

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

**ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO EM TECTONITOS DO
BLOCO SULDA ZONA DE CISALHAMENTO CURITIBA
(PR)**

Dina Isabel Guerreiro Cabrita

Curitiba, 2015

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

**ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO EM TECTONITOS DO
BLOCO SULDA ZONA DE CISALHAMENTO CURITIBA
(PR)**

Dina Isabel Guerreiro Cabrita

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em nível de mestrado do curso de Pós-Graduação em Geologia, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia, na forma de artigo. Área de concentração: Geologia Exploratória. Linha de pesquisa: Geologia Regional de Geotectônica.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuni

Curitiba, 2015

C117a

Cabrita, Dina Isabel Guerreiro

Análise da deformação em tectonitos do bloco sul da zona de cisalhamento Curitiba (PR)/ Dina Isabel Guerreiro Cabrita. – Curitiba, 2015. 90 f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2015.

Orientador: Eduardo Salamuni .
Bibliografia: p. 76-90.

1. Cisalhamento. 2. Tectonica e sedimentação. 3. Geologia estrutural - Deformação. I. Universidade Federal do Paraná. II.Salamuni, Eduardo. III. Título.

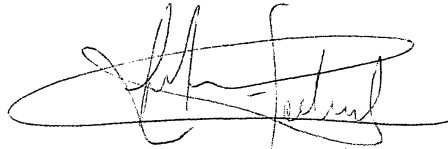
CDD: 551.14

TERMO DE APROVAÇÃO

DINA ISABEL GUERREIRO CABRITA

“Análise da deformação em tectonitos do bloco sul da Zona de Cisalhamento Curitiba (PR).”

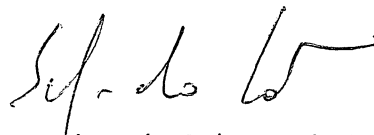
Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:



Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros - USP



Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros - UFPR



Prof. Dr. Eduardo Salamuni - UFPR
Presidente

Curitiba, 24 de fevereiro de 2015.

AGRADECIMENTOS

Estes dois anos foram intensos anos de aprendizado. Fiquei fascinada com a quantidade de conhecimento que me foi repassada. Ele de fato é infinito, fazendo-o infinitamente estimulante. Este só foi possível com o apoio de muitas pessoas e instituições.

Agradeço primeiramente à CAPES pela bolsa de mestrado que me fez trilhar este caminho entre tantos outros que a Geologia me proporcionou.

À Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia e Programa de Pós Graduação em Geologia me proporcionando toda uma estrutura para o desenvolvimento de minha pesquisa.

Ao Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná (LAMIN) sem o qual parte dos meus dados não seriam possíveis e ao seu técnico Adilson que confeccionou lâminas a partir do impossível.

Ao professor Eduardo Salamuni por todo o conhecimento. Pelas muitas discussões geotectônicas, pela orientação e exemplo como pesquisador e professor.

Ao professor Leonardo Lagoeiro e conjunto o Laboratório de Microscopia e Micronálise – MICROLAB da Universidade Federal de Ouro Preto por me possibilitarem o primeiro contato com a técnica EBSD e afins. Obrigado por terem feito a UFOP a segunda casa deste mestrado.

Aos professores Eduardo Barros, Bárbara Trzaskos e Eleonora Vasconcelos por todo o conhecimento petrográfico, microestrutural e químico.

Aos colegas Graciany, Pedro Hauck, Ednilson Nascimento, Paulo e Will pelas boas parcerias em campo.

A todos os meus colegas e amigos de pós pela fantástica recepção. Cada um deles sabe que está e porque está nesta lista.

A toda a minha família e amigos portugueses e segunda família brasileira agradeço pelo apoio, mesmo sem entenderem o que estudo.

Ao meu grande parceiro Adriano Reis o agradecimento pelas revisões de forma, conteúdo e camaradagem.

E a você que está lendo, obrigado pela atenção!

RESUMO

O sul do Brasil apresenta um conjunto de zonas de cisalhamento transcorrentes que representam o final do evento de colisão do Gondwana Ocidental durante a transição Neoproterozóico-Eopaleozóico. A Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC) corresponde a uma parte desse regime transcorrente, separando dois domínios distintos: as rochas metasedimentares crustais da Formação Capiru e o embasamento formado por orto e/ou gnaisses migmatíticos e quartzitos do Complexo Atuba. A ausência de dados estruturais de detalhe desta discontinuidade levou à produção deste trabalho, cujo objetivo principal corresponde à caracterização de macro e microestruturas e determinação da orientação cristalográfica preferencial de quartzo em ortognaisses e quartzitos ao longo do bloco sul da ZCC. Foram descritos trinta e três pontos de campo e quarenta e seis lâminas delgadas. Os dados estruturais sugerem que o bloco sul da ZCC é formada por duas fases de deformação transcorrentes que levaram à deformação de ortognaisses e quartzitos do Complexo Atuba: (1) uma primeira fase dúctil, responsável pela formação de milonitos de baixa temperatura em fácies metamórfica xisto verde. A maioria do quartzo ocorre recristalizado pelo mecanismo de rotação de subgrão com bulging e migração de borda de grão subordinados, com deslizamento do plano basal a prismático; (2) uma segunda fase de deformação rúptil que levou à formação de cataclasitos, falhas e juntas de atitude N50E/75SE e N33E/80SE, respectivamente. O quartzo apresenta um sistema de deslizamento basal. Ambas as fases de deformação apresentam cinemática dextral, inferindo-se que estão associadas ao Sistema Transcorrência Lancinha.

ABSTRACT

Southern Brazil have a serie of transcurrent shear zones that represent the late-collisional event of Western Gondwana in the Neoproterozoic-Eopaleozoic transition. The Curitiba Shear Zone (CSZ) is a part of these transcurrent regime separating two different domains: the supracrustal metasedimentary rocks of Capiru Formation and the basement formed by ortho and/or migmatitic gneisses and quartzites of Atuba Complex. The absence of detailed structural data of this discontinuity led to the production of this work, which the main objective is the characterization of macro and microstructures and determination crystallographic fabric of quartz in orthogneisses and quartzites along the CSZ southern block. Thirty-three field points and forty-six thin sections were described. Structural data suggest that CSZ consists in two transcurrent deformation phases that lead to an deformation of orthogneiss and quartzites of the Atuba Complex: (1) the first ductile phase was responsible for the formation of low-grade mylonite in greenschist facies. The majority of quartz occurs recrystallized by the subgrain rotation with bulging and grain boundary migration subordinate, with a basal to prismatic slip system; (2) the second brittle phase which led to the formation of cataclasite, faults and joints, with an attitude of N50E/75SE and N33E/80SE, respectively. Quartz has basal slip system. Both phases have dextral kinematic and It is inferred that are associated with Lancinha Transcurrent System.

SUMÁRIO

1	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	11
2	INTRODUÇÃO.....	12
2.1	Justificativa.....	12
2.2	Objetivos.....	13
2.3	Localização da área de estudo	13
2.4	Métodos e materiais.....	14
2.4.1	Pesquisa Bibliográfica	15
2.4.2	Trabalho de Campo	15
2.4.3	Descrição Petrográfica e Microestrutural	16
2.4.4	Análise Quantitativa da Deformação.....	16
3	REVISÃO CONCEITUAL	20
3.1	Mecanismos de recristalização dinâmica	20
3.2	Cristalografia do quartzo	22
3.3	Sistemas de deslizamento	23
3.4	Orientação cristalográfica preferencial (OCP)	24
3.5	Hidrotermalismo associado a zonas de falha.....	27
4	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	28
4.1	Geologia Regional	28
4.1.1	Domínio Curitiba.....	30
4.1.1.1	Complexo Atuba	31
4.1.2	Faixa Ribeira	32
4.1.2.1	Grupo Açungui.....	35
4.1.2.2	Formação Capiçu	37
4.2	Geologia Estrutural.....	39
4.2.1	Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC).....	41
4.3	Geocronologia	41
5	RESULTADOS	44
5.1	Artigo a ser submetido ao periódico Journal of South American Earth Sciences	44
1.	Introduction	45
2.	Regional setting	47
3.	Methods and materials.....	49
3.1	Field work, sampling and microscopic analysis.....	49
3.2	Electron Backscatter Diffraction Technique (EBSD) analytical conditions	49
4.1	Ductile deformation.....	51
4.1.1	Geometry and kinematics	51

4.1.2	Petrography and microstructures	54
4.1.3	EBSD	56
4.2	Brittle deformation	58
4.2.1	Geometry and kynematics	58
4.2.2	Petrography and microstructures	61
4.2.3	EBSD	63
6	Discussion.....	64
7	Conclusions	69
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	75
7	REFERÊNCIAS	76

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 Localização da área de estudo, com destaque para as suas principais rodovias de acesso.....	14
Figura 2.2 Diagrama esquemático dos constituintes básicos da técnica. Modificado de Maitland & Sitzman (2007).....	17
Figura 3.1 Microestruturas características dos três mecanismos de recristalização dinâmica no quartzo. (a) recristalização por <i>bulging</i> ; (b) recristalização por rotação de subgrão; (c) recristalização por migração de borda. Adaptado de Stipp <i>et al.</i> (2002)...	22
Figura 3.2 Diferentes tipos de cristais de quartzo. Adaptado: Klein & Dutrow (2012).	23
Figura 3.3 Sistemas de deslizamento no quartzo. Adaptado de Lecture Notes.	24
Figura 3.4 Diagrama esquemático dos padrões de OCP para os eixos c e a do quartzo. Extraído de Stipp <i>et al.</i> (2002).....	25
Figura 3.5 Diagrama esquemático figura de polos com as várias posições do eixo c de quartzo para os planos de deslizamentos basal, romboédrico ou prismático do quartzo. Extraído de Heilbronner & Tullis (2006).	26
Figura 4.1 Províncias estruturais do Brasil. 1= Rio Branco; 2= Tapajós; 3= São Francisco; 4= Tocantins; 5= Mantiqueira; 6= Borborema; 7= Amazônica; 8= Parnaíba; 9= Paraná; 10= Províncias Costeiras e Margem Continental. As linhas a tracejado representam os limites convencionais das províncias. Modificado de Almeida & Hasui (1984).	28
Figura 4.2 Subdivisões do Sistema Orogênico Mantiqueira. Modificado de Heilbron <i>et al.</i> (2004).	29
Figura 4.3 Seção transversal esquemática mostrando a relação entre a Faixa Apiaí, Domínio Curitiba e Cráton Luís Alves. (Sato <i>et al.</i> , 2003).	30
Figura 4.4 Principais unidades tectônicas pré-silurianas do Sudeste brasileiro. Blocos e fragmentos cratônicos: (LA) Luís Alves, (CF) Cabro Frio, (SF) São Francisco. Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos de alto grau retrabalhados no Brasileiro: (C) Curitiba, (SM) Serra do Mar, (JF) Juiz de Fora, (M) Mantiqueira. Faixas de dobramento meso a neoproterozóicas: (RG) Alto Rio Grande, (R) Ribeira, (SG) Nappe Socorro-Guaxupé. Sequências sedimentares e vulcanossedimentares Cambro-ordovicianas (CO). Modificado de Campos Neto & Figueiredo (1995).	32
Figura 4.5 Mapa geológico simplificado da Faixa Ribeira Sul, evidenciando a ZCC. O polígono corresponde à área de estudo. (Modificado de Faleiros <i>et al.</i> , 2011).....	34
Figura 4.6 Colunas estratigráficas e tentativas de correlação lateral no Grupo Açungui. (1) Formação Bairro da Estiva (Abapã); (2) Formação Água Nova; (3) Formação Serra dos Macacos; (4) Formação Bairro dos Campos; (5) embasamento gnáissico-migmatítico; (6) quartzitos e xistos; (7) sequência calciossiliciclástica; (8) sequência calcária; (9) sequência de meta-arenitos (Formação Córrego dos Marques); (10) Formação Betari; (11) Formação Bairro da Serra; (12) Formação Água Suja; (13) Formação Mina de Furnas; (14) Formação Serra da Boa Vista; (15) Formação Passa-Vinte; (16) Formação Gorutuba; (16A) Gabro de Apiaí; (17) embasamento gnáissico-migmatítico; (18) Formação Perau, membro quartzítico; (19) Formação Perau, membro calciossiliciclástico (mineralizado); (20) Sequência vulcanossedimentar (pelágico-turbidítica); (21) Formação Iporanga; (22) embasamento gnáissico-migmatítico; (23) Sequência Morro Grande (= Turvo-Areado?); (24) Sequência Rio Branco (= Capela do Cedro?); (25) Sequência Juruqui (= Cajati?). (Campanha & Sadowski, 1999).	36
Figura 4.7 Imagem de catodoluminescência de zircão da pedreira Ita. Legenda: 1.1 (2.0 Ga) representa respectivamente o número do <i>spot</i> e a idade (Sato <i>et al.</i> , 2009).	42
Figure 1 Geological map of the area adapted from MINEROPAR (2006). Geographic coordinates, SIRGAS 2000. The red dots correspond to the studied outcrops.....	47
Figure 2. Photographs showing structures of ductile deformation of CSZ south block. a) disjunctive and anastomosed mylonitic foliation in site 12. Mylonite derived from gneiss. Photo in horizontal section; b) phyllonite with an alternation of bands of quartz and bands composed of clay minerals, mica and oxide films in site 29. Photo in vertical section.....	52

Figure 3. Stereogram with poles of mylonitic foliation of the ductile deformation of CSZ south block.....**52**

Figure 4. Mylonite derived from gneiss, site 12; b) phyllonite defined by alternation of quartz-rich and phyllosilicate-rich layers, site 29; c) oblique dextral mylonitic foliation in mylonite derived from quartzite, site 7; d) c-s and c' shear band with biotite-fish, mylonite derived from quartzite, site 27.....**56**

Figure 5. EBSD data of ductile deformation of CSZ south block in quartz crystals. a) Mylonite derived from gneiss, site 12. 1188 data points were obtained. b) Mylonite derived from quartzite, site 7. 5763 data points were obtained. Stereograms of quartz pole figure and inverse pole figure are equal area projection, upper hemisphere. Quartz inverse pole figure are plotted in relation to X and Z sample direction.....**58**

Figure 6. Photographs showing structures of brittle deformation of CSZ south block. a) NE-SW fault planes, site 8; b) NE-SW and NW-SE joints associated with NE-SW fault planes, site 6; c) sub-horizontal slickenlines in NE-SW fault planes, site 8; d) brittle damage zone with fault breccia in NE-SW fault planes, site 8. Red arrow highlights the cataclasite in the fault plane; e) NE-SW flower structure, site 9.....**60**

Figure 7. Stereogram with poles and planes of fault family of the brittle deformation of CSZ south block.....**61**

Figure 8. Photomicrographs showing microstructures of brittle deformation of CSZ south block. a) cataclasite derived from orthogneiss of Atuba Complex with microfault and solution seams displacement, site 8; b) microfaults in the orthogneiss of Atuba Complex, site 21; c) quartz grain deformed by crystal plasticity and feldspar and amphibole by microfracturing, site 21; d) large quartz crystal showing microfracturing. Fractures are filled by small quartz grains, site 21; e) Same micrograph of fig. d) with gypsum plate inserted; f) cataclasite formed by fragments of quartz, feldspar, chlorite, and calcite. All the fragments are embedded in matrix consisting of a microcrystalline quartz, K-feldspar, plagioclase, chlorite, calcite, titanite, opaque minerals and oxides and/or unidentified mineralogy hydroxides mass, site 8.....**62**

Figure 9. EBSD data for quartz grains in rock samples deformed in a brittle manner from the CSZ, site 21. 6401 data points were obtained. a) pole figure b) inverse pole figure for X and Z sample direction; c) misorientation angle distribution. pole and inverse pole figures are equal area projection, upper hemisphere.....**64**

INDICE DE TABELAS

Tabela 4.1 Evolução das classificações litoestratigráficas do Grupo Açungui.....	36
---	-----------

1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta Dissertação de Mestrado está estruturada em torno de um artigo a ser submetido em periódico internacional. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes:

a) **Introdução.** Neste item é feita uma descrição e justificativa ao tema da pesquisa de Mestrado. Estão sumarizados também os objetivos, a localização da área de estudo e os métodos e materiais utilizados na pesquisa.

b) **Revisão Contextual.** Revisão teórica sobre mecanismos de recristalização dinâmica, cristalografia do quartzo, sistemas de deslizamento, orientação cristalográfica preferencial e hidrotermalismo associado a zonas de falha.

c) **Contexto Geológico Regional.** Menciona os principais trabalhos feitos até ao momento sobre a geologia do Domínio Curitiba, Faixa Ribeira. São incluídos também trabalhos sobre a geologia estrutural e geocronologia.

d) **Resultados.** Artigo intitulado *'Fabric evolution polydeformed orthogneisses and quartzites along the Curitiba Shear Zone, Curitiba Domain Southern Brazil'*, escrito pela autora durante o desenvolvimento de seu Mestrado, a ser submetido a ser ao periódico *Journal of South American Earth Sciences*.

e) **Considerações Finais.** Neste item são apresentadas as principais conclusões da pesquisa.

2 INTRODUÇÃO

A Zona de Cisalhamento de Curitiba (ZCC) definida recentemente por Salamuni *et al.* (2010), corresponde a um limite de difícil limitação entre o Grupo Açungui a NW e o Domínio Curitiba a SE, colocando em contato a Formação Capiru com o Complexo Atuba, respectivamente. Esta foi mencionada por Fiori (1985a) como Lineamento de São João – Lamenha Grande.

Por meio de um estudo regional Gonçalves (2012) caracteriza esta zona de cisalhamento, como formada em regime dúctil e com uma deformação rúptil superimposta em regime transcorrente. Gonçalves *et al. (no prelo)* afirmam ainda que o Sistema de Transcorrência Lancinha (STL) ocorre superposto à ZCC pelo menos no que diz respeito ao último processo de deformação de caráter rúptil.

Assim, uma análise pormenorizada dos tectonitos da ZCC é muito importante para auxiliar na compreensão da geometria e cinemática da deformação, bem como dos regimes tectônicos superimpostos. O tema desta dissertação é compreender estes aspectos no bloco sul da ZCC.

2.1 Justificativa

A ZCC separa a Formação Capiru do Grupo Açungui a NW, do Complexo Atuba a SE, anteriormente denominado de Complexo Gnáissico Migmatítico. A Formação Capiru é formada por rochas filíticas de natureza siltco-argilosas, incluindo metassilito, filito, filitografitoso, metarrimito e localizadamente ardósia e muscovita xisto. Já o Complexo Atuba é formado por migmatitos, com paleossoma de biotita gnaiss, biotita-hornblenda gnaiss e mesossomas de hornblenda gnaiss e biotita-hornblenda gnaiss com quartzitos e migmatitos estromáticos, mica-quartzo xisto, ultrabásito e anfibólito localmente (Mineropar, 2006).

As zonas de cisalhamento são estruturas que refletem o tipo e a história de deformação, sendo importantes na compreensão do desenvolvimento tectônico de uma área (Fossen, 2012). A ZCC, *lato sensu*, é um produto de uma progressão deformacional, tendo como resultado final a formação de um tectonofácies com características distintas do seu entorno (Gonçalves, 2012).

A elaboração desta dissertação visa um melhor entendimento da deformação provocada por cada um desses eventos deformacionais no bloco sul da ZCC, ou seja, especificamente no Complexo Atuba.

2.2 Objetivos

O objetivo principal dessa dissertação consiste na caracterização de macro e microestruturas e determinação da orientação cristalográfica preferencial de quartzo em ortognaisses e quartzitos ao longo do bloco sul da ZCC.

Para alcançar tal objetivo, destacam-se os seguintes objetivos específicos:

- a) Caracterização estrutural geométrica e cinemática da deformação, em meso-estruturas dúcteis e rúpteis, encontradas no bloco sul da ZCC.
- b) Caracterização da microtectônica em tectonitos, levando-se em conta as estruturas geradas tanto na fase dúctil quanto na rúptil (ou rúptil-dúctil), denominando-os conforme a classificação dos tectonitos.
- c) Determinação da paragênese e associação mineral formada pelos processos metamórficos ligados à zona de cisalhamento dúctil.
- d) Estudo dos mecanismos de deformação através da obtenção de dados de orientação cristalográfica preferencial e ângulos de desorientação do quartzo.

2.3 Localização da área de estudo

A área de estudo localiza-se no estado do Paraná, cerca de 20 km a NE do centro de Curitiba. Corresponde a uma faixa com direção aproximada NE-SW, abrangendo parte dos municípios de Almirante Tamandaré, Campo Magro e Campo Largo. O seu acesso principal a partir de Curitiba se dá na parte Norte pela rodovia dos Minérios, e a Sul pela rodovia BR-277. Para além destas, existem ainda várias estradas secundárias que permitem um melhor acesso à área (Figura 1.1).

Na área de interesse há afloramentos chave, situados na sua maioria em pedreiras e em cortes de estrada. Exemplos são as pedreiras de Santa Felicidade, Pussoli, Central e Grecca, onde afloram tectonitos representativos do bloco Sul da ZCC.

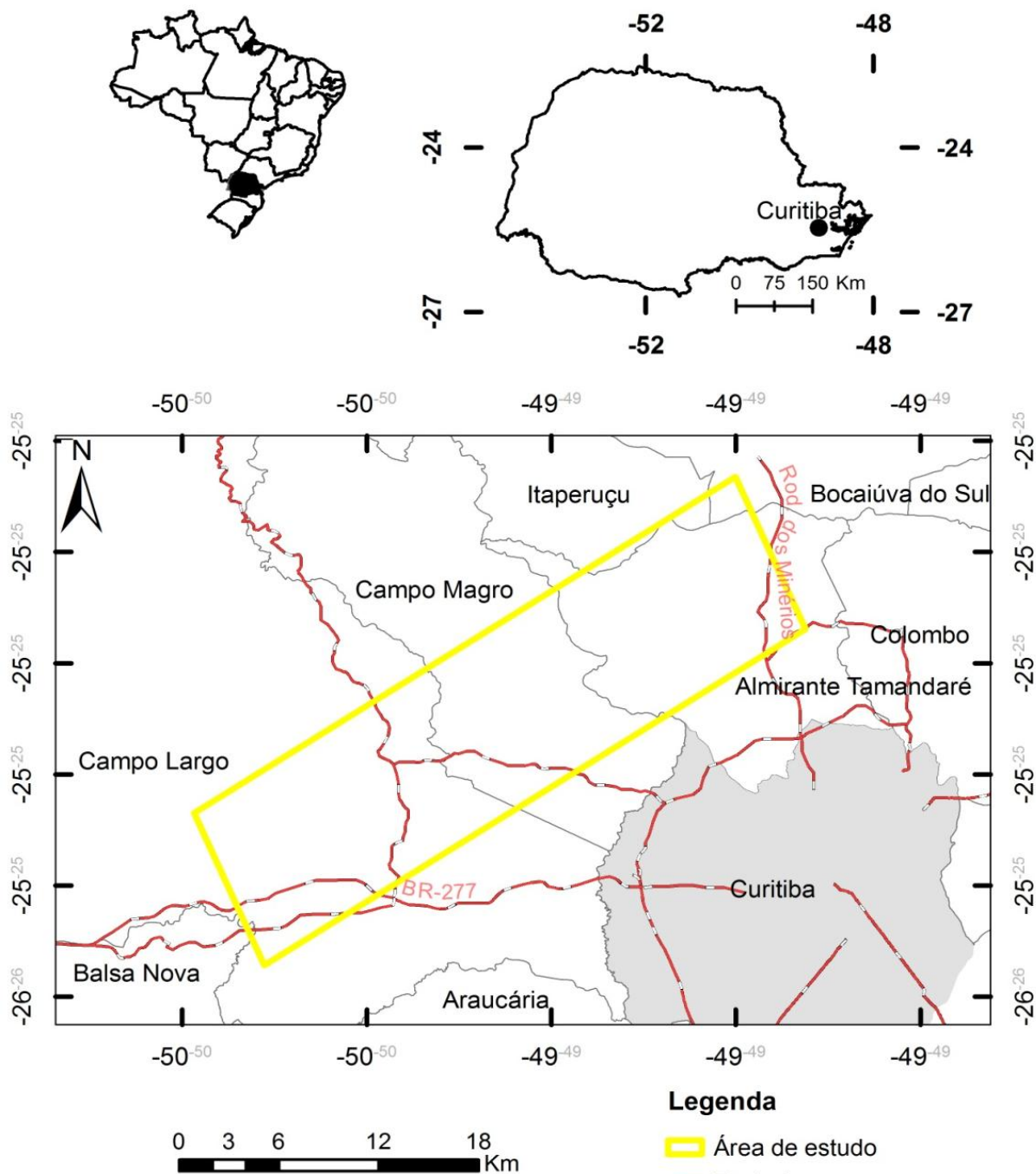


Figura 2.1 Localização da área de estudo, com destaque para as suas principais rodovias de acesso.

