



CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DE ORTOGNAISSES E GRANITOIDES
NA REGIÃO DE BUTIÁ, RS

Porto Alegre, 2014.

STEPHANIE CARVALHO DA SILVA

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DE ORTOGNAISSES E GRANITOIDES
NA REGIÃO DE BUTIÁ, RS

Trabalho de conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como resultado parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof. Dr.^a Maria de Fátima Bitencourt

Co-orientador: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

Porto Alegre, 2014.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Silva, Stephanie Carvalho da

Caracterização estrutural de ortognaisses e granitoides na região de Butiá, RS . / Stephanie Carvalho da Silva. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2014.

[f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geografia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2014.

Orientador(es): Maria de Fátima Aparecida Bitencourt
Coorientador(es): Lauro Valentim Stoll Nardi

1. Transpressão 2. Caracterização estrutural 3. Microestruturas 4. Peraluminosos I. Título.

CDU 911

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sibila Francine T. Binotto

CRB 10/1743

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de curso “Caracterização estrutural de ortognaisses e granitoides na região de Butiá, RS”, elaborado por Stephanie Carvalho da Silva como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. André W. Borba

Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann

Prof. Dr. Jairo Saivan

“Não é da luz do sol que carecemos. Milenarmente a grande estrela iluminou a terra e, afinal, nós pouco aprendemos a ver. O mundo necessita ser visto sob outra luz: a luz do luar, essa claridade que cai com respeito e delicadeza. Só o luar revela o lado feminino dos seres. Só a lua revela intimidade da nossa morada terrestre. Necessitamos não do nascer do Sol. Carecemos do nascer da Terra”.

Mia Couto

RESUMO

No Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) verifica-se um intrincado arranjo tectono-estratigráfico, composto por associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares de diferentes idades, origens e evoluções. Nesse contexto, são descritos na bibliografia cinco granitoides peraluminosos, cujo posicionamento foi controlado pelos estágios precoces da transcorrência pós-colisional neoproterozoica, desenvolvida ao longo do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). Este cinturão engloba zonas de cisalhamento anastomosadas de cinemática predominantemente transcorrente, dentre as quais se destacam, no Escudo Sul-rio-grandense, a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu e a Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval. O presente trabalho propõe a caracterização estrutural de um ortognaisse peraluminoso e de um biotita granodiorito com diferentes graus de preservação das estruturas primárias, recentemente identificados entre as duas zonas citadas, em área atualmente mapeada como Complexo Arroio dos Ratos. Para tanto, realizou-se um detalhamento estrutural de seções selecionadas com a confecção de croquis em escala 1:50, coleta e tratamento de dados estruturais para melhor visualização das estruturas e determinação da cinemática de cada uma, bem como análise de microestruturas. A integração dos dados nas diferentes escalas permitiu determinar as condições tectono-termiais da deformação às quais as duas rochas estavam submetidas. Ambas as unidades mostram o registro de uma trama $L>S$, na qual a foliação de baixo ângulo (S_1) contém uma lineação de estiramento (L_{x1}) de alto *rake*. O dobramento da S_1 permite o desenvolvimento de uma foliação plano axial de alto ângulo (S_{2a}) e de uma lineação de estiramento oblíqua (L_{x2a}), também registradas em ambas as unidades. Uma terceira estrutura representada por zonas de cisalhamento discretas, cuja atividade foi sincrônica a S_{2a} , foi denominada de S_{2b} . As estruturas de baixo ângulo (S_1 e L_{x1}) com registro de movimento de topo para NW, atestam a atividade de uma estrutura de encurtamento, enquanto as estruturas de alto ângulo (S_{2a} e L_{x2a}) podem estar relacionadas à transcorrência. A relação temporal entre a S_{2a} e a S_{2b} , bem como o ângulo de aproximadamente 60° que essas estruturas têm entre si remete a definição de um par conjugado. As características estruturais acima descritas e o caráter progressivo da deformação sugere que as unidades foram condicionadas a um regime transpressivo. A ausência de dados geocronológicos para estas unidades admite a concepção de duas hipóteses: I) Essas unidades sofreram deformações diacrônicas. Suas estruturas representam o registro de uma colisão paleoproterozoica superposta por pela transcorrência neoproterozoica; II) A deformação destas rochas tem caráter progressivo e suas estruturas são o registro de um evento colisional Neoproterozoico e de uma transcorrência que marca o declínio dessa colisão. O resultado do estudo detalhado das estruturas presentes nesta área permitirá balizar a evolução tectônica dos gnaisses e granitos peraluminosos do ESrg, contribuindo significativamente para a compreensão da evolução crustal do mesmo.

Palavras-chave: transpressão, caracterização estrutural, microestruturas, peraluminosos

ABSTRACT

In the Sul-rio-grandense shield there is an intricate tectonic-stratigraphic arrangement composed by associations of metamorphic, igneous and sedimentary rocks of different ages, origins and evolutions. In this concept, it has been described in the literature five peraluminous granitoids whose emplacement was controlled by the early stages of post-collisional Neoproterozoic transcurrent tectonics, developed along the Southern Brazilian Shear Belt. This belt encompasses anastomosed shear zones of dominantly transcurrent kinematics, among which stand out in the Sul-rio-grandense shield, the Dorsal of Canguçu Transcurrent Shear Zone and the Quitéria-Serra do Herval Shear Zone. The present paper proposes the structural characterization of a peraluminous orthogneiss and a biotite-granodiorite with different degrees of preservation of primary structures, recently identified between the two cited zones, in an area currently mapped as Arroio dos Ratos Complex. For that, there was a structural detailment of selected sections with the making of sketches in 1:50 scale, collection and treatment of structural data for better visualization of structures and determining kinematics of each as well as microstructures analysis. The integration of data on different scales allowed to determine the tectonic and thermal conditions of deformation to which the two rocks were submitted. Both units show register of a $L > S$ plot, in which the low angle foliation (S_1) contains a high rake stretching lineation (L_{x1}). Folding in S_1 allows the development of a high angle axial plane foliation (S_{2a}) and an oblique stretching lineation (L_{x2a}). A third structure represented by discrete shear zones, whose activity was synchronous to S_{2a} , was called S_{2b} . The low angle structures (S_1 e L_{x1}) with top to NW motion record attest to the activity of a shortening structure, while the high angle structures (S_{2a} e L_{x2a}) may be related to transcurrent tectonics. The temporal relation between S_{2a} e S_{2b} , as well as the angle of about 60° that these structures have between each other, refer to a conjugated pair. The structural characterization described above and the progressive character of deformation suggest that the units were conditioned to a transpressive regime. The absence of geochronological data to these units admits the conception of two hypotheses: I) these units have suffered diachronic deformations. Their structures represent the register of a Paleoproterozoic collision superimposed by the Neoproterozoic transcurrent tectonics; II) the deformation of these rocks has a progressive character and its structures are the record of a Neoproterozoic collisional event and a transcurrent tectonics marking the decline of this collision. The result of the detailed study of structures present in this area will allow beaconing the tectonic evolution of the peraluminous granites and gneisses of the SrgS, contributing significantly to the understanding of its crustal evolution.

Key-words: transpression, structural characterization, microstructures, peraluminous

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 Mapa de localização da área de estudo, com a principal via de acesso à região. ----- 18
- Figura 2 Principais unidade geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai e localização da área de estudo (quadrado branco) no contexto geológico regional (Extraído de Nitencourt & Nardi, 2000). ----- 25
- Figura 3 Mapa preliminar com a localização da área de estudo no contexto geológico local. ----- 28
- Figura 4 - Feições de mesoescala do biotita granodiorito. (a) Aspecto geral do biotita granodiorito foliado com textura porfírica. (b) Detalhe da textura porfírica caracterizada pelos fenocristais de K-feldspatos. (c) Enclave alongado paralelo a foliação principal. ----- 30
- Figura 5 - Feições de mesoescala do ortognaisse peraluminoso. (a) Aspecto geral mostrando granulação fina a grossa, foliação milonítica e textura granoblástica. (b) Bandamento centimétrico marcado pela variação granulométrica. (c) Bandamento composicional milimétrico paralelo a foliação milonítica. ----- 30
- Figura 6 - (a) Injeções félsicas obliterando os contatos entre o ortognaisse peraluminoso (og.) e o biotita granodiorito (bt.). (b) Veios pegmatíticos e injeções truncando a foliação principal no biotita granodiorito. (c) Injeções félsicas paralelas a foliação principal. ----- 31
- Figura 7 - Trama L>S no ortognaisse peraluminoso. (a) Detalhe mostra o bom desenvolvimento da trama L>S e Lx1 marcada pelo estiramento de agregados quartzo - feldspáticos. (b) Agregados quartzo – feldspáticos marcando a Lx1. (c) Bandamento destacado pelas injeções aplopegmatíticas. ----- 32
- Figura 8 - Evidência de deformação sinmagmática no biotita granodiorito. (a) Feição de mesoescala evidenciando a deformação da foliação principal. (b) Detalhe dos fenocristais de plagioclásio acompanhando a deformação da S1. ----- 33
- Figura 9 Estereogramas das estruturas (diagrama equiarea, hemisfério inferior). (a) Lx1 e Polos da foliação principal S1; a linha tracejada representa o meridiano modal dos polos com eixo calculado (estrela preta); e eixos medidos em campo (estrela rosa). (b) Polos da foliação S2a e Lx2a. (c) Polos da foliação S2b e LX2b. ----- 34

- Figura 10 – Feições de mesoescala das estruturas S1 e Lx1 em campo. (a) Dobra F2 afetando o bandamento S1 no ortognaisse peraluminoso. (b) Detalhe da Lx1 em charneira de F2. (c) Detalhe da Lx1 paralela ao eixo de dobra, domínio de tectonito L, atestando a trama constritiva. ----- 35
- Figura 11 - Croqui esquemático do afloramento ST 05, mostrando as zonas de alta e baixa deformação e as relações entre as S1 e S2a. (a) Resquícios da S1 dobrada em zona de baixa deformação.(b) Injeções pegmatíticas marcando dobramento F2. (c) e (d) Indicadores sinistrais em S2a na zona de alta deformação.----- 36
- Figura 12- Croqui esquemático do afloramento ST- 01. (a) Injeção escalonada indicando movimento sinistral em S2b (b) Lx2 no plano de S2a no biotita granodiorito. (c) Cisalhamento destal da S2a em zona de baixa deformação no biotita granodiorito. (d) Lx2 dada pelo estiramento de quartzo no biotita granodiorito. (e) S1 transposta por S2b com cinemática destal. (f) Aspecto bandado do ortognaisse peraluminoso com veios leucograníticos dobrados, concordantes com a S1. ----- 37
- Figura 13 – Croqui esquemático do afloramento ST - 05, lajeado 1. (a) indicador cinemático sinistral em pegmatito alojado na S2a e afetado pela S2b. (b) Pegmatito assinalando a S2b e sua movimentação sinistral. (c) Veios pegmatíticos transitando da S2a para S2b e marcando cinemática sinistral. (d) Resquícios da foliação principal S1 em dobras F2. ----- 38
- Figura 14 - Aspecto petrográfico do ortognaisse peraluminoso (a) textura granoblástica, contatos irregulares e sinuosos entre os cristais e orientação preferencial de lamelas de muscovita marcando a foliação principal. (b) foliação milonítica marcada pelas lamelas de muscovita contornando cristais de quartzo e feldspato e recristalização por bulging (seta amarela). (c) macla de deformação em cristal de plagioclásio e cristal de quartzo com padrão tabuleiro de xadrez (seta amarela). (d) Desenvolvimento de mirmequitos no contato entre plagioclásio e K-feldspato. (e) Macla tartan em borda de K-feldspato (microclinização). (f) pertitas em fio em cristal de K-feldspato. (g) Cristal de K-feldspato bordejado por recristalização (grossa) e extinção setorizada. Inclusões de muscovita em cristal de plagioclásio. (h) Extinção setorizada em K-feldspato e recristalização por bulging nas bordas (seta amarela). (i) Cristal de K-feldspato com recristalização por bulging (seta amarela), bordejado por muscovita e agregado policristalino de quartzo alongado. (j) Recristalização por

migração de limite de grão em quartzo. (l) Lamelas de biotita castanho avermelhadas a luz natural. ----- 42

Figura 15 - Aspecto petrográfico do biotita granodiorito (a) zonação em cristal de plagioclásio realçada pela alteração diferencial dos núcleos do cristal. (b) foliação milonítica marcada pelas lamelas de biotita contornando cristais alongados de quartzo. (c) Cristal de plagioclásio alongado segundo a foliação contendo macla de deformação . (d) Recristalização por bulging na matriz. (e) Recristalização evidenciada por agregado quartzo-feldspático poligonal, plagioclásio subédrico com macla de deformação e subgrão grande rotado (seta amarela). (f) Fenocristal de plagioclásio com fratura extensional selada por material da matriz. ----- 45

Figura 16 - Aspecto petrográfico do biotita granodiorito (a) Quartzo com recristalização por bulging; e lamelas de biotita com alteração para clorita (seta amarela). (b) Recristalização do quartzo por migração de limite de grão. (c) Biotita de coloração castanho avermelhada com textura sagenítica (seta amarela) e finas lentes de carbonato (seta vermelha). ----- 46

LISTA DE ABREVIações

CCSb – Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro

ESrg – Escudo Sul-rio-grandense

ZCTDC – Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu

ZCQSE – Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval

BP – Batólito Pelotas

CAR – Complexo Arroio dos Ratos

TTG - Tonalitos, trondhjemitos e granodioritos

SUMÁRIO

RESUMO.....	IX
ABSTRACT	X
1. INTRODUÇÃO.....	17
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	18
1.2 PROBLEMÁTICA.....	18
Problema	18
Premissas.....	19
Hipóteses.....	19
Objetivos.....	19
2. MATERIAIS E MÉTODOS	21
2.1 Etapa de campo	21
2.1.1 Detalhamento estrutural.....	22
2.1.2 Coleta de amostras	22
2.2 Etapa pós-Campo	23
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	25
4. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	27
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	29
5.1 Caracterização litológica.....	29
5.2 Estruturas de mesoescala	31
5.3 Caracterização petrográfica e microestrutural.....	39
5.2.1 Ortognaisse peraluminoso	39

5.2.2 Biotita granodiorito.....	43
6. IMPLICAÇÕES E DISCUSSÕES DOS RESULTADOS	47
7. CONCLUSÕES.....	50
REFERÊNCIAS	51

1. INTRODUÇÃO

As características composicionais e estruturais registradas nas rochas refletem as condições as quais foram submetidas durante sua formação. O estudo desses registros constitui um importante meio para a compreensão da história evolutiva, permitindo ponderar sobre os ambientes tectônicos e os diferentes eventos relacionados à gênese e posicionamento das rochas.

