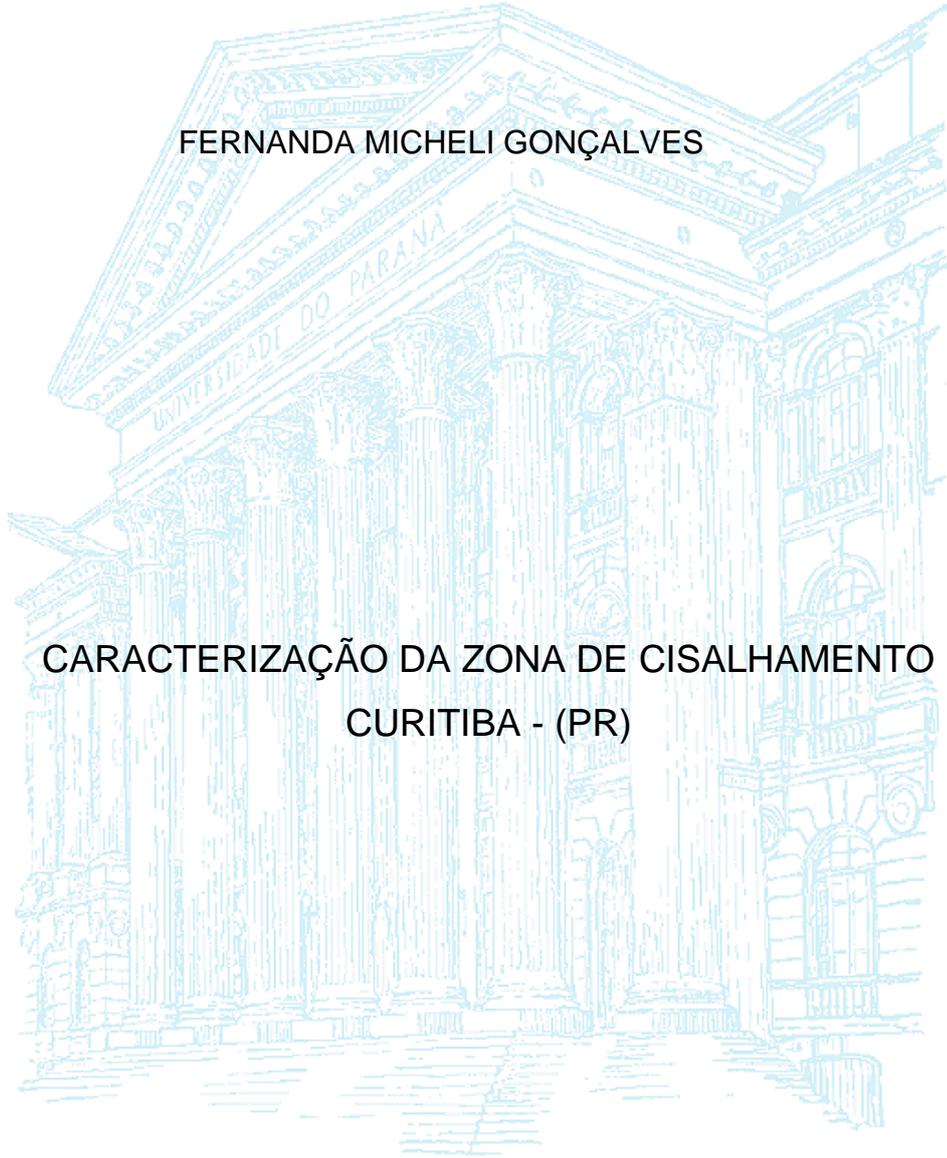


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE PÓS - GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

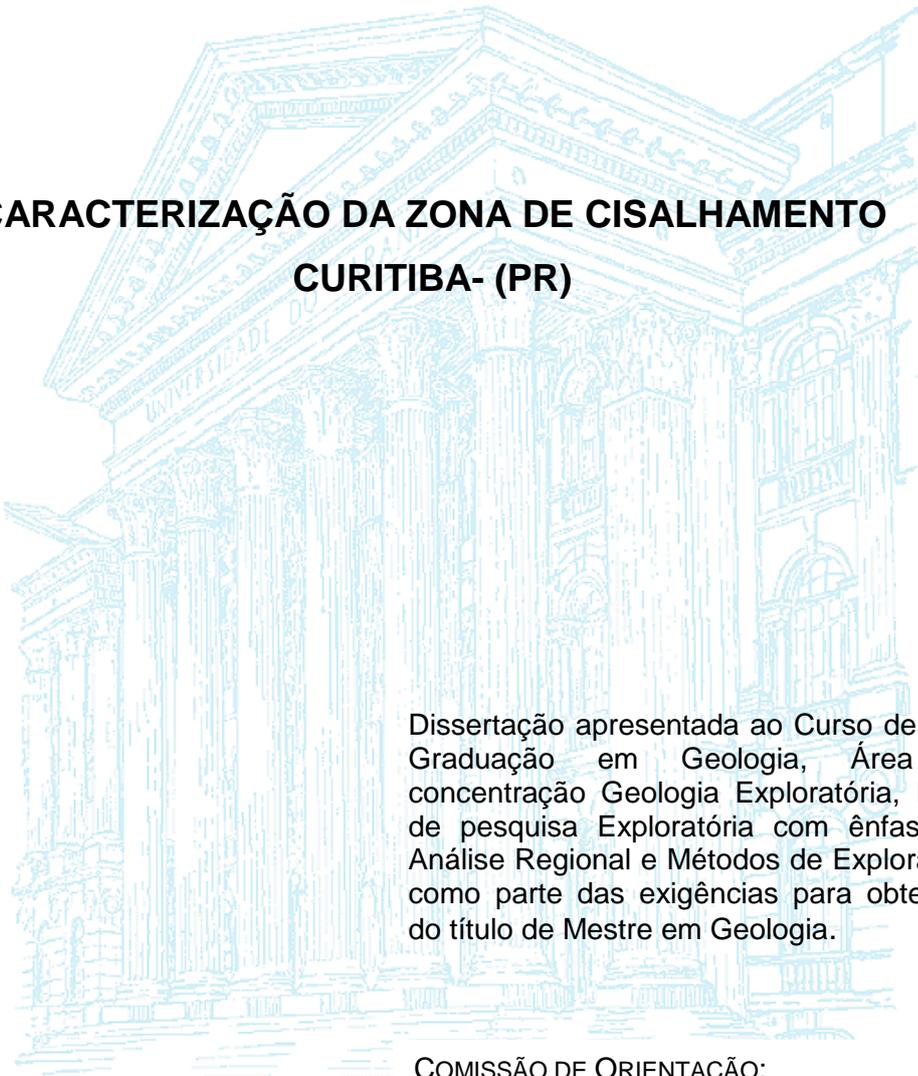
FERNANDA MICHELI GONÇALVES

CARACTERIZAÇÃO DA ZONA DE CISALHAMENTO
CURITIBA - (PR)



CURITIBA
2012

FERNANDA MICHELI GONÇALVES



**CARACTERIZAÇÃO DA ZONA DE CISALHAMENTO
CURITIBA- (PR)**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de concentração Geologia Exploratória, Linha de pesquisa Exploratória com ênfase na Análise Regional e Métodos de Exploração, como parte das exigências para obtenção do título de Mestre em Geologia.

COMISSÃO DE ORIENTAÇÃO:

ORIENTADOR:
PROF. DR. EDUARDO SALAMUNI

CO-ORIENTADORES:
PROF. DR. LEONARDO FADEL CURY
PROF. DR. ALBERTO PIO FIORI

**CURITIBA
2012**

TERMO DE APROVAÇÃO

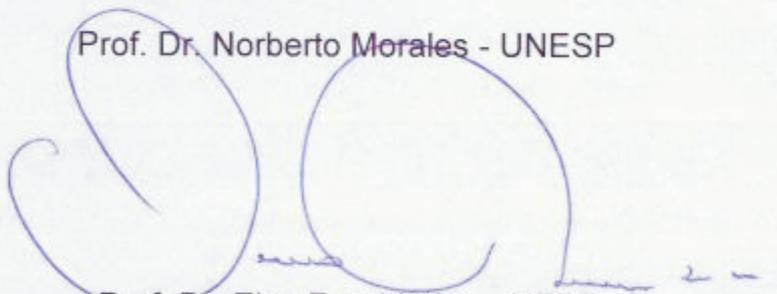
FERNANDA MICHELI GONÇALVES

"Caracterização da Zona de Cisalhamento Curitiba - (PR)"

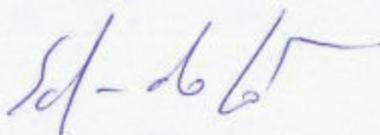
Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada por:



Prof. Dr. Norberto Morales - UNESP



Prof. Dr. Elvo Fassbinder – UFPR



Prof. Dr. Eduardo Salamuni - UFPR
Presidente

Curitiba, 28 de março de 2012.

*Ao Caique, pelo apoio que sempre me foi
dado ao longo de toda minha vida acadêmica
e aos meus pais, que me incentivaram
a seguir este caminho...*

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento e a conclusão deste trabalho foram possíveis graças ao auxílio de várias pessoas às quais expresso meu profundo agradecimento.

Agradeço de forma imensurável ao Professor Dr. Eduardo Salamuni, pela orientação sem igual, onde soube entender e lidar com as minhas dificuldades, resgatando-me sempre quando me sentia perdida; e que percebeu, ainda nos tempos de graduação, a minha paixão pela geologia estrutural, incentivando-me e apoiando em todos os momentos. Tê-lo como orientador, seus ensinamentos geológicos, e por que não de vida, somaram e contribuíram imensamente com meu amadurecimento.

Ao amigo Prof. Dr. Elvo Fassbinder pelas profundas discussões em campo. Com você aprendi que a diferença se faz nos mínimos detalhes. Ao Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury, nas discussões teóricas e metodológicas, que apesar de poucas, forneceram grande apoio ao desenvolvimento do trabalho.

Aos membros da banca, Dr. Norberto Morales (UNESP) e Dr. Elvo Fassbinder (UFPR) pelas correções e sugestões para o trabalho de dissertação.

À Universidade Federal do Paraná (UFPR) pela estrutura disponível. Ao LAMIN – Laboratório de Laminação Petrográfica, em especial Prof. Mauro Salgado Monastier, que colaborou no andamento da confecção das lâminas petrográficas.

Agradeço sinceramente aos colegas que ajudaram na execução deste trabalho, que tiveram participação valiosa nas tantas etapas de campo, sugestões e às vezes até colocando a mão na massa: Edenilson R. do Nascimento, Marcell Besser, Alessandra Faresin, André Luis Spisila, Fábio Macedo de Lima, Bárbara Dressel, Ariadne Borgo, Dandara Ataíde Salvador, Luis Gustavo de Castro, em especial agradeço aos amigos Gabriel Fontanela e Rafael Beruski que me ajudaram a correr contra o tempo, esse que não para.

Ao Projeto Falhas em convênio com a PETROBRAS (Petróleo Brasileiro S/A), agradeço pela oportunidade em fazer parte deste grupo de pesquisa que agregou conhecimento geológico em palestra e viagens de campo. Aos colegas do projeto, em especial ao Prof. Dr. Alberto Pio Fiori, Claudinei Taborba e Clotilde Zai pelo apoio e comprometimento.

Ao curso de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná pelo apoio acadêmico, em especial ao funcionário Daniel Mittelbach.

À FUNPAR- Fundação da Universidade Federal do Paraná e ao Programa de Apoio a Planos de Reestruturação e Expansão das Universidades Federais (REUNI), agradeço o suporte financeiro referente a bolsa de pesquisa.

Faltam palavras para agradecer ao meu companheiro e geólogo Caique Nalin Ferreira, que apesar de distante soube suportar meus desabafos, ainda me auxiliando e apoiando em tudo (de descrições petrográfica a correções de textos). Você me faz viver melhor.

*“Nenhum fator geológico é conhecido
na sua plenitude. Há muito trabalho
a ser feito, principalmente aquele
de natureza intelectual”*

Mário Carminatti

RESUMO

A Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC), localizada a sul da Falha da Lacinha no Estado do Paraná, encontra-se inserida no sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes do sudeste Brasileiro. Ela representa uma importante feição morfoestrutural linear de direção N40-60E, individualizando domínios estruturais e metamórficos distintos. A sudoeste da área estudada, a mesma coloca em contato os metassedimentos do Grupo Açungui formado entre o Proterozóico Médio e o Superior e rochas gnaissico-migmatíticas do Complexo Atuba, formado no Proterozóico Inferior. Sua zona de influência apresenta uma faixa de espessura irregular, da ordem de metros a dezenas de metros, onde ocorre abundância de veios de quartzo e superposição de estruturas rúpteis e dúcteis com mergulhos altos, havendo lineações de estiramento direcionais oblíquas na sua fase dúctil e sub-horizontais na fase rúptil. Em macro escala as feições de reativação correspondem principalmente a uma clivagem de fratura de alto ângulo subparalela a foliação milonítica (S_{n+1}), assim como expressiva venulação de quartzo. A análise microestrutural revela que a deformação em regime dúctil em fácies anfibolito gerou tectonitos do tipo LS, nos quais indicadores cinemáticos como estruturas do tipo par S-C e porfiroclastos assimétricos sugerem movimentação dextral. Ainda em nível microscópico, a reativação em regime rúptil na ZCC gerou microfraturamento e feições de fluxo cataclástico. Embora não existam dados geocronológicos disponíveis, as análises de campo mostram que a Zona de Cisalhamento Curitiba faz parte da estruturação do Sistema de Transcorrência Lacinha (STL) (Fiori *et al.* 1985a e b) e sua instalação remontaria à uma fase pré-Açungui, ou seja, entre o Proterozóico Médio e Superior, sendo posteriormente reativada, tendo seus planos de fraqueza aproveitados pela tectônica transcorrente dextral, que em grande parte obliterou a tectônica dúctil inicial.

Palavras chave: Sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes da região sudeste do Brasil; Superposição de estruturas dúcteis e rúpteis, Sistema de Transcorrência Lacinha (STL).

ABSTRACT

The Curitiba Shear Zone (CSZ), located south of the Lacinha Fault in Paraná state, is found inserted in a system of transcurrent shear zones of southeastern Brazil. It represents an important linear morphostructural feature trend N40-60E, separating distinct structural and metamorphic domains. In the southwest of studied area, the CSZ place in contact the metasediments of the Açungui Group, formed between middle and upper Proterozoic, and the migmatitic-gnaisses rocks of the Atuba Complex, formed in the lower Proterozoic. Its damage zone present a range of irregular thickness, of the order of meters to tens of meters, *which occurs* abundance of quartz veins and superposition of brittle and ductile structures with high angle dipping surfaces, as well as sub horizontal stretching lineation developed in the brittle phase and oblique stretching lineation developed in the ductile phase. In the macro-scale, the features of reactivation mainly correspond to a high-angle cleavage fracture subparallel to mylonitic foliation (S_n +1), as well as significant quartz veining. The micro-structural analysis shows that the ductile deformation under amphibolite facies developed LS tectonites type, which kinematic indicators, such as S-C structures and asymmetric porphyroclasts, suggest dextral movement. Even at a microscopic level, the brittle reactivation of CSZ developed microfracturing and cataclastic flow features. Although, no geochronological data is available, geometric relationships and field data show that the Curitiba Shear Zone is part of the *Lacinha transcurrent system (LTS)* (Fiori et al. 1985a-b), and that its installation date from a pre-Açungui, probably between the middle and upper Proterozoic, being subsequently reactivated; or had its weaker planes exploited by tectonic dextral, which largely responsible for obliterating the original ductile tectonic.

Keywords: *Transcurrent shear zones system of southeastern Brazil; brittle-ductile structures superposition, Lacinha Transcurrent System (LTS).*

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 Lineamentos do Pré-Cambriano Paranaense	14
FIGURA 1.2 Localização e acessos à área de estudo.....	16
FIGURA 2.1 Mapa de localização dos afloramentos descritos.....	20
FIGURA 2.2 Modelo Regional ASTER	22
FIGURA 3.1 Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira	25
FIGURA 3.2 Seção transversal que mostra a relação entre a Faixa Apiaí, Microplaca Curitiba e Cráton Luis Alves.....	28
FIGURA 3.3 Mapa Geológico-Estrutural de parte do Grupo Açungui	32
FIGURA 3.4 Perfil esquemático dos metamorfitos das Bacias Setuva e Açungui.....	33
FIGURA 3.5 Principais Lineamentos e unidade geológicas e tectônicas do sudeste brasileiro	37
FIGURA 4.1 Mapa Geomorfológico do Estado do Paraná	40
FIGURA 4.2 Domínios Geomorfológicos da Bacia de Curitiba.....	41
FIGURA 4.3 Unidades morfoesculturais do Primeiro Planalto Paranaense	42
FIGURA 4.4 Mapa Hipsométrico	46
FIGURA 4.5 Mapa de drenagens e os domínios geomorfológicos I e II.....	47
FIGURA 5.1 Mapa Geológico da região onde se encontra a área de estudo	53
FIGURA 5.2 Biotita-anfibólio-gnaisses	54
FIGURA 5.3 Fotomicroscopia.....	55
FIGURA 5.4 Estrutura sedimentar do tipo cruzada planar e tipo duplex em metarenitos.....	57
FIGURA 5.5 Dobras abertas na Formação Capiru.	58
FIGURA 5.6 Clivagens de fratura na zona de influencia da ZCC.....	61
FIGURA 5.7 Filonito e detalhe de fotomicroscopia	62
FIGURA 5.8 Fotomicrografia de um filonito	63
FIGURA 5.9 Fotomicrografia mostrando indicadores cinemáticos dúcteis.....	64
FIGURA 5.10 Fotomicrografia mostrando indicadores cinemáticos rúpteis	66
FIGURA 5.11 Milonitos com bandamento diferenciado.....	67
FIGURA 5.12 Fotomicroscopia de uma amostra do ponto FG-063.....	68
FIGURA 5.13 Fotomicrografia mostrando feições de fluxo cataclástico.....	69
FIGURA 5.14 Fotomicroscopia mostrando vênulas preenchidas por quartzo	70

FIGURA 6.1 Mapa Estrutural da Zona de Cisalhamento Curitiba	73
FIGURA 6.2 Diagrama de pólos para a foliação Sn-1 no Complexo Atuba	74
FIGURA 6.3 Projeção da foliação Sn` no Complexo Atuba	75
FIGURA 6.4 Estrutura de cisalhamento Ss-Sc.....	76
FIGURA 6.5 Paralelismo entre a Sn e a S0 (FG-90)	76
FIGURA 6.6 Ponto FG-07. Dobras do tipo <i>shear folds</i> com vergência para SE.....	77
FIGURA 6.7 Domínio dos cavalgamentos (FG-78)	78
FIGURA 6.8 Diagrama de pólos para Sn no Grupo Açungui.....	79
FIGURA 6.9 ZCC em regime dúctil-rúptil (em planta)	80
FIGURA 6.10 Diagramas de pólos comparativos entre o padrão da Sn+1 encontrado tanto no Complexo Atuba como no Grupo Açungui	81
FIGURA 6.11 Relação entre encurtamento e achatamento de porfiroclastos em rocha do embasamento.....	81
FIGURA 6.12 Porfiroclasto de K-felspató	82
FIGURA 6.13 Estruturas nos metassedimentos da Formação Capiru	84
FIGURA 6.14 Dobras da foliação Sn seccionadas e deslocadas por uma clivagem de fratura	84
FIGURA 6.15 Clivagem de fratura espaçada nas rochas do embasamento	85
FIGURA 6.16 Estruturas relacionadas à fase rúptil da ZCC.....	86
FIGURA 6.17 Veios extensionais paralelos aos planos de falhas.....	87
FIGURA 6.18 Diagrama com sistemas de falhas observados no ponto FG-066.....	88
FIGURA 6.19 Tectonofácies do embasamento no ponto FG-089	89
FIGURA 6.20 Veios de quartzo associados a ZCC.....	90
FIGURA 6.21 Dobra do tipo <i>shear fold</i> métrica com eixo subvertical.....	90
FIGURA 6.22 Diagrama para os veios de quartzo observados ao longo da ZCC	91
FIGURA 6.23 Planos de falha principal de direção N47E/85SE.....	92
FIGURA 6.24 Vista geral da Pedreira São Jorge (FG-117).....	92
FIGURA 6.25 Planos de falha concordantes com a foliação Sn+1	93
FIGURA 6.26 Foliação Sn+1 vista em perfil.....	94
FIGURA 6.27 Produtos de deformação associados ao evento dúctil.....	95
FIGURA 6.28 Banda de cisalhamento rúptil no ponto FG-117.....	96
FIGURA 6.29 Fase rúptil da Zona de Cisalhamento Curitiba FG-111.....	97

FIGURA 6.30 Diagrama de rosetas comparando as fraturas entre as rochas do Complexo Atuba e as rochas do Grupo Açungui.....	98
FIGURA 7.1 Diagramas estruturais comparativos entre a clivagem de fratura e bandas de cisalhamento rúptil.....	101
FIGURA 7.2 Seção esquemática dos produtos de deformação associados a ZCC..	104

LISTA DE TABELAS

TABELA 1.1 - SEQUÊNCIA CRONOLÓGICA RELATIVA DOS EVENTOS DE DEFORMAÇÃO PARA O LOCAL DE ESTUDO.....	106
---	-----

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	13
1.1 Abordagem do problema e justificativas	15
1.2 Localização da área e acessos aos afloramentos	16
1.3 Objetivos	17
2 MÉTODOS E MATERIAIS DE TRABALHO	18
2.1 Compilações bibliográficas	18
2.2 Análise fotogeológica	18
2.3 Levantamento de campo	18
2.4 Análise de imagens de sensores remotos	19
2.5 Análise Petrográfica	21
2.6 Cartas Topográficas e dados cartográficos	21
2.6.1 Mapas Geológicos	21
2.7 Métodos de análise morfoestrutural	23
2.8 Métodos de Análise estrutural	23
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E PRINCIPAIS COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS	25
3.1 O Cinturão Ribeira – Faixa Ribeira Sul	26
3.2 Microplaca Curitiba	28
3.2.1 O Complexo Atuba	29
3.2.2 O Grupo Açungui	30
3.2.2.1 Formação Capiru	33
3.2.3 Básicas Intrusivas	34
3.2.4 Sedimentos Terciários e Quaternários	34
3.3 Lineamentos Pré-Cambrianos da região sul-sudeste do Brasil	34
4 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA AREA	38
4.1 Considerações Gerais	38
4.2 A Geomorfologia do Estado do Paraná	39
4.3 Geologia e Morfogênese	43
4.4 Aspectos geomorfológicos e morfoestruturais	44

4.4.1 Domínio Geomorfológico I.....	44
4.4.2 Domínio Geomorfológico II.....	45
4.4.3 Porção central da área – a Zona de Cisalhamento Curitiba	48
4.5 Discussões	49
5 GEOLOGIA DA ÁREA.....	50
5.1 Descrições das unidades de mapeamento	51
5.1.1 O Complexo Atuba	51
5.1.1.2 <i>Feições Macroscópicas</i>	51
5.1.1.3 <i>Feições Microscópicas</i>	54
5.2 O Grupo Açungui – Formação Capiru	55
5.2.1 Feições Macroscópicas.....	56
5.3 Zona de Cisalhamento Curitiba - contato entre os blocos	58
5.3.1 Aspectos Gerais	58
5.3.2 Feições Macroscópicas.....	59
5.3.3 Feições Microscópicas dos milonitos e cataclasitos.....	61
6. ANÁLISE ESTRUTURAL	71
6.1 Considerações Gerais.....	71
6.2 Superfícies originais	74
6.2.1 Estruturas reliquiárias do Complexo Atuba	74
6.2.2 Estruturas reliquiárias do Grupo Açungui.....	76
6.3 Análise estrutural da deformação imposta pela Zona de Cisalhamento Curitiba.....	79
6.3.2 Características da deformação dúctil (S_{n+1}) de alto ângulo	79
6.3.3 Superposição das deformações dúcteis e rúpteis	82
6.3.4 Fraturas e juntas	98
7. DISCUSSÕES.....	99
7.1 Dos modelos estruturais aplicados a área.....	99
7.2 Da superposição de estruturas.....	100
7.3 Dos indicadores cinemáticos.....	103
7.4 Da geometria a evolução estrutural da área	104
7.5 Das idades	106

7.6 Considerações finais	107
8. CONCLUSÕES	109
REFERÊNCIAS	112

1. INTRODUÇÃO

A Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC)(Salamuni e Gonçalves, 2010) encontra-se inserida no importante sistema de cisalhamento de direção ENE que corta rochas pré-cambrianas no sudeste e sul do Brasil. Ela corresponde a uma estrutura linear de importante expressão morfoestrutural, vista em imagens de sensores remotos e fotografias aéreas e que se encontra no limite entre a Microplaca Curitiba (Basei et al., 1998; Siga Junior, 1995) e a Faixa Ribeira Sul (Almeida et al.,1973) seccionando as rochas metassedimentares do Grupo Açungui e as rochas do Complexo Atuba.

Fiori et al. (1987) por meio de fotointerpretação identificaram esta descontinuidade e a intitularam como *Lineamento São João – Lamenha Grande* (Figura 1.1). Entretanto, uma análise estrutural cuidadosa efetuada na área revela uma deformação heterogênea combinada com o cisalhamento simples. Em conseqüência disso, optou-se por adotar o nome Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC), já que esta demarca o limite noroeste da Microplaca Curitiba, bem como limita terrenos geomorfológicos distintos da região metropolitana, desde o município de Campo Magro até Campina Grande do Sul.

Os dados obtidos nos levantamentos de campo, bem como a análise estrutural, caracterizaram este lineamento em uma zona de cisalhamento dúctil com deformação rúptil superimposta. A foliação milonítica de alto ângulo, sempre paralela ao contato, observada nos gnaisses do Complexo Atuba e nos metassedimentos do Grupo Açungui, sugere a formação de zonas de cisalhamento dúcteis relacionadas à tectônica transcorrente com componente direcional.

A ZCC apesar de grande expressão regional é de difícil caracterização no campo, principalmente quando corta rochas metassedimentares de baixo grau, onde desenvolve filonitos, neste caso quase sempre é balizada pela expressiva quantidade de veios de quartzo. Quando afeta rochas do embasamento desenvolve rochas miloníticas e cataclásticas refletindo em porfiroclastos de quartzo e feldspato com estiramento subvertical, sempre paralelas ao contato.

Possivelmente faz parte da estruturação do Sistema de Transcorrência Lancinha (STL) (Fiori et al. 1987, Fiori 1991, 1992a), pois indícios como imagens de

setlélite indicam que, na sua extremidade oeste, a mesma tenha uma inflexão a partir da Falha da Lancinha.

Este trabalho foi desenvolvido no âmbito do “Projeto Falhas”, referente ao convênio Petrobras e Universidade Federal do Paraná no biênio 2010/2012. A meta do projeto é o estudo integrado, em multiescala, das grandes falhas presentes nos terrenos pré-cambrianos dos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo, com o objetivo de investigar os seus efeitos na estruturação de bacias sedimentares mais antigas, como a do Açungui, e mais recentes, como as do Paraná e Curitiba, entre outras e visando cobrir o range de interesse do campo exploratório ao da geologia de reservatórios.

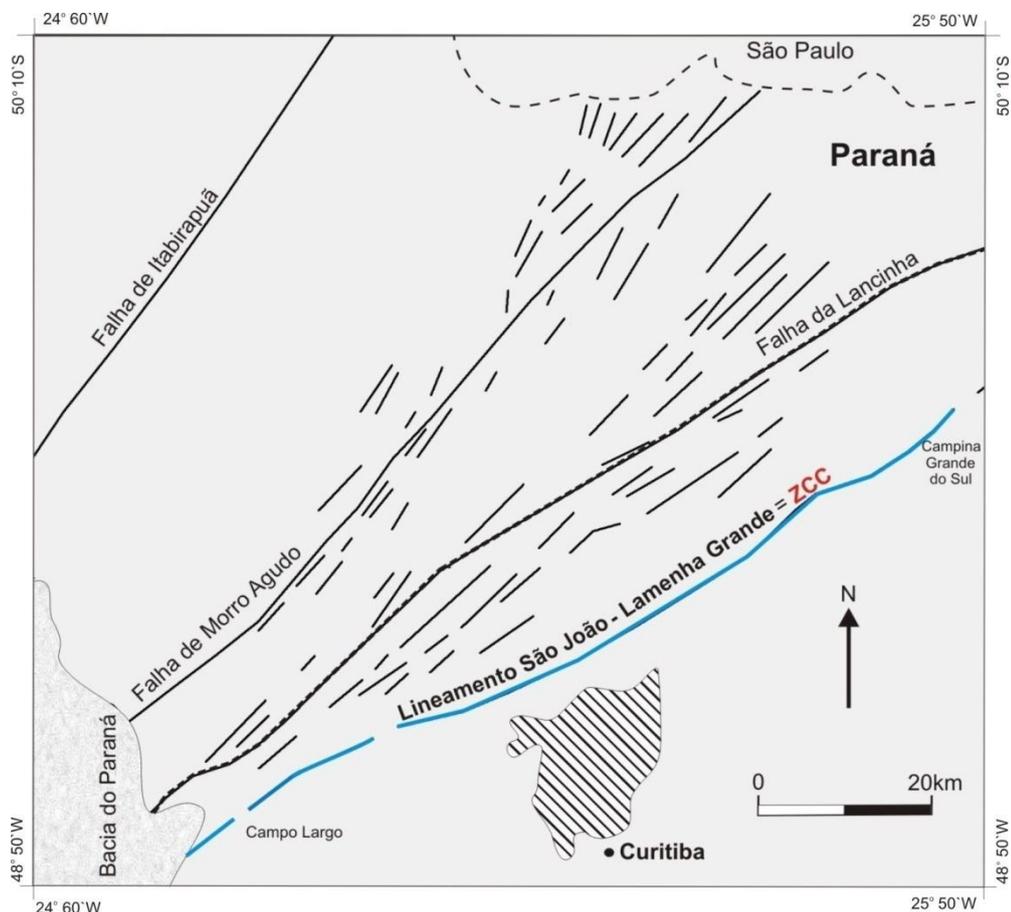


Figura 1.1: Principais Lineamentos do Pré-Cambriano Paranaense, adaptado de Fiori *et.al.* 1987. A Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC) corresponde ao até então conhecido Lineamento São Jorge-Lamenha Grande.

1.1 Abordagem do problema e justificativas

As pesquisas sobre a tectônica da Faixa Ribeira no Paraná (Faixa Ribeira Sul) sofreram uma estagnação desde o início da década de 90. Um dos motivos teria sido a desarticulação das equipes de pesquisa voltadas a este assunto especificamente, assim como as dificuldades em se avançar com o entendimento de uma tectono-estratigrafia, o que requereria o emprego de processos laboratoriais com certa complexidade, e na época, pouco acessíveis no Paraná¹.

Assim sendo, as pesquisas sobre as grandes estruturas de descontinuidade crustal ou falhas, igualmente receberam pouca atenção e ficaram restritas a trabalhos de pouca abrangência regional. Ressalte-se que os últimos trabalhos de escala regional foram os de Fiori (1994) e Fassbinder (1998). Hoje, com a retomada dos trabalhos sobre as grandes falhas que ocorrem na Faixa Ribeira e adjacências, espera-se que o desenvolvimento da pesquisa, contribua para o conhecimento tectônico e estrutural da região, retomando parte das pesquisas interrompidas na Faixa Ribeira.

Desta maneira, justifica-se a pesquisa com a intenção de realizar um trabalho em multiescala nesta zona de falha para abordar fundamentalmente os seguintes aspectos: **a)** detalhamento dos regimes tectônicos e da deformação gerada pela Z.C.C; **b)** descrição da geometria estrutural e produtos de deformação da zona de falha. O objetivo é estudar os mecanismos de deformação que atuaram na falha, isso incluiria os processos de cisalhamento dúctil responsável pela geração dos cavalgamentos ocorridos no Pré-Cambriano e também a reativação pela tectônica transcorrente superposta a essas estruturas.

A exemplo do embasamento da Bacia de Campos, a existência de intermitente recorrência ou reativação das grandes falhas transcorrentes ao longo do Paleozóico e do Mesozóico podem ter ocorrido em extensa faixa lateral, inclusive se propagado nos depósitos sedimentares de bacias marginais. Por este fato, acredita-se que este estudo venha contribuir com as investigações sobre processos de reativação que podem ter ocorrido na Bacia do Paraná.

¹ Informação fornecida pelo Prof. Dr. Eduardo Salamuni

1.2. Localização da área e acessos aos afloramentos

A área de estudo localiza-se na porção sudeste do Estado do Paraná, ao norte da cidade de Curitiba, abrangendo os municípios de Campo Magro, Curitiba, Almirante Tamandaré, Colombo e Campina Grande do Sul (Figura 1.2). Está distribuída ao longo da borda oeste da Bacia de Curitiba, e se estende por cerca de 100 km desde a escarpa de São Luiz do Purunã, borda ocidental da Bacia do Paraná, até próximo a divisa dos Estados do Paraná e de São Paulo, nas imediações da Represa do Capivari.

A área é limitada pelas coordenadas UTM 650300/7190427 – 726166/7224870 – 653546/7183684 – 728695/7218729 (Figura 02) no datum GCS *South American 69*. O acesso à área pode ser feito a partir de Curitiba pelas rodovias PR-417, PR-092 (Rodovia da Uva), BR-116, BR-277, BR-476 e PR-090, também conhecida como Estrada do Cerne, além da grande quantidade de estradas vicinais não pavimentadas distribuídas por toda região. Tanto as rodovias estaduais (PR) quanto as rodovias federais apresentam boas condições de tráfego e conservação.

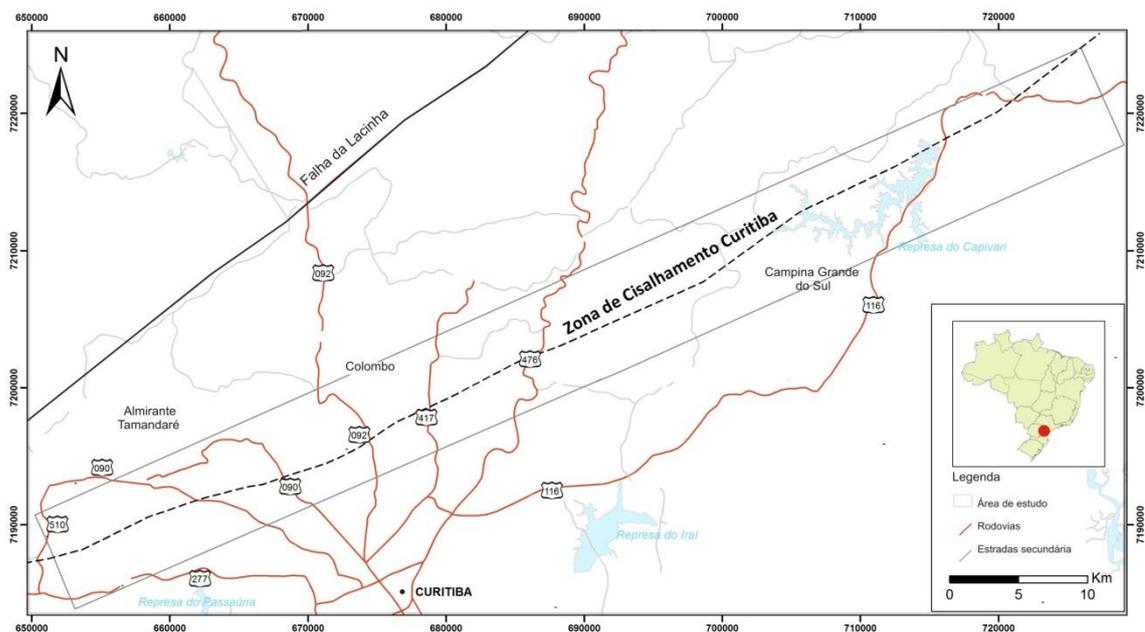


Figura 1.2: Localização e acessos à área de estudo a partir do município de Curitiba – PR. Fonte: DNIT.

1.3 Objetivos

O objetivo principal da pesquisa visa definir e caracterizar a ZCC, discutir os processos deformacionais desenvolvidos na área e identificar feições superpostas pela reativação de falhas do embasamento. Para alcançar tais objetivos, foram determinados objetivos específicos listados abaixo:

- (a)** Caracterização morfoestrutural e/ou morfotectônica na zona de cisalhamento;
- (b)** Caracterização geométrica e cinemática das estruturas na zona de cisalhamento, seja dúcteis ou rúpteis;
- (c)** Análise multiescala baseada em imagens, afloramentos e caracterização microestrutural;
- (d)** Determinação da evolução tectônica da zona de cisalhamento, como resultado da análise estrutural a partir de dados de campo.

2. MÉTODOS E MATERIAIS DE TRABALHO

Os métodos de pesquisa e materiais envolvidos abrangem estudos e levantamentos de campo, análise de imagens de sensores remotos, análise de dados cartográficos e análise estrutural clássica.

2.1 Compilações bibliográficas

Para a pesquisa bibliográfica foram consultados trabalhos relacionados a geologia regional e local, assim como métodos de pesquisa aplicados na área de estudo. Os principais temas levantados foram o Pré-Cambriano Paranaense e os principais lineamentos da porção sudeste do país. As referências metodológicas estão vinculadas ao processamento de dados estruturais, e modelos e teorias aplicadas à análise estrutural.