2.4 Métodos e materiais

Neste trabalho foram aplicados métodos que visaram uma caracterização de dados macro e microestruturais, incluindo dados quantitativos, com o objetivo de correlacioná-los em diferentes escalas. Tais métodos encontram-se sucintamente descritos a seguir, subdivididos em itens correspondentes a cada capítulo específico.

2.4.1 Pesquisa Bibliográfica

A pesquisa bibliográfica, feita de modo contínuo, teve como objetivo principal o levantamento do conhecimento geológico da área de estudo e também dos métodos que foram utilizados no desenvolvimento do trabalho. Numa etapa inicial, esse levantamento permitiu construir o capítulo da contextualização geológica regional e evoluir no conhecimento teórico. Conjuntamente, foram pesquisados trabalhos sobre petrologia ígnea e metamórfica, geologia estrutural, microestrutural e mecanismos de deformação.

Foram consultados artigos publicados em revistas e boletins, resumos publicados em anais de eventos, teses, dissertações e livros.

2.4.2 Trabalho de Campo

Na obtenção dos dados desta pesquisa foram realizados 15 dias de trabalho campo, tendo sido visitados 33 pontos, cujo objetivo foi a descrição de detalhe de estruturas que ocorrem na área de interesse, obtenção de dados estruturais e coleta de amostras orientadas. Obtiveram-se dados estruturais de foliações, lineações de estiramento mineral, planos de falha, planos de juntas, estrias de falha, planos axiais, eixos e flancos de dobras. Estes dados permitiram a confecção de diagramas estruturais (Schmidt-Lambert, diagramas gráficos de deformação dúctil e diagramas de tensão), com intuito de determinações estatísticas, inclusive, quando possível, de paleotensões. Foram coletadas 80 amostras, medindo-se um plano qualquer da amostra para orientá-las. A coleta de amostras orientadas permitiu a correlação dos dados de laboratório com a sua posição original em campo, contribuindo para uma abordagem integradora de diferentes escalas.

Para a concretização deste procedimento foram utilizadas ferramentas comuns a trabalhos de geologia estrutural tais como: bússolas clar e bruton, GPS de navegação, martelo de geólogo, marreta, talhadeira, máquina fotográfica e material para coleta de amostras orientadas. O deslocamento para o campo foi feito pelo veículo caminhonete Frontier disponibilizada pelo Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná.

2.4.3 Descrição Petrográfica e Microestrutural

A descrição petrográfica iniciou-se em campo à vista desarmada ou com auxílio de lupa de mão e, posteriormente, complementada em laboratório com o auxílio da microscopia ótica. Foram confeccionadas 46 lâminas delgadas com o objetivo de caracterizar a associação, paragênese mineral e determinação de aspectos texturais e microdeformacionais. Selecionou-se, sempre que possível, uma seção perpendicular à foliação e paralela à lineação. Esta corresponde ao plano XZ do elipsóide de deformação. Por vezes, foram confeccionadas mais do que uma lâmina delgada por amostra com o intuito de indentificar uma cinemática confiável (plano XZ e XY do elipsóide de deformação).

As lâminas delgadas orientadas foram confeccionadas pelo Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná (LAMIN), e descritas no microscópio petrográfico LEICA DM 2500 P, localizado na sala dos alunos de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná. As fotomicrografias foram obtidas pelo mesmo microscópio petrográfico, utilizando o *software* LEICA LAS V4.1.

2.4.4 Análise Quantitativa da Deformação

Para uma quantificação da deformação foi utilizada a técnica da difração por elétrons retroespalhados, EBSD.

A difração por elétrons retroespalhados ou *electron backscatter diffraction* (EBSD) utiliza um detector acoplado a um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Esta técnica baseia-se no princípio que um feixe de elétrons gerado por um MEV (Figura 2.1) é a fonte de elétrons espalhados aleatoriamente pela amostra (Mariani *et al.*, 2008).

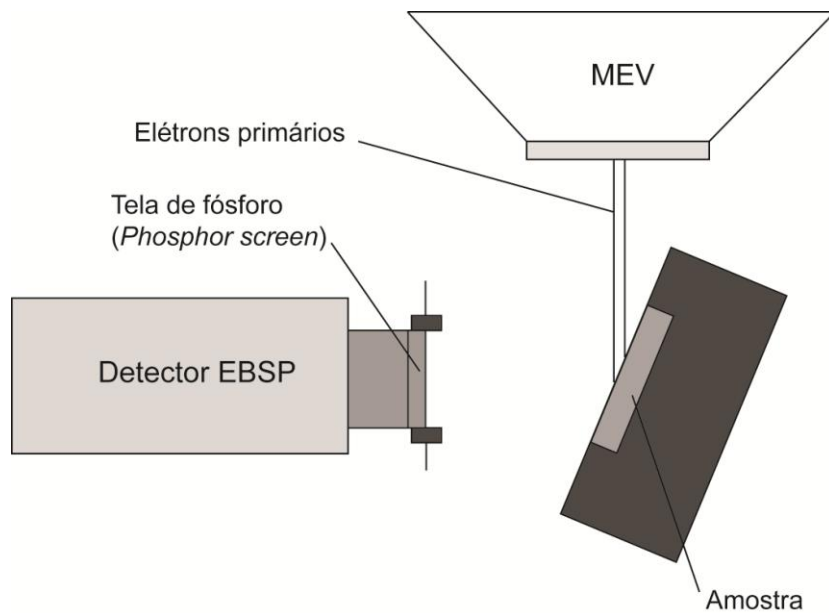


Figura 2.2 Diagrama esquemático dos constituintes básicos da técnica. Modificado de Maitland & Sitzman (2007).

O EBSD permite obter informação microestrutural quantitativa acerca da natureza cristalográfica da maioria dos materiais cristalinos inorgânicos (minerais, metais, semicondutores e cerâmicas). Esta técnica permite também determinar tamanho e orientação de grão, características de borda de grão e identificação das várias fases de uma amostra (Maitland & Sitzman, 2007).

Dois artigos que descrevem de forma consistente o funcionamento deste método correspondem aos de Prior *et al.* (1999) e Mariani *et al.* (2008). Segundo os mesmos autores, quando um feixe de elétrons de alta energia incide numa amostra, existe um conjunto variado de interações possíveis. Os principais tipos de interações correspondem a interações elásticas e inelásticas. Nas interações elásticas os elétrons espalhados não perdem uma quantidade significativa de energia quando comparados com os elétrons primários enquanto que nas interações inelásticas uma considerável parte da energia é perdida devido à ativação de uma variedade de processos físicos que ocorrem na amostra. O diâmetro do feixe de elétrons incidente (1nm) tem de ser sempre maior do que o espaçamento atômico (~ 0.1 – 0.3nm). Desta forma, os elétrons impactam de forma individual em todas as possíveis distâncias dentro da amostra, dando depois origem a um conjunto de elétrons com todas as trajetórias possíveis. Os elétrons de alta energia que saem da amostra pela superfície de incidência, depois de um ou mais eventos de dispersão, são denominados de elétrons retroespalhados. Destes, os que satisfazem a equação de Bragg para a difração descrevem trajetórias cônicas para cada *lattice plane*. Em três dimensões, as trajetórias dos elétrons que satisfazem a condição de Bragg definem dois cones, que

por sua vez, geram dois cones de elétrons difratados (Figura 2.3a). Essas formas cônicas são registradas numa tela de fósforo sob a forma de linhas ou bandas subparalelas difratadas (Figura 2.3b). Um conjunto dessas linhas forma um padrão de difração de elétrons retroespalhados (*electron backscatter diffraction pattern*, EBSP) ou padrão Kikuchi (Figura 2.3c, e, d). A interseção de múltiplas bandas dá origem a um ponto brilhante no EBSD, que corresponde a uma zona axial (*zone axis*). Assim, elementos de simetria podem ser definidos através do EBSD, com base na posição relativa de bandas e pontos.

Por outro lado, a aquisição dos dados do EBSD pode ser feita utilizando vários *softwares* diferentes, desenvolvidos por inúmeras empresas. De forma a classificar os padrões de difração dos elétrons retroespalhados o *software* calcula a posição e orientação das bandas que são projetadas na tela de fósforo (*phosphor screen*) em relação ao *pattern centre*. Com essa informação, o mesmo determina todas as possíveis orientações cristalográficas e apresenta a melhor solução para identificar a fase de um determinado ponto de origem da amostra. Avanços recentes na tecnologia de *softwares* permitem coletar dados mais rapidamente, atingindo-se velocidades de até 600 dados pontuais por segundo (Mariani *et al.*, 2008). Depois de analisados todos os pontos de uma amostra é montado um mapa com base na localização, tamanho e o intervalo de medição de ponto a ponto. A resolução do mapa pode ser ajustada, de forma a revelar características sobre estrutura ou borda de grão, dependendo da resolução do feixe de elétrons incidentes, do tempo disponível e do tamanho da área requerida pela amostra (Maitland & Sitzman, 2007). O conjunto de dados produzidos pela varredura do feixe de elétrons com um espaçamento regular é também agrupado de forma fácil sob a forma de uma tabela, onde cada linha corresponde a um ponto no mapa e cada coluna a um dos vários parâmetros medidos.

Exemplo de trabalhos que utilizaram esta técnica são os de Barnhoorn *et al.* (2005), Bascou *et al.* (2001), Higginson & Black (1999), Heidelbach *et al.* (2000), Hurley & Humphreys (2004), Kogure (2002), Lloyd (2000), Wheeler *et al.* (2003) e Wilkinson (1996).

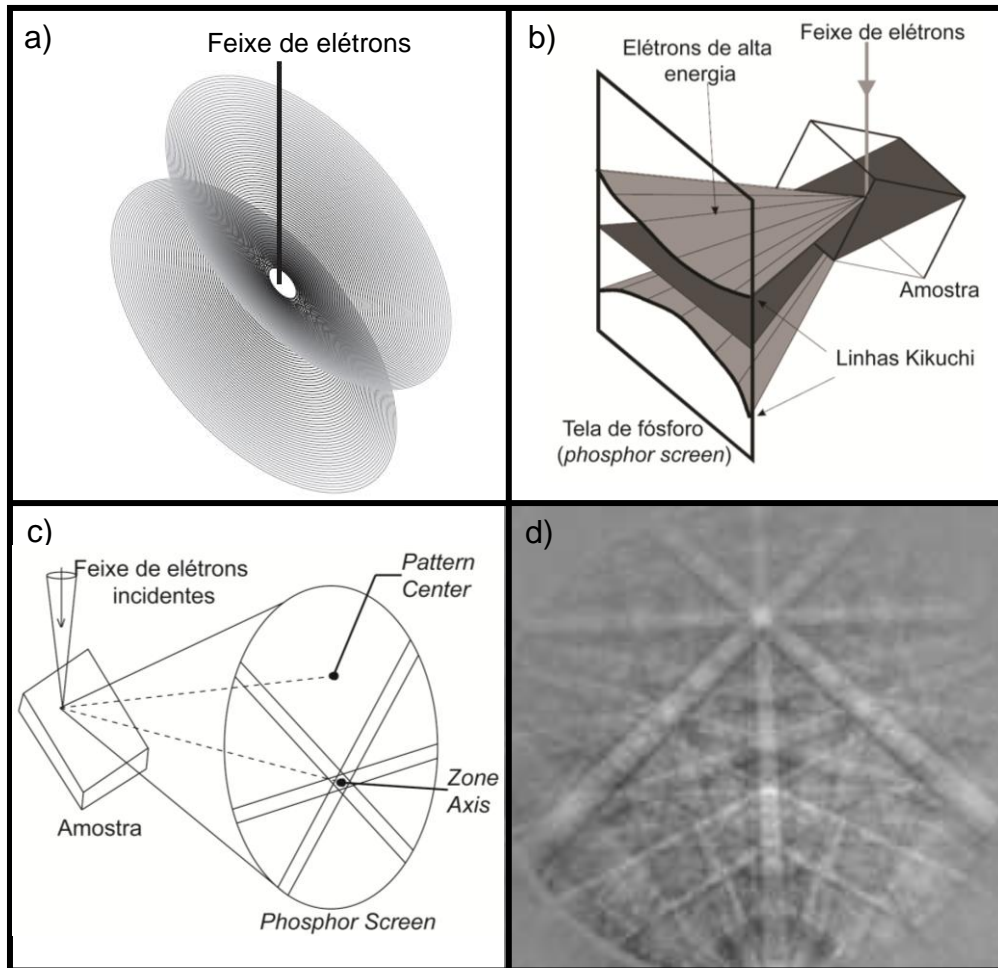


Figura 2.3 a) Diagrama esquemático evidenciando cones de difração a três dimensões. Modificado de Prior *et al.* (1999). b) Diagrama esquemático a três dimensões, mostrando um segmento do cone de difração detetado pela tela de fósforo. Modificado de Day (1993) *apud* Prior *et al.*(1999). c) Diagrama esquemático demonstrando a geração de um padrão de difração. Modificado de Wynick & Boehlert (2005) d) padrão de difração ou Kikuchi. Extraído de Dingley (2004).

3 REVISÃO CONCEITUAL

A formação de microestruturas varia em função de condições de deformação, tais como, temperatura, taxa de deformação, presença de água e dos mecanismos de recristalização (Guillopé & Poirier, 1979; Hirth & Tullis, 1992). Estes últimos são por sua vez indicativos das condições de deformação.

A orientação cristalográfica preferencial também depende das condições de deformação. Esta dependência resulta do fato de que a atividade de diferentes famílias de sistemas de deslizamento varia em função das condições de deformação (Lister & Paterson, 1979; Lister & Hobbs, 1980; Okudaira *et al.*, 1995). Assim, a variação do padrão de orientação cristalográfica preferencial (OCP) pode também ser um indicador das condições de deformação.

Por outro lado, a presença de fluidos em zonas de cisalhamento constitui uma característica importante para a formação de diferentes tipos de veios, permitindo caracterizar processos como o fraturamento hidráulico e bombeamento sísmico (Sibson *et al.* 1975; Cosgrove, 1995; Robert *et al.* 1995; Faleiros *et al.* 2007)

O presente capítulo pretende assim fornecer uma revisão teórica sobre estes assuntos.

3.1 Mecanismos de recristalização dinâmica

A recristalização dinâmica pode ser definida como um processo no estado sólido que leva à formação de novos grãos com estruturas diferentes, no decurso da deformação cristalplástica. As diferenças entre as estruturas dos cristais iniciais e recristalizados podem incidir em várias características: orientação preferencial dos grãos, desorientação entre grãos vizinhos, e tamanho e forma de grão. A recristalização dinâmica, oposta à recristalização estática, ocorre simultaneamente com a deformação, sob certas condições de tensão e temperatura, e os mesmos processos microscópicos que controlam a deformação são também responsáveis pela recristalização dinâmica (Nicolas & Poirier, 1976¹ *apud* Guillope & Poirier, 1979).

Este trabalho foca nos mecanismos de deformação do quartzo uma vez que este corresponde ao principal mineral chave no entendimento nos mecanismos de recristalização dinâmica (Wenk, 1994). Este fato pode ser explicado uma vez que o

¹Nicolas A., J.P.Poirier. 1976. Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks. Interscience, New York, 444pp.

quartzo corresponde ao mineral mais abundante em rochas da crosta, com um padrão de deformação que normalmente domina a reologia desta. Por outro lado, ocorre em todos os tipos de ambientes geotectônicos crustais, com deformação cristal plástica de baixo a alto grau, produzindo diversas microestruturas e orientações cristalográficas preferenciais associadas. Microestruturas e texturas diagnósticas de certas condições metamórficas e deformacionais podem ser facilmente reconhecidas utilizando a microscopia óptica (Carter, 1976; Weiss & Wenk, 1985; Faleiros *et al.*, 2010).

No quartzo os mecanismos de recristalização e respectivas microestruturas variam em função das condições da deformação. Existem três mecanismos de recristalização dinâmica que geralmente não atuam de forma isolada. Em condições da fácies xisto verde a recristalização do quartzo ocorre sob a forma de migração localizada de bordas de grão. Esta apenas afeta a região das bordas dos cristais. As protuberâncias criadas nas bordas de grão podem ser separadas dos grãos mais antigos formando grãos relativamente menores (Figura 3.1a). Este tipo de recristalização dinâmica é definido como *bulging*. Se dois grãos vizinhos têm diferentes densidades de defeitos cristalinos, a borda do grão começa a criar uma protuberância em direção ao grão com maior quantidade de defeitos. Em temperaturas maiores, a recristalização por rotação de subgrãos se torna normalmente o mecanismo de recristalização dominante. Esta ocorre em resposta à migração e concentração de deslocamentos na parede do grão durante a deformação progressiva provocando o desenvolvimento da desorientação de um grão, formando assim um novo grão (Figura 3.1b). A temperaturas ainda mais elevadas, a migração de bordas de grãos torna-se o mecanismo de recristalização dominante. Essa é caracterizada pela migração rápida das fronteiras de grão sendo induzida por diferenças na energia de deformação armazenada entre grãos vizinhos (Figura 3.1c) (Passchier & Trouw, 2005; Stipp *et al.*, 2002).

Stipp *et al.* (2002) definem os limites de temperatura de cada um dos mecanismos de recristalização dinâmica com base na falha de Tonale. Estes afirmam que a recristalização por *bulging* domina entre ~280 a ~400°C, a rotação de subgrãos entre os ~400 a ~500°C e a transição para o domínio da recristalização por migração de bordas de grãos ocorre ~500°C.

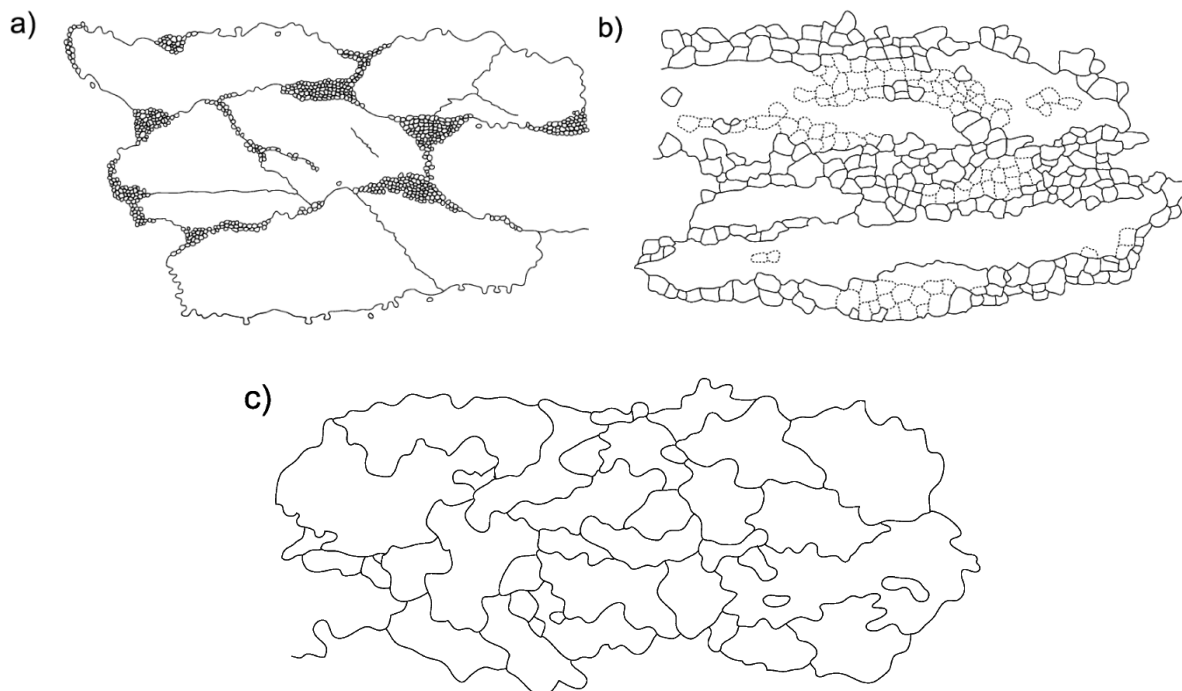


Figura 3.1 Microestruturas características dos três mecanismos de recristalização dinâmica no quartzo. (a) recristalização por *bulging*; (b) recristalização por rotação de subgrão; (c) recristalização por migração de borda. Adaptado de Stipp *et al.* (2002).

3.2 Cristalografia do quartzo

O quartzo faz parte do sistema cristalino hexagonal. O sistema hexagonal é formado por quatro eixos. Três eixos horizontais iguais, denominados de a_1 , a_2 e a_3 , interceptando-se a 120° e um eixo vertical denominado de c . Os cristais de quartzo são geralmente prismáticos, têm faces prismáticas e terminações por uma combinação de romboedros positivos e negativos, dando um efeito de bipirâmide hexagonal (Figura 3.2a). Em alguns cristais, um dos romboedros predomina ou ocorre isolado (Figura 3.2b). As faces prismáticas podem ser pobremente desenvolvidas, e a combinação dos dois romboedros se assemelha a uma bipirâmide hexagonal (Figura 3.2c). As faces x do trapezoedro trigonal são ocasionalmente observadas e revelam a simetria verdadeira. Elas ocorrem na porção superior direita das faces prismáticas alternadas no quartzo dextrógiro e na superior esquerda de faces prismáticas alternadas no quartzo levógiro (Figuras 3.2d e e).

A maior parte do quartzo está maclada conforme uma ou ambas as leis das maclas. As maclas existentes no quartzo são a macla segundo a lei de Dauphené (o eixo c do quartzo corresponde ao eixo da macla) e a macla segundo a lei do Brasil ($\{1120\}$ corresponde ao plano da macla) (Klein & Dutrow, 2012).

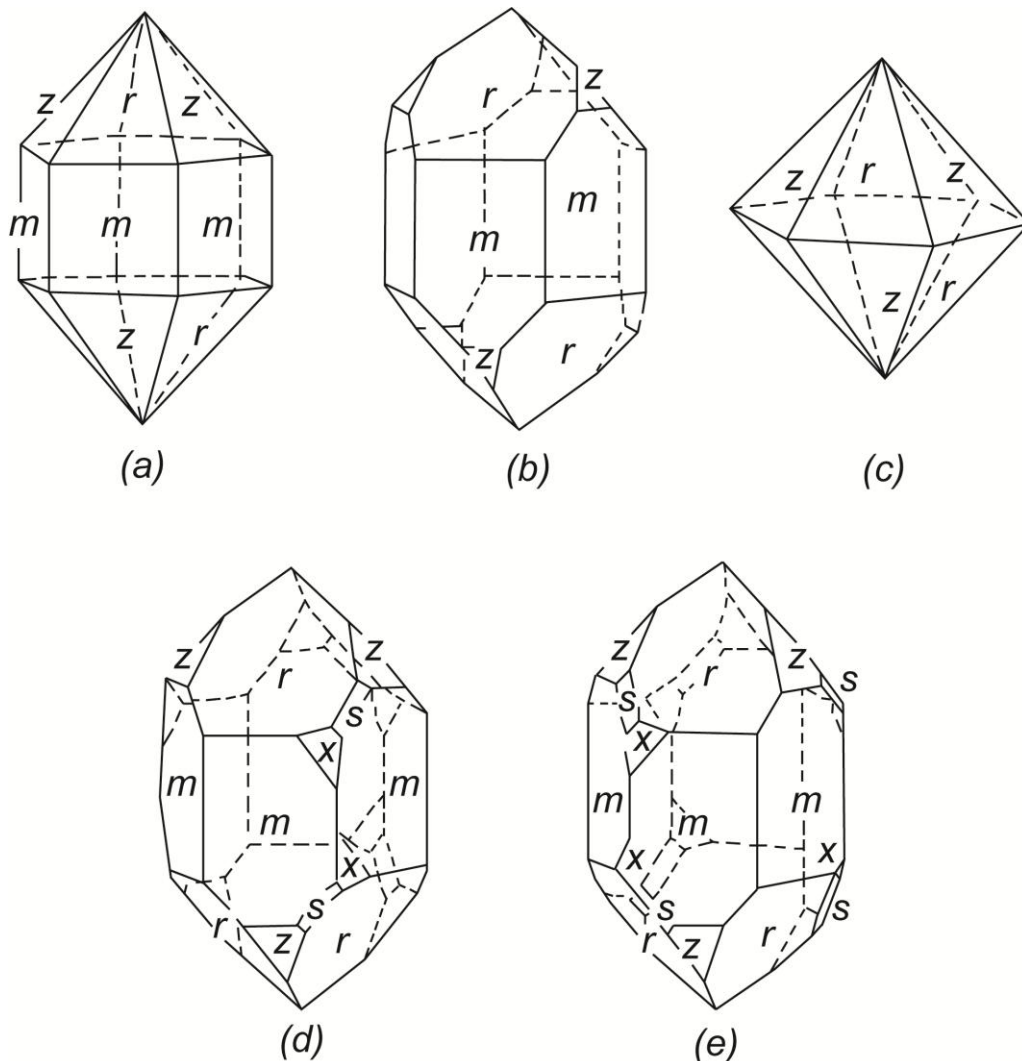


Figura 3.2 Diferentes tipos de cristais de quartzo. Adaptado: Klein & Dutrow (2012).

