



**ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO DOS SIENITOS SINTECTÔNICOS
DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA**

Porto Alegre, 08 de dezembro de 2012

Giuseppe Betino De Toni

**ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO DOS SIENITOS SINTECTÔNICOS
DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA**

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 requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

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

Porto Alegre, 08 de dezembro de 2012

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

De Toni, Giuseppe Betino

Análise da deformação dos sienitos sintectônicos do Complexo Várzea do Capivarita. / Giuseppe Betino de Toni. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2012.

[79 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

Orientador: Maria de Fátima Bitencourt

1. Sienitos sintectônicos. 2. Análise da deformação. 3. Complexo Várzea do Capivarita. 4. Microestrutural. 5. Magmatismo sintectônico I. Título.

Catlogação na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Alexandre Ribas Semeler CRB 10/1900

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “Análise da deformação dos sienitos sintectônicos do Complexo Várzea do Capivarita”, elaborado por Giuseppe Betino De Toni, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Edinei Koester

Dr. Luiz Fernando Grafulha Morales

Dedico este trabalho ao meu pai,
“Sê *litho*”.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais pelo incentivo em estudar, e por me ensinarem que conhecimento ninguém te tira.

À Fátima pela paciência e exemplo de pesquisadora e professora.

Ao Lauro Nardi pelos papos e pela sua “cabeça-aberta” à novas ideias e sistemas complexos.

À todos os colegas e amigos, de bolsa, de campo, de papos, de vida ... cada um sabe que está e porquê está nesta lista, mas não mencionarei mais ninguém nominalmente para não cometer injustiças. Boa parte destas pessoas, na minha opinião se “personificam” no CAEG. Obrigado então ao CAEG por existir e me abrigar, e por me sugar também. Longa vida ao diretório!

À UFRGS e todos os contribuintes que garantem o ensino, pesquisa e extensão, público e de qualidade.

Ao CNPq pela bolsa de iniciação científica que me fez trilhar este caminho dentre tantos que a Geologia proporciona.

Agradeço a oportunidade de estudar Geologia, seja por desígnio ou acaso, a melhor coisa que já me ocorreu.

Obrigado!

E obrigado a você que está lendo, pela atenção.

*“As pedras falam, eu me calo.”
(autor desconhecido)*

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo principal caracterizar a progressão da deformação sobre as estruturas ígneas dos Granitóides Arroio das Palmas (GAP – 642 ± 10 Ma). Os GAP compreendem rochas porfíricas e de granulação fina, de composição sienítica e subordinadamente tonalítica. Representam a parte intrusiva do Complexo Várzea do Capivarita (CVC – 648 ± 18 Ma) na região de Encruzilhada do Sul, RS. A variação textural dos GAP é acentuada pelo registro de uma deformação heterogênea no estado sólido sob condições de alta temperatura, responsável pela geração de uma foliação milonítica paralela à sua foliação primária. Em rochas macroscopicamente indeformadas observam-se feições localizadas de deformação intracristalina, como subgrãos tipo tabuleiro de xadrez em quartzo e recristalização marginal e subgrãos em K-feldspatos. Relações de corte entre subgrãos de K-feldspato e lamelas de pertita indicam que a deformação já afetava estas rochas antes da temperatura magmática atingir a curva solvus. Em zonas de alta deformação observa-se no termo porfírico um processo de mirmequitização penetrativa, cujo produto é recristalizado em mantos e caudas de recristalização assimétricas destrais. Mais localizadamente são observadas faixas miloníticas de composição tonalítica. Um modelo conceitual para a gênese desta associação é apresentado, no qual a variedade tonalítica seria restrita a zonas de alta deformação sobre as rochas sieníticas, excluindo a existência de um magma tonalítico. Dados de análise quantitativa da deformação indicam que as rochas sofreram deformação plana imposta por uma elipse de razão axial mínima de 2,6. Resultados do método Rf/Φ indicam que os marcadores não possuíam no estágio indeformado uma orientação preferencial diferente da que apresentam no estágio deformado. A integração de dados obtidos de formas independentes, como (i) o paralelismo das foliações primária e milonítica dos GAP, concordantes com o bandamento das suas encaixantes; (ii) as temperaturas estimadas para as microestruturas observadas, compatíveis com as da fácies anfibolito superior a granulito; (iii) relações de corte em que microestruturas magmáticas truncam microestruturas deformacionais; (iv) bem como a ausência de padrões de orientação pretéritos aos identificados pela quantificação de tramas, são algumas das evidências que apontam para a hipótese das rochas estudadas serem sintectônicas à deformação e ao metamorfismo de alto grau de suas encaixantes.

Palavras-Chave: sienitos sintectônicos; Complexo Várzea do Capivarita; análise de deformação; microestrutural; magmatismo sintectônico.

ABSTRACT

This paper aims at characterizing the progression of deformation over the Arroio das Palmas Granitoids (GAP – 642 ± 10 Ma) primary igneous structures. These are porphyritic and fine-grained syenitic-tonalitic rocks which represent the intrusive part of the Varzea do Capivarita Complex (CVC – 648 ± 18 Ma) in the region of Encruzilhada do Sul, RS. Their textural variation is further enhanced by heterogeneous solid-state deformation under high temperature conditions which resulted in the generation of a mylonitic foliation parallel to the primary fabrics. In macroscopically undeformed rocks, intracrystalline deformation features are locally found, such as chessboard-pattern subgrains in quartz, marginal recrystallization and large subgrains in feldspars. Perthite lamellae locally crosscut host K-feldspar subgrain boundaries, which indicates deformation at temperatures above the solvus. Intensive myrmekitization is found in porphyritic varieties of high-strain zones, and the products are recrystallized within mantles and tails of dextral asymmetry, eventually leading to the formation of tonalites. A genetic model is developed to account for this association, in which the tonalitic varieties would be restricted to highly-deformed zones of the former syenitic rocks, and therefore would exclude the existence of a tonalitic magma. Quantitative strain analysis data indicate that these rocks have undergone plane strain with a strain ellipse of Rs at least 2.6. R_f/Φ results indicate that markers did not have a preferred orientation in the undeformed state other than the one they show after deformation. The syntectonic character of the studied rocks is given by several independent lines of evidence, such as (i) parallelism between GAP primary and mylonitic foliation, as well as with the host gneissic banding; (ii) estimated temperatures for the microstructures, which are compatible with upper amphibolite to granulite facies conditions; (iii) the fact that magmatic structures cut across deformational microstructures; (iv) the lack of previews, discordant preferred orientation of marker in the undeformed state.

Key words: syntectonic syenitie; Complexo Várzea do Capivarita; strain analysis; microstructural; syntectonic magmatism

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização e acesso da área de estudo.	2
Figura 2 - Esquema simplificado de preparo das amostras para a análise quantitativa de tramas.	12
Figura 3 - Contexto geológico regional: a) Mapa da porção meridional da Província Mantiqueira; b) Mapa geológico dos arredores de Encruzilhada do Sul, com indicação aproximada da área de estudo (modificado de Bitencourt <i>et al.</i> , 2011). ...	16
Figura 4 - Principais feições de campo dos GAP quando indeformados: a).... Contato intrusivo dos GAP com os paragneisses do CVC, onde se observa a injeção abrindo o bandamento das encaixantes; b) Intercalação centimétrica entre as fácies porfírica e equigranular fina dos GAP; c) Detalhe de um contato irregular e difuso entre as fácies dos GAP, onde observam-se megacristais de K-feldspato capturados pela fácies equigranular fina; d) Detalhe de uma porção lenticular da fácies equigranular fina aprisionada entre megacristais de KF; e) Injeção tabular subvertical do termo tardio na fácies porfírica. Observa-se na injeção alguns esparsos fragmentos alongados do termo fino; f) Brecha magmática contendo fragmentos centimétricos alongados da fácies fina e de xenólitos de gnaisses, fragmentos arredondados um pouco maiores da fácies porfírica e megacristais isolados cimentados pelo termo sienítico tardio dos GAP.	18
Figura 5 - Principais feições de campo dos GAP quando deformados: a) foliação milonítica incipiente paralela à foliação magmática; b) lineação de estiramento de alta obliquidade registrada em veios leucograníticos injetados paralelos à foliação milonítica dos GAP; c) intercalação entre a fácies porfírica e a fácies tonalítica equigranular fina; d) porfiroclasto de K-feldspato com caudas de recristalização assimétricas de cinemática dextral no contato entre a fácies porfírica e a fácies tonalítica equigranular fina.	19
Figura 6 - Croqui do afloramento GJ-26, com posicionamento das fotografias apresentadas na figura 7.....	21
Figura 7 - Relações entre as fácies dos GAP no afloramento GJ-26: a) Injeção do termo tardio aproximadamente perpendicular à So do GAP, afetado por uma zona de cisalhamento dextral, preenchida pelo termo porfírico; b) Brecha magmática composta por fragmentos do GAP porfírico e fino e xenólitos de gnaisse, cimentada pelo termo tardio; c1) Injeção do termo tardio, afetado por uma zona de cisalhamento dextral, preenchida pelo termo porfírico; c2) Detalhe da porção	

superior esquerda da foto c1, onde observa-se a terminação de uma das zonas de cisalhamento e a matriz os megacristais estirados penetrando a fratura.	21
Figura 8 - Mapa geológico da área de estudo (contém dados compilados de Martil, 2007, 2010; UFRGS, 2008).	24
Figura 9 - Seção geológica A-A', acompanhada de estereogramas e fotografias representativas de cada afloramento. Descrições no texto.	25
Figura 10 - Estereograma de polos das foliações ígnea e milonítica dos GAP. Projeção equiárea, hemisfério inferior.	26
Figura 11 - Estereograma de polos da foliação ígnea dos GAP e do bandamento de suas encaixantes. Rede equiárea, hemisfério inferior.	27
Figura 12 - Estereograma de lineações primárias e de estiramento dos GAP e de estiramento das encaixantes. Rede equiárea, hemisfério inferior.	27
Figura 13 - Vista geral de uma lâmina do GAP porfirítico indeformado, com a foliação marcada pelo alinhamento dimensional do K-feldspatos e dos minerais máficos da matriz. Escala: base da imagem = 2 cm.	30
Figura 14 - Grão de quartzo intersticial com subgrão em padrão tabuleiro de xadrez. A matriz é composta predominantemente por biotita e também contém anfibólio (alta birrefringência).	31
Figura 15 - Detalhe da composição da matriz máfica: biotitas à esquerda, clinopiroxênios com contatos poligonais no centro, e anfibólios à direita. Em a) luz natural; b) nicóis cruzados.	31
Figura 16 - Megacristal de K-feldspato pertítico com recristalização marginal no contato com outros megacristais. O megacristal central apresenta dois limites de subgrão, indicados pelas setas, que são truncados pelas pertitas. a) Vista geral; b) Detalhe do limite de subgrão da direita, onde observa-se a relação de corte descrita e também o encurvamento de uma pertita no limite de subgrão (seta).	32
Figura 17 - Fotomicrografias de um porfiroclasto de K-feldspato: a) aspecto geral do porfiroclasto, composto por um conjunto de fragmentos com morfologia de <i>pinch-and-swell</i> ; b e c) fotomicrografias utilizando o comparador revelam a proximidade óptica dos fragmentos e de seus subgrãos; d) detalhe do centro da figura 17a, onde observa-se o manto de mirmequitas invadindo uma fratura do megacristal.	34
Figura 18 - Porfiroclasto de K-feldspato manteado por mirmequitas que gradam para caudas de recristalização assimétricas destrais: a) vista geral; b) detalhe da gradação textural na cauda de recristalização da direita.	35

Figura 19 - Porfiroclasto de K-feldspato boudinado, com a zona de baixa pressão intersticial afetando a foliação e sendo preenchida por quartzo: a) vista geral; b) detalhe do canto superior esquerdo, onde observa-se a neocristalização de feldspato e quartzo intrafoliação, formando um princípio de bandamento composicional com as lamelas de biotita da matriz.	35
Figura 20 - Detalhe da porção centro-inferior da figura 19, onde observa-se um agregado de K-feldspato com textura granoblástica poligonal bem desenvolvida. ...	36
Figura 21 - Relicto de megacristal de K-feldspato quase completamente consumido pelos processos de mirmequitização e recristalização.	37
Figura 22 - Tonalito petrográfico: termo fino em zona de alta deformação, composto por plagioclásio sódico, quartzo e biotita com textura granoblástica poligonal fina, com raros relictos de K-feldspatos mirmequitizados, como o observado na porção centro-esquerda da imagem.	38
Figura 23 - Faces das duas amostras analisadas com suas respectivas dimensões em centímetros.	43
Figura 24- Resultados de R_s e Φ das elipses de deformação obtidos pelo método centro-a-centro (Mulchrone, 2002) nas duas amostras analisadas.	48
Figura 25 - Gráficos das funções de distribuição SURFOR e dados obtidos graficamente de R_s e Φ para as elipses seccionais das duas amostras analisadas.	50
Figura 26 - Gráficos, dados e parâmetros estatísticos obtidos pela aplicação do método R_f/Φ nas duas amostras analisada.	53
Figura 27 - Modelo conceitual da geração dos tonalitos petrográficos a partir dos processos de mirmequitização e recristalização penetrativos (adaptado de Simpson & Wintsch, 1989).	60

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Valores críticos de χ^2 utilizados no teste de distribuição θ (Lisle, 1985). 46	
Quadro 2 - Dados quantitativos de análise da deformação obtidos nas duas amostras analisadas através de três métodos distintos.54	

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CVC	Complexo Várzea do Capivarita
GAP	Granitóides Arroio das Palmas
ESRG	Escudo Sul-rio-grandense

LISTA DE SÍMBOLOS

R_i	razão de forma inicial ou indeformada de um marcador elíptico
R_f	razão de forma final de um marcador elíptico
R_s	razão de forma da elipse de deformação
θ	ângulo entre o eixo maior de um marcador e a direção de extensão máxima no estágio inicial ou indeformado
Φ	ângulo entre o eixo maior de um marcador e a direção de extensão máxima no estágio final ou deformado
$R_f(H)$	média harmônica da razão de forma final dos marcadores
$\underline{\Phi}$	média vetorial de Φ

Sumário

Catlogação na Publicação.....	III
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS.....	III
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	2
1.2 PROBLEMÁTICA E OBJETIVOS.....	2
1.2.1 PROBLEMAS.....	2
1.2.2 PRESSUPOSTOS.....	3
1.2.3 HIPÓTESES.....	3
1.2.4 OBJETIVOS.....	3
2. SOBRE O MAGMATISMO SINTECTÔNICO.....	5
3. TÉCNICAS E METODOLOGIA.....	7
3.1 ETAPA DE CAMPO E PRÉ-CAMPO.....	7
3.1.1 TÉCNICAS PRÉ-CAMPO.....	7
3.1.2 TÉCNICAS DE CAMPO.....	8
3.2 ETAPA PÓS-CAMPO.....	9
3.2.1 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA.....	9
3.2.2 CONFECÇÃO DE ESTEREOGRAMAS.....	9
3.2.3 ANÁLISE QUANTITATIVA DA DEFORMAÇÃO.....	10
4. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	14
4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	14
4.2 O COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA – UM BREVE HISTÓRICO.....	15
5. GEOLOGIA E ESTRUTURA DOS GRANITOIDES ARROIO DAS PALMAS.....	17
5.1 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	17
5.2 CONCLUSÕES PARCIAIS.....	28
6. PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS.....	29
6.1 RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES.....	29
6.2 REVISÃO CONCEITUAL – MIRMEQUITAS E ROCHAS DEFORMADAS.....	38
6.3 CONCLUSÕES PARCIAIS.....	40
7. ANÁLISE QUANTITATIVA DA DEFORMAÇÃO.....	42
7.1 AMOSTRAS ANALISADAS.....	42
7.2 MÉTODOS EMPREGADOS.....	42

7.2.1 MÉTODO CENTRO-A-CENTRO – Delaunay Triangulation Nearest-Neighbour Method (Fry, N., 1979; DTNNM - Mulchrone, 2002).....	42
7.2.2 MÉTODO DE PROJEÇÃO – SURFOR (Panozzo, 1984).....	44
7.2.3 MÉTODO Rf/Φ (Lisle, 1985).....	44
7.3 RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES	46
7.3.1 RESULTADOS DO MÉTODO CENTRO-A-CENTRO	46
7.3.2 RESULTADOS DE SURFOR	49
7.3.3 RESULTADOS DO MÉTODO RF/Φ	51
7.4 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES PARCIAIS.....	54
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	56
9. BIBLIOGRAFIA	61

1. INTRODUÇÃO

O estudo do registro ígneo e metamórfico pré-cambriano permite decifrar a história mais remota da Terra e constitui um verdadeiro exercício de imaginação através de múltiplas escalas em direção ao tempo profundo. Os processos formadores destas rochas acontecem a taxas infinitesimais em profundos níveis crustais e são manifestações da Tectônica de Placas, e em última instância, da perda de calor interno do nosso planeta. Estas dissipações se dão, entre outras formas, através da fusão de rochas, da convecção de magmas e da sua cristalização, em reações metamórficas, e também por cinemática em diversas escalas, desde a migração de defeitos intracristalinos e estiramento mineral até movimentações de massas continentais em zonas de falhas e da expansão e subducção da crosta oceânica.

Em cinturões orogênicos o magmatismo sintectônico é um importante fator para a acomodação da deformação. Em porções profundas da litosfera, onde predomina a deformação dúctil, o seu reconhecimento é dificultado pelo fato de o registro ser fragmentado e superposto por esta deformação. Texturas e estruturas geradas sob estas condições podem ser equivocadamente atribuídas ao metamorfismo.

Na região de Encruzilhada do Sul, RS, encontra-se registrado um evento metamórfico de alto grau nas rochas que compõem o Complexo Várzea do Capivarita (Martil, 2011). Estas rochas são encaixantes de uma associação de rochas sieníticas texturalmente variadas, e subordinadamente tonalíticas de grão fino, intituladas Granitóides Arroio das Palmas (GAP – Martil, 2007). Os GAP registram uma deformação heterogênea concordante com sua trama magmática

e com o *trend* regional NW. Os GAP são estratigraficamente inclusos no CVC e constituem o objeto de estudo do presente trabalho.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se à noroeste de Encruzilhada do Sul, RS, na porção oeste da Folha Passo das Canas. O acesso a partir de Porto Alegre se dá pela BR-290 até Pantâno Grande, e dali para sul pela RS-471 (Fig. 1). A área fica geograficamente situada na porção oeste da Folha Passo das Canas, RS. Para acessar esta região deve-se passar da entrada da cidade de Encruzilhada do Sul, entrando numa estrada vicinal para norte, sinalizada como Arroio Chanã.



Figura 1 - Mapa de localização e acesso da área de estudo.

1.2 PROBLEMÁTICA E OBJETIVOS

1.2.1 PROBLEMAS

Dois problemas principais motivam o presente trabalho, e para fins de clareza serão tratados em paralelo neste volume:

- 1) Por um lado, qual seria a relação dos termos ígneos e miloníticos dos GAP? A deformação é progressiva em relação ao magmatismo?

- 2) Por outro lado, constata-se que a associação de rochas sieníticas e tonalíticas é geologicamente incomum. Os tonalitos são volumetricamente muito menos expressivos do que os sienitos, e em geral estão restritos a zonas de alta deformação. Questiona-se se a composição modal tonalítica é primária, fruto da cristalização de um magma tonalítico, ou secundária, sendo fruto de transformações no estado sólido?

1.2.2 PRESSUPOSTOS

Seguindo as linhas de raciocínio, são premissas das hipóteses:

- 1) As rochas registram o campo tensional vigente no momento de sua gênese, na orientação preferencial e na razão de forma dos seus constituintes (marcadores);
- 2) Um intenso processo de mirmequitização penetrativa ocorre associado às zonas de alta deformação e o produto deste processo é recristalizado de forma subsequente.

1.2.3 HIPÓTESES

Como resposta aos problemas apresentados as seguintes hipóteses são levantadas:

- 1) A deformação é síncrona em relação ao magmatismo, sem que ocorra mudança significativa de condições (pressão e temperatura), campo tensional, nem intervalo de tempo significativo;
- 2) A composição modal tonalítica é fruto da mirmequitização penetrativa, que é induzida e retomada pela deformação em zonas de cisalhamento.

1.2.4 OBJETIVOS

- 1) Caracterizar os GAP do ponto de vista petrográfico e estrutural;
- 2) Aplicar três métodos de análise quantitativa da deformação para obter e comparar o grau de orientação e razão de forma dos marcadores que as rochas tinham quando da sua cristalização e o quanto este é preservado/influencia no grau de orientação e razão de forma observado nos termos miloníticos;

- 3) Executar a descrição petrográfica e microestrutural, com objetivo de construir critérios para testar a hipótese de origem dos termos tonalíticos;
- 4) Buscar critérios para discernir o tênue limite entre magmatismo, deformação e metamorfismo, objetivando melhor entender em que campos estas rochas se enquadram.