2.2 Análise fotogeológica

Para a fotointerpretação foram utilizadas fotografias aéreas fornecidas pelo Instituto de Terras, Cartografia e Geociências (ITCG) em escala 1:25.000, referentes a folha SG-22-X-D-I. Para análise fotogeológica utilizou-se o método descrito por Soares e Fiori (1976), que objetivou a determinação geométrica da zona de falha e de zonas de concentração da deformação, bem como a separação de faixas ou zonas homólogas, determinação dos lineamentos e feições morfoestruturais.

2.3 Levantamento de Campo

Para o levantamento de dados foram realizadas três etapas de campo, totalizando 35 dias e 117 afloramentos descritos (Figura 2.1). O mapeamento geológico da área e a análise estrutural foram favorecidos pela ampla distribuição de estradas vicinais de direção N-S, que seccionam perpendicularmente as principais feições estruturais regionais.

Durante o levantamento de campo, o método de obtenção de dados consistiu no reconhecimento dos tectonitos e litotipos afetados, coleta de medidas de atitude de estruturas tanto rúpteis quanto dúcteis, bem como a observação das relações geométricas e cinemáticas dos planos tais como lineações, *steps*, estrias, além de observações referentes à geomorfologia da área. Para a análise microestrutural foram coletadas amostras orientadas. A localização dos pontos foi obtida por meio de GPS de mão. Para medida das atitudes foi utilizada bússola do tipo Brunton. É importante ressaltar que o ponto FG-117 - que encontra fora do mapa, esta localizado a 10 km a oeste no ponto FG-35.

2.4 Análise de imagens de sensores remotos

Foram utilizadas neste trabalho imagens de satélite ASTER (*advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) com resolução de 15 metros (Figura 2.2). As imagens de satélite auxiliam na programação das atividades de campo, delimitação espacial da Zona de Cisalhamento Curitiba, bem como na confecção dos modelos digitais de elevação por meio do *software* ESRI® ArcMap™ 9.3. A análise dessas imagens facilitou, ainda, a identificação de estruturas geológicas em escala regional que muitas vezes não seriam facilmente delimitadas com a realização de trabalhos de campo ou com análise fotointerpretativa.

Após a seleção, as imagens foram inseridas em um banco de dados, no qual o sistema de coordenadas foi alterado para SAD 69. Com o objetivo de realçar feições estruturais, utilizou-se pseudo-iluminações de inclinação de 45° para as direções azimutais 45, 315°, 0°e 90°. A ordem de trabalho envolveu inicialmente a observação de estruturas regionais em escala 1:350.000 e, posteriormente foi realizado o estudo de feições locais em escala 1:25.000.

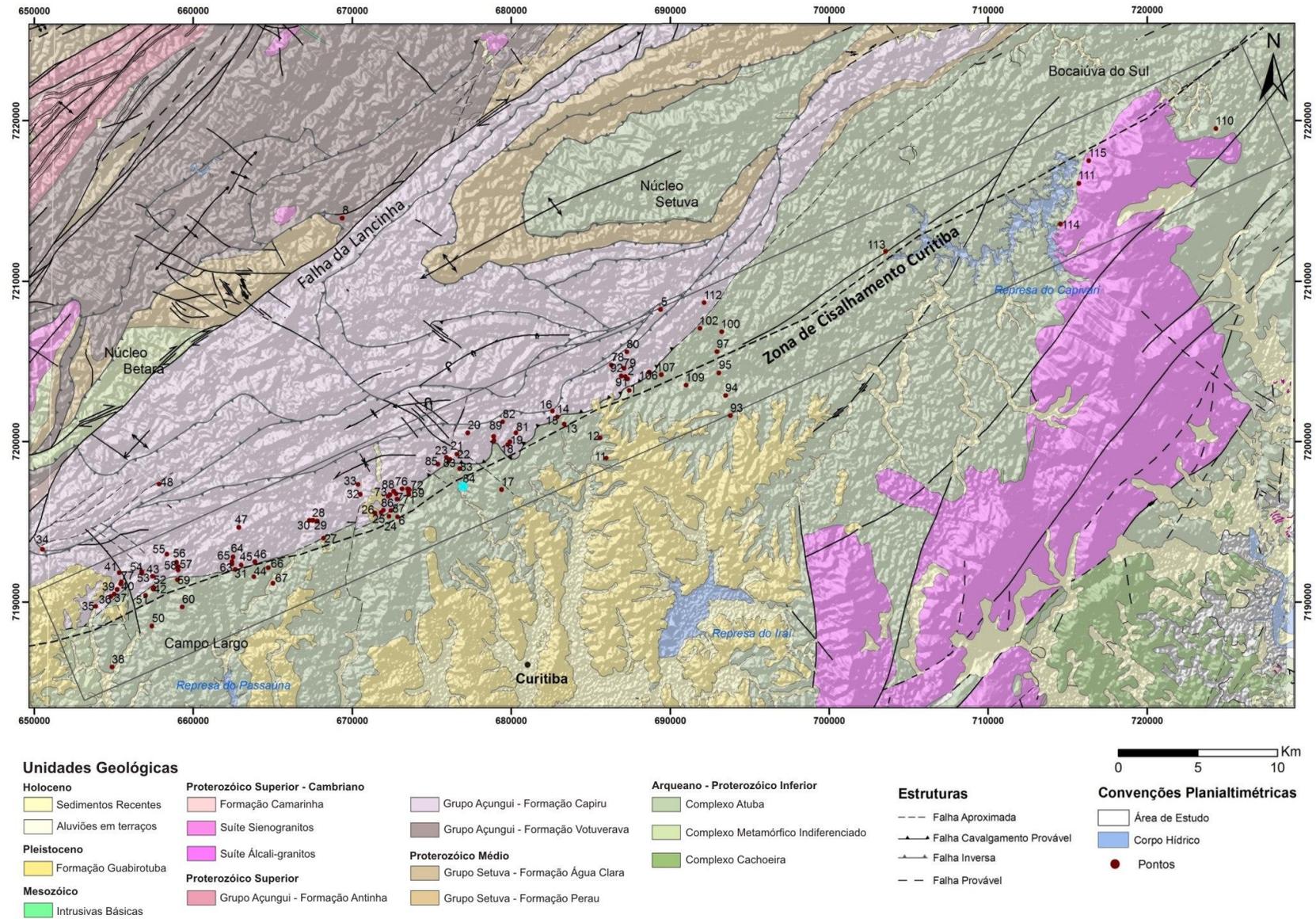


Figura 2.1: Mapa de localização dos afloramentos descritos durante as três etapas de campo. Fonte: modificado de MINEROPAR,2006.

2.5 Análise Petrográfica

As descrições petrográficas objetivaram a caracterização microestrutural de rochas pertencentes a afloramentos chave na região, focando principalmente na descrição dos padrões estruturais, a fim de correlacioná-los às estruturas observadas em campo. Para isso utilizou-se trabalhos clássicos de Ramsay & Huber (1983 e 1987) e Passchier & Trouw (1996). Ao todo foram analisadas 16 lâminas, utilizando microscópio petrográfico binocular de luz transmitida. As imagens foram capturadas com a máquina Olympus PM20, acoplada ao microscópio no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) do Departamento de Geologia, da Universidade Federal do Paraná (UFPR).

2.6 Cartas Topográficas e dados cartográficos

Para a base topográfica foram utilizados mapas fornecidos pela Coordenadoria da Região Metropolitana de Curitiba (COMEC, 1976) na escala 1:20.000, integrantes da folha SG-22-X-D-I. Já os dados planimétricos foram adquiridos no Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) através do site www.ibge.gov.br. A base rodoviária foi complementada por meio do aplicativo *Google Earth*® 2010.

2.6.1 Mapas Geológicos

O mapa geológico foi confeccionado a partir da compilação de dados de campo referentes ao Mapeamento de Graduação da Universidade Federal do Paraná (2003), em escala 1:25.000. Além disso, foram também utilizadas bases de levantamentos de campo feitos pela Mlineropar.

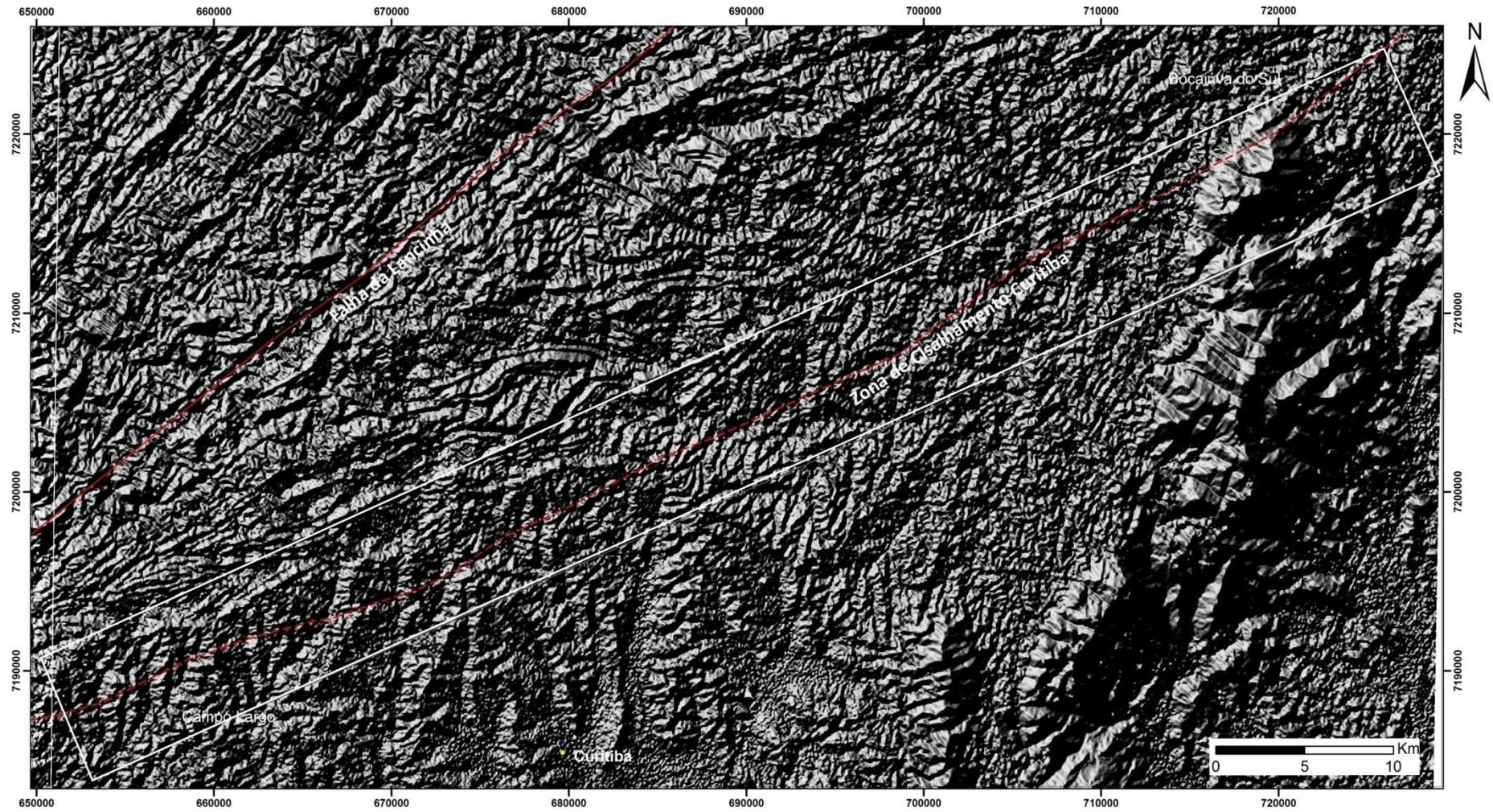


Figura 2.2: Modelo Regional ASTER com pseudoiluminação de direção azimutal 0° e inclinação de 45° .

2.7 Métodos de análise morfoestrutural

O método empregado teve como objetivo a extração de informações a partir de fotointerpretação de imagens para a caracterização da Zona de Cisalhamento Curitiba - esta já definida como lineamento estrutural por Fiori *et. al.* (1987a).

Neste método, a fotointerpretação das imagens, consistiu da extração das diferentes propriedades da textura e estrutura do relevo tais como densidade de textura de relevo, quebras positivas e negativas, assimetria do relevo, lineamentos de relevo, alinhamentos de relevo e formas de encostas. Essas feições examinadas de forma combinada permitem definir e caracterizar diferentes zonas homólogas, refletindo propriedades distintas das rochas, contribuindo para a interpretação de descontinuidades estruturais.

A ordem de trabalho envolveu inicialmente a observação de estruturas regionais em escala 1:500.000 e, posteriormente foi realizado o estudo de feições locais em escala 1:25.000.

Para a análise morfoestrutural foram utilizados os seguintes materiais: Carta Topográfica de Curitiba na escala 1:20.000, referente a folha SG-22-X-D-I (Comec,1976); Mapa geológico do Paraná em escala 1:600.000 (Mineropar, 2006); Mapa geomorfológico do Paraná em escala 1:250.000 e 1:500.000 (Mineropar, 2006); fotografias aéreas em escala 1:25.000 e Mapa da Hidrografia do Estado do Paraná (1:250.000) fornecidos pelo Instituto de Terras, Cartografia e Geociências (ITCG); além de imagens de satélite ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) com resolução de 15 metros (Figura 2.2).

2.8 Métodos de Análise estrutural

Os critérios de análise estrutural utilizados seguem os modelos e conceitos básicos da geologia estrutural, como descritos nos trabalhos de Loczy e Ladeira (1976), Ramsay (1980), Anderson (1951), Davis (1984) e outros. Neste trabalho serão utilizados os métodos de análise descritiva e cinemática de Ramsay (1980).

A análise descritiva, ou geométrica, corresponde ao levantamento de dados de campo, visando no reconhecimento e descrição das estruturas, tais como tamanho e geometria, bem como interpretação de morfoestruturas. Os dados

estruturais foram organizados e inseridos no banco de dados do projeto, e para o tratamento e confecção de diagramas foi utilizado o programa *Stereo3.2*®.

A análise cinemática corresponde à descrição da posição relativa de sua deformação, ocasionada por processos de translação, rotação, distorção e dilatação (Ramsay, 1980). Ela pode ser realizada pela interpretação de dados de campo, tais como dobras, lineações, foliações e indicadores cinemáticos do ponto de vista dúctil e por falhas, juntas e diáclases pelo ponto de vista rúptil.

Devido à relação de superposição e paralelismo entre as estruturas de eventos distintos ao longo da ZCC, foi necessária uma cuidadosa triagem dos dados de campo. Estabeleceram-se critérios quanto à ordenação cronológica relativa das estruturas observadas, como, por exemplo, entre as foliações e as clivagens e/ou os planos de falha. Ressalta-se que a relação entre as estruturas observadas em campo e as estruturas descritas na literatura, foi um importante fator na diferenciação e caracterização das mesmas.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E PRINCIPAIS COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS

A geologia da região é o resultado de interações de microplacas entre o Arqueano e o Neo-Proterozóico, resultando em arcos magmáticos e bacias de retroarcos (Bizzi *et al.* 2003).

Almeida (1967) denominou essa entidade geotectônica como Província Mantiqueira (Figura 3.1). Os terrenos pré-cambrianos do leste paranaense fazem parte do Cinturão Ribeira, representa um sistema orogenico neoproterozóico formado ao longo de processos diacrônicos de aglutinação do Supercontinente Gondwana (Sengor, 1990).

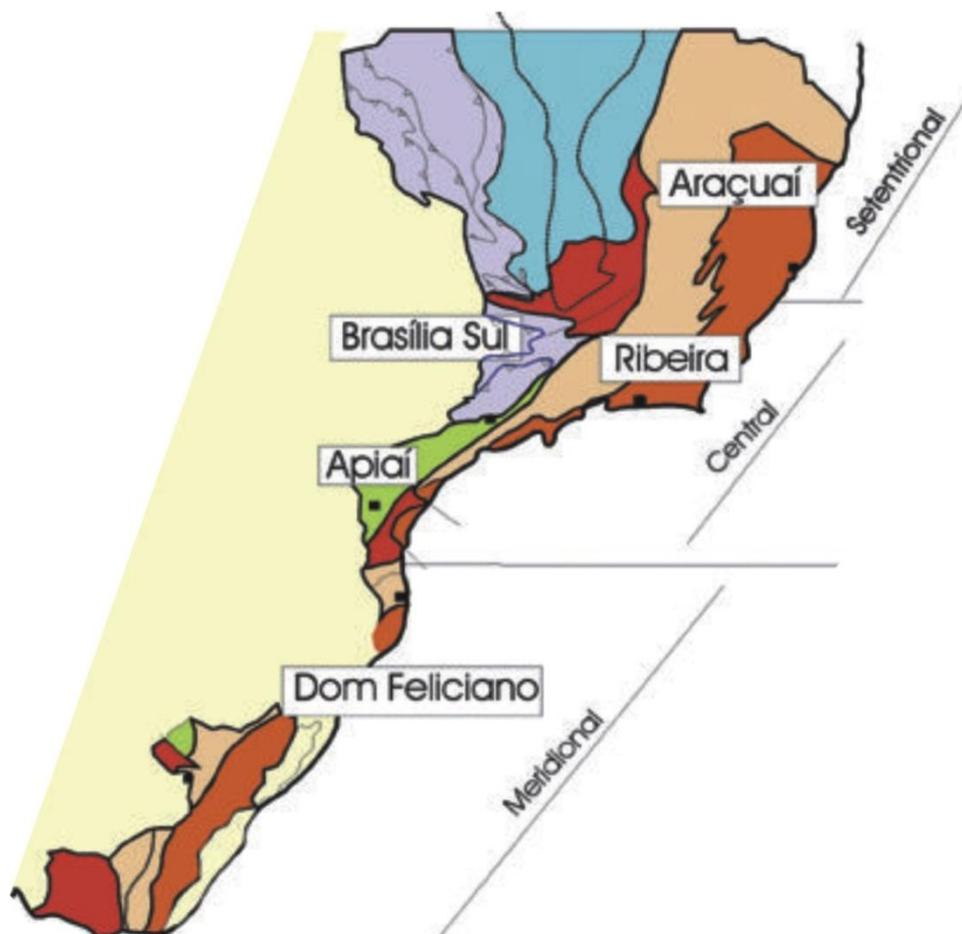


Figura 3.1: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: A área de estudo fica localizada no segmento Sul entre os Orógenos Ribeira e Apiaí. Almeida (2004).

Pelo fato da grande extensão deste cinturão e grupos de estudo distintos, a bibliografia referente aos terrenos pré-cambrianos do leste Paranaense, tanto quanto do sudeste paulista, é bastante extensa. Deste modo, há uma diversificação quanto à nomenclatura imposta para subdivisão interna da porção sul da Província Mantiqueira. Porém, a maior parte das controvérsias, refere-se ao empilhamento estratigráfico e nomenclatura das unidades que extrapolam os limites estaduais.

Parte da vasta bibliografia sobre o Cinturão Ribeira é representada pelos trabalhos de Hasui et al. (1975); Basei (1985); Basei et al. (1990 e 1992), Campanha (1991), Siga Junior et al. (1993), Fiori (1987 a, b), Fiori et al., (1993) entre outros. Neste trabalho, serão destacadas algumas das unidades da porção sul do mencionado cinturão, onde se insere a área de estudo.

3.1 O Cinturão Ribeira – Faixa Ribeira Sul

O Cinturão Ribeira definido por Almeida et al. (1973), também conhecido como Faixa de Dobramentos Apiai (Hasui et al., 1975), corresponde aos segmentos sul e central da Província Mantiqueira (Almeida et al. 1977, 1981, 2004); Almeida e Hasui (1984), formado durante o Neoproterozóico Brasileiro/ ciclo orogênico Pan Africano, resultado do fechamento do oceano Adamastor pela convergência de crátons, microplacas e terrenos menores (Passarelli et al.; 2010). É tipicamente caracterizado, pelos vários autores (Ebert & Hasui (1997), Campanha, 1991; Faleiros, 2008 e outros) como uma rede entrelaçada de zonas de cisalhamentos transcorrentes predominantemente destrais. Dentre elas, a de maior expressão é a Zona de Cisalhamento Além Paraíba – Cubatão – Lancinha (Sadowski, 1984).

A porção meridional da Faixa Ribeira, no sudoeste paulista e leste paranaense, é caracterizada por um conjunto de rochas supracrustais, de grau metamórfico fraco a médio, denominado de Grupo Açungui.

O embasamento dessas supracrustais ocorre principalmente a sul do Lineamento Lancinha, sendo constituído por xistos, anfibolitos e gnaisses - migmatíticos, intercalados com esparsos metassedimentos, núcleos charnockíticos, além de corpos graníticos deformados, reunidos na unidade geológica denominada de Complexo Atuba.

Basei et al. (1992) e Siga Junior (1995), a partir do levantamento de dados litológicos, estruturais e geocronológicos, dividem o Cinturão Ribeira em quatro compartimentos geotectônicos: Domínio Apiaí, Microplaca Curitiba, Luis Alves e Terreno Paranaguá. Realizando datações nesses terrenos, Siga Junior (1995) obteve idades que giram em torno de 2,0 a 2,5 Ga, havendo menções também para protólitos de até 3,0 Ga.

O incremento da pesquisa e extensa quantidade de dados publicados sobre a área serviram como incentivo para Campos Neto (1999, 2000) propor que a Faixa Ribeira passasse a ser considerada como um *cinturão de cisalhamento transcorrente*, do qual articularia as interações entre a Faixa Brasília (Província ou Sistema Orogênico Tocantins), o Cráton do São Francisco e uma série de microterrenos acrescidos a sul. Neste sentido, Weber et al. (2002) e Basei (2002), propõem que as rochas do embasamento do cinturão Ribeira - mais especificamente na Faixa Apiaí - teriam sido formadas a partir de um regime extensional, ocorrido antes dos processos vulcano-sedimentares que encobriram tais rochas.

Fassbinder (1990) e Ebert & Hasui, 1998 e Campanha & Brito Neves (2004) propõem que esta seja uma típica faixa de colisão oblíqua, dentro de um contexto de convergência e esforços horizontais compressivos máximos em torno de EW a WNW, que caracterizariam a amalgamação final do Gondwana Ocidental. Em relação à paleo-reconstrução proposta a esses terrenos, destacam-se os trabalhos de Brito Neves e Cordani (1991) e Heilbron et al. (2000).

Os dados geocronológicos obtidos por Passarelli et al. (2004), contribuíram com o avanço dos estudos de datação de alguns dos sistemas de cisalhamento do Cinturão Ribeira. As análises feitas através do método U-Pb de zircões propõem idades de deformação entre 570~596 Ma para gnaisses protomiloníticos do Cinturão Ribeira, inferindo mais uma vez – junto com outras dezenas de trabalhos - a teoria de que o conjunto de rochas deste cinturão de cisalhamento teriam sido formadas durante o pré-cambriano.

Em um dos trabalhos mais recentes sobre o Cinturão Ribeira, Hasui et al. (2009), reúne um importante acervo de dados abordando a estruturação e evolução tectônica da região sudeste, e mostra em síntese, evidências de que o desenvolvimento desses sistemas teria envolvido, em etapas diferentes, processos de distensão e convergência.

Tendo em vista os limites geográficos do Cinturão Ribeira e a extensa produção bibliográfica e de dados sobre a área, optou-se para esse trabalho uma revisão bibliográfica que melhor abordasse as rochas pertencentes à Microplaca Curitiba, essencialmente Grupo Açungui e o Complexo Atuba, presentes ao longo da Zona de Cisalhamento Curitiba, objetivo deste trabalho.

3.2 Microplaca Curitiba

A Microplaca Curitiba (também conhecida como Domínio Curitiba), esta localizada entre o Domínio Apiaí e a Microplaca Luis Alves (Figura 3.2). Corresponde a um bloco crustal separado por discontinuidades. O limite tectônico entre esses blocos se faz através da Zona de Cisalhamento Lancinha a noroeste, e a sudeste através da Zona de Cisalhamento Piên (Basei et al., 1998; Siga Junior, 1995). Fazem parte deste compartimento rochas gnáissicas- migmatitizadas, granitos do Complexo Atuba e os metassedimentos do Grupo Açungui, especificamente os do Grupo Setuva, Formação Capiru e Turvo-Cajati.

Segundo Faleiros (2008), a presença de migmatitos com cianita coexistindo com feldspato potássico indicam condições de alta pressão, acima de 10 kbar, evidenciando um gradiente do campo metamórfico acima do barroiano. Segundo Faleiros, 2009 as unidades internas do Terreno Curitiba apresentam uma foliação milonítica regional ENE/subvertical e uma lineação de estiramento sub-horizontal associada, e evidências petrográficas indicam que a foliação milonítica do Complexo Atuba representa uma trama de alto grau frequentemente superposta por uma trama milonítica gerada em condições de fácies xisto verde.

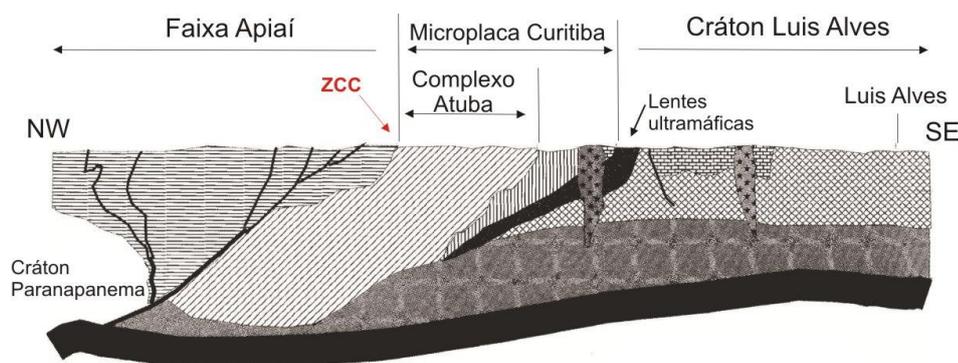


Figura 3.2: Seção transversal que mostra a relação entre a Faixa Apiaí, Microplaca Curitiba e Cráton Luis Alves. Modificado de Kato *et al.*, (2003).

3.2.1 O Complexo Atuba

Siga Junior. (1995) denominou o Complexo Atuba como um bloco tectônico da Província Mantiqueira, mais precisamente na unidade geotectônica denominada de Microplaca Curitiba. Limita-se a noroeste pelas sequências proterozóicas metassedimentares do Grupo Açungui e Complexo Setuva e a sudeste com os gnaisses granulíticos do Domínio Luis Alves (Basei et al., 1990; Siga Junior. et al., 1995; Salamuni, 1998).

Os terrenos gnáissico-migmatíticos já haviam sido identificados no início do século passado por Branner¹ e em trabalhos pioneiros como os de Maack (1953). Os trabalhos de mapeamento de detalhe da região iniciaram-se na década de 60, por meio da Comissão da Carta Geológica do Paraná. Entre os autores estão Fuck (1967a, 1967b), Marini (1967), Lopes et al., (1965), Muratori et al., (1969a e 1969b). Destacam-se também os trabalhos Bigarella & Salamuni (1959) e Almeida (1967).

Segundo os autores, as rochas do Complexo Atuba apresentam terrenos relativamente de níveis estruturais profundos, de fácies anfibolito, migmatizados, granitizados acrescidos à borda do Domínio Luis Alves durante o Neoproterozóico. Os terrenos são caracterizados principalmente por gnaisses bandados e migmatitos (mesossoma de biotita-anfibólio-gnaisses e leucossoma de composição tonalito granodiorítica), gnaisses graníticos bandados; leucogranitos foliados; biotita-gnaisses lepidoblásticos; e anfibolitos (por vezes granatíferos). Passarelli (2001) e Vasconcelos et al. (1999), utilizando o método U-Pb em zircões, obtiveram a idade de ~634Ma, interpretada como idade de anatexia.

As rochas encontram-se deformadas e estruturadas com *trend* predominante NE-SW. A foliação principal se mostra subvertical, ocorrendo em faixas miloníticas com variadas espessuras e orientação, desde subvertical até subhorizontal. Vários autores postulam que o padrão estrutural seria indicativo de tectônica controlada em grande parte por cisalhamento, compressional ou transpressional, e transporte relativo em direção a sul-sudeste.

Salamuni et. al. (2003) descreve que embora as rochas do Complexo Atuba sejam condicionadas pela superposição de mais de um evento tectônico de natureza dúctil, características estruturais indicam que há forte deformação em regime rúptil, decorrente de falhas mesozóicas até recentes ou reativadas segundo um sistema transcorrente dominante.

3.2.2 O Grupo Açungui

O Grupo Açungui é um conjunto de rochas atribuídas ao Proterozóico Superior, que corresponde às sequências de filitos, quartzitos, metacalcários e metassiltitos, que sofreram metamorfismo fácies xisto-verde. Após os eventos deformacionais (final do Neoproterozóico e início do Paleozóico) diversas zonas de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil de direção NE-SW afetaram toda a área do Pré-Cambriano dos estados de São Paulo e Paraná (Campanha e Sadowski, 1998). Segundo diversos autores, essas zonas de cisalhamento foram posteriormente reativadas de maneira exclusivamente rúptil.

A deformação conjunta da cobertura sedimentar e das rochas do embasamento (Complexo Setuva e Complexo Atuba), ora através de falhas de cavalgamento empinadas, ora por falhas direcionais, torna os contatos imbricados tectonicamente, sendo uma das causas principais das controvérsias sobre os limites destas unidades¹.

Os primeiros trabalhos referentes ao Grupo Açungui surgiram com Derby². Coube a Oliveira (1927) introduzir o termo Série Açungui, separando as rochas metassedimentares da região oeste e noroeste de Curitiba, de um embasamento tido então como Arqueano.

Bigarella e Salamuni (1958), que ainda o denominavam de “Série Açungui”, compartimentaram da base para o topo em três Formações: Setuva (unidade basal), Capiru e Votuverava. Posteriormente, Marini et al. (1967) elevou a Série a Grupo e nela posiciona a Formação Água Clara sobre a Formação Votuverava.

Os trabalhos de mapeamento da região seguiram com a Comissão da Carta Geológica do Paraná, dando assim início às discussões sobre a estratigrafia regional que perduram até os dias atuais. As características estruturais dos litotipos do Grupo Açungui foram descritas por vários autores, principalmente quanto à Formação Água Clara, resultando em várias denominações formais e informais que acabaram tornando confuso o entendimento da estratigrafia do Grupo Açungui.

Um dos trabalhos que expressam tais tentativas são o de Fritzsos et al. (1982) que interpretaram a Formação Água Clara, como unidade pré-Açungui; e o

¹ Comunicação verbal Prof.Dr. Eduardo Salamuni

² 1878 *apud* Chiodi (1984).

de Soares (1987) que utilizou o termo Complexo Votuverava-Itaiacoca-Capiru, para se referir ao Grupo Açungui.

Embora as questões estratigráficas continuassem sendo o alvo de discussões, é a partir da década de 70 que começam a surgir trabalhos de enfoque tectônico, no âmbito regional, merecem destaque os trabalhos de Ebert (1971), Scholl et al. (1980), Fiori (1985a, b), Soares (1987), Hasui et al. (1984), Campanha (1987), Fiori (1993), Fassbinder (1996), Campanha & Sadowski (2002) e Faleiros (2003 e 2008).

Campanha et al. (1987); Campanha (1991), focando seus estudos no Estado de São Paulo, elevam o Grupo Açungui em Supergrupo Açungui e propõem que as unidades geológicas sejam compartimentadas em Grupo Itaiacoca, Formação Água Clara, Grupo Setuva ou Complexo Turvo-Cajati, Grupo Votuverava (Subgrupo Lajeado e Subgrupo Ribeira), Formação Capiru e Grupo Setuva.

Fiori (1992) interpreta que as várias unidades litoestratigráficas desta área são constituídas de lascas tectônicas sobrepostas e delimitadas por essas zonas de cisalhamento subhorizontais, desta forma a atual estratigrafia do Grupo Açungui não seria original, mas sim o resultado da justaposição de escamas heterogêneas e descontínuas (Figura 3.3).

Segundo esse autor, a Bacia Açungui é do tipo retroarco, situada entre um arco magmático posicionado originalmente a oeste ou noroeste, representado atualmente pelo granito Três Córregos, e uma área continental a sudeste, representada pelo Complexo Atuba. Sugere ainda que o fechamento da Bacia Açungui se deu por uma compressão NW-SE, durante o Proterozóico Superior, resultando uma tectônica de cavalgamento, com transporte de massa ou vergência estrutural para S-SE, e mais tarde, pelas dobras do Sistema de Dobramento Açungui (SDA) (Figura 3.4). Ao final há o processo de rasgamento da crosta pela tectônica transcorrente lateral direita (Sistema de Transcorrência Lancinha – STL).

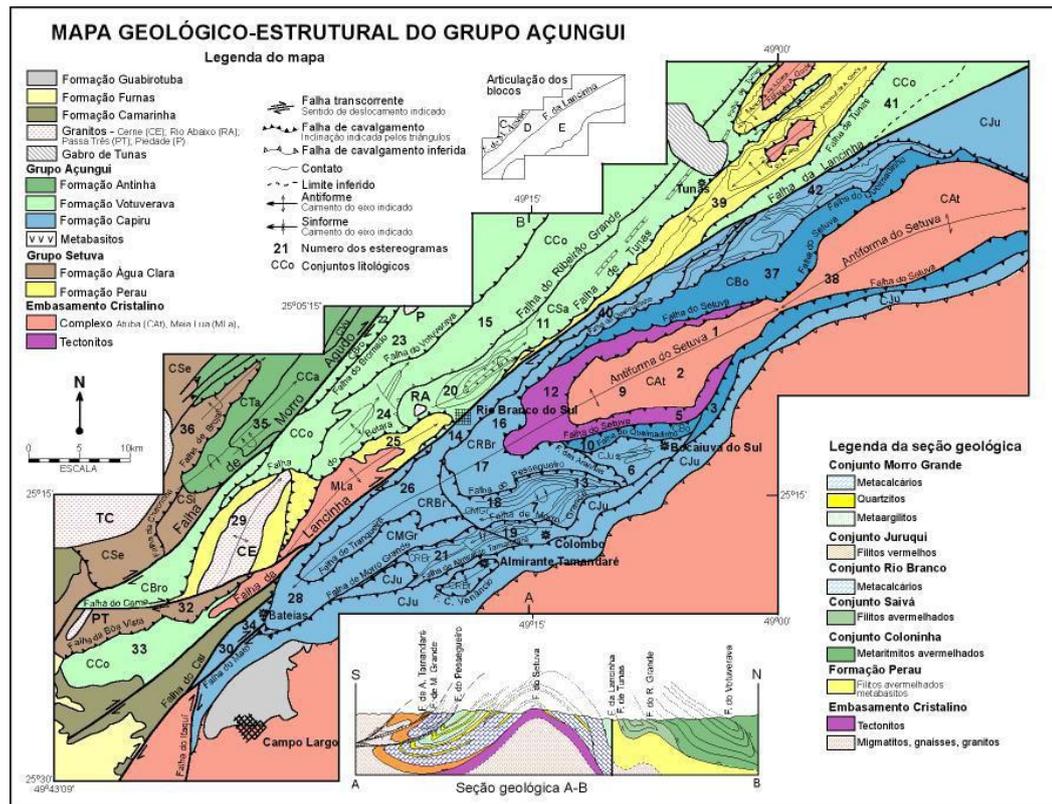


Figura 3.3: Mapa Geológico-Estrutural de parte do Grupo Açungui (Fiori, 1985a). As letras C, D e E indicam a localização dos blocos tectônicos, limitados por falhas transcorrentes.

Além dos metassedimentos, ocorrem ainda granitos sin-tectônicos à movimentação das falhas transcorrentes que se alojam em dobras antiformais (Fiori, 1985a). Dentro desse panorama, o autor propõe que a discordância entre a Microplaca Curitiba e a Faixa Ribeira Sul – foco deste trabalho - seria separada por falhas de cavalgamento, correspondentes ao modelo de estruturação em “duplex”.

Fassbinder (1996), em uma nova tentativa de organização da estratigrafia do Grupo Açungui, mostra a existência de cerca de 40 colunas geológicas sugeridas. O autor usando o método de isótopos estáveis (O^{18}) sugere idades de 0,7 Ga para a Formação Capiru, 1,3 Ga para a Formação Água Clara e idades de 0,9 Ga para a Formação Votuverava, e acaba por posicionar a Formação Água Clara na base do Grupo Açungui (Fassbinder et al., 1999).

É importante ressaltar que a Formação Capiru será tratada com maior ênfase, já que é essa unidade está em contato com o Complexo Atuba, por intermédio da Zona de Cisalhamento Curitiba.