3.3 Sistemas de deslizamento

Um sistema de deslizamento corresponde a uma combinação de um plano de deslizamento e uma direção de deslizamento nesse plano. Uma vez que os planos de deslizamento são controlados cristalograficamente, a deformação dúctil de um agregado de grãos geralmente resulta numa forte orientação cristalográfica preferencial (Vernon, 2004; Okudaira *et al.*, 1995)

Os sistemas de deslizamento dominantes no quartzo são o basal (plano 0001), romboédrico (planos $\{10\bar{1}0\}$ e $\{01\bar{1}1\}$) e prismático (planos $\{10\bar{1}0\}$). Existe ainda o sistema de deslizamento trigonal dipiramidal, mas este não é representativo. Por outro lado, os deslizamentos podem ocorrer em direções paralelas ao eixo a, ao c, ou à soma dos vetores dos eixos c+a. Um esquema simplificado dos sistemas de

deslizamento do quartzo, incluindo respectivos planos e direções de deslizamento é mostrado na figura 3.3.

Nos trabalhos de Baëta & Ashbee (1969), Tullis (1977), Schmid & Casey (1986) e Hirth & Tullis (1992) os autores afirmam que o sistema de deslizamento basal na direção cristalográfica a é predominante para temperaturas abaixo dos 700°C. Entre os 700°C e os 850°C os deslizamentos ocorrem predominantemente nas direções cristalográficas a e c . Já acima dos 750°C os deslizamentos também ocorrem nos planos prismáticos, incluindo as direções $\langle a+c \rangle$.

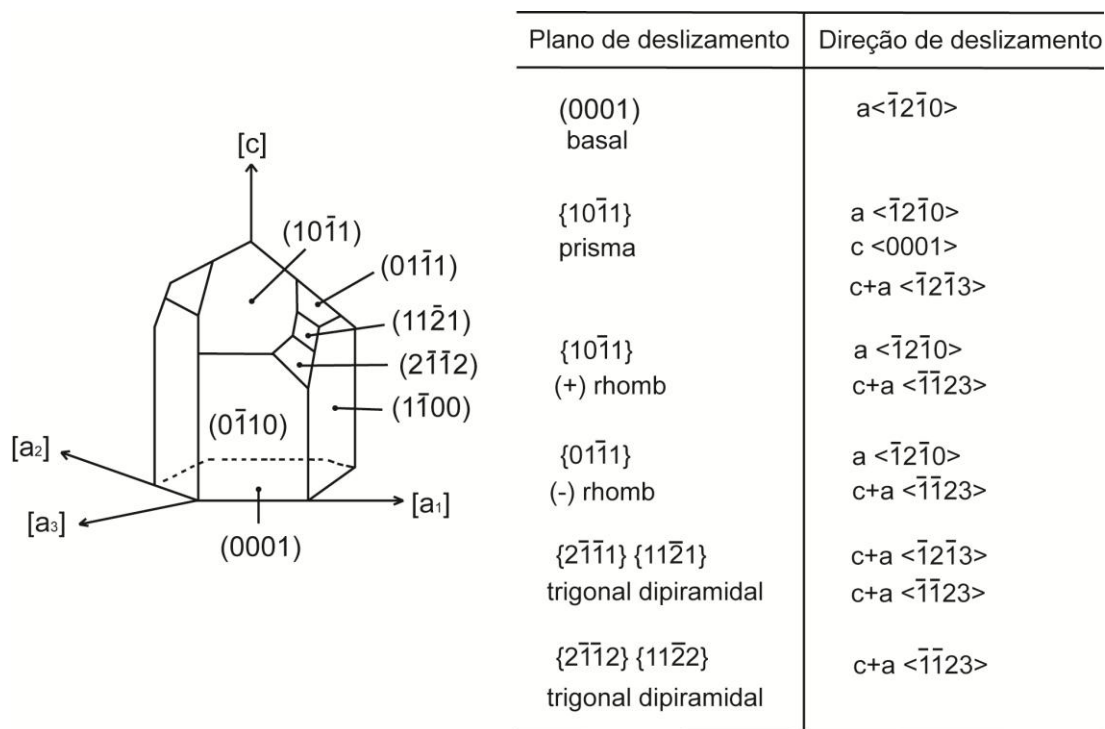


Figura 3.3 Sistemas de deslizamento no quartzo. Adaptado de Lecture Notes.

3.4 Orientação cristalográfica preferencial (OCP)

Estudos de OCP são concentrados no quartzo uma vez que este corresponde a um dos minerais mais abundantes no planeta, ocorre na maioria de todos os ambientes geotectônicos e seus mecanismos de recristalização são facilmente reconhecíveis por meio da utilização de um microscópio petrográfico.

Os vários padrões possíveis de OCP para o eixo c do quartzo são: guirlanda simples, de círculo mínimo, de círculo máximo e guirlandas cruzadas do tipo I e II (Passchier & Trouw, 2005; Schmid & Casey, 1986) e as suas formas são utilizadas para restringir os mecanismos de deformação. (Wenk & Christie, 1991).

As guirlandas simples tendem a ter uma área com elevada densidade, quer em posições periféricas ou mais centrais. Por outro lado, em guirlandas de círculo mínimo os eixos c tendem a se concentrar sob a forma de círculos mínimos em torno do polo da foliação (Schmid & Casey, 1986). Já as guirlandas cruzadas são formadas por duas guirlandas de círculo máximo, mas enquanto que na guirlanda cruzada do tipo I estas duas se cruzam a alguma distância do eixo de tensão intermediário Y, na guirlanda cruzada do tipo II as duas guirlandas se intersectam sob o eixo de tensão intermediário Y (Schmid & Casey, 1986; Tullis, 1977).

No trabalho de Stipp *et al.* (2002) os autores demonstram por meio do estudo da porção E da falha de Tonale que, de modo geral, existem padrões de OCP's característicos ao longo da recristalização dinâmica para diferentes condições metamórficas. Durante o *bulging*, o padrão característico de OCP para a figura de polos dos eixos [c] corresponde a uma guirlanda cruzada assimétrica e na zona de rotação de subgrãos corresponde também a uma guirlanda cruzada assimétrica ou a uma guirlanda simples. Já perto da transição da rotação de subgrãos para a migração de bordas de grãos a figura de polos para os eixos c dos grãos recristalizados exibem um caráter transitório entre guirlanda simples e cruzada com uma concentração de máximos únicos em torno do eixo Y (Figura 3.4). Esta concentração em torno do eixo Y aumenta com o aumento da temperatura na zona de migração de bordas de grão. Perto dos 630°C, a concentração em torno do eixo Y é muito forte e máximos secundários podem aparecer em posições periféricas da figura de polos em pequeno ângulo com relação à lineação. Estes máximos indicam uma ativação do sistema de deslizamento prismático [c], que é ativado a elevadas temperaturas. Segundo os mesmos autores a atividade em conjunto dos sistemas de deslizamento prismático [c] e basal <a> indica a transformação α e β do quartzo.

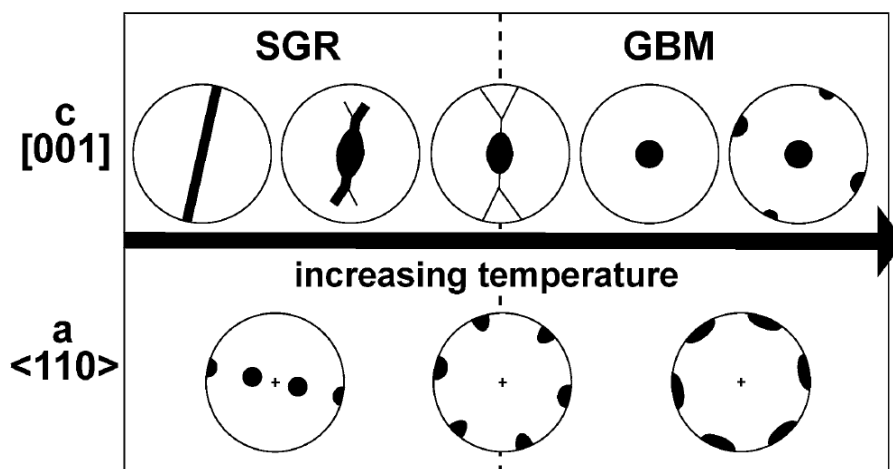


Figura 3.4 Diagrama esquemático dos padrões de OCP para os eixos c e a do quartzo. Extraído de Stipp *et al.* (2002).

Já no trabalho de Heilbronner & Tullis (2006) as autoras demonstram experimentalmente que também existe uma mudança da OCP ao longo da recristalização dinâmica, evidenciando a atuação de sistemas de deslizamentos diferentes. Na figura 3.5 é mostrada uma figura de polos com as várias posições do eixo c de quartzo para os três possíveis planos de deslizamentos (basal, romboédrico ou prismático) do quartzo. Como o deslizamento em todos os três planos ocorrem paralelos a $\langle a \rangle$, a posição e a intensidade máxima do eixo c indica diretamente a atividade relativa dos diferentes sistemas de deslizamento. A baixas taxas de deformação existem dois máximos periféricos. Com o aumento da deformação e do volume de recristalização os dois máximos periféricos começam a alongar-se em direção ao centro da figura de polos, indicando uma ativação do sistema de deslizamento romboédrico. Finalmente, com uma recristalização completa a elevadas taxas de deformação um centro máximo é formado, indicando a ativação de sistema de deslizamento prismático. Ou seja, à medida que a taxa de deformação e recristalização aumenta existe uma progressiva migração da posição do eixo c de uma posição mais periférica, indicando uma ativação do sistema de deslizamento basal $\langle a \rangle$ até uma posição mais central, correspondendo a uma ativação do sistema de deslizamento romboédrico $\langle a \rangle$ e finalmente até ao prismático $\langle a \rangle$ (Heilbronner & Tullis, 2006).

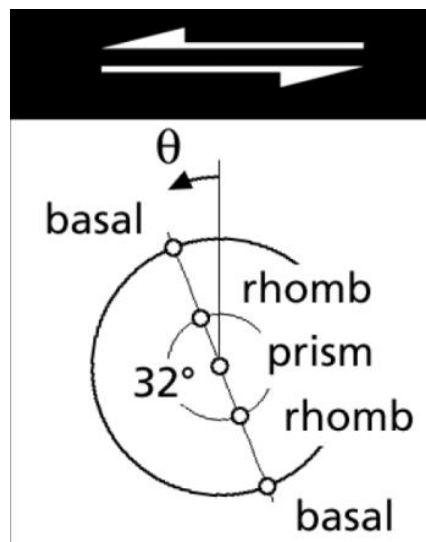


Figura 3.5 Diagrama esquemático figura de polos com as várias posições do eixo c de quartzo para os planos de deslizamentos basal, romboédrico ou prismático do quartzo. Extraído de Heilbronner & Tullis (2006).

3.5 Hidrotermalismo associado a zonas de falha

Alteração hidrotermal pode ser definida como a circulação de fluidos ou soluções hidrotermais, produzidos por mudanças físico-químicas nas rochas pelas quais eles circulam. Esse tipo de alteração pode ser gerado em diversos tipos de sistemas geológicos, como magmático, metamórfico/origênico, meteórico ou sedimentar. No caso do sistema metamórfico/origênico, as alterações hidrotermais formam-se em todos os estágios de tectônica convergente, colisional e pós-colisional, estando essas associadas a reações de desvolatilização durante o metamorfismo regional, com alguns fluidos derivados de fontes mantélicas e/ou magmáticas (Pirajno, 2009).

Uma característica importante deste tipo de alteração nestes ambientes corresponde ao transporte de fluidos. A formação de veios hidrotermais envolve o transporte do material em soluções aquosas da área fonte até à região de deposição. Sibson *et al.* (1975) consideram que o mecanismo de falhamento sísmico desempenha um papel importante no transporte de fluidos hidrotermais. Segundo os autores, o alívio parcial rápido da tensão cisalhante, que acompanha o falhamento sísmico permite que as fissuras na zona dilatante relaxem, sendo os fluidos expelidos em direção à superfície, na direção de alívio de pressão mais fácil.

A melhor evidência de campo de geração de fluidos e migração durante o metamorfismo regional prógrado é a presença de veios de quartzo e carbonato em zonas de cisalhamento. Segundo Biondi (2003) as alterações hidrotermais associadas aos veios de quartzo em zonas de cisalhamento indicam um sistema aberto onde ocorreram reações químicas e isotópicas de fluidos com as rochas encaixantes.

Os veios em zonas de cisalhamento estão alojados nos mais variados tipos de rochas metamórficas com alterações mineralógicas representadas predominantemente por carbonato-sulfeto ± sericita ± clorita. O quartzo é o mineral dominante nos veios, acompanhado por quantidades variadas de clorita, minerais carbonatados e sulfuretos. Elementos usualmente encontrados são também o Au, Ag, As, Sb, Hg, W, Mo, Te, e B em variadas combinações como Au-Ag, Au-Te, Sb-W, Au-W, Au-Sb-W ou Hg-Sb.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Numa tentativa de melhor caracterizar os estudos locais e o quadro evolutivo regional, este capítulo está dividido em três itens principais. O primeiro refere-se à síntese dos trabalhos realizados na área de estudo, abordando desde a geologia da Província Mantiqueira, incluindo as unidades estratigráficas e os principais modelos evolutivos propostos para a região. O segundo dá ênfase aos trabalhos que abordam com mais detalhe a geologia estrutural e a análise da deformação e o terceiro abrange um breve levantamento dos dados geocronológicos disponíveis para a região.

4.1 Geologia Regional

A Província Mantiqueira, definida por Almeida *et al.* (1981), compreende uma faixa de direção NE-SW, paralela à costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, ocupando uma área de 700 000 km², desde o sul da Bahia até ao Uruguai. Faz limite com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná e está em contato a leste com a margem continental e com as bacias costeiras (Figura 4.1).

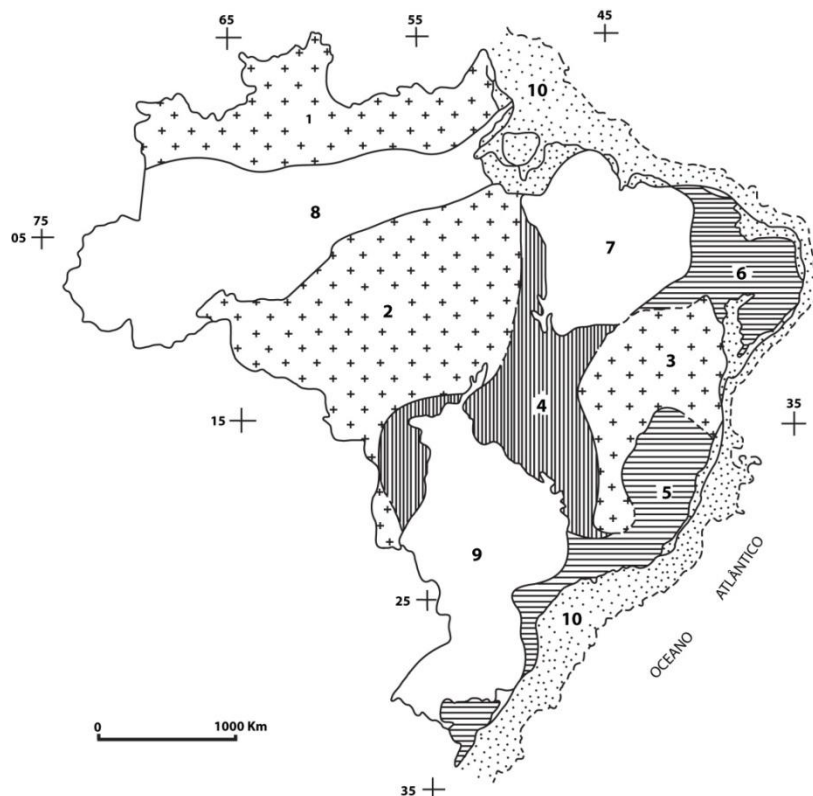


Figura 4.1 Províncias estruturais do Brasil. 1= Rio Branco; 2= Tapajós; 3= São Francisco; 4=Tocantins; 5= Mantiqueira; 6= Borborema; 7= Amazônica; 8= Parnaíba; 9= Paraná; 10= Províncias Costeiras e Margem Continental. As linhas a tracejado representam os limites convencionais das províncias. Modificado de Almeida & Hasui (1984).

Esta corresponde a um conjunto de orógenos que se justapõem diacronicamente, sendo designada do ponto de vista geotectônico de Sistema Orogênico Mantiqueira. Foi formado durante a Orogenia Neoproterozoica Brasileira-Pan Africana, a qual resultou na amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental (Almeida *et al.* 2000).

O Sistema Orogênico Mantiqueira é subdividido nos orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília meridional, Dom Feliciano e São Gabriel, agrupados em três segmentos geográficos: setentrional, central e meridional (Figura 4.2). O segmento setentrional corresponde ao Orógeno Araçuaí, o segmento central compreende o Orógeno Ribeira, a Zona de Interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira, e os terrenos Apiaí, São Roque e Embu e o segmento meridional engloba os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel.

A área em estudo situa-se no limite sul do segmento central, mais precisamente no orógeno Ribeira, colocando em contato a Formação Capiru com o Complexo Atuba. O orógeno Ribeira engloba o sul do Espírito Santo, o sul e o sudeste de Minas Gerais, a área do estado do Rio de Janeiro, o leste de São Paulo, o leste do Paraná e de Santa Catarina (Almeida & Hasui, 1984).

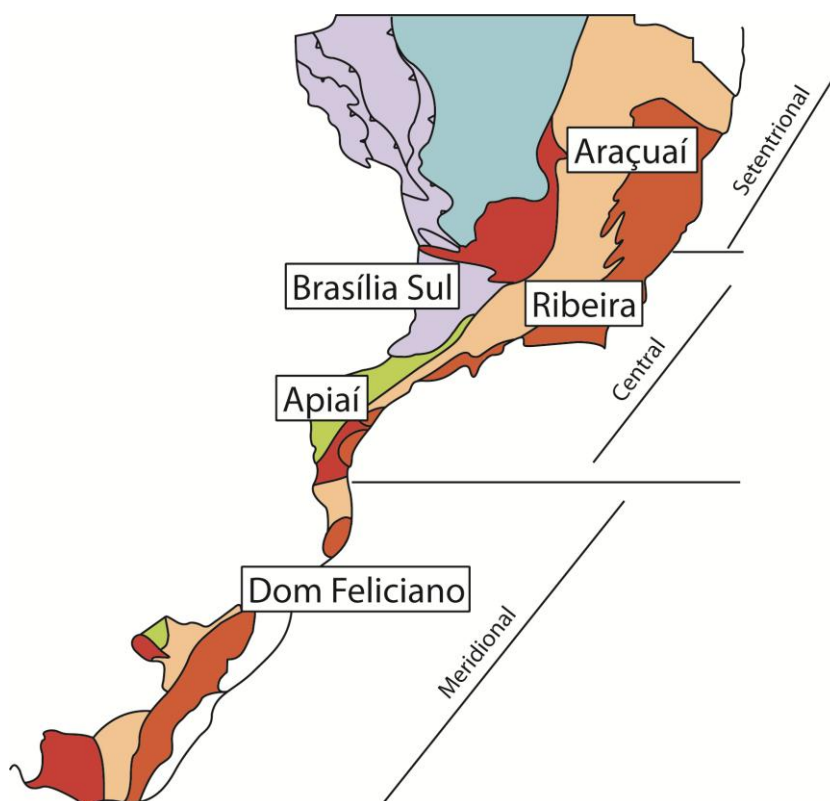


Figura 4.2 Subdivisões do Sistema Orogênico Mantiqueira. Modificado de Heilbron *et al.* (2004).

4.1.1 Domínio Curitiba

O Domínio Curitiba tem uma largura de 50 a 60 km, alongada segundo a direção NE-SW e limita-se a norte com a Formação Capiru e a sul com o Domínio Luís Alves (Figura 4.3). O limite sul ocorre na região de Piên por meio de uma zona de cisalhamento de empurrão, colocando o Domínio Curitiba sobre o Domínio Luis Alves (Basei *et al.*, 1992).

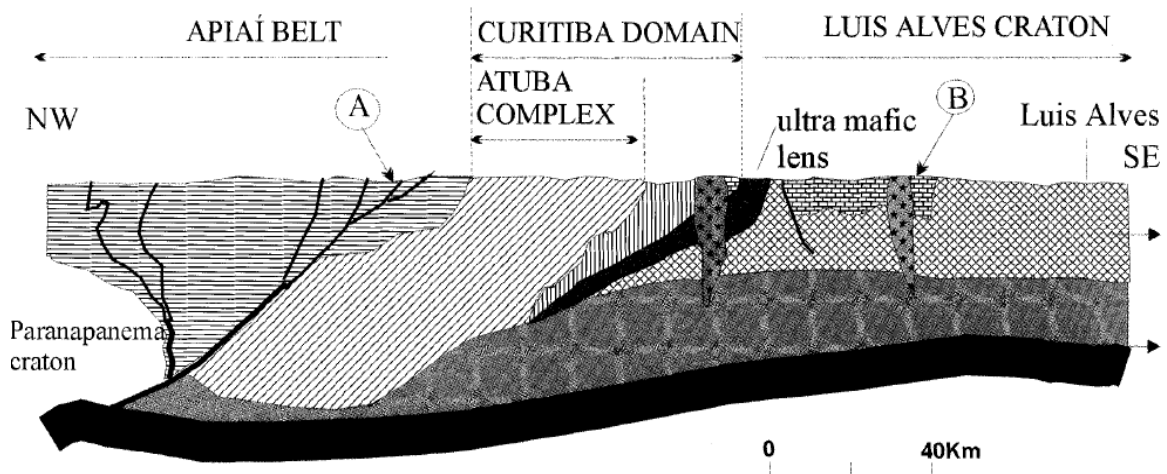


Figura 4.3 Seção transversal esquemática mostrando a relação entre a Faixa Apiaí, Domínio Curitiba e Cráton Luís Alves. (Sato *et al.*, 2003).

O Domínio Curitiba, conhecido anteriormente na literatura como Complexo gnáissico-migmatítico, teve como trabalhos pioneiros os de Branner (1919), Oliveira (1927), Maack (1953), Fuck *et al.* (1967), Hasui *et al.* (1975), Kaul & Teixeira (1982), Basei (1985) e Machiavelli *et al.* (1991).

Basei *et al.* (1992) utilizam pela primeira vez o termo Microplaca Curitiba. Os autores afirmam que o Domínio Curitiba é constituído por dois conjuntos de gnaisses bandados migmatíticos. Um primeiro, constituído por mesossomas de biotita-anfibólio gnaisses e leucossoma claro de composição tonalito-granodiorítica, e um segundo constituído por gnaisses graníticos bandados com presença restrita de biotita gnaisses lepidoblásticos. Ainda neste trabalho é afirmado que os Domínios Curitiba e Luís Alves teriam uma movimentação para NW, sendo subductadas por debaixo do Cinturão Ribeira. Esta subducção do Domínio Curitiba teria sido iniciada ao redor de 800 ± 50 Ma, e de acordo com Campos Neto & Figueiredo (1995), relacionada com a Orogênese do "Brasiliano I". Faleiros *et al.* (2011) acrescentam ainda que a colagem

final dos terrenos na Faixa Ribeira estaria relacionada a uma tectônica de dispersão ao longo do sistema transcorrente.

