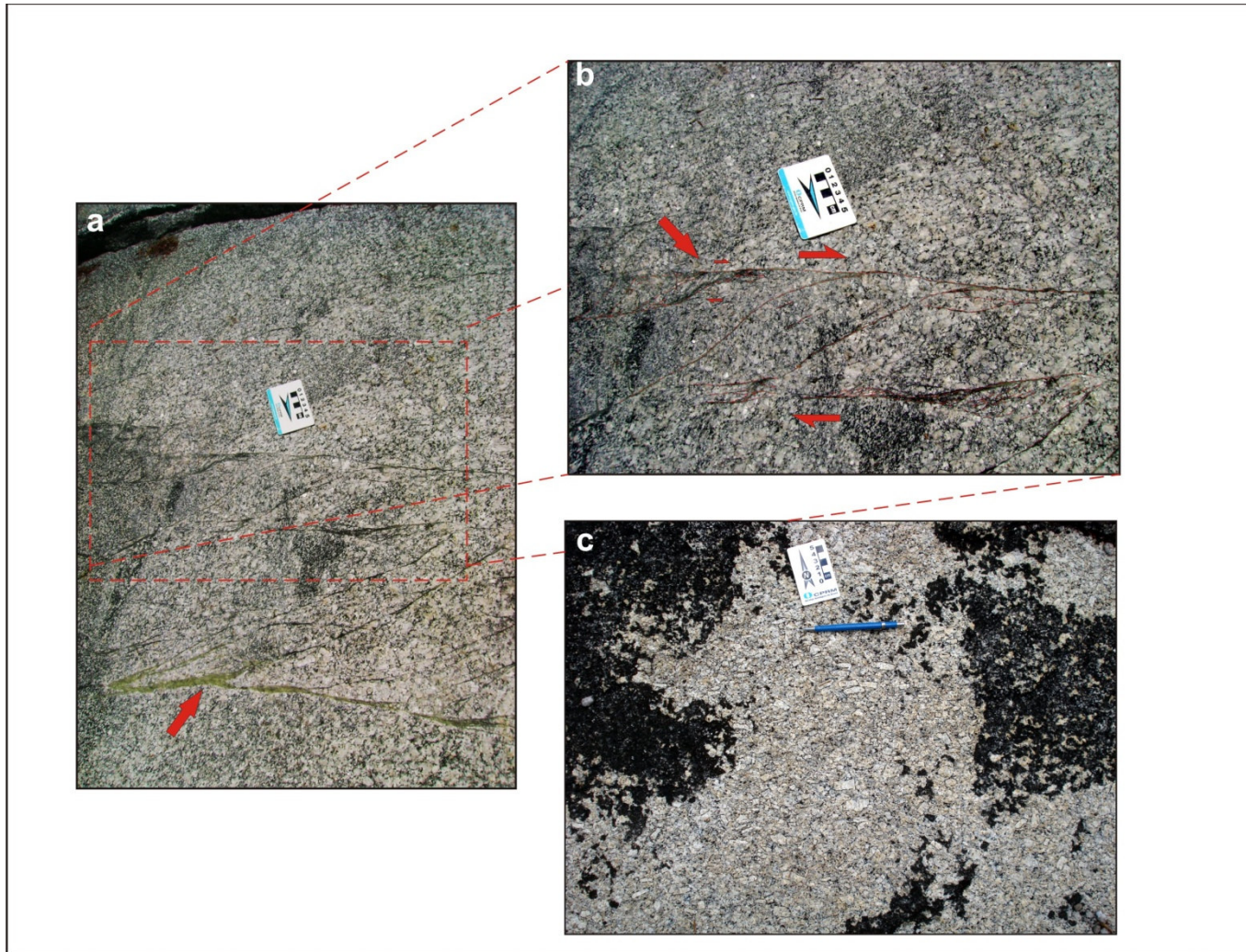


Figura 5.40. (a) Zona de cisalhamento dúctil-rúptil destal com desenvolvimento incipiente de milonitos de baixa temperatura (seta vermelha); (b) Detalhe da figura anterior. Nesse caso é possível observar S-C indicativas de cinemática destal (seta vermelha). (c) alinhamento de fenocristais de k-feldspato sugestivo de desenvolvimento de foliação de fluxo magmática no Pluton Marinho.



Figura 5.41. O acamamento magmático é caracterizado pela intercalação de camadas de porções inequigranulares porfiríticas com camadas de porções equigranulares. O alinhamento de fenocristais de k-feldspato oblíquos à direção do acamamento é sugestivo de movimento dextral (zonas de cisalhamento sin-magmáticas).

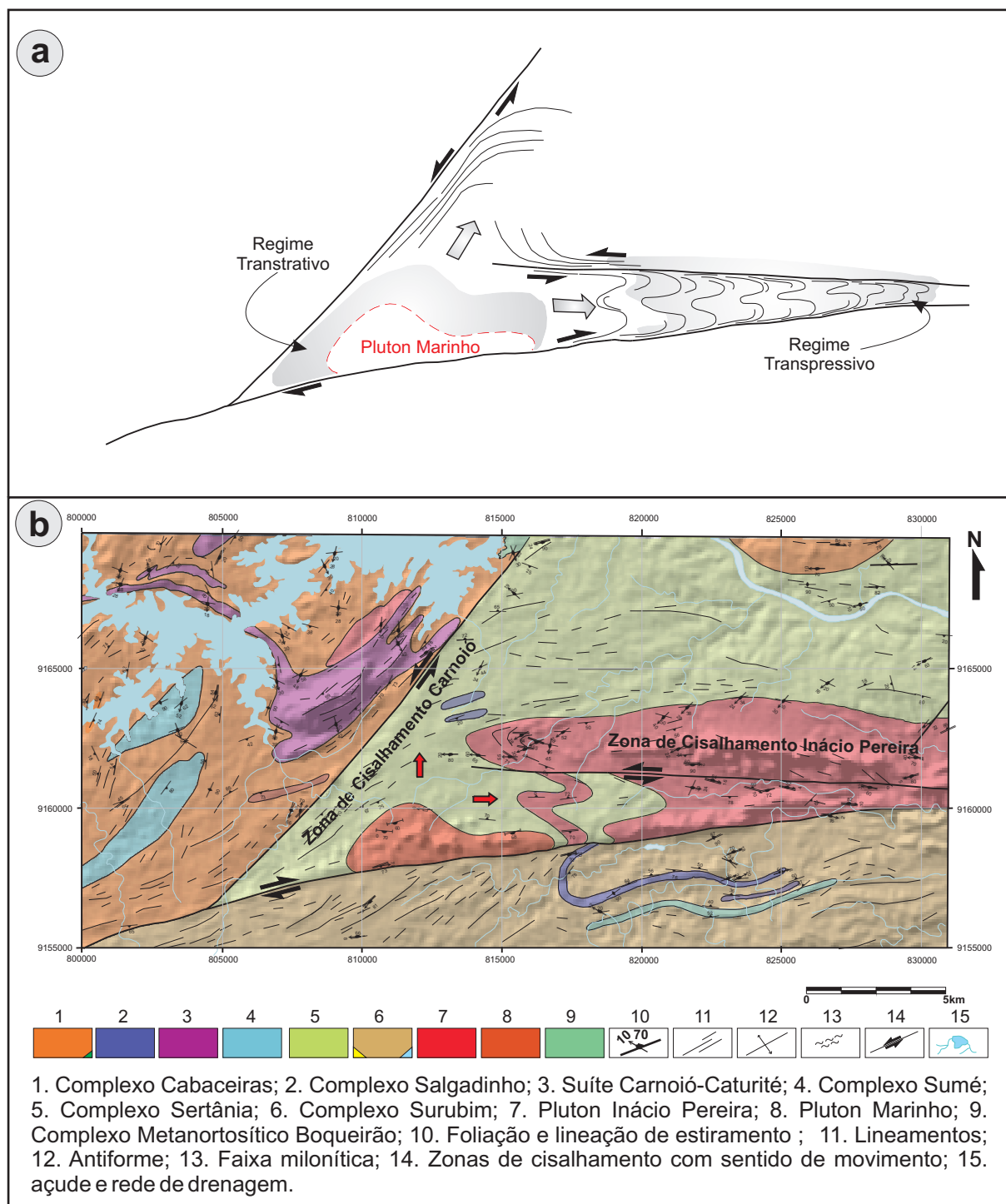


Figura 5.42. (a) Desenho esquemático para representar o arranjo geométrico e cinemático favorável ao alojamento do Pluton Marinho. (b) Esboço geológico da área com as principais unidades geológicas envolvidas.

CAPÍTULO VI. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

6.1. Eventos tectono-magmáticos da área de estudo

Os dados apresentados na presente tese sugerem um mínimo de três eventos tectono-magmáticos para a área de estudo: (i) um evento Paleoproterozóico (Riaciano) relacionado à geração e metamorfismo das rochas que compõem o Complexo Cabaceiras (\pm hornblenda-biotita ortognaisse e ortoanfibolito); (ii) um evento magmático no final do Paleoproterozóico (Estateriano) responsável pela formação da Suíte Carnoió-Caturité; (iii) e o último evento no final do Ediacarano associado à gênese do Pluton Marinho e ao estágio tardio de deformação da Zona de Cisalhamento Coxixola.

