

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS**

IAN NUNES RIBEIRO

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DAS ROCHAS DE FALHA
DA ZONA DE CISLHAMENTO ITAJAÍ-PERIMBÓ NA REGIÃO DA MINA
DESATIVADA RIBEIRÃO DA PRATA**

FLORIANÓPOLIS

2017

IAN NUNES RIBEIRO

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DAS ROCHAS DE FALHA
DA ZONA DE CISALHAMENTO ITAJAÍ-PERIMBÓ NA REGIÃO DA MINA
DESATIVADA RIBEIRÃO DA PRATA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Fernando Jacques Althoff

Coorientador: Prof. Dr. Neivaldo Araújo de Castro

FLORIANÓPOLIS

2017

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Ribeiro, Ian

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DAS ROCHAS DE
FALHA DA ZONA DE CISALHAMENTO ITAJAÍ-PERIMBÓ NA REGIÃO DA
MINA DESATIVADA RIBEIRÃO DA PRATA / IAN RIBEIRO ;
ORIENTADOR, FERNANDO ALTHOFF, COORIENTADOR, NEIVALDO
CASTRO, 2017.

80 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -
Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de
Filosofia e Ciências Humanas, Graduação em Geologia,
Florianópolis, 2017.

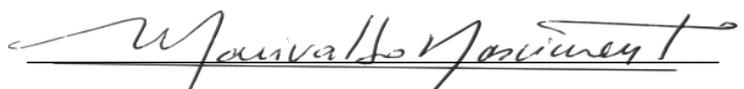
Inclui referências.

1. Geologia. 2. Caracterização petrográfica. 3.
Caracterização estrutural. 4. Rochas de falha. 5. Zona de
Cisalhamento Itajaí-Perimbó. I. Althoff, Fernando. II.
Castro, Neivaldo. III. Universidade Federal de Santa
Catarina. Graduação em Geologia. IV. Título.

Ian Nunes Ribeiro

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DAS ROCHAS DE FALHA
DA ZONA DE CISALHAMENTO ITAJAÍ-PERIMBÓ NA REGIÃO DA MINA
DESATIVADA RIBEIRÃO DA PRATA**

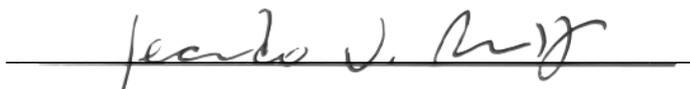
Este Trabalho de Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Geologia, e aprovado em sua forma final pelo Curso de Graduação em Geologia.



Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento

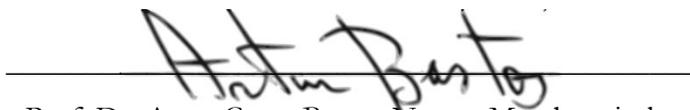
Coordenador do Curso de Geologia

Banca Examinadora:



Prof. Dr. Fernando Jacques Althoff – Orientador

Universidade Federal de Santa Catarina – UFSC



Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto – Membro titular

Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS



Prof. Dr. Roberto Sacks de Campos – Membro titular

Universidade Federal de Santa Catarina – UFSC

Florianópolis, 05 de dezembro de 2017.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, pelo apoio incondicional e confiança depositada em mim.

Aos meus amigos do curso, em especial à Ana por estar sempre ao meu lado me incentivando nos estudos e fazendo companhia no tempo livre.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Fernando Jacques Althoff, pela grande contribuição para este trabalho e por me apresentar a área da geologia estrutural, à qual tenho grande apreço. Bem como aos demais professores do curso de Geologia da UFSC, aos quais sou muito grato.

À Universidade Federal de Santa Catarina, pelo apoio institucional necessário para minha formação acadêmica.

À minha família Sunville, pela lógica adquirida nas nossas horas gastas jogando dominó.

“Seremos conhecidos para sempre pelas pegadas que deixamos.”

(Provérbio Dakota)

RESUMO

A Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó estende-se na direção NE-SW por cerca de 50 km no Escudo Catarinense, entre o litoral e a região onde é encoberta pelo Bacia do Paraná. Esta zona de cisalhamento marca o limite entre o Complexo Metamórfico Brusque e a Bacia do Itajaí, entretanto, na zona de falha, que tem até 5 km de espessura também ocorrem rochas que não pertencem a estas duas unidades. Em meio à zona de cisalhamento, na região de Gaspar ocorrem o Granito Parapente e gnaisses denominados de Complexo São Miguel. Na região da Mina Ribeirão da Prata, localizada no município de Blumenau, conforme os dados disponíveis na literatura, a zona de cisalhamento é composta por gnaisses e granitos anatóticos, englobados na Faixa Ribeirão da Prata. Nesta região ocorre um corpo hidrotermal mineralizado em Pb-Cu-Zn(Ag). Neste trabalho é feita a caracterização petrográfica e estrutural de rochas da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó na região da Mina Ribeirão da Prata. Nessa área podem ser caracterizados quatro grupos de rochas. As rochas mais antigas são gnaisses miloníticos que além de uma deformação dúctil de média temperatura (~500°C) também mostram evidências de uma intensa cataclase posterior. A composição mineralógica dos gnaisses é essencialmente quartzosa (45%), com plagioclásio (35%), anfibólio (10%), micas (5%), microclínio (3%) e opacos (2%). Há um grupo de granitos intrusivos nos gnaisses cuja deformação é essencialmente cataclástica. A mineralogia principal é caracterizada por quartzo (55%), plagioclásio (35%), microclínio (5%), micas (5%), e como minerais acessórios tem-se zircões bipiramidais e opacos (>1). As características deformacionais destes granitos permitem considerar que eles formam corpos tabulares concordantes com a foliação da zona de cisalhamento. Um grupo de granitos com deformação incipiente tem ocorrência restrita. A cataclase verificada nos gnaisses e nos granitos, resultante do funcionamento da zona de cisalhamento em regime rúptil, está na origem da formação da mineralização existente na região, associada ao hidrotermalito. O hidrotermalito não está deformado, o que permite relacionar a mineralização ao final da evolução da zona de cisalhamento. Contemporâneos do hidrotermalito, ocorrem veios de quartzo. Estes veios se formaram em fraturas tectônicas e são compostos por quartzo muito pouco deformado. Associada ao quartzo pode ocorrer sericita sem orientação preferencial. Os dados indicam que a Faixa Ribeirão da Prata e o Complexo São Miguel são formados por rochas similares que apresentam o mesmo tipo de deformação. Os gnaisses, tanto na região da Mina Ribeirão da Prata quanto na região de Gaspar, apresentam uma bem marcada lineação de estiramento mineral (quartzo e feldspato) que tem caimento vertical. Esta estrutura permite definir que na época da milonitização os gnaisses se encontravam sob a ação de um regime transpressivo. As estruturas características de regime transpressivo encontradas na Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó também são verificadas na Zona de Cisalhamento Sarandí del Yí que ocorre no Uruguai. Estas duas zonas de cisalhamento se encontram na limite externo do Cinturão Dom Feliciano, o que sugere que a origem do cinturão está ligada a uma convergência oblíqua.

Palavras-chave: Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó; Faixa Ribeirão da Prata; Complexo São Miguel; Rochas de falha

ABSTRACT

The Itajaí-Perimbó Shear Zone extends in NE-SW direction for about 50 km in Escudo Catarinense, between the coast and the region where it is covered by the Paraná Basin. This shear zone marks the limit between the Brusque Metamorphic Complex and the Itajaí Basin. However, in the fault zone, which is up to 5 km in thickness, there are also rocks that don't belong to these two units. In the middle of the shear zone, in the region of Gaspar occur the Parapente Granite and gneisses of São Miguel Complex. In the region of the Mina Ribeirão da Prata, located in the city of Blumenau, according to the data available in the literature, the shear zone is composed of gneisses and anatectic granites, denominated Ribeirão da Prata Belt. In this region occurs a mineralized hydrothermal body with Pb-Cu-Zn (Ag). In this work is developed the petrographic and structural characterization of rocks of the Itajaí-Perimbó Shear Zone in the Mina Ribeirão da Prata region. In this area four groups of rocks can be characterized. The oldest rocks are mylonitic gneisses which, in addition to a ductile deformation of medium temperature ($\sim 500^{\circ}\text{C}$), also show evidence of an intense cataclastic deformation. The mineralogical composition of the gneisses is essentially quartzous (45%), with plagioclase (35%), amphibole (10%), micas (5%), microcline (3%) and ore minerals (2%). There is a group of intrusive granites in the gneisses whose deformation is essentially cataclastic. The main mineralogy is characterized by quartz (55%), plagioclase (35%), microcline (5%), micas (5%), and bipyramidal zircons and ore minerals as accessory minerals (>1). The deformational characteristics of these granites allow to consider that they form tabular bodies concordant with the foliation of the shear zone. A group of granites with incipient deformation has restricted occurrence. The cataclasis observed in the gneisses and in the granites, resulting from the behavior of the zone of shear in the fragile regime, is in the origin of the formation of the mineralization in the region, associated to the hydrothermalite. The hydrothermalite isn't deformed, which allows to relate the mineralization to the end of the evolution of the shear zone. Quartz veins and the hydrothermalite are synchronous. These veins were formed in tectonic fractures and are composed of very poorly deformed quartz. Associated with quartz can occur sericite without preferential orientation. The data indicates that Ribeirão da Prata Belt and São Miguel Complex are formed by similar rocks that present the same type of deformation. The gneisses, in the region of the Mina Ribeirão da Prata and in the region of Gaspar, present a well marked stretching lineation (quartz and feldspar) with a vertical plunge. This structure allows to define that in the time of the mylonitization the gneisses were under the action of a transpressive regime. The characteristic structures of transpressive regime found in the Itajaí-Perimbó Shear Zone are also verified in the Sarandí del Yí Shear Zone, which occurs in Uruguay. These two shear zones, that lie at the outer boundary of the Dom Feliciano Belt, suggesting that the origin of the belt is linked to oblique convergence.

Keywords: Itajaí-Perimbó Shear Zone; Ribeirão da Prata Belt; São Miguel Complex; fault rocks

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa da localização da área com as principais rodovias e estradas que possibilitam o acesso a área de estudo na região da Mina Ribeirão da Prata (identificada no mapa pela simbologia dos martelos cruzados).....	19
Figura 2 – Mapa de pontos amostrados no trabalho de campo (IA) e pontos com lâminas obtidas anteriormente pelo orientador (FN), além das vias de acessos.	23
Figura 3 – Tabletes serrados segundo os planos XZ ou YZ do elipsoide de deformação finita. Os tabletes com contorno branco foram utilizados para confecção de lâminas delgadas. O sulco em alguns tabletes serve para determinar a posição do tablete na amostra (orientada).	24
Figura 4 – Amostras e lâminas com veios de quartzo.	24
Figura 5 – Classificação e terminologia das rochas de falha, em função da taxa de deformação (eixo y) e taxa de recuperação.....	27
Figura 6 – Classificação de rochas de falha com base na taxa de deformação (eixo y), taxa de recristalização (eixo x) e deformação progressiva (eixo z).	28
Figura 7 – Diagrama de Mohr-Coulomb relacionando a tensão normal e tensão de cisalhamento, visando elucidar o deslocamento do círculo de Mohr para esquerda a partir da diminuição da tensão máxima e da tensão mínima pela contraposição da pressão de fluidos, diminuindo a tensão de cisalhamento necessária para fraturar a rocha.	31
Figura 8 – Tipos de fraturas.	32
Figura 9 – Principais tipos de franja de pressão. As setas indicam a posição da superfície de crescimento.	35
Figura 10 – Desenho esquemático mostrando as principais características morfológicas dos cristais associando aos tipos de veio que são comumente encontrados.	37
Figura 11 – Regime transpressivo, com encurtamento horizontal e espessamento vertical do bloco central.	38
Figura 12 – Esquema representando a combinação de movimento direcional com contração, gerando falhas transpressivas, e extensão gerando falhas transtensivas.	39
Figura 13 – Principais domínios tectônicos da Província Mantiqueira, e sua compartimentação nos cinturões Araçuai, Ribeira e Dom Feliciano.	41
Figura 14 – Mapa dos domínios do Cinturão Dom Feliciano, localização da área de estudo na porção norte do cinturão.	42
Figura 15 – Mapa geológico do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai, com as principais unidades e zonas de cisalhamento que as separam.	43
Figura 16 – Compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano no estado de Santa Catarina.	44
Figura 17 – Coluna estratigráfica da Bacia do Itajaí com base nos ambientes deposicionais.	48
Figura 18 – Mapa geológico da Bacia do Itajaí e suas associações de fácies.....	49
Figura 19 – Mapa geológico da região da Mina Ribeirão da Prata.	51
Figura 20 – Mapa de pontos amostrados e sua localização espacial relacionada com o mapa modificado de Schicker, 1996.....	56
Figura 21 – Ponto IA03. A) Afloramento de gnaiss em corte de estrada. B) Gnaisses com bandas contínuas intercalando níveis félsicos e máficos.	57
Figura 22 – Contato entre gnaiss (esquerda) e granito (direita).	57
Figura 23 – Fotomicrografia com NX da lâmina IA03B.1. Mineralogia dos gnaisses composta preferencialmente por quartzo, plagioclásio e anfibólio.	58
Figura 24 – Fotomicrografia com NX da lâmina IA03B.1. A) Feldspatos recristalizados e fraturados. B) Quartzo recristalizado e com subgrãos.....	59
Figura 25 – Bloco centimétrico do gnaiss apresentando lineação subvertical e bandamento gnáissico milimétrico, com bandas de claras de composição quartzo-feldspática e bandas mais escuras de anfibólio.	59
Figura 26 – Fotomicrografias com N// da lâmina IA05A.2, cortada segundo o plano YZ. A) Fraturas preenchidas por clastos. B) Detalhe de fratura com evidência de fluxo cataclástico.	60
Figura 27– Mapa de ponto das amostras laminadas. Destaque para o ponto 282/14 24 no canto superior direito do mapa, onde foram laminadas amostras do Complexo São Miguel.....	61
Figura 28 – Gnaiss do ponto 282/14 24. Lineação de estiramento (vertical) dada por quartzo e feldspatos.	62
Figura 29 – Fotomicrografias com NX do gnaiss do ponto 282/14 24. A) Bandas de plagioclásio e quartzo intercaladas com bandas máficas (anfibólio). B) Recristalização do quartzo e plagioclásio e anfibólio em bordas de plagioclásios.	62
Figura 30 – Fotos do afloramento IA02. A) Conglomerado da Bacia do Itajaí hidrotermalizado com camada de filonito intercalada. B) Seixo de quartzo estirado com caimento 05/245 Az.	63
Figura 31 – Estereograma representando a foliação dos filonitos e a lineação dos seixos de quartzo.	63
Figura 32 – Fotomicrografia com NX com a mineralogia da lâmina IA02C, com cristais de tamanho fino anédricos e subédricos de quartzo, plagioclásio e microclínio.	64

Figura 33 – Fotomicrografia com NX dos aspectos microestruturais da lâmina IA02C. A) Quartzo com aspecto intersticial. B) Plagioclásio com fraturas intracristalinas (afetando a macla polissintética) e algumas fraturas preenchidas por sílica de alteração.....	65
Figura 34 – Afloramento (IA05) em corte de estrada, apresentando coloração avermelhada produto da alteração do granito.	66
Figura 35 – Afloramento IA05. A) e B) Sistemas de fraturas cataclando o granito bastante alterado.	66
Figura 36 – Fotomicrografia com NX da lâmina IA04B.1. Mineralogia predominante dos granitos: cristais de quartzo e plagioclásio de dimensões maiores que 2 mm.	67
Figura 37 – Fotomicrografia com NX da lâmina IA04C. Grãos de quartzo com bandas de deformação e, nas bordas, subgrãos e novos grãos. Fraturas deslocam as bandas de deformação.	67
Figura 38 – Fotomicrografia com NX da lâmina IA04B.1. Quartzo estirado e recristalizado em ribbons no granito.	68
Figura 39 – Fotomicrografia com NX da lâmina IA04A. A) Feldspato com fraturas preenchidas por quartzo. B) Fratura transcristalina preenchida por quartzo fino.	68
Figura 40 – Ponto FN02. A) Conglomerado da Bacia do Itajaí com veio de quartzo paralelo a foliação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó. B) Tablete da lâmina FN02.	69
Figura 41 – Fotomicrografia com NX da lâmina FN02. A) e B) Seixo de quartzo apresentando intenso fraturamento e deformação dúctil marcada pela extinção ondulante.	70
Figura 42 – Fotomicrografia com NX da lâmina FN02. A) e B) Cristais do veio de quartzo euédricos apresentando extinção reta. C) Veio de quartzo sintaxial, apresentando textura em bloco alongado.	70
Figura 43 – Fotomicrografia com N//da lâmina FN04. Mineralogia característica dos hidrotermalitos estudados, com destaque para a figura de arranque da galena e a clorita associada a essa mineralização.	71
Figura 44 – Fotomicrografia com NX da lâmina FN03. A) Deformação dúctil evidenciada pela extinção ondulante do cristal de quartzo. B) Macla polissintética do plagioclásio irregular.	71
Figura 45 – Fotomicrografia com NX da lâmina FN04A. A) e B). Fotomicrografia com NX da lâmina FN03. C) e D). Ausência de deformação nos cristais de quartzo, cristais euédricos com extinção reta.	72
Figura 46 – A) Foto do afloramento FN05. B) Tablete serrado utilizado para confecção da lâmina FN05.	73
Figura 47 – Fotomicrografia da lâmina FN05 com N// e NX em A) e B) respectivamente. A) Clorita associada ao veio de quartzo. B) Cristais de quartzo sintaxiais apresentando textura em bloco alongado, no centro do veio cristais de quartzo paralelos a parede do veio.	73
Figura 48 – Fotomicrografia com NX da lâmina FN05. Clorita em agregados sem orientação preferencial no interior do veio de quartzo.....	74
Figura 49 – Perfil esquemático, sem escala, através da “Faixa Ribeirão da Prata”. Localização do perfil A-B indicado na figura 20.....	75

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1 – Classificação textural das rochas de falha proposta por Sibson, 1977.	26
Quadro 2 – Classificação das rochas de falha proposta por Kellick, 2003.	29

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Ag – Prata

Ar – Argônio

Az – Azimute

BI – Bacia do Itajaí

CDF – Cinturão Dom Feliciano

CGSC – Complexo Granulítico Santa Catarina

cl – Clorita

CMB – Complexo Metamórfico Brusque

Cu – Cobre

D₁ – D₄ – Fases deformacionais

FRP – Faixa Ribeirão da Prata

Ga – Bilhões de anos

gn – Galena

K – Potássio

LABAC – Laboratório de Bacias Sedimentares e Caracterização de Reservatórios

LABLAM – Laboratório de Laminação

LABMO – Laboratório de Microscopia Óptica

m² – Metro quadrado

Ma – Milhões de anos

N – Newton

NX – Nicóis cruzados

N// - Nicóis paralelos

P – Pressão

Pa – Pascal

Pb – Chumbo

Pf – Pressão de fluido

PM – Província Mantiqueira

qz – Quartzo

Rb – Rubídio

RS – Rio Grande do Sul

S₀ – S₄ – Superfícies

SC – Santa Catarina

SHRIMP – *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*

Sr – Estrôncio

T – Temperatura

Tan – Tangente

U – Urânio

UY – Uruguai

XZ – Eixos maior e menor do elipsoide de deformação finita

YZ – Eixos intermediário e menor do elipsoide de deformação finita

ZCIP – Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó

ZCMG – Zona de Cisalhamento Major Gercino

ZCSY – Zona de Cisalhamento Sarandí del Yí

Zn – Zinco

LISTA DE SÍMBOLOS

Φ – Ângulo de fricção interna

$^{\circ}\text{C}$ – Grau Celsius

μm – Micrômetros

τ – Tensão cisalhante

σ_n - Tensão normal

σ_1 – Tensão máxima

σ_3 – Tensão mínima

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	18
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	18
2. OBJETIVOS.....	20
2.1 OBJETIVO GERAL	20
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	20
3. JUSTIFICATIVA.....	21
4. METODOLOGIA	22
4.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	22
4.2 COLETA DE DADOS E AMOSTRAS	22
4.3 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS.....	23
4.4 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA E MICROESTRUTURAL.....	25
4.5 ANÁLISE DE DADOS ESTRUTURAIIS.....	25
5. REFERENCIAL TEÓRICO.....	26
5.1 ROCHAS DE FALHA	26
5.2 VEIOS TECTÔNICOS.....	30
5.2.1 Modelos de fratura	30
5.2.1.1 Fratura extensional.....	31
5.2.1.2 Fratura híbrida	32
5.2.1.3 Fratura de cisalhamento	32
5.2.2 Formação de veios	32
5.2.2.1 Mecanismo de transporte.....	32
5.2.2.2 Mecanismo de precipitação	33
5.2.3 Morfologia de crescimento	34
5.2.3.1 Sintaxial	34
5.2.3.2 Antitaxial	34
5.2.3.3 Composto	34
5.2.3.4 Veio de estiramento	35
5.2.3.5 Sombra de pressão/franja de pressão.....	35
5.2.4 Morfologia do cristal	36
5.2.4.1 Textura de bloco.....	36
5.2.4.2 Textura de bloco alongado	36
5.2.4.3 Textura fibrosa.....	36
5.2.4.4 Textura de estiramento.....	36
5.3 TRANSPRESSÃO.....	38
5.4 GEOLOGIA REGIONAL.....	40
5.4.1 Província Mantiqueira	40
5.4.2 Cinturão Dom Feliciano	41
5.4.2.1 Domínio Interno	45
5.4.2.2 Domínio Intermediário	45
5.4.2.3 Domínio Externo.....	46
5.4.2.3.1 <i>Bacia do Itajaí</i>	46
5.4.2.3.2 <i>Granito Subida e Riolito Apuína</i>	49
5.4.2.3.3 <i>Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó</i>	50
5.4.2.3.4 <i>Faixa Ribeirão da Prata</i>	50
5.4.2.3.5 <i>Granito Parapente</i>	51
5.4.2.3.6 <i>Complexo São Miguel</i>	52
5.5 GEOLOGIA DA ÁREA	53
5.5.1 Contexto histórico	53
5.5.2 Contexto geológico	53

5.5.2.1 Faixa Ribeirão da Prata.....	54
5.5.2.2 Bacia do Itajaí.....	54
5.5.2.3 Minério.....	55
6. RESULTADOS.....	56
6.1 GNAISSES.....	57
6.1.1 IA03 e IA05.....	57
6.1.2 282/14 24.....	60
6.2 GRANITOS.....	63
6.2.1 IA02.....	63
6.2.2 IA04 e IA05.....	65
6.3 VEIOS DE QUARTZO.....	69
6.3.1 FN02.....	69
6.3.2 Hidrotermalito.....	70
6.3.3 FN03 e FN04.....	72
6.3.4 FN05.....	72
7. DISCUSSÕES.....	75
8. CONCLUSÕES.....	76
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	77

1. INTRODUÇÃO

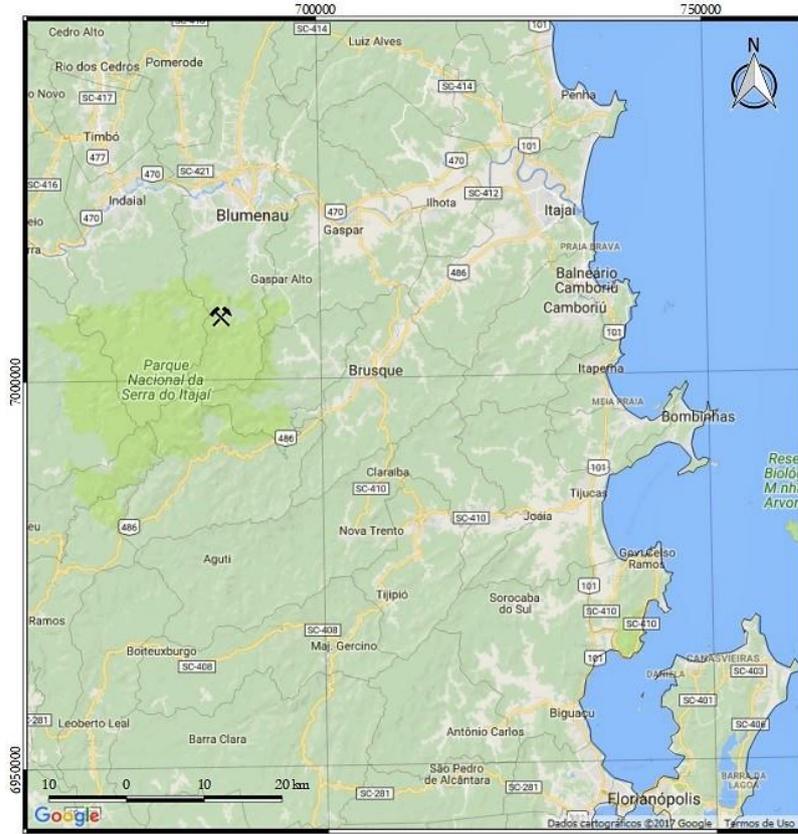
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

O presente trabalho consiste na descrição petrográfica e (micro)estrutural de rochas presentes na região da Mina Ribeirão da Prata, inseridas na Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCIP). A mina desativada do Ribeirão da Prata está localizada a cerca de 22 km ao sul da cidade de Blumenau – SC, próxima à localidade de Nova Rússia. A área encontra-se na mesorregião do Vale do Itajaí, na porção lés-nordeste (ENE) do estado de Santa Catarina.

O acesso à área de estudo pode ser feito tanto pelo norte, através do centro urbano mais próximo, Blumenau, quanto pelo sul, a partir de Brusque. Partindo de Florianópolis a viagem dura em média cerca de 3h e 15 min, percorrendo uma distância de 170 km. A partir de Blumenau o trajeto dura cerca de 45 min.

