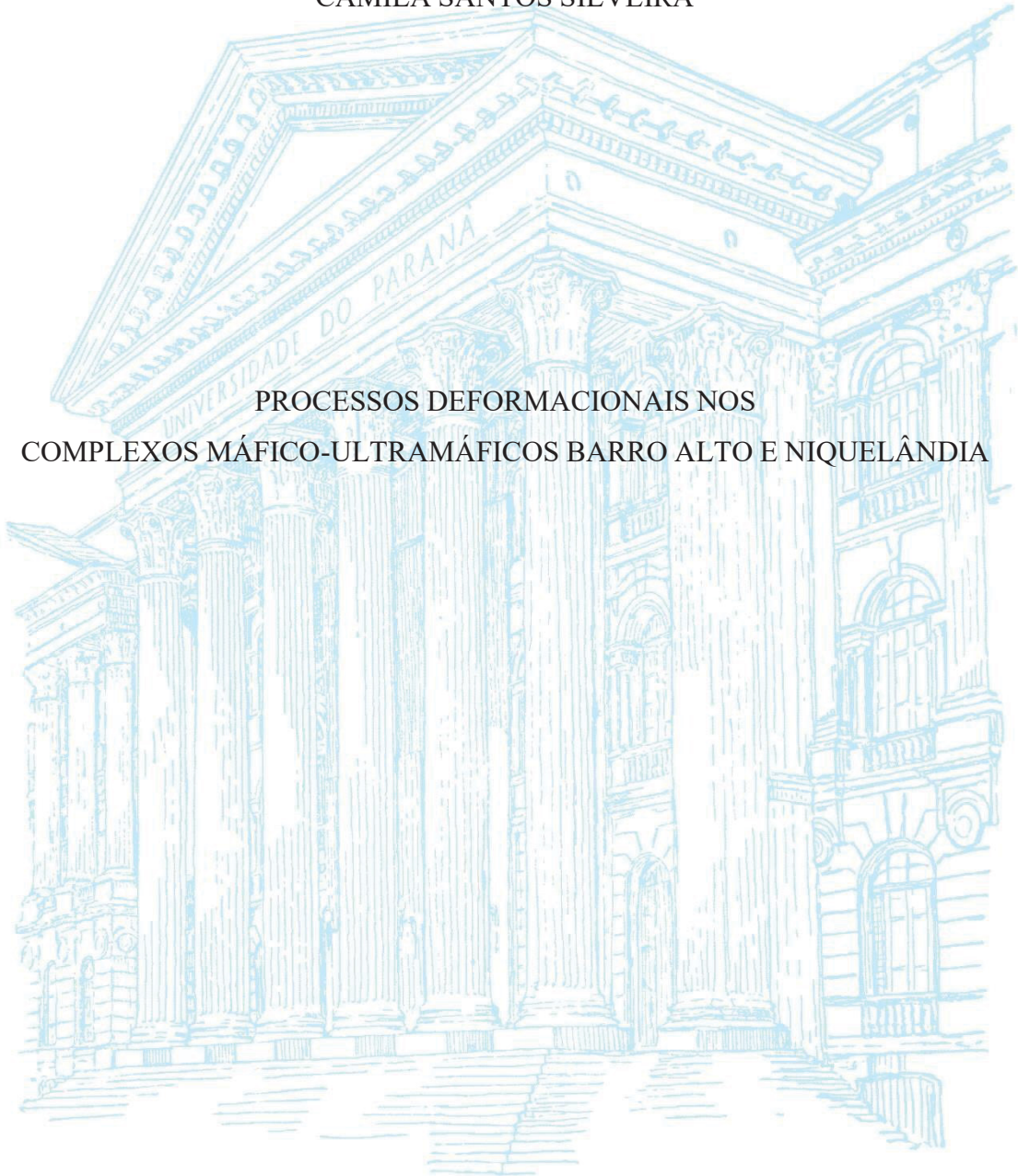


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

CAMILA SANTOS SILVEIRA

PROCESSOS DEFORMACIONAIS NOS
COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS BARRO ALTO E NIQUELÂNDIA



CURITIBA

2023

CAMILA SANTOS SILVEIRA

PROCESSOS DEFORMACIONAIS NOS
COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS BARRO ALTO E NIQUELÂNDIA

Tese apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Evangelista Lagoeiro

CURITIBA

2023

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Silveira, Camila Santos

Processos deformacionais nos complexos máfico-ultramáficos Barro Alto e Niquelândia / Camila Santos Silveira. – Curitiba, 2023.

1 recurso on-line : PDF.

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

Orientador: Leonardo Evangelista Lagoeiro

Coorientador:

1. Plagioclásio. 2. Piroxênio. 3. Anfibólios. 4. Deformação de rocha. I. Universidade Federal do Paraná. II. Programa de Pós-Graduação em Geologia. III. Lagoeiro, Leonardo Evangelista. IV. Título.



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA -
40001016028P5

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **CAMILA SANTOS SILVEIRA** intitulada: **PROCESSOS DEFORMACIONAIS EM COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS: ANÁLISE DO TONIAN GOIÁS STRATIFORM COMPLEX**, sob orientação do Prof. Dr. LEONARDO EVANGELISTA LAGOEIRO, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua **APROVAÇÃO** no rito de defesa.

A outorga do título de doutora está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 17 de Janeiro de 2023.

Assinatura Eletrônica

23/01/2023 16:42:27.0

LEONARDO EVANGELISTA LAGOEIRO

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

30/01/2023 16:52:44.0

CESAR FONSECA FERREIRA FILHO

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA)

Assinatura Eletrônica

23/01/2023 23:38:58.0

RHANDER TAUFNER ALTOÉ

Avaliador Externo (INSTITUTO FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO)

Assinatura Eletrônica

23/01/2023 14:44:32.0

REINHARDT ADOLFO FUCK

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA)

Assinatura Eletrônica

27/01/2023 10:11:49.0

LUIZ FERNANDO GRAFULHA MORALES

Avaliador Externo (INSTITUTO FEDERAL DE TECNOLOGIA DE ZURIQUE)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA-CENTRO POLITÉCNICO-UFPR - CURITIBA - Paraná - Brasil

CEP 81531-990 - Tel: (41) 3361-3365 - E-mail: posgeol@ufpr.br

Documento assinado eletronicamente de acordo com o disposto na legislação federal Decreto 8539 de 08 de outubro de 2015.

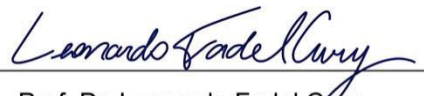
Gerado e autenticado pelo SIGA-UFPR, com a seguinte identificação única: 250207

Para autenticar este documento/assinatura, acesse <https://www.prppg.ufpr.br/siga/visitante/autenticacaoassinaturas.jsp> e insira o código 250207

DECLARAÇÃO

Declaramos para os devidos fins que **CAMILA SANTOS SILVEIRA** realizou sua defesa de tese intitulada “**PROCESSOS DEFORMACIONAIS EM COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS: ANÁLISE DO TONIAN GOIÁS STRATIFORM COMPLEX**” em 17 de janeiro de 2023, no Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, área Geologia Exploratória, nível Doutorado, e que por sugestão da banca examinadora, o título foi alterado para “**PROCESSOS DEFORMACIONAIS NOS COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS BARRO ALTO E NIQUELÂNDIA**”.

Curitiba, 12 de maio de 2023.



Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury
Coord. Programa de Pós-Graduação em Geologia
Setor de Ciências da Terra
Universidade Federal do Paraná

Para Antônio e Guilherme.

Agradecimentos

Esta pesquisa foi financiada pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) – Demanda Social.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Leonardo Evangelista Lagoeiro pela compreensão e confiança ao longo desta jornada. Obrigada por acreditar nessa pesquisa e mesmo com todas as dificuldades e imprevistos estar sempre disposto a me ajudar e ensinar.

Ao longo desses anos, várias pesquisadoras me influenciaram e inspiraram. Agradeço em especial às Prof. Dr^a. Carol Cavalcante, Prof. Dr^a. Paola Barbosa e Prof. Dr^a. Andrea Tommasi pelo exemplo, ensinamentos e compreensão.

Ao Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, pela estrutura e verba para realização da etapa de campo. Em especial agradeço ao coordenador Prof. Dr. Carlos Guedes pela ética de trabalho. Agradeço também aos profissionais e laboratórios que possibilitarem a realização da pesquisa.

Aos membros da banca avaliadora, Prof. Dr. Reinhardt Fuck, Prof. Dr. César Fonseca Ferreira Filho, Dr. Luiz Moraes e Prof. Dr. Rhander Taufner pelas valiosas contribuições e comentários.

Aos Amigos Mateus e Gabriel, por auxiliarem nas etapas de campo e carregarem todas as amostras de rochas máficas.

Agradeço à Liliane Maia, primeira pessoa que conheci ao chegar em Curitiba para fazer a entrevista, na época para o mestrado. Mesmo sendo de áreas completamente diferentes, uma se fez presente na pesquisa da outra, organizamos eventos e trabalhamos lado a lado na sala da pós – muitas vezes só nós duas, um copo de café e outro de chá. Obrigada minha amiga.

Às queridas amigas Mayara Santana, Amanda Carvalho e Erika Kiemo que estão por aí em algum canto do mundo, mas sempre presentes.

Agradeço às famílias Silveira e Nishimura por todo apoio. Ao pessoal de Minas, sempre carinhosos, agradeço por acreditarem em mim. Aos japas de Londrina e Curitiba, por fazerem eu me sentir em casa.

Ao meu marido, Guilherme Nishimura e ao meu filho Antônio Nishimura. Gui, sou imensamente grata ao companheirismo, confiança, paciência e incentivo. Antônio por ser tão forte e possuir o melhor abraço do mundo. Quando vocês chegaram deram sentido a tudo, amo vocês.

RESUMO

A pesquisa apresenta dados microestruturais e texturais que foram coletados a fim de investigar os mecanismos de deformação em plagioclásios, piroxênios e anfibólios ao longo do Complexo máfico-ultramáfico do Maço de Goiás. O estudo objetiva não só melhor compreensão do comportamento dessas fases mediante deformação, como também contribuir para compreensão do modelo evolutivo do complexo. Este complexo consiste em uma associação de rochas máficas e ultramáficas que formaram um cinturão granulítico descontínuo, dividido em três corpos. Foram analisados o corpo a sul, a partir de amostras da porção basal do Complexo Barro Alto e o corpo central formado pelos complexos Serra dos Borges e Niquelândia. A técnica de difração de elétrons retro-espalhados, associada à microscopia eletrônica de varredura foi utilizada a fim de avaliar a orientação cristalográfica preferencial (CPO). Os dados foram processados a partir da ferramenta MTEX. No Complexo Barro Alto foram analisados milonitos e metagabronoritos compostos por plagioclásio + diopsídio + enstatita + ilmenita ± hornblenda ± olivina (fosterita) ± biotita. Na porção milonítica as microestruturas e texturas encontradas para o plagioclásio são compatíveis com deformação por mecanismos sensíveis ao tamanho de grão. Em contrapartida, porfiroclastos e metagabronoritos deformam por fluência de deslocação, ativando o sistema de deslizamento $\{010\}\langle 100\rangle$ em plagioclásios e $\{100\}\langle 001\rangle$ em piroxênios. Os mecanismos sensíveis ao tamanho do grão exercem grande influência nas propriedades físicas anisotrópicas do meio. A análise da porção central, objetivou a comparação dos aspectos deformacionais entre as camadas dos corpos, com base na orientação cristalográfica preferencial do plagioclásio, ao longo de todos os corpos, além de outros minerais orto e clinopiroxênios (zonas superior e inferior do Complexo Niquelândia) e anfibólios (Complexo Serra dos Borges e zona superior do Complexo Niquelândia). Como resultados obtidos permitiram concluir que o principal mecanismo ativo em todas as fases é a fluência por deslocação. Entretanto os sistemas de deslizamento ativos na zona inferior (Complexo Niquelândia) sugerem condições de mais alta temperatura e pressão durante a deformação. Conclui-se que os processos deformacionais ao longo do complexo variam não só entre os corpos, mas internamente entre as zonas dos complexos. A intensidade deformacional é maior à leste da área de estudo, interpretado com influência da Zona de Cisalhamento Rio Maranhão e no corpo sul (Barro Alto). Dentre os modelos evolutivos propostos, os resultados obtidos reafirmam o modelo de intrusão de dois corpos magmáticos.