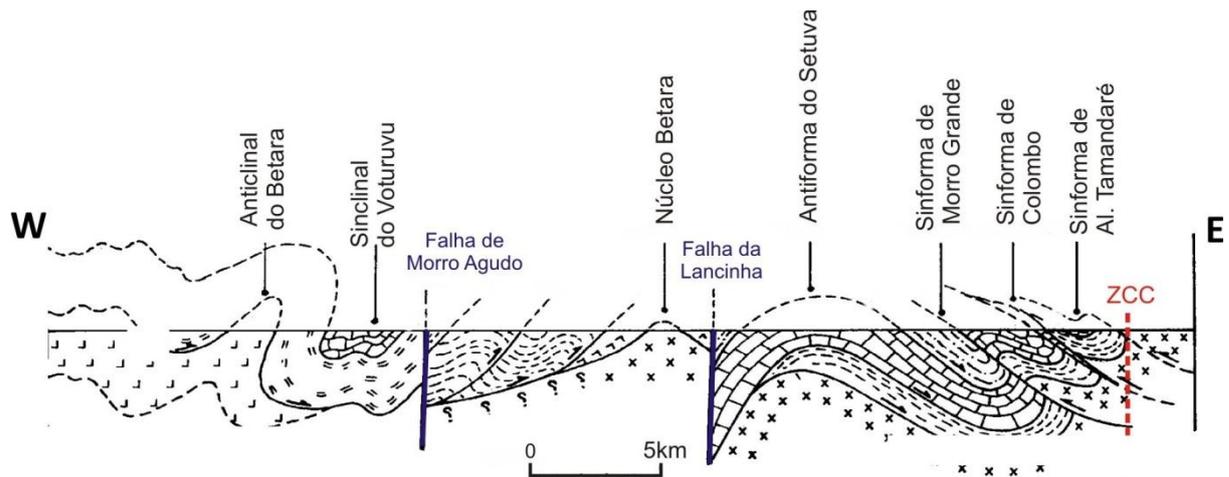


Figura 3.4: Perfil esquemático dos metamorfitos das Bacias Setuva e Açungui. O perfil mostra ainda os sistemas: **SCA**: Sistema de Cavalgamento Açungui, **SDA**: Sistema de Dobramento Apiaí e **STL**: Sistema de Transcorrência Lancinha. Modificado de Fiori (1987).

3.2.2.1 Formação Capiru

A Formação Capiru ocorre na porção SE do Grupo Açungui (Marini, 1970; Scholl et al. 1981). Foi definida por Bigarella e Salamuni (1956) como sendo formada por quartzitos, metapelitos e mármores, ora apresentando acamamentos primários preservados ora estando intensamente foliada. Em geral essas estruturas encontram-se dobradas, onde se identifica uma clivagem ardosiária associada.

Segundo Soares (1987), esta formação compreende da base para o topo, três associações litológicas: metarenito-pelítica, metapelito-dolomítica e metapelítica, metamorfizadas em fácies xisto-verde (zona da clorita e/ou biotita). Fiori (1991) subdividiu-a nas sequências Juruqui, Rio Branco, Morro Grande e Bocaina.

Campanha et al. (1987) e Yamato (1999) a consideram como uma sequência marinha rasa a litorânea, embora outros autores como Guimarães et al. (2002) defendam que ela teria sido formada em ambientes distintos de intermaré, e ocasionalmente de supramaré. Já Fassbinder (1996) a considera como sendo uma sequência terrígena típica de plataforma continental.

Fiori et al. (1985) e Fiori (1990,1992) mostram evidências de aloctonia na porção basal da Formação Capiru, afetada por forte deformação associada a zonas de cisalhamento subhorizontais. Desta forma o autor sugere uma estruturação em duplex para a mesma.

Salamuni (1991) descreve os filitos como sendo geralmente alterados, com tons cinza-claro e cinza escuro, frequentemente são rítmicos com alternância de bandas sílticas e arenosas de espessura submilimétricas a milimétricas. Sendo comum ter quartzitos intercalados aos filitos sob a forma de pequenas cristas ou ainda camadas lenticulares geralmente friáveis.

3.2.3 Básicas Intrusivas

Na região ainda ocorrem diques de rochas básicas, com orientação predominantemente NW-SE. Sua origem esta relacionada ao vulcanismo basáltico do sul do Brasil durante o Juro-Cretáceo, ligado ao Arco de Ponta Grossa. São também observadas algumas ocorrências de diques orientados para NW-SE. As idades mais confiáveis da intrusão variam entre 132 Ma e 176 Ma (Siga Junior, 1995).

3.2.4 Sedimentos Neógenos

As unidades sedimentares principais do Terciário e Quaternário do Planalto de Curitiba são as formações Guabirota e Tinguis, além dos terrenos aluvionares subjacentes, ligados aos vales aluvionares do rio Iguaçu.

Salamuni (1998), estudando os sedimentos da Bacia de Curitiba sobre o Complexo Atuba, estima que a Formação Guabirota seria de idade oligo-miocênica. Por sua vez, a Formação Tinguis, formada pelo próprio retrabalhamento da Formação Guabirota, teria idade pleistocênica-holocênica.

3.3 Lineamentos pré-cambrianos da região sul-sudeste do Brasil

O Pré-Cambriano da região sudeste do Brasil é recortado por um feixe de falhamentos transcorrentes (Figura 3.5). A primeira identificação destes falhamentos foi feita por Almeida (1955). Hasui et al. (1975) definem a como *Zona de*

Transcorrência São Paulo. Já Zalán (1986) propõe o termo Zona Móvel Transcorrente do Sudeste Brasileiro.

Sadowki & Motidome (1987) identificam que o principal sistema de falhas (NE-SW) ocorre desde o Rio de Janeiro até a porção sul do Paraná, totalizando aproximadamente 2000 km de extensão, e o denominam de *Sistema de Falhamentos Além Paraíba-Cubatão-Lancinha*. Inúmeros trabalhos de mapeamento de semi-detalhe foram realizados nesta área.

É consenso entre os autores que este sistema de falhas apresenta evolução estrutural complexa, referente a um sistema transcorrente de movimento principal dextral. Neste contexto a faixa apresenta fases de dobramento, cisalhamento dúctil de baixo e alto ângulo, fases distensionais, além de reativações.

Na porção que tange o estado do Paraná, a falha principal é designada de Falha da Lancinha. Ela representa a principal falha transcorrente do Pré-Cambriano paranaense. Dentre os trabalhos de destaque estão Marini et al. (1967), Batolla Jr. et al. (1977), Fiori (1984, 1985a,b,c; 1990), Cordani et al. (1984), Fassbinder et al. (1985), Zalán et al. (1986) e Fassbinder (1990,1996).

Em seu prolongamento paranaense, ela apresenta direção média N50E distribuída num sistema de falhas que compartimenta parte do estado em blocos: Faixa Apiaí e Microplaca Curitiba (Basei et al.1985; Passareli, 2004).

Fiori (1985a), utilizando o modelo de cisalhamento simples, calculou em 114 km e 106 km, respectivamente, o deslocamento dúctil dextral entre as falhas da Lancinha e Morro Agudo. Fiori (op.cit) e Fassbinder et al. (1985) propõem que estas falhas são reflexos de reativação de falhas do embasamento. Além disso, os autores compartimentaram as falhas do Pré-Cambriano Paranaense em quatro sistemas principais: NE, ENE, NW e NNW.

Oliveira (1991), estudando a extensão da Falha da Lancinha sob a Bacia do Paraná, acredita que esta tenha passado por processos de reativação a partir do Paleozóico. O autor ainda apresenta dados que levam a crer que esta falha tenha reativado sob um campo de esforços distensionais (ou transtensional).

Fassbinder (1990) e Fassbinder et al. (1994) aplicaram o modelo de Riedel para a Zona de Cisalhamento Lancinha no estado do Paraná, e interpreta que a movimentação desta falha tenha gerado um sistema de estruturas representada por a) Zonas de cisalhamento sintéticas (R) com direção média N85E, tendo como melhores exemplos as zonas de cisalhamento Ribeira e do Cerne; b) Zonas de

cisalhamento e/ou fraturas antitéticas (R') com direção ao redor de N10-30W, observadas como lineamentos em imagens de radar e como finas clivagens em escala de amostra de mão e c) Famílias de juntas de relaxamento (X) e falhas de empurrão com direção entre N10-40E, sendo estas últimas interpretadas como duplex de Riedel.

Fassbinder (1996) elaborou um modelo transpressivo associado a colisão oblíqua para deformação neoproterozóica das rochas no Estado do Paraná, e interpreta que o cisalhamento formado três sistemas de deformação, o que teria gerado uma superposição cinemática, explicando em parte as discussões sobre cinemática do sistema.

Entre os modelos cinemáticos propostos, ainda-se destaca o de Campanha (2002), o qual interpreta que as estruturas da região teriam sido geradas em processos tectônicos associados a uma convergência oblíqua das placas durante a convergência e fechamento oceânico. Este processo teria resultado na materialização da Zona de Cisalhamento Lancinha. Passareli et al. (2010) ressaltam ainda que as zonas de escape lateral teriam gerado uma componente oblíqua, e esses ajustes tectônicos culminariam em zonas transpressionais que ocorreram entre 590~560 Ma na porção centro-oeste da Província Mantiqueira e entre 625~595 Ma na porção sul da faixa.

Quanto às reativações, uma das feições que comprovam esses processos tardios é a deformação de seixos da Formação Camarinha (Fassbinder, 1990). Cordani et al. (1984) e Zalán et al. (1986) consideram que a Falha da Lancinha tem prolongamento sob a Bacia do Paraná.

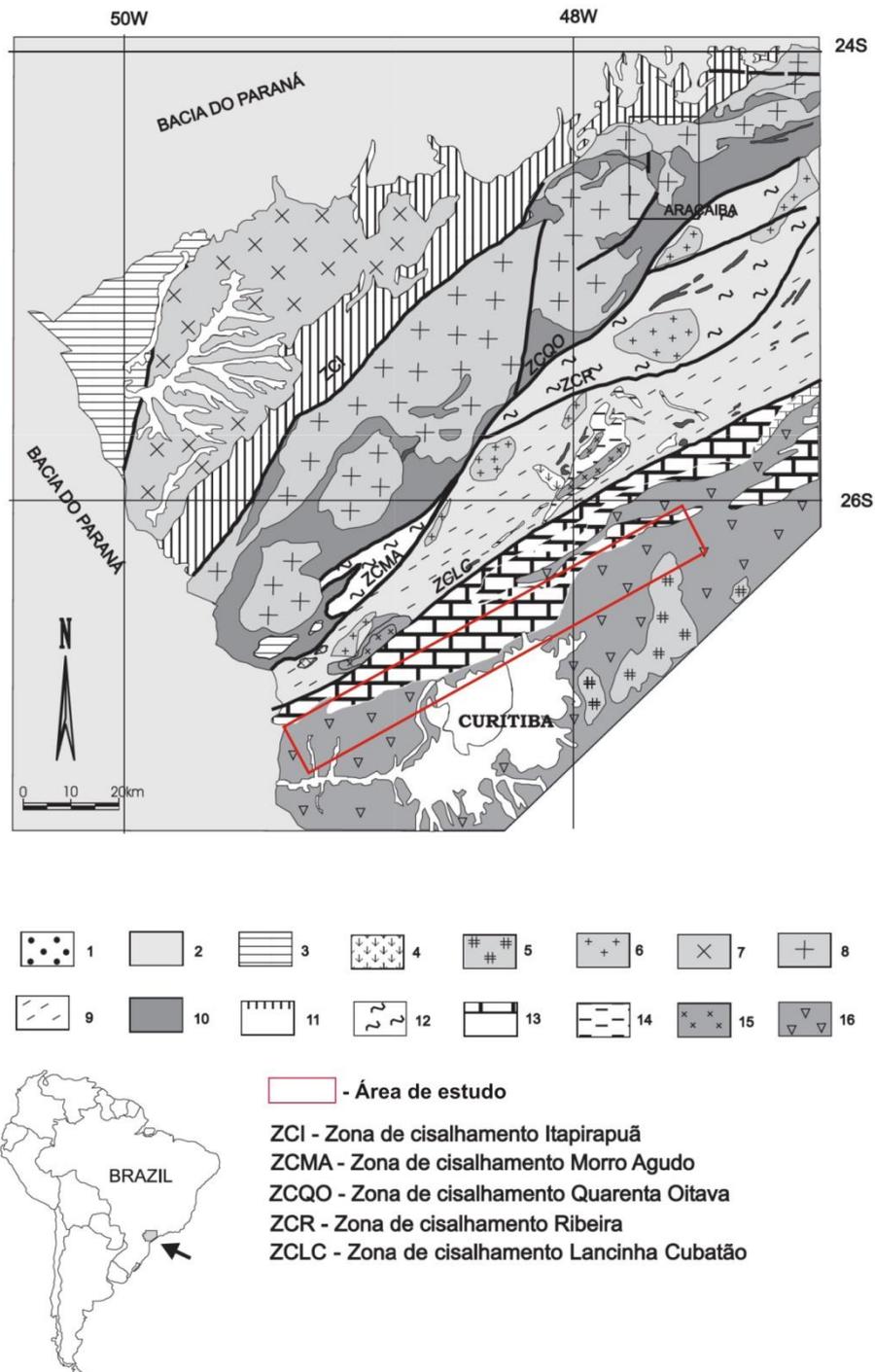


Figura 3.5 - Principais lineamentos e unidade geológicas e tectônicas do pré-cambriano do Paraná: 1) Sedimentos Quaternários, 2) Bacia do Paraná, 3) Bacias de Ante-País (Grupo castro a NW e Grupo Camarinha a SW), 4) Sienito Tunas, 5) Complexo Costeiro, 6) Granitóides sin a pós-colisionais, 7) Batólito Cunhaporanga, 8) Batólito Três Córregos e outros associados, 9) Formação Votuverava, 10) Formação Água Clara, 11) Grupo Itaiacoca, 12) Sequências Lajeado e Antinha, 13) Formação Capiru, 14) Sequências Perau e Betara, 15) Granitóides Alcalinos e Cálcio-alcalinos deformados, 16) Complexo Atuba. Modificado de Weber et al.(2004).

4. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA ÁREA

4.1 Considerações Gerais

A geomorfologia consiste no estudo sistemático das formas da paisagem. É uma ciência que integra conhecimentos de diversas áreas, tais como geografia física, hidrografia, pedologia, além da geologia. Esta integração com a ciência geológica possibilita considerações sobre as influências do substrato geológico na configuração do relevo, como também das relações entre a natureza das rochas e a ação intempérica.

Entende-se como paisagem uma superfície resultante da síntese de um sistema complexo e dinâmico, onde diferentes fatores naturais interagem e evoluem em conjunto segundo Keller & Pinter (1996).

Ainda segundo os autores, dos principais fatores que regem o desenvolvimento da paisagem encontram-se o clima e a geologia. Quando há a influência de processos tectônicos, esta aplicação passa ser denominada de morfotectônica, que nada mais é que a utilização de princípios geomorfológicos como ferramenta para avaliar a evolução da paisagem associada aos processos tectônicos.

A Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC) é uma estrutura de expressão morfoestrutural, que embora já cartografada em trabalhos regionais da década de 80, ainda não havia recebido um estudo detalhado no qual pudesse ser descrita e caracterizada. Sua delimitação geomorfológica é facilmente visualizada por meio de sensores remotos, tanto em fotografias aéreas quanto imagens de satélite. Desta forma, a análise morfoestrutural aplicada na área de estudo serviu como ferramenta para a caracterização da ZCC em macro escala.

Apesar de muitos fatores condicionarem a morfologia de uma região, é necessário conhecer também os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura. Esses conceitos são fundamentados na premissa penckiana a qual propõem que o modelamento do relevo terrestre é produto de forças endógenas e exógenas, de acordo com Penck¹.

¹ 1924 apud Saadi, 1995.

Gerasimov & Mescherikov (1968) definiram morfoestrutura como sendo uma feição geomorfológica regional ou estrutura geológica ligada principalmente aos processos endógenos, sendo possivelmente produto de processos tectônicos. Essas feições correspondem a estruturas de meso a mega escala, podendo facilmente ser observadas em imagens de satélite. Ainda segundo os autores, as feições chamadas de morfoescultura se diferem das feições morfoestruturais, pois apresentam sua gênese direcionada a escalas menores, sendo influenciada diretamente pelos processos exógenos, tais como erosão, intemperismos químico e físico entre outros.

O presente trabalho teve como objetivo definir o padrão morfoestrutural com base na morfologia e na esculturação da paisagem da área de estudo nas escalas 1:500.00 e 1:200.000. Para isso foram analisados padrões de drenagem e suas anomalias, além da confecção de modelos digitais de elevação de terreno para análise da morfoestrutura propriamente dita. Foram analisados também os alinhamentos de relevo NE-SW, onde há encaixe de drenagens.

4.2 A Geomorfologia do Estado do Paraná

O relevo do Paraná foi dividido por Maack (1981) em cinco zonas orográficas principais, onde foram considerados como agentes responsáveis pela modelagem geomorfológica da região os movimentos epirogênicos, os sistemas hidrológicos e principalmente as alterações climáticas. Desta forma o relevo do Paraná foi classificado em: 1) Zona Litorânea; 2) Serra do Mar; 3) Primeiro Planalto (Planalto Curitiba); 4) Segundo Planalto e 5) Terceiro Planalto, como mostra a Figura 4.1.

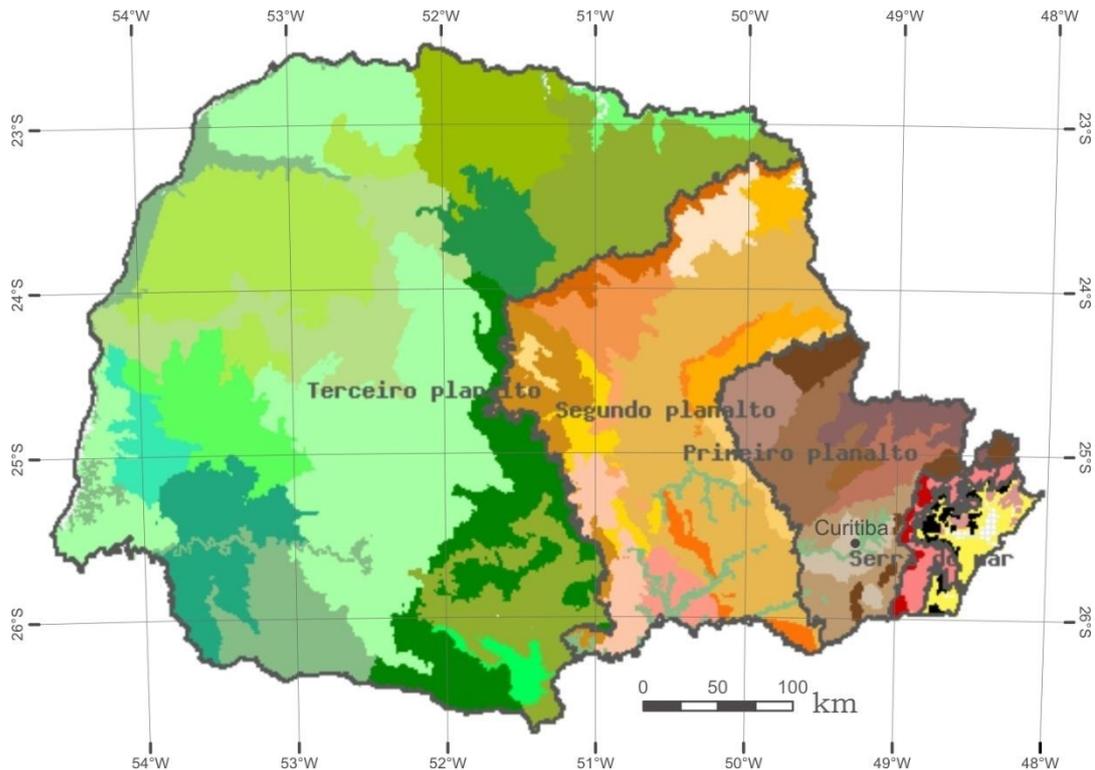


Figura 4.1: Mapa Geomorfológico do Estado do Paraná e a compartimentação orográfica proposta por Maack, 1981. Atlas geomorfológico do Estado do Paraná, 1:250.000. - MINEROPAR, 2006.

Na maior parte dos trabalhos pioneiros sobre geomorfologia do Paraná, tal como os trabalhos de Bigarella e de Maack, os autores concordam com a hipótese de o clima ter sido o principal responsável pela modelagem da paisagem, devido à alternância de climas úmidos e secos. Ab'Saber e Bigarella (1961) sistematizaram a compartimentação geomorfológica e paisagística do estado do Paraná, firmados na teoria de que não havia influência da tectônica nos processos de aplainamento da região e sim agentes morfoclimáticos. Para esses autores essas superfícies demarcam eventos erosivos que atuam desde o Cretáceo Superior.

Segundo Canali e Muratori (1981), o Primeiro Planalto Paranaense corresponde a uma superfície de erosão esculpida sobre um antigo “tronco” de dobras, arcabouço esse já descrito por Maack (1947).

Bigarella & Salamuni (1958) descrevem que os terrenos localizados a norte e noroeste de Curitiba, referentes às rochas metassedimentares do Grupo Açungui, apresentam um relevo semelhante ao do tipo apalacheano, baseado entre outros fatores, no paralelismo de cristais e vales, originados a partir de total aplainamento de estrutura dobrada. Já os terrenos a sul e sudeste de Curitiba, referentes às

rochas cristalinas do Complexo Atuba e aos sedimentos da Bacia de Curitiba, configuram numa paisagem de ondulação suave, cortada pelo rio Iguaçu e seus afluentes.

Salamuni (1998) propõe uma estruturação morfotectônica para a Bacia de Curitiba. O autor delimita domínios geomorfológicos locais, correspondentes a zonas homólogas ou áreas que possuem as mesmas características morfológicas. A área de pesquisada esta inserida entre os domínios III, e V, como destaca a Figura 4.2.

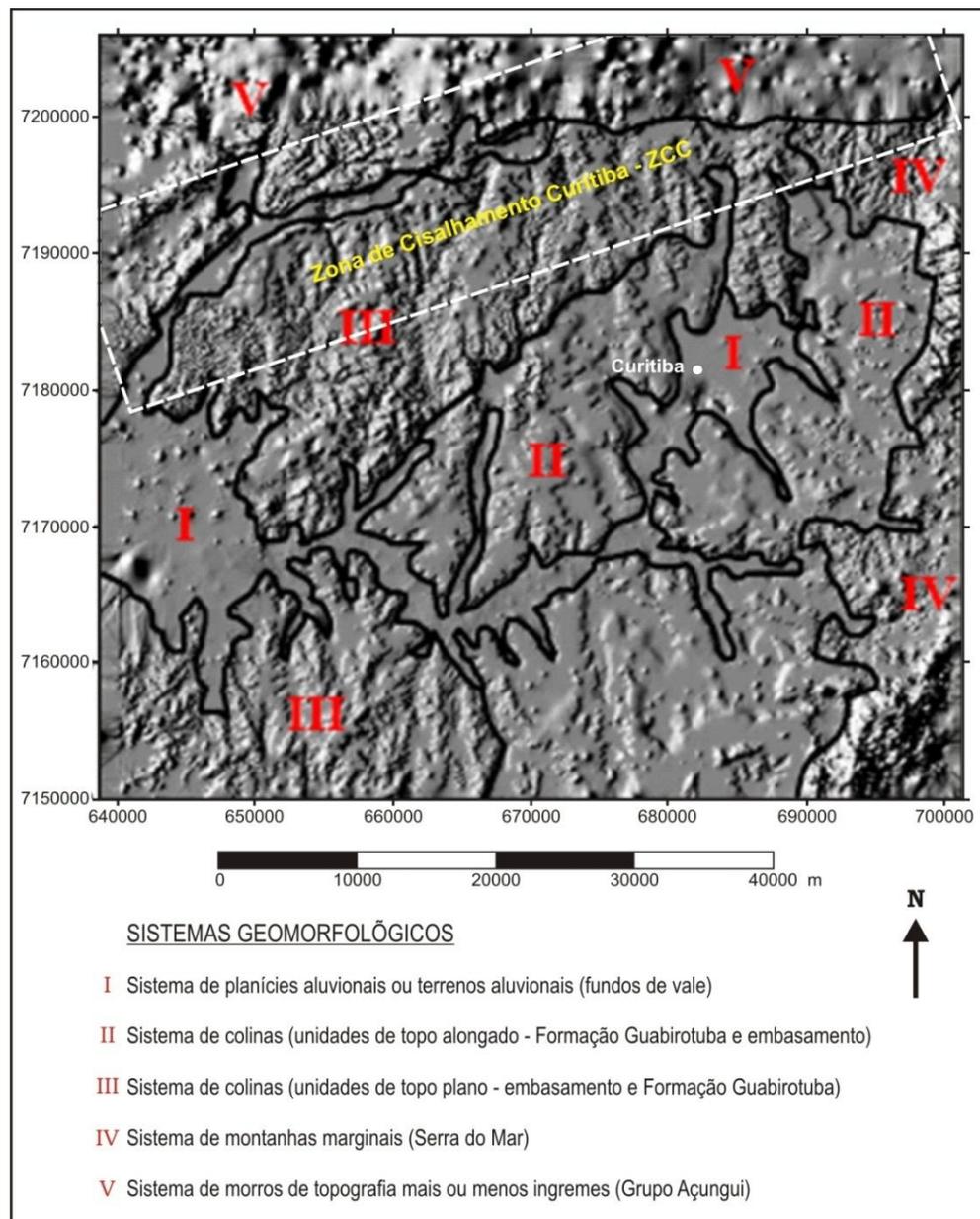


Figura 4.2: Domínios Geomorfológicos da Bacia de Curitiba, adaptado de Salamuni, 1998. A área de estudo se encontra no limite entre os domínios III e V.

Estes sistemas de relevo são representados por:

- I) Sistema de planície ou terrenos aluvionares;
- II) Sistema de colinas (unidade de topo alongado);
- III) Sistema de colinas (unidade de topo plano);
- IV) Sistema de montanha;
- V) Sistema de morros;

De acordo com Mineropar/UFPR (2006), as unidades morfoestruturais na área da Folha de Curitiba são: 1) Bacia Sedimentar Cenozoica; 2) Depressões Tectônicas e 3) Cinturão Orogênico do Atlântico. No mesmo trabalho, ainda são definidas as unidades morfoesculturais, sendo: 1) Planícies; 2) Primeiro Planalto Paranaense; 3) Rampas de Pré-Serra e 4) Morros Isolados (Figura 4.3).

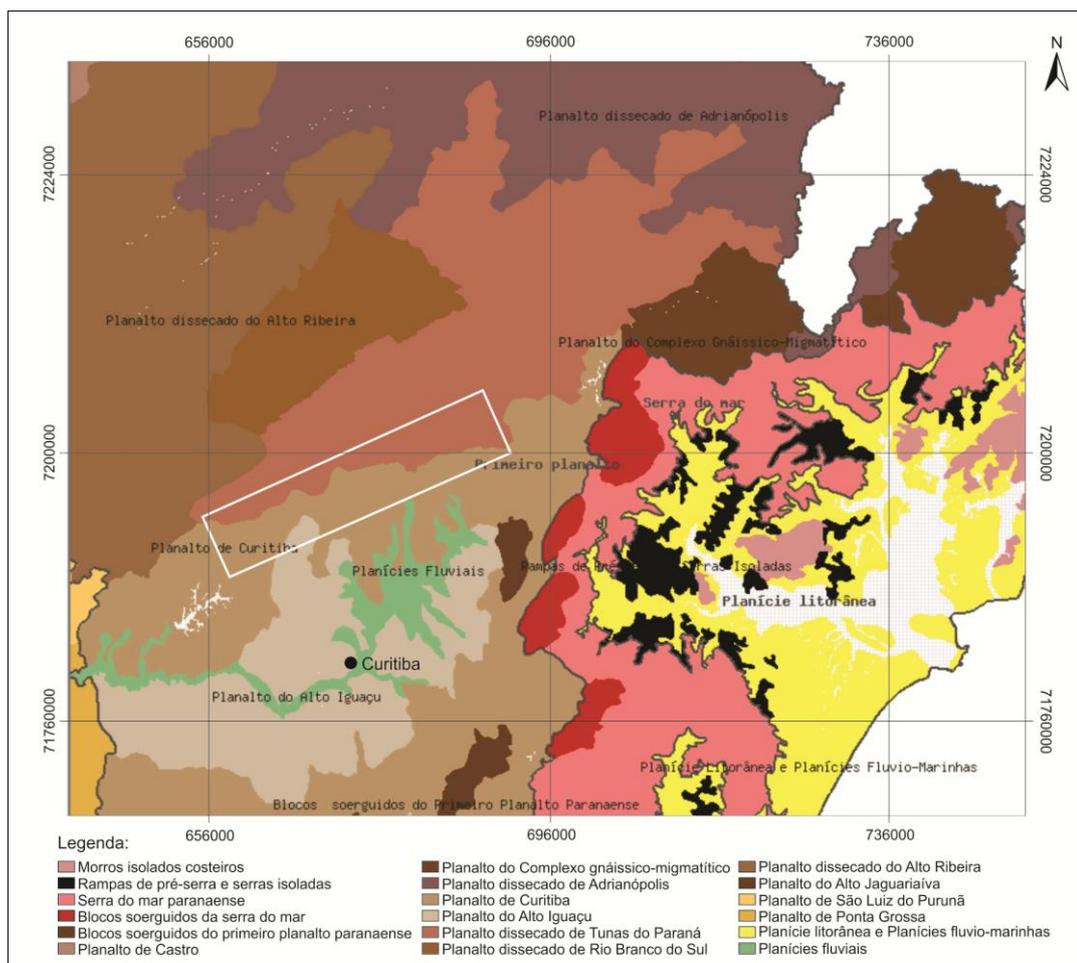


Figura 4.3: Unidades morfoesculturais referentes ao Primeiro Planalto Paranaense. MINEROPAR/UFPR, 2006. A área foco de estudo esta representada pelo retângulo branco.

4.3 Geologia e Morfogênese

A Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC) corresponde a uma morfoestrutura alinhada sentido NE-SW, com cerca de 80 km de extensão, localizado na borda oeste da Bacia de Curitiba. Ela ocorre desde a escarpa de São Luiz do Purunã, borda ocidental da Bacia do Paraná, até próximo ao Vale do Ribeira, norte da Serra do Capivari.

Situa-se próximo ao limite entre dois grupos de rochas cronoestratigraficamente distintos – Grupo Açungui (Proterozóico Médio e o Superior) e Complexo Atuba (Proterozóico Inferior). As rochas da região estão inseridas na Faixa Ribeira, que compreende um complexo cinturão de dobramentos e empurrões gerado no Neoproterozóico. Infere-se neste trabalho que a Zona de Cisalhamento Curitiba possa fazer parte da estruturação do Sistema de Transcorrência Lacinha (STL) originalmente definido por FIORI et al. 1987a, 1987b.

Dentro do contexto morfoestrutural, não se sabe ao certo o momento exato da instalação da ZCC. Há a possibilidade tanto dela ter sido instalada antes do fechamento da Bacia Açungui quanto dela ter sido produto de uma reativação rúptil pós orogênese.

Um modelo de evolução geomorfológica para o Estado do Paraná foi proposto por Bigarella (1968). Neste trabalho o autor propõe que os empurrões gerados no Neoproterozóico fizeram com que os metassedimentos do Grupo Açungui cavalgassem sentido NW, às margens do embasamento (Complexo Atuba), dando origem na época a uma cadeia de montanhas não muito alta. Ainda no mesmo período ocorriam intrusões graníticas associadas a eventos transpressionais, e que contribuíam com o soerguimento desses terrenos.

Durante o Devoniano, após o período de acreção de massas, a região teria passado por um longo período de erosão, dando origem a um extenso peneplano, que foi posteriormente coberto por sedimentos marinhos ao longo de uma sucessão de eventos de transgressão e regressão marinha, posteriormente encobertos por depósitos glaciais.

Ainda segundo o autor, no período Mesozóico, o clima árido e a erosão contínua e intensa teriam dado origem a um extenso deserto. Já durante o período Juro-cretáceo, movimentos epirogênicos - em resposta a ruptura do Gondwana -

passaram a soerguer a região, dando início às intrusões vulcânicas, responsáveis pelo enxame de diques NW que cortaram praticamente todas as estruturas anteriores, inclusive a zona de cisalhamento em estudo. Em resposta morfogênica ao soerguimento da região, conhecido também como Arco de Ponta Grossa, as rochas mais antigas teriam sido expostas, e erodidas concomitante ao soerguimento. É neste cenário, referente ao final do Cretáceo, onde houve a instalação do clima úmido, foi onde se desenvolveu a paisagem observada nos dias de hoje.

4.4 Aspectos geomorfológicos e morfoestruturais

A área de estudo situa-se entre as sub-unidades morfoesculturais do Planalto de Curitiba e do Planalto Dissecado de Tunas do Paraná (MINEROPAR/UFPR, 2007), inseridas na unidade geomorfológica Primeiro Planalto Paranaense (Maack, 1981).

Em particular, a ZCC limita dois compartimentos morfoestruturais distintos. Os compartimentos morfoestruturais neste caso podem ser também comparados a domínios geomorfológicos (zonas homólogas), e serão denominados neste trabalho como *Domínios geomorfológicos I e II* (Figura 4.5).

4.1 Domínio Geomorfológico I

Localizado na porção noroeste da área, esta zona homóloga representa a unidade morfoestrutural atribuída às rochas metavulcanosedimentares do Grupo Açungui. De acordo com Mineropar/UFPR (2006) encontra-se sobre o compartimento morfológico denominado de Planalto Dissecado de Tunas do Paraná. Tem como principal agente modelador de sua paisagem os fatores estruturais.

Sob o ponto de vista geomorfológico, o terreno é na sua maioria colinoso. Ressaltam na topografia pequenas cristas estreitas e alongadas segundo direção NE-SW a NW-SE, em geral composta de rochas como filitos ou quartzitos que ocorrem intercalados com mármore dolomíticos. Também nesse local são comuns

feições de relevo cárstico, assim como diques que assinam na paisagem vales com orientação NW (Bigarella, 1967; Salamuni, 1998).

O mapa hipsométrico mostra que esta porção setentrional da área apresenta altitudes variáveis entre 1250 e 860m (Figura 4.4).

Quanto à inclinação das vertentes, observa-se que nos altos cursos de drenagens desenvolvem-se vales em forma de V, em geral relacionados às rochas mais resistentes como quartzitos e filitos, e a ação intempérica sobre estruturas como fraturas e falhas. Os cursos médios apresentam vertentes suavizadas pela dissecação, formando um relevo colinoso, de fundo plano, onde é comum a ocorrência de banhados.

Controlada por fatores estruturais e litológicos, as drenagens seguem um padrão do tipo misto, ou seja, ora dendrítica ora sub-paralela, associada respectivamente aos diques, foliação, planos de falha e localmente por dobras (Figura 4.6). Por outro lado, nas rochas meta-calcárias, a drenagem se apresenta intermitente, devido aos rios subterrâneos e das diversas cavernas encontradas na região. Além disso, apresenta baixa assimetria nas porções sudoeste e noroeste da área, em detrimento a porção nordeste onde ocorrem as rochas meta-calcárias, que refletem de uma assimetria moderada

A densidade da rede de drenagem também varia, sendo ligeiramente mais densa no sudoeste, e menos densa no norte. Isso ocorre provavelmente devido às diferenças de permeabilidade dessas rochas (filitos a sudoeste e metacalcários a norte). De fato, o aumento da resistência em rochas aparentemente permeáveis se deve a quantidade de quartzo ou silicificação, comumente observada ao longo de zonas de cisalhamento.

4.4.2 Domínio Geomorfológico II

Localizado na porção sudeste da área, esta zona homóloga representa a unidade morfoestrutural correspondente às rochas do embasamento do Complexo Atuba e aos sedimentos da Bacia de Curitiba. De acordo com Mineropar/UFPR (2006), observam-se três compartimentos morfológicos: 1) Planalto Curitiba; 2) Planalto Alto Açungui e 3) Planícies Fluviais. A direção geral da morfologia varia entre N-S e NW-SE.