A partir da capital do estado deve-se seguir por 100 km no sentido norte pela BR-101 até o município de Navegantes. Após atravessar a ponte sobre o rio Itajaí-Açu, toma-se a direção oeste na SC-470 por cerca de 46 km até a cidade de Blumenau. Em Blumenau trafega-se para o sul ao longo das ruas Herman Huscher e Progresso por 11 km. Em seguida dobra-se na Rua Santa Maria, no sentido sudoeste e seguiu-se por 10 km até à Rua Minas da Prata. Segue-se por mais 2 km ao longo deste caminho não pavimentado para chegar à Mina Ribeirão da Prata (Figura 1).

Figura 1 – Mapa da localização da área com as principais rodovias e estradas que possibilitam o acesso a área de estudo na região da Mina Ribeirão da Prata (identificada no mapa pela simbologia dos martelos cruzados).



2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo principal deste trabalho é a caracterização de rochas da Faixa Ribeirão da Prata, que ocorrem na região da Mina Ribeirão da Prata (município de Blumenau-SC), na porção SW da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó, no que diz respeito à sua petrografia, e estruturas em macro-, meso- e microescala.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Como objetivos secundários tem-se o intuito de (i) comparar as rochas da Faixa Ribeirão da Prata com as rochas que afloram na porção NE da zona de cisalhamento, no município de Gaspar (Granito Parapente e Complexo São Miguel); (ii) determinar condições de temperatura (T) e a pressão (P) de formação das rochas de falha; (iii) contribuir para o conhecimento sobre a evolução da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó.

3. JUSTIFICATIVA

Duas unidades litotectônicas foram associadas à Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCIP): a Faixa Ribeirão da Prata, localizada na porção SW (Schicker, 1996; Schicker; Biondi, 1996) e o Granito Parapente e o Complexo São Miguel, na porção NE da zona de cisalhamento (Basei et al., 2008; Basei et al., 2011a).

Em mapas recentes, toda a “fatia” de rochas localizada ao longo da ZCIP, entre o Complexo Metamórfico Brusque e a Bacia do Itajaí, tem sido denominada Faixa Ribeirão da Prata (Guadagnin, 2009), Complexo São Miguel (Basei et al., 2011a) ou Complexo Ribeirão da Prata (Wildner, 2014). Apesar da estreita relação de ambas as regiões com a ZCIP, os dados disponíveis na literatura sugerem que a Faixa Ribeirão da Prata e o Complexo São Miguel são compostos por rochas diferentes com evoluções distintas. Neste quadro, a comparação petrográfica e estrutural pretendida neste trabalho contribuirá para o refinamento da coluna estratigráfica do Escudo Catarinense.

4. METODOLOGIA

O trabalho foi estruturado em seis etapas principais: uma inicial tratando sobre a revisão bibliográfica, seguida da coleta de dados e amostras, preparação das amostras para confecção de lâminas delgadas, descrição petrográfica e microestrutural, análise dos dados estruturais e, por fim, integração dos dados gerados.

4.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Etapa importante do trabalho que envolveu a leitura de artigos, teses e livros sobre quatro principais temas: geologia regional e da área de estudos, rochas de falha, veios tectônicos e regime transpressivo.

Sobre a geologia regional, foram abordadas unidades geotectônicas como a Província Mantiqueira, o Cinturão Dom Feliciano e a Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó. Em relação à geologia da área, foram consultados artigos e mapas que tratam da Faixa Ribeirão da Prata, da Bacia do Itajaí, do Complexo São Miguel, do Granito Parapente e seus minérios associados.

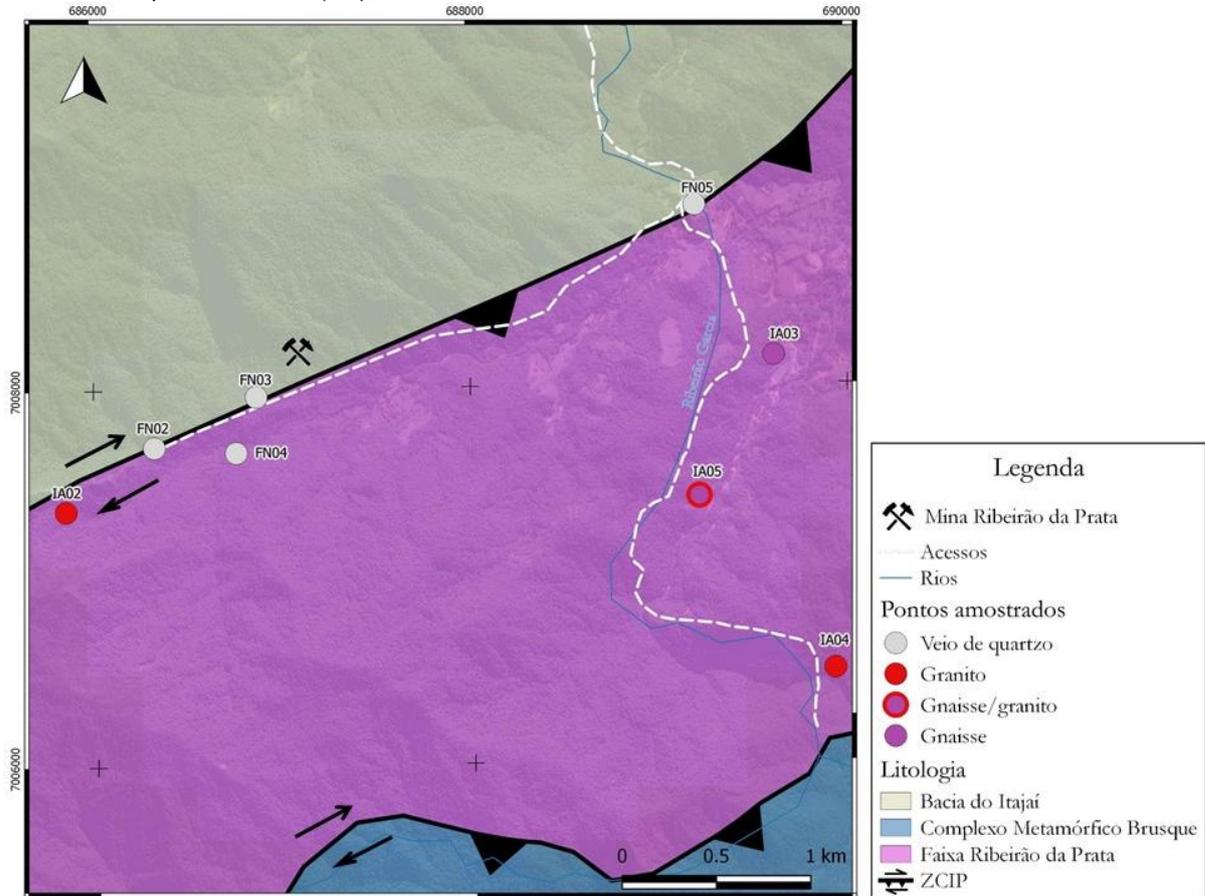
Quanto às rochas de falha, foi realizada uma revisão conceitual acerca da classificação, onde foi levantado um breve histórico das diversas propostas de classificação e terminologias destas rochas. Também foi revisada a literatura sobre veios de quartzo. Em relação aos veios foram estudados os modelos de fraturas para colocação dos veios, mecanismos de formação, o sentido de crescimento e a morfologia dos cristais nos veios.

Devido à forte influência da ZCIP na área de estudos, se fez necessária a elaboração de um referencial teórico sobre o regime tectônico gerador das zonas de cisalhamento e em particular sobre o regime transpressivo.

4.2 COLETA DE DADOS E AMOSTRAS

O trabalho de campo consistiu na descrição detalhada de afloramentos em corte de estradas e afloramentos isolados. Foram descritas e coletadas amostras de rocha *in situ*. Quando necessário foram coletadas amostras orientadas. Foram realizados a medição e o registro fotográfico de estruturas tectônicas planares (foliações) e lineares (lineações). Além da área da mina Ribeirão da Prata (IA02) foram visitados três afloramentos (IA03, IA04 e IA05), estando este último localizado no Parque Nacional da Serra do Itajaí (Figura 2).

Figura 2 – Mapa de pontos amostrados no trabalho de campo (IA) e pontos com lâminas obtidas anteriormente pelo orientador (FN), além das vias de acessos.



4.3 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

Nesta etapa foi utilizado o Laboratório de Laminação (LABLAM), do Departamento de Geociências das Universidade Federal de Santa Catarina, onde as amostras foram serradas em tabletes para confecção de lâminas delgadas.

As amostras foram serradas em plano paralelos aos eixos do elipsoide de deformação finita (MEANS, 1976) e destas faces foram retirados tabletes para a confecção de lâminas delgadas. Os tabletes foram feitos paralelos ao plano XZ, perpendicular à foliação e paralelo à lineação, e segundo o plano YZ, onde o corte é perpendicular à foliação e à lineação.

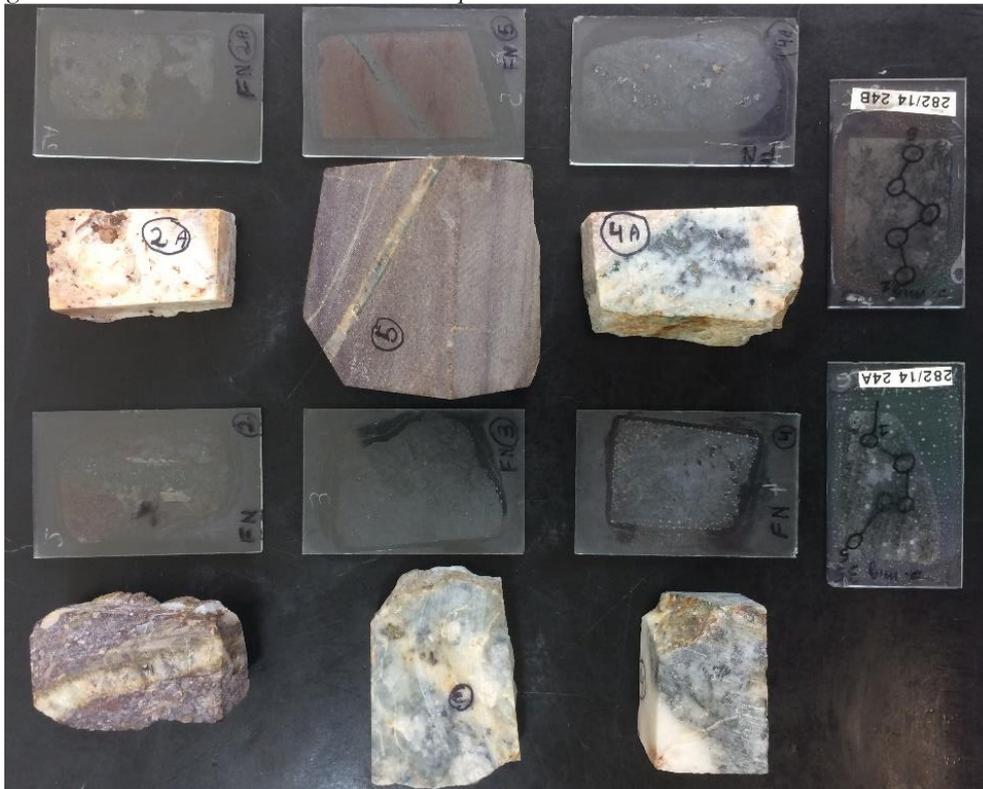
De quatorze tabletes preparados (Figura 3), foram confeccionadas 10 lâminas delgadas de rochas, com espessura de 30 μm . Todas as lâminas passaram por impregnação e cinco delas são orientadas.

Figura 3 – Tabletes serrados segundo os planos XZ ou YZ do elipsoide de deformação finita. Os tabletes com contorno branco foram utilizados para confecção de lâminas delgadas. O sulco em alguns tabletes serve para determinar a posição do tablete na amostra (orientada).



Além deste material, foram estudadas amostras e lâminas de veios de quartzo dos pontos FN02, FN03, FN04 e FN05 (Figura 2) e de gnaiss do ponto 282/14 24 (Figura 27), coletadas em trabalhos prévios pelo orientador e co-orientador (Figura 4).

Figura 4 – Amostras e lâminas com veios de quartzo.



4.4 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA E MICROESTRUTURAL

A etapa de descrição das lâminas delgadas foi realizada no Laboratório de Bacias Sedimentares e Caracterização de Reservatórios (LABAC), do Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina. Foi utilizado um microscópio ótico petrográfico *ZEISS Axio Scope.A1 Polarized Light*.

A tomada de fotos, no Laboratório de Microscopia Óptica (LABMO), do Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina, foi realizada com o *software* Future WinJoe por meio de uma câmera adaptada a uma lupa binocular OLYMPUS SZ51.

4.5 ANÁLISE DE DADOS ESTRUTURAIS

Os dados estruturais coletados foram integrados e interpretados com o auxílio de estereogramas, segundo o método descrito por Lisle e Leyshon (2004). Os estereogramas foram produzidos com o software Stereonet 9.8.3 (ALLMENDINGER; CARDOZO; FISHER, 2013), sendo utilizada a rede equiárea, hemisfério inferior (Schmidt).

5. REFERENCIAL TEÓRICO

5.1 ROCHAS DE FALHA

As rochas de falha são geradas a partir do metamorfismo dinâmico que ocorre nas zonas de falha em diferentes níveis crustais, desde a crosta superior até a inferior. A principal característica destas rochas é a redução do tamanho dos grãos.

O primeiro trabalho que propôs uma classificação para as rochas de falha foi o de Waters e Campbell (1932), que introduziram o termo “rochas cataclásticas”, que compreendia o conjunto das rochas *gouge*-brecha-cataclasitos-milonitos. A classificação dos tipos de rochas de falha feita por Spry (1969) foi a primeira a apresentar uma subdivisão sistemática, que separa as rochas com base na proporção matriz: grão e quanto à natureza da matriz (foliada ou não). Nesta classificação, cataclasitos e milonitos apresentam de 50 a 90% de matriz. Rochas com 10 a 50% de matriz recebem o prefixo *proto* e rochas com 90 a 100% de matriz recebem o prefixo *ultra*.

Sibson (1977) introduz o conceito da coesão, e separa as rochas de falha em não coesas, como as brechas de “falha” e o *gouge*, ou coesas, como os pseudostaquilitos, e as séries de brecha de “esmagamento”, cataclasitos e milonitos (Quadro 1).

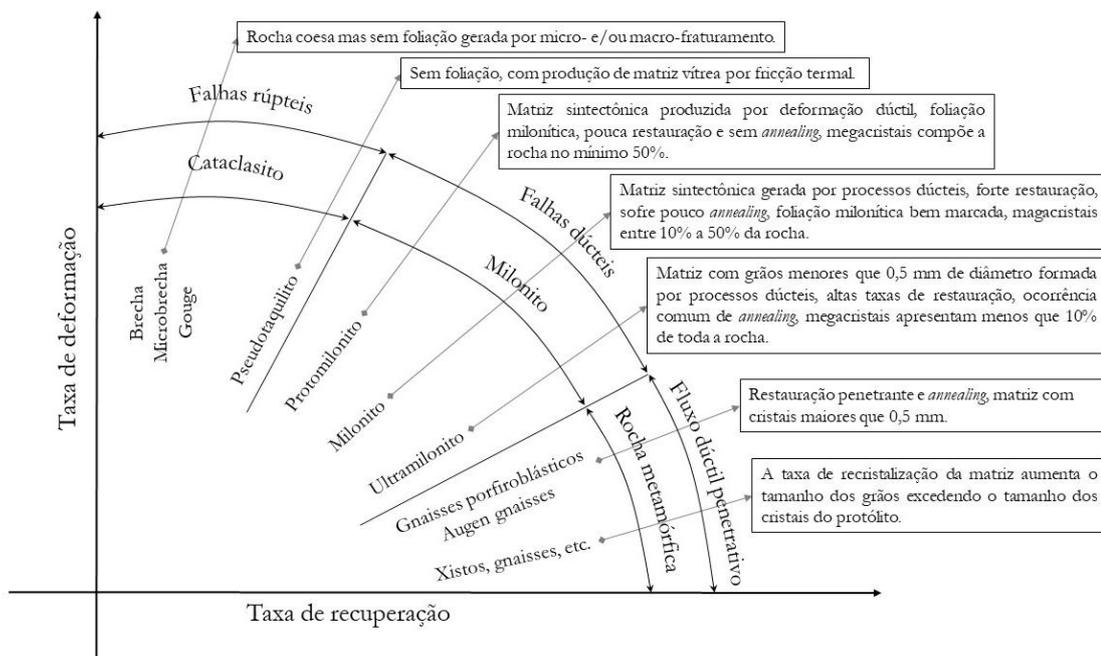
Quadro 1 – Classificação textural das rochas de falha proposta por Sibson, 1977.

Natureza da matriz		Sem foliação		Foliação			
Sem coesão		Brecha de falha		?			
		Brecha de <i>gouge</i>		?			
Vítreo/ Desvitrificação (coeso)		Pseudotaquilito		?			
Coesão	Redução do tamanho de grão domina a geração de novos grãos por recristalização	Brecha de esmagamento Fragmentos > 0,5 cm				0 – 10%	Proporção de matriz
		Brecha fina de esmagamento 0,1 < Fragmentos < 0,5 cm					
		Microbrecha Fragmentos < 0,1 cm					
		<i>Série dos</i>	Protocataclasito	<i>Série dos</i>	Protomilonito	10 – 50%	

		Cataclasito	Variedades de filonito	Milonito	50 – 90%
		Ultracataclasito		Ultramilonito	90 – 100%
Crescimento de grão	?				Blastomilonito

Uma das classificações mais utilizadas por diversos autores que trabalham com rochas de falha é a proposta por Wise et al. (1984), que levando em consideração as taxas de deformação e de recuperação sugerem a continuidade entre cataclasitos, milonitos e rochas metamórficas (gnaisses oclares) (Figura 5).

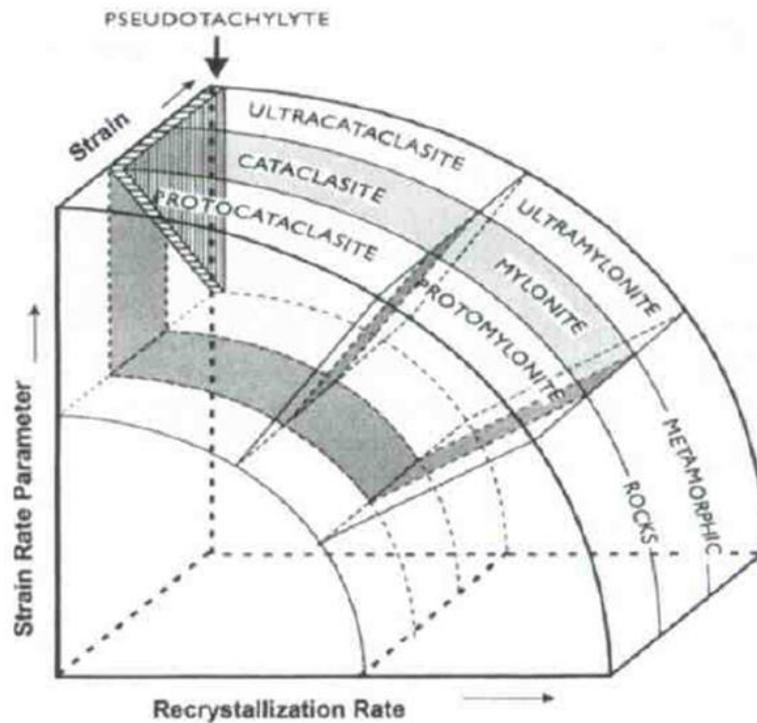
Figura 5 – Classificação e terminologia das rochas de falha, em função da taxa de deformação (eixo y) e taxa de recuperação.



Fonte: Wise et al. (1984).

Uma reclassificação das rochas de falha foi proposta por Killick (2003), com o intuito de simplificar e facilitar a classificação destas rochas, visando a aplicação na área da geologia econômica. Este autor também utiliza as taxas de deformação e de recristalização, mas em um terceiro eixo considera o aumento progressivo da deformação (Figura 6).

Figura 6 – Classificação de rochas de falha com base na taxa de deformação (eixo y), taxa de recristalização (eixo x) e deformação progressiva (eixo z).



Fonte: Killick (2003).

O autor sugere a divisão em dois grupos maiores, as rochas de falha não coesas e as rochas de falha coesas. Diferentemente dos trabalhos anteriores, as rochas de falha não coesas abrangeriam toda a variação com mais ou menos 30% de clastos visíveis macroscopicamente, sendo brechas as que possuem mais de 30% de clastos visíveis e *gouge* as que têm menos de 30% de clastos visíveis, e conseqüentemente mais de 70% de matriz. O termo brechas de “esmagamento” não seria empregado neste critério.

As rochas de falha coesas foram subdividas em duas séries: a dos cataclasitos e dos milonitos. Os cataclasitos são rochas formadas em condições rúpteis da crosta superior, possuem grãos ângulosos e fraturados, geralmente não possuem foliação ou estrutura de fluxo, mas podendo ser encontrados foliados como descritos por Chester, Friedman e Logan (1985). Os milonitos divergem dos cataclasitos principalmente pela sua foliação fortemente marcada e são gerados em condições semi-rúpteis a dúcteis na crosta superior a média, sua principal deformação é a recristalização e geração de novos grãos (HIGGINS, 1971).

Ambas as séries podem ser ainda melhor particularizadas quanto à porcentagem de matriz, em subgrupos com prefixo protro- (menos de 50% de matriz) e ultra- (mais de 90%), diferenciando-se assim da proposta de Spry (1969).

A principal motivação para essas mudanças é que o autor emprega a classificação na área de geologia econômica. É bastante relativa a distinção entre rochas com 10% ou 15% de matriz,

principalmente quando se observa uma amostra com grãos finos e homogêneos em uma região de pouca luminosidade como em minas subterrâneas. E para um projeto de prospecção mineral uma rocha ter 10% ou 15% de matriz não implicará significativamente no seu valor econômico.

Outra alteração sugerida pelo autor é a colocação dos pseudotaquilitos como parte da série dos cataclasitos, que por vezes são colocados no grupo dos milonitos devido a apresentar recristalização e estruturas de fluxo (SPRY, 1969). As principais características que o autor cita para agrupar os pseudotaquilitos na série dos cataclasitos é a ausência de clivagem, comumente associada a rochas geradas em regimes rúpteis, sua recristalização da matriz é interpretada como um evento posterior a geração da rocha (MADDOCK, 1983; CAMACHO et al. 1995).

Quadro 2 – Classificação das rochas de falha proposta por Kellick, 2003.

Natureza da matriz	Sem Foliação	Foliação	% matriz
Não coesas	Brecha >30% clastos visíveis	?	<70
Não coesas	<i>Gouge</i> <30% clastos visíveis	?	>70
	Série dos Cataclasitos	Série dos Milonitos	
Coesas	Protocataclasitos	Protomilonitos	<50
Coesas	Cataclasitos	Milonitos	50-90
Coesas	Ultracataclasitos	Ultramilonitos	90-100
Coesas (grãos visíveis)	?	Milonitos gnáissicos	0-100

Alguns consideram ainda um terceiro grupo de milonitos, os milonitos gnáissicos (HANMER; McEACHERN, 1992) ou gnaisses “estirados” (PASSCHIER; TROUW, 1996), que estão intimamente relacionados com a série dos milonitos. Para estes autores, estes tipos de milonitos são gerados em alto grau de metamorfismo, podendo estar associados a metassomatismo e *annealing*.

5.2 VEIOS TECTÔNICOS

Os veios tectônicos são formados a partir da geração de espaço nas rochas encaixantes e posterior preenchimento por um material fundido ou pela precipitação de material durante a deformação. Os veios estão estritamente relacionados com a percolação de fluidos nas rochas, tendo influência no transporte do material e na abertura do veio. Ramsey (1980) introduziu o termo “creack-seal”, referindo-se ao evento de fraturamento e preenchimento da fratura, que pode ocorrer em um único evento ou em vários eventos periódicos de fraturamento e preenchimento.

A resenha sobre a terminologia e os processos formadores de veios tectônicos, a seguir, é feita com base na revisão de Bons (2000) e de Bons, Elburg e Gomes-Rivaz (2012). Segundo estes autores, a formação dos veios pode ser analisada com os critérios de Mohr-Coulomb, uma vez que se trata de fraturas preenchidas.

5.2.1 Modelos de fratura

O diagrama de Mohr-Coulomb é uma ferramenta importante para o entendimento da geração dos diferentes tipos de fraturas. Ele relaciona a tensão normal (σ_n) no eixo horizontal, e a tensão cisalhante (τ) no eixo vertical. No eixo horizontal, o raio do círculo de Mohr-Coulomb é dado pela diferença entre a tensão máxima (σ_1) e a tensão mínima (σ_3), também chamada de tensão diferencial (σ_n).