Palavras-chave: mecanismos de deformação, plagioclásio, piroxênio, anfibólio.

ABSTRACT

This work presents microstructural and textural analyses to evaluate aspects related to the deformation mechanisms of plagioclase, pyroxenes and amphiboles over the Mafic-ultramafic layered complex - Goiás Massive. The study aims to better understand the behavior of these phases through the deformation process and also to contribute to the understanding of the evolution of the Complex. This Complex is a mafic-ultramafic layered association which forms a discontinuous granulitic belt divided into three outcrops. We analyzed the southernmost outcrop sampling the basal portion of the Barro Alto Complex and the central outcrop formed by the Serra dos Borges and Niquelândia Complexes. The EBSD technique was employed to analyze the crystallographic preferred orientation (CPO). The data were processed using the toolbox MTEX. The samples of Barro Alto complex are mafic mylonite and metagabbroites composed of plagioclase + diopside + enstatite + ilmenite ± hornblende ± olivine (forsterite) ± (biotite). The plagioclase porphyroclasts exhibit undulose extinction and core-mantle structures. In the mafic mylonites texture and microstructures in plagioclase suggest grain size sensitive mechanism. On the other hand, in coarse metagabbroites and porphyroclasts may deform by dislocation creep through slip systems $\{010\}\langle 100\rangle$ in plagioclase and $\{100\}\langle 001\rangle$ in pyroxenes. The grain size sensitive mechanisms have a great influence on the physical anisotropic properties. The analysis of the central portion aimed to compare the deformation aspects among the layers of the bodies, based on the preferential crystallographic orientation of plagioclase, along all bodies, in addition to ortho and clinopyroxenes (upper and lower zones of the Niquelândia Complex) and amphiboles (Serra dos Borges and upper zone of the Niquelândia Complex). The study suggests dislocation creep as the main deformation mechanism in all phases, however the slip systems in the lower zone (Niquelândia Complex) suggest higher temperature and pressure conditions during deformation. We concluded that the deformation processes along the complex vary not only between the outcrops, but among the zones of these complexes. The deformation intensity is higher to the east, interpreted as influence of the Rio Maranhão Shear Zone and in the southernmost body (Barro Alto). Our results reaffirm the two-intrusion model.

Key words: deformation mechanism, plagioclase, pyroxene, amphibole.

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1 - Divisão Província Estrutural Tocantins, com destaque para os domínios geotectônicos da Faixa Brasília e cinturão de complexos máfico-ultramáficos - TGSC (1, 2 e 3) em (a) e configuração do Supercontinente Gondwana com a possível localização do Maciço de Goiás em (b); a correlação estratigráficas entre os corpos do TGSC está sintetizada em (c). Modificado de (D'el-Rey et al., 2008; Ferreira Filho et al., 2010; Cordeiro & Oliveira 2017).</i>	16
<i>Figura 2 - Etapas de seleção, corte e polimento de amostras a serem analisadas por MEV-EBSD. Modificado de Ferreira (2016)</i>	22
<i>Figura 3 -Sistema MEV-EBSD (Padilha & Sandim, 2021).</i>	23
<i>Figura 4 – Interação entre feixe de elétrons e superfície da amostra (Randle, 2009).</i>	24
<i>Figura 5 – Etapas na obtenção padrões de difração e indexação de dados (Morales, 2016).</i>	25
<i>Figura 6 – Diagrama de fluxo esquemático indicando o processamento dos dados visando caracterização microestrutural pelo Sistema MEV-EBSD. Modificado de Randle (1992).</i>	26
<i>Figura 7 – O Espaço de Euler e a função de distribuição de orientação (Mainprice, 2012).</i>	27
<i>Figura 8 – Representação de figuras de polo (Mainprice, 2012).</i>	28
<i>Figura 9 – Representação dos principais mecanismos de deformação ativos em plagioclásio com base na compilação de dados da literatura</i>	39

Lista de ilustrações do artigo 1

<i>Fig. 1 - Geotectonic domains of the Northern Brasilia Belt.(a) Mafic-ultramafic layered intrusions : 1- Barro Alto and Serra da Malacacheta complexes and Juscelina sequence, 2- Niquelândia and Serra dos Borges complexes and Indaiana sequence and 3- Canabrava complex and Palmeira sequence (modified from D'el-Rey Silva et al., 2008); (b) the convergence of Brasiliano cycle and; (c) stratigraphic correlation between the layered intrusions (modified from Ferreira Filho et al., 2010).</i>	48
<i>Fig. 2 - Geologic map of the Barro Alto Complex (a) highlighting the study area and sample localities in red circles (b). Field features of metagabbro (c) and mafic mylonites (d). (For</i>	49
<i>Fig. 3 -QEMSCAN of the mafic mylonite - sample 22 A (a) and metagabbros – sample 120 (b), showing the chemical composition and phase distributions. The equivalent grain diameter distributions of all phases for the same samples of mafic mylonites and</i>	51
<i>Fig. 4- Scanned thin section with crossed polars of the sample 7A showing the compositional banding (a). The plagioclase mechanical twinning (red arrow) and undulose extinction (b and c) as well the granoblastic microfabric occurring in sample 120 (d and e). Detail of arc-shaped porphyroblast of orthopyroxene displaying clinopyroxene exsolution</i>	

(yellow arrow) in sample 7 A (f). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)	52
Fig. 5 - Microstructures in the mafic mylonite, showing a well-developed mylonitic foliation characterized by asymmetric porphyroclasts of plagioclase and pyroxene surrounded by recrystallized	53
Fig. 6 - Anorthite pole figures for two samples of metagabbronorite, plotted as one point-per-grain in lower hemisphere, and equal area projection, with respective J index, M index and number of grains (n) shown for each of the two samples.....	54
Fig. 7 - Anorthite pole figures for porphyroclasts and the fine-grained matrix of mafic mylonite (grain size <100 μm) for four samples, plotted as one point-per-grain in lower hemisphere equal area projections, and showing J index, M index and number of grains (n) for each sample	54
Fig. 11 -Detailed EBSD maps from sample 27, highlighting core and mantle structure in anorthite (a) and intragrain misorientations (b). (c) Relationship of the porphyroclasts orientation (red dot) and the contoured pole figures of recrystallized portion, plotted as.....	58
Fig. 12- - Detailed EBSD maps from sample 22 A, highlighting core and mantle structure in hyperthene (a) and intragrain misorientations (b). (c) Relationship of the porphyroclasts orientation (red dot) and the contoured pole figures of recrystallized portion, plotted as lower hemisphere, one point-per-grain projections. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.).....	58
Fig. 13 - CPO-derived seismic properties from sample 27 – mafic mylonite (a) and Sample 120 – metagabbronorite (b) and the pole figures from the main phases plotted in the lower hemisphere. The seismic fabric was calculated using the Hill method, with maxima and minima marked by squares and circles, respectively	59
Fig. 14 - Comparison between the main deformation mechanisms active in plagioclases and pyroxenes according to temperature and P/S wave anisotropy for a selection of mafic rocks	60

Lista de ilustrações do artigo 2

Figure 1- Seção geológica ao longo dos Complexos Serra dos Borges e Niquelândia ressaltando os pontos amostrados. Modificado de Ferreira Filho et al. (2010)	66
Figure 2 – Diferenças microestruturais entre as amostras do Complexo Serra dos Borges (a) e Complexo Niquelânida – Upper Zone (b) e Lower Zone (c). Representação do mapa de fases de cada amostra analisada, bem como a variação do tamanho de grão e índice textural (M index) (d).....	68
Figure 3- Orientação cristalográfica preferencial de plagioclásio ao longo do Complexo Serra dos Borges (amostra 28), Complexo Niquelânida – Upeer Zone (amostras N25 e N 1) e Lower Zone (amostras N3 e N4). As figuras de polo foram plotadas no hemisfério inferior, 1ppg. Os pontos vermelhos representam a orientação dos porfiroclastos (amostras N25 e N21)	70

<i>Figure 4 – Mapa (mis2mean), histograma de ângulos e eixos de misorientaion. Em (a) tem-se um corte do mapada da amostra N28, do Complexo Serra dos Borges, e concntração dos eixos entre 160° e 180°. Em (b), as amostras do Complexo Niquelândia e distribuição de eixos menores que 30°.....</i>	<i>71</i>
<i>Figure 5 - Análise textural de clino e ortopiroxênio ao longo do Complexo Niquelânida – Upper Zone (amostras 7b e N1) e Lower Zona (amostras N3 e N4). As fases analisadas estão destacadas nos mapas de fase e ipf-map correspondentes. As figuras de polo foram plotadas no hemisfério inferior, 1 ppg.</i>	<i>72</i>
<i>Figure 6 – Mapas (mis2mean), histogramas e eixos de misorientation de clinopiroxênio (a) e orotopiroxênio (b) ao logo do Complexo Niquelândia.....</i>	<i>73</i>
<i>Figure 7 - Análise textural em hornblenda no Complexo Serra dos Borges (N25) e Complexo Niquelânda – Upper Zone (amostra N 7 e N7b).....</i>	<i>74</i>

SUMÁRIO

1	Introdução Geral	14
1.1	Objetivos.....	14
1.2	Justificativa.....	15
1.3	Contexto geológico.....	15
1.4	Organização da tese	18
2	Materiais e métodos.....	21
2.1	Trabalhos de Campo	21
2.2	Preparação de amostras	21
2.3	Microscopia Óptica	22
2.4	Microscopia Eletrônica de Varredura e Difração de Elétrons Retroespalhados (MEV-EBSD).....	23
3.5	Processamento de dados	26
3.5.1.	Análise textural.....	26
3.5.2.	Propriedades físicas anisotrópicas	28
3	Fundamentação teórica	33
4.1	Plagioclásio.....	36
4.2	Piroxênio.....	39
4.3	Anfibólios	40
	Deformation mechanisms and seismic anisotropy in lower crustal rocks from the Barro Alto Complex, Central Brazil.....	47
2.	Geological setting	48
3.	Analytical methods	50
4.	Results	50
5.	Discussion.....	57
6.	Conclusions	61
	Declaration of Competing Interest.....	61

Acknowledgments	61
References	61
Artigo 2: Análise textural em rochas máficas do complexo Niquilândia.....	64
Introdução.....	64
Métodos	64
Resultados.....	65
Discussões	74
Conclusões.....	76
<i>Referências</i>	77
6 Considerações finais	80

1 INTRODUÇÃO GERAL

Os Complexos máfico-ultramáficos do Maciço de Goiás (CMU) consistem em uma associação de rochas magmáticas, acamadadas, relacionadas à ambientes tipo rifte, posicionado na Província Estrutural Tocantins, região central do Brasil (Ferreira Filho et al., 1998, 2010; Correia et al., 2012; Giovanardi et al., 2017, 2018). Trata-se de grandes complexos acamadados que formam um cinturão granulítico descontínuo de aproximadamente 350 km, dividido em três porções conhecidos como complexo Barro Alto, Niquelândia e Canabrava, de sul para norte (Silva et al., 2008; Ferreira Filho et al., 2010).

Apesar de sua dimensão e importância econômica, a evolução ao longo do tempo geológico, idade de colocação, metamorfismo e deformação ainda gera dúvidas na comunidade científica. Isso ocorre pois os processos deformacionais de corpos granulíticos são particularmente complexos, uma vez que a baixa simetria de feldspatos e a textura granoblástica típica nessas rochas dificultam a interpretação dos mecanismos de deformação (Bascou, 2002). Nesse cenário o estudo de orientações cristalográficas preferenciais (CPO) é essencial para a compreensão dos processos atuantes, uma vez que as CPO's refletem a intensidade da deformação, as condições físicas da deformação e a cinemática do regime (Egydio Silva, 1996; Bascou, 2002; Satsukawa et al., 2013).

Nesse contexto a presente pesquisa propõe a análise textural e microestrutural em plagioclásio, piroxênio e anfibólio de diferentes porções do CMU, a fim de compreender se os processos responsáveis pela localização da deformação variam ao longo do cinturão, separando mecanismos em estado sólido e submagmáticos.