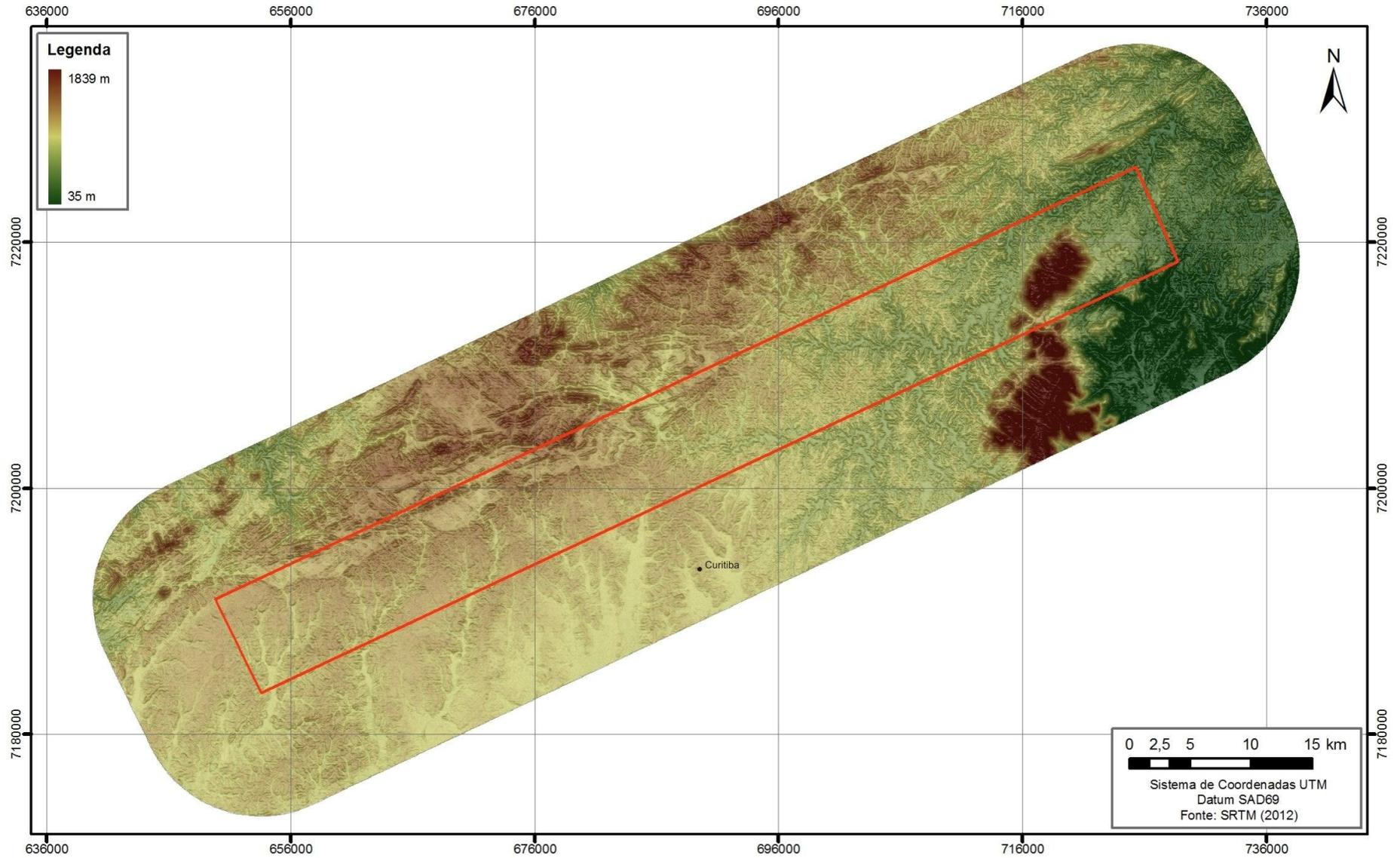


Figura 4.4: Mapa Hipsométrico. O retângulo vermelho delimita a área de estudo

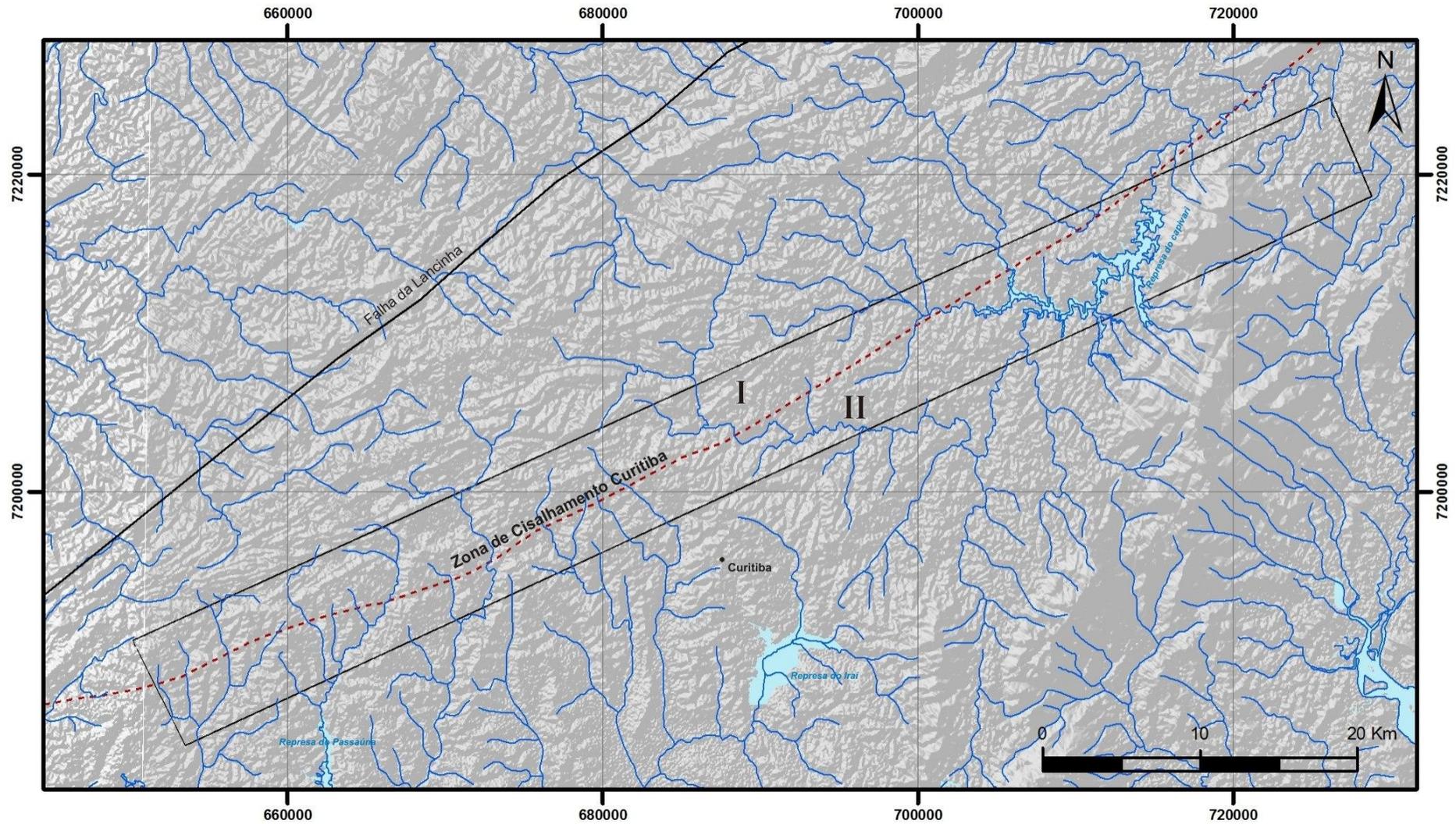


Figura 4.5: Mapa de drenagens 1:250.000. I e II) Domínios geomorfológicos. Fonte: adaptado de (ITCG) - Mapa hidrográfico do Estado do Paraná.

O Domínio geomorfológico II caracteriza-se, em quase toda sua extensão, pelo menos ao que compete às rochas cristalinas, por um relevo ondulado com topos alongados e aplainados e vales em V. As vertentes convexas são típicas de clima quente, formadas devido à redução de capacidade de transporte do sistema fluvial, que contribui com o acúmulo de material na base das vertentes. Isso se deve, entre outros fatores, a baixa permeabilidade dessas rochas, neste caso gnaisses-migmatíticos do Complexo Atuba.

O relevo suave desta unidade contrasta fortemente com a topografia íngreme do domínio geomorfológico adjacente. O mapa hipsométrico mostra que esta porção meridional da área apresenta altitudes variáveis entre 1070 e 860m (Figura 4.4).

Controlada por fatores estruturais e litológicos, a drenagem segue um padrão do tipo misto, ora dendrítica a sub-paralela, ora retangular. Os principais controladores do sistema fluvial são respectivamente as fraturas/diáclases e os diques.

A feição de relevo mais notável desta unidade são segmentos N-S, que controlam os principais cursos de drenagens. A assimetria em geral é baixa, com exceção da porção central, onde esta característica é mais acentuada. Outra particularidade é em relação ao ângulo de junção na parte nordeste da área que apresenta ângulo reto, diferentemente das outras porções da área

A densidade da rede também varia, sendo mais densa a oeste e sudoeste, e menos densa na porção central da área, onde estão dispostos os sedimentos da Bacia do Curitiba.

4.4.3 Porção central da área – a Zona de Cisalhamento Curitiba

A zona de cisalhamento em estudo está concentrada em uma faixa de cisalhamento dúctil-rúptil que apresenta traço retilíneo e ângulo de mergulho subvertical, em geral para NW.

Disposta próxima a faixa que limita os domínios geomorfológicos descritos, tem como feição geomorfológica mais notável os segmentos NE-SW, E-W e N-S, tais como vales e cristas alongadas, paralelos à zona de cisalhamento.

O padrão de drenagem segue um padrão do tipo misto, variando de dendrítica, subparalela a retangular, apresenta assimetria baixa, com exceção da porção nordeste.

Analisando o padrão de drenagem e o mapa hipsiométrico foi possível identificar que a ZCC controla em partes a drenagem. Isso se deve principalmente pela concentração de falhas, fraturas e clivagens, que facilitam a percolação de fluídos e aceleram o processo de erosão. Isto faz com que haja um aumento significativo da densidade de drenagem, sobretudo na porção sudoeste.

4.5 Discussões

As análises dos dados morfoestruturais apontam que o modelamento da paisagem local está quase sempre relacionado com o padrão estrutural observado na região, com planos de foliação, dobras, alinhamentos estruturais, assim como falhas/fraturas, principalmente no que se refere ao *domínio geomorfológico I*.

O fato de estas estruturas estarem associadas a grandes faixas erosivas, inclusive a faixa onde se concentra a Zona de Cisalhamento Curitiba, pressupõe-se que as mesmas serviram como indutoras do processo da dissecação do terreno e, portanto, da mudança da paisagem nos últimos 10 Ma.

É possível que durante o Mesozóico tenha ocorrido a reativação do Sistema Lancinha (Fiori, 1985), esta informação levaria a crer que parte das feições geomorfológicas mais resistentes aos intemperismo poderia ter sido influenciada por este evento. Isso acarretaria, de certa forma, no aumento do gradiente erosivo ao longo da Zona de Cisalhamento Curitiba, caracterizando-a com uma feição de relevo negativa em destaque na região, quando comparada as feições de relevo pertencentes aos domínios geomorfológicos I e II.

5. GEOLOGIA DA ÁREA

A Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC) corresponde a uma faixa de espessuras que variam de quilômetros a algumas dezenas de metros, onde há superposição de evento dúctil e rúptil. À sudoeste da área, a ZCC constitui-se numa descontinuidade que limita os metassedimentos do Grupo Açungui (em particular os da Formação Capiru) e as rochas do Complexo Atuba (Figura 5.1). Em ambas unidades notam-se importantes variações estruturais impressas pela ZCC.

Por se tratar de uma área extensa e de complexidade estrutural (principalmente em relação à superposição de eventos deformacionais desde o Proterozóico inferior), procurou-se delimitar a área de possível influência da ZCC, buscando realizar a caracterização geométrica desta zona de cisalhamento, bem como no comportamento heterogêneo das diferentes unidades litológicas nas quais incide. Do ponto de vista descritivo, preocupou-se em diferenciar as estruturas derivadas do cisalhamento dúctil das estruturas derivadas do cisalhamento rúptil, que são preliminares no contexto da evolução tectônica regional.

Neste capítulo, serão abordados os aspectos litotípicos macro e microscópicos das principais unidades geológicas reconhecidas e amostradas da área, assim como dos tectonitos produtos da deformação rúptil desenvolvida pela ZCC. Serão descritas inicialmente rochas das quais não sofreram deformação imposta pela ZCC, seguida então da descrição das rochas que apresentaram tal deformação, ou seja, que se encontram dentro da zona de influência da ZCC.

Desta forma, sempre que possível, é feita uma correlação das texturas observadas em lâmina (bandamento gnáissico, foliação milonítica, xistosidade e clivagem de fratura) com os eventos deformacionais impressos na área.

5.1 Descrições das unidades de mapeamento – fora da zona de influência da ZCC

5.1.1 O Complexo Atuba

O Complexo Atuba se insere no âmbito da Microplaca Curitiba, que limita a noroeste os Grupos Açungui e Setuva – por meio da Zona de Cisalhamento Curitiba e a sudeste os gnaisses granulíticos da Microplaca Luis Alves (Basei et al., 1998).

Na região do estudo, as rochas do Complexo Atuba perfazem cerca de 65% da área, sendo verificadas a sudoeste e sudeste da ZCC (Figura 5.1), e encontram-se parcialmente alteradas ou ocorrem na forma de regolitos. De forma geral, predominam gnaisses bandados migmatizados, representados principalmente por biotita-anfibólio-gnaisses contendo leucossomas de composição tonalito-granodiorítica, além de graníticas.

Ocorrem ainda paragnaisses, quartzitos de granulação variada, quartzo xistos, micaxistos, anfibolitos, gnaisses-granitos e ainda granulitos, tal como descritos por Bigarella e Salamuni, (1959); Fuck et al. (1971), Batola Jr. et al. (1981) e Siga Jr. et al. (1990).

5.1.1.2 Feições Macroscópicas

As rochas do Complexo Atuba representam terrenos relativamente profundos, de idade paleoproterozóica (2.000 ± 200 Ma), que sofreram metamorfismo de fácies anfibolito ao serem acrescidas à borda da Microplaca Luiz Alves durante o Neoproterozóico (600 ± 20 Ma) (Siga Jr. et al., 1990; Basei et al. 2000, Hanara et al. 1997).

Embora a assembléia mineralógica seja variada, os principais minerais constituintes são plagioclásio, anfibólio, piroxênio e quartzo. Além disso, a presença de recristalização de muscovita; biotita derivada de hornblenda e quartzo de segunda geração seriam indicativos de retrometamorfismo de fácies xisto-verde (Basei et al., 1990, Siga Jr. et al.; 1995).

Essas rochas apresentam texturas que podem variar entre granolepidoblástica, granonematoblástica a protomilonítica. É comum a intercalação de bandas melanocráticas (biotita e anfibólio) e bandas leucocráticas (quartzo-feldspáticas) de granulação média. No geral, ambas as bandas atingem espessuras

milimétricas a centimétricas, dispostas em planos irregulares ou localmente dobrados.

A assembléia mineralógica é composta predominantemente por quartzo, hornblenda, plagioclásio, K-feldspato, piroxênio e granada, além de minerais acessórios como apatita, alanita, zircão e opacos. Esses minerais encontram-se estirados e/ou alongados, ao longo da foliação Sn, que pode variar, dependendo da litologia, em xistosidade nos xistos, bandamento gnáissico nos gnaisses e localmente em foliação milonítica (Althoff et al., 1991).

Ainda que pouco estudada, é possível identificar uma foliação pouco preservada, definida como Sn-1 por Salamuni (1998). Esta foliação corresponde a uma superfície planar levemente anastomosada ou crenulada pela superfície Sn. Ainda segundo o autor, a Sn-1 poderia ser considerada como “pré-tectônica”.

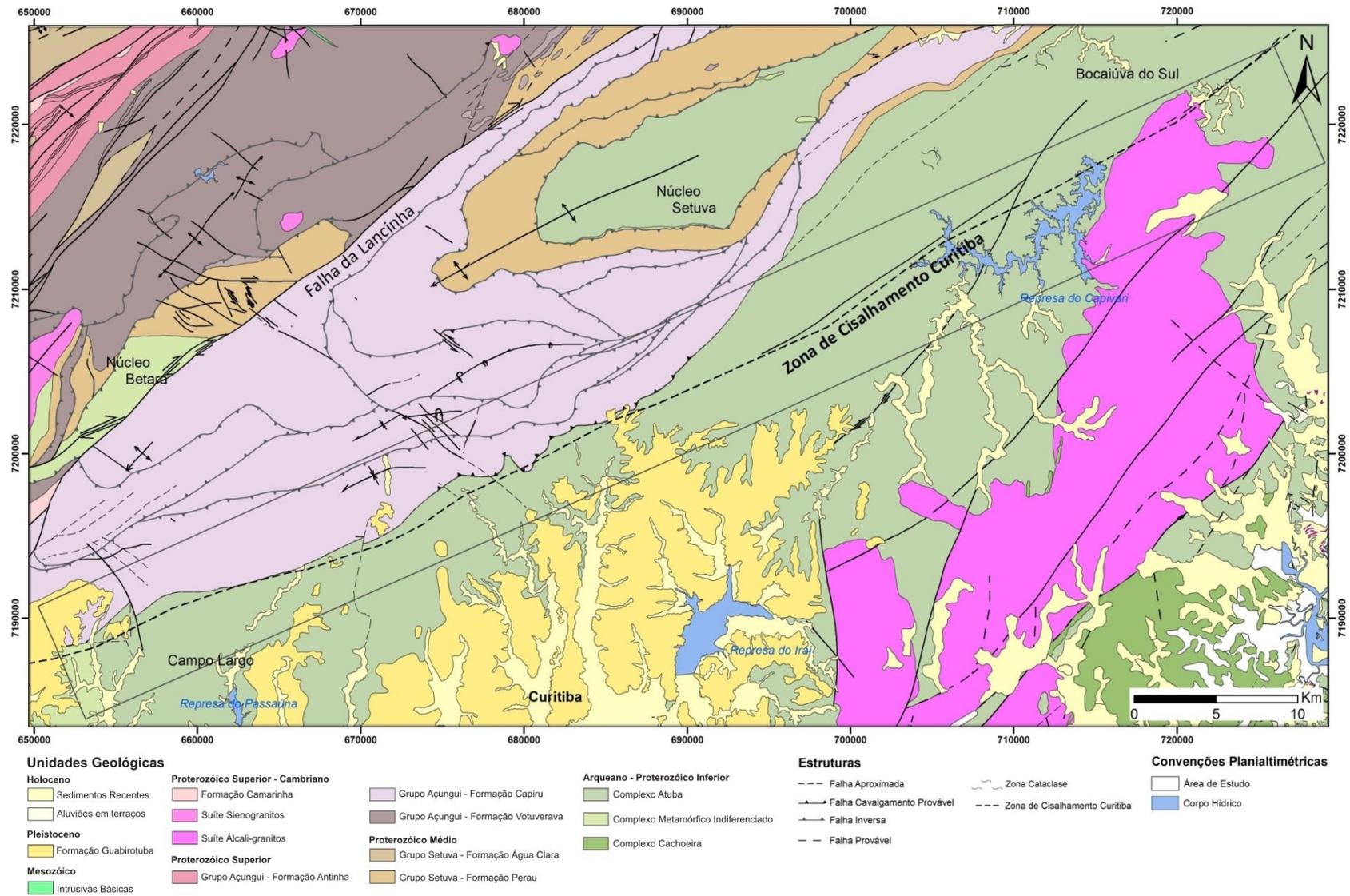


Figura 5.1: Mapa Geológico da região onde se encontra a área de estudo (Modificado de MINEROPAR, 2006).

Do ponto de vista estrutural, essas rochas estão orientadas preferencialmente na direção NE, e subordinadamente N-S, e apresentam mergulhos baixos na grande maioria (Figura 5.2), tanto para NW quanto para SE, podendo ser altos próximos as zonas de cisalhamento.



Figura 5.2: Biotita-anfibólio-gnaisses – Pedreira do Atuba, Curitiba-Pr. (Foto: E.Salamuni)

5.1.1.3 Feições Microscópicas

As análises petrográficas das rochas referentes aos pontos FG-093 e FG-063 (Figura 2.1), localizadas fora da zona de influência da ZCC, indicam uma paragênese constituída por quartzo, hornblenda, plagioclásio, K-Feldspato, mica branca e apatita como mineral acessório. Essas rochas apresentam textura granolepidobástica, granulação média, onde os porfiroclastos quartzo-feldspáticos, assim como os cristais de hornblenda, estão dispostos segundo planos irregulares, definindo assim uma superfície Sn. A grande porcentagem dos cristais de hornblenda tem suas bordas alteradas, contudo não foi possível identificar o produto desta alteração.

O quartzo ocorre preferencialmente como porfiroclastos e apresenta forma subédrica a anédrica e se encontra disposto paralelamente à foliação gnáissica Sn. Nele observa-se extinção ondulante, nucleação, migração do limite de grão, como mostra a Figura 5.3.

Além do quartzo, a superfície Sn é demarcada pela presença de mica branca que ocorre como produto da sericitização do K-feldspato. O desenvolvimento de feições como migração de limite de grãos em K-Feldspato, assim como lamelas de deformação do tipo “*chamas*” em plagioclásios, mostram que essas rochas sofreram metamorfismo de fácies xisto verde através do processo de recristalização dinâmica.

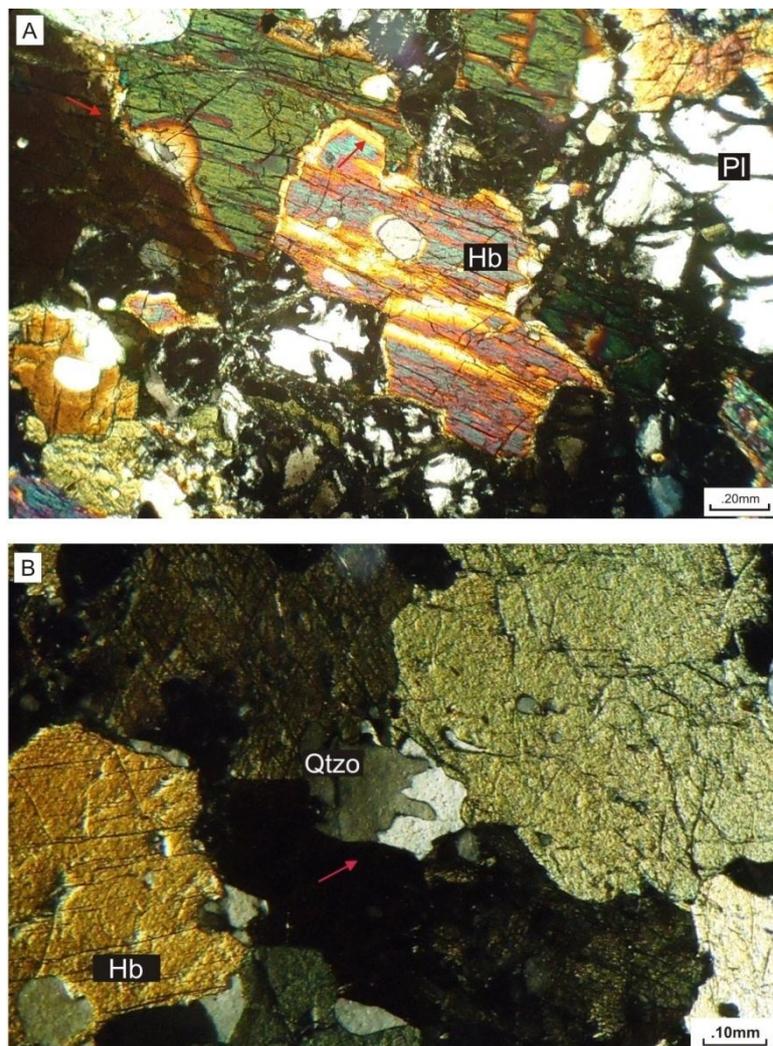


Figura 5.3: Fotomicroscopia: A) Bordas de alteração nos cristais de hornblenda indicando processo de retrometamorfismo no ponto FG-093 (10x, nicóis cruzados); B) Migração do limite de grão em porfiroclasto de quartzo (10x, nicóis cruzados). Os mecanismos de deformação observados em B são característicos do processo de recristalização dinâmica.

5.2 O Grupo Açungui – Formação Capiru

O Grupo Açungui também se insere no âmbito da Microplaca Curitiba (Basei et al., 1998; Siga Junior, 1995) e limita a sudeste as rochas do Complexo Atuba - através

da Zona de Cisalhamento Curitiba (Figura 5.1). Dentre as unidades do Grupo Açungui, apenas a Formação Capiru foi identificada ao longo da área de estudo, sendo considerado como a única unidade metassedimentar do grupo afetada pela ZCC.

A Formação Capiru é representada, na grande maioria, por filitos, metassiltitos, podendo ocorrer pontualmente quartzitos, tal como descritos por Bigarella e Salamuni, (1956); Marini et al. (1967); Scholl, (1981); Hasui et al. (1984); Fiori, (1985c) e Soares, (1987).

5.2.1 Feições Macroscópicas

Os filitos perfazem 35% da área, apresentando-se com colorações em tons de cinza claro avermelhado a cinza amarelado e se encontram alterados. Embora a granulação fina destas rochas dificulte a identificação macroscópica dos seus constituintes minerais, os filitos e xistos são compostos essencialmente por sericita, quartzo, clorita, biotita, feldspato, sendo comum a presença de opacos. Apresenta textura lepidoblástica, com níveis milimétricos a submilimétricos dispostos em planos anastomosados ou localmente crenulados. Fora da área de influência da Zona de Cisalhamento Curitiba, apenas a foliação Sn foi identificada, por vezes, estruturas sedimentares reliquiares ainda preservadas.

A foliação Sn, formada por meio de cisalhamento dúctil-rúptil, é definida como uma clivagem ardosiana, disposta de forma paralela a subparalela ao acamamento S0. Seus planos são normalmente tabulares ou levemente anastomosados de médio a alto ângulo, orientados segundo ENE, N10E e EW e, mas raramente ainda alternando-se entre as direções N10W a N20W, com mergulhos que podem variar entre NW e N-S (Fiori et al., 1987b).

Ainda segundo o autor, a Sn está associada a zonas de cisalhamento dúctil de baixo a médio ângulo, de direções SSW-NNE e WSW-ENE, desenvolvidas durante a deformação D1, referente ao Sistema de Cisalhamento Açungui (SCA).

A Sn pode ainda apresentar intercalação de níveis de cores diferentes, variando de cinza - escuro a avermelhada, sendo por muitas vezes confundida com bandamento composicional S0. Em alguns locais onde houve pouca deformação, pode se observada gradação granulométrica e estruturas cruzadas de pequeno porte, como ocorre nos pontos FG- 056 e FG-033 (Figura 5.4a).

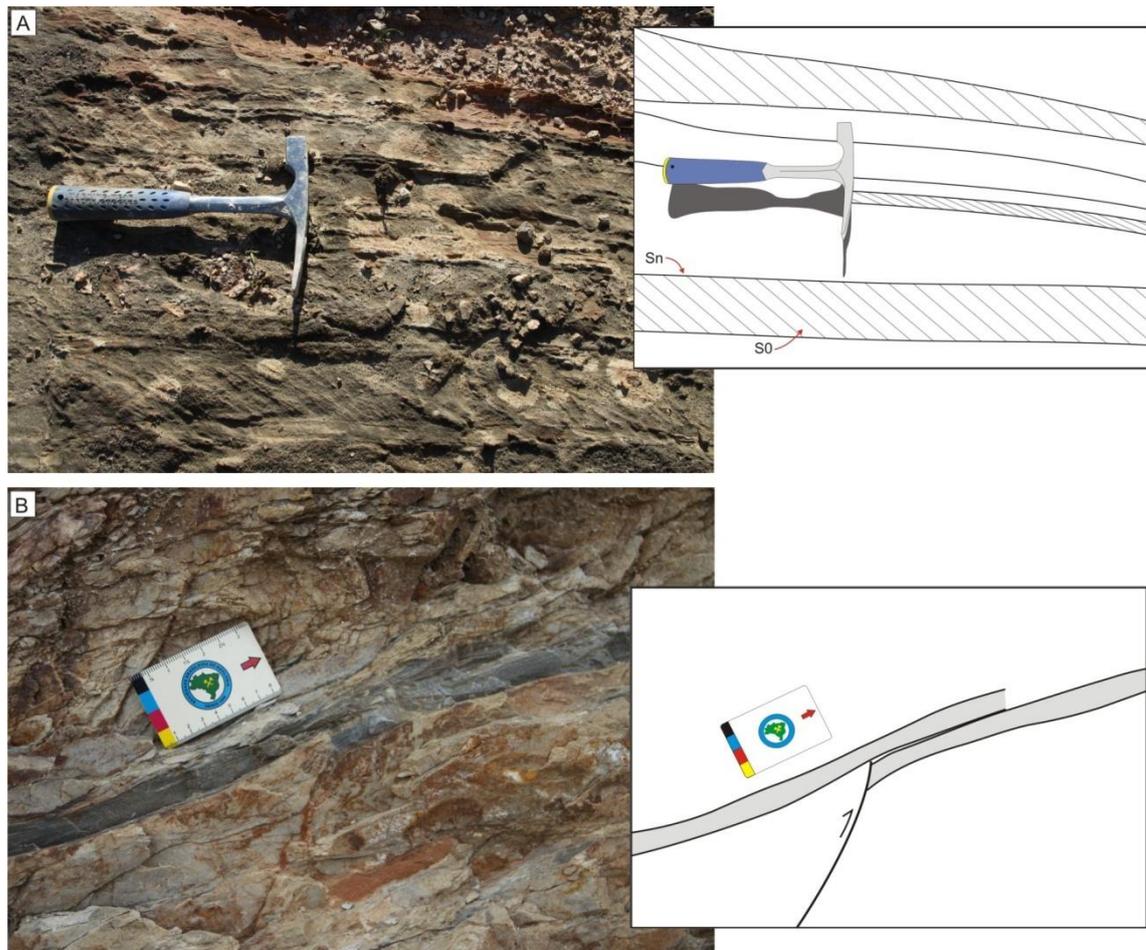


Figura 5.4: A) Estrutura sedimentar do tipo cruzada planar, indicando preservação do acamamento S₀; B) Estrutura do tipo duplex em metarenitas da Formação Capiru.

Em relação às estruturas formadas a partir de cisalhamento dúctil a dúctil – rúptil, são facilmente observadas dobras de arrasto (*shear folds*) com vergência para S-SE e dobras fechadas e dobras abertas (Figura 5.5), feições de retrocavalgamento e clivagem plano axial (Fiori, 1987, 1991). As dobras se desenvolvem principalmente na superfície S_n, apresentam eixos que variam de sub-horizontais (paralelos a subparalelos a foliação principal S_n) a subverticais. Pontualmente encontram-se estruturas do tipo *duplex* (FG-79 e FG-80) como mostra a figura 5.4b.



Figura 5.5: Dobras abertas na Formação Capiru.

Devido ao pronunciado intemperismo atuante nas rochas da Formação Capiru, até mesmo por questões reológicas, não foi possível a confecção de lâminas petrográficas dos afloramentos que não apresentavam influência da ZCC.

5.3 Zona de Cisalhamento Curitiba - contato entre os blocos (zona de influência)

5.3.1 Aspectos Gerais

A ZCC é uma zona de cisalhamento dúctil, com direção principal N65E, distribuída ao longo de 100 km, que se estende do município de Campo magro, próximo Escarpa de São Luiz do Purunã, e segue até as imediações da Represa do Capivari, próximo a divisa com o Estado de São Paulo (Figura 5.1).

Representa uma faixa de largura irregular, da ordem de metros a centenas de metros, onde padrão estrutural é resultado de uma tectônica cisalhante de alto ângulo, que afeta tanto as rochas do embasamento quanto as rochas metassedimentares. Posteriormente esses planos foram reativados em evento rúptil resultando na geração de planos de falhas, zonas cataclásticas e abundância de veios de quartzo; que se alojam subparalelamente a foliação milonítica pretérita, produto da fase cisalhamento dúctil da ZCC.

A principal característica da área é superposição entre os eventos de cisalhamento dúctil e de cisalhamento rúptil. Dentro desse quadro, é importante ressaltar que o objetivo deste trabalho está direcionado principalmente à determinação das estruturas superimpostas e suas características geométricas em comparativo com as estruturas pretéritas, e não se estende à determinação do arcabouço estrutural da área.

Em muitos afloramentos, o alto grau de alteração intempérica mascara substancialmente as feições estruturais e texturais indicativas dos mecanismos de deformação, ao ponto de não se definir com precisão o protólito. Mesmo assim, embora os processos erosivos diferenciais entre estas unidades tenham provocado a dissecação ao longo da discordância, parte da zona de cisalhamento foi preservada, como apontado anteriormente, no capítulo de análise morfoestrutural (Capítulo.4).

Durante as etapas de campo, buscou-se a delimitação precisa da zona de cisalhamento ao longo de toda sua extensão, porém nem sempre isto foi possível, já que a relação de contato entre as unidades muitas vezes é interdigitada.

As observações de campo mostram que a deformação imposta pela ZCC atua de forma heterogênea nas diferentes unidades litológicas nas quais incide, podendo variar de dúctil a rúptil-dúctil. Desta forma, para compreender melhor essas variações assim como a relação geométrica entre as estruturas dúcteis e rúpteis, além das correlações feitas em campo, tornou-se necessária a caracterização microestrutural dessas rochas.

5.3.2 Feições Macroscópicas das rochas na ZCC

No campo a ZCC é delimitada por uma faixa de tectonitos com superfícies subverticais com direção média N65E, onde há deformação rúptil superimposta às rochas miloníticas. Nesta faixa, além dos milonitos ocorrem filonitos, protomilonitos, cataclasitos e pontualmente brechas de falha. A classificação das rochas cataclásticas aqui empregadas foi baseada nos conceitos de Sibson (1977).

Outra característica importante é a heterogeneidade da deformação e a existência, lado a lado, de rochas de falha com texturas contrastantes (e.g. brechas e milonitos), que refletem diferentes estágios de movimentação da zona de cisalhamento em diferentes ambientes crustais e em diferentes momentos. Litotipos com

competências muito divergentes e a influência da pressão de fluidos (fraturamento hidráulico) também influenciam na geração de diferentes produtos relacionados com o cisalhamento.

Do ponto de vista petrográfico, esses tectonitos de granulação muito fina, possuem tonalidades cinzentas e esverdeadas quando não alterados, com texturas que podem variar entre granolepidoblástica, protomiloníticas e cataclásticas. A assembléia mineralógica é constituída por sericita, clorita, plagioclásio, quartzo e óxido de ferro, podendo apresentar minerais característicos de retrometamorfismo como biotita, muscovita, e epidoto, preferencialmente nas rochas do Complexo Atuba. Apesar da mica reconhecida em campo ser principalmente a sericita, rochas muito alteradas com cores roxeadas sugerem a presença de biotita, anfibólio e/ou piroxênio.

De modo geral, são observados quatro tipos de estruturas planares ao longo da ZCC: **1)** Foliação S_n , raramente preservada; **2)** foliação milonítica S_{n+1} dúctil; **3)** Clivagens de fratura (ZCC) e **4)** Planos de falha e fraturas.

A foliação S_n ocorre tanto na Formação Capiuru quanto nas rochas do embasamento, porém com geometria e composição distintas. No que tange as unidades metassedimentares, entre outros aspectos estruturais, é definida como clivagem ardosiana, apresenta planos anastomosados de baixo ângulo, por vezes bastante afetada ou até mesmo obliterada pela foliação milonítica S_{n+1} , de alto ângulo. Nas rochas do embasamento, a S_n é caracterizada como bandamento gnáissico, disposta de forma subparalela a S_{n+1} na zona de cisalhamento. Do ponto de vista estrutural, a S_n está orientada preferencialmente na direção NW, e subordinadamente NE, e apresentam mergulhos médios a altos na grande maioria, tanto para SE quanto para NW, podendo ser baixos fora da área de influência as zonas de cisalhamento.

A foliação milonítica S_{n+1} , observada em ambas as unidades, não é penetrativa em toda área, no geral encontra-se associada a zonas de cisalhamento. Nos metassedimentos é definida pela orientação de sericita e/ou clorita, assim como por porfiroclastos de quartzo estirados e/ou achatados, produto da deformação dúctil. Em geral, seus planos são anastomosados, com mergulhos médios a verticais, segundo as direções NE-SW. Pelas previsões teóricas, principalmente em relação aos trabalhos desenvolvidos por Fiori (1991, 1992), assume-se que os milonitos de baixo a médio grau observados em campo, correspondam a superfícies geradas durante estruturação do Sistema de Cavalcamento Açungui (SCA), proposto pelo mesmo autor. Também

relacionados à superfície S_{n+1} encontram-se bandas de cisalhamento S-C subparalelas a foliação S_n , dobras de arrasto e veios de quartzo.

Uma feição característica da Zona de Cisalhamento Curitiba é a presença de duas clivagens de fraturas distintas, que imprimem à rocha um aspecto de deslocamento planar intenso associado (Figura 5.6). A primeira e mais penetrativa delas é subparalela a S_{n+1} , já a outra de médio ângulo, pode corresponder a uma clivagem plano axial das dobras da foliação S_n . O plano de clivagem subparalelo a S_{n+1} pode estar preenchido por óxido de ferro, e neste caso foram observados com muita frequência fluxos cataclásticos, tanto em campo quanto em lâminas delgadas.



Figura 5.6: Clivagens de fratura imprimem aspecto de deslocamento planar muito intenso na zona de influencia da ZCC.

5.3.3 Feições Microscópicas dos milonitos e cataclasitos na ZCC

Os milonitos e cataclasitos da zona de cisalhamento, apesar de derivados de diferentes protólitos (gnaisses, filitos e quartzitos) mostram alguns aspectos microestruturais semelhantes. Desta forma optou-se por descrevê-los em conjunto.

Nas rochas metassedimentares afetadas pela zona de cisalhamento são comumente encontrados filonitos e milonitos. Apresentam colorações em tons que variam de cinza à marrom avermelhado. São compostos predominantemente por quartzo, sericita, quase sempre intercalados aos níveis de manganês ou grãos de

quartzo fumê. Os filonitos são verificados principalmente a noroeste da ZCC, nas proximidades de Campo Magro. O termo filonito é empregado no sentido de Sibson (1977) e Passchier & Throw (2005) para milonitos muito ricos em filossilicatos, formados em consequência de altas pressões de fluídos em zonas de cisalhamento.

