

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

FERNANDA PRESTES GAUNA

**ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DE MILONITOS A SW DO DOMO
DE SANTANA, SANTANA DA BOA VISTA, RS**

**Caçapava do Sul
2018**

FERNANDA PRESTES GAUNA

**ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DE MILONITOS A SW DO DOMO
DE SANTANA, SANTANA DA BOA VISTA, RS**

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory

**Caçapava do Sul
2018**

FERNANDA PRESTES GAUNA

**ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DE MILONITOS A SW DO DOMO
DE SANTANA, SANTANA DA BOA VISTA, RS**

Trabalho de conclusão de curso
apresentado ao Curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para a obtenção do título
de Bacharel em Geologia.

Trabalho defendido e aprovado em: 14 de dezembro de 2018

Banca examinadora:

Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory
Orientador
Universidade Federal do Pampa

Prof. Dr. Felipe Guadagnin
Universidade Federal do Pampa

Geól. Msc. Sissa Kumaira
Universidade Federal do Pampa

Dedico esse trabalho à memória de meu pai Chico. De tudo que passei enquanto tentava realizar esse sonho, perdê-lo foi o mais difícil.

AGRADECIMENTO

Agradeço, primeiramente, ao meu orientador Gregory, que sempre admirei desde a primeira aula de geologia estrutural. Obrigada pela relação muito boa que construímos, por não ter desistido de mim quando quebrei o pé, e, depois, quando quebrei a cabeça. Obrigada por se dedicar ao desenvolvimento da ciência e do conhecimento, e principalmente por incentivar a paixão pela geologia. Sem você, nada disso seria possível. Você é a sorte da minha falta de juízo.

Quero agradecer aos meus amigos, minha família de Caçapava que me aturou ao longo destes 5 anos e principalmente neste último ano. Se hoje realizo esse trabalho é justamente porque vocês sempre estiveram do meu lado. Aos meus amigos Juliana Gimenes, Ísis Moreira, Hernanes Firmo, Saulo Lopes, Tamiris Martins, Camila Alves, Pedro Hernandez, Ronisson Miotto, Denize Oliveira e Bruna Pradié. Obrigada por todos os momentos juntos, desejo que vocês sejam muito felizes e que possamos nos reencontrar nesse mundo!

A minha irmã de rocha Ana Luiza Artine, minha alma gêmea, aquela que estive comigo desde o primeiro dia da faculdade, que está aqui agora enquanto escrevo isso. Eu não tenho palavras para descrever a imensa gratidão que tenho por te ter na minha vida, pois se hoje conseguimos alcançar essa vitória, foi porque sempre estivemos juntas nos apoiando. Só por ter te conhecido, tudo isso já teria valido a pena. Vamos ganhar o mundo!

Por último quero agradecer a minha família. Principalmente por aqueles que moram no Aqual, pois lá sempre tive as melhores férias que poderia ter, estar com vocês faz minha vida muito mais feliz. Ao meu irmão por toda a força, por ser meu parceiro, meu melhor amigo, aquele que resolve todos meus problemas, aquele que sempre me mostra a luz no fim do túnel. À minha mãe, pois sem ela eu não estaria realizando esse sonho, aquela que sempre acreditou em mim, até mesmo quando eu não acreditava, estaremos juntas até o fim.

Amo vocês.

“Faça da loucura o tempero da sua vida”

– Autor Desconhecido; escrito em
uma faixa no centro de uma praça em
Caçapava do Sul

.

RESUMO

O município de Santana da Boa Vista é uma região com um relevo único. A mistura de elementos topográficos — como serras estreitas e depressões que formam vales de sangas e arroios que deságuam no Rio Camaquã — é que dão sentido ao termo “Boa Vista” do nome do município. O conjunto desses elementos formam um contexto geológico que é alvo de muitas controvérsias em relação à formação e deformação destas estruturas. Dentro deste contexto, o presente trabalho visa colaborar com novos dados e interpretações estruturais e petrográficas de milonitos que ocorrem no Domo de Santana, na região de Santana da Boa Vista, associadas com rochas do embasamento paleoproterozoico (Complexo Encantadas) e com supracrustais neoproterozoicas (Complexo Metamórfico Porongos). O estudo foi feito com base na análise geológica e estrutural detalhada na região sudoeste do Domo de Santana, próximo a linha de charneira desta antiforme regional, onde ocorrem de quartzo-milonitos, filonitos e granitoides milonitizados. A partir da análise de estereogramas elaborados com dados levantados em campo, observou-se que atitude da foliação milonítica da região mergulha para SW e SE e a lineação de estiramento tem caimento para SW. Em análise petrográfica e microestrutural obteve-se indicadores cinemáticos que indicam movimentação de topo para NE, típico de cavalgamento. Foram observadas também microestruturas de baixa a média temperatura (280-500°C) como mecanismos de recristalização do quartzo e mecanismos rúpteis nos porfiroclastos de feldspato (<500°C). Assim, algumas evidências obtidas nesse trabalho, como a presença de filonitos intercalados em pequena escala com os quartzo-milonitos, *ribbons* de quartzo e mirmequitas em granitoides félsicos reforçam a hipótese de percolação de fluidos e remobilização de sílica para formar rochas ricas em quartzo. Estes processos estão provavelmente relacionados à segregação de quartzo e feldspato a partir da matriz quartzo-feldspática de granitoides milonitizados, gerando quartzo e mica branca, marcando regiões de *strain softening*.

Palavras-chave: quartzo-milonito, microestruturas, deformação dúctil.

ABSTRACT

The Santana da Boa Vista municipality is a region with a unique relief. The mixture of topographic elements — such as narrow mountains and depressions that form valleys and streams that flow into the Camaquã River — give meaning to the term "Boa Vista" in the name of the municipality. All these elements form a geological context that is the subject of many controversies regarding the formation and deformation of these structures. In this context, the present work aims to collaborate with new data and structural and petrographic interpretations of milonites which occur in the Santana Dome, in the Santana da Boa Vista region, associated with rocks of the Paleoproterozoic basement (Encantadas Complex) and with neoproterozoic supracrustals (Porongos Metamorphic Complex). The study was carried out based on the detailed geological and structural study in the southwestern region of the Santana Dome, close to the flank line of this regional antiform, where the occurrence of quartz-mylonites, phylonnites and milonitic granitoids. From the analysis of stereograms elaborated with field data, it was observed that the attitude of the milonitic foliation of the region plunges into SW and SE and the stretch lineation has a plunge for SW. In petrographic and microstructural analysis, kinematic indicators were obtained that indicate top movement to NE, typical of thrusting. Microstructures of low to medium temperature (280-500°C) were also analyzed as quartz recrystallization mechanisms and brittle mechanisms in feldspar porfiroclasts (<500°C). Thus, some evidences obtained in this work, such as the presence of small-scale intercalated phylonnites, with quartz-mylonites, quartz ribbons and myrmequites in felsic granitoids reinforce the hypothesis of fluid percolation and silica remobilization to form quartz rich rocks. These processes are probably related to the segregation of quartz e feldspar from the quartz-feldspathic matrix of milonitized granitoids, generating quartz and white mica, marking regions of strain softening.

Keywords: quartz-mylonite, microstructures, ductile deformation.

LISTA DE SIGLAS

BGr - bandas graníticas

BLG – bulging recrystallization

BTT - bandas trondhjemítico/tonalítico

CAR – Complexo Arroio dos Ratos

CDF – Cinturão Dom Feliciano

CMP – Complexo Metamórfico Porongos

ESrg – Escudo Sul-riograndense

GAD – Granitóide Arroio Divisa

GBM – grain boundary migration

GMSBV – Granitoides Miloníticos de Santana da Boa Vista

SBV – Santana da Boa Vista

SGR – subgrain rotation

ZCQSE – Zona de Cisalhamento Quitéria- Serra do Erval

ZCTDC – Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	8
2.	OBJETIVOS	10
2.1.	Gerais	10
2.2.	Específicos.....	10
3.	JUSTIFICATIVA	10
4.	ÁREA DE ESTUDO.....	11
5.	GEOLOGIA REGIONAL	12
6.	GEOLOGIA LOCAL.....	14
7.	EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE QUARTZO-MILONITOS NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE.....	17
8.	TEORIA DOS MÉTODOS E TÉCNICAS	22
8.1.	Mapeamento geológico e estrutural.....	22
8.2.	Deformação em Mesoescala	23
8.2.1	Trama	23
8.1.2	Boudins.....	24
8.1.3	Principais feições em zonas de cisalhamento	24
8.3.	Deformação em microescala	27
8.3.1	Mecanismos de deformação e microestruturas do quartzo	30
8.3.2	Mecanismos de deformação e microestruturas do feldspato.....	32
9.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	32
10	RESULTADOS.....	33
10.1	Geologia e Estruturas.....	33
10.1.1.1	Quartzo-milonitos e Filonitos	35
10.2	Estruturas	38
10.3	Petrografia E Microestruturas	41
11	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	48
12	CONSIDERAÇÕES FINAIS	50
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	52

1. INTRODUÇÃO

Milonito é um termo estritamente estrutural e refere-se a elementos característicos da trama, não dando nenhuma informação a respeito da composição da rocha (Passchier & Trouw, 2005). Este termo é utilizado para referir-se a rochas de deformação dúctil, que apresentam granulação fina, além de foliação e lineação bem definidas (Fossen, 2010). Os milonitos são classificados de acordo com o grau metamórfico ou de acordo com o litotipo ou mineralogia desenvolvida na rocha (Passchier & Trouw, 2005). Em relação ao grau metamórfico, os milonitos são separados em três subgrupos, que dependem do quanto a matriz original permanece intacta na rocha: protomilonitos (>50% da matriz original), milonitos (50% a 10%) e ultramilonitos (<10% da matriz original) (Fossen, 2010). A classificação de acordo com a mineralogia consiste em rochas monominerálicas, como por exemplo, calcita-milonitos e quartzo-milonitos, ou poliminerálicas, como milonitos derivados de granitoides, entre outros (Passchier & Trouw, 2005). Um problema relacionado a essas classificações é que milonitos de mais alto grau ou milonitos oriundos de rochas monominerálicas não apresentam necessariamente porfiroclastos. Assim, ultramilonitos não necessariamente possuem maior grau de deformação que milonitos ou protomilonitos (Passchier & Trouw, 2005). Outro termo utilizado é filonito, o qual refere-se a milonitos de granulação muito fina, ricos em micas. Alguns autores usam este termo como sinônimo de ultramilonitos (Passchier & Trouw, 2005).

Os quartzo-milonitos ocorrem frequentemente em zonas de cisalhamento dúctil e possuem uma foliação milonítica característica, de geometria planar e bem marcada (Passchier & Trouw, 2005). São compostos predominantemente por quartzo, podendo ter outros minerais como feldspatos e micas em menor quantidade (Mesquita *et al.*, 2011). Apesar de o quartzo ser um mineral abundante na crosta, sua deformação ainda não é completamente entendida devido à complexidade da presença de água durante o processo. Portanto, para melhor entendimento, alguns tipos de mecanismos de deformação foram associados às condições de temperatura. Em condições de temperatura muito baixas (<300°C) ocorre fraturamento, extinção ondulante e evidências de dissolução por pressão e redeposição de material em forma de veios. Em condições de baixas temperaturas

(300–400°C) os mecanismos dominantes são: deslizamento basal, *dislocation glide* e *dislocation creep*. Em temperaturas médias (400–500°C) *dislocation creep* é dominante, os cristais são fortemente achatados e ocorrem mecanismos de recuperação e recristalização. A 500-700°C a recristalização é o principal mecanismo deformacional, gerando cristais lobados ou ameboides e podendo formar extinção do tipo tabuleiro de xadrez e *ribbons*. Além da temperatura, outros fatores importantes que determinam o comportamento do quartzo durante a deformação são: a taxa de deformação, o estresse diferencial e a presença de fluidos (Passchier & Trouw, 2005).

Os filonitos são rochas foliadas ou xistosas e estão geralmente associadas a quartzo-milonitos. Sua identificação em campo implica em uma caracterização importante, onde a alteração hidrotermal é um processo fundamental em zonas de cisalhamento, alterando as taxas dos processos químicos e mecânicos, influenciando nos mecanismos de deformação e reologia da rocha (Mesquita *et al.*, 2011). Os fluidos hidrotermais podem formar importantes depósitos minerais e são gerados por metassedimentos em zonas de cisalhamento que delimitam corpos de granitoides e sequências paraderivadas; ou por minerais hidratados, como em faixas de cisalhamento em granito a duas micas (Petersohn *et al.*, 2006; Mesquita *et al.*, 2011).

No Rio Grande do Sul a ocorrência de quartzo-milonitos está restrita às porções leste e central do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg), inseridos em um corpo alongado na direção NE-SW, denominado como Cinturão Dom Feliciano (CDF) (Porcher & Fernandes, 1990). Na porção leste ocorrem próximo ao distrito de Quitéria, município de São Jerônimo, e ocorrem associados a filonitos e veios de quartzo (Mello, 2015). Na região central os quartzo-milonitos ocorrem no Domo de Santana (Porcher & Fernandes, 1990; 1992), município de Santana da Boa Vista (SBV). Essas rochas ocorrem associadas a sequências metassedimentares e metavulcânicas de idade neoproterozoica do Complexo Metamórfico Porongos (CMP) e a gnaisses e granitoides milonitizados de idade paleoproterozoica (Soliani Junior, 1986), pertencentes ao Complexo Encantadas (Hartmann *et al.*, 2000).

A gênese dos quartzo-milonitos é muito complexa e, de acordo com a literatura, no ESrg podem ter ocorrido em diferentes contextos geológicos. As principais divergências são a respeito da relação temporal dentro do contexto geotectônico: se essas rochas se formaram antes ou depois das megaestruturas da

região (Domo de Santana e Antiforme Capané) (Jost & Bitencourt, 1980) (Machado *et al.*, 1987). Discute-se também a profundidade da crosta em que essas rochas foram formadas e posteriormente deformadas (Porcher & Fernandes, 1990; 1992, 1994);, a influência e a origem de fluidos (Mesquita & Fernandes, 1991) e, por fim, o protólito dessas rochas, originadas das rochas metavulcanosedimentares do CMP ou dos gnaisses e granitos milonitizados do Complexo Encantadas (Jost & Bitencourt, 1980) (Machado *et al.*, 1987) (Porcher, 1992).

2. OBJETIVOS

2.1. Gerais

O objetivo geral do presente trabalho consiste em compreender a gênese e correlação de milonitos na região sudoeste do Domo de Santana, a fim de contribuir com o conhecimento da evolução tectônica regional.

2.2. Específicos

Como objetivos específicos pretende-se corroborar com algumas das hipóteses da gênese destes milonitos, especificamente de quartzo-milonitos, fornecendo, assim, informações que permitam estabelecer uma relação entre a rocha deformada e seus protólitos através de métodos e técnicas, tais como:

- Elaboração de perfis de campo ao longo de drenagens que cortem o contato entre os milonitos, quartzo-milonitos e granitoides;
- Análise estrutural e petrográfica;
- Análise microestrutural de lâminas delgadas;

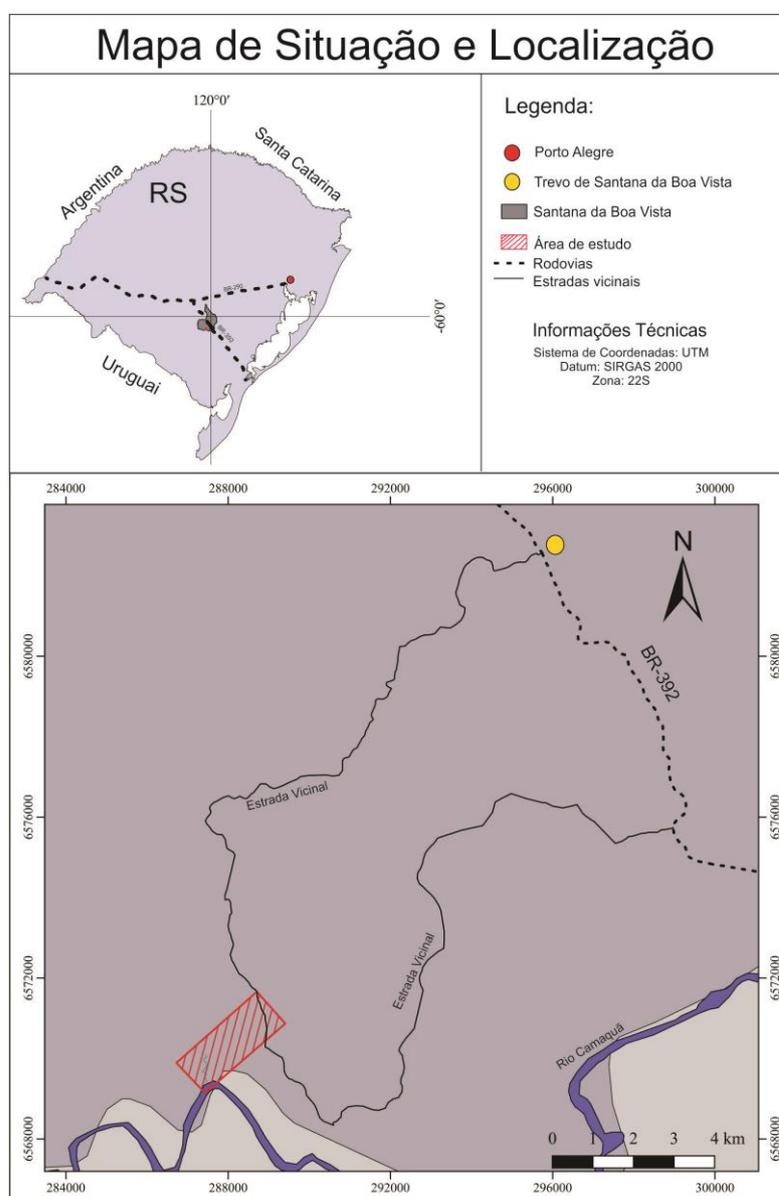
3. JUSTIFICATIVA

Diferentes tipos de milonitos entre granitoides, gnaisses bandados e rochas metavulcanosedimentares formam um sistema complexo situado no Domo de Santana, porção central do ESrg (Porcher & Fernandes, 1990; 1992). Apesar de muitos trabalhos desenvolvidos na região, muitas divergências surgem diante da gênese e relação dessas rochas e estruturas. Neste contexto, com a realização deste trabalho obteve-se novos dados petrográficos e estruturais para acrescentar ao conhecimento das correlações dos milonitos e suas encaixantes.

4. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo concentra-se no município de Santana da Boa Vista, localizado no centro sul do Rio Grande do Sul, na região denominada de Serra do Sudeste. Encontra-se a 293 km da capital Porto Alegre, com acesso pelas rodovias BR-290 e BR-392. O município integra a bacia hidrográfica do Rio Camaquã. Seu relevo consiste em uma região serrana com estreitas depressões que formam vales de sangas e arroios. Dentre estes arroios e curso d'água menores, destacam-se o Rio Campinas, o Arroio Areião e o Arroio Toca da Tigra (Fig. 01).

Figura 01 – Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: modificado de Hasenack & Weber (2010).

5. GEOLOGIA REGIONAL

O ESrg ocupa a porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul e abrange uma área de 50.000 Km² (Soliani Jr, 1986). Fragoso-Cesar (1980) subdividiu as rochas do ESrg em duas grandes unidades geotectônicas: o Cráton Rio de la Plata e uma faixa móvel denominada Cinturão Dom Feliciano (CDF). O cráton Rio de La Plata é limitado a leste pelo CDF e oeste pela Bacia do Paraná e é composto, predominantemente, por rochas graníticas, migmatíticas e granulíticas. O CDF é caracterizado por complexos metamórficos graníticos e migmatíticos (Chemale Jr., 2000).

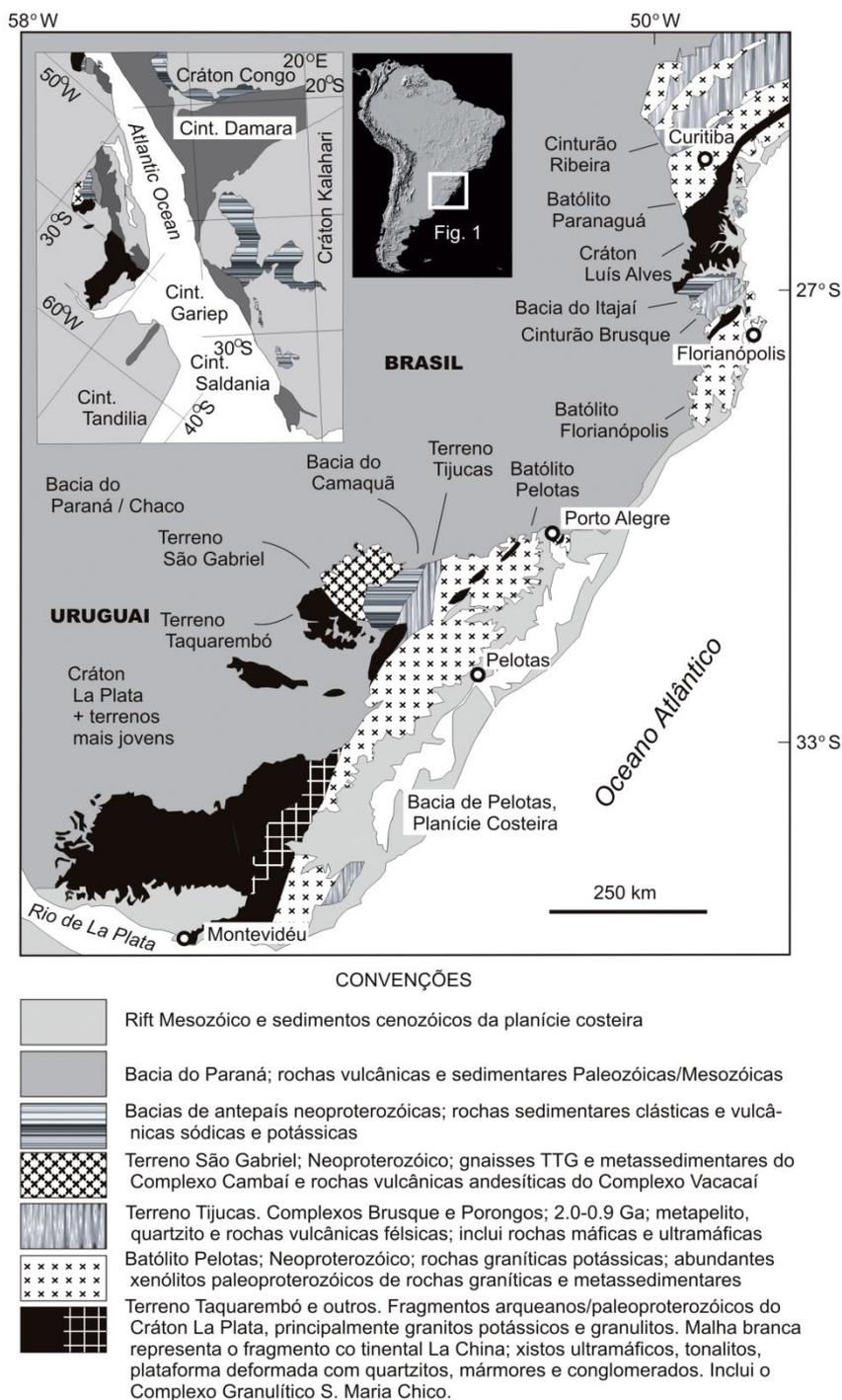
O ESrg é dividido em quatro unidades geotectônicas de acordo com suas características geoquímicas, geofísicas, litológicas e estruturais. Essas unidades são denominadas Bloco Taquarembó, Bloco São Gabriel, Batólito Pelotas e Terreno Tijucas (Hartmann *et al.* 1998). Os três últimos constituem o CDF, estabelecido durante o Neoproterozoico (Hartmann *et al.*, 2007) (Fig. 02). O ESrg foi formado através de processos de geração e deformação da crosta continental. A maior contribuição para a estruturação do escudo foi dada pelos ciclos orogênicos Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e Brasileiro (900-535 Ma) (Hartmann *et al.*, 2007).

O Terreno Tijucas, onde está inserida a área de estudo do presente trabalho, é formado por uma faixa contínua que ocorre na porção central do ESrg, de orientação NE-SW. Estende-se por 170 km do Arroio Capané ao norte até Candiota ao sul, com largura variável de 15 a 30 km. É delimitado a leste por falhas transcorrentes em contato com o Batólito Pelotas e a oeste por falhas normais marcando o contato com rochas sedimentares neoproterozoicas a eopaleozoicas da Bacia do Camaquã (Hartmann *et al.*, 2000).

As principais unidades deste terreno são: as rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Porongos (Hartmann *et al.*, 2000) e os gnaisses e granitoides milonitizados do Complexo Encantadas (Hartmann *et al.*, 2000). Basicamente consiste em uma associação de rochas metavulcanossedimentares de fácies xisto verde a anfibolito com idade possivelmente mesoproterozoica a neoproterozoica, intercaladas com granitoides de composição sieno a monzogranítica com um núcleo pré-brasiliano de gnaisses de composição granítica, trondhjemítica e tonalítica (Fernandes *et al.*, 1992). Estruturalmente possui quatro grande antiformes regionais, são elas: Domo de Santana, Serra dos Pedrosa,

Antiforme Capané e Serra do Godinho, formadas como eventos de deformação tardios. Essas estruturas controlam o padrão dos afloramentos e são marcadas por uma orientação NE-SW (Porcher, 1992).

Figura 02 – Principais unidades tectono-estratigráficas e estruturas do sul do Brasil e Uruguai.



Fonte: extraído de Hartmann *et al.* (2007).

6. GEOLOGIA LOCAL

A área de estudo está inserida no Terreno Domo de Santana, uma antiforme regional alongada segundo a direção 30°E com 50 km de comprimento por 8-15km de largura (Jost & Bitencourt, 1980) que ocorre na porção central do Terreno Tijucas. No núcleo do domo é observado septos do embasamento paleoproterozoico (Soliani Junior, 1986), composto por ortognaisses (Gnaiss Encantadas) intrudidos por granitoides milonitizados pertencentes ao Complexo Encantadas (Porcher & Fernandes, 1990) (Fig. 3). Essas rochas estão intercaladas com as rochas do CMP e quartzito-milonitos. As sequências vulcano-sedimentares do CMP presentes no Domo de Santana pertencem ao Complexo Cerro da Árvore (Jost & Bitencourt, 1980). As condições de metamorfismo dominante são as de fácies xisto verde à fácies anfíbolito (Porcher & Fernandes, 1990).

O CMP é composto por sequências de rochas vulcano-sedimentares intercaladas com granitoides metamorfizados em condições de fácies xisto verde a anfíbolito inferior (Hartmann *et al.*, 2000). Os principais litotipos do Complexo Porongos são: xistos pelíticos (clorita-muscovita a ganada- biotita xistos), rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas e quartzitos intercalados com lentes de mármore, metamargas, grafita xistos, metacherts, metarcóseos, metaconglomerados e rochas ultramáficas (Jost & Bitencourt, 1980). O metamorfismo do CMP está associado ao evento de deformação principal afetando também as rochas do embasamento. Esse evento de deformação dúctil obliterou grande parte das estruturas primárias e gerou diferentes tramas penetrativas.

Jost & Bitencourt (1980) definiram duas unidades estratigráficas no CMP: o Complexo Cerro da Árvore e o Grupo Cerro dos Madeiras. O Complexo Cerro da Árvore é composto por uma sequência metavulcanossedimentar. Estruturalmente consiste em uma grande “*nappe*”, com lâminas de *thrust* e falhas inversas. O Grupo Cerro dos Madeiras foi dividido em duas outras unidades: a Formação Arroio dos Neves, ao sul do Domo de Santana, representada por uma sequência de metaarcóseos em discordância com o embasamento; e a Formação Arroio Olaria, situada no flanco oeste do Domo de Santana e composta por um membro inferior de quartzitos intercalados com xistos e um membro superior pelítico-carbonatado, concordantes com a Formação Arroio dos Neves.

O Complexo Encantadas representa um importante fragmento do Cráton Rio de La Plata (Hartmann *et al.*, 2007) e é composto pelo Gnaiss Encantadas (Jost

& Bitencourt, 1980) e pelos Granitoides Milonitizados de Santana da Boa Vista (GMSB) (Machado *et al.*, 1987). Os Gnaisses Encantadas (Jost & Bitencourt, 1980) apresentam bandamento composto marcado pela intercalação de bandas graníticas (BGr) e trondhjemítico/tonalítico (BTT) (Porcher & Fernandes, 1990). As BTT são acinzentadas e apresentam um bandamento interno regular milimétrico a centimétrico demarcado pela alternância de porções ricas em quartzo (+ plagioclásio) com bandas compostas por biotita e plagioclásio. A textura é geralmente fina, mas localmente pode ocorrer termos mais grossos ou porfíricos (Porcher & Fernandes, 1990). As BGr possuem coloração rosada, geralmente decimétricas a métricas. Ocorre em menor volume que as BTT e em algumas regiões cortam as mesmas, sugerindo assim que as BGr são mais novas que as BTT. Possuem uma trama milonítica similar a observada no sienogranito milonitizado.

Segundo um estudo estrutural da região de SBV, realizado por Saalman *et al.* (2006b) a evolução tectônica do Complexo Encantadas começou com a intrusão de dioritos, granodioritos e tonalitos, possivelmente como plútons sin-cinemáticos em um ambiente de zona de cisalhamento acompanhado pela formação de uma foliação magmática. Uma segunda fase de intrusões inclui a colocação dos granitoides. Os gnaisses mostram diferentes graus de deformação com zonas de alta tensão exibindo uma foliação bem desenvolvida; outras partes mostram um alinhamento menos desenvolvido de minerais e transposição das camadas. É provável que os gnaisses representem intrusões sin-cinemáticas em um ambiente de arco magmático devido a sua composição tonalítica a granodiorítica.

Os granitoides milonitizados apresentam composição variável entre granodioritos a monzogranitos porfíricos e sieno a monzogranitos equigranulares (Lusa *et al.*, 2010). Estes granitoides estão intercalados com extensas sequências miloníticas, compostas de milonitos, utramilonitos e quartzo-milonitos.

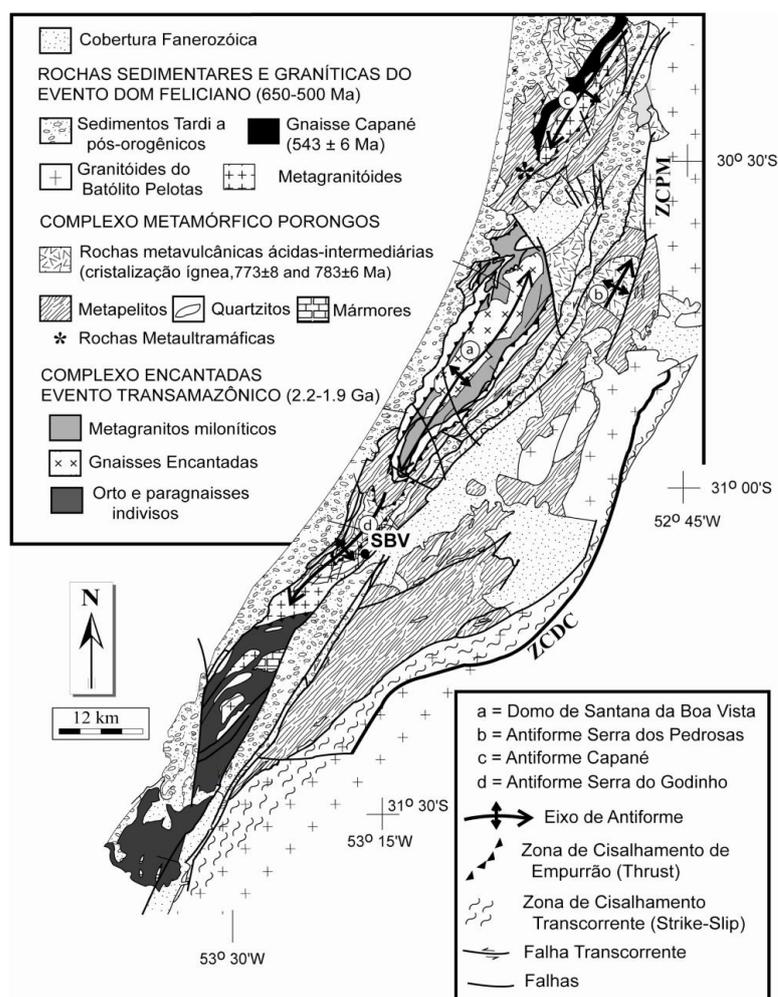
O monzogranito ocorre na porção ocidental do Domo de Santana. São granitos com coloração acinzentada com textura grossa, geralmente porfírica com fenocristais de plagioclásio. A foliação milonítica é marcada pela orientação de quartzo e feldspatos estirados, além de biotita (Porcher & Fernandes, 1990).