2. SOBRE O MAGMATISMO SINTECTÔNICO

Conforme foi discutido por Bitencourt (1996), o simples reconhecimento de processos de deformação no estado sólido em granitóides dá margem a interpretações contraditórias e com implicações genéticas diferentes:

I – A rocha é metamórfica, de protólito ígneo plutônico. Isto implica um **intervalo de tempo significativo entre o resfriamento do magma e o reaquecimento metamórfico**. Este intervalo de tempo permite **mudanças das condições** de pressão e temperatura **de formação para as de transformação da rocha**, e possivelmente de campo tensional;

II – A rocha é ígnea, intrudida em zona de falhas e/ou em um ambiente de metamorfismo regional (i.e. o magmatismo é sintectônico). Isto implica um reequilíbrio da trama original nas zonas de maior deformação. Se a intrusão ocorreu em níveis suficientemente profundos para o predomínio de processos de deformação dúctil ocorrerá: i) recristalização dinâmica; ii) formação de uma foliação milonítica concordante a subconcordante com a magmática; e iii) registro de uma lineação de estiramento, que indicará a direção de transporte tectônico. **O registro indicará um decréscimo na temperatura compatível com a cristalização magmática. Neste caso a deformação no estado sólido é ativada pela temperatura da própria intrusão e pelo campo tensional regional, sem que haja intervalo de tempo significativo.**

Tais rochas foram incluídas por Hibbard (1995, p. 351) num grupo que ele chamou *dynamomagmatic gneisses*. Este termo, que não é usual, perde significado genético pela sua abrangência. As rochas formadas pela cristalização e recristalização (deformação) concomitante de um magma são mais corretamente denominadas de magmáticas sintectônicas.

Vernon *et al.* (2012) descrevem uma associação de rochas ígneas da Nova Zelândia, com feições de mistura de magmas félsicos e máficos, no contexto de uma zona de transferência de magmas que é sintectônica a uma zona de cisalhamento. As rochas máficas cristalizam rapidamente contra as félsicas e permanecem quentes durante o seu resfriamento *subsolidus*, por causa das repetidas injeções que ocorrem na zona. Durante este tempo a zona de transferência, que é também uma zona de cisalhamento, agiu deformando estas rochas. As rochas félsicas registram deformação localizada, predominantemente relacionada a processos de mirmequitização. As rochas máficas apresentam diferentes graus de deformação e chegam a ter texturas granoblásticas generalizadas e paragêneses metamórficas de fácies anfíbolito, com a recristalização de plagioclásio cálcico em plagioclásio intermediário e a substituição de piroxênio por hornblenda. Cook (1988) se referiu a estas rochas como sendo 'autometamórficas'.

'Autometamorfismo' é um termo definido por Sargent (1917) para fenômenos de alteração de uma rocha ígnea pelos seus fluidos finais. Esta conotação é atualmente denominada 'alteração deutérica' de forma usual. O termo 'autometamórfico' foi utilizado por Bradshaw (1990) e por Hollis *et al.* (2004) para se referir a intrusões sincinemáticas e para a contínua deformação e recristalização, sob altas temperaturas, de rochas magmáticas, máficas a intermediárias, até formar ortognaisses. Vernon *et al.* (2012) sugerem que o termo autometamórfico seja utilizado para mudanças majoritariamente de forma nos cristais de uma rocha ígnea, durante seu resfriamento *subsolidus*, sem que ocorra um *overprint* metamórfico.

Tendo em vista a hipótese magmática sintectônica para a geração das rochas estudadas neste trabalho, cabe verificar o grau de preservação das estruturas primárias em locais com diferentes intensidades de deformação. Estabelecer as ordens e intervalos relativos entre os processos de cristalização e recristalização das fases minerais é necessário para apoiar tal hipótese e também se discutir a possibilidade de situações 'autometamórficas'.

3. TÉCNICAS E METODOLOGIA

Neste trabalho foram aplicadas técnicas de obtenção e caracterização de dados petrográficos e estruturais, incluindo aí dados quantitativos, com o intuito de correlacioná-los numa abordagem integradora de diferentes escalas. Para tanto, o trabalho foi separado em duas grandes etapas, uma visando o trabalho de campo e obtenção dos dados e amostras, e outra de laboratório, onde os dados foram tratados e integrados.

3.1 ETAPA DE CAMPO E PRÉ-CAMPO

3.1.1 TÉCNICAS PRÉ-CAMPO

- o levantamento de dados previamente existentes sobre a área (UFRGS, 2008; Martil, 2007, 2010)
- compilação destes em um mapa preliminar de pontos e estruturas em *software* de georreferenciamento (ArcGIS 10™);
- análise de aerofotos e imagens de satélite (*Google Earth*™), para um inventário de possíveis afloramentos a serem verificados e elaboração de perfis;
- a descrição de amostras já existentes dos litotipos conhecidos da associação;
- a obtenção e organização de materiais necessários para o trabalho de campo.

3.1.2 TÉCNICAS DE CAMPO

Foi realizada uma etapa de campo de 8 dias, para a coleta de dados estruturais e realização de seções geológicas e croquis de detalhe. Para a coleta de dados estruturais foram utilizadas bússolas do tipo Clar e a notação da regra da mão esquerda (a descrição da técnica é dada a seguir no item 3.1.3). Na confecção da seção geológica foi aplicado o Método das Transversas, conforme descrito por Barnes (1981). Este método implica a realização de perfis perpendiculares ao *trend* estrutural regional, obtendo-se assim uma melhor visualização da variação dos padrões estruturais e composicionais. Também neste trabalho de campo foram coletadas amostras orientadas, representativas de diferentes estágios de deformação, para laminação e aplicação de métodos de quantificação.

3.1.2.1 A NOTAÇÃO ESTRUTURAL DA MÃO ESQUERDA

Para se obter a orientação de uma estrutura planar, procede-se da seguinte forma: com a palma da mão virada para baixo, utilizando o dedo indicador da mão esquerda como referência da direção do plano e o polegar indicando o mergulho. Todo dado estrutural planar contém:

- I. Azimute da direção da camada (linha horizontal contida no plano), que por convenção sempre estará a 90 graus anti-horários do sentido de mergulho;
- II. Ângulo de mergulho da camada.

Ex.: S_{mil} (000/87) lê-se que o plano de foliação milonítica tem direção 000° (Norte) e mergulha 87° no sentido 090° (Leste).

3.1.2.2 MAPEAMENTO GEOLÓGICO E SEÇÃO GEOLÓGICA TRANSVERSA

Para melhor delimitar os contatos entre os gnaisses do Complexo Várzea do Capivarita e os Granitóides Arroio das Palmas, e também para entender melhor a distribuição e variabilidade estrutural, foi realizado um mapeamento geológico em escala 1:10.000, tendo como base os dados previamente levantados por UFRGS (2008), Martil (2007, 2010) e pelo grupo de pesquisa Magmatismo Sintectônico. Para fins de apresentação, este mapa foi impresso na presente edição em escala 1:25.000. O mapa é acompanhado de uma seção geológica, que se estende por cerca de 180 metros, de uma zona de baixa a uma zona de alta deformação.

3.1.2.3 COLETA DE AMOSTRAS ORIENTADAS

A coleta de amostras orientadas permite a correlação de dados obtidos em laboratório com sua posição original em campo, contribuindo assim para a abordagem integradora de diferentes escalas. Procedê-se, após coletar a amostra de um afloramento, recolocando a mesma na posição original e medindo um plano qualquer da amostra. Anota-se a orientação do plano e marca-se na face medida o símbolo que representa o plano (direção do plano, com seta na posição equivalente ao dedo indicador da mão esquerda, e sentido do mergulho, indicado por um traço ortogonal). Quando a amostra é coletada com o intuito de ser laminada ou serrada para a quantificação é preferível que o corte seja marcado em campo, tendo em vista orientá-lo corretamente com referência às direções de foliação e de lineação.

3.2 ETAPA PÓS-CAMPO

A etapa pós-campo inclui uma série de procedimentos relacionados a diferentes métodos empregados, sendo cada método descrito abaixo

3.2.1 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

A descrição petrográfica das amostras é feita no campo e complementada em laboratório, quando pertinente, com o auxílio de microscopia óptica. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Preparação de Amostras, do Instituto de Geociências da UFRGS, e no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da USP. Toma-se o cuidado de marcar o corte perpendicular à foliação e paralelo à lineação, onde observa-se o estiramento verdadeiro, a verdadeira espessura das camadas e indicadores cinemáticos confiáveis. Os aparelhos utilizados nas descrições foram um microscópio petrográfico ZEISS e uma lupa de luz transmitida Micronal, ambos localizados na sala 203 do Departamento de Geologia da UFRGS. As fotomicrografias foram obtidas com um microscópio petrográfico ZEISS acoplado a uma máquina digital controlada por computador, localizado na sala 104 do Departamento de Mineralogia e Petrologia da UFRGS.

3.2.2 CONFECÇÃO DE ESTEREOGRAMAS

Para a confecção de estereogramas utilizou-se o *software* Stereo32™. São feitos os seguintes procedimentos, passo a passo:

- Elabora-se uma tabela no Microsoft Excel™, tomando cuidado para utilizar os sentidos de mergulho dos planos;
- Ainda no Microsoft Excel™, deve-se salvar esta tabela como arquivo do tipo “.txt (separado por tabulações)”;
- Abre-se este arquivo no STEREO32™;
- Pode-se então manipular os dados livremente em uma interface do tipo tabela, selecionando-se diferentes símbolos para estruturas ou famílias de estruturas distintas que se deseja expor em um mesmo estereograma;
- Gera-se o estereograma utilizando a ferramenta “*Displays data in projection*”. Observação: planos são automaticamente plotados como polos de planos. Para plotar um plano como seu grande círculo deve-se modificar o marcador e acionar a opção “*great circle (90°)*”;
- Gera-se um diagrama de frequências utilizando a ferramenta “*Displays density projection of data*”;
- Para exportar os diagramas deve-se utilizar a aba “*Edit*” - “*Save chart as...*”, onde há a opção de salvar o diagrama como arquivo do tipo “.wmf”, editável em muitos softwares gráficos, além de “.bmp”.

3.2.3 ANÁLISE QUANTITATIVA DA DEFORMAÇÃO

3.2.3.1 METODOLOGIA DE PREPARO DAS AMOSTRAS

Para a aplicação dos métodos de quantificação foi necessário produzir, em amostras orientadas, faces representativas das elipses seccionais das tramas das amostras em questão. A metodologia de preparo das amostras é, portanto, comum aos três métodos empregados. Especificamente no que tange à coleta de amostras orientadas para a quantificação, chama-se a atenção para a necessidade de amostras representativas no que diz respeito ao volume de amostra *versus* o tamanho dos marcadores em questão. Higgins (2006) aponta um valor mínimo de 1:10 para o máximo tamanho de grão em relação ao tamanho mínimo da imagem quantificada, o que implica diretamente no tamanho da amostra coletada. Os procedimentos passo a passo para obtenção dos dados de quantificação resumem-se no esquema ilustrado na figura 2 e estão listados abaixo:

- Foram coletadas duas amostras orientadas, representativas dos extremos ígneo (indeformado) e milonítico (em zona de alta deformação), para uma comparação dos dados;

- As amostras foram então serradas segundo as direções X, Y e Z dos elipsoide de deformação;
- Nas faces foi aplicado verniz fosco para que as texturas fossem evidenciadas sem que houvesse reflexo de luz;
- Estas faces foram escanizadas com um escâner-de-mão modelo SKYPIX TSN410A;
- Quando necessário, o imageamento das faces foi feito em duas etapas, para haver uma maior cobertura sem distorções, e depois as duas imagens foram unidas utilizando-se o *software* AutoStitch™;
- As imagens representativas das faces foram então tratadas no *software* gráfico Corel PhotoPaint X5™, onde foi aplicada a ferramenta de “Ajuste automático”, para obter-se um realce no contraste, que ajudou nas próximas etapas;
- As imagens foram importadas no *software* ArcGIS 10™, onde foram referenciadas de acordo com a escala original da amostra serrada, em centímetros;
- Foi criada uma *shapefile* (.shp) de polígonos para então iniciar-se o processo de vetorização dos megacristais representados nas imagens em questão;
- Com o término da vetorização, importa-se a *shapefile* para o *software* MATLAB R2006a™, onde se procedem as quantificações utilizando a *toolbox* PolyLx™ (Lexa, 2006) - um conjunto de rotinas de cálculo baseadas em métodos clássicos de análise de deformação e geologia estrutural.

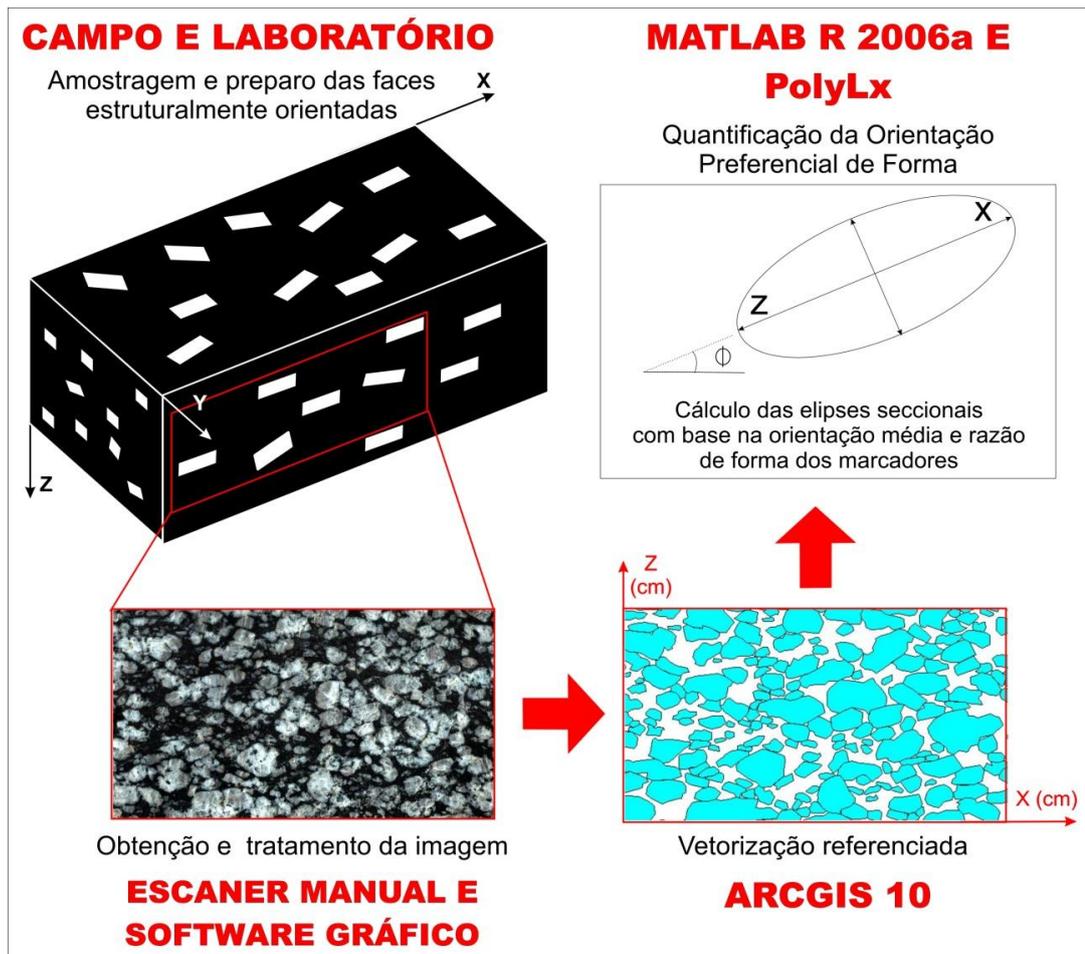


Figura 2 - Esquema simplificado de preparo das amostras para a análise quantitativa de tramas.

Chama-se a atenção para os efeitos de corte e para o grau de subjetividade na digitalização dos megacristais, inerentes ao método. A subjetividade é minimizada ao se manter em mente critérios básicos de mineralogia. Podem surgir problemas para discernir diferentes cristais em um agregado, ou quando um cristal, devido ao efeito de corte, aparece como dois “fragmentos”. Recomenda-se que a vetorização seja sempre feita na presença da amostra, para que eventuais dúvidas possam ser sanadas *in loco*.

3.2.3.2 Métodos de quantificação empregados

Foram empregados três métodos clássicos de quantificação de tramas, cada qual com diferentes pressupostos em relação ao estado inicial de orientação, forma e distribuição dos marcadores. Os três métodos assumem que a deformação é homogênea e que os marcadores têm caráter passivo, com baixo contraste de viscosidade em relação à matriz. A descrição dos métodos e de

seus pressupostos será feita no capítulo 7 - Análise quantitativa da deformação, para que seja mantida uma continuidade lógica.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As rochas estudadas no presente trabalho situam-se na porção norte do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG). Este escudo compõe, juntamente com o Escudo Catarinense e com o Escudo Uruguaio, a extensão meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1967). O ESRG é composto em grande parte por granitoides relacionados ao Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, cujas encaixantes são um embasamento metamórfico paleoproterozóico (Hartmann *et al.* 1999; Soliani Jr., *et al.* 2000). O Ciclo Brasileiro/Pan-Africano é caracterizado por uma fase de magmatismo de arco com pico em 760 a 700 Ma (Fernandes *et al.*, 1992; Chemale Jr., 2000), e por amplo magmatismo pós-colisional com idades entre 650 e 550 Ma (Bitencourt & Nardi, 2000).

As rochas paleoproterozóicas estão localizadas no extremo sudoeste do estado, sendo melhor expostas no Escudo Uruguaio. Ainda na porção ocidental do ESRG, estão registrados o magmatismo juvenil de arco brasileiro e a cobertura vulcano-sedimentar de mesma idade. A porção central do Escudo é constituída de uma faixa estreita de rochas metamórficas supracrustais. A porção leste do ESRG é composta por um grande volume de rochas granitoides, dispostas em uma faixa de direção NE-SW que se estende de Santa Catarina ao Uruguai e é denominada Batólito Pelotas (Fragoso César *et al.* 1986). A íntima associação da atividade ígnea com as zonas de cisalhamento regionais que compõem a estrutura Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro é referida por Bitencourt & Nardi (2000 - Fig. 3).

A região do presente estudo é contextualizada na porção norte do ESRG, na borda oeste do Batólito Pelotas, a leste do Maciço Sienítico Piquiri (MSP), e faz parte do chamado Bloco Encruzilhada do Sul de Soliani Jr. (1986).

4.2 O COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA – UM BREVE HISTÓRICO

Os gnaisses expostos na área foram inicialmente denominados Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita por Frantz *et al.* (1984), o qual incluiria todas rochas gnáissicas aflorantes na região de Encruzilhada do Sul em uma associação de paragnaisses aluminosos, calci-silicáticos e quartzo-feldspáticos interdigitados, rochas metanortosíticas, e de forma subordinada, ortognaisses de composição granítica a tonalítica. Segundo os autores todas as rochas do Complexo teriam sido polideformadas e metamorfizadas em condições de fácies anfibolito superior.

Fernandes *et al.* (1988) cunharam o termo Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (SMVC) ao desmembrar as sequências de rochas supracrustais metamorfizadas, do Metanortosito Capivarita e de um conjunto de ortognaisses granodioríticos a tonalíticos. Estes foram interpretados como representantes de granitóides intrusivos na sequência supracrustal, igualmente polideformados e metamorfizados em fácies anfibolito superior, então correlacionados ao Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos.

A SMVC foi interpretada como uma sequência de sedimentos plataformais do tipo margem continental passiva (Fragoso Cesar, 1991), metamorfizada em condições de fácies anfibolito superior a granulito. Dados de Gross *et al.* (2006) relacionam estas rochas a um evento tectono-termal com condições de temperatura entre 750 e 800⁰ C e de pressão entre 3 e 4 Kbar. Estes autores ainda mencionam idades radiométricas Sm-Nd em granadas entre 604 e 626 Ma para o metamorfismo principal da sequência, que são interpretadas como relacionadas à amalgamação dos crátons Rio de La Plata e Kalahari. Já Martil *et al.* (2012) apontam a idade de 648±18 Ma (U-Pb por LA-MC-ICP-MS em zircão) para o metamorfismo de fácies granulito do CVC, obtida em ortognaisses tonalíticos.

Martil (2007, 2011) descreve na mesma área a intercalação de orto e paragnaisses em diversas escalas, o que torna impossível a separação em duas unidades distintas, o que levou a autora a retomar a designação original de Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. Mapeamentos de semi-detelhe realizados por UFRGS nesta área (2008) e em outras áreas de importante ocorrência destas rochas para leste e para sul (2010) confirmam esta observação. A mesma autora foi a primeira a mencionar a ocorrência de uma associação de rochas intrusivas no Complexo, de texturas porfirítica e equigranular fina de contatos gradacionais, e denominou-as Granitóides Arroio das Palmas (Martil, 2007). A

intercalação dos GAP com os gnaisses do CMVC em diversas escalas, assim como a sua concordância estrutural, levaram UFRGS (2011) a incluí-los no complexo, então denominado de Complexo Várzea do Capivarita. Bitencourt *et al.* (2011) apresentam a idade de 642 ± 10 Ma (U-Pb por LA-MC-ICP-MS em zircão) para a cristalização destas rochas.