Outros trabalhos que fazem referência ao Domínio Curitiba são os de Campos Neto (2000), Campanha (2002) e Faleiros (2008).

4.1.1.1 Complexo Atuba

Siga Jr. *et al.* (1995) denominam o primeiro conjunto de gnaisses bandados migmatíticos descritos por Basei *et al.* (1992) de Complexo Atuba, sendo esta a primeira referência a este Complexo.

O Complexo Atuba é formado por gnaisses bandados, migmatíticos com bandamento composicional onde se alternam mesossomas ricos em biotita e anfibólio e leucossomas de composição tonalito-granodiorítica. Estes são normalmente leucocráticos, com termos mesocráticos, de granulação média e texturas granonematoblásticas, granolepidoblásticas e por vezes granoblásticas. Apresentam frequentes intercalações de corpos de formas e dimensões variadas de anfibolitos e xistos magnesianos. É comum ocorrerem porções de remobilizados graníticos brancos a róseos, concordantes a discordantes do bandamento principal, interpretados como uma segunda fase de migmatização (Siga Jr. *et al.*, 1995; Siga Jr., 1995).

Segundo Siga Jr. (1995) e Siga Jr. *et al.* (1995) as rochas do Complexo Atuba passaram por dois eventos de metamorfismo, representando terrenos relativamente profundos da fácies anfibolito. O primeiro evento metamórfico ocorreu no Paleoproterozoico (ciclo Transamazônico) (2150-1800 Ma), idades U-Pb em zircão e Rb-Sr. O segundo ocorreu no Neoproterozoico causando um intenso retrabalhamento, migmatização das rochas (640-560 Ma., idades Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar). Este segundo evento metamórfico também é corroborado por Sato *et al.* (2003) obtendo idades de 633-645 Ma em zonas de sobrecrecimento em zircão por meio do método U-Pb SHRIMP e EV-TIMS. Os autores detalham ainda que este segundo evento metamórfico ocorre no Ediacarano, correspondendo o Complexo Atuba neste período a uma faixa móvel neoproterozoica. Sato *et al.* (2003) acrescentam ainda que o Complexo Atuba corresponde a um fragmento de um microcontinente formado durante o Arqueano (3.1-2.7Ga) e retrabalhado várias vezes, durante os três seguintes períodos de tempo:

i) no principal evento de alto grau metamórfico do Rhyaciano (2.1Ga, idade U-Pb) relacionado com a amalgamação do Super Continente Atlântica;

Com o objetivo de separar os diferentes ciclos tectônicos do orógeno Paraíba, Almeida *et al.* (1973) dividiram este em Cinturão de Dobramentos Paraíba do Sul e Cinturão de Dobramentos Ribeira, sendo esta a primeira referência ao orógeno Ribeira. O autor assumiu neste trabalho que o Cinturão de Dobramentos Ribeira corresponderia ao Ciclo Brasileiro (Neoproterozoico).

Com a evolução do conhecimento, a ideia de que a Faixa Ribeira corresponderia apenas a uma faixa de dobramentos, foi abandonada em favor de sua divisão. A seguir são listados alguns dos mais relevantes trabalhos nesse sentido.

O primeiro trabalho que dá ênfase ao Cinturão de Dobramentos Ribeira foi o de Hasui *et al.* (1975) no qual foi idealizada sua diferenciação longitudinal e transversal. A diferenciação transversal levou os autores a subdividirem o Cinturão de Dobramentos, de norte para sul, em Sistema de Dobramentos Apiaí; Maciço Mediano de Joinville; Sistema de Dobramentos Tijucas; Maciço Mediano de Pelotas e Sistema de Dobramentos do Este do Uruguai. Note-se que, neste contexto do conhecimento, a área de estudo estaria situada entre o Sistema de Dobramentos Apiaí e o Maciço Mediano de Joinville.

Para os terrenos a sul do Maciço de Joinville, Fragoso Cesar (1980) propôs outra organização, definindo o Cinturão Dom Feliciano, de idade brasileira. Basei *et al.* (1992), dividem os terrenos a sul do Cinturão Ribeira até o Cinturão Dom Feliciano em Microplaca Curitiba, Microplaca Luís Alves e Cinturão Granitoide Costeiro. Esses terrenos constituíam o Maciço Mediano Joinville definido por Hasui *et al.* (1975), nome que Basei *et al.* (1992) recomenda que seja abandonado. Já no trabalho de Siga Jr. *et al.* (1995), modificado posteriormente por Faleiros *et al.* (2011), os terrenos entre o Cinturão Ribeira e o Cinturão Dom Feliciano são divididos nos domínios Luís Alves, Curitiba e Paranaguá (Figura 4.5).

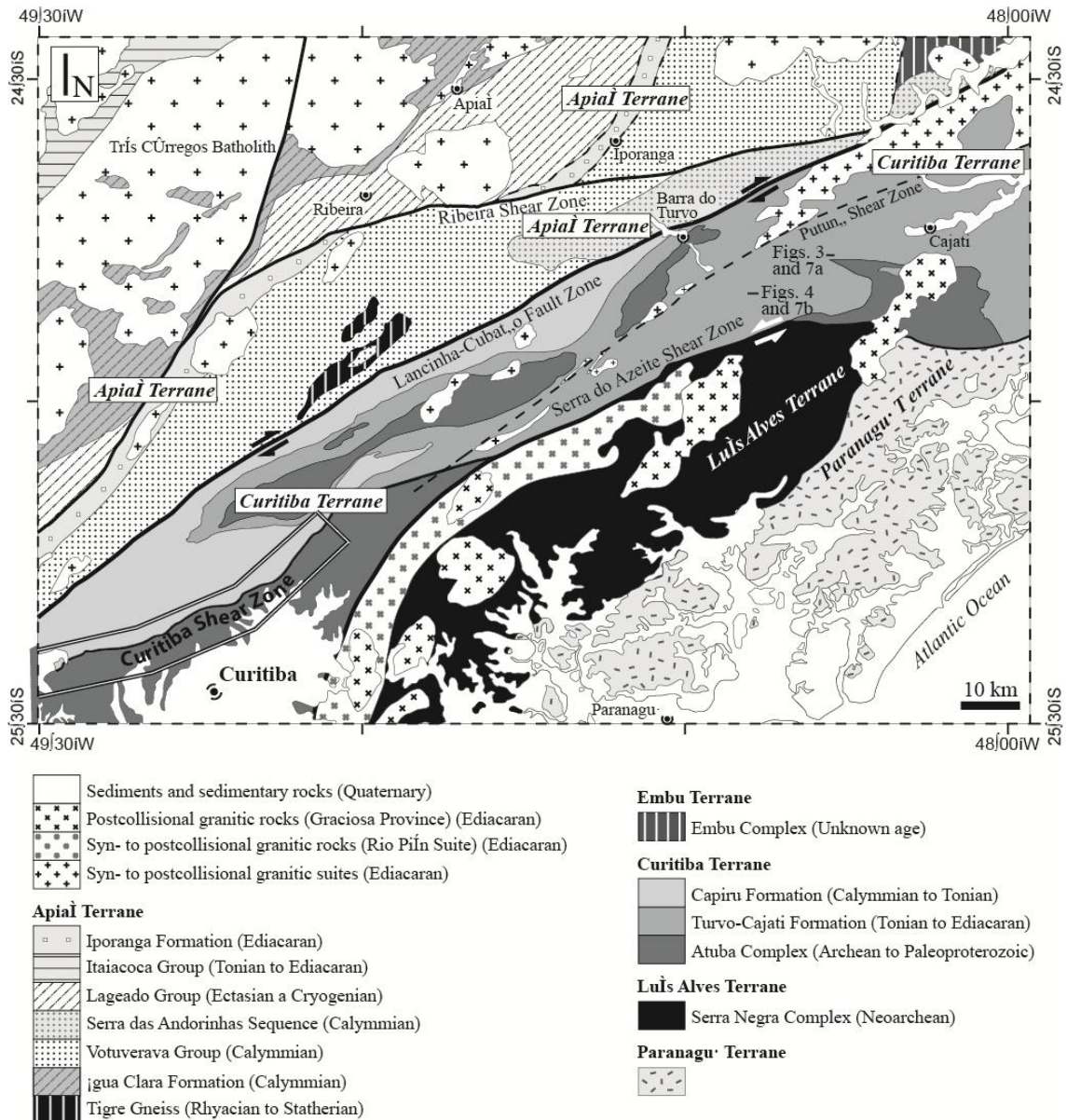


Figura 4.5 Mapa geológico simplificado da Faixa Ribeira Sul, evidenciando a ZCC. O polígono corresponde à área de estudo. (Modificado de Faleiros *et al.*, 2011).

Por outro lado, vários modelos geotectônicos têm sido apresentados para a Faixa Ribeira. Atualmente, considera-se que a Faixa Ribeira esteve envolvida na formação do oeste do Gondwana no ciclo orogênico Brasileiro/Pan-africano no Neoproterozoico. Essa, em conjunto com o Cinturão Dom Feliciano, resultou no fechamento do Oceano Adamastor, causado pela convergência de crátons e microplacas (Passareli *et al.* 2011).

Outros trabalhos que fazem referência ao Cinturão de Dobramentos Ribeira ou Faixa Ribeira são os de Almeida *et al.* (1973), Almeida *et al.* (1976), Sadowski (1984), Soares (1987), Heibron (1990), Brito Neves & Cordani (1991), Ebert *et al.* (1991), Frago Cesar (1993), Trouw *et al.* (1994), Heilbron *et al.* (1994), Rogers *et al.* (1995),

Heilbron *et al.* (1995), Siga Jr. *et al.* (1995), Campos Neto & Figueiredo (1995), Soares & Rostirolla (1997), Ebert & Hasui (1998), Campanha & Sadowski (1999), Campos Neto (2000), Hackspacher *et al.* (2000), Passarelli *et al.* (2004) e Faleiros (2008).

4.1.2.1 Grupo Açungui

O Grupo Açungui representa a porção sul do Cinturão Ribeira, sendo constituído por uma sequência de filitos, quartzitos, metacalcários e metassiltitos. A bibliografia referente ao Grupo Açungui é extensa, perfazendo cerca de uma centena de trabalhos publicados, tornando o quadro geral bastante confuso e fragmentado. Com a evolução do conhecimento, foram reconhecidas formações distintas, existindo várias classificações estratigráficas propostas por diversos autores, o que torna pouco claro o entendimento da tectono-estratigrafia do Grupo Açungui. Abaixo, segue uma tentativa de listar a evolução das classificações tectono-estratigráficas do mesmo. Tal sistematização já havia sido tentada por Fassbinder (1990).

O primeiro trabalho na região corresponde ao de Derby (1878) onde o autor caracterizou a existência de dois pacotes rochosos distintos, os quais denominou de séries *Crystallinas* do Arqueano e séries não *Crystallinas* do Cambriano ao Siluriano Inferior. Já um dos primeiros trabalhos que descreve as litologias do Grupo Açungui corresponde ao de Oliveira (1927), introduzindo o termo Série Açungui.

Bigarella & Salamuni (1956) realizam a primeira subdivisão litoestratigráfica para o Grupo Açungui, individualizando as Formações Setuva e Capiru da base para o topo (Tabela 4.1, **A**). Posteriormente, Bigarella & Salamuni (1958) acrescentam a Formação Votuverava no topo do Grupo (Tabela 4.1, **B**).

Marini *et al.* (1967a) definem uma nova formação no Grupo Açungui, a Formação Água Clara, e sugerem a separação da Formação Setuva do Grupo Açungui, considerando-a uma unidade mais antiga (Tabela 4.1, **C**). Esses autores consideram o Grupo Açungui com idade Neoproterozóica. Fritzsos Jr. *et al.* (1982) retiram a Formação Setuva do Grupo Açungui, atribuindo esta a um ciclo geotectônico mais antigo (Tabela 4.1, **D**).

Posteriormente, a Formação Água Clara é retirada do Grupo Açungui por Pontes (1982) tendo em vista o seu padrão estrutural mais complicado e grau metamórfico mais elevado. Também parte da Formação Votuverava, situada a norte da Falha do Morro Agudo, foi desmembrada e passou a constituir a Sequência Antinha (Tabela 4.1, **E**).

Soares (1987) opta por considerar o Grupo Açungui como constituído pelas Formações Votuverava, Itaiacoca e Capiru (Tabela 3.1, **F**) e Fiori (1992) finalmente

pelas Formações Capiru, Votuverava e Antinha (Tabela 4.1, **G**). São reconhecidas subdivisões com empilhamento e colunas estratigráficas internas em cada uma dessas unidades, porém a correlação entre as unidades maiores é essencialmente lateral, e não vertical (Figura 4.6).

Tabela 4.1 Evolução das classificações litoestratigráficas do Grupo Açungui.

	A	B	C	D	E	F	G
Setuva		Votuverava	Água Clara	Água Clara	Votuverava	Votuverava	Capiru
Capiru		Capiru	Votuverava	Votuverava	Capiru	Itaiacoca	Votuverava
		Setuva	Capiru	Capiru		Capiru	Antinha
			Setuva				

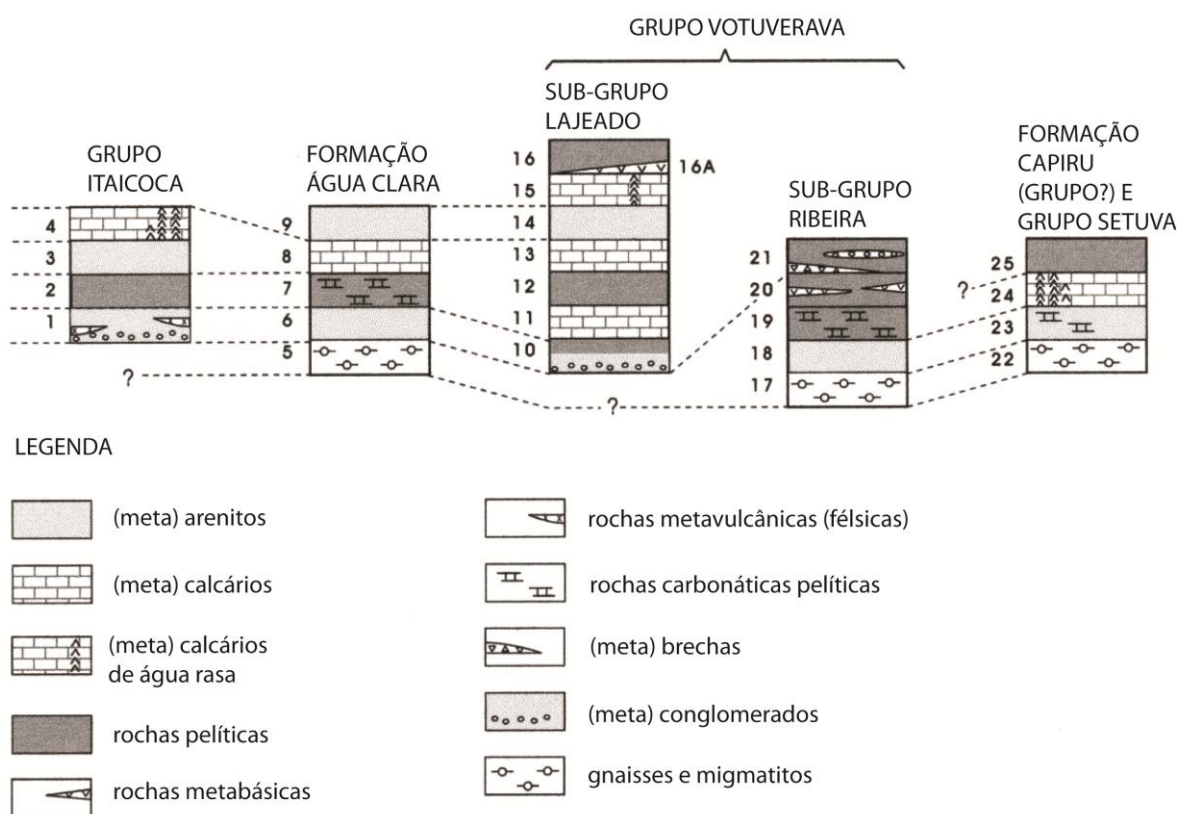


Figura 4.6 Colunas estratigráficas e tentativas de correlação lateral no Grupo Açungui. (1) Formação Bairro da Estiva (Abapã); (2) Formação Água Nova; (3) Formação Serra dos Macacos; (4) Formação Bairro dos Campos; (5) embasamento gnáissico-migmatítico; (6) quartzitos e xistos; (7) seqüência calciossiliciclástica; (8) seqüência calcária; (9) seqüência de meta-arenitos (Formação Córrego dos Marques); (10) Formação Betari; (11) Formação Bairro da Serra; (12) Formação Água Suja; (13) Formação Mina de Furnas; (14) Formação Serra da Boa Vista; (15) Formação Passa-Vinte; (16) Formação Gorutuba; (16A) Gabro de Apiaí; (17) embasamento gnáissico-migmatítico; (18) Formação Perau, membro quartzítico; (19) Formação Perau, membro calciossiliciclástico (mineralizado); (20) Sequência vulcanossedimentar (pelágico-turbidítica); (21) Formação Iporanga; (22) embasamento gnáissico-migmatítico; (23) Sequência Morro Grande (= Turvo-Areado?); (24) Sequência Rio Branco (= Capela do Cedro?); (25) Sequência Juruqui (= Cajati?). (Campanha & Sadowski, 1999).

Por outro lado, vários trabalhos enfocando a evolução tectônica do Grupo Açungui têm sido apresentados. Diversos modelos foram propostos desde uma evolução geossinclinal clássica, modelos de abertura oceânica restrita com posterior colisão continental, aulacógenos, megazonas de cisalhamento dúctil arqueanas com rifteamento proterozoico e subducção de crosta oceânica com posterior colisão. A existência ou não de um oceano ainda é questionada, uma vez que não existem evidências diretas da existência deste (Campanha, 1991).

Outros trabalhos que fazem referência ao Grupo Açungui são os de Campos (1937), Maack (1947), Leprevost (1952), Maack (1961), Leprevost (1964), Melfi *et al.* (1965), Muratori (1965), Lopes (1966), Salamuni & Bigarella (1967 a e b), Marini *et al.* (1967 a, b e c), Cordani & Bittencourt (1967a e b), Ebert (1971), Popp (1972), Melcher *et al.* (1973), Hasui *et al.* (1975), Hasui (1975), Wernick & Penalva (1978), Kaul (1979), Hasui *et al.* (1980), Scholl *et al.* (1980), Fritzens Junior *et al.* (1982), Hasui *et al.* (1984), Campanha *et al.* (1987), Salamuni (1991), Campanha (1991), Fiori & Gaspar (1993), Salamuni (1995), Kaulfuss (2001), Campos Neto (2000), Campanha & Sadowski (2002), Campanha (2002) e Faleiros (2008).

A seguir será abordada somente a Formação em contato com a área de estudo.

4.1.2.2 Formação Capiru

A Formação Capiru é restrita à parte sul da Falha da Lancinha e estende-se desde a região de Campo Largo até o sudeste de Tunas. A espessura é de difícil avaliação, devido a falhas e dobras superimpostas, mas provavelmente não deve ultrapassar 500m. Foi descrita originalmente por Bigarella & Salamuni (1956), apresentando depósitos metassedimentares siliclásticos equímicos com intercalações menores de quartzitos mal selecionados (Bigarella & Salamuni, 1958 e Scholl *et al.*, 1980).

Fiori (1992) divide esta formação em três conjuntos litológicos distintos, todos separados por falhas de cavalgamento, designados de: Juruqui, Rio Branco e Morro Grande, da base para o topo respectivamente. Na área de estudo do presente trabalho, o conjunto litológico mais estudado será o de Juruqui, e por isso será dado um maior ênfase para a sua descrição litológica em comparação com os restantes.

O conjunto Juruqui é composto por filito avermelhado, com intercalações não muito abundantes de quartzito, predominantemente fino. Suas litologias sempre

aparecem bastante deformadas, frequentemente filonitizadas. Característica interessante é a abundância de veios de quartzo leitoso, intensamente deformados. O filito é geralmente homogêneo, monótono, com raras evidências de acamamento. Entretanto, localmente, pode-se perceber um bandamento rítmico, milimétrico, dado pela alternância de níveis avermelhados e cinza. O quartzito aparece sob a forma de lentes, raramente com expressão suficiente para serem cartografados. Ocorre intercalado no filito, mostrando-se geralmente boudinados, friáveis, e esporadicamente silicificados. São geralmente de cores claras, com pontuações ferruginosas, e predomínio de termos finos. Em certos casos, podem gradar para microconglomerado, onde é possível observar-se uma granodecrescência. Não são raras intercalações de níveis de hematita, alguns com até 15 cm de espessura (Fiori, 1992).

O Conjunto Rio Branco engloba mármore e/ou metacalcário com intercalações de filito e quartzito. O mármore é predominantemente dolomítico apresentando oólitos e estromatólitos. É o que apresenta maior extensão areal dentro dos conjuntos litológicos da Formação Capiru. Já o Conjunto Morro Grande caracteriza-se pela alternância de camadas de quartzito, filito e mármore, com espessuras da ordem de centenas de metros. O filito e o mármore são geralmente bandados ou rítmicos e os quartzitos mais homogêneos (Fiori & Gaspar, 1993).

Campanha *et al.* (1987) e Campanha (2002) afirmam que evidências de aloctonia são observadas na porção basal da Formação Capiru, afetada por forte deformação associada a zonas de cisalhamento de baixo ângulo com transporte para sul.

A Formação Capiru é interpretada por Scholl *et al.* (1980) e Campanha & Sadowski (1999) como correspondente a uma sequência depositada em ambientes de águas rasas. Guimarães *et al.* (2002) afirmam que esta foi depositada em ambientes de plataforma distinguindo dois subambientes com base nas características morfológicas das estruturas estromatolíticas. Para a região de Morro Azul é identificado um ambiente de supramaré e para a região de Morro Grande, um ambiente variando de intermarés a inframaré.

Outros trabalhos que fazem referência à Formação Capiru são os de Ebert (1971), Fritzon Junior *et al.* (1982), Soares (1987) e Campanha (1991), Fiori (1990) e Fiori & Gaspar (1993).

4.2 Geologia Estrutural

Estudos sobre a deformação na área em questão podem ser encontrados em trabalhos que fazem referência ao Pré-Cambriano paranaense. Estes trabalhos enfatizam principalmente, lineamentos e falhamentos.

O principal sistema de falha do Pré-Cambriano do sul do Brasil é definido pela CPRM (1981) como Sistema de Falhamentos Paraíba-Cubatão-Lancinha, sendo a Falha da Lancinha a principal zona de falha transcorrente no Paraná.

A Falha da Lancinha representa um lineamento no Grupo Açungui, de direção N40-50E, induzida por falha, mais antiga situada no embasamento (Fiori, 1985b). Como consequência, na cobertura são geradas estruturas secundárias associadas, como dobras de arrasto escalonadas, falhas sintéticas e antitéticas. A disposição espacial destas é compatível como uma movimentação no sentido dextral da Falha da Lancinha. Em algumas dobras de arrasto estão alojados corpos graníticos como o do Cerne, Piedade, Morro Grande e Varginha. O deslocamento médio mínimo calculado para a Falha da Lancinha, com base na disposição das dobras de arrasto é de 114 km com sentido horário de movimentação. Tendo em vista o deslocamento de diques de diabásio é ainda reconhecida na Falha da Lancinha uma reativação anti-horária do Mesozoico em diante (Fiori, 1985a, c).

Reis Neto & Soares (1987) no primeiro trabalho abordando aspectos microestruturais do Grupo Açungui afirmam que as rochas deste Grupo sofreram metamorfismo que atingiu a fácies xisto verde, zona da clorita e início da zona da biotita. O metamorfismo foi interpretado como ocorrendo em regime tectono-termal rúptil/dúctil a dúctil.