Segundo Bitencourt (1996) é possível determinar a posição da atividade magmática em relação à atividade tectônica, considerando que o início e o término da cristalização de um determinado magma em uma zona de cisalhamento ativa é geralmente sucedido no tempo pela continuidade da história deformacional da mesma.

No sul do Brasil os granitoides e seus equivalentes metamórficos representam registros significativos para a investigação da evolução crustal, pois constituem a maior parte dos terrenos pré-cambrianos da região (Nardi & Bitencourt, 2007). Na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) é descrito um expressivo volume de granitoides sintectônicos, cujo posicionamento foi controlado pelas zonas de cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu (ZCTDC) e Quitéria – Serra do Erval (ZCQSE). Estas zonas compõem, juntamente com outras zonas de cisalhamento, uma descontinuidade crustal denominada Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (Bitencourt & Nardi, 2000).

No presente trabalho será apresentado um estudo das características estruturais e composicionais de duas unidades com diferentes graus de preservação das estruturas primárias a partir de uma abordagem integrada de geologia de campo, geologia estrutural e petrografia. As unidades aqui descritas foram recentemente identificadas na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg), em área atualmente mapeada como Complexo Arroio dos Ratos, localizada entre a ZCTDC e ZCQSE.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área estudada localiza-se a sudeste do município de Butiá, porção sul da folha homônima (SH 22-Y-B-II-1), distante 83 km da capital (Fig. 1). O acesso principal é feito pela rodovia BR 290 e vias secundárias na zona rural do município.



Figura 1 Mapa de localização da área de estudo, com a principal via de acesso à região.

1.2 PROBLEMÁTICA

Problema

Admitindo que o foco deste estudo são rochas localizadas entre as zonas de cisalhamento Dorsal do Canguçu e Quitéria - Serra do Erval, em uma área atualmente atribuída ao Complexo Arroio dos Ratos, e que sua importância no contexto geológico do Batólito Pelotas ainda não é conhecida, formularam-se os seguintes questionamentos:

- 1) Qual o ambiente e as condições de posicionamento destas rochas?

2) Qual a história deformacional dessas litologias em relação às zonas de cisalhamento conhecidas?

Premissas

O estudo é fundamentado nas seguintes premissas:

- I. Rochas de composição peraluminosa têm gênese geralmente conexa a ambiente colisional;
- II. Estruturas contracionais sub-horizontais são típicas de ambiente colisional;

Hipóteses

Como possíveis respostas ao problema são conjecturadas as seguintes hipóteses:

No que se refere à história deformacional:

- I) Essas unidades sofreram deformações diacrônicas. Suas estruturas representam o registro de uma colisão paleoproterozóica superposta por pela transcorrência neoproterozoica;
- II) A deformação destas rochas tem caráter progressivo e suas estruturas são o registro de um evento colisional Neoproterozoico e de uma transcorrência que marca o declínio dessa colisão.

No que diz respeito à idade das unidades:

- I) As duas unidades já estavam cristalizadas antes da deformação;
- II) Uma das unidades cristalizou antes dos eventos deformacionais.

Objetivos

Considerando-se a estreita conexão entre deformação e atividade tectônica expressa nas estruturas registradas nas rochas, a caracterização estrutural das mesmas permite a determinação das condições tecno-termiais, bem como o ambiente de

posicionamento, sendo, portanto essencial para compreender a história evolutiva à qual foram submetidas.

O objetivo geral deste trabalho é a caracterização estrutural de ortognaisses peraluminosos e de um biotita granodiorito na região de Butiá, a fim de fundamentar a investigação sobre o ambiente e as condições de posicionamento dessas unidades na evolução das porções leste e central do ESrg. Para tanto, são estabelecidos os seguintes objetivos específicos: (i) conhecer a geologia e posicionamento estrutural destes litotipos; e (ii) determinar o ambiente e as condições de deformação de cada tipo litológico.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi desenvolvido por meio de uma abordagem integrada de geologia de campo, geologia estrutural e petrografia, a fim de caracterizar as duas unidades e a partir dessa definição discutir as condições e o posicionamento destas rochas na evolução das porções leste e central do ESrg.

A execução do projeto foi dividida em três etapas principais: etapa pré-campo, etapa de campo e etapa pós-campo. Durante a etapa pré-campo, e indubitavelmente ao longo de todo o trabalho foi realizada revisão bibliográfica dos conceitos, métodos e da geologia regional utilizando como fonte de consulta artigos, dissertações, teses e livros. Além do uso de cartas topográficas, mapas geológicos e imagens de satélite para análise prévia e planejamento das estratégias a serem adotadas nas etapas subsequentes. As etapas de campo e pós-campo integraram os principais momentos de desenvolvimento do projeto, nos quais foram empregadas as técnicas de detalhamento estrutural e análise petrográfica e microestrutural.

2.1 Etapa de campo

Foram realizados três trabalhos de campo. A primeira ida ao campo teve como objetivo o reconhecimento da área e a escolha dos afloramentos, bem como o reconhecimento das principais feições de campo. Os campos subsequentes foram dedicados ao detalhamento estrutural a partir da confecção de croquis, coleta de amostras e dados estruturais.

Foram pré-selecionados três afloramentos, dentre os quais dois foram escolhidos para a realização do detalhamento estrutural com confecção de croquis em folha A3, coleta de dados estruturais e amostragem. Na terceira seção, na qual aflorava somente uma das unidades, realizou-se apenas a coleta de amostras e de dados estruturais.

2.1.1 Detalhamento estrutural

O Detalhamento com enfoque estrutural integra a base do trabalho. A aplicação desta técnica favorece a visualização da variabilidade das estruturas planas e lineares permitindo delinear a forma e as relações de campo entre os litotipos. Segundo Passchier, *et.al*, (1993), a compreensão minuciosa da geometria das unidades litológicas e da sequência deformacional é essencial para entender a história evolutiva e os eventos relacionados a gênese das rochas.

O detalhamento foi feito a partir de descrições dos afloramentos e da confecção de croquis em escala 1:50 utilizando folhas milimetradas A3, procurando detalhar as relações de contato entre as principais litologias, feições texturais, variações das estruturas (*i.e* obliterações das estruturas), padrões de deformação, indicadores cinemáticos e dobras. Concomitantemente foi realizada a tomada de fotografias das feições mais representativas, bem como a coleta das medidas estruturais, tais como foliações, lineações e dobras. As medidas foram obtidas utilizando bússolas CLAR (previamente declinadas) e utilizando notação de trama.

2.1.2 Coleta de amostras

A coleta das amostras foi realizada de forma sistemática e com rigoroso controle litológico e estrutural. Inicialmente as amostras foram orientadas em relação ao plano horizontal e marcadas para corte no plano principal XZ, perpendicular à foliação e paralelo à lineação. Para orientar a amostra, após sua remoção a mesma é recolocada na posição original e mede-se a atitude de uma das superfícies. Posteriormente anota-se a orientação da superfície e marca-se na face medida o símbolo que representa o plano e o mergulho (traço ortogonal ao plano).

2.2 Etapa pós-Campo

O terceiro momento do trabalho consistiu na etapa de tratamento dos dados de campo que incluiu a digitalização dos croquis com o uso do *software* CorelDrawX6® e a confecção dos estereogramas no *software* Stereo32®, bem como a análise petrográfica e microestrutural.

As amostras foram encaminhadas o laboratório de preparação de amostras do Instituto de Geociências da UFRGS, onde foram serradas e laminadas. Posteriormente a análise petrográfica e microestrutural foi realizada através da descrição de detalhe de amostras de mão e de 27 lâminas petrográficas utilizando lupa (Micronal) de luz transmitida e microscópio petrográfico (ZEISS). Foram observadas e descritas as principais texturas, o tamanho e a morfologia dos cristais, o arranjo e a orientação dos minerais na trama da rocha, a presença de recristalização, bem como as relações de contato entre os minerais, as principais estruturas e indicadores cinemáticos, sempre correlacionando às feições observadas em campo. Foi realizada a classificação petrográfica com base no diagrama QAPF (Streckeisen, 1976), a determinação do índice de cor (M') (Le Maitre, 1989). A análise das microestruturas foi feita por meio de uma abordagem específica para cada mineral utilizando como base Passchier & Trouw (2005) e Vernon (2004). Posteriormente foram feitas fotomicrografias das feições mais relevantes encontradas em lâmina, bem como a avaliação dos dados obtidos relacionando-os com a bibliografia.

Com base nessa abordagem a tabela 1 mostra as principais feições a serem observadas para cada mineral.

Mineral	Feições
Quartzo	Tipos de extinção, ocorrência de subgrãos, tipos de recristalização (recristalização do tipo <i>bulging</i> – BLG, rotação de subgrão – RSG, migração de limite de grão – MLG), redução da área do limite do grão (RALG), grãos tardios ou precoces, relações de contato entre grãos.
Plagioclásio	Teor de Anortita (An) pelo método alfa de Hibbard (1995, p 77), forma dos cristais, ocorrência de cristais zonados, tipos de maclas, deformação rúptil e dúctil, recristalização, alteração.
K-feldspato	Forma dos cristais, ocorrência e morfologia das pertitas, feições de deformação rúptil e dúctil, feições de recuperação, recristalização, contatos com outros cristais, inclusões.
Biotita	Cor de absorção máxima (ng), feições de deformação, alteração, inclusões.

Tabela 1 – Principais feições microestruturais para cada mineral.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo localiza-se no sul do Brasil, o segmento Meridional da Província Mantiqueira (Almeida, 1977), porção leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) (Fig. 2).

O ESrg abarca um intrincado arranjo tectono-estratigráfico constituído por associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, cujas interpretações e compartimentações geotectônicas ainda são temas de debates. De acordo com Hartmann *et al.* (2007) a formação do ESrg se deu em dois ciclos orogênicos principais, o Transamazônico (2,26 - 2,00 Ga) e o Brasileiro (900 – 535 Ma), cujas ocorrências mais expressivas estão vinculadas ao magmatismo neoproterozoico, e envolveu diversos eventos de geração e deformação da crosta continental.

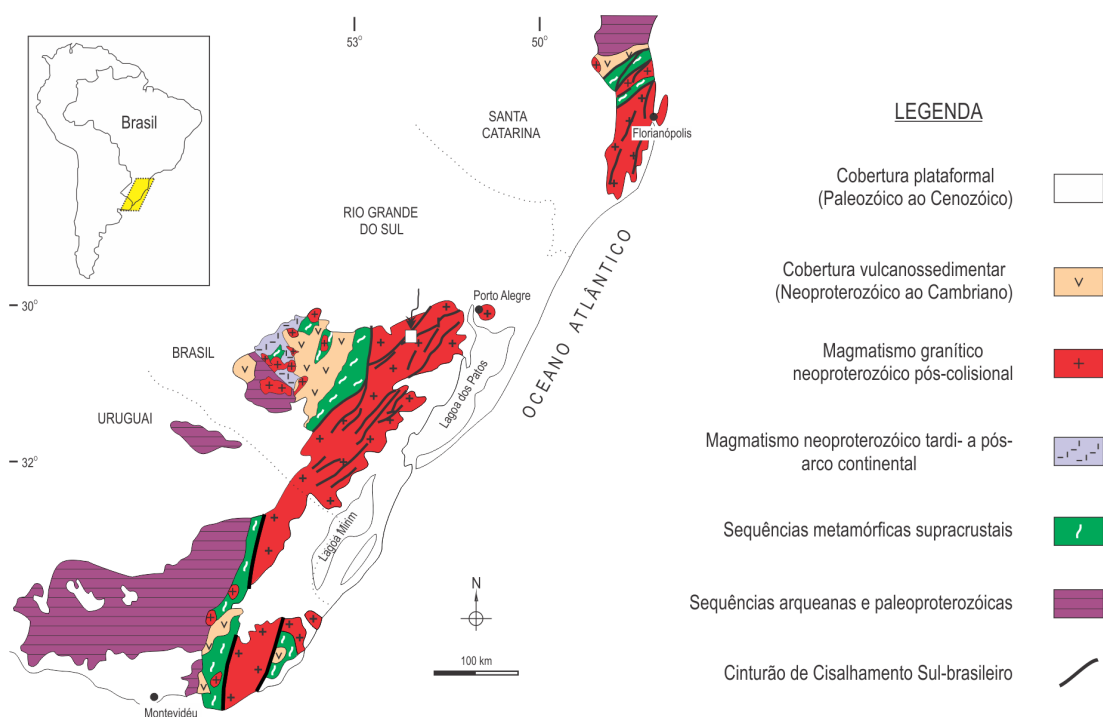


Figura 2 Principais unidade geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai e localização da área de estudo (quadrado branco) no contexto geológico regional (Extraído de Nitencourt & Nardi, 2000).