A idade de 2042 ± 11 Ma obtida em um grupo de zircões euédricos da amostra do ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras representa a idade de cristalização do protólito dessa rocha. Essa idade indica uma contemporaneidade na geração dos protólitos do ortoanfibolito e do + hornblenda-biotita gnaisse desse complexo. Haja vista a idade de 2.05 Ga obtida para esse último litotipo (Lages, 2010 - no prelo). O outro grupo de zircões analisados do ortoanfibolito fornece uma idade de 1996 ± 13 Ma, interpretada aqui como a idade de metamorfismo (ver Capítulo 4).

Análises geocronológicas realizadas em ortognaisse bandados localizados a sudeste da área de estudo (quadrante SE da Folha Santa Cruz do Capibaribe) resultaram em idades de 2125 ± 7 Ma e 2044 ± 5 Ma (Neves *et al.* 2006). Os autores interpretaram esses resultados como a idade de cristalização do protólito dos ortognaisse e a idade do auge do metamorfismo no Riacyano/Orosiriano, respectivamente.

Na concepção de Neves *et al.* (2006), a evolução tectônica no Riacyano/Orosiriano na porção centro-leste da Zona Transversal envolveu geração de crosta juvenil no período entre 2.15-2.10 Ga, metamorfismo no intervalo 2.05-2.03 Ga com intrusão de magmas tardi-orogênicos entre 1.99-1.97 Ga.

Baseado nos dados obtidos na área de trabalho para o Complexo Cabaceiras aliado aqueles disponíveis na literatura (Lages *et al.* 2009; Lages, 2010), um ajuste mais amplo dos intervalos descritos por Neves *et al.* (*op. cit.*) é necessário para enquadrar as rochas desse complexo na evolução tectônica do Riacyano/Orosiriano. Dessa forma, o intervalo de geração de crosta juvenil pode ser estendido para 2.15-2.05 Ga seguido por um período de clímax metamórfico entre 2.04 e 1.99 Ga.

A idade de 1.63 Ga obtida para a Suíte Carnoió-Caturité aponta para a ocorrência de um evento magmático no Estateriano/Calimiano. Outras rochas com idades semelhantes têm sido relatadas para a porção centro-leste da Zona Transversal. Na região localizada a sudeste da área de trabalho, análises U-Pb em zircão realizadas em *augen* gnaiss monzogranítico da Serra da Taquaritinga resultaram em uma idade de 1521 ± 6 Ma (Sá *et al.* 2002). Os dados geoquímicos (rocha total) desses *augen* gnaiss indicaram correlação com granitos intra-placa nos diagramas de discriminação de ambiente tectônico, levando os autores (Sá *et al. op. cit.*) a considerar que essas rochas foram geradas e alojadas em um ambiente anorogênico.

As análises químicas (rocha total) de 10 amostras da Suíte Carnoió-Caturité exibem características geoquímicas compatíveis com granitos gerados em ambiente intraplaca (Brasilino *et al.* 2009). Os dados obtidos na presente tese e aqueles disponíveis na literatura para a Suíte Carnoió-Caturité e o *augen* gnaiss da Serra da Taquaritinga sugerem um evento magmático com afinidade anorogênica durante o Estateriano/Calimiano. Provavelmente, a formação das rochas do Complexo Metanortosítico de Boqueirão deve ser contemporânea a esse evento no Estateriano/Calimiano. Accioly *et al.* (2004) correlacionam as rochas metanortosíticas de Boqueirão ao Complexo Anortosítico de Passira, que possui uma idade de 1.7 Ga (Accioly *et al.* 2000). Em síntese, esse evento magmático do Estateriano/Calimiano envolve uma atividade magmática complexa com geração de litotipos gabro-anortosíticos no estágio inicial (1.7 Ga) e formação de rochas granitóides na fase final de desenvolvimento (1.6-1.5 Ga).

Na área de estudo, o Pluton Marinho funciona como um marcador do magmatismo granítico no final do Ediacarano, uma vez que a idade obtida para esse pluton é de 550 ± 3 Ma. A análise em conjunto das relações cinemáticas da Zona de Cisalhamento Coxixola com a estrutura interna (magmática e tectônica) do Pluton Marinho permite associar o período de alojamento desse corpo ao estágio final de deformação dessa zona de cisalhamento, interpretado aqui como fase D_{3t} (ver Capítulo 5). Essa idade estimada para a fase final de deformação da Zona de Cisalhamento Coxixola é coerente com idades ⁴⁰Ar/³⁹Ar (platô) de 547 Ma realizadas em muscovitas sin-cinemáticas no segmento leste dessa zona de cisalhamento (Hollanda *et al.* 2010). Isso levou os autores a considerar que essa zona de

cisalhamento foi formada, ou reativada, na transição entre o Neoproterozóico e o Cambriano.

6.2. Complexos Cabaceiras e Salgadinho e suas correlações com os ortognaisses do embasamento Paleoproterozóico na porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal

De acordo com os dados obtidos nesse trabalho e aqueles obtidos na literatura, as rochas ortoderivadas do embasamento Paleoproterozóico identificadas na área de estudo são representadas pelos Complexos Cabaceiras e Salgadinho.

As análises geocronológicas disponíveis para os Complexos Cabaceiras e Salgadinho apontam para idades de 2.05 Ga (Lages, 2010 - no prelo) e na presente tese, e 2.1Ga (Brasilino, 2010 - no prelo), respectivamente. As idades obtidas para esses complexos são semelhantes àquelas observadas em algumas rochas ortoderivadas interpretadas como constituintes do embasamento na porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal (Santos, 1995; Brito Neves *et al.* 2001; Santos *et al.* 2004; Neves *et al.* 2006).

A área de ocorrência do Complexo Cabaceiras coincide com as rochas metaplutônicas correlacionáveis ao Complexo Floresta, designadas por Santos *et al.* (2004). Os autores obtiveram uma idade de média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para essas rochas metaplutônicas de $2008 \pm 21\text{Ma}$. As semelhanças entre as idades juntamente com a similaridade petrográfica levaram alguns autores a correlacionar o Complexo Cabaceiras com o Complexo Floresta (Lages *et al.* 2009). Esses complexos constituiriam o embasamento do Terreno Alto Moxotó, na concepção de Terrenos Tectono-estratigráficos proposta por Santos (1996; 1999) para evolução geodinâmica da Zona Transversal.

O Complexo Salgadinho, por sua vez, poderia ser um representante do embasamento Paleoproterozóico do Terreno Rio Cabibaribe, utilizando como mapa base de comparação os mapas geológicos da do Estado da Paraíba (Santos *et al.* 2002) e da Folha Jaguaribe SE (Ferreira, 2000). De acordo com esses mapas regionais e trabalhos disponíveis na literatura (Santos e Medeiros, 1999; Santos *et al.* 2004), o limite entre os Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe é marcado pelo traço principal da Zona de Cisalhamento Cruzeiro do Nordeste. Na área de estudo, esse limite coincide com o contato entre os Complexos Salgadinho e Surubim e/ou Complexo Salgadinho e Ortognaisse Riacho de Santo Antônio (ver mapa geológico).

A aplicação do modelo de Terrenos Tectono-estratigráficos para a área de trabalho ainda necessita de estudos adicionais mais detalhados. Os dados estruturais obtidos na presente tese não indicam estilos estruturais contrastantes entre os supostos Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe. Obviamente, uma trama estrutural distinta entre os dois terrenos poderia ter sido obliterada pela deformação durante o Ediacarano (Orogênese Brasileira?). Ainda assim, se a aglutinação dos Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe está relacionada à evolução dos eventos Cariris Velhos (1.1 - 0.95 Ga) e/ou Brasileiro (0.75 - 0.54 Ga) (Santos e Medeiros, 1999), a análise dos dados obtidos na presente tese aliados a outros dados contidos em trabalhos realizados a sudeste da área de estudo (Sá *et al.* 2002; Neves *et al.* 2006) não corrobora para a aplicação do modelo de Terrenos Tectono-estratigráficos.

Nesse sentido, os complexos Cabaceiras e Salgadinho não foram considerados como integrantes do embasamento Paleoproterozóico dos Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe, respectivamente. As rochas desses complexos foram interpretadas como representantes do magmatismo responsável pela geração de crosta do evento tectônico no final do Riaciano, com um intervalo de idades entre 2.1-2.04 Ga, envolvendo metamorfismo em 1.99 Ga, no início do Orisiriano.

6.3. Algumas considerações sobre o posicionamento estratigráfico do Complexo Sertânia

O posicionamento estratigráfico do Complexo Sertânia tem sido objeto de discussão em diversos trabalhos (Santos *et al.* 2004; Rodrigues *et al.* 2009; Neves e Alcantara, 2009; Neves *et al.* 2009). Nesses trabalhos, as alternativas propostas para a idade do Complexo Sertânia indicam dois grupos com idéias distintas. Um grupo posiciona o Complexo Sertânia como o representante de uma sucessão metassedimentar Paleoproterozóica (2.1 Ga), com base em datações U-Pb (Santos *et al.* 2004) e dados do sistema isotópico Sm-Nd (Rodrigues *et al.* 2009). Enquanto o outro grupo, utilizando dados geoquímicos (Neves e Alcantara, 2009) e geocronológicos (Neves *et al.* 2006; Neves *et al.* 2009), discute a possibilidade do Complexo Sertânia e o Complexo Surubim constituírem a mesma sucessão de rochas supracrustais, com idades de deposição Neoproterozóicas (665-642 Ma).

