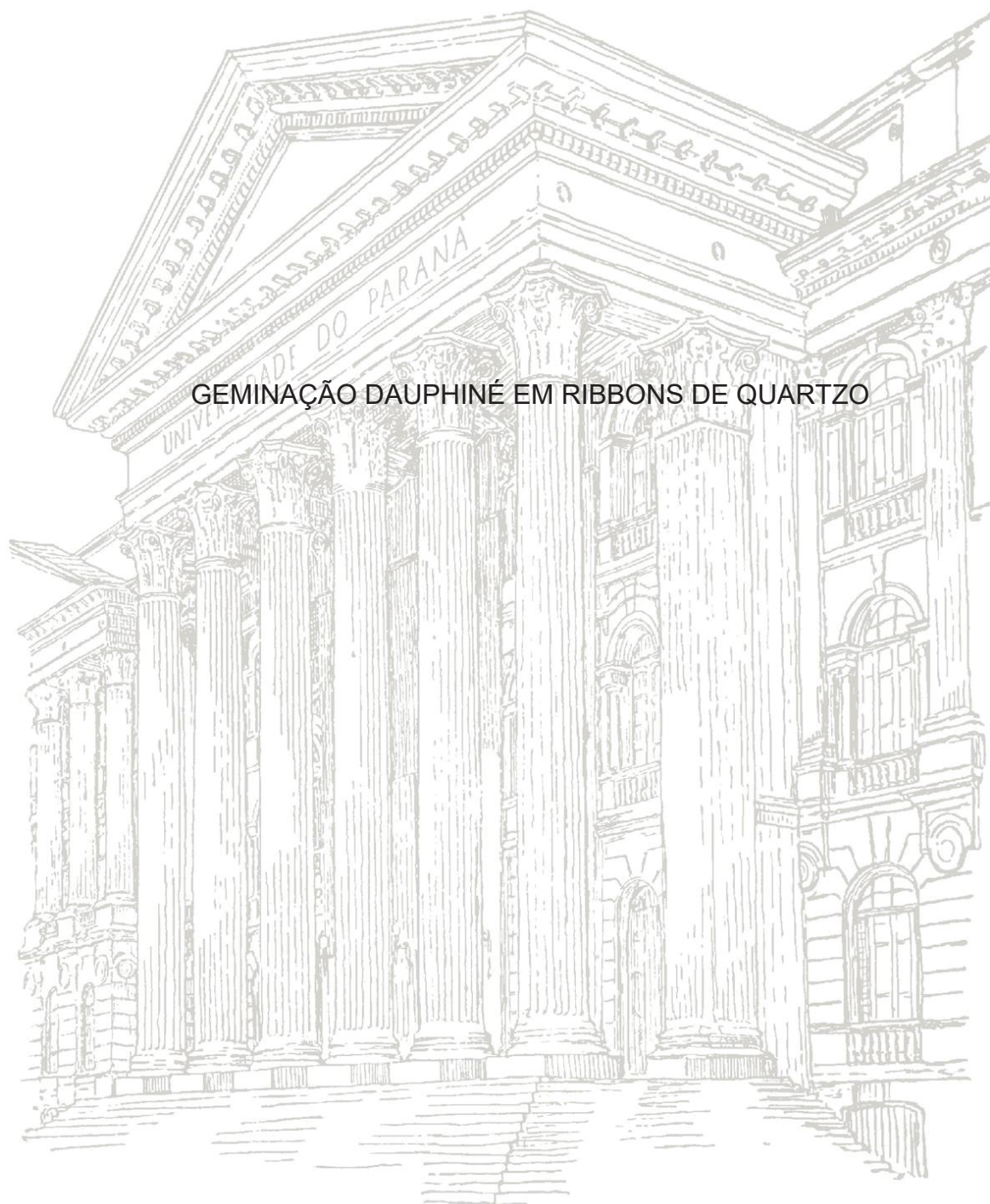


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

RODRIGO SILVA DOS SANTOS



GEMINAÇÃO DAUPHINÉ EM RIBBONS DE QUARTZO

CURITIBA

2018

RODRIGO SILVA DOS SANTOS

GEMINAÇÃO DAUPHINÉ EM RIBBONS DE QUARTZO

Dissertação de mestrado apresentado como requisito parcial à obtenção do grau de mestre em Geologia, pelo Programa de Pós- Graduação em Geologia, Setor Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Evangelista Lagoeiro

Co-orientadora: Prof^a. Dr^a. Geane Carolina Gonçalves Cavalcante

CURITIBA

2018

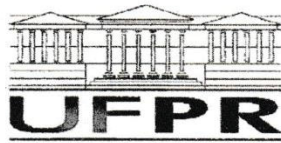
DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Santos, Rodrigo Silva dos
Geminação Dauphiné em ribbons de quartzo / Rodrigo Silva dos Santos. –
Curitiba, 2018.
1 recurso on-line : PDF.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de
Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Leonardo Evangelista Lagoeiro
Coorientador: Geane Carolina Gonçalves Cavalcante

1. Eletrons – Difração. 2. Quartzo. 3. Ribbons. I. Universidade Federal do
Paraná. II. Programa de Pós-Graduação em Geologia. III. Lagoeiro, Leonardo
Evangelista. IV. Cavalcante, Geane Carolina Gonçalves. V. Título.




MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **RODRIGO SILVA DOS SANTOS** intitulada: **Geminação Dauphiné em ribbons de quartzo**, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua aprovação no rito de defesa.


A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 19 de Abril de 2018.



LEONARDO LAGOEIRO

Presidente da Banca Examinadora (UFPR)



PAOLA FERREIRA BARBOSA
Avaliador Externo (UNB)



CRISTINA VALLE PINTO COELHO
Avaliador Interno (UFPR)

Dedico este trabalho a toda minha família, principalmente a minha mãe Rosangela e meu pai Ademias, por me apoiarem e incentivarem as minhas escolhas.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, aos meus pais Rosângela e Ademias pelo amor e por todo o sacrifício para realizar meu sonho de estudar em uma Universidade Federal e por me proporcionarem a oportunidade de conhecer e interpretar a ciência chamada Geologia.

Aos meus avós Idalício e Francisca pelo carinho e exemplo de vida que inspira toda a nossa família.

As minhas tias Rosineia, Rozelma, Elizângela, Elineia e Edilaine que sempre me apoiaram ao longo da minha jornada acadêmica.

A Nicole pelo amor, carinho, inúmeras risadas e principalmente pela inspiração e apoio durante o desenvolvimento e conclusão desse trabalho.

Ao meu orientador Prof. Dr. Leonardo Evangelista Lagoeiro no qual o conhecimento a paciência e a amizade foram fundamentais para realização deste Trabalho.

A minha coorientadora Prof^ª. Dr^ª. Geane Carolina Gonçalves Cavalcante pelas discussões geológicas e aprendizados adquiridos.

Ao grupo de pesquisa em especial a Camila Silveira e Thaili Conte.

Aos amigos que conquistei durante toda minha trajetória na Universidade Federal do Paraná.

Ao LAMIR pela assistência e apoio, em especial ao técnico Roberto.

RESUMO

Germinações do tipo Dauphiné consistem em uma rotação de 60 graus em torno do eixo-c do cristal original e são feições relativamente comuns em quartzo dos mais diversos ambientes geológicos. Os processos de formação podem ser por crescimento ou por deformação. Embora não seja propriamente um mecanismo de deformação há evidências que a formação de geminações desse tipo auxilia consideravelmente na deformabilidade do quartzo. Dessa forma com o intuito de investigar a formação dessas feições em tectonitos naturais, escolhemos dois contextos geológicos para estudo das geminações. O primeiro trata-se da zona de cisalhamento Além Paraíba (ZCAP), que se encontra inseridas no Cinturão Ribeira de idades neoproterozoicas. Trata-se de uma zona de cisalhamento transcorrente com comportamento dúctil, formada em um ambiente de alta temperatura. O segundo contexto em que aparecem são em veios de quartzo presentes em formações ferríferas de rochas do Quadrilátero Ferrífero (QF) de idades paleoproterozoicas. O contexto tectônico-metamórfico do local onde as amostras foram coletadas caracterizam por deformações relativamente de baixa intensidade e grau metamórfico de xisto verde baixo a médio. Por outro lado, os gnaisses analisados da ZCAP foram milonitizados em fácies metamórficas anfíbolito a granulito e são predominantemente de composição quartzo-feldspática, apresentando como principal microestrutura os quartzo-ribbons. No caso dos ribbons das zonas de cisalhamento os grãos de quartzo se apresentam na forma de cristais alongados e possuem tamanhos variáveis e apresentam as geminações do tipo Dauphiné. Na zona de cisalhamento Além-Paraíba os cristais de quartzo apresentam a geminação Dauphiné dispostas nas regiões de maior tensão, reduzindo a rigidez do cristal, no Quadrilátero Ferrífero às geminações atuam como ajuste de bordas de grãos e facilitando a acomodação da deformação.

Palavras-chave: EBSD, microestruturas em quartzo, mecanismo de deformação

ABSTRACT

Dauphine twinning consist in a 60 degrees rotation along the c axis of the original crystal and are features relatively common in quartz crystals from very diverse geological settings. The formation of these features can develop by by growth or deformation. Although it is not a deformation mechanism, there are evidences that the formation of these type of twinings helps considerably the quartz deformability. This way, aiming to investigate the formation of these features in natural tectonites, we chose two different geologic settings for this study. The first is the Além Paraíba shear zone (ZCAP), which is inserted in the Neoproterozoic Ribeira Belt. The APSZ is a transcurrent shear zone with a ductile behaviour, formed in a high temperature ambient. The second context in which they appear is in quartz veins present in iron formations from the Paleoproterozoic rocks from the Iron Quadrangle (QF). The tectonic settings of their formation are well determined from low intensity deformation rocks, under the green schist facies, to high deformation under the amphibolite facies. The analysed gneisses from the ZCAP are predominantly of a quartz-feldspar composition, showing quartz-ribbons as the main microstructure. In the case of the ribbons from the shear zones, the quartz grains are presented as elongated crystals of variable sizes and have Dauphiné twinning. In the Além-Paraiba shear zone, the Dauphiné twinning is arranged in the higher tension regions, reducing the stiffness of the crystal, in the Quadrilátero Ferrífero the twinings act as adjustment of grain boundaries and facilitating the accommodation of the deformation.

Keywords: EBSD, quartz structures, deformation mechanism.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa da Província Mantiqueira, mostrando as Zonas de Cisalhamento Além Paraíba.....	15
Figura 2: Mapa localização do Quadrilátero Ferrífero.	16
Figura 3: (a) Bloco diagrama determinando a superfície XZ, (b) Foto quartzo sericitizado com lineação de estiramento mineral, foliação milonítica e o plano XZ.	18
Figura 4: (a) Representação esquemática do feixe de elétrons incidindo na amostra com inclinação de 70°. (b) Interação do feixe de elétrons com amostra analisada. ...	20
Figura 5: (a)/(b) Representação das estruturas cristalinas através das raias de kikuchi.	22
Figura 6: Colisões neoproterozoicas durante a orogenia Brasileira-Pan Africana....	24
Figura 7: Cinturão Ribeira segmentado por grandes lineamentos.	25
Figura 8: Mapa simplificado do cinturão Ribeira; 1 embasamento; 2 granitos sintectônicos; 3 quartzitos e mármore; 4 gnaisses e migmatitos; 5 kizigitos-gnaisses; 6 granulitos e charnockitos; 7 rochas miloníticas.	26
Figura 9: Cráton São Francisco com suas unidades geológicas delimitadas por faixas móveis onde (1) faixa Nordeste, (2) faixa Sergipana, (3) faixa Rio Preto (4) faixa Araçuá, (5) faixa Brasília e (6) faixa Ribeira.....	27
Figura 10: Mapa do Quadrilátero Ferrífero e suas unidades litoestratigráficas.	28
Figura 11: Empilhamento estratigráfico do Quadrilátero Ferrífero.....	30
Figura 12: Planos de deslizamentos intracristalinos presente em cristais de quartzo.	32
Figura 13: Guirlandas baseadas nos padrões de distribuição do eixo c.	32
Figura 14: (a) Gnaisses com fraturas tensionais preenchidas por sílica mobilizada, (b-d) as fraturas preenchidas por quartzo interagem com a matriz formando inclusões assimétricas.	34
Figura 15: (a) desenvolvimento de fraturas em gnaisses, (b) devido a fratura irregular espaço preenchido por sílica mobilizada, (c) o veio aumenta por acréscimo de matéria perpendicular ao comprimento dos ribbons, o veio pode quebrar fragmentos da matriz.	34
Figura 16: Modelo de ribbons policristalinos formados por segregação plástica dos grãos de quartzo.	35

Figura 17: (a)-(d) Gnaisses milonitizados com foliações transpostas; (e)-(f) gnaisses milonitizado rico em granadas.....	36
Figura 18: Fotomicrografia de ribbons de quartzo policristalinos entre níveis feldspáticos.....	38
Figura 19: Modelo de zona cisalhamento, demonstrando a diferença reológica entre o quartzo e feldspato.....	39
Figura 20: Amostra 1-2A, mapa com limites de bordas de grãos, com rotação de 60° em torno do eixo $\langle c \rangle$ (ângulo de Euler $\Phi = 3$), regiões vermelhas indicam Geminação Dauphiné.....	40
Figura 21: (a) Visão geral das geminações Dauphiné (vermelho) nos ribbons de quartzo, forte concentração das geminações nas bordas dos cristais.....	41
Figura 22: Amostra ZCAP 1-3A, com eixo-c distribuído em várias posições da PF, distribuição triangulares nos polos {r} e {z}, característicos da geminação Dauphiné.....	42
Figura 23: Amostra ZCAP 1-3B, figura de polo com várias concentrações de eixo-c, típica de monocristais.....	43
Figura 24: Diagrama de misorientation, evidenciando o máximo em 60°, característica da Geminação Dauphiné.....	44
Figura 25: Tipos de sistemas de deslizamentos e suas temperaturas de predominância.....	47

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Características das leis de geminações.	13
--	----

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	13
1.1 LOCAL DE AMOSTRAGEM	15
1.2 JUSTIFICATIVA	16
1.3 OBJETIVOS	17
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	17
1.4.1 Levantamento bibliográfico	17
1.4.2 Preparação das amostras	18
1.4.3 Análise microscópio óptico	19
1.4.4 Análise MEV-EBSD	19
1.4.5 Análise das orientações cristalográficas preferenciais (CPO)	20
2 CONTEXTO REGIONAL	23
2.1 PROVÍNCIA MANTIQUEIRA.....	23
2.2 CINTURÃO RIBEIRA	23
2.3 ZONA DE CISALHAMENTO ALÉM PARAÍBA	25
2.4. CRÁTON SÃO FRANCISCO.....	26
2.5 QUADRILÁTERO FERRÍFERO	28
3. REVISÃO CONCEITUAL	31
3.1. CRISTALOGRAFIA DO QUARTZO	31
3.2. GEMINAÇÃO DAUPHINÉ E DEFORMAÇÃO	32
3.3 MODELOS PARA FORMAÇÃO DE <i>RIBBONS</i> DE QUARTZO.....	33
4 RESULTADOS	36
4.1 ANÁLISE MACROSCÓPICA.....	36
4. 2 ANÁLISE MICROESTRUTURAL	36
4.2.1 <i>Ribbons</i> de quartzo	37
4.2.2 Bandas quartzo-feldspáticas	37
4.3 DADOS EBSD.....	39
5 DISCUSSÃO	45
6 CONCLUSÃO	48
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS	49
REFERÊNCIAS	50

1 INTRODUÇÃO

Os cristais de quartzo apresentam um número relativamente grande de geminações (Gault, 1949; Barton e Wenk, 2007). No entanto apenas três delas são aceitas como leis de geminação. As geminações mais frequentes são as do tipo Dauphiné, Brasil e Japão. Em geral são atribuídas ao crescimento dos cristais e também a certas condições ambientais embora mais raras, são encontradas com alguma frequência em cristais e estão associadas a formas de crescimento e determinadas condições ambientais (Lei do Japão).

Tabela 1: Características das leis de geminações.

	Eixo da Geminação	Plano da Geminação	Plano de composição
Lei de Dauphiné	[0001]	*	{10-10}
Lei do Brasil	*	{11-20}	{11-20}
Lei do Japão	*	{11-20}	{11-22}

Fonte: Gault (1949).

Na tabela 1 podemos observar as características das leis de geminações apresentadas por Gault em (1949). Na Lei Dauphiné ocorre uma combinação de estruturas levóginas e dextróginas que são encontradas em um mesmo cristal. Cada indivíduo encontra-se rotacionado em relação ao outro por 60° em torno do eixo-c (Frondel, 1962). Nessa lei as formas romboédricas r e z não podem ser distinguidas e dessa forma os cristais resultantes apresentam hábito pseudo-hexagonal.

A Lei Dauphiné é considerada uma geminação de penetração. Os domínios ou normalmente elas são indistinguíveis ao microscópio óptico (Wenk *et al.*, 2011) e sua expressão pode ser observada macroscopicamente por corrosão via ataque de ácido hidrófluorídrico, processo conhecido como *etching* segundo Dolino, (1975). Com advento de técnicas como a difração de elétrons retro-espalhados (EBSD) as maclas Dauphiné passaram a ser notada com maior frequência (Prior *et al.*, 1999; Humphreys, 2004). No entanto esses tipos de maclas podem ser detectadas através da microscopia eletrônica de transmissão (Comer, 1972) ou pela difração de nêutrons (Helming *et al.*, 1994). Neste trabalho o EBSD será a técnica empregada para a determinação das maclas do tipo Dauphiné em cristais de quartzo.

Recentemente essas feições foram observadas em *ribbons* de quartzo presentes em gnaisses de alto grau (fácies granulito). No entanto sua correta determinação ainda não foi realizada. Por essa razão a presente proposta tem como

foco principal a completa caracterização dessas feições por meio da utilização da técnica de EBSD. As estudadas são de composição quartzo-feldspáticas deformadas em baixa pressão e alta temperatura em zonas de elevada concentração de deformação que fazem parte da zona de cisalhamento Além-Paraíba.