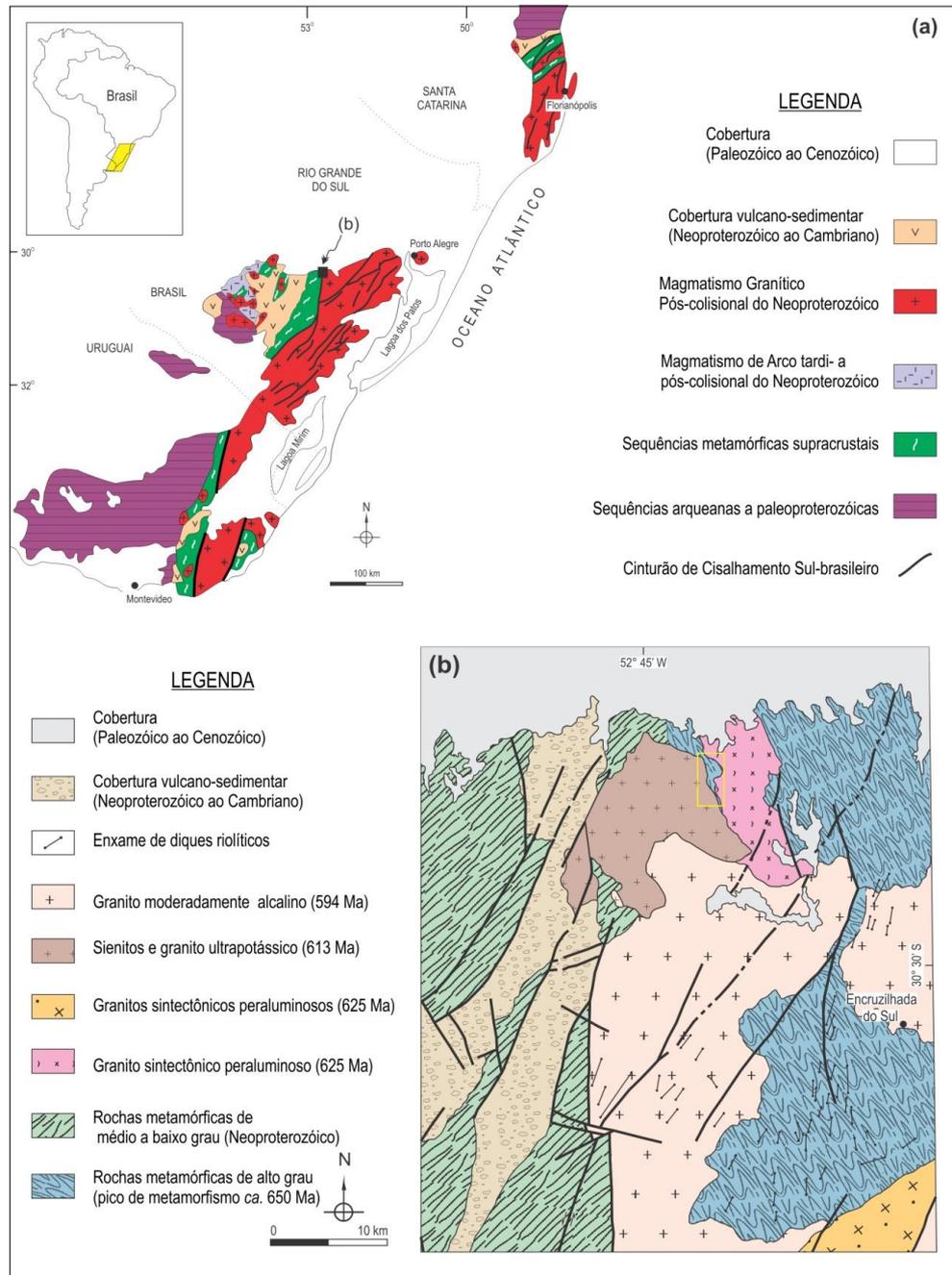


Figura 3 - Contexto geológico regional: a) Mapa da porção meridional da Província Mantiqueira; b) Mapa geológico dos arredores de Encruzilhada do Sul, com indicação aproximada da área de estudo (modificado de Bitencourt *et al.*, 2011).

5. GEOLOGIA E ESTRUTURA DOS GRANITOIDES ARROIO DAS PALMAS

5.1 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os Granitoides Arroio das Palmas são uma associação de rochas intrusivas nos metamorfitos do Complexo Várzea do Capivarita (Fig. 4a). Ocorrem como corpos tabulares, foliados, de espessura centimétrica a decamétrica que se alternam com as suas encaixantes, mostrando intercalação semelhante entre as suas variedades texturais e composicionais (Fig. 4b). O termo predominante é sienítico, de textura porfirítica a inequigranular média caracterizada por *ca.* 40% de megacristais de K-feldspato branco imersos em matriz máfica, composta por biotita, anfibólio, clinopiroxênio e, mais raramente, ortopiroxênio; zircão e apatita são os acessórios principais. Os termos de granulação fina a média, de cor preta a cinza, ocorrem em menor volume e são predominantemente sieníticos, de mineralogia idêntica. Relações como a presença comum de megacristais de K-feldspato esparsos nos termos de granulação fina (Fig. 4c), assim como porções lenticulares centimétricas do termo fino aprisionadas entre megacristais da rocha porfirítica (Fig. 4d), atestam a gênese comum de ambas as fácies.

Uma fácies sienítica a sienogranítica de granulação fina a média, pobre em máficos, foi identificada como sendo tardia em relação às demais fácies. Apresenta-se de duas formas: em geral tem relações de corte abruptas, e por vezes irregulares, com os outros termos, e

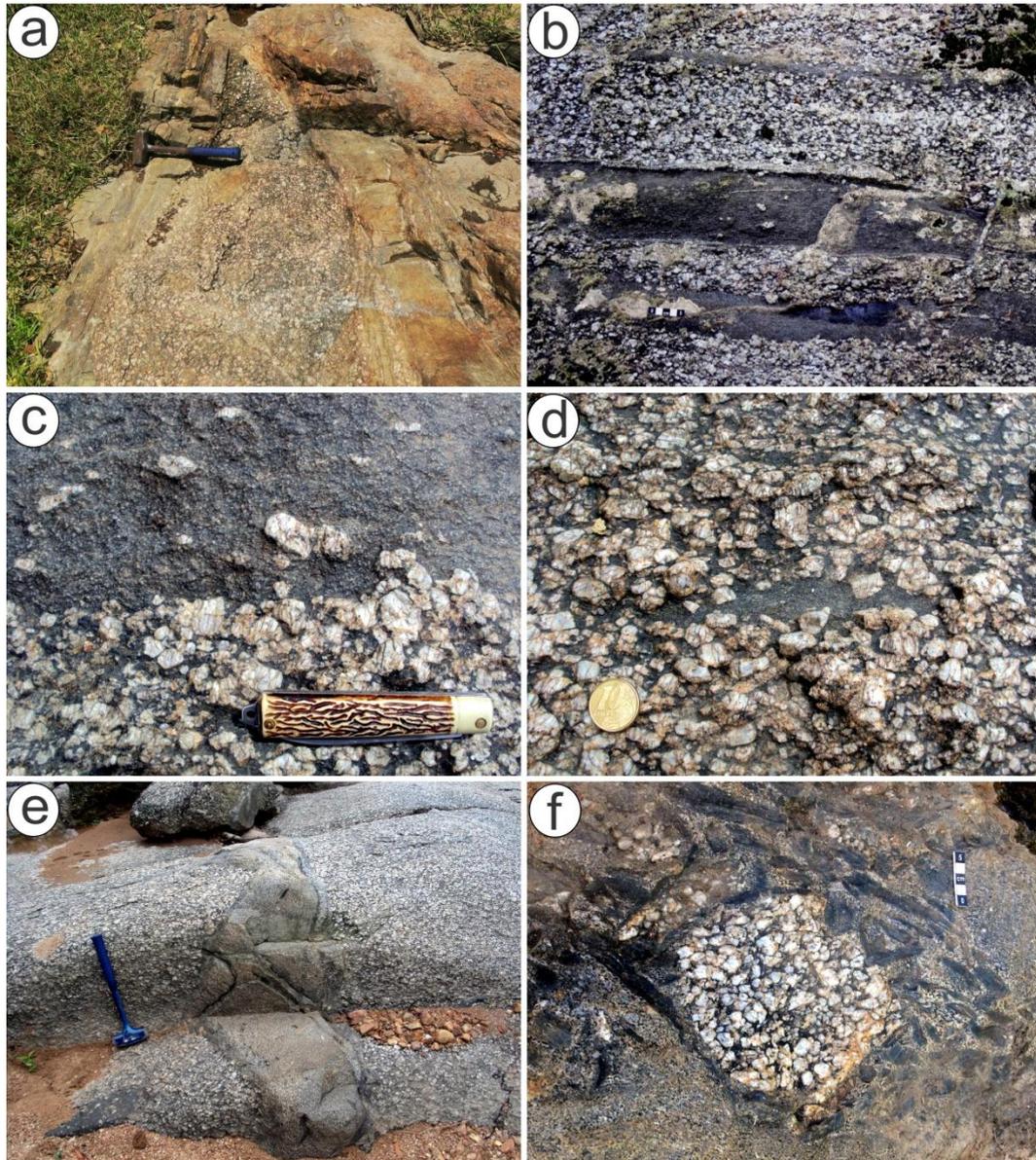


Figura 4 - Principais feições de campo dos GAP quando indeformados: a) Contato intrusivo dos GAP com os paragnaisses do CVC, onde se observa a injeção abrindo o bandamento das encaixantes; b) Intercalação centimétrica entre as fácies porfírica e equigranular fina dos GAP; c) Detalhe de um contato irregular e difuso entre as fácies dos GAP, onde observam-se megacristais de K-feldspato capturados pela fácies equigranular fina; d) Detalhe de uma porção lenticular da fácies equigranular fina aprisionada entre megacristais de KF; e) Injeção tabular subvertical do termo tardio na fácies porfírica. Observa-se na injeção alguns esparsos fragmentos alongados do termo fino; f) Brecha magmática contendo fragmentos centimétricos alongados da fácies fina e de xenólitos de gnaisses, fragmentos arredondados um pouco maiores da fácies porfírica e megacristais isolados cimentados pelo termo sienítico tardio dos GAP.

localizadamente possui megacristais de K-feldspatos da fácies porfirítica ou fragmentos alongados do termo fino (Fig. 4e). De modo ainda mais localizado, é a matriz que sustenta fragmentos centimétricos arredondados ou alongados das demais variedades texturais dos GAP e xenólitos de gnaisses, caracterizando uma brecha magmática (Fig. 4f).

A variação textural dos GAP é acentuada pelo registro heterogêneo de uma deformação no estado sólido sob condições de alta temperatura, responsável pela geração de uma foliação milonítica paralela à sua foliação primária (Fig. 5a), por vezes acompanhada por uma forte lineação de estirramento (5b). Em zonas de alta deformação ocorrem termos finos, de cor preta ou cinza, ricos em quartzo, cuja descrição ao microscópio revelou sua composição tonalítica (Fig. 5c). Porfiroclastos de K-feldspato com caudas de recristalização assimétricas indicam que a cinemática predominante nesta zona de cisalhamento é dextral (Fig. 5d).

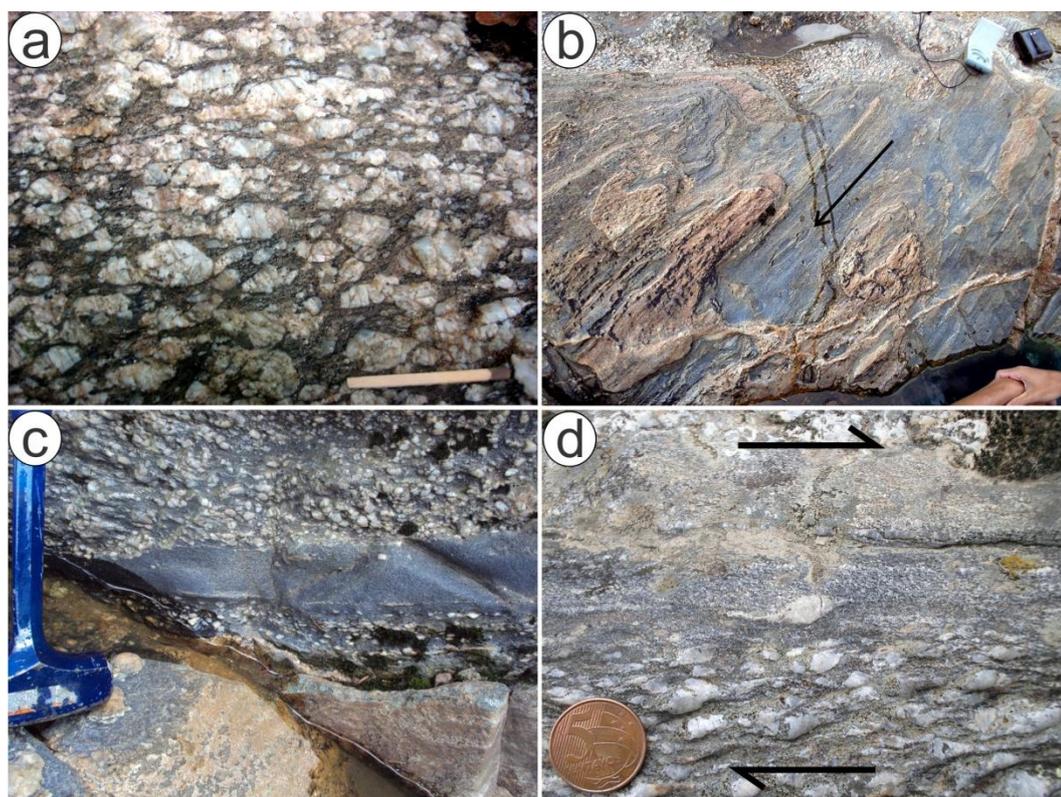


Figura 5 - Principais feições de campo dos GAP quando deformados: a) foliação milonítica incipiente paralela à foliação magmática; b) lineação de estirramento de alta obliquidade registrada em veios leucograníticos injetados paralelos à foliação milonítica dos GAP; c) intercalação entre a fácies porfirítica e a fácies tonalítica equigranular fina;

d) porfiroclasto de K-feldspato com caudas de recristalização assimétricas de cinemática dextral no contato entre a fácies porfirítica e a fácies tonalítica equigranular fina.

A descrição em detalhe de um afloramento-chave em uma zona de baixa deformação traz informações importantes sobre as diferentes reologias apresentadas, e sobre a ordem e intervalos de tempo relativos entre o posicionamento das diferentes fácies dos GAP (Figs. 6 e 7).

Observa-se no croqui abaixo que o termo porfirítico dos GAP é o primeiro a se posicionar. Ele é possivelmente seguido de injeções paralelas à S_0 do termo fino precoce, que por ser mais fino, e conseqüentemente menos competente, dará lugar a zonas de cisalhamento, apresentando-se milonitizado. Ainda não completamente cristalizado, mas já com carga de megacristais suficiente para comportar-se de forma rúptil, o termo porfirítico é sofre influência de tensões (externas ou do fluxo magmático) que resultam na geração de fraturas extensionais oblíquas à S_0 , dando lugar ao termo tardio, que se ramifica oblíqua e paralelamente à foliação. Uma componente de cisalhamento simples subparalela à S_0 se desenvolve rompendo estas injeções, e permitindo que o termo porfirítico, ainda em estágio magmático, flua entre os seus fragmentos (Figs. 7a, c e d). Concomitante ou logo após este episódio ocorre a brechação dos GAP, possivelmente relacionada com a intrusão do termo tardio, que é a matriz da brecha (Fig. 7b). O conjunto destas informações é compatível com uma história magmática em que pequenas oscilações nas taxas de deformação permitem mudanças reológicas num sistema parcialmente cristalizado, que se comporta ora de forma rúptil, ora de forma dúctil.

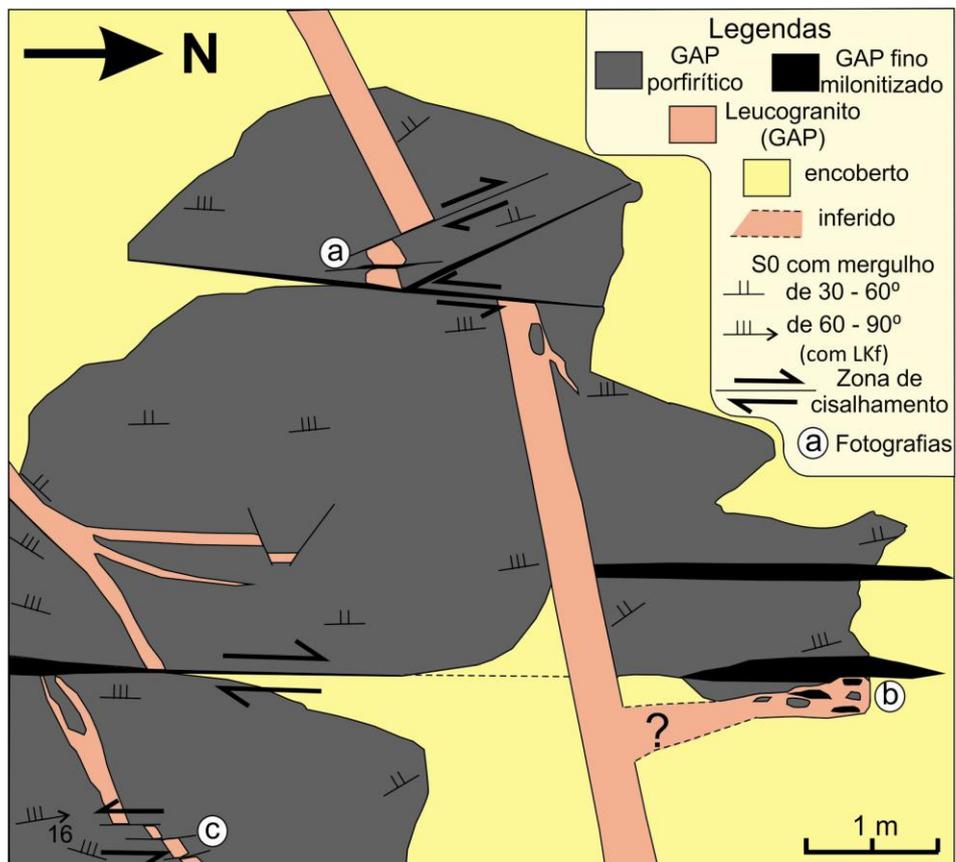


Figura 6 - Croqui do afloramento GJ-26, com posicionamento das fotografias apresentadas na figura 7.

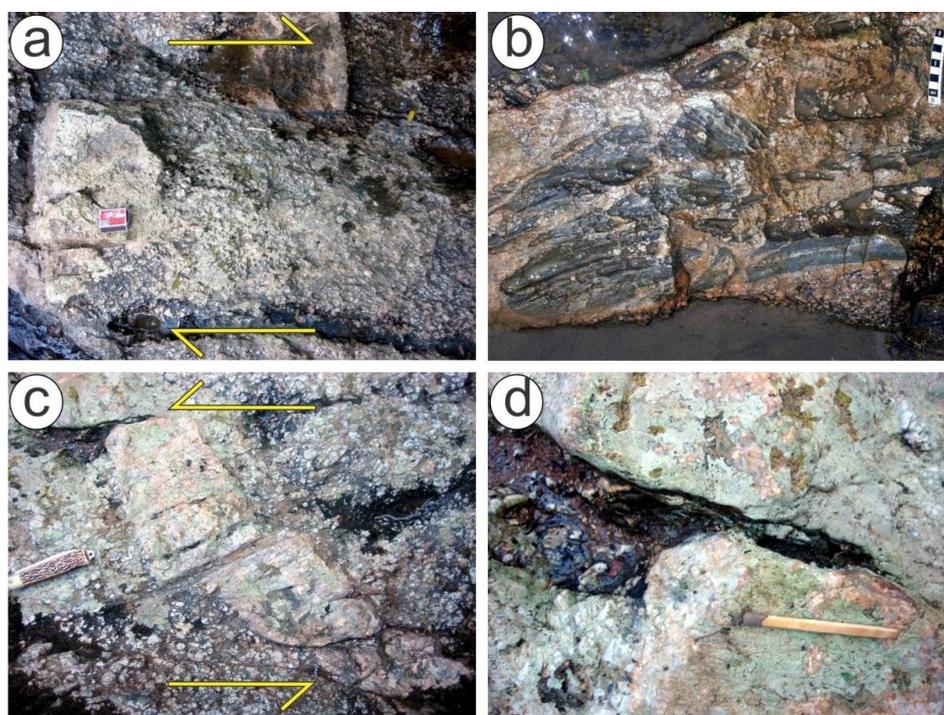


Figura 7 - Relações entre as fácies dos GAP no afloramento GJ-26: a) Injeção do termo tardio aproximadamente perpendicular à So do GAP, afetado por uma zona de cisalhamento dextral, preenchida pelo termo porfirítico; b) Brecha magmática composta por fragmentos do GAP

porfírico e fino e xenólitos de gnaíse, cimentada pelo termo tardio; c1) Injeção do termo tardio, afetado por uma zona de cisalhamento dextral, preenchida pelo termo porfírico; c2) Detalhe da porção superior esquerda da foto c1, onde observa-se a terminação de uma das zonas de cisalhamento e a matriz os megacristais estirados penetrando a fratura.

Um mapa geológico ilustra a distribuição dos GAP na área de estudo, bem como as estruturas e a heterogeneidade da deformação registrada (fig. 8). De modo geral pode-se descrever o CVC que é representado no mapa em termos de três domínios: no domínio sudeste predominam foliações de baixo ângulo (S1), no domínio central uma zona de alta deformação (S2), que separa o domínio sul do domínio norte, onde há uma zona de charneira preservada.

O perfil A-A' apresenta a progressão da deformação entre dois afloramentos-chave (Fig. 9). O afloramento GJ-01 é constituído pelos GAP virtualmente indeformados, com textura porfírica e foliação ígnea caracterizada pelo alinhamento dimensional de cristais subédricos de K-feldspato de até 3 cm de comprimento (Fig. 9a). Caudas de recristalização são muito incipientes, e ocorrem indicadores cinemáticos dextrais, do tipo megacristais entelhados ou atrasados em relação ao traço da foliação ($\Phi > 0$). Suas razões de forma variam em torno 1,2:1 e 1,8:1. Relações intrusivas de contatos abruptos dos GAP nas suas encaixantes são preservadas (Fig. 9b).