No caso do Complexo Sertânia ser uma unidade litoestratigráfica Paleoproterozóica (2.1Ga), o período de sedimentação correlacionado à formação

dos protólitos das rochas desse complexo foi contemporâneo, por exemplo, ao evento tectônico-magmático responsável pela geração dos protólitos dos ortognaisses dos Complexos Cabaceiras e/ou Salgadinho. Por outro lado, se o Complexo Sertânia possui uma idade de deposição em torno de 642 Ma (Neves *et al.* 2009) ou a mesma idade referida para o Complexo Surubim (665 Ma), os protólitos das rochas desses complexos foram depositados em uma mesma bacia, envolvendo ampla extensão litosférica na região que compreende o Domínio da Zona Transversal.

As duas hipóteses citadas anteriormente para explicar o período de formação do Complexo Sertânia implicam em casos de evoluções geodinâmicas distintas para o Domínio da Zona Transversal. Dessa forma, o papel do Complexo Sertânia na história evolutiva/geodinâmica do Domínio da Zona Transversal deve ser analisado com cautela. Na área de estudo, as relações litoestratigráficas observadas em campo (*ver* Capítulo 4 para maior detalhe) permitem cartografar os Complexos Sertânia e Surubim como unidades litoestratigráficas distintas. Ainda que nas porções com predomínio de litotipos semelhantes (como por exemplo, granada-biotita xistos) a distinção entre esses dois complexos seja difícil. Uma alternativa para resolver esse problema sobre o posicionamento estratigráfico do Complexo Sertânia consiste na obtenção de novos dados de campo, petrográficos e geocronológicos na seção tipo do Complexo Sertânia, localizado na cidade de Sertânia no Estado de Pernambuco. Haja vista que os dados relativos ao Complexo Sertânia foram adquiridos em outras localidades (Santos *et al.*, 2004; Rodrigues *et al.* 2009; Neves e Alcantara, 2009; Neves *et al.* 2009). Posteriormente, esses dados podem ser comparados com aqueles disponíveis na literatura, visando uma análise e interpretação mais detalhada do papel geodinâmico desse complexo no Domínio da Zona Transversal.

6.4. Relações temporais entre as fases D_1 , D_2 e D_3 : uma abordagem baseada nos dados disponíveis na literatura para a porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal

A compreensão do tempo de formação das principais estruturas observadas no Domínio da Zona Transversal é fundamental para a construção de modelos tectônicos mais elaborados. Afinal, o arranjo geométrico dessas estruturas (dobras,

foliações e zonas de cisalhamento) é responsável pelo arcabouço estrutural observado atualmente.

Na área de estudo, três fases de deformação foram reconhecidas, sendo denominadas de D_1 , D_2 e D_3 . Essas fases foram individualizadas com base em critérios de superposição, sem levar em consideração a idade exata de formação destas estruturas. Entretanto, algumas correlações regionais podem ser feitas, utilizando as informações das fases deformacionais descritas na área de estudo com outros dados descritos na literatura.

O conhecimento exato do período de desenvolvimento da Fase D_1 e conseqüentemente, da gênese da foliação S_1 é uma questão ainda em aberto para a evolução estrutural da porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal. A hipótese de um evento metamórfico no Riaciano/Orosiriano entre 2.04 e 1.99 Ga (Neves *et al.* 2006) e na presente tese, é compatível com a formação de, pelo menos, uma foliação tectônica nesse período.

Uma alternativa para o desenvolvimento das estruturas relacionadas à Fase D_1 na área de estudo (foliação S_1) poderia ser a relação dessa fase de deformação com esse evento tectônico-metamórfico no Riaciano/Orosiriano. No entanto, essa alternativa é inconsistente com o modo de ocorrência da foliação S_1 em litotipos com idades distintas. A foliação S_1 é observada na charneira de dobras F_2 em ortognaisses do Complexo Cabaceiras (2.05 Ga), assim como nas rochas metassedimentares do Complexo Surubim (665 Ma). Padrões de interferência de dobras do Tipo 3 (dobras em laço) também são observados no Complexo Surubim, implicando em evidente relação de elementos geométricos (superposição de estruturas) entre as fases D_1 , D_2 e D_3 . A interpretação desses dados estruturais identificados na área aponta para um desenvolvimento da Fase D_1 a partir da transição entre o Criogeniano e o Ediacarano.

A evolução tectônica da Fase D_2 representa uma importante componente na construção do arcabouço estrutural da área de estudo, envolvendo geração de dobras, foliações e lineações associadas a indicadores cinemáticos sugestivos de transporte tectônico para NW - NNW. As estruturas associadas a essa fase ocorrem em unidades litoestratigráficas Paleoproterozóicas (Complexos Cabaceiras e Salgadinho) e Neoproterozóicas (Complexo Surubim). Em consonância com os dados estruturais apresentados na presente tese, alguns autores relatam o mesmo sentido de transporte tectônico para NW, para uma região localizada a sul/sudeste da área

de estudo (Neves *et al.* 2005; Neves *et al.* 2006). Por outro lado, transporte tectônico para W foi relatado por outros autores na mesma região. Esse contraste observado no sentido de transporte está correlacionado à rotação causada pela deformação associada às zonas de cisalhamento sinistrais e destrais (*ver* item 6.5). Outros trabalhos realizados a leste e a sudeste da área de estudo relacionados à gênese da foliação regional de baixo ângulo (Neves *et al.*, 2006; Neves *et al.*, 2009), aqui interpretada como foliação S_2 , é correlacionada ao metamorfismo de alto grau ocorrido no período de 630-600 Ma. Nesse sentido, a correlação entre os dados obtidos na área de trabalho com aqueles disponíveis na literatura até o momento é coerente com uma evolução tectônica da Fase D_2 no Neoproterozóico (Ediacarano).

Em diversos trabalhos realizados na porção centro leste do Domínio da Zona Transversal o período de desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúcteis associadas à Fase D_3 tem sido englobado dentro de um intervalo entre 590 e 570 Ma (Guimarães e Da Silva Filho, 1998; Neves *et al.*, 2000, 2004; Archanjo *et al.*, 2008). Algumas dessas idades dentro do intervalo citado anteriormente basearam-se na datação de plutons graníticos deformados no estágio magmático por zonas de cisalhamento dúcteis (Guimarães e Da Silva Filho, 1998; Neves *et al.*, 2004; Archanjo *et al.*, 2008). Enquanto, outras idades foram obtidas a partir de determinações $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Neves *et al.* 2000). A idade para o estágio final ou término da atividade tectônica associada a essas zonas de cisalhamento ainda permanece em aberto, mas dados recentes indicam uma idade em torno de 555-545 Ma, obtidos na presente tese, Neves *et al.*(2008) e Hollanda *et al.*(2010).

Os dados supracitados sugerem um amplo período de atividade para as zonas de cisalhamento. Isso implica que algumas zonas de cisalhamento possuem períodos de deformação levemente diferentes, dentro do intervalo entre 590-570 Ma com término em 555-545 Ma. Essa diferença de idade pode ser proveniente de um resfriamento regional mais lento, acompanhado de deformação episódica com desenvolvimento de rochas miloníticas com temperaturas de deformação contrastantes. Isso sugere um caráter episódico da deformação e a coexistência de zonas de cisalhamento formadas em diferentes condições de temperatura de deformação dentro de um mesmo evento deformacional. Por outro lado, histórias distintas de soerguimento *in situ* proporcionam variações no nível crustal ao longo das zonas de cisalhamento e não podem ser descartadas (Hollanda *et al.* 2010), ainda que essa alternativa necessite de estudos adicionais.

6.5. Zonas de cisalhamento sinistrais versus zonas de cisalhamento destrais: condicionantes estruturais para o desenvolvimento de um sistema de zonas de cisalhamento conjugadas

O arcabouço estrutural do Domínio da Zona Transversal na Província Borborema é marcado principalmente por zonas de cisalhamento sinistrais e destrais orientadas nas direções NE-SW e W-E, respectivamente (**Fig. 6.1**). Em geral, a geometria e cinemática das zonas de cisalhamento estudadas na presente tese são coerentes com o arcabouço estrutural identificado na escala regional. A evolução e o período de desenvolvimento dessas zonas de cisalhamento, se elas são (pene) contemporâneas ou não, têm sido alvo de discussão de diversos autores (Jardim de Sá, 1994; Vauchez *et al.* 1995; Neves, 1996; Neves e Mariano, 1999; Neves *et al.* 2000; Neves *et al.* 2005; Neves *et al.* 2006; Archanjo *et al.* 2008 e Rodrigues, 2008). Embora a maioria dos trabalhos aponte para um sistema de zonas de cisalhamento conjugadas formadas em um mesmo evento, alguns aspectos estruturais sobre o modelo para a evolução dessas zonas de cisalhamento podem ser refinados.