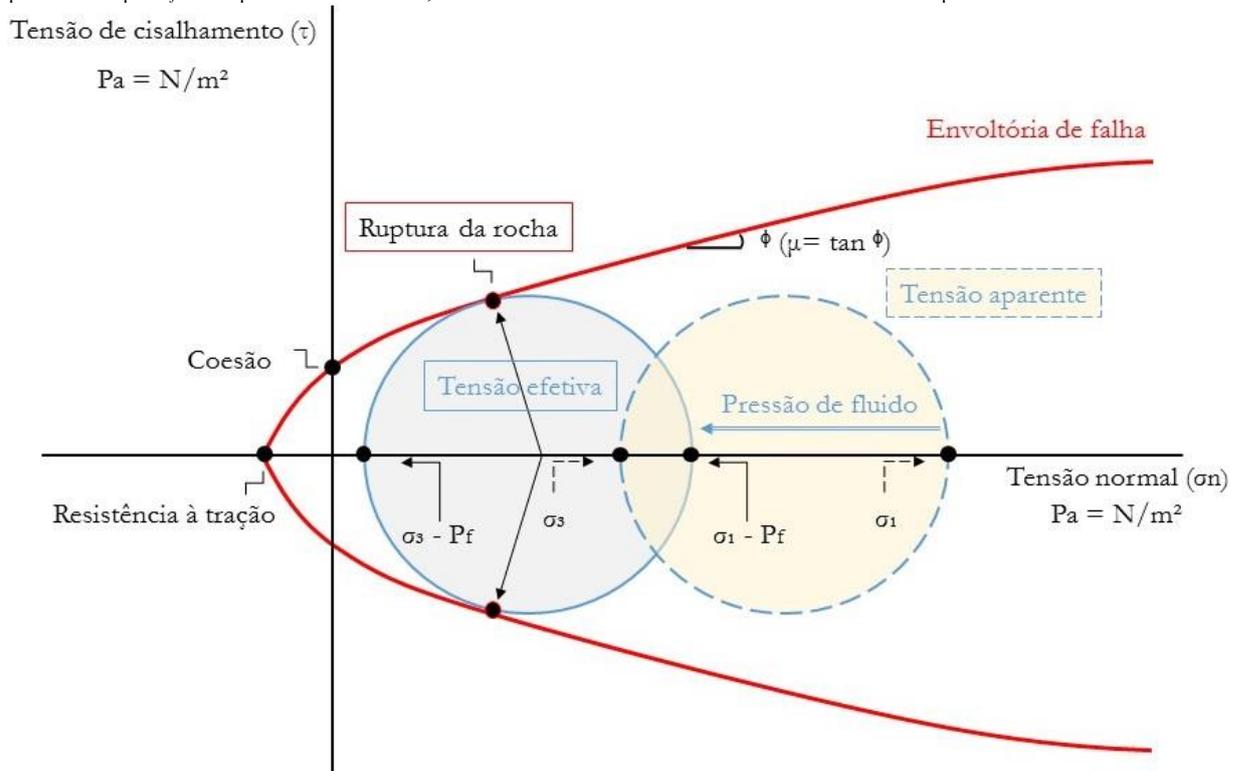
A envoltória de Mohr-Coulomb é determinada experimentalmente a partir da carga necessária para atingir a ruptura do material com diferentes valores de tensão confinante. O ângulo formado entre a envoltória e o eixo σ_n é o ângulo de fricção interna (Φ). Este parâmetro expressa o aumento na dificuldade de fraturar a rocha com o aumento da pressão confinante, sendo que quanto maior o Φ maior é a resistência da rocha ao fraturamento. A $\tan \Phi$ é o coeficiente de Coulomb (μ).

Outros dois parâmetros principais que definem a envoltória de Mohr-Coulomb são a resistência à tração e à coesão. O primeiro é o quanto a rocha pode suportar de tração antes de fraturar, enquanto que o segundo é a tensão de cisalhamento necessária para fraturar a rocha com uma tensão normal igual a zero.

Como a geração de veios tem grande relação com a presença de fluidos no sistema, é válido ressaltar que a pressão exercida pelos fluidos é contrária à pressão confinante que atua nas rochas. Levando em consideração o aumento da pressão litostática com o aumento da profundidade na

crosta, faz-se necessária a presença da pressão de um fluido ou magma para gerar uma fratura em uma região de elevada pressão de confinamento (Figura 7).

Figura 7 – Diagrama de Mohr-Coulomb relacionando a tensão normal e tensão de cisalhamento, visando elucidar o deslocamento do círculo de Mohr para esquerda a partir da diminuição da tensão máxima e da tensão mínima pela contraoposição da pressão de fluidos, diminuindo a tensão de cisalhamento necessária para fraturar a rocha.



Fonte: Bons; Elburg; Gomes-Rivaz (2012).

São três os tipos de fraturas: extensional, híbrida ou oblíqua, e de cisalhamento (Figura 8). A seguir será abordado como essas fraturas são formadas, relacionando-as com o envoltória de fratura.

5.2.1.1 Fratura extensional

É formada quando o plano de fratura possui uma tensão cisalhante igual a zero e uma tensão normal extensional, σ_3 , igual à resistência à tração. Nestes casos o círculo de Mohr toca a envoltória completamente à esquerda do eixo vertical. A presença de veios extensionais ao longo de quase toda crosta indica que em grandes profundidades a pressão litostática e a pressão dos fluidos se aproximam. As fraturas formadas principalmente pelo efeito da alta pressão dos fluidos são chamadas de hidrofraturas.

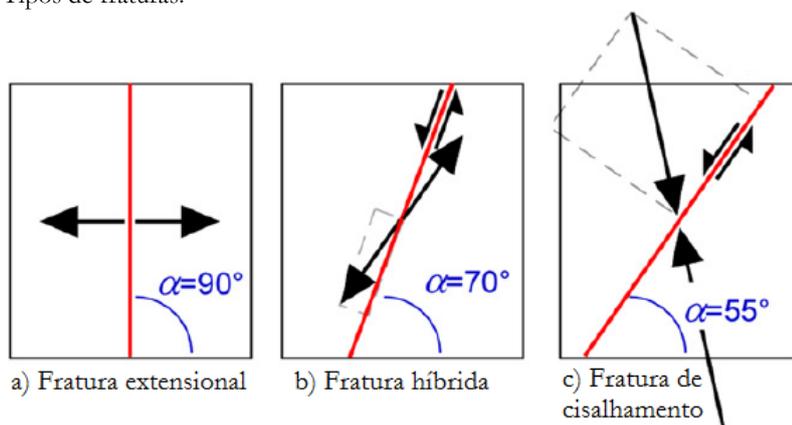
5.2.1.2 Fratura híbrida

É uma fratura com características extensionais e de cisalhamento. Sua abertura é oblíqua. O plano de fratura é afetado por componentes de tensão extensional e tensão de cisalhamento. No diagrama de Mohr-Coulomb pode ser visualizada com o círculo de Mohr encontrando a envoltória no lado esquerdo do eixo vertical (τ).

5.2.1.3 Fratura de cisalhamento

Esta fratura é gerada quando no plano a tensão tem uma componente de cisalhamento simples mais importante que a componente compressiva.

Figura 8 – Tipos de fraturas.



Fonte: Bons; Elburg ; Gomes-Rivaz (2012).

5.2.2 Formação de veios

Os veios são gerados a partir de dois mecanismos principais: transporte e precipitação de material.

5.2.2.1 Mecanismo de transporte

- Difusão

Ocorre quando os elementos que compõem o veio são oriundos de uma depletação considerável da rocha encaixante próxima ao contato com o veio.

- Advecção

A advecção se torna mais eficiente no transporte de material que o transporte por difusão devido principalmente ao gradiente hidráulico, que torna o fluido capaz de mobilizar o material das rochas por distâncias na escala de dezenas de quilômetros pela crosta. Há três tipos principais de advecção: fluxo poroso através da rocha encaixante, fluxo de fluidos através de fraturas e fluxo de fluidos durante a geração de fraturas.

O fluxo poroso apresenta a melhor interação entre fluido e rocha encaixante, pois com a presença de poros há uma maior superfície de contato, mas é mais lento em rochas pouco deformadas ou fraturadas. O fluxo de fluidos pela superfície das fraturas é mais eficiente devido a maior permeabilidade gerada pela fratura, contudo a interação com a rocha encaixante é limitada pela superfície de contato. Por fim, o fluxo de fluidos ocorre concomitantemente com a geração da fratura, com a velocidade de fluxo do fluido sendo igual à velocidade de propagação da fratura. Este tipo apresenta uma baixa interação entre o fluido e a rocha encaixante devido ao limitado espaço e ao pouco tempo de contato entre fluido e a rocha encaixante.

5.2.2.2 Mecanismo de precipitação

Explica a geração de veios a partir da precipitação do mineral quando a solução encontra-se supersaturada. Vários fatores promovem a supersaturação da solução e precipitação do material, os principais são as mudanças das propriedades físicas e químicas do ambiente.

- Temperatura e pressão

Como a maioria dos materiais é solúvel em altas condições de pressão e temperatura, e o fluxo de fluido se dá no sentido da zona de maior pressão para a zona de menor pressão, é de se esperar que em níveis crustais rasos a solução tenda a aumentar a sua insolubilidade, provocando a precipitação dos minerais insolúveis. Entretanto, alguns minerais apresentam uma solubilização inversa, sendo mais solúveis em condições de temperatura mais baixa e insolúveis em condições de temperatura elevada, a exemplo da calcita e do quartzo por vezes.

- Ambiente químico

Além da variação de pressão (P) e temperatura (T), a solubilidade dos minerais depende diretamente das características químicas do ambiente, tal como o pH, o Eh e a concentração de íons dissolvidos. A exemplo do que acontece com a maioria dos carbonatos, como a calcita, o pH é um fator importante para o aumento da solubilidade destes minerais em uma solução ácida; o que não acontece com o quartzo que é instável em ambiente ácido e portanto precipita. Sulfetos e vários outros minerais de minérios são bastante sensíveis à variação na condição oxirredutora do

ambiente, tendo como base o enxofre que forma um ácido fraco em ambiente redutor e um ácido forte quando em condições oxidantes. Outro fator importante é a mistura de fluidos com diferentes concentrações de íons, que pode causar a precipitação de sólidos.

5.2.3 Morfologia de crescimento

Esta classificação, que é a mais utilizada por diversos autores, visa agrupar os veios de acordo com a direção de crescimento dos cristais, em sintaxiais, antitaxiais e compostos. Bons (2000) e Bons; Elburg; Gomes-Rivaz, (2012) sugerem a inserção das estruturas de sombra de pressão e franjas de pressão na caracterização de veios.

5.2.3.1 Sintaxial

Os veios sintaxiais são aqueles nos quais o crescimento dos cristais se deu a partir da parede da rocha encaixante para o centro do veio. Geralmente o crescimento ocorre em ambos os lados do veio, mas pode ocorrer de um lado ao outro, gerando assim um veio assimétrico. Os veios sintaxiais podem ser formados por um único evento de fissura e selagem, ou por outros processos como dissolução, com a geração de espaço, e posterior precipitação. Em veios sintaxiais e simétricos, o material mais jovem é localizado no plano mediano (centro) do veio, enquanto nas bordas (em contato com a parede da rocha encaixante) está o material precipitado mais antigo.

5.2.3.2 Antitaxial

Veios antitaxiais são formados quase sempre por cristais apresentando textura fibrosa e simétrica, e sua principal característica é a presença de duas superfícies de crescimento. Os cristais crescem do plano mediano para ambas as bordas do veio. Assim, o material precipitado inicialmente é encontrado no centro e o material mais jovem nas bordas.

5.2.3.3 Composto

São veios que possuem dois minerais com hábitos distintos, como o quartzo e a calcita. Geralmente um mineral apresenta crescimento sintaxial enquanto o outro, ao mesmo tempo, tem o crescimento antitaxial (DURNEY; RAMSEY, 1973). O termo “composto” neste caso é usado apenas quando se tem a mesma proporção dos minerais.

5.2.3.4 Veio de estiramento

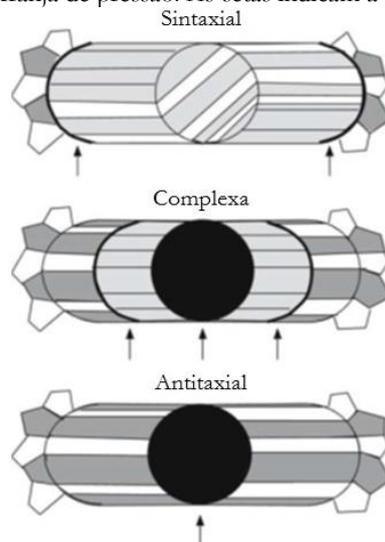
Os veios de estiramento, ou veios ataxiais (Passchier; Trouw, 1996), diferenciam-se dos anteriores nos quais o crescimento dos cristais se dá pela precipitação de material em sua superfície, os cristais de estiramento sofrem aumento em seu interior, a partir das microfaturas e fraturas. Nesse tipo de veio a superfície de fraturamento pode se apresentar tanto fissurando o material precipitado mais antigo, quanto fraturando a parede da rocha encaixante.

5.2.3.5 Sombra de pressão/franja de pressão

São veios formados em ambos os lados de um material rígido (*e.g.* mineral de minério), gerados em ambientes de baixa temperatura de deformação e alta pressão de fluidos, onde o aumento da pressão paralelo ao tensor compressivo (σ_1) sobre o objeto rígido gera uma abertura entre a interface do objeto rígido e a matriz no lado de maior fraqueza (σ_3). A terminologia “sombra de pressão” é utilizada quando se tem um enriquecimento de mineral solúvel, possuindo limites de grão difuso. Enquanto a classificação de franjas de pressão se aplica quando os cristais possuem limites de grão angulosos e apresentam textura fibrosa e alongada em sua grande maioria.

Passchier e Trouw (2005) classificam as franjas de pressão em: syntaxiais, quando a superfície de crescimento dos cristais ocorrem entre a franja e a parede da rocha encaixante; antitaxiais, com a superfície de crescimento localizada entre o objeto rígido e a franja; e complexas, apresentando duas ou mais superfícies de crescimento (Figura 9).

Figura 9 – Principais tipos de franja de pressão. As setas indicam a posição da superfície de crescimento.



Fonte: Passchier; Trouw (2005).

5.2.4 Morfologia do cristal

Esta terminologia tem relação com a textura ou a forma dos cristais presentes no veio. Veios que apresentam mais de uma textura são denominados politexturais.

5.2.4.1 Textura de bloco

É a textura formada quando os cristais são aproximadamente equidimensionais e sem uma orientação preferencial. A textura de bloco pode ser formada tanto primariamente durante o crescimento do veio, com a nucleação de novos cristais, quanto secundariamente a partir da recristalização da textura primária.

5.2.4.2 Textura de bloco alongado

Os cristais tendem a ser alongados e alinhados paralelamente. O eixo maior de crescimento é cerca de 10 vezes maior que o eixo menor. A textura se forma quando a nucleação dos cristais novos não ocorre durante o crescimento do veio, e todo o crescimento se dá através do sobrecrecimento cristalográfico contínuo dos grãos existentes, ocorrendo nas pontas dos cristais.

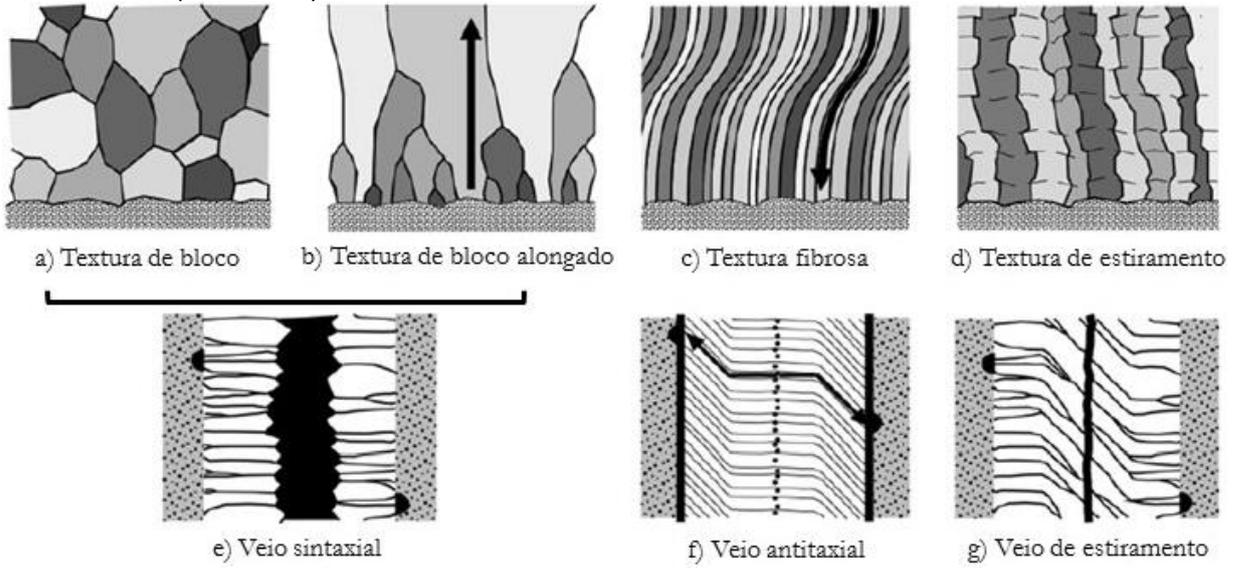
5.2.4.3 Textura fibrosa

A razão entre comprimento e largura nos cristais com formas de bastão atinge valores muito maiores que os cristais com textura de bloco alongado. Similar aos blocos alongados, a textura fibrosa também possui os eixos de comprimento dos cristais alinhados, entretanto diferenciam-se pois não há uma evidência clara de competição no crescimento dos cristais, como na textura de bloco alongado. Os cristais apresentam aproximadamente a mesma forma.

5.2.4.4 Textura de estiramento

Como abordado no item 5.2.3.4 (formação de veios de estiramento) os cristais apresentam formas alongadas, com alta razão entre os eixos comprimento/largura, e ausência de competição no crescimento de grãos.

Figura 10 – Desenho esquemático mostrando as principais características morfológicas dos cristais associando aos tipos de veio que são comumente encontrados.



Fonte: Modificado de Bons; Elburg; Gomes-Rivaz (2012).

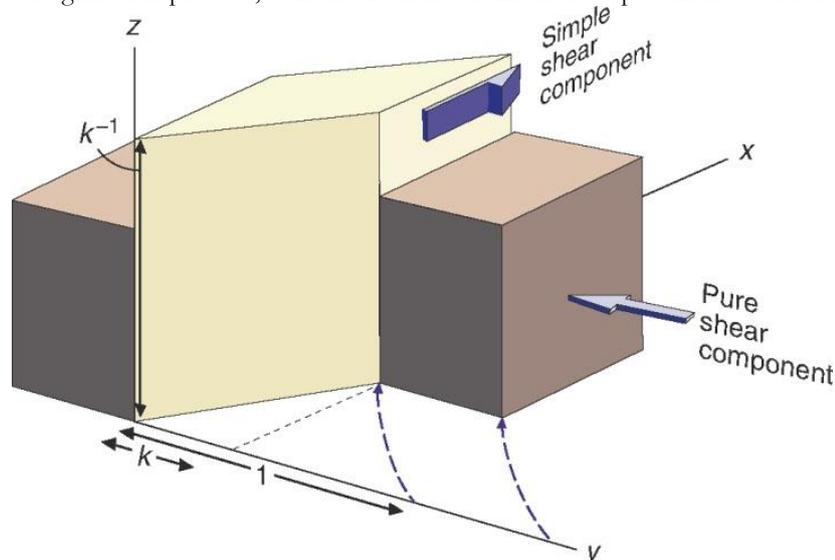
5.3 TRANSPRESSÃO

O regime transpressivo resulta da combinação entre uma compressão e uma transcorrência. É ligado a uma convergência oblíqua, onde se tem a geração de um plano oblíquo de compressão em escala crustal (HARLAND, 1971). Transpressão também pode ser definida como um cisalhamento transcorrente seguido por um encurtamento horizontal e alongamento vertical, entre dois blocos não deformados independente de escala (SANDERSON e MARCHINI,1984).

Segundo Harland (1971), todo cinturão orogênico formado entre duas placas deve envolver um grau de transpressão. Qualquer perfil através de um cinturão transpressivo vai indicar que o cinturão é compressivo, mas em mapa se verifica a existência de estruturas alongadas segundo o eixo preferencial do cinturão e falhas transcorrentes.

O encurtamento através de uma zona de transpressão resulta em uma mudança de área que deve ser compensada por um espessamento vertical, para que ocorra a conservação do volume (Figura 11). Conforme a figura, um aspecto importante do modelo de transpressão é a existência de estiramento vertical. A ação da transpressão sobre espessura crustais expressivas origina soerguimentos ou subsidências (SANDERSON; MARCHINI, 1984).

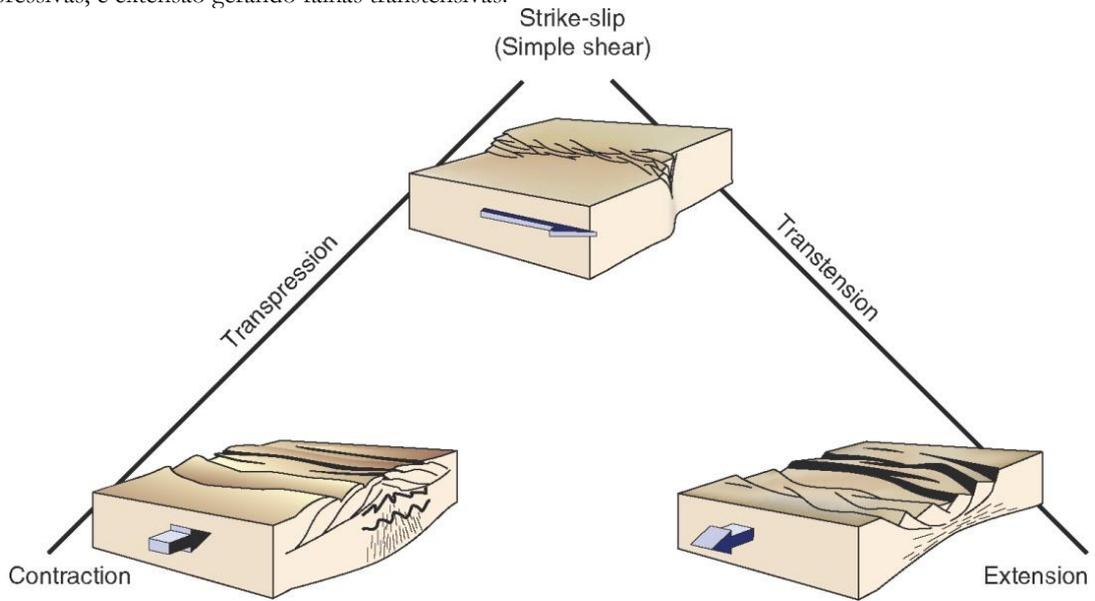
Figura 11 – Regime transpressivo, com encurtamento horizontal e espessamento vertical do bloco central.



Fonte: Fossen (2010).

Fossen (2010) considera transpressão como a combinação simultânea de movimento direcional ao longo de uma estrutura e de encurtamento perpendicular à ela (Figura 12). Em uma zona de transpressão dominada por encurtamento (cisalhamento puro) geram-se lineações verticais, enquanto que com um forte componente de cisalhamento simples formam-se lineações horizontais.

Figura 12 – Esquema representando a combinação de movimento direcional com contração, gerando falhas transpressivas, e extensão gerando falhas transtensivas.



Fonte: Fossen (2010).

Outras estruturas ligadas à transpressão são dobras e empurrões com pequenos ângulos de mergulho oblíquos, falhas normais, veios, diques e outras estruturas extensionais com alto ângulo de mergulho, espessamento crustal, estiramento achatado (oblato) e planos de clivagem e lineações de estiramento verticais, ou horizontais, bem como estrias e degraus gerados no espelho de falha.

5.4 GEOLOGIA REGIONAL

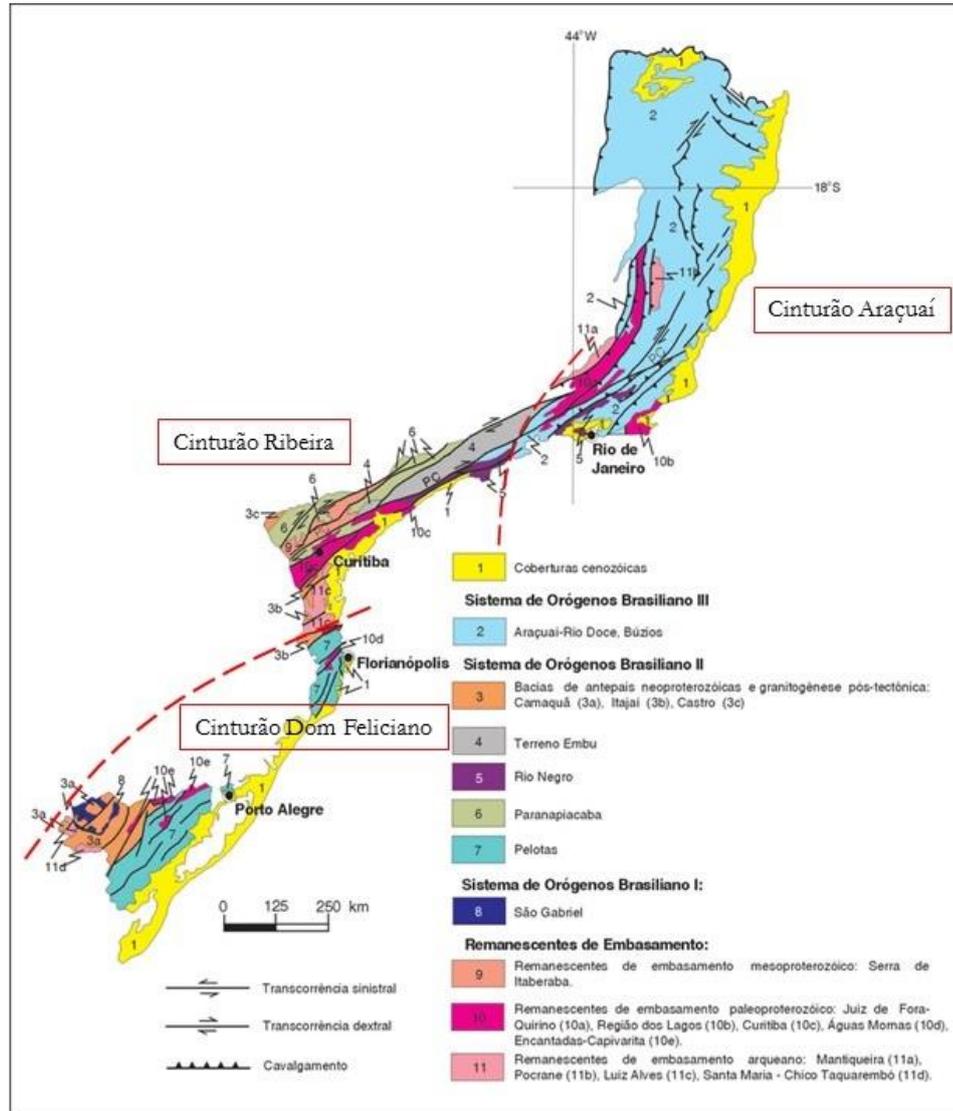
5.4.1 Província Mantiqueira

A área de estudo está situada no setor meridional da Província Mantiqueira (PM), definida por Almeida et al. (1981), ou Sistema Orogênico Mantiqueira (HEILBRON, 2004), que se estende desde o sul da Bahia até o Uruguai (UY), compreendendo uma área média de 3.000 km de comprimento e 400 km de largura. Seu limite a norte se dá com o Cráton São Francisco, a sul com o Cráton Rio de La Plata, a oeste com o oceano Atlântico Sul e a leste com o Cráton São Francisco, o Cinturão Brasília e as rochas da Bacia do Paraná.

