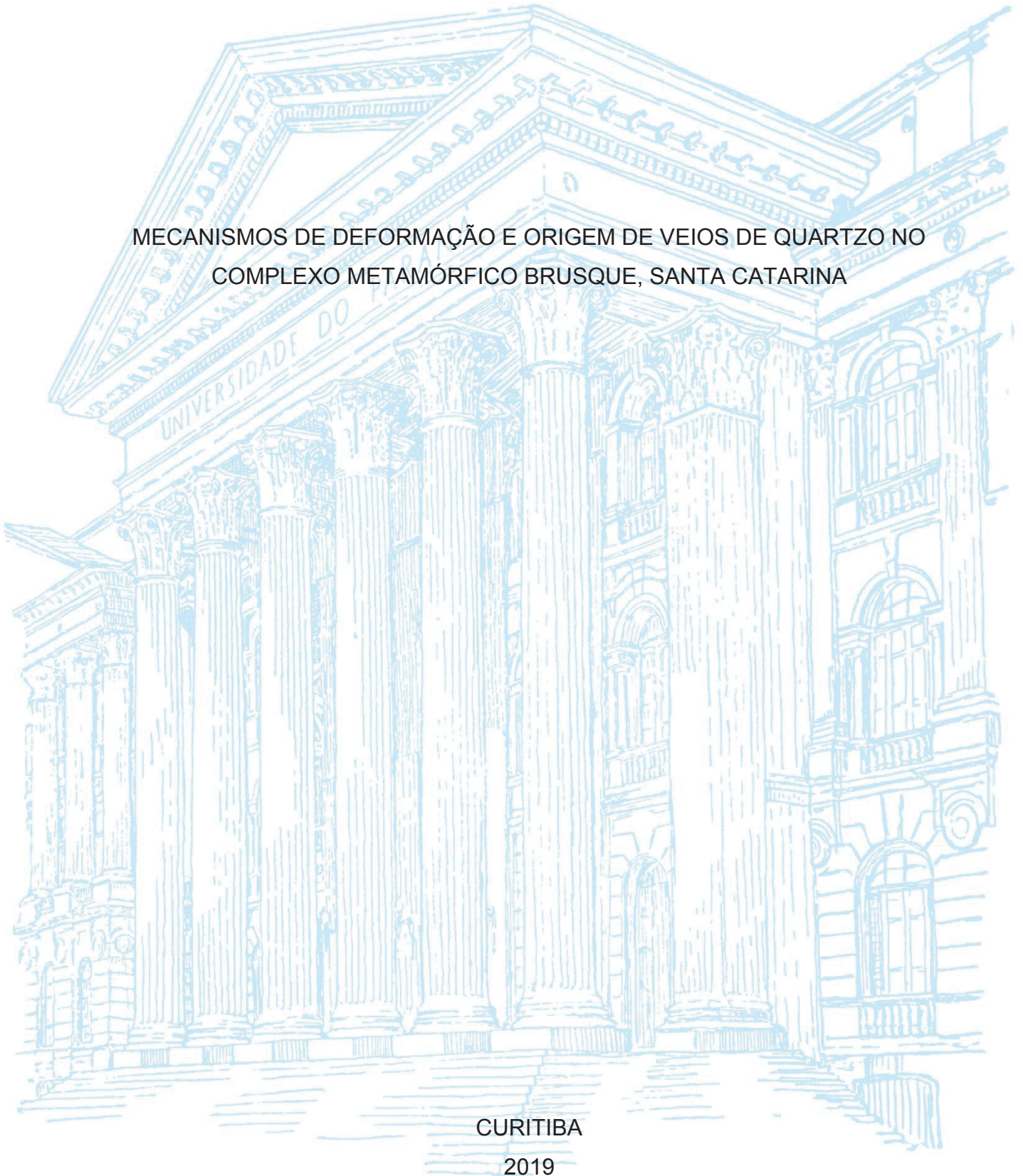


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

GABRIEL CAMARGO FISCHER DA SILVA

MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO E ORIGEM DE VEIOS DE QUARTZO NO
COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE, SANTA CATARINA



CURITIBA

2019

GABRIEL CAMARGO FISCHER DA SILVA

MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO E ORIGEM DE VEIOS DE QUARTZO NO
COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE, SANTA CATARINA

Dissertação apresentada como requisito parcial à
obtenção do grau de Mestre em Geologia, no
Curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor
Ciências da Terra, Universidade Federal do
Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Elvo Fassbinder
Coorientador: Prof. Dr. Carlos E. Mesquita Barros
Coorientador: Prof. Dr. Alberto Pio Fiori

CURITIBA

2019

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

S586m Silva, Gabriel Camargo Fischer da

Mecanismos de deformação e origem de veios de quartzo no complexo metamórfico Brusque, Santa Catarina [recurso eletrônico] / Gabriel Camargo Fischer da Silva, 2019.

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

Orientador: Prof. Dr. Elvo Fassbinder

Coorientador: Prof. Dr. Carlos E. Mesquita Barros; Prof. Dr. Alberto Pio Fiori

1. Geologia estrutural. 2. Rochas - deformação I. Universidade Federal do Paraná. II. Fassbinder, Elvo. III. Barros, Carlos E. Mesquita. IV. Fiori, Alberto Pio. V. Título.

CDD 549.32

Bibliotecária: Vilma Machado CRB9/1563

TERMO DE APROVAÇÃO

GABRIEL CAMARGO FISCHER DA SILVA

“Mecanismos de deformação e origem de veios de quartzo no Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina.”

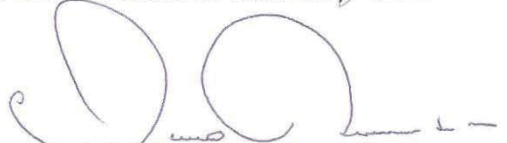
Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:



Prof. Dr. Rômulo Machado - USP



Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury - UFPR



Prof. Dr. Elvo Fassbinder – UFPR
Presidente

Curitiba, 30 de março de 2016.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia e o Programa de Pós-Graduação em Geologia que forneceram toda estrutura para o desenvolvimento da pesquisa.

Ao Prof. Dr. Elvo Fassbinder pela orientação e apoio em todas as atividades deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Carlos Eduardo Mesquita Barros pela orientação com sugestões e correções durante todo desenvolvimento do mestrado.

Ao Prof. Dr. Alberto Pio Fiori pelas discussões teóricas das tensões e deformações associadas a veios.

Aos professores Dr. Leonardo Fadel Cury e Dr. Fernando Althoff pelas correções e sugestões durante a avaliação da minha qualificação.

Ao Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná (LAMIN) e ao seu técnico Adilson pela confecção das lâminas petrográficas.

A todos os professores e alunos do Curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná que participaram dos trabalhos de cartografia, desenvolvidos no âmbito da disciplina de Mapeamento Geológico, durante os anos de 2008 a 2013.

A todos meus colegas e amigos da pós-graduação.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pelo suporte financeiro (bolsa de estudos).

RESUMO

A análise microestrutural e caracterização de veios de quartzo presentes nas rochas do Complexo Metamórfico Brusque, na região de Brusque-SC, têm como objetivo estabelecer as relações entre os regimes de fluidos, estruturas e mecanismos de deformação/recristalização. As descrições se basearam na hierarquização das estruturas tectônicas, suas relações geométricas e associação das foliações com os veios de quartzo. Foram identificados cinco tipos de veios de quartzo: tabulares alongados, muitas vezes dobrados e/ou boudinados, orientados de maneira paralela à foliação regional (V1); blocos métricos maciços presentes no interior de auréolas de contato (V2); erráticos de espessuras milimétricas, também presentes somente em auréolas (V3); Tabulares, indeformados com orientação preferencial NW (V4); erráticos de espessuras milimétricas, restritos a zonas de cisalhamento transcorrentes reativadas em regime rúptil (V5). Durante a deformação responsável pela configuração da foliação regional, em condição metamórfica de zona da granada, a produção de veios (V1) foi mais efetiva quando comparado a ocorrências de veios desenvolvidos nos corredores miloníticos de alto ângulo, estes limitados a condições de zona da clorita. A dissolução por pressão foi o principal mecanismo de deformação atuante durante o desenvolvimento da foliação regional. Entretanto, texturas granoblásticas e decussadas, presentes em hornfels, revelam a influência do mecanismo de redução da área limete de grão nestas rochas. A textura granoblástica em hornfels pode inibir a circulação de fluido durante as reações de desidratação. Consequentemente, aumentando a pressão de fluidos e promovendo o desenvolvimento de veios maciços (V2) e veios erráticos relacionados à fraturamento hidráulico (V3). Em zonas de cisalhamento transcorrente dextral com orientação preferencial NE, o desenvolvimento de veios de quartzo tabulares (V4) ocorrem paralelos a *tension gashes*. A reativação rúptil das zonas de cisalhamento transcorrentes é responsável pelo desenvolvimento de veios milimétricos (V5) que preenchem fraturas em meio a fragmentos de brechas tectônicas. Esse estudo ressalta a importância do papel dos fluidos durante evoluções orogênicas, próximo a transição rúptil-plástico da crosta, e demonstra como a combinação de veios e análises microtexturais podem revelar a história tectonometamórfica de rochas de baixo grau metamórfico.

Palavras-chave: Venulação. Fluxo de fluido. Microtectônica.

ABSTRACT

Microstructural analysis and characterization of quartz veins hosted in rocks from the Brusque Metamorphic Complex in the region of Brusque, State of Santa Catarina, have been performed to establish the relations between fluid regimes, tectonic styles and deformation/recrystallization mechanisms. The analysis was based on observations of structural overprinting, spatial structural relations and the origin of the quartz veins and microtectonics studies. Five types of veins were identified: meter-long veins parallel to the regional foliation (V1-veins); massive, meter-wide veins present in thermal aureoles (V2-veins); millimeter-wide, erratic veins, also present in thermal aureoles (V3-veins); tabular, undeformed and NW striking (V4-) veins; millimeter-wide erratic veins restricted to brittle reactivation of strike-slip shear zones (V5-veins). The regional foliation, developed under garnet zone metamorphic conditions, was more effective in vein production when compared to the steeply dipping mylonitic foliation corridors developed under chlorite zone conditions. Pressure solution was the main deformation mechanism during the regional foliation development. However, granoblastic and decussate textures in hornfels reveal an influence of grain boundary area reduction mechanism. The granoblastic texture in hornfels would have inhibited fluid circulation during dehydration reactions, increasing fluid pressure and promoting massive (V2-veins) and erratic hydraulic fracture-related (V3) veins. In dextral NE-trending strike-slip shear zones, tabular quartz veins (V4-veins) are parallel to tension gashes. Reactivation of strike-slip shear zones under brittle conditions has produced local brecciated millimeter-wide quartz veins (V5-veins). This study underscores the important role of fluids during orogenic evolution near the brittle-plastic transition of the crust, and demonstrates how combined vein and microtextural analysis can reveal the tectonometamorphic history of low-grade metamorphic rocks.

Key-words: Veining. Fluid flow. Microtectonics.

LISTA DE FIGURAS DA DISSERTAÇÃO

FIGURA 1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS COM SUAS PRINCIPAIS VIAS DE ACESSO (UTM – SIRGAS 2000, S22).	17
FIGURA 2 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA QUANTIDADE DE ÁGUA EM ROCHAS PELÍTICAS, PSAMÍTICAS E METABASÁLTICAS, DURANTE O AUMENTO DA TEMPERATURA DEVIDO AO METAMORFISMO PROGRESSIVO. AS CURVAS MOSTRAM A ÁGUA PRESENTE EM POROS E NO SISTEMA CRISTALINO DOS MINERAIS PARA CADA LITOLOGIA (ADAPTADO DE YARDLEY, 2009).....	26
FIGURA 3 – VEIOS DE QUARTZO GERADOS A PARTIR DE FLUIDOS AQUOSOS QUE TÊM FLUXO PERPENDICULAR A σ_1 NAS ZONAS DE CLIVAGEM (σ_1), E PRECIPITAM PERPENDICULARES A σ_3 EM FRATURAS DE TRAÇÃO (ADAPTADO DE PIRAJNO, 2009).....	26
FIGURA 4 – MAPA GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO REGIONAL E POSIÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDOS (MODIFICADO DE PHILIPP ET AL., 2004).	31

LISTA DE FIGURAS DO ARTIGO

FIGURE 1 – GEOLOGICAL MAP OF THE EASTERN SANTA CATARINA STATE (AFTER HARTMANN & FERNANDES, 2000).	49
FIGURE 2 – LITHO-STRUCTURAL MAP OF BRUSQUE REGION SHOWING THE FOLIATIONS TREND, THE LOCATION OF THE MAIN OUTCROPS OF QUARTZ VEINS AND DESCRIBED THIN SECTIONS.....	50
FIGURE 3 – THE MAIN FOLIATIONS OF THE BRUSQUE METAMORPHIC COMPLEX. A) REGIONAL FOLIATION IN QUARTZ-MUSCOVITE SCHIST, CHARACTERIZED BY THE PREFERRED ORIENTATION OF MICAS, SETTING UP A PENETRATIVE SCHISTOSITY; B) GENTLY DIPPING MYLONITE FORMED BY SHEAR-RELATED PLASTIC GRAIN-SIZE REDUCTION; C) STEEPLY-DIPPING MYLONITIC FOLIATION (NE-SW TRENDING); D) STEEPLY-DIPPING MYLONITIC FOLIATION (E-W TRENDING).	52

FIGURE 4 – CROSSED POLARIZED LIGHT PHOTOMICROGRAPHS OF ROCKS FROM THE BRUSQUE METAMORPHIC COMPLEX. A) DISJUNCTIVE FOLIATION IN QUARTZ-MICA SCHIST. NOTE THE RECTILINEAR SHAPES OF THE FACES PARALLEL TO THE SCHISTOSITY AND THE STRONG PREFERRED ORIENTATION OF MICAS; B) DISJUNCTIVE CLEAVAGE IN QUARTZ-MICA PHYLLITE, DEFINED BY MICA-RICH LAYERS AND QUARTZ-MICA LAYERS. NOTE THE FINE DARK SEAMS ALONG THE FOLIATION INDICATING PRESSURE SOLUTION; C) STRAIN FRINGES MADE OF FIBROUS QUARTZ OBSERVED AROUND OPAQUE CRYSTAL; D) INTRACRYSTALLINE DEFORMATION OF QUARTZ (WAVY EXTINCTION AND SUBGRAINS) AND THE FORMATION OF NEW GRAINS BY SUBGRAIN ROTATION.....53

FIGURE 5 – STEREOGRAM SHOWING CONTOURED STRUCTURAL DATA OF ROCKS FROM BRUSQUE METAMORPHIC COMPLEX. A) POLES TO STEEPLY-DIPPING FOLIATION (NE-SW TRENDING) WITH CRENULATION AND STRETCHING LINEATIONS IN THE STRIKE-SLIP SHEAR ZONES; B) POLES TO THE STEEPLY-DIPPING FOLIATION WITH CRENULATION AND STRETCHING LINEATIONS (E-W TRENDING); C) POLES TO THE REGIONAL FOLIATION AWAY FROM THE SHEAR ZONES WITH ATTITUDES OF AVERAGE OF PLANES AND AXE.55

FIGURE 6 – PHOTOMICROGRAPHS OF ROCKS FROM THE BRUSQUE METAMORPHIC COMPLEX. A) QUARTZITE MYLONITE SHOWING CONTINUOUS FOLIATION MARKED BY THE PREFERRED ORIENTATION AND STRETCHING OF GRAINS. SERRATED GRAIN BOUNDARIES IN QUARTZ SUGGEST BULGING MECHANISM; B) CHLORITE OCCUR AS MICA NEOBLASTS MARKED BY THE PREFERRED ORIENTATION ALONG THE MYLONITIC FOLIATION; C) MYLONITIC QUARTZITE WITH MICA FISH INDICATE DEXTRAL SHEAR SENSE IN THE ITAJAÍ-MIRIM SHEAR ZONE; D) GRANOBLASTIC BIOTITE-MUSCOVITE-QUARTZ HORNFELS SHOWING PORPHYROBLASTS OF ANDALUSITE.....56

FIGURE 7 – QUARTZ VEINS HOSTED IN ROCKS OF THE BRUSQUE METAMORPHIC COMPLEX. A) FOLDED QUARTZ VEIN WITHIN THE REGIONAL SURFACE (V1-VEINS); B) REGIONAL FOLIATION-PARALLEL VEINS DEVELOPS THROUGHOUT THE STUDIED AREA (V1-VEINS); C) MASSIVE QUARTZ VEIN BLOCKS OCCURRING IN HORNFELSED SCHISTS (V2-VEINS); D) TABULAR QUARTZ VEINS DISPOSED IN ERRATIC OR CONJUGATE ARRAYS (V3-VEINS); E) TABULAR QUARTZ VEINS STRIKING N55W (V4-VEINS). THESE VEINS CROSSCUT THE LATER QUARTZ VEINS NEAR THE N50E SHEAR ZONES; F) ERRATIC QUARTZ VEINS FORMED DURING BRITTLE REACTIVATION OF THE STRIKE-SLIP SHEAR ZONES (V5-VEINS).....59

LISTA DE TABELAS DA DISSERTAÇÃO

TABELA 1 – ESQUEMA DE CLASSIFICAÇÃO DOS MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO APLICADO SOBRE A BASE DE OBSERVAÇÕES MICROSCÓPICAS.	29
TABELA 2 – DADOS GEOCRONOLÓGICOS E INTERPRETAÇÃO DE EVENTOS MAGMÁTICOS E METAMÓRFICOS OBTIDOS POR DIVERSOS AUTORES PARA NÚCLEOS DE EMBASAMENTO LOCALIZADOS NOS DOMÍNIOS DO CDF.....	35
TABELA 3 – PRINCIPAIS SUÍTES QUE CONSTITUEM O BATÓLITO FLORIANÓPOLIS.....	37
TABELA 4 – PRINCIPAIS UNIDADES LITOLÓGICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE (BASEADO EM PHILIPP ET AL., 2004).....	39
TABELA 5 – DADOS GEOCRONOLÓGICOS OBTIDOS POR DIVERSOS AUTORES NOS GRANITOS INTRUSIVOS NO CMB.....	42

LISTA DE TABELAS DO ARTIGO

TABLE 1 – QUARTZ VEINS CHARACTERIZED IN TERMS OF DIRECTIONAL DATA AND GEOMETRIC RELATIONSHIP WITH OTHER VEINS AND STRUCTURAL ELEMENTS.....	58
--	----

SUMÁRIO

1.	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	144
2.	INTRODUÇÃO	155
2.1.	JUSTIFICATIVA	155
2.2.	OBJETIVOS	166
2.3.	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS	166
2.4.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	177
2.4.1.	Trabalhos Anteriores	177
2.4.2.	Trabalhos de Campo	188
2.4.3.	Atividades de Escritório e Disciplinas Cursadas no Programa de Pós-graduação em Geologia.....	188
2.4.4.	Petrografia e Microestruturas	199
2.4.5.	Análise estrutural.....	2020
2.4.6.	Veios	22
3.	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	244
3.1.	VEIOS DE QUARTZO EM TERRENOS METAMÓRFICOS E SEU SIGNIFICADO PARA O FLUXO DE FLUIDO REGIONAL.....	244
3.2.	MICROESTRUTURAS E MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO/RECRISTALIZAÇÃO.....	277
4.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	30
4.1.	COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA.....	31
4.2.	COMPLEXOS CAMBORIÚ E ÁGUAS MORNAS	333
4.3.	BATÓLITO FLORIANÓPOLIS	355
4.4.	COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE.....	388
4.5.	MAGMATISMO SIN A TARDI TECTÔNICO	41
4.6.	BACIA DE ITAJAÍ.....	434
5.	ARTIGO	455
5.1.	Introduction	455
5.1.1.	Microstructural background	466
5.1.2.	Geologic setting.....	488
5.2.	Petrography of the Brusque Metamorphic Complex	499
5.3.	Tectonic structures of the Brusque Metamorphic Complex	51

5.3.1. Regional Foliation.....	51
5.3.2. Shear zone foliation and lineation	544
5.3.3. Contact Aureoles	566
5.4. Quartz veins population of the Brusque Metamorphic Complex	577
5.5. Discussion	60
5.6. Conclusions	61
REFERÊNCIAS	633

1. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Os principais resultados dessa Dissertação de Mestrado são apresentados na forma de um artigo, a ser submetido após as considerações da banca, conforme resolução 65/09-CEPE, artigo 79, linha III. A organização da dissertação compreende os seguintes capítulos:

- **Introdução (Cap. 2).** Este capítulo contém as justificativas e objetivos referente ao tema da pesquisa de mestrado. Além disso, é apresentado a localização da área de estudos e os principais materiais e métodos utilizados para realização do presente trabalho.
- **Referencial Teórico (Cap. 3).** Apresentação dos principais trabalhos publicados na área referente ao estudo de microtectônica, mecanismos de deformação, fluxo de fluidos e veios de quartzo.
- **Contexto Geológico Regional (Cap. 4).** Contempla a revisão dos principais trabalhos realizados até o momento sobre o Cinturão Dom Feliciano no estado de Santa Catarina.
- **Artigo (Cap. 5).** Este capítulo contém o artigo elaborado durante o desenvolvimento do mestrado. Aqui são apresentados os principais resultados, discussões, conclusões e referências dessa dissertação de mestrado.