As conexões meridionais e setentrionais das zonas de cisalhamento com orientação NE-SW com aquelas orientadas na direção W-E proporcionam uma geometria final losangular ou anastomosada, quando observada em mapa. Baseado nesse aspecto geométrico, Hippert (1999) utilizou o arcabouço estrutural observado no Domínio da Zona Transversal como um dos exemplos de zonas de cisalhamento conjugadas com geometria S-C. Nesse caso, as zonas de cisalhamento de direção W-E funcionam como superfícies C, enquanto que as zonas de cisalhamento NE-SW representam as superfícies S. Essa configuração está vinculada a duas particularidades cinemáticas: (*i*) a movimentação destral (falha sintética) ao longo das superfícies C (zonas de cisalhamento W-E) deve acomodar grande parte da deformação; (*ii*) os deslocamentos sinistrais (falhas antitéticas) sobre superfícies S (zonas de cisalhamento NE-SW) podem ocorrer durante o evento deformacional.

Essas particularidades geométricas e cinemáticas são compatíveis com aquelas observadas nas zonas de cisalhamento presentes no Domínio da Zona Transversal e na área de estudo. Entretanto, o desenvolvimento de estruturas com geometria S-C associada a cisalhamento antitético ao longo da superfície S necessita de alguns condicionantes estruturais (Hippert, 1999). Na área de estudo, o espaçamento entre as zonas de cisalhamento sinistrais NE-SW (superfícies S) é

superior a 15km, contrastando com o limite máximo de 1km proposto por Hippert (*op. cit.*). Os movimentos antitéticos sobre a superfície S (zonas de cisalhamento sinistrais) devem impedir o aparecimento de superfícies C' (bandas de cisalhamento assimétricas extensionais). No entanto, zonas de cisalhamento destrais de orientação NW-SE com características equivalentes a superfícies C' ocorrem na região ao norte da área de estudo. Nesse sentido, a comparação do sistema das zonas de cisalhamento da área de estudo e do Domínio da Zona Transversal com superfícies S-C em escala maior exige cautela.

Experimentos análogos de sistema de falhas conjugadas têm revelado que as características cinemáticas tornam-se mais complexas durante o progresso da deformação (Schwarz e Kilfitt, 2008). As direções de propagação de falhas são diretamente influenciadas pelo movimento nas falhas adjacentes. A atividade de deslocamento dominante alterna entre os diferentes tipos de falhas geradas no mesmo evento deformacional. Uma situação semelhante deve ocorrer para casos envolvendo zonas de cisalhamento dúcteis (Mancktelow, 2002; Carreras *et al.* 2010). Nesses casos, a determinação exata do período de formação de zonas de cisalhamento distintas é de difícil estabelecimento, devido ao caráter episódico de deslocamento nessas diferentes zonas.

O desenvolvimento de sistemas de zonas de cisalhamento dúcteis conjugadas depende de alguns condicionantes estruturais para acomodar a deformação. O ângulo que a direção de encurtamento faz com o limite da zona deve aumentar de acordo com a deformação progressiva (Ramsay e Huber, 1987). A variação desse ângulo não pode ocorrer somente pela rotação passiva das zonas de cisalhamento envolvidas em um sistema conjugado, uma vez que a compatibilidade de esforços requer deformação interna dos domínios delimitados pelas zonas de cisalhamento. Em alguns casos, novas zonas de cisalhamento desenvolvem-se devido à concentração da deformação. Dessa forma, a rotação simultânea das zonas de cisalhamento formadas inicialmente, somada ao desenvolvimento de novas zonas, resulta em um padrão anastomosado para o sistema de zonas de cisalhamento conjugadas (Carreras *et al.* 2010).

Baseado nos questionamentos descritos anteriormente, uma proposta de evolução estrutural para as zonas de cisalhamento estudadas na área nos moldes de um sistema de zonas de cisalhamento conjugadas é provável nesse caso. Por outro lado, algumas questões ainda são passíveis de discussão para o melhor

entendimento da evolução estrutural de zonas de cisalhamento conjugadas (Carreras *et al.* 2010): (a) Qual a orientação e cinemática das zonas de cisalhamento formadas no estágio inicial de deformação? (b) Como essas zonas de cisalhamento se comportam (geometria e cinemática) durante a deformação progressiva? (c) Qual o comportamento em relação à deformação dos domínios delimitados pelas zonas de cisalhamento? Deformação interna ou rotação de blocos rígidos? A resposta de todas essas perguntas deve contribuir para uma análise mais detalhada de sistemas de zonas de cisalhamento conjugadas.

As Zonas de Cisalhamento Coxixola, Boa Vista, Carnoió, Congo e Inácio Pereira são integrantes de um sistema complexo que envolve todas as zonas de cisalhamento que compõem o arcabouço estrutural do Domínio da Zona Transversal. A análise geométrica e cinemática das zonas de cisalhamento abordadas na presente tese (*ver* Capítulo V para maiores detalhes) permite algumas observações na tentativa de esclarecer algumas das questões citadas anteriormente. A Zona de Cisalhamento Coxixola possui orientação (~W-E) e cinemática (dextral) semelhante às zonas de cisalhamento limítrofes do Domínio da Zona Transversal, denominadas de Zona de Cisalhamento Patos ao Norte e Zona de Cisalhamento Pernambuco ao Sul (**Fig. 6.1**). Estas duas zonas são as estruturas associadas à deformação cisalhante de maior expressão regional ainda que na concepção de Neves e Mariano (1999), a Zona de Cisalhamento Pernambuco seja dividida em dois segmentos distintos (oeste e leste). Provavelmente, a Zona de Cisalhamento Coxixola representa uma das zonas de cisalhamento geradas em domínios de deformação localizada, tomando como base os modelos teóricos e exemplos práticos propostos na literatura (Williams e Price, 1980; Mancktelow, 2002; Carreras, 2001; Carreras *et al.* 2010). Nesse sentido, zonas de cisalhamento antitéticas (sinistrais) e oblíquas à Zona de Cisalhamento Coxixola podem ocorrer com a deformação progressiva, como no caso específico das Zonas de Cisalhamento Congo, Boa Vista e Carnoió.

Em uma análise comparativa com alguns modelos teóricos para sistemas conjugados (Mancktelow, 2002), as zonas de cisalhamentos sinistrais de direção NE-SW (antitéticas) iniciaram a deformação a quase 90° da Zona de Cisalhamento Coxixola (sintética). Posteriormente, essas zonas de cisalhamento foram rotacionadas para a posição atual com o aumento progressivo da deformação (**Fig. 6.2**). Essa rotação influenciou no posicionamento da foliação pré-existente (S_2), bem

como favoreceu o surgimento de outras zonas de cisalhamento em condições de regime tectônico transpressivo, como é observado no desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Inácio Pereira. As implicações estruturais para o desenvolvimento das zonas de cisalhamento e consequente modificação no posicionamento de estruturas pré-existentes (F_2 , S_2 , L_{2x}) são fatores importantes para a elaboração do modelo de evolução estrutural da área (**Fig. 6.2**), como por exemplo:

- a) O ângulo entre a direção de encurtamento e o limite do sistema de zonas de cisalhamento conjugadas deve ter aumentado ao longo da deformação;
- b) Predominância de movimentos destrais em relação aos sinistrais ou vice-versa durante a deformação, impossibilitando o desenvolvimento de deslocamentos expressivos;
- c) A rotação das estruturas pré-existentes (foliação S_2 , por exemplo) pode ter modificado o posicionamento original do transporte tectônico relacionado ao evento D_2 , justificando o pequeno contraste observado em diferentes porções do Domínio da Zona Transversal (transporte tectônico para W-NW-NNW);
- d) A combinação dos aspectos citados no item (c) com o tipo de geração das dobras F_3 é favorável para a deformação dúctil dos domínios internos entre as zonas de cisalhamento, o que descarta a hipótese de rotação de blocos rígidos compatível com uma situação semelhante à formação de estruturas em dominó (Jardim de Sá, 1994);
- e) As interseções entre zonas de cisalhamento destrais e sinistrais devem proporcionar restrições de compatibilidade geométrica (Lamouroux *et al.*, 1991) ou mecanismos complexos para a acomodação da deformação (Carreras *et al.*, 2010), isso deve explicar as variações no comportamento espacial das lineações de estiramento (L_{3x}) nessas porções;
- f) No estágio final de desenvolvimento do sistema de zonas de cisalhamento conjugadas, a deformação foi acomodada principalmente ao longo da Zona de Cisalhamento Coxixola com uma configuração geométrica e cinemática favorável ao alojamento do Pluton Marinho;

Os condicionantes estruturais descritos acima são fundamentais para explicar a formação das zonas de cisalhamento dúcteis de mergulho íngreme encontradas na área e suas respectivas características geométricas e cinemáticas. O resultado final do arcabouço estrutural da área de estudo é proposto na figura 6.3.