O sienogranito milonitizado ocorre na porção oriental do Domo de Santana. Possui coloração rosada, com textura equigranular fina a média e localmente pegmatoide. A foliação milonítica é marcada por quartzo e feldspato estirados e pela

orientação de muscovita. Os milonitos formados a partir desses granitos são bastante micáceos devido à transformação do feldspato em muscovita por ação do retrometamorfismo associado ao estágio de deformação dúctil (Porcher & Fernandes, 1990).

Os milonitos possuem textura média a fina e apresentam uma fábrica L>S definida por porfiroclastos de feldspatos estirados. Estes porfiroclastos apresentam caldas de destruição assimétricas que indicam um sentido de cavalgamento para NE. Os ultramilonitos são cinza-escuros, de grão muito fino e apresentam uma fábrica S-L com foliação marcada principalmente por minerais micáceos. Os quartzomilonitos possuem fábrica L>S bem desenvolvida por quartzo estirado e frequentemente um bandamento regular conferido pela intercalação de quartzo e muscovita (Porcher & Fernandes, 1990).

Figura 03 – Mapa geológico de parte do Terreno Tijucas, com destaque às estruturas dômicas da região de Santana da Boa Vista.



Fonte: extraído de Philipp *et al.* (2008).

7. EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE QUARTZO-MILONITOS NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

O quartzo-milonito é uma rocha que ocorre frequentemente em zonas de cisalhamento dúctil. É composta predominantemente por quartzo e apresenta uma foliação milonítica característica, de geometria planar e bem marcada (Passchier & Trouw, 2005). Tem sua origem complexa e muitas vezes está associado a veios de quartzo e filonitos (Mesquita *et al.*, 2009). Segundo Mesquita *et al.* (2009, p.270), o termo filonito é empregado no sentido de Passchier & Trouw (2005) para milonitos muito ricos em filossilicatos, formados em consequência de altas pressões de fluidos em zonas de cisalhamento.

A ocorrência de quartzo-milonitos no Rio Grande do Sul está restrita às porções leste e central do ESrg. Estas duas porções estão delimitadas por importantes zonas de cisalhamento sub-verticais (Fragoso Cesar *et al.*, 1990), destacando-se aqui a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) (Mesquita & Fernandes, 1991; Fernandes *et al.*, 1993) e a Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval (ZCQSE) (Knijnik *et al.*, 2013), ambas de caráter dúctil com movimento sinistral. Essas zonas de cisalhamento transcorrentes foram originadas nas fases finais do Ciclo Brasileiro, o qual registra a colisão dos Crátons Rio de La Plata e Kalahari, formando um corpo alongado na direção NE-SW (Porcher & Fernandes, 1990), denominado como Cinturão Dom Feliciano (CDF) por Fragoso Cesar (1980).

Na porção leste, próximo ao distrito de Quitéria, município de São Jerônimo, ocorrem o Complexo Arroio dos Ratos (CAR) (Gregory *et al.*, 2015) e os granitoides sintectônicos à ZCQSE, representados pelo Granodiorito Cruzeiro do Sul (Knijnik *et al.*, 2013), pelos Granitoides Arroio Divisa (GAD; Fontana *et al.*, 2012) e pelos Granitoides Sanga do Areial (Centeno, 2012);. Os quartzo-milonitos desta região ocorrem sobre o CAR e sobre o GAD. Em relação à ZCTDC, ocorrem sobre os granitoides Quitéria e Arroio Francisquinho (Mesquita & Fernandes, 1991; Fernandes *et al.*, 1993).

Na região central, no Domo de Santana, localizado no município de Santana da Boa Vista, os quartzo-milonitos ocorrem associados a sequências metassedimentares e metavulcânicas de idade neoproterozoica do Complexo Metamórfico Porongos (CMP) e a gnaisses e granitoides milonitizados de idade

paleoproterozoica (Soliani Junior, 1986), correspondentes aos Gnaisses Encantadas (Jost & Bitencourt, 1980) e Granitoides Miloníticos de Santana da Boa Vista (GMSBV) (Machado *et al.*, 1987). Mais tarde, essas duas últimas unidades foram unidas no Complexo Encantadas (Hartmann *et al.*, 2000).

O primeiro trabalho que relata a ocorrência de quartzo-milonitos no ESrg foi feito por Jost & Bitencourt (1980), que realizaram um mapeamento geológico e estrutural da região do Cinturão de Dobramentos Tijuca (Hasui *et al.*, 1975) — hoje renomeado de Cinturão Porongos (Hartmann *et al.*, 2000) — onde foram definidas duas unidades estratigráficas: o Complexo Cerro da Árvore e o Grupo Cerro dos Madeiras. O Complexo Cerro da Árvore é composto por uma sequência metavulcanossedimentar. Estruturalmente consiste em uma grande “*nappe*”, com lâminas de *thrust* e falhas inversas. O Grupo Cerro dos Madeiras foi dividido em duas outras unidades: a Formação Arroio dos Neves, ao sul do Domo de Santana, representada por uma sequência de meta-arcóseos em discordância com o embasamento; e a Formação Arroio Olaria, situada no flanco oeste do Domo de Santana e composta por um membro inferior de quartzitos intercalados com xistos e um membro superior pelítico-carbonatado, concordantes com a Formação Arroio dos Neves. No contato dessas duas formações ocorre o que aqueles autores chamam de quartzitos rítmicos, sugerindo assim uma origem sedimentar dessas rochas quartzosas.

Em estudos posteriores, muitas das rochas pertencentes ao Grupo Cerro dos Madeiras — definidas como supracrustais por Jost & Bitencourt (1980) — foram reinterpretadas como rochas miloníticas associadas aos GMSBV por Machado *et al.* (1987), incluindo os quartzo-milonitos. Contribuindo para essa interpretação, Porcher & Fernandes (1990) observaram a associação das rochas quartzo-miloníticas com milonitos e ultramilonitos da região, com ocorrência de feldspatos e *pods* graníticos menos deformados, o que sugere uma segregação metamórfica dos granitoides simultânea à milonização. Segundo aqueles autores, este processo ocorreria pela transformação do feldspato em muscovita e quartzo, ocorrendo tipicamente em zonas de cisalhamento que afetam rochas quartzo-feldspáticas sob condições metamórficas retrogressivas.

Em um estudo sobre as *nappes* do CDF, Fragoso-Cesar *et al.* (1990) definiu as cristas de quartzo-milonitos como produto do cisalhamento dúctil da evolução destas *nappes*. Estas cristas foram interpretadas como pertencentes a *nappe* Sierra

de Rocha onde ocorrem quartzo-milonitos intercalados com milonitos de aspecto metassedimentar e filonitos graníticos com escamas do embasamento gnáissico. A formação destas faixas miloníticas ocorreu através de segregação metamórfica ou por deformação de espessos veios de quartzo, classificando estas rochas como meta-arenitos.

Existem controvérsias em relação às fases de deformação e formação das megaestruturas da região e isso influencia diretamente na gênese dos quartzo-milonitos e das faixas miloníticas relacionadas, principalmente em relação às ocorrências na região de Santana da Boa Vista (SBV) e na região de Quitéria. Jost & Bitencourt (1980) interpretaram três fases de dobramentos na região de SBV, sendo as zonas miloníticas formadas durante a segunda fase, de caráter isoclinal, propondo um cavalgamento do Complexo Cerro da Árvore sobre o Domo de Santana já existente. Machado *et al.* (1987) definiram quatro fases de dobramentos na região, sendo as faixas de rochas miloníticas formadas nas fases precoces F1 e F2, responsáveis pelo principal evento de metamorfismo da área, resultando em uma foliação de transposição nos GMSBV. Esses dobramentos precoces formaram estruturas de cavalgamento classificadas como “*fold nappes*”, envolvendo as supracrustais do CMP e as intrusões graníticas. Em seu núcleo, “lascas” do embasamento foram incorporadas, tendo o *front* desta *nappe* sido encoberto pelos sedimentos da Bacia do Camaquã. As fases tardias de dobramentos F3 e F4 são ortogonais e responsáveis pela estrutura dômica da região, formando dobras transversais com plano axial inclinado, gerando um padrão de interferência tipo “Domo e Bacia” (Tipo 1 de Ramsay, 1967).

Para Porcher & Fernandes (1990), a deformação na região de SBV foi dividida em dois estágios: o primeiro estágio foi de caráter dúctil, responsável pelo espessamento crustal e pela formação de estruturas planares, lineares e dobras; e o segundo estágio foi de comportamento dúctil-rúptil, responsável pelas estruturas regionais (Domo de Santana e antiformes Canapé e Serra dos Pedrosas). Segundo aqueles autores, os quartzo-milonitos teriam se formado durante o primeiro estágio da deformação Brasileira, sob um regime de alta deformação tangencial, com movimentação de cavalgamento da cobertura sobre os Gnaisses Encantadas ao longo dos granitoides milonitizados. Estes movimentos geraram as zonas miloníticas de alta deformação, com transporte tectônico de direção NE-SW e cavalgamento para NE. Na análise microestrutural dos quartzo-milonitos da região de SBV,

aqueles autores observaram um deslizamento basal no quartzo, responsável pela foliação milonítica e lineação de estiramento. A ocorrência dessas estruturas delimita o limite térmico inferior do metamorfismo na fácies xisto verde (Porcher & Fernandes, 1992). As microestruturas dos milonitos e ultramilonitos associados reforçam a hipótese de um metamorfismo retrogressivo, onde as condições térmicas superiores são de fácies anfibolito, marcada por mirmequitos, recristalização dinâmica por rotação de sub-grãos e migração de contatos de cristais de plagioclásio (Porcher & Fernandes, 1994).

Em um estudo petrográfico sobre os granitoides deformados da região de Quitéria, Mesquita & Fernandes (1991) constataram que as extensas faixas de filonitos e quartzo-milonitos associados ao granito Arroio Francisquinho, de composição monzo e sienogranítica, formaram-se devido à alta pressão de fluidos em zonas de deformação intensa, relacionado às movimentações tardias de transcorrência associadas à ZCTDC. Em contextos geológicos semelhantes ao abordado neste trabalho, na Antiforme Setuva no Paraná (Mesquita *et al.*, 2011), ocorrem sequências metavulcanossedimentares associadas a granitoides milonitizados de composição monzo e sienograníticas, em região de alta deformação associada a zonas de cavalgamento. Nesta região, a formação de faixas de quartzo-milonitos e filonitos foram interpretadas como resultado de um intenso cisalhamento associado a hidrotermalismo (Petersohn *et al.*, 2009). Porém, nos dois casos, a origem dos fluidos foram atribuídas de formas distintas. Na região da Antiforme Setuva os fluidos foram gerados por metassedimentos, enquanto que na região de Quitéria os fluidos parecem ter se originado de minerais hidratados, como muscovita (Mesquita *et al.*, 2011).

Em estudos mais recentes na região de Quitéria, realizados por Mello (2015), com foco em análise microestrutural tanto nos filonitos quanto nos quartzo-milonitos, a presença de cristais grossos e lobados de quartzo com padrão tabuleiro de xadrez indicam uma recristalização a 650°C, na fácies anfibolito superior, e uma deformação entre 280°C e 400°C, na condição de fácies xisto verde inferior, temperaturas mais altas do que as sugeridas por Porcher & Fernandes (1992) — em torno de 200°C — para a região de SBV. Assim, foi proposto que a origem dessas rochas estaria relacionada às condições hidrotermais de alta temperatura das fases finais de magmatismo do GAD, onde os fluidos reagiram com as rochas encaixantes do CAR. As estruturas de alta temperatura encontradas neste trabalho excluem a

hipótese de que os quartzo-milonitos e filonitos da região tenham sido formados sob condições dúctil-rúptil em porções mais rasas da crosta, como sugerido por Jost & Bitencourt (1980) para a região de SBV.

Assim, de acordo com a literatura, a gênese dos quartzo-milonitos do ESrg podem ter ocorrido em diferentes contextos geológicos. As hipóteses para isso seriam: i) formaram-se durante o deslocamento da *nappe* (Complexo Cerro da Árvore) sobre o Domo de Santana. Estruturas como dobras em *kinks* e falhas inversas sugerem que os quartzo-milonitos tenham se formado em crosta rasa (Jost & Bitencourt, 1980); ii) a gênese foi dada em um nível crustal inferior e anterior à formação das estruturas antiformais, *kinks* e falhas, diferente do que foi sugerido por Jost & Bitencourt (1980) (Machado *et al.*, 1987); iii) formaram-se devido a um retrabalhamento do embasamento sobre os monzo e sienogranitos, ou pela colocação dos mesmos sugerindo sua natureza sintectônica. As faixas miloníticas representariam “rampas” por reativação de zonas de cisalhamento, sendo essas faixas formadas sob condições de baixa temperatura (Porcher & Fernandes, 1990; 1992); iv) a gênese foi dada por colapso gravitacional do CDF nos estágios finais do Ciclo Brasileiro (Porcher & Fernandes, 1994); v) os quartzo-milonitos formaram-se devido à alta pressão de fluidos em zonas de deformação intensa (Mesquita & Fernandes, 1991); e vi) através de hidrotermalismo associado ao magmatismo pós-colisional, com a segregação de feldspato em filonitos, quartzo-milonitos e veios de quartzo (Mello, 2015).

Com base nas pesquisas realizadas na porção central e leste do ESrg, envolvendo as deformações do Ciclo Brasileiro, é possível constatar que é necessário mais estudos de detalhe em cada unidade, que abrangem tanto o embasamento paleoproterozoico quanto as rochas supracrustais do CMP. Em relação aos quartzo-milonitos da região de Santana da Boa Vista, faltam estudos petrográficos e estruturais, como também mapas de detalhe que delimitem a ocorrência e o contato dessas rochas na região. Esses são aspectos fundamentais que permitiriam a compreensão clara de sua gênese e correlação com as encaixantes, além de contribuir para o conhecimento da evolução geotectônica na região.

8. TEORIA DOS MÉTODOS E TÉCNICAS

8.1. Mapeamento geológico e estrutural

O mapeamento de zonas de alto grau costuma ter grandes problemáticas devido a forte deformação, omissão da estratigrafia original — devido a padrões de interferência de dobras, zonas de cisalhamento e/ou falhas de empurrão— e a dificuldade de reconhecer e preservar a trama do protólito. Assim, existe um problema comum em estabelecer a origem ígnea ou sedimentar em rochas nestes terrenos. Para isso é necessário uma análise cuidadosa de todos os elementos estruturais, petrográficos e geoquímicos que possam ser coletados (Passchier *et al.*,1990).

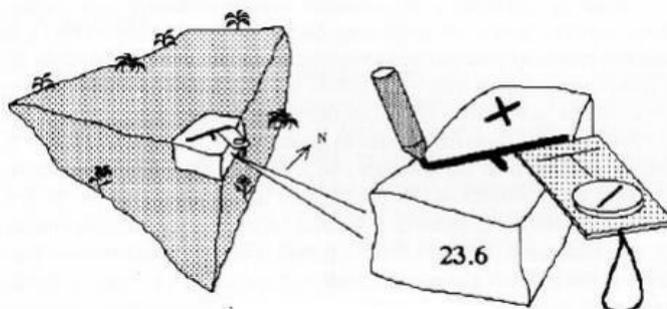
Para análise correta dos elementos estruturais é necessário concentrar-se nos elementos de trama principais, sua orientação, simetria e idade relativa. Se possível, deve-se determinar uma sequência de eventos de deformação e intrusão e associações de minerais estáveis para cada afloramento (Passchier *et al.*,1990). Para a sequência de eventos é necessário uma progressão do mapeamento, onde são estabelecidos os eventos deformacionais e metamórficos comparando-os com os estudos já existentes sobre a área, observando possíveis correlações concordantes, desvios locais dos padrões regionais ou possivelmente interpretações errôneas.

Para definir a cinemática e a partir disto conferir o esquema de eventos é necessária amostragem orientada em afloramentos-chave, para fins de confecção de lâminas e análise microestrutural. A orientação da amostra é dada pela marcação da sua orientação e mergulho em uma superfície planar da amostra. Após isso, remove-se a amostra orientada do afloramento. É necessária uma marca adicional para indicar se a superfície medida é o topo ou a base da amostra. A amostra é numerada e anota-se na caderneta a orientação da superfície marcada (Passchier *et al.*,1990) (Fig. 04).

O mapeamento geológico e estrutural deve responder questões como: Qual a provável fonte do material? Quando foi colocado em sua situação regional? Qual a idade relativa com respeito às rochas encaixantes e/ou veios? Qual a idade relativa da deformação? Essa deformação é polifásica? Essa deformação pode estar associada a zonas de cisalhamento ou a dobramentos regionais? Todas essas questões precisam ser analisadas minuciosamente com base nos dados coletados

em campo, tanto em relação às estruturas em mesoescala , quanto às estruturas em microescala.

Figura 04 – Esquema para retirar amostras orientadas em afloramentos.