1.1 Objetivos

O objetivo da pesquisa é compreender a heterogeneidade de processos deformacionais em corpos de composição máfica-ultramáfica. Pretende-se compreender os parâmetros que regem a deformação tanto no estado sólido quanto no regime sub-magmático e a relação destes ao tamanhos dos grãos envolvidos no processo. Por fim, objetiva-se

entender como os mecanismos atuantes impactam em propriedades físicas anisotrópicas do meio e, conseqüentemente, da crosta média.

1.2 Justificativa

O CMU é formado por rochas que contém, em sua maioria, diferentes proporções de plagioclásio, piroxênio ocorrendo ocasionalmente anfibólios e olivinas. Estes são importantes minerais formadores de rochas e, portanto, é de grande importância o estudo do comportamento dos mesmos mediante processos deformacionais, sobretudo em granulitos onde as pesquisas são mais escassas quando comparados a rochas monominerálicas ou rochas poliminerálicas de menor grau metamórfico (Bascou, 2002). Trabalhos recentes mostraram que as propriedades sísmicas da crosta estão associadas, principalmente, aos piroxênios, anfibólios, micas e plagioclásios, no entanto, a contribuição individual de cada um desses minerais às descontinuidades encontradas dentro dessa camada ainda não é totalmente compreendida (Morales, 2006; Lloyd et al., 2011).

1.3 Contexto geológico

O CMU associação máfico-ultramáfica aqui estudada, está inserido no contexto da porção oriental da Província Estrutural Tocantins (PET), um sistema orogênico Brasileiro que culminou na formação da Faixa de dobramento Brasília, entre outras feições geológicas (Dardenne, 2000). Esse Sistema foi formado durante o Neoproterozoico, a partir da fragmentação do Supercontinente Rodínia e aglutinação do Supercontinente Gondwana (Almeida et al., 2000; Santos, 2011), processo esse que envolve a convergência dos crátons Amazônico, São Francisco, e Paranapanema, (Fuck, 1994; Santos, 2011; Fuck et al, 2017) (Figura 1 a, b).

A Faixa Brasília é um cinturão de dobramentos com evolução complexa e possivelmente diacrônica (Uhlein et al., 2012; Figura 1). Por possuir diferenças estratigráficas, tectônicas e geocronológicas, é dividida nos setores Setentrional –

segmento com orientação NE e meridional – segmento com orientação NW, que são ligados pela Megaflexura Pirineus (orientação EW) (Lima, 2011; Ulhein et al., 2012; Fuck et al., 2017). A porção setentrional da faixa é marcada pela presença de cinturão descontínuo de rochas de composição máfica-ultramáfica, o CMU, que corresponde ao objeto de estudo da presente tese. A compartimentação tectônica da Faixa, de leste a oeste, contém os seguintes domínios (Fuck, 1994; Pimentel et al., 2004; Ulhein et al., 2012):

- i) Cratônico: sedimentos argilosos carbonáticos do Grupo Bambuí e coberturas fanerozoicas;
- ii) Zonas internas: unidades alóctones que formam os grupos Araxá e Serra da Mesa, tendo como embasamento o Maciço de Goiás e CMU (Barro Altom, Niquelândia e Canabrava);
- iii) Zona externa, que contém rochas metassedimentares neo- e mesoproterozoicos pertencentes ao Grupo Vazante (Setor Meridional) e grupos Araí e Paranoá (Setor Setentrional).

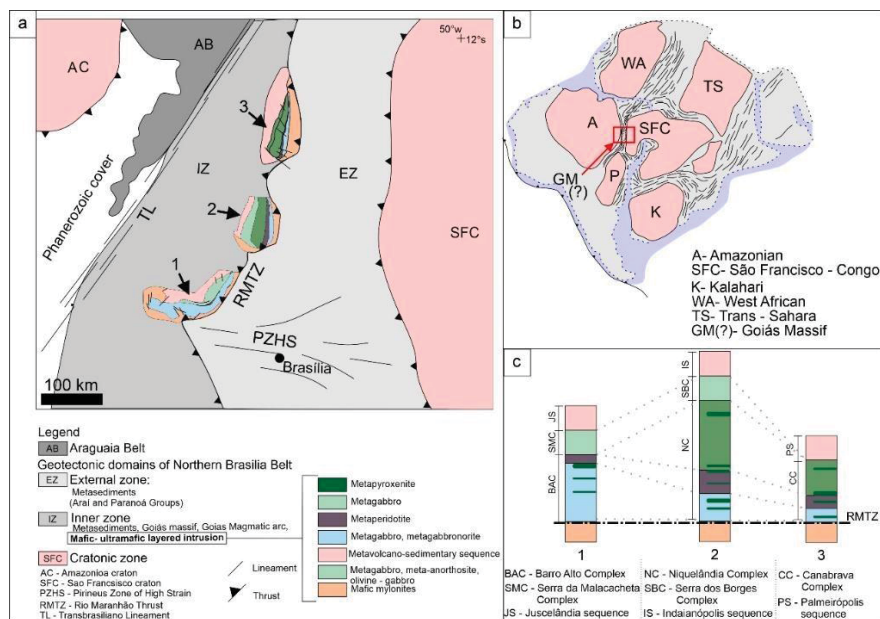


Figura 1 - Divisão Província Estrutural Tocantins, com destaque para os domínios geotectônicos da Faixa Brasília e cinturão de complexos máfico-ultramáficos - TGSC (1, 2 e 3) em (a) e configuração do Supercontinente Gondwana com a possível localização do Maciço de Goiás em (b); a correlação estratigráficas entre os corpos do TGSC está sintetizada em (c). Modificado de (D'el-Rey et al., 2008; Ferreira Filho et al., 2010; Cordeiro & Oliveira 2017).

A formação do CMU está relacionada a um evento restrito no Maciço de Goiás (Pimentel et al., 2004; Valeriano et al., 2004). Esse terreno representa um microcontinente formado por sequências granito-*greenstone* e granito-gnaiss arqueanos (Terreno Crixás-Goiás), granito-gnáissicos e sequências vulcanossedimentares paleoproterozoicas (Almas-Natividade-Cavalcante) (Fonseca et al., 1995).

O CMU é posicionado paralelo à Zona de Cisalhamento Rio Maranhão (Girardi et al., 1986; D'el-Rey Silva et al., 2008; Ferreira Filho et al., 2010; Giovanardi et al., 2017b). Pode ser entendido como uma associação de rochas magmáticas (Figura 1 C), relacionadas a ambientes riftes (Suíta, 1996; Ferreira Filho et al., 2010). A oeste, uma série estruturalmente superior é formada por gabros, anfíbolitos, troctólitos e anortositos (Pimentel et al., 2004; Ferreira Filho et al., 2010; Fuck et al., 2017). A oeste, sequências vulcanossedimentares (Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis), que consistem em rochas vulcânicas bimodais metamorfizadas nas condições de fácies anfíbolito (Ferreira Filho et al., 1994; Ferreira Filho et al., 2010), de afinidade E-MORB e N-MORB, sugerindo ambiente transicional de rifte continental para bacia oceânica (Moraes et al., 2003; Pimentel et al., 2004; Ferreira Filho et al., 2010; Fuck et al., 2017). A leste, a associação estruturalmente inferior é composta por gabronorito, peridotitos e piroxenitos, mais jovens que as camadas sotopostas e em contato por falhas de empurrão (Fuck et al., 2017).

Das várias nomenclaturas utilizadas para esses corpos, optou-se pela utilização dos termos adotados por Fuck et al. (2017). Tendo em mente que as duas sequências magmáticas do TGSC compreendem três porções (Figura 1 a, c):

- i) Porção sul: Complexo Serra da Malacacheta a oeste (Ferreira Filho et al., 2010; Fuck et al., 2017), que corresponde à Sequência Serra da Malacacheta (Fuck et al., 1981; Suíta 1996); e Complexo Barro Alto a leste (Ferreira Filho et al., 2010; Fuck et al., 2017), que corresponde à Sequência Serra de Santa Bárbara (Fuck et al., 1981; Suíta, 1996) ou Sequência Goianésia (Oliveira & Jost, 1992);
- ii) Porção central: Complexo Serra dos Borges a oeste (Ferreira Filho et al., 2010; Fuck et al., 2017), que corresponde à Sequência Superior (Girardi

et al., 1986; Correia et al., 2012a; Giovanardi et al., 2017); e Complexo Niquelândia a leste (Ferreira Filho et al., 2010; Fuck et al., 2017) que corresponde à Sequência Inferior (Girardi et al., 1986; Correia et al., 2012; Giovanardi et al., 2017);

- iii) Porção Norte: Complexo Canabrava (Ferreira Filho et al., 2010; Fuck et al., 2017).

1.4 Organização da tese

A tese está dividida em cinco capítulos, explicados a seguir.

O Capítulo 1 consiste na apresentação do tema, objetivos, justificativas, localização da área de estudo e descrição do contexto geológico.

O Capítulo 2 é destinado ao material e métodos destaca a análise de orientação cristalográfica preferencial a partir de dados de microscopia eletrônica de varredura associada à técnica de difração de elétrons retro-espalhados. Esse capítulo descreve brevemente o tratamento dos dados, utilizando o MTEX e bases necessárias para o cálculo de propriedades físicas de agregados.

Em seguida, faz-se necessária a fundamentação teórica acerca dos termos adotados, tais como *fabric*, textura e microestruturas e expressões no estudo de rochas. Portanto, o Capítulo 3 reúne conceitos fundamentais sobre mecanismos de deformação, processos submagmáticos e principais feições esperadas nos minerais analisados: plagioclásio, piroxênio e anfibólio.

Os resultados estão apresentados no capítulo 4, na forma de dois artigos científicos. O artigo “*Deformation mechanisms and seismic anisotropy in lower crustal rocks from the Barro Alto Complex, Central Brazil*” foi publicado na revista *Tectonophysics* em setembro de 2021. Já o artigo “Análise textural em rochas máficas do Complexo Niquelândia” será posteriormente submetido a um periódico internacional.

O sexto e último capítulo é destinado à conclusão da tese e sugestões para trabalhos futuros.

Referências

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1981. **Brazilian structural provinces: An introduction.** *Earth-Science Reviews* 17, 1–29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Bascou, J., Doucet, L. S., Saumet, S., Ionov, D. A., Ashchepkov, I. V., Golovin, A. V., 2011. **Seismic velocities, anisotropy and deformation in Siberian cratonic mantle: EBSD data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite.** *Earth and Planetary Science Letters* 304, 71–84. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.01.016>
- Correia, C.T., Sinigoi, S., Girardi, V.A.V., Mazzucchelli, M., Tassinari, C.C.G., Giovanardi, T. 2012. **The growth of large mafic intrusions: Comparing Niquelândia and Ivrea igneous complexes.** *Lithos* 155, 167–182. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.024>
- Dardenne M.A. 2000. **The Brasília Fold Belt.** In: U.G. Cordani, E.J.Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos. 2000. *Tectonic evolution of South America.* 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG. p. 231-263.
- Egydio-Silva, M. 1996. **Zona de cisalhamento de alta temperatura - o lineamento Além Paraíba (RJ). Petrograma do plagioclásio – anisotropia sísmica – reologia da litosfera continental.** Tese de Doutorado. Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo, 258p.
- Ferreira Filho, C. F., Moraes, R., Fawcett, J. J., Naldrett, A. J., 1998. **Amphibolite to granulite progressive metamorphism in the Niquelândia Complex, Central Brazil: regional tectonic implications.** *Journal of South American Earth Sciences* 11, 35–50. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00035-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00035-7)
- Ferreira Filho, C.F., Martins Pimentel, M., Maria De Araujo, S., Laux, J.H., 2010. **Layered intrusions and volcanic sequences in Central Brazil: Geological and geochronological constraints for Mesoproterozoic (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) igneous associations.** *Precambrian Research* 183, 617–634. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.06.008>
- Fonseca, M. a., Dardenne, M. a., Uhlein, A., 1995. **Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico.** *Revista Brasileira de Geociências* 25, 267–278.
- Fuck R. A., Pimentel, M.M. Alvarenga C. J. S. Dantas K. L. 2017. **The northern Brasília Belt.** In: HEILBRON M., CORDANI U. G. ALKIMIM F.F. São Francisco Craton, Eastern Brasil – Tectonic genealogy of a miniature continente. Springer International publishing, Switzerland.
- Fuck R.A. 1994. **A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins.** In: SBG, Simp. Geol.Centro-Oeste, 4, Brasília, p.184-187.
- Giovanardi, T., Girardi, V.A.V., Correia, C.T., Sinigoi, S., Tassinari, C.C.G., Mazzucchelli, M., 2017. **The growth and contamination mechanism of the Cana Brava layered mafic-ultramafic complex: new field and geochemical evidences.** *Mineralogy and Petrology* 111, 291–314. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0472-0>
- Giovanardi, T., Girardi, V.A.V., Correia, C.T., Tassinari, C.C.G., Sato, K., Cipriani, A., Mazzucchelli, M., 2018. **New U-Pb SHRIMP-II zircon intrusion ages of the Cana Brava and Barro Alto layered complexes, central Brazil: constraints on the genesis and evolution of the Tonian Goiás Stratiform Complex.** *Lithos* 282–283, 339–357. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.03.026>
- Girardi, V.A. V., Rivalenti, G., Sinigoi, S., 1986. **The Petrogenesis of the Niquelandia Layered Basic-Ultrabasic Complex, Central Goiás, Brazil.** *Journal of Petrology* 27, 715–744. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.715>

Lima T.M. & Ribeiro P.S.E. 2010. **Síntese geológica e prospecção geoquímica da área de Barro Alto, Goiás**. Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 56 p.