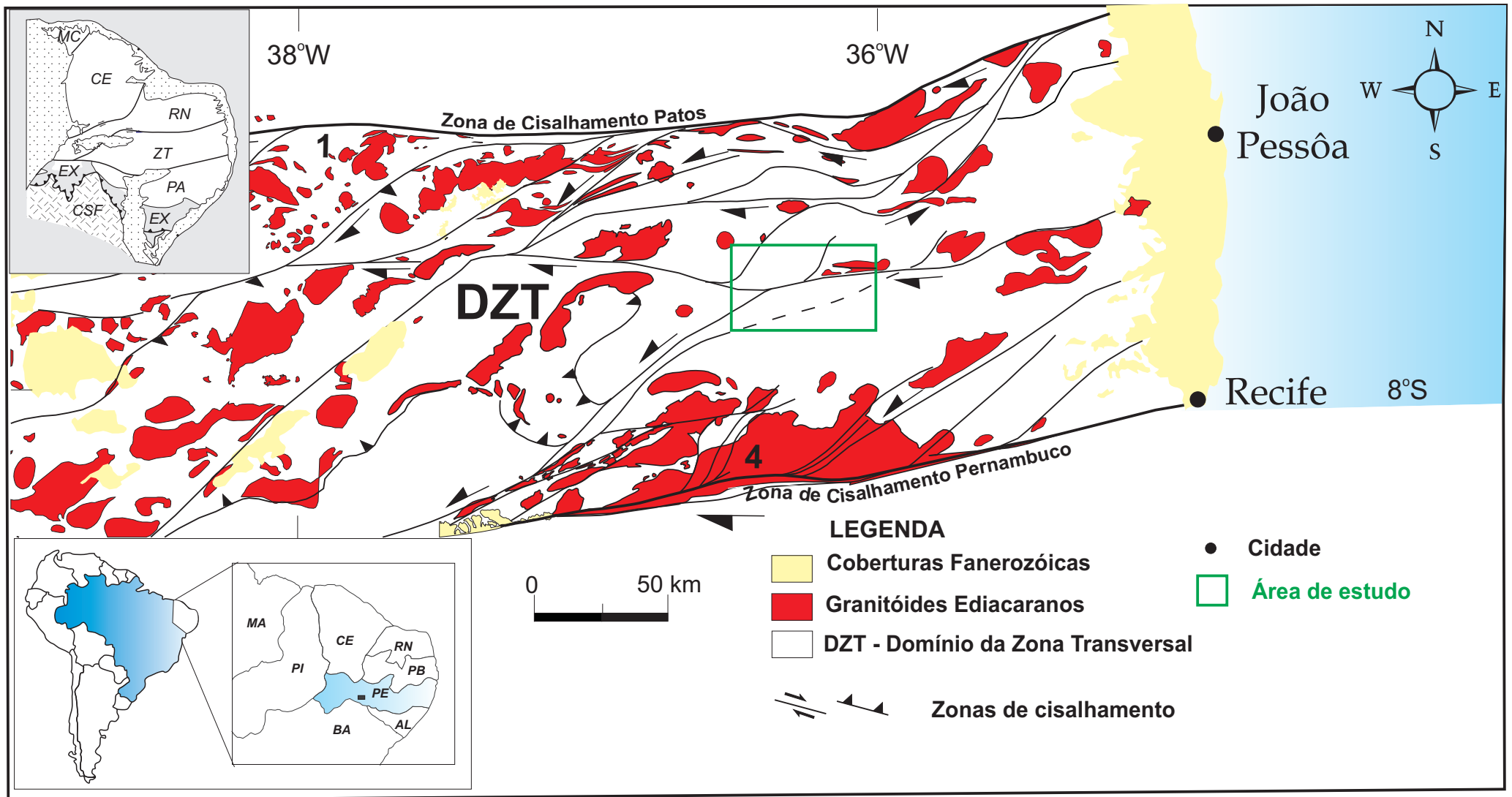


Figura 6.1. Arcabouço estrutural simplificado do Domínio da Zona Transversal, com ênfase no posicionamento das zonas de cisalhamentos sinistrais (NE-SW) e destrais (W-E). (Modificado de Medeiros, 2004).

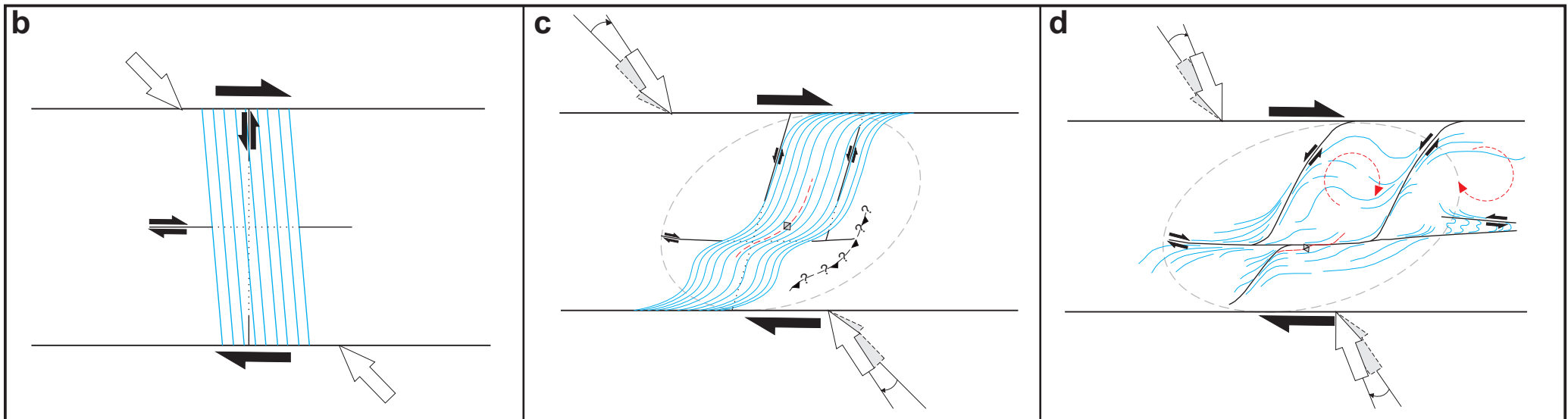
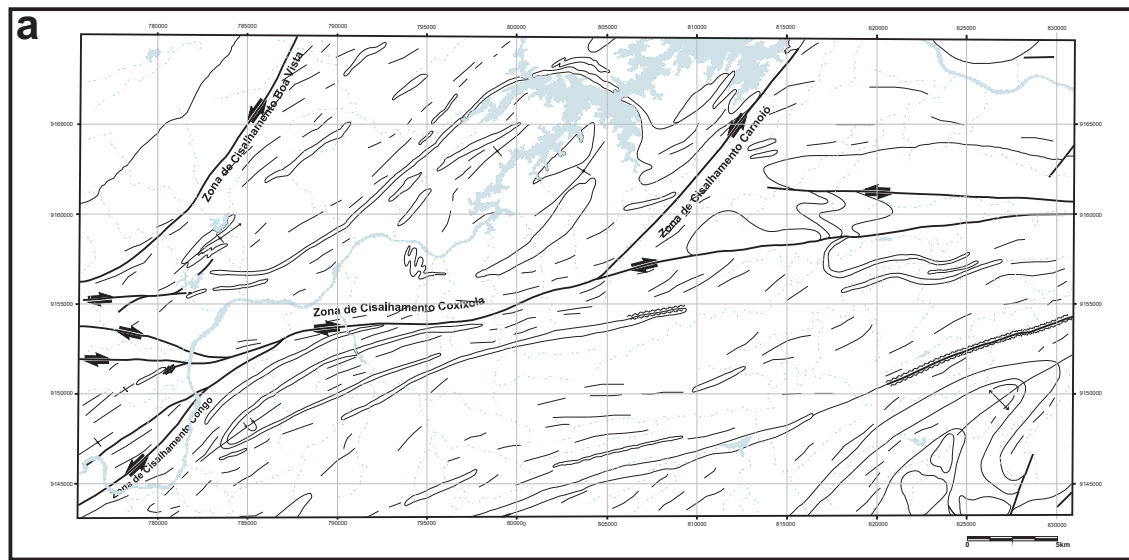


Figura 6.2: Modelo esquemático proposto para o desenvolvimento das zonas de cisalhamento da área. (a) arcabouço estrutural da área observado em mapa, envolvendo as principais zonas de cisalhamento e contatos geológicos; (b) estágio inicial de desenvolvimento das zonas de cisalhamento. O ângulo formado entre as zonas de cisalhamento destrais e sinistras devia ser próximo de 90°, assim como a foliação pré-existente era levemente oblíqua à direção de encurtamento com um posicionamento diferente daquele observado atualmente; (c) estágio intermediário de desenvolvimento caracterizado pela curvatura da foliação pré-existente e surgimento de dobras e outras zonas de cisalhamento; (d) estágio avançado de desenvolvimento das zonas de cisalhamento; Durante o progresso da deformação, a predominância de movimentos ao longo das zonas de cisalhamento sinistras ou destrais permitiu a rotação das estruturas localizadas nos domínios internos das zonas de cisalhamento. O ângulo formado entre a direção de encurtamento (seta branca) e o limite do sistema de zonas de cisalhamento aumentou durante o progresso da deformação. A estimativa para o elipsóide de deformação finita é mostrado na figura (elipse tracejada).