Os mesmos autores reconhecem a existência de uma foliação filítica principal ou clivagem ardosiana, denominada nesse trabalho de S_{a1} , interpretada como resultado de um cisalhamento rotacional simples e outra foliação, interpretada como clivagem de crenulação formada devido a uma deformação posterior, cuja intensidade varia conforme o litotipo e a região. Fiori *et al.* (1987a) denominam essa foliação filítica principal de S_1 , afirmando que está disposta de modo geral paralela ao S_0 . e que, geneticamente associada a esta foliação ocorre um processo de dobramento D_1 , com S_1 disposta em posição de plano axial dessas dobras. Os eixos destes dobramentos estão geralmente direcionados para NE-SW com baixo ângulo de caimento e com uma vergência geral para SE (Fiori *et al.*, 1987b).

Por outro lado, Fiori *et al.* (1987a) definem dois sistemas de falha no Grupo Açungui. O mais antigo, corresponde a um sistema de falhas de cavalgamento com zonas de cisalhamento dúctil-rúptil de baixo ângulo, designado de Sistema de

Cavalgamento do Grupo Açungui (SCA). O mais recente relaciona-se a um sistema de falhamentos transcorrentes designado de Sistema de Transcorrência Lancinha (STL), no qual a Falha da Lancinha tem a maior expressão. Os mesmos autores propõem o modelo duplex para o SCA.

Fassbinder (1990) estudou a Falha da Lancinha e analisou a deformação provocada nos diques básicos juro-cretácicos, sedimentos da Formação Camarinha, rochas metassedimentares do Grupo Açungui e em litotipo do seu embasamento. Aquele autor chegou à conclusão que o STL provocou a reativação de antigos planos de fraqueza, causando deformação nas rochas metassedimentares do Açungui. Além disso, modelizou a zona de falha por meio do modelo de Riedel posicionando as estruturas secundárias da Falha da Lancinha, tais como as fraturas Y(D) com direção média N60E; falhas sintéticas N85E; falhas antitéticas N20W; fraturas X N15E; dobras escalonadas N34E e fraturas T de direção N57E (Fassbinder, 1990).

Já Fiori (1992) considera que o Grupo Açungui é constituído por três sistemas de deformação, englobando um segundo, posterior ao Sistema de Cavalgamento do Grupo Açungui, designado de Sistema de Dobramentos Apiaí.

No Grupo Açungui o sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes produz uma lenticularização tectônica regional, com macro-estruturas semelhantes a s-c ou duplexes transcorrentes, definindo blocos tectônicos com formas sigmoidais. A deformação associada é tipicamente heterogênea, concentrada ao longo de feixes estreitos de rochas com foliações e lineações paralelizadas, condicionando o desenvolvimento de lineamentos morfológicos. Desenvolvem milonitos quando os protólitos são favoráveis e rochas cataclásticas *stricto sensu* (Campanha, 2002).

Já no Complexo Atuba, Fuck *et al.* (1967), Siga Jr. *et al.* (1995) e Gonçalves (2012) reconhecem a existência de uma foliação S_n e Salamuni (1998) e Gonçalves (2012) apontam a existência de uma foliação S_{n-1} . A foliação S_{n-1} representa uma superfície planar levemente anastomosada ou crenulada pela superfície S_n (Salamuni, 1991) que apresenta uma atitude principal de N10W/79SW (Gonçalves, 2012). A foliação S_n configura o bandamento gnáissico, está orientada preferencialmente na direção NW, e subordinadamente NE, com mergulho médio a alto, tanto para NE quanto para SW. Essa foi formada em regimes dúcteis associados a uma tectônica controlada em grande parte por cisalhamentos com importante componente lateral. Segundo Siga Jr. *et al.* (1995) e Gonçalves (2012) os indicadores cinemáticos são sugestivos de um transporte relativo para SE, no entanto Faleiros (2008) e Faleiros *et al.* (2011) indicam sentidos contrários.

4.2.1 Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC)

Os únicos trabalhos que dão ênfase à ZCC são os de Salamuni *et al.* (2010), Gonçalves (2012) e Gonçalves *et al.* (no prelo). Estes caracterizam a ZCC, que possui direção N40-60E e cerca de 80 km de extensão (Figura 4.5), por meio de uma análise em multiescala, englobando um estudo morfoestrutural, morfotectônico, microestrutural e uma caracterização da sua geometria e cinemática.

Gonçalves (2012) e Gonçalves *et al.* (no prelo) concluem que a ZCC separa duas unidades crono-estratigráficas distintas; (a) a noroeste o Grupo Açungui (Formação Capiru) onde predominam metacalcário, metarenito e metassiltito; (b) a sudeste o Complexo Atuba, onde predominam gnaiss, xisto, metagranito, metagranodiorito e rocha metabásica indiferenciadas formadas no Paleoproterozoico, que sofreram menor ou maior grau de rejuvenescimento por meio de retrometamorfismo e um segundo processo de migmatização. Os autores admitem, pela análise do padrão de drenagem e textura de relevo, que a ZCC limita dois compartimentos geomorfológicos distintos: o Domínio Geomofológico I: Planalto Dissecado de Tunas do Paraná e o Domínio Geomofológico II: Planalto de Curitiba. Com base na presença de lineações de estiramento mineral sub-horizontais, estruturas do tipo s-c, dobras com eixos subverticais e estruturas em flor, a autora afirma que a ZCC corresponde a uma zona de cisalhamento, formada em regime dúctil a dúctil-rúptil, reativada com uma componente transcorrente posteriormente em regime rúptil. Como a ZCC apresenta um padrão anastomosado e segmenta-se em outras falhas e/ou zonas de cisalhamento, o limite exato desta não é bem definido.

4.3 Geocronologia

Com o objetivo de definir a cronologia dos diferentes eventos deformacionais foi realizado um levantamento de trabalhos geocronológicos, tanto no Complexo Atuba quanto no Grupo Açungui.

No Domínio Curitiba, por meio de datações pelo método U-Pb em zircão em amostras de gnaiss, foi determinada a idade de 2.100 Ma (Paleoproterozóico), interpretada como idade de formação do gnaiss (Basei *et al.*, 1992).

No trabalho de Siga Jr. *et al.* (1995) foram utilizados os métodos Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd e K-Ar em amostras de gnaiss granulítico e gnaiss bandado migmatítico do Complexo Atuba. Pelo método Rb-Sr foram obtidas idades entre 2.200-1.800 Ma e pelo método U-Pb em zircão idades de 2.100 Ma. Estas idades foram interpretadas

como idades de formação das rochas do Complexo Atuba. Pelo método Sm-Nd foram obtidas idades entre 2.800-2.700 Ma (Arqueano), interpretadas como relacionadas à diferenciação do manto dos percursores crustais dessas rochas. Pelo método K-Ar em anfibólio, biotita e plagioclásio foram obtidas idades de 600 ± 20 Ma, sendo interpretadas como idades relacionadas ao resfriamento desses terrenos. Com base nesses dados geocronológicos os autores afirmam que os migmatitos do Complexo Atuba foram formados no Paleoproterozoico (2.000 ± 200 Ma) e remigmatizados no Neoproterozoico (600 ± 20 Ma).

Por meio do método Sm-Nd em amostras de migmatitos e datações em zircão pelo método SHRIMP e EV-TIMS, Sato *et al.* (2003, 2009) confirmaram a presença de material acresionado à crosta durante o Arqueano. Análises pelo método Pb-Pb na zona interna de cristais de zircão indicaram idades de 3.079 Ma e em zona externa idades de 2.402 Ma (Figura 4.7). Durante o Paleoproterozoico, ocorreu intensa migmatização de idade 1.900-2.200 Ma fornecida pela análise de zircão via método SHRIMP e EV-TIMS (Figura 3.8). Durante o Mesoproterozoico o Complexo Atuba não demonstra atividade tectônica. As idades obtidas de 560-600 Ma pelo método SHRIMP em zircão foram interpretadas como resultado de intenso amalgamento dos blocos continentais, considerando-se o Complexo Atuba como um terreno retrabalhado e remigmatizado durante o Neoproterozoico. Idades de 600-570 Ma pelo método Ar-Ar em rochas miloníticas da Serra do Azeite também corroboram a atividade Neoproterozoica (Machado *et al.*, 2007).

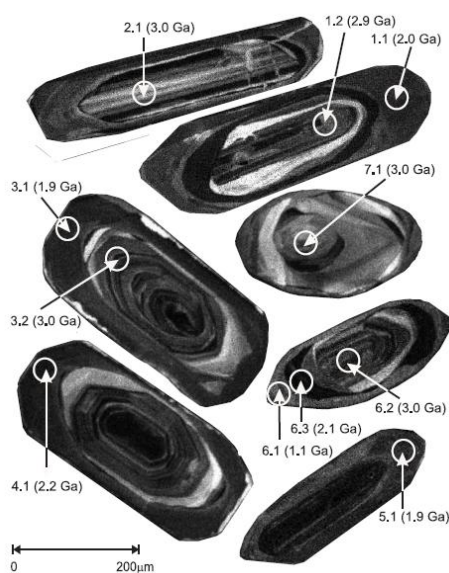


Figura 4.7 Imagem de catodoluminiscência de zircão da pedraira Ita. Legenda: 1.1 (2.0 Ga) representa respectivamente o número do spot e a idade (Sato *et al.*, 2009).

Sato *et al.* (2009) além de novas datações U-Pb pelo método SHRIMP em zircão procedem também à determinação das razões de isótopos de Hf em zircão pelo método LA-ICP-MS. As razões de isótopos de Hf permitem conhecer a importância relativa da contribuição de material do manto ou da crosta. Caso o material seja derivado do manto $\epsilon_{\text{Hf}} > 0$ e da crosta $\epsilon_{\text{Hf}} < 0$. No Complexo Atuba, o componente arqueano sugere derivação de material proveniente do manto, com valores $\epsilon_{\text{Hf}} + 1.5$ a $+ 8.7$. Já o componente paleoproterozoico indica uma contribuição crustal com valores $\epsilon_{\text{Hf}} -9.1$ a -10.1 .

Por fim, Faleiros *et al.* (2011) apresentam datações K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar para o metamorfismo e zonas de cisalhamento presentes no Domínio Curitiba no estado de São Paulo. Estas indicam que o complexo Atuba arrefeceu a uma temperatura entre 300° - 500° entre os 590 a 580 Ma.

Já os trabalhos de Cordani & Bittencourt (1967a, b) correspondem aos primeiros trabalhos geocronológicos no Grupo Açungui. Com base em cerca de quarenta determinações pelo método K-Ar em minerais de biotita, muscovita, lepidolita, flogopita, plagioclásio, anfibólio, feldspato potássico e rocha total do Grupo Açungui, os autores situam a fase orogênica principal entre 600 e 650 Ma, e entre 530 e 580 Ma a formação de granitos tardi-tectônicos e pós-tectônicos.

Posteriormente, Cordani & Kawashita (1971), por meio de determinações Rb-Sr em rocha total nas variedades graníticas intrusivas, confirmam as conclusões do trabalho anterior, colocando em 610 ± 50 Ma a fase tarditectônica, e em 540 ± 10 Ma a fase pós tectônica principal.

Por fim, Passareli *et al.* (2011) datam o evento transpressional na Faixa Ribeira. Os autores afirmam que na porção central e sul este evento ocorreu entre 625 e 595 Ma.

5 RESULTADOS

5.1 Artigo a ser submetido ao periódico *Journal of South American Earth Sciences*

Fabric evolution of polydeformed orthogneisses and quartzites along the Curitiba Shear Zone, Curitiba Domain, Southern Brazil

Dina Cabrita^{a*}, Eduardo Salamuni^b, Leonardo Lagoeiro^c

^aPrograma de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Caixa Postal 19.001, Curitiba, Paraná 81.531-980, Brazil

^bDepartamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Caixa Postal 19.001, Curitiba, Paraná 81.531-980, Brazil

^cMICROLAB, Universidade Federal de Ouro Preto, 35400-000, Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil

* Corresponding author. E-mail address: dina_cabrita@yahoo.com

ABSTRACT

In Southern Brazil there is a serie of strike-slip shear zones that represent the late-collisional event of Western Gondwana in the Neoproterozoic-Eopaleozoic transition. The Curitiba Shear Zone (CSZ) is a part of these strike-slip regime separating two different domains: the supracrustal metasedimentary rocks and the basement formed by orthogneisse, migmatite and quartzite. The absence of detailed structural data of this discontinuity has motivated us to study this important part of the geology of the south of Brazil. The main purpose of this work is the characterization of macro and microstructures and determination crystallographic fabric of quartz in orthogneisses and quartzites along the CSZ southern block. Structural data suggest that CSZ consists in two strike-slip deformation phases that lead to the deformation of orthogneiss and quartzites of the Atuba Complex: (1) the first ductile phase was responsible for the formation of low-grade mylonite in greenschist facies. The majority of quartz occurs recrystallized by subgrain rotation with bulging and grain boundary migration playing a secondary role and the dominant slip system was basal to

prismatic, suggesting a low temperature deformation along the shear zone; (2) the second brittle phase which led to the formation of cataclasites, faults and joints, with a mean attitude of N50E/75SE and N33E/80SE, respectively. Similarly, quartz grains deformed in brittle regime, with a predominant operation of basal slip system. The asymmetry of crystallographic fabric allowed to deduce a dextral sense of shear, which is believed to be associated with the Lancinha Strike-slip System.

KEYWORDS: shear zones, quartz deformation, recrystallization mechanisms, mylonites, crystallographic fabric, EBSD.

1. Introduction

Strike-slip regimes are recognized in various modern and ancient orogenic belts. The basement of Southern Brazil have a serie of strike-slip shear zones with ENE-WSW orientation, defining anastomosed lenses of predominantly dextral shear (Fiori, 1992; Ebert & Hasui, 1998; Fassbinder, 1996; Dehler, 2002). These are associated to the late continental collision during the consolidation of Western Gondwana in the Neoproterozoic-Eopaleozoic transition (Heilbron *et al.* 2004; Passareli *et al.* 2011). Examples of those in north portion of southern Brazil are Lancinha-Cubatão, Faxinal, Ribeira, Putunã, Serra do Azeite and Morro Agudo shear zones (Dehler *et al.* 2000; Ebert & Hasui, 1998; Faleiros 2008; Faleiros & Campanha, 2004; Faleiros *et al.* 2011). In the south portion are Itajaí-Perimbó (Silva, 1991) and Major Gercino shear zone (Bitencourt *et al.* 1989).

The Curitiba Shear Zone (CSZ) is part of these strike-slip shear zones defined by Salamuni *et al.* (2010). The CSZ is a relative to a diffuse boundary between the Capiru Formation at NW and Curitiba Domain at SE (Figure 1). Fiori (1985) was the first to coin as São João – Lamenha Grande Lineament.

From a regional point of view, Gonçalves (2012) and Gonçalves *et al.* (in prep.) characterized the CSZ as formed in a ductile and brittle transcurrent regimes. The structures resulting from the superposition of several deformation phases is a complex set and the distinction between them must be accomplished applying a detailed structural and microstructural studies.

With that in mind we aim to characterize the structures associated with each of these phases in the southern block of the CSZ. We combined original data obtained from field studies with those of petrological and microstructural detailed observation as well as determination of petrofabric parameters of the tectonites from the CSZ. The petrological/petrographic characterization was carried out in conjunction with the determination of crystallographic fabric (refers as petrostructural analysis), in order to understand the mechanical and thermic conditions prevailing during the instauration of the CSZ. The use of a combination of techniques involving the classical studies of field geology with modern laboratory equipment for microstructural and textural (in the sense of crystallographic preferred orientation) determination would provide important insights into the understanding of the behaviour of major crustal shear zones.

In this paper, there is an initial review of the regional geological and structural setting of CSZ, followed by a characterization of the structures, petrology, microstructures and deformation mechanisms. Finally, we will present a discussion and some conclusions about the deformation phases and their relationship with the geotectonic setting of the region.

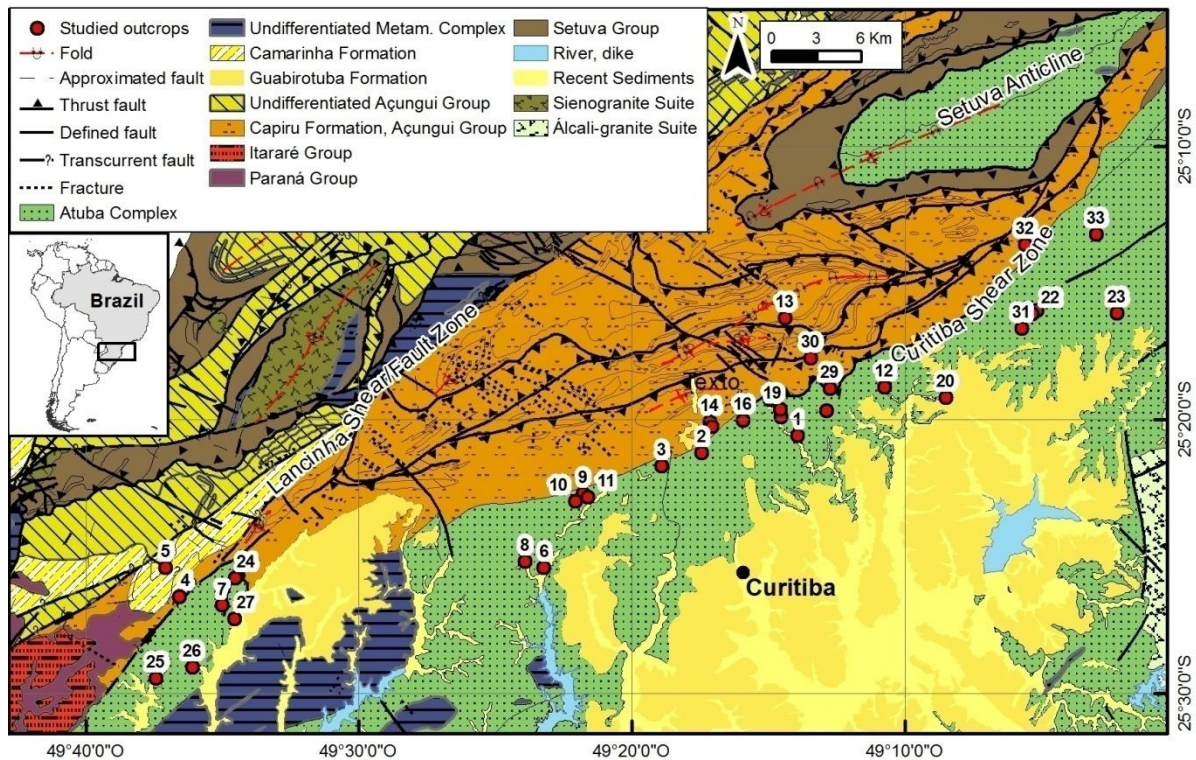


Figure 2 Geological map of the area adapted from MINEROPAR (2006). Geographic coordinates, SIRGAS 2000. The red dots correspond to the studied outcrops.

2. Regional setting

The area of study is located in the central segment of the Mantiqueira Province (Almeida *et al.*, 1981), which corresponds to a branched system of orogens, juxtaposed diachronically. It was formed during the Neoproterozoic Brasiliano Pan-African Orogeny, which resulted in the amalgamation of West Gondwana paleocontinent (Brito Neves *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2000).

CSZ southern block corresponds to Curitiba Domain (CD) (Siga Jr., 1995), which was previously studied by several authors (Branner, 1919; Oliveira, 1927, Maack, 1953; Fuck *et al.*, 1967, Hasui *et al.*, 1975; Kaul & Teixeira, 1982; Basei, 1985; Machiavelli *et al.*, 1991 and Siga Jr. *et al.*, 1995). The CD has an extension of 50-60 km, trending in a NE-SW direction and is limited in the north by the Capiru Formation and in the south by Luís Alves Domain (Siga Jr., 1995). Fuck *et al.* (1967) described the CD as being formed by orthogneisses and locally by carbonate rocks. The

metamorphism led to the formation of para and orthogneisses in the amphibolite facies. Basei *et al.* (1992) mentioned that the CD consists of two sets of migmatitic banded gneisses. The first one is constituted by mesosomes rich in biotite and amphibole and leucosome of tonalitic granodioritic composition. The second is composed by banded gneisses with restricted presence of biotite lepidoblastic gneisses.

The Atuba Complex forms the largest part of the CD (Hasui *et al.*, 2012) and which in turn has a small exposition at the Setuva anticline nucleus (Siga Jr. *et al.*, 2007) (Figure 1). According to Siga Jr. (1995) and Siga Jr. *et al.* (1995) the rocks of Atuba Complex was subjected to two metamorphic phases and thus, represents a deeply reworked terrain. Zircon U-Pb and whole rock Rb-Sr data indicate the first metamorphic phase took place in the Paleoproterozoic in a time span of 2.150-1.800 Ma, in amphibolite to granulite facies with associated migmatization. Zircon U-Pb, whole rock Rb-Sr, and amphibole Sm-Nd and K-Ar age data indicate that the Atuba Complex underwent an intense reworking with associated migmatization during all the Ediacaran (Siga Jr., 1995, Sato *et al.*, 2003, 2009, Machado *et al.* 2007). The metamorphism of this phase corresponds to the amphibolite facies with development of gneissic banding, characteristic of the Atuba Complex. This complex was studied in detail by Faleiros (2008) who attributed the metamorphism as of the second phase associated to a Neoproterozoic mobile belt.

The deformation associated with the CSZ, present in the northwestern portion of the Atuba Complex, is superimposed to the previous one. This is described in Gonçalves (2012). The author, through a multiscale analysis of drainage pattern and relief texture, admits that the CSZ limited two distinct geomorphological compartments: the Paraná Tunas dissected Plateau and

Curitiba Plateau. The same author also had observed a parallelism between ductile and brittle structures, claiming that CSZ has been subjected to several recurring deformation phases in time.

3. Methods and materials

3.1 Field work, sampling and microscopic analysis

The field work was carried out in the studied area covering 33 outcrops from which 80 rock samples were collected (Figure 1). From the collected samples 46 thin sections were produced all of them orientated according to the XZ and ZY planes of the strain ellipsoid. These were made at Thin-sectioning Laboratory of the Federal University of Paraná (LAMIN). All the optical observations in this sections were performed in a LEICA DM 2500P microscope of Postgraduate course of Geology from the Federal University of Paraná. The photomicrographs were captured using a Leica digital camera attached to the microscope which operates through the Leica LAS software V4.1. Basically, the use of the optical microscope aimed to describe the mineral associations and their microstructures. All these aspects are fully covered in the subsection Petrography and Microstructures.

3.2 Electron Backscatter Diffraction Technique (EBSD) analytical conditions

A selected set of thin sections was chosen for the EBSD analysis. The thin sections were mechanically re-polished with diamond paste with 0.25 μm and 0,10 μm diamond solution, during 30 minutes each. A final polishing stage was done using a colloidal silica solution during approximately 4 hours to remove surface damage (Lloyd, 1987). A small representative area of the thin

section was selected for analysis using an optical microscope. All samples were uncoated and a conductive tape was put around the section to avoid charging problems during the EBSD analysis.

All EBSD data were gathered using a MEV-EBSD system in the Laboratory of Microscopy and Microanalysis (MICROLAB) at the Department of Geology, Federal University of Ouro Preto, Brazil. An Oxford-HKL Nordlys detector attached to a SEM JEOL JSM-5510 was used to acquire the electron backscatter patterns (EBSP), which were automatically indexed using the Flamenco module of the Channel 5 software package (Oxford-HKL).

Samples were put in the microscope chamber tilted 70° to the horizontal position, with the thin section long axis parallel to the SEM X-axis. Crystallographic data were collected using a 20 kV acceleration voltage and 74 μ A beam current. The working distance between the specimen surface normal and the incident beam was set to 25 mm. Samples were mapped by moving the beam on a grid with a fixed step size of 5 and 10 μ m. The step size was chosen according to subgrain and recrystallized grain size allowing a maximum population of grains to be collected. For data acquisition it was used a mean angular deviation (MAD) of 1.5°. The orientation maps and misorientation angle distribution were obtained using the Tango module of the Channel 5 software and the pole figure and inverse figure were obtained using the Mambo module of the Channel 5 software.