Lloyd, G. E., Butler, R. W. H., Casey, M., Tatham, D. J., Mainprice, D., 2011. **Constraints on the seismic properties of the middle and lower continental crust**. Geological Society, London, Special Publications 360, 7–32. <https://doi.org/10.1144/SP360.2>

Moraes, R., Fuck, R.A., 2002. **Ultra-high-temperature metamorphism in Central Brazil: the Barro Alto complex**. Journal of Metamorphic Geology 18, 345–358. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00262.x>

Morales L.F.G. 2006. **Estudo da orientação cristalográfica em dobras, limites de grãos e anisotropia sísmica em muovita-quartzo milonito**. Tese de doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 284 p.

Oliveira A.M. & Jost H. 1982. **Estratigrafia da sequência granulítica do Complexo de Barro Alto na Região de Goianésia, Goiás**. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, Bol. Resumos Expanditos, 1:446-447.

Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. **Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás**. In: MANTENSSO-NETO V., BARTORELLI A, CARNEIRO C.D.R.

Pimentel, M. M., 2014. **The Brasiliano collage in South America: a review**. Brazilian Journal of Geology 44, 493–518. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030010>

Satsukawa T., Ildfonse B., Mainprice D., Morales L. F. G., Michibayashi K., Barou F. 2013. **A database of plagioclase crystal preferred orientations (CPO) and microstructures – implications for CPO origin, strength, symmetry and seismic anisotropy in gabbroic rocks**. Solid Earth (4): 511–542 p.

Silva, L. J. H., de Vasconcelos, M. A. R., Silva, D. V. G., 2008. **Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brazil**. Gondwana Research 13, 352–374. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.09.004>

Suita M.T.F. 1996. **Geoquímica e metalogenia dos elementos do grupo da platina (EGP+Au) em complexos máficos-ultramáficos do Brasil: critérios e guias com ênfase no complexo máfico-ultramáfico acamadado de alto grau de Barro Alto (CBA, Goiás)**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 482 p.

Uhlein, A., Fonseca, M.A., Seer, H.J., Auguste, M.D., 2012. **Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília - Setores Setentrional e Meridional**. Geonomos 20, 1–14. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v2i20.243>

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Diante da gama de trabalhos existentes sobre o CMU e tendo em mente que o objetivo desta tese é compreender os processos deformacionais nesses corpos, pesquisa seguiu as seguintes etapas:

- i) revisão bibliográfica sobre os aspectos geoquímicos, metamórficos e geocronológicos do CMU;
- ii) etapas de campo;
- iii) análise deformacional por microscopia eletrônica de varredura, associada à técnica de difração de elétrons retro-espalhados (MEV-EBSD) e cálculos de propriedades físicas.

2.1 Trabalhos de Campo

Foram realizadas duas etapas de campo, objetivando a coleta de dados estruturais e amostras, que posteriormente foram encaminhadas para análises. Ambas as etapas foram concentradas na porção central, nos complexos Niquelândia e Serra dos Borges. Foi realizado um perfil Leste-Oeste, que corta as principais unidades da área.

Embora o foco tenha sido a porção central, foram visitados afloramentos dos corpos sul e norte para coleta de dados estruturais.

2.2 Preparação de amostras

As amostras destinadas para análises por meio da difração de elétrons retro-espalhados (EBSD) são na forma de lâminas delgadas, orientadas no plano XZ, normal à foliação e paralelo à lineação mineral. Para regularizar a superfície e melhorar a leitura via EBSD, é necessário o polimento mecânico das amostras. Este procedimento é realizado em politrizes mecânicas e tecidos de polimento com materiais abrasivos em meio lubrificante. É um processo conduzido em sucessivas etapas, nas quais a granulometria do abrasivo decresce (3 μ m para 1 μ m e 0,25 μ m). A última etapa é

realizada em sílica coloidal, procedimento de natureza mecânica-química. Essa etapa foi realizada em parceria com Instituto Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR-UFPR) e Centro de Microscopia Eletrônica (CME-UFPR). Essa etapa está ilustrada pela Figura 2 abaixo.

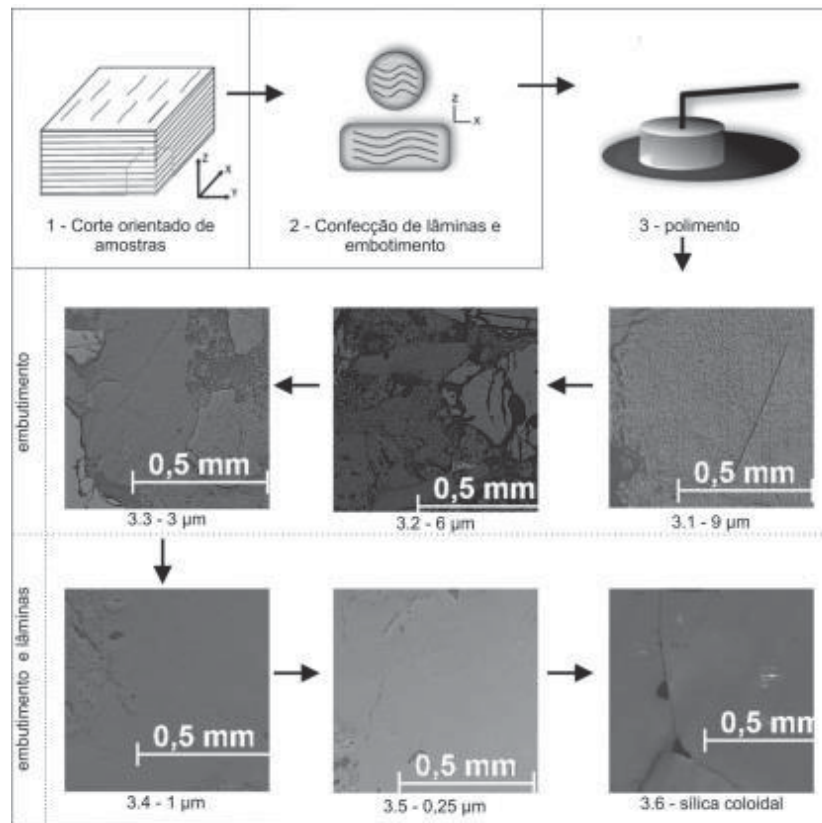


Figura 2 - Etapas de seleção, corte e polimento de amostras a serem analisadas por MEV-EBSD. Modificado de Ferreira (2016).

2.3 Microscopia Óptica

A microscopia óptica objetiva a descrição petrográfica das lâminas em microscópio ótico de luz transmitida. Nessa etapa são determinadas as fases pertencentes a amostras e a relação entre as mesmas pela descrição microestrutural. Por essa análise foram determinadas as áreas-alvo a serem estudadas com maior detalhe na etapa posterior.

2.4 Microscopia Eletrônica de Varredura e Difração de Elétrons Retroespalhados (MEV-EBSD)

A técnica de Difração de Elétrons Retroespalhados (EBSD) está esquematizada na Figura 3. Consiste na aquisição de dados de orientação cristalográfica gerados a partir difração de elétrons retroespalhados nos planos cristalográficos de amostras orientadas (Bunge, 1982; Dingley & Randle, 1992). A aplicação desse método em Geociências permite o estudo da distribuição de orientações cristalográficas, quantificação microestrutural, bem como relações de borda de grãos e identificação de fases (Randle, 2009).

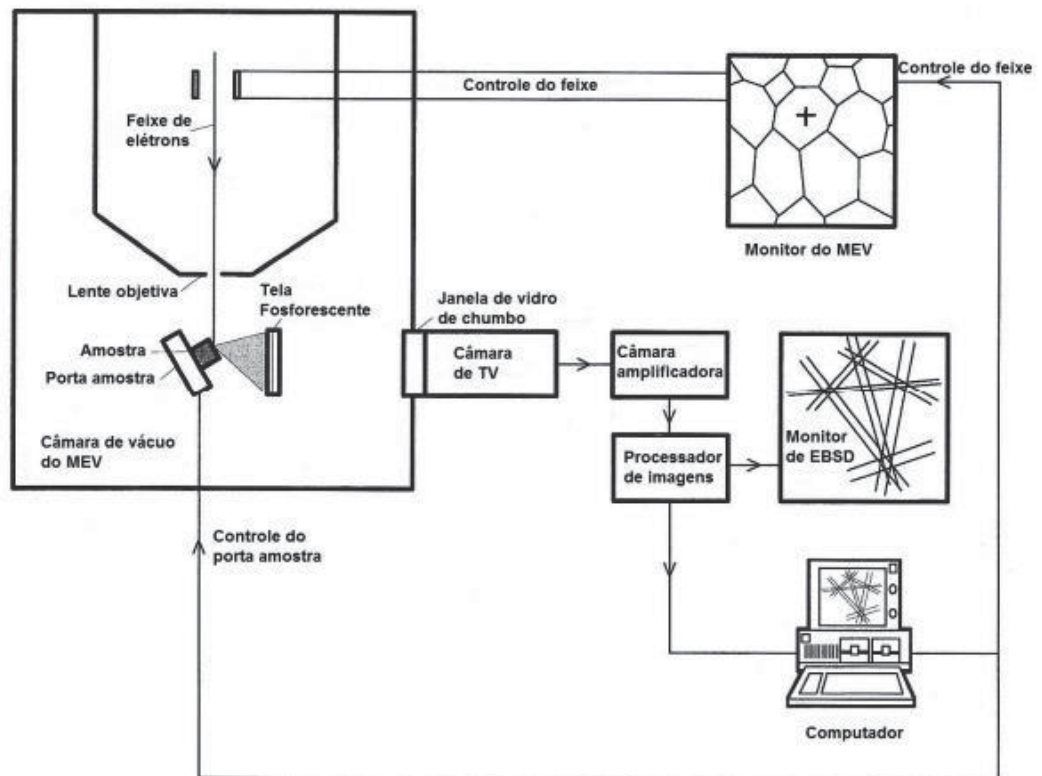


Figura 3 -Sistema MEV-EBSD (Padilha & Sandim, 2021).

O feixe de elétrons é gerado pelo efeito fotoelétrico em um filamento, geralmente de tungstênio, operando na faixa entre 1 e 30 kV e focalizado nas amostras por três lentes condensadoras. O feixe varre a amostra em linhas sucessivas e gera sinais transmitidos para uma tela catódica (Bunge, 1982). A interação entre o feixe primário e a amostra gera

dispersão de parte dos elétrons difundidos fazendo com que diferentes sinais sejam emitidos pela amostra (Figura 4). Os sinais emitidos a partir de elétrons secundários são de baixa energia (50 eV), gerados por colisão inelástica e formarão imagens de alta resolução e com relevo (Bunge, 1982, 1985). Os elétrons retroespalhados possuem maior energia por colisão elástica de igual ou maior energia do feixe incidente, gerando informações tanto do relevo quanto da composição da amostra (Bunge, 1985).