Nesse estudo pretende-se determinar como ocorre a distribuição das geminações Dauphiné em cristais de quartzo em rochas provenientes de zonas de cisalhamento e dessa forma averiguar se esses tipos de feições resultam da deformação dos cristais de quartzo ou se são microestruturas resultantes de outros processos tais como crescimento ou transformação entre tipos estruturais de simetrias distintas. Além do mais outro aspecto importante da presença desse tipo de microestrutura é verificar qual seria sua influência na formação de ribbons de quartzo nas zonas de cisalhamento estudadas tendo vista que as geminações Dauphiné são feições amplamente distribuídas nos ribbons de quartzo.

Nesta perspectiva outro ponto a ser verificado é se tais feições podem aparecer de maneira similar em outros tipos de cristais de quartzo. Dessa forma foram analisados também cristais de quartzo provenientes de veios de quartzo em rochas de grau metamórfico mais baixo (fácies xisto-verde) de deformação nitidamente menos intensa, podendo se enquadrar no domínio dúctil-rúptil. Contrastando com as zonas de cisalhamento de alto grau pertencentes à Faixa Ribeira.

As amostras utilizadas são provenientes de veios de quartzo encontrados paralelos ao bandamento composicional de formações ferríferas bandadas do QF (Barbosa & Lagoeiro, 2012). Essas maclas encontram-se presentes nos *ribbons* de quartzo. Com o auxílio da técnica de difração de elétrons retroespalhados (EBSD) espera-se fazer uma completa caracterização cristalográfica e microestrutural e assim determinar se as geminações Dauphiné auxiliam na deformabilidade do quartzo e conseqüentemente na gênese dos *ribbons*.

Para o desenvolvimento da pesquisa, foram selecionadas áreas com contextos contrastantes em termos de deformação e graus metamórficos. As quais pretendemos usar como critérios para estabelecer se as geminações presentes nos cristais de quartzo desenvolvem-se de forma a ajustar as bordas dos cristais em uma situação de baixa energia ou se elas decorrem de tal maneira que os cristais se deformem com mais facilidade.

Os gnaisses analisados das zonas de cisalhamento Além Paraíba são predominantemente de composição quartzo-feldspática. As microestruturas mais

notáveis nessas rochas são a presença de grãos de quartzo altamente alongados (*ribbons* de quartzo).

1.1 LOCAL DE AMOSTRAGEM

As amostras utilizadas nesse estudo são provenientes da Zona de Cisalhamento Além Paraíba situada no sudeste brasileiro. Sua área de ocorrência abrange os estados do Rio de Janeiro (figura 1). O outro conjunto de amostra vem do Quadrilátero Ferrífero no sudeste do estado de Minas Gerais (figura 2). São amostras de veios de quartzo formados em contextos tectônicos e metamórficos de baixa intensidade onde microestruturas de crescimento e deformação coexistem localmente no mesmo tipo de rocha.

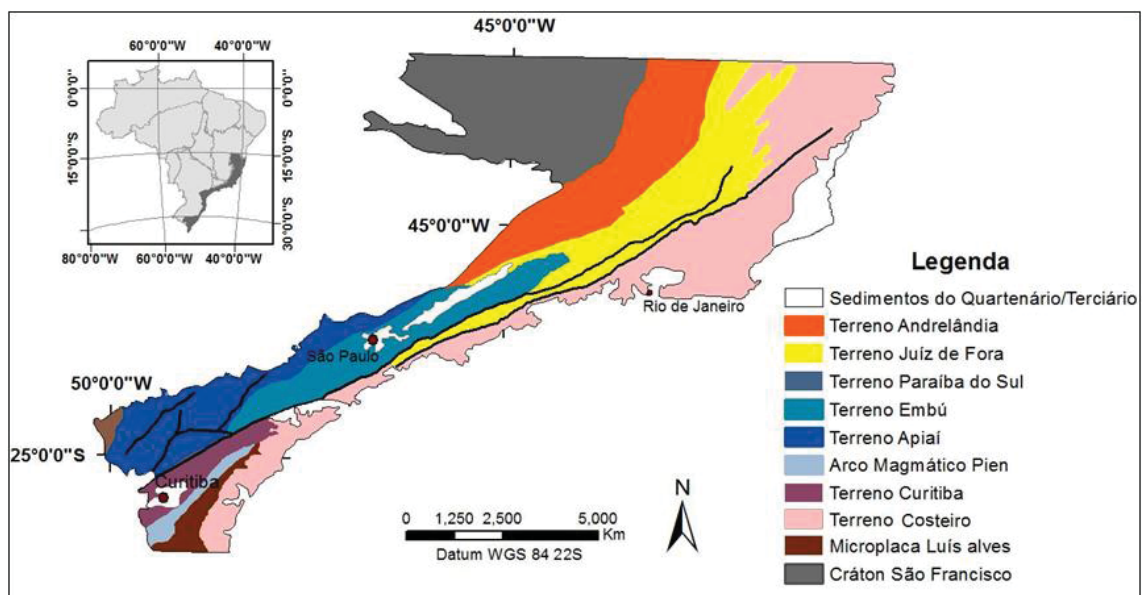


Figura 1: Mapa da Província Mantiqueira, mostrando as Zonas de Cisalhamento Além Paraíba. Fonte: Adaptado Passarelli *et al.*, (2011).

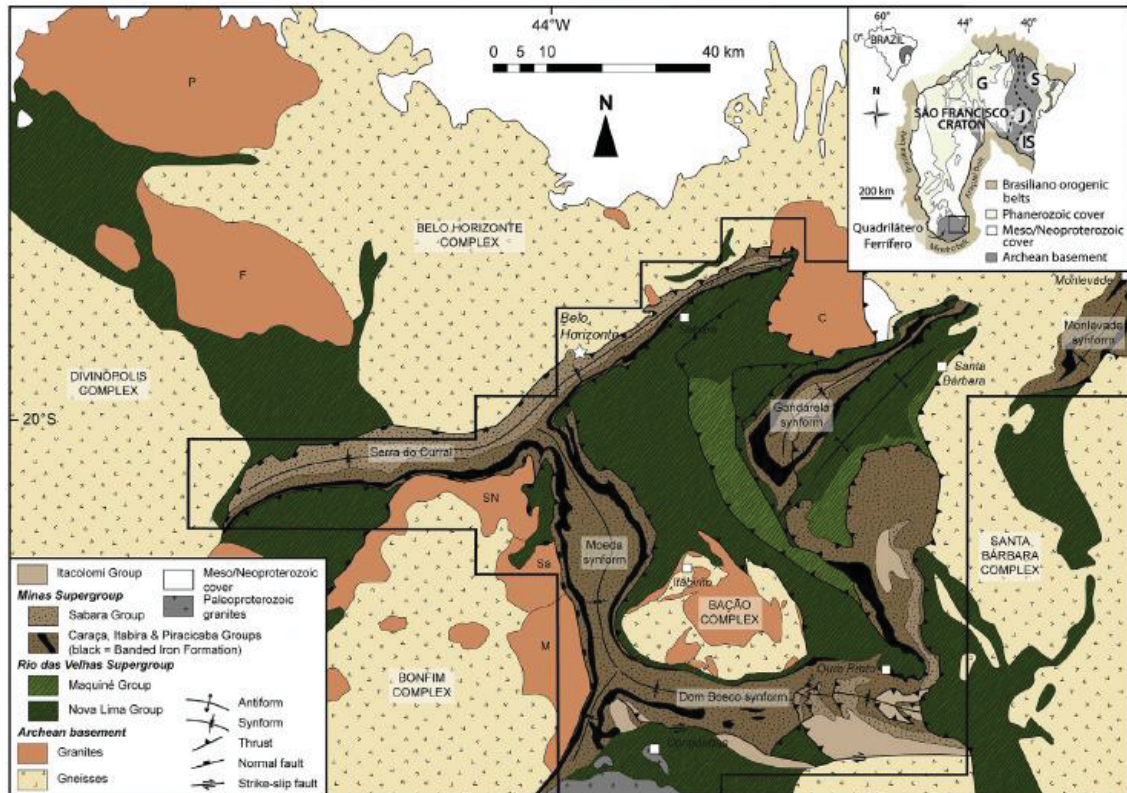


Figura 2: Mapa localização do Quadrilátero Ferrífero.
 Fonte: Farina *et al.*, (2016) modificado de Alkmim e Marshak, (1998).

1.2 JUSTIFICATIVA

A formação dos *ribbons* de quartzo é um assunto que possui opiniões divergentes sobre a sua gênese. Alguns autores defendem que eles se formam pela coalescência entre os grãos (Jessell, 1988; Hippertt *et al.*, 2001). Outros acreditam que eles se formam por preenchimento de fraturas paralelas ao bandamento (Mackinnon *et al.*, 1997). A partir dessas premissas, pretende-se estudar mais detalhadamente os possíveis mecanismos de deformação que resultam no desenvolvimento de *ribbons* de quartzo

Apesar de normalmente os *ribbons* serem formados em ambientes de altas temperaturas (Culshaw & Fyson, 1984; McLelland, 1984) onde há predominância de processos difusivos, o que geralmente se aceita é que os mecanismos envolvidos na formação dessas feições sejam devidos à mobilidade de íons decorrente das altas temperaturas experimentadas.

Outro aspecto a ser explorado é a relação das geminações Dauphiné com os *ribbons* de quartzo, determinando como elas atuam na deformabilidade dos cristais em variados ambientes geológicos e qual momento elas são desenvolvidas.

1.3 OBJETIVOS

Até o presente momento sabe-se que as geminações Dauphiné são feições comuns em minerais como o quartzo. Além disso, elas podem ser de crescimento, de deformação ou transformação. Sabe-se também, que essas geminações ocorrem em diferentes tipos de cristais de quartzo, provenientes de diferentes ambientes geológicos, como mostram os estudos de Wenk *et al.*, (2011) e Zhao *et al.*, (2013).

Sendo assim, o principal objetivo deste trabalho é investigar qual a influência da geminação Dauphiné nos *ribbons* de quartzo e determinar o momento em que essas maclas se desenvolvem. Procura-se entender também, se as geminações Dauphiné funcionam como um ajuste mecânico do cristal, para acomodar a deformação imposta, ou se elas funcionam como um mecanismo de geração dos *ribbons*.

Adicionalmente, veios de quartzo alojados em formações ferríferas bandadas do Quadrilátero Ferrífero serão utilizadas a título de comparação. Isso se deve ao fato que essas rochas também apresentam indícios de geminação do tipo Dauphiné. No entanto seu contexto de formação é totalmente contrastante em termos litológicos, mecânicos e térmicos.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1 Levantamento bibliográfico

O trabalho inicialmente proposto consistiu na revisão bibliográfica a respeito das geminações Dauphiné (Menegon *et al.*, 2010; Wenk *et al.*, 2011), com o objetivo de se verificar, qual o estágio atual do conhecimento sobre estas maclas. Em adição, também foi realizada uma pesquisa bibliográfica referente aos *ribbons* de quartzo, focando principalmente as condições sob as quais eles são formados e quais os mecanismos de deformação que podem auxiliar no seu crescimento (Culshaw & Fyson, 1984; Mackinnon *et al.*, 1997; Hippertt *et al.*, 2001). Ressaltando a relevância de levantar os principais estudos realizados até o momento sobre o contexto regional da Zona de Cisalhamento Além Paraíba e Quadrilátero Ferrífero.

1.4.2 Preparação das amostras

A técnica de EBSD (*Electron Backscattering Diffraction*) exige um preparo especial das amostras para obtenção de um bom resultado das análises (Fynn & Powell, 1979). As amostras analisadas no EBSD devem ser devidamente orientadas em campo. O sistema de orientação também chamado de sistema de referência da amostra utiliza-se a nomenclatura para os eixos do elipsóide de deformação finita, X, Y e Z. A superfície plana a ser definida em geral consiste em foliações metamórficas tais como bandamento gnáissico ou foliação milonítica e definida como plano XY cuja define o eixo-Z. A lineação é tomada em geral como a direção de alongamento mineral e é definida como o eixo-X. O eixo Y é a direção perpendicular ao plano XZ, o qual normalmente toma-se como plano de corte das seções delgadas (figura 3).

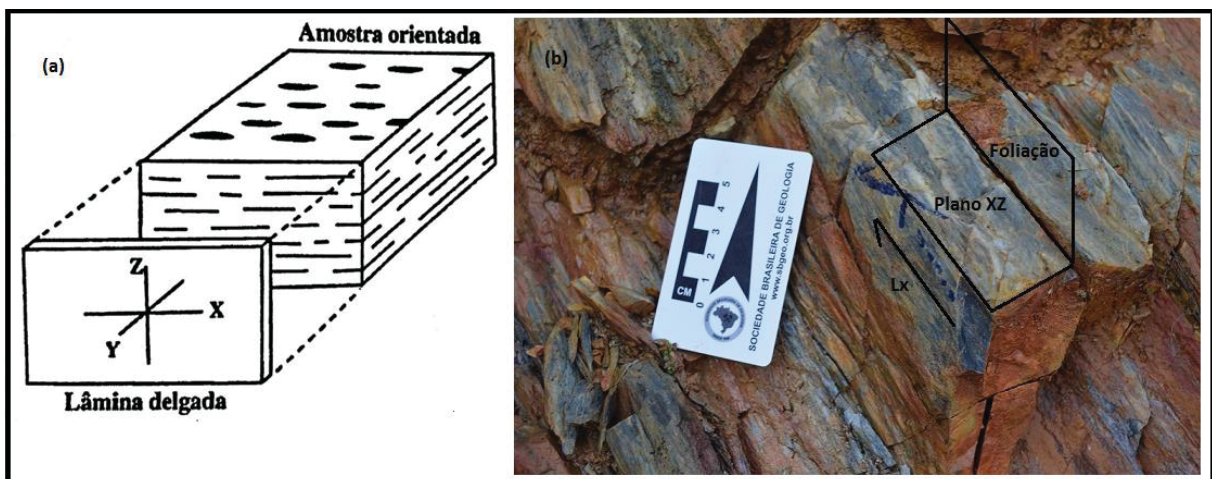


Figura 3: (a) Bloco diagrama determinando a superfície XZ, (b) Foto quartzo sericita xisto com lineação de estiramento mineral, foliação milonítica e o plano XZ.

Fonte: Adaptado de Bascou *et al.*, (2002).

A amostra é então cortada em pequenos blocos que podem servir de base para o embutimento em resina ou para o preparo de seções delgadas convencionais. Em seguida o procedimento para confecção das seções é o que normalmente se utiliza para a montagem de seções convencionais. Inicia-se com o desbaste das amostras até que cheguem a uma espessura desejada. Em seguida faz-se o polimento com pastas ou soluções de diamante, iniciando com $9\mu\text{m}$, passando por $6\mu\text{m}$, $3\mu\text{m}$, $1\mu\text{m}$ e $0.25\mu\text{m}$. Cada etapa dura aproximadamente 15 minutos, o que pode variar em função do tipo de amostra. A etapa final do polimento é uma combinação química e mecânica. Nesse polimento utiliza-se sílica coloidal (20 nm) que, por sua alcalinidade alta ($\text{pH} > 10$), ataca a superfície da amostra por corrosão enquanto é feito o polimento

mecânico. Isso garante ao final uma superfície perfeitamente plana e livre de qualquer tipo de irregularidade.

1.4.3 Análise microscópio óptico

O uso do microscópio óptico é fundamental nas análises microestruturais, permitindo uma observação geral dos agregados e de sua organização espacial. Por outro lado, embora restrito a áreas menores, o microscópio eletrônico tem o poder analítico incomparavelmente maior do que óptico. Portanto para que o estudo microestrutural seja conduzido de forma correta as duas ferramentas devem ser utilizadas.

1.4.4 Análise MEV-EBSD

Com a utilização do microscópio eletrônico de varredura, os *ribbons* de quartzo foram analisados com o auxílio de um detector de elétrons retroespalhados (EBSD). A técnica consiste em incidir um feixe de elétrons acelerados na superfície da amostra cuja superfície está a 20° do feixe incidente ou a 70° com a horizontal (eixo X do microscópio) (figura 4a). Os elétrons são espalhados nos planos cristalográficos dos minerais (figura 4b) e projetados em uma tela de fósforo posicionada frontalmente aos elétrons que saem da amostra (elétrons "*forescattered*"). A projeção dos elétrons retroespalhados na tela de fósforo se dá na forma de padrões de difração os quais são capturados por uma câmera e subsequentemente digitalizados. Os padrões obtidos são analisados por um algoritmo que fornecem uma análise completa da distribuição espacial dos minerais e suas orientações cristalográficas. Importantes relações microestruturais e cristalográficas podem ser obtidas com o auxílio dessa ferramenta (MORALES, 2006). Toda a interpretação necessária para a compreensão dos processos formadores dos *ribbons* baseia-se no emprego do EBSD.

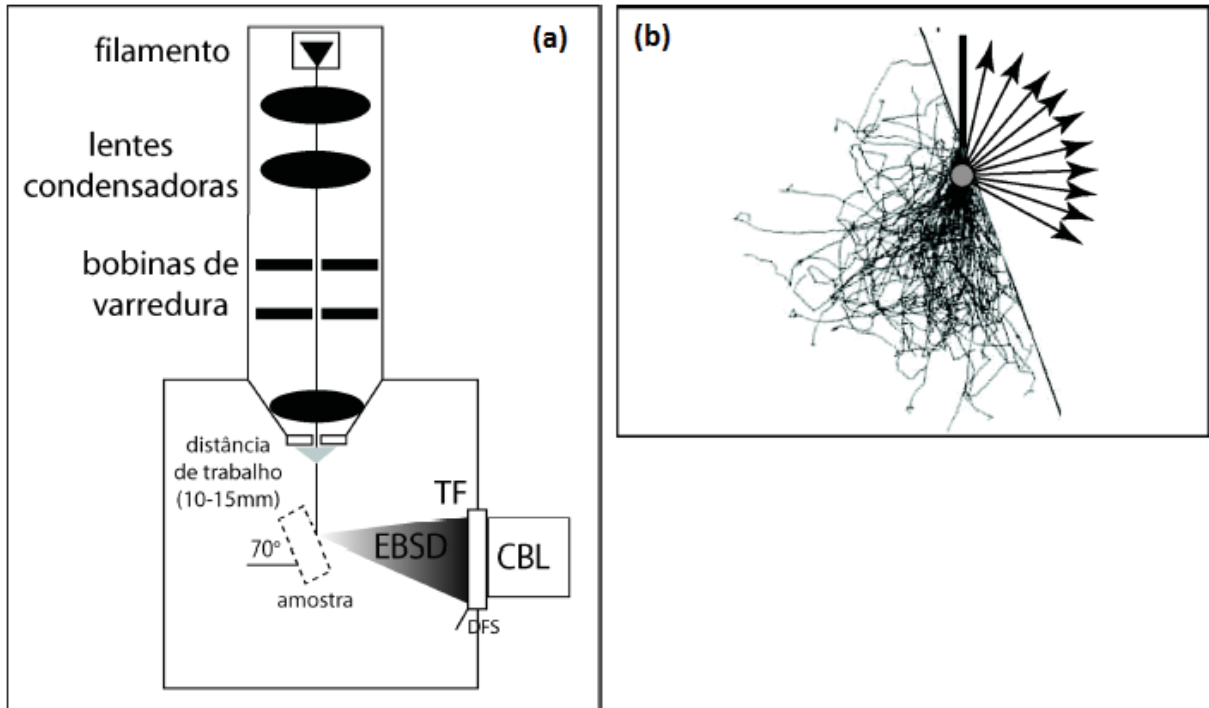


Figura 4: (a) Representação esquemática do feixe de elétrons incidindo na amostra com inclinação de 70°. (b) Interação do feixe de elétrons com amostra analisada.