2. INTRODUÇÃO

O Complexo Metamórfico Brusque, situado na porção central do Escudo Catarinense, abrange uma série de rochas supracrustais, a exemplos de filitos, xistos, quartzitos e mármore, deformadas e metamorizadas durante a formação do Supercontinente Gondwana (Orogenia Brasileira - Pan Africana) no Ediacariano (Brito Neves & Cordani, 1991; Brito Neves et al., 1999; Basei et al., 2008). O complexo é limitado a norte pela Bacia de Itajaí, cujo contato se faz pela zona de cisalhamento transcorrente Itajaí-Perimbó (Silva 1991), e a sul, pela a zona de cisalhamento Major Gercino (Bitencourt et al. 1989), que limita o complexo dos granitos pertencentes ao Batólito Florianópolis.

Foliações de baixo ângulo de mergulho, documentadas em trabalhos anteriores (Basei, 1985; Caldasso et al., 1995; Philipp et al., 2004; Basei et al., 2011a), foram associadas a fases deformacionais iniciais relacionadas a cavalgamentos. Além disso, redobramentos e zonas de cisalhamento transcorrente são descritos no complexo deformando as estruturas de baixo ângulo. Veios de quartzo são onipresentes no CMB e apresentam formas e espessuras diferentes, além de relações geométricas distintas com as foliações tectônicas.

2.1. JUSTIFICATIVA

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) apresenta rochas metassedimentares deformadas em diferentes fases de deformação e metamorfismo. Uma característica marcante dessas rochas é a presença de veios de quartzo com diferentes geometrias, relações de superposição com estruturas tectônicas e distribuição na área de estudos. Em função disso, as rochas do citado complexo fornecem uma boa oportunidade de avaliação da relação entre os mecanismos de deformação e geração de veios de quartzo em diferentes fases de deformação e metamorfismo.

A presença de veios em terrenos metamórficos deformados pode ser considerada evidências de fluxo de fluidos durante as fases de deformação e metamorfismo. Dessa forma, a caracterização dos veios de quartzo fornece informações sobre a circulação de fluidos e sua distribuição nas rochas e estruturas regionais. Entender em quais condições de deformação e metamorfismo a geração

de fluido foi mais intensa, pode ter implicações em termos de possíveis mineralizações associadas a veios de quartzo.

2.2. OBJETIVOS

O objetivo central desta dissertação é caracterizar os mecanismos de deformação atuantes nas diferentes fases de deformação e metamorfismo e discutir sua influência sobre os processos de venulação que ocorrem nas rochas metassedimentares do CMB, na região de Brusque e Botuverá.

Os objetivos específicos do trabalho foram:

- I. Reconhecer as estruturas tectônicas presentes nas rochas metassedimentares do CMB;
- II. Determinar quais foram as condições metamórficas atuantes durante as fases de deformação;
- III. Caracterizar os mecanismos de deformação por meio da descrição das microestruturas;
- IV. Descrever os diferentes tipos de veios de quartzo

2.3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

A área de estudos está situada nos municípios de Brusque e Botuverá, leste do Estado de Santa Catarina, e inserida nos domínios do Complexo Metamórfico Brusque (Figura 1). O acesso norte e sul à área é feito por meio da rodovia BR-101 e, a partir da cidade de Itajaí, segue-se para os municípios de Brusque e Botuverá pela rodovia estadual SC- 486.

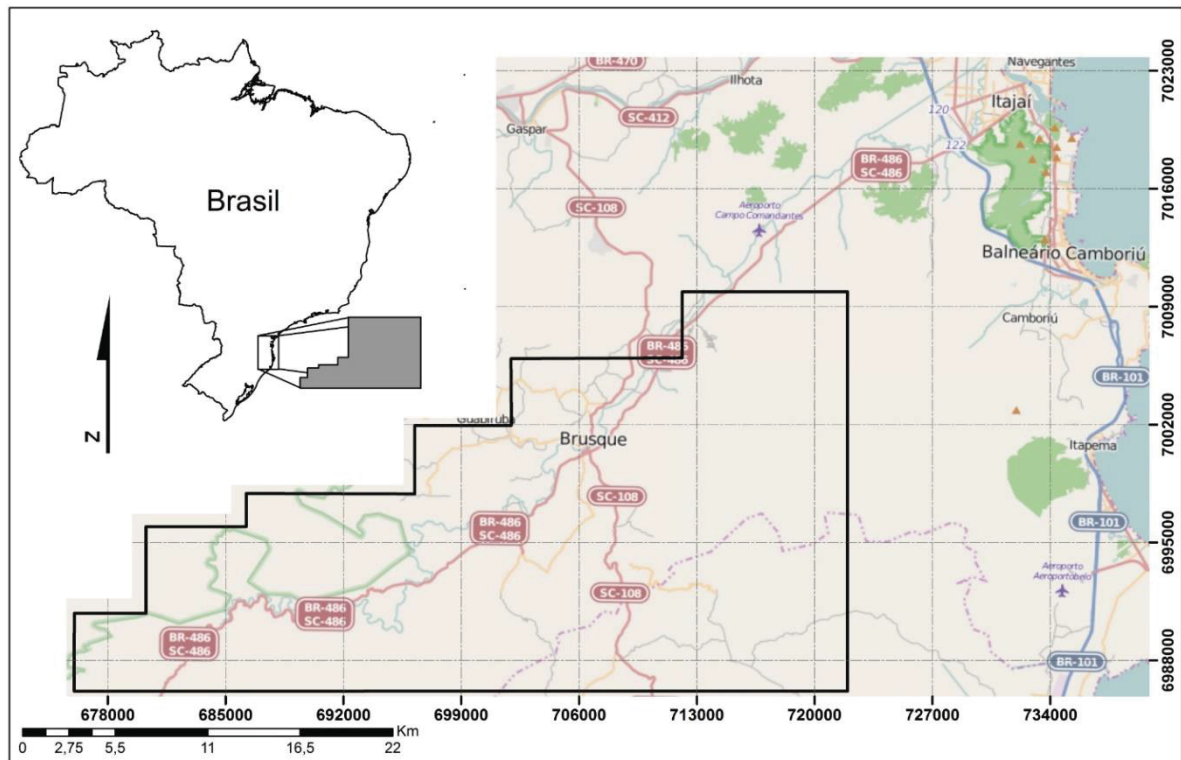


Figura 1. Localização da área de estudos com suas principais vias de acesso (UTM – Sirgas 2000, S22).

2.4. MATERIAIS E MÉTODOS

Este capítulo aborda os procedimentos utilizados para atingir os objetivos. A apresentação dos materiais e métodos inicia com estudos geológicos convencionais, tais como trabalhos anteriores, atividades de campo e escritório, petrografia e microestruturas, finalizando com ênfase nas terminologias e conceitos aplicados na análise estrutural e veios.

2.4.1. Trabalhos Anteriores

- I. Análise bibliográfica dos principais trabalhos publicados até o presente momento sobre a geologia regional e local e de temas específicos, tais como zonas de cisalhamento, mecanismos de deformação, fluxo de fluidos e sistema de veios.
- II. Compilação e integração da base de dados desenvolvida pelos alunos de graduação no âmbito da disciplina de Mapeamento Geológico do Curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná, entre os anos

de 2008 a 2013 (Inocente et al., 2008; Sattler et al., 2008; Vermeulen et al., 2008; Rovigati et al., 2008; Francisco et al., 2008; Campana et al., 2008; Borges et al., 2009; Surjus, et al. 2009; Moretti et al., 2010; Silva, 2010; Oliveira et al., 2010; Dressel et al., 2010; Rapp et al., 2010; Ferreira et al., 2010; Sobreira et al., 2011; Graeser et al., 2011; Kipper et al., 2011; Kowalski et al., 2011; Batista et al., 2012; Guimarães et al., 2012; Dmeterko et al., 2012; Prado et al., 2012; lurk et al., 2012; Silveira et al., 2012; Roepke et al., 2013; Alfiero et al., 2013; Weihermann et al., 2013; Chiarello et al., 2013; Galerane et al., 2013; Bergami et al., 2013).

2.4.2. Trabalhos de Campo

- I. Foram realizados 15 dias de trabalho de campo, divididos em duas etapas no ano de 2014;
- II. Incluiu a descrição, coleta de amostras e registro fotográfico de afloramentos presentes na área do projeto nos municípios de Botuverá e Brusque. Os afloramentos foram selecionados a partir de conhecimentos prévios de mapeamentos geológicos (relatórios de graduação dos alunos de geologia da UFPR) realizados na área.
- III. Reconhecimento e caracterização de estruturas tectônicas por meio da descrição e interpretação de dados estruturais e de metamorfismo, tais como foliações, dobras, lineações minerais e de intersecção, e minerais índices de metamorfismo.
- IV. Descrições de veios de quartzo, dispostos em anisotropias de foliações ou em zonas de metamorfismo de contato. Foi realizado a análise geométrica e identificação do sistema de deformação a que pertencem, de baixo e alto ângulos de deformação e identificada a fase de deformação a que eles estão associados.

2.4.3. Atividades de Escritório e Disciplinas Cursadas no Programa de Pós-graduação em Geologia

- I. Construção de um mapa geológico-estrutural a partir da integração de 30 mapas (escala 1:10.000) da disciplina de Mapeamento Geológico, do Curso de Geologia da UFPR. A integração dos mapas foi desenvolvida no programa ArcGis 9.3 no Laboratório de Informática de Graduação em Geologia (LIGG) da UFPR. O mapa geológico-estrutural integrado é apresentado na escala 1:40.000.
- II. Compilação e integração de dados estruturais sendo 1737 atitudes de foliação, 115 medidas de eixos de dobras e lineação de grão, e 208 pontos de descrição de afloramentos com veios. Para o tratamento estatístico dos dados estruturais foi utilizado o diagrama de Schmidt-Lambert, com a representação estereográfica realizada sempre no hemisfério inferior. A confecção das projeções estereográficas foi feita no programa OpenStereo (Grohmann et al., 2010). Foram gerados três diagramas com a representação estereográfica polar dos planos de foliação, sendo 920 atitudes da foliação regional, 265 da foliação EW e 551 da foliação NE.
- III. A apresentação das atitudes dos elementos estruturais (foliações, lineações e veios) no mapa geológico-estrutural, indica as atitudes médias ou gerais do ponto ou área imediatamente ao seu redor, evitando lançar todas as medidas obtidas para não sobrecarregar o desenho. Contudo, todos os dados de foliação foram utilizados nos diagramas de Schmidt Lambert.
- IV. Adicionalmente, foram cursadas as disciplinas de Análise estrutural avançada, Estágio supervisionado em prática de docência I (Petrologia Metamórfica), Microtectônica aplicada à prospecção mineral, Mecânica das rochas, Mecânica de solos, Seminários Gerais I, Modelagem geoestatística em geologia, Método científico em geociências, do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná.

2.4.4. Petrografia e Microestruturas

Foram descritos aspectos texturais e microestruturais, associações e paragênese mineral para avaliar os mecanismos de deformação atuantes e as

condições metamórficas a que foram sujeitas às rochas da área de estudo. Foram descritas e analisadas um total de 73 lâminas delgadas, sendo que 60 delas confeccionadas durante os trabalhos de cartografia geológica, entre os anos de 2008 a 2013, e 13 durante a realização desse projeto. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFPR (LAMIN). As seções delgadas foram descritas com o uso de microscópio petrográfico convencional, disponível na sala dos discentes de Pós-graduação em Geologia da UFPR e no Laboratório de Pesquisas em Microscopia (LAPEM) do Departamento de Geologia da UFPR. As fotomicrografias foram obtidas pela câmera digital colorida, acoplada ao microscópio, Leica, DFC295, utilizando o software Leica Application Suite (LAS) V4.6.

As microestruturas descritas na análise microscópica são registros dos mecanismos de deformação, os quais atuam na escala do retículo cristalino e dependem de variáveis internas e externas, como temperatura, pressão, taxa de deformação e comportamento dos fluidos.

2.4.5. Análise estrutural

A terminologia empregada na determinação da foliação se baseou em termos puramente descritivos (Passchier & Trouw, 2005) e deu ênfase aos elementos que compõem a trama e a classificação da foliação. Segundo estes autores, na foliação contínua, a trama é homoganeamente distribuída. Na foliação espaçada, os elementos da trama são distribuídos em lentes ou em camadas de composição diferentes.

A descrição da foliação espaçada foi subdividida de acordo com a estrutura interna dos micrólitos. Quando estes continham microdobras associadas a uma foliação anterior, foi usado o termo clivagem de crenulação. Na ausência destas microestruturas, utilizou-se o termo foliação disjuntiva. Também são utilizados termos baseados na granulação da trama mineral, como foliação filítica ou xistosidade. A terminologia referida acima foi empregada principalmente nas amostras que foram efetuados estudos microtectônicos em detalhe.

O termo lineação é aqui aplicado para descrição dos elementos lineares presentes nas rochas. Diversas estruturas lineares primárias podem ocorrer em rochas deformadas ou não deformadas (Fossen, 2012). Contudo, no presente

trabalho utilizou-se o termo **lineação** apenas para estruturas lineares resultantes de deformação. O termo é empregado para estruturas lineares que ocorrem de forma penetrativa na rocha, definindo uma trama linear ou trama L. Portanto, esta definição exclui lineações superficiais restritas a uma superfície, como estrias de atrito. A terminologia aplicada foi a mesma utilizada por Piazzolo & Passchier (2002). Os autores definem duas lineações principais, classificadas como **lineação de objeto** e **lineação de traço**. Lineação de objeto é utilizada como um termo descritivo para um arranjo paralelo de partes alongadas distintas na rocha com um volume mensurável. Pode ser subdividida em **lineação de grãos** e de **agregados**. **Lineação de grãos** é formada por grãos individuais alongados com orientações paralelas. Neste caso, o caráter alongado do grão inclui tanto cristais individuais deformados, como o quartzo e grãos minerais euédricos que normalmente apresentam formas alongadas, como por exemplo, turmalina ou silimanita. Uma **lineação de agregados** é a orientação preferencial de uma forma, definida por agregados alongados constituídos de grãos equidimensionais ou levemente alongados. Segundo Passchier & Trouw (2005), um exemplo comum deste tipo de lineação é a substituição de um porfiroclasto, fortemente deformado, por agregados de novos grãos recristalizados dinamicamente.

Lineação de traço são linhas geométricas não físicas, como **lineação de intersecção** entre dois planos e **lineação de crenulação**, configurada por linhas de charneira de microdobras e/ou kinkbands no plano da foliação. O termo lineação de estiramento é usado somente quando o agregado ou grão estiver alongado na direção do eixo mais longo (X) do elipsoide de deformação, assim como recomendado por Piazzolo & Passchier (2002) e Passchier & Trouw (2005).

A terminologia utilizada na descrição de dobras é sugerida por Ramsay (1967) e Ramsay & Huber (1997), a qual é puramente descritiva. Esta classificação se baseia em linhas que unem pontos de mergulho, chamadas isógonas de mergulho. A partir do comportamento das isógonas de mergulho se pode determinar as principais classes de dobras, relacionando os arcos internos e externos de uma camada dobrada. Ramsay (1967) propõe a existência de três tipos fundamentais de dobras:

- I. **Dobras de classe 1:** a curvatura da dobra no arco interno é sempre maior que a do arco externo;

- II. **Dobras de classe 2:** a curvatura do arco interno e externo são iguais;
- III. **Dobras de classe 3:** a curvatura do arco interno é sempre menor do que a do arco externo.

As isógonas de mergulho podem ser paralelas ou podem convergir ou divergir (os dois últimos termos são usados sempre no sentido do arco externo para o arco interno da dobra). O padrão das isógonas fornece informações sobre a curvatura das duas superfícies dobradas. Quando as isógonas são paralelas, as curvaturas das superfícies são iguais. Isógonas convergentes implicam que a curvatura do arco interno é maior que a do arco externo. Usando o padrão de isógonas de mergulho podemos classificar a dobra em uma das três classes apresentadas por Ramsay (1967), sendo que a classe 1 pode ser subdividida em três subclasses.

Além da classificação geométrica por meio de isóginas de mergulho, as dobras presentes na área de estudos foram descritas em relação ao ângulo interflancos, que é o ângulo interno entre os dois flancos da dobra. Com base neste ângulo, Fleuty (1964) classificou as dobras em suaves, abertas, fechadas, apertadas e isoclinais. Segundo Fossen (2012), o ângulo interflancos geralmente reflete a quantidade de deformação atuante durante o dobramento.

2.4.6. Veios

A descrição da forma dos veios e das diferentes microestruturas presentes no seu interior é baseada principalmente nos trabalhos de Bons (2000), Passchier & Trouw (2005) e Bons et al. (2012). Os termos usados para as descrições foram agrupados em duas categorias, relacionadas com as estruturas em escalas macroscópica e microscópica. A forma macroscópica dos veios foi assim dividida:

- I. Veios na forma de sombra de pressão, relacionados a objetos relativamente competentes, e;
- II. Veios com formas variadas, não associados a objetos competentes, como exemplo, preenchendo fraturas.

Os veios associados à presença de objetos rígidos, ou objetos relativamente competentes, em meio a uma matriz incompetente, são dispostos adjacentes a um objeto central e levam o nome de sombra de pressão (Bons et al. 2012). Alguns autores preferem utilizar o termo sombra de deformação, sugerido por Passchier & Trouw (2005), devido as formas dos veios fornecerem informações sobre a distribuição da deformação ao redor do objeto central, e não das forças envolvidas. Quando a estrutura interna do veio é fibrosa, foi utilizado o termo franja de pressão.

A outra categoria de veios apresenta formas e orientações determinadas por estruturas como fraturas, falhas ou foliações. Bons (2000) subdivide esta categoria em três tipos de veios: tração, cisalhamento e brecha. **Veios de tração** são formados paralelos a tensão principal máxima σ_1 , associado à fraturas tracionais. **Veios de cisalhamento** tendem a se formar ao longo de planos de falhas ou paralelos a foliações. Por fim, os **veios de brechas** apresentam formas irregulares, sem uma orientação preferencial e ocorrem entre a matriz e os fragmentos das brechas tectônicas.

A descrição microscópica é relacionada a textura dos grãos, ou seja, a forma e ao arranjo dos mesmos no interior dos veios (Bons, 2000; Passchier & Trouw, 2005). Passchier & Trouw (2005) caracterizam três tipos principais de arranjo dos grãos nos veios: **textura em blocos** (*blocky texture*), **grãos alongados** e **textura fibrosa**. O primeiro apresenta grãos equidimensionais e sem orientação preferencial. O segundo ocorre quando os grãos estão alongados com o eixo maior dos cristais. Enquanto que o terceiro é caracterizado por grãos extremamente alongados e bordas paralelas.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A caracterização das microestruturas presentes em rochas metamórficas é uma importante ferramenta para investigar os mecanismos de deformação-recristalização, com as condições de temperatura, pressão e metamorfismo atuantes durante as fases de deformação (Van der Pluijm & Marshak, 2004; Vernon 2004; Passchier & Trouw 2005). Os mecanismos de deformação são controlados por diversos fatores internos e externos, dentre os quais se destacam a temperatura, taxa de deformação e comportamento dos fluidos (Knipe, 1989; Hirth & Tullis, 1992; Blenkinsop, 2000; Stipp et al., 2002; Passchier & Trown, 2005).

A presença de veios de quartzo em terrenos metamórficos deformados fornece evidências do envolvimento de fluidos durante as fases de deformação/metamorfismo. Os fluidos têm influência nos mecanismos de deformação, promovem reações metamórficas e controlam as propriedades mecânicas das rochas (Carter et al., 1990; Robert, et al., 1995; Yardley, 2009; Jamtveit & Austrheim, 2010; Fiori & Wandresen, 2014; Hobbs & Ord, 2014). Da mesma forma, a deformação exerce influência no fluxo de fluidos, controlando sua distribuição e transporte na rocha (Cosgrove, 1995; Daines & Kohlstedt, 1997; Bons, 2000; de Meer et al., 2002; Bons et al., 2012).