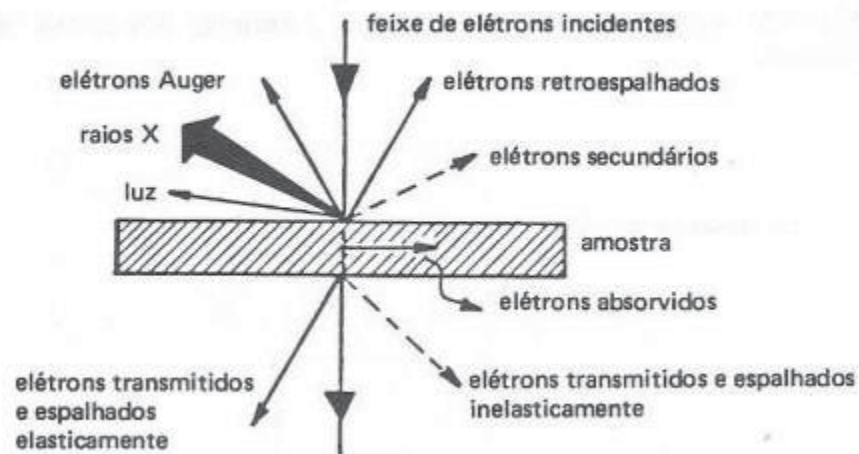


Figura 4 – Interação entre feixe de elétrons e superfície da amostra (Randle, 2009).

Todo elétron que satisfizer as condições de difração são coletados por uma tela de fósforo e geram os padrões de elétrons retroespalhados. A trajetória dos feixes define os chamados Cones de Kossel, com eixos perpendiculares à superfície da amostra e de forma a satisfazer a Lei de Bragg, expressa na Equação 1 abaixo (Hough, 1962; Leavers, 1992; Krieger-Lassen et al., 1992). Essa lei é baseada na relação entre a distância interplanar (d), o comprimento de onda do feixe de elétrons incidente (λ), o ângulo de incidência (θ) e por um número inteiro que define a ordem de difração (n). O alto ângulo de abertura dos cones faz com que sua projeção na tela de fósforo seja representada por retas e estas definem as Bandas de Kikuchi, sendo as interseções o eixo de uma zona (Dingley & Randle, 1992; Randle, 2009).

$$n\lambda = 2d \sin(\theta) \text{ (Equação 1)}$$

A imagem obtida é então capturada e transmitida pelo dispositivo CCD, convertendo-a em sinais digitais, que são então analisados pela Transformada de Hough

(Randle, 2004). Por esse processo, um algoritmo localiza e converte as intensidades das bandas de Kikuchi em picos no espaço de Hough de forma que cada ponto representa uma coordenada polar, de acordo com o ângulo e a distância do centro da imagem original permitindo, assim, a descrição de sua orientação. Os padrões resultantes são então comparados com aqueles disponíveis no banco de dados cadastrado e a solução que melhor se apresenta é indexada (Randle, 2004, 2009).

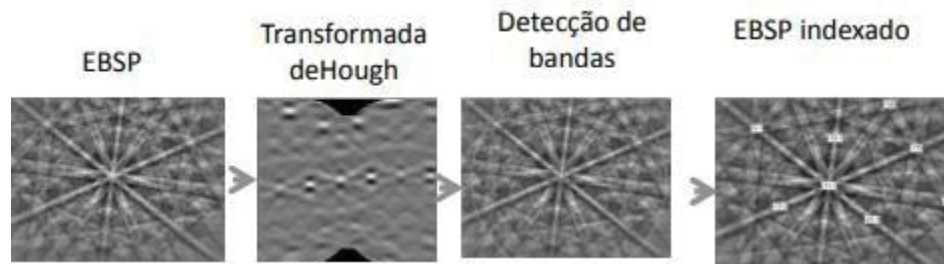


Figura 5 – Etapas na obtenção padrões de difração e indexação de dados (Morales, 2016).

A partir dos dados adquiridos é possível gerar inúmeras informações acerca das orientações de todas as fases ou uma fase em particular, como mostrado na Figura 6. As expressões mais comuns desses dados consistem em mapas (orientações e de fases), função de distribuição de orientação (ODF), figuras de polo (diretas e inversas) e ângulos e eixo de *misorientations*. Alguns desses itens serão discutidos abaixo.

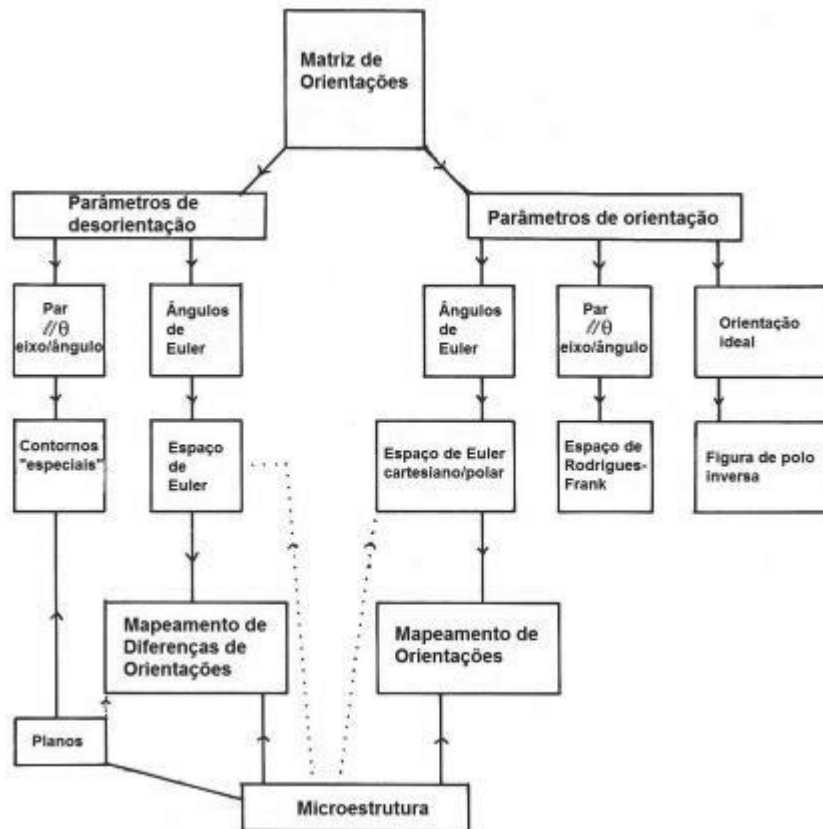


Figura 6 – Diagrama de fluxo esquemático indicando o processamento dos dados visando caracterização microestrutural pelo Sistema MEV-EBSD. Modificado de Randle (1992).

3.5 Processamento de dados

O tratamento dos dados foi realizado pelo MTEX, que consiste em ferramenta livre do *software* MATLAB™. O MTEX foi criado por Ralf Hielscher e tem a função de implementar análises da função de distribuição de orientação e figuras de pólo (Hielscher & Schaeben, 2008) Algoritmos adicionais foram acrescentados à ferramenta, como cálculo de tensores por David Mainprice, permitindo o cálculo das propriedades físicas dos agregados.

3.5.1. Análise textural

Esse ponto fundamenta-se na análise da orientação ‘g’ de um grão e a relação entre dois sistemas de coordenadas: amostra (Ka) e cristal (Kb); para tanto, utiliza-se uma matriz de transformação formada pelos cossenos entre os eixos da amostra [X Y Z] e do cristal [X’ Y’ Z’] (Bunge, 1985). Analisa-se a relação de rotação entre esses dois sistemas (Ka e Kb), com base nos ângulos de Euler, como definido por Bunge (1985). Tais ângulos são determinados, assumindo-se o paralelismo inicial entre Ka e Kb, quando então são efetuadas rotações sucessivas no sistema Kb de forma a atingir sua orientação original.

Rotação 1: Rotação em torno do eixo Z’ com ϕ_1 graus, onde $0 \leq \phi_1 \leq \pi$;

Rotação 2: Rotação em torno do eixo X’ com Φ graus, onde $0 \leq \Phi \leq \pi$;

Rotação 3: Rotação em torno do eixo Z’ com ϕ_2 , graus, onde $0 \leq \phi_2 \leq 2\pi$;

A matriz de orientação, g_{ij} (ϕ_1, Φ, ϕ_2), pode então ser escrita a partir dos três ângulos de Euler (Figura 7), definindo um espaço que representa a função de distribuição de orientação (*orientation distribution function*, ODF). Com base nessa matriz, é possível plotar projeções estereográficas de acordo com o sistema de referência da amostra (figuras de polo) ou do cristal (figuras de polo inversas).

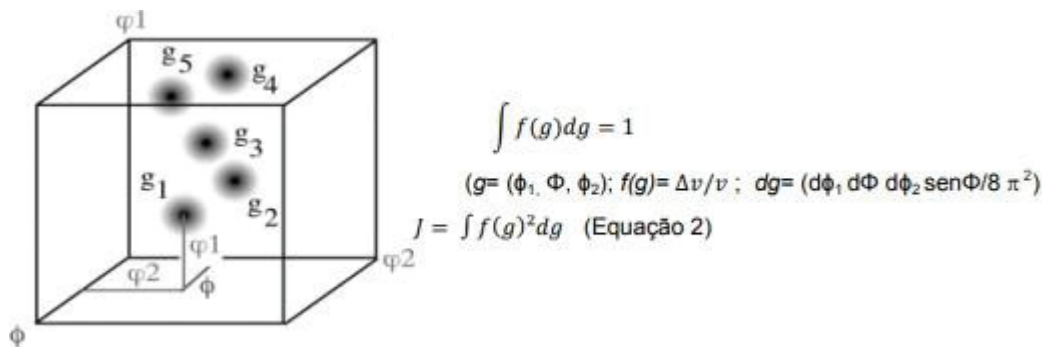


Figura 7 – O Espaço de Euler e a função de distribuição de orientação (Mainprice, 2012).

As figuras de polo (Figura 8) consistem na representação de planos cristalográficos por meio de seus polos, baseados no sistema de coordenadas da amostra, sendo representadas em relação às direções, X, Y e Z do elipsóide de deformação finita (Bunge, 1985). Podem ser plotadas como pontos, que correspondem às direções cristalográficas $\{hkl\}$ ou $\langle hkl \rangle$ ou por diagramas com nível de contorno em múltiplos de distribuição uniforme (*multiples of uniform distribution*, m.u.d.), tanto no hemisfério

superior quanto no hemisfério inferior da rede. As figuras de polo inversas são plotadas de acordo com o sistema de coordenadas do cristal.

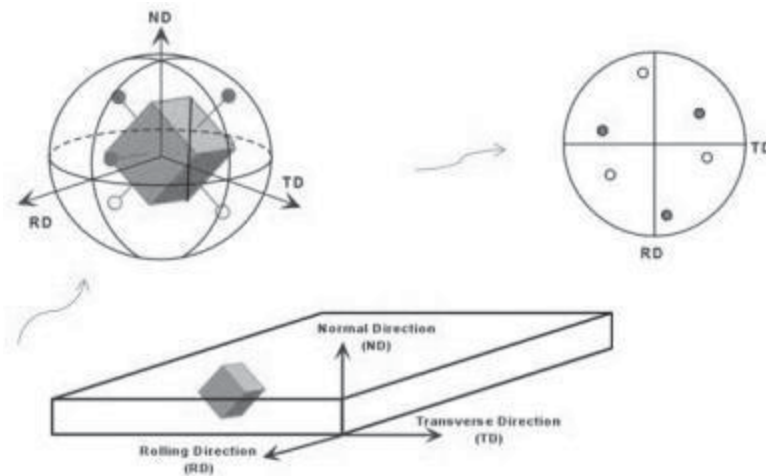


Figura 8 – Representação de figuras de polo (Mainprice, 2012).

A função de distribuição de orientação $f(g)$ (ODF) pode ser definida como a fração volumétrica dos minerais que possuem orientação ‘g’ dos seus eixos cristalográficos, em intervalo ‘ $g + dg$ ’ em espaço que contém todas as possíveis orientações (Bunge, 1985). É dada pela relação ‘ $\Delta V / V$ ’ que representa a fração de volume de cristais com orientação ‘g’, como o volume fracionário de integração no espaço (Bunge, 1985). A ODF é a representação mais completa de uma CPO, sendo uma combinação do sistema de coordenadas da amostra e do cristal no Espaço de Euler, podendo ser plotada como pontos em 3D ou seções de contorno em 2D (Bunge, 1992). A quantificação da ODF é feita a partir do *J-index* onde $J=1$ representa distribuição aleatória e é crescente com a força da trama (Bunge, 1982).