Fonte: Morales *et al.*, (2007).

1.4.5 Análise das orientações cristalográficas preferenciais (CPO)

As análises de orientações cristalográficas são essenciais na interpretação dos mecanismos de deformação dos minerais. Os padrões de orientações preferenciais podem ser usados para deduzir os sistemas de deslizamento intracristalino e dessa forma limitar o espectro de interpretação possível para a deformação no estado sólido.

Vários métodos podem ser utilizados para a extração das informações cristalográficas nos minerais. No entanto o EBSD é a técnica mais amplamente utilizada atualmente. Para uma correta interpretação dos processos deformacionais é necessário determinar as orientações dos principais planos cristalográficos dos minerais. No caso do quartzo faz-se uso dos planos basais, prismáticos e romboédricos. O padrão resultante das orientações permite interpretar não somente os mecanismos de formação, mas também a temperatura e o regime da deformação. Tudo é feito de modo automático. As representações são feitas na forma de figuras de pólo (normais) dos planos cristalográficos, plotados no sistema de referência da amostra (XYZ) e o contrário, ou seja, direções específicas das amostras (X, Y ou Z) no sistema de referência do cristal (direções específicas dos cristais). As últimas são chamadas de figuras de pólo inversas.

Para determinação das geminações faz-se o uso da distribuição do ângulo entre cristais que compartilham planos cristalográficos na forma de superfície de contato ou interfaces. Não há uma boa tradução para esse tipo de parâmetro, pois desorientação geralmente tem outro significado nas ciências dos materiais. O termo inglês "*misorientations*" indica esse tipo de situação. São esses dados que permitem identificar a situação de pares de geminação entre cristais. Outro dado importante é o eixo de "*misorientation*", ou seja, se o ângulo de "*misorientation*" ou desorientação é o valor angular que separa um cristal do seu vizinho, o eixo é a direção em torno da qual se deve rotacionar um cristal para que haja uma completa coincidência reticular com seu vizinho.

Através do par eixo/ângulo determina-se a geminação Dauphiné nos cristais de quartzo. Para agregados de *ribbons* de quartzo aplicaremos a técnica de EBSD para determinação das relações de geminação em seus *ribbons*. As figuras de pólo direto e inverso permitem identificar os processos formadores das orientações preferenciais, se por plasticidade intracristalina (fluência de deslocações) ou difusividade (fluência difusiva). É importante ressaltar que a alta plasticidade sugerida pela altíssima razão axial nos *ribbons* de quartzo, resultam da combinação de processos que envolvem fluxo por deslocações (*dislocation creep*) e fluxos difusivos no estado sólido (*solid-state diffusion*) deslizamento intracristalinos difusão de defeitos pontuais e íons.

Por meio do EBSD são obtidas as medidas de CPO (*Crystallographic preferred orientation*), por meio da análise dos padrões de difração (Bascou 2002). Esses padrões são compostos pelas raias de Kikuchi que representam o sistema cristalino do mineral (figura 5).

Os dados obtidos em EBSD foram processados através de programas comerciais (Channel 5) e de domínio público (MTEX). Ambos fazem a mesma tarefa, ou seja, de representar os dados cristalográficos e microestruturais para o agregado cristalino. A diferença de um para outro é que o segundo permite o tratamento de dados dos programas de aquisição distintos (Azetec, Oxford-HKL; OIM; EDAX). Além do mais o MTEX processa como uma Tool Box do MatLab, muito mais acessível do que programas comerciais como o da Oxford e EDAX, para citar os mais comuns.

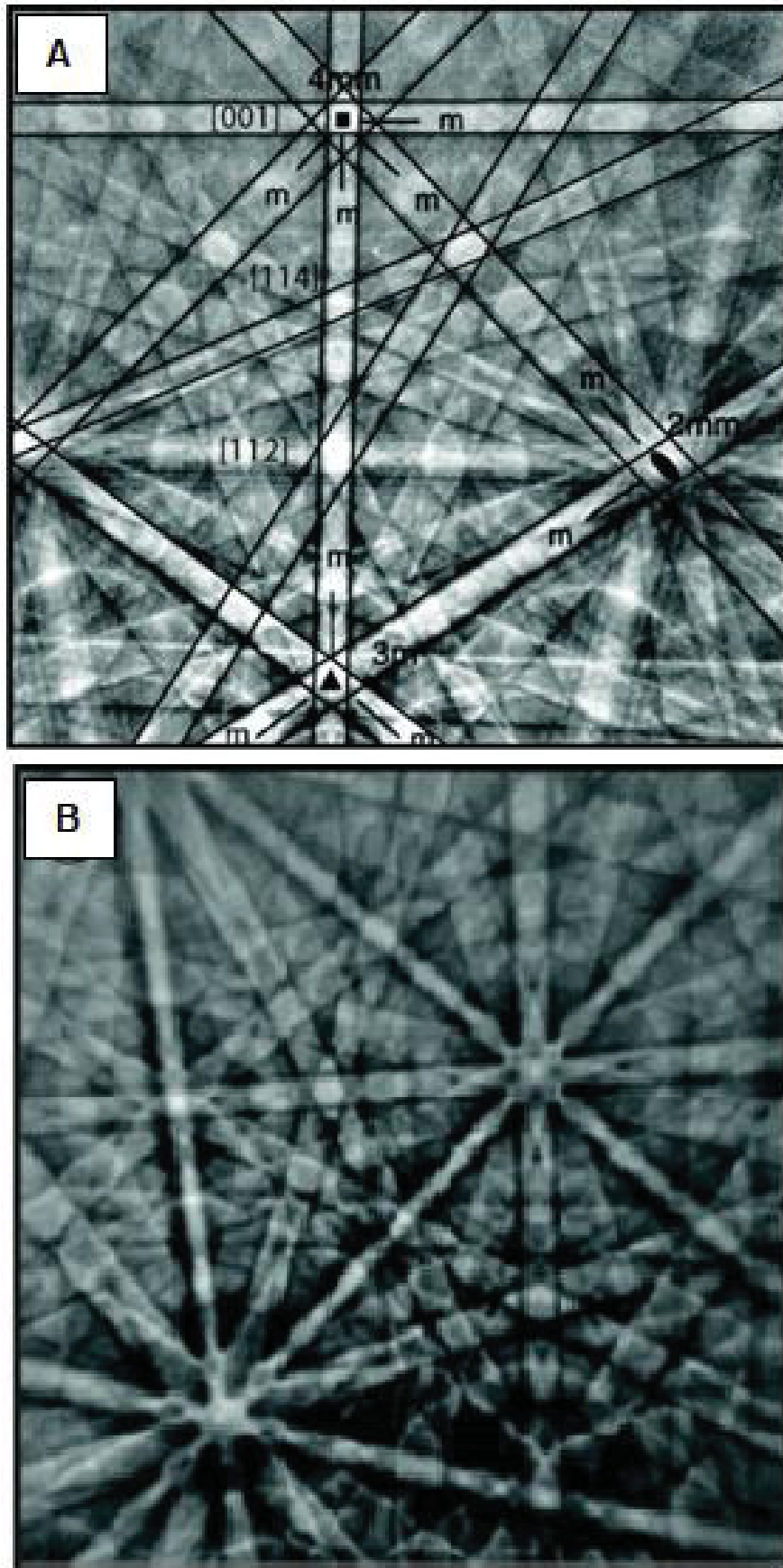


Figura 5: (a)/(b) Representação das estruturas cristalinas através das raias de kikuchi.
 Fonte: Morales *et al.*, (2007).

2 CONTEXTO REGIONAL

2.1 PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

Do ponto de vista regional a Zona de Cisalhamento Além Paraíba integra a Província Mantiqueira, uma faixa móvel que se estende do Uruguai até o Estado da Bahia (Hasui, 1975). Esse sistema orogênico de idades neoproterozoica-paleozoica engloba os orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (Almeida, 1981, Heilbron *et al.*, 2004).

Essa província foi gerada por colisões cratônicas (Figueiredo e Campos Neto, 1993), durante o Ciclo Brasileiro (Almeida, 1981; Brito Neves e Cordani, 1991; Egydio-Silva *et al.*, 2002). A colisão Pan-Africana-Brasileira (figura 6) envolveu os crátons Oeste Africano, Amazônico, Rio de La Plata, Congo, São Francisco e Kalahari (Alkmim *et al.*, 2006). As etapas de colisões continentais ocorreram de forma diacrônica, que é evidenciado pelas distintas idades das fases sin-colisionais (Heilbron *et al.* 2004).

O sistema orogênico Mantiqueira é definido em três segmentos geográficos: (a) Segmento Setentrional na qual está inserido no orógeno Araçuaí; (b) Segmento Central que abrange o orógeno Ribeira encontra-se na zona de interferência entre os orógenos Brasília, Ribeira e os terrenos Apiaí, São Roque e Embu; (c) Segmento Meridional que inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel (Heilbron *et al.*, 2004).

2.2 CINTURÃO RIBEIRA

O cinturão Ribeira encontra-se inserido na Província Mantiqueira (figura 7). Esse cinturão orogênico apresenta feições principais com trend NE-SW geradas a partir das colisões neoproterozoicas (Heilbron *et al.*, 2004). Destacam-se dois domínios tectônicos distintos. A parte norte é caracterizada por uma tectônica de cavalgamento gerando foliações de baixo ângulo. O sul é caracterizado por zonas de cisalhamentos transcorrentes e anastomosadas (Egydio-Silva *et al.*, 2002). Essa faixa deformada é cortada por diversas zonas de cisalhamento (Faleiros, 2003).

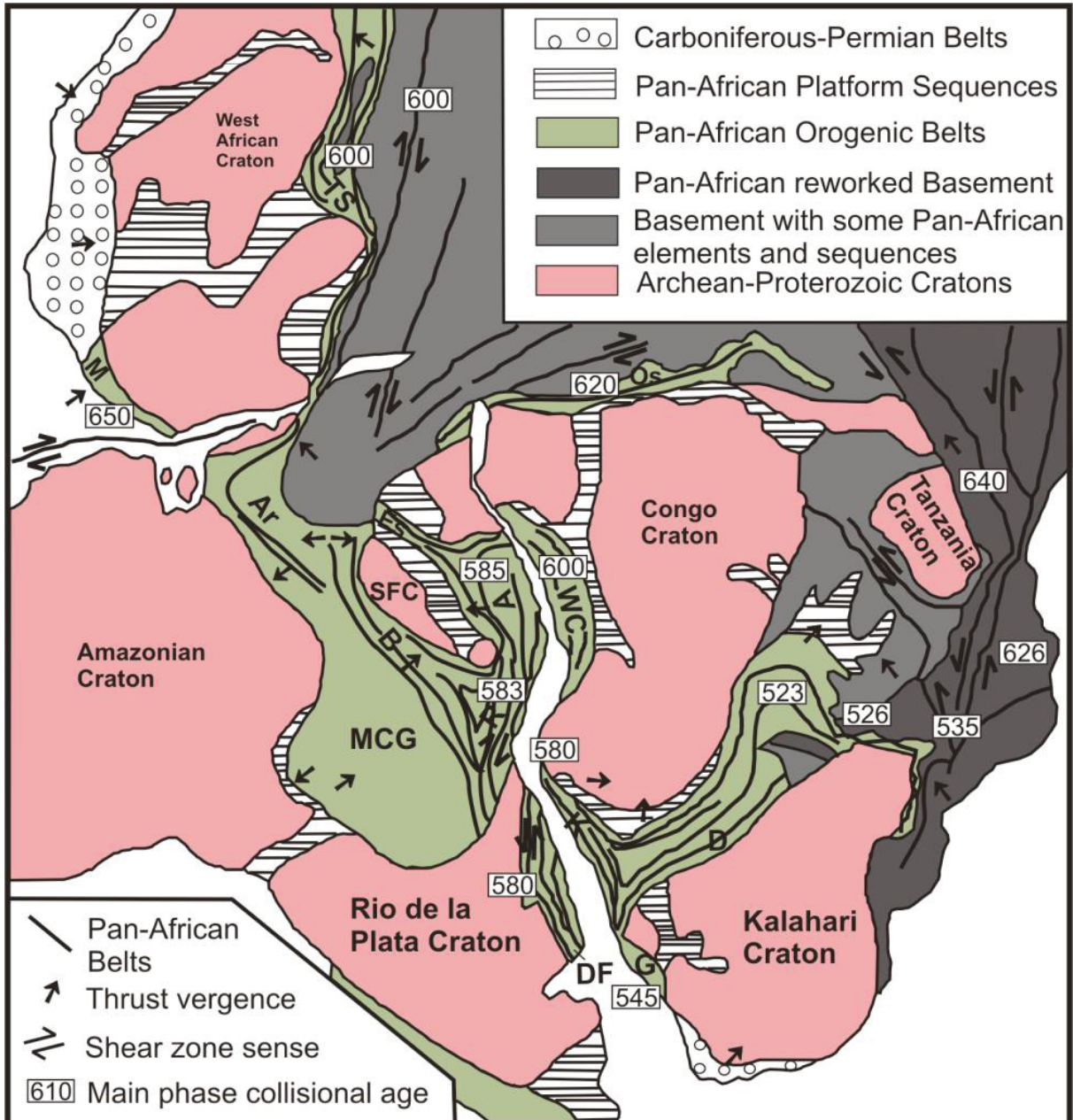


Figura 6: Colisões neoproterozoicas durante a orogenia Brasiliana-Pan Africana.

Fonte: Cavalcante, (2013).

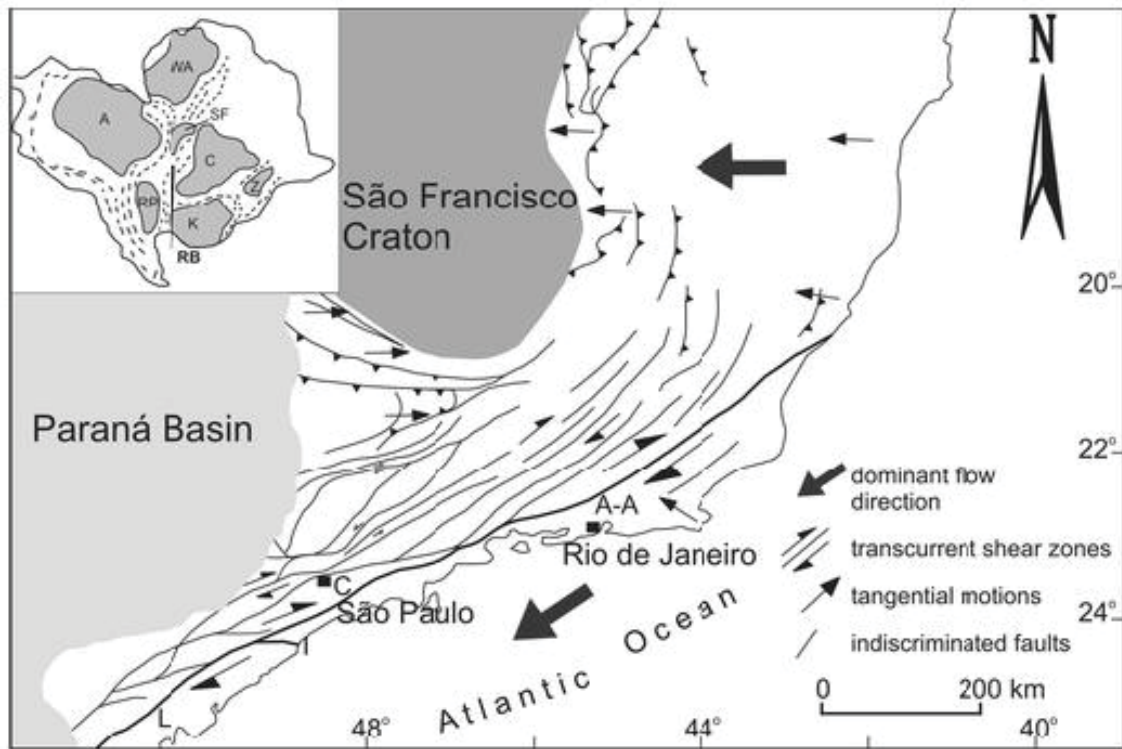


Figura 7: Cinturão Ribeira segmentado por grandes lineamentos.
 Fonte: Passarelli *et al.*, (2011).

Dentre os lineamentos do cinturão Ribeira destaca-se um conjunto de falhas transcorrentes denominado de mega falha Cubatão que compreende as três zonas de cisalhamento Lancinha parte sudoeste, Cubatão na região central e Além Paraíba na parte nordeste. A porção nordeste deste grande lineamento encontra-se em um nível crustal profundo que varia continuamente a nível crustal superior na porção sudoeste (Sadowski, 1991).

2.3 ZONA DE CISALHAMENTO ALÉM PARAÍBA

A zona de cisalhamento Além Paraíba configura o fim de um sistema de cisalhamento transcorrente dúctil que se estende pela Faixa Ribeira (figura 8). Sua formação foi em condições de alta temperatura, cerca de 750 °C e baixa pressão (5-7 Kbar). Essa zona de cisalhamento encontra-se levemente oblíqua ao cinturão tectônico sendo considerado como um C da banda de cisalhamento (Egydio-Silva *et al.*, 2002).