3.1. VEIOS DE QUARTZO EM TERRENOS METAMÓRFICOS E SEU SIGNIFICADO PARA O FLUXO DE FLUIDO REGIONAL

Veios são feições comuns em rochas, especialmente em rochas deformadas. Representam agregados minerais, que precipitaram a partir de um fluido aquoso em locais de dilatação. Sua morfologia, petrologia e química revelam importantes informações para uma série de disciplinas da geologia, incluindo a geologia estrutural. Segundo Ramsay & Huber (1983), os veios são estruturas que revelam a história deformacional da rocha. A partir de sua forma, orientação e estruturação é possível determinar os campos de tensões, cinemática e pressão de fluidos. A análise química, mineralógica e de inclusões fluidas dos minerais que preenchem os veios são os principais indicadores das condições metamórficas e das características e origem dos fluidos (Bons, 2000; Passchier & Trouw, 2005; Bons et al. 2012).

Veios de quartzo são onipresentes em rochas metamórficas e considerados uma evidencia de fluxo de fluidos durante o evento metamórfico (Ramsay & Huber, 1983; Ferry, 1994; Passchier & Trouw, 2005; Pirajno, 2009; Yardley 2009). Conseqüentemente, fluidos de muitas composições, concentrações e pressões estão presentes ao longo da crosta. Por sua vez, os fluidos exercem controle nos processos físicos e químicos das rochas, influenciando a sua reologia e sua capacidade de dissolver e precipitar minerais (Carter et al., 1990; Robert, et al., 1995; Yardley, 2009; Jamtveit & Austrheim, 2010; Fiori & Wandresen, 2014; Hobbs & Ord, 2014).

Os fluidos dentro de um ciclo metamorfismo podem apresentar diferentes origens. Por exemplo, durante a evolução de uma bacia sedimentar para um cinturão metamórfico, volumes expressivos de fluidos aquosos são expulsos durante o soterramento como resultado da redução do volume de poros (Pirajno, 2009; Yardley, 2009). A transição da diagênese para o metamorfismo regional é contínua, razão pela qual o fluido presente nos poros é modificado pela adição da água liberada do sistema cristalino dos minerais, particularmente pelos filossilicatos (Yardley, 2009). Muito dos fluidos liberados originam-se de reações de desidratação causadas pelo aumento da pressão e temperatura. Yardley (2009) apresenta um esquema geral (Figura 2) dos efeitos do soterramento e aquecimento *versus* a quantidade de água presente nos poros e no sistema cristalino dos minerais das rochas comumente encontradas em cinturões metamórficos.

A influência dos fluidos na deformação ocorre devido a mecanismos que dependem do envolvimento de uma fase fluida para permitir a transferência de solução e aumentar a difusão. A precipitação dos fluidos ocorre em locais química ou mecanicamente desenvolvidos, tais como fraturas ou foliações, cuja orientação é relacionada com o campo de tensão atuante na rocha (Pirajno, 2009; Fiori & Wandresen, 2014). Normalmente, a formação de veios está associada a pressão de fluido relativamente alta que reduz o efeito da pressão normal litostática sobre superfícies de fraturas, falhas e foliações (Hubbert & Rubey, 1959; Fyfe & Kerrich, 1984; Robert, et al., 1995; Bons et al., 2012). O resultado é a formação de veios preferencialmente orientados perpendiculares à tensão principal mínima σ_3 (Figura 3).

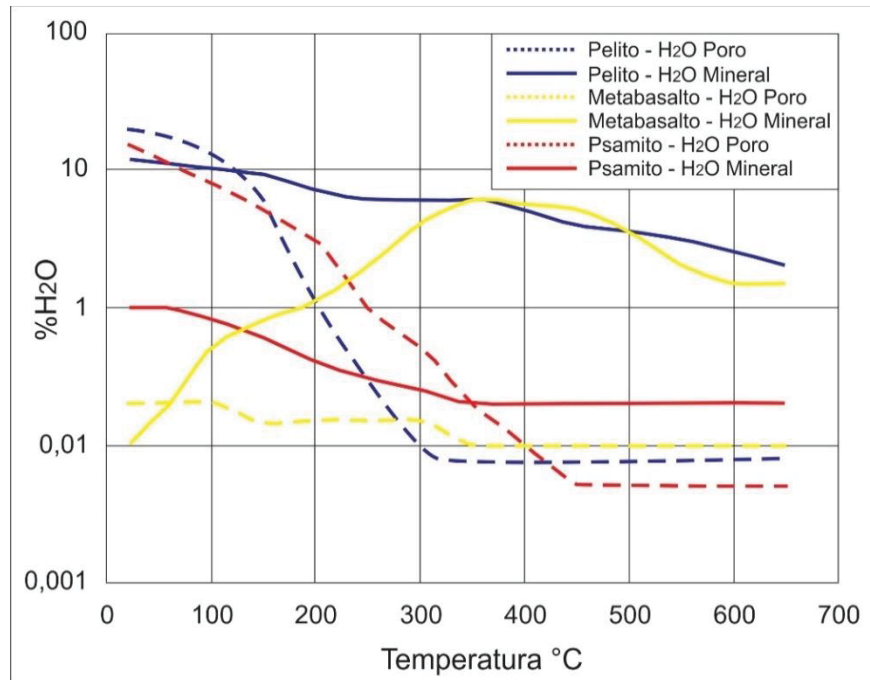


Figura 2. Representação esquemática da quantidade de água em rochas pelíticas, psamíticas e metabasálticas, durante o aumento da temperatura devido ao metamorfismo progressivo. As curvas mostram a água presente em poros e no sistema cristalino dos minerais para cada litologia (Adaptado de Yardley, 2009).

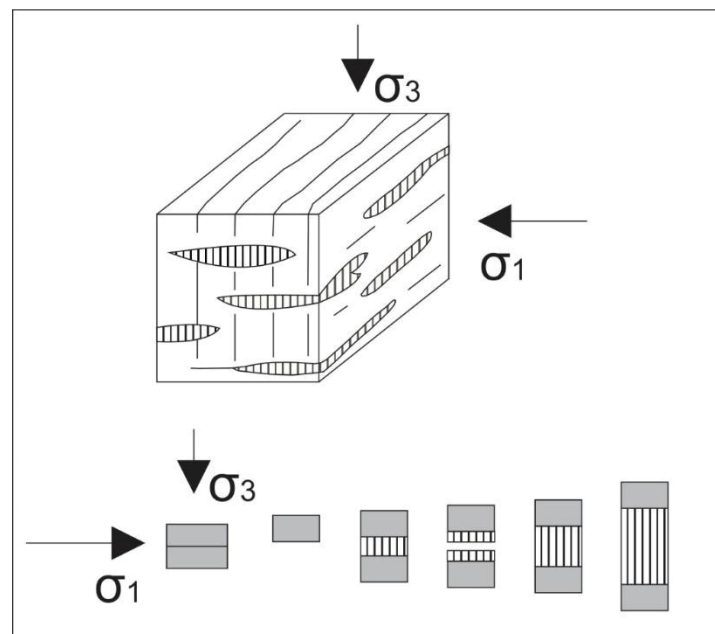


Figura 3. Veios de quartzo gerados a partir de fluidos aquosos que têm fluxo perpendicular a σ_1 nas zonas de clivagem (σ_1), e precipitam perpendicularmente a σ_3 em fraturas de tração (Adaptado de Pirajno, 2009).

3.2. MICROESTRUTURAS E MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO/RECRISTALIZAÇÃO

Os mecanismos de deformação/recristalização serão dominantes em um determinado tempo da história da rocha, e ocorrem em função da temperatura, pressão, taxa de deformação, tamanho dos grãos, composição e fluidos (Knipe, 1989; Hirth & Tullis, 1992; Blenkinsop, 2000; Stipp et al., 2002; Pluijm & Marshak, 2004, Passchier & Trown, 2005). A tabela 1 pode ser usada com base nas observações microscópicas, com exemplos de microestruturas e seus respectivos mecanismos de deformação.

As características de cada mecanismo de deformação consideradas para as descrições petrográficas são:

- I. **Fratramento/Cataclase** - Deformação envolvendo microfraturas, deslizamento friccional e subsequente perda de coesão. Este mecanismo é favorecido em condições de elevada pressão efetiva e temperaturas relativamente baixas. O processo de cataclase produz a cominuição dos grãos, que não deve ser confundida com a redução de tamanho de grão por recristalização dinâmica típica de milonitos (Knipe, 1989; Blenkinsop, 2000).

- II. **Dissolução por Pressão** – A deformação está associada com a remoção, transporte e deposição de material por processos de difusão, sem fraturar ou deformar a estrutura cristalina do mineral. A dissolução por pressão é um processo de difusão importante nas rochas que contêm fluido intergranular. As microestruturas associadas a esse mecanismo podem ser indicativas de remoção de material, tais como truncamentos de fósseis e estilólitos, ou, indicativas de precipitação, como **sombras de pressão e veios**. Este mecanismo é atuante em condições diagenéticas e de baixo grau metamórfico. Contudo, o processo pode ocorrer em graus metamórficos mais elevados, particularmente no desenvolvimento de clivagem de crenulação (Knipe, 1989; Blenkinsop, 2000; Passchier & Trouw, 2005).

- III. **Deformação Intracristalina** – O mecanismo envolve a deformação permanente da estrutura do cristal, sem fraturar. A plasticidade do cristal compreende a acumulação da deformação por processos intracristalinos como movimento de deslocações, maclação e kinking. Recuperação é o mecanismo que tenta reduzir a densidade de deslocações de um cristal deformado, sem a formação ou migração da borda do cristal. Além da recuperação, outro processo é a mobilidade de borda de grão, o qual contribui para redução da densidade de deslocações no cristal deformado. Quando dois cristais estão em contato, um com alta densidade de deslocações e o outro com baixa, ocorre o crescimento e deslocamento do cristal menos deformado para o interior do vizinho mais deformado. Como resultado, novos grãos pequenos substituem os antigos grãos. Esta reorganização de material com mudança no tamanho do grão, forma e orientação no interior de um mesmo mineral, é conhecida como recristalização. Durante a deformação podem operar três tipos de mecanismos de recristalização, controlados principalmente pelo aumento da temperatura, a saber: *bulging*, rotação de subgrãos e recristalização por migração de borda de grãos em alta temperatura (Hobbs, Means & Williams, 1976; Knipe, 1989; Blenkinsop, 2000; Stipp et al., 2002; Passchier & Trouw, 2005).
- IV. **Transferência de massa difusiva em estado sólido** – Este mecanismo deforma os cristais por migração de defeitos na estrutura cristalina, e ocorre sob condições de grau metamórfico acima de fácies anfíbolito. Ocorre remoção, transporte e deposição de material sem fraturamento, fusão ou distorção da estrutura cristalina. Microestruturas com textura poligonal granoblásticas e contatos de grãos formando junções tríplices de 120° são características de rochas metamórficas, particularmente as de alto grau metamórfico. Elas são associadas à migração de borda de grãos e transferência de massa difusiva em estado sólido. Este mecanismo é conhecido como recristalização estática (Blenkinsop, 2000; Passchier & Trouw, 2005).

Tabela 1. Esquema de classificação dos mecanismos de deformação aplicado sobre a base de observações microscópicas.

MECANISMOS		MICROESTRUTURAS
Geral	Específico	
Fraturamento/Cataclase	-	Microfraturas
		Microfalhas
Transferência de massa por solução	Dissolução	Trilha de opacos
		Estilolitos
		Grãos retilíneos
		Clivagem de crenulação
		Truncamento de zoneamento químico
		Truncamento de objetos
	Precipitação	Veios
		Sombras e franjas de pressão
		Trilhas de inclusões fluidas
Deformação Intracristalina	-	Extinção ondulante
		Lamelas de deformação
	Maclação	Macla de deformação
	<i>Kinking</i>	<i>Kink</i>
	Recuperação	Bandas de deformação
		Subgrão
	Recristalização	Novos grãos
		Estrutura núcleo-e-manto
Contatos lobados a ameboides		
Transferência de massa difusiva em estado sólido	Recristalização Estática	Textura poligonal granoblástica
		Grãos formam junções tríplices de 120°
	-	Ribbons
		Contatos lobados de duas fases minerais
		Porfiroblasto
		Simplectito

4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Mantiqueira (PM), uma das três províncias estruturais neoproterozoicas de Almeida et al. (1981), ocorre ao longo da costa atlântica do sudeste e sul do Brasil. É composta de diferentes unidades geológicas deformadas e metamorfizadas durante o Paleo, Meso e Neoproterozóico e núcleos isolados do Arqueano. Estas unidades incluem os sistemas orogênicos Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano (Brito Neves & Cordani, 1991; Soares et al., 2000; Heilbron et al., 2004; Basei et al., 2010; Brito Neves & Fuck, 2013; Bento dos Santos et al., 2015), com o último sendo o domínio onde está inserida a área de estudos. Estes cinturões apresentam zonas de cisalhamento transcorrentes de direções NE e NNE, que separam os diferentes domínios geológicos da Província.

O Cinturão Dom Feliciano (CDF), localizado na porção sul da PM, se estende do nordeste de Santa Catarina até sua terminação no leste do Uruguai (Fragoso Cesar, 1980; Basei, 1985; Basei et al. 2000). Interpretado como produto de sucessivas subducções e colisões, relacionadas a aglutinação dos blocos cratônicos Rio de La Plata, Microplaca Luís Alves e Kalahari (Basei et al., 2000 e 2005), o CDF é dividido, de sudeste para nordeste, em três segmentos (Basei et al., 2000, 2008): Cinturão Granítico, região sul, compreende vários granitoides pre-, sin- e pós-orogênicos, fortemente deformados e controlados por zonas de cisalhamento transcorrentes, representado pelos batólitos de Florianópolis (SC), Pelotas (RS) e Aiguá (UY); Cinturão Xistoso na porção central, engloba rochas sedimentares e vulcânicas metamorfizadas em condições de fácies xisto-verde a anfíbolito, é representada pelos complexos metamórficos Brusque (SC) (objeto de estudo deste trabalho), Porongos (RS) e Lavalleya (UY) e; Cinturão de Antepaís, a norte, composto de rochas metassedimentares de muito baixo grau e rochas vulcânicas, assim como as demais unidades do CDF é segmentada longitudinalmente por três bacias de antepaís principais, denominadas Itajaí (SC), Camaquã (RS) e El Soldado-Piriápolis (UY). Apesar de descontínuos, a continuidade desses três segmentos que compõem o CDF é sugerida por Basei (2000), justificada pelas similaridades litológicas e estruturais, bem como pela assinatura geofísica. Em Santa Catarina, o CDF (Figura 4) corresponde ao Batólito Florianópolis, Complexo Metamórfico Brusque e a Bacia de Itajaí, os quais são separados pelas zonas de cisalhamento Major-Gercino (Bitencourt et al. 1989) e Itajaí-Perimbó (Silva 1991). O limite norte do

CDF é definido pela Microplaca Luís Alves, onde aflora o Complexo Granulítico de Santa Catarina.

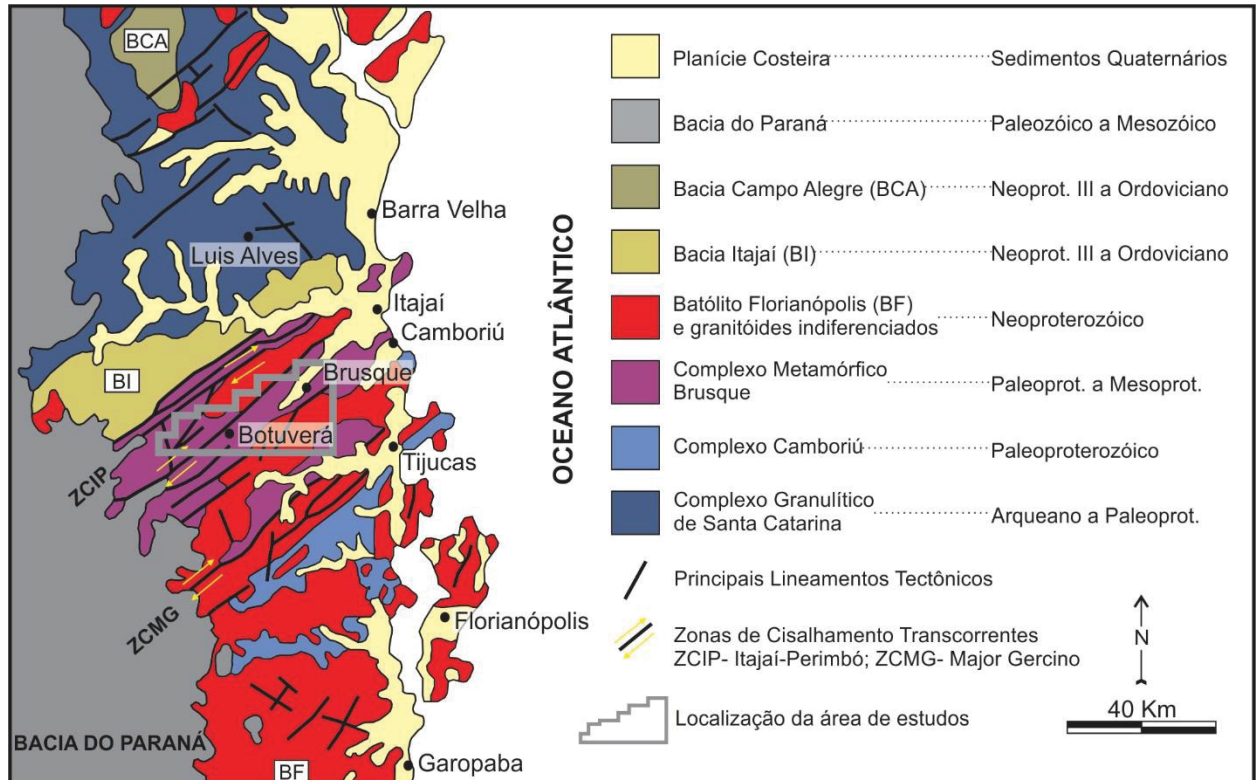


Figura 4. Mapa geológico-geotectônico regional e posição geográfica da área de estudos (Modificado de Philipp et al., 2004).

4.1. COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA

O Complexo Granulítico de Santa Catarina (CGSC) se estende de Santa Catarina ao norte do estado do Paraná. No Paraná ocorre na forma de blocos remanescentes no interior dos terrenos gnáissico-graníticos neoproterozóicos. Ocorre entre os domínios Curitiba, Paranaguá e Brusque, sendo separados por meio de zonas de cisalhamento. Eventos tectono-termiais, associados ao Ciclo Brasileiro, são restritos a intrusões graníticas e deformações próximas aos limites do complexo (Basei et al., 1998; Hartmann et al., 2000).

Predominam gnaisses quartzo feldspáticos constituídos por quartzo e feldspato, tendo como minerais máficos o hiperstênio, hornblenda e biotita (Basei 1985), incluindo também tonalitos e rochas máficas-ultramáficas. As rochas máficas-ultramáficas estão presentes na forma de lentes a corpos boudinados, cujas

relações de campo com rochas ácidas a intermediárias sugerem uma relação genética entre ambas as litologias. Localmente, esses corpos máficos-ultramáficos podem se tornar a principal litologia, como na região de Barra Velha, Santa Catarina. Apresentam textura granoblástica, constituídos de ortopiroxênio, diopsídio e hornblenda. Segundo Figueiredo et al. (1997), os piroxenitos de Barra Velha e outros corpos ultramáficos menores, representam rochas ígneas preservadas durante os eventos tectonometamórficos superimpostos. De forma subordinada, ocorrem rochas metassedimentares, incluindo quartzitos, formações ferríferas, rochas calcissilicáticas e gnaisses kinzigíticos.

A origem mais provável de grande parte das rochas do complexo, incluindo os gnaisses quartzo feldspáticos e rochas máficas-ultramáficas, é de derivação ígnea (Basei 1985, Figueiredo et al. 1997, Basei et al. 1998, Hartmann et al. 2000). Dados geoquímicos, apresentados por Figueiredo et al. (1997), sugerem uma sequência cálcio-alcalina comagmática, com muitas rochas ricas em Al, produto do fracionamento de um magma toleítico. Segundo Figueiredo et al. (1997), o piroxenito pode representar cumulos iniciais formados durante a diferenciação. Enquanto litologias ricas em Fe e Al podem representar os cumulos pesados e leves, respectivamente. O ambiente tectônico de acreção crustal foi, provavelmente, similar a arco de ilha intra-oceânico, como indicado por dados geoquímicos de Figueiredo et al. (1997) e Hartmann et al. (2000).