3.5.2. Propriedades físicas anisotrópicas

A anisotropia sísmica é uma propriedade intrínseca de materiais elásticos, que depende da velocidade das ondas sísmicas (ondas P e S) e suas direções de polarização. É descrita matematicamente como tensor que relaciona *stress* e *strain* de forma linear em sólidos elásticos (Mainprice, 2007; Long & Becker, 2010; Hielscher et al., 2010).

Uma onda sísmica se desloca por meio da deformação elástica do meio e, portanto, segue a Lei de Hook (Equação 2). As velocidades de propagação (V_p , V_{s1} e V_{s2}) são dadas em todas as direções do espaço e podem ser encontradas pelas soluções da Equação de Cristoffel. A estimativa das propriedades físicas dos agregados policristalinos a partir das propriedades de suas fases constituintes tem sido objeto de pesquisa desde os trabalhos clássicos de Voight em 1928 e Reuss em 1929 (Mainprice & Humbert, 1994).

$$\sigma_{ij}(\mathbf{r}) = C_{ijkl}(\mathbf{r})\epsilon_{kl}(\mathbf{r}) \text{ (Equação 2)}$$

Dentre as técnicas presentes listadas na literatura para o cálculo das propriedades físicas de um agregado (e.g. Mainprice & Humbert, 1994; Hielscher et al., 2010), optou-se pelo método Voigt–Reuss–Hill. Esse método usa a fração volumétrica de cada fase, orientação e constante elástica do cristal único para estimar as constantes de rigidez (C) e compilância (S) local (Hielscher et al., 2010). O cálculo de C é feito pelo Método de Voigt (Equação 3) que assume um campo de deformação constante, enquanto o cálculo de S é feito pelo método de Reuss (Equação 4), assumindo-se que a tensão constante. O método Voigt-Reuss-Hill então faz uma estimativa física entre do módulo posicionado entre as bordas de deformação e tensão constante (Hielscher et al., 2010).

$$C^* \approx C_{\text{Voigt}} = [\sum_i V_i C(g_i)] \text{ (Equação 3)}$$

$$S^* \approx S_{\text{Reuss}} = [\sum_i V_i S(g_i)] \text{ (equação 4)}$$

As análises da anisotropia sísmica serão baseadas em padrões de velocidade de onda P (V_p), anisotropia de onda S (AVS) e direções de polarização VS_1 , sendo definidas como:

- I. velocidade de onda P (V_p): representa máximos e mínimos encontrados sobre todas as possíveis direções de propagação, dada pelo Tensor de Christoffel, (T_{ik}) calculado a partir do coeficiente de rigidez e planos de direção de propagação das ondas ($T_{ik} = C_{ijkl} n_j n_l$) relacionada às três fases de velocidade sísmicas V_i (quasi-P, quase-S1, quase-S2) (Mainprice, 2007);

- II. anisotropia de onda S: é definida para cada direção com uma onda S com velocidade máxima e outra com velocidade mínima, dada em porcentagem por $A_{vs} = 200 (V_{max}-V_{min}) / (V_{max}+V_{min})$ (Mainprice, 2007; Hielscher et al. 2010);
- III. direção rápida de polarização de ondas S V_{s1} : o Tensor de Christoffel é uma matriz 3X3 na qual os autovetores são as direções de polarização das ondas P e S (S_1 e S_2), onde $V_p > V_{s1} > V_{s2}$ (Mainprice, 2007).

Referências

Bunge H. J. 1985. **Representation of Preferred Orientations**. In: WENK H. Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis. Academic Press, Florida, 73-109 p.

Bunge, H., 1982. **Texture Analysis in Materials Science: Mathematical Models**. Butterworths, London. 593 pp.

Dingley, D.J., Randle, V., 1992. **Microtexture determination by electron back-scatter diffraction**. Journal of Materials Science 27, 4545–4566. <https://doi.org/10.1007/BF01165988>

Ferreira, F. O. 2016. **Desenvolvimento microestrutural e de orientações cristalográficas preferenciais em agregados de hematita**. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília – DF.

Hielscher R., Mainprice D., Schaeben H. 2010. **Material behavior: texture and anisotropy**. In: W. FREEDEN, M.Z. NASHED, T. SONAR (Eds.), Handbook of Geomathematics. Berlin, Springer-Verlag, 973-1003 p. Hokkaido, Japan. Journal of Structural Geology (30): 1150-1166p.

Hielscher, R., Mainprice, D., Schaeben, H., 2015. **Material behavior: Texture and anisotropy**. Handbook of Geomathematics: Second Edition 2149–2188. https://doi.org/10.1007/978-3-642-54551-1_33.

Hielscher, R., Schaeben, H., 2008. **A novel pole figure inversion method : Specification of the MTEX algorithm research papers**: specification of the MTEX algorithm. <https://doi.org/10.1107/S0021889808030112>

Hough, P.V.C. 1962. **Method and Means for Recognizing Complex Patterns**. US patent 3,069,654.

Krieger-Lassen, N. C., Jensen, D. J., Conradsen, K. 1992. **Image processing procedures of analysis of Electron Back Scattering Patterns**. Scanning Microscopy (6) 115-196.

Leavers, V. F. 1992. **Shape Detection in Computer Vision Using the Hough Transform**. Springer-Verlag, New York. ISBN 3-540-19723-0.

Mainprice D. & Hubert M. 1994. **Methods of calculating petrophysical properties from lattice preferred orientation data**. Surveys in Geophysics, (15): 575-592 p.

Mainprice D. & Nicolas. 1989. **Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust**. Journal of Structural Geology, (11): 175-189 p.

Mainprice D. 2007. **Seismic Anisotropy of the deep earth from a mineral and rock physics prospective**. IN: PRICE G. D., SCHUBERT G.(ed), Treatise on geophysics - Mineral physics. Elsevier, 437-491 p

Mainprice, D., 2007. **Seismic Anisotropy of the Deep Earth from a Mineral and Rock Physics Perspective**. Treatise on Geophysics 2, 437–491.

Mainprice, D., Humbert, M., 1994. **Methods of calculating petrophysical properties**. Surveys in Geophysics 15, 575–592. <https://doi.org/10.1007/BF00690175>

Morales L.F.G. 2006. **Estudo da orientação cristalográfica em dobras, limites de grãos e anisotropia sísmica em muovita-quartzo milonito**. Tese de doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 284 p.

Morales L.F.G., Hinrichs R., Fernandes L.A.D. 2007. **A técnica de Difração de Elétrons Retro-espalhados (EBSD) em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e sua aplicação no estudo de rochas deformadas**. Pesquisa em Geociências, 34 (1): 19-34 p.

Morales, L. F. G., Lloyd, G. E., Mainprice, D., 2014. **Fabric transitions in quartz via viscoplastic self-consistent modeling part I: Axial compression and simple shear under constant strain**. Tectonophysics 636, 52–69. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.08.011>

Padilha, A. F. & Sandim. H. R. Z. 2021. **EBSD para iniciantes**. Departamento de Engenharia Metalúrgica e de Materiais da Escola Pontitécnica da Universidade de São Paulo, Escola de Engenharia de Lorena (EEL), São Paulo.

Randle V. 2004. **Application of electron backscatter diffraction to grain boundary characterization**. International. Mineral Reviews, 49(1): 1-11 p.

Randle V. 2009. **Electron backscatter diffraction: Strategies for reliable data acquisition and processing**. Materials characterization (6 0): 9 1 3 – 9 2 2 p.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Importante aspecto inicial ao se estudar microestruturas é adotar os termos, compreendendo seu significado. O fato de não existir uma regra faz com que o emprego dos termos '*fabric*', textura e (micro) estruturas se torne, de certo modo, conflituoso de acordo com a área empregada dentro da geologia. Os petrologistas ao analisarem uma rocha ígnea, por exemplo, descrevem a 'textura' como o aspecto dos componentes fundamentais, como os cristais e materiais vítreos. Dentro da petrologia metamórfica, comumente utiliza-se 'textura' quando se tem uma análise de cada componente, envolvendo tamanho, forma dos grãos e estrutura (ou até mesmo microestruturas) quando há descrição de foliação, dobras, lineações, etc. Já na análise microtectônica, 'textura' relaciona-se a uma análise espacial de orientação preferencial. Esta pesquisa reserva o termo 'textura' para ser utilizado como sinônimo de orientação cristalográfica preferencial (CPO), preferindo utilizar microestruturas para as descrições em escala de microscópio e o termo *fabric* engloba a configuração completa de todos os componentes.

A análise da deformação pode ser entendida como a resposta imposta ao meio - como rochas- mediante as modificações das condições de formação. É o resultado da atuação de fatores como pressão, temperatura, tempo, interação com fluidos e paragênese que modificam o meio quanto à sua forma ou geometria inicial (Vernon, 2004; Fossen, 2010). Os mecanismos que governam a deformação variam de acordo com os parâmetros citados, portanto não são uniformes ao longo da crosta.

A deformação no estado sólido, processo envolvendo transformação intracristalina ou *strain*, ocorre nos regimes rúpteis e dúcteis (Fossen, 2010). O regime de deformação rúptil está associado geralmente a baixas profundidades crustais, onde o principal mecanismo é o fluxo cataclástico. Este consiste em combinação do fraturamento e deslizamento friccional, em que há perda da coesão no agregado (Fossen, 2010). O regime de deformação dúctil ocorre em profundidades superiores a 15 km, e em temperaturas mais altas ($T/T_f > 0.4$, onde T_f é a temperatura de fusão) (Schmid et al., 1977). Os principais mecanismos nesse regime são a fluência por deslocação (*dislocation creep*) ou por difusão (*diffusion creep*) e o deslizamento ao longo da borda do grão (*grain-boundary sliding*, GBS) (Schmid et al., 1977). De forma geral, a deformação nesse regime pode ser

entendida como fluxo plástico controlado por defeitos cristalinos, sejam eles pontuais, planares ou de planos (borda de grãos) (Cordier, 2002). Esses processos são controlados pela densidade de defeitos, pelo vetor de Burgers e velocidade das deslocações (Cordier, 2002), podendo ser responsáveis pela geração de orientação preferencial cristalográfica.

A fluência por deslocações (*dislocation creep*) pode ser entendida como a movimentação de deslocações ao longo de planos cristalográficos em direções específicas nos cristais (Passchier & Trouw, 1996). Essa movimentação é representada por um plano de deslizamento e o Vetor Burger, o que caracteriza um sistema de deslizamento (Passchier & Trouw, 2005). A deslocação pode ser do tipo “cunha” (*edge dislocation*) formada quando um ‘meio-plano’ extra de átomos interrompe o retículo ou em “parafuso” (*screw dislocation*) a qual envolve uma torção do retículo do cristal (Passchier & Trouw, 1996; Fossen, 2010). No entanto, para que ocorra a movimentação em um plano cristalográfico é necessária uma tensão de cisalhamento mínima, por isso o sistema ativo é aquele que necessita menor energia (Passchier & Trouw, 2005; Vernon, 2004). Em muitos casos, principalmente a altas temperaturas, a deslocação é possível graças a ‘saltos’ das linhas de defeitos que contornam impedimentos ao fluxo (Cordier, 2002).

A fluência por difusão (*diffusion creep*) ocorre por movimentação de vacâncias no retículo cristalino, em altas temperaturas (Passchier & Trouw, 2005; Vernon, 2004), e pode acontecer ao longo das bordas (*Coble creep*) ou pelo interior do retículo (*Nabarro-Herring creep*), em temperaturas ainda mais altas. É importante salientar que ambos os mecanismos são dependentes do tamanho do grão (Raj & Ashby, 1971). A transferência difusiva de matéria é um processo de difusão que acontece na presença de fase fluida e envolve a dissolução e re-precipitação de minerais. Esse tipo de mecanismo opera em uma ampla faixa de temperatura, desde que haja a presença de uma fase fluida (Passchier & Trouw, 1996; Vernon, 2004).