No extremo sudoeste do ESrg estão expostas as rochas paleoproterozoicas que correspondem a um fragmento do Cráton Rio de La Plata, melhor preservado no Escudo Uruguaio. Na porção oeste afloram rochas de gênese associada a um arco juvenil de idade neoproterozoica e cobertura vulcano-sedimentar de idade análoga, seguindo na região central estão expostas sequências metamórficas supracrustais dispostas em uma estreita faixa. O segmento leste é constituído por um maior volume de granitoides, alinhados segundo a direção NE – SW, cujo posicionamento foi controlado por uma descontinuidade de escala crustal, denominada Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (Fig. 2). Para Bitencourt & Nardi (1993, 2000) essas rochas graníticas são pós-colisionais.

O CCSb engloba zonas de cisalhamento neoproterozóicas, anastomosadas e de cinemática predominantemente transcorrente representadas, principalmente pelas zonas de cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu (RS) e Major Gercino (SC).

A Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) foi definida Fernandes *et al.* (1995) com base nos trabalhos de Picada (1971 que definiu um “Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu”. Recentemente Knijnik *et al.* (2013) definiram uma nova descontinuidade de escala regional, denominada como Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval (ZCQSE).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

As rochas estudadas no presente trabalho afloram na porção leste do cinturão granítico, entre as Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu e a Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, em uma área mapeada como Complexo Arroio dos Ratos (CAR), redefinido por UFRGS (2007). (Fig. 3)

A atividade ao longo da ZCTDC condicionou o posicionamento de um expressivo volume de magmas neoproterozóicos representados pelos granitos Cordilheira (Tessari & Picada, 1966; Koester 1995), Arroio Francisquinho (Mesquita & Fernandes, 1990; UFRGS, 1993; Koester, 1995; Koester *et al.*, 2001) e Granito Quitéria (Fernandes *et al.*, 1988), todos considerados sintectônicos. Além desses, são relatados granitoides sintectônicos de mesma idade, cuja colocação foi controlada pela movimentação da ZCQSE. Esses são representados pelos Granodiorito Cruzeiro do Sul (Knijnik, *et al.*, 2012), Granitoides Arroio Divisa (Fontana *et al.*, 2012; Schnorr, 2013) e Sanga do Areal (Centeno *et al.*, 2012). Todos intrusivos em um embasamento paleoproterozóico representado pelo Complexo Arroio dos Ratos (Gregory *et al.* 2011).

O CAR é caracterizado como um biotita metatonalitos e biotita metagranodioritos com ocorrência subordinada de gnaisses tonalíticos e dioríticos. Os trabalhos de mapeamento (UFRGS, 2006; UFRGS, 2007) reduziram substancialmente a área de distribuição destes litotipos, e regiões originalmente mapeadas como CAR foram individualizadas em intrusões sintectônicas, denominadas Granitoides Arroio Divisa (Fontana *et al.*, 2012; Schnorr, 2013), Granodiorito Cruzeiro do Sul (Knijnik, *et al.*, 2012) e Granito Sanga do Areal (Centeno *et al.*, 2012). Na região de Encruzilhada do Sul, nas áreas referidas ao complexo, atualmente são descritos granitoides porfiríticos de composições sieno a monzograníticas e dioríticas, denominados de Granitoides Arroio das Palmas (Martil,

2007; De Toni, 2012), além de um silimanita – biotita monzo a sienogranito foliado denominado de Granito Butiá (Niessing, 2007; Niessing *et al.*, 2008; Nardi *et al.*, 2012).

Trabalhos de detalhe petrológico e estrutural (Gregory, 2007; Gregory *et al.* 2011) na seção tipo do CAR identificaram duas associações tonalítico-dioríticas foliadas, denominadas Associação 1 (A1) e Associação 2 (A2), cuja assinatura geoquímica é compatível com as associações do tipo TTG (tonalitos, trondhjemitos e granodioritos) e corrobora derivação de ambiente de arco continental maduro. Estudos geocronológicos em andamento (Gregory *et al.* 2013) indicam idades paleoproterozóicas para o magmatismo precoce do CAR.

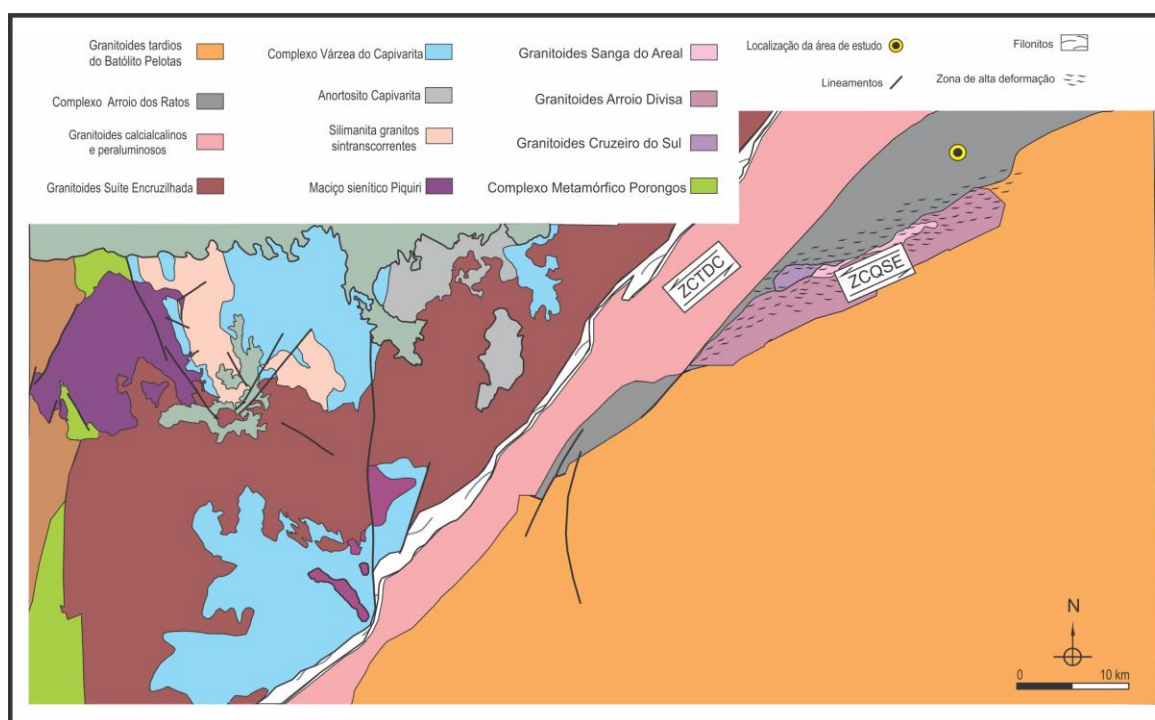


Figura 3 Mapa preliminar com a localização da área de estudo no contexto geológico local.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Caracterização litológica

As litologias aflorantes na área de estudo são um ortognaisse peraluminoso e um biotita granodiorito porfirítico. Essas unidades afloram como lajeados de grande extensão, distribuídos em área de aproximadamente 7 km².

O ortognaisse é a unidade volumetricamente mais expressiva na área e pode ser descrito como um milonito de coloração rosada, com granulação fina a grossa e composição monzogranítica (Fig. 4a). Apresenta textura granoblástica (Fig. 4a) e bandamento milimétrico a centimétrico, irregular marcado por variação granulométrica (Fig. 4b). Ocasionalmente, observam-se bandas composicionais de espessura milimétrica, assinaladas pela variação local do teor de biotita (Fig. 4c).

O biotita granodiorito tem coloração escura é foliado e tem textura porfirítica, com cerca de 40% de fenocristais de plagioclásio de até 7,0 mm imersos em matriz equigranular fina a média (Fig. 5a e b). A composição varia de granodiorito a tonalito. Contém enclaves alongados segundo a foliação, semelhantes a xenólitos parcialmente assimilados e estirados (Fig. 5c).

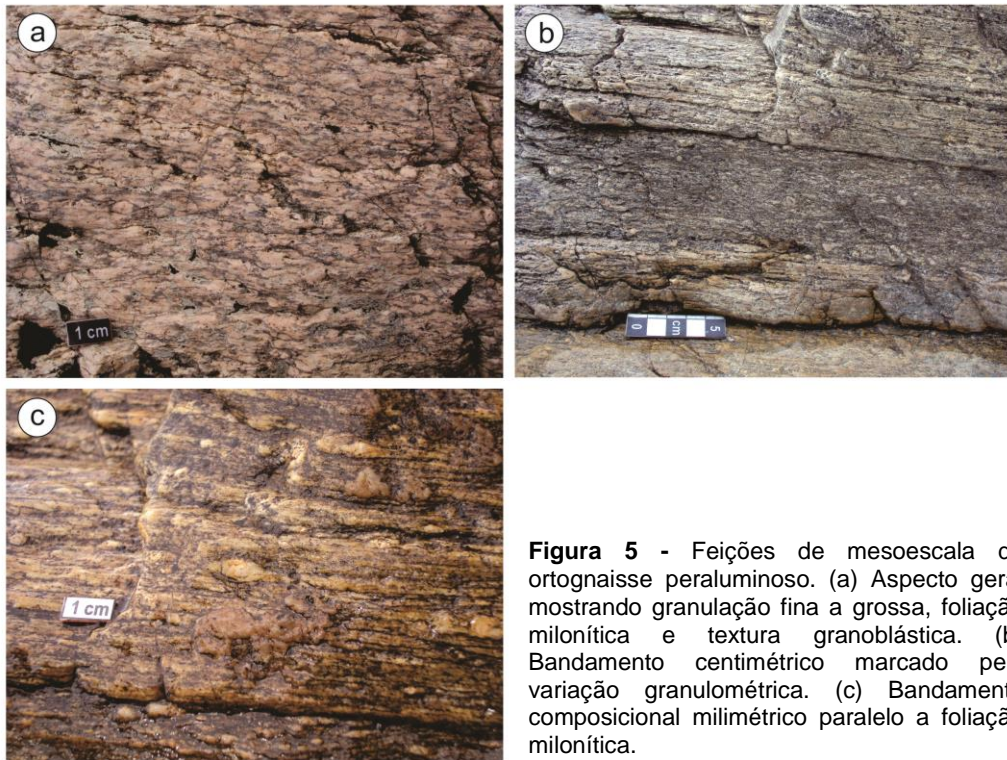


Figura 5 - Feições de mesoescala do ortogneisse peraluminoso. (a) Aspecto geral mostrando granulação fina a grossa, foliação milonítica e textura granoblástica. (b) Bandamento centimétrico marcado pela variação granulométrica. (c) Bandamento composicional milimétrico paralelo a foliação milonítica.

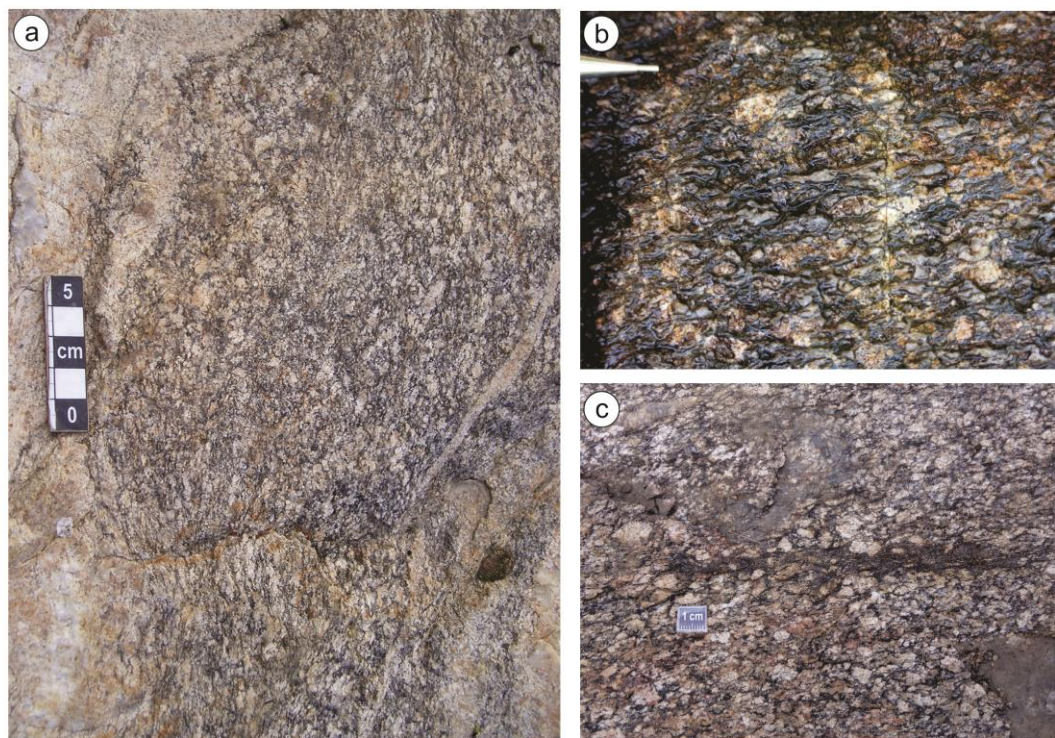


Figura 4 - Feições de mesoescala do biotita granodiorito. (a) Aspecto geral do biotita granodiorito foliado com textura porfírica. (b) Detalhe da textura porfírica caracterizada pelos fenocristais de K-feldspatos. (c) Enclave alongado paralelo a foliação principal.