Entre os dois afloramentos-chave foram descritos outros dois afloramentos em que a textura dos GAP denota um nível intermediário de deformação. São observadas caudas de recristalização já bem desenvolvidas, ainda que os megacristais maiores tenham sua forma ígnea parcialmente preservada. Os menores K-feldspatos costumam apresentar forma lenticular ou ovalada. As razões de forma dos K-feldspatos variam entre 1,5:1 e 3:1 (Fig. 9c). As relações de contato entre os GAP e os gnaíses são de franca intercalação, sendo em boa parte do trajeto percorrido não-individualizáveis na escala do levantamento.

No afloramento GJ-02, uma zona de alta deformação, os GAP ocorrem francamente milonitizados. A heterogeneidade da deformação, sobreposta às variações texturais primárias, geram uma espécie de bandamento granulométrico. Ocorrem faixas com diferentes proporções de megacristais (Fig. 9d). Os porfiroclastos de K-feldspato apresentam caudas de recristalização bem pronunciadas, e por vezes chegam a boudinar, chegando a ter razões de forma superiores a 5:1 (Fig. 9e).

Embora não tenham sido observados mergulhos de baixo ângulo em nenhum afloramento, foram observados mergulhos caindo ora para leste, ora para oeste. Um indicativo não conclusivo de dobras foi levantado na etapa pós-campo. Outra possibilidade é a de que a variação seja devido a variações da própria zona de cisalhamento

Para possibilitar uma análise comparativa das estruturas da área como um todo, a figura 10 apresenta os polos das foliações primárias e miloníticas dos GAP. Observa-se o paralelismo dos dois grupos de foliações, ambos de direção NNW, com mergulhos de alto a médio ângulo. Nota-se que há uma tendência maior de dispersão da atitude de S_0 . Isto pode ser atribuído à tendência de a foliação primária contornar xenólitos de gnaisses, conforme observado em diversos afloramentos. Um pequeno grupo de medidas de S_0 se separa da tendência geral, representando foliações de direção NW ($\sim 300^\circ$). Estas foliações são medidas em dois afloramentos interpretados como representantes das fases mais tardias do magmatismo, em que ocorre a brecha magmática. A direção 300° pode ser sugestiva da componente extensional associada a este magmatismo tardio e ao evento de brechação.

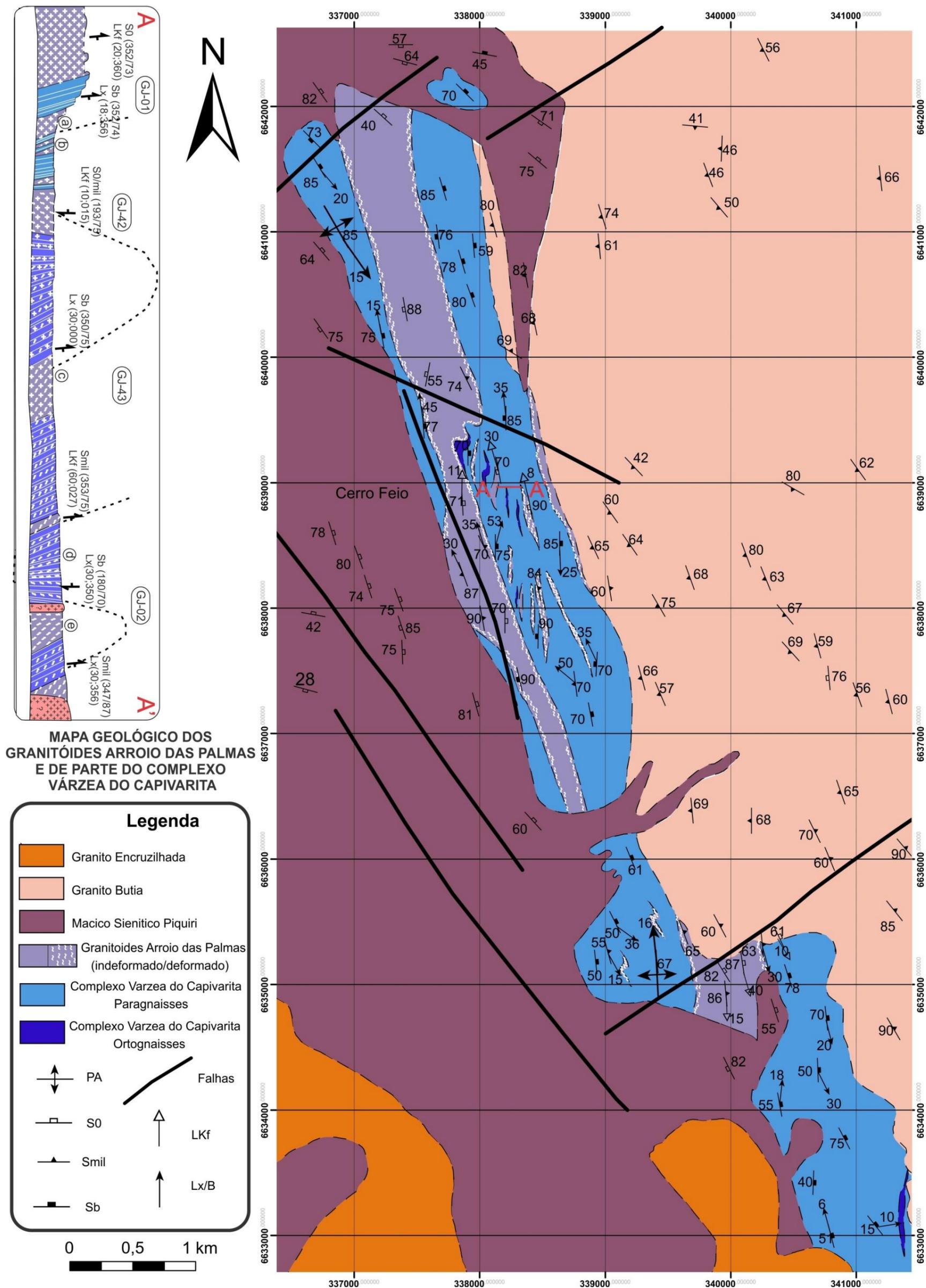


Figura 8 - Mapa geológico da área de estudo (contém dados compilados de Martil, 2007, 2010; UFRGS, 2008).

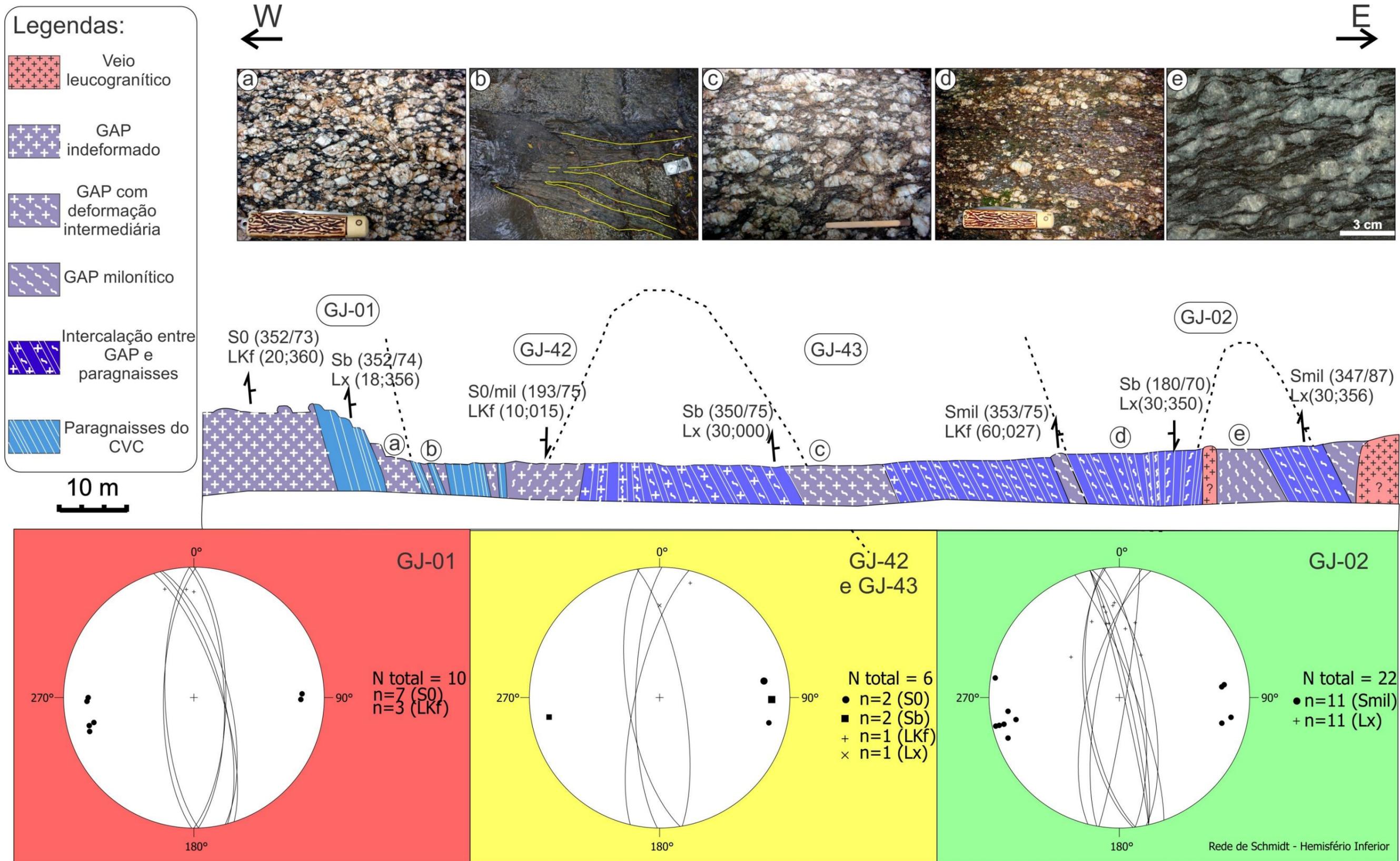


Figura 9 - Seção geológica A-A', acompanhada de estereogramas e fotografias representativas de cada afloramento. Descrições no texto.

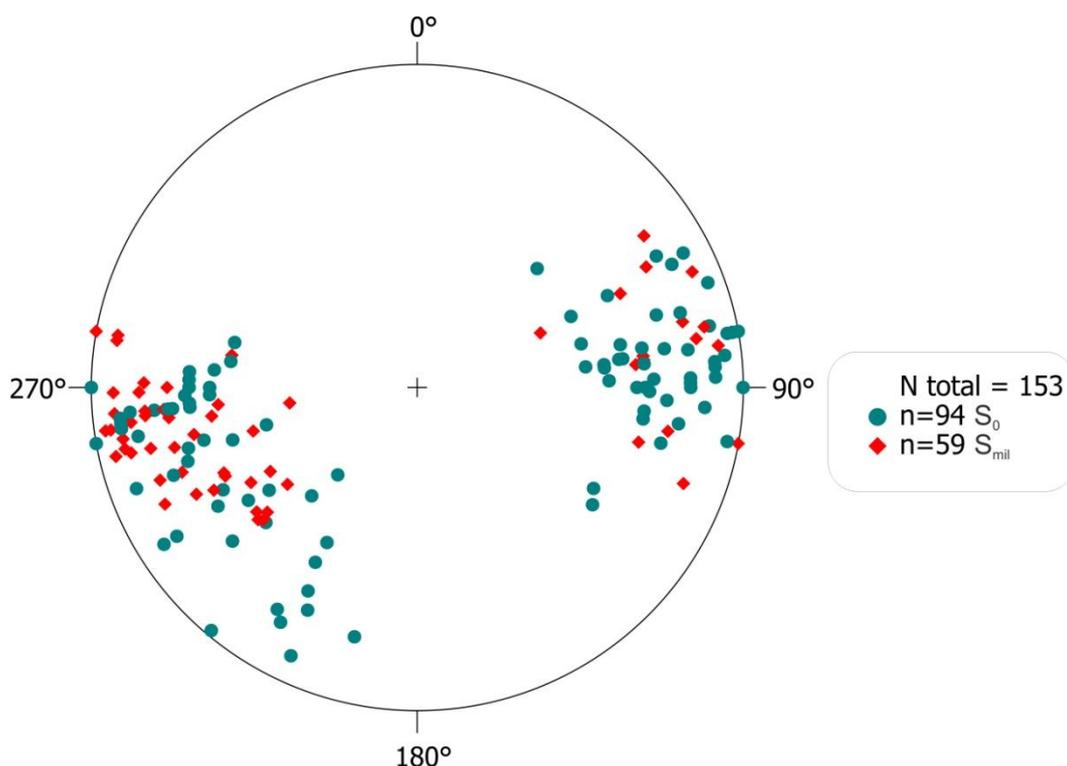


Figura 10 - Estereograma de polos das foliações ígnea e milonítica dos GAP. Projeção equiárea, hemisfério inferior.

Noutro estereograma, da figura 11, estão representados os polos da foliação ígnea dos GAP e do bandamento de suas encaixantes. Observa-se um paralelismo das estruturas, de direção geral NNW. São discriminados bandamentos francamente controlados pela foliação S_1 , de baixo ângulo de mergulho, que ocorrem restritos à porção sul da área de estudo; e pela S_2 , de médio a alto ângulo, que tende a paralelizar a S_1 na zona de alta deformação e é a foliação predominante na área de estudo. Abstraindo-se o conjunto de polos que representa foliações de direção NW, já discutidos na figura 10, pode-se afirmar que as foliações dos GAP coincidem com os valores de S_2 .

Na figura 12 são apresentadas as lineações primárias dos GAP e lineações de estiramento dos GAP e dos gnaisses encaixantes. Os três grupos de lineações tem comportamentos semelhantes. Exceção é um grupo de L_x com caimentos de médio ângulo para leste, que pertence às foliações metamórficas controladas pela S_1 . Em geral todas lineações caem com ângulos variados para N-NNW e S-SE..Nota-se uma tendência das lineações primárias terem menor caimento que as L_x . Isto sugere que com a progressão da deformação sobre os GAP, apesar do paralelismo das foliações primárias e miloníticas, haveria uma tendência à rotação da lineação de estado sólido para maiores caimentos. Este comportamento pode

ser atribuído a um componente de cisalhamento puro associado à tectônica transpressiva da zona de cisalhamento.

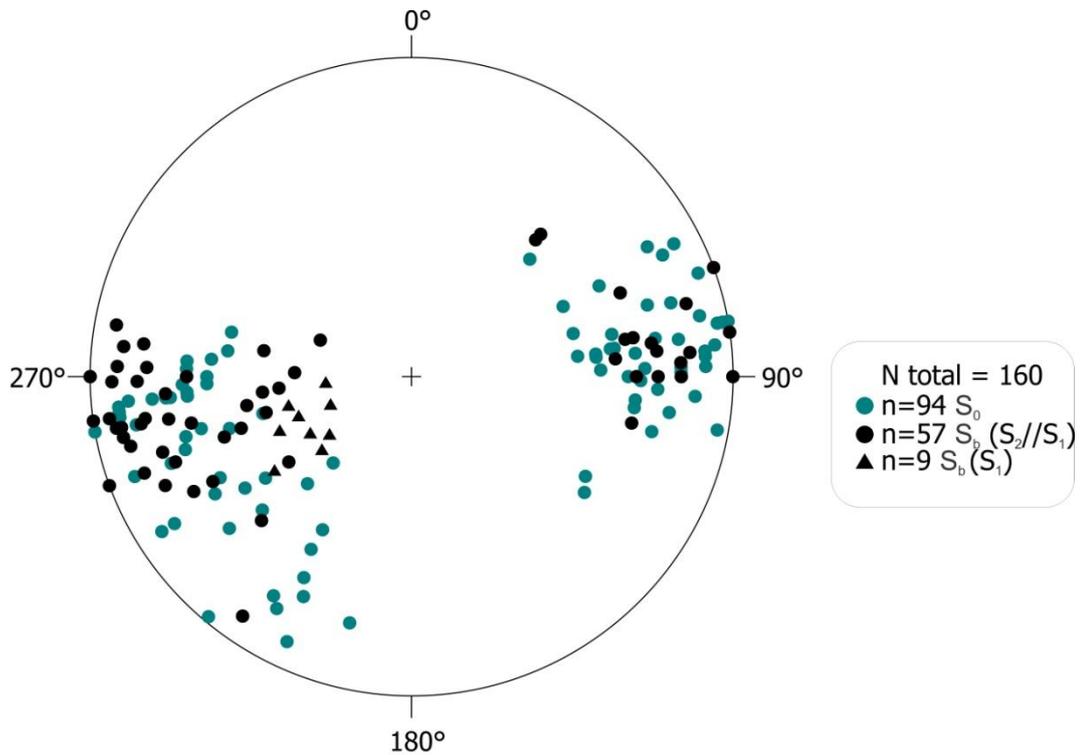


Figura 11 - Estereograma de polos da foliação ígnea dos GAP e do bandamento de suas encaixantes. Rede equiárea, hemisfério inferior.

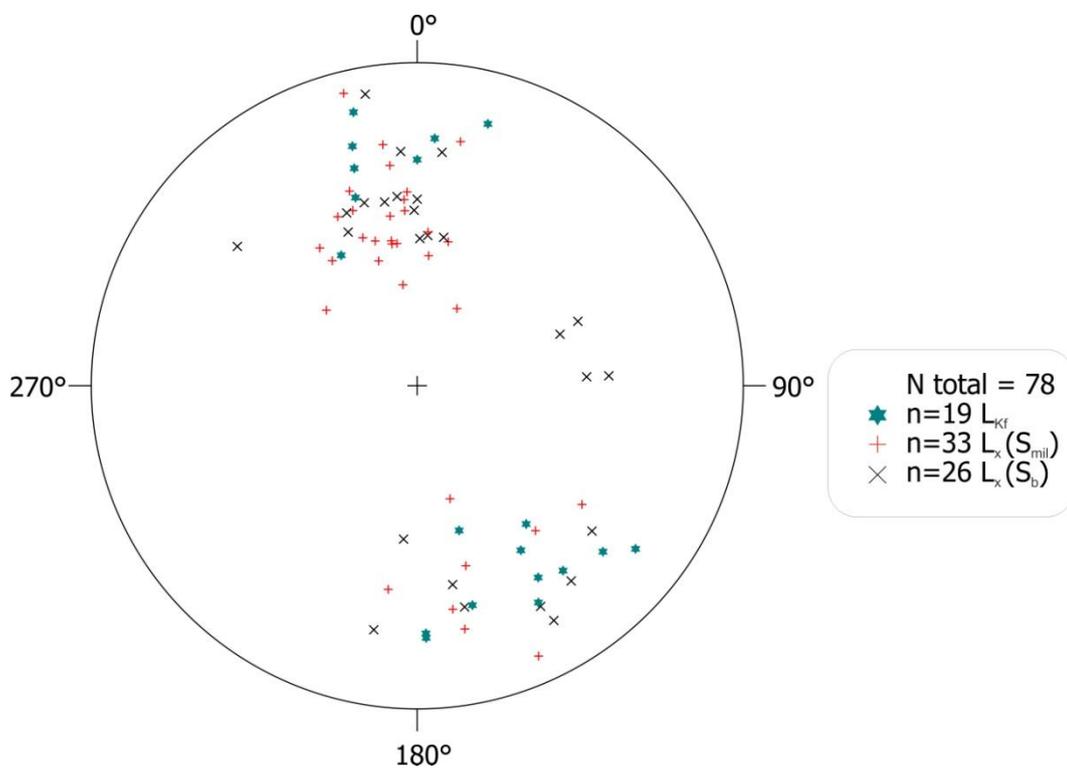


Figura 12 - Estereograma de lineações primárias e de estiramento dos GAP e de estiramento das encaixantes. Rede equiárea, hemisfério inferior.

5.2 CONCLUSÕES PARCIAIS

Dados de campo, como relações mútuas de corte entre os termos precoces e tardios, assistidas pela deformação do conjunto como um todo, indicam que os GAP eram um sistema magmático sob tensão que, em avançado grau de cristalização, oscilou entre comportamentos rúptil e dúctil.

A progressão da deformação se dá, em geral, de forma gradual, porém se observou que os termos precoces dos GAP tinham reologia distinta. A repartição da deformação tende a concentrar a maior deformação nos termos finos, realçando as diferenças texturais da associação.

O paralelismo entre as foliações primária e milonítica dos GAP, bem como a concordância com o bandamento das encaixantes, sugere que a intrusão e a deformação das rochas estudadas ocorreram sob o mesmo campo tensional que atuou nos gnaisses do CVC.

O conjunto destas informações é compatível com a hipótese sintectônica para a origem dos GAP.

A relação entre as lineações ígnea e de estiramento aparenta ser de um progressivo aumento de caimento. Isto pode ser atribuído a um componente de cisalhamento puro, possivelmente relacionado à tectônica transpressiva da zona de cisalhamento. Sob uma perspectiva regional, a obliquidade das lineações, aliada aos indicadores cinemáticos destrais, sugere que o(s) bloco(s) de leste seria(m) soerguido(s) em relação ao(s) bloco(s) de oeste. Esta constatação aponta a perspectiva e a necessidade de avanços na compreensão estrutural da área.

6. PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS

6.1 RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES

A descrição de lâminas de rochas macroscopicamente indeformadas revelou feições localizadas de deformação intracristalina. Em uma vista geral (Fig. 13) observa-se o alinhamento dos megacristais de K-feldspato peritíticos na foliação magmática, que também é marcada pelo alinhamento dimensional dos minerais da matriz. A matriz é rica em máficos, composta por biotita, anfibólio, clinopiroxênio, e mais raramente, ortopiroxênio. Onde os megacristais se tocam, recristalizam-se em grãos granoblásticos poligonais (ca. 0,5 mm). Ocorrem esparsos cristais de quartzo intersticiais, com extinção ondulante e subgrãos do tipo tabuleiro de xadrez (Fig. 14).