As variáveis que determinam a migração de deslocamento são a temperatura (T), esforço diferencial, energia de ativação (E^*), que são correlacionáveis à taxa de deformação ($\dot{\epsilon}$) através da lei de fluxo (Fossen, 2010). Essa relação é variável, de acordo com temperatura e mecanismo e está representada abaixo para os mecanismos de fluxo de deslocações (Equação 5) e fluxo de difusão (Equação 6). Em ambas as equações o valor de A é uma constante.

$$\varepsilon = A_{disl} \exp \frac{-(Q_{disl} + PV_{disl})}{RT} \sigma^n \quad (\text{Equação 5})$$

$$\varepsilon = A_{dif} \frac{\sigma}{d^3} \exp \frac{-(Q_{dif} + PV_{dif})}{RT} \quad (\text{Equação 6})$$

O deslizamento em borda do grão (*grain boundary sliding* ; GBS) ocorre pelo acúmulo de *stress* nas bordas dos cristais e deve ser necessariamente acompanhado por um processo auxiliar. A acomodação pode ser puramente elástica ou ocorrer por fluxo difusivo de vacâncias ou mobilidade de deslocações (Raj & Ashby, 1971). A acomodação da rotação pela difusão através do retículo cristalino é possível apenas em temperaturas em que o meio tenha comportamento de viscosidade newtoniana (Raj & Ashby, 1971). Por proporcionar a rotação entre grãos sem que haja perda da coesão este mecanismo pode ser responsável por enfraquecer uma orientação cristalográfica preferencial pré-existente (Lapworth et al., 2002).

Tendo visto que o tamanho do grão é fator de grande influência no mecanismo ativo, fatores que contribuem para a diminuição dele devem ser analisados cuidadosamente. A redução do tamanho do grão pode ocorrer por meio da recristalização dinâmica e muitas vezes pequenos grãos são formados nas bordas de grãos pré-existentes (Passchier & Trouw, 2005). Assim, se o tamanho do grão gerado for pequeno o suficiente, mecanismos sensíveis ao tamanho do grão, tais como a fluência por difusão ou por deslocação acomodada por deslizamento de borda de grão torna-se possível (Lapworth et al., 2002; Miranda et al., 2016). Em ambos os casos o resultado é o enfraquecimento do agregado (Farla et al., 2013).

A recristalização dinâmica é um mecanismo de recuperação que produz pelo do rearranjo de deslocações geometricamente necessárias em uma configuração de energia mais baixa, produzindo grãos de tamanho menor, livres de deformação interna. Esses mecanismos são divididos de acordo com a temperatura. Temperaturas mais baixas correspondentes ao regime 1 de Hirth e Tullis (1992) predomina a migração lenta de borda induzida pelo gradiente de deformação (densidade de deslocações) no reticulo cristalino. Esses mecanismos, chamados de recristalização *bulging* (protuberância), produzem

estruturas do tipo núcleo-manto em torno de porfiroclastos achatados. O tamanho relativo dos grãos é muito baixo. O segundo mecanismo de recristalização ocorre por formação e rotação progressiva de subgrãos, descrito por Hirth & Tullis (1992) como regime 2 ou fluência por deslocações. Requer maior mobilidade das deslocações no retículo cristalino e, portanto, ocorre em temperaturas mais altas. Em temperaturas ainda mais altas, a mobilidade das bordas aumenta e a rotação progressiva de subgrãos até a formação de bordas de alto ângulo é acompanhada por migração rápida de bordas. Esse mecanismo é chamado de recristalização por migração de bordas (Fossen, 2010).

4.1 Plagioclásio

O plagioclásio é uma série completa de solução sólida entre um membro sódico (albita; $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e um cálcico (anortita; $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). É formado em rochas magmáticas a partir de reação contínua com substituição de Ca^{+2} e Al^{+3} por Na^{+1} e Si^{+4} . Assim como os membros finais, os intermediários da solução sólida – bitownita (30-10%Ab / 70-90%An); labradorita (50-30%Ab / 50-70%An); andesina (70-50%Ab / 30-50%An); e oligoclásio (90-70%Ab / 10-30%An) - são triclinicos. Por sua ampla ocorrência em rochas ígneas e metamórficas, é considerado como mineral formador de rochas e de grande importância na reologia total da crosta.

Por necessitar de temperatura relativamente alta ($>450^\circ\text{C}$) para que ocorra a deformação dúctil, quando comparado com outros minerais formadores abundantes na crosta (e.g. quartzo), é comum que o plagioclásio se comporte de maneira frágil, enquanto minerais menos resistentes já se deformam plasticamente em condições de fácies xisto verde e anfibolito inferior (Oslen & Kohlstedt, 1984; Bascou, 2002). Em baixa e média temperaturas (350° a 400°C), maclas de deformação podem ser encontradas (Passcher & Trow, 2005). Contudo, a transição rúptil/dúctil ocorre apenas próxima a 450°C , quando mecanismos dúcteis passam a predominar (Passcher & Trow, 2005; Rosenberg & Stünitz, 2003).

As maclas mecânicas seguem apenas as leis da albita ou da periclina. No caso da lei da albita, o plano de composição é (010) e a operação consiste na reflexão paralela a esse plano e perpendicular ao eixo b (Egydio-Silva & Mainprice, 1999). Na lei da

periclina mantem-se o eixo de rotação, mas o plano de composição é a seção ortorrômbica (Emmons & Gates, 1943).

A fluência de deslocação ocorre em condições de temperatura e pressão variadas. Os sistemas de deslizamentos mais comuns são (010)[001], (010)[100] e (001)[100], sendo descritos tanto em agregados naturais (Montardi & Mainprice, 1987; Ji & Mainprice, 1988; Kanagawa et al., 2008; Mehl & Hirth, 2008; Díaz-Azpiroz et al., 2011; Satsukawa et al., 2013; Oslen & Kohlstedt, 1984; Bascou, 2002; Terry & Heidelcach, 2006;) quanto experimentalmente deformados (Marshall & McLaren, 1977; Stünitz et al., 2003; Barreiro et al., 2007; Wang et al., 2012). Demais sistemas descritos na literatura, tais como (001)[110], (021)<1-12> (Svahnberg and Piaolo, 2010) e {111}<110> e (001)1/2[110] (Kruse et al., 2001), geralmente associam-se a maiores temperaturas de ativação. A atividade de deslizamentos simultâneos é comum e a transição do domínio do plano de deslizamento (010) para (001) é associada ao aumento de temperatura, marcando a mudança da fácies metamórfica anfíbolito para granulito (Díaz-Azpiroz et al., 2011).

O banco de dados apresentado por Satsukawa et al. (2013) classifica três texturas principais para o plagioclásio como sendo os tipos Axial-B, Axial-A e Tipo P. O tipo Axial-B é caracterizada por forte concentração de polos (010) paralelo ao eixo Z e distribuições perpendiculares a Z do tipo guirlanda em [100] e (001). Essa textura normalmente é atribuída à rochas com predominância dos processos ígneos (Satsukawa et al., 2013). O tipo Axial-A apresenta máximo em [100] paralelo à lineação mineral (direção X) e distribuição em guirlanda para polos de (010) e (001) caracterizados em rochas onde há predominância de processos de deformação cristal-plástica, caracterizando os sistemas de deslizamento [100](010) ou [100](001) (Satsukawa et al., 2013). A transição entre essas texturas é percebida no Tipo P, com máximos em [100] paralelo à direção X e (010) paralelo à Z. Essa textura representa uma interface em que processos ígneos ainda predominam sobre os processos de deformação cristal-plástica (Satsukawa et al., 2013).

Uma das maiores dificuldades em se estudar CPO em plagioclásio é que essa fase se encontra frequentemente pouco orientada e a diferenciação entre fluência difusiva e a de deslocações não está completamente estabelecida na literatura. É comum associar uma

forte orientação à fluência de deslocações, enquanto um fraco ordenamento seria resultado da fluência por difusão (Kruze & Stünitz, 1999). Entretanto, estudos experimentais (Wheeler, 2009; Miyazaki et al., 2013; Pierri et al., 1991) mostram que, mesmo havendo predominância de fluência por difusão, é possível perceber uma certa orientação preferencial. Outro fator que dificulta a separação entre esses mecanismos é a possibilidade de ativação simultânea de diferentes sistemas de deslizamento (p.e. Svahnberg & Piazzolo, 2010; Miranda et al., 2016). Nesses casos a análise microestrutural se torna extremamente importante. Além disso, sabe-se que agregados indeformados exibem camadas de plagioclásio, cujo plano (010) orienta-se como uma foliação primária, com eixo longo do cristal [100] formando pseudo-lineação (Ji & Mainprice, 1987). Disso decorre orientação cristalográfica preferencial de origem, não pela deformação, mas sim pela cristalização ordenada em uma câmara magmática.

Miranda et al. (2016) mostram que a ativação do deslizamento ao longo da borda do grão acomodado pela movimentação de deslocações (DisGBS) torna-se possível com o aumento da tensão diferencial e a diminuição da temperatura ao longo de sistemas de falhas. O DisGBS é considerado o estágio transicional entre deslocações por fluência e difusão, resultado de fluxo newtoniano, em que a taxa de deformação é balanceada entre GBS e deslizamento de deslocações (*dislocation glide*) no sistema de deslizamento mais fácil (Svahnberg & Piazzolo, 2010). Por ser mecanismo dependente do tamanho dos grãos, os profiroclastos são geralmente preservados (Warren & Hirth, 2006).

Já o GBS associado à difusão (DifGBS) refere-se à deformação do material por difusão em locais de alta tensão, normal para locais de baixa tensão normal (Lapworth et al., 2001). Esse mecanismo normalmente envolve reações metamórficas, resultando na mistura de fases (Kruze et al., 2001) e a redistribuição do material pode ser em zonas de alongamento em materiais com diferentes composições (Lapworth et al., 2001).

Processos de dissolução e precipitação podem produzir CPO discreta (Heidelbach et al., 2000) e geralmente envolvem a preservação de zoneamento composicional e o aniquilamento de limites de grãos (Mukay et al., 2014). Por esse mecanismo, um grão único de plagioclásio submetido a altas condições de temperatura (fácies anfíbolito) adquire zoneamento composicional inverso (Ca no núcleo e Na nas bordas) formando limites que mantêm a orientação do plagioclásio original, ou maclando (rotação 180°).

Nesses limites, ricos em Ca, ocorrem reações de dissolução com presença de fase fluida e em temperaturas menores, resultando no rearranjo das bordas dos grãos e formando a textura poligonal (Mukai et al., 2014).

A Figura 9 abaixo ilustra os principais mecanismos de deformação ativos em plagioclásio, em regime dúctil. Dentro do mecanismo de dislocation creep, são apontados os principais sistemas de deslizamento ativos de acordo com a temperatura.

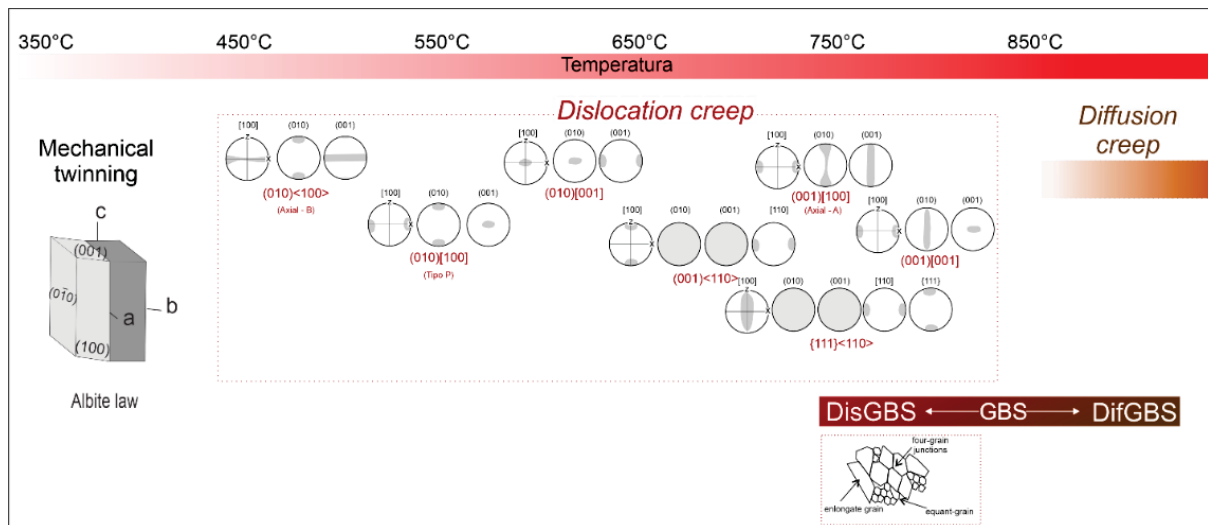


Figura 9 – Representação dos principais mecanismos de deformação ativos em plagioclásio com base na compilação de dados da literatura.