A PM pode ser compartimentada estratigraficamente, de uma forma simplificada, em: embasamento arqueano e/ou paleoproterozoico; sequências metassedimentares paleoproterozoicas a mesoproterozoicas, sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares neoproterozoicas; granitoides neoproterozoicos pré-colisionais; granitoides sincolisionais; coberturas neoproterozoica-cambrianas e magmatismo pós-colisional.

Para os mesmos autores a PM pode ser subdividida em três segmentos a partir de falhas transcorrentes de direção NE-SW: Cinturão Araçuaí; Cinturão Ribeira; e Cinturão Dom Feliciano (CDF), onde está inserida a área de trabalho (Figura 13).

Figura 13 – Principais domínios tectônicos da Província Mantiqueira, e sua compartimentação nos cinturões Araçuai, Ribeira e Dom Feliciano.



Fonte: Delgado et al. (2003).

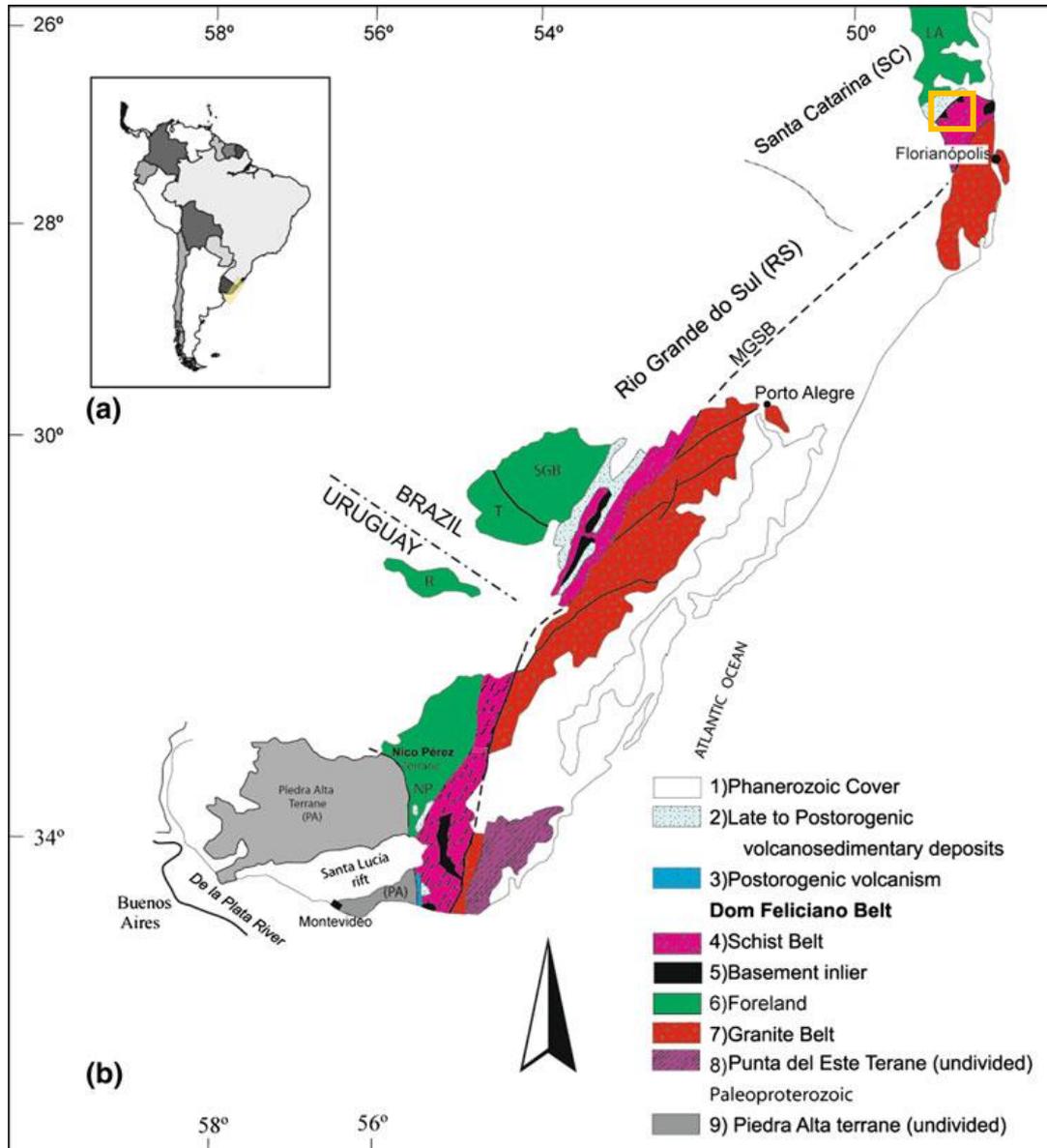
5.4.2 Cinturão Dom Feliciano

O Cinturão Dom Feliciano é a principal unidade geotectônica exposta no Escudo Catarinense e a mais expressiva do sul do Brasil. Com cerca de 1200 km de comprimento e 150 km de largura, estende-se de Santa Catarina até o Uruguai e tem continuidade no oeste do continente africano, nos cinturões Kaoko, Damara, Gariep e Saldania (PORADA et al., 1979; ALMEIDA et al., 1981) (Figura 14).

Gerado a partir do fechamento do Oceano Adamastor, o CDF representa um orógeno transpressivo desenvolvido durante a amalgamação de blocos crustais africanos, Congo e Kalahari, com os crátons Rio de La Plata e Paranapanema, que resultaram na formação do Gondwana

ocidental, no Neoproterozoico durante a Orogenia Brasiliano-Pan-Africano (BASEI, 2000; BASEI et al., 2005; HEILBRON et al., 2004; GAUCHER et al., 2009; ORIOLO et al. 2016a).

Figura 14 – Mapa dos domínios do Cinturão Dom Feliciano, localização da área de estudo na porção norte do cinturão.



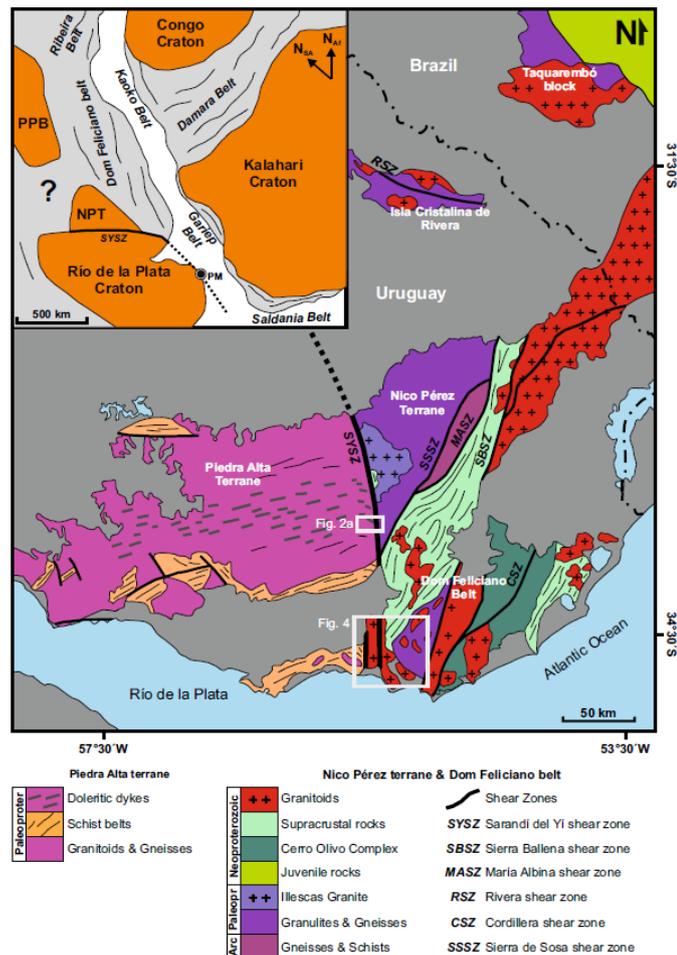
Fonte: Basei et al. (2011b).

Em Santa Catarina, o CDF faz limite com a Microplaca Luis Alves, ou Complexo Granulítico Santa Catarina (CGSC) (HARTMANN et al., 1979), a norte, e é recoberto por rochas da Bacia do Paraná, a oeste e a sul. O cinturão compreende rochas neoproterozoicas agrupadas em três domínios: Interno, formado por granitoides do Batólito Florianópolis, que juntamente com os Batólitos Pelotas (RS) e Aiguá (UY) compõem o Cinturão Granítico; Intermediário, formado pelas rochas metamórficas do Complexo Metamórfico Brusque (CMB), correlacionado ao Complexo

Metamórfico Porongos (RS) e Lavalleja (UY), formando o Cinturão de Xisto; e Externo, com as rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Itajaí (BI), correlacionadas à Bacia de Camaquã (RS) e Arroyo del Soldado-Piriápolis (UY) (BASEI, 2000).

No domínio externo do cinturão no Uruguai, o Cráton Rio de La Plata é separado em dois terrenos – Nico Pérez e Piedra Alta, pela Zona de Cisalhamento Sarandí Del Yí (Figura 15). Nesta falha ocorrem cataclasitos compostos por fragmentos policristalinos angulares imersos em matriz de quartzo+feldspatos+epidoto+opacos+micas, e localmente ocorrem filonitos (ORIOLO et al., 2015). Os protólitos da ZCSY são predominantemente granitoides, e subordinadamente rochas vulcânicas a sub-vulcânicas e sedimentares. Também ocorrem veios de quartzo e quartzo-feldspato cisalhados. A deformação se distribui de maneira heterogênea com aumento de intensidade para o leste, acompanhada pelo decréscimo no tamanho dos grãos. Indicadores cinemáticos marcam um sentido de cisalhamento subhorizontal lateral esquerdo. Os grãos de quartzo estão orientados preferencialmente, a recristalização dos feldspatos localiza-se nas bordas ou em microfraturas.

Figura 15 – Mapa geológico do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai, com as principais unidades e zonas de cisalhamento que as separam.



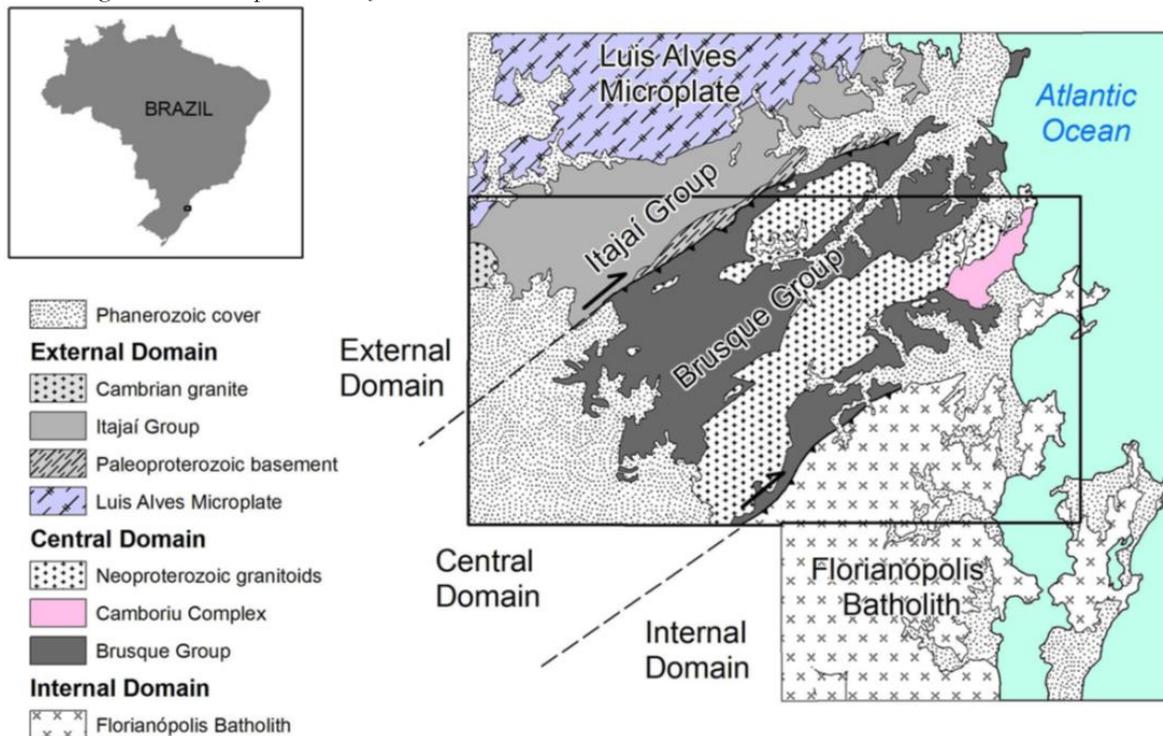
Fonte: Oriolo (2015).

Oriolo et al. (2015) caracterizam a ZCSY como sendo formada predominantemente por cisalhamento puro e com componente transcorrente lateral esquerda subordinada. A abundância de estruturas manto e núcleo dos feldspatos indica temperatura entre 450° e 550°C. Uma cataclase posterior ocorreu em condições de fácies xisto-verde a anfibolito inferior.

A ZCSY teve movimentação lateral direita em torno de 630-625 Ma, em ambiente pós-colisional (Cráton Rio de La Plata e Terreno Nico Pérez). Cisalhamento lateral esquerdo ocorreu em 594-584 Ma, caracterizando uma reativação e mudança no sentido de movimento da zona de cisalhamento. Por fim ocorreu deformação frágil por volta de 570 Ma (ORIOLO et al., 2016b).

Assim como é observado no Uruguai, no Escudo Catarinense os limites entre os domínios são marcados por zonas de cisalhamento, com orientação NE-SW. Entre os domínios Interno e Intermediário encontra-se a Zona de Cisalhamento Major Gercino (BITENCOURT et al., 1989; PASSARELLI et al., 2011) e o limite entre os domínios Intermediário e Externo é definido pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (SILVA, 1991) (Figura 16).

Figura 16 – Compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano no estado de Santa Catarina.



Fonte: Basei et al. (2011a).

5.4.2.1 Domínio Interno

O Domínio Interno compreende uma série de intrusões graníticas do Batólito Florianópolis, com composição cálcio-alcálica a alcalina. A grande extensão deste magmatismo está relacionada com o caráter da tectônica transpressional pré- a pós-colisional do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano. O magmatismo é neoproterozoico, com idades entre 650 Ma e 590 Ma. (BASEI, 2000; BASEI et al., 2010; CHEMALE et al., 1995; HARTMANN et al., 2003).

Além dos corpos graníticos encontrados no domínio, há ocorrência de gnaisses tonalíticos e granodioríticos que compõem o Complexo Águas Mornas (ZANINI et al., 1997), interpretados como embasamento retrabalhado, bem como a presença de duas calhas tectônicas de rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico relacionadas ao CMB, denominadas Formação Queçaba (TRAININI et al., 1978; BASEI et al., 1985).

5.4.2.2 Domínio Intermediário

O Domínio Intermediário apresenta como litologia predominante as rochas supracrustais metavulcanossedimentares do CMB, resultantes de metamorfismo polifásico de baixo grau, fácies xisto-verde a anfíbolito. Uma série de corpos graníticos levemente deformados com afinidade metaluminosa intrudem as rochas do CMB. Há ocorrência de *inliers* do embasamento paleoproterozoico retrabalhados no neoproterozoico na porção leste e a norte do domínio, representados pelo Complexo Camboriú e pelos gnaisses-migmatíticos da Faixa Ribeirão da Prata (BORBA; LOPES, 1983), ou Complexo São Miguel (BASEI, 1985; BASEI, 2000).

Basei et al. (2011a) dividem as rochas do CMB em três unidades, da base para o topo: Formação Rio do Oliveira, compreendendo rochas metabásicas e cálcio-silicáticas, vulcânica exalativa, metavulcânicas, metapelitos e metapsamitos; Formação Botuverá, apresentando rochas metapsamíticas, metaritimitos e metapelitos; e Formação Rio da Areia, composta por unidades metapelito-carbonáticas, metacarbonática, com ocorrência de rochas metabásicas e meta-ultrabásicas, quartzitos, e metavulcânica.

Zircões de rochas vulcânicas ácidas intercaladas com a sequência metassedimentar forneceram para o início da deposição a idade de 637 ± 11 Ma (U-Pb SHRIMP, SILVA; MCNUGHTON; SANTOS, 2002).

O CMB não possui uma exposição contínua devido à intrusão dos corpos graníticos com orientação NE, formando auréolas de metamorfismo de contato. Estes podem ser subdivididos em

três grandes suítes: os leucogranitos a duas micas da suíte São João Batista, os biotita-granitos porfíricos da suíte Valsungana, e os biotita-granitos da suíte Nova Trento (BASEI, 2000).

Philipp et al., 2004 reconhecem quatro fases de deformação (D₁ a D₄) que afetam a superfície sedimentar (S₀) e geram as superfícies S₁, S₂, S₃ e S₄. As primeiras duas fases (D₁ e D₂) são relacionadas a uma colisão oblíqua que gerou a foliação metamórfica S₁. Dobras intrafoliares na S₁ marcam a superfície S₂ que ocorre paralela a S₁. Basei (2000) sugere que a S₂ foi gerada durante o pico metamórfico do CMB e preserva feições associadas à tectônica de cavalgamento, com topo para N – NW, e mergulhos de baixo ângulo. Um evento transcorrente (D₃), sob condições de deformação dúctil a dúctil – rúptil, gerou dobras abertas a fechadas assimétricas e superfície axial subvertical (CAMPOS, 2007). A fase deformacional D₄ é caracterizada por uma crenulação, com dobras em *chevron* e *kink bands*, e com orientação axial principal NE-SW e conjugada NW-SE (BASEI, 2000; BASEI et al., 2011a; PHILIPP et al., 2004).

5.4.2.3 Domínio Externo

O Domínio Externo, onde se encontra a região da Mina Ribeirão da Prata, compreende as rochas sedimentares da Bacia do Itajaí (BI), Granito Subida e Riolito Apiúna. Ao longo da ZCIP também afloram as rochas do Faixa Ribeirão da Prata (BASEI et al., 1985; ROSTIROLLA et al., 1991), o Complexo São Miguel, e o Granito Parapente. Como a área do presente trabalho encontra-se nesta porção, faz-se necessária uma revisão de maior detalhe sobre estas unidades.

5.4.2.3.1 Bacia do Itajaí

A BI foi primeiramente classificada como sendo uma bacia do tipo *foreland* de rifte extensional (BASEI, 1985), bacia transtensional (KREBS et al., 1990), extensional sincolisional (CITRONI, 1993), do tipo *foreland* periférica (ROSTIROLLA, 1991) e bacia de *foreland* de retroarco (GRESSE et al., 1996).

Um modelo amplamente difundido, e utilizado neste trabalho, foi proposto por Rostirolla et al. (1992a), que sugerem que a BI foi formada em um ambiente do tipo *foreland* relacionada a um evento colisional, com uma contribuição de falhas normais no estágio inicial de subsidência flexural.

Schulz Jr. e Albuquerque (1969) definem o Grupo Itajaí, dividindo-o em três formações, da base para o topo: Formação Garcia, com siltitos, arenitos, folhelhos e arenitos conglomeráticos; Formação Campo Alegre, sedimentos turfíticos associado com derrames e diques riolíticos;

Formação Baú, composta essencialmente por conglomerados. Silva e Dias (1981) redefinem a compartimentação proposta por Schulz Jr. e Albuquerque (op. cit.) em Formação Gaspar, composta por arenitos e menor expressão de conglomerados e rochas vulcânicas, e Formação Campo Alegre, com rochas pelíticas e psamíticas, além de ritmítos pelito-psmíticos. Basei et al. (op. cit.) divide o Grupo em unidade arenítica inferior e unidade siltítica superior.

Rostirolla, Ahrendt e Soares (1999) propõem uma subdivisão genérica de acordo com os ambientes de deposicionais da bacia em fácies A até D (Figura 17). Para os autores, a unidade A é relacionada a um sistema de leques aluviais e deltáicos, a unidade B relacionada a leques subaquosos, unidade C sob um regime transgressivo, e por fim, a unidade D como um sistema de leques deltáicos.

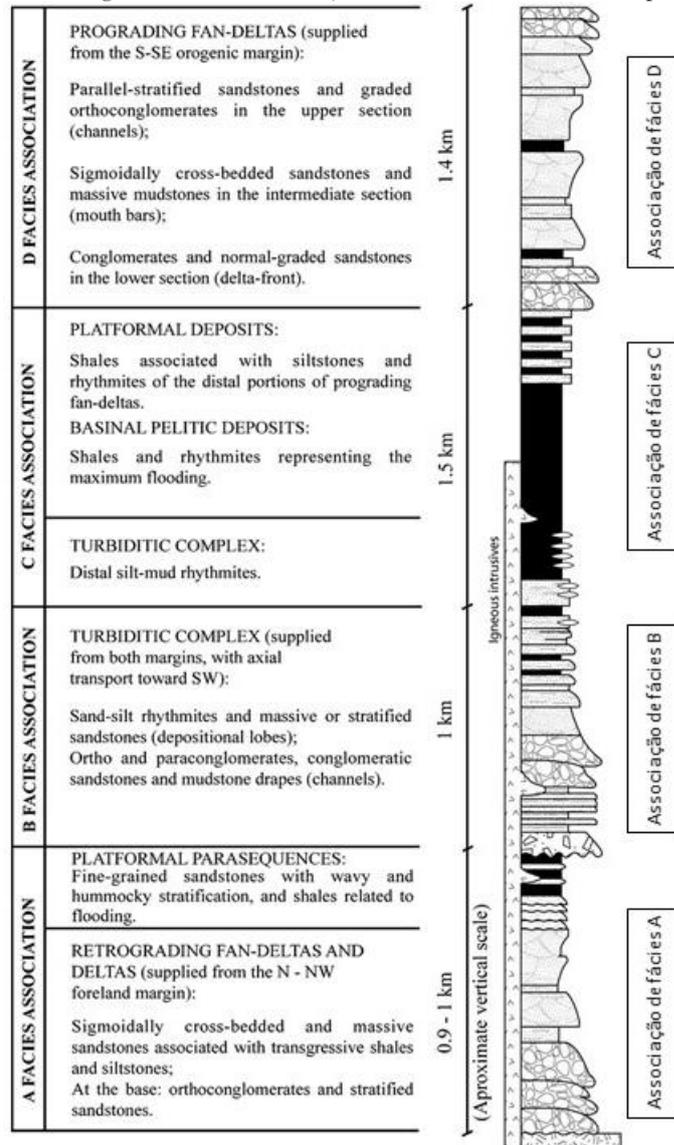
A associação de fácies A representa a porção basal da bacia e é encontrada principalmente na porção norte da bacia, compreendendo um conjunto de litologias que varia entre arenitos avermelhados e conglomerados, e em menor frequência arenitos finos, siltitos e folhelhos negro.

Enquanto que a associação de fácies B constitui ritmítos areno-siltosos, arenitos estratificados ou maciços, conglomerados, arenitos conglomeráticos e lentes de argilito. A arquitetura da fácies sugere a deposição turbidítica se deu em ambiente marinho profundo, relacionado com pequenas variações do nível médio do mar.

A associação de fácies C encontra-se exposta na porção central da BI, e compreende rochas de granulometria fina, como folhelhos, ritmítos, siltitos laminados. Sua deposição se deu em ambiente calmo e distante da margem continental passiva, após a deposição dos turbiditos da associação de fácies B.

No topo da coluna estratigráfica da bacia é encontrada a associação de fácies D, que ocorre no sul da BI, constituindo conglomerados avermelhados, arenitos, argilitos. Na base desta associação tem-se a presença de arenitos finos e siltitos acinzentados. A transição das fácies C para a D se dá de forma gradual, marcando um evento de progradação de leques deltáicos.

Figura 17 – Coluna estratigráfica da Bacia do Itajaí com base nos ambientes deposicionais.