Na figura 15 se observa em detalhe a matriz máfica, composta predominantemente por biotitas, com anfibólios e relictos de piroxênio com textura poligonal. Questiona-se se a textura dos piroxênios seria cumulática.

Os cristais de K-feldspato, com forma ígnea preservada, apresentam extinção ondulante, subgrãos e recristalização marginal. Na figura 16 observa-se um megacristal de K-feldspato peritítico, com recristalização localizada nas margens e no contato com outro megacristal (no canto inferior direito). No centro da figura e à direita, observam-se dois limites de subgrãos (Passchier & Trouw, 2005) que são truncados pelas lamelas de pertitas. No detalhe (Fig. 16b) observa-se, além da relação de corte descrita, o encurvamento de uma pertita que possivelmente aproveitou a descontinuidade pré-existente do limite de subgrão. Esta

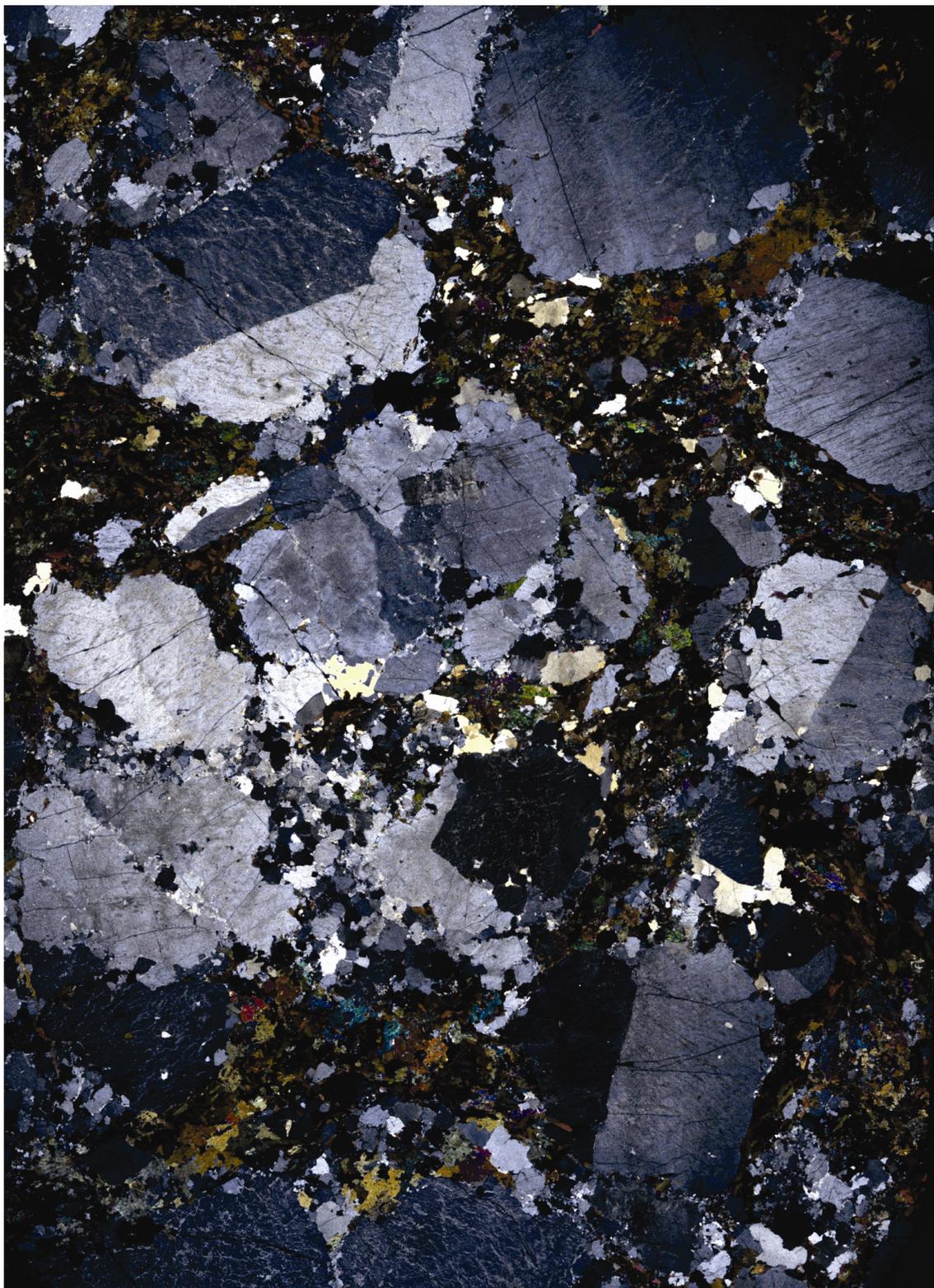


Figura 13 - Vista geral de uma lâmina do GAP porfírico indeformado, com a foliação marcada pelo alinhamento dimensional do K-feldspatos e dos minerais máficos da matriz. Escala: base da imagem = 2 cm.

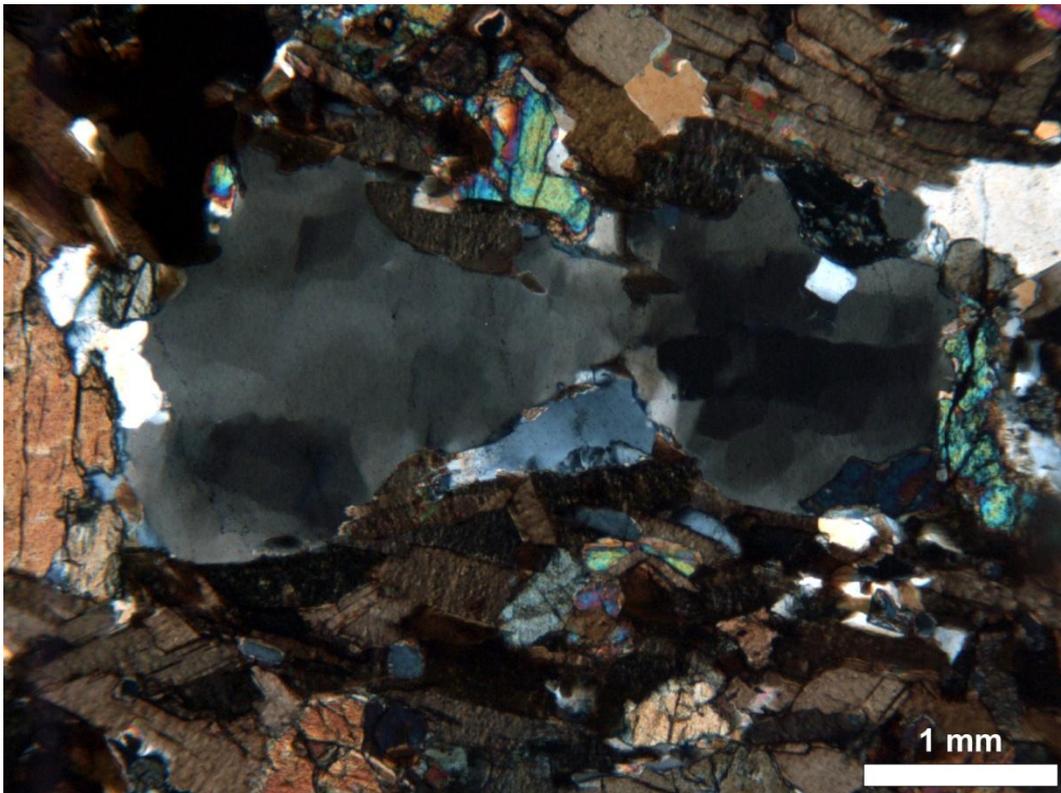


Figura 14 - Grão de quartzo intersticial com subgrão em padrão tabuleiro de xadrez. A matriz é composta predominantemente por biotita e também contém anfibólio (alta birrefringência).

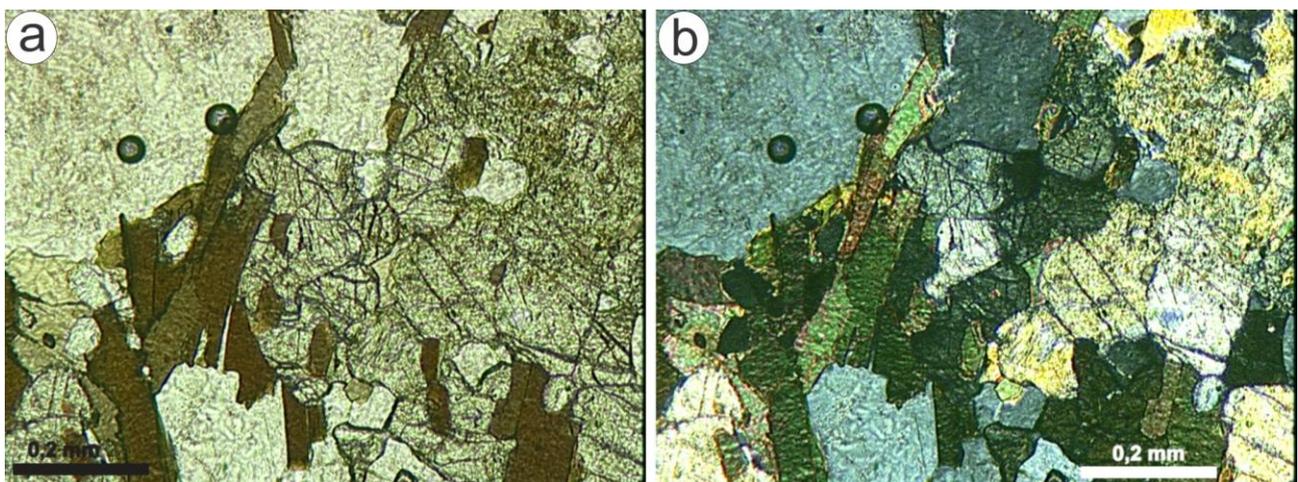


Figura 15 - Detalhe da composição da matriz máfica: biotitas à esquerda, clinopiroxênios com contatos poligonais no centro, e anfibólios à direita. Em a) luz natural; b) nicóis cruzados.

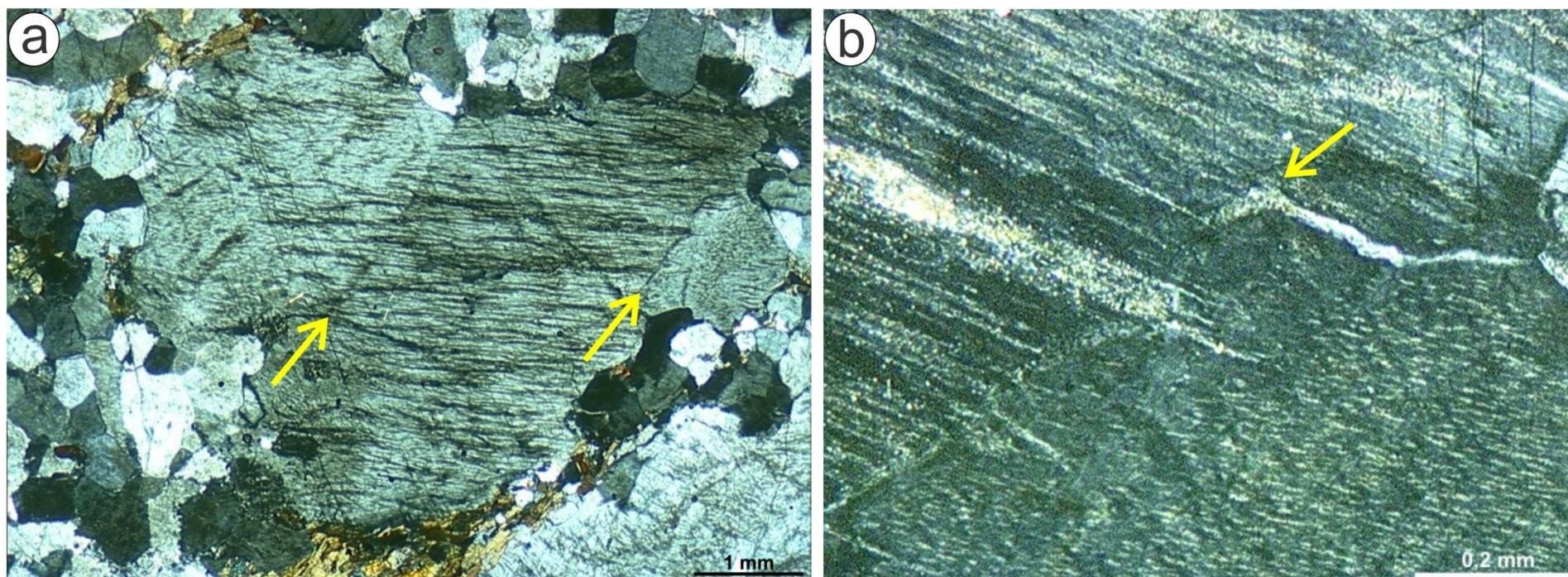


Figura 16 - Megacristal de K-feldspato perítico com recristalização marginal no contato com outros megacristais. O megacristal central apresenta dois limites de subgrão, indicados pelas setas, que são truncados pelas pertitas. a) Vista geral; b) Detalhe do limite de subgrão da direita, onde observa-se a relação de corte descrita e também o encurvamento de uma pertita no limite de subgrão (seta).

A descrição dos termos mais deformados dos GAP revelou uma série de processos pelos quais os megacristais de K-feldspatos são segmentados e cominuídos. Dentre as feições observadas, a mirmequitização se revelou a mais comum. Na figura 17 é observado um conjunto de fragmentos de um porfiroclasto de K-feldspato pertítico com morfologia de *pinch-and-swell*, envoltos por um manto de mirmequitização e recristalização. O fragmento central apresenta extinção ondulante, enquanto entre este e o fragmento da direita são observados subgrãos próximos ao “pescoço” do *pinch-and-swell*. As fotomicrografias de detalhe utilizando o comparador (Figs. 17b e 17c) revelam a proximidade óptica entre os fragmentos observados e seus subgrãos, indicando que se originaram a partir de um único megacristal, possivelmente envolvendo o processo de recristalização por rotação de limite de subgrão (Passchier & Trouw, 2005). Na figura 17d observa-se a mirmequitização ocorrendo em uma fratura do fragmento central. Entre o fragmento central e o da esquerda observa-se uma fratura preenchida por quartzo anédrico, indicando que o fraturamento se deu na presença de líquido magmático tardio.

Na figura 18 observa-se um porfiroclasto de K-feldspato com manto composto por mirmequitas que gradam lateralmente para caudas assimétricas quartzo-feldspáticas de textura granoblástica poligonal fina. A assimetria das caudas de recristalização é indicativa de cisalhamento dextral. No detalhe (Fig. 18b) observam-se os lobos de mirmequitas projetando-se sobre o porfiroclasto, enquanto em direção à cauda de recristalização ocorre a gradação textural descrita. Observa-se, próximo ao centro da fotomicrografia, a coexistência de grãos individualizados de feldspato granoblástico e quartzo vermicular, representando um meio termo entre a textura de intercrescimento e a textura poligonal fina, onde os grãos são individualizados pela recristalização.

Outro exemplo de porfiroclasto é apresentado na figura 19, onde um megacristal de K-feldspato é boudinado. O interstício entre os fragmentos é ocupado por grãos anédricos de quartzo (< 1 mm). Observa-se nas lamelas de biotitas da matriz a foliação curvando para dentro da zona de baixa pressão do *boudin*. As margens dos fragmentos do megacristal são recristalizadas em grãos finos de K-feldspatos por evolução de subgrãos. Ocorre formação de

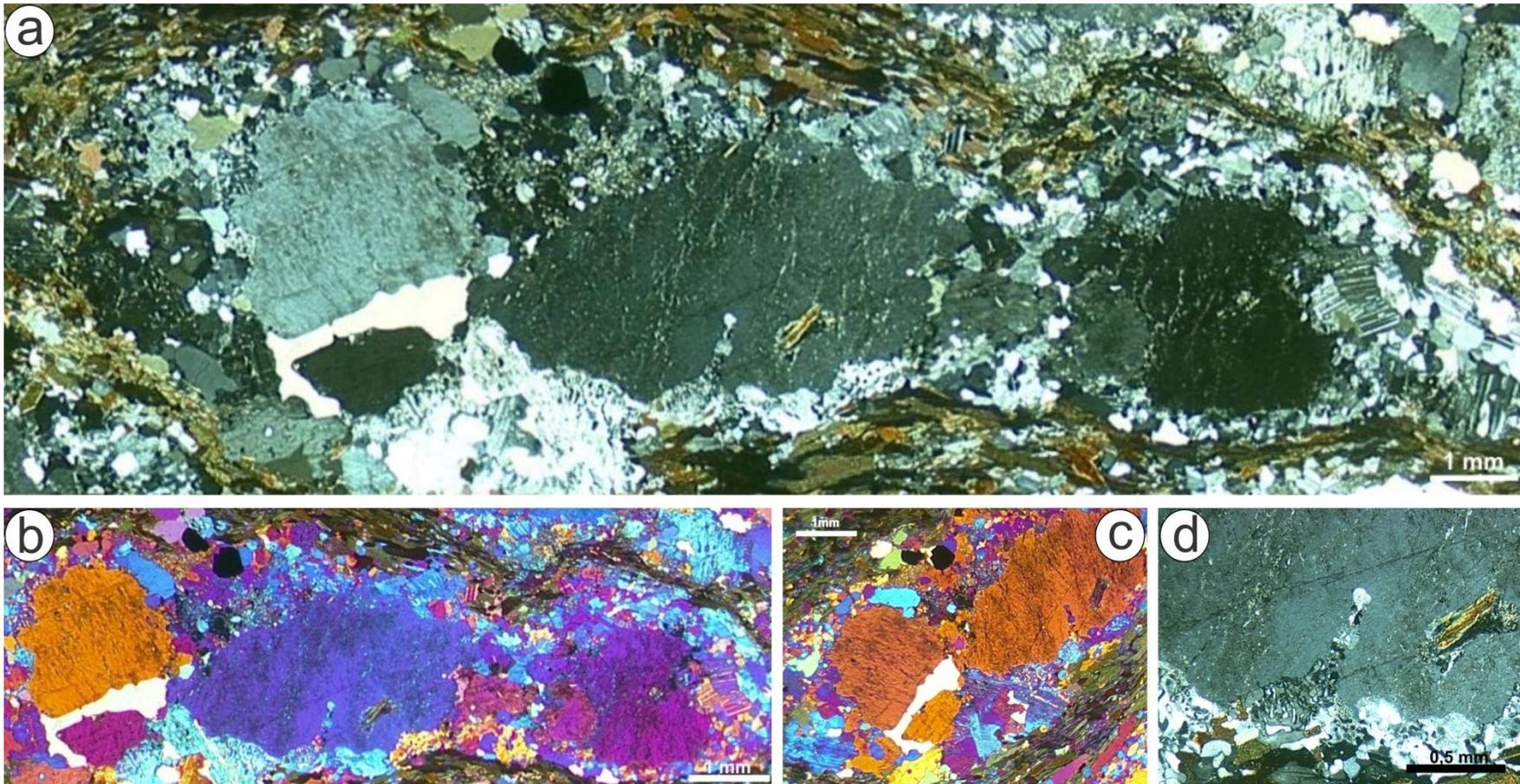


Figura 17 - Fotomicrografias de um porfiroclasto de K-feldspato: a) aspecto geral do porfiroclasto, composto por um conjunto de fragmentos com morfologia de *pinch-and-swell*; b e c) fotomicrografias utilizando o comparador revelam a proximidade óptica dos fragmentos e de seus subgrãos; d) detalhe do centro da figura 17a, onde observa-se o manto de mirmequitas invadindo uma fratura do megacrystal.

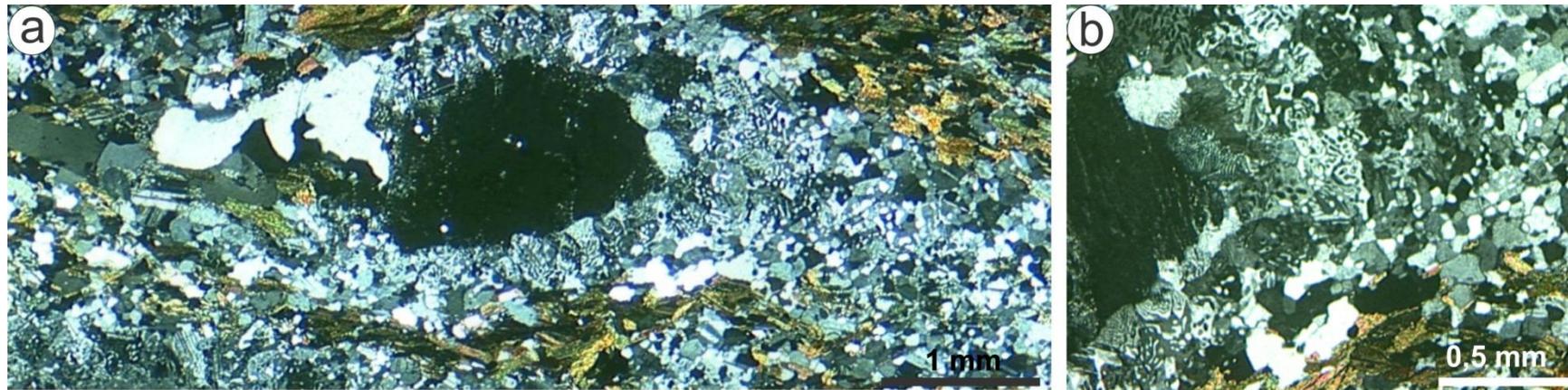


Figura 18 - Porfiroclasto de K-feldspato mantedo por mirmequitas que gradam para caudas de recristalização assimétricas destrais: a) vista geral; b) detalhe da gradação textural na cauda de recristalização da direita.