Segundo Basei (1985), a ocorrência do hiperstênio caracteriza, regionalmente, um metamorfismo de fácies granulito M_1 , seguido por outro metamorfismo, igualmente regional, de fácies anfíbolito M_2 . O evento metamórfico M_1 é registrado pela associação dominante de orto e clinopiroxênio nas rochas máficas e pela ocorrência de ortopiroxênio nas rochas ácidas (Hartmann et al. 2000). O retrometamorfismo regional M_2 de fácies anfíbolito é marcado pela substituição de piroxênio pela hornblenda (Hartmann, 1988; Hartmann et al., 2000). Hartmann (1988) sugere que as rochas do complexo foram afetadas por uma deformação plástica M_3 de fácies granulito, marcada pela milonitização de assembleias de M_2 e crescimento de ortopiroxênio nas bordas da hornblenda de M_2 . Finalmente, assembleias de fácies xisto verde são desenvolvidas ao longo de zonas de falha, marcando o evento metamórfico M_4 , responsável pela geração de microclínio, epidoto e clorita (Basei 1985, Hartmann 1988).

A partir de dados analíticos obtidos por diversos métodos de datação isotópica, alguns autores (Basei, 1985; Siga Jr. et al., 1993; Basei et al., 1998; Hartmann et al., 2000) propõem que a história geológica do CGSC começou no Arqueano, com idades de 2,6 a 2,8 Ga e terminou no Paleoproterozoico ao redor de 1,9 Ga (tab. 4.1). Após o término dos eventos relacionados ao Ciclo Transamazônico, a região se estabeleceu como Cráton, sendo deformado na sua borda sul durante o desenvolvimento do CDF, no final do Neoproterozoico e, posteriormente, com reativações ao longo de falhas.

4.2. COMPLEXOS CAMBORIÚ E ÁGUAS MORNAS

Ao longo do CDF ocorrem núcleos de embasamento constituídos de gnaisses-migmatíticos. Esses terrenos podem ser derivados e transportados de terrenos adjacentes, como a Microplaca Luis Alves e o Cráton Rio de La Plata, ou podem ser outros fragmentos exóticos (Basei et al., 2013). Os complexos Camboriú e Águas Novas são considerados *inliers*, localizados no interior dos domínios do CDF (Tabela 2).

A típica litologia do Complexo Camboriú (CC) compreende hornblenda-biotita ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica (Lopes, 2008; Peternell et al. 2010). Seu bandamento metamórfico é caracterizado pela intercalação de camadas máficas e quartzo-feldspáticas, configurando finas bandas contínuas e regulares. De maneira subordinada, ocorrem lentes métricas de anfibólitos. Localmente, evidências de fusão parcial dado por leucossomas de composição trondhjemítica a leucogranítica. Basei et al. (2013) apresentam datações U-Pb SHRIMP em zircão dos gnaisses-migmatíticos do CC com idades arqueanas remanescentes (3,3 a 3,0 Ga). Segundo os autores, o CC passou por processos de fusão parcial, datados em 634 ± 24 Ma, obtidas nas bordas dos cristais de zircão.

O Granito Itapema é um grande corpo granítico que intrude o CC. Descrito por Bitencourt & Nardi (2004), compreende rochas de textura tipicamente equigranular de granulação fina a média, caracterizadas por biotita monzogranitos a granodioritos com hornblenda subordinada. Uma característica deste granito é a riqueza em xenólitos, estes correlacionados com litologias típicas do CC. Bandamento de fluxo é encontrado em todas as suas variedades litológicas e dispõe-se paralelo a estratificação ígnea, desenvolvendo uma foliação magmática,

definida pelo alinhamento do feldspato potássico, plagioclásio, biotita e anfibólio (Peternell et al., 2010). Silva et al. (2000) e Hartmann et al. (2003), analisando cristais de zircão do Granito Itapema, pelo método U-Pb SHRIMP, atribuíram ao magmatismo uma idade paleoproterozóica de 2,2 Ga. Basei et al. (2013), baseados em dados U-Pb SHRIMP em zircão consideram o Granito Itapema como Diatexito Ponta do Cabeço e interpretam a unidade como originada a partir da fusão neoproterozoica (637 ± 21 Ma) do CC, baseado em dados U-Pb SHRIMP em zircão.

O Complexo Águas Mornas (CAM), situado na região de Garopaba e Paulo Lopes, é caracterizado por ortognaisses monzo a sienograníticos. Apresentam estrutura definida por um bandamento milimétrico, constituído de níveis ricos em quartzo e feldspato intercalado com níveis contínuos de biotita com conteúdos subordinados de hornblenda. Injeções centimétricas de biotita leucogranitos ocorrem concordantes ao bandamento (Bitencourt et al., 2008).

Bitencourt et al. (2008) reconheceram três eventos deformacionais (D_1 ; D_2 ; D_3) nos ortognaisses do CAM. O evento D_1 foi interpretado como o responsável pela geração do bandamento metamórfico e injeções leucograníticas concordantes. O segundo evento (D_2) é associado a uma deformação milonítica, gerando quartzo fitado, *micafish* em biotita e porfiroclastos de feldspato potássico do tipo *augen*. O último evento deformacional (D_3) deformou as estruturas anteriores, desenvolvendo dobras abertas decimétricas a métricas.

Cristais de zircão do gnaisse Águas Mornas foram datados por Silva et al. (2000), que determinaram a idade de 2.175 ± 13 Ma (U-Pb SHRIMP) para o núcleo dos cristais, valor interpretado como idade do magma granítico precursor. Contudo, Basei (2000) discorda da interpretação de Silva et al. (2000). Segundo o autor, os gnaisses do CAM fazem parte de um conjunto de granitos deformados. Estes granitos teriam sido gerados no Neoproterozoico, com importante participação de uma crosta continental, de idade próxima a 2.1 Ga.

Tabela 2. Dados geocronológicos e interpretação de eventos magmáticos e metamórficos obtidos por diversos autores para núcleos de embasamento localizados nos domínios do CDF.

Interpretação	Metamorfismo	Método	Idade (Ga)		Referência
Diferenciação manto/crosta	-	Sm – Nd T _{DM}	3,1 – 3,0		Siga Jr. et al., 1993
	-		2,8 – 2,7		Siga Jr. et al., 1993; Basei et al., 1998
	-		2,4 – 2,3		Basei et al., 1998
Idade mínima de cristalização magmática	-	U/Th/Pb (SHRIMP) em zircão	2,7		Hartmann et al., 2000
Magmatismo	-	Isócrona Rb-Sr em rocha total	2,6		Basei et al., 1998
Metamorfismo regional fácies granulito (M ₁)	Fácies Granulito	U/Th/Pb (SHRIMP) em zircão	2,6		Hartmann et al., 2000
		U – Pb em zircão; Sm – Nd T _{DM} isócrona mineral	2,3		Basei et al., 1998
Metamorfismo regional fácies anfibolito (M ₂)	Fácies Anfibolito	U/Th/Pb (SHRIMP) em zircão	2,4		Hartmann et al., 2000
		Pb – Pb; isócrona Rb-Sr em rocha total; U – Pb mineral; isócrona Sm – Nd em mineral	2,0		Basei et al., 1998
Metamorfismo regional fácies granulito (M ₃)	Fácies granulito com milonitização	U/Th/Pb (SHRIMP) em zircão	2,1		Hartmann et al., 2000
Produto da superimposição do ciclo Transamazônico sobre rochas antigas	Fácies xisto verde ao longo de zonas de falhas	Isócrona Rb – Sr em rocha total	2,2		Basei, 1985
		Isócrona Rb – Sr em Migmatitos	Mesossoma	2,8	
			Leucossoma	1,9	
Pb – Pb em rocha total	2,1				
Estabilização tectônica	-	K – Ar em biotita e anfibólio	1,8		Basei, 1985
			2,1 – 1,7		Siga Jr. et al., 1993
			2,0 – 1,7		Basei et al., 1998

4.3. BATÓLITO FLORIANÓPOLIS

A porção sul do CDF é representada, em sua maioria, por rochas graníticas geradas entre 650 a 580 Ma (Hartmann et al. 2003, Silva et al 2005; Basei et al.

2008; Chemale et al. 2012), que configuram o Batólito Florianópolis (BF). O magmatismo presente neste domínio é interpretado por Bitencourt & Nardi (2000), Peterzell et al. (2010), Florisbal et al. (2012) e Martini et al. (2015) como tendo sido formado em um cenário pós-colisional, e controlado por zonas de cisalhamento de escala litosférica no fim do Ciclo Brasileiro. Alternativamente, outros autores interpretam o BF como sendo um grande componente de arco continental granítico do CDF (Silva et al. 2005; Basei et al., 2008, 2011a; Passarelli et al., 2010; Chemale et al., 2012). O limite norte do BF é marcado pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) (Basei et al. 2008, 2011a; Passarelli et al., 2010; Chemale et al., 2012). Contudo, segundo Guadagnin et al. (2010), o BF é composto por uma série de corpos intrusivos que ocorrem a partir do limite sul do Cinturão Catarinense na ZCMG e descontinuamente entre as zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó.

O BF é composto por uma grande variedade de granitoides, frequentemente associados com magmatismo básico contemporâneo. Baseado em relações de campo, geoquímica e petrografia, Bitencourt et al. (2008) caracterizaram três suítes principais do BF (Tabela 3): Paulo Lopes; Pedras Grandes; e Cambirela.

A Suíte Paulo Lopes (SPL) é constituída de biotita monzogranitos a sienogranitos porfiríticos do Granito Paulo Lopes (GPL) e biotita granodioritos a monzogranitos do Granitoide Garopaba (GG). O principal correspondente básico da suíte é denominado Gabro Silveira (GS), que pode ocorrer como diques de diabásio com direção NNE ou na forma de um corpo gabróico principal. Eventualmente, o GS pode ser encontrados no interior dos granitoides GPL e GG, na forma de enclaves (Florisbal et al., 2005; Bitencourt et al., 2008). Silva et al. (2003) atribuíram para a SPL uma idade de 626 ± 8 Ma, determinada pela análise de cristais de zircão (U-Pb SHRIMP), presentes nas rochas do GPL.

A Suíte Pedras Grandes (SPG) engloba *stocks* e batólitos (Basei, 2000; Bitencourt et al., 2008) que incluem os granitos isotrópicos Vila da Penha (GVP) e Serra do Tabuleiro (GST). O GVP é caracterizado por biotita sienogranitos a monzogranitos, com texturas heterogranulares e porfiríticas. Enquanto, o GST apresenta composição predominantemente sienogranítica e ocorre de forma intrusiva no GVP. Estes granitoides apresentam uma foliação incipiente, localizada na borda do corpo, o que sugere uma colocação pós-tectônica. Contudo, feições microestruturais, principalmente nos cristais de quartzo, indicam a presença de um

fraco campo de tensão durante o posicionamento dos granitoides. Análises U-Ph (SHRIMP) em zircão da SPG indicam idades entre 613 Ma e 595 Ma (Silva et al., 2003; Jelinek et al., 2005).

Tabela 3. Principais suítes que constituem o Batólito Florianópolis.

Batólito Florianópolis		
Suíte Cambirela (SC)	Rochas Hipabissais (RH): Diques ácidos, básicos e compostos	Granito Itacorumbi (GIt): hornblenda-biotita monzogranito.
		Riolito Cambirela (RC): riolitos e dacitos (552 ±17 Ma; Basei, 1985).
		Granito Ilha (GI): biotita monzo a sienogranito (524±68 Ma; Basei, 1985).
Suíte Pedras Grandes (SPG)	Granito Serra do Tabuleiro (GST): sienitos isótopos (597 ±9 Ma; Silva et al. 2003).	
	Granito Vila da Penha (GVP): biotita sieno a monzogranitos.	
Suíte Paulo Lopes (SPL)	Gabro Silveira(GS): gabros e diques de diabásio de direção NNE.	Granitoide Garopaba (GG): biotita granodioritos a monzogranitos porfiríticos.
		Granito Paulo Lopes (GPL): biotita monzo a sienogranitos porfiríticos (626 ± 8 Ma; Silva et al., 2003).

A Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela (SC) é representativa do estágio final do magmatismo na região. A unidade é constituída de subunidades plutônicas e vulcânicas. Bitencourt et al. (2008) subdividem a unidade em Granito Ilha (GI), Riolito Cambirela (RC), Granito Itacorumbi (GIt) e Rochas Hipabissais (RH). O GI é composto de monzo a sienogranitos isótopos com textura equigranular, podendo localmente apresentar uma foliação magmática incipiente (Bitencourt et al., 2008). Dados Rb/Sr em rocha total indicam a idade magmática de 524±68 Ma (Basei, 1985). O RC é representado por rochas efusivas, tufos e diques riolíticos, e depósitos piroclásticos subordinados. Estas rochas apresentam relações genéticas e temporais com o GIt (Bitencourt et al., 2008). Segundo análises Rb/Sr em rocha total, Basei (1985) determinou a idade de 552 ±17 Ma para esse evento vulcânico. O GIt compreende hornblenda-biotita monzogranitos porfiríticos que mostram contato difuso e gradacional, por vezes intrusivo, com o RC (Bitencourt et al., 2008). Por fim, as Rochas Hipabissais (RH) são representadas por diques ácidos, básicos e compostos. Os diques ácidos compreendem riolitos e dacitos com espessuras de 2 a 15 metros e orientações variadas. Enquanto, os diques de básicos, podem

apresentar espessuras maiores, de até 60 metros, e controle estrutural de orientação NS e NE. Estes diques apresentam feições de contemporaneidade com as rochas plutônicas da suíte (Bitencourt et al., 2008).

4.4. COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB), situado na porção central do Escudo Catarinense (fig. 4.1), tem forma alongada na direção NE-SW, 75 km de extensão e largura máxima de 45 km (Philipp et al., 2004). O CMB é limitado a norte pela Bacia de Itajaí, cujo contato se faz pela zona de cisalhamento transcorrente Itajaí-Perimbó (Silva 1991), e a sul pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (Bitencourt et al. 1989). Neste complexo afloram xistos e, em quantidades menores, de mármore, quartzitos e rochas metavulcânicas félsicas, máficas e ultramáficas (Basei, 1985, 2011a; Silva, 1991; Caldasso et al., 1995; Philipp, 2004; Campos e Phillip, 2007).

Philipp et al. (2004) separam as rochas do CMB em cinco subunidades (Tabela 4) (Clástica, Clástico-química, Química, Meta-vulcânica Básica e Magnésiana) com base no protólito. A Subunidade Metassedimentar Clástica tem ampla distribuição e se constitui em metaconglomerados, quartzitos e metapelitos. Os metaconglomerados ocorrem de forma localizada e se encontram intercalados com quartzitos. O conjunto de metapelitos-metarenitos é formado por muscovita-clorita-quartzo xistos, muscovita-biotita-quartzo xistos e filitos, ocorrendo ainda de modo subordinado granada-muscovita-biotita-quartzo xistos e raramente grafita xistos.

Silva (1991) propõe que o CMB se desenvolveu em *rift* continental de margem continental sem geração de crosta oceânica. Esta interpretação é enfatizada nos trabalhos de Philipp et al. (2004). Segundo Campos & Philipp (2007), as rochas máficas e ultramáficas da Formação Rio do Oliveira têm afinidade toleítica continental, portanto não seriam relacionadas à crosta oceânica. Entretanto, para Basei (1985) e Basei et al. (2008), a Bacia Brusque foi formada em margem continental passiva com o desenvolvimento de crosta oceânica, depois da fase rift. Hartmann et al. (2003) apresentam dados U-Pb (SHRIMP) em cristais de zircão detríticos de um quartzito do CMB, indicando que a sedimentação é mais jovem que 2.023±7 Ma. As idades U-Pb zircão de 834.7 ± 8.7 Ma (TIMS) e 843 ± 12 Ma

(SHRIMP) obtidas por Basei et al. (2008), em leucogranitos, foram relacionados ao período de fase *rift* da bacia geradora do CMB, e, conseqüentemente, representam a idade mais antiga conhecida para a sedimentação da Bacia Brusque.

Tabela 4. Principais unidades litológicas do Complexo Metamórfico Brusque (Baseado em Philipp et al., 2004).

Sequência	Unidade	Litofácies
I - Metassedimentar Clástica	Pelítico-arenosa	Metarritmitos pelítico-arenosos
	Arenosa	Metaquartzo-arenitos
	Conglomerática	Metaconglomerados
II - Metassedimentar Clástico-química	Cálci-silicática	Metamargas aluminosas e alumino-silicosas
III - Metassedimentar Química	Carbonática	Metacalcários calcíticos e dolomíticos
IV - Metavulcanogênica Básica	Vulcanogênica Máfica	Derrames básicos
V – Magnesianas	Vulcanogênica Ultramáfica (?)	Derrames ultrabásicos (?)

O CMB apresenta distintas associações litológicas a norte e a sul do Batólito Valsungana. A norte, Basei et al. (2011a) caracterizam as formações Rio da Areia e Botuverá, onde predominam rochas metassedimentares, predominantemente pelíticas, com significativas ocorrências de metamargas e mármore, além da presença subordinada de lentes quartzíticas, e localmente rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas. Na porção sul, se destaca a principal unidade metavulcanosedimentar do complexo, denominada de Formação Rio do Oliveira, composta por metapsamitos, metapelitos, uma sequência vulcano-exalativa e rochas metavulcânicas básicas e calci-silicáticas.

No CMB foram documentadas as foliações S_1 e S_2 com baixo ângulo de mergulho, associadas à duas fases deformacionais iniciais (D_1 - D_2) e relacionadas a cavalgamentos (Basei, 1985; Caldasso et al., 1995; Philipp et al., 2004; Basei et al., 2011). A foliação S_1 é caracterizada por Caldasso et al. (1995) como uma clivagem ardosiana, entendida neste trabalho como clivagem filítica, desenvolvida paralela ao acamamento primário (S_0). O aumento progressivo da deformação gerou uma nova foliação S_2 e, através dela a transposição das estruturas anteriores. Trata-se de uma fase penetrativa regionalmente e constitui-se na principal foliação observada no

CMB. É definida como uma xistosidade plano axial, podendo evoluir para zonas de cisalhamento dúcteis sub-horizontais (Philipp et al., 2004; Basei et al., 2011a).

Redobramentos das estruturas de baixo ângulo são atribuídos a pelo menos duas fases de deformação. Para Caldasso et al. (1995) e Philipp et al. (2004), os redobramentos são interpretados como fases tardias (D_3 e D_4), ligadas a zonas de cisalhamento transcorrentes. A fase D_3 foi responsável pela geração de dobras normais, caracterizada pela configuração da clivagem plano axial (S_3) com direção preferencial N40-60E. A fase D_4 é marcada por dobras em caixa, *chevron* e *kink bands*, podendo desenvolver uma clivagem plano axial (S_4) de direção N40-70W. A fase D_3 descrita por Basei et al. (2011a) tem seu desenvolvimento relacionado a fase de deformação por cavalgamentos, responsável pela geração de dobras inversas recumbentes mostrando uma xistosidade plano axial (S_3). A fase D_4 é marcada por dobras assimétricas e crenulações desenvolvidas em um sistema conjugado com direções NE, predominante, e NW-SE. O plano axial destas dobras pode formar a clivagem de crenulação plano axial (S_4) que localmente transpõe as superfícies anteriores.

As rochas do CMB foram submetidas a metamorfismo regional orogênico, seguido de metamorfismo de contato e, finalmente de um metamorfismo dinâmico restrito à zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes. O metamorfismo regional é responsável pela paragênese associada às foliações de baixo ângulo de mergulho (S_1 e S_2) (Basei, 1985; Silva, 1991; Caldasso, et al., 1995; Philipp et al., 2004; Basei et al., 2011a). As condições metamórficas do metamorfismo regional variam de fácies xisto-verde, zona da clorita, até a fácies anfibolito inferior (Philipp et al. 2004).