As rochas deformadas apresentam uma foliação milonítica com direção predominante para NE-SW. Os milonitos foram formados na fácies granulito a partir de protólitos ígneos e sedimentares. Em geral os indicadores cinemáticos indicam

sentido dextral (Egydio-Silva *et al.*, 2002). Segundo Vauchez (1995) rochas da fácies granulito apresentam poucos indicadores cinemáticos em decorrência da atuação combinada de cisalhamento puro e simples e associados a uma deformação que impede a geração de estruturas assimétricas. Esses poucos indicadores cinemáticos são caracterizados por caldas de feldspatos recristalizados dinamicamente.

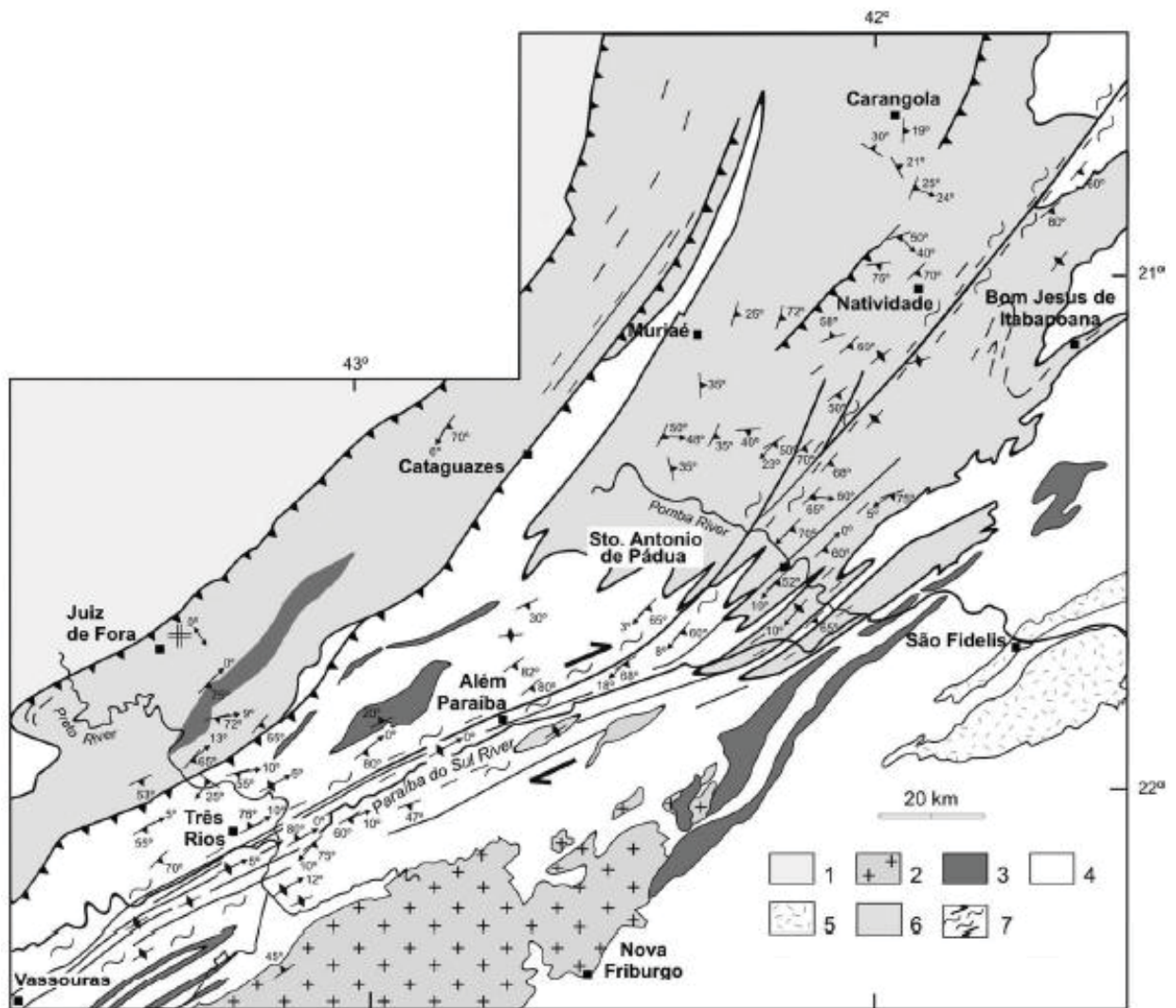


Figura 8: Mapa simplificado do cinturão Ribeira; 1 embasamento; 2 granitos sintectônicos; 3 quartzitos e mármore; 4 gnaisses e migmatitos; 5 kizigitos-gnaisses; 6 granulitos e charnockitos; 7 rochas miloníticas.

Fonte: Adaptado Egydio-Silva *et al.*, (2005).

2.4. CRÁTON SÃO FRANCISCO

O Cráton São Francisco (figura 9) localizado no leste do território brasileiro (Almeida, 1977), é definido como um núcleo antigo em contato com cinturões tectônicos de idades proterozoicas relacionados ao ciclo Brasileiro (Almeida e Hasui,

1984). Suas idades dividem-se em blocos arqueanos e paleoproterozoicos. Os mesmos encontram-se delimitados por áreas de colagens (Teixeira & Figueiredo, 1991; Barbosa & Sabate, 2004) e estão circundados por faixas móveis deformadas de idade neoproterozoicas. Esse cráton delimita-se ao sul e oeste com a Faixa Brasília, a sudeste Faixa Araçuaí, a noroeste Rio Preto e norte Sergipana e Riacho do Pontal (Almeida, 1981). A região leste do cráton faz limites com as bacias sedimentares de Jequitinhonha, Almada, Camamú e Jacuípe ambas inseridas na margem continental Brasileira.

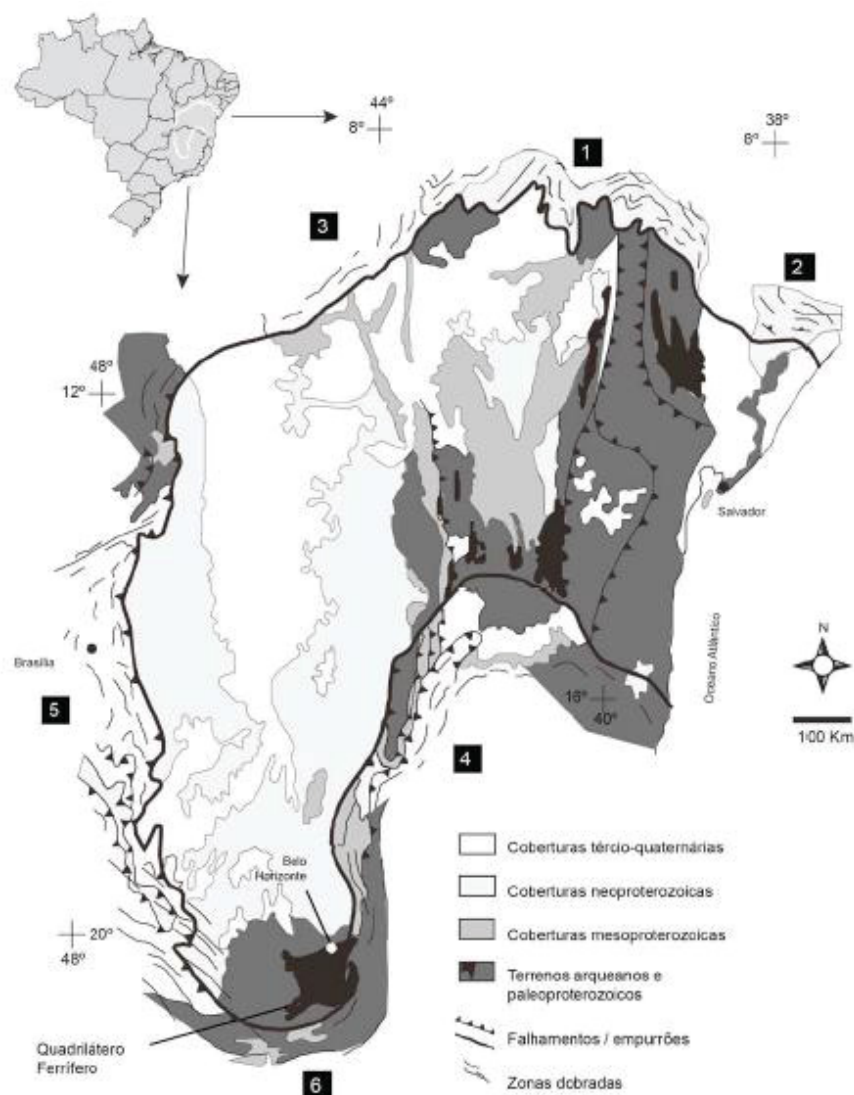


Figura 9: Cráton São Francisco com suas unidades geológicas delimitadas por faixas móveis onde (1) faixa Nordeste, (2) faixa Sergipana, (3) faixa Rio Preto (4) faixa Araçuaí, (5) faixa Brasília e (6) faixa Ribeira.

Fonte: Oliveira Jr., (2005).

2.5 QUADRILÁTERO FERRÍFERO

O Quadrilátero Ferrífero (QF) situa-se na região sul do Cráton São Francisco (figura 10). O QF é um exemplo clássico de terrenos granito-greenstone com rochas do embasamento que foram retro-metamorfisadas em baixo grau associadas a terrenos granítico-gnáissico de alto grau (Marshak *et al.*, 1997).

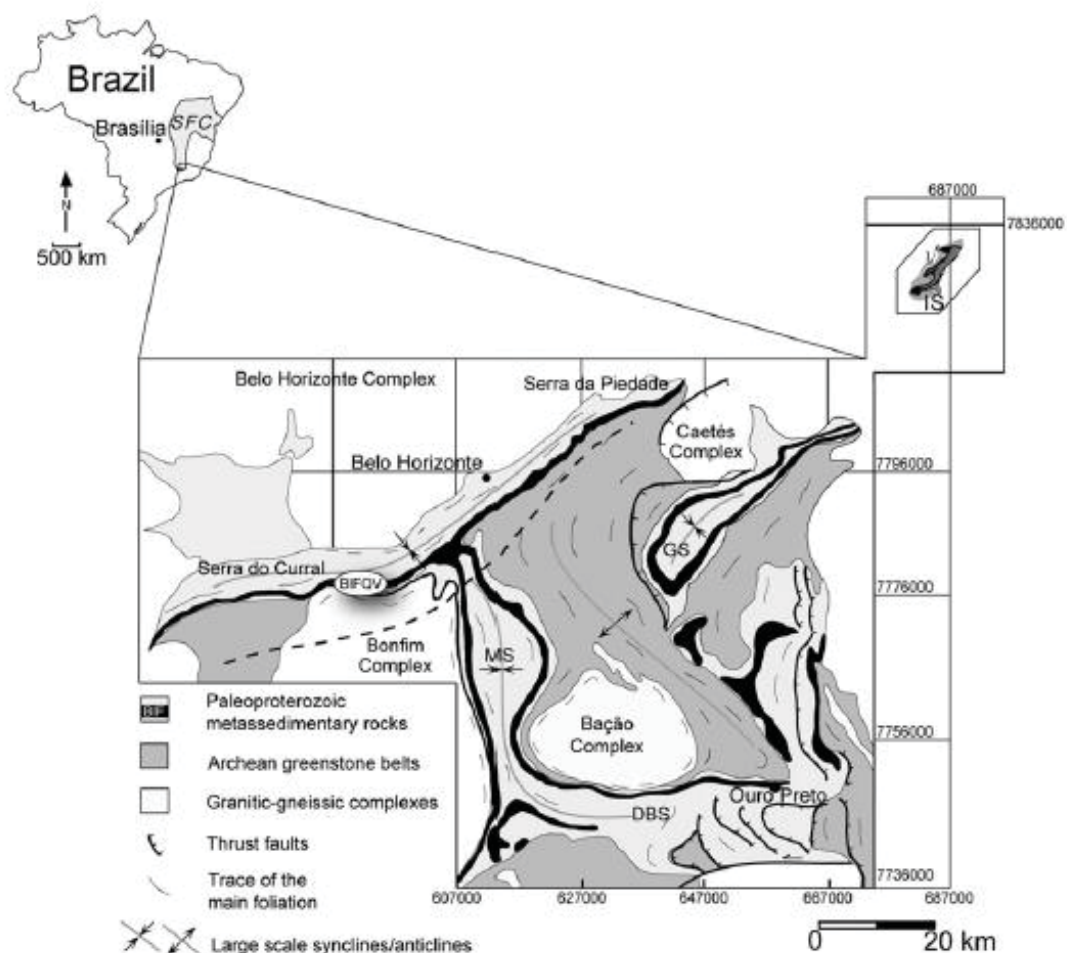


Figura 10: Mapa do Quadrilátero Ferrífero e suas unidades litoestratigráficas.
Fonte: Lagoeiro e Barbosa, (2010).

A litoestratigrafia do Quadrilátero Ferrífero é composta quatro unidades (figura 11).

(a) Terrenos granítico-gnáissicos de idades arqueanas formadas entre 3380 a 2900 MA (Teixeira, 2006), as rochas que constituem essa unidade são os (TTG) trondjemitos, tonalitos e granodioritos segundo Baltazar e Zucchetti (2007). Granitoides de idades neoarqueanas-paleoproterozoicas foram intrudidos nos TTG migmatizados.

(b) Supergrupo Rio das Velhas apresenta idades arqueanas, constituídas por *greenstone belts* associadas sequências vulcano-sedimentares (Almeida 1976; Lockzy e Ladeira, 1976).

(c) Supergrupo Minas formado no Paleoproterozoico encontra-se associado a sequências arqueanas através de uma inconformidade angular e erosional (Dorr, 1969); a deposição dessa unidade foi gerada devido o rifteamento e a quebra da margem da plataforma arqueana entre 2,6- 2,4GA (Marshak e Alkmim, 1989, Spieret *al.* 2003).

(d) Supergrupo Espinhaço formado no Mesoproterozoico situa-se na parte norte do Quadrilátero Ferrífero, constituído por rochas máficas e rochas sedimentares como conglomerados e arenitos e todas as unidades do QF é intrudida por diques proterozoicos e fanerozoicos (Vial *et al.*, 2007)

A estruturação do QF é atribuída à orogenia Transamazônica (Paleoproterozoico) que deformou e metamorfoisou suas rochas em intensidades variáveis. As estruturas que moldam o QF na sua forma atual consistem em grandes dobramentos e falhamentos regionais. (Marshak *et al.*,1992). Há influência também da deformação neoproterozoica, principalmente no setor leste do QF.

As estruturas macroscópicas mais comumente encontradas nessas rochas são dobras apertadas a intrafoliais com intensa transposição e geração de foliação plano axial. Veios de quartzo foram gerados por cisalhamento paralelo ao bandamento dessas rochas. (Lagoeiro *et al.*,2011; Barbosa & Lagoeiro,2012).

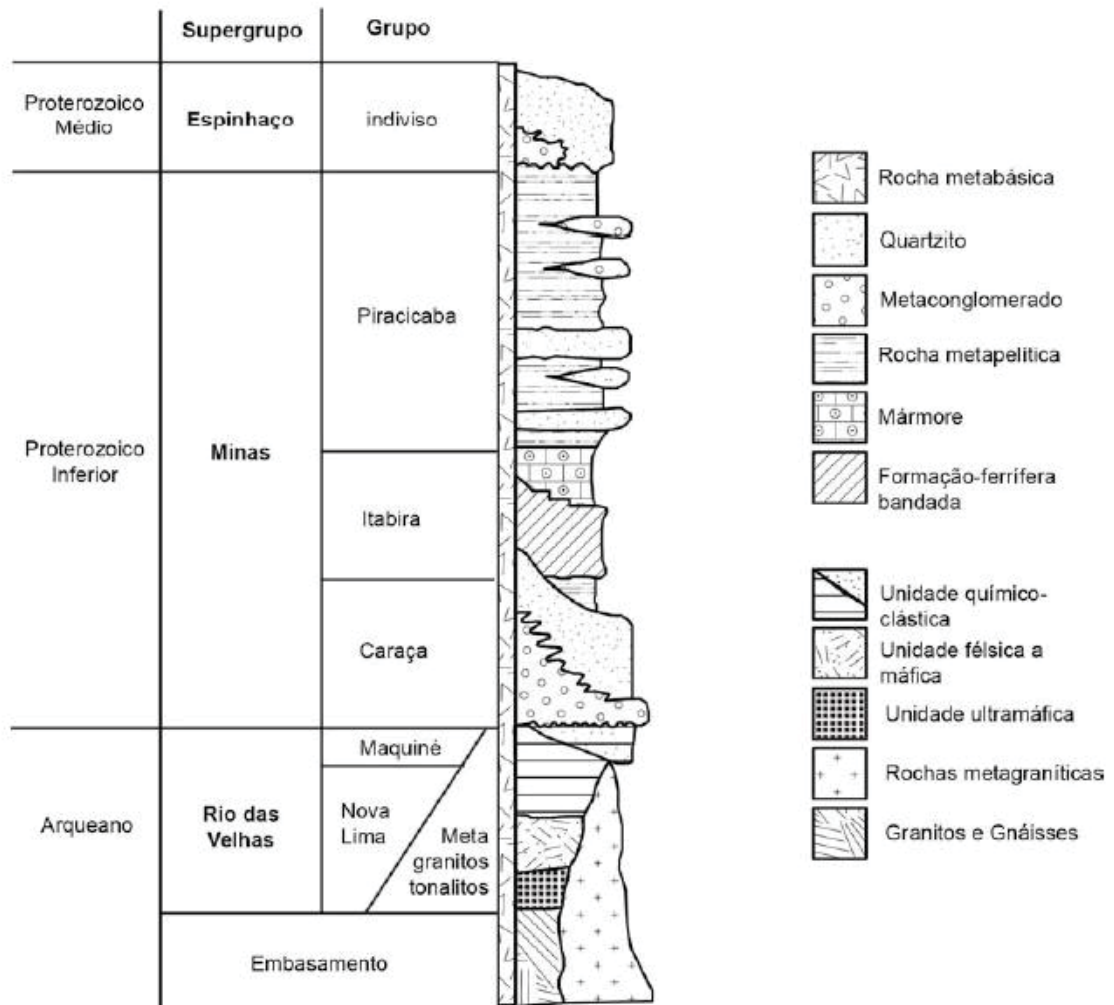


Figura 11: Empilhamento estratigráfico do Quadrilátero Ferrífero.
 Fonte: Adaptado por Chemale *et al.* 1994).