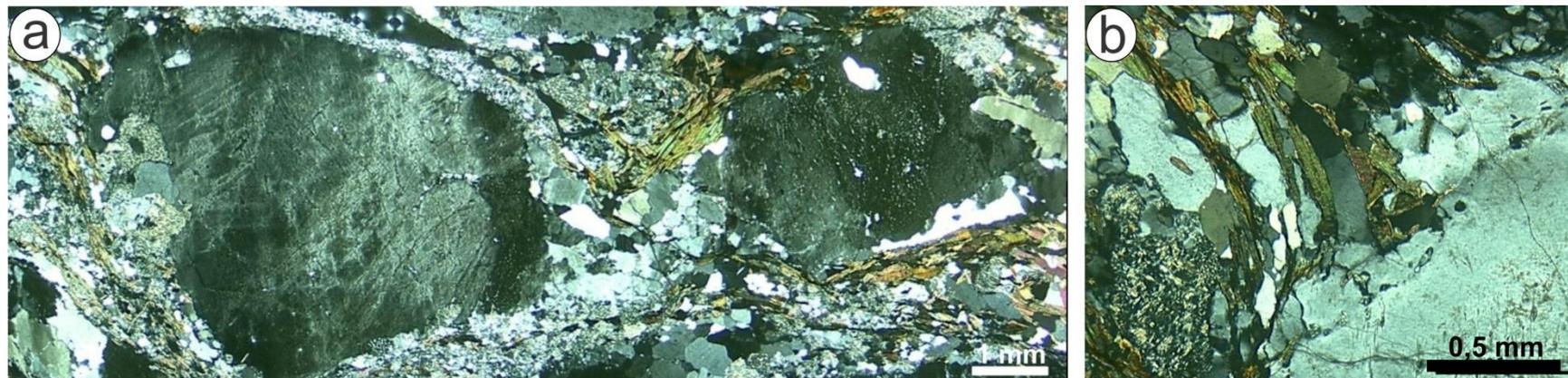


Figura 19 - Porfiroclasto de K-feldspato boudinado, com a zona de baixa pressão intersticial afetando a foliação e sendo preenchida por quartzo: a) vista geral; b) detalhe do canto superior esquerdo, onde observa-se a neocrystalização de feldspato e quartzo intrafoliação, formando um princípio de bandamento composicional com as lamelas de biotita da matriz.

mirmequitas e microestrutura do tipo manto de recristalização. No detalhe (Fig. 19b), grãos de quartzo e feldspato não maclado são neocristalizados intrafoliação, formando um princípio de bandamento composicional com a biotita da matriz. Na figura 20 é ilustrado um detalhe da porção centro-inferior da figura 19a. Ali se observa um K-feldspato com recristalização granoblástica poligonal (grãos ca. 0,5 mm) avançada. A proximidade óptica dos cristais sugere que a recristalização por rotação de subgrão é o principal processo envolvido. Os cristais recristalizados tendem a não apresentar pertitas.



Figura 20 - Detalhe da porção centro-inferior da figura 19, onde observa-se um agregado de K-feldspato com textura granoblástica poligonal bem desenvolvida.

O processo de mirmequitização descrito pode avançar sobre os megacristais a ponto de consumi-los completamente. Resultam disto agregados quartzo-feldspáticos lenticulares que representam antigos porfiroclastos, como o ilustrado na figura 20.

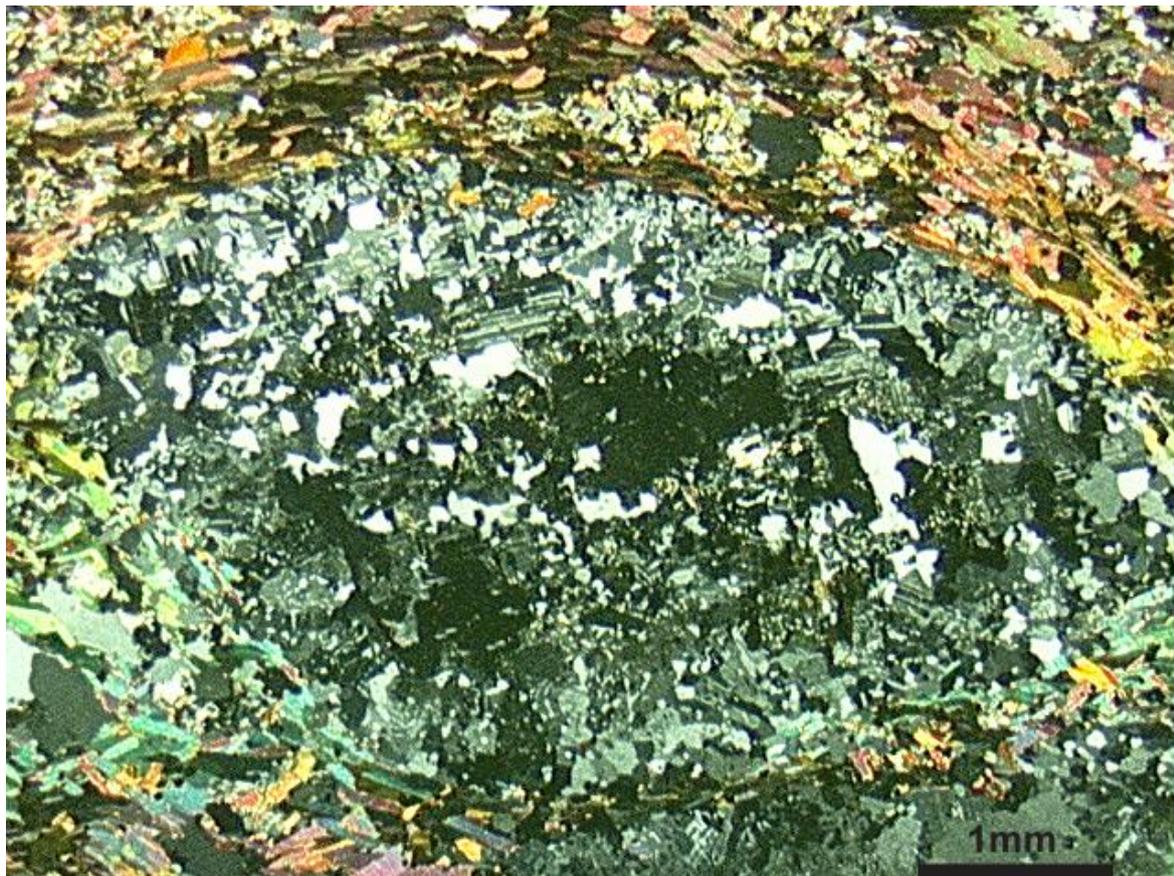


Figura 21 - Relicto de megacrystal de K-feldspato quase completamente consumido pelos processos de mirmequitização e recristalização.

O produto final deste processo é uma rocha milonítica, de textura granoblástica poligonal fina, à base de quartzo, plagioclásio sódico (possivelmente oligoclásio) e biotita, descrita como um tonalito petrográfico. Encontram-se raramente relictos de K-feldspato mirmequitizados (Fig. 22). Em campo esta rocha ocorre como bandas de espessura centimétrica intercaladas com a fácies porfirítica deformada. Estas evidências sugerem a mirmequitização como processo formador e apontam a origem comum destas bandas e dos agregados quartzo-feldspáticos descritos para a fácies porfirítica.

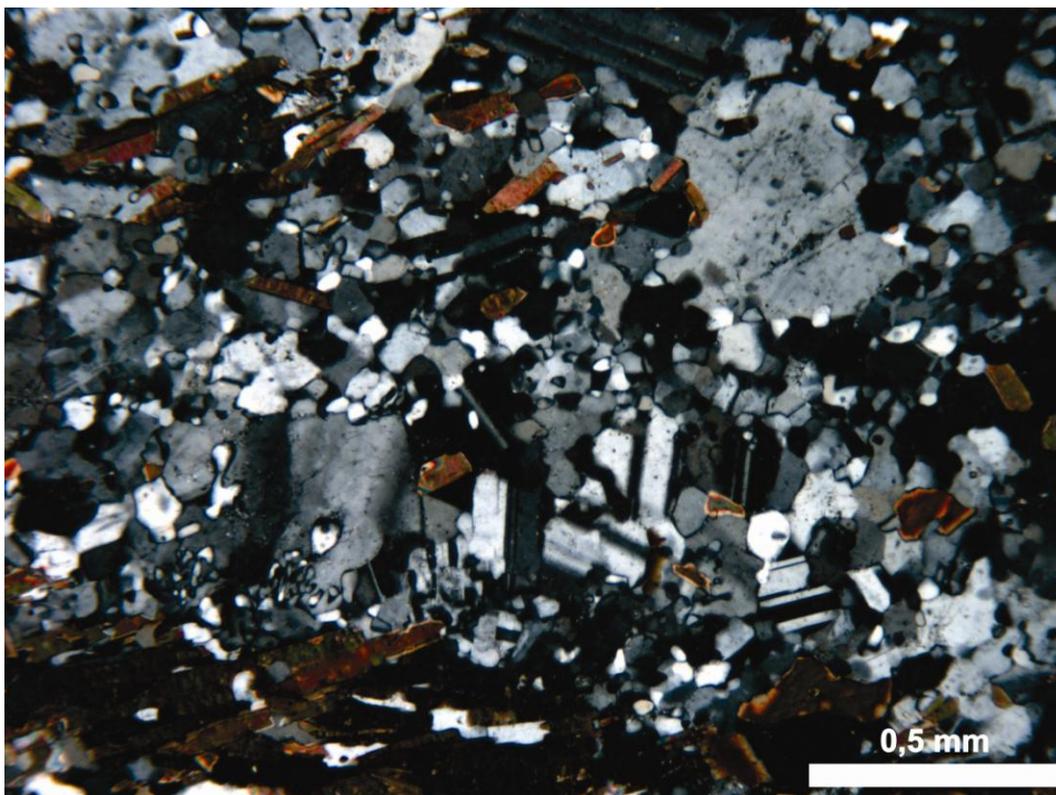


Figura 22 - Tonalito petrográfico: termo fino em zona de alta deformação, composto por plagioclásio sódico, quartzo e biotita com textura granoblástica poligonal fina, com raros relictos de K-feldspatos mirmequitizados, como o observado na porção centro-esquerda da imagem.

6.2 REVISÃO CONCEITUAL – MIRMEQUITAS E ROCHAS DEFORMADAS

As mirmequitas são possivelmente a textura mais descrita e debatida da geologia, tanto pela ocorrência comum como pela diversidade de rochas e situações em que ocorrem. São diversas as hipóteses genéticas levantadas na bibliografia.

Phillips (1974), ao fazer uma extensa revisão sobre as mirmequitas, chegou à seguinte definição: uma textura de intercrescimento entre quartzo vermicular e plagioclásio sódico (geralmente oligoclásio), em contato ou substituindo pseudomorficamente um feldspato potássico (ou K-feldspato). Salienta que o intercrescimento ocorre entre um K-feldspato e um plagioclásio adjacentes ou entre dois ou mais feldspatos alcalinos. O mesmo autor ainda aponta usualmente para uma correlação entre conteúdo de cálcio da rocha e o volume de mirmequitas presente.

Em rochas deformadas, uma das formas mais comuns de ocorrência das mirmequitas é como lobos ou colônias se projetando sobre porfiroclastos de K-

feldspato, embora também ocorram nestes mesmos minerais como franjas em fraturas (Vernon, 1991). É praticamente um consenso que a nucleação das mirmequitas se dá por meio de reações de substituição e/ou exsolução, que ocorrem no estado sólido. O papel da deformação como fator direto, como desencadeador, ou indireto, abrindo caminho para os fluidos, é discutível (Vernon, 1991).

Schwantke (1909) foi o primeiro autor a sugerir que o cálcio poderia ser admitido em álcali-feldspatos na forma de uma molécula hipotética, equivalente a duas células unitárias de um feldspato alcalino, com um átomo de cálcio e uma vacância, ao invés de dois álcalis ($\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$). Esta molécula passou a ser conhecida como a molécula de Schwantke, e embora não tenha sua existência comprovada, já foi citada por diversos autores como uma possível fonte de Ca para as reações envolvidas na mirmequitização (Phillips, 1974), sendo mais recentemente levantada a hipótese de uma molécula de Schwantke hidratada (Smith & Brown, 1988).

Simpson & Wintsch (1989), ao elaborar um modelo conceitual para a mirmequitização induzida pela deformação, apontam para a localização das mirmequitas preferencialmente nas faces dos porfiroclastos paralelas à foliação, normais à tensão compressiva. Segundo estes autores, o acúmulo de energia deformacional elástica ou *strain hardening* relacionado a emaranhados de deslocamentos seriam possíveis fontes de energia que focariam a mirmequitização nestas regiões. Ainda comentam que o balanço estequiométrico se daria pela cristalização de K-feldspato em zonas de baixa pressão, sejam caudas de recristalização ou fraturas.

A importância da mirmequitização como fator contribuinte para a formação da foliação milonítica é evidenciada por Vernon (1991). Este autor aponta dois possíveis fatores que condicionariam este processo. Seja devido à reologia menos competente pelo tamanho de grão mais fino ou pela maior área superficial que permite maior acesso a fluidos, promovendo o movimento dos limites de grão durante a recristalização.

6.3 CONCLUSÕES PARCIAIS

A partir das evidências observadas pode-se concluir que as rochas estudadas, mesmo quando macroscopicamente indeformadas, já apresentam evidências de deformação intracristalina e recristalização.

O processo de formação de subgrãos já atuava nestas rochas mesmo antes do resfriamento do sistema magmático alcançar a curva *solvus*, e a recristalização por rotação de subgrão é um processo comum aos termos indeformados e miloníticos (com K-feldspatos recristalizados de até 1 mm).

O tamanho de grão dos K-feldspatos recristalizados por rotação de subgrão (ca. 0,5 mm), juntamente com a microestrutura de subgrão em padrão tabuleiro de xadrez em quartzo com forma primária preservada, indica temperaturas mínimas da ordem de 650 a 700°C (Kruhl, 1996) para a deformação, compatíveis com as condições de fácies anfíbolito superior a granulito, descritas para o metamorfismo das encaixantes (Martil, 2011).

As feições observadas nas zonas de alta deformação indicam que a mirmequitização é um importante fator na geração da foliação milonítica dos GAP. Além disso, se confrontadas com a bibliografia e com a ausência de plagioclásio nas rochas indeformadas, sugerem que a mirmequitização penetrativa dos K-feldspatos é resultante de um processo de exsolução de um componente sódico-cálcico dos K-feldspatos. Esta molécula de plagioclásio seria aceita na estrutura de um K-feldspato de alta temperatura, que com o resfriamento ficaria metaestável. A deformação agiria como um catalizador da exsolução. Uma vez cristalizado um plagioclásio adjacente ao megacristal de K-feldspato pelo processo aqui considerado, teria início um mecanismo de retroalimentação positiva, visto que um plagioclásio adjacente a um K-feldspato é requisito necessário para que ocorra a mirmequitização (Phillips, 1974).

Considerando esta argumentação, as rochas tonalíticas descritas como parte dos GAP, são interpretadas como tonalitos petrográficos, frutos de transformações no estado sólido, que não representam um líquido magmático tonalítico.

Os feldspatos (possivelmente K-feldspatos não-maclados) neocristalizados intrafoliação (Fig. 19b) podem ser interpretados como produto de reações no estado sólido envolvendo: íons de potássio oriundos das reações estequiométricas de

mirmequitização, que migrariam para zonas de baixa pressão; material quartzo-feldspático necessário para formar feldspatos, advindo do próprio porfiroclasto ou da recristalização das mirmequitas; deformação e temperatura, provenientes do ambiente magmático sintectônico. Se considerada esta possibilidade estaria se adentrando no terreno do 'autometamorfismo' (*sensu* Vernon *et al.*, 2012).

7. ANÁLISE QUANTITATIVA DA DEFORMAÇÃO

7.1 AMOSTRAS ANALISADAS

As amostras analisadas, juntamente com o número de marcadores (n) são apresentadas na figura 23 para fins de comparação com os resultados obtidos.

7.2 MÉTODOS EMPREGADOS

7.2.1 MÉTODO CENTRO-A-CENTRO – Delaunay Triangulation Nearest-Neighbour Method (Fry, N., 1979; DTNNM - Mulchrone, 2002)

O método centro-a-centro foi originalmente proposto por Ramsay (1967), como uma alternativa para estimar a elipse de deformação de rochas com marcadores originalmente esféricos, sem contraste de viscosidade com a matriz e distribuídos nesta de forma densa e uniforme (isotrópica). Fry (1979), com base em pressupostos similares, propôs um método gráfico em que a forma dos marcadores não é levada em conta. O que se faz na prática é um diagrama onde no centro posiciona-se o marcador em questão, e ao redor deste plota-se a posição do centro dos demais marcadores. Este procedimento é repetido para todos os marcadores, obtendo-se uma nuvem de pontos com um vazio central, de forma aproximadamente circular ou elíptica, que representa a elipse seccional de deformação analisada. Uma das limitações mais importantes deste método é a subjetividade envolvida no ajuste visual da elipse com base no vazio central do diagrama. Desde então diversas melhorias vêm sendo propostas ao método original. Uma variação do método chamada NFry (Erslev & Ge, 1988) introduz a normalização das distâncias entre os centros, eliminando a interferência do tamanho de grão, e conseqüentemente do baixo grau de seleção do agregado.

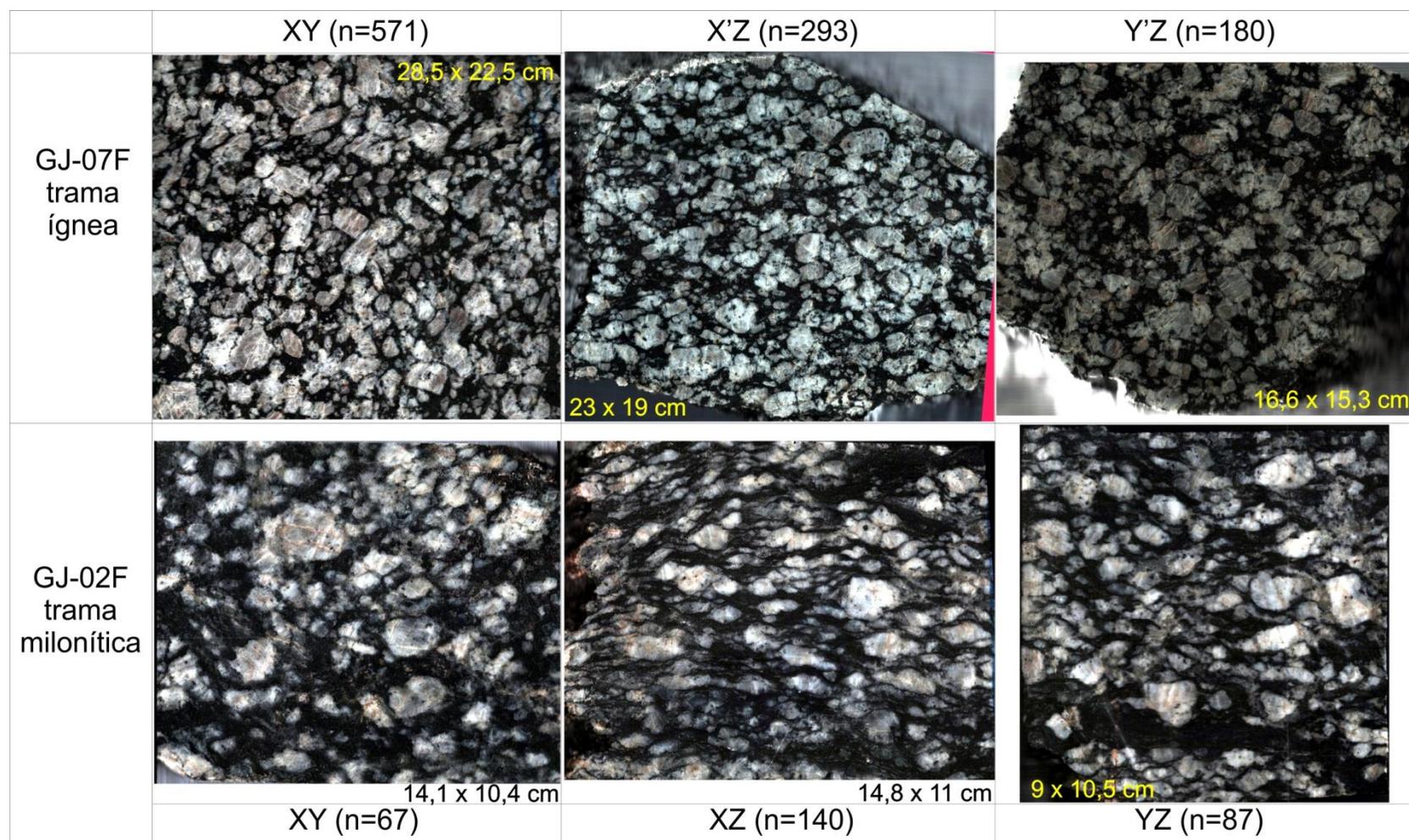


Figura 23 - Faces das duas amostras analisadas com suas respectivas dimensões em centímetros.