Basei et al. (2011a) caracterizam dois eventos de metamorfismo (M_1 e M_2) nas rochas metavulcanosedimentares. Os autores admitem um desenvolvimento progressivo da foliação S_1 para a foliação de transposição S_2 , gerado no evento de metamorfismo regional M_1 . Segundo os autores, este evento metamórfico atingiu condições máximas de temperatura e pressão em fácies anfibolito inferior. A assembleia mineral do metamorfismo M_2 indica um aumento nas condições de temperatura, associada à colocação de rochas plutônicas. *Hornfels* com foliações tectônicas parcialmente preservadas mostram minerais sem orientação preferencial e porfiroblastos pós-tectônicos. As novas paragêneses são caracterizadas por minerais desenvolvidos em condições de baixa pressão da zona da biotita, andaluzita, granada, estauroлита, cordierita e silimanita (Philipp et al., 2004; Basei et

al., 2011a). Estas relações microestruturais, associadas ao alongamento paralelo dos corpos com o estiramento regional, indica um caráter sin a tardi orogênico para o magmatismo Valsungana (Basei et al., 2011a). Associado ao metamorfismo dinâmico há tramas miloníticas, preferencialmente em metabásicas e granitoides, desenvolvidos sob condições de fácies xisto-verde (Philipp et al., 2004).

4.5. MAGMATISMO SIN A TARDI TECTÔNICO

No leste de Santa Catarina ocorrem granitos relacionados a diferentes fases tectônicas do CMB. Os granitos associados aos primeiros estágios de deformação e metamorfismo do complexo são leuco-sienogranitos, com espessuras métricas a centimétricas, de caráter sintectônicos, e possuem formas tabulares e são concordantes à foliação metamórfica regional de baixo ângulo (Philipp, et al., 2004; Tickyj et al., 2004). O segundo evento magmático é tardio, caracteriza-se por granitos isotrópicos ou leve deformados, provavelmente devido à sua colocação durante o cisalhamento transcorrente (Basei, 2000; Philipp et al., 2004; Basei et al., 2011a). Os granitos tardi-orogênicos foram separados nas suítes São João Batista, Valsungana e Nova Trento (Basei, 2000). Estas suítes têm idades entre 570 e 640 Ma (Tabela 5) (Basei, 2000; Silva et al., 2003; Basei et al., 2011a) e características mineralógicas distintas. Contudo, desenvolveram no contato com as rochas supracrustais auréolas de metamorfismo de contato de fácies piroxênio-hornfels (Basei, 1985; Castro et al., 1999; Basei, 2000; Basei et al., 2011a).

Segundo Basei et al. (2011a), a Suíte São João Batista corresponde a álcali-feldspato granitos isotropos finos a médios. Podem mostrar variações composicionais para sienogranitos e quartzo dioritos. É composta de 10 *stocks*, cujas relações de contato com a Suíte Valsungana indicam idade mais antiga para aquela suíte. Ocorrem, localmente, contatos graduais, sugerindo certa contemporaneidade entre elas. Dados K-Ar em minerais micáceos indicam idades entre 550 ± 6 e 582 ± 9 Ma (Basei et al., 2011a).

A Suíte Valsungana tem dimensão batolítica e contato intrusivo marcado pela presença de restos de teto e xenólitos de xistos do CMB. Localmente, os contatos são tectônicos, determinados por falhas de alto ângulo (Basei, 1985). Na suíte predominam granodioritos cálcio-alcálicos e, localmente, granitos e quartzo

monzonitos com fraca foliação magmática (Castro et al., 1999; Basei et al., 2011a). Ocorre foliação intensa nas bordas e incipiente a inexistente no centro do corpo.

Tabela 5. Dados geocronológicos obtidos por diversos autores nos granitos intrusivos no CMB.

Suíte	Método	Idade (Ma)	Referencia
São João Batista (SSJB)	K-Ar em muscovita	582,1± 9,6	Basei et al. (2011a)
		577,8± 8,2	
	K-Ar em biotita	550,8± 6,3	
Valsungana (SV)	Rb-Sr isócrona rocha total	622± 64	Basei (1985)
	U-Pb em zircão	638± 32	Basei (2000)
	U-Pb Shrimp em zircão	593± 16	Silva et al. (2003)
		588± 6	Basei et al. (2011a)
	K-Ar em biotita	568,4± 6,3	Basei et al. (2011a)
		568,7± 6,5	
		570,9± 6,5	
		573,3± 8,6	
578,3± 6,5			
583,7± 5,9			
Nova Trento (SNT)	U-Pb Shrimp em zircão	610± 6	Silva et al. (2003)
		607± 6	Basei et al. (2011a)
	K-Ar em biotita	554,3± 8,5	

O Batólito Valsungana é separado por Basei et al. (2011a) em dois maciços (norte e sul) alongados na direção N50E, seguindo a estruturação geral da tectônica de alto ângulo, presente nas rochas encaixantes. Basei (2000) relacionou a idade (U-Pb em zircão) de 638± 32 Ma como o momento da colocação dos batólito. Silva et al. (2003) e Basei et al. (2011a) obtiveram idades (U-Pb shrimp em zircão) de 593± 16 e 588± 6 Ma, respectivamente, para estas rochas. Os valores apresentados em Basei et al. (2011a), pelo método K-Ar em cristais de biotita, mostram um intervalo entre 568± 6 e 583± 6 Ma, para a referida suíte.

A Suíte Nova Trento compreende stocks de variadas formas e tamanhos, caracterizados por granitoides leucocráticos, equigranulares e isotrópicos, localmente podem mostrar uma foliação magmática incipiente, definida pela orientação de biotita e feldspato (Basei et al., 2011a). A suíte apresenta idade (U-Pb shrimp em zircão) de cristalização de 607± 6 Ma a 610± 6 Ma (Silva et al., 2003; Basei et al., 2011a).

4.6. BACIA DE ITAJAÍ

A Bacia Itajaí (BI), localizada na borda sul do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Microplaca Luís Alves), apresenta-se na forma de uma faixa estreita, com orientação paralela ao Cinturão Dom Feliciano. Possivelmente, a BI faz parte de uma bacia de antepaís maior, que foi segmentada em três bacias principais. A norte, a BI em Santa Catarina, no Rio Grande do Sul a Bacia Camaquã, por fim, a Bacia El Soldado-Piriápolis, localizada no Uruguai. As características sedimentares das três bacias sugerem que elas eram interligadas por meio de um mar fechado com abertura para sudoeste (Basei, 1985; Basei, 2000; Basei et al., 2011b).

Segundo Basei et al. (2011b), a BI representa uma bacia de antepaís (*foreland*) periférica do CDF, depositada no final do Neoproterozoico. É uma bacia assimétrica, com forma alongada na direção preferencial N60E, com espessamento da coluna sedimentar de norte para sul. Segundo os autores, o contato norte da bacia com o CGSC (Complexo Granulítico de Santa Catarina) é geralmente normal, com a transgressão sedimentar sobre as rochas do complexo. O limite sul, faz-se em contato tectônico com as rochas do Complexo Metamórfico Brusque.

O preenchimento da BI é caracterizado por uma sucessão de sedimentos epiclásticos, intercalados com uma importante manifestação magmática. Esta manifestação ocorre na forma de tufos e brechas vulcânicas, além de diques e derrames riolíticos. A atividade magmática é finalizada com a intrusão do granito anorogênico Subida (Basei, 2000). Basei et al. (2011b) caracterizam duas sequências litoestratigráficas principais, uma sequência continental basal, sobreposta por uma sequência marinha. Na primeira ocorrem conglomerados e arenitos e, na segunda, predominam turbiditos com arenitos arcosianos subordinados.

Basei (1985) obteve idades de 544 ± 20 Ma para as rochas vulcânicas da bacia e 546 ± 10 Ma, para o Granito Subida, ambas pelo método Rb-Sr (isócrona em rocha total). Guadagnin et al. (2010) interpretam, com base em dados U-Pb Shrimp em cristais de zircão, a idade de 563 ± 3 Ma como a da deposição da bacia. Utilizando o mesmo método, Basei et al. (2011b) obtiveram valores de $520 \pm 5,5$ Ma para o Granito Subida. Segundo Finamor (2012), a atividade magmática mais recente intrusiva na BI corresponde ao Granito Português, descrito em trabalhos de mapeamento pela CPRM. O granito apresenta afinidades alcalinas típicas de

magmatismo anorogênicos. Valores U-Pb Shrimp em cristais de zircão indicam uma idade de cristalização de $512,9 \pm 1,9$ Ma.

A BI é afetada por duas fases de deformação, caracterizadas por dobramentos com orientações plano axiais distintas. A primeira fase (D_1) afeta a bacia como um todo, sendo expressa na forma de dobras cilíndricas com planos axiais paralelos à direção de alongamento da bacia. Esta fase é associada ao cavalgamento do CMB sobre a BI, causando a repetição das unidades basais na sua borda sul. Na porção norte, a fase D_1 é representada por dobras abertas com flancos longos e planos axiais curtos e verticais, passando em direção à borda sul para falhas inversas e cavalgamentos. A D_1 pode resultar em uma foliação oblíqua S_1 , com mergulho para SE, indicando vergência tectônica para NW (Basei, 1985; Basei et al., 2011b).

A fase de deformação D_2 é registrada por dobras descontínuas com grande comprimento de onda. Seus eixos apresentam caimento para sul e os planos axiais têm direção preferencial NS. Embora ocorram deformações na BI, muitas estruturas primárias podem ser reconhecidas, sendo a superfície de acamamento S_0 a principal superfície observada em toda a bacia. Basei et al. (2011b) correlacionam as duas fases de deformação descritas na BI com as fases de deformação que ocorrem após o clímax metamórfico nas rochas supracrustais do Complexo Metamórfico Brusque.

5. ARTIGO

Quartz veining in rocks from the Brusque Metamorphic Complex

G.C. Fischer, E. Fassbinder, C.E.M. Barros, H. Fossen

Abstract: Microstructural analysis and characterization of quartz veins hosted in rocks from the Brusque Metamorphic Complex in the region of Brusque, State of Santa Catarina, have been performed to establish the relations between fluid regimes, tectonic styles and deformation/recrystallization mechanisms. The analysis was based on observations of structural overprinting, spatial structural relations and the origin of the quartz veins and microtectonics studies. Five types of veins were identified: meter-long veins parallel to the regional foliation (V1-veins); massive, meter-wide veins present in thermal aureoles (V2-veins); millimeter-wide, erratic veins, also present in thermal aureoles (V3-veins); tabular, undeformed and NW striking (V4-) veins; millimeter-wide erratic veins restricted to brittle reactivation of strike-slip shear zones (V5-veins). The regional foliation, developed under garnet zone metamorphic conditions, was more effective in vein production when compared to the steeply dipping mylonitic foliation corridors developed under chlorite zone conditions. Pressure solution was the main deformation mechanism during the regional foliation development. However, granoblastic and decussate textures in hornfels reveal an influence of grain boundary area reduction mechanism. The granoblastic texture in hornfels would have inhibited fluid circulation during dehydration reactions, increasing fluid pressure and promoting massive (V2-veins) and erratic hydraulic fracture-related (V3) veins. In dextral NE-trending strike-slip shear zones, tabular quartz veins (V4-veins) are parallel to tension gashes. Reactivation of strike-slip shear zones under brittle conditions has produced local brecciated millimeter-wide quartz veins (V5-veins). This study underscores the important role of fluids during orogenic evolution near the brittle-plastic transition of the crust, and demonstrates how combined vein and microtextural analysis can reveal the tectonometamorphic history of low-grade metamorphic rocks.

Key-words: Veining. Brusque Metamorphic Complex. Fluid flow. Microtectonics.

5.1. Introduction

The study of microstructures in metamorphic rocks constitutes a powerful tool to understand deformation and recrystallization mechanisms and to estimate temperature and pressure conditions (Van der Pluijm and Marshak, 2004; Vernon, 2004; Passchier and Trouw, 2005). Deformation mechanisms are controlled by temperature, deformation rate and fluid behavior (Knipe, 1989; Hirth and Tullis, 1992; Blenkinsop, 2000; Stipp et al., 2002; Passchier and Trouw, 2005).

Fluids may control recrystallization mechanisms enhancing metamorphic reactions and change the mechanical properties of rocks (Carter et al., 1990; Yardley and Bottrell, 1992; Yardley, 2009; Jamtveit and Austrheim, 2010; Fiori and Wandresen, 2014; Hobbs and Ord, 2014), while the state of stress in rocks influences fluids distribution and transfer of chemical components (Daines and Kohlstedt, 1997; De Meer et al., 2002; Bons et al., 2012).

Systematic geologic mapping performed under the undergraduate geologic mapping program of the UFPR has revealed an abundance of quartz veins in metapelitic schists of the Brusque Metamorphic Complex of the Dom Feliciano orogenic system, and that they formed repeatedly during the tectonic evolution of this complex.

In this contribution we explore the different generations of quartz veins in the Brusque Metamorphic Complex and use their microstructural observations to constrain the deformation mechanisms and metamorphic conditions during the Brasiliano evolution of this part of the Mantiqueira Province.

5.1.1. Microstructural background

To better understand the different recrystallization regimes that control the mechanical behavior of the crust, Hirth and Tullis (1992) and Stipp et al. (2002) compared microstructures preserved in naturally deformed rocks to those produced during laboratory experiment. Those authors recognized **bulging (BLG)**, **subgrain rotation (SGR)** and **grain boundary migration (GBM)** recrystallization regimes, replacing each other in that order with increasing temperature, decreasing strain rate and amount of intergranular liquid present during the deformation (Drury and Urai, 1990; Hirth and Tullis, 1992; Stipp et al., 2002; Passchier and Trouw, 2005).

According to Stipp et al. (2002), **BLG recrystallization** coincides with regime 1 and the regime 2 lower temperature of Hirth and Tullis (1992). At low temperatures, the grain boundary may bulge into the crystal with high dislocation density and form small independent new grains (Passchier and Trouw, 2005). Old grains show finely serrated grain boundaries and undulose extinction, and at low temperatures some of the old grains are fractured (Stipp et al., 2002; Passchier and Trouw, 2005).

The **SGR recrystallization** corresponds to regime 2 of Hirth and Tullis (1992). Movement of dislocations into subgrain boundaries causes a progressive

rotation of the subgrains, leading to the formation of a new grain. In regime 2 new grains occur predominantly by progressive misorientation of subgrain or subgrain rotation, producing a distinctive core and mantle texture. This mechanism generally occurs at higher temperatures than **BLG recrystallization**. **SGR** can be inferred from the coexistence of new grains with subgrains of similar size within the older grains. The old grains tend to be elongated or ribbon-shaped, and different from the angular or only moderately elongated old grains found in the zone of **BLG**. Other diagnostic microstructure of **SGR** consists of internal deformation features such as undulatory extinction and deformation lamellae (Blenkinsop, 2000; Stipp et al., 2002; Passchier and Trouw, 2005).

At relatively high temperature, **GBM recrystallization** is characterized by new grains larger than the coexisting subgrains, absence of highly flattened original grains, and high rate of recrystallization. It corresponds to regime 3 of Hirth and Tullis (1992). Grain boundaries are lobate and grain size is variable. At very high temperature, no undulose extinction or subgrains occur and grains have highly loboid or amoeboid boundaries (Stipp et al., 2002; Passchier and Trouw, 2005).

Pressure solution is an important deformation mechanism in rocks that contain an intergranular fluid. According to De Boer (1977), the pressure solution process in quartz is enhanced by increasing the temperature, but it is hardly affected by the composition of the intergranular fluid. This mechanism shows evidence for material removal, transport and precipitation without fracturing or intracrystalline deformation. Typical cases to illustrate the microstructures of material removal are distinctive types of grain contacts and stylolites. Microstructures indicating precipitation include veins, overgrowths and pressure shadows (Knipe, 1989; Blenkinsop, 2000; Passchier and Trouw, 2005).

The shapes of the veins can be divided into two main classes: (a) Strain shadow or strain fringes around rigid crystals; and (b) General veins with variable shapes and not related to competent objects, and disposed along mesoscopic structures (fractures, faults and foliations). Bons (2000) proposed three broad categories to classify the general veins: **traction veins**; **shear-related veins**; and **brecciated veins**. Traction veins are disposed parallel to the major stress direction (σ_1) and they are associated with traction fractures. Shear-related veins occur along faults and foliations planes. Brecciated veins show irregular and erratic orientations.

5.1.2. Geologic setting

The **Mantiqueira Province** (Almeida et al., 1981) comprises a Neoproterozoic orogenic province formed during the closure of Adamastor Ocean and collision of several tectonic plates. It is located along the Atlantic coast of Brazil, from southern Bahia State to Uruguay, and is composed of Neoproterozoic Araçuaí, Ribeira and Dom Feliciano orogenic systems (Brito Neves and Cordani, 1991; Soares et al., 2000; Heilbron et al., 2004; Silva et al., 2005; Basei et al., 2010; Brito Neves and Fuck, 2013; Bento dos Santos et al., 2015). The Dom Feliciano belt (Fig. 1) is situated in the southern domain of the Mantiqueira Province (Fragoso Cesar, 1980; Basei, 1985; Basei et al., 2000) and developed during successive episodes of subduction and collision during the amalgamation of the Rio de La Plata, Luís Alves and Kalahari blocks (Basei et al., 2000, 2005).

The **Brusque Metamorphic Complex (BMC)** (Silva, 1991; Caldasso et al., 1995; Philipp et al., 2004; Basei et al., 2011) is located in the northeastern Santa Catarina state (Fig. 1) and is limited to the north by the Itajaí basin trough the Itajaí-Perimbó strike-slip shear zone (Silva, 1991) and to the south by the Major Gercino strike-slip shear zone (Bitencourt et al., 1989; Passarelli, et al., 2010; Passarelli, et al., 2011). The complex is composed of schists, phyllites, quartzites, marbles, metamarls and metabasites/metaultrabasites. U-Pb zircon ages of 834.7 ± 8.7 Ma (IDTIMS) and 843 ± 12 Ma (SHRIMP) obtained from rift-related leucogranites were attributed to rifting responsible for the basin formation (Basei et al., 2008).

A low angle schistosity, referred to as S_2 by previous workers (e.g., Basei et al., 2011), is the main ductile structure in the Brusque supracrustal rocks, and has been associated with thrusting (Basei, 1985; Caldasso et al., 1995; Philipp et al., 2004; Basei et al., 2011). NE-trending strike-slip shear zones with a new internal foliation (previously called S_3) and related folds affect and transpose the low angle schistosity (Caldasso et al., 1995; Philipp et al., 2004). Where the shear strain is high, the transposed schistosity is completely obliterated and all foliations become parallel. In these rocks, metamorphic conditions vary from garnet zone to chlorite zone. However, in thermal aureoles related to Neoproterozoic granites, temperatures may have reached the pyroxene hornfels facies (Basei, 1985; Silva, 1991; Caldasso et al., 1995; Philipp et al., 2004; Basei et al., 2011).

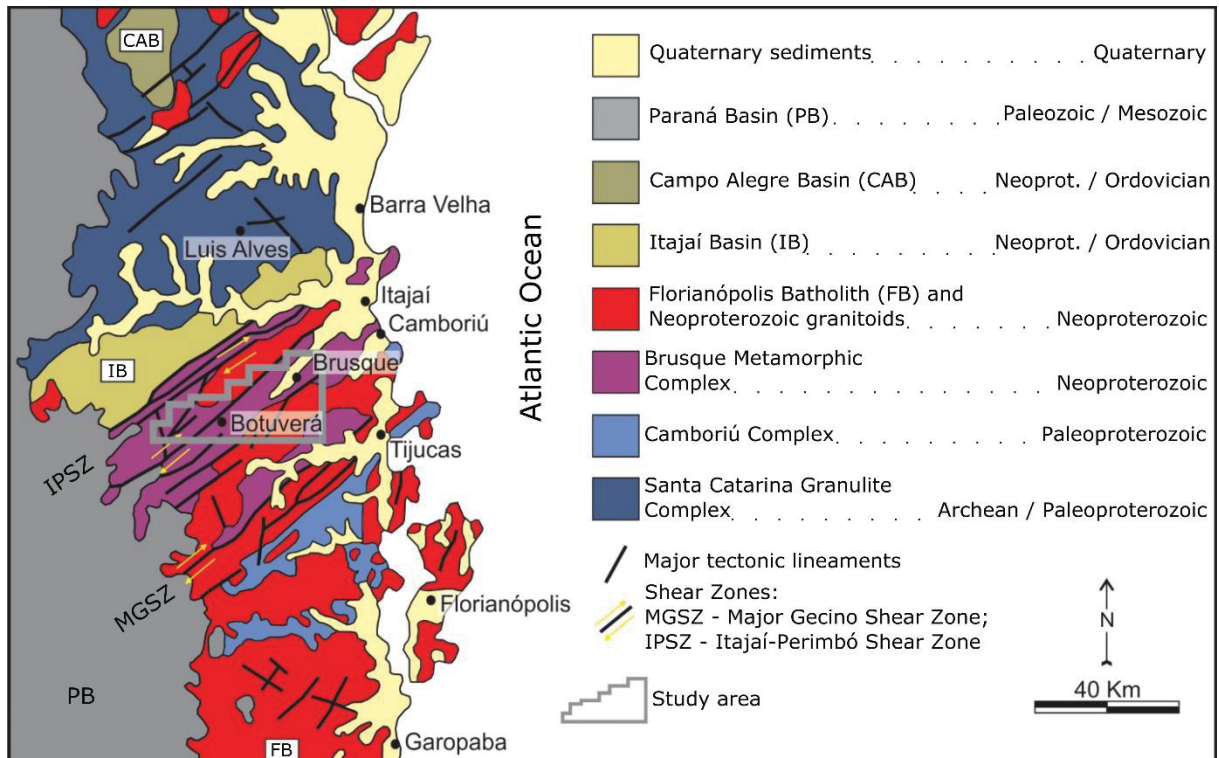


Fig. 1. Geological map of the Eastern Santa Catarina state (After Hartmann & Fernandes, 2000).