As duas litologias são estruturalmente concordantes, porém os contatos são obliterados por injeções félsicas irregulares, em geral também concordantes (Fig. 6a). Veios pegmatíticos de espessura variável cortam ambas as unidades, ora paralelos, ora seccionando a foliação principal (Fig.6b). Injeções graníticas irregulares são paralelas à foliação e têm em média 2 a 4 cm de espessura (Fig. 6c). De modo localizado, são identificados xenólitos centimétricos a decimétricos de biotita gnaisse fino contidos no ortogneisse, além de intercalação com pacotes de rochas calcissilicáticas.

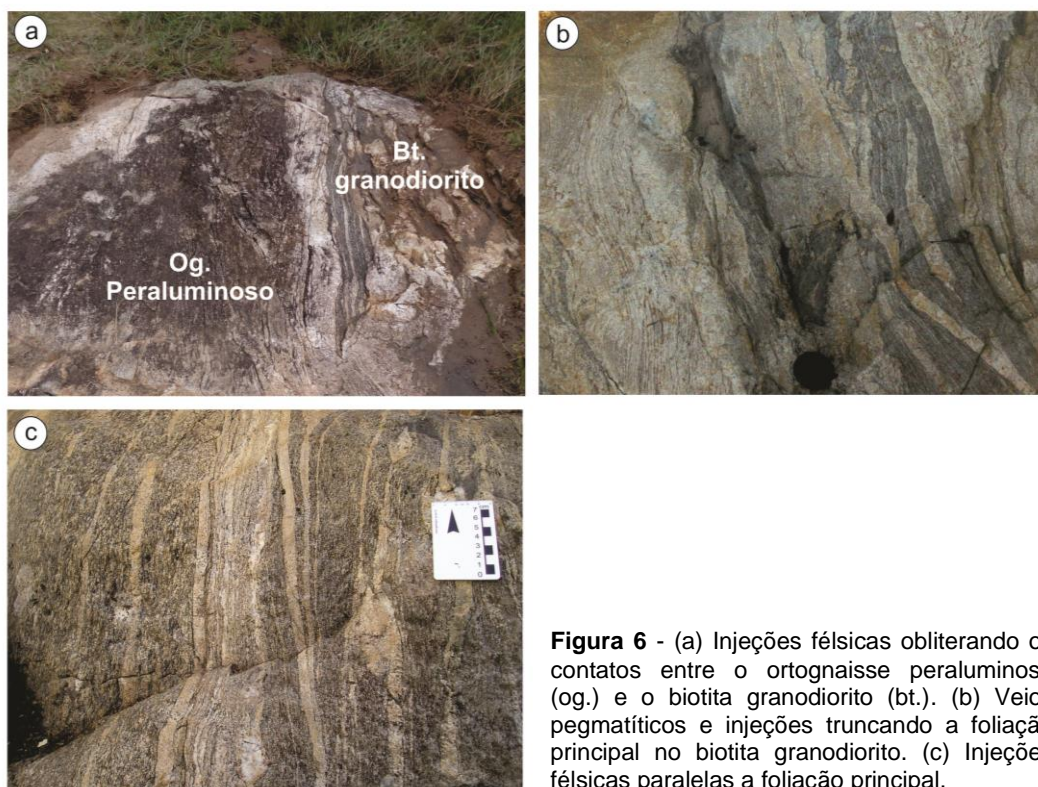


Figura 6 - (a) Injeções félsicas obliterando os contatos entre o ortogneisse peraluminoso (og.) e o biotita granodiorito (bt.). (b) Veios pegmatíticos e injeções truncando a foliação principal no biotita granodiorito. (c) Injeções félsicas paralelas a foliação principal.

5.2 Estruturas de mesoescala

A estrutura principal apresenta uma trama L>S, na qual foliação é denominada de S_1 e contém uma lineação de estiramento, L_{x1} . Juntas constituem o conjunto de estruturas mais antigo. Este arcabouço está registrado nas duas litologias estudadas, porém é mais bem desenvolvido no ortogneisse peraluminoso (Fig. 7a), onde a S_1 representa um bandamento marcado principalmente pela variação granulométrica e pela orientação das lamelas de mica, enquanto a L_{x1} é marcada pelo estiramento de agregados quartzo –

feldspáticos (Fig. 7a e b). O bandamento é com frequência realçado por injeções aplopegmatíticas (Fig. 7c). No biotita granodiorito a S_1 é menos desenvolvida, mas é bem marcada pela orientação das lamelas de biotitas. São observados fenocristais de plagioclásio acompanhando a deformação da foliação principal (Fig. 8 a e b), bem como os planos de macla polissintética dos mesmos, em geral orientados em baixo a médio ângulo com a foliação S_1 . Tais características sugerem que a orientação preferencial foi adquirida quando o magma ainda estava parcialmente cristalizado. Entretanto são comuns cristais porfiroclásticos com caudas de recristalização assinalando que a deformação progrediu após o biotita recristalizar. A L_{x1} no biotita granodiorito também é menos desenvolvida.

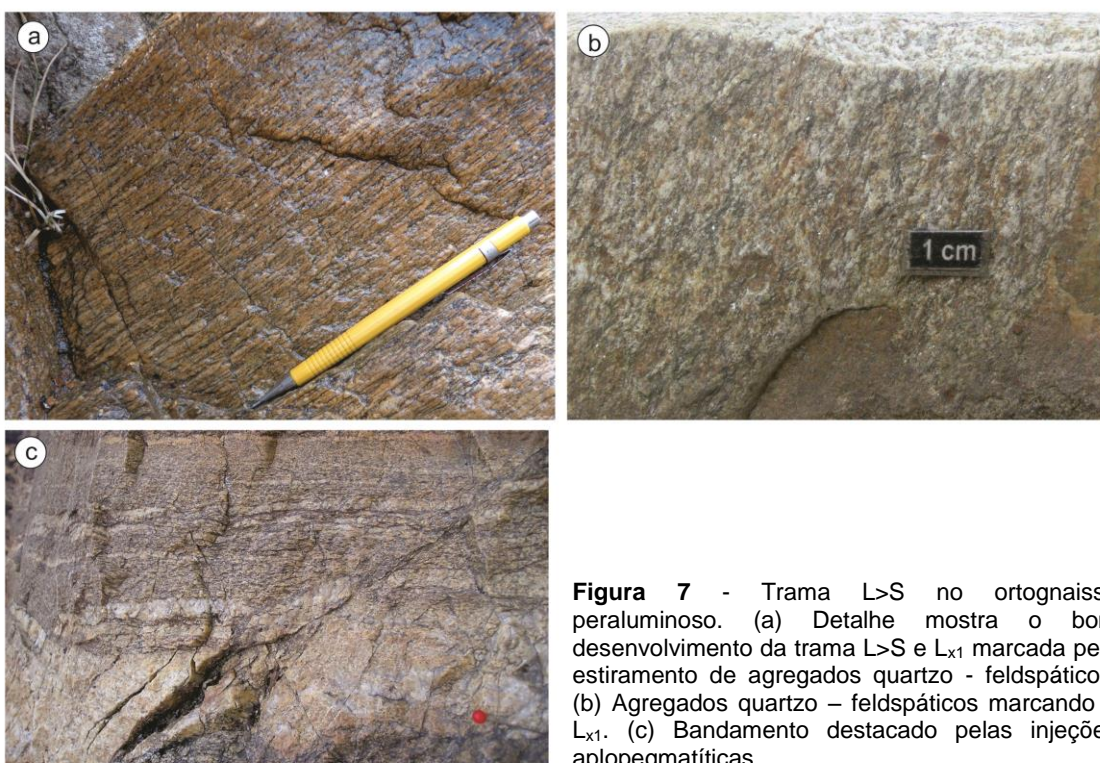


Figura 7 - Trama L>S no ortogneisse peraluminoso. (a) Detalhe mostra o bom desenvolvimento da trama L>S e L_{x1} marcada pelo estiramento de agregados quartzo - feldspáticos. (b) Agregados quartzo - feldspáticos marcando a L_{x1} . (c) Bandamento destacado pelas injeções aplopegmatíticas.

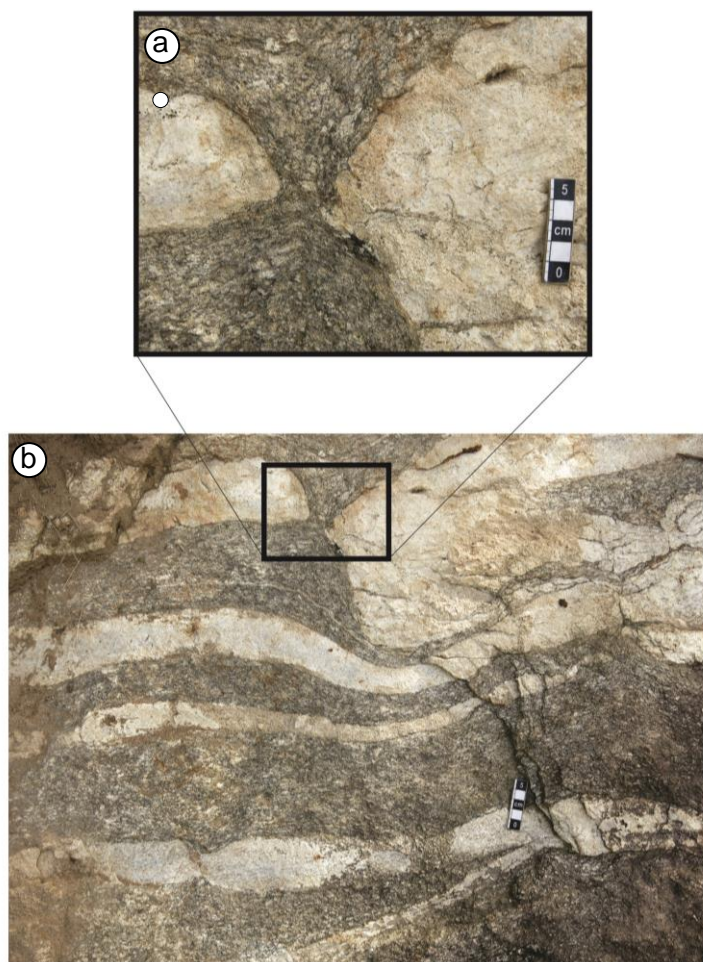


Figura 8 - Evidência de deformação sinmagmática no biotita granodiorito. (a) Feição de mesoescala evidenciando a deformação da foliação principal. (b) Detalhe dos fenocristais de plagioclásio acompanhando a deformação da S_1 .

A S_1 tem baixo a médio ângulo de mergulho e direção variável, se distribuindo segundo um padrão de guirlanda em projeção estereográfica (Fig. 9a). A L_{x1} tem alto *rake* no plano da S_1 , com caimento médio para oeste. Essas estruturas são afetadas por dobras de escala centimétrica a decamétrica, aqui denominadas de F_2 , pelo fato de afetarem a principal estrutura planar da rocha, o bandamento S_1 (Fig. 10a). Retirando-se o efeito das dobras F_2 , a foliação principal tem posição original sub-horizontal. O caráter sub-horizontal da foliação S_1 torna a determinação do movimento verdadeiro difícil, pois quando os indicadores não são observados no plano XZ, eles apresentam cinemática ora dextral, ora sinistral. Observados no plano XZ os indicadores evidenciam movimento de topo para NW, entretanto o número de medidas desta movimentação não é ainda estatisticamente representativo. Nas charneiras destas dobras a L_{x1} é tão bem desenvolvida que constitui domínios de tectonito L, atestando uma deformação constritiva (Fig. 10b e c). Nos flancos, a mesma lineação, embora presente é menos desenvolvida. A

L_{x1} independente do controle litológico é sempre mais desenvolvida no ortognaisse peraluminoso do que no biotita granodiorito.

As dobras F_2 são fechadas, cilíndricas e simétricas. O caimento dos eixos (B) é moderado a forte para, WNW e plano axial (PA) de direção ENE-WSW com alto mergulho. O eixo calculado a partir do meridiano modal dos polos da S_1 coincide com os eixos da F_2 medidos em campo. A L_{x1} é sempre paralela aos eixos (Fig. 9a e 10c).