As análises petrográficas dos filonitos de origem metassedimentar referentes aos pontos FG-007, FG-082, FG-088, FG-97 e FG-78, localizados dentro da zona de influência da ZCC, indicam uma associação constituída por quartzo, mica branca e opacos. Essas rochas apresentam textura lepidoblástica a granolepidobástica, granulação fina, onde os pórfiroclastos de quartzo, assim como a mica branca, estão dispostos segundo planos contínuos, definindo assim uma superfície S_{n+1} .



Figura 5.7: Filonito (FG-007). Em detalhe fotomicroscopia mostrando a foliação milonítica S_{n+1} formada em processo rúptil-dúctil. Obs: as machas arredondadas correspondem a bolhas, devido a problemas na confecção da lâmina (10x, nicóis paralelos).

O quartzo quase sempre é bimodal, ocorre como *micrólitons* estirados e/ou achatados paralelos a foliação S_{n+1} , ou localmente à foliação filítica S_n . Os mecanismos de deformação identificados são extinção ondulante, migração do limite de grão. Além dos pórfiroclastos de quartzo, a superfície milonítica S_{n+1} é demarcada pela presença de mica branca. Entretanto, a granulação muito fina desses minerais dificulta na nomenclatura dos mesmos, principalmente quando há incremento da deformação (Figura 5.7).

Na amostra referente ao ponto FG-97 foram feitos cortes longitudinais e transversais, a fim de visualizar o sentido do estiramento mineral. A descrição identificou que há estiramento nos dois planos, porém em proporções diferentes.

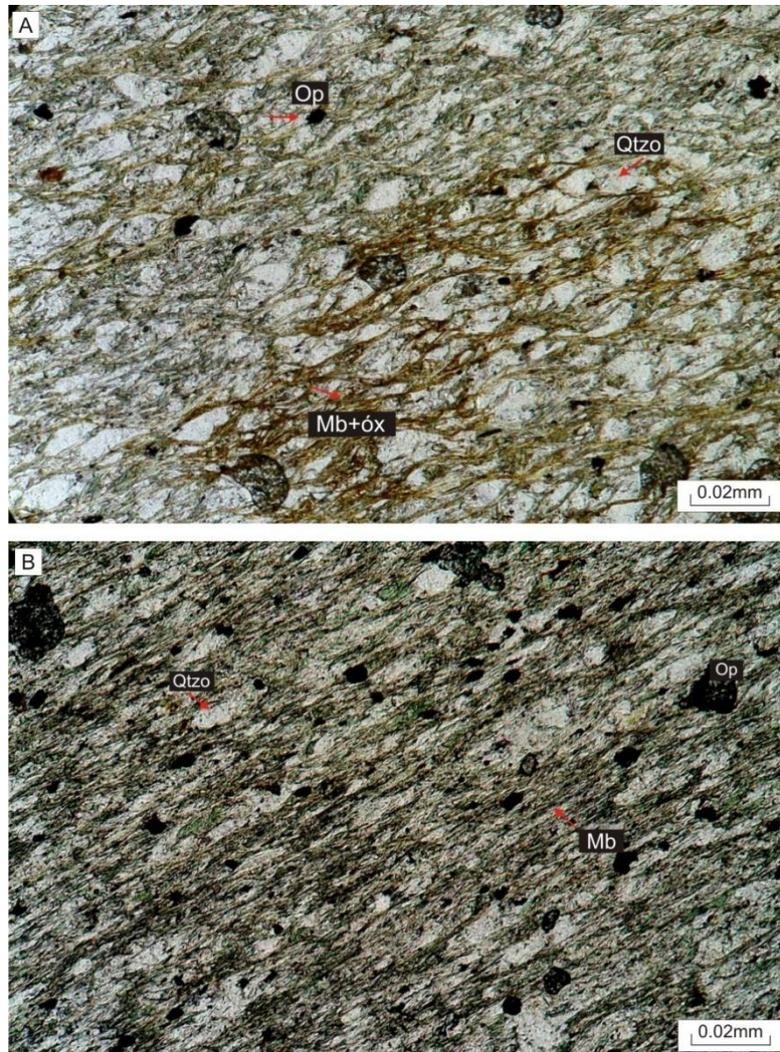


Figura 5.8: Fotomicrografia de um filonito referente ao ponto FG-097. A) Porfiroclastos de quartzo fracamente assimétricos (corte YZ), proporcionalmente mais estirados do que achatados. B) Porfiroclastos de quartzo (corte XZ) proporcionalmente mais achatados e interdigitados à mica branca (10x, nicóis paralelos). Essas feições podem indicar cisalhamento simples com componente oblíqua.

No corte YZ os porfiroclastos de quartzo são fracamente assimétricos e se encontram proporcionalmente mais estirados do que achatados segundo o a foliação S_{n+1} (Figura 5.8a). Já o corte XZ mostrou que os porfiroclastos se encontram menos estirados e com migração de limite grãos interdigitados à mica branca, também da S_{n+1} (Figura 5.8b).

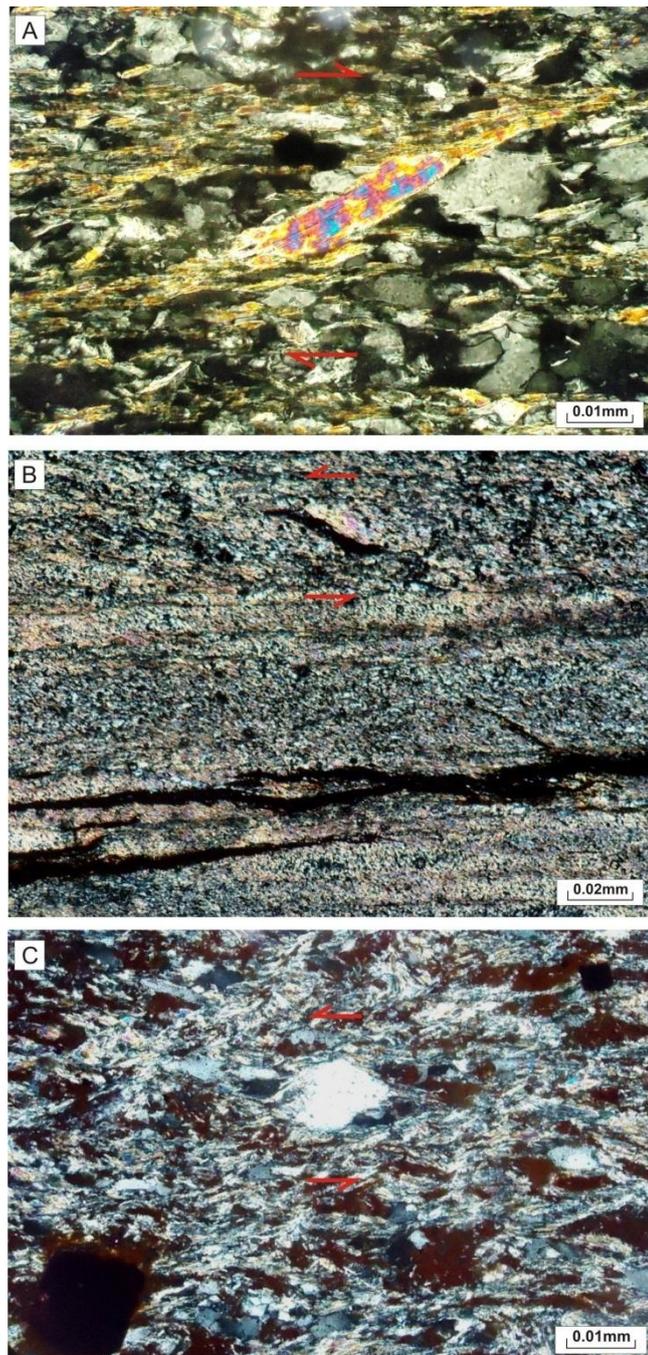


Figura 5.9: Fotomicrografia mostrando indicadores cinemáticos dúcteis. A) Foliação S-C com mica *fish*, indica movimento dextral em gnaiss do Complexo Atuba; B) Alternância de níveis miloníticos e ultramiloníticos, bem como pseudomorfo de mica *fish* preenchido por óxido – movimento sinistral; C) Cauda de recristalização do tipo σ em porfiroclasto de quartzo, indica movimentação sinistral. (A e C 20x, nicóis cruzados; B 10x, nicóis cruzados).

Com base nessas características é possível classificar esse tectonito como do tipo LS. O mesmo procedimento foi realizado com a amostra do ponto FG-088, onde no corte XZ há crescimento dos porfiroclastos de quartzo interdigitados a foliação Sn+1.

Essa observação indica que é possível que essas rochas tenham sido deformadas em um evento tectônico de cisalhamento simples com componente oblíqua.

Nota-se conjuntamente, indicadores cinemáticos como caudas de recristalização do tipo σ (Ramsay & Huber, 1987; Passchier & Throw, 2005), contornando porfiroclastos de quartzo (Figura 5.9c), além de estruturas S-C representadas por feições do tipo *fish* em micas (Figura 5.9a e b) e em porfiroclastos de quartzo. A relação angular entre as duas superfícies e o aspecto sigmoidal permitem deduzir sentido de movimento, que pode variar em dextral ou sinistral.

Representando a deformação rúptil superimpostas à deformação dúctil, encontram-se planos de clivagem de fratura e microfalhas. A clivagem de fratura é classificada como espaçada (Passchier & Throw, 2005), ocorre de forma subparalela à foliação S_{n+1} e localmente pode ser subparalela a foliação S_n . Seus planos são preenchidos principalmente por óxidos e quartzo, e subordinadamente por sericita de granulação muito fina. A distinção entre clivagem de fratura e clivagem ardósiana nem sempre é possível, já que as duas superfícies encontram-se subparalelas.

A identificação de microfraturas em lâmina delgada atuou como mais um indício da fase rúptil na ZCC, estando presente em todas as lâminas descritas. Essas microfraturas seccionando porfiroclastos, e podem estar dispostas paralelas aos planos da foliação S_{n+1} . De uma forma geral, apresentam direção NE-SW e WSW-ENE, ainda alternando-se entre a direção N-S. Seus planos são normalmente retilíneos, de espessura submilimétrica a milimétrica, acompanhado quase sempre por cataclase. Indicadores cinemáticos tais como terminações em *rabo de cavalo*, fraturas escalonadas (Figura 5.10b) e fragmentos de porfiroclastos rotacionados (Figura 5.10c) indicam movimento dextral.

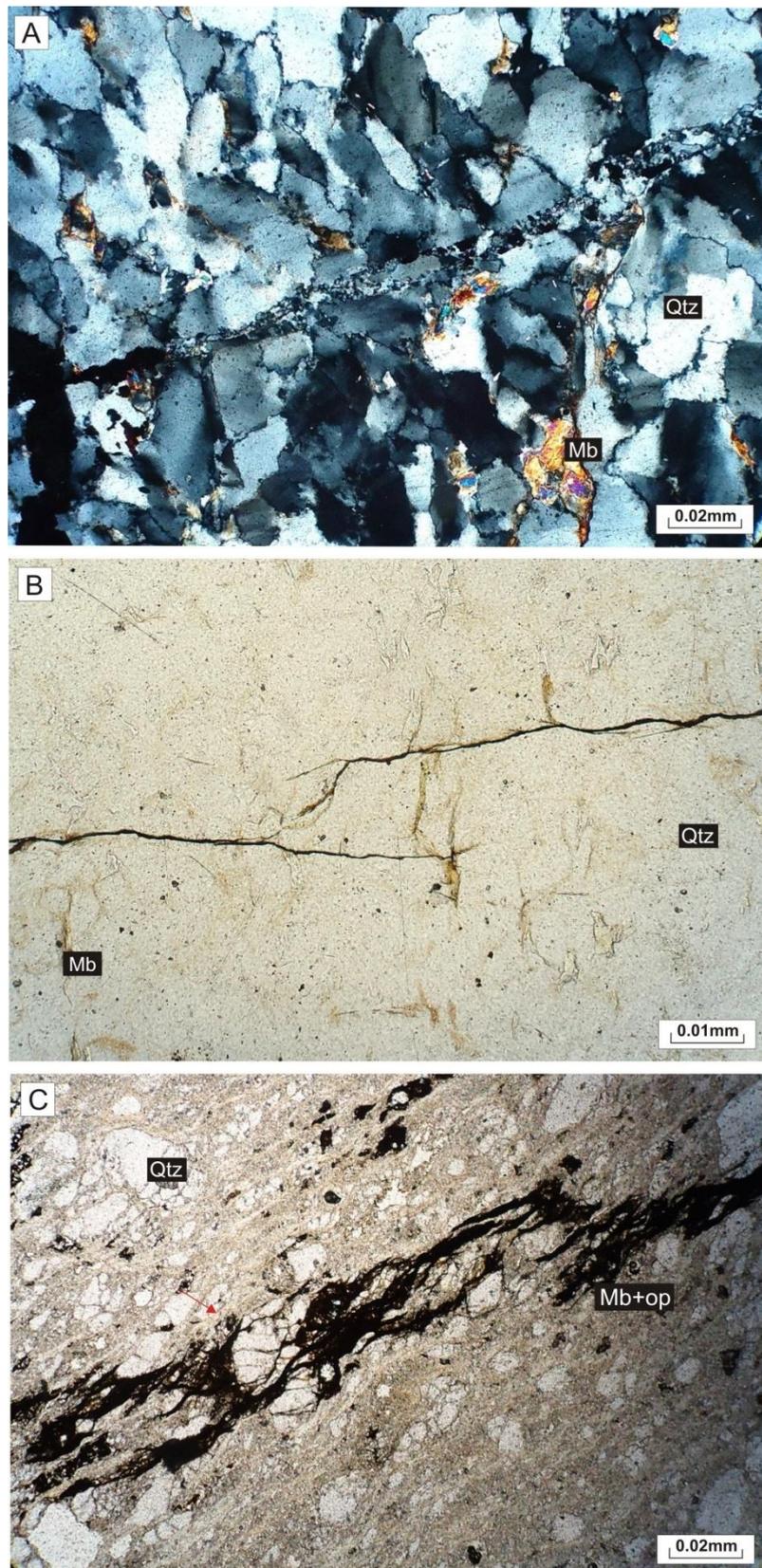


Figura 5.10: Fotomicrografia mostrando indicadores cinemáticos rúpteis. A) Cominuição e recristalização do quartzo associado à microfaturas sentido N40-60E (10x, nicóis cruzados); B) Microfaturas com terminações em *rabo de cavalo* indicam feições de cisalhamento com movimento destal (10x, nicóis paralelos); C) Porfiroclastos de quartzo fraturados (10x, nicóis paralelos).

As rochas miloníticas e protomiloníticas do Complexo Atuba são compostas, em quase sua maioria, por hornblenda, micas, e quartzo e k-feldspato estirados e/ou achatados (Figura 5.11), em meio à matriz fina constituída por quartzo, muscovita e biotita. São resultantes de um processo deformacional dúctil que atingiu metamorfismo fácies anfibolito e fácies xisto verde. Devido ao grau de intemperismo dessas rochas, nem sempre é possível identificar sua paragênese mineral.

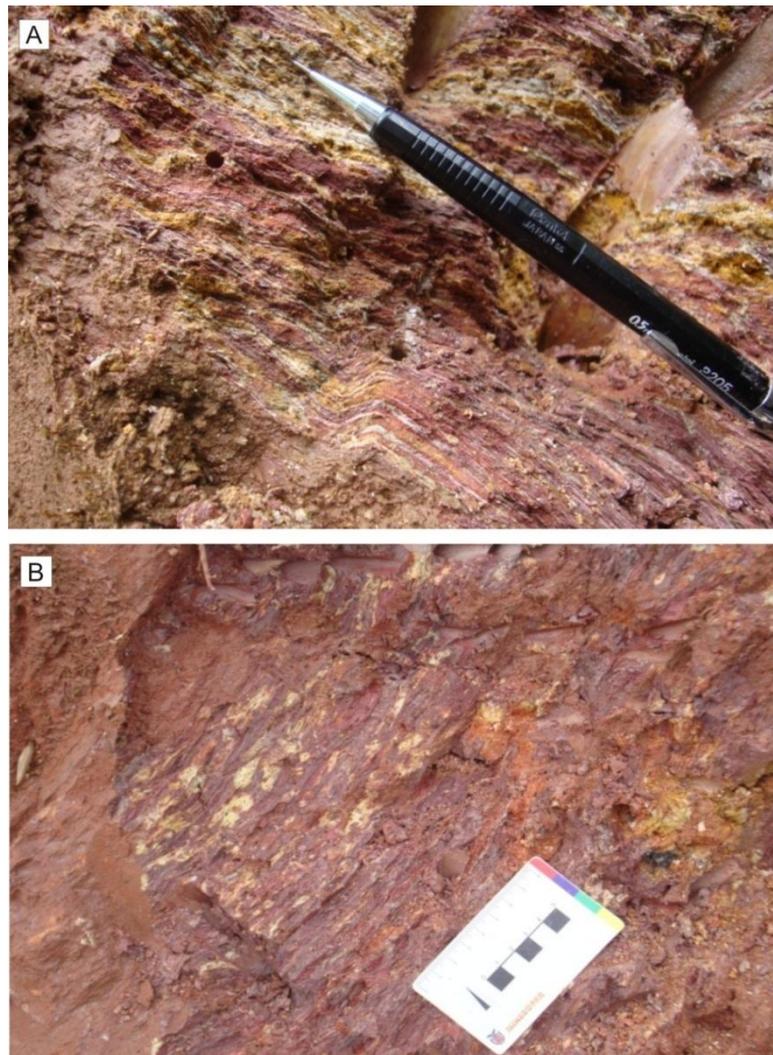


Figura 5.11: Ponto FG-17 onde estima feições de interdigitação entre as unidades A) Milonitos com bandamento diferenciado. Apresentam porfiroclastos de quartzo e feldspato fortemente alongados; B) Porfiroclastos assimétricos de feldspato em protomilonito do Complexo Atuba. Os micrólitons de K-feldspato estão estirados paralelamente a foliação S_{n+1} .

Geometricamente, apresentam faixas milimétrica a centimétrica, semi-contínuas, com variação composicional e/ou granulométrica, assim como variação de cor entre as bandas, principalmente quando as rochas encontram-se alteradas. Muitas vezes essa característica é confundida erroneamente como sendo bandamento composicional dos

metassedimentos. Normalmente esses tectonitos intercalam-se ou transformam-se gradualmente em ultramilonitos.

As análises petrográficas dos milonitos e protomilonitos de origem gnáissica referentes aos pontos FG-093, FG-068, FG-063, FG-86 e FG-66 (figura 2.1), localizados dentro da zona de influência da ZCC, indicam uma associação mineral constituída por quartzo, hornblenda, k-feldspato, plagioclásio, biotita, mica branca, opacos e minerais acessórios como apatita e alanita. Essas rochas apresentam textura granolepidoblástica a granonematoblástica, granulação fina a média, onde os porfiroclastos de quartzo-feldspáticos, assim como a mica branca, definem a superfície Sn+1.

O quartzo ocorre também como porfiroclastos exibindo bandas de deformação ou *ribbons* geralmente com bordas poligonizadas. Nele observa-se extinção ondulante, nucleação, migração do limite de grão e dobras em “*chevron*”, como mostra a Figura 5.12.

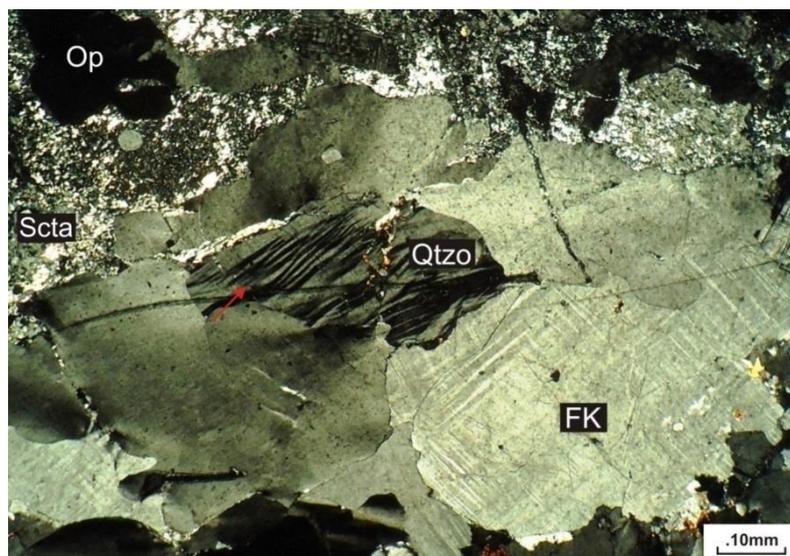


Figura 5.12 – Fotomicroscopia de uma amostra do ponto FG-063, microdobras no estilo “*chevron*” em porfiroclasto de quartzo, indicam o sentido do tensor σ_1 (10x, nicóis cruzados). Esse tipo de mecanismo de deformação é característico do processo de recristalização dinâmica em grau metamórfico baixo (fácies xisto verde).

Além do quartzo, a superfície Sn+1 é demarcada pela presença de mica branca que ocorre como produto da sericitização do K-feldspato. O desenvolvimento de feições como migração de limite de grãos em K-Feldspato, assim como lamelas de deformação do tipo “*chamas*” em plagioclásios, mostram que essas rochas sofreram

metamorfismo de fácies anfibolito através do processo de recristalização dinâmica, a temperaturas mínimas de 600°C (Passchier & Throw, 2005).

A grande porcentagem dos cristais de hornblenda tem suas bordas alteradas para biotita. Por outro lado a biotita se encontra fragmentada por planos de clivagem fratura, geralmente associada a bandas de cisalhamento rúptil.

As feições rúpteis são muitos semelhantes às descritas nas rochas metassedimentares (e.g. microfraturamento e cataclase). Um exemplo da tectônica rúptil imposta nessas rochas se encontra no ponto FG-86.

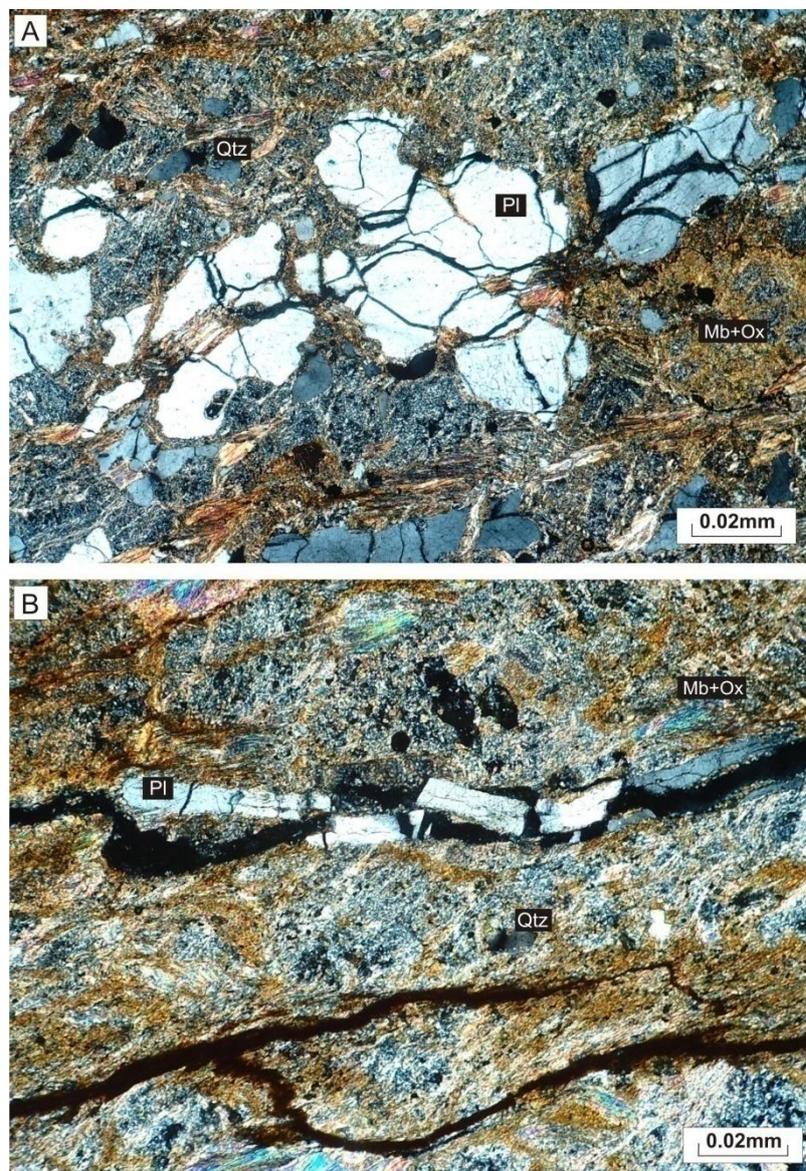


Figura 5.13 – Fotomicrografia mostrando em A e B feições de fluxo cataclástico. Porfiroclastos de plagioclásio/quartzo fraturados em meio à matriz caótica polimodal. A grande quantidade de percolação de óxidos na rocha leva a interpretar que a rocha passou por um processo de hidrotermalismo.

Nesse ponto observa-se um quartzo-feldspato xisto. Superimposto a xistosidade ocorre pronunciado fluxo cataclástico definido por planos de clivagem de fratura espaçados com direção N60E, paralelos a subparalelos à xistosidade Sn. Os porfiroclastos de quartzo são polimodais, subangulosos e fraturados (Figura 5.13a e b). A intensa percolação de óxidos leva a interpretar que a rocha passou por um processo de hidrotermalismo associado ao fluxo cataclástico.

No município de Campina Grande do Sul, próximo a estrada da Roseira - PR-506, há uma maior incidência de brechas e fraturas hidrotermais de direção N30 -70E, sempre associadas a veios de quartzo de até 2 metros de largura. Nas brechas cataclásticas os feldspatos (microclínio e plagioclásio) são angulosos e encontra-se envolvidos por uma matriz arranjada caoticamente, composta por microcristais de quartzo, feldspato e sericita. No ponto FG-68, há vênulas extensionais sintaxiais preenchidas por quartzo e óxidos (Figura 5.14). Esses minerais apresentam crescimento transversal à parede de falha, indicando a atuação de um sistema distensivo.

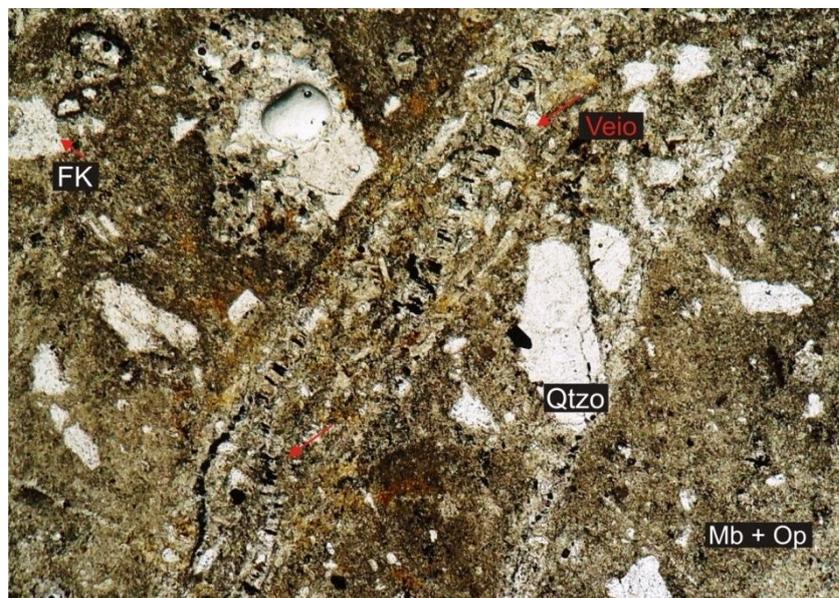


Figura 5.14 – Fotomicroscopia mostrando vênulas extensionais sintaxiais preenchidas por quartzo e óxidos em brecha de falha (FG-68). Esse tipo de feição é característica de fratura com sistema distensivo.

6. ANÁLISE ESTRUTURAL DA ZONA DE CISALHAMENTO CURITIBA

6.1 Considerações Gerais

Neste capítulo serão descritas as principais características estruturais reconhecidas em campo, principalmente na escala de semi-detalhe, obtidas por meio de medidas estruturais de afloramentos em corte de estradas e pedreiras, descrição de lâminas petrográficas, interpretações de fotos aéreas, imagens de satélite e alguns dados compilados da bibliografia levantada.

Na área de interesse, as unidades geológicas podem ser diferenciadas pela sua composição litotípica, grau metamórfico e natureza de deformação, fato que as enquadram em diferentes contextos litoestratigráficos e tectono-estrutural.

A ZCC já havia sido identificada por Fiori *et al.* (1987) por meio de fotointerpretação, tendo sido denominada de *Lineamento São João - Lamenha Grande*. Pelas previsões teóricas, este lineamento era associado a uma descontinuidade entre domínios geotectônicos diferentes, onde se estabeleciam rampas de cavalgamento. Apesar disso, nenhum trabalho de detalhe havia sido realizado no local.

Já há algum tempo discutia-se a possibilidade de uma possível reativação ao longo desta descontinuidade (informação verbal)¹. Sendo assim já nas primeiras observações de campo notou-se com clareza a influência de processos de cisalhamento simples em regime transcorrente, que ao contrário do que se imaginava, atua de forma expressiva e evidente no local.

Tendo por base este contexto foi procedida a análise estrutural com o intuito de caracterizar os produtos de deformação gerados pela da Zona de Cisalhamento Curitiba, a fim de melhor compreender os eventos de deformação registrados na área e sua evolução tectônica. Desta forma, tornou-se necessário discriminar os conjuntos de elementos observados em campo, respectivamente em produtos de deformação dúctil e de deformação rúptil, assim como abordar alguns conceitos fundamentais.

Zona de cisalhamento é uma zona relativamente estreita linear ou curvilínea com limites subparalelos onde há acúmulo de deformação (Christie-Blick & Biddle,

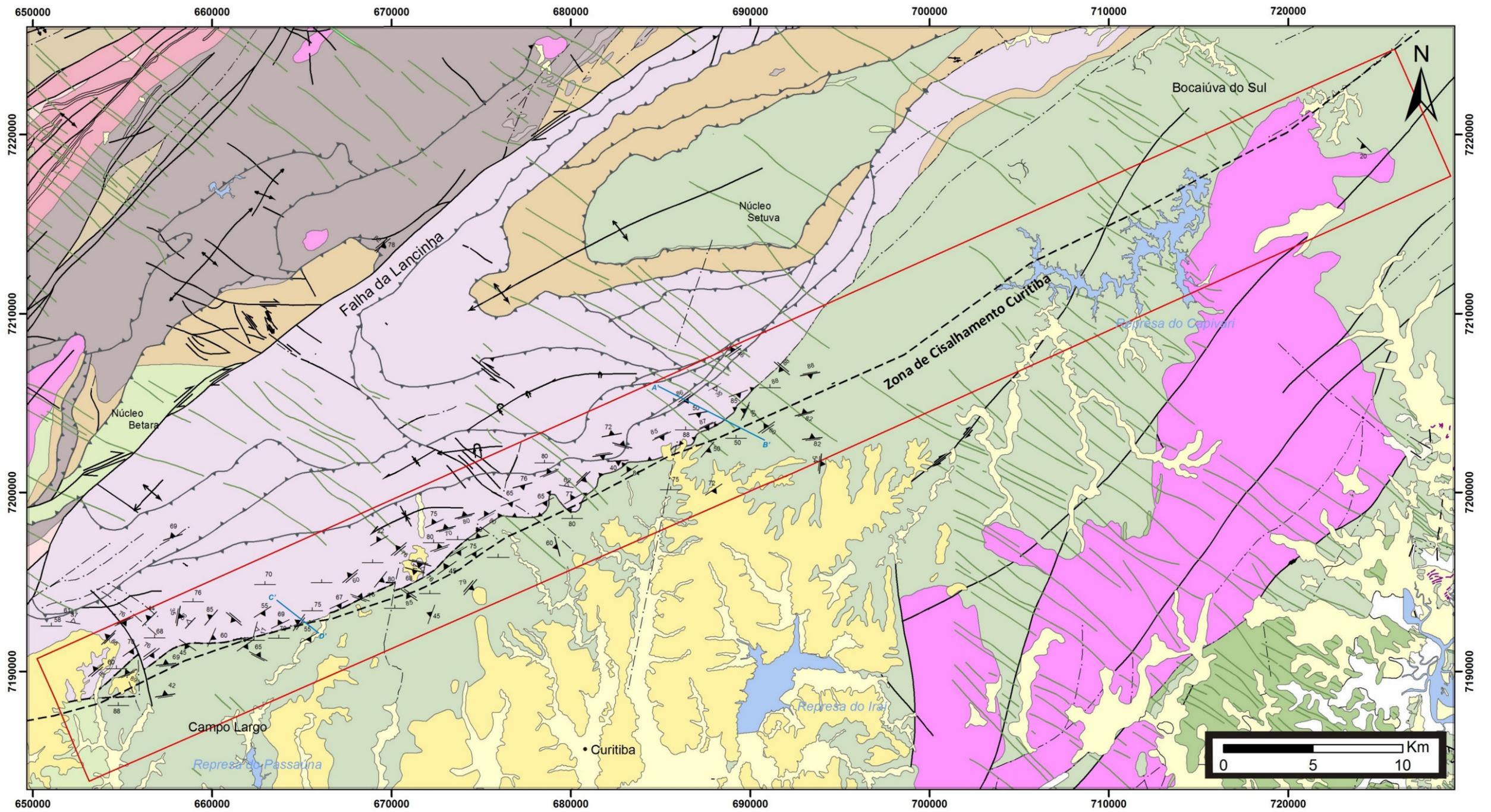
¹ Informação fornecida pelo Prof.Dr.Eduardo Salamuni

1985; Marshak & Mitra, 1998). Ramsay (1980) define zona de cisalhamento como sendo zonas planares ou curvilíneas de alta deformação das quais seu comprimento é maior que sua espessura, circundada por rochas que apresentam um menor estado de deformação finita e podem ser subdivididas em: 1) Zonas de cisalhamento dúctil (ZCD); 2) Zonas de cisalhamento rúptil-dúctil ou dúctil-rúptil e 3) Zonas de cisalhamento rúptil (ZCR). Seguindo a definição de Ramsay (op.cit.), uma zona de cisalhamento dúctil caracteriza-se principalmente pela presença de rocha milonítica, formada em profundidades maiores que 10 km de profundidade no qual o processo de deformação plástica é dominante, onde há processos de *strain softening* relacionados à concentração de tensão. Ainda segundo o autor, uma zona de cisalhamento rúptil caracteriza-se pela formação de rochas cataclásticas, brechas, formada em nível crustal raso, onde o arranjo de falhas anastomosadas subparalelas dão à mesma uma geometria lenticular.

Para Ramsay & Huber (1987), falha difere de zona de cisalhamento rúptil por apresentar-se como uma superfície tabular onde há cominuição da rocha. Por outro lado, Fossen (2010) assume que uma zona de cisalhamento não deixa de ser uma falha, e se diferem apenas pela profundidade onde ocorrem, já que ambas apresentam estruturas localmente deformadas, deslocamento paralelo às paredes principais e ambas tendem a crescer em largura e comprimento conforme o incremento de deformação.

Devido à relação de superposição e paralelismo entre as estruturas de eventos distintos ao longo da ZCC, foi necessária uma cuidadosa triagem dos dados de campo. Estabeleceram-se critérios quanto à ordenação cronológica relativa das estruturas observadas, como, por exemplo, entre as foliações e as clivagens e/ou os planos de falha. Ressalta-se que a relação entre as estruturas observadas em campo e as estruturas descritas na literatura, foi um importante fator na diferenciação e caracterização das mesmas.

Do ponto de vista objetivo, foram adquiridas em campo 583 atitudes de foliação, clivagens, falhas e outros. A distribuição geométrica e o paralelismo entre essas estruturas, nos diferentes segmentos de rocha, podem ser observados no mapa de estrutural da área (Figura 6.1).



Unidades Geológicas

Holoceno	Proterozóico Superior - Cambriano	Arqueano - Proterozóico Inferior
Sedimentos Recentes	Formação Camarinha	Complexo Atuba
Aluviões em terraços	Suíte Sienogranitos	Complexo Metamórfico Indiferenciado
Pleistoceno	Suíte Álcali-granitos	Complexo Cachoeira
Formação Guabirubata	Proterozóico Médio	
Mesozóico	Grupo Açungui - Formação Antinha	Grupo Açungui - Formação Capiru
Intrusivas Básicas	Grupo Açungui - Formação Votuverava	Grupo Açungui - Formação Votuverava
	Grupo Setuva - Formação Água Clara	Grupo Setuva - Formação Perau

Estruturas

Falha Aproximada	Diques
Falha Cavalgamento Provável	Zona Cataclase
Falha Inversa	Zona de Cisalhamento Curitiba
Falha Provável	Clivagem de fratura

Convenções Planialtimétricas

△ S0	Área de Estudo
▲ Sn	Corpo Hídrico
▲ Sn+1	A' - B' Perfis
	C' - D' Perfis

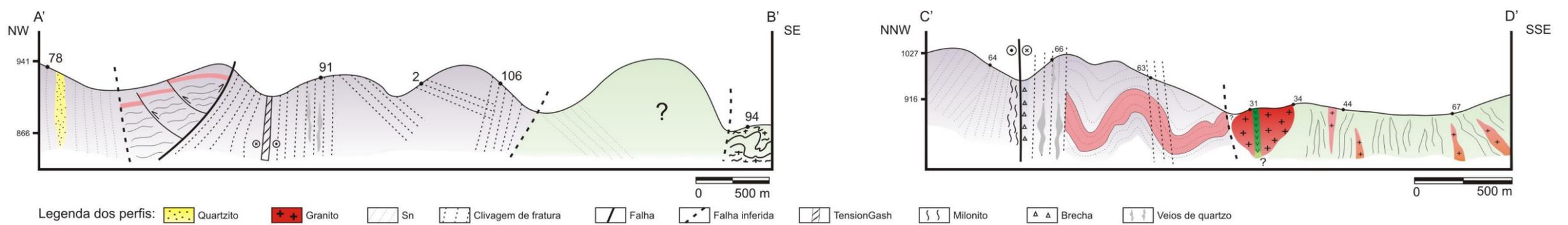


Figura 6.1 - Mapa estrutural da Zona de Cisalhamento Curitiba. Abaixo perfis esquemáticos A'-B' e C'-D'. Fonte: Modificado de MINEROPAR, 2006.