3. REVISÃO CONCEITUAL

Esta seção visa analisar algumas propriedades cristalográficas do quartzo, no intuito de identificar a atuação da geminação Dauphiné durante a formação dos *ribbons* de quartzo.

3.1. CRISTALOGRAFIA DO QUARTZO

O quartzo pertence ao sistema cristalino hexagonal, na qual é formado por quatro eixos. Três destes são horizontais (a_1, a_2, a_3), interceptando-se a 120° e um eixo vertical chamado de c . A maior parte dos cristais de quartzo encontram-se maclados (Barton & Wenk, 2007), na qual a macla do tipo Dauphiné será destacada neste trabalho.

Os sistemas de deslizamentos são uma combinação de planos de deslizamentos com uma direção de deslizamentos. Os planos de deslizamentos que predominam nos cristais de quartzo segundo Baëta & Ashbee, (1969), são o basal (0001), romboédricos $\{10-10\}$ e $\{01-11\}$ e prismáticos (10-11). Os principais sistemas de deslizamentos em cristais de quartzo são basal $\langle a \rangle$, prisma $\langle a \rangle$, romb $\langle a \rangle$, prisma $\langle c \rangle$, prisma $\langle c+a \rangle$, romb $\langle c+a \rangle$, dipirâmides trigonais $\langle c+a \rangle$ (figura 12).

Os sistemas de deslizamentos segundo Hobbs *et al.*, (1976), são ativados pela ação da deformação plástica gerando as orientações cristalográficas preferenciais (CPO). Os padrões dos eixos $[c]$ de quartzo podem determinar possíveis temperaturas em que ocorreu a deformação (Toy *et al.*, 2008) e podem restringir os mecanismos de deformação (Wenk e Christie, 1991). Esses padrões ocorrem das seguintes formas (figura 13).

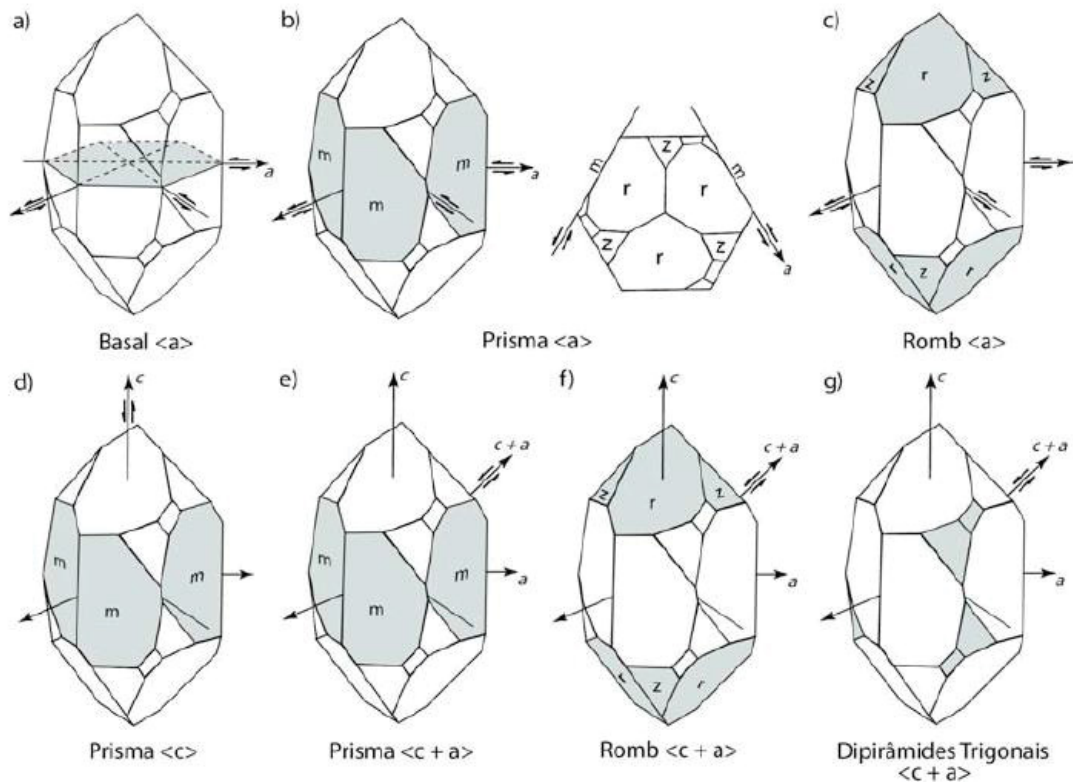


Figura 12: Planos de deslizamentos intracristalinos presente em cristais de quartzo.
Fonte: Passchier e Trouw, 1996.

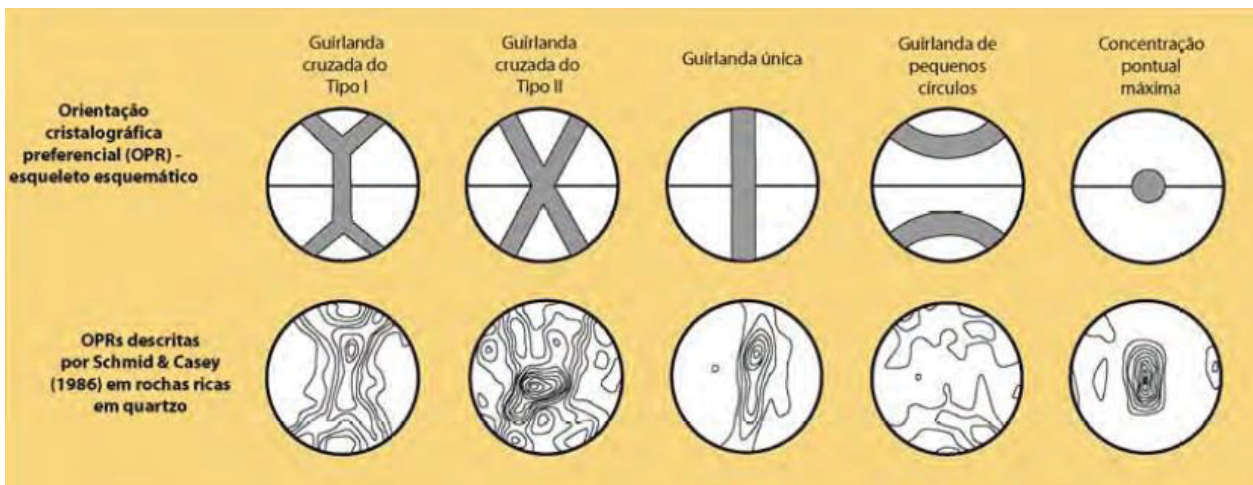


Figura 13: Guirlandas baseadas nos padrões de distribuição do eixo c.
Fonte: Adaptado de Schmid & Casey (1986).

3.2. GEMINAÇÃO DAUPHINÉ E DEFORMAÇÃO

Embora haja uma ampla evidência da relação das geminações Dauphiné com a deformação, esse tipo de geminação em quartzo não pode ser considerado um mecanismo de deformação, uma vez que não acomoda deformação intracristalina (Tullis, 1970). No entanto essas feições ocorrem no quartzo quando submetido a altas tensões (e.g. Thomas & Wooster 1951) tanto em experimentos (Tullis, 1970) quanto

em tectonitos naturais (Pehl & Wenk 2005). As geminações de Dauphiné ocorrem também no quartzo durante transição alfa-beta (e.g. Van Tendeloo *et al.*, 1976) e também como geminação de crescimento (e.g. Piazzolo *et al.*, 2005). Talvez por não ser considerado um mecanismo de deformação pouca atenção tem sido dada a essas feições.

Recentemente estudos mostraram que as geminações de Dauphiné acompanham processos de milonitização em agregados de quartzo contribuindo para formação de novos grãos (Lloyd, 2004; Menegon *et al.*, 2010). Elas podem ser sítios preferenciais para nucleação e/ou recristalização dinâmica como observados em quartzitos ou em experimentos (Stipp & Kunze, 2008). Portanto as geminações podem auxiliar na distribuição da deformação plástica intracristalina de cristais de quartzo diminuindo drasticamente a tensão de cisalhamento crítica (CRSS) necessária para ativação de planos de deslizamento. As bandas que possuem a geminação podem ser os locais preferenciais para a recristalização dinâmica e podem fornecer informações sobre o arranjo intracristalino do quartzo em bandas de cisalhamento (Menegon *et al.*, 2010).

3.3 MODELOS PARA FORMAÇÃO DE *RIBBONS* DE QUARTZO

Os *ribbons* de quartzo são microestruturas comuns em rochas submetidas a metamorfismo das fácies anfibolito/granulito. Eles podem ser mono ou policristalinos e apresentam diferentes morfologias e tamanhos.

O estudo sobre a formação de *ribbons* de quartzo teve início com trabalhos de Boullier & Bouchez (1978). As hipóteses mais aceitas são os modelos de preenchimento de fraturas paralelas ao bandamento (Mackinnon *et al.*, 1997) e a coalescência de grãos por migração de bordas (Hippertt *et al.*, 2001). A hipótese de Mackinnon *et al.* (1997) é sustentada por dois modelos. Ambos definem que os *ribbons* são gerados por preenchimento de sílica em fraturas formadas por tensões de cisalhamento: o primeiro são os veios paralelos a dilatação (figura 14), segundo são veios perpendiculares a dilatação (figura 15).

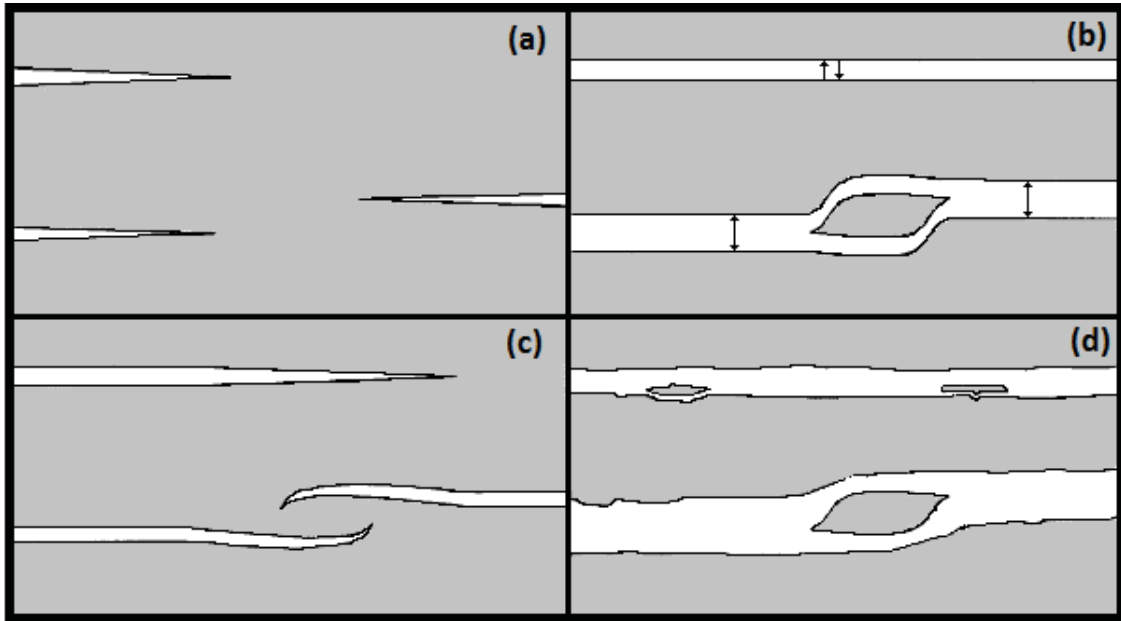


Figura 14: (a) Gnaisses com fraturas tensionais preenchidas por sílica mobilizada, (b-d) as fraturas preenchidas por quartzo interagem com a matriz formando inclusões assimétricas.
 Fonte: Adaptado de Mackinnon *et al.*, (1997).

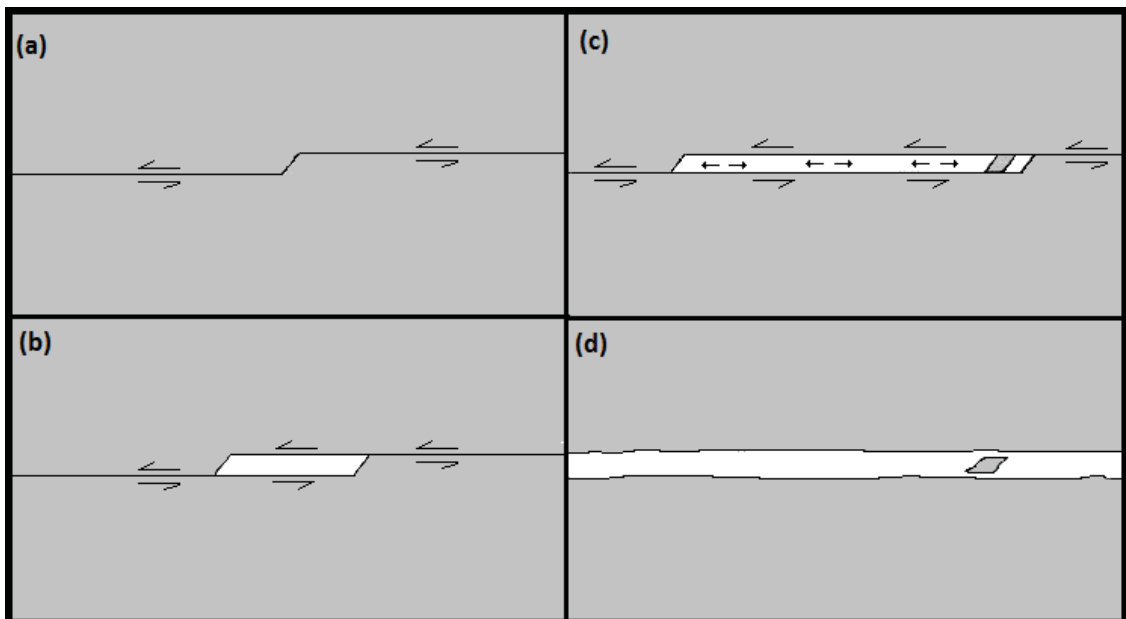


Figura 15: (a) desenvolvimento de fraturas em gnaisses, (b) devido a fratura irregular espaço preenchido por sílica mobilizada, (c) o veio aumenta por acréscimo de matéria perpendicular ao comprimento dos ribbons, o veio pode quebrar fragmentos da matriz.
 Fonte: Adaptado de Mackinnon *et al.*, (1997).

A segunda é postulada por Hippertt *et al.*, (2001) que consiste na hipótese da coalescência entre grãos por migração de bordas (figura 16). Devido à alta deformação os grãos de quartzo segregam plasticamente formando *ribbons* paralelos aos planos de cisalhamento (Hippertt *et al.*, 2001). Essa hipótese diz que os *ribbons* policristalinos formados em zonas de cisalhamento de alto grau são formados por

processos conservadores de massa, que aumenta a plasticidade dos grãos, gerando deslizamentos intracristalinos.

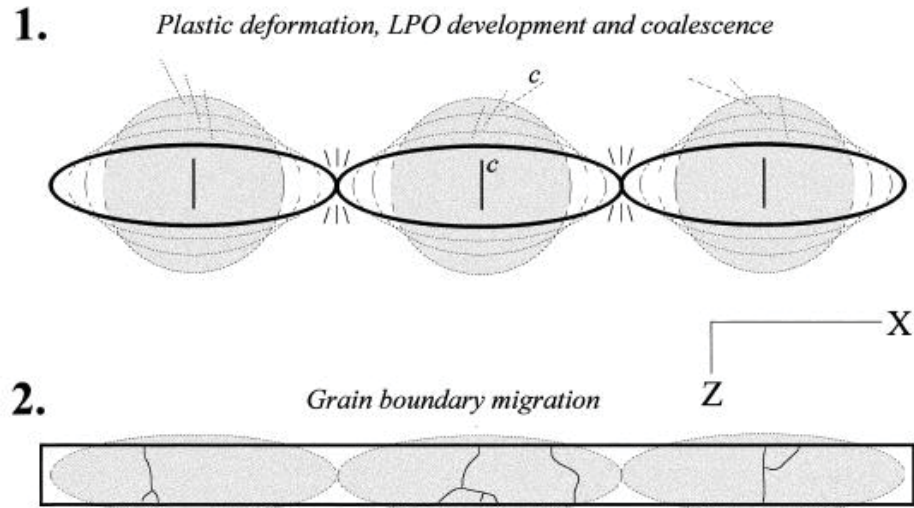


Figura 16: Modelo de ribbons policristalinos formados por segregação plástica dos grãos de quartzo.
Fonte: Hippertt *et al.*, (2001).

4 RESULTADOS

4.1 ANÁLISE MACROSCÓPICA

As rochas estudadas trata-se de gnaisses milonitizados compostos principalmente por quartzo e feldspato, podendo apresentar também anfibólio e granada incipientemente. Esses gnaisses deformados apresentam dois conjuntos de microestruturas, que caracterizam duas bandas distintas. A primeira consiste em *ribbons* de quartzo, que são mono ou policristalinos, medindo de centenas a milhares de micrômetros de comprimento. Já a outra banda apresenta composição quartzo-feldspática com cristais granulares e poucos porfiroclastos de feldspato. Os *ribbons* de quartzo se encontram delimitados por esses níveis quartzo-feldspáticos (figura 17).