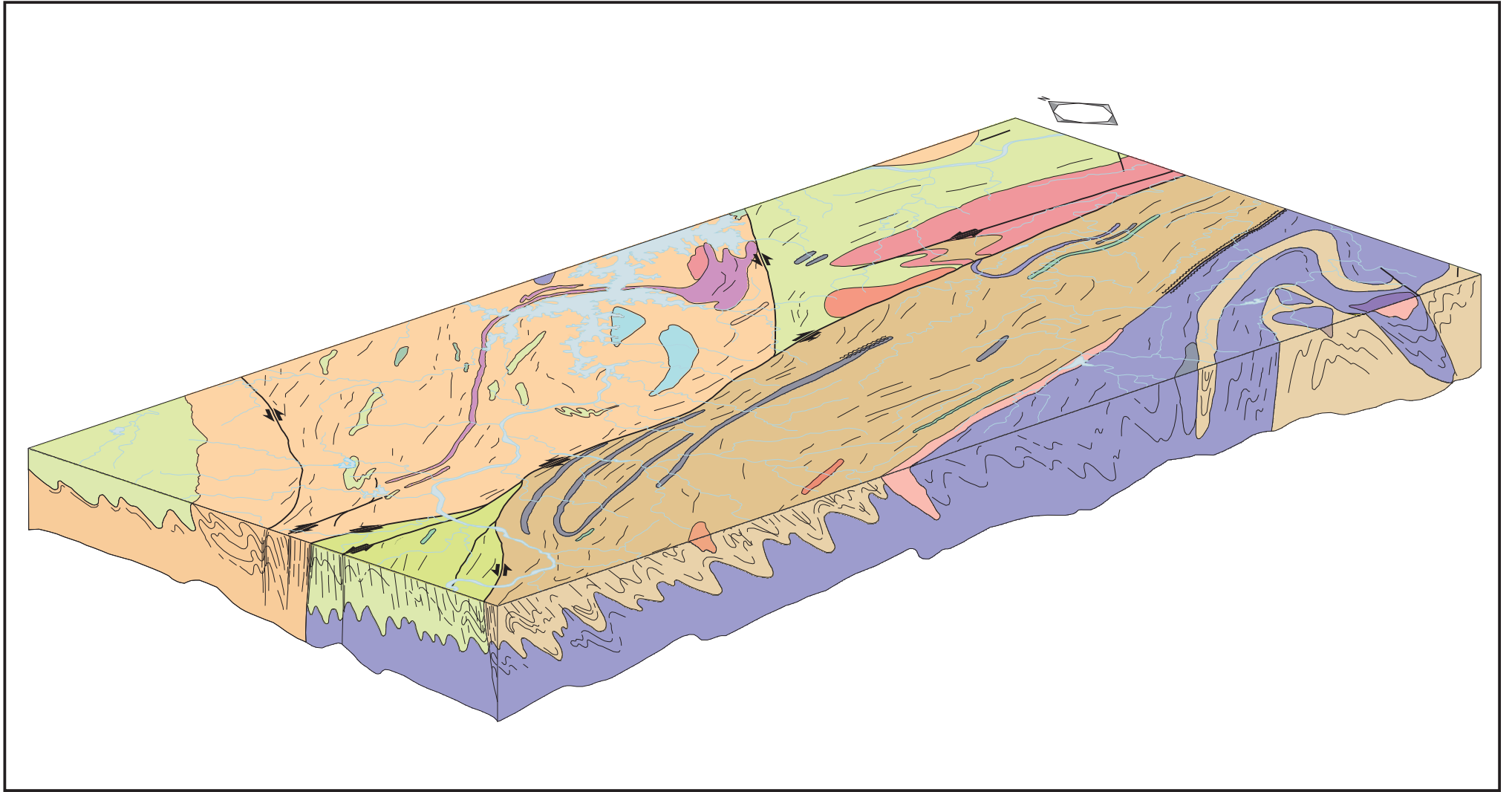


Figura 6.3. Bloco diagrama esquemático para representar o arcabouço estrutural da área de estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Accioly, A.C.A., McReath, I., Santos, E.J., Guimarães, I.P., Vannuci, R., Bottazzi, R. 2000. The Passira meta-anorthositic complex and its tectonic implication, Borborema Province, Brazil. *In: Proceedings of the 31st International Geological Congress, International Union of Geological Sciences, Rio de Janeiro.*

Almeida, C. N.; Beurlen, H. ; Guimarães, I. P.; Fonseca, A. S. S. 1997. High pressure metamorphosed Fe-Ti ore hosting island arc tholeiites at Itatuba (Paraíba) as an indication of a Proterozoic suture in the Pajeú-Paraíba fold belt, Borborema province, northeastern Brazil. *International Geology Review, Columbia*, v. **39**, n. 7, p. 589-608.

Almeida, C.N.; Guimarães, I.P.; Beurlen, H., Topitsch, W. & Ferrer, D.M.M. 2009. Evidências de metamorfismo de alta pressão na Faixa de Dobramentos Pajeú – Paraíba, Província Borborema, Nordeste do Brasil: Petrografia e Química Mineral de Rochas Metamáficas.. *Revista Brasileira de Geociências*. v. **39**. 421-434.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* **17**, 1-21.

Angelim, L.A.A.; Vasconcelos, A.M.; Gomes, J.R.C.; Wanderley, A.A.; Forgiarini, L.L.; Medeiros, M. de F. 2004 Folha SB-24-Jaguaribe. In: Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J.H.; Santos, J.O.S.; Abram, M.B.; Leão Neto, R.; Matos, G.M.M.; Vidotti, R.M.; Ramos, M.A.B.; Jesus, J.D.A. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.

Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M., Rodrigues, S.W.O., Brito Neves, B.B., Armstrong, R., 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* **30**, 310-326.

Beach, A. 1974. The measurement and significance of displacements on Laxfordian Shear Zones, North-West Scotland. *Geologists association*. **85-1**. 13-21pp.

Boullier, A. M., 1986. Sense of shear and displacement estimates in the Abelbara-Rarhous late Pan-African shear zone, Adrar des Iforas, Mali. *Journal of structural Geology*. Vol. **8**. 47-58.

Brito neves, B. B. 1975. Regionalização Tectônica do Precambriano Nordestino. 198 p. São Paulo-SP (Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de S. Paulo)

Brito neves, B. B. , 1983. *O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1:1.000.000*. São Paulo. 177p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

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. *Revista Brasileira de Geociências* **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. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America. Proceedings of the 31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro, pp. 151–182.

Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., 2001. O “Sistema” Pajeu-Paraíba e o “Maciço” São José do Campestre no leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências* **31**, 173–184.

Burg, J. P., Iglesias, M., Laurent, Ph., Matte, Ph. and Ribeiro, A., 1981. Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). In: G. S. Lister, H. J. Behr, K. Weber and H. J. Zwart (Editors), *The effect of Deformation on Rocks. Tectonophysics*, **78**: 161-177.

Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M.H., Vauchez, A., 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D., Lécroché, J.P. (Eds.),

The West African Orogens and Circum- Atlantic Correlatives. Springer, Berlin, pp. 373–397.

Campelo, R. C. , 1999. *Análise de terrenos na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: Integração de dados geológicos e gravimétricos*. Natal. 130p. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Carreras, J., 2001. Zooming on northern Cap de Creus shear zones. *Journal of Structural Geology* **23**, 1457-1486.

Carreras, J., et al., Structure and development of an anastomosing network of ductile shear zones, *Struct. Geol.*(2010), doi:10.1016/j.jsg.2010.03.013

Coward, M. P., 1976. Strain within ductile shear zones. *Tectonophysics*. **34**: 181-197.

Coward, M. P., 1980. Shear zones in the Precambrian crust of Southern Africa. *Journal of structural geology*. Vol. **2**: 19-27.

Coward, M. P. and Park, R. G., 1987. The role of mid-crustal shear zones in the Early Proterozoic evolution of the Lewisian. In: Park, R. G. and Tarney, J. (eds.), 1987, *Evolution of the Lewisian and Comparable Precambrian High grade Terrain*, Geological Society Special Publication. **27**, 127-138.

Dutton B.J. 1997. Finite strains in transpression zones with no boundary slip. *Journal of Structural Geology*, **19**: 1189-1200 (EspaçoReservado1)

Essaif, A., Lagarde, J. L., Capdevila., 2001. Deformation and displacement from shear zone patterns in the Variscan upper crust, Jebilet, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*. V. **32-3**. 335-350.

Fossen, H., Tikoff, 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., Tikoff, B., 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Special Publication of the Geological Society, London **135**, pp. 15–33.

Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., 1998. Nd- and Sr-isotopic and U–Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasileiro Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. *Int. Geol. Rev.* **40**, 500–527.

Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araújo, J.M.M., Melo, S.C., Melo, E.B., 2004. Brasileiro (Pan-African) granite magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: An isotopic and geochronological approach. *Precambrian Res.* **135**, 23–53.

Harland W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*, **10**: 27-42

Hippert. J, 1999. Are S-C structures, duplexes and conjugate shear zones different manifestations of the same scale-invariant phenomenon? *Journal of Structural Geology*. **21**. 975-984.

Hollanda, M.H.B.M. ; Archanjo, C. J. ; Souza, L.C. ; Armstrong, R. ; Vasconcelos, P., 2010. Cambrian mafic to felsic magmatism and its connections with the transcurrent shear zones of the Borborema Province (NE Brazil): implications for the late assembly of the West Gondwana. *Precambrian Research*, V. **178**, p. 1-14.

Hull, J., 1988. Thickness-displacement relationship for deformation zones. *Journal of structural geology*. V. 10: 431-435.

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 do Sao Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**: 472-480.

Jardim de Sá E. F.; Medeiros, W. E.; Castro, D. L., 1997. Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza. Resumos expandidos. Fortaleza: SBG. Núcleo Nordeste, 1997. 537p. il. (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 15) p.352-357.

Jardim de Sá, E. F.; Macedo, M. H. F. ; Torres, H. H. F.; Kawashita, K. ., 1988. Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: VII CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA,. Anais, 1988. v. 1. p. 49-62.