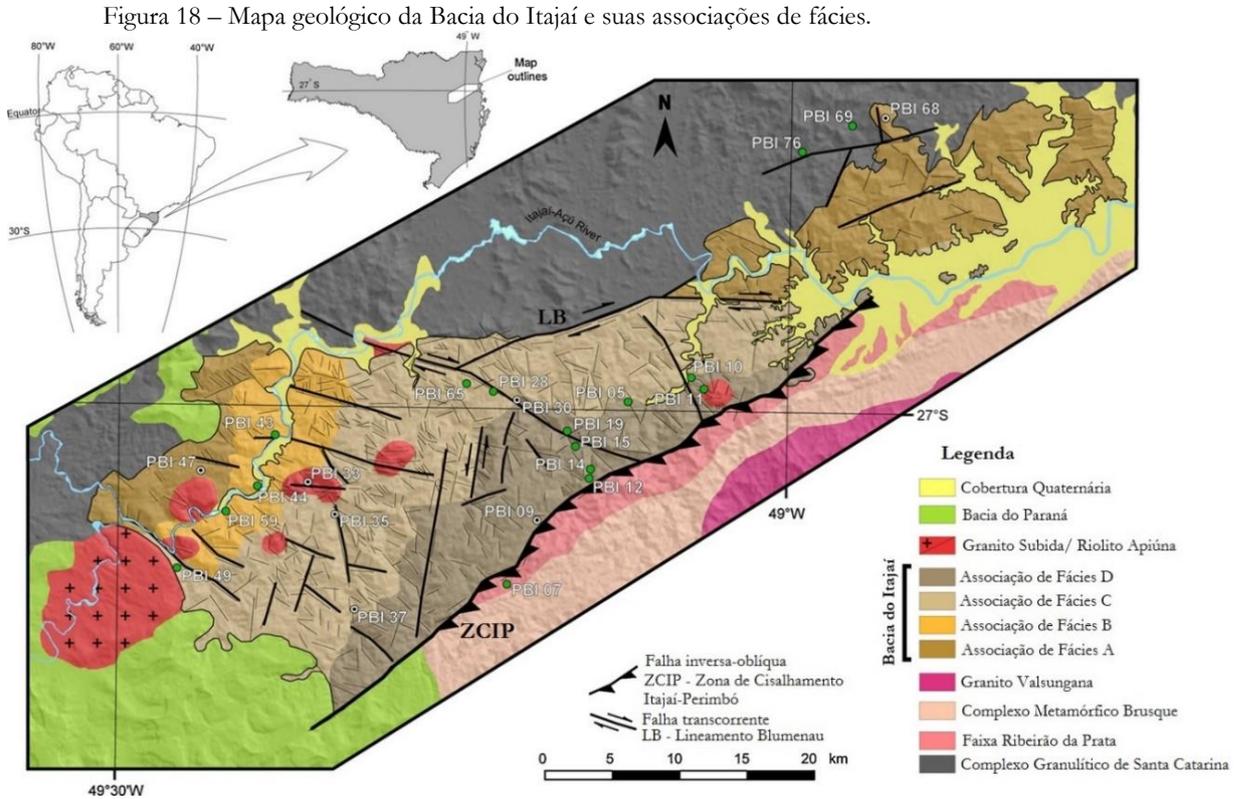
Fonte: Rostirolla; Ahrendt; Soares (1999).

Rostirolla et al. (1992b) identificaram duas fases deformacionais que afetam as rochas da Bacia Itajaí, a primeira estaria relacionada com a tectônica compressiva que gerou falhas reversas de direção N60-70E, assim como a geração de um par conjugado de falhas transcorrentes N10-20E (sinistras) e N80-90W (dextras). Enquanto que a segunda fase de deformação é relacionada a um regime distensivo, onde se inverteu o sentido de deslocamento das falhas originadas na primeira fase, com a geração de falhas sinistras N80-90W e falhas dexas N0-10E.

A datação U-Pb em zircões retirados de clastos de riolitos em conglomerados na base da seqüência sedimentar da bacia aponta o início da deposição por volta de 600 Ma e o término da sedimentação por volta de 560 Ma (BASEI et al., 2011b).

Ao longo da borda sul e sudeste da BI afloram os gnaisses tonalíticos a granodioríticos, granitos róseo e foliados da Faixa Ribeirão da Prata, além das rochas metavulcanossedimentares

do CMB que foram transportadas de SE para NW sobre as litologias da BI através de falhas de empurrão relacionadas à Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ROSTIROLLA, op. cit.) (Figura 18).



5.4.2.3.2 Granito Subida e Riolito Apiúna

No extremo oeste da BI são encontrados *stocks* intrudindo as rochas da bacia que foram primeiramente descritos como Suíte Intrusiva Subida por Silva (1987). Os corpos têm composição alcalina a peralcalina e representam o magmatismo anorogênico mais jovem que intrude a bacia. Para Basei et al. (1999) o leucosienogranito Subida é relacionado à última atividade vulcânica félsica que afeta a região, datado por U-Pb em zircão em 561 ± 42 Ma.

O Riolito Apiúna consiste em rochas hipoabissais que formam *stocks*, além de diques e *necks*, com composição félsica intrudindo as rochas sedimentares da BI. Basei et al. (op. cit.) dataram zircões destas rochas vulcânicas pelo método U-Pb e obtiveram idade de 567 ± 14 Ma.

5.4.2.3.3 Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó

A ZCIP foi primeiramente descrita na literatura por Trainini et al. (1978) como Lineamento Perimbó, com direção N45E e movimento normal com características de transcorrência localizadas. Silva e Dias (1981) passam a chamar a zona de falha como Lineamento Itajaí-Gaspar, referindo-se a uma zona de falha de aproximadamente 50 km de extensão e até 7 km de largura, com orientação preferencial N40-70E. Descrevem como uma zona de caráter rúptil, com presença de rochas miloníticas, onde a tectônica tangencial geralmente é sobreposta pela fase transcorrente.

Silva (1991) utiliza a denominação Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó devido a zona de cisalhamento apresentar um deslocamento lateral, além de transportar a rochas do CMB juntamente com o “embasamento” granito-gnáissico.

Rostirolla et al. (1992b) interpretam a ZCIP como uma zona de caráter rúptil a rúptil-dúctil, com uma componente principal de cavalgamento e subordinadamente uma transcorrência lateral dextral.

5.4.2.3.4 Faixa Ribeirão da Prata

Descrita por Silva e Dias (1981) como uma faixa de gnaisses granulíticos indiferenciados e cataclados, que faz contato tectônico com a BI e contato concordante ou difuso com os “xistos cataclásticos” do CMB (Figura 19).

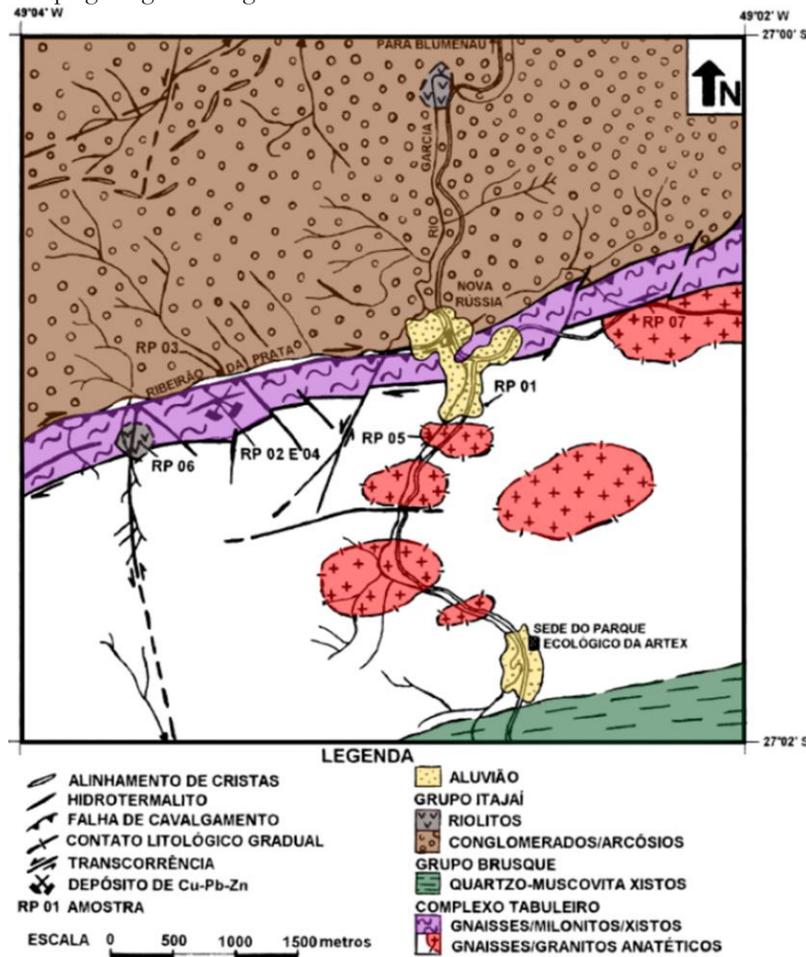
Borba e Lopes (1983) consideram que a Faixa Ribeirão da Prata (FRP) é uma zona de intensa granitogênese, constituída por gnaisses, granitos de anetexia, riolitos, rochas metassedimentares, rochas piroclásticas e clatacasitos. Estes autores interpretam a faixa como sendo a borda do Complexo Granulítico Santa Catarina retrabalhada no neoproterozoico.

Basei (1985) obteve duas datações pelo método K-Ar para as unidades aflorantes na região, sendo a primeira em anfibólios retirados de ortognaisses sem sinais de terem sofrido cataclase, de 1823 ± 27 Ma., interpretada como sendo a idade de resfriamento no Ciclo Transamazônico sem retrabalhamento no Brasileiro.

A segunda data uma biotita neoformada durante o processo de cataclase (708 ± 11 Ma.) em um protomilonito *augen*-gnaisse no contato tectônico entre a FRP e o CGSC, onde as rochas do complexo fornecem anfibólios com idade K-Ar de 2,8 Ga. Estes dados sugerem para o autor que a área não foi aquecida regionalmente no Ciclo Brasileiro, sendo apenas retrabalhada nas zonas de falhamento, e a idade de 708 Ma. é associada como a idade desses falhamentos e por consequência, a idade de geração das rochas da FRP.

Rostirolla (1991) considera que a ZCIP, além de sobrepor as rochas da Faixa Ribeirão da Prata sobre as rochas sedimentares da Bacia do Itajaí, também foi também causadora da cataclase que afeta os arcósios e conglomerados relacionado à unidade D da bacia e gnaisses e xistos da FRP durante o Ciclo Brasileiro, através de falhamento inverso com transporte de SE para NW.

Figura 19 – Mapa geológico da região da Mina Ribeirão da Prata.



Fonte: Schicker (1996).

5.4.2.3.5 Granito Parapente

Na borda norte do CMB, além das suítes intrusivas há a ocorrência do Granito Parapente, intercalado tectonicamente com a sequência metavulcanossedimentar e inserido na ZCIP.

Ronchi (2014) descreve o GP como um sienogranito porfirítico de granulometria média, apresentando variações finas e grossas, e coloração rósea clara ou escura. Tem como composição mineralógica feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e como minerais acessórios tem-se muscovita, sericita, zircão, clorita e epidoto. Sobre a deformação que afeta o GP, a autora descreve uma deformação frágil-dúctil, com os cristais de quartzo apresentando recristalização por nucleação,

geração de novos grãos, extinção ondulante e bandas de deformação, enquanto os pórfiros de K-feldspato sofreram deformação rúptil e apresentam fraturas intracristalinas preenchidas por quartzo recristalizado.

O Granito Parapente (GP) é interpretado como sendo do tipo A e pré-tectônico em relação à ZCIP. Ele é relacionado ao estágio principal de rifteamento que gerou a paleobacia Brusque. Idades U-Pb SHRIMP em zircões de 843 ± 12 Ma (Criogeniano Inferior) para a cristalização do granito corroboram esta interpretação (BASEI et al., 2008). Basei et al. (2011) obtiveram idades mais antigas, de 936 ± 40 Ma (Toniano), obtidas por U-Pb em zircões de metagabros, interpretadas como a idade inicial do processo tafrogênico que originaria a paleobacia.

5.4.2.3.6 Complexo São Miguel

Basei et al. (2011a) introduzem a denominação Complexo São Miguel para englobar gnaisses e rochas máficas que aparecem em perfis, deslocadas sobre rochas da BI por ação da ZCIP. Depreende-se, pela análise da literatura, que estas rochas são as mesma que anteriormente foram relacionadas ao Cráton Luís Alves (Complexo Granulítico Santa Catarina), então considerado o embasamento da BI. Não há detalhes na literatura sobre as características das rochas do Complexo São Miguel.

Para efeitos de comparação, o gnaiss que ocorre no afloramento do ponto 282 14/24 será considerado como rocha tipo do Complexo São Miguel. A pertença destas rochas ao Complexo São Miguel foi confirmada pessoalmente por Basei em trabalho de campo com o co-orientador.

5.5 GEOLOGIA DA ÁREA

5.5.1 Contexto histórico

O depósito de Ribeirão da Prata atraiu a atenção de imigrantes ingleses que chegaram na região em meados do século XIX, visando a exploração de ouro. No final do mesmo século diversas empresas mineradoras russas, argentinas, alemãs e brasileiras obtiveram as terras para exploração.

Apenas em 1919 um proprietário local descobriu o depósito de cobre, chumbo, zinco e prata do Ribeirão da Prata, através da observação do minério em afloramento. Contudo o depósito não foi explorado pela falta de dinamites. Até a década de 1940 foram explorados prata, cobre e chumbo em pequenas quantidades, extraídos da rocha por dinamitagem. O material detrítico eram retirado de galerias abertas nas encostas dos morros por meio de calhas. O processamento do minério era feito localmente e de forma rústica, em fornos.

A baixa concentração de minério e fatores sociais, início da Segunda Guerra Mundial, foram fundamentais para o encerramento da atividade exploratória na região. Apenas em 1962 e 1963 a empresa Plumbum S.A realizou pesquisas e efetuou um prolongamento no nível principal da mina. Em 1974 a empresa Rio Doce Geologia e Mineração S.A (DOCEGEO) realizou um trabalho que visava determinar o potencial econômico da Mina Ribeirão da Prata. A reserva medida + indicada do depósito foi avaliada em 480.000 toneladas de minério com teores de 0,2% de cobre, 0,4% de zinco e 0,8% de chumbo. O trabalho apontou a necessidade de um programa de sondagens a 1150 metros para delimitar a correta geometria do corpo mineralizado, programa este que nunca foi executado (SANTOS; GARROTE; DAMBROWSK, 2009).

Trabalhos de maior detalhe foram realizados no anos 1990 por Schicker e Biondi visando caracterizar as rochas encaixantes e a mineralização que ocorre associada a veios quartzosos, trabalhos estes que serão utilizados como base para o referencial teórico acerca da petrografia e estrutural das rochas que compõem a geologia da área.

5.5.2 Contexto geológico

Schicker (1996) descreve as rochas encaixantes associadas aos corpos mineralizados de Pb-Cu-Zn(Ag) que ocorrem na Mina Ribeirão da Prata e compõem a Faixa Ribeirão da Prata, bem como as rochas da Bacia do Itajaí. Além das encaixantes dos minérios, o autor descreve os principais minerais de ganga e de minério encontrados na mina. Neste subitem serão apresentados as litologias e os minerais de minérios descritos por aquele autor.

5.5.2.1 Faixa Ribeirão da Prata

Próximo ao corpo mineralizado são encontradas rochas gnáissicas de provável derivação granulítica e rochas graníticas que configuram núcleos de anatexia em meio aos gnaisses. A unidade granítica apresenta fortes processos de silificação e sericitização, não observado nos termos gnáissicos, além da deformação tectônica em decorrência da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (SCHICKER, 1996).

Os gnaisses possuem cor verde escura, granulação média e bandamento gnáissico definido por bandas claras quartzo-feldspática e bandas escuras ricas em hornblenda. Sua composição mineralógica é constituída de plagioclásio, microclínio, quartzo, hornblenda, sericita, biotia e opacos.

Enquanto as rochas graníticas ocorrem em corpos lenticulares tabulares de orientação ENE-WSW em meio aos gnaisses, as intrusões ácidas apresentam coloração rósea e granulação variando de fina a média. Em lâmina é possível observar uma foliação dos cristais de quartzo e feldspato, tendendo a ser mais bem desenvolvida na proximidade da zona de cisalhamento, exibindo extinção ondulante e nas bordas dos cristais contatos irregulares. A composição mineralógica é essencialmente quartzo, feldspato (microclínio e subordinadamente plagioclásio) com alteração dos mesmos resultando em argilo-minerais e sericita, biotita parcialmente cloritizada e minerais opacos.

No interior da ZCIP as rochas gnáissicas e graníticas passam gradualmente a milonitos, apresentando intensa transformação mecânica representada pela orientação dos minerais micáceos (e.g. sericita e clorita) e pelo fraturamento dos cristais de quartzo. Os minerais que foram gerados durante a deformação são, além do quartzo e da sericita, a clorita e a magnetita, definindo metamorfismo de baixo grau, fácies xisto-verde (SCHICKER, op. cit.).

5.5.2.2 Bacia do Itajaí

As litologias da Bacia do Itajaí que afloram na região do Ribeirão da Prata são conglomerados de espessura métrica intercalados com camadas delgadas de arcóseos. Os arcóseos possuem granulometria média e frequentemente constituem o cimento dos conglomerados, é possível notar um acamadamento incipiente nos arcóseos.

Os arcóseos apresentam granulometria mal selecionada, constituída por grãos angulosos e com bordas irregulares de quartzo e microclínio, subordinadamente plagioclásio, clorita ferrífera e

calcita neoformada, envoltos por uma matriz sericítica e localmente goethita, além de minerais opacos (magnetita).

A variedade conglomerática apresenta coloração arroxeadada e intercalam-se transicionalmente aos arcóseos, possuem seixos angulosos a arredondados de composição quartzosa, granítica, xistos e silexitos, com dimensões milimétricas até 1 centímetro.

Domos riolíticas cortam tanto a sequência sedimentar da BI quanto os gnaisses/granitos da FRP. São rochas de coloração rósea e afaníticas, com estrutura maciça e muito fraturada. Localmente é possível observar fenocristais de quartzo e feldspato. Em lâmina, os riolitos apresentam textura porfirítica, com fenocristais de ortoclásio, quartzo e plagioclásio imersos em uma matriz a base de intercrescimento de ortoclásio parcialmente sericitizado e de quartzo. Os minerais máficos são principalmente biotita, ocasionalmente alterada para clorita ferrífera, e óxidos e hidróxidos de ferro (goethita).

5.5.2.3 Minério

A mineralização se deu a partir da lixiviação de metais nos arcóseos e conglomerados da BI e nos gnaisses e granulitos da FRB (rochas encaixantes), sugerindo assim, que a mineralização tem um caráter hidatogênico em que os fluidos lixiviantes foram canalizados nas zonas profundas da ZCIP. Caracteriza-se assim um depósito do tipo hidatogênico desenvolvido em uma zona de cisalhamento durante o final do Ciclo Orogênico Brasileiro (SCHICKER, *op. cit.*; BIONDI; SCHICKER; BUGALHO, 1996), associado com os processos de deformação e metamorfismo da BI por volta de 550Ma, idade obtida através do método de Rb-Sr e K-Ar em rocha total e em frações finas (MACEDO et al., 1984).

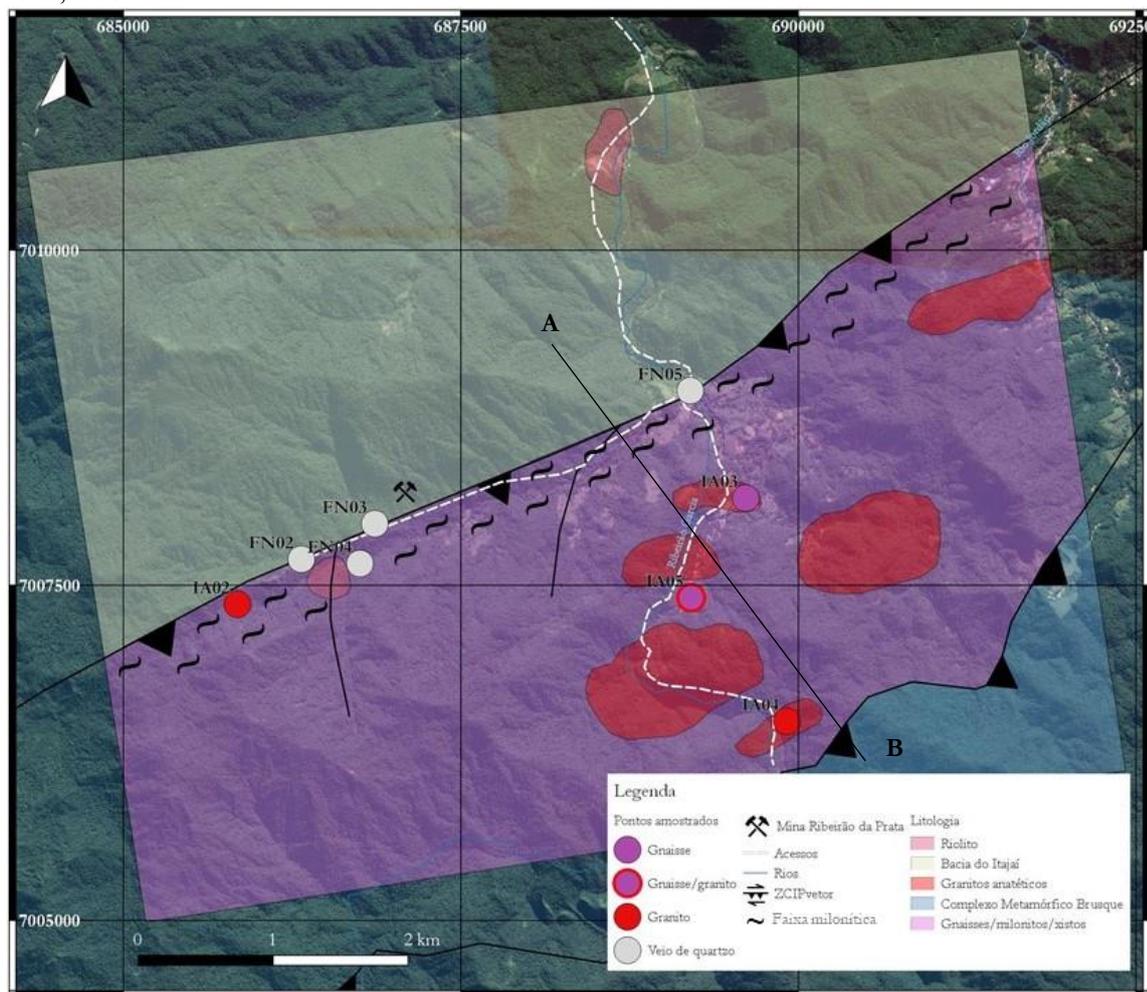
Schicker e Biondi (1996) interpretam que a mineralização instalou-se na fase de relaxamento da falha, ocorrida após a fase transpressional inicial, há cerca de 708 Ma. Riolitos datados em 499 Ma e 402 Ma que afloram próximo ao corpo mineralizado não foram afetados pela mineralização. Uma única datação do minério indica que a fase de sericitização ocorreu há 522 Ma.

6. RESULTADOS

A figura 20 mostra a localização dos afloramentos estudados em relação ao mapa geológico de Schicker (1996). Conforme este mapa, os pontos estão situados na zona de falha, formada por gnaisses, milonitos e xistos (IA02), sob os chamados granitos anatóticos (IA03 e IA04) e em uma zona de contato entre gnaisses e granito anatótico (IA05). Quanto aos veios de quartzo, dois pontos de coleta estão em rochas da Bacia do Itajaí (FN02 e FN05) e dois na zona de falha formada por gnaisses, milonitos e xistos (FN03 e FN04).

Na sequência serão feitas as descrições das rochas coletadas nestes pontos em seus aspectos petrográficos e estruturais, e os dados obtidos serão comparados com o mapa de Schicker (op. cit.). A partir das descrições petrográficas das lâminas delgadas, foram definidas de maneira sistêmica três unidades aflorantes na área: os gnaisses, como a unidade mais deformada; granitos, apresentando composição mineralógica semelhante e deformação similar; e um grupo de veios de quartzo.

Figura 20 – Mapa de pontos amostrados e sua localização espacial relacionada com o mapa modificado de Schicker, 1996.

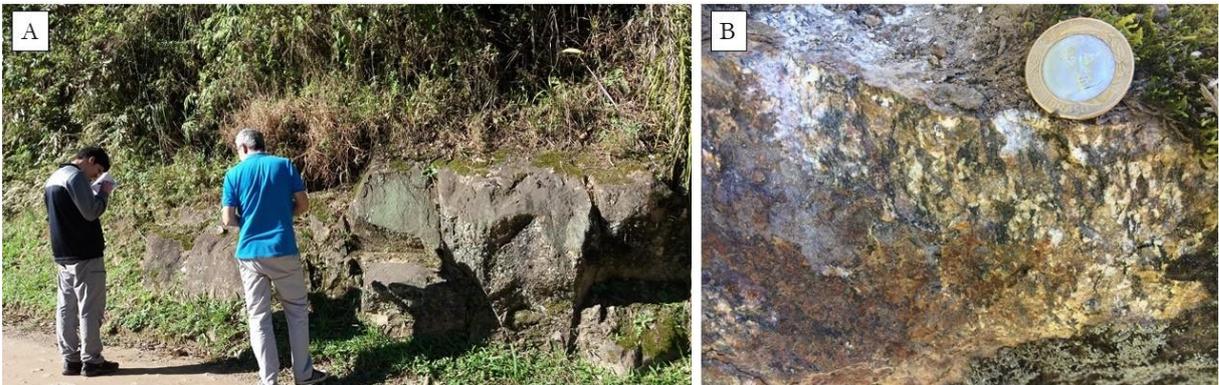


6.1 GNAISSES

6.1.1 IA03 e IA05

Nestes pontos foram descritos gnaisses de coloração cinza escura de granulação fina a média, apresentando bandas milimétricas félsicas (quartzo e feldspato) intercaladas com bandas máficas (anfibólio e óxidos), formando um bandamento gnáissico contínuo (Figura 21A e B).

Figura 21 – Ponto IA03. A) Afloramento de gnaisse em corte de estrada. B) Gnaisses com bandas contínuas intercalando níveis félsicos e máficos.



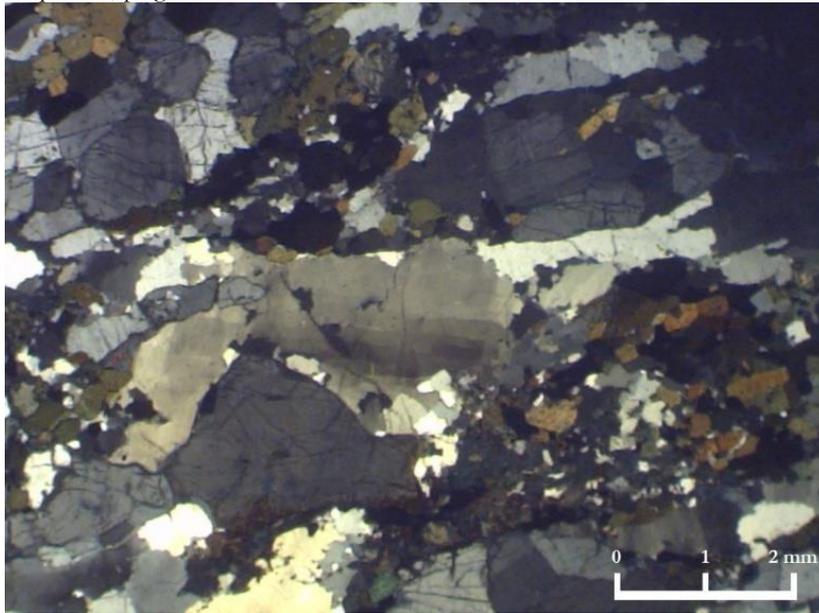
Em relação ao mapa de Schicker (op. cit.), esses gnaisses localizam-se na faixa de gnaisses e granitos anatóticos. No afloramento IA05 foi possível observar um contato intrusivo entre o gnaisse e um corpo granítico (Figura 22).