Neoproterozoic granites intruded the rocks of the BMC at different times. The emplacement of early granites commonly is parallel to the general trend of the main schistosity of the country rocks (Philipp et al., 2004; Tickyj et al., 2004). The later orogenic granites are massive to weakly foliated and thought to be coeval with the strike-slip tectonics (Basei, 2000; Philipp et al., 2004; Basei et al., 2011). The most important suites of this second magmatic episode are the São João Batista, Valsungana and Nova Trento suites whose ages range from 620 Ma to 570 Ma (Basei, 2000; Silva et al., 2003; Basei et al., 2011).

5.2. Petrography of the Brusque Metamorphic Complex

The studied rocks from the BMC are metapelitic schists, phyllites, quartzites and marbles (Fig. 2). The schists are composed of muscovite, chlorite, quartz, biotite and garnet (Fig. 3a and b). These rocks show lepidoblastic texture and granoblastic texture in quart-rich parts. Garnet porphyroblasts may have helicitic or straight inclusions and, locally, asymmetric strain shadows occur. Garnet may show partial or complete alteration to chlorite.

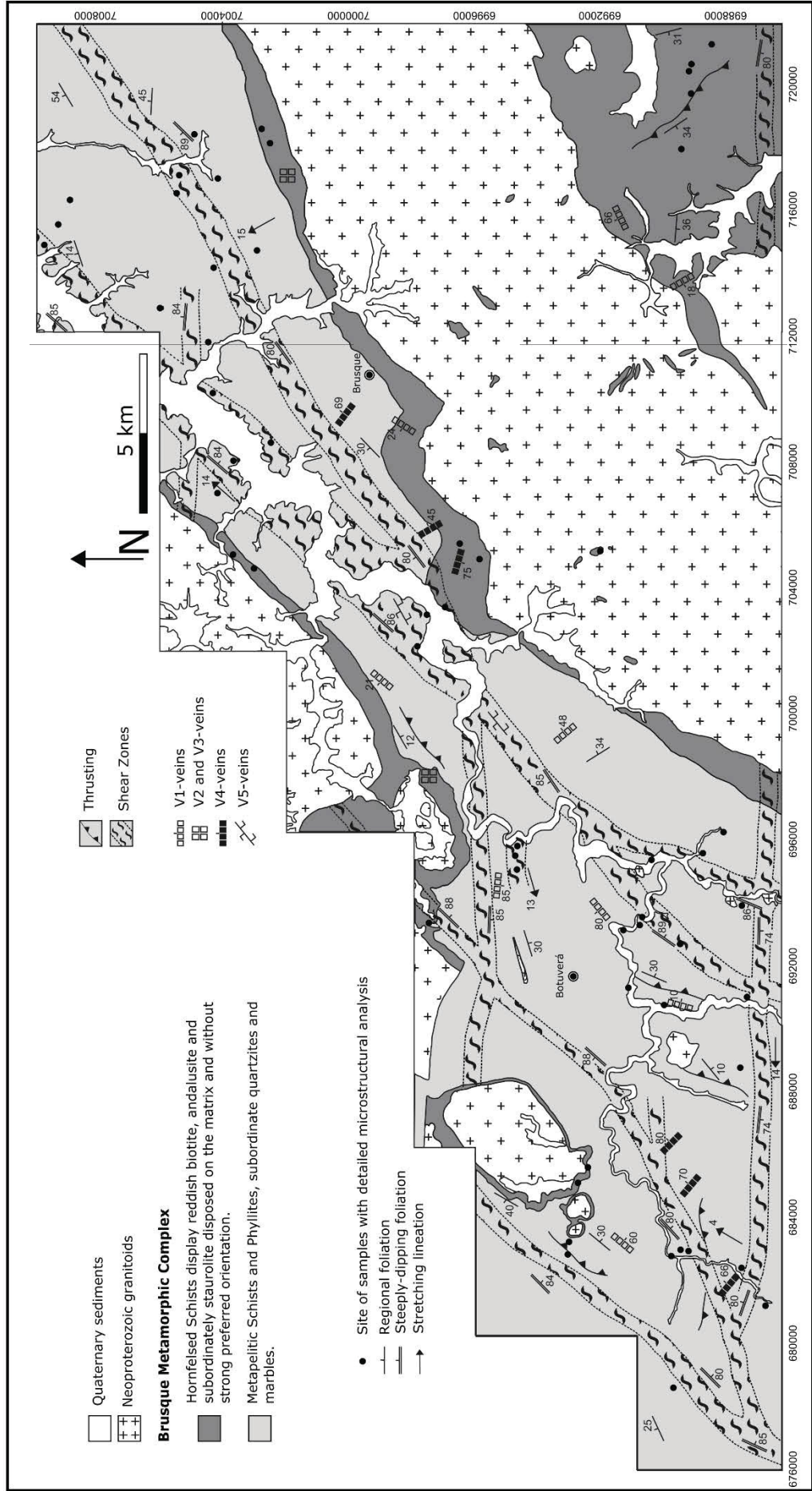


Fig. 2. Litho-structural map of Brusque region showing the foliations trend, the location of the main outcrops of quartz veins and described thin sections.

In quartz-micaschists, phyllosilicates do not exhibit evidence of intracrystalline deformation. However, micas display strong preferred orientation and rectilinear faces parallel to the foliation. Very narrow films of opaque minerals along the regional schistosity are also observed. These features (Beach, 1979; Bell and Cuff, 1989) permit us to suggest that pressure solution was an effective deformation mechanism.

Hornfelsed schists display reddish biotite, andalusite and subordinately staurolite without any strong preferred orientation. The matrix is made of muscovite and quartz. Locally there are chlorite-quartz-sericite phyllites with lepidoblastic texture. Quartz grains are in general elongated, show straight grain boundaries, weak undulose extinction or subgrains and, less commonly, new grains.

Quartzites outcrop locally in meter- to decimeter-wide layers conformable to the regional schistosity. These rocks may present granoblastic to granolepidoblastic textures, and muscovite and biotite as subordinated minerals. In rocks deformed in the strike-slip corridors (Fig. 2, 3c and d), the very fine grain-size of new grains and the serrated boundaries suggest bulging as the main recrystallization mechanism.

Marbles and metamarls occur in the BMC as layers intercalated with the quartz-micaschists. These rocks show a granoblastic texture and in levels of carbonate, mica and quartz, a granolepidoblastic texture is observed. Veins of calcite or quartz may be both concordant and discordant to the foliation.

5.3. Tectonic structures of the Brusque Metamorphic Complex

5.3.1. Regional Foliation

The regional foliation has low-angle dip and is folded and subverticalized by strike slip shear zones. It is characterized by the preferred anisotropy with orientation of chlorite, biotite, muscovite and quartz, setting up a penetrative schistosity (Fig. 3a). Sometimes gently-dipping mylonites formed by shear-related plastic grain-size reduction (Fig. 3b) occur laterally and can be associated with the main foliation. This foliation, called the regional or penetrative schistosity in this work, is correlated with the S2 foliation described by other authors (Caldasso et al., 1995; Philipp et al., 2004; Basei et al., 2011).

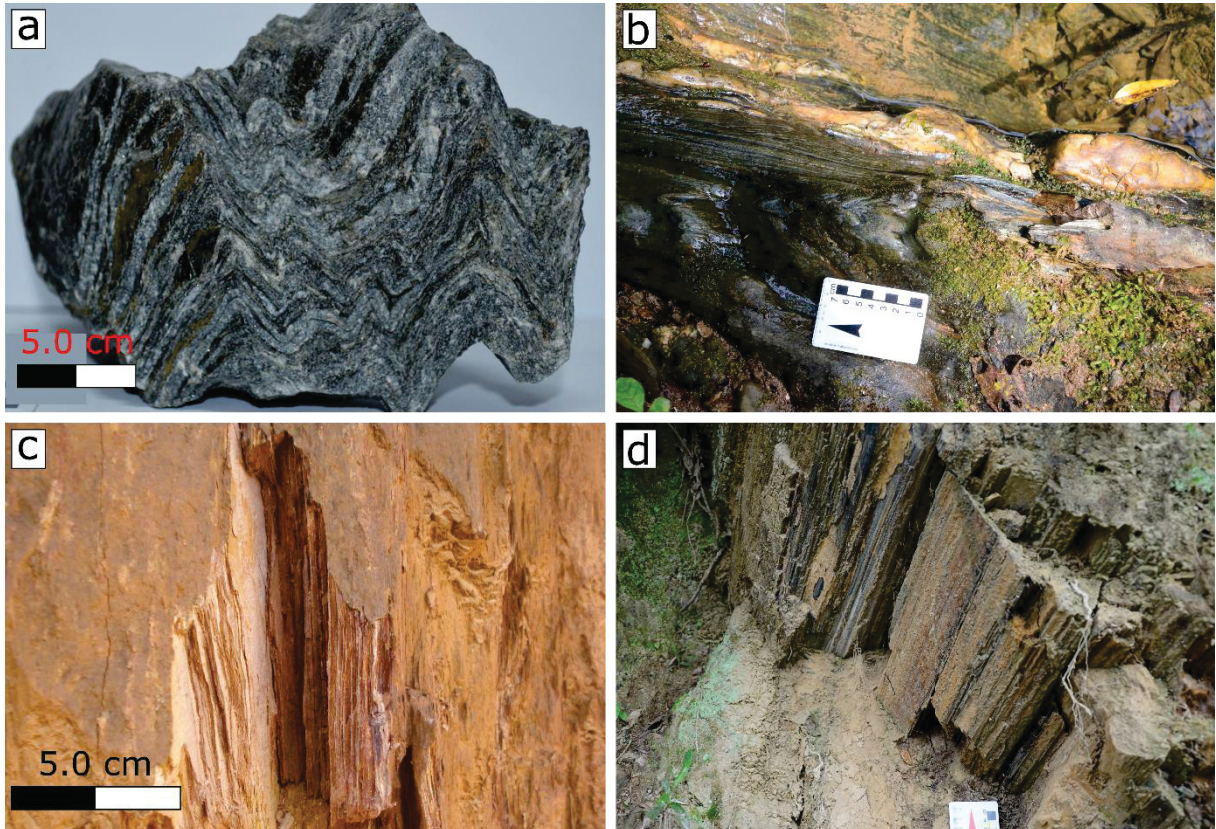


Fig. 3. The main foliations of the Brusque Metamorphic Complex. a) Regional foliation in quartz-muscovite schist, characterized by the preferred orientation of micas, setting up a penetrative schistosity. The schistosity was deflected and deformed by folding. According to dip isogon classification these folds are characterizing as Class 1C; b) Gently dipping mylonite formed by shear-related plastic grain-size reduction. These rocks are composed of sericite, chlorite and quartz with micas display a strong preferred orientation; c) Steeply-dipping mylonitic foliation (NE-SW trending); d) Steeply-dipping mylonitic foliation (E-W trending).

A penetrative schistosity in schists and phyllites is characterized by a millimetric spacing disjunctive foliation. The **cleavage domain (M)** is usually rich in mica whereas the **microlitons** (QF domains) are made of quartz (Fig. 4a and b). Micas display strong preferred orientation, straight grain boundaries and no evidence of intracrystalline deformation. Fine dark seams composed of very fine-grained opaque minerals occur along the foliation (Fig. 4b). The microlitons consist of anhedral quartz grains with weak wavy extinction and lobate margins. The rectilinear shapes of the faces parallel to the schistosity, strong preferred orientation of micas and the presence of the strain shadow or strain fringes (Fig. 4c) suggest that pressure solution controlled the fabric formation. Garnet porphyroblasts, when present, shows quartz and opaque helicitic inclusions, suggesting syntectonic growth under greenschist facies - garnet zone conditions.

Locally, microlitons show partially preserved previous foliation (S_1). In these cases, the foliation is a crenulation cleavage. This earlier foliation (S_1) is rarely preserved because of the transposition due to the thrust tectonics and associated regional schistosity.

In the gently dipping mylonites, intracrystalline deformation and dynamic recrystallization contribute to develop the main foliation as a transposition foliation whose mylonite aspect is revealed by S-C, C-C' and asymmetric mica fish features. Wavy extinction, deformation bands and subgrains characterize the intracrystalline deformation of quartz. The dynamic recrystallization was controlled mainly by subgrain rotation (Fig. 4d).

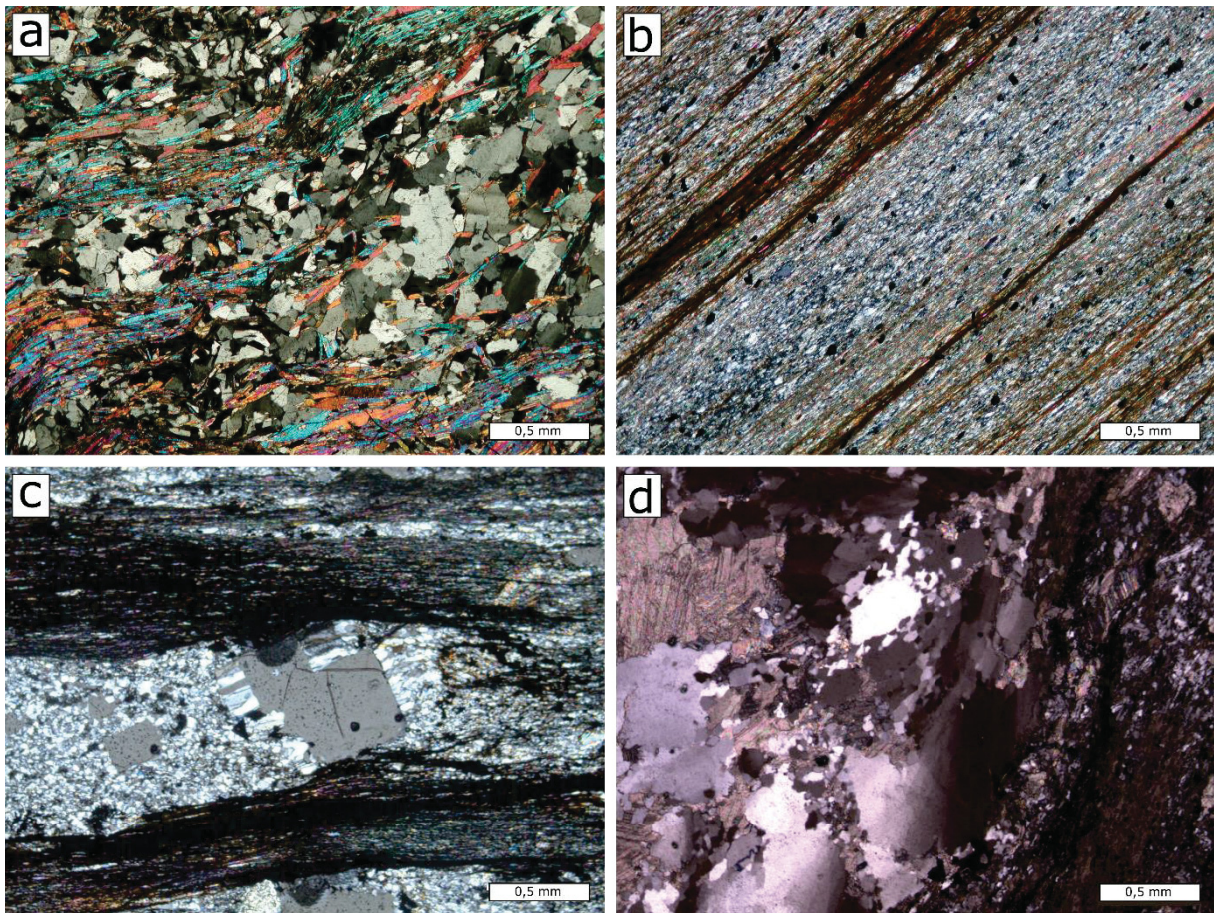


Fig. 4. Crossed polarized light photomicrographs of rocks from the Brusque Metamorphic Complex. a) Disjunctive foliation in quartz-mica schist. Note the rectilinear shapes of the faces parallel to the schistosity and the strong preferred orientation of micas; b) Disjunctive cleavage in quartz-mica phyllite, defined by mica-rich layers and quartz-mica layers. Note the fine dark seams along the foliation indicating pressure solution; c) Strain fringes made of fibrous quartz observed around opaque crystal; d) Intracrystalline deformation of quartz (wavy extinction and subgrains) and the formation of new grains by subgrain rotation.

Microstructures present in these grains of quartz are temperature-dependent and result from different deformation/recrystallization mechanisms as demonstrated by Hirth and Tullis (1992), Stipp et al. (2002) and Faleiros et al. (2010). Bulging generally operates at 250-400°C, under greenschist facies (Stipp et al., 2002). As demonstrated in this paper, the somewhat higher deformation temperatures characterizing the garnet zone would rather invoke subgrain rotation recrystallization (Fig. 4d).

5.3.2. Shear zone foliation and lineation

Several zones of steeply-dipping mylonitic foliation have been mapped in the study area (Fig. 2, 3c and 3d). These up to 2 km wide zones define a NE trending anastomosing shear zone network, and the associated subhorizontal stretching lineation associated with strike-slip movement. Crenulation lineations can also be seen in these rocks. Stereographic projections (Fig. 5) show the poles of foliation from the strike-slip zones (Fig. 5a and b), indicating maximum concentrations around N50E/86SW and a secondary concentration at N88W/88SW. One of this NE strike-slip shear zones, named Itajaí-Mirim, has regional importance and control the location of the Itajaí-Mirim River. Similar NW-SE trending structural corridors have been described previously (Caldasso et al., 1995; Philipp et al., 2004; Basei et al., 2011).

Where the strain is less intense, the regional schistosity was deflected and deformed by folding and shearing (Fig. 3a). The poles of the regional foliation are distributed along a great circle (Fig. 5c), indicating a cylindrical fold with a statistical axis of N49E/02. In the field these folds exhibit isogons of convergent dip to the internal arc, characterizing Class 1C folds according to Ramsay's (1967) dip isogon classification. These folds probably evolve to Class 2 folds within the shear zones. Anastomosing shear zones (Fig. 2) of combined shearing and shortening commonly occur in orogenic belts, as described by several authors (Sanderson and Marchini, 1983; Gapais et al., 1987; Bell and Johnson, 1992; Fossen et al., 1994; Tikoff and Greene, 1997; Fossen and Tikoff, 1998; Bell, 2010).

The steeply dipping mylonitic foliation (Fig. 2, 3c and 3d) is a transposition foliation defined by the preferred orientation of recrystallized white mica, quartz and chlorite. Serrated grain boundaries in quartz are common, suggesting bulging

recrystallization (Fig. 6a). Fine-grained mica having asymmetric fish shapes also defines the mylonite foliation. Mica can show trails of very fine new grains along the foliation, indicative of basal plane slip. Narrow films (black seams) of fine-grained opaque minerals along the mylonite foliation are locally found, indicating that pressure solution is present in these strike-slip shear zones.