Kozuch, M., 2003. *Isotopic and Trace Element Geochemistry of Early Neoproterozoic Gneissic and Metavolcanic Rocks in the Cariris Velhos Orogen of the Borborema Province, Brazil, and Their Bearing on Tectonic Setting*. PhD Thesis. University of Kansas.

Kozuch, M., Bittar, S.M.B., Van Schmus, S.M., Brito Neves, B.B., 1997. Late Mesoproterozoic and middle Neoproterozoic magmatismo in the Zona Transversal of the Borborema Province, Brazil. In: SBG-Núcleo Nordeste (Ed.), Proceedings of the 17th Simposio de Geologia do Nordeste. Fortaleza, pp. 47–50.

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

Mancktelow, N.S., 2002. Finite-element modelling of shear zone development in viscoelastic materials and its implications for localisation of partial melts. *Journal of Structural Geology* **24**, 1045-1053

Mariano, G., Neves, S.P., Da Silva Filho, A., Guimarães, I.P., 2001. Diorites of the high-K calc-alkalic association: Geochemistry and Sm–Nd data and implications for the evolution of the Borborema Province, Northeast Brazil. *Int. Geol. Rev.* **43**, 921–929.

Means, W. D., 1976. Stress and Strain. Springer-Verlag, New York, NY, 339pp.

Means, W. D., 1984. Shear zones of types I and II and their significance for reconstruction of rock history. Geol. Soc. Am., Abstracts. Programs, 16: 50.

Means, W. D., 1995. Shear zones and Rock history. Tecnophysics. 247: 157-160.

Mitra, G., 1992. Deformation of granitic basement rocks along fault zones at shallow to intermediate crustal levels. In: S. Mitra and G. W. Fischer (editors), Structural Geology of Fold and Thrust Belts. Johns Hopkin University Press, Baltimore, MD, pp.123-124.

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 doutoramento. Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 230pp.

Naruk, S. J., 1987. Displacement calculations across a metamorphic core complex mylonite zone: Pinaleño Mountains, southeastern Arizona. Geology.v.**15**. n° 7. pp. 656-660.

Neves, S.P., 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana. Tectonics **22**, 1031

Neves, S.P., Mariano, G., 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. J. Struct. Geol. **21**, 1369–1383.

Neves, S.P., Vauchez, A., F´eraud, G., 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). Precambrian Res. 99, 1–32.

Neves, S.P., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2005. Oblique lineations in orthogneisses and supracrustal rocks: vertical partitioning of strain in a hot crust (eastern Borborema Province, NE Brazil). *J. Struct. Geol.* **27**, 1513–1527.

Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research* **149**, 197–216.

Neves, S.P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2008. U–Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* **25**, 285–297.

Neves, S. P. ; Alcantara, V. C., 2009a . Geochemistry of orthogneisses and metasedimentary rocks across a proposed terrane boundary in the Central Domain of Borborema Province, NE Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, in press.

Neves, S. P., Bruguier, O., Silva, J. M. R., Bosch, D., Alcantara, V. C., Lima, C. M., 2009b. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): Evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis?. *Precambrian Research* **175**, 187-205.

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, IGc - Universidade de Brasília. Brasília-DF. 804 p

Park, R. G., 1981. Shear-zone deformation and bulk strain in granite-greenstone terrain of the Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research*. Vol. **14-1**. 31-47pp.

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer, .New York, 289pp.

Passchier, C.W., 1998. Monoclinic model shear zones. *Journal of Structural Geology* **20**, 1121e1137.

Ramsay J.G. & Huber M.I. 1983. *The Techniques of modern structural geology. Volume I: Strain analysis.* Academic Press, London, 307 pp.

Ramsay J.G. & Huber M.I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume II: Folds and Fractures.* Academic Press, London, 391 pp.

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

Sa, J.M., Bertrand, J.M., Leterrier, J., Macedo, M.H.F., 2002. Geochemistry and geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* **14**, 851–866.

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

Santos, E.J., 1995. *O complexo granítico de Lagoa das Pedras: Acreção e colisão na região de Floresta (PE), Província Borborema.* Tese de doutorado. Universidade de São Paulo. 219pp

Santos, E. J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrecionária na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, , Salvador. **Anais.** Salvador: SBG, 1996. 7v. il. v.6 p.47-50.

Santos, E. J., 2000. Contexto tectônico regional. In: MEDEIROS, V. C. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Aracaju NE. Folha SC.24-X. Estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000. Geologia e Metalogênese. Brasília: CPRM,. 1 CD ROM.

Santos, E. J. ; Brito Neves, B. B., 1984. Província Borborema. In: ALMEIDA, F. F. M.;HASUI, Y. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher,. 378p. Cap.5 p.123 -186.

Santos, E.J., Medeiros,V.C., 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 73–84.

Santos, E. J. ; Brito Neves, B.B. ; Van Schmus, W.R. ; Oliveira, R.G. ; Medeiros, V.C., 1999. Terranes and their boundaries in the Borborema Province, Northeast Brazil. In: VII Simp. Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis (BA). Anais do VII Simp. Nac. Estudos Tectônicos. São Paulo : Soc. Bras. Geologia, 1999. v. Unico. p. 121-124

Santos, E.J., Nutman, A.P., Brito Neves, B.B., 2004. Idades SHRIMP U–Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica* 4, 1–12.

Souza, Z.S., Montel, J.M., Gioia, S.M.L.C., Hollanda, M.H.B.M., Nascimento, M.A.L., Jardim de Sa, E.F., Amaro, V.E., Pimentel, M.M., Lardeaux, J.M., Veschambre, M., 2006. Eletron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José do Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research* 9, 441-455.

Schwarz, H.U., Kilfitt, F.W., 2008. Confluence and intersection of interacting conjugate faults: a new concept based on analogue experiments. *Journal of Structural Geology* 30, 1126-1137

Schobbenhaus, C. ; Campos, D.A ., 1984. A evolução da Plataforma Sulamericana no Brasil e suas principais concentrações. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Org.). *Geologia do Brasil*. 1 ed. Brasília: DNPM, v. 1, p. 9-53.

Tikoff, B., Fossen, H., 1993. Simultaneous pure and simple shear: the unifying deformation matrix. *Tectonophysics* 217, 267–283.

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

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *J. S. Am. Earth Sci.* **8**, 267–288.

APÊNDICES E ANEXOS

Apêndice 1: listagem dos afloramentos visitados com as respectivas coordenadas

Afloramento	UTM E (m)	UTM N (m)
DR-01	775777	9146031
DR-02	775946	9148741
DR-03	777778	9149720
DR-04	778258	9150081
DR-05	779632	9151121
DR-06	793839	9167445
DR-07	793966	9167418
DR-08	793187	9167455
DR-09	793456	9167245
DR-10	796576	9167055
DR-11	796526	9166776
DR-12	796322	9166462
DR-13	796428	9156991
DR-14	796305	9156467
DR-15	796072	9154451
DR-16	795931	9154259
DR-17	795730	9153973
DR-18	795266	9151894
DR-19	794747	9151442
DR-20	794555	9151283
DR-21	794353	9150395
DR-22	794875	9149513
DR-23	828874	9160830
DR-24	795757	9165566
DR-25	828229	9160878
DR-26	827478	9160325
DR-27	826822	9159903
DR-28	825826	9157392
DR-29	825550	9157606
DR-30	816551	9169627
DR-31	816105	9168800
DR-32	815521	9167789
DR-33	814928	9167208
DR-34	814341	9165164
DR-35	813516	9163369
DR-36	795359	9165045
DR-37	795063	9164776
DR-38	808721	9164267
DR-39	811081	9164647
DR-40	807871	9160074

Afloramento	UTM E (m)	UTM N (m)
DR-41	806496	9160700
DR-42	805368	9160730
DR-43	804690	9160823
DR-44	803127	9160887
DR-45	795114	9164502
DR-46	794012	9161985
DR-47	825029	9157864
DR-48	823267	9157107
DR-49	822856	9156929
DR-50	822513	9156687
DR-51	822528	9156286
DR-52	822365	9154721
DR-53	822394	9153601
DR-54	822346	9153271
DR-55	822242	9152529
DR-56	822066	9151101
DR-57	823495	9150222
DR-58	823988	9150059
DR-59	824193	9148960
DR-60	794166	9160116
DR-61	824115	9147834
DR-62	823388	9146428
DR-63	822814	9145370
DR-64	822483	9143587
DR-65	782160	9155933
DR-66	781749	9155850
DR-67	782956	9158947
DR-68	782715	9158896
DR-69	782301	9159178
DR-70	823843	9146138
DR-71	824723	9145176
DR-72	825122	9144782
DR-73	782119	9160756
DR-74	824571	9143767
DR-75	830757	9148165
DR-76	830761	9147855
DR-77	830442	9147270
DR-78	830110	9146067
DR-79	829375	9145657
DR-80	828789	9145835