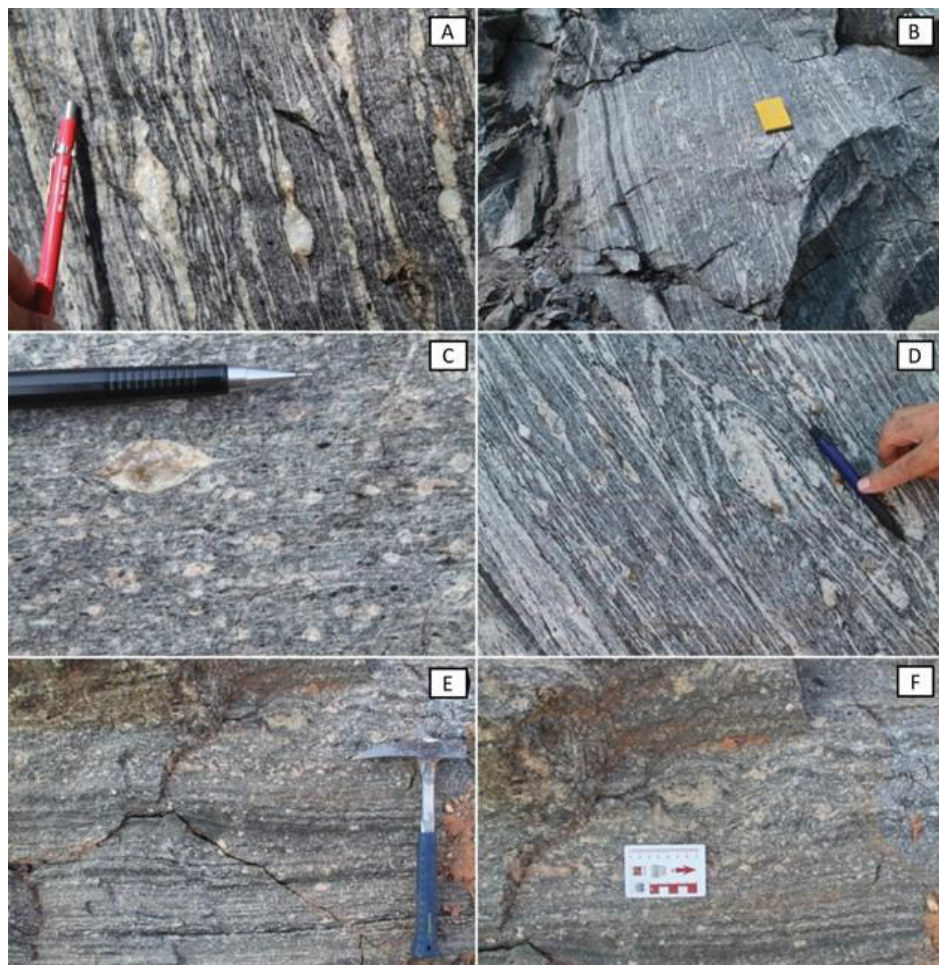


Figura 17: (a)-(d) Gnaisses milonitizados com foliações transpostas; (e)-(f) gnaisses milonitizado rico em granadas.

4. 2 ANÁLISE MICROESTRUTURAL

As rochas analisadas são gnaisses milonitizados, que possuem um bandamento composicional constituído basicamente de quartzo e feldspatos. As bandas composicionais são de dois tipos. A primeira consiste em quartzo alongado em forma de *ribbons*, a outra é composta de uma mistura de feldspatos granulares e cristais de quartzo (figura 18).

4.2.1 *Ribbons* de quartzo

Os *ribbons* de quartzo são em sua maioria monocristalinos, com alta razão axial que pode chegar até 20:1. Em geral não são muito espessos, tendo sua largura limitada pelas bandas adjacentes de feldspatos. Os *ribbons* embora extremamente longos, eles demonstram poucos sinais de deformação cristal plástica, restringindo essas a suaves extinções ondulantes e formação local de subgrãos. Os *ribbons* crescem lateralmente em virtude dos limites interfásicos com os feldspatos. Em muitos casos eles contornam cristais de feldspatos isolando-os na forma de grãos sigmoidais. Outra feição comumente encontrada nos *ribbons* é a presença de traços de fraturas seladas cuja orientação é oblíqua e sistematicamente inclinadas na mesma direção. Tais feições comuns também em *ribbons* de outros locais levou Mackinnon *et al.*, (1997) a interpretá-las como pontos de fusão entre grãos de quartzo vizinhos que levaram à formação dos *ribbons*.

4.2.2 Bandas quartzo-feldspáticas

Entre os *ribbons* de quartzo encontram-se as camadas de composição majoritariamente feldspáticas, estruturação gerada pela diferença reológica entre minerais (figura 19). Em geral são constituídas por feldspatos potássicos na forma de grãos equidimensionais e porfiroclastos. Esses em geral mostram fortemente deformados com forte extinção ondulante e formação de subgrãos. Em geral são peritéticos com estruturas em forma de flamas (*flame perthite*) as quais tem uma orientação sistematicamente oblíqua ao bandamento, sugerindo uma origem tectônica para sua formação. Na sua maioria os porfiroclastos encontram-se rodeados por novos grãos formando estruturas do tipo manto-núcleo. Alguns desses porfiroclastos apresentam caudas de grãos pequenos que são levemente assimétricas. Os novos

grãos têm tamanhos similares aos subgrãos o que sugere uma formação dos novos grãos por mecanismos de recristalização dinâmica por rotação de subgrãos.

Alguns porfiroclastos de plagioclásio isolados apresentam maclas polissintéticas geradas por deformação, essas maclas são irregulares ocorrendo em regiões de alta tensão e normalmente apresenta aspecto pontiagudo características que as diferem das maclas de crescimento no microscópio óptico. Essas geminações absorvem uma quantidade reduzida da deformação e isso ocorre em direções cristalográficas específicas, são definidas como mecanismo de deformação no estado plástico, pois não há rompimento das estruturas cristalinas (Passchier e Trouw, 2005).

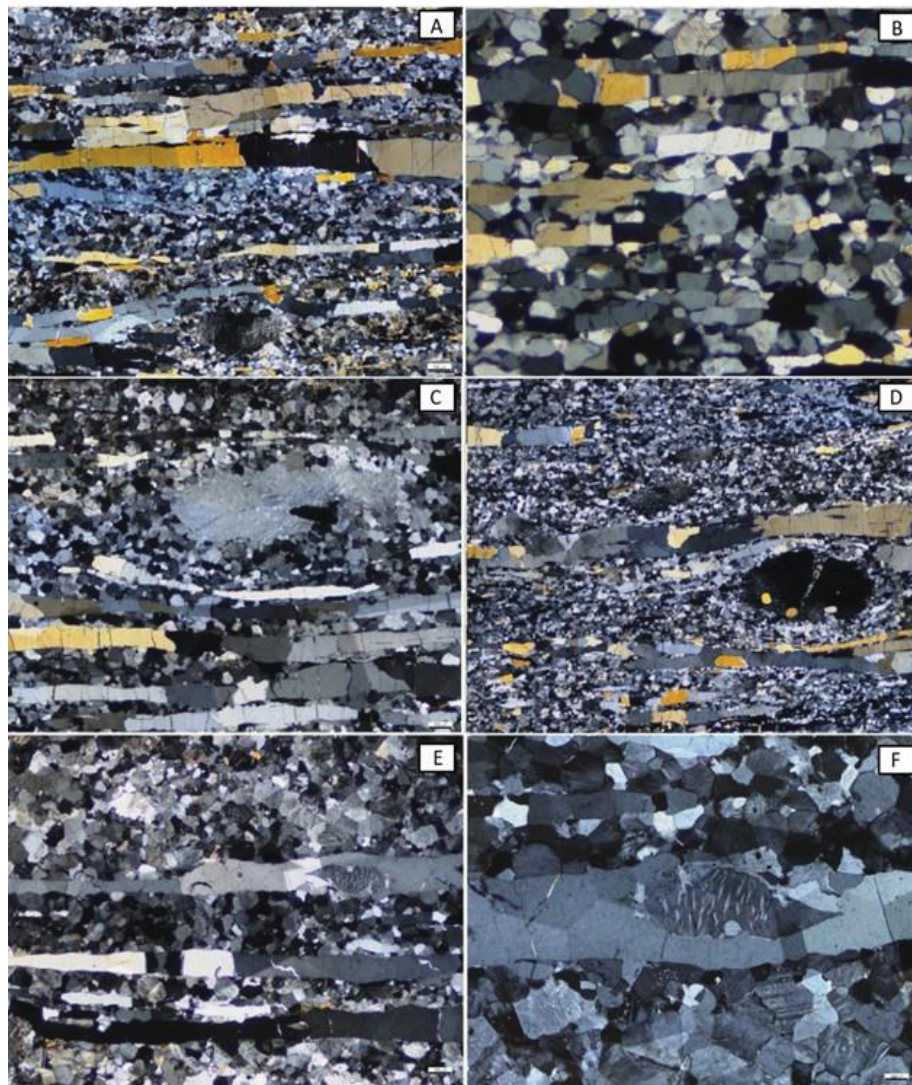


Figura 18: Fotomicrografia de ribbons de quartzo policristalinos entre níveis feldspáticos.

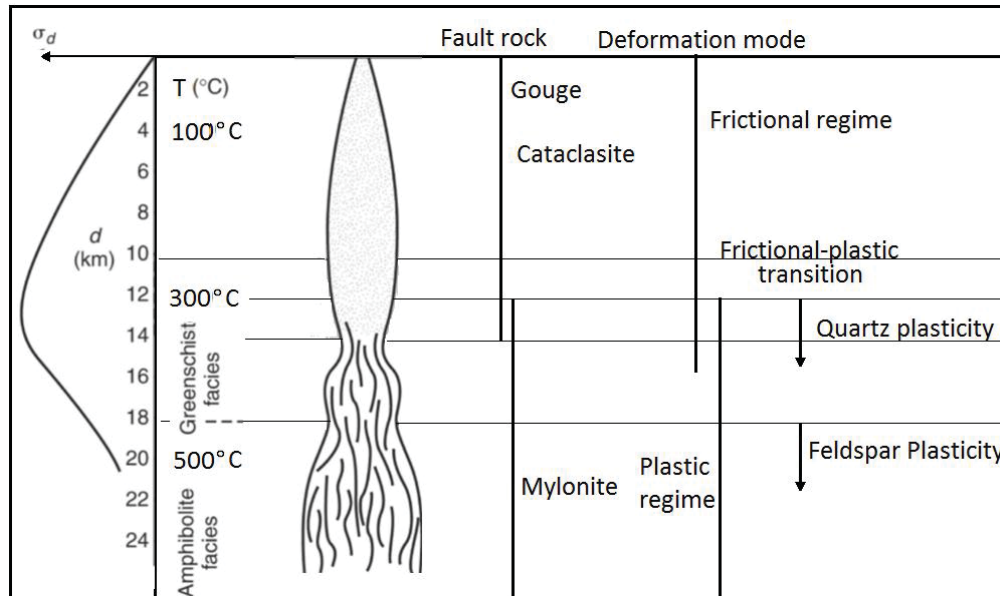


Figura 19: Modelo de zona cisalhamento, demonstrando a diferença reológica entre o quartzo e feldspato.

Fonte: Adaptado Scholz, (1988).

4.3 DADOS EBSD

As amostras selecionadas foram ZCAP 1-2A, ZCAP 1-3A, ZCAP 1-3B, e a partir destas foram geradas figuras de polo (PF), figuras de polo inverso (IPF), diagramas de *misorientations*, mapas de IPF e de bordas de grãos com auxílio do software Channel 5.

As geminações Dauphiné podem ser visualizadas através dos mapas de bordas de grãos (figura 20) e através de mapas de IPF/ bordas de grãos (figura 21), estes mapas são gerados a partir das rotações que ocorrem no cristal, no caso da geminação Dauphiné o ângulo é 60°. Com essa ferramenta pode se visualizar espacialmente as geminações Dauphiné nos grãos de quartzo e com isso obter informações sobre a relação geminação/ deformação.

As figuras de pólo (figura 22) da amostra ZCAP 1-3A, mostram padrões típicos de monocristais. Isso em parte deve-se ao fato dos *ribbons* terem alta razão axial. Os eixos-c distribuem em vários pontos na PF, afastando-se da periferia. Os eixos mostram múltiplos pontos de concentração e alguns ficam na periferia das figuras de projeção, entre os eixos X e Z. Os polos de {m} também mostram vários pontos de concentração nas PFs. Os polos de {r} e {z} mostram distribuições triangulares, com os polos dos demais planos todos se encontram duplicados. Não há concentração em

polos únicos, os polos de π e π' estão próximos a periferia do círculo de projeção e mostram se duplicados em arranjos hexagonais.

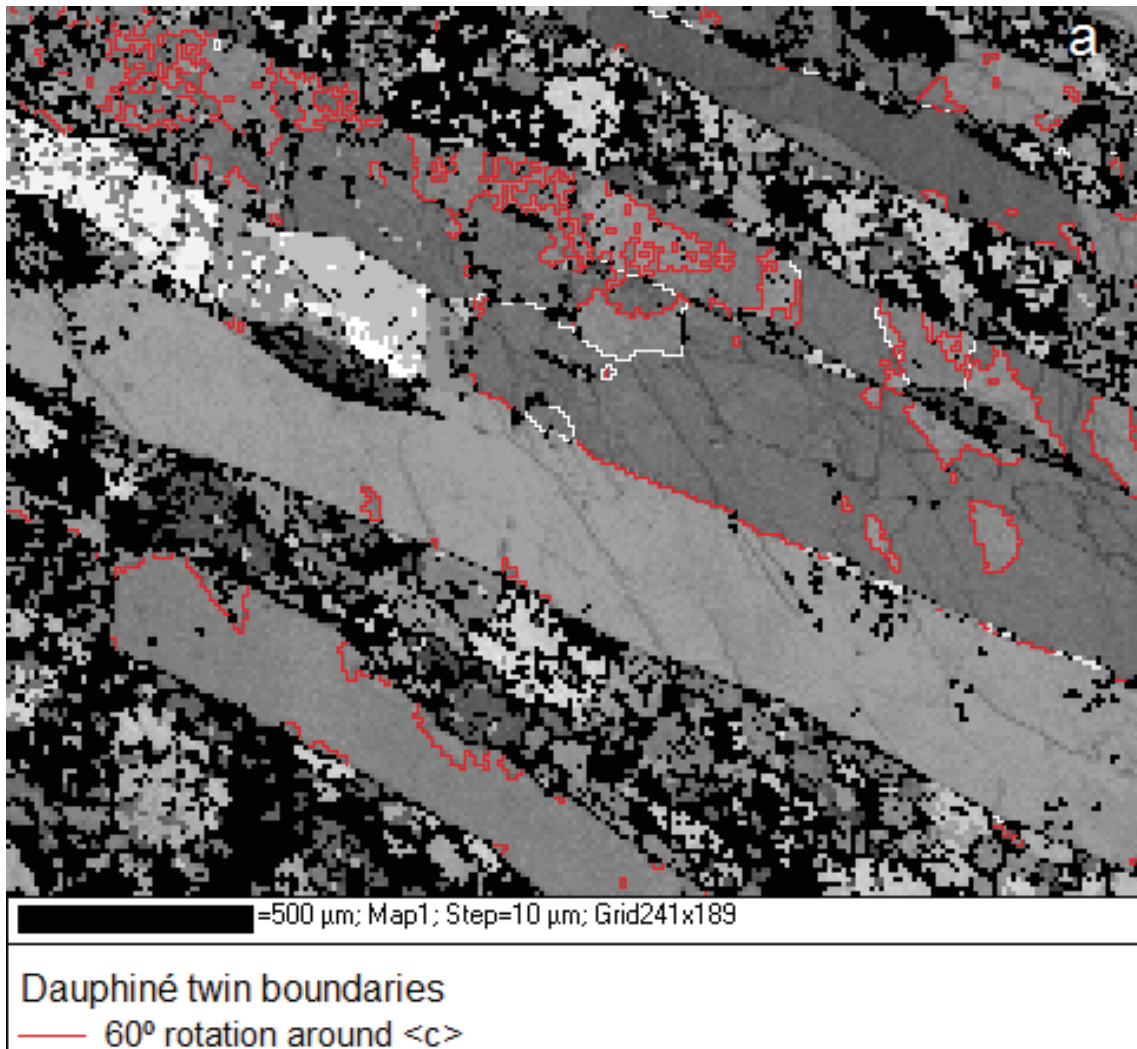


Figura 20: Amostra 1-2A, mapa com limites de bordas de grãos, com rotação de 60° em torno do eixo $\langle c \rangle$ (ângulo de Euler Φ 3), regiões vermelhas indicam Geminação Dauphiné.

As figuras de pólo (figura 23) da amostra ZCAP 1-3B, mostram os eixos-c com vários pontos de concentração na figura de projeção, esse padrão é típico de monocristais. O pólo $\{m\}$ apresenta vários pontos de concentração, já os romboedros $\{r\}$, $\{z\}$ apresenta padrões mais difuso, os polos de π e π' estão próximos a periferia do círculo de projeção e mostram se duplicados em arranjos hexagonais.

Os padrões de orientações preferenciais podem ser usados para estimar os sistemas de deslizamento intracristalino e dessa forma limitar o espectro de interpretação possível para a deformação no estado sólido. Foram realizadas análises

das concentrações de eixo c nas FP, com intuito de determinar o sistema de deslizamento predominante.