Fonte: extraído de Passchier *et al.* (1993).

8.2. Deformação em Mesoescala

8.2.1 Trama

Foliações e lineações são algumas das chaves mais importantes para desvendar a história deformacional de um volume de rocha. Essas estruturas são penetrativas nas rochas e o termo para descrevê-las é chamado trama (Fossen,2010). Assim, uma trama é formada por minerais e agregados minerais segundo uma orientação preferencial penetrativa na rocha , tanto em meso quanto em microescala.

Assim foliação é qualquer estrutura plana, ou curvo-plana que defina uma rocha metamórfica, uma rocha com uma foliação bem marcada é chamada tectonito S (Fossen,2010). Sua relação com o elipsoide de deformação é que a foliação é perpendicular ao eixo de maior estiramento (Fossen,2010). Em zonas de cisalhamento tende a fazer um ângulo de 45° com o plano de cisalhamento , diminuindo esse ângulo quanto mais se aproxima do plano, até entrar em paralelismo com o mesmo (Passchier *et al.*,1990).

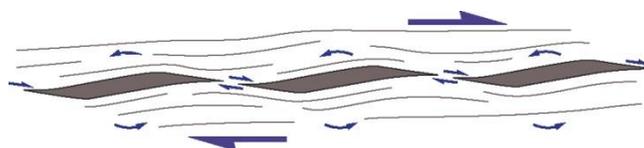
A lineação é um elemento da trama que descreve estruturas lineares, em que uma dimensão é consideravelmente maior que as outras duas. Uma rocha com lineação bem marcada é considerada um tectonito L (Fossen, 2010). A lineação

marca o eixo de maior estiramento do elipsoide de deformação e podem ser importantes indicadores cinemáticos (Passchier *et al.*,1990).

8.1.2 Boudins

Boudins são estruturas extensionais formadas pelo estiramento de foliações ou camadas competentes (Fig. 05). Essas camadas podem ser fragmentadas por mecanismos de deformação plástica, rúptil ou por uma combinação de ambas e situa-se em uma matriz deformada plasticamente (Fossen, 2010). A formação deste tipo de estrutura é controlada pela temperatura, taxa de deformação e contraste de viscosidade ou foliação bem definida. Um alto contraste de viscosidade e uma alta taxa de deformação favorecem o fraturamento das camadas competentes (Fossen, 2010). Outra forma de boudinagem é devido à distribuição anisotrópica da força tensional em rochas intensamente foliadas (Passchier *et al.*,1990).

Figura 05 – Exemplo de uma estrutura boudinada em uma zona de cisalhamento simples.



Fonte: extraído Fossen (2010)

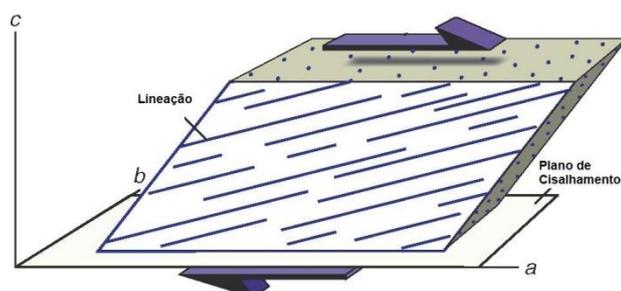
8.1.3 Principais feições em zonas de cisalhamento

Zonas de cisalhamento são zonas planares relativamente estreitas de alto grau de deformação dúctil entre encaixantes menos deformadas (Passchier *et al.*, 1990). Geralmente desenvolve-se uma orientação preferencial cristalográfica de quartzo, micas e feldspato, constituindo uma foliação subparalela ao plano principal do elipsoide de deformação e perpendicular à direção de encurtamento máximo (Passchier *et al.*, 1990).

É comum a formação de foliação e lineação de estiramento em zonas de cisalhamento plástico e em zonas miloníticas. Idealmente, a lineação indica o eixo X do elipsoide de deformação e situa-se na superfície da foliação e, portanto, define o mesmo ângulo com o plano de cisalhamento (Fig. 6). Assim, uma projeção da

lineação no plano de cisalhamento indicará a direção do cisalhamento (Fossen, 2010). Já a foliação desenvolvida é considerada indicativa do plano XY da elipse de deformação. Assim, o sentido em que a rotação da foliação é dada em direção ao interior de uma zona de cisalhamento é um bom indicador cinemático.

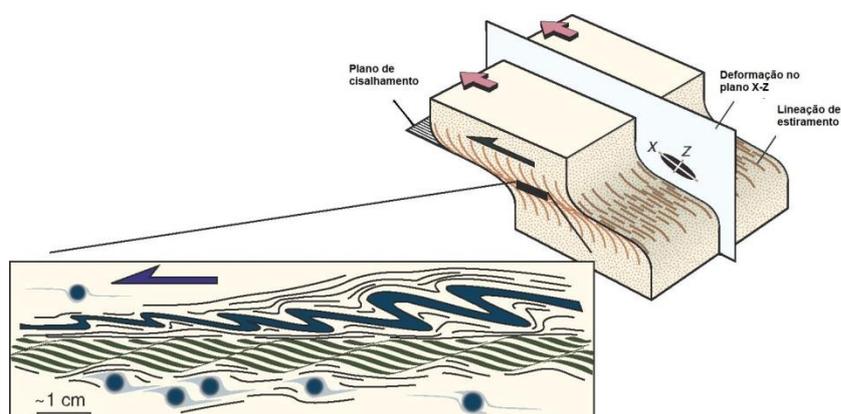
Figura 06 – Lineação de estiramento e sua relação com a direção do cisalhamento.



Fonte: extraído de Fossen (2010).

Estruturas originalmente planares ou lineares tendem a se tornar estendidas ou encurtadas dependendo da sua orientação inicial (Fig. 07). Se existir uma diferença de competência, desenvolvem-se dobramentos e *boudins* (Fig. 05). Se a taxa de deformação for muito alta todas essas estruturas tendem ao paralelismo, perdendo sua forma original (Passchier *et al.*, 1990).

Figura 07 – Esquema para determinar o sentido de cisalhamento através de estruturas.

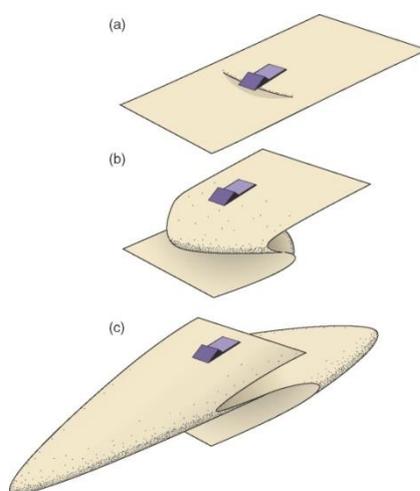


Fonte: extraído de Fossen (2010).

Em zonas de cisalhamento podem formar-se dobras por torção de camadas competentes e pela rotação de segmentos de camada em resposta a fluxo não-coaxial, como por exemplo dobras em bainha e dobras oblíquas isoclinais (Passchier

et al., 1990). As dobras em bainha são extremamente não cilíndricas e ocorrem em zonas de alta taxa de deformação devido à rotação das charneiras paralelamente à lineação (Fossen, 2010) (Fig. 08). Já as dobras oblíquas desenvolvem-se de várias maneiras em zonas de cisalhamento. Segundo Passchier *et al.* (1990), dentre esses tipos as principais são por flambagem devido a encurtamento transitório secundário no plano de foliação oblíquo à direção principal de movimento ou por desvio do plano de fluxo de deformação.

Figura 08 – Evolução de uma dobra em bainha.



Fonte: extraído de Fossen (2010).

De maneira geral, as dobras presentes em zonas de cisalhamento são formadas através da rotação da foliação dentro dos campos extensionais e contracionais em decorrência de uma mudança no campo de esforços ou de rotação da zona de cisalhamento. Sendo assim, o resultado deste processo é uma família de dobras com vergência de acordo com o sentido do cisalhamento (Fossen, 2010).

Uma importante feição que pode se desenvolver em zonas de cisalhamento são as zonas miloníticas. Nessas zonas a deformação é tão alta a ponto de achatar e transpor totalmente texturas e estruturas preexistentes, tornando as rochas fortemente bandadas e sendo denominadas assim de milonitos. Zonas miloníticas podem atingir até vários quilômetros de espessura, particularmente em escudos pré-cambrianos e em áreas erodidas de orógenos colisionais (Fossen, 2010).

Outra estrutura recorrente de zonas de cisalhamento são estruturas S-C. O plano S é o plano principal de deformação e caracteriza-se pelo acúmulo de tensão de deformação finita, e o plano C é caracterizado por uma zona de alta tensão

cisalhante (Passchier *et al.*, 1990). É preciso ter cautela ao utilizar essas estruturas como indicador cinemático, pois as duas superfícies devem ser reconhecidamente relacionadas ao mesmo regime deformacional.

8.3. Deformação em microescala

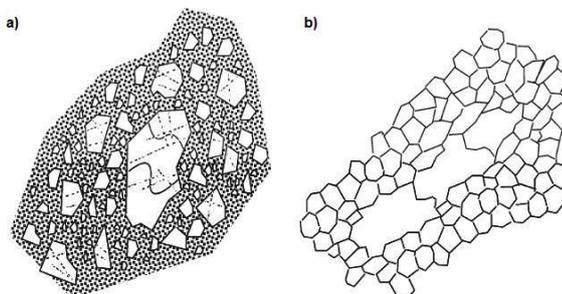
Os cristais são submetidos tanto a mecanismos de deformação rúptil quanto dúctil. Essa deformação faz com que a rocha mude sua estrutura interna, sua forma e seu volume em função de processos cataclásticos, processos de plasticidade intracristalina e de transferência de massa por difusão (Fossen, 2010). A deformação rúptil rompe as estruturas cristalinas de forma brusca enquanto os mecanismos no regime plástico são mais lentos (Fossen, 2010). Os processos que envolvem o tipo de deformação dependem de fatores como mineralogia, composição do fluido intergranular, tamanho de grão, porosidade e permeabilidade (Passchier & Trouw, 2005). Entre os fatores externos que influenciam na deformação em microescala, como a pressão, disponibilidade de fluidos, a reologia dos minerais e a taxa de deformação, o fator isolado mais importante é a temperatura. Quanto mais alta a temperatura, maior o favorecimento para mecanismos dúcteis (Fossen, 2010).

De forma geral os mecanismos rúpteis são dominantes na crosta superior e à medida que a pressão e a temperatura aumentam vai dando lugar aos mecanismos dúcteis. Entretanto, é importante salientar que a influência de outros fatores como os citados acima podem mudar essa regra. Outro aspecto importante é que existe uma ampla faixa de condições onde os processos rúpteis e dúcteis coexistem, principalmente porque cada mineral possui um intervalo de transição rúptil-plástico diferente. Assim, é possível encontrar diferentes mecanismos de deformação em uma mesma rocha, mesmo que ela tenha sido deformada de forma constante e homogênea (Fossen 2010).

Os mecanismos de deformação rúptil são caracterizados pelo fraturamento e deslizamento friccional (Fossen, 2010). A translação e rotação dos grãos dada pelo deslizamento friccional é um mecanismo denominado de fluxo particulado ou fluxo granular. Já o fraturamento pode ocorrer de forma intragranular e intergranular (Fossen, 2010). Nos casos intragranulares as fraturas afetam apenas um grão único. Já nas intergranulares essas fraturas estendem-se por vários grãos. A combinação

destes mecanismos gera a redução do tamanho de grãos e esse processo é definido como cataclase (Fig. 09) (Passchier & Trouw, 2005).

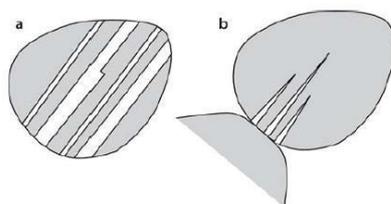
Figura 09 – Trama em processos de a) fluxo cataclástico e b) recristalização.



Fonte: extraído de Passchier e Trouw (2005).

Os mecanismos de deformação dúctil não causam a ruptura da estrutura cristalina. Segundo Passchier & Trouw (2005), este tipo de deformação é a base das estruturas de deformação plástica em todas as escalas. Dobras, zonas de cisalhamento plástico, zonas miloníticas e estruturas similares são resultantes de processos de fluência de deslocamentos e difusão. Os esforços também podem causar a geminação mecânica que é um processo plástico que causa a flexão mecânica ou torção das estruturas e são encontradas em alguns dos minerais mais comuns, como plagioclásio e calcita. As estruturas formadas nesse processo formam geminações com padrões interdigitados e em cunha (Fig. 10) (Passchier & Trouw, 2005).

Figura 10 – Exemplo de geminação com padrão interdigitado e em cunha. a) Plagioclásio maclado sem deformação. b) Macla do plagioclásio após deformação.



Fonte: extraído de Passchier e Trouw (2005).

Para compreender os principais mecanismos de deformação dúctil é necessário entender o conceito de defeitos cristalinos. Qualquer grão mineral possui um número significativo de defeitos. Os defeitos cristalinos são a forma como o cristal acumula energia livre em seu retículo. Quanto maior a densidade de defeitos,

maior será a energia livre. Os defeitos podem ser pontuais, dados por impurezas dentro da estrutura mineral ou por ausência de um átomo, sendo chamados de vacâncias. A migração das vacâncias é denominada difusão. Outra forma de defeitos são os defeitos lineares, também chamados deslocamentos (Fossen, 2010). O deslocamento é um defeito móvel em linha e deforma de forma intracristalina por deslizamento e migração, ou seja, é uma deformação interna do mineral sem que haja fraturamento. Este tipo de deslocamento ocorre com a movimentação de uma frente de deslocamentos em um plano (Passchier & Trouw, 2005).

Quando um cristal é afetado por deformação plástica, a densidade de deslocamentos aumenta e faz com que ele fique em um estado de alta energia. A tendência à estabilidade faz com que uma força termodinâmica haja no sentido de reduzir o número de defeitos e assim voltar a um estado de baixa energia. Com isso, ocorrem deslizamentos cristalográficos em planos onde as direções cristalográficas são mais frágeis e possuem maior densidade de átomos. Tanto o processo de formação de defeitos (deslocamentos) quanto o processo de redução de energia ocorrem por migração dos defeitos dentro de um retículo cristalino (Fossen, 2010).

Em relação aos deslocamentos, estes só podem ser observados em microscópio eletrônico de transmissão, onde é possível determinar os planos de deslizamentos dos minerais e, no caso do quartzo, a orientação do eixo-c, podendo indicar assim o mecanismo e o contexto cinemático da deformação (Passchier & Trouw, 2005). Porém, os efeitos destes deslocamentos podem ser observados em microscópio ótico, ao se analisar as microestruturas. A análise de microestruturas permite trazer informações sobre temperatura, estado de esforços e propriedades reológicas no momento da deformação. As microestruturas observáveis são estruturas de recuperação e recristalização (Fossen, 2010).

A recuperação é dada pela fluência de deslocamentos em número suficiente para formar paredes de deslocamentos. Essas paredes podem ser visíveis em microscopia ótica pela mudança da orientação cristalográfica, formando uma extinção ondulante no mineral. Em um estágio avançado de recuperação, pequenos domínios poligonais são formados em um grão mineral e esse processo é chamado formação de subgrãos (Fossen, 2010). Na transição entre o processo de extinção ondulante e a formação de subgrãos podem-se observar zonas alongadas no interior dos grãos com ângulos de extinção ligeiramente diferentes. Essas zonas são chamadas bandas de deformação (Passchier & Trouw, 2005).

A recristalização dinâmica ocorre quando a recuperação se prolonga removendo os deslocamentos dos subgrãos e os substituindo por grãos livres de deformação, diminuindo a densidade de deslocamentos dos grãos (Passchier & Trouw, 2005). A recristalização pode ser dada por rotação de subgrão, onde os subgrãos rotacionam até poderem ser classificados como grãos individuais (a partir de 10° em relação aos subgrãos vizinhos) e é comum em condições de alta temperatura. Outra forma de recristalização ocorre por migração de limite de grãos ou recristalização por migração. É causada por diferenças na energia de deformação, onde um grão com alta densidade de deslocamento tem mais energia livre que um grão vizinho não deformado. Assim, o limite entre os grãos migra para o interior do grão com maior densidade de defeitos (Fossen, 2010). Os limites dos grãos tendem a ser lobados e os novos grãos são maiores que os grãos reliquias (Passchier & Trouw, 2005). Uma variedade deste processo ocorre em baixa temperatura e é chamada de *bulging*. Segundo Passchier e Trouw (2005), ocorre quando o limite de grão se projeta no cristal com alta densidade de deslocamento e forma novos cristais pequenos independentes.