Figura 22 – Contato entre gnaisse (esquerda) e granito (direita).



A composição mineralógica dos gnaisses é essencialmente quartzosa (45%), com plagioclásio (35%), anfibólio (10%), micas (5%), microclínio (3%) e opacos (2%). Os feldspatos encontrados são, predominantemente plagioclásio, comumente alterados para sericita, e subordinadamente microclínio (Figura 23). Em relação ao anfibólio, uma das características encontradas em todos os gnaisses, é sua ocorrência na borda dos feldspatos.

Figura 23 – Fotomicrografia com NX da lâmina IA03B.1. Mineralogia dos gnaisses composta preferencialmente por quartzo, plagioclásio e anfibólio.



A rocha apresenta deformação dúctil intensa. O quartzo está recristalizado e forma *ribbons*, que materializam uma lineação de estiramento. São observadas todas as microestruturas ligadas à recuperação: extinção ondulante, subgrãos, e novos grão. Ainda que fraturados, os feldspatos também apresentam deformação dúctil, com a formação de subgrãos e novos grãos (Figura 24A e B). Os feldspatos recristalizados formam agregados lineares, que também materializam uma lineação de estiramento. As estruturas observadas no gnaisse são compatíveis com temperaturas de pelo menos 500°C. A análise em lâminas mostra que o bandamento gnáissico visto em afloramento é na verdade uma *lineação gnáissica*. A rocha é um tectonito LS, conforme se observa no bloco centimétrico com faces cortadas segundo planos contendo os eixos XZ, YZ e XY do elipsoide de deformação finita mostrado na Figura 25.

A lineação de estiramento, medida no afloramento IA03 e em laboratório na amostra orientada IA05, tem caimento 75/295 Az

Figura 24 – Fotomicrografia com NX da lâmina IA03B.1. A) Feldspatos recristalizados e fraturados. B) Quartzo recristalizado e com subgrãos.

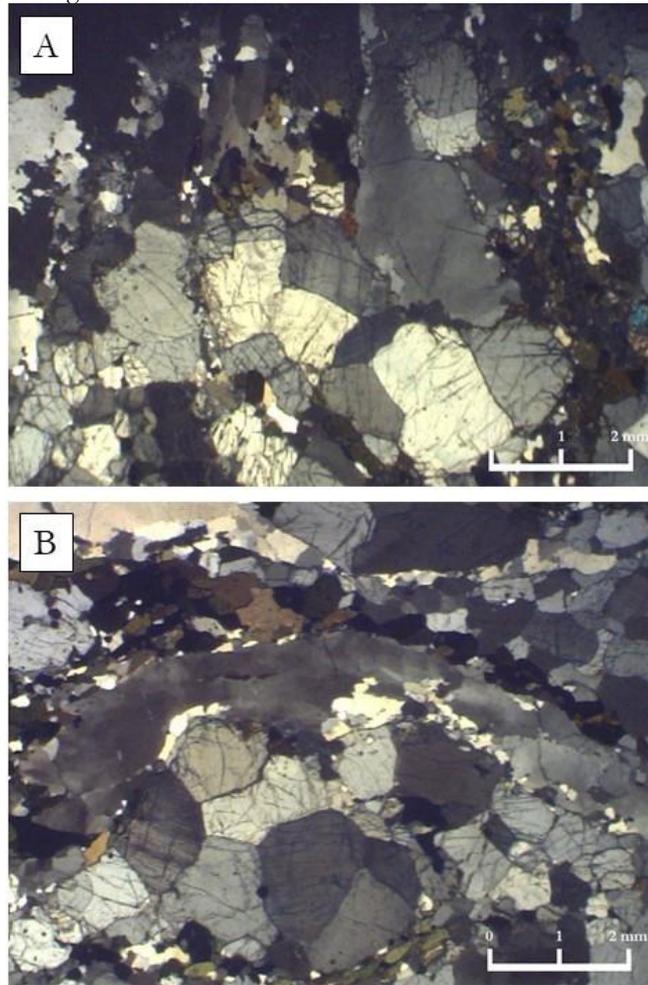
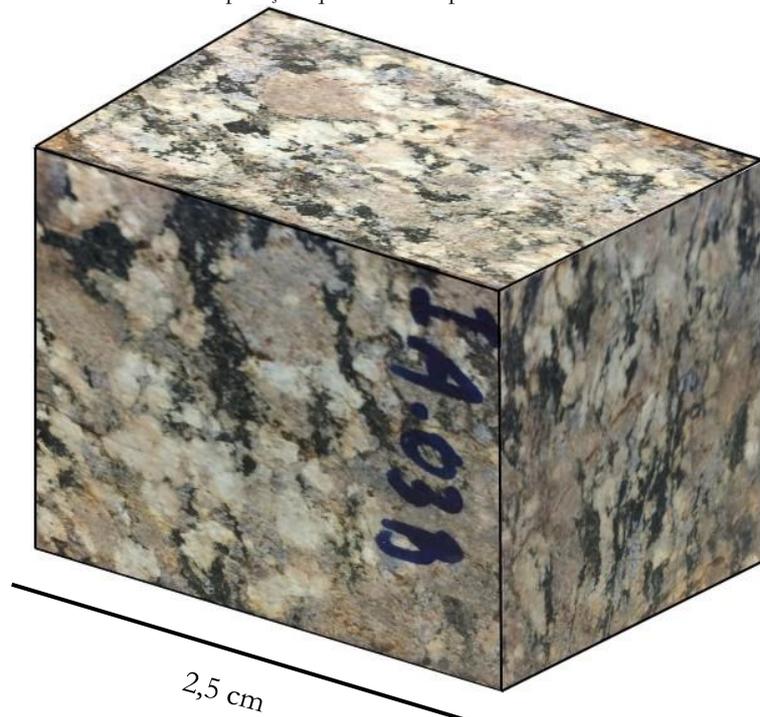
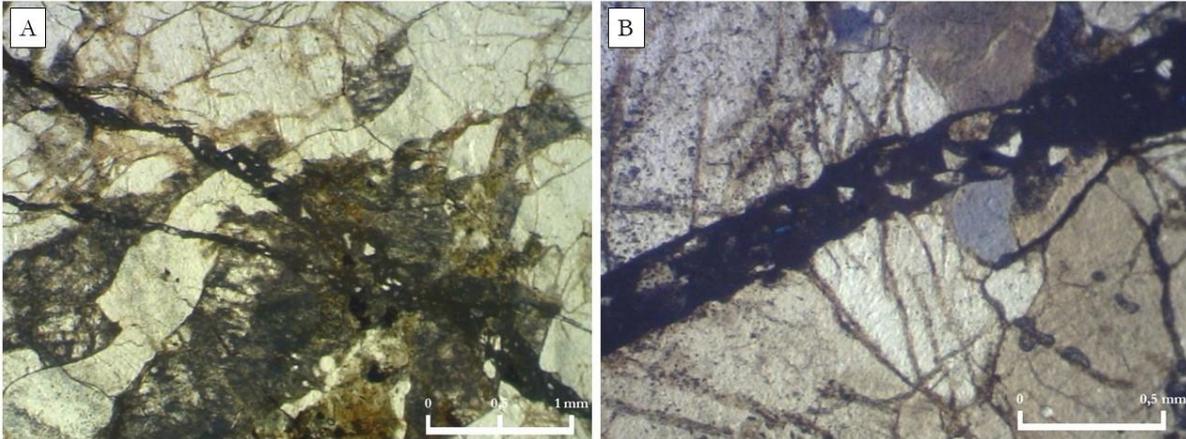


Figura 25 – Bloco centimétrico do gnaisse apresentando lineação subvertical e bandamento gnáissico milimétrico, com bandas de claras de composição quartzo-feldspática e bandas mais escuras de anfibólio.



Um evento de deformação frágil posterior à deformação dúctil cataclasou o gnaiss de maneira heterogênea. Em todas as lâminas é notável o número de fraturas inter e intracristalinas preenchidas por sericita. Localmente há evidências de fluxo cataclástico, com fragmentos de feldspatos e quartzo rotacionados (Figura 26A e B).

Figura 26 – Fotomicrografias com N// da lâmina IA05A.2, cortada segundo o plano YZ. A) Fraturas preenchidas por clastos. B) Detalhe de fratura com evidência de fluxo cataclástico.

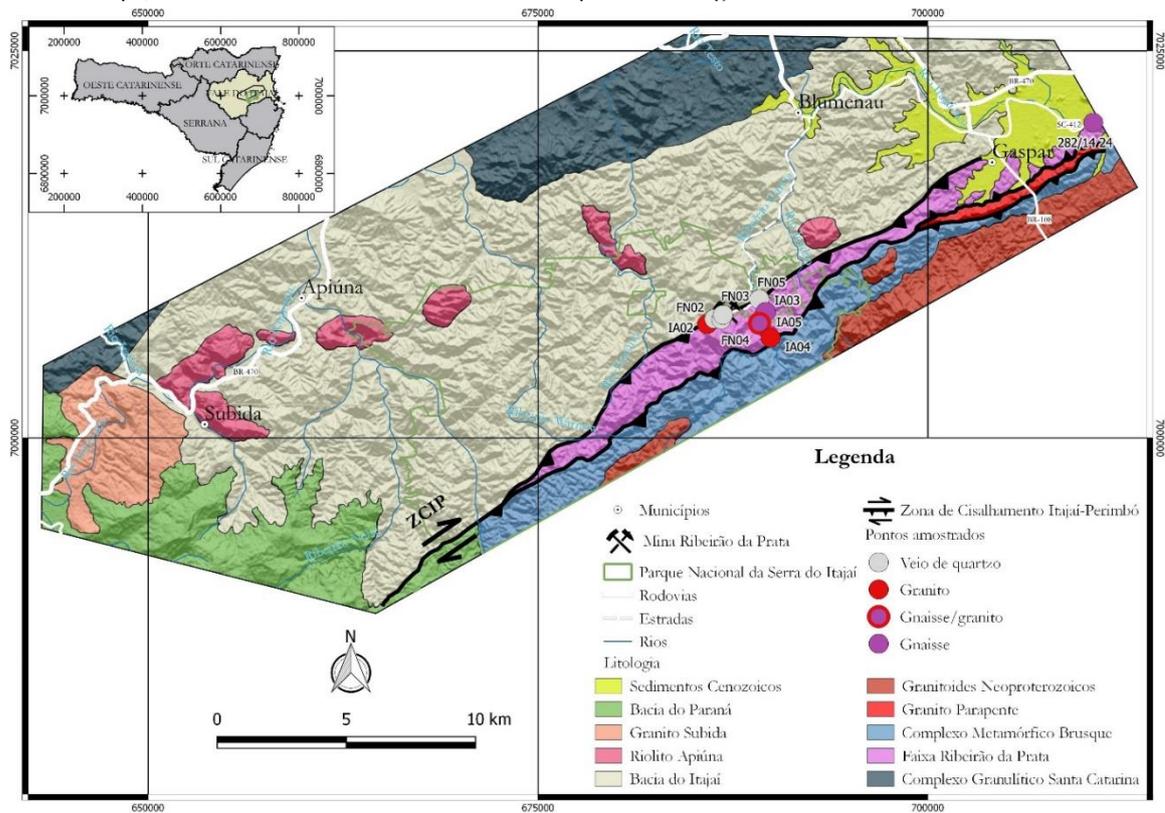


Pelas suas características composicionais e texturais (em zonas menos deformadas) a rocha pode ser classificada como ortognaiss. As feições estruturais em meso e microescala permitem caracterizá-la como um milonito cataclasado, ou seja, ela registra deformação dúctil com superimposição de deformação frágil. No mapa de Schicker (1996) não há indicação de que estes gnaisses estão milonitizados.

6.1.2 282/14 24

Neste ponto ocorre o gnaiss definido como Complexo São Miguel, NE da Mina Ribeirão da Prata (Figura 27). Com características petrográficas e (micro)estruturais similares, é possível sua correlação aos gnaisses encontrados na Faixa Ribeirão da Prata.

Figura 27– Mapa de ponto das amostras lâminadas. Destaque para o ponto 282/14 24 no canto superior direito do mapa, onde foram lâminadas amostras do Complexo São Miguel.



Em afloramento o gnaise tem cor cinza. Sua granulação é grossa, com cristais centimétricos de feldspato e quartzo estirados envoltos em matriz máfica fina. Feldspato e quartzo marcam uma lineação vertical nesta rocha (Figura 28).

Em lâminas observa-se que a composição mineralógica é semelhante à dos gnaisses de Ribeirão da Prata. A deformação dúctil do quartzo e dos feldspatos (Figura 29) e a cataclase também são observadas, evidenciando uma deformação similar à dos gnaisses próximos da Mina Ribeirão da Prata.

Figura 28 – Gnaise do ponto 282/14 24. Lineação de estiramento (vertical) dada por quartzo e feldspatos.

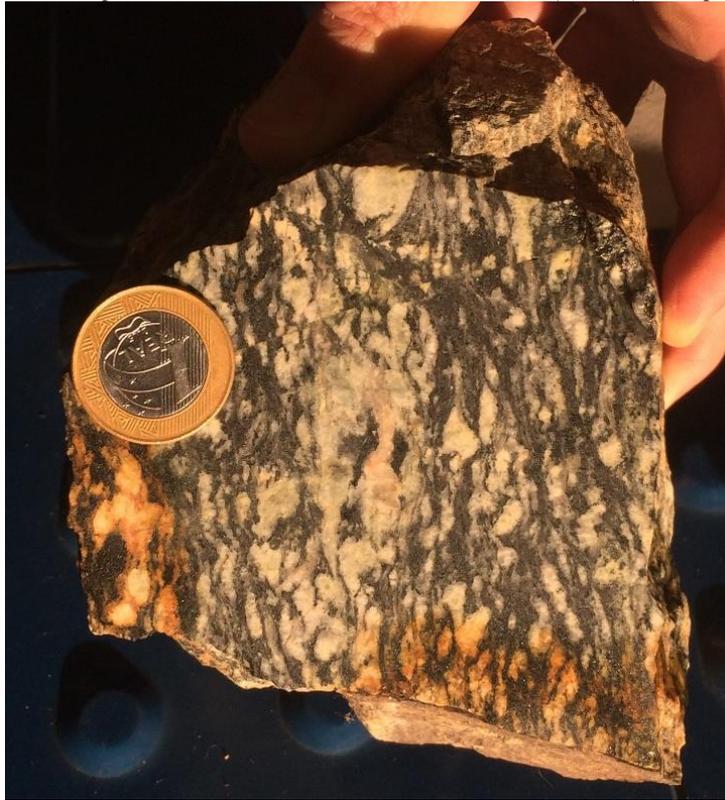
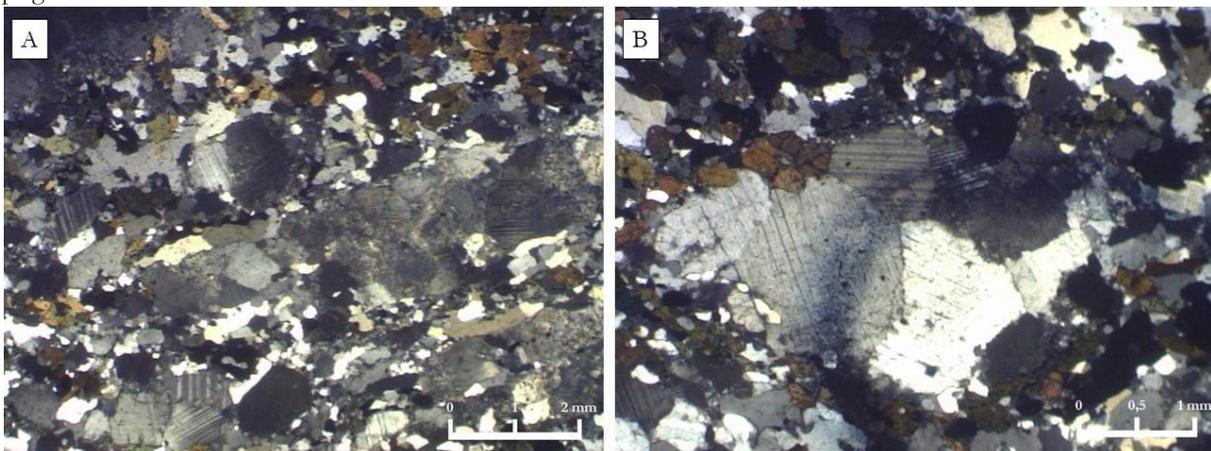


Figura 29 – Fotomicrografias com NX do gnaise do ponto 282/14 24. A) Bandas de plagioclásio e quartzo intercaladas com bandas máficas (anfíbólio). B) Recristalização do quartzo e plagioclásio e anfíbólio em bordas de plagioclásios.



6.2 GRANITOS

6.2.1 IA02

Conglomerado da Bacia do Itajaí com seixos de quartzo com até 4 cm, de coloração marrom escura. O conglomerado está inserido na ZCIP e apresenta-se intensamente hidrotermalisado. No local, a foliação regional da ZCIP é marcada por uma banda de filonitos tabular com 30 cm de espessura intercalada no conglomerado, com orientação N50E/70SE (Figura 30A e B). No contato com o filonito os seixos de quartzo do conglomerado estão estirados e marcam uma lineação com caimento 05/245Az (Figura 31).

Figura 30 – Fotos do afloramento IA02. A) Conglomerado da Bacia do Itajaí hidrotermalisado com camada de filonito intercalada. B) Seixo de quartzo estirado com caimento 05/245 Az.

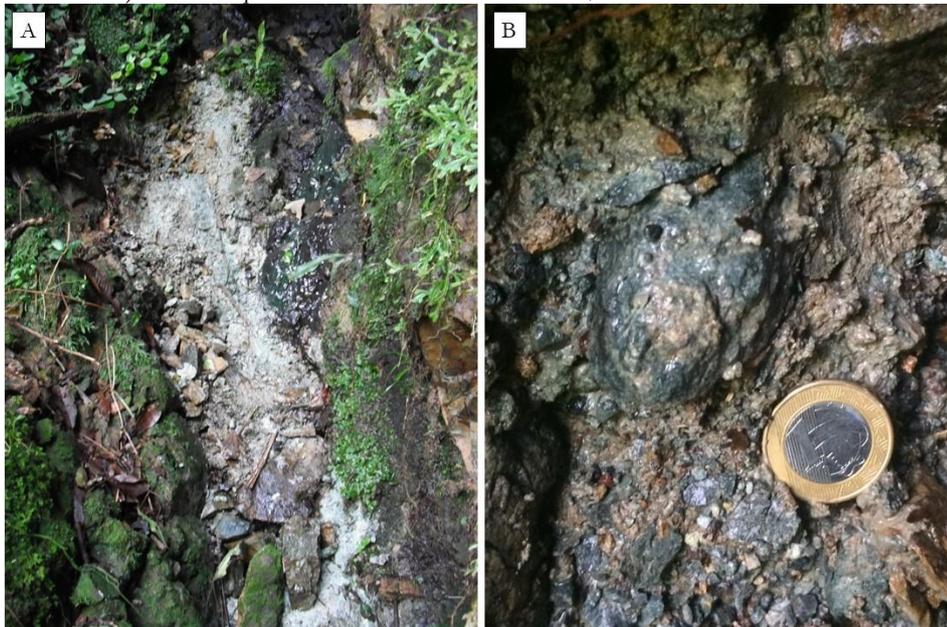
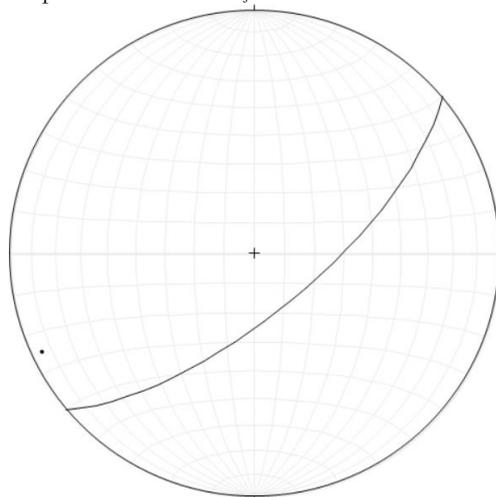


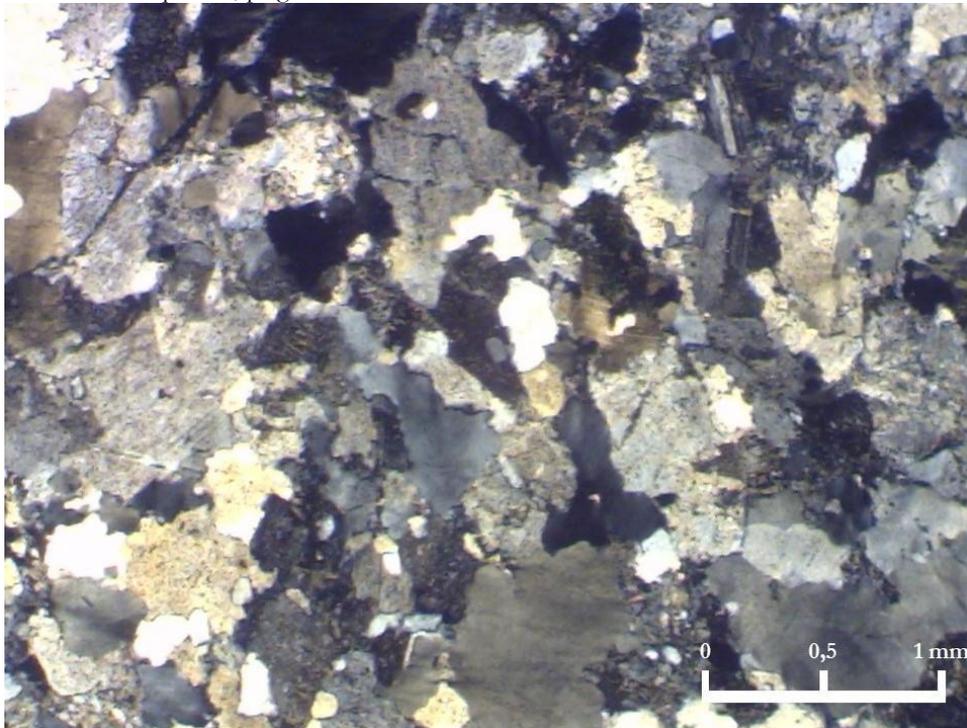
Figura 31 – Estereograma representando a foliação dos filonitos e a lineação dos seixos de quartzo.



No leito de um córrego, cortando o conglomerado, há ocorrência de uma intrusão granítica de coloração rósea clara. Este corpo granítico de granulometria fina apresenta geometria tabular, com 5 metros de espessura e concordante com a foliação regional da falha. Nesta rocha foi feita a lâmina IA02C.

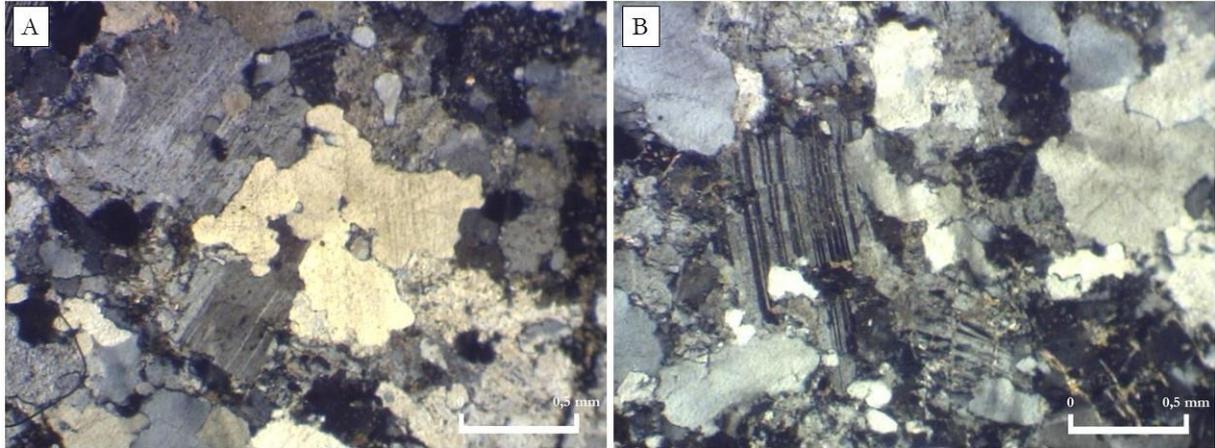
Trata-se de um granito róseo com grãos de tamanho em média até 0,5 mm. Sua textura é granoblástica equigranular, com cristais anédricos e subédricos com contatos irregulares. A mineralogia principal é caracterizada por quartzo (55%), plagioclásio (35%), microclínio (5%), micas (5%), e como minerais acessórios tem-se zircões bipiramidais e opacos (>1%) (Figura 32).

Figura 32 – Fotomicrografia com NX com a mineralogia da lâmina IA02C, com cristais de tamanho fino anédricos e subédricos de quartzo, plagioclásio e microclínio.



Esta rocha é muito pouca deformada. O quartzo ainda guarda seu aspecto intersticial (Figura 33A) e não apresenta evidências de recristalização, uma deformação incipiente é assinalada por raras extinções ondulantes. A feição predominante de deformação são fraturas intracristalinas nos feldspatos, que estão muito mais fraturados que os cristais de quartzo. O quartzo quando fraturado tem fraturas transcristalinas, que também cortam os feldspatos. As fraturas por vezes apresentam preenchimento por produtos de alteração (Figura 33B).