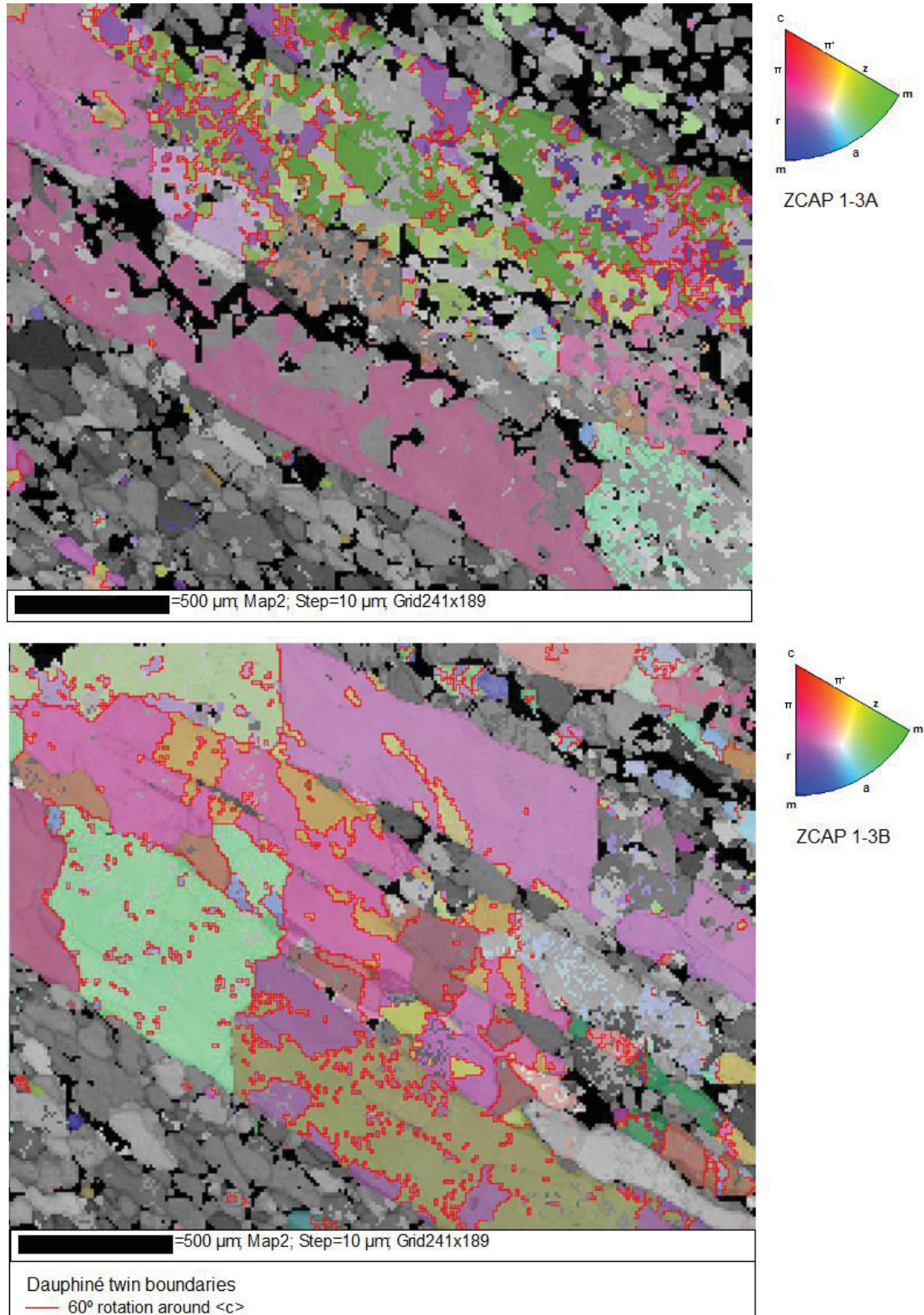


Figura 21: (a) Visão geral das geminações Dauphiné (vermelho) nos ribbons de quartzo, forte concentração das geminações nas bordas dos cristais.

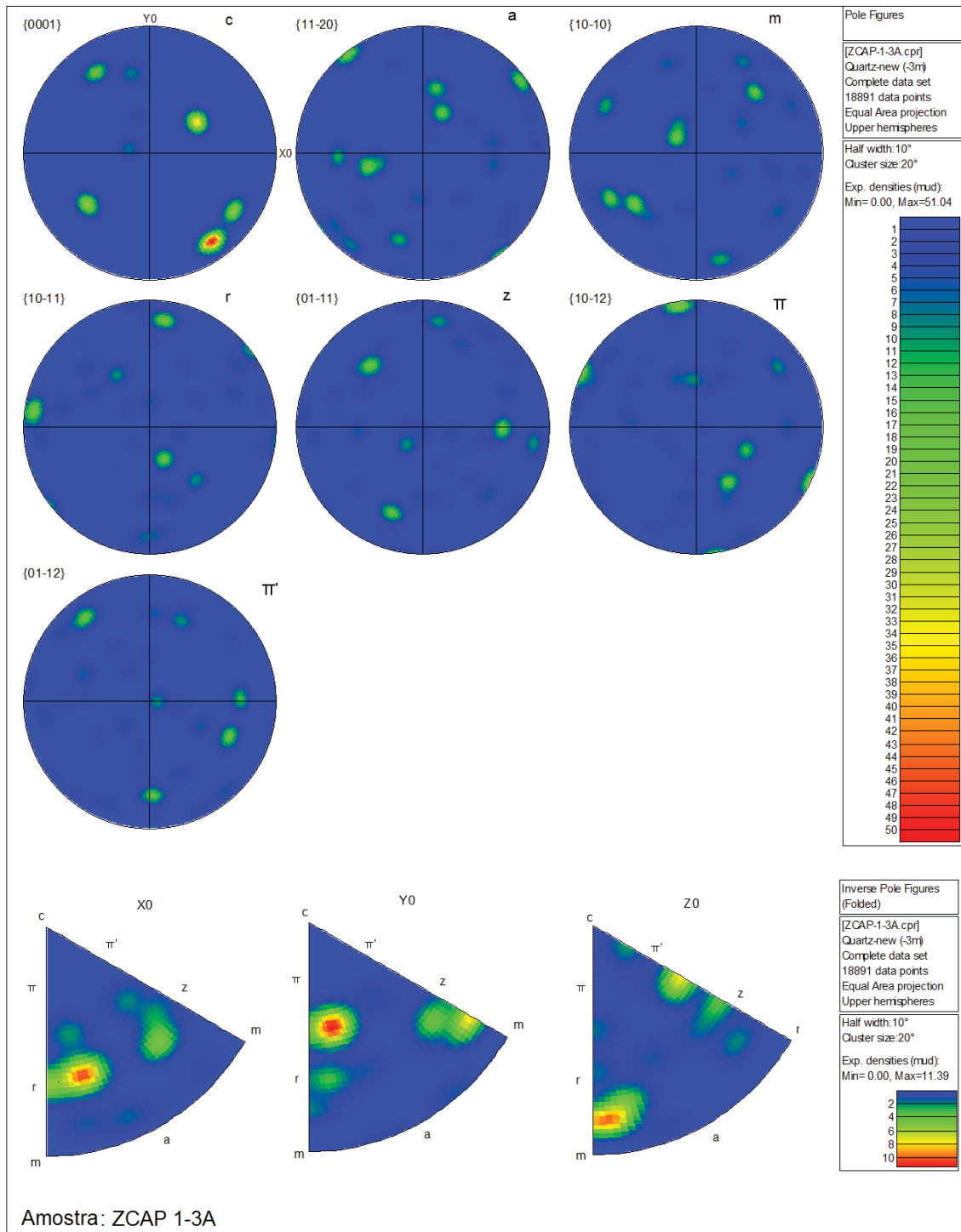


Figura 22: Amostra ZCAP 1-3A, com eixo-c distribuído em várias posições da PF, distribuição triangulares nos polos {r} e {z}, característicos da geminação Dauphiné.

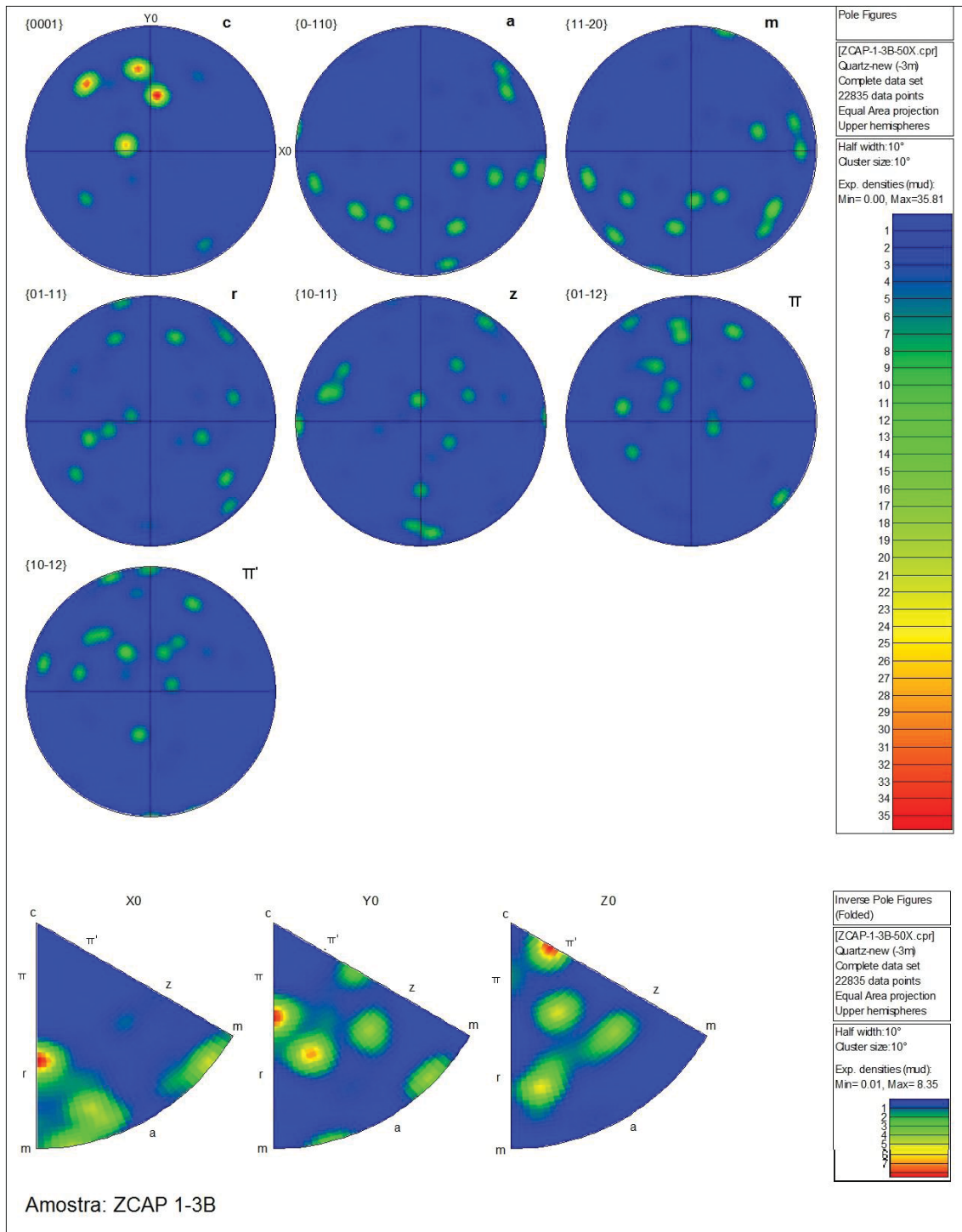


Figura 23: Amostra ZCAP 1-3B, figura de polo com várias concentrações de eixo-c, típica de monocristais.

Os diagramas de ângulos de distribuição de *misorientations* que consiste no ângulo que separa os cristais que compartilham entre si planos cristalográficos foram constatados que todas as amostras possuem um pico máximo de 60° (figura 24), este configura como um dos indícios da geminação Dauphiné.

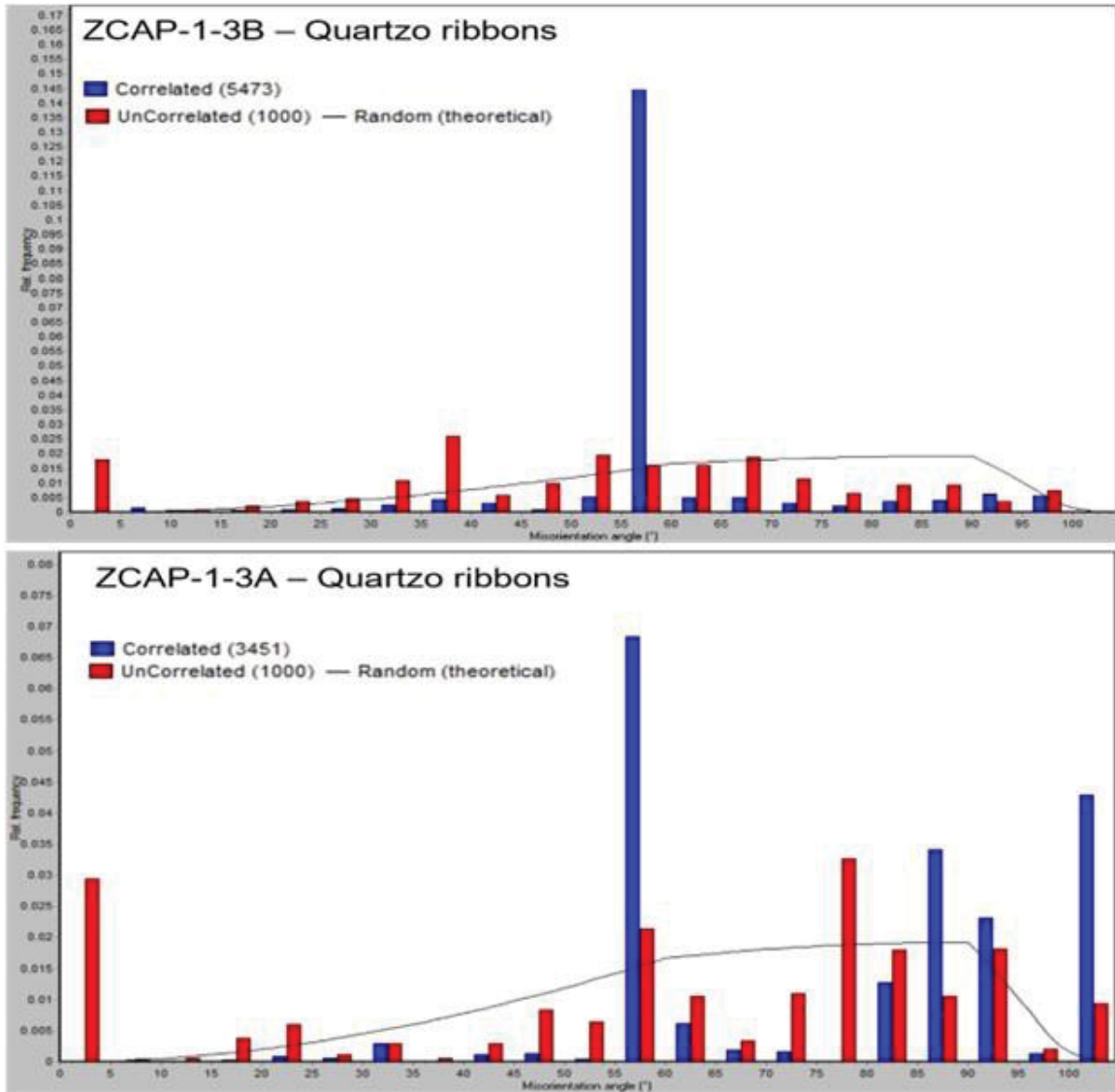


Figura 24: Diagrama de misorientation, evidenciando o máximo em 60°, característica da Geminação Dauphiné.

5 DISCUSSÃO

As microestruturas observadas nos gnaisses miloníticos da zona de cisalhamento Além-Paraíba são produzidas por uma série de processos que envolvem deformação intracristalina, que são responsáveis pela formação das orientações cristalográficas preferenciais (OCPs) e intensa migração de bordas. Todos os cristais analisados têm como característica marcante e distintiva a presença de geminações do tipo Dauphiné.

Os fenômenos de alta plasticidade aplicados em agregados policristalinos gera redução no tamanho dos grãos, somados ao limite retilíneo das bordas de grãos, permitem que sejam atingidas elevadas deformações por mecanismos de deslizamento de bordas de grãos assistidos por difusão. Segundo Passchier & Trouw (1996) os defeitos cristalinos podem se deslocar pelo retículo cristalino (*Nabarro-Herring creep*) ou ao longo das bordas (*Coble creep*).

Os grãos de quartzo analisados são extremamente alongados dando origem aos *ribbons* que são considerados como produto de deformações elevadas sob altas temperaturas. Nesse contexto as geminações Dauphiné têm um papel determinante. Os grãos de quartzo quando submetidos a esforços apresentam uma grande variação na estrutura cristalina, por exemplo, dos pólos positivos e negativos dos seus planos romboédricos, os quais podem ser discerníveis ao EBSD. Por outro a distinção entre o sentido negativo e positivo dos eixos não podem ser feitos com o EBSD.

Dessa forma quando os cristais de quartzo são submetidos às tensões diferenciais estes tendem a maclar para que seus pólos com maior *Critical resolved shear stress* (CRSS), possa trocar de posições ou direções onde a CRSS são consideravelmente menores. Isto acontece nos planos romboédricos onde os negativos têm CRSS bem inferiores comparadas aos pólos romboédricos positivos (Menegon *et al.*, 2010). Nesse sentido a troca de posições positivas e negativas pode ser feita por um giro em torno da direção do eixo c do cristal por 180° trocando-se as extremidades positivas e negativas dos eixos, ou por 60°, na qual os polos de {r} e {z} e { π } e { π' } (Wenk *et al.*, 2009). Este o giro correspondente a 60° em torno do eixo [c] é o que define a geminação Dauphiné nos cristais de quartzo (Fron del, 1962). Segundo Menegon *et al.*, (2010) essas feições passam a ter um papel essencial na deformação dos cristais de quartzo, permitindo que elevadas taxas sejam atingidas.

Em condições de alta plasticidade normalmente os *ribbons* formados são policristalinos com grãos distribuídos em agregados equidimensionais de tamanho relativamente pequeno o que permite a operação de mecanismos difusivos, essa feição não é evidenciada nos *ribbons* da ZCAP que em sua maioria são monocristalinos. Entretanto os *ribbons* parecem migrar contornando clastos remanescente de feldspatos isolando-os na forma de sigmóides, e a alta plasticidade desses cristais pode ser explicada pela facilidade que os grãos de quartzo têm em deformar pela formação das geminações Dauphiné onde pólos negativos dos romboedros se alinham paralelamente a direção de maior compressão.

A alternância entre direções positivas e negativas, atestadas pelas figuras de pólos, permite que os cristais se alonguem sem a necessidade de aliviar suas tensões internas pela movimentação das deslocções, configurando geometricamente a formação de subgrãos e novos grãos. Nos *ribbons* não se observam tais feições, segundo Hippertt *et al.* (2001), a formação desses *ribbons* mono cristalinos ocorre pela migração e coalescência de grãos. No entanto os grãos originais deveriam ter orientações similares para que a coalescência fosse um processo efetivo na formação de monocristais com razões axiais que chegam a facilmente a 10:1. O que é proposto nesse trabalho é um processo de formação de *ribbons* auxiliados pela alta deformabilidade do quartzo quando orientações com baixo CRSS são orientadas favoravelmente a direção de máxima compressão dos cristais. Isso pode ser atingindo graças à presença de cristais geminados, aliado a altas temperaturas as quais promovem uma alta mobilidade das bordas dos grãos.