6.2 Superfícies originais

Embora na área de estudo as estruturas tectônicas preliminares tenham sido, de uma forma geral, transpostas, em alguns pontos ainda é possível resgatar esses registros. As estruturas primárias representam feições anteriores aos processos de cisalhamento simples em regime transcorrente da ZCC e mantiveram-se preservadas ou sofreram pouca deformação sob a ação desses fenômenos.

6.2.1 Estruturas reliquias do Complexo Atuba

Nas rochas pertencentes ao Complexo Atuba foram encontrados registros de duas superfícies originais, Sn-1 e Sn, que são descritas a seguir.

- Sn-1

Corresponde a uma foliação de difícil recuperação, formada anteriormente à foliação principal Sn. É representada por uma superfície planar levemente anastomosada ou crenulada pela superfície Sn (Salamuni, 1991), observada apenas nos pontos FG- 50, FG-67, FG-89c, e FG-103 (ver mapas de pontos, Figura 2.1, Capítulo 2). O diagrama abaixo (Figura 6.2) sugere como distribuição geométrica desta superfície, dobras homoclinal com eixo estimável N170/20, onde a direção principal é N10W/79SW.

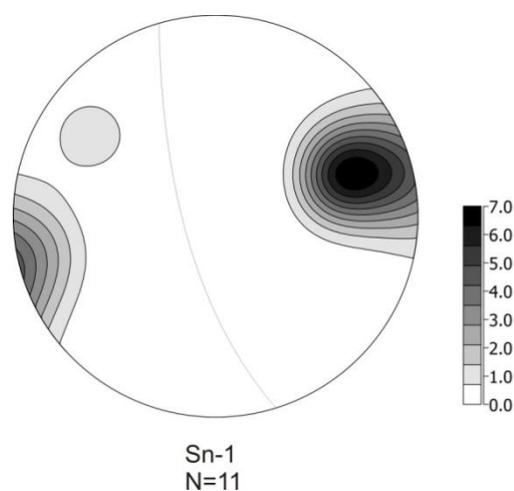


Figura 6.2 : Diagrama de pólos para a foliação Sn-1 no Complexo Atuba, onde o plano médio indica direção N10W/79SW.

- S_n

Segundo a literatura, a superfície S_n (bandamento gnáissico) - fora da área de influência da ZCC - está orientada preferencialmente na direção NW, e subordinadamente NE, e apresenta mergulhos médios a altos, tanto para SE quanto para NW. A geometria dessa superfície apresenta dobras abertas e/ou isoclinais, classificadas pelo diagrama de Fleuty (1964) como assimétricas inclinadas com eixo sub-horizontal. Apresenta direções N70/30 e N30W/10.

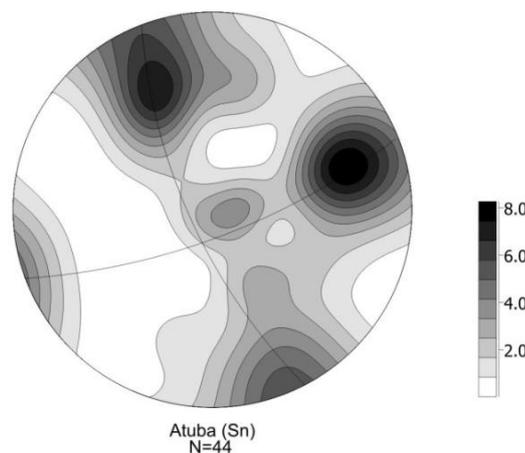


Figura 6.3: Projeção da foliação S_n no Complexo Atuba.

O diagrama de pólos da foliação S_n do embasamento, obtidos neste levantamento de campo mostra uma distribuição complexa de pontos. Nele observam-se duas concentrações, uma a NE e outra a NW. Os pólos posicionados no quadrante NE-SW são representativos de planos com direção principal N55E podendo apresentar mergulhos médios a altos, e apresentam-se dobrados. Já no quadrante NW há maior dispersão dos dados, com direções de planos que variam entre N25W/75NE – N80W/20NE a N75W/80SW (Figura 6.3).

A análise dos dados permite duas interpretações diferentes: a) O diagrama reúne os dados de toda a área estudada, e a complexidade estrutural que envolve essas rochas ocasiona distorção nos resultados; b) Tal distorção pode ser resultado da superposição e/ou transposição das superfícies S_n , S_{n+1} e eventualmente S_{n-1} .

Na maioria dos pontos próximos a ZCC, a superfície S_n se encontra paralela a foliação milonítica S_{n+1} , tornando sua relação muitas vezes confusa. A foliação S_n , pode desenvolver localmente (FG-117) estruturas do tipo Ss-Sc, típicas de cisalhamento simples (Figura 6.4).

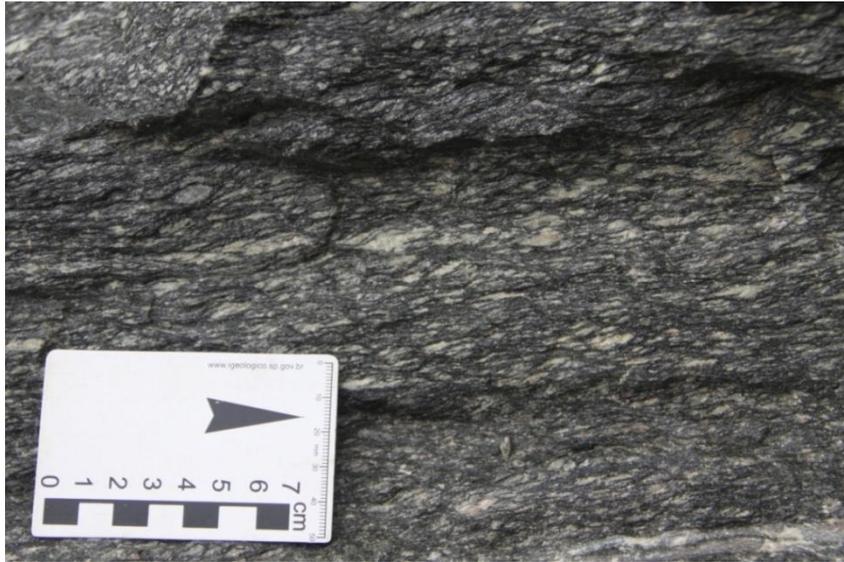


Figura 6.4 : Estrutura de cisalhamento Ss-Sc formada entre a estrutura original Sn e a superfície cisalhante Sn+1 (FG-117). Foto: E. Salamuni.

6.2.2 Estruturas reliquiares do Grupo Açungui

- *Sn*

A foliação *Sn* é a mais penetrativa do Grupo Açungui e está presente em quase todos os litotipos, com exceção dos mármore, pois se encontram recristalizados.



Figura 6.5: Paralelismo entre a *Sn* e a *S0* (FG-90), neste caso verticalizadas em função de dobras pós cavalgamento (Sistema Apiaí).

A foliação S_n é definida como clivagem ardosiária, que pode estar disposta paralela ou subparalelamente a S_0 (Figura 6.5), em planos anastomosados, associando-se principalmente ao cisalhamento de baixo ângulo. Sua característica marcante é a presença de micrólitos milimétricos de quartzo e filossilicatos, assim como estruturas do tipo S-C.

Um aspecto importante dessa superfície é a presença de dobras de arrasto, em geral centimétricas, associadas a falhas de cavalgamento e indicam sentido de transporte de NW para SE, como observado no ponto FG-07 (Figura 6.6).

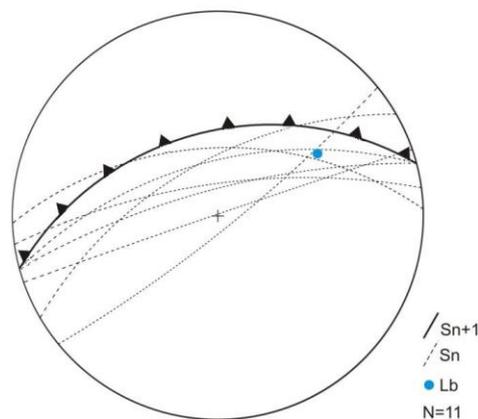
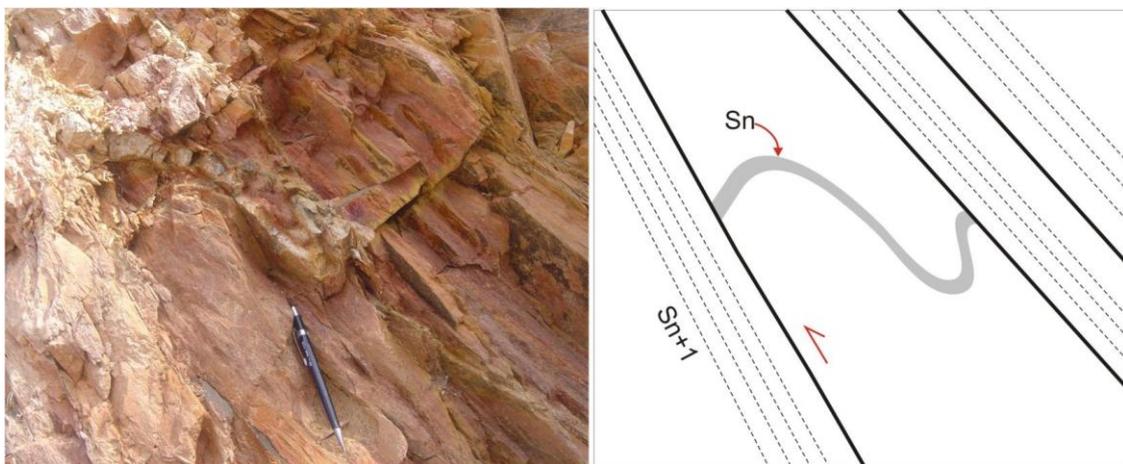


Figura 6.6: Ponto FG-07. Dobras do tipo *shear folds* com vergência para SE. As dobras apresentam ângulo interflancos médio de 50 graus. O plano de cavalgamento corresponde à superfície S_{n+1} de direção N75E/45NW.

Como observado no ponto FG-07, os flancos das dobras de arrasto da foliação S_n são rompidos pela superfície S_{n+1} de baixo a médio ângulo. Nesses planos desenvolvem-se bandas de cisalhamento centimétricas e filonitos associados. Essas bandas de cisalhamento quase sempre são acompanhadas de

veios de quartzo dobrados, que acompanham em maior parte, os planos da foliação S_n e S_{n+1} (Figura 6.7).

Em campo se tornou necessária a caracterização dessas feições de cavalgamento, pois as mesmas ajudam a balizar os domínios deformacionais. O predomínio dos cavalgamentos indica não haver influência da ZCC, delimitando-se melhor sua área de dano (*damage zone fault*).

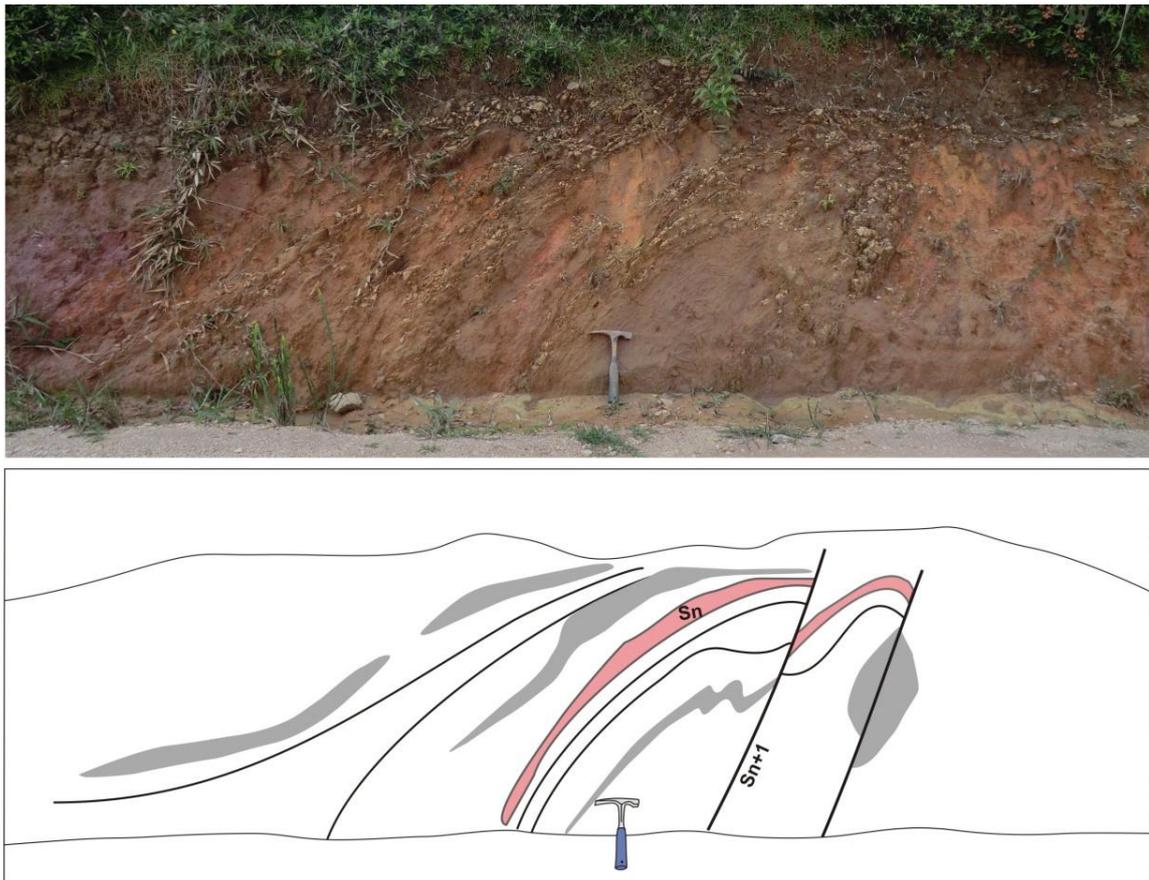


Figura 6.7: Domínio dos cavalgamentos (FG-78), onde não há influência da ZCC.

A deformação nessas rochas ocorre de forma heterogênea. A S_n apresenta um padrão bastante similar aos já descritos por diversos autores para as sequências metassedimentares locais. Como é observado no diagrama (Figura 6.8), o padrão corresponde por dobras fechadas com eixo β N62/27, onde o mergulho da foliação S_n e, conseqüentemente, das falhas de cavalgamento, varia desde sub-vertical até sub-horizontal com vergência para SE, e concentração máxima de pólos em torno da direção N60E/85NW.

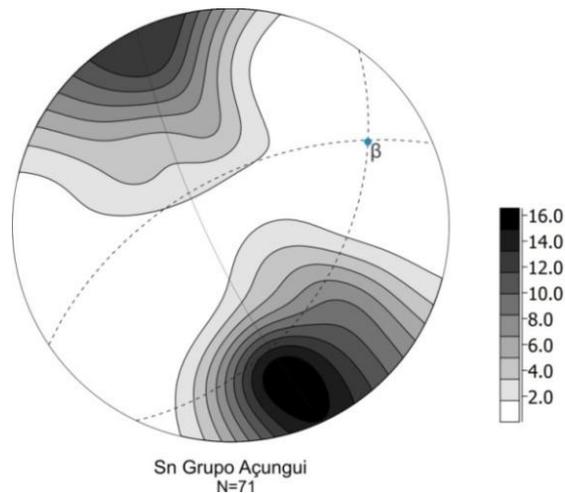


Figura 6.8: Diagrama de pólos para Sn na Formação Capiru (Grupo Açungui).

6.3 Análise estrutural da deformação imposta pela Zona de Cisalhamento Curitiba

A principal característica da ZCC é a superposição de regimes dúctil e rúptil, com direção que varia entre N40E-N70E. O padrão estrutural como um todo é resultado de uma tectônica cisalhante com componente transcorrente, responsável pela geração de milonitos/filonitos em um primeiro momento e zonas de cisalhamento rúptil posteriores, paralelos entre si.

Para melhor exemplificar as estruturas superimpostas e suas características geométricas, a análise estrutural foi itemizada e apresentada a partir dos produtos de deformação dúctil e rúptil, embora ambas ocorram juntas sistematicamente.

6.3.2 Características da deformação dúctil (Sn+1) de alto ângulo

De um modo geral a foliação milonítica (Sn+1) está relacionada a um grande sistema de deformação que afeta a área: o Sistema de Transcorrência Lancinha (STL), proposto por Fiori (1987a e b). No caso da ZCC, foliação igualmente de alto ângulo e correspondente à estruturação de regime transcorrente, não é penetrativa em toda área de estudo. Ocorre concentrada em faixas de largura variável e pode em alguns pontos, se tratar de uma superfície de transposição, de regime dúctil,

obliterando a foliação reliquiar S_n , gerada pelo Sistema de Cavalcamento Açungui (SCA) de Fiori (1987).

Destaca-se na área intensa venulação de quartzo vinculada à fase dúctil-rúptil da ZCC (Figura 6.9). Ressalta-se que fora da zona de influência da ZCC, os veios de quartzo estão em sua maioria, intimamente relacionados a zonas de cisalhamento de médio ângulo, relacionados ao evento SCA (Fiori,1987).

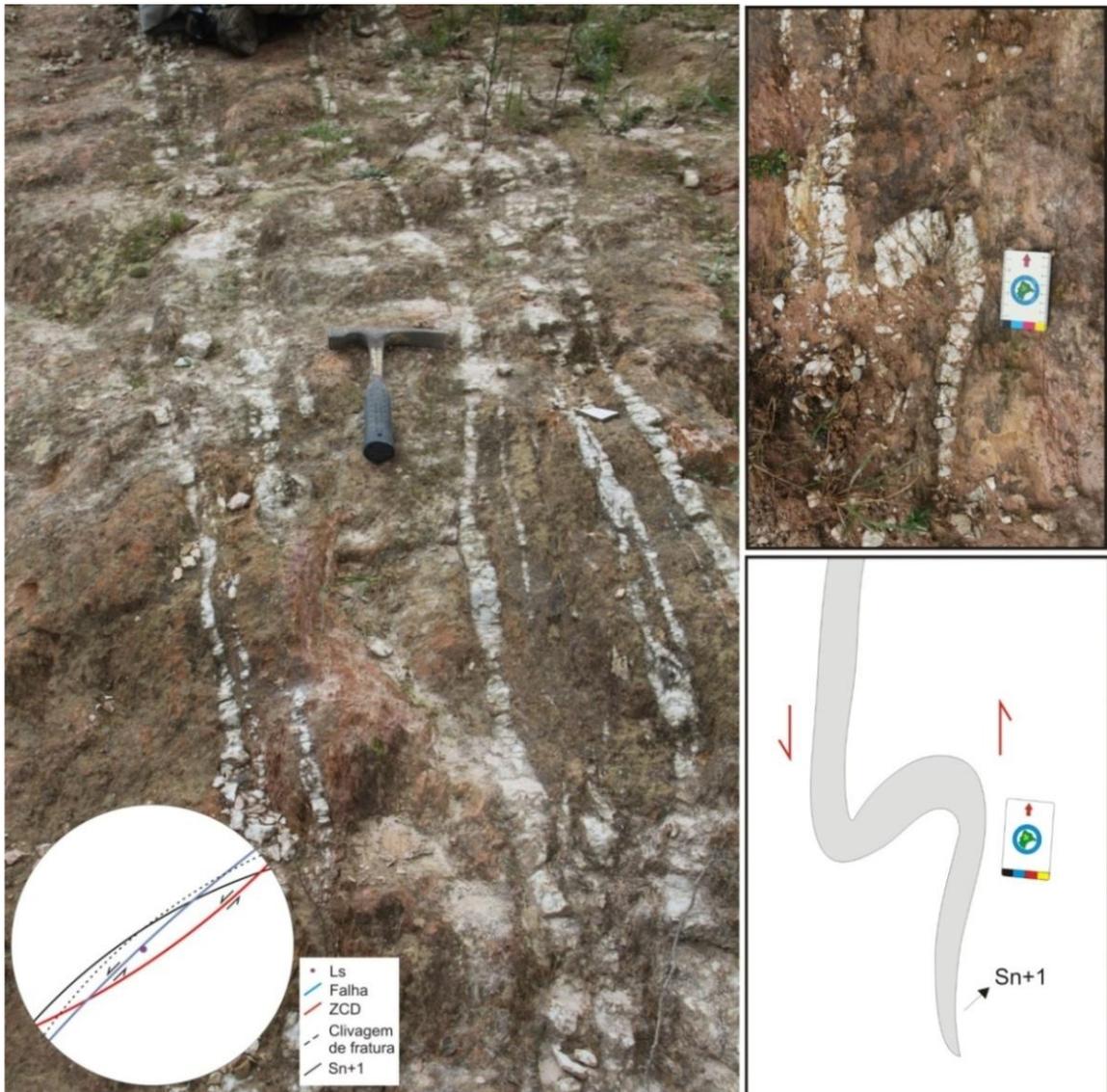


Figura 6.9: ZCC em regime dúctil-rúptil (em planta). Os veios de quartzo com dobras de arrasto com eixos subverticais demarcam a foliação S_{n+1} e sugerem movimentação sinistral. Detalhe para a projeção estereográfica que revela o paralelismo entre as estruturas dúcteis e rúpteis.

Tanto os diagramas de pólos da foliação milonítica (S_{n+1}) do Complexo Atuba quanto do Grupo Açungui são muito semelhantes (Figura 6.10), revelam uma

concentração no quadrante NW-SE, onde há predominância de atitudes em torno de N50-60E/vertical. No entanto, no diagrama de pólos do Grupo Açungui, são observadas algumas dispersões menores no quadrante NW. Essa dispersão pode corresponder eventualmente a superfícies restritas de *back-thrust*, como observado na PR-476, próximo Bocaiúva do Sul.

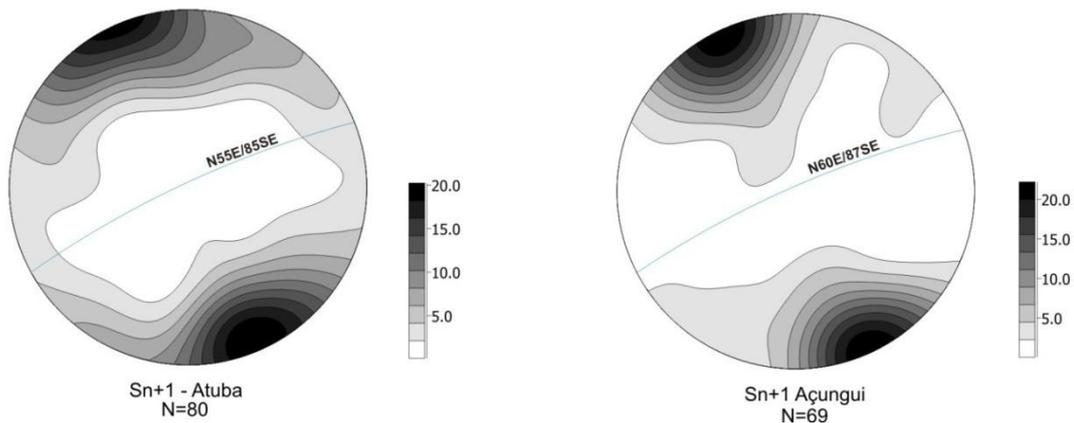


Figura 6.10: Diagramas de pólos comparativos entre o padrão da Sn+1 encontrado tanto no Complexo Atuba como no Grupo Açungui.

Uma característica importante são as feições de achatamento e estiramento de porfiroclastos observadas em campo assim como em lâmina delgada (FG-097 e FG-117) - como já exemplificado no capítulo 5. Essas feições classificam a rocha como um tectonito do tipo LS (Figura 6.11).

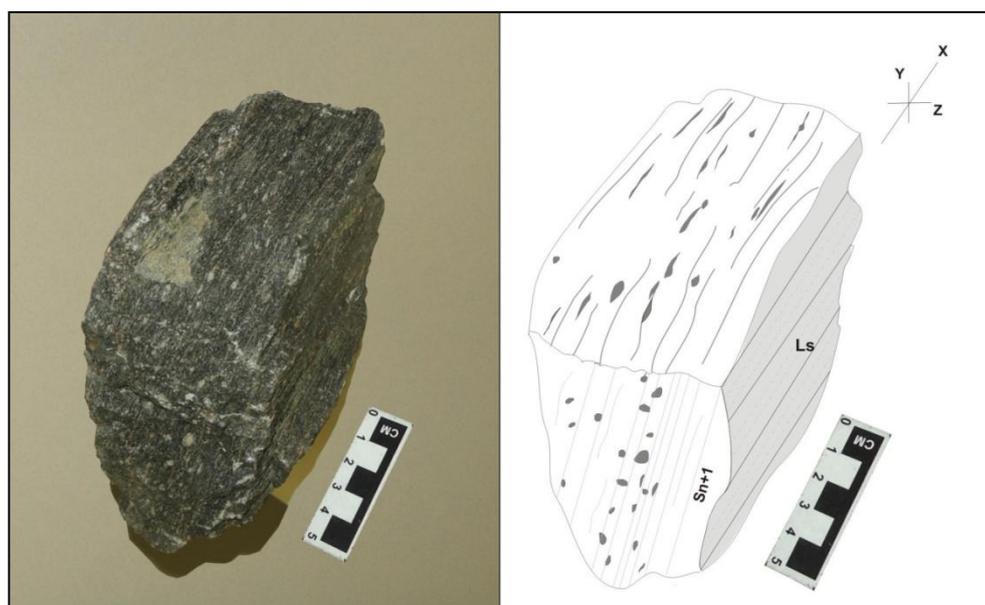


Figura 6.11: Relação entre encurtamento e achatamento de porfiroclastos em rocha do embasamento (tectonito do tipo LS) – ponto FG-117.

Nas rochas do Complexo Atuba, onde há influência da ZCC, as feições de cisalhamento são bem desenvolvidas, tanto em relação ao cisalhamento dúctil, quanto ao cisalhamento rúptil. Os níveis quartzo-felspáticos estão dispostos em arranjo anastomosado, de alto ângulo, e se encontram alongados e achatados. É comum a presença de porfiroclastos e lineação de estiramento com componente direcional. Neste contexto, as lineações de estiramento sugerem movimentos direcionais ou oblíquas pontualmente

A obtenção de medidas de lineações foi um complicante durante o levantamento de dados de campo, principalmente nas rochas da Formação Capiru, devido ao elevado grau de intemperismo. Quando existem, torna-se muito difícil separá-las em lineações de estiramento das lineações de interseção. Nesses casos as lineações de estiramento foram identificadas em planos de falhas e veios de quartzo. De qualquer modo, é necessário argumentar que as lineações reliquiares, geradas no evento dúcteis anteriores foram obliteradas e/ou reorientadas pela tectônica transcorrente da ZCC.



Figura 6.12: Porfiroclasto de K-feldspato (em perfil) observados na Pedreira São Jorge (FG-117) – ponto fora do mapa da área de estudo.

6.3.3 - Superposição das deformações dúcteis e rúpteis

Os estudos da zona de cisalhamento, em diferentes condições de deformação, desenvolveram-se principalmente nos afloramentos que, por razões de qualidade, continuidade de exposição e de penetratividade das estruturas nas

diferentes unidades de rocha, pudessem melhor caracterizar e fornecer elementos para o entendimento sobre a geometria e relações angulares das fases de deformação.

Nas rochas do Complexo Atuba, comumente foram encontrados afloramentos onde se pode, com melhor confiança, entender a relação geométrica entre as estruturas superpostas, comum a toda área de estudo.

Esta superposição generalizada de estruturas representa uma das fundamentações mais relevantes para a caracterização da Zona de Cisalhamento Curitiba, podendo ser inclusive utilizada para delimitar a cronologia relativa que ambos os regimes atuaram. Neste caso, a ZCC teria sido formada inicialmente por uma tectônica cisalhante em regime transcorrente com componente oblíqua, durante pelo menos o Proterozóico Superior ou então no fim do Proterozóico Inferior, gerando rochas de paragênese metamórfica de médio grau (fácies anfíbolito). Os mecanismos de deformação observados no feldspato indicam que esses processos atingiram temperatura de 600° C, ou seja, a níveis crustais profundos.

Assim como a heterogeneidade no processo de deformação dessas rochas revela estágios de deformação intermediários, que podem variar entre dúctil-rúptil a rúptil dúctil, há a superposição de feições rúpteis (e.g estrutura em flor, gashes extensionais (Figura 6.13), falhas e zonas de cisalhamento com geração de cataclastos e brechas), indicam um progressivo paralelismo, com deformação a níveis crustais rasos.

Uma intensa venulação de quartzo está vinculada à ZCC em toda sua extensão, servindo como balizador da falha e cujo significado implica na grande mobilidade do quartzo também no regime dúctil, embora seja observados veios extensionais de mesma direção. A distinção entre os veios de quartzo gerados nos eventos de cavalgamento dos veios gerados durante o cisalhamento transcorrente é observado por meio do ângulo de mergulho. No geral, esses veios estão alojados paralelamente a foliação milonítica subvertical (S_{n+1}), formada durante o cisalhamento transcorrente, assim como também são observados paralelos à superfície de cavalgamento (S_n) de baixo a médio ângulo. Em alguns casos, quando a superfície S_n se encontra verticalizada, se torna difícil distinguir a qual regime pertenceu esses veios.



Figura 6.13: Estruturas relacionadas a tectônica rúptil nos metassedimentos da Formação Capiru: *gashes* extensionais e estruturas em *flor*, podem ser indicativos de reativação.

Alguns desses afloramentos que levaram a essa discussão são os pontos FG-039, FG-066, FG-089 e principalmente o ponto FG-117 localizado na Pedreira São Jorge no município de Campo Largo –PR.

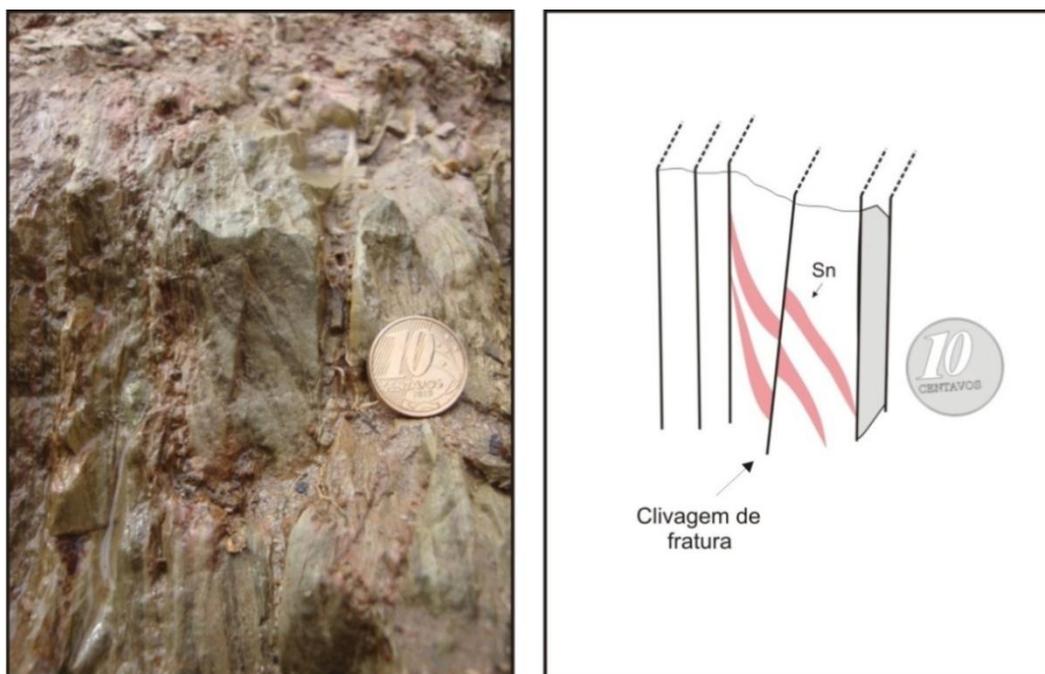


Figura 6.14: Dobras da foliação Sn seccionadas e deslocadas por uma clivagem de fratura expressiva, característica da fase rúptil da ZCC de direção N70E/83NW.

A evidência de eventos de superposição nas rochas da Formação Capiru é facilmente distinguida e hierarquizada no ponto FG-039, localizado sobre o traçado da ZCC, próximo ao município de Campo Magro. No local ocorrem dobras da foliação S_n , com eixo subhorizontal, sendo seccionadas e deslocadas por uma clivagem de fratura expressiva de direção N70E/83NW (Figura 6.14).

Em uma pedreira desativada nas mediações entre o bairro Santa Felicidade e o município de Campo Magro (FG-066), onde afloram rochas do embasamento, são observadas zonas de cisalhamento de direção N30-75E com a geração de milonitos, ultramilonitos e cataclasitos (Figura 6.15).

O gnaiss mostra uma verticalização das estruturas dúcteis, com zonas de cisalhamento, *ribbons* quartzo-feldspáticos e micas orientadas, inclusive com desenvolvimento de par S-C. Essas estruturas dúcteis, por sua vez, são paralelas a zonas de cisalhamento de comportamento puramente rúptil. Essas rochas são cortadas por dois sistemas distintos de falhas transcorrentes dextrais de *trend* NE. A direção dos sistemas varia entre N10-40E e N70-85E. Pontualmente observam-se falhas recentes de *trend* N-S.



Figura 6.15: Caráter heterogêneo da deformação, na sua fase rúptil ocorre como clivagem de fratura espaçada nas rochas do embasamento, subparalela a foliação S_{n+1} dúctil de alto ângulo (FG-66).

Neste ponto, a ZCC tem comportamento rúptil. Tendo em conta a competência dessas rochas, imprime uma clivagem de fratura subparalelas à superfície S_{n+1} , também de direção média N50E (Figura 6.15).



Figura 6.16: Estruturas relacionadas à fase rúptil da ZCC. A) Plano de falha N55E/88NW com estrias subhorizontais (bloco rolado); B) Estrutura em *flor*; C) Zona de Cisalhamento Curitiba em regime rúptil; D) Cataclasitos.

Como consequência disso, a espessura da zona de dano da falha é reduzida consideravelmente para algumas dezenas de metros (Figura 6.16c), diferentemente do que acontece nas rochas metassedimentares, aonde a zona de influência da ZCC chega a atingir centenas de metros de largura.

A componente extensional desse sistema rúptil é observada em planos de direção N25E/88NW, nos quais o crescimento de cristais de quartzo ocorre de forma perpendicular (Figura 6.17), nesses planos ocorrem estrias N20/15 e degraus que indicam movimento dextral com componente horizontal (Figura 6.16a).



Figura 6.17: Veios extensionais paralelos aos planos de falhas. O diagrama estrutural mostra a relação entre a direção dos veios e das falhas dextrais.

O diagrama estrutural mostra dois *trends* de falhas: NE-SW, NW-SE. O *trend* NE-SW corresponde a falhas transcorrentes com direções que variam entre N20-80E; o *trend* NW-SE também corresponde a falhas transcorrentes, porém apresenta direções que variam entre N45-80W. Embora não exemplificado no diagrama, ocorre subordinadamente um sistema N-S relacionado a falhas normais ou inversas tardias, que seccionam as falhas NE e NW (Figura 6.18).

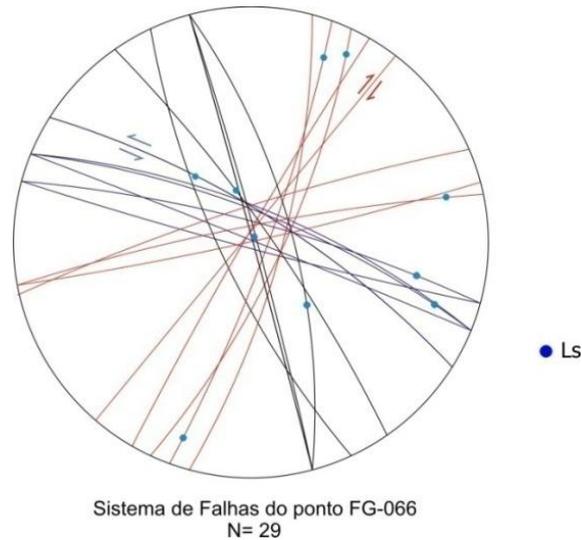


Figura 6.18: Diagrama estrutural com os sistemas de falhas observados no ponto FG-066.