A introdução de um fator de seleção (ENFry – Erslev & Ge, 1990) tem por objetivo eliminar, de forma imparcial, todos os centros que não contribuem para o anel de máxima densidade. Mais recentemente, Mulchrone (2002) apresentou a aplicação da chamada triangulação de Delaunay como um fator de determinação automatizada dos vizinhos mais próximos (*nearest neighbours*) para a filtragem e validação dos dados. A razão dos eixos da elipse e a orientação de seu eixo maior configuram a elipse seccional de deformação.

7.2.2 MÉTODO DE PROJEÇÃO – SURFOR (Panozzo, 1984)

Os chamados métodos de projeção têm por pressuposto a orientação original aleatória de marcadores elípticos em uma matriz com baixo contraste de viscosidade. A análise é feita a partir da projeção dos contornos de um polígono de oito lados que melhor se ajuste à forma do marcador sobre uma reta de referência (eixo x). Cada projeção é feita com incrementos sucessivos na rotação do polígono que representa o marcador. Obtém-se uma matriz onde cada coluna representa um ângulo de rotação de 1° a 180°, e cada linha representa os valores obtidos com um marcador. A soma dos valores de todos os marcadores para cada incremento é feita e apresentada na forma de uma função de distribuição. O maior valor encontrado neste gráfico aponta o ângulo de inclinação, e a razão entre os valores máximo e mínimo desta função caracterizam a elipse seccional de deformação. Como consequência, populações que porventura tenham baixo grau de seleção vão ter o resultado sofrendo acentuada influência dos maiores marcadores.

A comparação de resultados entre métodos centro-a-centro e de projeção é feita por Panozzo (1984), que chama a atenção para os diferentes pressupostos em relação à distribuição aleatória dos marcadores envolvidos nas duas metodologias, o primeiro referente à posição (distribuição) dos centros, e o segundo em relação à orientação das superfícies. Sendo assim, ambos os métodos em conjunto seriam complementares.

7.2.3 MÉTODO R_f/Φ (Lisle, 1985)

As técnicas do tipo R_f/Φ são baseadas nas relações matemáticas estabelecidas por Ramsay (1967, p. 201-220), fundamentando que a forma e a

orientação de um conjunto de marcadores no estágio finito da deformação é função da forma e orientação da elipse de deformação, bem como da forma e orientação que possuíam previamente. Os pressupostos do método quanto aos marcadores prevêm que os mesmos tenham forma aproximadamente elipsoidal no estágio inicial (indeforado), o caráter homogêneo da deformação na escala analisada e a ausência de contraste de viscosidade significativo entre os marcadores e a matriz (i.e. marcadores passivos). Em contraposição aos métodos anteriores, o Rf/Φ permite separar padrões característicos de marcadores com distribuição aleatória ou preferencial no estado indeforado e não é sensível a variações de tamanho nos objetos analisados.

Os dados são apresentados na forma de um gráfico em que são plotados: no eixo das abcissas os ângulos que os marcadores fazem com uma reta de referência (o traço da foliação ou a direção de máxima extensão), variando os valores de -90° a $+90^\circ$ (sendo 0° a reta de referência); e no eixo das ordenadas as razões de forma de cada marcador (eixo maior/eixo menor).

Os cálculos da média harmônica de Rf e da média vetorial de Φ são dados pelas fórmulas abaixo:

$$Rf(H) = N/(Rf1^{-1}+Rf2^{-1}+Rf3^{-1}+...+RfN^{-1}) \quad [1]$$

$$\underline{\Phi} = 0,5 * \arctan(\sum \text{sen } 2 * \Phi / \sum \text{cos } 2 * \Phi) \quad [2]$$

Para as estimativas de R_s e R_i , utilizam-se uma série de gráficos (envoltórias), correspondentes a diferentes R_s , com os quais se “desdeforma” (*de-strain*) graficamente o conjunto de dados com diferentes intensidades. Para evitar a subjetividade da análise, uma série de testes estatísticos são aplicados à amostra e é recomendado o uso comparativo de pelo menos dois métodos diferentes de cálculo desses valores (Bitencourt, 1996).

A técnica aplicada neste trabalho é baseada no trabalho de Lisle (1985), ressaltando-se que o uso da *toolbox* PolyLx™ resumiu muito o tempo que seria gasto na etapa de plotagem dos dados, aplicação dos testes estatísticos, comparação entre as envoltórias e obtenção da maioria dos valores finais apresentados pelo método.

Os valores críticos de χ^2 (qui-quadrado), apresentados por Lisle (1985), que corroboram o melhor ajuste à curva teórica de Rs são apresentados no quadro 1. Valores de χ^2 inferiores ao crítico são indicativos de que a distribuição é bem ajustada e compatível com um modelo de deformação passiva de marcadores aleatórios. Valores acima do crítico revelam baixo grau de ajuste dos dados à curva teórica, podendo significar que o comportamento dos marcadores não foi passivo ou sua orientação não-aleatória no estado inicial.

Número de marcadores vs. Nível de confiança	nível 10%	nível 5%
N = 25-50	4,605	5,99
N = 51-100	12,02	14,07
N > 100	24,77	27,59

Quadro 1 - Valores críticos de χ^2 utilizados no teste de distribuição θ (Lisle, 1985).

7.3 RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES

Serão apresentados separadamente os resultados obtidos a partir dos diferentes métodos empregados, e no item 7.3 eles serão discutidos de forma comparativa. Os valores de Rs e Rf (no caso do método Rf/ Φ) das amostras serão constantemente comparados com os valores teóricos da razão de forma dos K-feldspatos (ortoclásio). Os valores relativos teóricos dos eixos cristalográficos deste mineral são a:b:c = 0,6636:1:0,5534 (Barthelmy, 2012). Portanto, se consideradas as faces dos K-feldspatos como de formas elípticas, as razões axiais destas elipses seriam: b/c = 1,8070; b/a = 1,5069; a/c = 1,1991. Em um sistema ideal estas faces estariam alinhadas com os planos XZ, YZ e XY, respectivamente.

7.3.1 RESULTADOS DO MÉTODO CENTRO-A-CENTRO

Os gráficos de distribuição centro-a-centro, juntamente com os resultados obtidos para a razão axial e orientação da elipse de deformação de cada face das duas amostras analisadas são apresentados na figura 24.

A amostra GJ-07F, representante da trama magmática dos GAP, apresentou valores Φ concordantes com os traços da foliação observados na amostra.

Quanto aos valores de razão da elipse de deformação (de uma rocha indeformada), deve-se considerar que a distribuição dos centros de cristais subédricos orientados segundo a foliação será estreitamente vinculada à sua forma. Por isso o espaçamento esperado entre os cristais será menor na direção Z, e maior nas direções X' e Y'. Os valores de Rs obtidos nas seções perpendiculares à S_0 foram de 1,5426 e de 1,229, para X'Z e Y'Z, respectivamente. Estes valores são inferiores ao esperado para a razão de forma do K-feldspato nas referidas faces, porém interpreta-se como correlacionados a esta razão, visto uma possível subestimativa inerente ao método, já que as condições dos pressupostos (deformação homogênea e marcadores passivos) são apenas parcialmente atendidas pela amostra.

O valor de Rs da amostra na face XY, muito próximo à unidade, indica que não há um maior distanciamento dos cristais numa direção preferencial (distribuição *anticluster* – Fry, N., 1979). Se comparado com os dados das demais faces, isto significa que não foi detectada orientação preferencial de forma dos feldspatos subédricos. O valor de Φ para esta face é, portanto, carente de significado, visto que a elipse é praticamente um círculo.

A amostra GJ-02F foi coletada em uma zona de alta deformação. As três faces apresentaram valores de Φ em torno de 90° , compatíveis

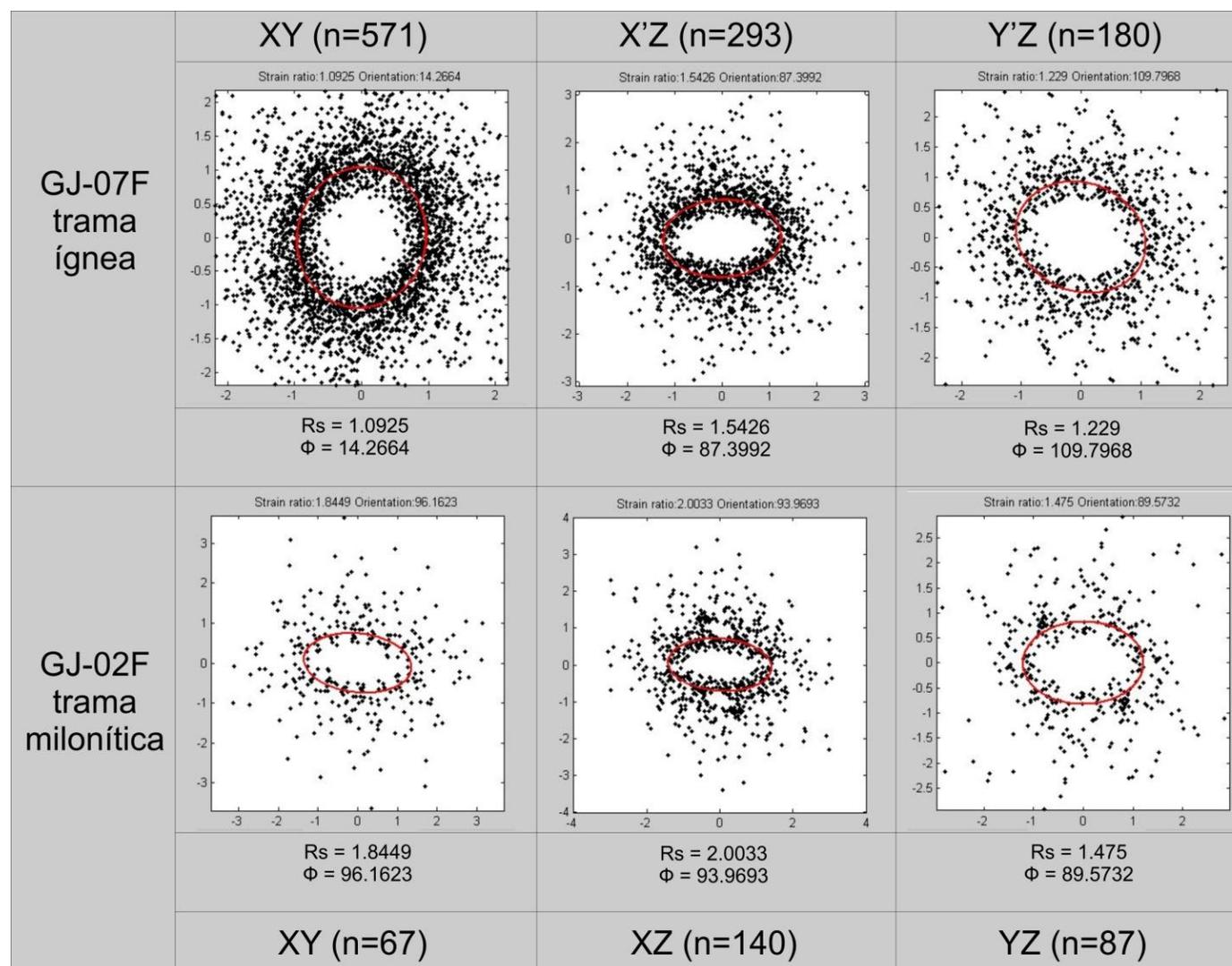


Figura 24- Resultados de R_s e Φ das elipses de deformação obtidos pelo método centro-a-centro (Mulchrone, 2002) nas duas amostras analisadas.

com a orientação dos marcadores identificada na amostra. As razões das elipses nos planos XY e XZ, respectivamente 1,845 e 2, são superiores às razões de forma dos K-feldspatos e sugerem o estiramento dos marcadores. O valor de $R_s=1,475$ para a face YZ é muito próximo da razão de forma do K-feldspato esperada para esta face (1,5069 - Barthelmy, 2012), sendo indicativo de que não houve estiramento significativo na direção Y.

7.3.2 RESULTADOS DE SURFOR

O gráficos das funções de distribuição e os resultados de razão axial e orientação das elipses de deformação obtidos pela aplicação do método de projeção SURFOR nas duas amostras analisadas são apresentados na figura 25.

Os dados da amostra GJ-07F nas faces perpendiculares à foliação confirmam a orientação de forma dos megacristais subédricos. Os valores de Φ , 85° e 109° , para X'Z e Y'Z, respectivamente, são compatíveis com o traço da foliação observado. Os valores de R_s , 1,57 e 1,243, muito próximos dos valores obtidos pelo método centro-a-centro, são interpretados da mesma forma.

A curva representante da face XY possui uma forma diferente das demais curvas apresentadas. Por possuir dois máximos para a soma dos comprimentos de eixo maior, os valores máximo e mínimo não são perpendiculares. Ambos os máximos estão a cerca de 75° do mínimo, como é observável na distribuição aproximadamente simétrica do gráfico. O baixo valor de R_s (1,1167) é atribuído a dispersão de orientações dos marcadores, o que torna os valores máximo e mínimo da distribuição bastante próximos, e por conseguinte a razão destes próxima a unidade. Isto sugere a ausência de uma lineação representativa, sendo os dois máximos considerados apenas tendências a orientação.

Os gráficos e valores de Φ obtidos para a amostra GJ-02F são condizentes com a orientação preferencial dos marcadores segundo as direções previstas. O valor de razão axial obtido para o plano XZ (2,459) é atribuído ao estiramento dos marcadores, assim como o de XY (1,7). O valor de R_s de YZ (1,598) é bastante próximo do esperado para a razão de forma intermediária do K-feldspato, assim como o encontrado pelo método anterior, sugerindo que não houve estiramento significativo na direção Y.

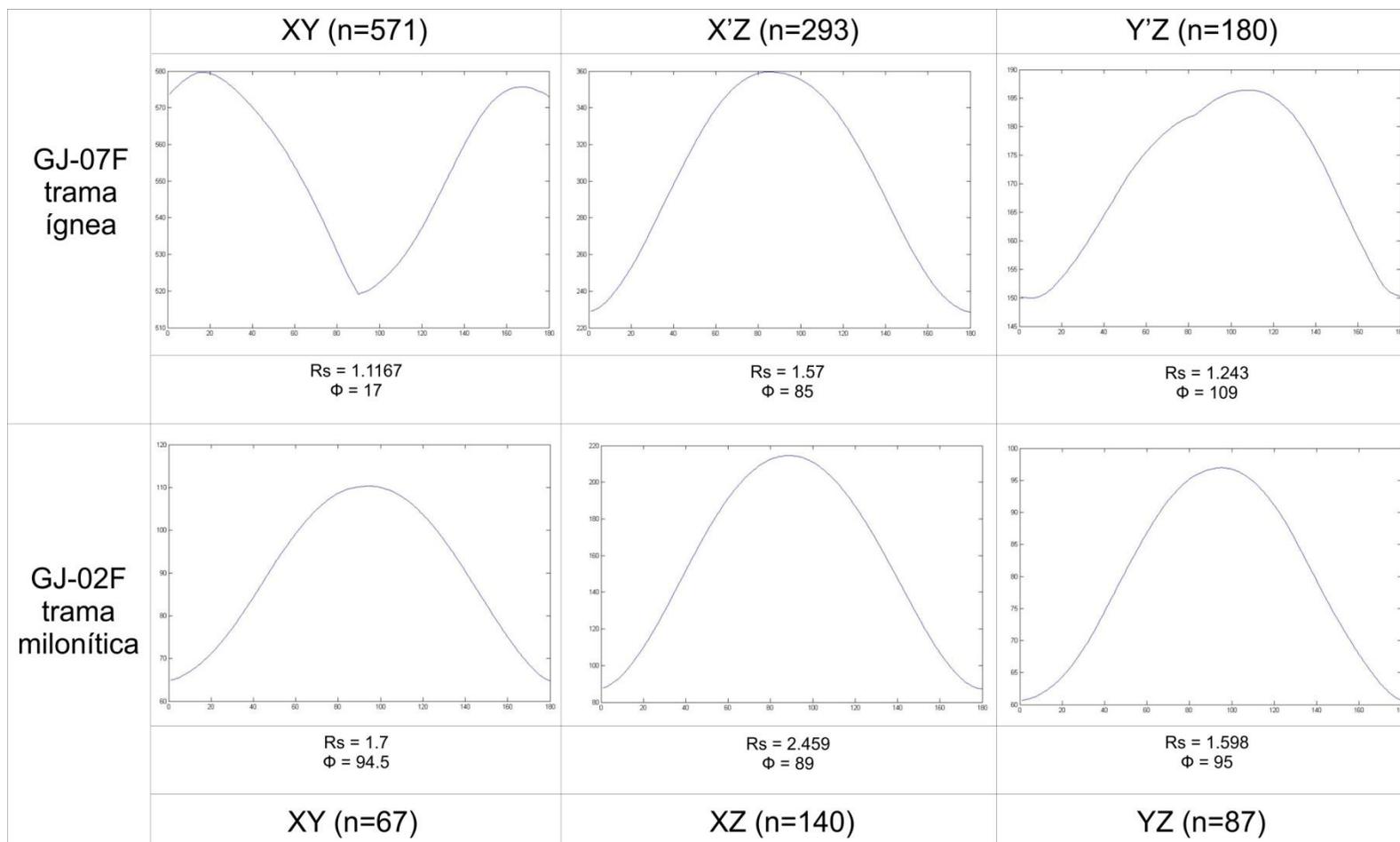


Figura 25 - Gráficos das funções de distribuição SURFOR e dados obtidos graficamente de R_s e Φ para as elipses seccionais das duas amostras analisadas.

7.3.3 RESULTADOS DO MÉTODO Rf/Φ

Os gráficos e resultados obtidos pela aplicação do método Rf/Φ (Ramsay, 1967; Lisle, 1985) das duas amostras analisadas, bem como os parâmetros estatísticos envolvidos na aplicação do método, são apresentados na figura 26.

Os dados da amostra GJ-07F na face XY apresentam uma distribuição de Φ visualmente aleatória para valores de Rf entre 1 e 2. Isto juntamente com o alto índice de flutuação (F), corrobora a ausência de uma lineação mineral óbvia na amostra. Pode-se observar uma leve tendência dos maiores grãos (Rf entre 2 e 3) de se concentrarem próximos do $\Phi=0$, porém com grande dispersão. O valor da média ponderada de Rf (1,5104) é superior ao da razão de forma esperada para a face XY. Já o baixo valor de R_s (1,1233), que graficamente altera muito pouco a aparência do gráfico *de-strained* em relação ao Rf/Φ , aponta para o caráter ígneo e isotrópico desta face.

Na face X'Z da mesma amostra, a distribuição dos pontos em torno do eixo de Φ (traço da foliação), tendo uma dispersão relativamente baixa ($F = 75.112$) ao longo de todo intervalo de Rf , e especialmente baixa nos seus maiores valores, corrobora a existência da foliação magmática observada. Dentro de um regime de fluxo magmático os objetos de maior razão axial tenderiam a se orientar (rotar) mais facilmente, o que explica a distribuição observada. Tanto o valor da média harmônica de Rf (1,7762) quanto o de R_s (1.6691) apontam aproximadamente a razão de forma do K-feldspato esperada nesta face. O gráfico *de-strained* indica que a trama magmática analisada se formou a partir de um conjunto de marcadores não-orientados originalmente.

Já para a face Y'Z observa-se um comportamento aproximadamente intermediário, se comparado com os dois acima descritos. Os valores de Rf , quando observados de forma crescente, tendem a diminuir a dispersão de valores de Φ' , o que corrobora a tendência de maior facilidade de orientação de grãos com maior razão de forma. O valor de $Rf(H) = 1,5449$ representa algo próximo do esperado para a razão axial dos K-feldspatos indeformados na sua face de razão intermediária. Novamente o significado do gráfico *de-strained* é o de que a trama magmática se formou a partir de um conjunto de marcadores de orientação aleatória.

Os dados da amostra GJ-02F mostram comportamento distinto. Na face XY se observa uma forte tendência dos marcadores em torno do eixo de referência (lineação de estiramento), como confirmado pelo baixo valor da flutuação (67,1494). O valor de $Rf(H) = 1,9132$ já é compatível com o estiramento de feldspatos. O gráfico Ri/θ , onde se observa a desorientação dos marcadores no estágio inicial, indica que, se havia orientação prévia dos marcadores, ela não é distinguível da orientação final.

A orientação preferencial dos marcadores na face XZ da mesma amostra é próxima do eixo de referência. Este comportamento é coerente com a medida de flutuação (53,394), que é a mais baixa dentre as faces amostradas. Os valores de Rf variam de $\sim 1,6$ a $\sim 7,2$, e são compatíveis com o avançado estiramento dos porfiroclastos. O valor de Φ (-1,2929), levemente negativo, pode ser tomado como indicativo de uma leve assimetria dos eixos dos marcadores, compatível com os indicadores cinemáticos destrais. A aparência em forma de V do gráfico de Ri/θ lembra as curvas- θ apresentadas nas tabelas-padrão para “*de-strain*”, sugerindo uma orientação prévia dos maiores cristais. Isto seria compatível com um conjunto de megacristais maiores, atrasados em relação à foliação magmática, que viria a dar origem a foliação milonítica. Por outro lado, a completa dispersão dos pontos com $Ri < 2,7$ aponta para a não-existência de uma orientação prévia diferente da atual.

A face YZ é a que apresenta o maior índice de flutuação (90,4332) desta amostra. Ainda assim o padrão de distribuição dos marcadores é indicativo de uma boa orientação em torno do eixo de referência (traço da foliação) e o $Rf(H)=1,8797$ é compatível com estiramento.