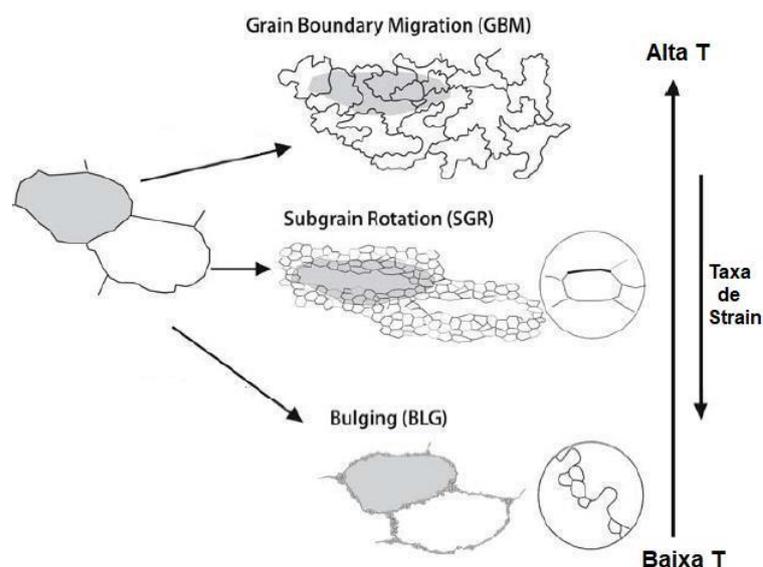
8.3.1 Mecanismos de deformação e microestruturas do quartzo

Existe uma forte correlação entre o acúmulo de deformação e as microestruturas presentes no quartzo em zonas de cisalhamento. Correlação esta que pode revelar o mecanismo dominante da deformação e, neste contexto, o estudo de microestruturas tem se tornado uma chave para a Geologia Estrutural (Faleiros *et al.*, 2010). O quartzo é um dos minerais mais comuns da crosta terrestre e seu comportamento deformacional cristalplástico ocorre em condições de baixa para alta deformação, sendo possível assim diagnosticar os mecanismos de deformação através de suas texturas e microestruturas. Contudo, o comportamento deformacional do quartzo ainda não é totalmente compreendido, devido à complexa influência de fluidos durante a deformação (Passchier & Trouw, 2005).

Os mecanismos deformacionais do quartzo foram definidos por Stipp *et al.* (2002) como cristalplásticos e ocorrem entre 280°C e 700°C. Nesta faixa de temperatura foram classificados três mecanismos de recristalização: i) *Bulging Recrystallization* (migração lenta da borda); ii) *Subgrain Rotation Recrystallization*

(rotação de subgrão); e (iii) *Grain Boundary Migration* (migração rápida de borda de grão) (Fig. 11).

Figura 11 – Tipos de microestruturas de acordo com os mecanismos de recristalização.



Fonte: extraído de Passchier e Trouw (2005).

A recristalização é um processo em que grãos deformados com alta densidade de deslocamentos são substituídos por grão não deformados e sem deslocamentos. Assim, o tamanho médio dos grãos diminui com o aumento do esforço diferencial e da taxa de deformação. A *bulging recrystallization* (BLG) ocorre entre 280-400°C e é caracterizada pela nucleação de novos grãos não deformados que crescem para o interior de um cristal deformado. A *subgrain rotation recrystallization* (SGR) ocorre na faixa de 400-500°C, onde os subgrãos rotacionam até serem classificados como grãos individuais (a partir de 10° do grão vizinho). Outro processo de migração de limites de grão ocorre na *grain boundary migration* (GBM), que ocorre em temperaturas acima de 500°C e é dada pela migração do limite de um grão não deformado para o interior de um grão com maior densidade de deslocamentos (Fossen, 2010).

8.3.2 Mecanismos de deformação e microestruturas do feldspato

O comportamento deformacional é fortemente dependente do grau metamórfico e tanto o plagioclásio quanto o feldspato alcalino respondem de modo semelhante à deformação (Passchier & Trouw, 2005). Em baixo grau metamórfico (abaixo de 400°C) o feldspato deforma por mecanismos rúpteis e fluxo cataclástico, fragmentando o mineral em grãos menores, com forte deformação intracristalina e podendo formar extinção ondulante. Em condições de médio grau metamórfico (400-500°C) ainda ocorre a formação de microfraturas tipo "estante de livros", dividindo os grãos em fragmentos alongados em forma de livro, extinção ondulante e inicia-se os processos de deslocamentos, bandas de deformação e recristalização do tipo BLG (Passchier & Trouw, 2005). A recristalização pode estar associada à mudanças de composição, formando pertitas em forma de "chama" e albitas lamelares (Passchier & Trouw, 2005).

Em temperaturas entre 500-600°C dominam os mecanismos de deslocamento e recristalização, principalmente BLG com crescimento de novos grãos formando estruturas de núcleo e manto. Para temperaturas acima de 600°C, ocorrem recuperação e formação de mimerquitos ao longo dos cristais de feldspatos, paralelos a foliação (Passchier & Trouw, 2005).

9. MATERIAIS E MÉTODOS

A primeira etapa deste estudo consistiu em uma revisão bibliográfica da ocorrência de quartzo-milonitos no ESrg, identificando as principais ocorrências e dando ênfase à área de estudo proposta. A revisão bibliográfica serviu para identificar a evolução do conhecimento geológico tanto sobre o tema como sobre a área de estudo, as diferentes hipóteses sobre a gênese das cristas de quartzo-milonitos e a problemática a respeito destas hipóteses. Com base nisso foram determinados os objetivos e os métodos e técnicas a serem abordados no presente trabalho.

A segunda etapa consistiu na elaboração de perfis de campo, para análise geológica e estrutural de milonitos a sudoeste do Domo de Santana. Os perfis foram elaborados com base em mapas geológicos elaborados por Jost & Bitencourt (1980) e Porcher & Fernandes (1990). As cristas de quartzo-milonito foram delimitadas por

sensoriamento remoto no programa *Google Earth* e foi definida a área de estudo de detalhe levando-se em conta a estrutura regional e os contatos entre as rochas da região (Fig. 12).

Para a realização da etapa de campo foi utilizado um veículo disponibilizado pela Universidade Federal do Pampa – Campus Caçapava do Sul. Nesta etapa, os materiais usados para aquisição de dados e documentação das informações foram martelo e marreta para coleta de amostras, caderneta de campo para anotações dos aspectos geológicos e estruturais, lupa de mão para identificação de minerais, máquina fotográfica para registro de imagens de afloramentos. Também foram utilizadas bússolas para medição de atitude de estruturas e orientação em campo, com auxílio de mapas confeccionados na etapa anterior e GPS para determinação do local e documentação das informações coletadas.

Na etapa de campo também foram coletadas amostras orientadas para análise microestrutural, para fins de conferir as características espaciais das estruturas e o esquema de eventos.

A terceira etapa consistiu na análise petrográfica no Laboratório de Mineralogia e Petrografia da Universidade Federal do Pampa – Campus Caçapava do Sul, onde foram utilizadas lupa de mesa para definição mineralógica das amostras. Na etapa de microscopia foram analisada as lâminas correspondentes as amostras orientadas tiradas em campo, confeccionadas também no Laboratório de Mineralogia e Petrografia do Campus. Foram analisadas ao todo 8 lâminas através de um microscópio de polarização binocular da marca *Carl Zeiss*, modelo Axio Lab A1, com aumento de 50X até 500X no Laboratório de Microscopia da Universidade Federal do Pampa – Campus Caçapava do Sul. A partir da observação em nicois paralelos e cruzados, permitiu-se identificar os componentes mineralógicos e microestruturais das rochas analisadas.

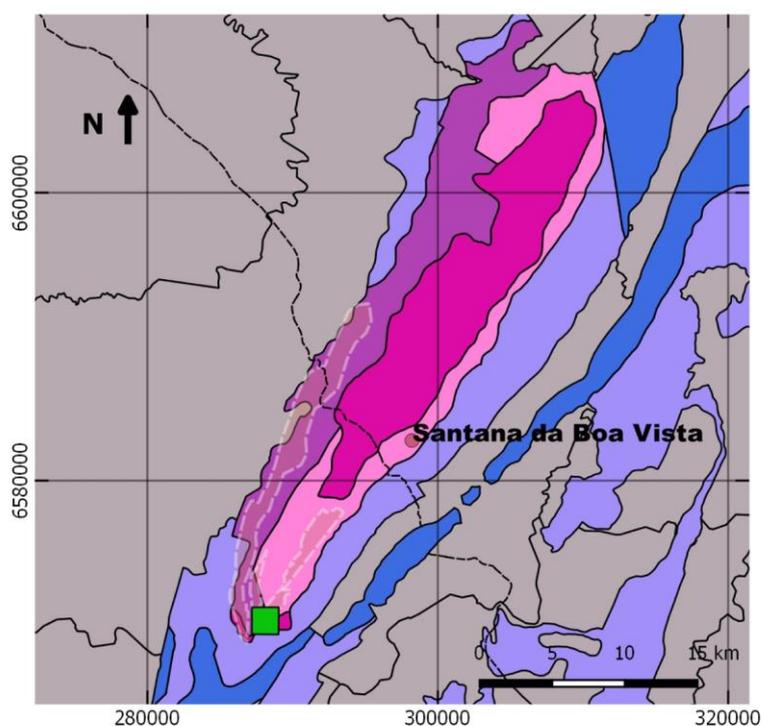
10 RESULTADOS

10.1 Geologia e Estruturas

A área estudada apresenta como característica marcante o forte controle estrutural associado à antifórme regional Domo de Santana, de orientação NE-SW, cujo eixo tem entre baixo e médio (~30°) caimento para SW (Jost & Bitencourt,

1980). Esta estrutura regional é responsável pelo dobramento de uma estrutura planar materializada por uma foliação milonítica, contendo uma lineação de estiramento, e representa uma antiga zona de cisalhamento (Porcher, 1992). A região tem um relevo caracterizado por serras estreitas e alongadas e depressões que formam vales com sangas e arroios, frequentemente alinhados, que deságuam no Rio Camaquã. Entre os altos topográficos, citam-se as cristas de quartzomilonitos que se destacam topograficamente.

Figura 12 – Mapa geológico da região de Santana da Boa Vista, com destaque para a área de estudo (detalhe na Figura 13).



Legenda

- Área de estudo
- Santana da Boa Vista
- BR 392
- Rochas vulcânicas e sedimentares indivisas
- Quartzitos
- Metagranitoides
- Sienogranito
- Metassedimentares (Complexo Metamórfico Porongos)
- Ortognaisses
- Gnaise Encantadas

Fonte: modificado de CPRM (2002).

A análise estrutural e petrográfica realizada neste trabalho teve seu enfoque na região sudoeste do domo, próximo à linha de charneira da mega estrutura. Foram encontradas unidades litológico-estruturais associadas ao Complexo Encantadas, sendo elas: granitoides milonitizados, quarto-milonitos e filonitos. Estes ocorrem como corpos intercalados tectonicamente em diferentes escalas.

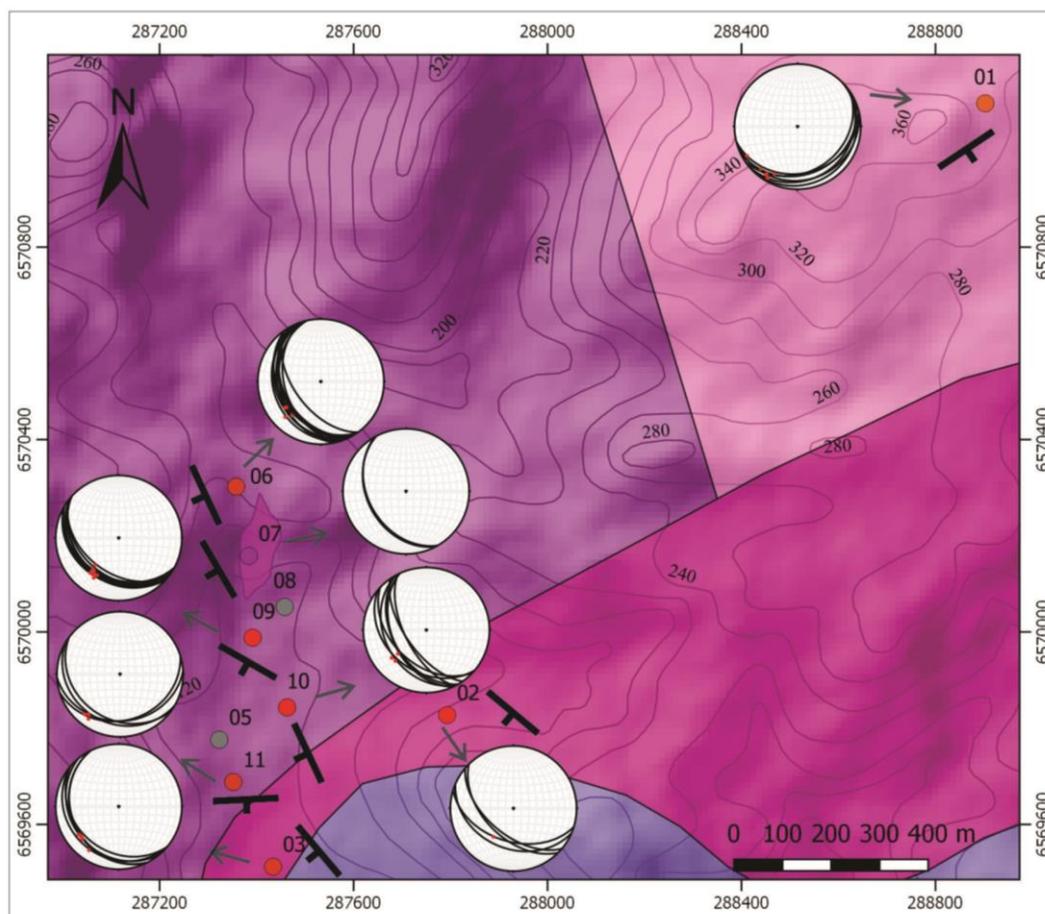
As unidades possuem estruturas de deformação dúctil, dúctil-rúptil e rúptil. As principais estruturas de deformação dúctil são uma foliação milonítica/ metamórfica, com mergulho entre baixo e médio para SW e SE, e uma lineação de estiramento com caimento baixo a médio predominantemente para SW (Fig. 13). Como estruturas dúcteis-rúpteis destacam-se bandas de cisalhamento (*shear bands*) da foliação principal e como estruturas rúpteis um intenso faturamento multidirecional e uma clivagem paralela à foliação principal. As *shear bands* encontradas tinham muita variação geométrica nas diferentes unidades, foram encontradas poucas ocorrências e sua interpretação em termos de cinemática e dinâmica não foi detalhada.

10.1.1.1 Quartzo-milonitos e Filonitos

Os quartzo-milonitos são caracterizados como uma rocha metamórfica, de cor clara, alaranjada, de textura fina e foliação milonítica planar, retilínea, bem marcada, de espaçamento milimétrico, mergulhando para SW e SE, predominantemente de baixo ângulo de mergulho (Fig. 14A-D). Possuem uma lineação bem marcada pelo estiramento do quartzo, com baixo ângulo de caimento para SW (Fig. 14D). Assim, a rocha é classificada como um tectonito do tipo S-L. A mineralogia é composta predominantemente de quartzo, contendo em menor proporção feldspato e, em alguns afloramentos, foi observado muscovita.

É possível observar porfiroclastos de feldspato e quartzo majoritariamente simétricos (Fig. 14C). Os porfiroclastos de feldspato são geralmente maiores que os de quartzo e apresentam estrutura manto núcleo, envoltos por material quartzoso. Alguns desses porfiroclastos são assimétricos e apresentam movimentação indicando topo para NE. Foi encontrado um indicador cinemático do tipo agregados sigmoides assimétricos de quartzo estirados, também indicando um sentido de topo para NE.

Figura 13 – Mapa Geológico Estrutural de detalhe da área de estudo.



Fonte: modificado de CPRM (2002).

O tamanho dos porfiroclastos difere em alguns afloramentos. Ao sul da área estudada tem-se porfiroclastos maiores, onde nota-se também uma variação da atitude da foliação. Neste local ela mergulha para S, diferente das direções SW e SE predominantes nos outros afloramentos. Localmente também são observadas bandas de cisalhamento (*shear bands*) na foliação (Fig. 14E), na região sul e a nordeste da área de estudo, sendo esta última onde os quartzos-milonitos encontram-se mais cataclásados. As *shear bands* têm alto ângulo de mergulho, com eixo de crenulação com baixo a médio ângulo, e apresentam cinemática sinistral.