Afloramento	UTM E (m)	UTM N (m)
DR-81	827401	9144788
DR-82	782301	9162300
DR-83	826670	9145313
DR-84	826287	9145048
DR-85	825348	9145274
DR-86	813327	9146614
DR-87	813099	9145595
DR-88	812965	9144461
DR-89	813160	9143566
DR-90	782135	9162527
DR-91	782215	9163425
DR-92	782693	9164839
DR-93	782963	9165149
DR-94	783095	9165745
DR-95	821904	9161719
DR-96	783534	9168751
DR-97	788358	9169948
DR-98	791440	9150849
DR-99	790361	9151294
DR-100	789358	9152161
DR-101	808961	9147723
DR-102	788278	9152547
DR-103	787670	9153523
DR-104	786462	9154864
DR-105	784896	9155025
DR-106	784124	9155492
DR-107	783728	9156186
DR-108	783513	9156987
DR-109	783394	9158283
DR-110	792880	9150067
DR-111	794486	9149262
DR-112	797605	9168829
DR-113	796945	9168063
DR-114	796932	9167901
DR-115	794940	9167691
DR-116	792445	9166505
DR-117	791487	9165577
DR-118	790439	9164627
DR-119	789537	9164125
DR-120	788394	9163535
DR-121	795045	9148913
DR-122	787866	9162898
DR-123	787728	9162807
DR-124	786558	9162503

Afloramento	UTM E (m)	UTM N (m)
DR-125	783979	9159831
DR-126	795697	9169843
DR-127	794809	9169494
DR-128	794154	9169219
DR-129	792328	9169453
DR-130	791851	9169290
DR-131	790461	9169236
DR-132	789859	9169062
DR-133	789677	9169044
DR-134	795430	9146585
DR-135	789227	9169196
DR-136	788776	9169736
DR-137	787851	9169724
DR-138	805595	9169853
DR-139	804996	9169099
DR-140	804742	9168638
DR-141	804619	9167841
DR-142	804572	9167489
DR-143	803381	9168943
DR-144	802896	9169556
DR-145	795720	9145942
DR-146	796088	9144978
DR-147	802502	9168647
DR-148	801465	9168160
DR-149	801475	9168629
DR-150	796576	9166874
DR-151	795348	9164735
DR-152	794249	9163046
DR-153	787795	9144115
DR-154	812375	9165726
DR-155	812365	9166121
DR-156	812041	9166040
DR-157	811397	9166041
DR-158	811389	9166499
DR-159	795213	9164093
DR-160	810789	9166729
DR-161	810111	9166945
DR-162	809272	9167296
DR-163	808832	9167984
DR-164	808913	9168339
DR-165	808760	9168802
DR-166	809131	9169253
DR-167	809131	9169253
DR-168	810618	9164285

Afloramento	UTM E (m)	UTM N (m)
DR-169	809893	9163758
DR-170	809175	9163154
DR-171	794042	9159683
DR-172	807654	9162488
DR-173	806019	9162614
DR-174	804998	9163479
DR-175	804885	9164260
DR-176	803658	9163905
DR-177	802934	9163922
DR-178	803517	9162965
DR-179	803414	9163753
DR-180	827059	9169599
DR-181	826351	9168706
DR-182	793970	9158979
DR-183	826023	9168134
DR-184	826792	9167569
DR-185	827905	9167444
DR-186	827907	9167444
DR-187	828510	9168061
DR-188	828898	9168865
DR-189	830844	9167984
DR-190	829020	9164569
DR-191	828043	9164578
DR-192	826735	9164604
DR-193	825143	9163969
DR-194	794155	9158320
DR-195	823630	9164115
DR-196	822447	9163998
DR-197	808272	9166639
DR-198	807502	9166578
DR-199	807271	9166285
DR-200	807447	9165559
DR-201	807917	9164923
DR-202	806774	9163758
DR-203	807064	9164682
DR-204	807135	9165254
DR-205	794394	9158238
DR-206	794513	9158061
DR-207	794891	9157688
DR-208	796106	9164812
DR-209	797568	9164677
DR-210	798665	9164501
DR-211	798931	9164590
DR-212	799433	9164753

Afloramento	UTM E (m)	UTM N (m)
DR-213	800249	9163931
DR-214	800739	9164013
DR-215	801029	9165901
DR-216	801706	9165073
DR-217	802387	9166239
DR-218	796391	9163296
DR-219	795307	9157031
DR-220	796977	9162323
DR-221	797125	9161709
DR-222	797095	9160704
DR-223	815504	9169856
DR-224	815378	9169486
DR-225	815080	9168162
DR-226	800654	9161371
DR-227	800567	9162072
DR-228	800594	9162319
DR-229	800531	9163304
DR-230	801259	9161612
DR-231	807587	9160112
DR-232	804493	9161810
DR-233	804240	9163030
DR-234	823562	9157650
DR-235	823218	9158294
DR-236	823339	9158593
DR-237	822666	9159114
DR-238	823145	9157631
DR-239	822124	9158024
DR-240	821264	9157900
DR-241	820383	9157788
DR-242	819583	9157437
DR-243	808676	9159975
DR-244	819109	9157105
DR-245	818803	9156351
DR-246	818596	9156451
DR-247	809096	9159989
DR-248	783834	9144560
DR-249	784647	9144649
DR-250	784881	9144557
DR-251	786015	9144349
DR-252	810131	9160214
DR-253	810697	9160377
DR-254	801531	9160379
DR-255	802543	9160653
DR-256	829500	9143649

Afloramento	UTM E (m)	UTM N (m)
DR-257	810871	9160388
DR-258	830108	9143859
DR-259	830197	9144341
DR-260	824913	9150118
DR-261	825417	9150336
DR-262	825855	9150534
DR-263	828807	9150636
DR-264	829719	9150866
DR-265	826165	9160464
DR-266	825276	9160924
DR-267	824019	9160888
DR-268	812015	9160329
DR-269	822622	9161159
DR-270	812387	9160234
DR-271	815934	9162249
DR-272	817276	9162853
DR-273	820884	9163409
DR-274	821729	9163746
DR-275	813745	9166208
DR-276	783871	9159580
DR-277	781456	9158836
DR-278	780388	9158583
DR-279	811286	9159629
DR-280	780351	9157580
DR-281	780013	9156817
DR-282	778857	9156053
DR-283	778512	9155570
DR-284	828477	9169651
DR-285	830403	9163182
DR-286	830977	9162984
DR-287	781798	9152669
DR-288	781636	9151661
DR-289	810931	9159344
DR-290	777243	9145347
DR-291	778282	9146263
DR-292	779095	9147228
DR-293	780033	9148764
DR-294	781269	9150459
DR-295	781570	9152128
DR-296	824561	9160792
DR-297	823259	9160551
DR-298	784219	9154920
DR-299	782669	9151303
DR-300	810632	9159095

Afloramento	UTM E (m)	UTM N (m)
DR-301	810806	9158102
DR-302	782982	9150702
DR-303	783814	9150061
DR-304	784044	9148426
DR-305	784554	9147548
DR-306	784574	9146920
DR-307	784911	9146203
DR-308	785175	9144936
DR-309	791278	9166213
DR-310	790395	9166988
DR-311	789897	9167319
DR-312	810401	9156821
DR-313	789411	9168489
DR-314	789133	9168667
DR-315	788366	9168598
DR-316	798686	9169335
DR-317	798456	9169054
DR-318	798712	9167012
DR-319	815816	9162773
DR-320	816708	9161593
DR-321	816293	9160576
DR-322	815490	9159413
DR-323	814526	9159774
DR-324	809948	9155560
DR-325	817428	9160515
DR-326	817564	9159300
DR-327	817503	9158501
DR-328	817512	9157854
DR-329	821275	9162964
DR-330	821664	9162024
DR-331	830644	9151312
DR-332	795480	9147099
DR-333	795335	9148187
DR-334	796264	9147850
DR-335	810410	9154955
DR-336	798909	9149093
DR-337	798954	9148587
DR-338	797274	9148215
DR-339	796557	9148066
DR-340	798265	9151344
DR-341	796868	9150230
DR-342	796548	9149886
DR-343	798965	9151708
DR-344	799079	9151962

Afloramento	UTM E (m)	UTM N (m)
DR-345	798668	9150948
DR-346	798742	9151380
DR-347	810173	9154463
DR-348	798021	9150338
DR-349	800299	9151755
DR-350	800213	9151540
DR-351	810264	9154267
DR-352	810258	9153317
DR-353	810341	9152645
DR-354	810886	9151989
DR-355	811562	9151115
DR-356	811794	9150879
DR-357	812306	9150288
DR-358	812916	9149487
DR-359	813364	9149103
DR-360	813494	9148023
DR-361	813001	9147780
DR-362	807031	9162883
DR-363	807252	9163243
DR-364	810837	9164385

Afloramento	UTM E (m)	UTM N (m)
DR-365	813257	9162065
DR-366	814242	9162023
DR-367	815381	9161982
DR-368	816336	9162515
DR-369	816821	9162389
DR-370	818132	9163214
DR-371	821401	9162245
DR-372	830902	9166306
DR-373	830207	9165415
DR-374	830114	9164147
DR-375	830167	9163104
DR-376	829878	9161962
DR-377	829729	9161294
DR-378	807499	9155146
DR-379	807243	9154630
DR-380	805039	9154200
DR-381	801828	9155946
DR-382	800056	9155972
DR-383	799772	9156558
DR-384	799486	9157334

Obs: As coordenadas foram obtidas com aparelho GPS (Global Positioning System) da Garmim, utilizando o DATUM WGS 84, zona 24 sul.

ANEXO 1

ANEXO 2