O conjunto dos dados é indicativo de que as estruturas magmáticas, se pré-existent, eram paralelas ou subparalelas às estruturas miloníticas. Assim como no método de projeção, os valores encontrados para R_s das faces XY e YZ da amostra GJ-02F são similares.

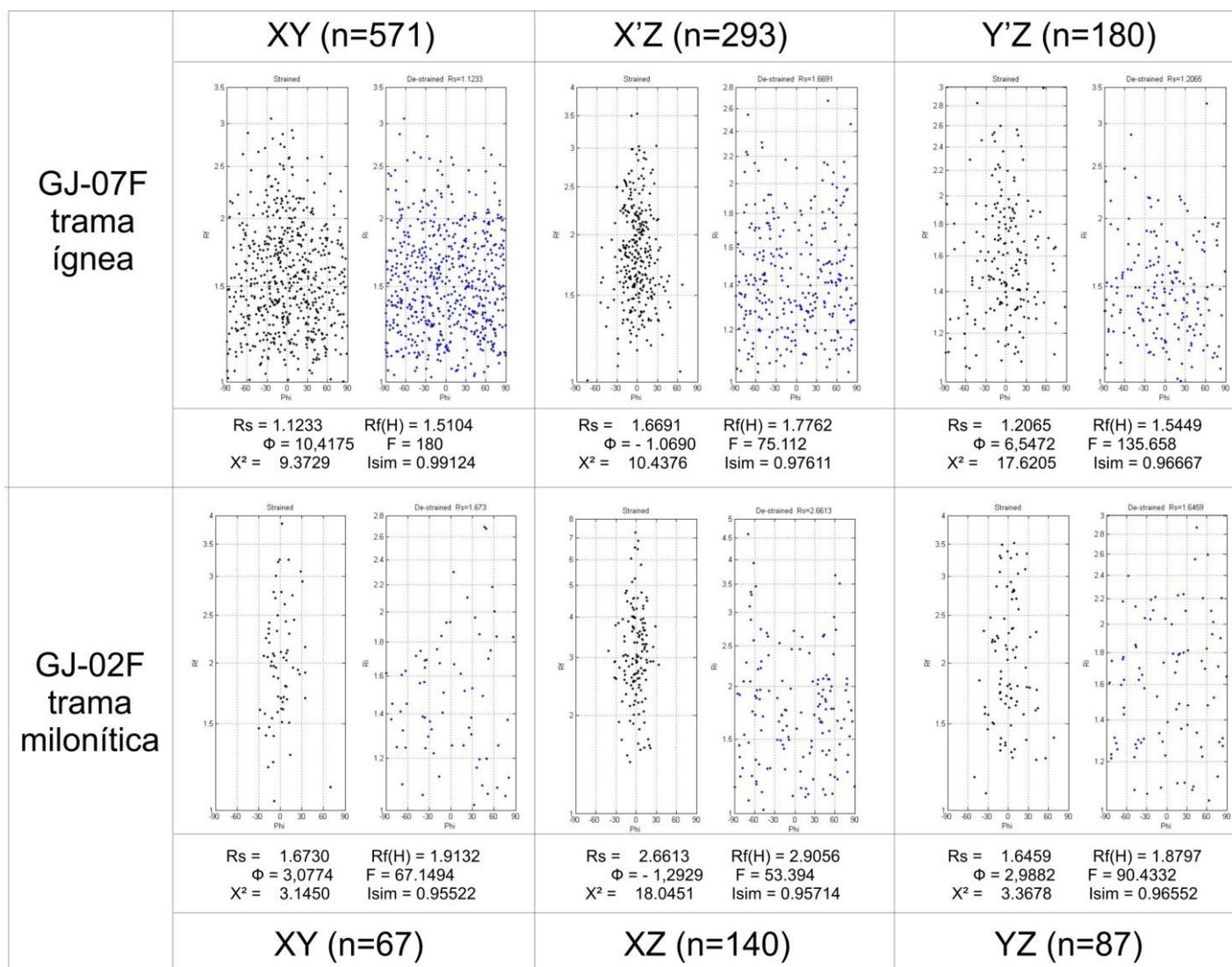


Figura 26 - Gráficos, dados e parâmetros estatísticos obtidos pela aplicação do método Rf/ Φ nas duas amostras analisada.

7.4 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES PARCIAIS

Para uma melhor comparação entre os resultados, estes foram reunidos no quadro 2.

amostras/métodos		DTNNM	SURFOR	Rf/PHI
GJ-07 XY	Rs	1,09	1,1167	1,12
	PHI	14,26	17	10,41
X'Z	Rs	1,54	1,57	1,66
	PHI	87,39	85	88,93
Y'Z	Rs	1,229	1,243	1,2
	PHI	109	109	96
GJ-02F XY	Rs	1,844	1,7	1,673
	PHI	96,16	94,5	93
XZ	Rs	2,0	2,459	2,6613
	PHI	93,96	89	88,7
YZ	Rs	1,475	1,598	1,6459
	PHI	89,57	95	92,8

Quadro 2 - Dados quantitativos de análise da deformação obtidos nas duas amostras analisadas através de três métodos distintos.

Analisando o conjunto de dados, observa-se a concordância entre os valores de cada parâmetro. Nota-se uma tendência dos valores de Rs obtidos pelo método centro-a-centro de serem quase sempre inferiores aos outros dois métodos, com exceção da amostra GJ-02F na face XY. Também é notável que os valores de Rs obtidos pelo método Rf/ Φ costumem ser os mais altos, com exceção para esta mesma face da amostra GJ-02F. Estes desvios podem ser devidos ao baixo número de marcadores da amostra.

Considera-se o fato de que os valores de Rs obtidos para a amostra GJ-07F (indeformada) terem sido em geral inferiores ao esperado para a razão de forma dos K-feldspatos é um indicativo de subestimativa. O resultado mais realista para as elipses seccionais desta amostra seriam os de Rf(H), conforme já discutido no item anterior, que representariam razões de forma próximas às encontradas na bibliografia para os K-feldspatos subédricos, que são observados na amostra. Não há uma lineação mineral representativa, ainda que ocorram tendências (vide

SURFOR) próximas ao X' que foi estimado visualmente para o corte da amostra (Φ entre 10 e 17°).

Na amostra GJ-02F, chama a atenção o fato de em todos os métodos, mas especialmente no Rf/Φ , as razões de X/Y e Y/Z serem muito próximas. Assumindo que os dois são praticamente iguais (1,637 ~ 1,645) pode-se considerar que, segundo o diagrama de Flinn (1962), a rocha analisada plota na linha equivalente à deformação plana.

Na deformação plana, todas as mudanças de forma e tamanho de um corpo ocorrem ao longo de um plano principal (XZ), enquanto se considera que nenhuma mudança ocorre ao longo de um eixo normal a este (Y). Isto é indicativo de que a análise da deformação a partir de duas dimensões (XZ) é válida. A deformação plana é o modelo ideal de cisalhamento simples, o que é compatível com o observado em campo e na amostra.

Ainda deve-se levar em conta que, segundo as premissas dos métodos, a deformação analisada teria sido homogênea, em regime passivo, com contraste de viscosidade entre marcador e matriz desprezível. Visto que a rocha satisfaz apenas parcialmente estas condições, aliado com o fato de que parte da deformação foi particionada pela rotação passiva de marcadores no sistema magmático, considera-se que o valor de $R_s=2,6$, é o valor mínimo para a razão axial da elipse de deformação que foi sofrida pela amostra GJ-02F, em um regime de deformação plana.

Os resultados de Rf/Φ indicam que não havia orientação prévia dos marcadores diferente da observada no estágio finito da deformação. Isto é compatível com deformação sobreposta a uma trama magmática coaxial, o que é, por sua vez, esperado no caso de o magmatismo ser sintectônico.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A **integração de dados** obtidos de formas independentes, através da aplicação de diferentes métodos, sejam eles: **Feições de campo**, como as estruturas ígneas e miloníticas concordantes entre si e com as estruturas dos metamorfitos encaixantes; relações mútuas de corte entre os termos precoces e tardios dos GAP assistidas pela deformação; e a deformação progressiva observada entre zonas de baixa e alta deformação; **Juntamente com dados petrográficos**, como recristalização das fases mais competentes em rochas macroscopicamente indeformadas; evidências de deformação intracristalina sendo truncadas por feições tipicamente magmáticas; e evidências de condições de deformação compatíveis com as do metamorfismo de alto grau das encaixantes; **Bem como o fato da quantificação através do método Rf/Φ** não revelar nos termos deformados qualquer orientação de forma pretérita diferente da observada no estágio finito da deformação; **permite concluir que os GAP representam um magmatismo sintectônico à deformação e metamorfismo de suas encaixantes.**

Não foram identificados indícios de mudanças de condições de pressão ou temperatura, nem de orientação de campo tensional, nem de intervalo de tempo significativo, entre as evidências da história magmática e deformacional dos GAP. Pelo contrário, foi identificado um marcador de contemporaneidade ou precedência da deformação em relação ao decréscimo da temperatura correspondente ao resfriamento do sistema magmático em questão. Este conjunto de informações é condizente com as idades publicadas por Martil *et al.* (2012) e por Bitencourt *et al.* (2011), em que a diferença de idade entre a cristalização dos GAP e o metamorfismo do CVC fica dentro do erro analítico.

A investigação microestrutural relacionada aos termos miloníticos de composição modal tonalítica, juntamente com o apoio da bibliografia, permitiu a elaboração de um modelo conceitual que necessita ser testado futuramente através de outros métodos analíticos (geoquímica mineral, por exemplo). Este modelo prediz que os megacristais de K-feldspato dos GAP cristalizaram em alta temperatura, assumindo grandes quantidades de cálcio e sódio, estável somente nas condições de sua gênese. A deformação atuante foi um fator que desencadeou a exsolução destes componentes de plagioclásio do interior do feldspato alcalino, gerando a textura mirmequítica. A mirmequitização, por sua vez desencadeia um processo de retroalimentação positiva, visto que a presença de um plagioclásio adjacente ao K-feldspato provoca mirmequitização. A deformação progressiva destes agregados intercrescidos os transforma em um agregado quartzo-feldspático de textura granoblástica formador de caudas de recristalização. Nos seus termos finais este processo gera milonitos de composição modal tonalítica na forma de bandas ou zonas de alta deformação nos GAP sieníticos deformados. Estes tonalitos modais ou petrográficos são o motivo pelo qual os Granitóides Arroio das Palmas levam este nome, ao invés da designação de Sienitos Arroio das Palmas. O prosseguimento desta investigação pode levar a uma futura troca de denominação, se comprovado o modelo conceitual (Fig. 27).

Mais informações precisam ser coletadas quanto à neocristalização de K-feldspato nas zonas de baixa pressão dos porfiroclastos em zonas de alta deformação. Sendo este processo até o momento identificado como de caráter pontual. No entanto é importante considerar que o termo definido como 'autometamorfismo' por Vernon *et al.* (2012) e demais autores citados, foi utilizado de forma restrita para rochas máficas a intermediárias, normalmente admitidas como rochas de elevada temperatura de cristalização, condição necessária para as reações 'autometamórficas'. Estas condições são compatíveis com as de cristalização e deformação do sienito estudado.

Os resultados da análise quantitativa da deformação do termo milonítico indicam que a rocha foi submetida a uma deformação plana, *i.e* cisalhamento simples, pela imposição de uma elipse XZ de razão axial mínima de 2,6. Nas descrições dos estereogramas se observou a rotação das lineações primárias para maiores caimentos com a progressão da componente de deformação de estado

sólido, o que indica que há também uma componente de cisalhamento puro envolvida. Os dois dados integrados sugerem uma tectônica do tipo transpressiva atuando nesta zona de cisalhamento. Isto, aliado ao binário dextral, pode indicar um abatimento relativo do bloco à oeste da zona de cisalhamento em relação ao bloco leste. Apontam-se perspectivas para o prosseguimento do estudo no que tange as implicações destes dados na geologia regional, salientando-se que as rochas em questão representam um segmento profundo da litosfera.

A continuidade da investigação, especialmente dos termos mais precoces dos GAP, no contexto do CVC, pode contribuir para o melhor entendimento da tectônica transpressiva do Ciclo Brasileiro do sul da Província Mantiqueira, bem como para o reconhecimento de uma estrutura translitosférica que tenha acessado o manto nesta época, permitindo a ascensão do magmatismo alcalino registrado pelos GAP.

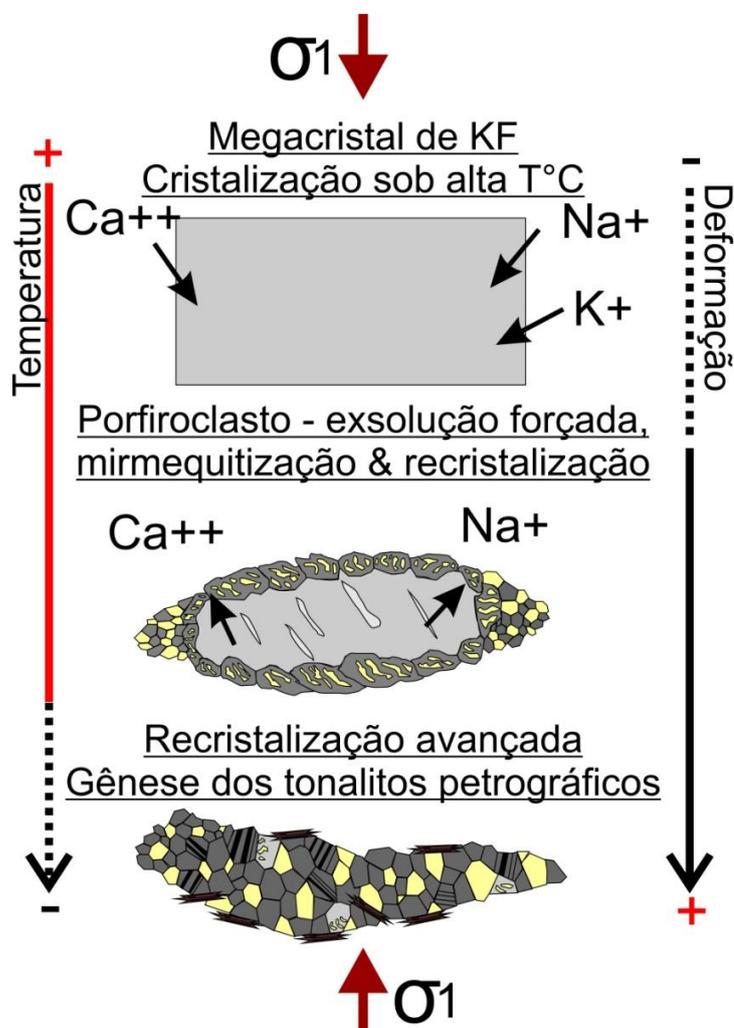


Figura 27 - Modelo conceitual da geração dos tonalitos petrográficos a partir dos processos penetrativos de mirmecitização e recristalização (adaptado de Simpson & Wintsch, 1989).

9. BIBLIOGRAFIA

Bitencourt, M. F. 1996. Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Porto Alegre, 310 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Almeida, F. F. M., 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Bol. DNPM/DGM*, Rio de Janeiro, **241**, 137p.

Bitencourt, M. F., De Toni, G.B., Florisbal, L.M., Martil, M. M. D., Niessing, M., Gregory, T. R., Nardi, L.V.S. ; Heaman, L.M. ; Dufrane, S.A. . Structural geology and U-Pb age of unusual Neoproterozoic syn-collisional syenite-tonalite association from southernmost Brazil.. In: Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, 2011, Avila. Abstracts Book. Avila: Universidad de Salamanca, 2011. v. u. p. 21-21.

Barnes, J. W., 1981. Basic Geological Mapping. Geological Society of London. Handbook Series. Open University Press, 112 p.

Barthelmy, 2012. *Website*: webmineral.com/data/Orthoclase.shtml (acesso em: 05/12/20120)

Bitencourt, M.F.; De Toni, G. B.; Florisbal, L. M.; Martil, M. M. D.; Niessing, M; Gregory, T. R.; Nardi, L.V.S.; Heaman, L.M. ; Dufrane, S.A. Structural geology and U-Pb age of unusual Neoproterozoic syn-collisional syenite-tonalite association from southernmost Brazil. In: Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, 2011, Avila. Abstracts Book. Avila: Universidad de Salamanca, 2011. v. u.. p. 21-21.

Braddshaw, J. Y., 1990. Geology of crystalline rocks of northern Fiordland: details of the granulite fácies Western Fiordland Orthogneiss and

associated rock units. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **33**, 465-484.

Chemale Jr., F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M.; De Ros, L. F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52. 2000.

Cook, N. D. J., 1988. Diorites and associated rocks in the Anglem Complex at The Neck, northeastern Stewart Island. *Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication*, **31A** [Abstract]

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., Tommasi, A., Porcher, C.C., Koester, E., Kramaer, G., Scherer, C.M.S. & Menegat, R. 1992 b. Granitóides Brasileiros Precoces do Cinturão Dom Feliciano: Caracterização Geoquímica e Discussão Estratigráfica. *Pesquisas em Geociências*, 19 (2): 195-215.

Fragoso César, A.R.S. 1991. *Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo. 362 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Fragoso César A.R.S., Figueiredo M.C.H., Soliani Jr. E., Faccini U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, **3**:1322-1343.

Frantz, J. C., Lima, E. F., Pinheiro-Machado, Naumann, M.P. 1984. Contribuição a geologia da região de Encruzilhada do Sul-RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 5. p. 2407-2416.

Fry, N. 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, **60**:89-105.

Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E. 2006. Neoproterozoic low-pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita metamorphic suite, SE Brazil: thermobarometric and Sm/Nd evidence. *Precambrian research*, 147:41-64.

Hartman, L. A., Leite, J.A.D., Mcnaughton, N.J., Santos, J. O.S. 1999. Deepest exposed crust of Brazil - SHRIMP establishes three events. *Geology*, 27(10):947-950.

Hibbard, M. J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. USA, Prentice_Hall. 608 p.

Hollis, J. A., Clarke, G. L., Klepeis, K. A., Daczko, N. R. & Ireland, T. R., 2004. The regional significance of Cretaceous magmatism and metamorphism in Fiordland, New Zealand, from U-Pb zircon geochronology. *Journal of Metamorphic Geology*, **22**, 607-627.

Lexa, O. 2006. Poly Lx for MatLAB. Charles University, Czech Republic.

Lisle, R.J. 1985. *Geological Strain Analysis: A Manual for the Rf/ö Method*. Oxford, Pergamon Press. 100p.

Martil, M. M. D. 2007. Relações de intrusão do Maciço Sienítico Piquiri, RS com suas Encaixantes. Porto Alegre, 63 p. *Monografia de Conclusão de Curso*, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Martil, M. M. D., 2010. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-riograndense. Porto Alegre, 77p. *Dissertação de Mestrado*, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Martil, M. M. D., Bitencourt, M. F. & Nardi, L. V. S., 2011. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências*, **38(2)**, 181-201.

MARTIL, M. M. D., BITENCOURT, M. F. , NARDI, L. V. S., CHEMALE JR, F., 2012. Magmatismo de arco no Neoproterozóico do Sul do Brasil: ortognaisses de fácies granulito e tectônica colisional no Complexo Várzea do Capivarita, região de Encruzilhada do Sul, RS. In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos, SP. Anais - Proceedings

Mulchrone, K. F., 2002. Application of Delaunay triangulation to the nearest neighbour method of strain analysis. *Journal of Structural Geology* 25 (2002) 689–702

Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J, 2005. *Microtectonics*. 2^a ed., Springer Verlag, Berlim, 366 p.

Panozzo, R., 1984. Two-dimensional strain from the orientation of lines in a plane. *Journal of Structural Geology*, **6**, 215-221.

Phillips, E. R., 1974. Myrmekite – one hundred years later. *Lithos* 7, 181-194.

Ramsay, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. New York, McGraw-Hill, 568p.

Sargent, H. C., 1917. On a spilitic fácies of Lower Carboniferous lava-flows in Derbyshire. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **73**, 11-25.

Schwantke, A., 1909. Die beimischung von Ca in Kalifeldspat und die Myrmekitbildung. *Zentralblatt für Geologie und Palaontologie*, 311-316.

Simpson, C. & Wintsch, R. P., 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of metamorphic Geology*, **7**, 261-275.

Smith, J.V. & Brown, W.L. 1988. *Feldspar Minerals, Vol. I - Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties*, 2ª ed., Springer Verlag, Berlim, 828 p.

Soliani Jr. E., 1986. Os dados geocronológico do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo: USP. 425 p. (Tese de Doutorado)

Soliani Jr., E., Koester, E., Fernandes, L.A.D. 2000. A Geologia Isotópica do Escudo Sul-rio-grandense. Parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. In: Michael Holz & Luis Fernando De Ros. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Editora da UFRGS/Centro de Investigação do Gondwana - Instituto de Geociências, p. 175-230.

UFRGS 2008. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4) e Capané SH 22-Y-A-III-3 (MI2984/3), RS*. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS 2010. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Encruzilhada SH22-Y-A-VI-2 (MI2997/2) e Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS*. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS 2010. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da folha Várzea do Capivarita SH22-Y-A-VI-2 (MI2997/2) 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*. Grain Britain. **Vol. 13, No. 9**, pp. 979-985.

Vernon, R. H., Collins, W. J. & Cook, N. D. J., 2012. Metamorphism and deformation of mafic and felsic rocks in a magma transfer zone, Stewart Island, New Zealand. *Journal of Metamorphic Geology*, **DOI**: 10.1111/j.1525-1314.2012.00977