Figura 33 – Fotomicrografia com NX dos aspectos microestruturais da lâmina IA02C. A) Quartzo com aspecto intersticial. B) Plagioclásio com fraturas intracristalinas (afetando a macla polissintética) e algumas fraturas preenchidas por sílica de alteração.



Em relação ao mapa de Schicker (vide figura 20), o ponto encontra-se em uma zona composta por gnaisses, milonitos e xistos, onde a ocorrência de granitos não está assinalada. Pode-se supor que rochas deste tipo tenham sido definidas como milonitos, porém a deformação que atinge esta rocha é muito pouca, não há presença de feições dúcteis e apresentando apenas fraturamento incipiente, que não permite sua classificação nem mesmo como um cataclasito. Com base nesses dados, e considerando a ausência de evidências de hidrotermalização, pode-se supor que a colocação deste granito foi tardia em relação ao funcionamento da ZCIP bem como ao processo de hidrotermalização.

6.2.2 IA04 e IA05

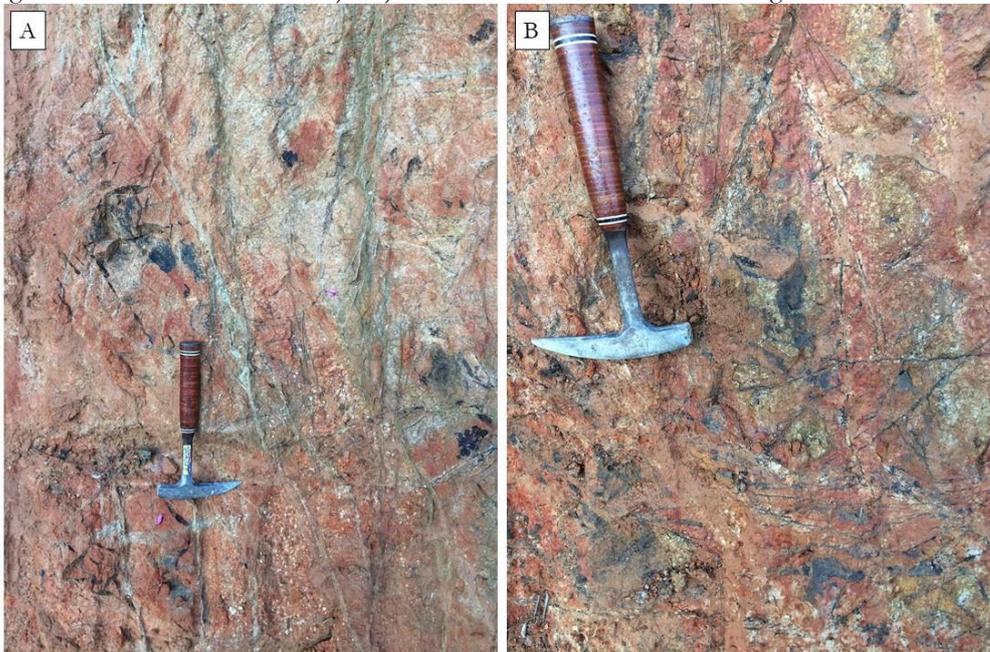
Os pontos IA04 e IA05 estão em corpos de granitos anatóticos, segundo o mapa de Schicker (op. cit.). As rochas foram observadas em corte de estrada, bastante alteradas no ponto IA05 (Figura 34) e menos alteradas no ponto IA04, localizado no interior do Parque Nacional da Serra do Itajaí.

Figura 34 – Afloramento (IA05) em corte de estrada, apresentando coloração avermelhada produto da alteração do granito.



A rocha intemperizada tem coloração avermelhada. Em ambos afloramentos foi possível observar sistema de fraturas com minerais de alteração e cataclase (Figura 35A e B). No ponto IA04 o granito tem lineação de estiramento dada por *ribbons* de quartzo com caimento 45/330 Az.

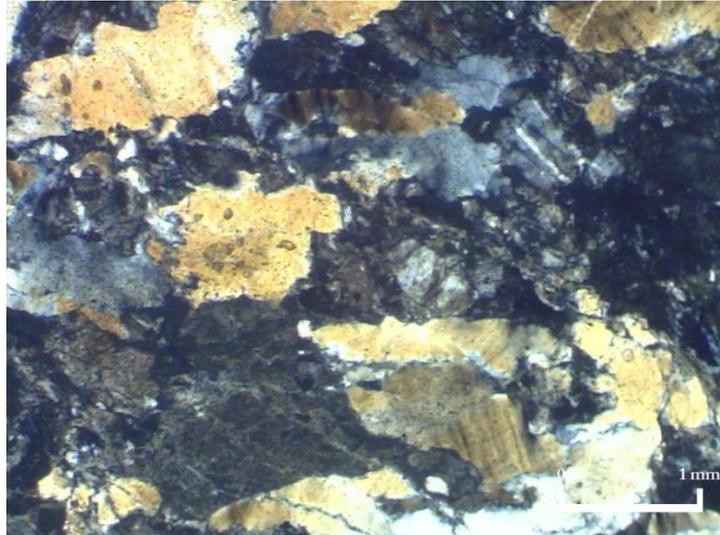
Figura 35 – Afloramento IA05. A) e B) Sistemas de fraturas cataclasando o granito bastante alterado.



São rochas de granulação fina-média (>0,5 cm), coloração rósea a esbranquiçada quando alterada. Sua textura é granoblástica equigranular média, com cristais anédricos e subédricos com

contatos irregulares. A mineralogia principal é caracterizada por quartzo (55%), plagioclásio (35%), microclínio (5%), micas (5%), e como minerais acessórios tem-se zircões bipiramidais e opacos (>1%) (Figura 36). A composição mineralógica é muito parecida com o granito descrito na lâmina IA02C, mas há diferença no tamanho dos cristais.

Figura 36 – Fotomicrografia com NX da lâmina IA04B.1. Mineralogia predominante dos granitos: cristais de quartzo e plagioclásio de dimensões maiores que 2 mm.



Estas rochas apresentam deformação frágil-dúctil. O quartzo apresenta extinção ondulante, bandas de deformação, subgrãos e novos grãos (Figura 37), que forma *ribbons* (Figura 38). Outra característica importante é ausência de cristais de quartzo intersticial. Há presença de fraturas nos cristais de quartzo, porém em menor proporção que nos cristais de plagioclásio.

Figura 37 – Fotomicrografia com NX da lâmina IA04C. Grãos de quartzo com bandas de deformação e, nas bordas, subgrãos e novos grãos. Fraturas deslocam as bandas de deformação.

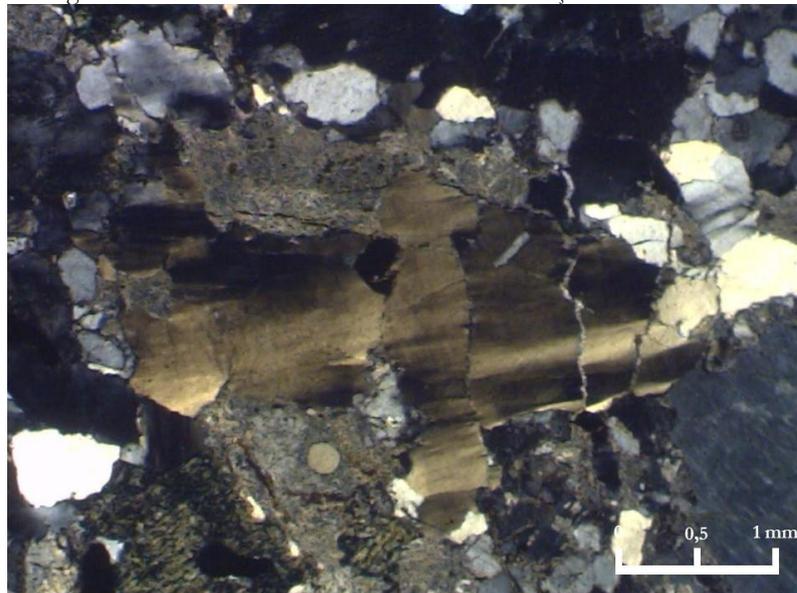
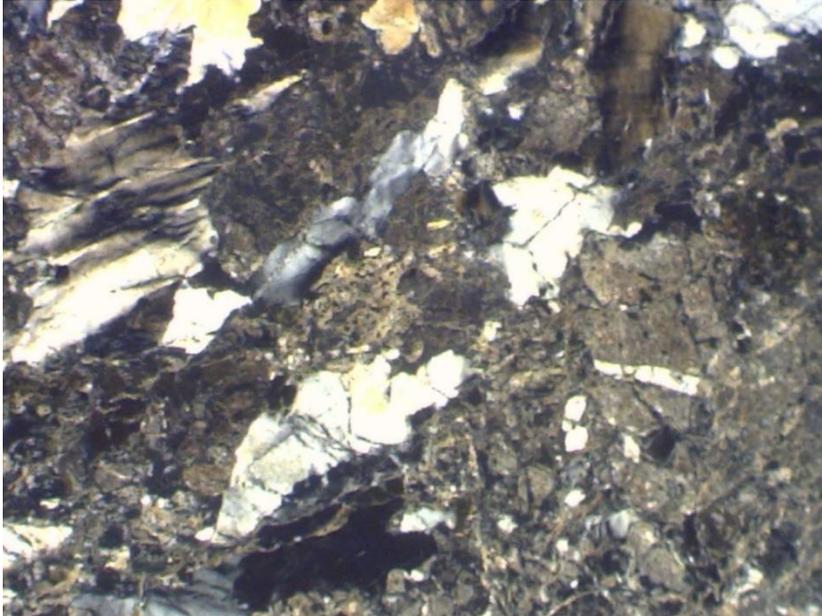
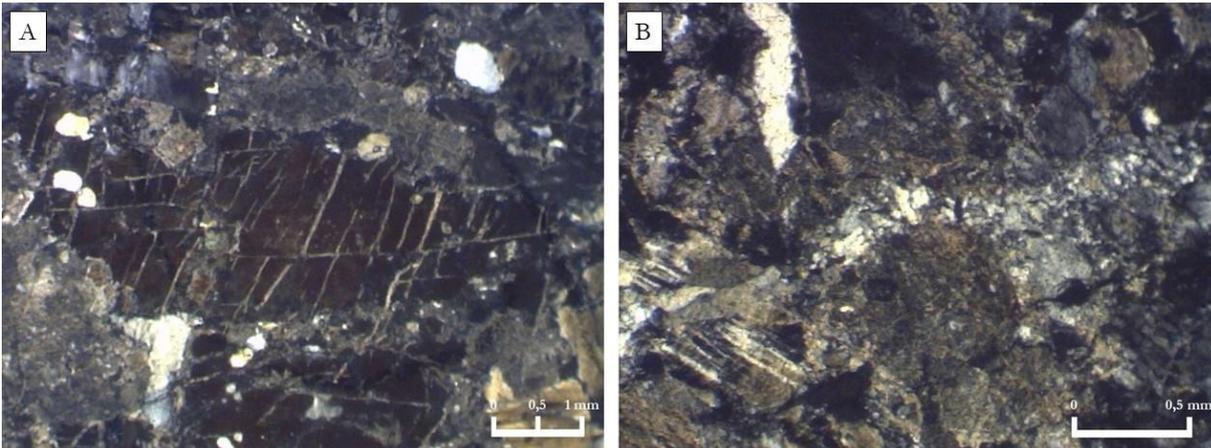


Figura 38 – Fotomicrografia com NX da lâmina IA04B.1. Quartzo estirado e recristalizado em *ribbons* no granito.



Os grão de feldspatos não possuem feições de deformação dúctil. Neles ocorrem fraturas intracristalinas e transcristalinas, ambas com preenchimento de clorita e sericita. Localmente fraturas tardias cortam todos os minerais (Figura 39A e B).

Figura 39 – Fotomicrografia com NX da lâmina IA04A. A) Feldspato com fraturas preenchidas por quartzo. B) Fratura transcristalina preenchida por quartzo fino.



Estes granitos estão intensamente deformados, podendo ser classificados como cataclastos. Sua localização no mapa de pontos mostra que a zona de falha é muito mais espessa que a representada no mapa de Schiker (1996). Em razão das características apresentadas acima, é pouco provável que estes corpos graníticos sejam circulares, como representado no mapa. É provável que sejam corpo tabulares, alongados segundo a direção da ZCIP.

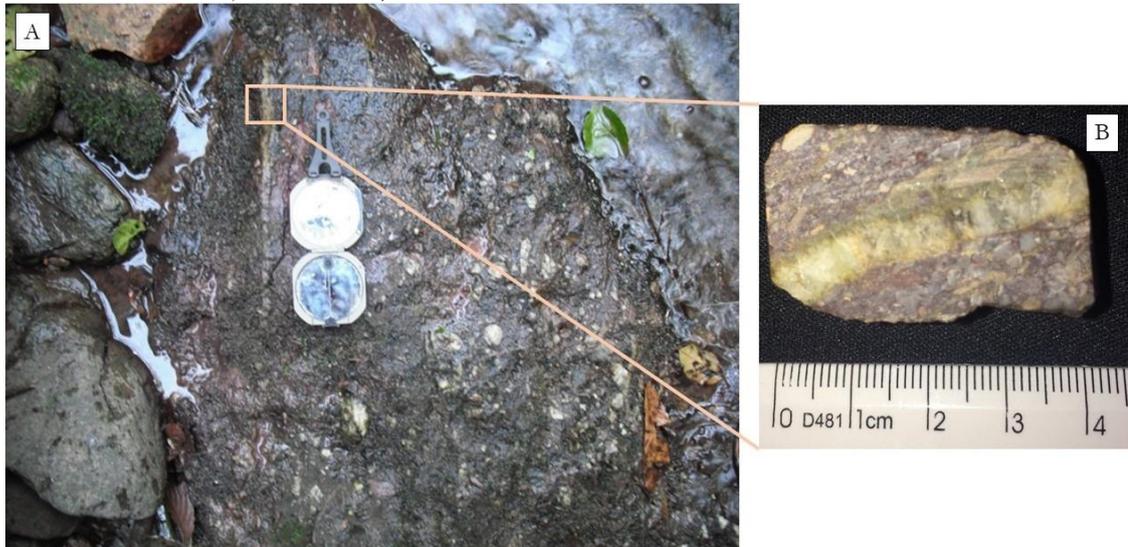
6.3 VEIOS DE QUARTZO

No pontos FN02, FN03, FN04 e FN05 foram coletado veios de quartzo que cortam diversas unidades afetadas pela ZCIP. Nesses veios o quartzo preenche fraturas tectônicas.

6.3.1 FN02

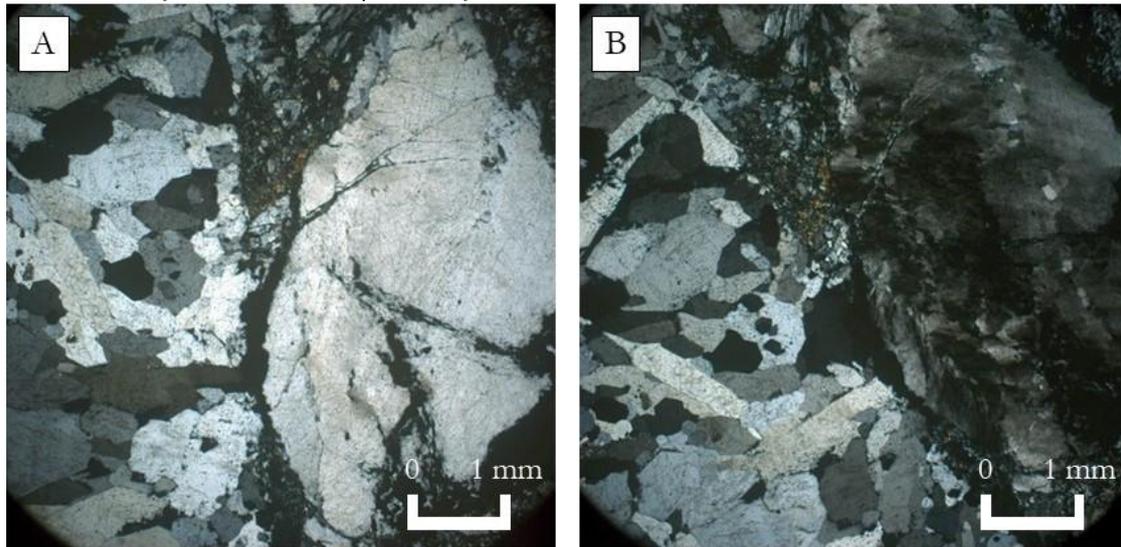
Veio de quartzo em conglomerado quartzo-feldspático. O conglomerado tem clastos de até 10 cm. O veio de quartzo é paralelo à foliação do conglomerado, com orientação N65E/80S. Esta atitude é a da foliação da ZCIP no local (Figura 40).

Figura 40 – Ponto FN02. A) Conglomerado da Bacia do Itajaí com veio de quartzo paralelo a foliação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó. B) Tablete da lâmina FN02.



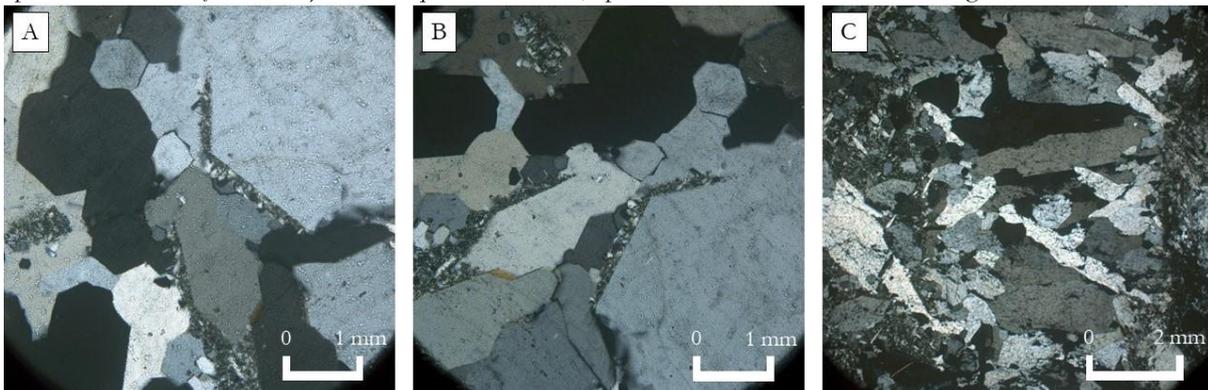
Em lâmina, os grãos de quartzo da encaixante apresentam forte deformação, evidenciada pela forte extinção ondulante e por fraturamento. No plágioclásio a deformação é evidenciada pelas maclas polissintéticas irregulares (Figura 41).

Figura 41 – Fotomicrografia com NX da lâmina FN02. A) e B) Seixo de quartzo apresentando intenso fraturamento e deformação dúctil marcada pela extinção ondulante.



Diferentemente da encaixante que apresenta sinais de deformação empreendido pela ZCIP, o veio tectônico não apresenta tais sinais. É essencialmente um veio quartzoso sintaxial com cristais euédricos formando junções tríplexes, apresentando textura em bloco alongado com contatos retilíneos e extinção reta (Figura 42A e B). Os cristais possuem o eixo de crescimento maior perpendicular à borda do veio (Figura 42C).

Figura 42 – Fotomicrografia com NX da lâmina FN02. A) e B) Cristais do veio de quartzo euédricos apresentando extinção reta. C) Veio de quartzo sintaxial, apresentando textura em bloco alongado.



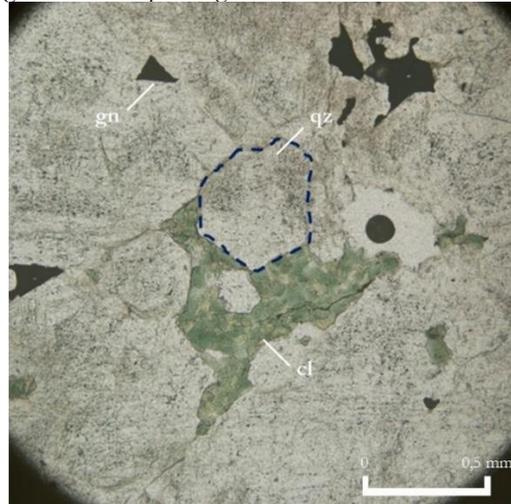
6.3.2 Hidrotermalito

A amostra FN04A é do hidrotermalito. As amostras FN03 e FN04 apresentam veios de quartzos cortando o hidrotermalito da Mina Ribeirão da Prata.

Iniciando a descrição pela rocha encaixante, o hidrotermalito é uma rocha de coloração acinzentada com granulometria fina-média. Sua composição mineralógica é preferencialmente

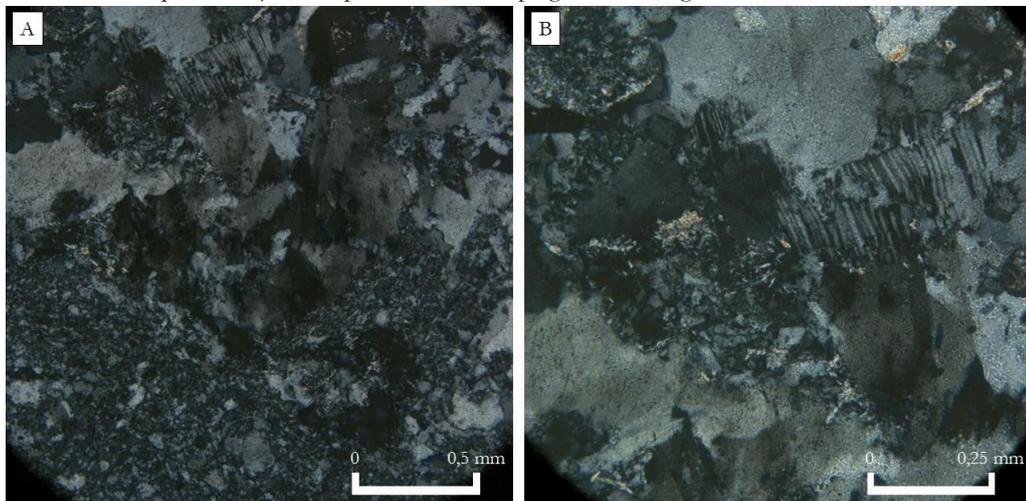
quartzo-(feldspática), e como minerais acessórios tem-se a ocorrência de opacos (<5%), como galena e pirita, além de clorita associada a essa mineralização (Figura 43). Os cristais são equigranulares e subédricos, formando contatos truncados e rendilhados.

Figura 43 – Fotomicrografia com N//da lâmina FN04. Mineralogia característica dos hidrotermalitos estudados, com destaque para a figura de arranque da galena e a clorita associada a essa mineralização.



Quanto a deformação que afeta esta litologia, é predominantemente dúctil nos cristais de quartzo, com geração de subgrãos, extinção ondulante e formação de bandas de deformação (Figura 44A). Enquanto o plagioclásio, principal tipo de feldspato, apresenta uma deformação rúptil-dúctil com poucos cristais formando subgrãos e principalmente deformação em suas maclas polissintéticas (Figura 44B). A rocha encaixante encontra-se intensamente fraturada, com preenchimento de quartzo e clorita.

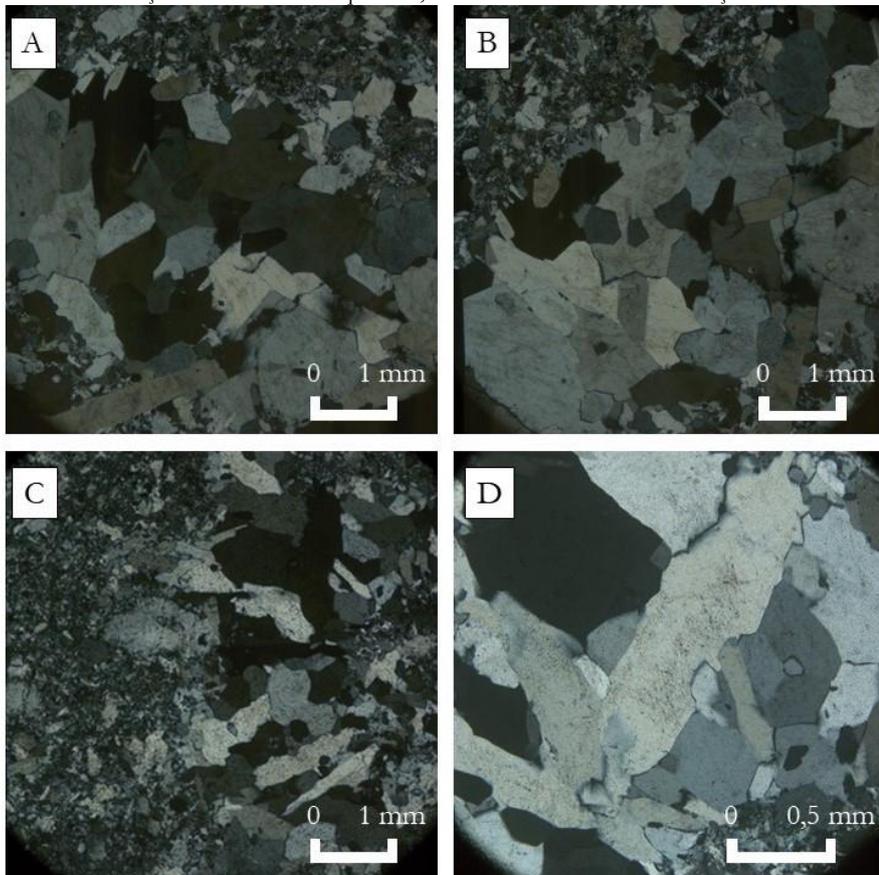
Figura 44 – Fotomicrografia com NX da lâmina FN03. A) Deformação dúctil evidenciada pela extinção ondulante do cristal de quartzo. B) Macla polissintética do plagioclásio irregular.