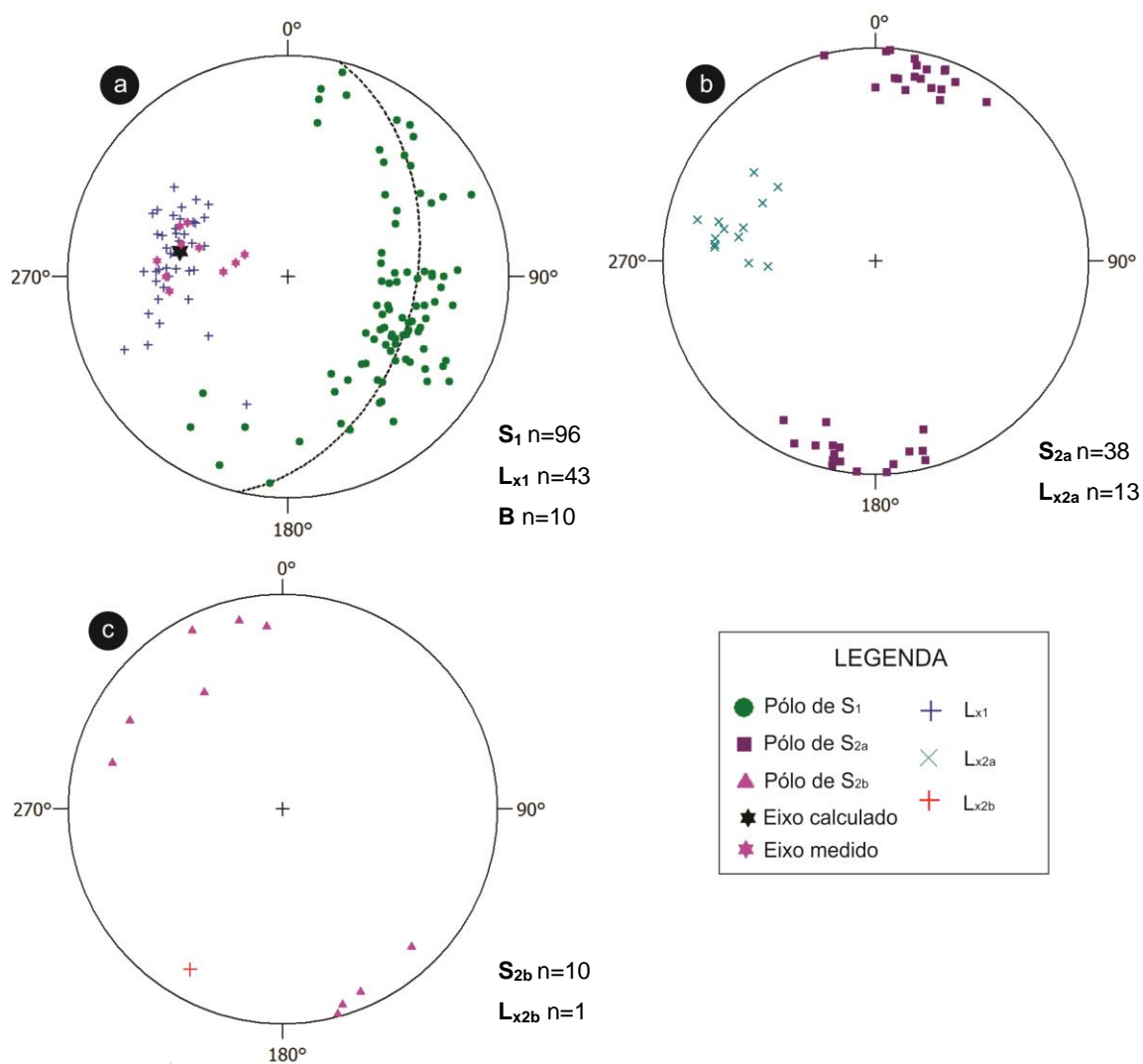


Figura 9 Estereogramas das estruturas (diagrama equiareo, hemisfério inferior). (a) L_{x1} e Polos da foliação principal S_1 ; a linha tracejada representa o meridiano modal dos polos com eixo calculado (estrela preta); e eixos medidos em campo (estrela rosa). (b) Polos da foliação S_{2a} e L_{x2a} . (c) Polos da foliação S_{2b} e L_{x2b} .

O dobramento F_2 é responsável pela geração de uma foliação plano axial S_2 de direção ENE-WSW, subvertical que se desenvolve em graus variáveis (Fig. 9b). Quando bem desenvolvida a S_2 assemelha-se a S_1 podendo ser facilmente confundida (Fig.11). Neste caso a distinção entre elas só é possível pela presença de uma lineação de estiramento L_{x2} oblíqua com caimento para oeste. A concentração da deformação na S_2 resulta em zonas de cisalhamento que transpõem a S_1 , com deslocamento dextral (Fig.12).

Uma terceira estrutura planar é constituída por zonas de cisalhamento discretas de espessura em geral centimétrica, de direção variável dada a sua pouca penetratividade. Estas zonas têm alto ângulo de mergulho e registram uma cinemática sinistral (Fig. 13), cuja movimentação, localmente arrasta as estruturas mais antigas (Fig. 9c).

Pegmatitos se posicionam ora ao longo da estrutura S_2 penetrativa, ora ao longo da estrutura mais discreta e a mesma injeção, com frequência transita de uma para outra. (Fig.13). Considerando essas feições geométricas optou-se por chamar a estrutura penetrativa de S_{2a} e a mais discreta de S_{2b} , ambas estiveram ativas sincronicamente. Levando-se em conta a distribuição dos polos destas duas estruturas (Fig. 9 b e c) observa-se que o ângulo entre elas é compatível com a definição de um par conjugado.

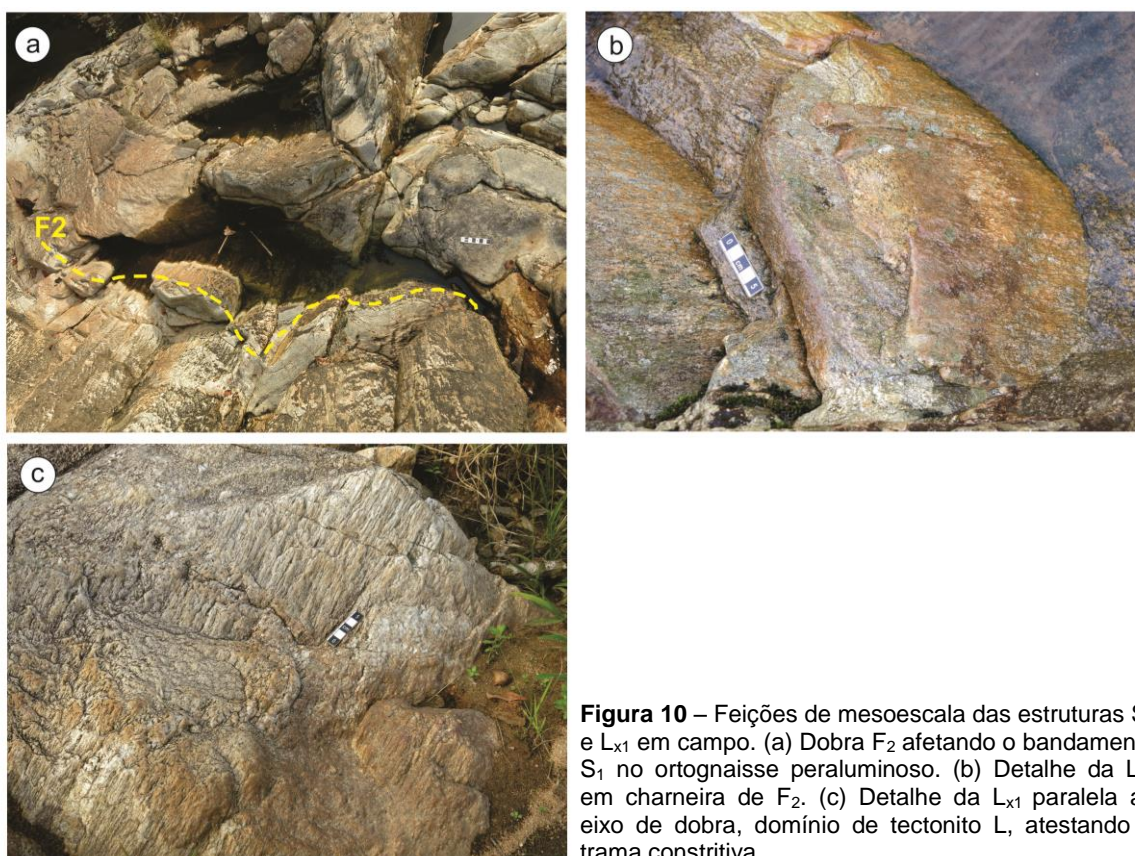


Figura 10 – Feições de mesoescala das estruturas S_1 e L_{x1} em campo. (a) Dobra F_2 afetando o bandamento S_1 no ortogneisse peraluminoso. (b) Detalhe da L_{x1} em charneira de F_2 . (c) Detalhe da L_{x1} paralela ao eixo de dobra, domínio de tectonito L, atestando a trama constritiva.

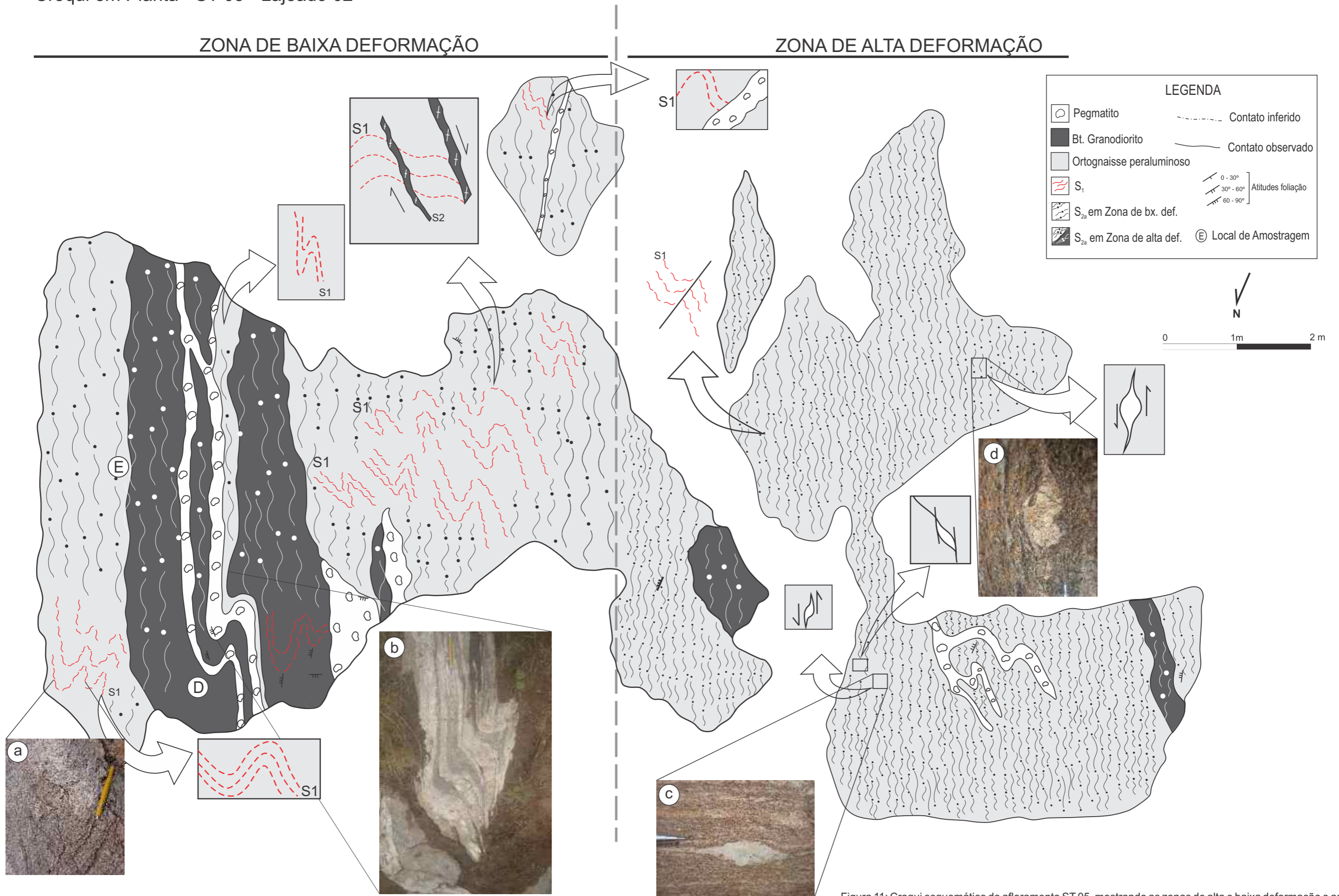


Figura 11: Croqui esquemático do afloramento ST 05, mostrando as zonas de alta e baixa deformação e as relações entre as S₁ e S_{2a}. (a) Resquícios da S₁ dobrada em zona de baixa deformação. (b) Injeções pegmatíticas marcando dobramento F₂. (c) e (d) Indicadores sinistrais em S_{2a} na zona de alta deformação.