Os filonitos afloram intercalados com os quartzo-milonitos, possuem uma cor castanho avermelhado e geralmente encontram-se bastante alterados, geralmente já com aspecto de solo (Fig. 14F). Possuem textura fina, contendo muscovita biotita, feldspato, quartzo e óxidos de ferro. O quartzo ocorre em fitas e em veios. Os filonitos possuem uma foliação milonítica planar, bem marcada, de espaçamento milimétrico, mergulhando para SW com médio ângulo. Assim como os quartzo-milonitos, possuem *shear bands* de alto ângulo de mergulho e eixo de crenulação de baixo a médio caimento, com cinemática sinistral (Fig. 14F). Não foi possível observar uma lineação de estiramento bem marcada. Assim, a rocha foi classificada como um tectonito S. É possível observar boudins de veios de quartzo paralelos à foliação.

10.1.1.2 Granitoides Milonitizados

Os granitoides milonitizados apresentam diferenças tanto composicionais como estruturais em escala mesoscópica. Em campo notou-se intercalações de rochas máficas e félsicas, apresentando foliação milonítica algumas vezes mais evidente, planar e retilínea, outras mais anastomosada e até crenulada, com dobras de escala decimétrica (Fig 15A-F). A foliação mergulha com baixo a médio ângulo para SW e a lineação de estiramento, mais incipiente, tem entre baixo e médio caimento para SW (Fig. 15B). Assim, os granitoides foram classificados como tectonitos S>L. Localizadamente, são observados porfiroclastos de feldspato e plagioclásio assimétricos, utilizados como indicadores cinemáticos, sugerindo uma movimentação de topo pra NE (Fig.15A). Assim como os quartzo-milonitos e filonitos, também possuem *shear bands* de alto ângulo de mergulho com eixo de crenulação de baixo a médio caimento, que indicam um movimento sinistral (Fig. 15E).

Em um afloramento de 10 m de comprimento, visto em drenagem, observou-se uma grande variação composicional e estrutural de um material granítico. No início do afloramento observou-se uma rocha com uma foliação planar, milimétrica e uma lineação de estiramento bem marcada, muito parecida estruturalmente com o quartzo-milonito (Figs. 15C e 15D). Sua textura é fina e a mineralogia consiste em biotita, muscovita, plagioclásio e quartzo. Intercalada a ela, no mesmo afloramento, observaram-se bandas de uma rocha mais félsica, de cor castanho avermelhado, com uma foliação milimétrica não tão bem marcada, composta predominantemente

por feldspato alcalino, contendo em menor quantidade plagioclásio, biotita e quartzo, de textura muito fina. Ocorrem também bandas máficas, com uma foliação pouco marcada, mais xistosa. A textura é fina e a foliação é marcada por biotita e muscovita, sendo a rocha também composta por plagioclásio e quartzo.

Na unidade dos granitoides milonitizados foi encontrada também uma rocha de coloração escura, rica em minerais máficos, com foliação incipiente e por vezes crenulada, não sendo possível identificar uma lineação. A rocha tem textura fina e sua matriz é composta por plagioclásio, anfibólio e biotita, contendo porfiroclastos de anfibólio. Essa rocha foi classificada como um metatonalito máfico (Fig. 15F).

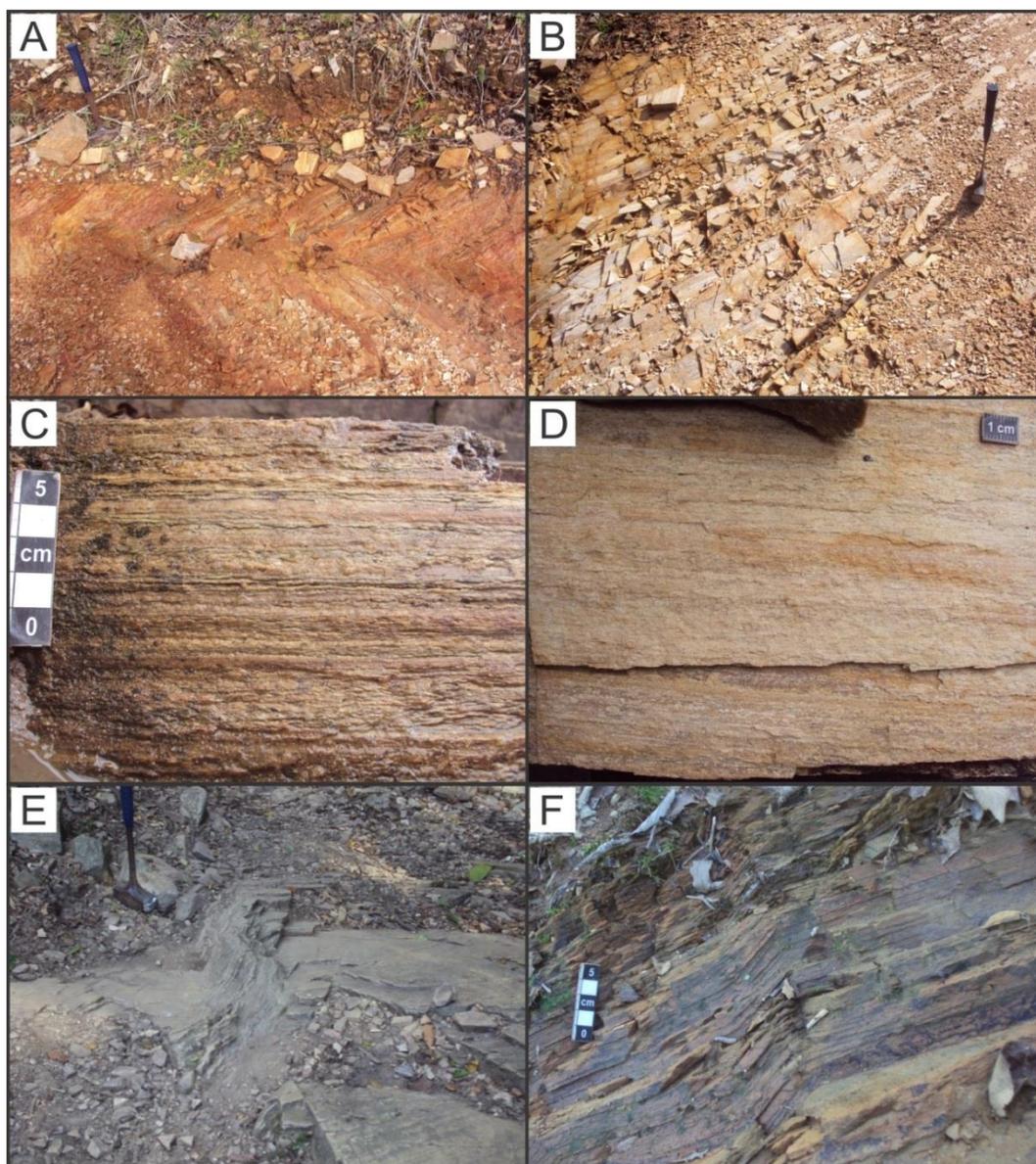
10.2 Estruturas

A partir da interpretação dos estereogramas pode-se fazer uma análise geométrica das estruturas vistas em campo (Fig. 16A-C). Os quartzo-milonitos e os filonitos apresentam uma foliação milonítica (Smil) que mergulha para SW e SE (Fig. 16B). O mergulho da foliação é entre baixo e médio ($\sim 30^\circ$) para SW e baixo para SE ($< 30^\circ$). A lineação de estiramento tem caimento predominante para SW, com baixo a médio ângulo.

Os granitoides apresentam foliação milonítica mergulhando predominantemente para SW, com baixo a médio ângulo, com lineação de estiramento caindo para SW com médio a alto ângulo (Fig. 16C).

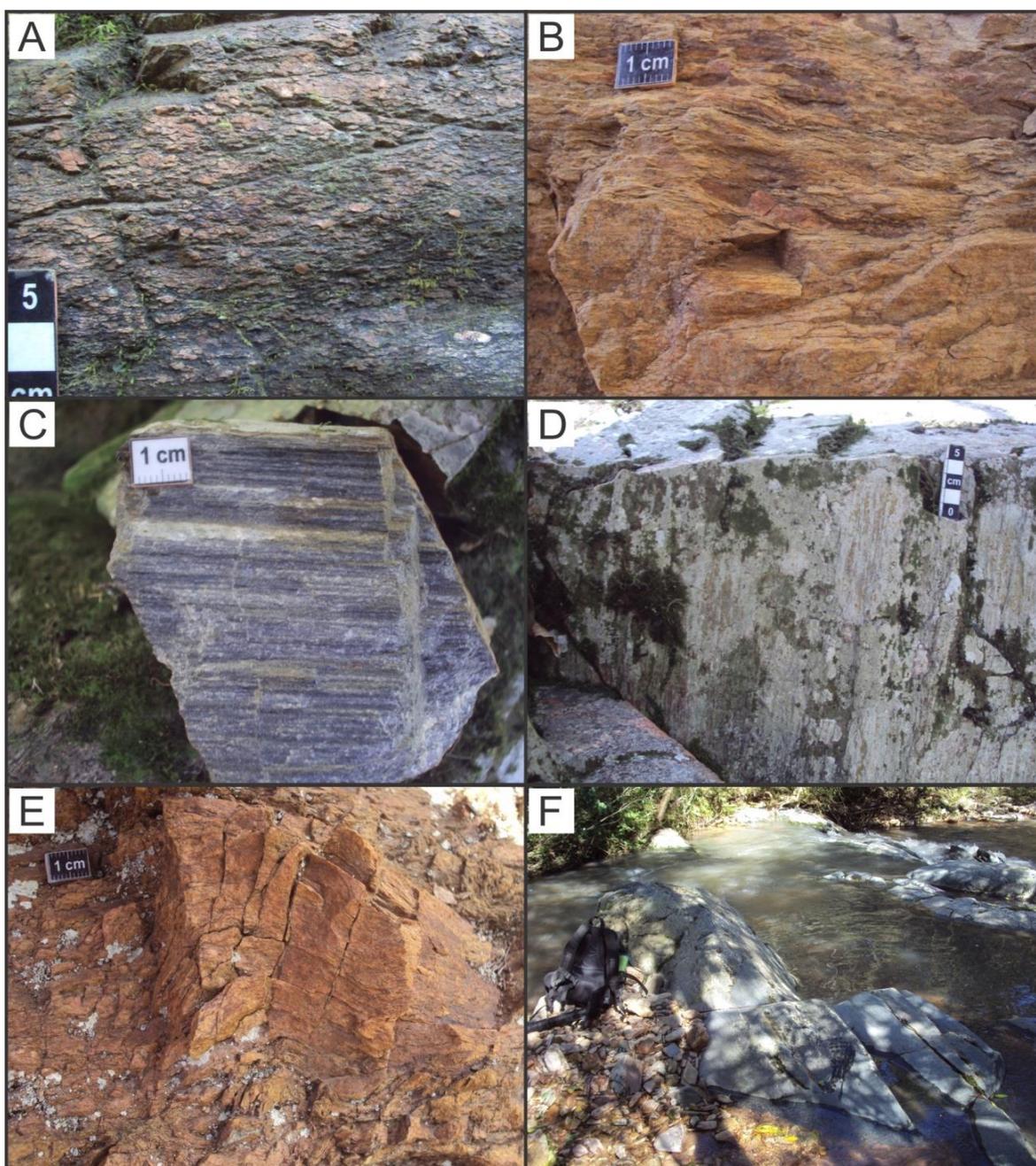
Os estereogramas apresentam algumas características comuns entre as diferentes unidades encontradas, como a atitude da foliação milonítica mergulhando para SW e da lineação de estiramento caindo também para SW. De modo geral, os estereogramas evidenciam um evento deformacional comum às duas unidades estudadas, formando uma estrutura antiformal com plano axial de direção NE-SW e eixo caindo na direção SW, paralelo à lineação de estiramento (Fig. 16A). O padrão de dispersão da foliação é resultado da rotação nas proximidades da linha de charneira do Domo de Santana, discutido posteriormente no item de discussão dos resultados.

Figura 14 – Características de campo dos quartzo-milonitos e filonitos estudados. A) Afloramento em lajeado de estrada do quartzo-milonito, demonstrando uma rocha com foliação penetrativa mergulhando para esquerda da foto. A rocha apresenta uma coloração alaranjada, com porções avermelhadas intercaladas paralelamente à foliação. B) Afloramento em lajeado de estrada do quartzo-milonito, com destaque para um intenso fraturamento e clivagem paralela à foliação, evidenciada pelos fragmentos tabulares. C) Detalhe da foliação milonítica dos quartzo-milonitos. D) Detalhe da lineação de estirramento dos quartzo-milonitos. E) Detalhe das *shear bands* sinistras dos quartzo-milonitos. F) Aspecto de campo dos filonitos, demonstrando uma rocha com foliação finamente espaçada, alterada, rica em filossilicatos, apresentando *shear bands* sinistras.



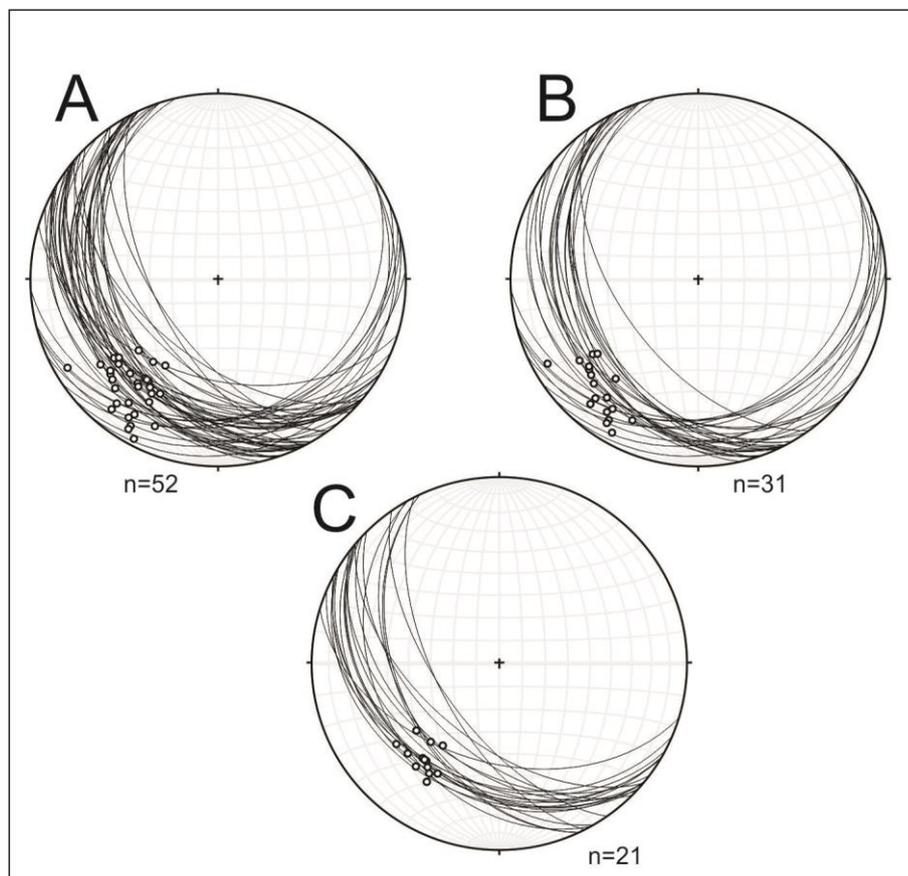
Fonte: autor.

Figura 15 – Características de campo dos granitoides miloníticos. A) Aspecto da foliação milonítica dos granitoides, apresentando porfiroclastos de feldspato estirados. B) Detalhe da foliação milonítica dos granitoides, com destaque para injeções leucocráticas estiradas e boudinadas. C) Detalhe da foliação de ultramilonitos dos granitoides, demonstrando uma foliação planar finamente espaçada. D) Detalhe da lineação de estiramento em ultramilonitos dos granitoides. E) *Shear bands* sinistras na foliação dos granitoides. F) Aspecto de campo dos metatonalitos máficos, apresentando uma rocha de cor cinza com foliação de alto ângulo de mergulho.



Fonte: autor.

Figura 16 – Estereogramas das unidades para foliações e lineações (traço ciclográfico dos planos; projeção em rede equiárea, hemisfério inferior. A)) Todas as estruturas observadas em campo. B) Quartzo-milonitos e filonitos. C) Granitoides milonitizados.



Fonte: Autor.