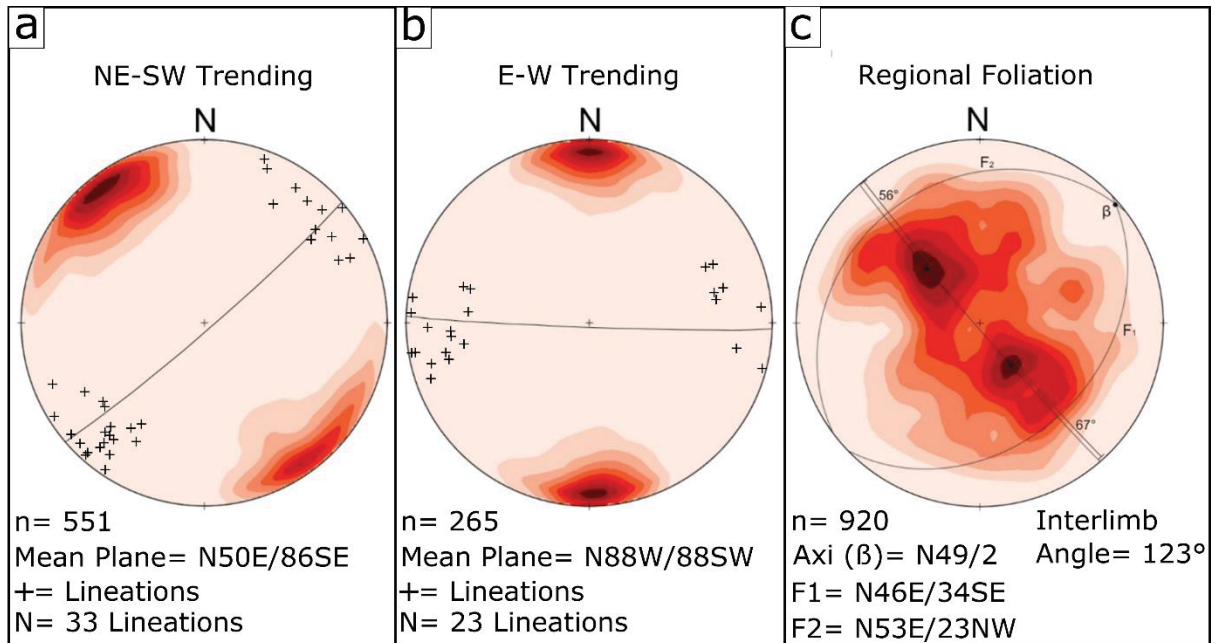


Fig. 5. Stereogram showing contoured structural data of rocks from Brusque Metamorphic Complex. a) Poles to steeply-dipping foliation (NE-SW trending) with crenulation and stretching lineations in the strike-slip shear zones; b) Poles to the steeply-dipping foliation with crenulation and stretching lineations (E-W trending); c) Poles to the regional foliation away from the shear zones with attitudes of average of planes and axe.

The presence of recrystallized chlorite in the mylonitic foliation (Fig. 6b) indicates greenschist facies – chlorite zone conditions during the ductile strike-slip tectonics, which agrees well with the low temperature dynamic recrystallization mechanisms identified in quartz (bulging). S-C foliations, mica fish (Fig. 6c) and rotated porphyroclasts together indicate dextral shear sense in the Itajaí-Mirim shear zone.

Brittle shear zones have been recognized along the NE strike-slip shear zones in the study area. Apparently, these steep fine-grained mylonite zones acted as planes of weakness during this subsequent reactivation (White et al., 1986). Even though the NE strike-slip shear zones are reactivated, the faults and hydrothermal

breccias appear to be limited in length, and there is no evidence of reactivation of the entire length of the shear zone.

5.3.3. Contact Aureoles

Hornfels domains formed during contact metamorphism and reach 3 kilometers in with around the granitic bodies (Fig. 2). The foliations, developed before the Valsungana Granite emplacement, are frequently preserved within the aureoles. However, the porphyroblasts can be observed to be randomly oriented, similarly to the textures described by Philipp et al. (2004) to the SE.

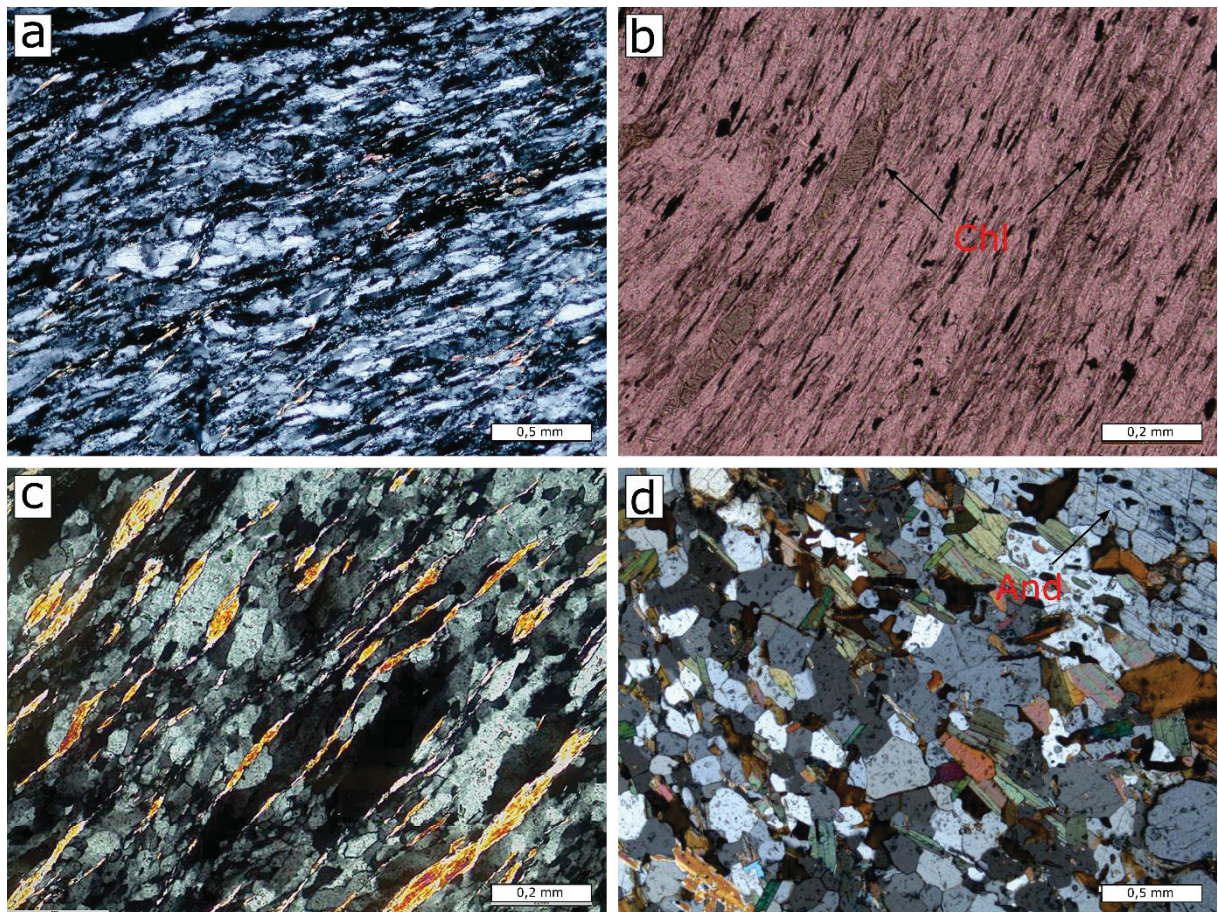


Fig. 6. Photomicrographs of rocks from the Brusque Metamorphic Complex. a) Quartzite mylonite showing continuous foliation marked by the preferred orientation and stretching of grains. Serrated grain boundaries in quartz suggest bulging mechanism; b) Chlorite occur as mica neoblasts marked by the preferred orientation along the mylonitic foliation; c) Mylonitic quartzite with mica fish indicate dextral shear sense in the Itajaí-Mirim shear zone; d) Granoblastic biotite-muscovite-quartz hornfels showing porphyroblasts of andalusite.

The metapelitic schists located within the thermal aureole are constituted by muscovite + quartz + biotite \pm garnet \pm staurolite \pm andalusite. Porphyroblasts of andalusite (Fig. 6d) and staurolite do not show preferred orientation, and have inclusions continuously linked to the regional foliation. In hornfels, porphyroblasts and quartz crystals are undeformed (Fig. 6d). Straight quartz grain boundaries give rise to triple junctions and a polygonal granoblastic texture (Fig. 6d). This texture developed by grain boundary area reduction under static recrystallization conditions during thermal metamorphism.

5.4. Quartz veins population of the Brusque Metamorphic Complex

The quartz veins are divided into five sets, V1-V5 (Table 1), and each vein set was characterized in detail in terms of orientation (azimuth, dip) and geometric relations with other veins and structural elements (foliations, fold). Here we discuss the timing of their emplacement relative to the established structural history in the BMC.

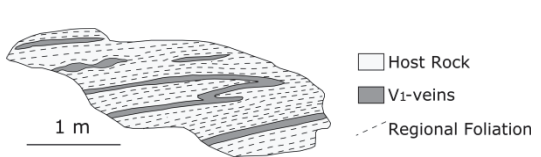
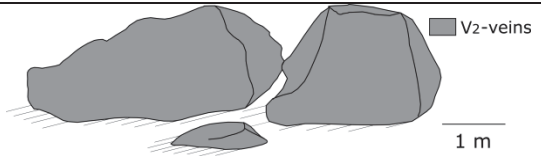

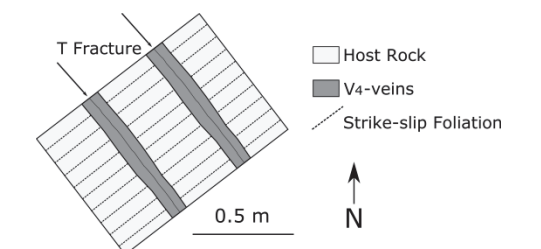
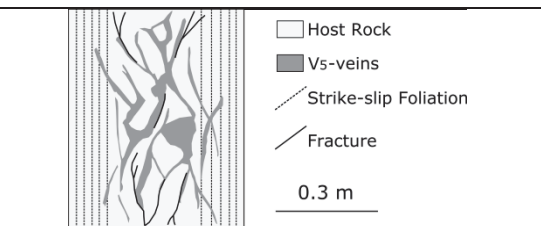
A very regular and constant population of regional foliation-parallel veins is developed throughout the studied area (Fig. 7a and 7b). These veins, labelled V1-veins, are widespread and generally concordant to the regional schistosity. The majority of V1-veins consist of tabular quartz veins. Length of the veins commonly ranges from 5 cm to 4 m, exceptionally up to several meters and show thicknesses from 1 mm to 20 cm.

Many of the V1-veins are boudinaged and folded (Fig. 7a and 7b) within the regional schistosity, which indicates plastic deformation, probably when the surrounding rock was deformed by progressive simple-shear within the regional foliation. Sometimes, in thin sections, the V1-veins may develop into deformation fringes made of fibrous quartz observed around both opaque crystals (Fig. 4c) and garnet porphyroblasts. The asymmetric distribution of these fringes confirms the rotational tectonics (shear deformation) during the development of the regional foliation. Together, these features indicate that V1-veins were generated during the episode of deformation that formed the regional foliation in the BMC.

Sites of contact metamorphism host two different sets veins, V2 and V3-veins. The V2-veins consist of meter-wide massive quartz veins outcrop (Fig. 7c)

normally weathered out of the softer hornfelsed schists and would be related to dehydration reactions and fluid migration. The massive quartz V2-veins are crosscut by centimeter- to millimeter-wide tabular quartz veins disposed in erratic or conjugate arrays (Fig. 7d). The erratic array of V3-veins gives support to a hydraulic origin, as expected in response to the increasing fluid pressure during dehydration reactions.

Table 1. Quartz veins characterized in terms of directional data and geometric relationship with other veins and structural elements.

Abbreviation	Description	Sets veins
V1-veins	Usually tabular veins, are widespread and generally concordant to the regional schistosity. Boudins and folds are common in these veins. Length of 5 cm to 4 m, exceptionally up to several meters and thicknesses of between 1 mm and 20 cm.	
V2-veins	The veins consist of meter-wide massive blocks quartz occurring in hornfelsed schists.	
V3-veins	Tabular quartz veins disposed in erratic or conjugate arrays in hornfels. Thicknesses centimeter- to millimeter-wide.	
V4-veins	These veins are undeformed, mainly vertical (> 80°) and strike N55W. The lengths range 2 to 10 m and are thicknesses of between 5 and 20 cm, result from strike-slip shear zone.	
V5-veins	Irregular quartz veins about millimeter-wide. These veins form a matrix between clasts in a breccia.	

Veins originated during the strike-slip shear zones are very rare in the study area. However, close to the NE-trending shear zones, quartz veins are mainly vertical

(> 80°) and strike N55W (Fig. 7e). The lengths of these veins, named V4-veins, range from 2 to 10 m and their thicknesses from 5 to 20 cm (Fig. 7e). The V4-veins are undeformed, and generally crosscut the V1-veins that are conformable to the regional foliation. These veins frequently contain well-preserved fibrous crystal growth morphologies, which potentially allow us to determine the opening direction within individual veins as being perpendicular to the rock walls.

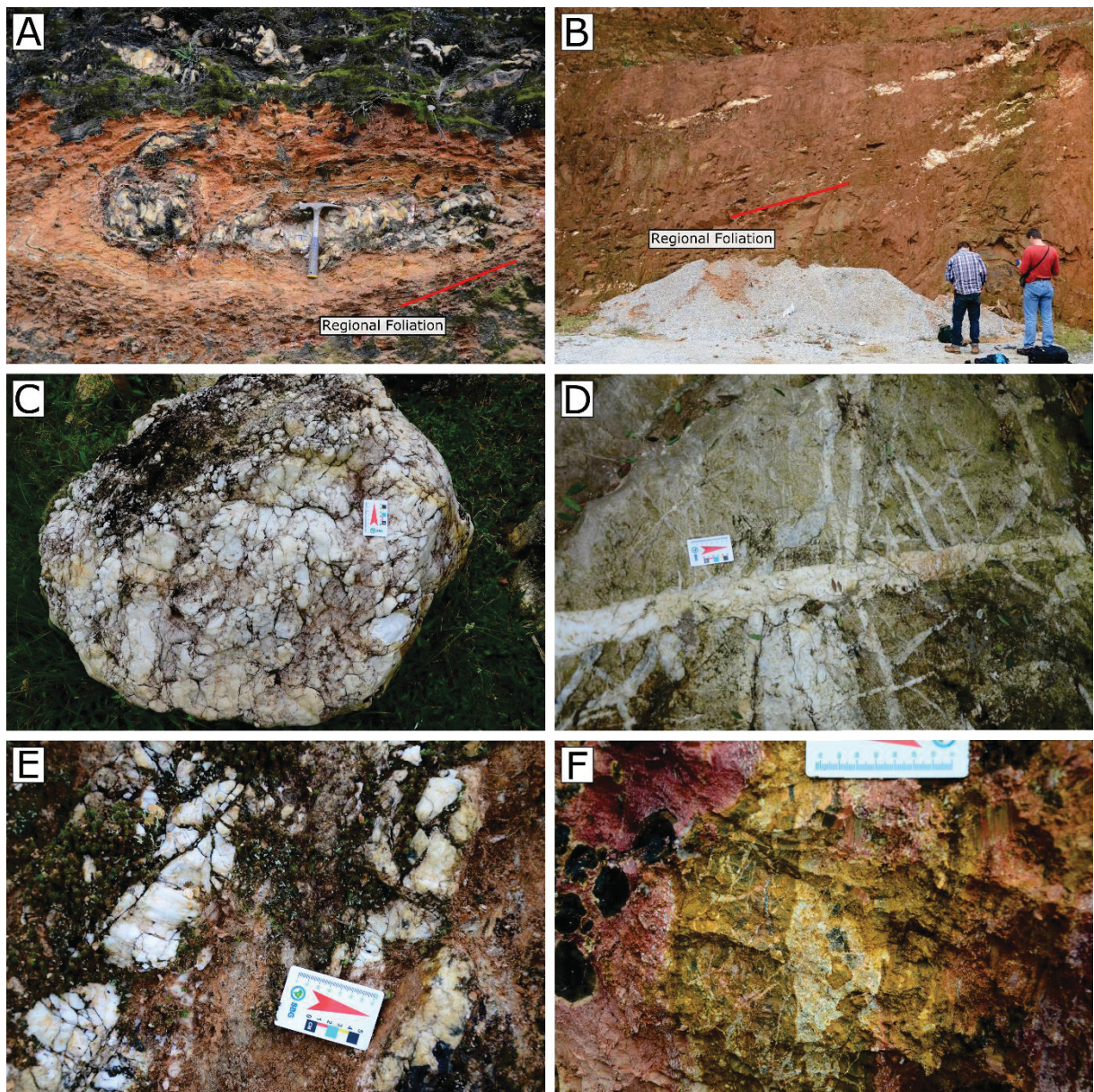


Fig. 7. Quartz veins hosted in rocks of the Brusque Metamorphic Complex. a) Folded quartz vein within the regional surface (V1-veins); b) regional foliation-parallel veins develops throughout the studied area (V1-veins); c) Massive quartz vein blocks occurring in hornfelsed schists (V2-veins); d) Tabular quartz veins disposed in erratic or conjugate arrays (V3-veins); e) Tabular quartz veins striking N55W (V4-veins). These veins crosscut the later quartz veins near the N50E shear zones; f) Erratic quartz veins formed during brittle reactivation of the strike-slip shear zones (V5-veins).

Finally, the brittle deformation, related to reactivation of the NE-trending shear zones, produced a sequence of hydrothermal breccias that are filled with millimeter-wide irregularly shaped quartz veins (Fig. 7f). These veins, labeled V5-veins, form a matrix between clasts in a breccia and were formed during extensive fracturing, without significant preferred orientation.

5.5. Discussion

The microstructural data show differences in microstructures of metasedimentary rocks from the Brusque Metamorphic Complex when thrust or strike slip tectonics are considered. This behavior could reflect different deformation/recrystallization mechanisms in each structural system and their variation according to metamorphic conditions.

Microstructural evidence shows that **pressure solution** was the main active deformation process during the development of the regional schistosity. This conclusion is supported by the widespread occurrence of V1-veins. A number of studies have shown that pressure solution plays an important role during the development of thrust systems, causing the formation of abundant quartz veins in the deformed rocks (Burkhard and Kerrich, 1988; Meneghini et al., 2012; Chandonais and Onasch, 2014). When the fluid pressure is high, the lithostatic pressure can be overcome so that circulation and migration are enhanced. Overpressure is a well-known explanation for the origin of many nappes and thrusts (Hubbert and Rubey, 1959; Fyfe and Kerrich, 1985; Fiori and Wandresen, 2014), and may explain why quartz-veins parallel to the regional schistosity are so abundant in the schists of the Brusque Metamorphic Complex.

In this work, we propose that the occurrence of veins in hornfels is controlled by dehydration reactions during thermal metamorphism, a less common situation according to Yardley (2009). In hornfelsed schists, the granoblastic or decussate textures result from grain boundary area reduction accompanied by dehydration reactions and increasing fluid pressure. The presence of centimeter wide veins (V3-veins) crosscutting meter-wide veins (V2-veins) indicates a cyclic process within the same episode. Examples of veins associated with thermal metamorphism, similar to

those from the Brusque Metamorphic Complex, have been shown elsewhere (Davies and Ferry, 1993; Cesare, 1994; Dutrow and Norton, 1995; Barros et al., 2001).

Quartz veins in hornfelsed schists of hornblende to pyroxene hornfels facies would have formed by dehydration reactions, increase in fluid pressure and hydraulic fracturing. These conditions could explain the erratic occurrence of the V3-veins. During thermal metamorphism of a previously hydrated mineral assemblage, veining is normally ubiquitous. Veins associated with contact metamorphism are present in the Brusque Metamorphic Complex, but are not widespread. This is explained by the previous fluid migration during the development of the regional schistosity under garnet zone conditions.

Most veins are parallel to the regional foliation (V1-veins), but a few veins (V4-veins) cut across this foliation and occur adjacent to the NE-trending strike-slip shear zones. The V4-veins appear to have originated as extension fractures. These extension fractures and veins are commonly found near faults and within fault zones at a range of scales, and are formed perpendicular to the minimum principal stress σ_3 (Robert et al., 1995; Blenkinsop, 2008; Bons et al., 2012; Fiori and Wandresen, 2014).

The V4-veins are mainly vertical and strike NW, supporting the interpretation as extensional veins developed during NE-SW opening along the strike-slip shear zones. The scarce formation of veins along the strike-slip shear zones could be explained by the low temperatures (chlorite zone) and by the fact that the more effective fluid migration seems to have occurred during thrusting and under greenschist facies - garnet zone conditions. Moreover, microstructural evidences suggest that pressure solution played a subordinated role during the steeply-dipping mylonitic foliation.