CROQUI EM PLANTA - ST-01

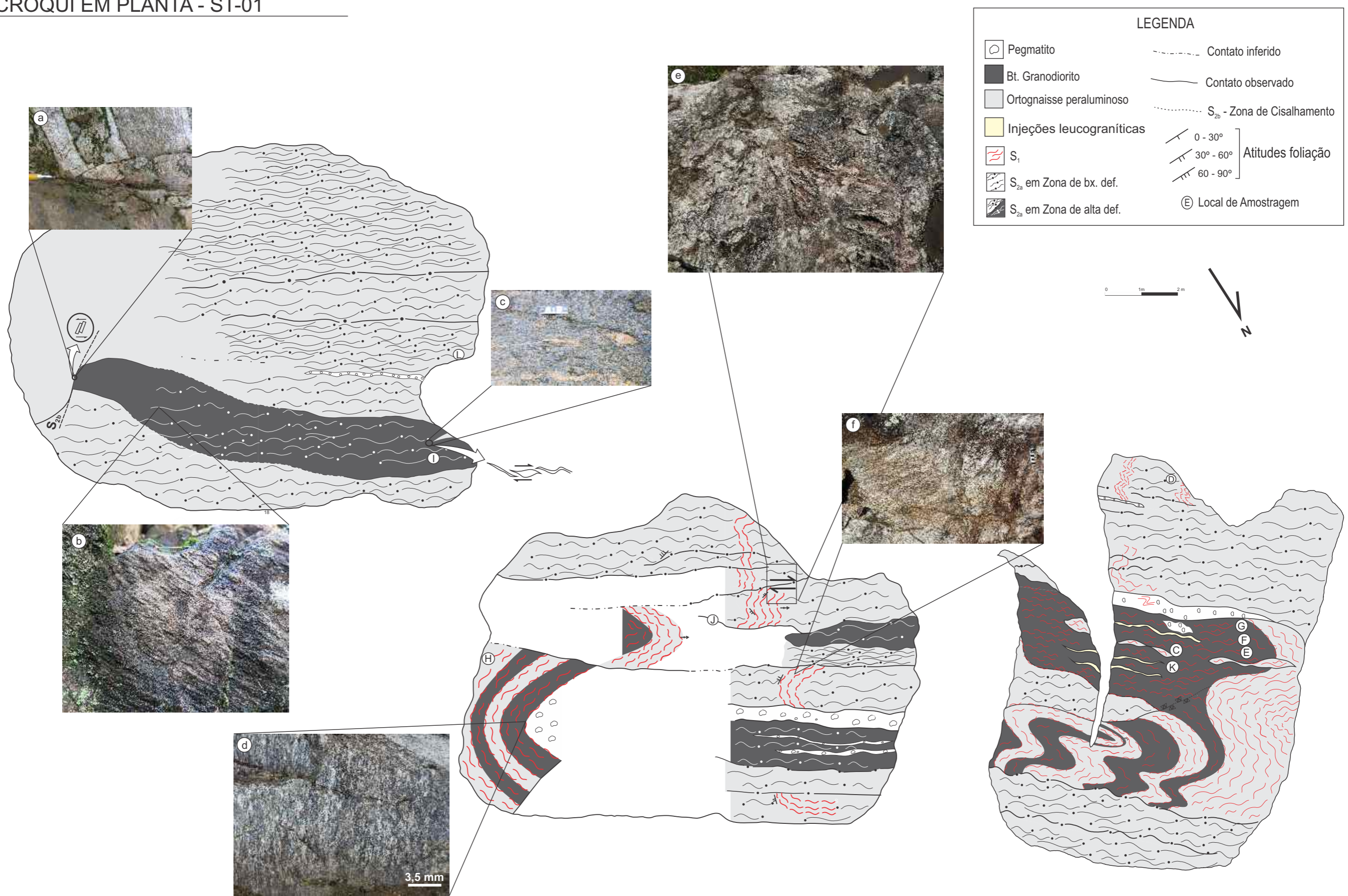


Figura 12 - Croqui esquemático do afloramento ST- 01. (a) Injeção escalonada indicando movimento sinistral em S_{2b}. (b) L₂ no plano de S_{2a} no biotita granodiorito. (c) Cisalhamento destal da S_{2a} em zona de baixa deformação no biotita granodiorito. (d) L₂ dada pelo estiramento de quartzo no biotita granodiorito. (e) S₁ transposta por S_{2b} com cinemática destal. (f) Aspecto bandado do ortogneisse peraluminoso com veios leucograníticos dobrados, concordantes com a S₁.

Croqui em Planta - ST 05 - Lajeado 01

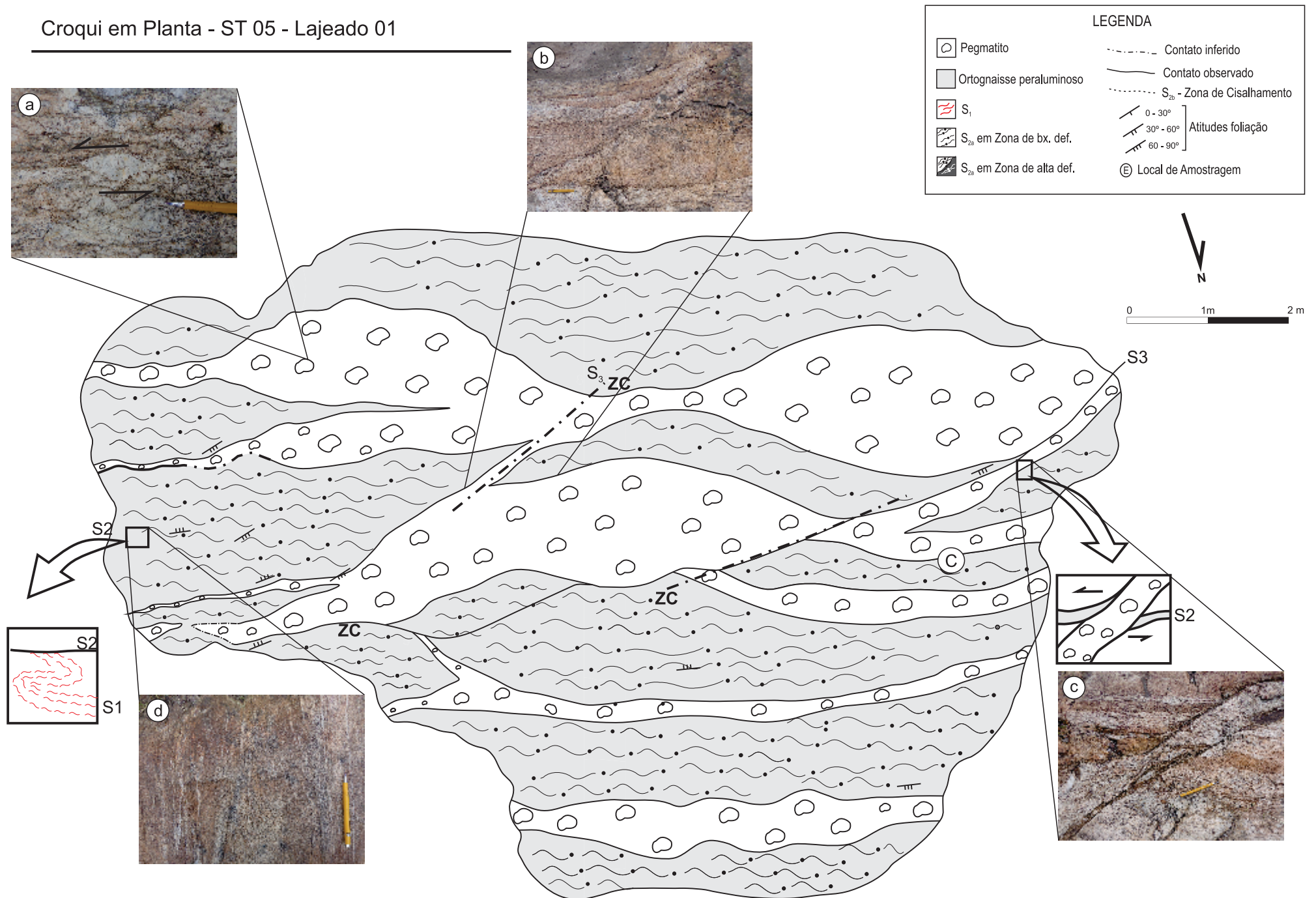


Figura 13 - Croqui esquemático do afloramento ST - 05, lajeado 1. (a) indicador cinemático sinistral em pegmatito alojado na S_{2a} e afetado pela S_{2b} . (b) Pegmatito assinalando a S_{2b} e sua movimentação sinistral. (c) Veios pegmatíticos transitando da S_{2a} para S_{2b} e marcando cinemática sinistral. (d) Resquícios da foliação principal S_1 em dobras F_2 .

5.3 Caracterização petrográfica e microestrutural

5.2.1 *Ortognaïsse peraluminoso*

O ortognaïsse tem composição peraluminosa dada pela presença de biotita e muscovita. Apatita, zircão e monazita são os minerais acessórios. Clorita e titanita anédrica constituem a mineralogia secundária, oriundas da alteração da biotita para muscovita. A orientação preferencial das lamelas de mica, que contornam os porfiroclastos de K-feldspato de até 4,0 mm, bem como a presença de cristais de K-feldspato e quartzo alongados marca a foliação milonítica (Fig. 14 a e b). A lineação é evidenciada principalmente pelo estiramento do quartzo e dos feldspatos. Os contatos entre os cristais são em geral irregulares e sinuosos (Fig. 14 a). A deformação é intensa, e a recristalização, expressiva.

Os cristais de *plagioclásio* têm teor de An_{20-30} , com tamanhos de 0,3 a 2 mm. Os cristais são subédricos e geralmente prismáticos, contendo maclas de deformação (Fig.14c) e maclas de crescimento. Ocorrem subgrãos com aproximadamente 0,2 mm, por vezes seguidos de recristalização por rotação de subgrão denunciada pelo baixo ângulo entre o novo grão e o antigo. A recristalização também é evidenciada pela ocorrência de cristais de plagioclásio em agregados equantes. Os contatos são comumente irregulares e sinuosos. Localmente tem-se o desenvolvimento de mirmequitos em regiões de contatos entre plagioclásio e K-feldspato (Fig. 14d). Alguns cristais de plagioclásio ocorrem como inclusões em cristais de K-feldspato e seus contornos são irregulares, evidenciando um desequilíbrio. As inclusões são majoritariamente de muscovita. Alteração para micas brancas de granulação fina é expressiva e parece estar restrita aos cristais de plagioclásio.

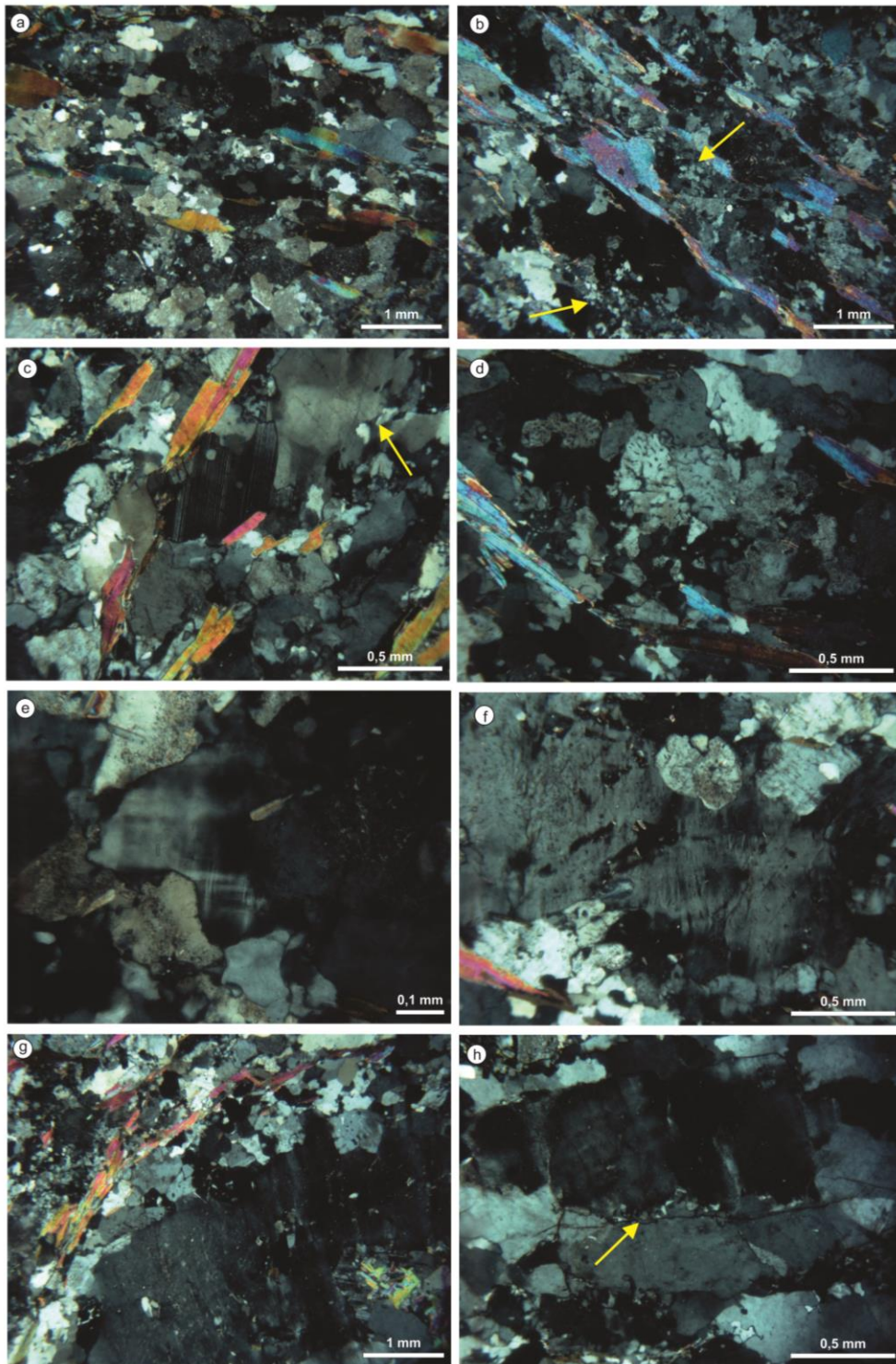
Os cristais de *K-feldspato* variam entre 0,3 e 4 mm, são subédricos e ocasionalmente contêm macla *tartan*, desenvolvida principalmente nas bordas dos cristais (Fig.14e). São identificadas pertitas de diferentes morfologias, com predomínio de pertitas em fio (Fig.14f) e subordinadamente pertitas em fita e pertitas em chama. Os contatos são irregulares e sinuosos. Em geral os cristais são bordejados por plagioclásio e quartzo recristalizados (Fig. 14 g). A deformação é evidenciada pela extinção ondulante setorizada (Fig.14 g e h), acompanhada muitas vezes pela recristalização por rotação de subgrão. Os sugrãos têm aproximadamente 0,2 mm. Apresentam inclusões de

plagioclásio, cujas bordas são irregulares e representam um desequilíbrio, além de inclusões de muscovita.

Os cristais de *quartzo* variam de 0,4 a 3,0 mm, majoritariamente deformados, com extinção ondulante expressiva. Localizadamente observam-se duas gerações de subgrãos ortogonais que se desenvolvem formando o padrão tabuleiro de xadrez (Fig. 14c). Os cristais têm orientação preferencial e parecem estar alongados segundo a foliação, por vezes ocorrem como agregados policristalinos alongados que circundam os feldspatos (Fig. 14 i). Os contatos são irregulares e bastante sinuosos. A recristalização ocorre por rotação de subgrãos, migração de limite de grãos (Fig.14j) e localmente por *bulging* (Fig.14b), principalmente nas bordas dos cristais.