Pole and inverse pole figures, obtained through the EBSD, are presented in upper hemisphere, equal area stereographic projections and contoured with a half width of 15°. For each sample, the following crystallographic directions and planes were plotted in the rock fabric (XYZ) reference frame: [0001] (c axes);

{10-10} (m, prism planes); $\langle 2-110 \rangle$ (a axes); {10-11} (r rhomb planes); and {11-21} (s rhomb planes). In the inverse pole figure were plotted $\langle c \rangle$, $\langle m \rangle$ and $\langle a \rangle$ directions in the X and Z sample directions.

Misorientation data are displayed as misorientation angle distribution histograms. These show the relative frequency of misorientation angles. Quartz crystallographic fabric and misorientation angle distribution were measured in 4 samples by EBSD. These include: (1) two samples subjected to ductile deformation along the CSZ and (2) one sample subjected to the brittle deformation along the CSZ.

1. Results

Data acquisition was focused in the south section of the CSZ, precisely in the orthogneisses and quartzites of Atuba Complex. The studied CSZ comprises an area of approximately 70 km in length and 5 km wide.

The results are presenting in terms of the field structures, petrographic aspects of the samples in the outcrop and features of ductile and brittle deformation, as well as the EBSD data of some representative tectonites of the shear zone.

4.1 Ductile deformation

4.1.1 Geometry and kinematics

The most representative structure of CSZ ductile deformation is a mylonitic foliation derived from orthogneisses and quartzites. Locally also occurs phyllonites, boudins and folds. The width through it is still possible to recognize

the mylonitic foliation extend to about 2 km wide and 70 km along the strike in the studied area. This mylonitic foliation varies from protomylonitic to ultramylonitic.

In mylonite derived from orthogneisses, the foliation occurs in a discontinuous way in the field and it is anastomosed, disjunctive, protomylonitic to mylonitic with an average attitude of N75E/82SE (Figure 2a e 3). In site 29 there is a phyllonite with an alternation of bands of quartz and bands composed of clay minerals, mica and oxide films (Figure 2b).

In mylonite derived from quartzite the foliation has a planar geometry, with a mean attitude of N50E/40SE. These planar features suggest a more plane-parallel alignment of quartz and phyllosilicate minerals. Quartz and phyllosilicate minerals are also elongate in a preferential direction with an average attitude of N45/45, defining a stretching lineation.

Some structures indicate a contrast in competence between quartz and orthogneiss. It is the case of bounding of quartz veins. The veins have a maximum thickness of 4 cm and their neck strikes N45/75.

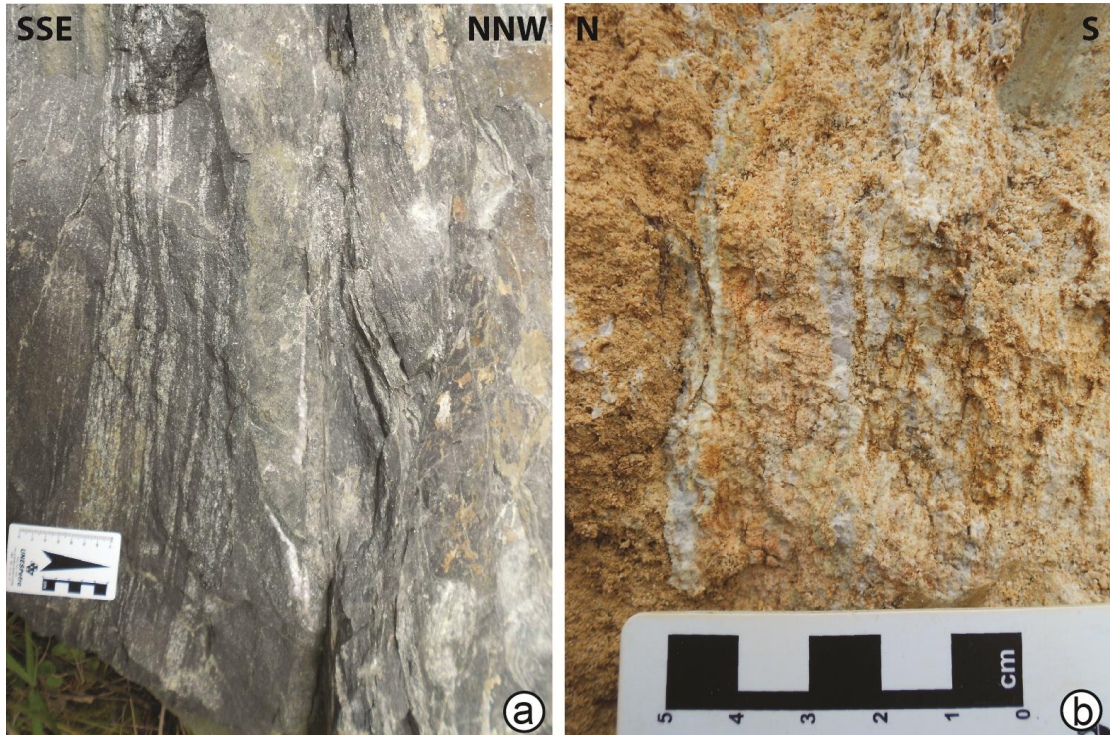


Figure 2. Photographs showing structures of ductile deformation of CSZ south block. a) disjunctive and anastomosed mylonitic foliation in site 12. Mylonite derived from gneiss. Photo in horizontal section; b) phyllonite with an alternation of bands of quartz and bands composed of clay minerals, mica and oxide films in site 29. Photo in vertical section.

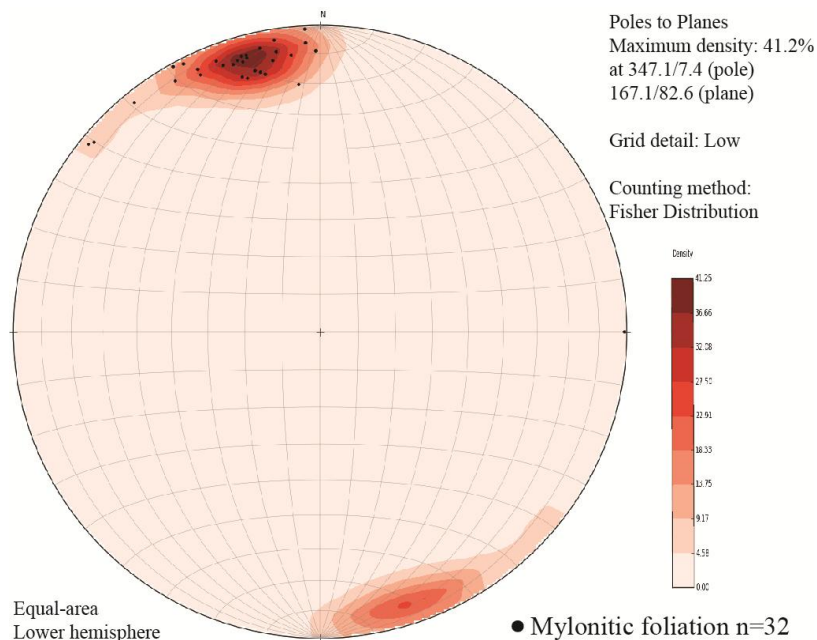


Figure 3. Stereogram with poles of mylonitic foliation of the ductile deformation of CSZ south block.

4.1.2 Petrography and microstructures

Rocks deformed in the CSZ display a characteristic set of microstructures and crystallographic preferred orientations. In this section such features are presented along with the chemical composition of their lithotypes.

In mylonite derived from orthogneiss, the foliation is composed by an alternation of felsic and mafic ultramylonite bands. Both bands appear in discontinuous and anastomosing lenses parallel to the mylonitic foliation. Quartz and feldspar are generally elongated in a direction of the X-axis. The felsic mylonite bands are formed by elongated quartz and feldspar grains. A small fraction of quartz grains are granular with sizes up to 300 μm . They show undulose extinction, whereas the majority occurs in lenses of microcrystalline aggregate of size up to 25 μm (Figure 4a). These grains much smaller than the subgrains are probably the result of dynamic recrystallization by bulging and/or subgrain rotation.

The amphibole minerals, mostly hornblende, is deformed by fracturing. Along the rims the hornblende grains are transformed to actinolite and aggregates of opaque minerals and /or chlorite (Table1). These minerals are also also found in the matrix together with recrystallized quartz grains. The mafic ultramylonitic bands are formed by the shape preferred orientation of amphibole, chlorite and opaque minerals.

In phyllonites, the foliation is defined by alternation of quartz-rich and phyllosilicate-rich layers. Feldspar fragments are scarcely distributed in the phyllosilicate. Solution seams are also present and are normally parallel to the phyllosilicate-rich layers (Figure 4b). The phyllonitic foliation is normally plane-parallel differing from those of coarse felsic and mafic bands. The foliation does

not have that anastomose aspect of the mylonitic gneiss foliation in part due to the fact that grains in these layers are thinner and flatter.

In mylonite derived from quartzite the foliation is defined by granular to fine-grained aggregates, composed of quartz (95%), muscovite, biotite and opaque minerals. The quartz grains are elongated and have irregular boundaries of lobate to serrate contours. The characteristic microstructure in this domain is a S-C foliation defined by the elongate quartz grains parallel to the c-planes and granular quartz in the s-domain of the foliation. The asymmetry of the S-C pairs indicates top to the right sense of shear. The inspection of the crystallographic orientation of quartz grains can be easily observed by the insertion of the λ (550 nm) plate. The majority of the quartz grains has the same crystallographic orientation. The same dextral sense of shear can also be deduced in stair-stepping oblique foliation in quartz grains (Figure 4c). All the microstructure observed in thin sections are compatible with a recrystallization mechanism dominated by a slow grain boundary migration driven by a contrast in deformation energy between adjacent quartz grains. Limited subgrain formation and local development of new grains is also a mechanism grain size reduction in quartz bearing rocks. Despite of the plastic deformation features observed in quartz crystals, biotite also show fish-like grains sparsely distributed in the matrix of quartz and smaller phyllosilicate grain sizes. Again, the asymmetry of this fish shaped grains indicate the same dextral sense of shear (Figure 4d).

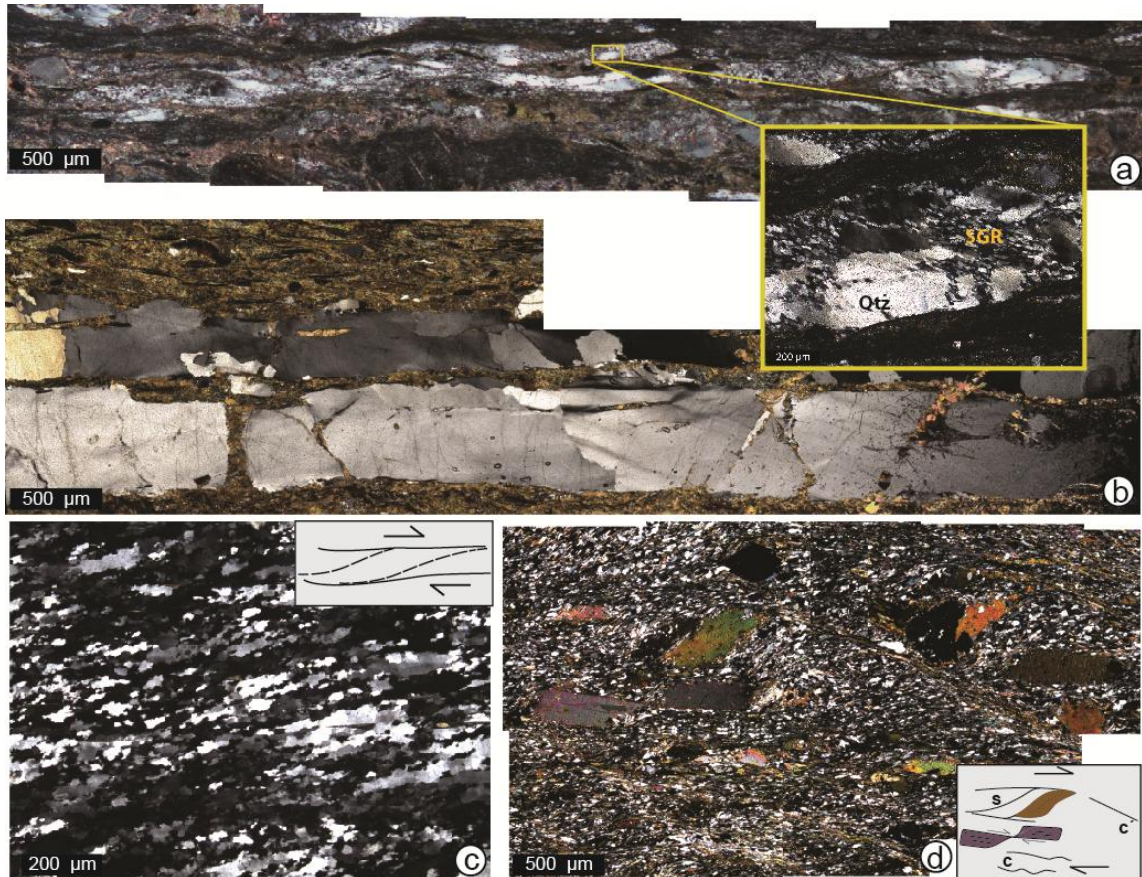


Figure 4. Mylonite derived from gneiss, site 12; b) phyllonite defined by alternation of quartz-rich and phyllosilicate-rich layers, site 29; c) oblique dextral mylonitic foliation in mylonite derived from quartzite, site 7; d) c-s and c' shear band with biotite-fish, mylonite derived from quartzite, site 27.

4.1.3 EBSD

Two rock samples showing evidence of ductile deformation in the CSZ were chosen for detailed microstructural and textural analysis by EBSD. One corresponds to a mylonite derived from gneiss from site 12 and another to a mylonite derived from quartzite from site 7.

The mylonite derived from gneiss show a narrow distribution of $\{c\}$ poles centred in a direction between the X and Z axes of the sample reference system. The poles to $\{m\}$ and $\{a\}$ have a similar texture with a 30° mismatch characteristic of a trigonal symmetry. In contrast, the poles to $\{r\}$ and $\{z\}$ differs from each other deviating from the pattern expected for trigonal crystals. Curiously, the $\{r\}$ texture looks like one of the pole to the rhomb are fixed in a

position centred in the Y-axis, and the two others show a distribution in a form of a comet which might be an indication of some rotation of the two poles around the centred one. For the {z} poles the distribution does not generate a very well defined pattern when compared with the distribution of the {r} poles. The inverse pole figure for quartz of the mylonite derived from gneiss show a preference for the Z-axis to be aligned halfway between the <m> and [c] directions. When the X-direction is plotted in the crystal reference frame, the distribution is somewhat dispersed and tends to show a spreading in a sector between the [c] direction and at 30° from <a> and <m>. The misorientation angle distribution show a distinct pattern for the correlated (neighborpairs) and uncorrelated (random pairs) grains. The first show a distribution preferentially at lower angles. Two secondary angle of misorientation also occurs, for correlated pairs around 60° and for uncorrelated pairs around 90°, although in much lesser proportion when compared with the lower angle distribution (Figure 5a).

In the mylonite derived from quartzite samples the poles to the [c] show a maximum around the Y-axis. There is also a narrow and elongated distribution the [c]-axis in the NS direction centred close to the Y-direction. The poles to {a} and {m} show a less prominent distribution. Nevertheless, they tend to cluster close the X-direction. The same is also observed for one of the rhombs {r}. The other rhomb is more dispersed and does not show any preference for direction of the sample reference system. When it comes to the misorientation angles, the distribution is a little dissimilar to the mylonite derived from gneiss. The pattern for the uncorrelated pairs deviate from those of a random distribution and with a tendency to concentrate around 35°. This higher angle of misorientation may be due to a contribution of subgrain rotation mechanisms

which end up forming new grains of high angle boundaries. The correlated pairs show two pronounced maxima. One at lower angles and this may be a reflect of the subgrains in larger quartz crystals. The other is at about 60° and it might be a consequence of a Dauphiné relationship between neighbouring grains (Figure 5b).

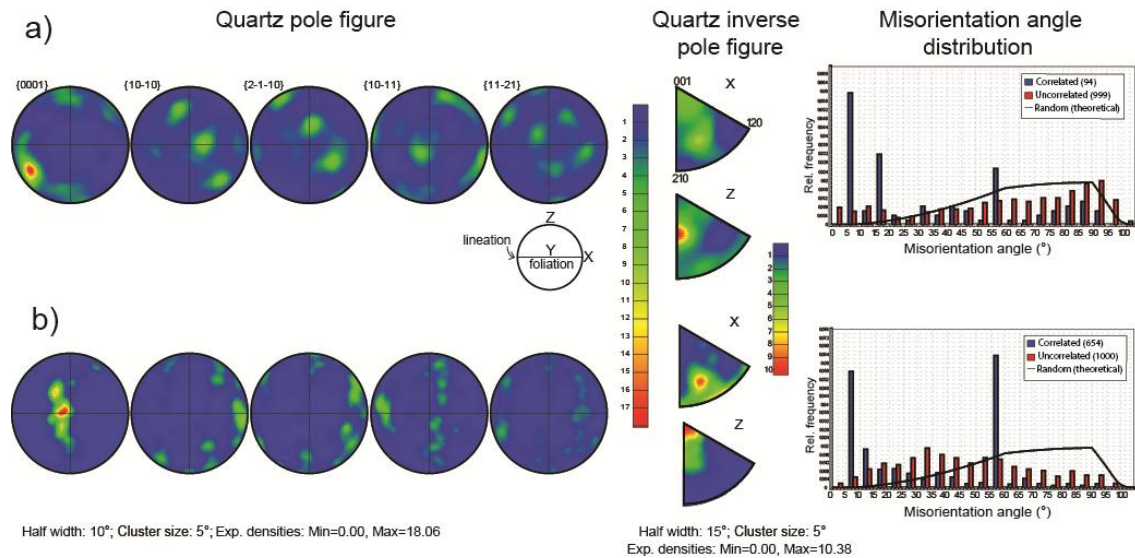


Figure 5. EBSD data of ductile deformation of CSZ south block in quartz crystals. a) Mylonite derived from gneiss, site 12. 1188 data points were obtained. b) Mylonite derived from quartzite, site 7. 5763 data points were obtained. Stereograms of quartz pole figure and inverse pole figure are equal area projection, upper hemisphere. Quartz inverse pole figure are plotted in relation to X and Z sample direction.

4.2 Brittle deformation

4.2.1 Geometry and kinematics

The main recognizable brittle deformation structures in the study area are joints and fault systems with a NE-SW and NW-SE trend (Figures 6a, b and 7). Their average attitude is N35W/75NE, N50E/75SE respectively. Faults and fractures with a N10W/30NE mean attitude are presented in the area and cut the other structures.

The NE-SW joints and the fault family are associated with staggered fault planes of up to 5 m long and inverse faults. Fault mirrors can be observed in the field, with up to 100 m long. These are mostly planar and subordinately curvilinear. Some fault mirrors planes are filled with quartz and/or calcite and clay minerals. Slickenlines are common (Figure 6c). They are mostly strike-slip with a dextral sense of movement.

Intense deformation domains in fault zones concentrate in narrow zones of up to 50 cm. In these areas clasts of quartz and feldspar minerals are surrounded by a thin matrix of quartz, calcite, biotite and chlorite minerals. The mineral fragments are angular and the rocks can be classified as a cataclasite (Figure 6d). An array of vertical strike-slip duplexes occurs in a form of positive flower structures up to 2 m thick (Figure 6e). Quartz veins are associated with faults, filling voids along the fault planes with fibrous radial growth.

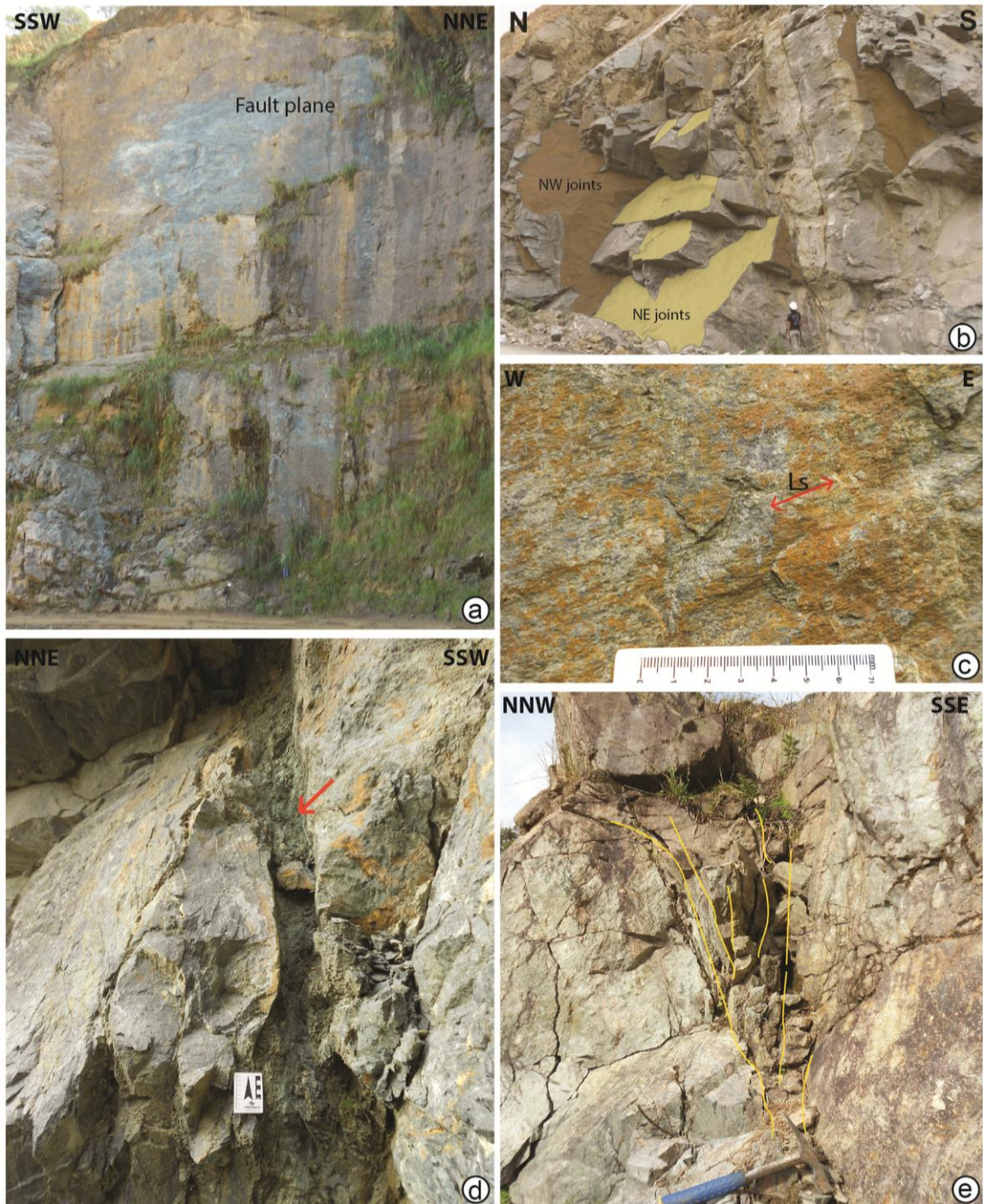


Figure 6. Photographs showing structures of brittle deformation of CSZ south block. a) NE-SW fault planes, site 8; b) NE-SW and NW-SE joints associated with NE-SW fault planes, site 6; c) sub-horizontal slickenlines in NE-SW fault planes, site 8; d) brittle damage zone with fault breccia in NE-SW fault planes, site 8. Red arrow highlights the cataclasite in the fault plane; e) NE-SW flower structure, site 9.