Não há trabalhos publicados correlacionando a geminação Dauphiné com os *ribbons* de quartzo, mas há correlações com outros tipos de quartzo, mas segundo Wenk *et al.*, (2011) foram identificadas geminações do tipo Dauphiné em grãos de quartzo de pseudotaquilitos e brechas de falha. As geminações não ocorrem de forma homogênea ao longo dos cristais, elas se concentram nas bordas nas regiões de maior tensão ou em pequenos fragmentos, alguns cristais apresentam um maior número de geminações evidenciando um tipo de parâmetro nas orientações, esse padrão foi observado nos *ribbons* de quartzo que apresentam uma maior densidade de geminações nos cristais menores e incipientemente nas bordas dos *ribbons*

O quartzo quando submetido à deformação pode apresentar deslizamentos intracristalinos. Os planos analisados nos cristais de quartzo foram (0001) eixo c, {2-1-10} eixo a, {10-10} prisma m, {01-11} romboedro negativo z, {10-11} romboedro

positivo r , e a partir desses planos serão determinados os sistemas de deslizamentos predominantes em cada amostra. Segundo Baëta & Ashbee, (1969) os principais sistemas de deslizamentos em cristais de quartzo são basais $\langle a \rangle$, prisma $\langle a \rangle$, romb $\langle a \rangle$, prisma $\langle c \rangle$, prisma $\langle c+a \rangle$, romb $\langle c+a \rangle$, dipirâmides trigonais $\langle c+a \rangle$. Com análise dos eixos c presentes nas figuras de pólo são possíveis a determinação dos sistemas de deslizamentos predominantes. A amostra ZCAP 1-3A predomina o deslizamento basal $\langle a \rangle$ e secundariamente o romb $\langle a \rangle$, já amostra ZCAP 1-3B predomina o deslizamento romb $\langle a \rangle$ e através dos sistemas de deslizamentos podem estimar que a temperatura de deformação varie entre (350°C - 500°C), Toy *et al.*, (2008) compilou dados de diversos autores (figura 25). Essa variação de temperatura se dá pela evolução progressiva da deformação plástica na zona de cisalhamento.

	350°C	400°C	450°C	500°C	550°C	600°C	650°C	700°C	Reference
	basal $\langle a \rangle$			prism $\langle c \rangle$					Takeshita (1996)
	basal $\langle a \rangle$			prism $\langle c \rangle$					Okudaira et al. (1995)
Type II crossed girdle						X-maxima (prism $\langle c \rangle$)			Bahattacharya & Weber (2004)
	$\langle a \rangle$			$\langle c \rangle$					Mainprice et al. (1986)
			Y-maxima (prism $\langle a \rangle$)						Schmid & Casey (1986)
	crossed girdles (basal $\langle a \rangle$)								Kruhl (1998)
			girdles (basal $\langle a \rangle$)				Y-maxima (prism $\langle a \rangle$)		Kurz et al. (2002)

Figura 25: Tipos de sistemas de deslizamentos e suas temperaturas de predominância.

Fonte: Adaptado de Toy *et al.*, (2008).

As microestruturas observadas nas bandas quartzo-feldspáticas sugerem mecanismos que reduzem a taxa deslocamentos intracristalinos. A presença de extinção ondulante e a formação de subgrãos evidenciam o mecanismo chamado Recovery, que consiste na diminuição da densidade de deslocamentos, concentrando-os nas zonas planares do cristal. Outro mecanismo observado é a recristalização dinâmica por rotação de subgrão, que é definida pela presença de subgrãos e novos grãos com tamanhos similares indicando que ocorreu uma evolução gradativa. Ambos os mecanismos são descritos por Passchier e Trouw (2005).

6 CONCLUSÃO

A investigação sobre a influência das geminações Dauphiné em *ribbons* de quartzo constatou que estas se encontram localizadas nas áreas de maior tensão que normalmente são as bordas dos grãos. Os grãos menores tendem a ter uma maior frequência de geminações em seus limites, indicando que esses grãos têm maior susceptibilidade à deformação, já que a geminação reduz a rigidez do cristal facilitando a ativação dos planos de deslizamentos.

Os sistemas de deslizamentos observados foram basal $\langle a \rangle$ e romboédrico $\langle a \rangle$, cada sistema de deslizamento ocorre em intervalos de temperaturas conhecidos, por isso estima-se temperaturas entre (350°C - 500°C), outra evidência que pode reafirmar essas temperaturas é a presença de mecanismos de recristalização por rotação de subgrãos.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com intuito de determinar o papel exercido pelas geminações Dauphiné nos cristais de quartzo, pretende-se comparar o comportamento das geminações em dois ambientes geológicos distintos.

O primeiro trata-se da zona de cisalhamento Além Paraíba (ZCAP), que se encontra inseridas no Cinturão Ribeira de idades neoproterozoicas (Heilbron *et al.*, 2004). Os gnaisses milonitizados da ZCAP foram submetidos a metamorfismo de grau anfíbolito a granulito e são de composição quartzo-feldspática, apresentando como principal microestrutura os quartzo-*ribbons*. O segundo contexto consiste em veios de quartzo presentes em formações ferríferas de rochas do Quadrilátero Ferrífero (QF) de idades paleoproterozóicas (Almeida e Hasui, 1984). Os veios de quartzo estão inseridos em um contexto tectônico-metamórfico caracterizado por deformações relativamente baixas e grau metamórfico de xisto verde.

No contexto de baixo grau metamórfico segundo Barbosa & Lagoeiro (2012) todos os mecanismos de deformação, predominam em baixas temperaturas e baixas pressões, a geminação Dauphiné atua como um ajuste das bordas dos grãos auxiliando a acomodação da deformação. Outro fator importante na deformação intracristalina, é a fase fluída que reduz a energia necessária para ativação dos sistemas de deslizamentos.

Em alto grau metamórfico foi observado que as geminações Dauphiné encontram-se localizadas nas bordas dos grãos que corresponde com as regiões de maior tensão (Wenk *et al.*, 2011), esses grãos são susceptíveis à deformação, já que a geminação Dauphiné reduz a rigidez do grão (Menegon *et al.*, 2010) auxiliando a deformação dos *ribbons* de quartzo presentes na zona de cisalhamento Além Paraíba.

REFERÊNCIAS

- ALKMIM F. F.; MARSHAK S. The transamazonian orogeny in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Paleoproterozoic collision and collapse in the southern São Francisco craton region. **Precambrian Research**, v. 90, n. 1-2, p. 29-58, 1998.
- ALKMIM F.F., MARSHAK S., PEDROSA-SOARES A.C., PERES G.G., CRUZ S.C.P., WHITTINGTON A. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. **Precambrian research**, v. 149, n. 1-2, p. 43-64, 2006.
- ALMEIDA, F. F. M. O cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA, FFM de. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **An. Acad. Bras. Cienc.**, v. 48, p. 15-26, 1976.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B. de, FUCK R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.
- BAËTA, R. D.; ASHBEE, K. H. G. Slip systems in quartz: I. Experiments. **American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials**, v. 54, n. 11-12, p. 1551-1573, 1969.
- BARBOSA, P. F.; LAGOEIRO, L. Sheared-bedding parallel quartz vein as an indicator of deformation processes. **Tectonophysics**, v. 564, p. 101-113, 2012.
- BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. **Precambrian Research**, v. 133, n. 1-2, p. 1-27, 2004.
- BARTON, N. R.; WENK, H.R. Dauphiné twinning in polycrystalline quartz. **Modelling and Simulation in Materials Science and Engineering**, v. 15, n. 3, p. 369, 2007.
- BASCOU J., RAPOSO M.I.B., VAUCHEZ A., EGYDIO-SILVA M. Titanohematite lattice-preferred orientation and magnetic anisotropy in high-temperature mylonites. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 198, n. 1-2, p. 77-92, 2002.
- BOULLIER, A.M.; BOUCHEZ, J.L. Le quartz en rubans dans les mylonites. **Bulletin de la Société géologique de France**, v. 7, n. 3, p. 253-262, 1978.
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 53, n. 1-2, p. 23-40, 1991.
- CAMPANHA G. A. C., BASEI M. A. S, FALEIROS F. M., TASINARI C. C. G., NUTMAN A. P., VASCONCELOS P. M., DANTAS E. L. Geocronologia do Terreno Apiaí no Sul do Estado de São Paulo. In: **45 Anos de Geocronologia no Brasil, 2009, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo: IGc-USP, 2009.** p. 220-221.

CAVALCANTE, G. C. G. **Evolução tectônica e reologia de uma crosta orogênica quente: o caso do Anatexito Carlos Chagas, Faixa Araçuaí (Leste do Brasil)**. 2013. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

CHEMALE Jr, F.; ROSIERE, C. A.; ENDO, I. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Precambrian Research**, v. 65, n. 1-4, p. 25-54, 1994.

COMER, J. J. Electron microscope study of dauphiné microtwins formed in synthetic quartz. **Journal of Crystal Growth**, v. 15, n. 3, p. 179-187, 1972.

CULSHAW, N. G.; FYSON, W. K. Quartz ribbons in high grade granite gneiss: modifications of dynamically formed quartz c-axis preferred orientation by oriented grain growth. **Journal of Structural Geology**, v. 6, n. 6, p. 663-668, 1984.

DOLINO, G. Dauphine twin observation in quartz using piezo or electro-optic effects. **Revue de Physique Appliquée**, v. 10, n. 6, p. 433-436, 1975.

EGYDIO-SILVA M., VAUCHEZ A., BASCOU J., HIPPERTT J. High-temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil. **Tectonophysics**, v. 352, n. 1-2, p. 203-224, 2002.

EGYDIO-SILVA M., VAUCHEZ A., RAPOSO M.I.B., BASCOU J., UHLEIN A. Deformation regime variations in an arcuate transpressional orogen (Ribeira belt, SE Brazil) imaged by anisotropy of magnetic susceptibility in granulites. **Journal of Structural Geology**, v. 27, n. 10, p. 1750-1764, 2005.

FALEIROS, F. M. **Zona de Cisalhamento Ribeira: deformação, metamorfismo e termobarometria de veios sin-tectônicos**. 2003. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

FOSSEN H. **Structural Geology**. Cambridge University Press. 2nd edition. p. 524, 2010.

FRONDEL, C. **The System of Mineralogy Volume 3 Silica Minerals**. John Wiley and Sons Incorporated, 1962.

FRONDEL, C. Secondary Dauphiné twinning in quartz. **American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials**, v. 30, n. 5-6, p. 447-460, 1945.

FYNN, G. W.; POWELL, W. J. A. **The cutting and polishing of electro-optic materials**. A. Hilger, 1979.

GAULT, H. R. The frequency of twin types in quartz crystals. **American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials**, v. 34, n. 3-4, p. 142-162, 1949.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. The Ribeira folded belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n. 4, p. 257-266, 1975.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS NETO M., SILVA L.C., TROUW R.A.J., JANASI V.C. Província mantiqueira. **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, p. 203-235, 2004.

HELMING, K., SCHWARZER, R., RAUSCHENBACH, B., GEIER, S., WENK, H.-R., ULLEMAIER, K., HEINITZ, J. Texture estimates by means of components. **Zeitschrift für Metallk. v. 85**, p. 545–553, 1994

HIPPERTT J., ROCHA A. , LANA C., EGYDIO-SILVA M., TAKESHITAD T. Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. **Journal of Structural Geology**, v. 23, n. 1, p. 67-80, 2001.

HOBBS, B.E., MEANS, W.D., WILLIAMS, P.F., **An Outline of Structural Geology**. John Wiley, New York. 1976.

HUMPHREYS, F. J. Characterisation of fine-scale microstructures by electron backscatter diffraction (EBSD). **Scripta materialia**, v. 51, n. 8, p. 771-776, 2004.

JESSELL, M. W. Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates—II. Example model runs. **Journal of Structural Geology**, v. 10, n. 8, p. 779-793, 1988.

LAGOEIRO, L.; BARBOSA, P. Nucleation and growth of new grains in recrystallized quartz vein: an example from banded iron formation in Iron Quadrangle, Brazil. **Journal of Structural Geology**, v. 32, n. 4, p. 595-604, 2010.

LAGOEIRO, L.; BARBOSA, P. F.; FUETEN, F. Complex fringes around magnetite porphyroclasts: Growth and deformation history. **Tectonophysics**, v. 510, n. 1-2, p. 186-194, 2011.

LLOYD, G. E. Microstructural evolution in a mylonitic quartz simple shear zone: the significant roles of dauphine twinning and misorientation. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 224, n. 1, p. 39-61, 2004.

MACKINNON, P.; FUETEN, F.; ROBIN, P.Y. F. A fracture model for quartz ribbons in straight gneisses. **Journal of Structural Geology**, v. 19, n. 1, p. 1-14, 1997.

MARSHAK, S.; ALKMIM, F.; JORDT-EVANGELISTA, H. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Archaean granite-greenstone terrane. **Nature**, v. 357, n. 6378, p. 491-493, 1992.

MARSHAK S., TINKHAM D., ALKMIM F.F., BRUECKNER H. Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse- Diapir clusters or core complexes? Examples from the Quadrilátero Ferrífero (Brazil) and the Penokean Orogen (USA). **Geology**, v.25, p.415-418, 1997.

MCLELLAND, J. M. The origin of ribbon lineation within the southern Adirondacks, USA. **Journal of Structural Geology**, v. 6, n. 1-2, p. 147-157, 1984.

MENEGON, L.; PIAZOLO, S.; PENNACCHIONI, Giorgio. The effect of Dauphiné twinning on plastic strain in quartz. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 161, n. 4, p. 635-652, 2011.

MORALES, L. F. G.; HINRICHS, R.; FERNANDES, L. A. D. A. A técnica de difração de elétrons retro-espalhados (EBSD) em microscópio eletrônico de varredura (MEV) e sua aplicação no estudo de rochas deformadas. **Pesquisas em geociências**, v. 34, n. 1, p. 19-34, 2007.

MORALES, L. F. G. **Estudo da orientação cristalográfica em dobras, limites de grãos e anisotropia sísmica em muscovita-quatzo milonitos**. 2006 Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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

PASSCHIER, Cees W.; TROUW, Rudolph AJ. **Microtectonics**. 1 edição. Springer Science & Business Media, 1996.

PASSCHIER, Cees W.; TROUW, Rudolph AJ. **Microtectonics**. 2 edição. Springer Science & Business Media, 2005.

PEHL, J.; WENK, H.-R. Evidence for regional Dauphiné twinning in quartz from the Santa Rosa mylonite zone in Southern California. A neutron diffraction study. **Journal of Structural Geology**, v. 27, n. 10, p. 1741-1749, 2005.

PIAZOLO, S.; PRIOR, D. J.; HOLNESS, M. D. The use of combined cathodoluminescence and EBSD analysis: a case study investigating grain boundary migration mechanisms in quartz. **Journal of Microscopy**, v. 217, n. 2, p. 152-161, 2005.

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. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. **American Mineralogist**, v. 84, n. 11-12, p. 1741-1759, 1999.

SADOWSKI, G. R. A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro. **Boletim IG-USP. Série Científica**, v. 22, p. 15-28, 1991.

SCHMID, S. M.; CASEY, M. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. **Geophysical Monograph**, v. 36, n. 6, p. 263-286, 1986.

SCHOLZ, C. H. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. **Geologische Rundschau**, v. 77, n. 1, p. 319-328, 1988.

STIPP, M.; KUNZE, K. Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates. **Tectonophysics**, v. 448, n. 1-4, p. 77-97, 2008.

TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M. C. H. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. **Precambrian Research**, v. 53, n. 1-2, p. 1-22, 1991.

THOMAS, L. A.; WOOSTER, W. A. Piezoerescence—the growth of Dauphiné twinning in quartz under stress. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences**, v. 208, n. 1092, p. 43-62, 1951.

TOY, V. G.; PRIOR, D. J.; NORRIS, R. J. Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites: Influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift. **Journal of Structural Geology**, v. 30, n. 5, p. 602-621, 2008.

TULLIS, J. Quartz: preferred orientation in rocks produced by Dauphiné twinning. **Science**, v. 168, n. 3937, p. 1342-1344, 1970.

VAN TENDELOO, G.; VAN LANDUYT, J.; AMELINCKX, S. The $\alpha \rightarrow \beta$ phase transition in quartz and AlPO_4 as studied by electron microscopy and diffraction. **Physica status solidi (a)**, v. 33, n. 2, p. 723-735, 1976.

VAUCHEZ A., NEVES. S., CABY R., CORSINI M., EGYDIO-SILVA M., ARTHAUD M., AMARO V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4, p. 247-266, 1995.

WENK H.R., BARTON N., BORTOLOTTI M., VOGEL S., VOLTOLINI M., LLOYD G., GONZALEZ G. Dauphiné twinning and texture memory in polycrystalline quartz. Part 3: texture memory during phase transformation. **Physics and Chemistry of Minerals**, v. 36, n. 10, p. 567-583, 2009.

WENK, H.-R.; CHRISTIE, J. M. Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. **Journal of Structural Geology**, v. 13, n. 10, p. 1091-1110, 1991.

WENK H.-R., JANSSEN C., KENKMANN T., DRESEN G. Mechanical twinning in quartz: shock experiments, impact, pseudotachylites and fault breccias. **Tectonophysics**, v. 510, n. 1-2, p. 69-79, 2011.

WENK H.R., LONARDELLI I., VOGEL S.C., TULLIS J. Dauphiné twinning as evidence for an impact origin of preferred orientation in quartzite: an example from Vredefort, South Africa. **Geology**, v. 33, n. 4, p. 273-276, 2005.

ZHAO S.-R., XU H.-J., WANGA Q.-Y., YANGA K.-G. Electron backscatter diffraction study of twins and intergrowths among quartz crystals in granite. **Journal of Applied Crystallography**, v. 46, n. 5, p. 1414-1424, 2013.