A *biotita* possui coloração castanho avermelhada de n_g (Fig.14l) e ocorre como lamelas de até 2 mm, margeando os cristais de K- feldspato, quartzo e plagioclásio. Também ocorre como inclusões nos feldspatos. A alteração para clorita é bastante intensa, mas encontra-se preservada em algumas lâminas.

As lamelas de *muscovita* variam de 0,2 a 2 mm e bordejam os cristais de K-feldspato, plagioclásio e quartzo, marcando a foliação (Fig.14b). A muscovita ocorre também como inclusões em cristais de K-feldspato e plagioclásio (Fig.14g). Localmente formam estruturas do tipo *mica fish* assinalando movimentação dextral.



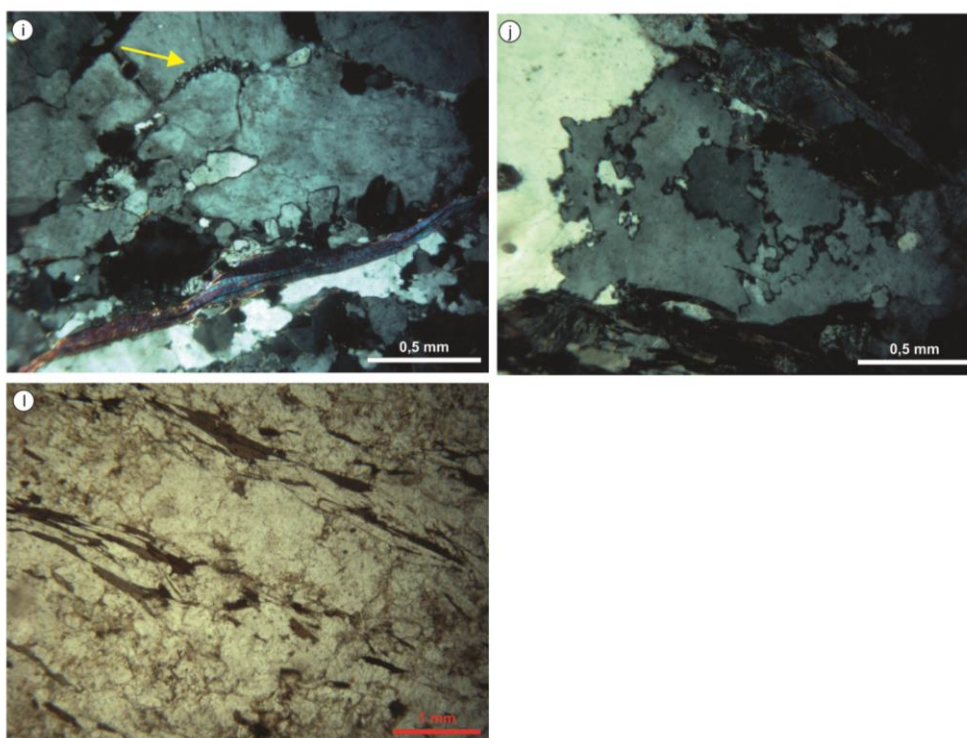


Figura 14 - Aspecto petrográfico do ortogneisse peraluminoso (a) textura granoblástica, contatos irregulares e sinuosos entre os cristais e orientação preferencial de lamelas de muscovita marcando a foliação principal. (b) foliação milonítica marcada pelas lamelas de muscovita contornando cristais de quartzo e feldspato e recrystalização por *bulging* (seta amarela). (c) macla de deformação em cristal de plagioclásio e cristal de quartzo com padrão tabuleiro de xadrez (seta amarela). (d) Desenvolvimento de mirmequitos no contato entre plagioclásio e K-feldspato. (e) Macla *tartan* em borda de K-feldspato (microclinização). (f) pertitas em fio em cristal de K-feldspato. (g) Cristal de K-feldspato bordejado por recrystalização (grossa) e extinção setorizada. Inclusões de muscovita em cristal de plagioclásio. (h) Extinção setorizada em K-feldspato e recrystalização por *bulging* nas bordas (seta amarela). (i) Cristal de K-feldspato com recrystalização por *bulging* (seta amarela), bordejado por muscovita e agregado policristalino de quartzo alongado. (j) Recrystalização por migração de limite de grão em quartzo. (l) Lamelas de biotita castanho avermelhadas a luz natural.

5.2.2 Biotita granodiorito

O Biotita granodiorito tem textura porfirítica dada por fenocristais de plagioclásio subédricos de até 7,0 mm imersos em matriz fina a média e $M' \approx 10$. A textura ígnea é bem preservada, evidenciada por cristais de plagioclásio zonados, cuja zonação é realçada pela alteração diferencial dos núcleos dos cristais. (Fig.15a). Apatita, zircão e monazita são os minerais acessórios. A mineralogia secundária é composta por clorita, titanita, rutilo e micas brancas. Os minerais máficos ocorrem disseminados e também sob a forma de agregados, em geral, alongados.

A foliação é anastomosada e marcada pela orientação preferencial das lamelas de biotita contornando os fenocristais, também orientados, de plagioclásio e cristais alongados de quartzo (Fig.15b e c). Os contatos entre os cristais são irregulares tendendo a retos. A recristalização ocorre principalmente na matriz (Fig.15d) e é ocasionalmente evidenciada pela presença de agregados quartzo-feldspáticos poligonais (Fig.15e).

Os cristais de *plagioclásio* são euédricos a subédricos, em geral prismáticos com tamanhos variando de 0,5 a 4 mm na matriz. Cristais com macla polissitética preservada são comuns, atestando o alto grau de preservação das estruturas ígneas. Subordinadamente ocorrem maclas de deformação (Fig.15c), bem como a formação de subgrãos com até 0,5 mm. A recristalização ocorre, principalmente, por *bulging* na matriz e em menor expressão por rotação de subgrão com baixo ângulo entre o novo grão e o antigo (Fig.15e). Os contatos entre os cristais são irregulares e tendem a retos, sendo 70% dos contatos dos porfiroclastos se dá com a matriz. Alguns cristais são circundados por agregados policristalinos de quartzo recristalizado. As inclusões são majoritariamente de lamelas de biotita, subordinadamente de quartzo, K-feldspato e mais raramente de apatita.

Nas amostras coletadas nas zonas de predomínio da foliação S_1 são observados cristais de plagioclásio com microfraturas extensionais seladas por grãos da matriz (Fig. 15f). Eventualmente, é possível identificar a continuidade física entre o preenchimento das fraturas e matriz, atestando a mobilidade desta durante a deformação.

Nas zonas onde a S_2 é dominante a cinemática dextral é evidenciada por indicadores com caudas de recristalização e, localmente pelo desenvolvimento de par S-

C. A foliação C, cisalhante, é espaçada milimetricamente e faz um baixo ângulo com a S, indicativo de alta deformação.

Quartzo anédrico compõe a matriz com tamanho variando de 0,3 a 3,5 mm frequentemente forma agregados policristalinos. A deformação é evidenciada pela extinção ondulante e formação de subgrãos em duas gerações, por vezes ortogonais entre si, formando padrão tabuleiro de xadrez. . A recristalização ocorre por rotação de subgrãos, *bulging*, principalmente nas áreas onde a matriz faz contato com os porfiroclastos de plagioclásio (Fig.16a) e eventualmente por migração de limite de grãos (Fig.16b). Os contatos entre os cristais são sinuosos e irregulares.

Os cristais de *K-feldspato*, quando presentes variam entre 0,5 e 1,2 mm. Em geral são subédricos com contatos regulares e retos. Raramente apresentam macla do tipo carlsbad. Localmente identificam-se cristais com recristalização por rotação de subgrão principalmente nas bordas.

A *biotita* ocorre como lamelas com até 3 mm, com coloração castanho avermelhada de n_g (Fig.16c). Subordinadamente, a biotita ocorre como inclusões de até 1,5 mm no plagioclásio.

Apresenta inclusões de apatita, zircão e monazita, além de inclusões de aciculares de rutilo que caracterizam uma textura sagenítica (Fig.16c). Esta textura acompanhada pela expressiva alteração para clorita (Fig. 16^a), formação de mica branca a partir da biotita e finas lentes de carbonato observadas entre as lamelas da biotita constituem uma assembléia de baixa temperatura. Esta assembleia é encontrada principalmente nas amostras coletadas na S_{2a}.

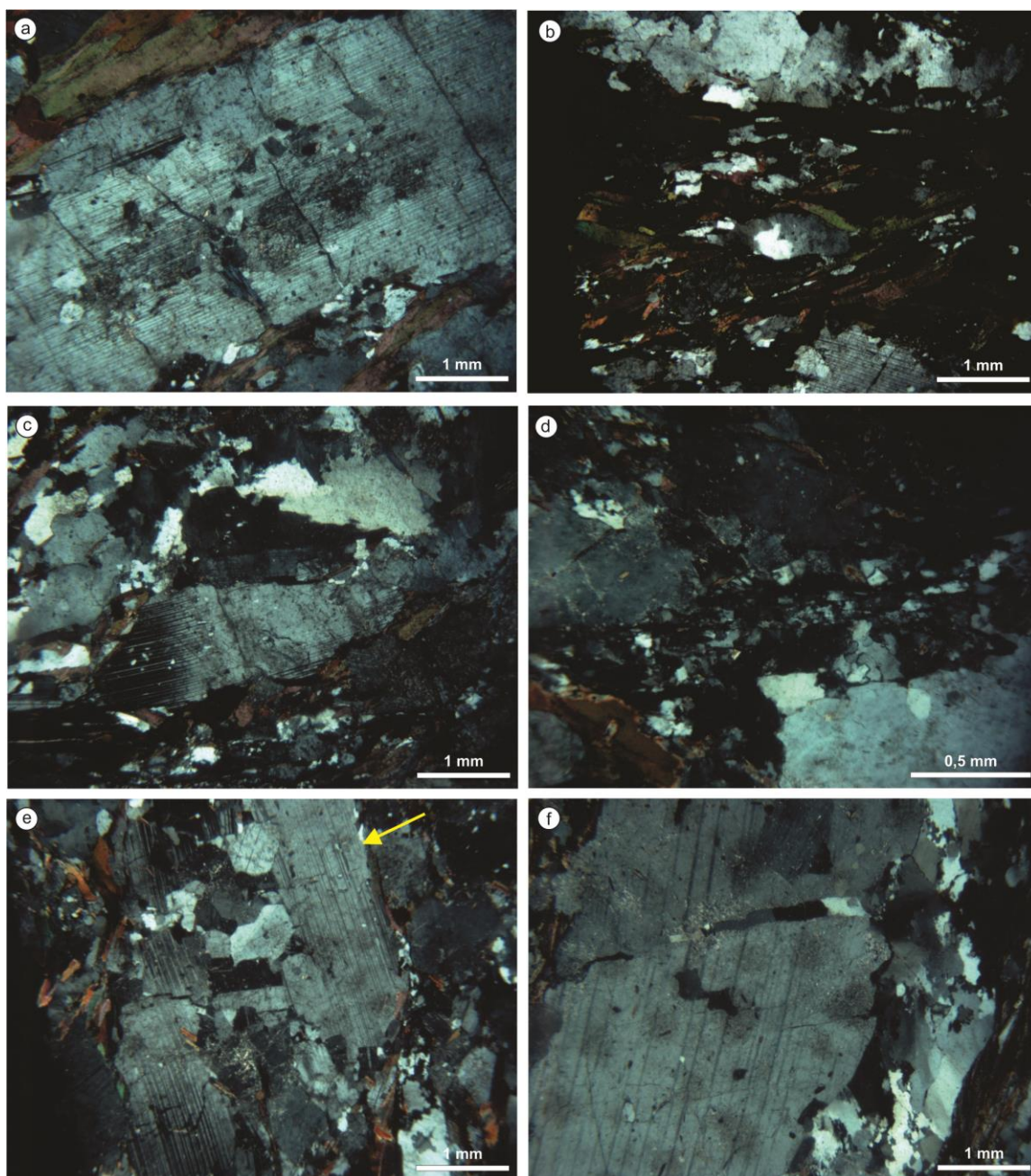


Figura 15 - Aspecto petrográfico do biotita granodiorito (a) zonação em cristal de plagioclásio realçada pela alteração diferencial dos núcleos do cristal. (b) foliação milonítica marcada pelas lamelas de biotita contornando cristais alongados de quartzo. (c) Cristal de plagioclásio alongado segundo a foliação contendo macla de deformação . (d) Recristalização por *bulging* na matriz. (e) Recristalização evidenciada por agregado quartzo-feldspático poligonal, plagioclásio subédrico com macla de deformação e subgrão grande rotado (seta amarela). (f) Fenocristal de plagioclásio com fratura extensional selada por material da matriz.