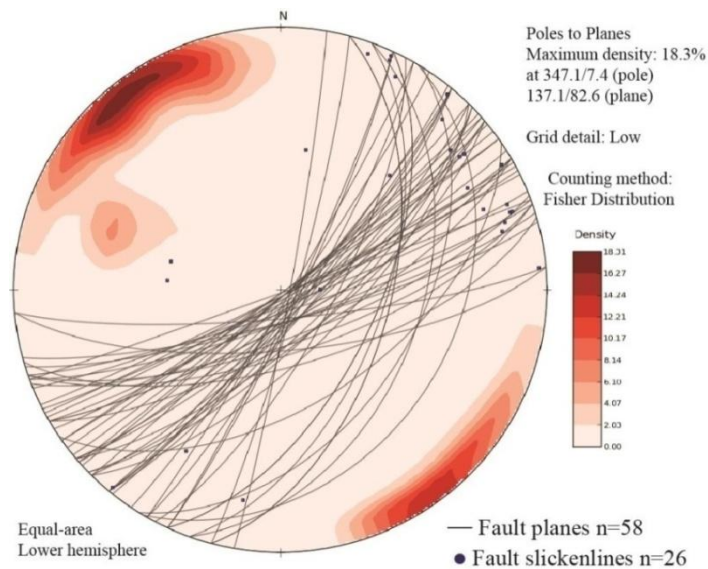


Figure 7. Stereogram with poles and planes of fault family of the brittle deformation of CSZ south block.

4.2.2 Petrography and microstructures

Brittle microstructures observed in the rocks of CSZ are sparsely distributed and cause no major obliteration of early microstructures.

Microfaults and microfractures occur in all types of mineral (Figure 8). In some cases it is observed displacements of the crystals indicating a sinistral strike-slip kinematic in the XZ plane (Figure 8a and b). In other cases, quartz grains are deformed by crystal plasticity while the more resistant minerals, such as feldspars and amphiboles, at low temperature deform by microfracturing (Figure 8c). Large quartz grains (over 900 μm) can also be deformed by microfracturing. In this case, the microfractures are filled with smaller quartz grains, apparently with no sign of crystal plastic deformation, neither crystallographic preferred orientation.

Generally, cataclasites are composed of fragments of quartz, feldspar, chlorite, and calcite. These fragments are of angular shape and can be composed of single or polycrystals. Feldspar fragments show the typical bookshelf style. Oxide films dispersed in the matrix forming solution seems still

occur. All the fragments are embedded in matrix consisting of a microcrystalline quartz, K-feldspar, plagioclase, chlorite, calcite, titanite, opaque minerals and oxides and/or unidentified mineralogy hydroxides mass (Figure 8f).

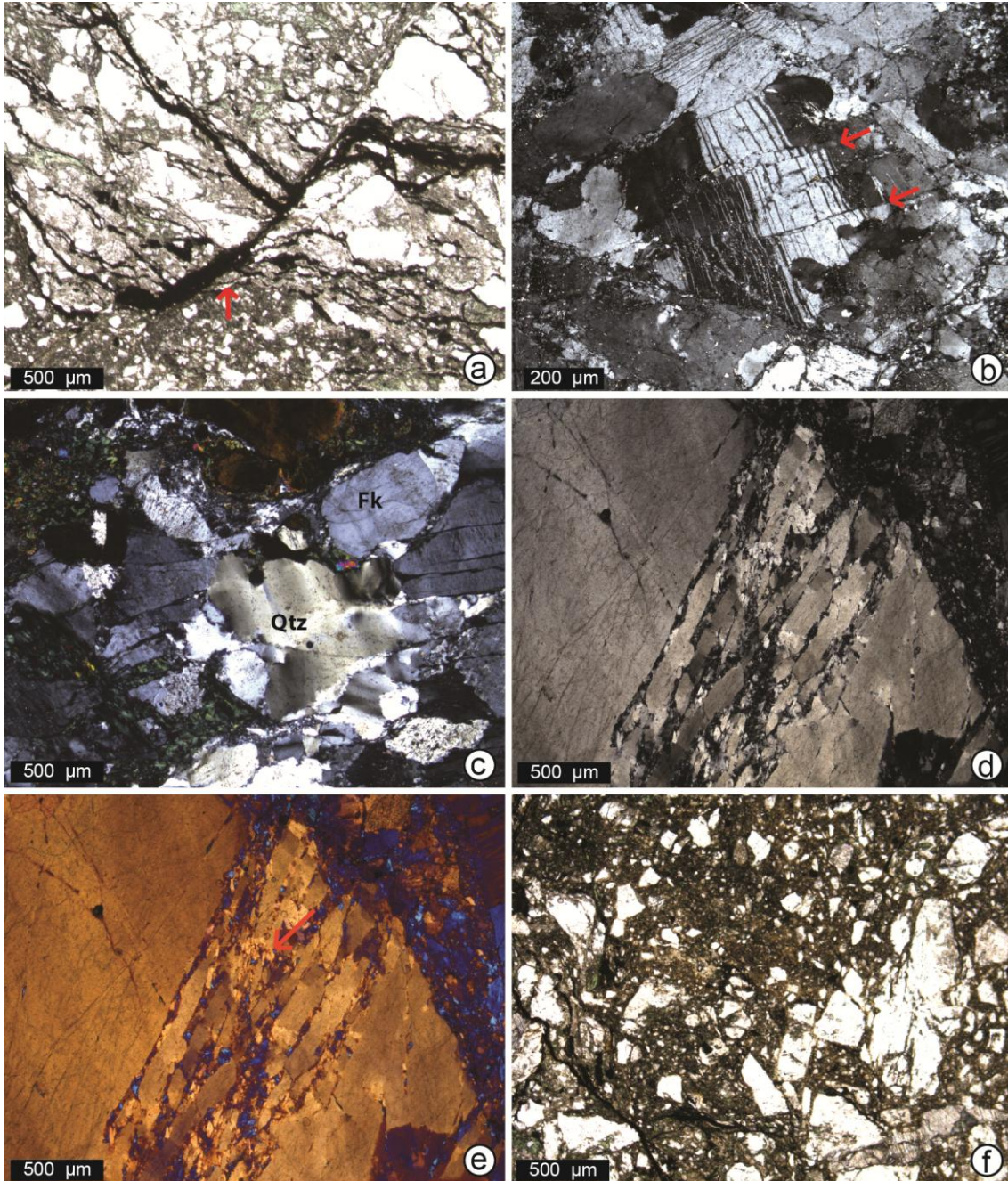


Figure 8. Photomicrographs showing microstructures of brittle deformation of CSZ south block. a) cataclasite derived from orthogneiss of Atuba Complex with microfault and solution seams displacement, site 8; b) microfaults in the orthogneiss of Atuba Complex, site 21; c) quartz grain deformed by crystal plasticity and feldspar and amphibole by microfracturing, site 21; d) large quartz crystal showing microfracturing. Fractures are filled by small quartz grains, site 21; e) Same micrography of fig. d) with gypsum plate inserted; f) cataclasite formed by fragments of quartz, feldspar, chlorite, and calcite. All the fragments are embedded in matrix consisting of a microcrystalline quartz, K-feldspar, plagioclase, chlorite, calcite, titanite, opaque minerals and oxides and/or unidentified mineralogy hydroxides mass, site 8.

4.2.3 EBSD

Quartz grains of gneiss rocks deformed in a brittle manner show [c] axis fabrics characterized by a single maximum subparallel to the X-axis of the sample. The poles to {m} and {a} have symmetrical maxima typical of single crystal texture. The rhomb planes show poles in symmetrical distribution or in a dispersive way. When the X-axis of the sample is plotted in the crystal system a maximum appears close to the [0001]. The Z-axis tend to be close to the {m} poles, even though the distribution of Z spreads along an arch with increasing intensity towards one of the {m} poles (Figure 9a and b). The misorientation angle distribution have two main peaks (Figure 9c). One corresponds to misorientation of low angle boundaries ($< 10^\circ$). The other is between 50 and 60° . For the low angle boundaries, both correlated and non-correlated grains show similar misorientation angles. For the high angle boundaries, close to 60° the frequency for the correlated grains (neighbouring grains) are much higher than for the non-correlated grains (random pairs).

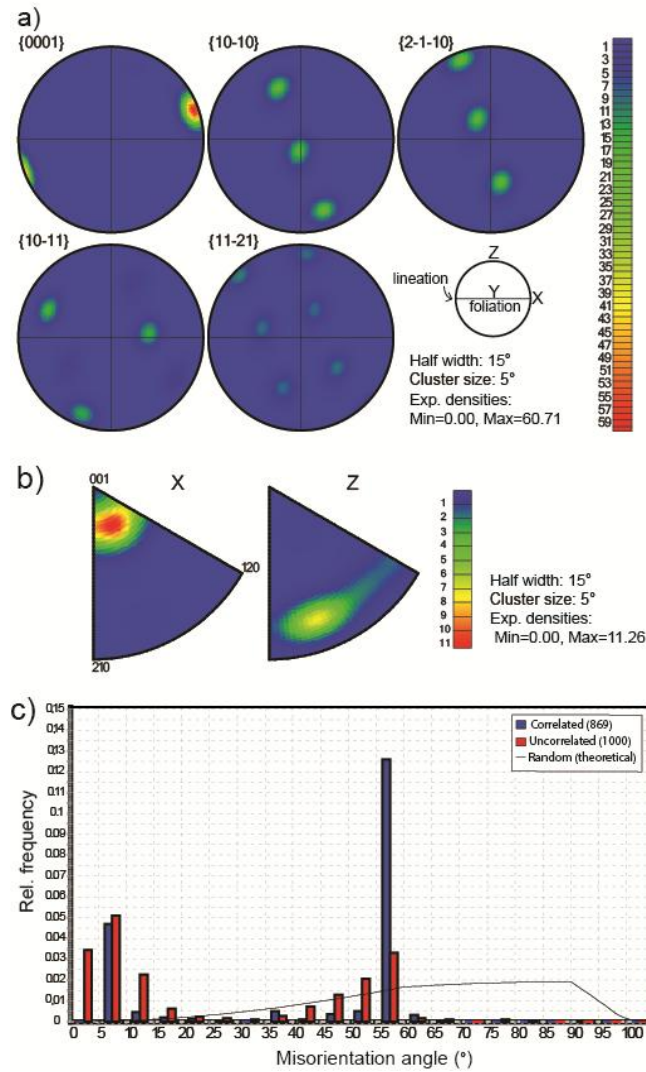


Figure 9. EBSD data for quartz grains in rock samples deformed in a brittle manner from the CSZ, site 21. 6401 data points were obtained. a) pole figure b) inverse pole figure for X and Z sample direction; c) misorientation angle distribution. pole and inverse pole figures are equal area projection, upper hemisphere.

6 Discussion

Structural and microstructural data indicate that the rocks from the Atuba Complex, south block of CSZ were subjected to two progressive deformation phases separated in time. The crosscut relationship between the structures

observed for each phase allowed us to interpret the ductile deformation as the older one, followed by a subsequent brittle deformation.

- Ductile deformation in the CSZ

The ductile deformation produced mylonitic rocks derived from orthogneiss and quartzite. The mylonitic foliation is the most prominent ductile feature and the trend is parallel to the previous gneissic foliation of Atuba Complex. This is more penetrative, anastomosed and have a higher dip than the previous foliations and occur located in individual bands. The mylonitic foliation was first described by Gonçalves (2012), defining it as S_{n+1} . In this work the author states that the foliation is heterogeneously distributed in the area, predominantly in regions close to the CSZ, in the form of discrete bands. It is interpreted as the main evidence for the ductile deformation attributed to the formation of CSZ.

The mylonites derived from gneisses are formed by mylonite to ultramylonite alternating bands. They are defined by quartz, amphibole, chlorite and opaque minerals shape preferred orientation, predominantly (Figure 4a). The mineral paragenesis associated with this deformation corresponds to recrystallized quartz, chlorite, muscovite, biotite, epidote, actinolite and calcite, characterizing a greenschist facies metamorphism. Half of the quartz grains form a set of sub-grains with a slight difference in the crystallographic orientation of crystals in contact which indicates subgrain rotation recrystallisation mechanism. This is the dominant mechanism of the dynamic recrystallization processes. The other half present undulose extinction or occur as new grains. Quartz pole figure obtained with EBSD technique, shows a peripheral concentration of c-axis that indicates activity of the basal system, and

consequently, low deformation temperatures. The concentration of correlated grains between 5-20° in the quartz misorientation angles distribution histogram indicates the presence of sub-grains and new grains. These are confirmed by optical microscopy data by the presence of recrystallization mechanisms. Another peak around 55-60° of correlated grains may indicate the presence of quartz Dauphiné twinning (Menegon *et al.*, 2010). Finally, the last concentration around 90° may indicate cataclastic flow or grain boundary sliding (Wheeler *et al.*, 2001).

On the other hand, it can be observed different stages in the deformation that lead to the mylonitic foliation developed on gneisses. In one of the stages quartz presents predominantly undulose extinction and feldspar is deformed by cataclastic flow. In the others, quartz occurs recrystallized predominantly by subgrain rotation recrystallization, while hornblende shows a replacement in its rims to actinolite. The existence hornblende, surrounded by a low temperature amphibole is an evidence of retrometamorphism during the mylonitization process (Trouw *et al.* 2010). This data can represent the regional metamorphism of amphibolite facies pre CSZ described by Siga Jr. *et al.* (1995) or an activity of CSZ at different crustal levels. In this last one, it may be inferred that CSZ was initially developed at medium to high temperature, with limited presence of water in medium to lower depths. Activation at low temperature may have occurred at shallow depths, with a high level of water flow, during the later stages of orogen exhumation.

Through mineral deformation is possible to establish a minimum and maximum temperature for this deformation phase. As the feldspar crystals are fractured by cataclase, quartz is deformed predominantly by crystal-plastic processes shown by undulose extinction and in some cases recrystallized by bulging or subgrain rotation,

we can affirm that it is a low-grade mylonite (Simpson, 1985; Fitz Gerald & Stünitz, 1993). A transformation of higher temperature amphibole (Mg-hornblende formed in the temperature range of 500 to 700°C) to a lower temperature amphibole (actinolite formed in the temperature range of 400 to 500° C), it is interpreted that the temperature that formed the mylonitic foliation is smaller than that generated the gneiss foliation, i.e the temperature of deformation leading to the CSZ formation is smaller than that led to the formation of migmatitic gneiss of Atuba Complex. By the data presented above, the ductile deformation corresponds to a greenschist metamorphic facies, with temperature between 250 to 500° C.

On the other hand, in mylonite derived from quartzite, as most quartz contacts are interlobated (Figure 4c) it is interpreted that the dominant recrystallization mechanism corresponds to the association of subgrain rotation and grain boundary migration mechanisms (Stipp *et al.*, 2002). Also are found in the field rocks with alternation of quartz bands and clay minerals and oxides films bands. These were interpreted as phyllonites formed by pressure solution and chemical decomposition of feldspars of mylonitic rocks. These features combined with the formation of chlorite, calcite and quartz veins, characterize the CSZ as hydrated, controlled by strong fluid action with a significant hydrothermal metamorphism (Prochaska *et al.*, 1992; Jefferies *et al.*, 2006). Quartz pole figure show an asymmetric single guirland around Y indicates the presence of the recrystallization mechanism of subgrain rotation and/or grain boundary migration (Stipp *et al.*, 2002, Faleiros *et al.*, 2010). The concentration around the center also indicates activation of the sliding system rhombohedral to prismatic, which indicates a higher deformation temperature than the previous sample (Heilbronner & Tullis, 2006). Faleiros *et al.* 2011 date a strike-slip shear zone of greenschist facies metamorphic by monazite U-Th-Pb, which provided age of 579 ± 8 Ma (monazite rims) in south Ribeira Belt (Turvo-Cajati Formation). If we associate the CSZ ductile deformation with this we can inferred that the CSZ ductile deformation is Neoproterozoic.

- Brittle deformation in the CSZ

Superimposed to this ductile deformation phase occurs a second one, of brittle nature. The structures associated with this are: faults, slickenlines, steps in positive flower structures, fault breccias, epidote and quartz veins and fractures. A data to underline is the coexistence of ductile and brittle structures, with brittle structures cutting ductile structures. These data correspond to an evidence of deformation superimposition. This phase shows a predominance of cataclastic flow. Example of this corresponds to the figure 8f, interpreted as a cataclasite. However, evidence of this process occurs in most of the thin sections, showing once again the superposition of different deformation phases. Associated with this phase occurs disseminated or in veins, calcite. It is interpreted that this was formed from feldspar or epidote from the original rock, providing Ca for the metamorphic system. This brittle phase has a dominant subvertical geometry, with dextral strike-slip kinematics. The quartz pole figure obtained using the EBSD technique, shows a peripheral concentration of c-axis around X also indicates an activity of the basal slip system. Observing the quartz inverse pole figure we can infer that this slip occurs in the X direction of the rock.

If we associate the CSZ brittle deformation with the slip fault system phase in the central and southern portion of the Ribeira Belt (Passarelli *et al.*, 2011), with 625-595 Ma age, we can infer that this phase occurred during the Neoproterozoic and ends in Eocambriano.

7 Conclusions

The CSZ led to a deformation in orthogneiss and quartzite of the Atuba Complex in two distinct phases:

(1) first ductile phase responsible for the formation of low-grade (250 to 500°C) mylonite in greenschist facies. The metamorphic paragenesis corresponds to recrystallized quartz, chlorite, muscovite, biotite and actinolite. Feldspars are fractured by cataclase. The majority of quartz occurs recrystallized by the subgrain rotation mechanism with bulging and grain boundary migration subordinate, with a basal to prismatic slip system. The presence of phyllonites indicates the presence of hydrothermal fluids.

(2) second brittle phase which led to the formation of cataclasite, faults and joints, with an attitude of N50E/75SE and N33E/80SE, respectively. Quartz has basal slip system. This phase has an age of 625-595 Ma in the central and southern portion of the Ribeira Belt (Passareli *et al.*, 2011).

Both phases have subvertical strike-slip geometry with dextral kinematic. It is inferred that both are associated with Lancinha Strike-slip System (LTS) defined by Fiori *et al.*, 1987.

ACKNOWLEDGMENT

The authors thanks to the Federal University of Paraná, the Pos Graduate program, Lamination Laboratory of the Geology Department of the Federal University of Paraná, Microscopy and Microanalysis Laboratory (MICROLAB) of the Federal University of Ouro Preto and CAPES throughout the support in this work. Thanks finally to geographers Pedro Hauck and

Edenilson Nascimento and geologists Graciany Silva, Paulo and Will by contributions in the field area.

REFERENCES

Almeida F.F.M de, Hasui Y., Brito Neves B.B. de, Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth Science Reviews*.**17**: 1-29.

Almeida F.F.M., BritoNeves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Plataform. *Earth Science Reviews*, **50**:77–111

Basei M.A.S. 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 190pp.

Basei M.A.S., Siga Jr. O.,Machiavelli A., Mancini F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(2): 216-221.

Bitencourt M.F., Hackspacher P.C., Stoll L.V. 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino - Santa Catarina. In: Simp. Nac. Est. Tect, 2. Fortaleza, Annals, p. 214-215.

Branner B. 1919.Outlines of the geology of Brazil to accompany the geological map of Brasil. *Geological Society of America Bulletin*, **30**(2): 189-338.

Brito Neves B. B., Campos Neto M. C., FUCK A. F. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**(3): 155-166.

Dehler N. M., Machado R., Vasconcelos C. S. 2000. Tectônica extensional oblíqua no sul do estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 699–706.

Dehler N.M. 2002. Extrusão tectônica oblíqua em regime transpressivo no Cinturão Paraibides, RJ. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 161pp.

Ebert H.D., Hasui Y. 1998. Transpresional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: Holdsworth R.E.; Strachan R.A.; Dewey J.F. Continental transpressional and transtensional tectonics. *Geological Society of London, Special Publication*, **135**: 231-252.

Faleiros F.M. 2008. Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR). Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 306 pp.

Faleiros F. M., Campanha G. A. C. Bello R. M. S., Fuzikawa K. 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics*, **485**: 193-214.

Faleiros F.M., Campanha G.A. da C., Martins L., Vlach S.R.F., Vasconcelos P.M. 2011. Edicaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the Southern Ribeira Belt (SE Brazil): Evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, Amsterdam, **189**: 263-291.

Fassbinder E. 1996. A Unidade Água Clara no Contexto do Grupo Açungui: Um Modelo Transpressivo de Colisão Obliqua no Neoproterozoico Paranaense. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207pp.

Fiori A.P. 1985. Avaliação preliminar do deslocamento dúctil das falhas da Lancinha e de Morro Agudo no estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **36**: 15-29.

Fiori A.P., Fassbinder E., Góis J.R., Fumagalli C.E. 1987. Compartimentação tectônica do grupo Açungui a Norte de Curitiba. *Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, **1**: 183-196.

Fiori A.P. 1992. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui – PR. *Bol. IG. – USP: Sér. Cient.*, **23**: 55-74.

Fitz Gerald J.D., Stünitz H. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, **221**: 269-297.

Fuck R., Trein E., Marini O.J. 1967. Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **23-25**: 5-41.

Gonçalves F.M. 2012. Caracterização da Zona de Cisalhamento Curitiba – (PR). Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 112pp.

Gonçalves F.M. SALAMUNI E. Cabrita D.I.G. (in prep.). Caracterização da Zona de Cisalhamento Curitiba.

Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**(4): 257-266.

Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A. 2012. *Geologia do Brasil*. Editora Beca, 900pp.

Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.C. 2004. A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro

C.D.R., Brito Neves, B.B. (eds.). O desvendar de um continente: a moderna Geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Beca, cap. XIII, 203-234.

Heilbronner R., Tullis J. 2006. Evolution of c axis pole figures and grain size during dynamics recrystallization: Results from experimentally sheared quartzite. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B10202.

Jefferies S.P., Holdsworth R.E., Wibberley C.A.J., Shimamoto T., Spiers A.R., Niemeijer A.R., Lloyd G.E. 2006. The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan. *Journal of Structural Geology*, **28**: 220-235.

Kaul P.F.T., Teixeira W. 1982. Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southern, Brazil: an outline of their geological evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1-3): 172-182.

Lloyd G.E. 1987. Atomic-number and crystallographic contrast images with the SEM: a review of backscattered electron techniques. *Mineralogical Magazine*, **51**: 3-19.

Maack R. 1953. Mapa geológico do Estado do Paraná. Escala: 1: 750 000. Edição da Comissão de Comemorações do Centenário do Paraná (1853-1953), Governo do Paraná.

Machado, R., Dehler N.M., Vasconcelos P. 2007. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (600-570 Ma) of the Serra do Azeite transtensional shear zone: evidence for syncontractual extension in the Cajati area, southern Ribeira belt. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**(4): 713-723.

Machiavelli A., Basei M.A.S., Siga Jr. O. 1991. Geoquímica e geocronologia dos granitoides deformados da região de Piên (PR). Provável arco magmático do Proterozóico Superior. Resumos do III Congresso Brasileiro de Geoquímica, São Paulo, **1**: 249-253.

Menegon L., Piazzolo S., Pennacchioni G. 2010. The effect of Dauphiné twinning on plastic strain in quartz. *Contrib. Mineral Petrology*, **161**: 635-652.

MINEROPAR. 2006. Mapa Geológico do Estado do Paraná. Curitiba, Escala 1:250 000.

Oliveira E.P. 1927. Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Monographia. Serviço Geológico e Minerológico do Brasil, Rio de Janeiro, **6**, 171pp.

Passareli C.R., Basei M.A.S., Wemmer K., Siga Jr. O., Oyhantçabal P. 2011. Major shear zones of Southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de la Plata and Parapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Sciences*, **100**:391-414.

Prochaska W., Bechtel A., Klotzli U. 1992. Phyllonite formation and alteration of gneisses in shear zone (Gleinalmkristallin, Eastern Alps/ Austria). *Mineral and Petrology*, **45**: 195-216.

Salamuni E., Gonçalves F.M., Fiori A.P. 2010. Zona de Cisalhamento de Curitiba. *Anais do XLV Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, Sociedade Brasileira de Geociências, 98.

Sato K., Siga Jr. O., Nutman A.P., Basei M.A.S., McReath I., Kaulfuss G. 2003. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean Components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic Tectonothermal Phases. *Gondwana Research*, **6**(2): 251-263.

Sato K., Siga Jr. O., Silva J.A. da, McReath I., Danyi L., Lizuka T., Rino S., Hirata T., Sproesser W., Basei M.A.S. 2009. In situ Isotopic Analyses of U and Pb in Zircon by Remotely Operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an Example of Dating and Genetic Evolution of Zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita Quarry in the Atuba Complex, SE Brazil. *Bol. IG. – USP: Sér. Cient.*, São Paulo, **9**(3): 61-69

Siga Jr O. 1995. Domínios tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 pp.