10.3 Petrografia E Microestruturas

A descrição petrográfica e microestrutural foi realizada através da descrição de oito lâminas petrográficas orientadas. Dessas, três são de quartzo-milonitos e cinco de granitoides milonitizados, não sendo possível a confecção de lâminas delgadas de filonitos devido ao estágio avançado de alteração dos mesmos. O objetivo dessa etapa foi documentar as ocorrências minerais das duas unidades, assim como as principais estruturas, descrevendo as microestruturas que se desenvolveram para posteriormente relacioná-las com a possível gênese e fases de

movimentação. As lâminas foram descritas com atenção voltada às microestruturas desenvolvidas em quartzo e feldspato.

10.3.1 Quartzo-Milonitos

Os quartzo-milonitos são caracterizados por uma textura inequigranular fina a grossa (0,01 a 3 mm) e forte orientação dos minerais, cujo estiramento imprime na rocha a foliação e a lineação bem desenvolvidas (Fig. 17A). Apresentam porfiroclastos e sua mineralogia consiste em quartzo, feldspato, muscovita e minerais acessórios como zircão.

Os porfiroclastos são de feldspatos, subédricos e variam de 0,1 a 1 mm, possuem contatos retos, por vezes, serrilhados. É possível observar fraturas intracristalinas perpendiculares à foliação (Fig. 17B). Em zonas mais deformadas, os porfiroclastos estão mais alongados (Fig. 17C), fragmentados e alterados para muscovita. É possível ver extinção ondulante em alguns pórfiros. Observou-se também porfiroclastos de quartzo em um afloramento ao sul da área, de 0,5 mm, subédricos, com contatos arredondados e muitas vezes concentrados em partes da rocha.

Na matriz observa-se uma diferença granulométrica, onde tem-se tanto uma textura fina quanto grossa. O quartzo varia de 0,01 a 0,5 mm, é granoblástico, variando de anédrico a subédrico, possuindo contatos serrilhados, irregulares, muitas vezes com grãos menores preenchendo as bordas, com alguns cristais englobando muscovita. Possuem extinção ondulante e formação de sug-grãos e novos grãos (Fig. 17D).

O feldspato da matriz é de textura granoblástica, subédrico e varia de 0,01 a 3 mm. Possui contatos retos e serrilhados e por vezes extinção ondulante e fraturas. A muscovita é de textura lepidoblástica e apresenta dois tipos distintos, um de textura mais fina (0,01 a 0,3 mm), que está em ângulo com a foliação principal e uma de textura mais grossa (0,05 a 0,5 mm), paralela à orientação de estiramento do quartzo. De forma geral, variam de 0,1 até 5 mm e muitas vezes envolvem porfiroclastos de feldspato. Foi possível também identificar zircões, em pequenas quantidades, subédricos, de faces levemente arredondadas, de 2 a 3 mm.

A análise modal dos quartzo milonitos mostra uma variação de 60-80% de quartzo, 10-30% de feldspato, 5 a 10 % de muscovita e 1% de minerais acessórios.

Os quartzo-milonitos apresentam microestruturas do tipo S-C em fitas de quartzo, que indicam um movimento predominantemente de topo para NE (Fig. 17A e 17D). As microestruturas em geral indicam recristalização dinâmica do quartzo por mecanismos de *bulging recrystallization* e recristalização por rotação de sub-grãos (Fig. 17E). Porfiroclastos de feldspatos e estruturas do tipo mica 'fish' em moscovitas também indicam o mesmo sentido de movimento (Fig. 17F). As microestruturas dos feldspatos evidenciam mecanismos rúpteis, com frequente quebra e fragmentação, por vezes apresentando texturas de exsolução de quartzo e formação de mica branca.

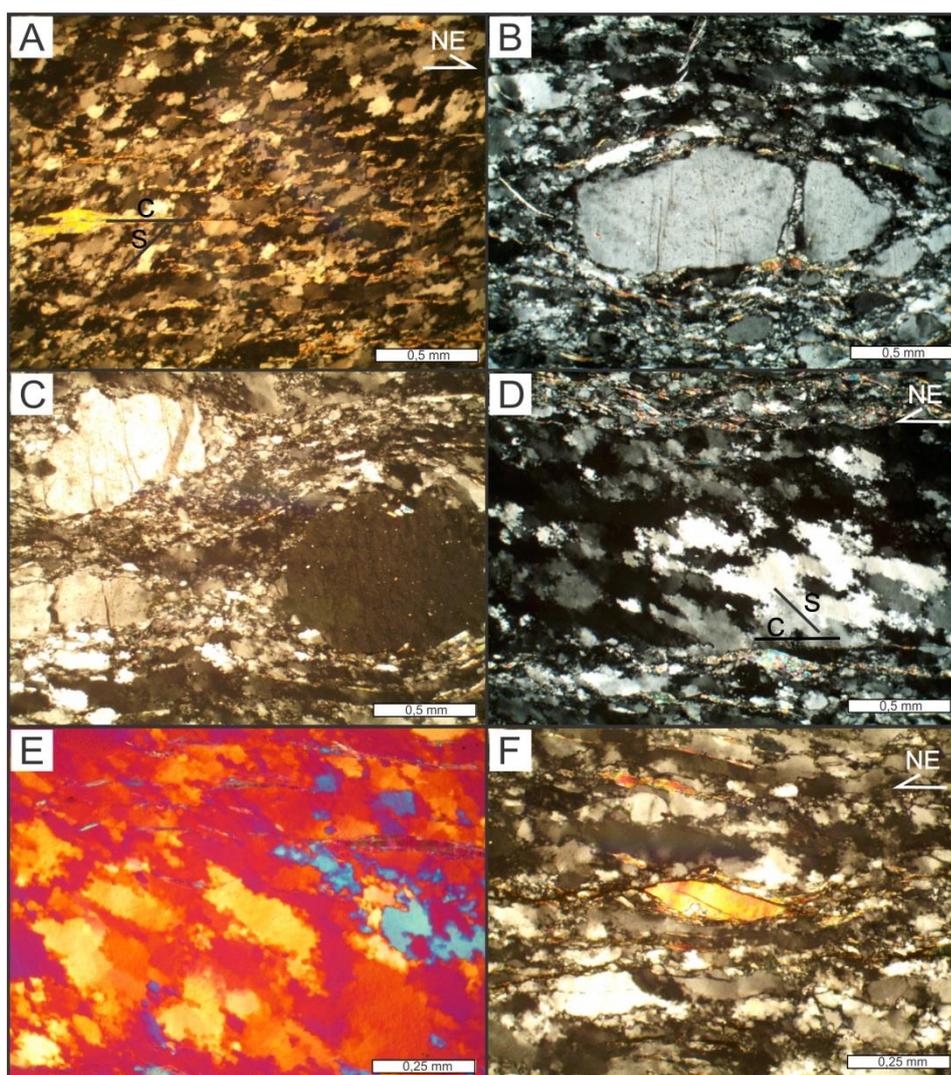
10.3.2 Granitoides Milonitizados

Os granitoides milonitizados podem ser divididos em duas subunidades, uma félsica e outra máfica (Figura 18A-F). A subunidade félsica é a mais frequente na área mapeada, caracterizada por uma textura inequigranular, variando de fina a grossa. A foliação varia de penetrativa a descontínua e de planar a anastomosada. Os minerais constituintes desta subunidade consistem em feldspatos (feldspato e plagioclásio), quartzo, biotita, clorita, anfibólio e minerais acessórios como o zircão.

Os feldspatos ocorrem como porfiroclastos e também na matriz (Figura 18A). Os porfiroclastos, de 0,5 mm em média, têm contatos serrilhados, são fraturados e possuem extinção ondulante. Ocorrem também em dimensões maiores de até 1,5 mm, de forma tabular e orientados, com contatos retos e serrilhados com extinção ondulante. Em algumas áreas os feldspatos ocorrem somente na matriz, de textura fina (0,01 a 0,05 mm), possuem contatos retos, extinção ondulante, por vezes fraturados e de contatos serrilhados, alterados para clorita e mica branca.

O quartzo ocorre como fitas e na matriz (Figura 18A). As fitas são compostas de quartzo recristalizado com textura mais grossa que a matriz (0,2 a 0,5 mm), com limites serrilhados, irregulares e levemente lobados, alguns com contatos retos. O quartzo presente na matriz é de textura granoblástica, textura fina (0,01mm), apresenta contatos retos, irregulares e serrilhados, podendo ou não ter extinção ondulante.

Figura 17 – Microestruturas dos quartzo milonitos (nicois cruzados). A) Foliação milonítica. *Ribbons* de quartzo intercalados com muscovita. Subgrãos e novos grãos têm ângulo com a fita e formam uma estrutura tipo S-C destal. B) Porfiroclasto de feldspato com fraturamento, evidenciando a diferença reológica com o quartzo. C) Porfiroclasto de feldspato em zona mais deformada, marcando um maior estiramento e fraturamento, formando caudas de material quartzo-feldspático recristalizado. D) Variações granulométricas realçando a foliação, intercalando porções ricas em quartzo com material quartzo-feldspático. Subgrãos e novos grãos de quartzo em ângulo com a fita formam uma estrutura tipo S-C sinistral. E) Detalhe dos mecanismos de recristalização do quartzo (foto com comparador): subgrãos e novos grãos alongados formados por recristalização por rotação de subgrãos, com contatos suturados e serrilhados evidenciando também mecanismos de *bulging recrystallization*. F) Mica-*fish* indicando movimento sinistral.



Fonte: autor.

Observou-se também a presença de mirmerquitas, devido à exsolução em porfiroclastos de feldspato, quase que completamente preenchido por um intercrescimento de grãos menores de quartzo e plagioclásio (Figura 18B).

A biotita tem textura fina (0,1 a 0,5 mm), lepidoblástica e varia de concentração em alguns locais, tendo altas concentrações em algumas amostras e ausente em outras. A clorita varia de textura fina a média (0,1 a 0,5 mm), lepidoblástica, de orientação paralela à foliação principal. Por vezes ocorrem como alteração dos porfiroclastos de feldspato.

Anfibólio ocorre raramente, com alguns cristais subédricos de 0,2 mm. Como mineral acessório, o zircão ocorre de textura fina (0,1 mm), subédrico e pouco arredondado.

A análise modal dos granitoides milonitizados félsico mostra uma variação de 50-60% de feldspato, 10-30% quartzo, 5 a 10 % de micas e 1% de minerais acessórios.

Em relação a esta unidade observa-se um aumento progressivo da deformação. Nas zonas de mais baixa deformação a foliação é mais anastomosada, com porfiroclastos de feldspatos mais salientes e fitas de quartzo menores e descontínuas (Figura 18C). Nas zonas de mais alta deformação a foliação milonítica é mais penetrativa, planar, sem a presença de porfiroclastos e as fitas de quartzo são maiores e mais alongadas (Figura 18D). Em relação às micas, nas amostras mais deformadas observou-se que a biotita e a clorita têm textura lepidoblástica mais marcada.

A subunidade dos granitoides milonitizados máficos possui uma textura de fina a grossa. Observa-se também uma variação na foliação, de milonítica planar a anastomosada (Figura 18E) até uma foliação xistosa (Figura 18F), de textura mais fina, mais marcada. Essa subunidade é composta de plagioclásio, anfibólio, biotita e clorita. Nos termos menos deformados, o feldspato (plagioclásio) ocorre como porfiroclastos e na matriz. Os porfiroclastos são subédricos, variam de 0,5 a 1,5 mm e possuem maclas da albita ainda preservadas. Na matriz são subédricos, de textura fina (0,1mm), equigranulares e com textura porfiroclástica.

O anfibólio ocorre como porfiroclastos, estando presentes também na matriz. Os porfiroclastos variam de 0,2 a 1,5 mm, subédricos, com contatos retos e bem alterados (cloritização), com inclusões de clorita e estrutura manto e núcleo com

sombras finas de plagioclásio e clorita (0,01mm). Podem apresentar textura nematoblástica. Uma intensa cloritização também é verificada no plagioclásio.

A biotita e a clorita são de textura lepidoblástica de 0,05 mm a 0,5 mm, marcando a foliação. Ocorrem muitas vezes como alteração dos porfiroclastos de anfibólio e plagioclásio.

Nos termos mais deformados, a textura é mais fina e a foliação é finamente espaçada, bem marcada, dando à rocha um aspecto xistoso. O plagioclásio está mais cloritizado e o anfibólio se altera para biotita. A foliação ondulada vista nos termos menos deformados dá lugar a uma rocha com duas foliações.

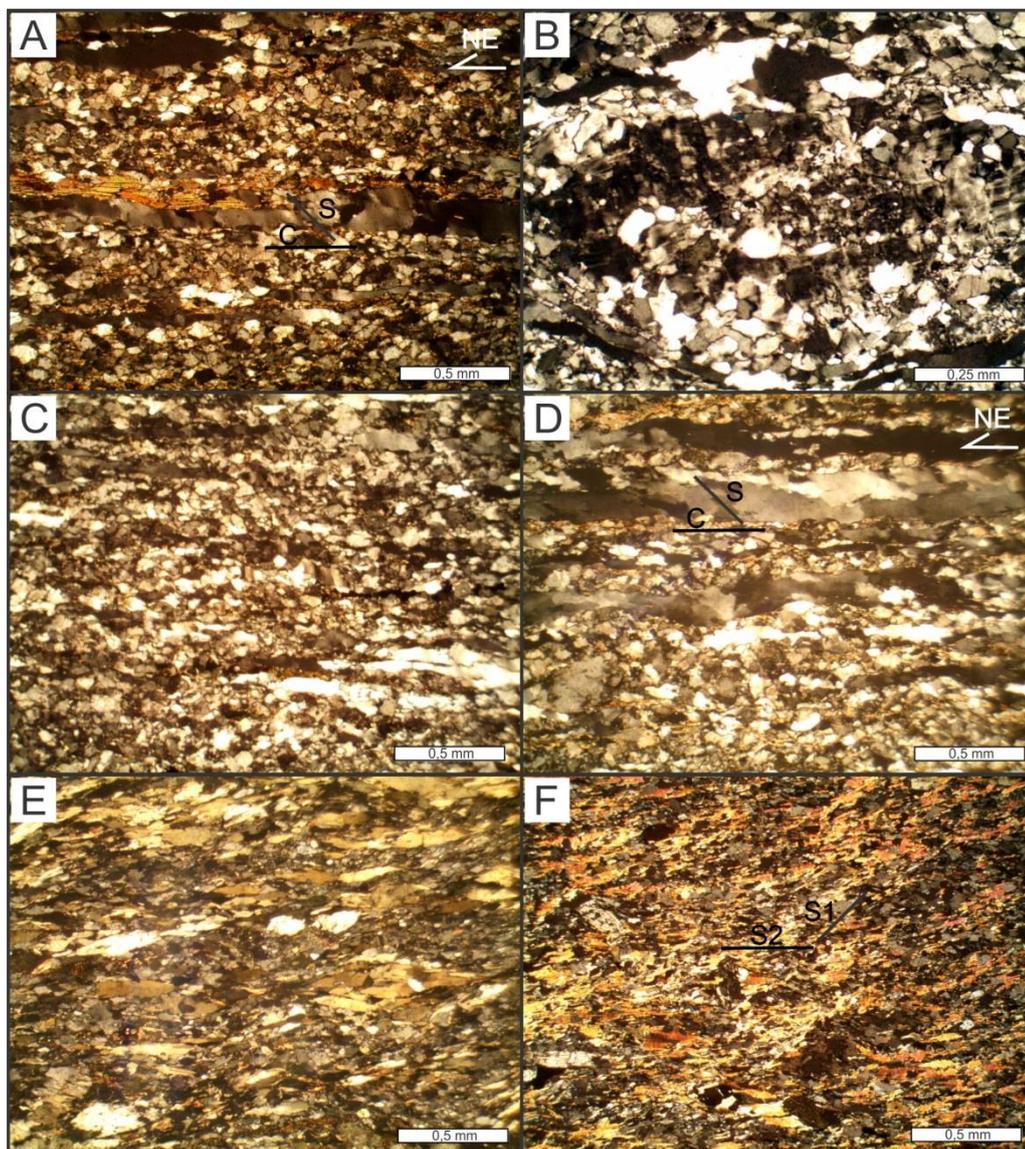
A análise modal do termo máfico dos granitoides é de 30-40% plagioclásio, 10-20% anfibólio, 10-25% biotita e 10-25% clorita.

De modo geral, os granitoides milonitizados apresentam microestruturas de recristalização dinâmica do quartzo, muito semelhantes com as observadas nos quartzo-milonitos. Os porfiroclastos de anfibólio e de plagioclásio apresentam uma assimetria que indica um movimento de topo para NE. Exceção a essa característica é vista nos termos máficos menos deformados, onde se vê uma foliação crenulada, com indicadores que não conferem com as demais litologias do estudo. Como visto em campo, a geometria da foliação destas rochas tem maior mergulho e a lineação de estiramento não é visível.