É importante ressaltar que as deformações dúcteis e rúpteis de alto ângulo impressas nessas rochas, são cronologicamente distintas, ou seja, embora haja um paralelismo entre as estruturas, essas foram formadas em condições de grau metamórfico e principalmente profundidades diferentes.

No ponto FG-089, localizado na PR-092 - estrada da Uva, no município de Colombo, ocorre tectnofácies de rochas do embasamento. A distribuição geométrica das estruturas é representada por intercalação de níveis quartzo-feldspáticos intercalados com faixas de granulação muito fina compostas essencialmente por minerais argilosos, bem como porções de rocha metabásica intercalada a foliação milonítica S_{n+1} verticalizada (Figura 6.19). Superposta a ela há o cisalhamento dúctil-rúptil a rúptil, responsável pela geração de expressiva venulação de quartzo de espessuras centimétrica a métricas (Figura 6.20), que inclusive gera pequenos gashes que caracterizam uma cinemática dextral. Essas estruturas marcam sistematicamente, bandas de cisalhamento de caráter principalmente rúptil-dúctil.

O paralelismo de superfícies subverticais como a foliação S_{n+1} , planos de clivagem de fraturas e bandas de cisalhamento rúptil imprimem na rocha um aspecto de deslocamento planar bem marcado e pervasivo.

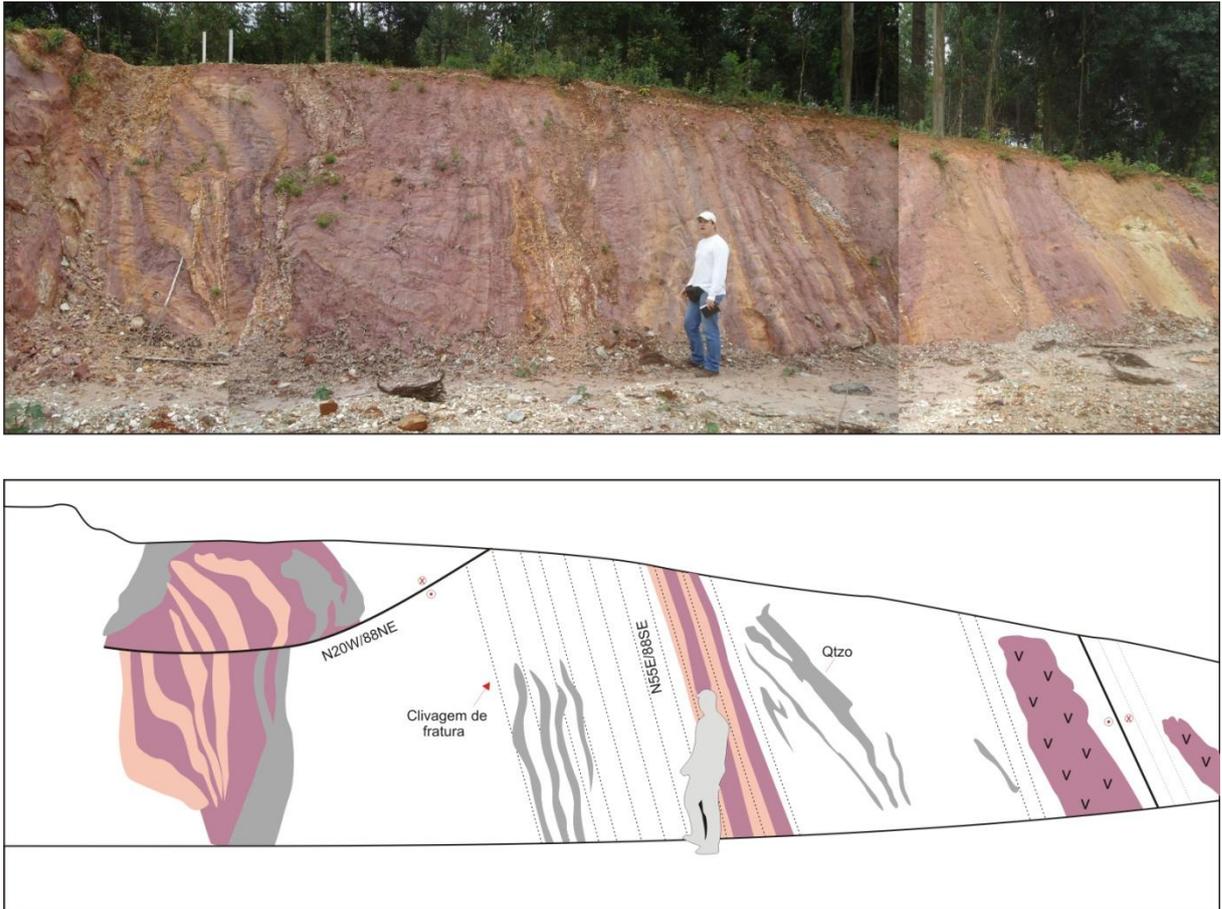


Figura 6.19: Tectonofácies do embasamento no ponto FG-089, onde a principal característica é a clivagem de fratura verticalizada paralela a zonas de cisalhamento rúptil.

Neste ponto, a relação geométrica entre as estruturas mostra que em locais onde houve menos deformação a S_{n+1} corta obliquamente a S_n , enquanto que com o incremento da deformação rúptil, nitidamente a clivagem de fratura oblitera a foliação S_{n+1} .

Um fator importante é a presença de dobras de arrasto com eixo subvertical e lineações de estiramento sub-horizontais nos planos de cisalhamento. Essas dobras mostram a atuação de cisalhamento simples de regime transcorrente com componente oblíqua, formada a partir de um evento de deformação rúptil- dúctil (Figura 6.21). O sentido de movimento do arrasto sugere à falha um deslocamento dextral.



Figura 6.20: Veios de quartzo associados a ZCC.

Nas porções menos deformadas das rochas do embasamento é possível identificar estrutura par S-C, ainda preservadas, representando a superfície reliquiar S_n e a superfície cisalhante S_{n+1} .

Sob o ponto de vista da deformação dos cristais, a rocha é classificada como um tectonito do tipo LS, de fácies anfibolito, formados em partes mais profundas da crosta, exclusivamente em domínio dúctil, porém retrabalhadas posteriormente em domínio rúptil–dúctil a rúptil.

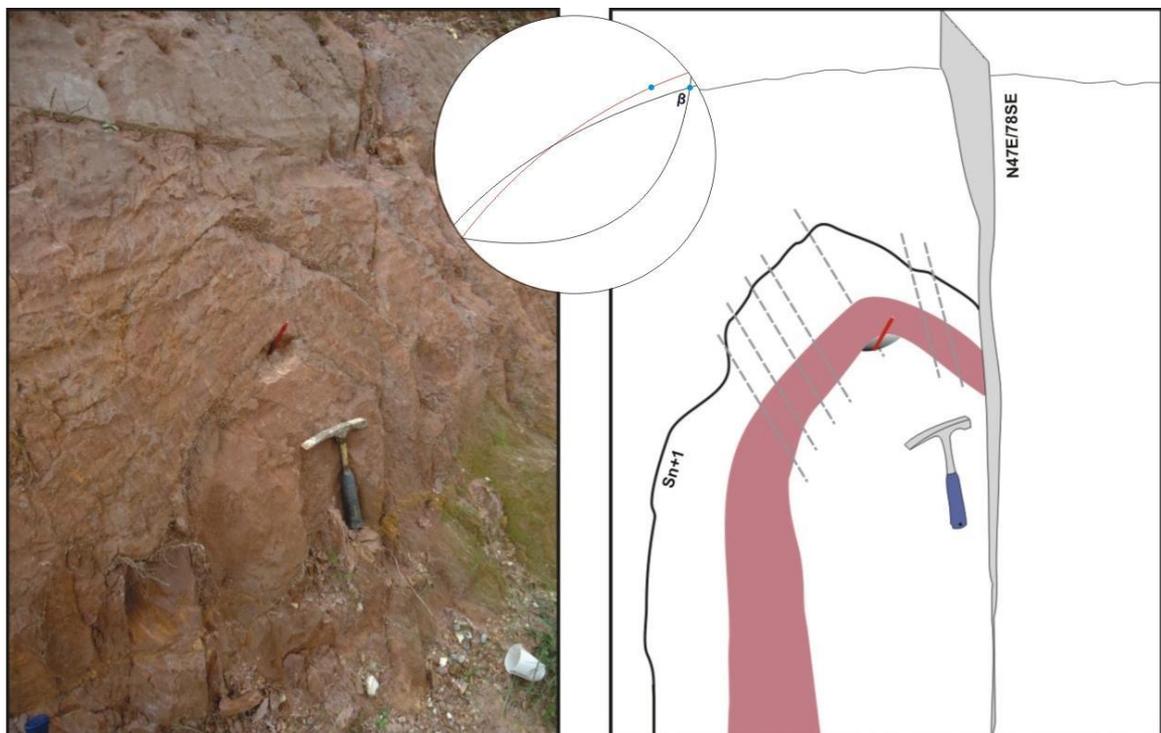


Figura 6.21: Dobra do tipo *shear fold* métrica com eixo subvertical (em seção)(FG-089).

O diagrama de pólos dos veios de quartzo (Figura 6.22) revela uma concentração máxima de pólos no quadrante NE-SW, onde a direção média é N60E/80NW. São observadas algumas dispersões menores no quadrante NW com mergulho de médio ângulo, possivelmente relacionadas a superfícies de cavalgamento.

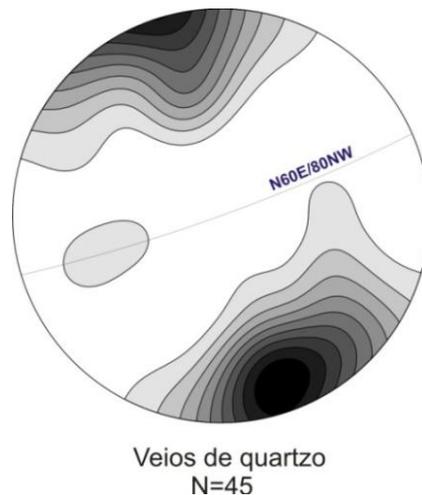


Figura 6.22: Diagrama de pólos para os veios de quartzo observados ao longo da ZCC.

Além das estruturas descritas acima, o afloramento é recortado por um sistema rúptil, subparalelo a paralelo a S_{n+1} , onde ocorrem pontualmente brechas de falha em estruturas em flor, bem como planos de falha de deslocam os veios de quartzo do evento ZCC.

Os planos de falha principal de direção N50E/85SE são preenchidos por níveis milimétricos de óxido de ferro. Esse material também é encontrado nos planos de falha onde se desenvolvem *shear folds*, podendo ser facilmente confundidos com a superfície de cisalhamento principal. O diagrama abaixo mostra esta relação (Figura 6.23).

Os indicadores cinemáticos observados no afloramento FG-089, bem como *gashes* com vênulas de quartzo, remetem cinemática dextral para o evento rúptil e sinistral para o evento dúctil.

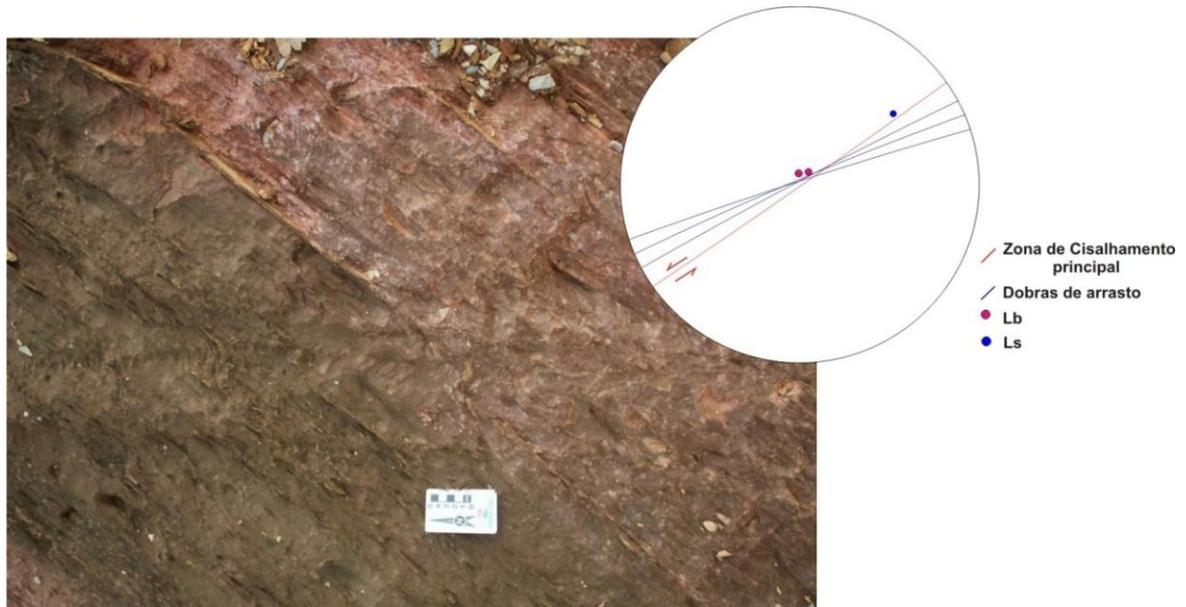


Figura 6.23: Planos de falha principal de direção N50E/85SE preenchidos por níveis milimétricos de óxido de ferro, associados a dobras centimétricas do tipo *Shear folds*.

Dentre os afloramentos analisados, a pedreira São Jorge (FG-117) é a que melhor retrata e fornece elementos para o entendimento sobre a geometria e relações angulares da tectônica cisalhante local e seus produtos de deformação.



Figura 6.24: Vista geral da Pedreira São Jorge (FG-117). Gnaiss bandado migmatizado com planos verticalizados e injeções graníticas associadas.

Ela está localizada fora do limite sudoeste da área, no município de Campo Largo, entre o Primeiro Planalto e o Segundo Planalto Paranaense. Uma das propriedades mais importantes desse afloramento é por representar o ponto de inflexão entre a *Zona de Cisalhamento Curitiba* e a *Falha da Lancinha*. É importante ressaltar que este ponto representa importante influência na caracterização da ZCC, porém por ter sido analisado pouco tempo antes da finalização deste trabalho, não foi possível integrá-lo ao mapa geológico da área.

Trata-se de um gnaíse bandado migmatizado representado principalmente por biotita-anfibólio-gnaisses contendo injeções de leucossomas de composição granítica (Figura 6.24). Do ponto de vista estrutural, essas rochas estão orientadas na direção média N50E, e apresentam mergulhos subverticais tanto para SE quanto para NW.

Uma das feições que atestam que o nível estrutural profundo de formação das rochas do local são as injeções graníticas concordantes a foliação milonítica dúctil subvertical (Figura 6.27 c), e que podem atingir larguras de até 6 metros. Por outro lado, essas injeções contrastam com planos de falha rugosos que ressaltam megaestrias e steps do sistema rúptil superimposto (Figura 6.25).



Figura 6.25 – Planos de falha concordantes com a foliação S_{n+1} . Detalhe para as megaestrias que apresentam mergulhos subhorizontais, corroborando a hipótese de paralelismo entre estruturas geradas em níveis estruturais diferentes, e atestam ação do cisalhamento simples em regime transcorrente.

Nas porções menos deformadas ainda é possível identificar estrutura do tipo S-C. Nas porções mais deformadas, a foliação S se paraleliza com as bordas da Zona de Cisalhamento Curitiba, resultando em ultramilonitos.

Sob o ponto de vista da deformação dos cristais, os tectonitos também são classificados como do tipo LS, que representam assembleias de alto grau metamórfico (600°) formados em partes mais profundas da crosta que estão exclusivamente em domínio dúctil, porém retrabalhadas posteriormente em domínio rúptil–dúctil a rúptil.

A foliação principal é milonítica a protomilonítica (S_{n+1}), formada através da deformação heterogênea, pois há faixas intensamente cisalhadas alternando com porções menos deformadas. Estas são caracterizadas por faixas de porfiroclastos quartzo-feldspáticos assimétricos, fortemente achatados e alongados (Figura 6.27 a e b), com tamanhos que variam de milimétrico a métricos. Dobras de arrasto no plano S_{n+1} de eixo N210/20 sugerem esforços com componente oblíqua na fase dúctil da ZCC (Figura 6.26).

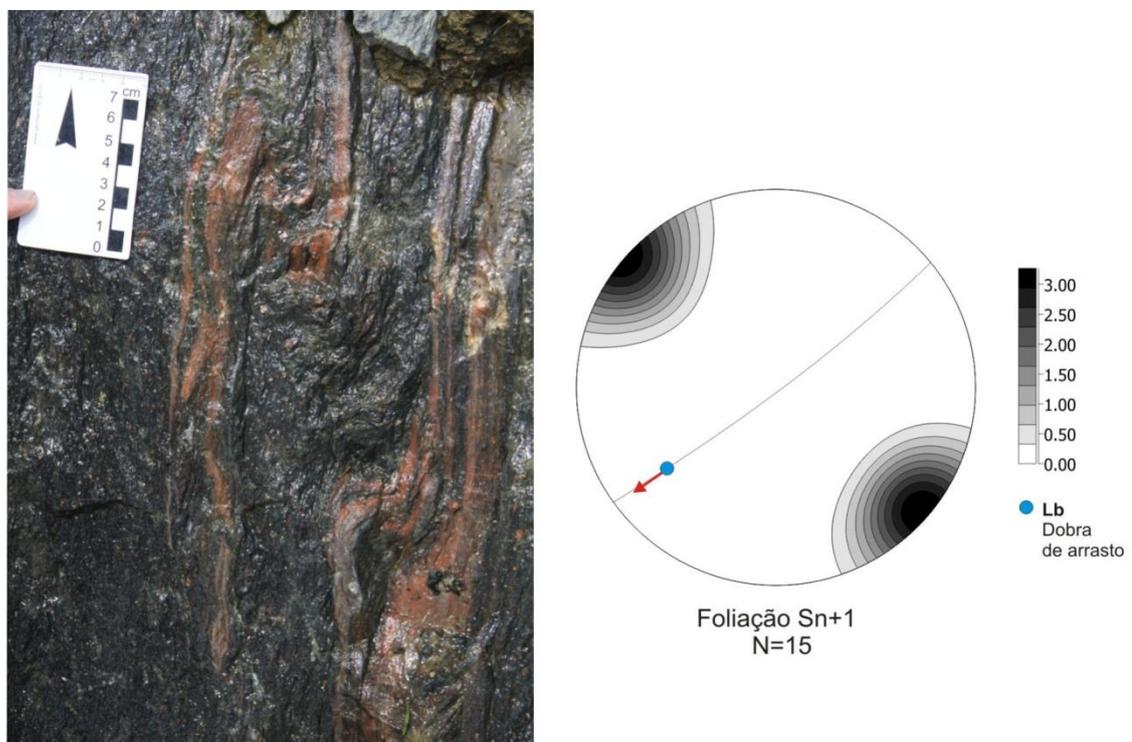


Figura 6.26 – Foliação S_{n+1} vista em perfil, definida pela intercalação de níveis quartzo-feldspático fortemente achatados e estirados. São observadas dobras de arrasto nesses planos, onde os eixos (Lb) subhorizontais podem sugerir uma tectônica transpressiva durante a fase dúctil da ZCC.



Figura 6.27 – Produtos de deformação associados ao evento dúctil. A e B) Níveis quartzo-feldspáticos fortemente achatados e alongados, definem a foliação S_{n+1} ; C) Injeções graníticas.

A deformação dútil superposta comumente gera bandas de cisalhamento (Y) de direção N45E/80NW que apresentam fraturas escalonadas com orientação N82W/77SW (R') e N70E/85SE (T), remetendo a um caráter dextral de movimentação (Figura 6.28). Essas bandas se repetem a cada 4 metros. Entre os planos de cisalhamento (Y) encontram-se brechas e/ou cataclasitos e por vezes preenchimento por calcita.

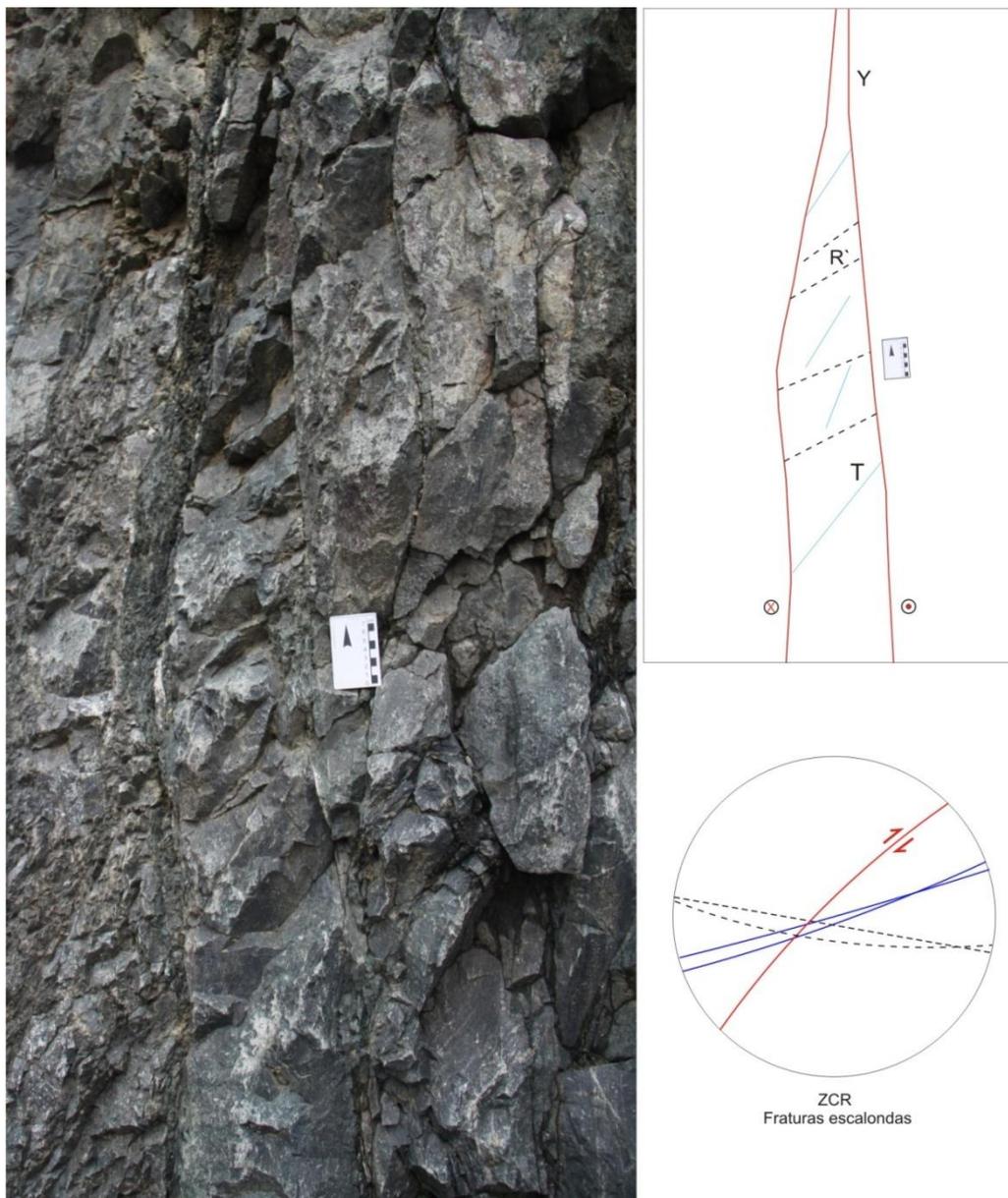


Figura 6.28 - Banda de cisalhamento dútil no ponto FG-117, aplicada ao modelo de fraturas escalonadas de Riedel.

A fase rúptil da Zona de Cisalhamento Curitiba também é reconhecida no contato entre o Complexo Atuba e o Granito Graciosa. Este ponto (FG-111) conhecido localmente por *Cachoeira Capivari* localiza-se na BR-116 a noroeste da Represa Capivari. Trata-se de um monzogranito com xenólitos da rocha encaixante (gnaisses), assim como brechas magmáticas e veios pegmatíticos. Este local, com cerca de 60 metros de comprimento, é demarcado por diversas bandas de cisalhamento rúptil com *trend* N55E/86NW e que se repetem a cada dez metros. São esses planos que formam o arcabouço em degraus da cachoeira (Figura 6.29b). Essas bandas de cisalhamento rúptil apresentam um padrão de fraturas escalonadas imprimindo na rocha uma geometria anastomosada (Figura 6.29a). Indicadores cinemáticos como terminações em *rabo de cavalo* (Figura 6.29c), revelam que se trata de uma zona de cisalhamento rúptil dextral.

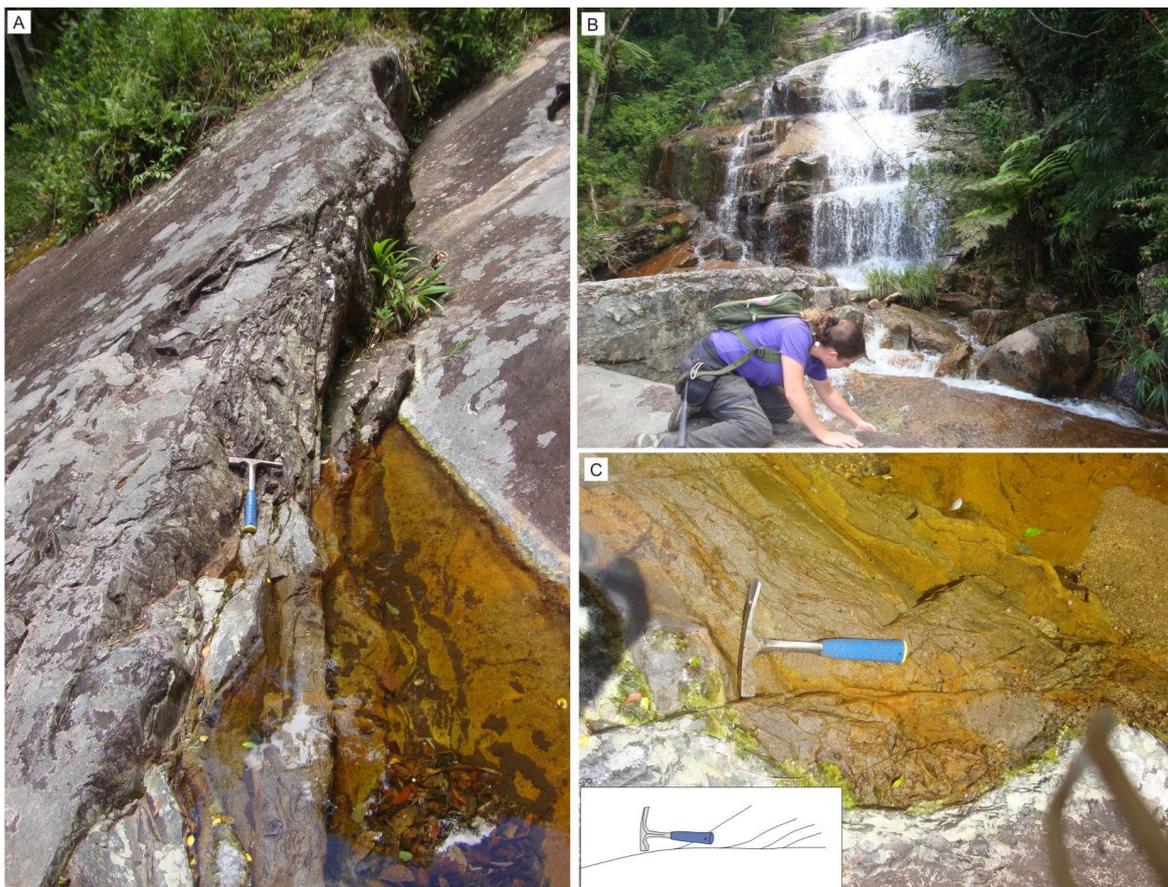


Figura 6.29: Zona de Cisalhamento Curitiba em sua fase rúptil. A) Plano anastomosado; B) Degraus da cachoeira representados pelo aparelhamento das bandas de cisalhamento rúptil N55E e C) Terminação em *rabo de cavalo* indica movimento dextral.

As observações de campo levam ao questionamento quanto à evolução no processo formador dessas rochas, em uma análise cronológica relativa, é possível assumir que a existência, lado a lado, de rochas de falha com texturas contrastantes, sugere uma evolução que reflete em diferentes estágios de movimentação da Zona de Cisalhamento Curitiba, de níveis crustais mais profundos a níveis crustais cada vez mais rasos.

6.3.4 – Fraturas e juntas

As estruturas ligadas à tectônica frágil são representadas por um sistema penetrativo de falhas e juntas na escala regional, com diversos *trends*. Em parte reativam os já existentes alinhamentos NE-SW e NW-SE, porém também geram novas estruturas, principalmente os sistemas direcionados aproximadamente para norte-sul (N-S). Foram identificadas cinco famílias de fraturas.

Os principais sistemas de fraturamento observados nos metassedimentos do Grupo Açungui, foram lançados em diagramas de roseta (Figura 6.29), com isso observam-se *trends* com direções N40-50E e N50-70W. O mesmo foi feito para as fraturas observadas nas rochas cristalinas, onde se destaca *trends* N70-80W, N30-40W, N-S, e também variando entre N50-60E. Os planos de fratura de direção NE que ocorrem em ambas as unidades coincidem com a direção de alguns dos planos de clivagem observados ao longo da ZCC.

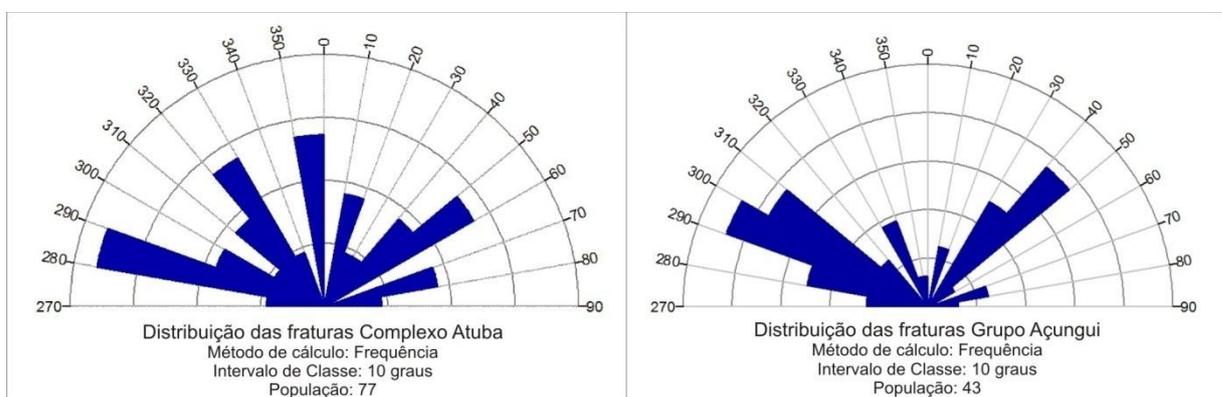


Figura 6.30 - Diagrama de rosetas comparando as fraturas entre as rochas do Complexo Atuba e as rochas do Grupo Açungui.

7. DISCUSSÕES

O estudo detalhado da área revelou com clareza a natureza cisalhante de um lineamento que foi gerado no Pré-Cambriano, antes denominado por Fiori et al., (1985) como *Lineamento São João- Lamenha Grande*.

Do ponto de vista de nomenclatura, optou-se por designar o até então *Lineamento São João - Lamenha Grande* pela denominação de Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC) (Salamuni e Gonçalves, 2010) devido ao fato desta estrutura compreender praticamente toda porção leste e noroeste da região metropolitana de Curitiba.

A problemática acerca dos trabalhos de campo foi a caracterização das feições de cisalhamento dúctil e/ou dúctil-rúptil e rúptil, ambas com direção média N55E. Os dados obtidos nos levantamentos de campo, bem como a análise estrutural caracterizaram este lineamento em uma zona de cisalhamento dúctil com deformação rúptil superimposta. A foliação milonítica/filonítica de alto ângulo, sempre paralela ao contato, observada nos gnaisses do Complexo Atuba e nos metassedimentos do Grupo Açungui, sugere a formação de zonas de cisalhamento dúcteis, relacionadas à tectônica transcorrente com componente direcional.

Interpreta-se aqui que a ZCC faz parte da estruturação do Sistema de Transcorrência Lancinha (STL) (Fiori et al. 1987, Fiori 1991, 1992a), já que na sua extremidade sudoeste ela possivelmente forma uma inflexão com a Falha da Lancinha.

7.1 Dos modelos estruturais aplicados a área

Vários autores postulam que o padrão estrutural da área apresenta uma evolução estrutural complexa, controlada em grande parte por cisalhamento simples de movimento principal dextral oblíquo, e que, posteriormente, essas estruturas tenham sido reativadas por uma tectônica transcorrente (Sadowski,1984; Basei,1985; Fassbinder,1990; Campanha,1980,1991; Ebert & Hasui,1997; Campos Neto,1999, 2000); Faleiros, 2008; Passarelli et al. 2010 entre outros). Neste contexto a região apresenta tectônica com eventos de dobramento, cisalhamento dúctil de baixo ângulo e de alto ângulo e fases distensionais.

Como exemplo disso, um dos modelos de evolução tectônica que melhor se aplica a sedimentação e deformação dos metassedimentos da Formação Capiru descritos na área de estudo é o modelo proposto por Fiori (1984). O autor caracteriza a deformação do Grupo Açungui em três fases de deformação: D1, D2 e D3. O evento D1 teria sido responsável por um imbricamento tectônico representado por um sistema de empurrões, onde há dobramentos com vergência estrutural para SE. Este evento é responsável pela formação da superfície S_n de baixo ângulo, observadas na área de estudo.

O evento D2 é caracterizado por um generalizado dobramento da superfície S_n . Os eixos dessas dobras mergulham geralmente para SW. Por fim, a terceira fase de deformação D3, estaria ligada a uma tectônica de caráter rúptil, referente ao Sistema de Transcorrência Lancinha (STL). Este sistema deforma as dobras do evento D1 e D2, desenvolvendo rochas miloníticas, brechas, falhas inversas e muito provavelmente é responsável pela reativação de falhas mais antigas. Na área de estudo corresponde a esse evento a foliação S_{n+1} de alto ângulo, encontrada em rochas metassedimentares, assim como a clivagem de fratura associada à zona de cisalhamento rúptil.

Embora o modelo de Fiori se aplique em grande parte da área, o evento D3 proposto pelo autor não aborda estruturas de cisalhamento transcorrente observadas nas rochas do Complexo Atuba. Para essa unidade, buscou-se embasamento nos trabalhos de Fiori (1985), Campanha (1980,1991) e principalmente no trabalho de Fassbinder (1990).

7.2 Da superposição de estruturas

A deformação responsável pela instalação da ZCC originada por cisalhamento simples dúctil em regime transcorrente, desenvolveu a foliação S_{n+1} , de alto ângulo, que não ocorre homoganeamente por toda área, sendo mais expressiva em regiões próximas à ZCC, concentrando-se essencialmente em faixas miloníticas/filoníticas de espessuras variadas. Outra questão é a heterogeneidade da deformação local, visto que o maciço apresenta comportamento dúctil a dúctil-rúptil, por outro comportamento é essencialmente rúptil, o que poderia ser um indício do processo de deformação progressiva da zona de cisalhamento.

Superpostas à foliação S_{n+1} dúctil há a deformação rúptil, que nas rochas do embasamento ocorre como típica clivagem de fratura espaçada e nos metassedimentos tanto como clivagem de fratura como clivagem ardosiana.

Nos diagramas expostos na figura 7.1, foram lançadas, em conjunto, foliações de cisalhamento de alto ângulo (S_{n+1}) de ambas as unidades, clivagens de fratura e bandas de cisalhamento rúptil relacionadas à zona de influência da ZCC. No Grupo Açungui e no Complexo Atuba as clivagens de fratura possuem mesma direção que os planos da S_{n+1} , e conseqüentemente aos planos de falha observados na área. A análise dos diagramas permite dizer que a origem da clivagem de fratura impressa tanto nas rochas metassedimentares como nas rochas do embasamento está intimamente ligada com os processos de reativação rúptil da zona de cisalhamento.