5.6. Conclusions

The analysis of the relationship between deformation and veins distribution (fluid transfers) in metasedimentary rocks of the Brusque Metamorphic Complex allows us to draw the following conclusions:

- (1) The main deformation, associated with crustal thickening (related to thrusting), was accommodated by extensive **pressure solution** involving both quartz and micas. This deformation resulted in the development of quartz veins (V1-veins) oriented parallel to the regional foliation during regional metamorphism;
- (2) The exclusive presence of some sets of veins within contact aureole supports the inference of a genetic relationship between granite intrusions and veins (V2 and V3-veins). It is likely that these veins were formed by dehydration reactions, increase in fluid pressure and hydraulic fracturing during thermal metamorphism;
- (3) The transcurrent shear zones forming an anastomosing network with predominantly NE-trending elements and subordinate E-W trending elements combine shearing and shortening during the evolution of the orogenic belt. This deformation was accommodated mainly by bulging recrystallization together with subordinate pressure solution during the development of the mylonitic foliation. The V4-veins presence adjacent to the NE strike-slip shear zones suggests that extensional fractures and veins are formed perpendicular to the minimum principal stress σ_3 ;
- (4) The last important indicator of fluid flow in the metasedimentary rocks of the Brusque Metamorphic Complex is the V5-veins that well preserved in brecciated veins within reactivation shear zones.

REFERÊNCIAS

- Alfiero C., Fischer G., Buch T. 2013. Relatório de graduação da região de Limeira, Brusque-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: na introduction. *Earth Sci. Rev.*, **17**:1-29.
- Barros, C.E.M., Barbey, P., Costa Júnior, P.R., 2001. Venulação e Fraturamento Hidráulico em Rochas Metabásicas Encaixantes do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás. In: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Eds.), *Contribuição à Geologia da Amazônia*, Belém, Brazil, 133-142.
- Basei M.A.S. 1985. O Cinturão Dom Feliciano no Estado de Santa Catarina. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), 190p.
- Basei M.A.S., McReath I., Siga Jr. O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of southern Brazil: A review. *Gondwana Research*, **1**:383-391.
- Basei M.A.S. 2000. Geologia e Modelagem Geotectônica dos Terrenos Pré-Cambrianos das Regiões Sul-Oriental Brasileira e Uruguaia: Possíveis correlações com províncias similares do Sudoeste Africano. Livre Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), 124p.
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Masquelin H., Harara O.M., Reis Neto J.M., Preciozzi F. 2000. The Dom Feliciano Belt (Brazil-Uruguay) and its foreland domain, the Rio de la Plata craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*. 31 st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil, pp. 311-334.
- Basei M.A.S, Frimmel H.E., Nutman A.P., Preciozzi F., Jacob J. 2005. The connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts. *Precambrian Res.* **139**:139-221.
- Basei M.A.S., Frimmel A.P., Preciozzi F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano Belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London.* **294**:239-256.

- Basei M.A.S., Neves B.B., Siga Jr. O., Babinski M., Pimental M.M., Tassinari G.C.C., Hollanda M.H.B., Nutman A., Cordani U.G. 2010 Contribution of SHRIMP U Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research*. **183**:112-144.
- Basei M.A.S., Campos Neto C.M., Castro A.N., Nutman P.A., Wemmerd K., Yamamoto T.M., Hueck M., Osako L., Siga Jr. O., Passarelli R.C. 2011a. Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *J.South Am. Earth Sci.* **32**:324-350.
- Basei M.A.S., Drukas C.O., Nutman A.P., Wemmer K., Danyi L., Santos P.R., Passarelli C.R., Campos Neto M.C., Siga Jr. O., Osako L. 2011b. The Itajaí foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran, Southern Brazil. *J. Earth Sci.* **100**:543-569.
- Basei M.A.S., Campos Neto M.C., Lopes A.P., Nutman A.P., Liu D., Sato K.E.I. 2013. Polycyclic evolution of Camboriú Complex migmatites, Santa Catarina, Southern Brazil: integrated Hf isotopic and U-Pb age zircon evidence of episodic reworking of a Mesoarchean juvenile crust. *Brazilian Journal of Geology, São Paulo*. **43**:427-443.
- Batista C., Veiga L., Galdeano M. 2012. Relatório de graduação do mapa geológico do Ribeirão do Ouro, Botuverá-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Beach, A., 1979. Pressure solution as a metamorphic process in deformed terrigenous sedimentary rocks. *Lithos*, 12, 51-48.
- Bell, T.H., Cuff, C., 1989. Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 425-447.
- Bell, T.H., Johnson, S.E., 1992. Shear sense: a new approach that resolves problems between criteria in metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 99-124.
- Bell, T.H., 2010. Deformation partitioning, foliation successions and their significance for orogenesis: hiding lengthy deformation histories in mylonites. Geological Society, London, Special Publications, 335, 275-292.
- Bento dos Santos T.M., Tassinari C.C.G., Fonseca P.E. 2015. Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano-Pan African orogeny:

Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. *Precambrian Research*. **260**:1-22.

Bergami G., Costa L., Alves M. 2013. Relatório do mapeamento geológico da região de Cedrinho, Brusque-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.

Bitencourt M.F., Hackspacher P.C., Stoll L.V. 1989. A zona de cisalhamento Major Gercino – Santa Catarina. *Simp. Nac. Est. Tect.* Fortaleza. **11**:214-215.

Bitencourt M.F. & Nardi L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Rev. Brasileira de Geociências*. **30**:186-189.

Bitencourt M.F. & Nardi L.V.S. 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite: a crustally-derived magma of shoshonitic affinity from Southern Brazil. *Lithos, Amsterdam*. **73(1)**:01-19.

Bitencourt M.F., Bongioiolo E.M., Philipp R.P., Morales L.F.G., Rubert R.R., Melo C.L., Luft Jr. J.L. 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Pesquisas em Geociências (UFRGS)*. **35**:109-136.

Blenkinsop T.G. 2000. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 150p.

Blenkinsop, T.G., 2008. Relationships between faults, extension fractures and veins, and stress. *Journal of Structural Geology*, 30, 622-632.

Bons P.D. 2000. The formation of veins and their microstructures. In: Jessell MW, Urai JL (eds) *Stress, strain and structure, a volume in honour of W.D. Means*. *J. Virt. Explorer* 2

Bons P.D., Elburg M.A., Gomez-Rivas E. 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*. **43**:33-62.

Brito Neves B.B. & Cordani U.C. 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*. **33**:23-40.

- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Fuck R. 1999. From Rodinia to Eastern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*.**22**:155-166.
- Brito Neves B.B. & Fuck R. 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*.**47**:72-89.
- Borges F., Newton J., Besser M. 2009. Relatório de cartografia geológica da região de Cedro Grande Brusque-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Burkhard M. & Kerrich R. 1988. Fluid regimes in the deformation of the Helvetic nappes, Switzerland, as inferred from stable isotope data. *Contrib. Mineral Petrol*.**99**:416-429.
- Caldasso A.L.S., Krebs A.S.J., Silva M.A.S., Camozzato E., Ramgrab G.E. 1995. Boletim explicativo do mapa geológico da folha Botuverá (SC), SG.22-Z-D-I-2. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, CPRM, MME, 303p.
- Campana A., Oliveira E., Baldin M. 2008. Relatório do mapa geológico da região de Águas Negras, Botuverá- SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Campos R.S. & Philipp R.P. 2007. Petrografia e geoquímica das rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas da Região da Serra Miséria/SC. *Rev. Brasileira de Geociências*.**37**:705-727.
- Carter N.L., Kronenberg A.K., Ross J.V., Wiltschko D.V. 1990. Control of fluids on deformation of rocks. In: Knipe R.J., Rutter E.H. (eds) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.***54**:1-13.
- Castro N.A., Basei M.A.S., Crosta A.P. 1999. The W (Sn-Mo) specialized Catinga Suite and other granitoids of the Brusque Group, Neoproterozoico f the State of Santa Catarina, Southern Brazil. *Rev. Brasileira de Geologia*, São Paulo.**29**:17-26.
- Cesare, B., 1994. Synmetamorphic veining: origin of andalusite-bearing veins in the Vedrette di Ries contact aureole, Eastern Alps, Italy. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 643-653.
- Chandonais D.R., Onasch C.M.2014. Fluid history of the Blue Ridge anticlinorium in the central Appalachians. *Journal of Structural Geology*.**69**:415-427.

- Chemale F., Mallmann G., Bitencourt M.F., Kawashita K. 2012. Time constraints in magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*. **22**:184-199.
- Chiarello B., Borato F., Leonardi T. 2013. Relatório do mapeamento da região de Nova Itália, Brusque-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Cosgrove J.W. 1995. The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. In: Ameen M.S. (ed.). *Fractography: Fracture Topography as tool on fracture mechanisms and stress analysis*. Geological Society Special Publication. **92**:187-196.
- Daines M.J. & Kohlstedt D.L. 1997. Influence of deformation on melt topology in peridotites. *Journal of Geophysical Research*. **102**: 10257-10271.
- Davies, S.R., Ferry, J.M., 1993. Fluid infiltration during contact metamorphism of interbedded marble and calc-silicate hornfels, Twin Lakes area, central Sierra Nevada, California. *Journal of Metamorphic Geology*, 11, 71-88.
- De Boer, R.B., 1977. Pressure solution: Theory and experiments. *Tectonophysics*, 39(1-3), 287-301.
- De Meer S., Drury M.R., Bresser J.H.P., Pennock. G.M. 2002. Current issues and new developments in deformation mechanisms, rheology and tectonics. In: De Meer, S., Drury M.R., Bresser J.H.P., Pennock. G.M. (eds) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 1-27.
- Dmeterko H., Kepel J., Folador R. 2012. Relatório do mapeamento geológico da região de Botuverá-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Dressel B., Schemiko D., Cordeiro P. 2010. Relatório do mapa geológico da região de São João Batista-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Drury, M.R., Urai, J.L., 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, 172, 235-253.
- Dutrow, B., Norton, D., 1995. Evolution of fluid pressure and fracture propagation during contact metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 13(6), 677-687.

- 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.
- Ferreira C., Gonçalves F.N., Silva I. 2010. Relatório do mapa geológico da região do Rio do Moura, Nova Trento-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Ferry J.M. 1994. Overview of the petrological record of fluid-flow during regional metamorphism in northern. *American Journal of Science, New England*. **294**:905-988.
- Figueiredo M.C.H., McReath I., Basei M.A.S., Mantovani M.S.M. 1997. Geochemistry of Santa Catarina granulite rocks, southern Brazil: A model of differentiation from high alumina basalt. *Rev. Bras. Geo.*, São Paulo. **27**:33-40.
- Finamor A.B. 2012. Geoquímica e datação SHRIMP U-Pb do magmatismo ácido da Bacia do Itajaí, SC. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 82p.
- Fiori A.P. & Wandresen R. 2014. Tensões e deformações em geologia. Oficina de Textos, São Paulo, 255 p.
- Fleuty M.J. 1964. The description of folds. *Geol. Ass.* **75**:461-492.
- Florisbal L.M., Nardi L.V.S., Bitencourt M. F., Betiollo L.M. 2005. Geoquímica das rochas máficas toleíticas da Suíte pós-colisional Paulo Lopes, Neoproterozóico do sul do Brasil. *Pesquisas em Geociências (UFRGS), Porto Alegre*. **32(2)**:69-79.
- Florisbal L.M., Janasi V.A., Bitencourt M.F., Heaman L.M. 2012. Space time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, Southern Brazil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research*. **216-219**:132-151.
- Fossen, H., Tikoff B., Teyssier, C.T., 1994. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 74, 134-145.
- Fossen, H., Tikoff B., 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F.

(Eds.), Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society Special Publications, London, 135, 15-33.

Fossen H. 2012. Geologia estrutural. Oficina de Textos, 584 p.

Fragoso Cesar A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio Sul-riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário Camboriú, Anais, SBG.5:2879-2892.

Francisco A, Martins B.F. 2008. Relatório do mapa geológico da região de Barra do Areia, Botuverá-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.

Fyfe W.S. & Kerrich R. 1985. Fluids and Thrusting. Chemical Geology, Amsterdam. **49**:353-362.

Galerane B., Piasson E., Moraes R. 2012. Relatório de graduação da região de Água Clara, Brusque-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.

Gapais, D., Bale, P., Choukroune, P., Cobbold, P.R., Mahjoub, Y., Marquer, D., 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns: zone field examples. Journal of Structural Geology, 9, 635-646.

Graeser E., Melo N., Hillebrandt P. 2011. Relatório de graduação mapeamento geológico da região sul de Nova Trento-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.

Grohmann C.H., Campanha G.A.C, Soares Junior A.V. 2011. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.

Guadagnin F., Chemale Jr. F., Dussin I.A., Jelinek A.R., dos Santos M.N., Borba M.L., Justino D., Bertotti A.L., Alessandretti L. 2010. Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: Implications for SW Gondwana correlation. Precambrian Research. **180**:156-182.

Guimarães B., Palma O., Peyerl W. 2012. Relatório do mapa geológico da região oeste de Botuverá-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.

Hartmann L.A. 1988. Geoquímica de terras raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luís Alves, no extremo sul do Brasil. Geoch Bras, Brazil. **2**:1-14.

- Hartmann L.A., Santos J.O.S., McNaughton N.J., Vasconcellos M.A.Z., Silva L.C. 2000. Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro. **74(4)**:560-572.
- Hartmann L.A., Bitencourt M.F., Santos J.O.S., McNaughton N.J., Rivera C.B., Betiollo L. 2003. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*. **16**:477-492.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Campos Neto M.C., Trouw R.A.J. 2004. A evolução tectônica da Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (coords.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 203-234.
- Hirth G. & Tullis J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*. **14**:145-149.
- Hobbs B.E., Means W.D., Williams P.F.N. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John Wiley & Sons, Inc., 571 p.
- Hobbs B.E. & Ord A. 2014. *Structural Geology: The Mechanics of Deforming Metamorphic Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 680 p.
- Hubbert M.K. & Rubey W.W. 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geological Society of American Bulletin*. **70**:115-166.
- Inocente C., Baptista E., Rosa P. 2008. Relatório do mapa geológico da região do Lajeado Alto Botuverá-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Iurk E., Cardoso K., Witkowski R. 2012. Relatório do mapa geológico da região sul de Brusque-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Jamtveit B. & Austrheim H. 2010. Metamorphism: the role of fluids. *Elements*. **6**:153-158.
- Jelinek A.R., Bastos-Neto A.C., Leite J.A.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J. 2005. SHRIMP U-Pb zircon dating of Pedras Grandes Suite, southern Santa Catarina State, Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* **77(1)**:125-175.

- Kipper F., Rodrigues N., Tolentino T. 2011. Relatório do mapa geológico da região do Morro da Onça, Nova Trento-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Knipe R.J. 1989. Deformation mechanisms – recognition from natural tectonites. *Journal of Structural Geology*. **11**:127-146.
- Kowalski A., Wodzinski A., Cavalheiro L. 2011. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Lopes A.P. 2008. Geologia do Complexo Camboriu, SC. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), 119p.
- Martini A., Bitencourt M.F., Nardi L.V.S., Florisbal L.M. 2015. An integrated approach to the late stages of Neoproterozoic post-collisional magmatism from Southern Brazil: Structural geology, geochemistry and geochronology of the Corre-mar Granite. *Precambrian Research*.**261**:25-39.
- Meneghini F., Botti F., Aldega L., Boschi C., Corrado S., Marroni M., Pandolfi L. 2012. Hot fluid pumping along shallow-level collisional thrusts: The Monte Rentella Shear Zone, Umbria Apennine, Italy. *Journal of Structural Geology*.**37**:36-52.
- Moretti G., Oliveira R., Cambuzzi R. 2010. Relatório do mapa geológico da região do bairro Joaquim e arredores – Brusque, SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Oliveira A., Lazzarotto E., Ferreira M. 2010. Relatório do mapa geológico da região de Claraíba-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Passarelli C.R., Basei M.A.S., Siga Jr. O., McReath I., Campos Neto M.C. 2010. Deformation and geochronology of syntectonic emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research*.**17**:688-703.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*, 2nd edition. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin, 366p.
- Peternell M., Bitencourt M.F., Kruhl J.H., Stab C. 2010. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the

Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **29**:738-750.

Piazolo S. & Passchier C.W. 2002. Controls on lineation development in low to medium-grade shear zones: a study from the Cap de Creus peninsula, NE Spain. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 25–44.

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

Philipp R.P., Mallmann G., Bitencourt M.F., Souza E.R., Souza M.M.A., Liz J.D., Wild F., Arendt S., Oliveira A.S., Duarte L., Rivera C.B., Prado M. 2004. Caracterização litológica e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo. **34**:21-24.

Prado F., Borges M., Silveira T. 2012. Relatório do mapa geológico da região de Cristalina-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.

Ramsay J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill Book Company, 560 p.

Ramsay J.G. & Huber M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain analysis*. London, Academic Press, p. 1-307.

Ramsay J.C. & Huber M.I. 1997. *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures*. London: Academic Press, p. 308-700.

Rapp J., Moura M., Santos M. 2010. Relatório do mapa geológico da região Serra do Gavião-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.

Robert F., Boullier A.M., Firdaus K. 1995. *Journal of Geophysical Research*. **100**:12861-12879.

Roepke B., Ramos F., Soares J. 2013. Relatório de mapeamento geológico da localidade de Povoado Pontinha-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.

Rovigati J., Dall'Onder R., Silva R. 2008. Relatório do mapeamento geológico na escala 1:10.000 da região do Ribeirão do Ouro, Município de Botuverá –SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.

- Sanderson, D.J., Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6, 449-458.
- Sattler C., Cavassin J., Oliveira N. 2008. Relatório do mapa geológico da região do Braço Cristalino – Botuverá, SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Siga Jr. O., Basei M.A.S., Machiavelli A. 1993. Evolução Geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo. **23(3)**:215-223.
- Silva L.C. 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozoicas no sul do Brasil: uma revisão. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo. **21**:60-73.
- Silva L.C., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist*, Estados Unidos da América. **85(5-6)**:649-667.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R. 2003. Contrasting zircon growth patterns in Neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: Consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. Short Papers of IV SSAGI. Salvador: CBPM, IRD. **2**:687-690.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2005. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): A case for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos*, Amsterdam. **82**:503-525.
- Silva M. 2010. Relatório do mapa geológico da região sudeste de Botuverá-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Silveira D., Maoski E., Santos R. 2012. Relatório de graduação do mapeamento geológico de Guabiruba-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Soares P.C, Fiori A.P., Rostirolla S.P. 2000. A geotectonic view of the Ribeira and Dom Feliciano belts. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo. **30**:130-134.

- Sobreira A., Brasil F., Bogorni J. 2011. Relatório final do mapa geológico da região de Claraíba-SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Stipp M., Stunitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. 2002. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. In: De Meer S., Drury M.R., Bresser J.H.P., Pennock. G.M. (eds) Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives. Geological Society, London, Special Publications. pp. 171-190.
- Surjus E., Gonçalves F., Silvério L. 2009. Relatório de graduação do mapa geológico da região de Guabiruba e Pedras Altas, entre os municípios de Brusque e Botuverá – SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Tickyj H., Hartmann L.A., Vasconcellos M.A.Z., Philipp R.P., Remus M.V.D. 2004. Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in southern Brazilian shield. *Journal American Earth Sciences*. **16**:699-713.
- Tikoff, B., Greene, D., 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones. *Journal of Structural Geology*, 19, 29-40.
- Van Der Pluijijm B. & Marshak S. 2004. *Earth Structure: Na Introduction to Structural Geology and Tectonics*. WW Norton & Co, New York, 656 p.
- Vermeulen D., Johansson O., Lima P.T. 2008. Relatório do mapa geológico da região de Gabiroba/Porto Franco- SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- Vernon R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge Press, 606p.
- Weihermann J., França R., Souza W. 2013. Relatório de graduação do mapeamento geológico da região de Guabiruba e Brusque, SC. Relatório interno, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil.
- White, S.H., Bretan, P.G., Rutter, E.H., 1986. Fault-zone reactivation: kinematics and mechanisms. *Philosophical Transactions of Royal Society of London*, 317, 81-97.
- Yardley, B.W.D., Bottrell, S.H., 1992. Silica mobility and fluid movement during metamorphism of the Connemara schists, Ireland. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 453-464.

Yardley B. 2009. The role of water in the evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society*. **166**:585-600.