6.3.3 FN03 e FN04

Os veios descritos são essencialmente quartzosos, com rara presença de feldspatos. Apresentam cristais euédricos e textura grossa em bloco e bloco alongada. Os cristais de quartzo possuem extinção reta com pouca evidência de deformação, quando possível observa-se uma leve extinção ondulante. Os contatos entre os cristais de quartzo são comumente retilíneos com presença de junções tríplices (Figura 45).

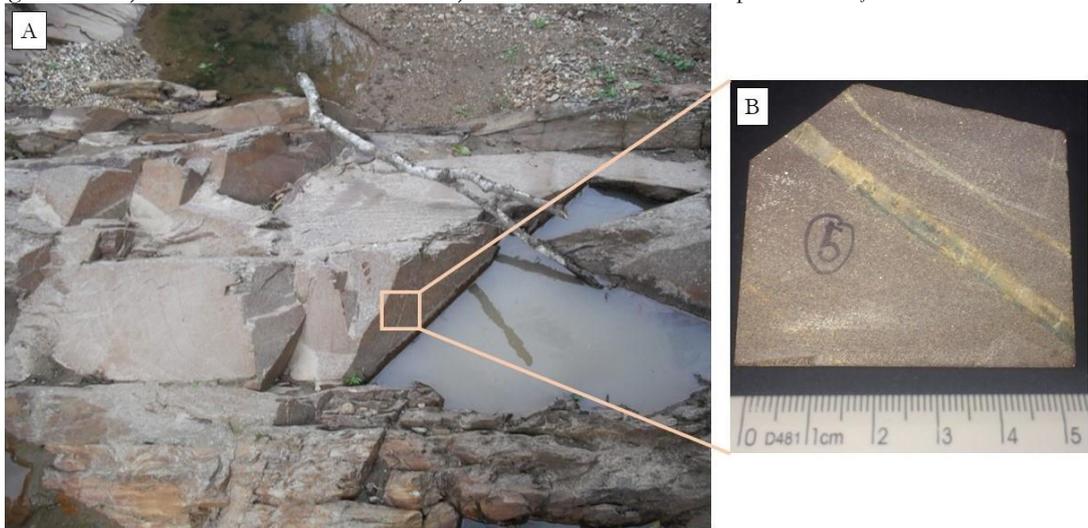
Figura 45 – Fotomicrografia com NX da lâmina FN04A. A) e B). Fotomicrografia com NX da lâmina FN03. C) e D). Ausência de deformação nos cristais de quartzo, cristais euédricos com extinção reta.



6.3.4 FN05

A amostra FN05 é de um arenito da BI com veio de quartzo (Figura 45). A rocha encaixante consiste de um arenito com grãos finos e coloração acinzentada. Sua mineralogia é formada por quartzo (60%), plagioclásio (30%), microclínio (5%) e micas (5%). Apresenta cristais euédricos com textura equigranular e contatos retilíneos entre si formando junções tríplices.

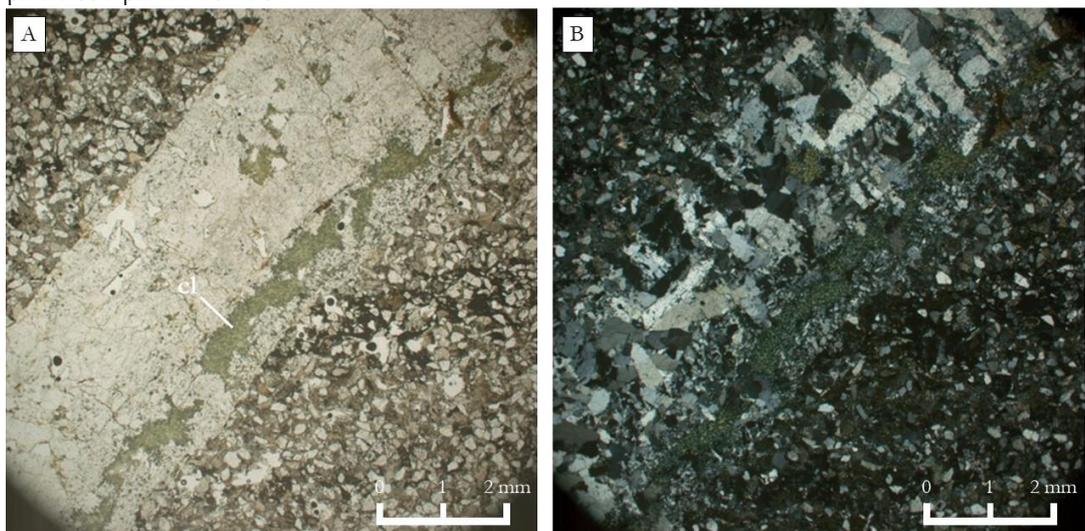
Figura 46 – A) Foto do afloramento FN05. B) Tablete serrado utilizado para confecção da lâmina FN05.



Sobre a deformação que afeta o arenito, é principalmente dúctil de baixo grau nos grãos de quartzo, com geração de extinção ondulante e sem geração de novos grãos. Ao passo que os cristais de feldspatos apresentam maclas polissintéticas bem regulares, sem sinais de deformação.

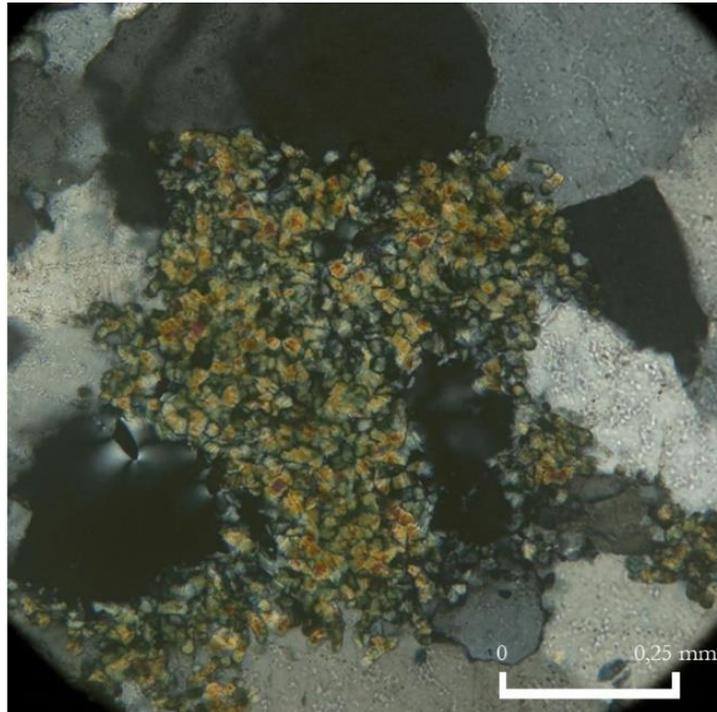
Nesta lâmina há ocorrência de dois veios quartzo. Um deles é sintaxial com espessura média de 5 mm, com cristais subédricos de textura média-grossa em bloco alongado, apresentando extinção ora ondulante e ora extinção reta. É possível observar a movimentação dextral a partir de uma descontinuidade do veio. Os cristais possuem eixo maior perpendicular à borda do veio, e no centro do veio os cristais tendem a ficar paralelos à direção do veio (Figura 47).

Figura 47 – Fotomicrografia da lâmina FN05 com N// e NX em A) e B) respectivamente. A) Clorita associada ao veio de quartzo. B) Cristais de quartzo sintaxiais apresentando textura em bloco alongado, no centro do veio cristais de quartzo paralelos à parede do veio.



O segundo veio de quartzo, com espessura de 2 mm, possui cristais euédricos com contatos retos, e extinção ondulante. Preenchendo o veio também há ocorrência de clorita, relacionada a percolação de fluido (Figura 48). Na borda de ambos os veios é notável a recristalização do quartzo, indicando que foram afetados pela ZCIP.

Figura 48 – Fotomicrografia com NX da lâmina FN05. Clorita em agregados sem orientação preferencial no interior do veio de quartzo.



O quartzo nestes veios é o menos deformado da ZCIP. O preenchimento desses veios provavelmente se deu no final da evolução da falha. Como os minerais do hidrotermalismo e dos veios apresentam pouca ou nenhuma deformação, é interpretado que tanto a colocação dos veios como o processo de hidrotermalismo ocorreram em estágios finais da evolução da ZCIP.

7. DISCUSSÕES

A descrição petrográfica e microestrutural evidencia a existência de pelo menos três grupos de rochas, que juntamente com os veios de quartzo são marcadores de ao menos quatro estágios da evolução da ZCIP.

Os gnaisses, tectonitos L com uma marcante lineação de estiramento vertical, sugerem o desenvolvimento de deformação dúctil em temperatura média a alta (500°C). Considera-se aqui que os gnaisses são as encaixantes dos granitoides que ocorrem na ZCIP.

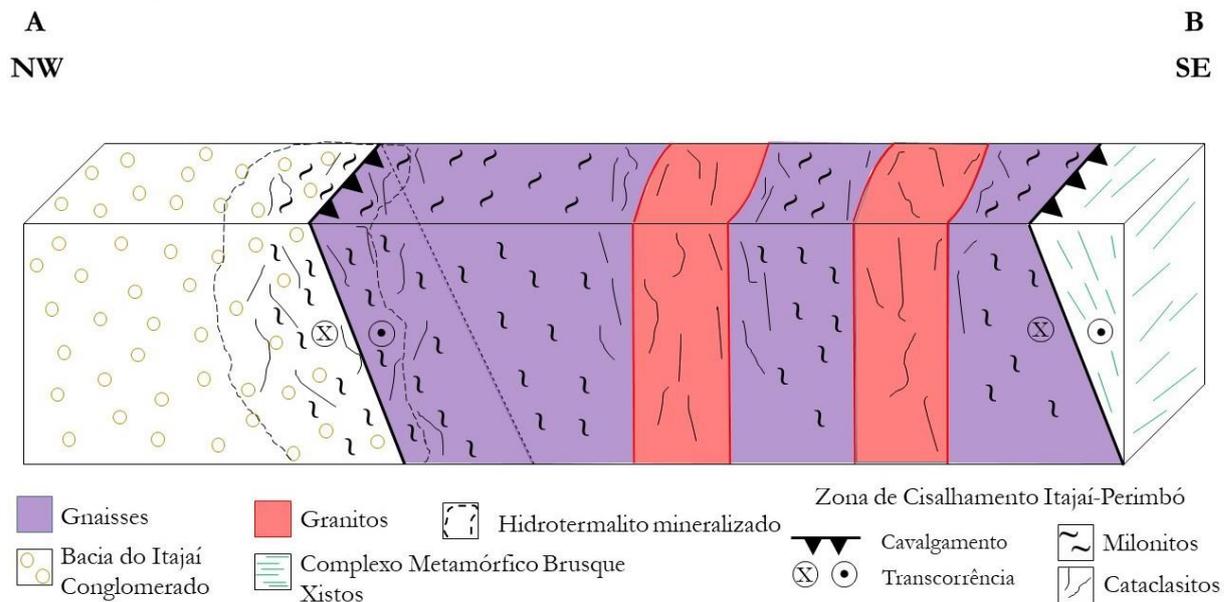
Na sequência há um grupo de granitos com deformação rúptil-dúctil. O quartzo apresenta deformação dúctil, formando *ribbons*, e feldspatos estão intensamente fraturados.

Um granito menos deformado, possivelmente mais jovem que os demais, ocorre como corpo tabular que corta o conglomerado da BI na região da Mina Ribeirão da Prata (afloramento FN02). Ele difere dos demais granitos pela ausência de fraturas e pelo tamanho menor dos cristais.

Por fim, os veios de quartzo marcam o final da evolução da ZCIP, possivelmente formados temporalmente muito próximo da mineralização.

A figura 49 mostra um perfil esquemático com as relações entre as principais unidades que ocorrem na região da Mina Ribeirão da Prata (Figura 49).

Figura 49 – Perfil esquemático, sem escala, através da “Faixa Ribeirão da Prata”. Localização do perfil A-B indicado na figura 20.



8. CONCLUSÕES

Os dados aqui apresentados permitem acrescentar novos detalhes ao mapa de Schiker (1996):

– A zona de falha não se restringe a uma faixa de 1 km de espessura, assinalada no contato com as unidades da BI. Ao que parece, toda a área mapeada como Faixa Ribeirão da Prata é afetada pela ZCIP;

– Os *granitos anatéticos* são corpos cataclasados que possivelmente têm formas tabulares, uma vez que estão inseridos na ZCIP e são afetados por ela. A deformação destas rochas é semelhante à observada no Granito Parapente;

– A mineralogia e estruturas dos gnaisses de pontos próximos da Mina Ribeirão da Prata são as mesmas dos gnaisses observadas no ponto 282/14 24, associado ao Complexo São Miguel, apresentam deformação dúctil e podem ser classificados como milonitos. Em uma etapa posterior de deformação eles foram cataclasados.

As características de deformação observadas nos três afloramentos de gnaisses encontrados ao longo da ZCIP são uma evidência da similaridade entre as duas áreas. Nos três afloramentos foi caracterizada uma lineação de estiramento mineral vertical. A lineação com caimento vertical indica que durante a formação dos milonito-gnaisses a ZCIP estava em um regime transpressivo. Posteriormente a ZCIP passou a funcionar como falha transcorrente. Isso é indicado pelos seixos de quartzo estirados do conglomerado da BI, com caimento próximo da horizontal.

Todos os dados indicam que a região da Faixa Ribeirão da Prata e a região do Complexo São Miguel/Granito Parapente em Gaspar são similares. Neste caso, conforme o Código Estratigráfico, a denominação Ribeirão da Prata deve ter precedência sobre a denominação São Miguel. A denominação Complexo Ribeirão da Prata (WILDNER et al., 2014) é preferível.

A ZCIP tem similaridades com Zona de Cisalhamento Sarandí del Yí. Ambas ocorrem no limite externo do Cinturão Dom Feliciano, afetam crátos (Luís Alves e Rio de La Plata), e têm evidências de deformação frágil superimposta a deformação dúctil mais antiga. Estas duas zonas de cisalhamento mostram evidências da ação de um regime transpressivo na borda do Domínio Externo do Cinturão Dom Feliciano. Zonas de regime transpressivo tem sido interpretadas como evidência de convergência oblíqua.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLMENDINGER, R. W.; CARDOZO, N. C.; FISHER, D. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. **Cambridge University Press**, 289 p. 2013.
- ALMEIDA, F. F. M. de et al. Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth-science Reviews**, Netherlands, v. 17, n. 1-2, p.1-29. 1981.
- BASEI, M. A. S. **O CINTURÃO DOM FELICIANO EM SANTA CATARINA**. 1985. 191 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.
- BASEI, M. A. S. 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: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000, **Proceeding**. Tectonic Evolution of South America, p. 311-334.
- BASEI, M. A. S. et al. The connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts. **Precambrian Research**, v. 139, p.139-221, 2005.
- BASEI, M. A. S. et al. The Cryogenian rift-related granitogenesis of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. In: INTERNATIONAL SHRIMP WORKSHOP, 4., Saint Petersburg, 2008, **Proceedings**, v. 1, p. 24-26.
- BASEI, M. A. S. et al. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. **Precambrian Research**, v. 139, n. 3-4, p.195-221. 2005.
- BASEI, M. A. S. et al. Contribution of SHRIMP U-Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. **Precambrian Research**. v. 183, n. 1, p.112-144. 2010.
- BASEI, M. A. S. et al. Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. **Journal Of South American Earth Sciences**, v. 32, n. 4, p.324-350. 2011a.
- BASEI, M. A. S. et al. The Itajaí foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil. **International Journal Of Earth Sciences**, v. 100, n. 2-3, p.543-569. 2011b.
- BIONDI, J. C., SCHICKER, G., BUGALHO, A. Processos mineralizadores em bacias tardi-orogênicas: 1. Influência das estruturas rígidas na geração de depósitos de Minepar e do Ribeirão da Prata, Grupo Itajaí (SC). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 3, p.275-288, 1992.
- BITENCOURT, M. F.; HACKSPACHER, P. C.; NARDI, L. V. S. A Zona de Cisalhamento Major Gercino - Santa Catarina. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTRUTURAL E TECTÔNICA, 2., Fortaleza, 1989, **Atas**. Fortaleza, SBG, p. 214-216.
- BONS, P. D. The formation of veins and their microstructures. In: JESSELL, M. W., URAI, J. L. (Eds.), Stress, Strain and Structure, A Volume in Honour of Win Means. **Journal of the Virtual Explorer**, v. 2. 2000.
- BONS, P. D.; ELBURG, M. A.; GOMEZ-RIVAS, E. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. **Journal of Structural Geology**, Germany, v. 43, p.33-62. 2012.
- BORBA, C.; LOPES, O. F. O Grupo Brusque e seu embasamento na região de Itapema ,SC. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2., Florianópolis, 1983, **Anais**. Florianópolis, SBG, p. 24-31.
- CAMACHO, A.; VERNON, R. H.; FITZ GERALD, J. D. Large volumes of anhydrous pseudotachylyte in the Woodroffe Thrust, eastern Musgrave Ranges, Australia. **Journal Of Structural Geology**, Great Britain, v. 17, n. 3, p.371-383. 1995.
- CAMPOS, R. S. **PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE, REGIÃO DA SERRA DA MISÉRIA, ITAPEMA, SC**. 2007. 83 f. Tese (Mestrado) – Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2007.

- CHEMALE JR, F.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano cycle in Southern Brazil. **Communication of Geological Survey Namibia**, v. 10, p.151–166. 1995.
- CHESTER, F. M.; FRIEDMAN, M.; LOGAN, J. M. Foliated cataclasites. **Tectonophysics**, Netherlands, v. 111, n. 1-2, p.139-146. 1985.
- CITRONI, S. B. **AMBIENTES DEPOSICIONAIS E SIGNIFICADO GEOTECTONICO DA SEDIMENTAÇÃO DO GRUPO ITAJAI, SC.** 1993. 145 f. Tese (Mestrado) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1993.
- DELGADO, I. M. et al. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A. et al (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, mapa & sig.** Brasília: CPRM, 2003. Cap. 5. p.227-334.
- DURNEY, D. W.; RAMSAY, J. G. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In: DEJONG, K. A.; SCHOLTEN, R. (Eds.). **Gravity and Tectonics**. New York: Wiley, 1973. p. 67-95.
- FOSSEN, H. **Structural Geology**. 2. ed. Cambridge University Press, 2010. 524 p.
- GAUCHER, C. et al. Neoproterozoic-Cambrian Evolution of the Rio de la Plata Palaeocontinent: Chemostratigraphy. In: GAUCHER, C. et al. (Org.). **Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Changes and Evolution: A focus on Southwestern Gondwana**. Amsterdam: Elsevier, 2009. v. 16, p.115-122.
- GRESSE, P. G. et al. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African - Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. **Basin Research**, v. 8, n. 2, p.157-171. 1996.
- HARLAND, W. B.. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. **Geological Magazine**, v. 108, n. 01, p.27-41, 1971.
- HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C.; ORLANDI, V. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. **Acta Geológica Leopoldensia**, v. 6, p.94-112. 1979.
- HARTMANN, L.A. et al. 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**, v. 1, n. 3-4, p. 383-391. 2003.
- HANMER, S.; MCEACHERN, S. J. Kinematical and rheological evolution of crustal-scale ductile thrust zone, Central Metasedimentary Belt, Grenville orogeny. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 29, p. 1779-1790. 1992.
- HEILBRON, M. et al. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Eds.) **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, São Paulo: Beca, 2004. Cap. 13. p.203-235.
- HIGGINS, M. W. Cataclastic rocks. **U.S. Geological Survey**. v. 687. 1971.
- KILLICK, A. M. Fault rock classification: an aid to structural interpretation in mine and exploration geology. **South African Journal of Geology**, South African, v. 106, n. 4, p.395–402. 2003.
- LISLE, R. J.; LEYSHON, P. R.. **Stereographic Projection Techniques for Geologists and Civil Engineers**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2006. 124 p.
- KREBS, A. S. J. et al. O Grupo Itajaí na folha Botuverá (SC). Modelo geométrico-cinemático e relações com o cinturão Granulítico e cinturão Metavulcano-Sedimentar Brusque. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990, **Anais**. p. 2966–2975.
- MACEDO, M. H. F. et al. Dados geocronológicos referentes às rochas metassedimentares do Grupo Itajaí (SC), **Revista Brasileira de Geociências**, v. 14, n. 1, p. 30-34, 1984.
- MEANS, W. D. **Stress and Strain: Basic Concepts of Continuum Mechanics for Geologists**. New York: Springer-Verlag, 1976. 339 p.
- MADDOCK, R. H. Melt origin of fault-generated pseudotachylytes demonstrated by textures. **Geology**, v. 11, p.105-108. 1983.

- ORIOLO, S. et al. Structural evolution of the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: kinematics, deformation conditions and tectonic significance. **International Journal Of Earth Sciences**, v. 104, n. 7, p.1759-1777. 2015.
- ORIOLO, S. et al. Shear zone evolution and timing of deformation in the Neoproterozoic transpressional Dom Feliciano Belt, Uruguay. **Journal Of Structural Geology**, v. 92, p.59-78. 2016a.
- ORIOLO, S. et al. Timing of deformation in the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: Implications for the amalgamation of western Gondwana during the Neoproterozoic Brasiliano-Pan-African Orogeny. **Tectonics**, v. 35, n. 3, p.754-771, 2016b.
- PASSARELLI, C. R. et al. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La Plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. **International Journal Of Earth Sciences**, v. 100, n. 2-3, p.391-414. 2011.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics**. 2. ed. Germany: Springer, 2005.
- PHILIPP, R. P., et al. Caracterização Litológica e Evolução Metamórfica da Porção Leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 1, p.21-34. 2004.
- PORADA, H. The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African-Brasiliano Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. **Tectonophysics**, Netherlands, v. 57, n. 2-4, p.237-265. 1979.
- RONCHI, F.C. **ANÁLISE ESTRUTURAL DA ZONA DE CISALHAMENTO ITAJAÍ-PERIMBÓ**. 2014. 79 f. Trabalho de Conclusão de Curso – Graduação em Geologia. Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2014.
- ROSTIROLLA, S. P. **TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DA BACIA DO ITAJAÍ, SC**. 1991. 131 f. Tese (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, Minas gerais, Ouro Preto, 1991.
- ROSTIROLLA, S. P, ALKIMIN F. F.; SOARES, P. C. O Grupo Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil, exemplo de sedimentação em uma bacia flexural de antepaís. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 6, n. 3-4, p.109–122, 1992a.
- ROSTIROLLA, S. P., SOARES, C. P., ALKMIM, F. F. Análise estrutural da tectônica deformadora da Bacia do Itajaí, estado de Santa Catarina, Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro, v. 6, n.3-4, p.123-147, 1992b.
- ROSTIROLLA, S. P.; AHRENDT, A.; SOARES, P. C. Basin analysis and mineral endowment of the Proterozoic Itajai Basin, south-east Brazil. **Basin Research**, v. 11, n. 2, p.127-142, jun. 1999.
- ROSTIROLLA, S. P. et al. Structural styles of the Permian reactivation of the Perimbo Fault Zone, Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(4): 287-300. 2003.
- SANDERSON, D. J; MARCHINI, W. R. D. Transpression. **Journal Of Structural Geology**, v. 6, n. 5, p.449-458, 1984.
- SANTOS, G. F. DOS; GARROTE, M. S.; DAMBROWSKY, V. Relação sociedade e natureza: uma abordagem histórica do uso dos recursos naturais na região sul de Blumenau (Santa Catarina – Brasil). In: ENCUESTRO DE GEÓGRAFOS DE AMÉRICA LATINA, 12., Montevideo, 2009, **Anais**. Montevideo.
- SCHICKER, G. **O DEPOSITO DE CHUMBO, ZINCO, COBRE E PRATA DO RIBEIRÃO DA PRATA, MUNICIPIO DE BLUMENAU - SANTA CATARINA**. 1996. 131 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1996.
- SCHICKER, G.; BIONDI, J. C. Processos mineralizadores em bacias tardiorogênicas: 2 – petrologia do depósito de Pb, Zn, Ag (Cu) de Ribeirão da Prata (Santa Catarina, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v.26, n.4, p. 227-242, 1996.
- SCHULZ JR., A.; ALBUQUERQUE, L. F. F. Geologia da Quadrícula de Florianópolis, SC. **DNPM**. Brasil, Porto Alegre, 75 p. 1969.
- SIBSON, R. H. Fault rocks and fault mechanisms. **Journal of the Geological Society**, Great Britain, v. 133, n. 3, p.191– 213. 1977.

- SILVA, L. C.; DIAS, A. A. Projeto Timbó-Barra Velha: relatório preliminar. **Convênio DNPM/CPRM**, v. 1, 282 p. 1981.
- SILVA, L. C. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas Proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 1, p.60-73. 1991.
- SILVA, L.C.; MCNUGHTON, N. J.; SANTOS, J. O. S. Datações U-Pb SHRIMP do vulcanismo félsico na Bacia Brusque, Orógeno Pelotas, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 2002, **Anais**, p.510.
- SPRY, A. H. Metamorphic textures. **Pergamon Press**, Oxford. Cap. 9, p. 227-249. 1969.
- TRAININI, D. R. et al. Projeto Vidal Ramos-Biguaçu. Porto Alegre, **Convênio DNPM/CPRM**. v. 1, 303 p. 1978.
- WATERS, A. C.; CAMPBELL, C. D. Mylonites from the San Andreas Fault zone. **American Journal of Science**, U.S.A., v. 5-29, n. 174, p.473-503. 1935.
- WILDNER, W. et al. Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina. Porto Alegre: **CPRM**, 2014. Escala 1:500.000. Programa Geologia do Brasil. Subprograma de Cartografia Geológica Regional.
- WISE, D. U. et al. Fault-related rocks: Suggestions for terminology. **Geology**, U.S.A., v. 12, n. 7, p.391-394. 1984.
- ZANINI L. F. P. et al. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folha Lagoa (SG.22-Z-D-VI), Estado de Santa Catarina. Escala 1:100.000. **CPRM**, Brasília, p.259. 1997.