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. *Bol. IG. – USP: Sér. Cient.*, São Paulo, **26**: 69-98.

Siga Jr. O., Basei M.A.S., Passareli C.R., Harara O.M., Sato K., Cury L.F., Prazeres Filho H.J. 2007. Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (Pr): implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(1): 114-128.

Silva L.C. 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas Proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**:60-73.

Simpson C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, **7**(5): 503-511.

Stipp M., Stunitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, **24**: 1861-1884.

Trouw R.A.J., Passchier C.W., Wiersma D.J. 2010. Atlas of mylonites and related microstructures. Springer Verlag, 322pp.

Wheeler J., Prior D.J., Jiang Z., Spiess R., Trimby P.W. 2001. The petrological significance of misorientations between grains. *Contrib. Mineral Petrology*, **141**: 109-124.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A ZCC gerou uma deformação nos ortognaisses e quartzitos do Complexo Atuba em duas fases distintas:

(1) uma primeira fase dúctil que foi responsável pela formação de milonitos de baixa temperatura (250-500°C) em fácies xisto verde. A paragenese metamórfica corresponde a quartzo recristalizado, clorita, muscovita, biotita e actinolita. O feldspato ocorre fraturado por cataclase. A maioria do quartzo ocorre recristalizado pelo mecanismo de rotação de subgrão com *bulging* e migração de borda de grão subordinados e sistema de deslizamento basáltico a prismático. A presença de filonito indica a atuação de fluídos hidrotermais.

(2) a segunda fase de deformação rúptil que levou à formação de cataclasitos, falhas e juntas de atitude N50E/75SE e N33E/80SE, respetivamente. O quartzo apresenta sistema de deslizamento basal. Esta fase de deformação tem uma idade de 625-595 Ma na porção central e sudeste da Faixa Ribeira (Passareli *et al.*, 2011).

Ambas as fases de deformação têm uma geometria transcorrente subvertical com cinemática dextral. Se infere que ambas estão associadas com o Sistema de Transcorrência Lancinha definido por Fiori *et al.*, 1987.

7 REFERÊNCIAS

Almeida F.F.M. de, Amaral G., Cordani U.G., Kawashita K. 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In: Nairn A.E.M., Stehli F.G. 1973. *The Oceanic Basin and Margin*. Plenum Press, New York, 1:411-446.

Almeida F.F.M.; Hasui Y., Brito Neves B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Bol.IG. – USP*, São Paulo, 7:45-80.

Almeida F.F.M de, Hasui Y., Brito Neves B.B. de, Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth Science Reviews*. Amsterdam, 17: 1-29.

Almeida F.F.M. de, Hasui Y. 1984. *O pré-cambriano do Brasil*. Edgard Blucher Ltda. São Paulo, 378pp.

Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Plataform. *Earth Science Reviews*, 50:77–111

Baëta R.D., Ashbee K.H.G. 1969. Slip systems in quartz: I. experiments. *American Mineralogist*, 54: 1551-1573.

Barnhoorn A., Bystricky M., Burlini L., Kunze K. 2005. Post-deformational annealing of calcite rocks. *Tectonophysics*, 403: 167-191.

Bascou J., Barruol G., Vauchez A., Mainprice D., Silva M.E. 2001. EBSD-measured lattice-preferred orientations and seismic properties of eclogites. *Tectonophysics*, 342: 61-80.

Basei M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 190pp.

Basei M.A.S., Siga Jr. O., Machiavelli A., Mancini F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 22(2): 216-221.

Bigarella J.J., Salamuni R. 1956. Estudos preliminares na Série Açungui – VII – Algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, Curitiba, **11**: 197-205.

Bigarella J.J., Salamuni R. 1958. Estudos preliminares na Série Açungui – VIII – a Formação Voturerava. *Boletim do Instituto de História Natural, Geologia*, Curitiba, **2**:1-6.

Biondi J.C. 2003. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. Oficina de Textos, São Paulo, 528pp.

Branner B. 1919. Outlines of the geology of Brazil to accompany the geological map of Brasil. *Geological Society of America Bulletin*, **30**(2): 189-338.

Brito Neves B.B. de, Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, Amsterdam, **53**: 23-40.

Campanha G.A. da, Bistrichi C.A., Almeida M.A. de 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. *Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Curitiba, **2**: 725-742.

Campanha G.A. da C. 1991. *Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 296 pp.

Campanha G.A. da C., Sadowski G.R. 1999. Tectonics of the Southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, Amsterdam, **98**: 31-51.

Campanha G.A.C., Sadowski G.R. 2002. Determinação da deformação finita em rochas metassedimentares da Faixa Ribeira na região de Iporanga e Apiaí, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, **32**(1): 107-118.

Campanha G.A. da C. 2002. *O papel do Sistema de Zonas de Cisalhamento Transcorrentes na configuração da porção Meridional da Faixa Ribeira*. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 105pp.

Campos J.M. 1937. Estudos petrográficos de algumas rochas da Série Assunguy, no Estado do Paraná. *Boletim do Serviço Geológico Mineralógico*, Rio de Janeiro, **71**: 27-29.

Campos Neto M.C., Figueiredo M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Londres, **8**(2): 143-162.

Campos Neto M.C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. 2000. *Tectonic Evolution of South America*. XXXI Congresso Internacional de Geologia, Rio de Janeiro, 856pp.

Carter N.L., 1976. Steady state flow of rocks. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **14**: 301–360.

Cordani U., Bittencourt I. 1967a. Estudo geocronológico do Grupo Açungui. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **26**: 58-68.

Cordani U., Bittencourt I. 1967b. Determinações de idade Potássio-Argônio em rochas do Grupo Açungui. *Anais do XXI Congresso Brasileiro de Geologia*, Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia, **1**: 218-233.

Cordani U.G., Kawashita K. 1971. Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. *Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 105-109.

Cosgrove J. W. 1995. The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. In: Ameen M.S. (ed.). *Fractography: Fracture Topography as a tool on fracture mechanisms and stress analysis*. Geological Society Special Publication, 92: 187-196.

CPRM. 1981. Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale Ribeira. *Relatório Final Integração Geológica*, volume II, anexo I, 12-Folha Campo Largo (SG.22-X-C-III).

Derby O. 1878. Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. *Archivos Museu Nacional*, Rio de Janeiro, **3**: 89-96.

Dewey J.F. (eds) 1998. *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, Londres, Publicação Especial, 135: 231-252.

Dingley D. 2004. Progressive steps in the development of electron backscatter diffraction and orientation imaging microscopy. *Journal of Microscopy*, **213**(3): 214-224.

Ebert H. 1971. Observações sobre a litologia e subdivisão do Grupo Setuva no Estado do Paraná, com sugestões a tectônica geral do geossinclínio açungui. *Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 131-146.

Ebert H.D., Hasui Y., Costa J.B.S. 1991. O caráter transpressivo do Cinturão de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul. *Boletim do III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, IGCE/UNESP-SBG/SP, Rio Claro-SP, 139-141.

Ebert H.D., Hasui Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: Holdsworth R.E., Strachan R.A.,

Faleiros F.M., Campanha G.A.C., Bello R.M.S., Fuzikawa K. 2007. Fault-valve action and vein development during strike-slip faulting: an example from the Ribeira Shear Zone, Southeastern Brazil. *Tectonophysics*, **438**: 1-32.

Faleiros F.M. 2008. *Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 306 pp.

Faleiros F. M., Campanha G. A. C. Bello R. M. S., Fuzikawa K. 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics*, **485**: 193-214.

Faleiros F.M., Campanha G.A. da C., Martins L., Vlach S.R.F., Vasconcelos P.M. 2011. Edicaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the Southern Ribeira Belt (SE Brazil): Evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, Amsterdam, **189**: 263-291.

Fassbinder E. 1990. *Análise estrutural da Falha da Lancinha, Estado do Paraná*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 164 pp.

Fiori A.P. 1985a. Avaliação preliminar do deslocamento dúctil das falhas da Lancinha e de Morro Agudo no estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **36**: 15-29.

Fiori A.P. 1985b. A Falha da Lancinha no pré-cambriano paranaense: reflexo de uma falha profunda?. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **36**: 5-14.

Fiori A.P. 1985c. As falhas da Lancinha e de Morro Agudo e estruturas secundárias associadas. *Anais do II Simpósio sulbrasileiro de Geologia*, Florianópolis, **1**: 146-157.

Fiori A.P., Fassbinder E., Góis J.R., Fumagalli C.E. 1987a. Compartimentação tectônica do grupo Açungui a Norte de Curitiba. *Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Curitiba, **1**: 183-196.

Fiori A.P., Fumagalli C.E., Góis J.R., Salamuni E. 1987b. As principais estruturas dobradas do grupo Açungui na região de Rio Branco- Bocaiúva do Sul. *Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Curitiba, **1**: 281-301.

Fiori A.P. 1990. Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a Norte de Curitiba. Tese de Livre-Docência apresentada ao instituto de geociências da Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 261pp.

Fiori A.P. 1992. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui – PR. *Bol. IG. – USP: Sér. Cient.*, São Paulo, **23**: 55-74.

Fiori A.P., Gaspar L.A. 1993. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, Sul do Brasil. *Bol. IG. – USP: Sér. Cient.*, São Paulo, **24**:1-19.

Fitz Gerald J.D., Stünitz H. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, **221**: 269-297.

- Fossen H. 2012. *Geologia Estrutural*. Oficina de Textos, São Paulo, 584 pp.
- Fragoso Cesar A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, Balneário de Camboriu, Sociedade Brasileira de Geologia, **2**: 303.
- Fragoso Cesar A.R.S. 1993. As placas Brasilianas do Sul e Sudeste da Plataforma Sul-Americana. *Anais do IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Belo Horizonte, **12**:183-188.
- Fritzons Jr. O., Piekarcz G.F., Falcade D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). *Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, **3**: 987-1072.
- Fuck R., Trein E., Marini O.J. 1967. Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **23-25**: 5-41.
- Gonçalves F.M. 2012. *Caracterização da Zona de Cisalhamento Curitiba – (PR)*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 112pp.
- Gonçalves F.M., Salamuni E., Cabrita D.I.G. *no prelo*. Caracterização da Zona de Cisalhamento Curitiba.
- Guillope M., Poirier J.P. 1979. Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline Halite: An experimental study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **84**(B10): 5557-5567.
- Guimarães S.B., Reis Neto J.M. dos, Siqueira R.B.L. 2002. Caracterização dos estromatólitos da Formação Capiçu (Proterozóico) nas regiões de Morro Azul e Morro Grande: leste do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **51**: 77-88.
- Hackspacher P.C., Dantas E.L., Spoladore A., Fetter A.H., Oliveira M.A.F. de. 2000. Evidence of neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constrains from the São Roque – Açungui groups. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, **30**(1): 110-114.

Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, **5**(4): 257-266.

Hasui Y. 1975. Evolução polifásica do Pré-cambriano a oeste da capital paulista. *Bol. IG. – USP: Sér. Cient.*, São Paulo, **6**: 95-108.

Hasui Y., Carneiro C.D.R., Bistrichi C.A. 1980. Estruturas e tectônica do pré-cambriano de São Paulo e Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **52**(1): 61-76.

Hasui Y., Cremonini O.A., Born H. 1984. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção adjacente do Paraná. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 3297-3306.

Heidelberg F., Kunze K., Wenk H.R. 2000. Texture analysis of a recrystallized quartzite using electron diffraction in the scanning electron microscope. *Journal of Structural Geology*, **22**: 91-104.

Heilbron M., Rocha A.D., Silva L.G.E., Nogueira J.R., Trouw R.A.J., Polónia J.A.L. 1994. Compartimentação tectônica da seção Conceição do Ibitipoca-Valença (RJ), segmento central da Faixa Ribeira. *Resumos Expandidos do XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Camburiú, Sociedade Brasileira de Geologia, **2**: 55-56.

Heilbron M., Valeriano C. M., Valladares C.S., Machado N. 1995. A Orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, **24**(4): 249-266.

Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M.C., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 203-234.

Heilbronner R., Tullis J. 2006. Evolution of c axis pole figures and grain size during dynamics recrystallization: Results from experimentally sheared quartzite. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B10202.

Higginson R.L., Black M.P. 1999. An investigation into the use of electron backscattered diffraction to measure recrystallizes fration. *Scripta Materialia*, **41**(2): 125-129.

Hirth G., Tullis J. 1992. Dislocation creep in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, **14**(2): 145-159.

Hurley P.J., Humphreys F.J. 2003. A study of recrystallization in single-phase aluminium using in-situ annealing in the scanning electron microscope. *Journal of Microscopy*, **213**(3): 225-234.

Jefferies S.P., Holdsworth R.E., Wibberley C.A.J., Shimamoto T., Spiers A.R., Niemeijer A.R., Lloyd G.E. 2006. The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan. *Journal of Structural Geology*, **28**: 220-235.

Kaul P.F.T. 1979. Pré-cambriano e Eopaleozóico do Nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná, reavaliação de dados e correlações com a África. *Atas do II Simpósio Regional de Geologia*, Rio Claro, **1**: 1-96.

Kaul P.F.T., Teixeira W. 1982. Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southern, Brazil: an outline of their geological evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, **12**(1-3): 172-182.

Kaulfuss, G.A. 2001. *Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, norte de Curitiba – Paraná*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 115 pp.

Klein C, Dutrow B. 2012. *Manual de Ciência dos Minerais*. Bookman, Porto Alegre, 23ª edição, 706pp.

Kogure T. 2002. Identification of polytypic groups in hydrous phyllosilicates using electron back-scattering patterns. *American Mineralogist*, **87**: 1678-1685.

Lecture Notes: banco de aulas do professor Bradley Hacker mantido pelo Departamento de Ciências da Terra da Universidade da Califórnia. Disponível em: <http://www.geol.ucsb.edu/faculty/hacker/geo102C/lectures/quartzSlipSystems.jpg>.

Acesso em: 19 de Jan. 2015.

Leprevost A. 1952. Nota sobre os quartzitos decompostos da Série Açungui. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, Curitiba, **7**: 157-169.

LeprevostA. 1964. Sericita-xistos da Série Açungui. *Boletim da Universidade Federal do Paraná*, Instituto de Pesquisas Químicas, Curitiba, **16**: 1-13.

Lister G.S., Paterson M.S. 1979. The simulation of fabric development during plastic deformation and it's application to quartzite: fabric transitions. *Journal of Structural Geology*, **1**(2): 99-115.

Lister G.S., Hobbs B.E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and it's application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*, **2**(3): 355-370.

Lloyd G.E. 2000. Grain boundary contact effects during faulting of quartzite: an SEM/EBSD analysis. *Journal of Structural Geology*, **22**: 1675-1693.

Lopes J.A.U. 1966. Nota explicativa da Folha Geológica de Curitiba. *Boletim da Universidade Federal do Paraná*, Geologia, Curitiba, **20**:1-20.

Maack R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, Curitiba, **2**: 63-154.

Maack R. 1953. Mapa geológico do Estado do Paraná. Escala: 1: 750 000. *Edição da Comissão de Comemorações do Centenário do Paraná (1853-1953)*, Curitiba, Governo do Paraná.

Maack R. 1961. Sobre a ocorrência de granitos alcalinos do Estado do Paraná e sua posição dentro das fases orogênicas algonquianas. *Boletim da Universidade Federal do Paraná*, Geologia, Curitiba, **4**:1-52.

Machado, R., Dehler N.M., Vasconcelos P. 2007. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (600-570 Ma) of the Serra do Azeitetranstensional shear zone: evidence for syncontractional extension in the Cajati area, southern Ribeira belt. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**(4): 713-723.

Machiavelli A., Basei M.A.S., Siga Jr. O. 1991. Geoquímica e geocronologia dos granitoides deformados da região de Piên (PR). Provável arco magmático do Proterozóico Superior. Resumos do III Congresso Brasileiro de Geoquímica, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geoquímica, **1**: 249-253.

Maitland T., Sitzman S. 2007. Electron backscatter diffraction (EBSD) technique and materials characterization examples. In: Zhou W., Wang Z. L. *Scanning Microscopy for Nanotechnology: techniques and applications*. Springer, p. 41-75.

Mariani E., Prior D. J., McNamara D., Pearce M. A., Seaton N., Seward G., Tatham D., Wheeler J. 2008. Electron backscatter diffraction (EBSD) in the SEM: applications to microstructures in minerals and rocks and recent technological advancements. *Seminarios de la Sociedad Espanola de Mineralogia*, **5**: 7-19.

Marini O.J., Trein E., Fuck R.A. 1967a. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, **23-25**: 43-103.

Marini O.J., Bigarella J.J. 1967b. Rochas calcárias do Grupo Açungui. *Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba*, **23-25**: 105-149.

Marini O.J., Leprevost A. 1967c. Principais recursos minerais do Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba*, **23-25**: 157-181.

Melcher G.C., Gomes C.B., Cordani U.G., Bettencourt J.S., Damasceno E.C., Girardi V.A.V., Melfi A.J. 1973. Geologia e Petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, **3**(2): 97-123.

Melfi A.J., Bettencourt T., Cordani U. 1965. Reconhecimento fotogeológico de parte de Grupo Açungui. *Bragantia – Boletim Científico do Instituto Agrônomo do Estado de São Paulo*, Campinas, **24**(34): 447-474.

Menegon L., Piazzolo S., Pennacchioni G. 2010. The effect of Dauphiné twinning on plastic strain in quartz. *Contrib. Mineral Petrology*, **161**: 635-652.

MINEROPAR. 2006. Mapa Geológico do Estado do Paraná. Curitiba, Escala 1:250.000.

Muratori A. 1965. Nota explicativa da Folha Geológica de Campo Largo. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia, Curitiba*, **21**: 1-29.

Okudaira T., Takeshita T., Hara I, Ando J. 1995. A new estimate of the conditions for transition from basal $\langle a \rangle$ to prism $[c]$ slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*, **250**: 1-46.

Oliveira E.P. 1927. *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. Monographia. Serviço Geológico e Minerológico do Brasil, Rio de Janeiro, 6, 171pp.

Passarelli C.R., Basei M.A.S., Campos Neto M.da C., Siga Jr. O., Prazeres Filho J. dos 2004. Geocronologia e Geologia Isotópica dos Terrenos Pré-Cambrianos da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo. *Bol. IG. – USP: Sér. Cient.*, São Paulo, 4(1):55-74.

Passarelli C.R., Basei M.A.S., Wemmer K., Siga Jr. O., Oyhantçabal P. 2011. Major shear zones of Southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de la Plata and Parapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Sciences*, **100**:391-414.

Passchier C.W., Trouw A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer, Berlin, 366pp.

Pirajno F. 2009. *Hydrothermal processes and Mineral Systems*. Springer, 1250pp.

Pontes J.B. 1982. Geologia e Potencialidades Econômicas da Formação Água Clara (PR). *Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, **3**: 1002-1016.

Popp J.H. 1972. Contribuição à estratigrafia e sedimentologia da Formação Camarinha (pré-devoniano do Estado do Paraná). *Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba*, **30**: 7-97.

Prior D.J., Boyle A.P., Brenker F., Cheadle M.C., Day A., Lopez G., Peruzzo L., Potts G.J., Reddy S., Spiess R., Timms N.E., Trimby P., Wheeler J., Zetterstrom L. 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, **84**: 1741-1759.

Prochaska W., Bechtel A., Klotzli U. 1992. Phyllonite formation and alteration of gneisses in shear zone (Gleinalmkristallin, Eastern Alps/ Austria). *Mineral and Petrology*, **45**: 195-216.

Reis Neto J.M., Soares P.C. 1987. Um estudo de caracterização termo-dinâmica de micro-estruturas dos grupos Açungui e Setuva (PR). *Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Curitiba, **1**:147- 165.

Robert F., Boullier A.M., Firdaous K. 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B7): 12861-12879.

Rogers J.J.W., Unrug R., Sultan M. 1995. Tectonic assembly of Gondwana. *Journal of Geodynamics*, Londres, **19**(1): 1-34.

Sadowski G.R. 1984. *Estado da arte do tema: Geologia Estrutural de grandes falhamentos*. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geociências, **1**:767-793.

Salamuni R., Bigarella J.J. 1967a. Contribuição para a geologia do Grupo Açungui. *Boletim da Universidade Federal do Paraná*, Geologia, Curitiba, **23**.

Salamuni R., Bigarella J.J. 1967b. Sumário das estruturas sedimentares singenéticas no Grupo Açungui. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **23-25**: 151-155.

Salamuni E. 1991. *Análise Estrutural do Núcleo Betara*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências exatas, Universidade Estadual Paulista - Campus de Rio Claro, 170pp.

Salamuni E. 1995. Dobramentos e redobramentos superpostos na porção sul da Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **43**: 135-149.

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

Salamuni E., Gonçalves F.M., Fiori A.P. 2010. Zona de Cisalhamento de Curitiba. *Anais do XLV Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, Sociedade Brasileira de Geociências, 98.

Sato K., Siga Jr. O., Nutman A.P., Basei M.A.S., McReath I., Kaulfuss G. 2003. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean Components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic Tectonothermal Events. *Gondwana Research*, **6**(2): 251-263.

Sato K., Siga Jr. O., Silva J.A. da, McReath I., Dunyi L., Lizuka T., Rino S., Hirata T., Sproesser W., Basei M.A.S. 2009. In situ Isotopic Analyses of U and Pb in Zircon by Remotely Operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an Example of Dating and Genetic Evolution of Zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita Quarry in the Atuba Complex, SE Brazil. *Bol. IG. – USP: Sér. Cient.*, São Paulo, **9**(3): 61-69

Schmid S.M., Casey M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. In: Hobbs B.E., Heard H.C. 1986. Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies, *Geophysical Monograph Series*, **36**: 263-286.

Scholl 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). *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, Balneário de Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, **5**:3003-3012.

Sibson R.H., Moore J. McM., Rankin A.H. 1975. Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of Geological Society*, Londres, **131**: 653-659.

Siga Jr. O. 1995. *Domínios tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Tese de Doutorado. Programa de

Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 pp.

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. *Bol. IG. – USP: Sér. Cient.*, São Paulo, **26**: 69-98.

Silva L.C., McNaughton N.J., Armstrong R., Hartmann L.A., Fletcher I.R. 2005. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, Amsterdam, **136**:203–240.

Simpson C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, **7**(5): 503-511.

Skemer P., Katayama I., Jiang Z., Karato S. 2005. The misorientation index: Development of a new method for calculating the strength of lattice-preferred orientation. *Tectonophysics*, **411**: 157-167.

Soares P.C. 1987. Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do Escudo Paranaense. *Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Curitiba, **2**: 743-771.

Soares P.C., Rostirolla S.P. 1997. Tectônica de escape tardicolisional nos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. *Anais do VI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Pirenópolis, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Brasília, **1**: 65-78.

Stipp M., Stunitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, **24**: 1861-1884.

Trouw R.A.J., Ribeiro A., Paciullo F.V.P. 1994. A faixa Alto Rio Grande reinterpretada como a zona de interferência entre a Faixa Brasília e Faixa Ribeira. *Boletim de Resumos Expandidos do XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, **1**:234-235.

Tullis J. 1977. Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, **39**: 87-102.

Vernon R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press. 594pp.

Wenk H.R., Christie J.M. 1991. Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. *Journal of Structural Geology*, **13**: 1091-1110.

Wenk, H.R., 1994. Preferred orientation patterns in deformed quartzites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **29**: 177–208.

Weiss L.E., Wenk, H.R., 1985. An introduction. In: Wenk, H.-R. (Ed.), Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: *An introduction to Modern Texture Analysis*. Academic Press, Orlando, pp. 1–10.

Wernick E., Penalva F. 1978. Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, **8**(2): 113-133.

Wheeler J., Prior D.J., Jiang Z., Spiess R. 2001. The petrological significance of misorientations between grains. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **141**: 109-124.

Wheeler J. Jiang Z., Prior D.J., Tullis J., Drury M.R., Trimby P.W. 2003. From geometry to dynamics of microstructure: using boundary lengths to quantify boundary misorientations and anisotropy. *Tectonophysics*, **376**: 19-35.

Wilkinson A.J. 1996. Measurement of elastic strains and small lattice rotations using electron back scatter diffraction. *Ultramicroscopy*, **62**: 237-247.

Wynick G.L., Boehlert C.J. 2005. Use of electropolishing for enhanced metallic specimen preparation for electron backscatter diffraction analysis. *Materials Characterization*, **55**: 190-202.