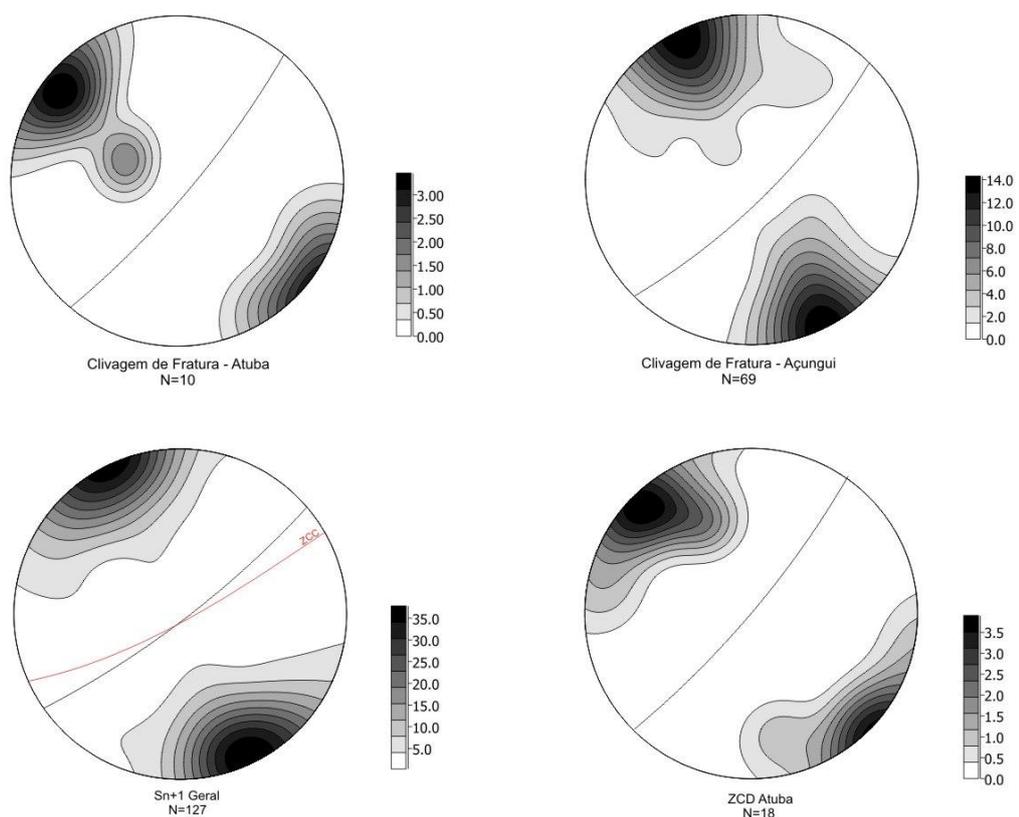


Figura 7.1: Diagramas de pólos comparativos entre o padrão da clivagem de fratura e as superfícies cisalhantes da área.

Uma das principais características da área é quanto a verticalização das estruturas. Neste aspecto, por vezes se torna confusa a diferenciação entre a foliação S_n e a foliação S_{n+1} . A determinação foi feita, além de outros aspectos,

diferenciando superfícies milonitizadas, atribuídas então como S_{n+1} , das que apresentavam características de superfície original, mesmo que verticalizada. Por outro lado, Ebert & Hasui (1998) e Faleiros (2003) em seus estudos na Faixa Apiaí, atribuem essa verticalização como sendo dobras fechadas isoclinais que evoluem para zonas de escape lateral devido ao acréscimo de deformação. Ainda segundo os autores, nessas áreas há o desenvolvimento de uma clivagem de fratura plano axial, neste caso verticalizada, que inclusive poderia apresentar estiramento mineral subhorizontal. Embora essas descrições, possam ocorrer em tese, não foi encontrada tal evolução das dobras em direção a ZCC, como pode ser observado nos perfis esquemáticos A`-B` e C`-D` (Capítulo 6 – figura 6.1).

Em relação aos eixos de dobras, levando em consideração as observações de Fiori, entende-se que as dobras do tipo *shear folds* e estruturas do tipo *duplex* com eixos subhorizontais tenham sido formadas no processo de cisalhamento dúctil-rúptil (D1) responsável pelos cavalgamentos. Já as dobras com eixos subverticais, restritas a ZCC, seriam então resultado do evento (D3) referente à tectônica cisalhante com componente lateral. De certa forma, a influência desses eventos e suas respectivas estruturas foram bem delimitadas ao longo da ZCC.

Outra questão relevante, mas que permitiu maior detalhamento, é em relação a pequenos corpos graníticos hololeucocráticos milonitizados quase sempre alterados, (FG-031, FG-042 e FG-062). É importante ressaltar a necessidade de realizar estudos de maior detalhe desses afloramentos, já que há dúvidas quanto à origem desses corpos. Neste caso, duas hipóteses são levantadas, ou fazem parte do Complexo Atuba, ou corresponderiam a granitos sintectônicos alojados em dobras de arrasto decorrentes do Evento Lacinha (Fiori, 1985; Fiori et al.1987; Fassbinder, 1990). Siga Junior et al.,(1995) já havia discutido a ocorrência desses corpos, os quais, segundo ele, balizavam importante zona de cisalhamento que colocava lado a lado as rochas dos Complexo Atuba e os metassedimentos do Grupo Açungui.

Foram encontrados vários indícios de reativação, dentre elas bandas de cataclasitos, paralelas à foliação S_{n+1} . Evidências de reativação têm sido descritas para muitas das principais zonas de cisalhamento e falhas regionais do sudeste brasileiro.

Essas feições de reativação poderiam embasar a hipótese de que a zona de cisalhamento possa ter se instalado próximo ao contato entre o Complexo Atuba e

Grupo Açungui aproveitando seus planos de fraqueza pela tectônica transcorrente do Sistema de Trancorrência Lancinha (STL), quando esse sofreu deformação heterogênea rúptil, que em grande parte obliterou a tectônica dúctil inicial.

Para Fassbinder (1990), as reativações em condições rúpteis, de baixo grau metamórfico, aconteceram pós evento (D1) de Fiori (1985), e aqui no estado do Paraná a Falha da Lancinha representaria o evento de reativação da Falha de Cubatão, impressa nas rochas do Grupo Açungui, hipótese que, de certa forma, corrobora com as hipóteses do presente trabalho.

O padrão estrutural observado nas rochas do Complexo Atuba, (principalmente em relação aos pontos FG-66 e FG-117) indica que o desenvolvimento da foliação S_{n+1} de alto ângulo desse embasamento, tenha se processado em regimes dúcteis associados a uma tectônica transcorrente.

7.3 Dos indicadores cinemáticos

Os Indicadores cinemáticos de caráter rúptil, como *gashes*, sugerem movimentação dextral (Figura 7.2), embora em estruturas dúcteis o movimento encontrado é inverso, tendendo a ser sinistral, corroborando as evidências de que a tectônica rúptil está superimposta às estruturas anteriores (dúctil). Além disso, vários autores sugerem que o Sistema de Trancorrência Lancinha (ou Lancinha – Cubatão) teria movimentação dextral, o que coincide com os dados apresentados nesse trabalho. A interpretação mais provável é que a zona iniciou sua atividade com movimento sinistral, sendo posteriormente reativado com movimento dextral.

metamorfismo fácies anfíbolito, e nomeia esse evento como *Evento Transcorrente Cubatão*. Da mesma forma, o autor identifica antigos planos de fraqueza gerados naquele evento foram reativados, levando inclusive, à deformação dos metassedimentos sobrepostos do Grupo Açungui, e denomina tal evento rúptil como *Evento Transcorrente Lancinha*.

Do ponto de vista de Campanha (2002), as zonas de cisalhamento da Faixa Ribeira são correspondentes de um sistema de falhas do qual a Lancinha seria a falha principal. Muitas das observações feitas por Campanha e Fassbinder correspondem às observadas neste trabalho, principalmente quanto às propostas para a evolução geológico-temporal da Falha da Lancinha, levando a concluir que a ZCC seja de fato uma zona de cisalhamento de natureza transcorrente, subsidiária do Sistema Transcorrente Lancinha (STL).

O modelo de Riedel aplicado por Fassbinder (1990) e Fassbinder et al. (1994) para a Falha da Lancinha no Estado do Paraná, mostra que o sistema ou falha principal (Y) tem direção média N60E, as falhas sintéticas (R) direção média N85E e a fraturas antitéticas (R') direção ao redor de N10-30W.

A análise dos diversos dados que vem sendo apresentado neste trabalho, vem corroborando esta interpretação e sugerem a ZCC faz parte do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes do Pré Cambriano paranaense, em particular do Sistema Transcorrente Lancinha (STL). Conforme caracterizado, a ZCC tem direção média N55E e se enquadra na direção do plano principal de ruptura (Y).

Neste sentido, é importante ressaltar que no início do trabalho acreditava-se que a ZCC correspondia a descontinuidade onde estão localizadas as falhas de empurrão, e que ela teria sido reativada a partir de uma tectônica rúptil. No entanto, com o avanço da pesquisa observou-se que apenas um pequena porcentagem desses planos foram reativados, o que de certa forma era esperado devido a sinuosidade de alguns pontos desta descontinuidade, onde em geral encontravam-se planos com mergulhos médios a baixos. Assim, pode-se concluir que a mesma não possui relação direta com o sistema de *nappes* gerado pela deformação relacionada ao Sistema de Cavalcamento Açungui (SCA).

Em função de não haver dados geocronológicos disponíveis, mesmo levando em consideração Fassbinder (1990.p. 140-144), ainda não se pode atribuir idade radiométrica absoluta para a evolução tectônica local. Todavia foi proposta

uma sequência cronológica relativa dos eventos de deformação tão somente para o local de estudo, como mostra a tabela abaixo.

TABELA 1 - SEQUÊNCIA CRONOLÓGICA RELATIVA DOS EVENTOS DE DEFORMAÇÃO PARA O LOCAL DE ESTUDO

Era	Superfície	Estrutura	Evento
Cambriano/ Neoproterozóico (reativação)	Clivagem de fratura	Sistema rúptil: Clivagem de fratura, falhas e juntas	Sistema Transcorrente Lancinha (STL) - rúptil
Neoproterozóico	Sn+1 (Local)	Milonitização - cisalhamento simples dúctil com componente oblíqua da Falha da Lancinha	Sistema Transcorrente Lancinha (STL) - dúctil
Mesoproterozóico a Neoproterozóico	Sn e Sn` (SCA)	Foliação no Grupo Açungui e deformação dos gnaisses do Complexo Atuba	Sistema de Cavalgamento Açungui (SCA)
Paleoproterozóico	Sn-1	Gnaisse migmatítico	Cráton antigo ?

Fonte: O autor (2012).

7.5 Das idades

Não há dados geocronológicos disponíveis a instalação da ZCC. Há a possibilidade tanto de esta ter sido instalada antes do fechamento da Bacia Açungui (Mesoproterozóico) e posteriormente ter sofrido uma reativação rúptil pós orogênese, quanto ter iniciado o processo de deformação dúctil após o Mesoproterozóico e ter havido reativação rúptil ao final do Neoproterozóico.

Ambas as hipóteses propostas por Fiori (1985) e Fassbinder (1990), parecem bastante coerentes com as observações de campo, entretanto a falta de dados geocronológicos limita qualquer conclusão definitiva.

Apesar disso, alguns dados encontrados na literatura favorecem a correlação dessas hipóteses. Siga Junior et al.(1995) datou por meio do método Rb/Sr gnaisses migmatíticos do Complexo Atuba, nas proximidades da Represa Capivari (BR-116) e obteve idades de 2.220 ± 26 Ma, ou seja, essas rochas possivelmente foram formadas durante o Ciclo Transamazônico (Paleoproterozóico).

O autor ainda obteve outras idades através do método K-Ar, onde propõe uma segunda fase de migmatização com pico metamórfico entre 650 – 600 Ma, seguido por outro evento em 588 ± 27 Ma.

Faleiros et al. (2011b) obteve dados muito parecidos com os de Siga Junior et al. (1995). Ele descreve que os gnaisses migmatíticos da Formação Turvo-Cajati (correspondente ao Complexo Atuba no Estado do Paraná) passaram por um metamorfismo colisional em condições profundas na crosta, passando por um pico metamórfico em 589 ± 12 Ma, seguido por um retrometamorfismo em condições de fácies xisto verde relacionado a zonas de cisalhamento transcorrentes tardias, datado em 579 ± 8 Ma para aquela região.

Já Campanha (1980), divulgou idades de 1.923 ± 60 Ma, obtidas pelo método Rb/Sr em rochas blastomiloníticas da Falha Além–Paraíba, correlata à Falha da Lancinha do Estado. Semelhantes a essas rochas, os protomilonitos observados na pedreira São Jorge (FG-117) podem então corresponder a rochas formadas na mesma época e em condições de P e T muito semelhantes.

Uma informação importante e que gera a possibilidade de uma datação relativa para a fase rúptil da ZCC (ou reativação), é observada na Cachoeira Capivari FG-111, onde zonas de cisalhamento rúptil N55E seccionam monzogranitos do Maciço Graciosa (Hasui et al., 1978). Esses monzoagranitos, datados pelo método Rb/Sr por Siga Junior et al. (1993), revelam idades de 584 ± 12 Ma, indicando assim que a fase rúptil (ou reativação) da ZCC, ocorrera a idades inferiores que esta.

7.6 Considerações Finais

Sabe-se que atualmente algumas linhas de pesquisa vêm revigorando a hipótese de que a Falha da Lacinha ou Sistema Transcorrente Lacinha – Cubatão seja de fato uma sutura. Hasui (1986) já havia sugerido que a Falha da Lancinha fosse uma sutura, entre o Grupo Setuva e a Faixa Apiaí, assim como Fiori (1985 a e b), que concluiu que os traços transcorrentes N40-60E corresponderiam a cicatrizes já impressas no embasamento desde épocas mais antigas, pré- Açungui.

Levando em consideração os dados estruturais e geocronológicos aqui discutidos e as relações geométricas observadas principalmente nos pontos FG-066 FG-117 e FG-111, permite apontar de forma sintética algumas hipóteses:

- a) As estruturas foram geradas em processos tectônicos distintos;
- b) São resultado de um processo tectônico único, progressivo;
- c) As rochas de alto grau metamórfico (e.g protomilonitos) dispostas lado a lado com os metassedimentos do Grupo Açungui seriam blocos alçados de níveis estruturais profundos (± 10 km segundo modelo de Sibson, 1977) possivelmente por processos transpressionais, como já havia proposto Fassbinder (1990).
- d) Tenha ocorrido um lapso de tempo entre o desenvolvimento da Sn+1 dúctil (embasamento) e o cisalhamento transcorrente rúptil, o que parece ser a hipótese mais simples. Desta forma a ZCC seria o reflexo da evolução da Falha da Lacinha, e também poderia corresponder a uma falha muito antiga, pré-brasiliana, encoberta pelos metassedimentos do Grupo Açungui e posteriormente reativada no Neoproterozóico.
- e) A inflexão sigmoidal entre a Falha da Lacinha e a Zona de Cisalhamento Curitiba à sudoeste da área, ambas com direções que variam entre N40-60E, sugere que a ZCC faça parte do Sistema de Transcorrência Lacinha (STL).

8. CONCLUSÕES

A análise em multiescala baseada em imagens de satélite, afloramentos e caracterização microestrutural, consistiu no reconhecimento dos tectonitos desenvolvidos ao longo da área de estudo e permitiu as seguintes conclusões:

- A Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC) corresponde a uma morfoestrutura alinhada sentido N60E, com pelo menos 80 km de extensão, localizada na borda noroeste da Bacia de Curitiba. Ela ocorre desde a escarpa de São Luiz do Purunã, borda ocidental da Bacia do Paraná, até próximo ao Vale do Ribeira, norte da Serra do Capivari.
- Esta estrutura localizada a sul da Falha da Lancinha faz parte do sistema de zonas de cisalhamento transcorrente da região sudeste do Brasil. É uma estrutura de importante expressão morfoestrutural, vista em imagens de sensores remotos e fotografias aéreas a qual delimita, em quase toda sua extensão, o contato entre a Microplaca Curitiba, seccionando as rochas metassedimentares do Grupo Açungui e as rochas do Complexo Atuba.
- As feições estudadas permitem caracterizar regimes de deformação onde há superposição de eventos dúcteis e rúpteis, subparalelos entre si.
- Apesar de sua expressão regional, a ZCC é de difícil caracterização no campo, principalmente quando secciona metassedimentos do Grupo Açungui, neste caso quase sempre é balizada pela expressiva quantidade de veios de quartzo e fraturas hidrotermais.
- Análise multiescala baseada em imagens, afloramentos e caracterização microestrutural mostrou que a Zona de Cisalhamento Curitiba corresponde a zona de cisalhamento transcorrente com componente direcional, formada em regime dúctil e reativada posteriormente em regime rúptil. Lineações de estiramento mineral subhorizontais, análise microestrutural, estruturas par S-C, dobras com eixos subverticais, estruturas em flor, entre outros, atestam sua origem direcional.

- Em macro escala as feições de reativação correspondem principalmente a uma clivagem de fratura de alto ângulo subparalela a foliação milonítica (S_{n+1}), assim como expressiva venulação de quartzo.
- A deformação dúctil é responsável pela foliação milonítica/filonítica de alto ângulo (S_{n+1}), paralela a ZCC, que ocorre tanto nos gnaisses do Complexo Atuba como nos metassedimentos do Grupo Açungui. Nas rochas do embasamento desenvolve porfiroclastos estirados e/ou alongados, os quais definem a rocha como sendo um tectonito do tipo LS.
- A faixa de deformação onde se aloja a ZCC representa, em muitos casos, uma tectonofácies e não de unidade litológica propriamente dita. Isso ocorre, muito provavelmente devido ao embricamento tectônico entre as unidades distintas.
- A ZCC está no contato entre o Grupo Açungui e Complexo Atuba, a mesma apresenta um padrão anastomosado, e costuma segmentar-se em pequenas outras falhas e/ou zonas de cisalhamento, muito provavelmente, entre outros fatores, devido ao padrão de deformação heterogêneo imposto a essas rochas. Desta forma seu limite exato não é bem definido.
- A caracterização microestrutural mostra que as rochas do embasamento sofreram metamorfismo de fácies anfibolito à fácies xisto verde, por meio de recristalização dinâmica, gerando um forte estiramento mineral e rotação de porfiroclastos. A fase rúptil é definida em lâmina petrográfica por clivagens de fratura e/ou clivagem ardosiana subparalela à foliação milonítica S_{n+1} , sempre associadas a forte ação de fluidos e fluxo cataclástico.
- A análise microestrutural ainda revela que a deformação em regime dúctil em fácies anfibolito gerou tectonitos do tipo LS, nos quais indicadores cinemáticos como estruturas do tipo par S-C e porfiroclastos assimétricos sugerem movimentação dextral. Nas rochas do Complexo Atuba, observaram-se cristais de hornblenda com bordas alteradas para biotita, fragmentados por planos de clivagem fratura, geralmente associados a bandas de cisalhamento rúptil.
- As feições de reativação rúptil podem ser exemplificadas pela ocorrência de brechas e fraturas hidrotermais de direção média N60E, sempre associadas a veios de quartzo de até 2 metros de largura. Nas brechas cataclásticas os

feldspatos (microclínio e plagioclásio) são angulosos e encontra-se envolvidos por uma matriz arranjada caoticamente, composta por microcristais de quartzo, feldspato e sericita. No ponto FG-68, há vênulas extensionais sintaxiais preenchidas por quartzo e óxidos. Esses minerais apresentam crescimento transversal à parede de falha, indicando a atuação de um sistema distensivo.

- Os diagramas estruturais corroboram o paralelismo entre foliação milonítica, clivagem de fratura, veio de quartzo e bandas de cisalhamento, sejam dúcteis ou rúpteis. Desta forma, assume-se que a foliação milonítica foi formada em um regime dúctil a dúctil-rúptil, enquanto a o regime rúptil a rúptil-dúctil tem como característica o desenvolvimento da clivagem de fratura subvertical.
- O padrão morfoestrutural com base na morfologia e na esculturação da paisagem da área indica que faixa erosiva onde se concentra a Zona de Cisalhamento Curitiba, serviu como indutora do processo da dissecação do terreno e, portanto, da mudança da paisagem nos últimos 10 Ma, caracterizando-a como uma feição de relevo negativa em destaque na região.
- A deformação responsável pela instalação da ZCC originada por cisalhamento simples dúctil em regime transcorrente, comprovada pela foliação S_{n+1} de alto ângulo, lineação de estiramento mineral, estrias e porfiroclastos em milonitos comprova que a essa não possui relação direta com o sistema de *nappes* gerado pela deformação relacionada ao Sistema de Cavalgamento Açungui (SCA).
- A provável inflexão sigmoidal da ZCC a sudoeste da área com a Falha da Lancinha pode indicar que a mesma faz parte da estruturação do Sistema de Transcorrência Lancinha (STL), podendo também corresponder ao plano principal de ruptura (Y).
- Dentro do contexto morfogenético, não se sabe ao certo o momento exato da instalação da ZCC. As observações de campo, junto a dados da literatura sugerem indícios desta ter sido instalada antes do fechamento da Bacia Açungui (Mesoproterozóico) e ter sido produto de uma reativação rúptil pós orogênese no Neoproterozóico.

REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A.N. & BIGARELLA, J.J. 1961. Superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná. *Bol. Paranaense Geogr.*, 4/5:116-125.

ANDERSON, E.M. 1951. *The Dynamics of faulting*. Edinburgh, Oliver Bouyd (rev).

ALMEIDA, F.F.M. 1967. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro: DNPM/DGM. Boletim, n. 241.

ALMEIDA, F.F.M. 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo: Ed. Beca.

ALMEIDA F.F.M. de, AMARAL G., CORDANI U.G., KAWASHITA K. 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazonas River. In: Nairn & Stille (eds), *The ocean basin and margins*. 1:411-446, Plenum, New York.

ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, 378 p.

ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S. de; BISTRICHI, C.A. 1981. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo (escala 1:500.000)*. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. *Atas Campina Grande, SBG*, p. 363-391.

BASEI, M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo. 186p.

BASEI, M.A.S., MCREATH, L, SIGA JR, O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: A Review. *Gondwana Research*, 1:383-391.

BASEI, M.A.S.; SIGA JR, O; KAULFUSS, G.A.; CORDEIRO, H.; NUTMAN, A.; SATO, K.; CURY, L.F.; PRAZERESFILHO, H.J.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.M.; REIS NETO, J.M. 2002. Magmatismo básico Mesoproterozóico no Vale do Ribeira – Implicações na idade de deposição das sequências metavulcanosedimentares Perau e Votuverava, Estado do Paraná, Brasil. *Revista do IGc–USP, Série Científica* (no prelo).

BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O.; MACHIAVELLI, A. 1990. Tectônica de Nappes do Proterozóico Superior e Eopaleozóico da Porção Sul - Brasileira. III Reunião Internacional de Projeto 270 – PICG, Atas da São Paulo – IUGS.

BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos ente os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). Revista Brasileira de Geociências, v. 22, n. 2, p. 216-221.

BATOLLA Jr., F.; CARVALHO, M. A. S.; COLANERI, S.; AGUIAR NETO, A. 1997. Projeto Leste do Paraná, Folha Curitiba. São Paulo: DNPM, v. 1. 250 p. (Relatório Final Convênio DNPM-BADEP-IGUFP).

BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1956. Estudos preliminares na Série Açungui VII: algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru. Arq. Biol. Tecn., Curitiba, 11-197.

BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1958. Estudos preliminares na série Açunguí VIII - A Formação Votuverava. Boletim do Instituto de História Natural, Geologia, 6 p. (Boletim 2).

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1959. Planta geológica provisória de partes dos municípios de Rio Branco do Sul, Bocaiúva do Sul, Almirante Tamandaré e Colombo. Curitiba, Instituto de Geologia - UFPR.

BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. 1967. Geologia do pré-devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 23-25, p. 1-347.

BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precamb.Res.*, 53: 23-40.

CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K.T., 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults, *in* Biddle, K.T., and Christie-Blick, N., eds., *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 37, p. 1-34

CAMPANHA, G.A.C. 1991 Tectônica proterozóica do Alto e Médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná. Tese de Doutorado. IG-USP, São Paulo, 296pp.

CAMPANHA, G.A.C., BISTRICHI, C.A., ALMEIDA, M.A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramentos Apiaí. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, Atas, 2:725-742.

CAMPANHA, G.A.& SADOWSKI, G.R.1998. Cinturão Ribeira: tectônica e questões pendentes sobre a sua evolução. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte, MG, Anais, p.17.

CAMPANHA, G.A. C. & SADOWSKI, G.R. 2002. Determinações da deformação finita em rochas metassedimentares da Faixa Ribeira na região de Iporanga e Apiaí, SP. Rev. Bras. Geoc.,32(1):107-118.

CAMPOS NETO, M. C. 2000.Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: na approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D.A..Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, 2000, p: 335-365.

CAMPOS NETO, M.C.; CABY, R. 1999. Neoproterozoic High-Pressure Metamorphism And Tectonic Constraint From The Nappe System South Of The São Francisco Craton, Southeast Brazil. Precambrian Research, AMSTERDAM, v. 97, n. 0, p. 3-26.

CANALI, N.E. & MURATORI, A.M. 1981. Síntese da evolução geomorfológica da Bacia Sedimentar de Curitiba. In: Simp. Regional de Geologia, 3, Atas, v.2, p. 335-362.

CORDANI, U.G., BRITO NEVES, B.B., FUCHS, R.A., PORTO, R., THOMAZ FILHO, A., CUNHA, F.M.B. 1984. Evolução preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Revista Brasileira de Geociências, volume 39 (4), 2009 657.

CORDANI, U.G., L. CIVETTA, M.S.M. MANTOVANI, R. PETRINI, K. KAWASHITA, C.J. HAWKESWORTH,C.J.; TAYLOR, P.; LONGINELLI, A.; CAVAZZINI, G.; PICCIRILLO, E.M. Isotope geochemistry of flood volcanics from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO. E.M.; MELFI, A.J.The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, p. 157-178, 1988.

CHAVEZ-KUS, L.; SALAMUNI, E. . Análise estatística de dados hidrogeológicos de poços tubulares profundos do Município de Curitiba-PR. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba - PR, v. 53, p. 59-79, 2003.

DAVIS, G. H. 1984. Structural geology of rocks and regions., 650p.

EBERT H. 1971. Observações sobre a litologia e subdivisão do Grupo Setuva no Estado do Paraná, com sugestões a tectônica geral do geossinclíneo do Açungui. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, SBG, São Paulo, Anais... 1:131-165.

EBERT H.D & HASUI.1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of south-east Brazil. *In: Holdsworth,R.E.STRACHAN,R.A. & Dewey,J.F.(eds) 1998. Continental Tranpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society, London, Special Puplications,135,231-252.*

FALEIROS, F.M. 2003. Zona de Cisalhamento Ribeira: deformação, metamorfismo e termobarometria de veios sin-tectônicos. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. São Paulo. 146 p.

FALEIROS, F.M. 2008. Evolução de terrenos tectono-metamórficos da serra da Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP,PR). Tese de doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. São Paulo.

FASSBINDER, E. 1990. Análise estrutural da Falha da Lancinha, Estado do Paraná. São Paulo, 165p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

FASSBINDER, E. 1996. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. 207 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

FASSBINDER, E. ; MACHADO, R. 1998. Evidências de uma colisão oblíqua no Pré-Cambriano do Estado do Paraná. *In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, 1998, Belo Horizonte. Anais do XL Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte : SBG - Sociedade Brasileira de Geologia,.v. 1. p. 55-55.*

FIORI, A.P.;CAMARGO,E.C; MONASTTER,M.S.; LIMA,R.E.; FUMAGALLI,C.E.; SALAMUNI,E.;FASSBINDER,E.; GOIS,J.R. 1984. Lineamentos tectônicos e ossíveis mineralizações associadas no Pré-Cambriano paranaense. Relatório Convênio UFPR-MINEROPAR. Curitiba (PR), v. 1, 1984. 261 p.

FIORI, A. P.1985a. A Falha da Lancinha no Pré-Cambriano paranaense: reflexo de uma falha profunda? Boletim Paranaense de Geociências. Curitiba (PR), n. 36, p. 6-14.

FIORI, A. P. 1985b. Avaliação preliminar do deslocamento dúctil das falhas da Lancinha e de Morro Agudo no Estado do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências. Curitiba (PR), n. 36, p. 15-30.

FIORI, A. P. 1985c. Coord. estudos geológicos integrados do pré-cambriano paranaense. Relatório Convênio UFPR-MINEROPAR. Curitiba (PR), v. 1, 192 p.

- FIORI, A. P.; FASSBINDER, E.; GÓIS, J. R. de; FUMAGALLI, C. E. 1987a. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Curitiba (PR). Anais... Curitiba (PR): SBG, v. 1, p. 183-196.
- FIORI, A. P.; FUMAGALLI, C. E.; GÓIS, J. R. de; SALAMUNI, E. 1987b. As principais estruturas dobradas do Grupo Açungui na região de Rio Branco-Bocaiúva do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, III, 1987. Curitiba (PR). Anais... Curitiba (PR): SBG, v. 1, p. 281-301.
- FIORI, A.P. 1991. Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba. São Paulo, 261p. (Tese de Livre-Docência - Instituto de Geociências/USP).
- FIORI, A. P. 1992. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui - PR. Boletim IG-USP: Série Científica, v. 23, p. 55-74.
- FIORI, A. P. 1994. Evolução geológica da Bacia Açungui. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, PR, v. 42, p. 7-27.
- FRITZSONS, JR., O.; PIEKARZ, G.F.; FALCADE, D. 1982. Geologia e potencial mineral do Grupo Setuva (Pr). In: CONGR. BRAS. GEOL. , 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v.3, p. 987-1001.
- FOSSON, H. 2010. Structural Geology. New York, Cambridge University Press. 457p.
- FUCK, R., TREIN, E., MARINI, O.J. 1967. Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. Bol. Paranaense Geoc., 23/25:5-41.
- GERASIMOV, I. P. and MESCHERIKOV, J. A. 1968. Morphostructure, In FAIRBRIDGE, R. W., (ed.) Encyclopedia of Geomorphology, Dowden, Hulchinson & Koss, Pennsylvania, pp. 731–732.
- GOUDIE, A. S. 2004. *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge Ltda, Londres International Association of Geomorphologist. 669p.
- HARARA M.O, BASEI M.A.S AND SIGA JR O. 1997. Geochronological and Geochemical Data on the Transition Zone between Luis Alves and Atuba Complexes, South Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY I, Campos de Jordão, Brazil, Extended Abstracts, p. 134–136.
- HASUI, Y; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Fold Belt. Rev. Bras. Geoc.,5(4):257-266.

HASUI Y; CARNEIRO CDR AND BISTRICHI CA. 1978. Os granitos e granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 30, Recife, PE, Brasil, SBG 6: 2594–2608.

HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção adjacente no Paraná. In: 33CBG, Rio de Janeiro. Anais...Rio de Janeiro, SBG, v.7, p.3297-3306.

HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. Núcleo de Minas Gerais, SBG, *Boletim*, (11):1- 31.

HEILBRON, M, MOHRIAK, W.,VALERIANO, C.M., MILANI, E.J., ALEMIDA J., TUPINAMBÁ M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil., In: W. Mohriak, M. Talwani, (eds.): Atlantic Rifts and Continental Margins. American Geophysical Union Geophysical Monograph 115:1-31.

IBGE-INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA 2010. Dados planialtimétricos. Plataforma de coleta, através do site www.ibge.gov.br.

ITCG - *INSTITUTO DE TERRAS, CARTOGRAFIA E GEOCIÊNCIAS* 2010. Dados Cartográficos e Hidrogeológicos. Plataforma de coleta de dados, *Disponível em* <http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=47>.

KELLER, E.A & PINTER, N. 1996.Active tectonics.Prentice-Hall.338p.

LOCZY, L.; LADEIRA, E.A. 1976. Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica.

MAACK R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. Arq. Biologia e Tecnologia, (2):63-154.

MAACK, R. 1953. Mapa geológico do Estado do Paraná. Edição da Comissão de Comemorações do Centenário do Paraná (1853-1953). Curitiba, Governo do Paraná. Mapa de escala 1:750.000.

MAACK, V. 1981. Geografia física do Estado do Paraná. Rio de Janeiro, Livraria José Olympio Ed., 442p.

MARINI, O.J; TREIN, E.; FUCK, R.A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M. – Geologia do Pré – devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná. Curitiba, UFPr. P.43-104 (Boletim 23/25).

MARINI, O. J. 1970. Geologia da Folha de Rio Branco do Sul. Tese de doutoramento. Rio Claro, 190 p. Tese (Doutorado) - Faculdade de Filosofia Ciências e Letras.

MARSHAK, S.; MITRA, G. 1998. Basic Methods of Structural Geology. New Jersey: University Press, 446p.

MINEROPAR/UFPR. 2006. Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná. Curitiba. (Escala: 1:250.000).

MINEROPAR/UFPR. 2006. Mapa Geológico do Estado do Paraná. Curitiba. Disponível em <http://webgeo.pr.gov.br/mapserver/mineropar/geo.html>

OLIVEIRA, E.P. 1927. Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Rio de Janeiro: DGMB. 172 p. (Monograph Div. Geol. Mineral Bras., 6).

OLIVEIRA, M.J.R.; ZALÁN, P.V.; ALKMIM, F.F. – 1994 - Evidências de reativação da zona de falha Cubatão-Lancinha na Bacia do Paraná. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú. Anais..., Balneário de Camboriú:SBG. v.2, p.264-265.

O'LEARY, D.W., J.D. Friedman, and H.A. Pohn, 1976. Lineaments, linear, lineations: Some proposed new standards for old terms, Geol. Soc. Am. Bull., 87:1463-1469.

PASSARELLI, C. R. 2001. Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo. 254 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

PASSARELLI, C.R., BASEI, M.A.S., CAMPOS NETO, M.C., SIGA JÚNIOR, O., PRAZERES FILHO, H.J. 2004. Geocronologia e geologia Isotópica dos terrenos pré-cambrianos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo. Rev. Inst. Geoc., USP, 4:55-74.

PASSARELLI, C.R.; BASEI M. ; WEMMER, K. ; SIGA, O. ; OYHANTÇABAL. P. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation, International Journal of Earth Sciences (April 2011), 100 (2-3), pg. 391-414.

PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. (1996). Microtectonics. Springer: 289p.

TROUW, R. A. J.; PASSCHIER, C. W.; Wiersma, D.J. *Atlas of Mylonites and related microstructures*. 1. ed. Berlim: Springer-Verlag, 2010. v. 1. 322 p.

RAMSAY, J. G. 1980. Shear zone geometry: a review: Jour. Struct. Geol., v. 2, p. 83-99.

RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I.1987. The techniques of modern structural geology. Vol II: Folds and fractures. Academic Press.,700p.

SAADI, A. 1998. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. GEONOMOS; n6, UFMG, Belo Horizonte. 55-63.

SALAMUNI, E.; GONÇALVES, F.M 2010. Zona de Cisalhamento Curitiba,.In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45^o., 2010, Belém. Anais...Sociedade Brasileira de Geologia, 2010. 1CD.

SALAMUNI, E. 1991. Análise estrutural do Núcleo Betara, Rio Branco do Sul (PR). Tese de mestrado.

SALAMUNI, E. 1998. Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-Rio Claro. Tese de Doutorado, 214 p.

SALAMUNI, E. ; EBERT, H. D. ; BORGES, M. S. ; HASUI, Y. ; COSTA, J. B. S. ; SALAMUNI, R. 2003. Tectonics and sedimentation of the Curitiba Basin. Journal of South American Earth Sciences, EUA, v. 15, n. 8, p. 901-910.

SADOWSKI, G. R. 1984. Estado da Arte do Tema: Geologia Estrutural de Grandes Falhamentos. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. Anais do XXXIII congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro : Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v. 4. p. 1767-1793.

SADOWSKI, G.R. & MOTIDOME, M.J. 1987. Brazilian megafaults.Rev. Geol. Chile, 31:61-75.

VASCONCELOS CS, DEHLER NM, YAMATO A AND LOPESJR I. 1999. Projeto Jacupiranga-Rio Guaraú (escala: 1:50.000), relatório final, CPRM/Secretaria de Energia, São Paulo, 233 p.

SCHÖLL, W. U., LOPES, O. F., ANDRADE E SILVA, A. C. G.,PROZZI, C. R. 1980. Geologia do pré-cambriano da região do Anticlinal do Setuva (municípios de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do Sul, PR). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, SBG, Balneário Camboriú, Anais... 5:3003-3011.

SCHOLL, W.U. 1981. Geologia do Grupo Açungui na região a noroeste de Rio Branco do Sul, Paraná. In: SIMP. REG. GEOL., 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo – SBG, v.1, p. 170-184.

SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. Revista Brasileira de Geociências, 23(3): 215-223.

SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O.M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. Boletim IG-USP, Série Científica, 26: 69-98.

SOARES, P. C. ; FIORI, A. P. 1976. Logica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Noticia Geomorfológica, Campinas, SP, v. 16, n. 32, p. 71-104.

SOARES, P.C. 1987. Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: SIMP. SUL - BRAS. GEOL., 3, Curitiba, 1987. Atas... Curitiba, SBG. v.2, p.743-771.

R. J. TWISS & E. M. MOORES 2007. Structural Geology, 2nd ed. xvi + 736 pp. New York: W. H. Freeman.

WEBER, W.; SIGA JUNIOR, O.; SATO, K; REIS NETO, J.M.; BASEI, M.A.S.; NUTTMAN, A. 2002. A Formação Água Clara na região de Araçuaia –SP: Registro U-Pb de uma bacia Mesoproterozóica. Revista do IGc-USP, Série Científica (no prelo).

YAMATO, A. A. 1999. Mapeamento geológico de parte da Folha Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-I-2), escala 1:50.000. São Paulo, 108 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

ZALÁN, P.V. 1986. A Tectônica transcorrente na exploração de Petróleo: uma revisão. Revista Brasileira de Geociências, v. 16, n.3, p. 245 - 257.

ZALÁN, P.V.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S; CERQUEIRA, R.J.; ZANOTTO, O.A.; PAUMER, M.L.; MARQUES, A. 1986. Análise da Bacia do Paraná. Relatório Interno GT-05-009/85, PETROBRAS, 195 p.