As microestruturas presentes nos quartzos indicam recristalização dinâmica por *bulging recrystallization* e recristalização por rotação de subgrãos, semelhante ao observado nos quartzo milonitos.

Nos termos máficos, os porfiroclastos de anfibólio são simétricos, sendo difícil determinar um sentido de movimento. Já nos porfiroclastos de plagioclásio observa estruturas do tipo sigmoidais, sugerindo uma movimentação de topo para NE.

Figura 18 – Microestruturas dos granitoides miloníticos (nicos cruzados). A) Aspecto textural geral, evidenciando uma matriz porfiroclástica e fitas de quartzo com subgrãos e novos grãos em ângulo, formando uma estrutura tipo S-C sinistral. B) Microestrutura de exsolução de quartzo em feldspatos (o antigo cristal encontra-se parcialmente extinto). C) Granitoide milonítico em zona de mais baixa deformação, demonstrando o início de formação de fitas de quartzo. D) Granitoide milonítico em zona de mais alta deformação, demonstrando a formação de fitas de quartzo segregado. Subgrãos e novos grãos em ângulo com a fita, caracterizando uma estrutura tipo S-C sinistral. E) Aspecto textural dos granitoides máficos em zona de mais baixa deformação. F) Aspecto textural dos granitoides máficos em zona de mais alta deformação, com redução da granulometria e formação de uma nova foliação e preservando resquícios da primeira.



Fonte: autor.

11 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A partir dos dados de campo pode-se levantar importantes questões quanto à gênese das faixas miloníticas vistas em campo. Observou-se grande variação textural, uma progressão da deformação característica pela redução do tamanho de grãos, estiramento mineral e desenvolvimento da foliação milonítica.

No estereograma de todas as estruturas medidas em campo pode-se ver uma atitude da foliação mergulhando para SW e SE e a lineação de estiramento com caimento para SW. Esses dados condizem com as feições da anticlinal do Domo de Santana, de orientação NE-SW, cujo eixo tem entre baixo e médio ($\sim 30^\circ$) caimento para SW (Jost & Bitencourt, 1980). Analisando cada unidade, tanto os quartzomilonitos quanto os filonitos e os granitoides milonitizados, percebe-se atitudes muito semelhantes da foliação e da lineação, o que reforça a hipótese de que essas rochas tenham sido expostas aos mesmos eventos de deformação.

Outra característica importante é a variação litológica destas rochas em uma pequena escala e a identificação de filonitos na região, o que sugere a presença de fluidos durante o cisalhamento da região, resultando em uma segregação metamórfica de escala mesoscópica. A atividade hidrotermal também é sugerida pela intensa cloritização vista em biotitas, anfibólios e plagioclásios.

Na análise microestrutural observaram-se estruturas de baixa a média temperatura (280-500°C), como os mecanismos de recristalização do quartzo, que incluem recristalização por rotação de subgrãos e formação de novos grãos nas bordas de cristais reliquiares por mecanismos de *bulging recrystallization*. Algumas estruturas no quartzo sugerem a segregação metamórfica, como *ribbons* de quartzo (fitas de textura grossa), segregação e exsolução do quartzo em feldspatos muito fraturados e alterados. Esta variação na intensidade de formação das fitas de quartzo pode ser vista tanto de uma amostra para outra dentro do mesmo afloramento, assim como em diferentes afloramentos, e fica muito sugestiva quando é vista de forma progressiva dentro da mesma lâmina.

Nos feldspatos as estruturas principais são fraturas intracristalinas, alteração de feldspato para micas, muitas vezes vistas em cristais reliquiares de feldspato envoltos por mica e quase que completamente preenchidos por quartzo (mirmirquititas), sugerindo também a segregação metamórfica do mesmo. Assim, os mecanismos de deformação dos feldspatos foram rúpteis e de alteração dos

minerais, não havendo a formação de novos grãos. As fraturas nos feldspatos não se propagam na rocha, sugerindo a formação sintectônica destas com a milonitização. Esse mecanismo rúpteis nos feldspatos sugerem temperaturas inferiores a 500°C.

Os indicadores cinemáticos tirados em todas as unidades indicaram um movimento de topo para NE, que está de acordo com a literatura e sugere um movimento convergente em um regime de cavalgamento. Isto pode ser determinado ao analisar as estruturas nos estereogramas.

A partir dos termos máficos pode-se observar a progressão da deformação, onde um termo menos deformado (reliquiar) apresenta uma paragênese mineral e estruturas que diferem das observadas nas demais rochas da área. Essa rocha marca o retrometamorfismo que ocorre na região, da fácies anfíbolito para xisto verde. Assim, sugere-se que a milonitização, que confere com as estruturas e fácies metamórfica do termo máfico mais deformado, ocorreu em fases tardias de deformação da região.

Enquanto que as foliações com mergulho para SW contém uma lineação caindo também para SW com *rake* alto, as foliações que mergulham para SE também têm a lineação caindo para SW, porém com *rake* baixo. Se considerar estas duas direções principais como o resultado do dobramento relacionado ao Domo de Santana, a linha de intersecção confere com o eixo da dobra regional. Rotacionando-se as estruturas de mergulho SE sobre este eixo, a atitude da lineação de estiramento será igual às estruturas de mergulho SW. Com isso, a foliação de mergulho para SW estaria na charneira e a de mergulho para SE estaria no flanco da dobra (Fig. 17).

A partir da análise estrutural, petrográfica e das microestruturas das rochas encontradas nos perfis de campo encontrou-se evidências que corroboram com hipóteses existentes para a gênese dessas rochas, tanto em relação ao protólito quanto em relação ao contexto geotectônico.

As rochas da região apresentam microestruturas e associações minerais coerentes com uma deformação dúctil progressiva de baixo grau metamórfico típico da fácies xisto verde, como determinado Porcher & Fernandes (1990). Porém as rochas metamáficas indicam que as condições metamórficas alcançadas para essas rochas são da fácies anfíbolito, registradas nos porfiroclastos de anfibólio e plagioclásio com um retrometamorfismo para a facie xisto verde, registrado na

cloritização dos pórfiros de plagioclásio e na alteração do anfibólio para biotita. Interpreta-se isso como uma herança do protólito antes da deformação principal estudada.

Os resultados obtidos a partir dos dados estruturais e microestruturais coletados são consistentes com aqueles referentes à análise cinemática na literatura, com base nos indicadores mesoscópicos e microscópicos, mostrando igualmente sentido de fluxo de topo para NE. Esses indicadores cinemáticos ocorrem em forma de forma assimétrica, tramas de estrutura S-C, orientação de minerais e porfiroclastos estirados, típicos de deformação não-coaxial. Essa relação configura com um contexto estrutural de cavalgamento já proposto por Jost & Bitencourt (1980) e Machado et al. (1987).

As ocorrências de quartzo como *ribbons* e mirmequitas nos granitoides félsicos evidencia estágios de segregação deste mineral, com um aumento na mobilidade da sílica. Isso é evidenciado em um aumento progressivo de fitas de quartzo, de irregulares a contínuas, em uma matriz quartzo-feldspática, o que sugere uma segregação metamórfica dos granitoides Porcher & Fernandes (1990). Em algumas porções dos milonitos tem-se um estágio bem avançado de segregação, onde alteram-se bandas micáceas com bandas de quartzo e os porfiroclastos de feldspato quase desaparecem. O tamanho dos grãos de quartzo em *ribbons* evidencia que pode ter ocorrido a temperaturas de recristalização mais elevadas ou a recristalização dinâmica em taxas de *stress* menores, permitindo o crescimento do grão, sendo esse aumento de temperatura gerado por percolação de fluidos.

A presença de filonitos intercalados em pequena escala com os quartzo-milonitos reforçam essa hipótese de percolação de fluidos, provavelmente relacionado à segregação de feldspato, gerando quartzo e mica branca e também a remobilização do quartzo, pois com o aumento da mobilidade da sílica os cristais de quartzo podem ser dissolvidos e precipitados novamente, marcando *strain softening* nestas regiões (Mesquita et al., 2011).

12 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com os resultados obtidos nesse trabalho pode-se evidenciar a semelhança entre os quartzo-milonitos e filonitos da região com os granitoides milonitizados, tanto em relação às atitudes das estruturas, como também suas geometrias e

ocorrências intercaladas em pequenas escala, assim como as características microestruturais e composicionais.

A presença de filonitos intercalados em pequena escala com os quartzo-milonitos e os *ribbons* de quartzo e mirmequitas em granitoides félsicos reforçam a hipótese de percolação de fluidos e remobilização de sílica para formar rochas ricas em quartzo e rochas ricas em micas, podendo ser vistas em escala mesoscópica como sugerido por Mesquita *et al.* (2011) para outras regiões. Portanto, estes processos estão provavelmente relacionados à segregação de quartzo e feldspato a partir da matriz quartzo-feldspática de granitoides milonitizados, gerando quartzo e mica branca, marcando regiões de *strain softening* como sugerido por Porcher & Fernandes (1990), Porcher (1992) para a região do Domo de Santana.

Porém, isso não descarta a hipótese de que quartzo-milonitos em outras região do Domo de Santana tenham origem sedimentar, como proposto por Fragoso-Cesar *et al.* (1990) e Jost & Bitencourt (1980). Para isso, em estudos futuros deve-se elaborar perfis perpendiculares sobre as cristas de quartzo-milonitos em todo o Domo, para análises estruturais, petrográficas e de microestruturas, principalmente nos contatos com as supracrustais do CMP. Além disso, estudos metamórficos detalhados, através da geotermobarometria, que possam incluir a estimativa das temperaturas e pressões e das atividades determinantes da deformação seriam de grande valia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CENTENO, A.P. **Os granitoides sintectônicos pós-colisionais Sanga do Areal, intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos, Região de Quitéria, RS.** Porto Alegre, 65p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2012.

CHEMALE JR F. **Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense.** In: HOLZ M AND DE ROS LF (Eds), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Centro de Investigação do Gondwana, Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 13-52, 2000.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil., 2002. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande Do Sul.** Disponível em: <http://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html> . Acesso em: 18 maio 2018.

FALEIROS M. F., CAMPANHA G. A. C., BELLO R. M. S., FUZIKAWA K. **Quartz recrystallization regimes, c-axis textures transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil).** *Tectonophysics*. 485, 193-214, 2010.

FERNANDES, L. A., TOMMASI, A., VAUCHEZ, A., PORCHER, C. C.; MENEGAT, R., & KOESTER, E. **Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu: caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano.** *Brazilian Journal of Geology*, 23(3): 224-233, 1993.

FONTANA, E., NARDI, L.V.S., DE FÁTIMA BITENCOURT, M., & KNIJNIK, D. B. **Caracterização geoquímica e petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul.** *Geologia USP. Série Científica*, 12(3):33-56, 2012.

FOSSEN, H. **Structural geology.** UK, Cambridge University Pres. 583p, 2010.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S. **O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais... SBG, 31, Camboriú, 5: 2879-2891, 1980.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S., Machado, R., Monteiro & Sallet, R. **Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense: uma introdução ao problema.** *Acta Geológica Leopoldensia*, 30:75-93, 1990.

GREGORY, T. R., DE FÁTIMA BITENCOURT, M., NARDI, L. V. S., FLORISBAL, L. M., & CHEMALE, F. **Geochronological data from TTG-type rock associations of the Arroio dos Ratos Complex and implications for crustal evolution of southernmost Brazil in Paleoproterozoic times.** *Journal of South American Earth Sciences*. 57: 49-60, 2015.

HARTMANN, L. A.. **Deepest Exposed Crust Of Brazil - Geochemistry Of Paleoproterozoic Depleted Santa Maria Chico Granulites.** *Gondwana Research, Japão*, v. 1, n. 3/4, p. 331-341, 1998.

HARTMANN, L. A., CHEMALE JR., F, PHILIPP, R. P. **Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré- Cambriano.** In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C.. (Org.). **50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul.** Instituto de Geociências. Contribuições.. 1ª ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, v. 1, p. 97-123. 2007.

HARTMANN, L.A., PORCHER C. C., REMUS, M. V. D. **Evolução das Rochas Metamórficas do Rio Grande do Sul.** In: Instituto de Geociências – Geologia do Rio Grande do Sul. Editora CIGO/UFRGS. Porto Alegre, 444p, 2000.

HASUI, Y.; CANEIRO, C. DAL R.; COIMBRA, A. M. **The Ribeira Fold Belt.** *Rev. Bras. Geociências*, 6(3): 257-66, 1975.

HASENACK, H.; WEBER, E. (ORG.) **Base cartográfica vetorial contínua do Rio Grande do Sul - escala 1:50.000.** Porto Alegre: UFRGS Centro de Ecologia. 2010. 1 DVD-ROM. (Série Geoprocessamento n.3). ISBN 978-85-63483-00-5 (livreto) e ISBN 978-85-63843-01-2 (DVD).

JOST & BITENCOURT, M. F. **Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul.** *Acta Geologica Leopoldensia*, 4: 27-60, 1980.

KNIJNIK D. B., BITENCOURT, M.F. & GREGORY, T.R. **A Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval e o magmatismo precoce do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro.** In: XIV SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. Anais... Ouro Preto, 2013.

LUSA M., PHILIPP R.P., NARDI L. V. S, **Geoquímica e petrologia dos metagranitos do Complexo Encantadas, Santana da Boa Vista (RS): a evolução de uma margem continental ativa no Paleoproterozóico.** *Revista Brasileira de Geociências*, 40:2. 151-166, 2010.

MACHADO, R; FRAGOSO CESAR, A.R.S. & FACCINI, U.F. **O Domo de Santana (RS): Domo gnáissico manteado ou uma figura de interferência tipo domo e bacia?** Atas, 3º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba. SBG, I: 167-82, 1987.

MELLO, J.V.T. **Caracterização Geológica e Estrutural dos Filonitos e Quartzo Milonitos da Região de Quitéria, RS.** Porto Alegre, 66p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2015.

MESQUITA, M.J.M.D. **Petrografia dos granitoides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piraniti/Quitéria, RS).** Porto Alegre 295p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1991.

MESQUITA, M. J., GOMES, M. B., & PIKANÇO, J. A **Controvérsia do Filonito.** In: XIII SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. Anais..., Campinas, v.1, p. 109-112, 2011.

MESQUITA, M. J.; FERNANDES, L. A. **Petrografia dos granitoides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, Região Quitéria/Capivarita, RS..** Acta Geológica Leopoldensia, UNISINOS, 30:55-74, 1991.

PASSCHIER, C.W, MYERS, J.S., KRONER, A. **Geologia de Campo de Terrenos Gnáissicos de Alto Grau.** Edusp, 188p, 1990.

PASSCHIER, C.W., & TROUW, R. A. J. **Microtectonics.** Belin, Springer-Verlag, 366p, 2005.

PETERSOHN, E.; MESQUITA, M. J.; VASCONCELLOS E. **Geologia do Granito Água Comprida, Antiforme Setuva, Estado do Paraná.** *Boletim Paranaense de Geologia*, 58: 01 – 20, 2006.

PORCHER, C. C. **Caracterização das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial na região de Santana da Boa Vista (RS).** Dissertação de Mestrado. UFRGS, Porto Alegre, 192 pg. 1992.

PORCHER, C. C. & FERNANDES L.A.D. **Relações embasamento/'cobertura'' na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural.** Pesquisas, 17: 72-84, 1990.

PORCHER, C. C. & Fernandes L.A.D. **Determinação das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial com transporte paralelo ao alongamento do Cinturão Dom Feliciano (RS) com base na análise de microestrutura.** In: 37° Cong. Bras. Geol. Boletim de Resumos Expandidos, v. 2, p. 352, 1992.

PORCHER, C. C. & Fernandes L.A.D. **Zoneamento metamórfico da Suíte Porongos, RS: Uma discussão.** . In: 38° Cong. Bras. Geol. Boletim de Resumos Expandidos, v. 1, p. 275, 1994.

PHILIPP, R.P.; LUSA, M.; NARDI, L.V.S. **Geochemistry and petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: Paleoproterozoic continental-arc magmatism.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, 80 (4): 735-748, 2008.

RAMSAY, J.G. ***Folding and fracturing of rocks.*** McGraw-Hill, New York, 568p, 1987.

SAALMANN K, Remus MVD, Hartmann LA (2006b) ***Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, Southern Brazil.*** Geol Mag 143:59–88.

SOLIANI JR., E. **Os dados geocronológicos do Escudo Sul-riograndense e suas implicações de ordem geotectônica.** Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 239p, 1986.

STIPP, M., STUÉNITZ, H., HEILBRONNER, R., & SCHMID, S. M. ***The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C.*** *Journal of Structural Geology*, 24(12), 1861-1884, 2002.