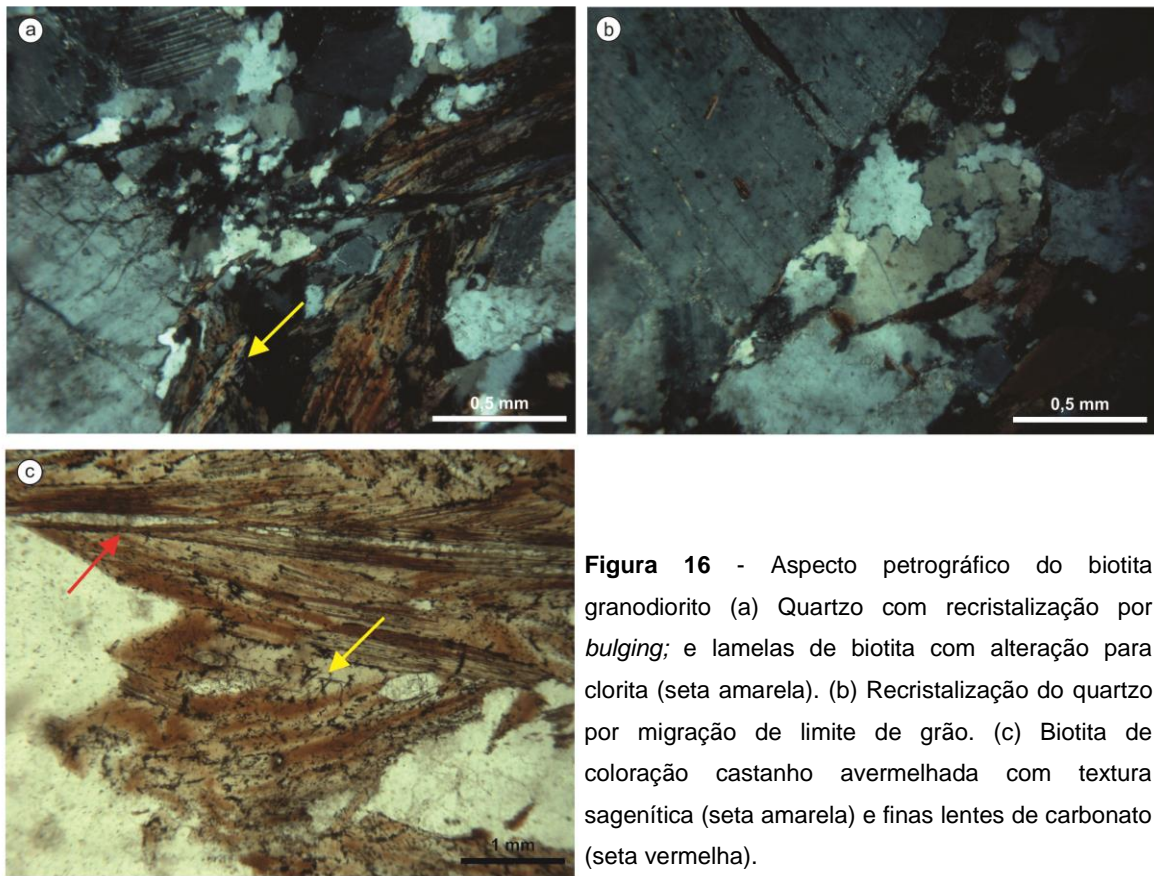


Figura 16 - Aspecto petrográfico do biotita granodiorito (a) Quartzo com recristalização por *bulging*; e lamelas de biotita com alteração para clorita (seta amarela). (b) Recristalização do quartzo por migração de limite de grão. (c) Biotita de coloração castanho avermelhada com textura sagenítica (seta amarela) e finas lentes de carbonato (seta vermelha).

6. IMPLICAÇÕES E DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

O desenvolvimento simultâneo de estruturas de encurtamento e regimes com movimentação lateral caracteriza um orógeno transpressivo.

A trama L>S com lineações de estiramento (L_{x1}) de alto *rake* e registro de movimento de topo para NW, atesta a atividade de uma estrutura de encurtamento, desenvolvida em um domínio contracional. A foliação S_{2a} de alto ângulo caracteriza um regime transcorrente, porém o caráter oblíquo da L_{x2a} demonstra que a movimentação não foi puramente horizontal.

O desenvolvimento dos domínios locais de tectonito L, típicos de regime constritivos, concentrados nas charneiras das dobras F_2 , mas também presente nos flancos, vincula a L_{x1} a esta fase de dobramento, o que sugere a contemporaneidade dessas estruturas. Considerando, ainda, que o mesmo dobramento F_2 é o responsável pelo desenvolvimento da foliação plano axial S_{2a} , é possível afirmar o caráter progressivo do desenvolvimento da S_1 , L_{x1} para a S_{2a} , L_{x2a} .

A L_{x1} , resultante de um regime construtivo e, portanto, com o predomínio de cisalhamento puro é sincrônica a L_{x2a} . Esta foi desenvolvida em um regime transcorrente e, por consequência, está vinculada a um cisalhamento simples o que atesta a contemporaneidade destes regimes, caracterizando assim uma transpressão.

Os veios pegmatíticos alojados ora na S_{2a} , ora na S_{2b} apontam para a proximidade temporal das duas foliações. Considerando isto e o fato da S_{2a} registrar um movimento destal, enquanto a S_{2b} mostra uma cinemática sinistral, admite-se que essas estruturas constituem um par conjugado. A ocorrência de um par conjugado aponta para o predomínio de uma componente de cisalhamento puro atuante no regime transpressivo.

Os diferentes graus de preservação das estruturas observadas em campo, bem como o desenvolvimento em maior e menor intensidade das mesmas, apontam para a heterogeneidade da deformação atuante nas duas unidades. A trama granoblástica associada às microestruturas e a presença da foliação milonítica observadas no ortogneisse peraluminoso apontam para uma deformação no estado sólido, enquanto a preservação de texturas tipicamente ígneas, como zonação dos cristais de plagioclásio e o microfraturamento selado por matriz sugere uma deformação sin-magmática para o biotita granodiorito.

As microestruturas observadas no quartzo do ortogneisse peraluminoso apontam para a superposição de deformação de alta e baixa temperatura. A recristalização por *bulging*, ainda que local, é descrita por Hirth & Tullis (1992) como uma microestrutura que se desenvolve sob condições de baixa temperatura, o que também é sugerido por Rosenberg & Stünitz (2003) que atribui a um intervalo de 200 – 300°C. Para Stipp *et al.* (2002b) este intervalo é de 280 – 400°C. A recristalização por migração por limite de grão é atribuída por Hirth & Tullis (1992) a condições de altas temperaturas. Rosenberg & Stünitz (2003) sugerem temperaturas de 400 - 500°C para este processo e para a recristalização por rotação de subgrãos. A extinção ondulante expressiva é característica de deformação plástica intracristalina, cuja temperatura mínima, segundo Stipp *et al.* (2002b), é de 280°C para que não haja deformação dútil significativa.

A ocorrência de duas gerações de subgrãos ortogonais, resultantes da ativação dos sistemas basal e prismático para acomodar as deslocções, formando o padrão tabuleiro de xadrez (*cheesboard pattern*) marca condições de altas temperaturas, da ordem de 650°C, compatíveis com as da fácies anfíbolito superior (Stipp *et al.*, 2002b; Khrull, 1996; Passchier & Trouw, 2000).

As feições de recristalização e deformação descritas acima estão presentes em ambas as unidades, e a coexistência destas microestruturas sugere a atuação de diferentes mecanismos de recristalização dinâmica e plasticidade intracristalina.

Enquanto para o quartzo são necessárias condições de muito baixo grau a fim de desencadear processos de recristalização dinâmica e plasticidade, para os feldspatos tais condições correspondem às observadas nas fácies xistos verde superior a anfíbolito. Tullis *et al.*, (2000) descrevem que a recristalização em feldspatos é iniciada em aproximadamente 500°C e atribuem o desenvolvimento de recristalização dinâmica de K-

feldspatos em milonitos ao intervalo de temperatura de 500 – 600°C, equivalente às condições da fácies anfibolito.

De acordo com Simpson & Wintsch (1989) e Vernon (1991) a ocorrência de mirmequitos nas bordas dos cristais de K-feldspato, como observado no ortognaisse peraluminoso, indica que o processo de mirmequitização se desenvolveu durante a deformação no estado sólido. A redução no tamanho de grão dos feldspatos também pode ser atribuída a esta deformação, e segundo Vernon *et al.* (1983) desenvolve-se sob condições de alto grau. A recristalização por rotação de subgrão nos feldspatos também é descrita em condições de mais alto grau. De acordo com Rosenberg & Stünitz (2003) tal processo se desenvolve em temperaturas acima de 550°C.

A deformação de baixa temperatura nos K-feldspatos é atestada pelo desenvolvimento de pertitas em chama e macla *tartan* na borda dos cristais, no ortognaisse peraluminoso, bem como pelo preenchimento de fraturas extensionais em cristais de plagioclásio, por material fino da matriz no biotita granodiorito. Estas feições remetem a temperaturas da ordem de 300°C, compatível com a fácies xistos verde e representam a progressão do evento de alta temperatura, denotando assim o rebaixamento da temperatura.

7. CONCLUSÕES

As estruturas observadas nas diferentes escalas sugerem uma deformação progressiva resultante de um regime transpressivo com predomínio de cisalhamento puro.

Com base nas microestruturas observadas pondera-se um intervalo de temperaturas entre 400° e 700°C para os processos de deformação das unidades estudadas. A presença de assembleias minerais de baixa temperatura, principalmente nas amostras coletadas na S_{2a} , bem como as microestruturas de baixa temperatura evidenciam uma trajetória térmica decrescente da deformação.

As características microestruturais descritas para o Ortognaisse peraluminoso evidenciam uma deformação no estado sólido, não sendo possível precisar as condições de cristalização desta unidade. Entretanto com base nas microestruturas observadas no Biotita granodiorito é possível determinar que esta unidade é intrusiva no Ortognaisse, portanto mais nova, e que a mesma representa uma unidade sin-tectônica, pois a deformação se desenvolveu enquanto a rocha ainda não estava totalmente cristalizada.

O caráter sin-tectônico do Biotita granodiorito permite que seja aventada a hipótese de que esta unidade ser contemporânea aos granitoides sin-tectônicos de idade neoproterozoicas já descritos no ESrg. Associado a este fato a presença da L_{x1} , que baliza a transpressão, em ambas as unidades a deformação pode ser posicionada no Neoproterozoico.

Recentemente tem sido observados registros de cinemática destal nas áreas adjacentes às zonas de cisalhamento Quitéria-Serra do Erval e Dorsal de Canguçu, que assinalam movimentação sinistral. Considerando esta discussão a suposição de que a S_{2a} (destal) e a S_{2b} (sinistral) representem um par conjugado vem a ser uma hipótese para explicar as diferentes movimentação, já que em um par conjugado a deformação sempre se desenvolve por um dos pares enquanto o outro fica subordinado. Apesar das fortes correlações descritas acima são necessários dados geocronológicos para determinação da idade do regime transpressivo a fim de permitir a construção de um modelo preciso para a evolução geotectônica da área.

REFERÊNCIAS

- Bitencourt, M. F. & Nardi, L.V.S. 1993. Late to Post-collisional Brasiliano Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65. Rio de Janeiro, v. 1, p. 3-16, 1993.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:184 – 187.
- De Toni, G.B., 2012. Análise da deformação dos sienitos sintectônicos do Complexo Várzea do Capivarita. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 81p.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C., Vieira Jr, N., Marques-Toigo, M.; Guerra-Sommer, M. & Piccoli, A.E., 1988. Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria (SH 22-Y- B- I-4) e Várzea do Capivarita (SH 22-Y-B-I-3), RS. Porto Alegre, 1988. 1 mapa preto e branco, escala 1:50.000.
- Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Kraemer, G., Tommasi, A., Porcher, C. C., Ramgramb, G .E. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):351-374.
- Fontana, E. 2012. *Caracterização geoquímica e petrogenética dos granitoides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul*. Dissertação de Mestrado.
- Gregory, T.R., 2007. *Caracterização Estrutural e Petrológica do Magmatismo Precoce do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos*. Porto Alegre, RS, 53p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S. 2011. Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS. *Revista Pesquisas em Geociências*, 38 (1): 85-108.
- Hartman, L.A., Chemale Jr, F., Phillip, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. *In: J.C. Frantz & R. Ianuzzi (Eds.) 2007. Geologia do Rio Grande do Sul – 50 Anos do IG-UFRGS*. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade. CIGO e IG-UFRGS, p 97-123.
- Hibbard, M. J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey: Prentice Hall. 604p.
- Hirth, G., Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14, 145-159.
- Knijnik, D.B., Bitencourt, M.F., Gregory, T.R. 2013. A Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval e o magmatismo sintectônico precoce do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro. *In: XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Anais...(CD)*, Ouro Preto, MG
- Koester, E. 1995. *Petrologia e geocronologia dos granitoides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu*. p.240. Tese de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre.

Kruhl, J.H. 1996. *Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer*. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 581-589.

Le Maitre, R.W. 1989. *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. *Blackwell Scientific Publ.*, London, 193p.

Martil, M.M.D. 2007. *Relações de Intrusão do Maciço Sienítico Piquiri, RS com suas encaixantes*. Porto Alegre, RS, 71p. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Nardi, L.V.S., & Bintencourt, M.F. 2007. Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. In: J.C. Frantz & R. Ianuzzi (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul – 50 Anos do IG-UFRGS*. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade. CIGO e IG-UFRGS, p 125-141.

Niessing, M. 2007. *Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite a silimanite-bearing syntectonicleuco-granite from the Sul-rio-grandense shield*. Dissertação de Mestrado, Munique, TechnischeUniversitatMunchen.

Passchier, C. W., Myers, J. S., Kröner, A. 1993. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. São Paulo: Edusp.

Passchier, C.W. & Trouw, R.A. 2005. *Microtectonics*. Springer. 372 p.

Picada, R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-rio-grandense. Caracterização dos sistemas de Falhas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG, v.1, p. 167-191.

Rosenberg, C.L., Stünitz, H. 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along temperature gradient: na example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology* 25, 389-408.

Schnorr, E.R. 2013. Caracterização estrutural de granitoides sintectônicos em ambiente de transcorrência. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul , 65p.

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

Streckeinsen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-33.

UFRGS 2006. *Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4)*, RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS 2007. *Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4) e Serra do Erval SH 22-Y-B-II-3 (MI2986/3)*, RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Vernon, R.H.. 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks. *Journal of Structural Geology* 13, 979-985.

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

Vernon, R.H., Williams, V.A., Darcy, W.F. 1983. Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics* 92, 123-145.

Yunds, R.A., Tullis, J. 1991. Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108, 335-346.