4.2 Piroxênio

O grupo dos piroxênios compreende minerais do sistema ortorrômbico (ortopiroxênios) e monoclinico (clinopiroxênios), que possuem fórmula geral $XYSi_2O_6$, com o sítio X preenchido por cálcio ou sódio e o sítio Y por, principalmente, magnésio ou ferro. Os ortopiroxênios formam solução sólida entre os membros de magnésio (enstatita) e ferro (ferrosilita). Os clinopiroxênios são divididos em um grupo cálcico (diopsídio – henderbegita – augita) e um férrico (pigeonita).

O principal mecanismo de deformação descrito para piroxênios é a fluência de deslocações, sendo o principal sistema de deslizamento $(100)[001]$ (Mercier, 1985; Dorbusch et al., 1994; Bascou, 2002; Kogure, 2014). Para os ortopiroxênios também são descritos sistemas secundários, tais como $(100)[010]$, $(010)[001]$ (Nazé et al., 1987) e

(001) $1/2\langle 1\bar{1}0 \rangle$ (Kanagawa et al., 2008), sendo ativos apenas a altas temperaturas (Ross & Nielson, 1987).

Lamelas de exsolução de clinopiroxênio em ortopiroxênio hospedeiro sugerem elevadas condições de P-T (Champness & Lorimer, 1973; Kirby & Etheridge, 1981; Falus et al., 2008). Esse processo envolve tanto nucleação heterogênea nas bordas dos grãos ou subgrãos quanto crescimento relacionado à migração nas faces (100) (Champness & Lorimer, 1973).

A redução do tamanho do grão pela formação de bordas de subgrãos e a deformação dominada por GBS em ortopiroxênios foi inferida em agregados muito finos ($< 20 \mu\text{m}$), com pequena razão axial ($R < 1.3$) e fraca orientação preferencial de forma e cristalográfica (Kanagawa et al., 2008).

Estudos de deformação experimental em agregados de olivina e piroxênio (Farla et al., 2013) e em agregados naturalmente deformados de plagioclásio e piroxênio (Kanagawa et al., 2008) mostraram que o aumento do teor de ortopiroxênio no agregado reduz a resistência mecânica da rocha. Isso significa que os piroxênios facilitam a nucleação de zonas de cisalhamento por concentrarem a deformação.

4.3 Anfibólios

Assim como para as demais fases, os processos deformacionais em anfibólios são ainda pouco compreendidos. Em baixas temperaturas geralmente o mecanismo de geminação é predominante, juntamente com deslizamento (100)[001] (Asprizio et al., 2007; Cao, Liu & Leiss, 2010). Já em altas temperaturas, torna-se possível (hk0)[001] $\{110\}1/2\langle -1-0 \rangle$ e (010)[100] (Skrotsky, 1992). Com massivo estudo de amostras experimentalmente deformadas (e.g. Ko & Jung, 2015; Getsinger & Hirth, 2013; Kim & Jing, 2019), foi possível classificar quatro texturas principais:

Tipo I - textura na qual os eixos [100] orientam-se paralelos ao polo da foliação, enquanto os eixos [001] paralelizam-se em relação à direção X.

Tipo II- caracterizada pelo alinhamento de [100] paralelo a Z e (010) próximo à X;

Tipo III- os eixos [100] paralelizam em relação a Z, enquanto (010) e [001] formam grandes círculos;

Tipo IV – marcada pela orientação de [100] em guirlanda subnormal à direção de cisalhamento;

A textura Tipo I é considerada a mais comum (Aspíroz et al., 2007; Barruol & Kern, 1996; Berger & Stünitz, 1996; Getsinger et al., 2013, 2014; Ji et al., 1993; Mainprice & Nicolas, 1989), enquanto a tipo IV dificilmente é percebida em experimentos, embora ocorra naturalmente (Aspíroz et al.; 2007).

Referências

- Aspriez, M., Lloyd, G. E., Fernández, C., 2007. **Development of lattice preferred orientation in clinoamphiboles deformed under low-pressure metamorphic conditions.** A SEM/EBSD study of metabasites from the Aracena metamorphic belt (SW Spain). *J. Struct. Geol.*, 29, 629-645
- Barreiro, J., Lonardelli I., Wenk H.R. Dresen G., Rybacki E., Ren Y., Tomé C.N. 2007. Preferred orientation of anorthite deformed experimentally in Newtonian creep. *Earth and Planetary Science Letters*, 188-207 p.
- Bascou J. Doucet L. S., Saumont S., Lonov D. A., Ashchepkov I. V., Golvin A. V. 2001. **Seismic velocity, anisotropy and deformation in Siberian cratonic mantle: EBSD data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite.** *Earth and Planetary Science Letters* (304): 71-84 p.
- Bascou J. F. L. 2002. **Relações entre microestruturas, mecanismos de deformação e propriedades físicas anisotrópicas em rochas de alto grau de metamorfismo: estudo de alguns eclogitos e granulitos.** Tese de Doutorado. Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo, 193p.
- Berger A. & Stünitz H. 1996. **Deformation mechanisms and reaction of hornblende: examples from the Bergell tonalite (Central Alps).** *Tectonophysics* (257): 149-174; [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00125-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00125-5)
- Cao S., Liu, J., Leiss, B. 2010. **Orientation-related deformation mechanisms of naturally deformed amphibolite mylonites from the Diancang Shan, SW Yunnan, China.** *Journal of Structural Geology* (32): 506-622. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.03.012>
- Champness, Lorimer 1973. **Precipitation (exsolution) in an orthopyroxene.** *Journal of Materials Science* 8, Champness and Hall Ltd 467-474p.
- Cordier, P. 2002. **Dislocations and slip systems of mantle minerals.** In: Karato S., Wenk H. R. 2002. *Plastic Deformation of Minerals and Rocks, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, vol. 51, Mineralogical Society of America, Washington, DC. 137-179p.
- Díaz-Azpiroz M., Lloyd G. E., Fernandez C. 2011. **Deformation mechanisms of plagioclase and seismic anisotropy of the Acebuches metabasites (SW Iberian massif).** In: Prior, D. J., Rutter, E. H. & Tatham, D. J. (eds) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Microstructures, Mechanics and Anisotropy.* Geological Society, London, Special Publications, 360, 79-95.
- Egydio-Silva, M., Mainprice, D. 1999. **Determination of stress directions from plagioclase fabrics in high grade deformed rocks (Além Paraíba shear zone, Ribera fold belt, southeastern Brazil).** *Journal of Structural Geology* 21: 1751-1771 p.
- Emmons, R. C., Gates, R. M. 1943. **Plagioclase twinning.** *Bulletin of the Geological Society of America* (54): 267-304. <https://doi.org/10.1130/GSAB-54-287>

Falus, G., Tommasi, A., Ingrin, J., Szabó, C. 2008. **Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the southeastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths.** *Earth and Planetary Science Letters* (272): 50-64. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.035>

Farla R. J. M., Karato S., Cai Z. 2013. **Role of orthopyroxene in rheological weakening of the lithosphere via dynamic recrystallization.** *Proceeding of the Nacional Academy of Science of the United Stat of America (PNAS) VOL 110 N°41*, 16355-16360 p.

Fossen, H. 2010. **Deformação em microescala.** In: Fossen H. *Geologia Estrutural*, 584 p.

Getsinger, A. J., Hirth, G., Stünits, H., Goergen, E. T. 2013. **Influence of water on reology and strain localization in the lower continental crust.** *Geophysical Research Letters* (14): 2247-2264. <https://doi.org/10.1002/ggge.20148>

Hirth, G., Tullis, J. 1992. **Dislocation creep regimes in quartz aggregates.** *Journal of Structural Geology* (14): 145-159. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90053-Y](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90053-Y)

Hough, P. V. C. 1962. **Method and Means for Recognizing Complex Patterns.** US patent 3,069,654.

Ji, S., Mainprice, D., 1988. **Natural deformation fabrics of plagioclase: implications for slip systems and seismic anisotropy.** *Tectonophysics* 147, 145–163. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90153-9)

Kanagawa, K., Shimano, H., Hiroi, Y., 2008. **Mylonitic deformation of gabbro in the lower crust: A case study from the Pankenushi gabbro in the Hidaka metamorphic belt of central Hokkaido, Japan.** *Journal of Structural Geology* 30, 1150–1166. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2008.05.007>

Kim, D., Jung, H., 2015. **Deformation microstructures of olivine and chlorite in chlorite peridotites from Almklovdalen in the Western Gneiss Region, southwest Norway, and implications for seismic anisotropy.** *International Geology Review*, Vol. 57, Nos. 5–8, 650–668, <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2014.936054>

Kirby, S. H. & Etheridge M. A. 1981. **Exsolution of Ca-clinopyroxene from orthopyroxene aided by deformation.** *Physics and Chemistry of Mineral*, (7): 105-109 p.

Ko & Jung, 2015. **Crystal preferred orientation of an amphibole experimental deformed by simple shear.** *Nature communications*, n° 6586.

Kogure, T., Raimbourg, H., Kumamoto, A., Fujii, E., Ikuhara, Y., 2014. **Subgrain boundary analyses in deformed orthopyroxene by TEM/STEM with EBSD-FIB sample preparation technique.** *Earth, Planets and Space* 66, 84. <https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-84>

Krieger-Lassen, N. C., Jensen, D. J., Conradsen, K. 1992. **Image processing procedures of analysis of Electron Back Scattering Patterns.** *Scanning Microscopy* (6) 115-196.

- Kruse, R., Stünitz, H., 1999. **Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, southern Norway.** *Tectonophysics* 303, 223–249. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00255-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00255-8)
- Laprowth T., Wheeler J., Prior D. J. 2002. **The deformation of plagioclase investigated using electron backscatter diffraction crystallographic preferred orientation data.** *Journal of Structural Geology*, (24): 387-399 p.
- Mainprice D. & Hubert M. 1994. **Methods of calculating petrophysical proprieties from lattice preferred orientation data.** *Surveys in Geophysics*, (15): 575-592 p.
- Mainprice D. & Nicolas. 1989. **Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust.** *Journal of Structural Geology*, (11): 175-189 p.
- Marshall, D. B., McLaren, A. C., 1977. **The direct observation and analysis of dislocations in experimentally deformed plagioclase feldspars.** *Journal of Materials Science* 12, 893–903. <https://doi.org/10.1007/BF00540970>
- Mehl, L., Hirth, G., 2008. **Plagioclase preferred orientation in layered mylonites: Evaluation of flow laws for the lower crust.** *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JB005075>
- Mercier J.C.1985. **Olivine and pyroxenes.** In: WENK H.R. (Ed), *Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis.* Academic Press, Orlando, 407-430 p.
- Miranda E. A., Hirth G. John B. 2016. **Microstructural evidence for the transition from dislocation creep to dislocation-accommodated grain boundary sliding in naturally deformed plagioclase.** *Journal of Structural Geology*, (92): 30-46 p.
- Miyazaki, T., Sueyoshi, K., Hiraga, T. 2013. **Olivine crystals align during diffusion creep of Earth's upper mantle.** *Nature* 502, 321–326. <https://doi.org/10.1038/nature12570>
- Montardi, Y., Mainprice, D. 1987. **A transmission electron microscopic study of the natural plastic deformation of calcic plagioclase (An 68-70).** *Bulletin de Mineralogie* 110, 1–14.
- Mukai, H., Austrheim, H., Putnis, C. V., Putnis, A. 2014. **Textural evolution of plagioclase feldspar across a shear zone: Implications for deformation mechanism and rock strength.** *Journal of Petrology* 55, 1457–1477. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu030>
- Nazé, L., Doukhan, N., Doukhan, J., Latrous, K., 1987. **A TEM study of lattice defects in naturally and experimentally deformed orthopyroxenes.** *Bulletin de Minéralogie* (110), 497- 512.

Olsen, T. S., Kohlstedt, D. L., 1984. **Analysis of dislocations in some naturally deformed plagioclase feldspars.** *Physics and Chemistry of Minerals* 11, 153–160. <https://doi.org/10.1007/BF00387845>

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. **Microtectonics.** Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>

Pieri, M., Kunze, K., Burlini, L., Stretton, I., Olgaard, D. L., Burg, J. P., & Wenk, H. R. 2001. **Texture development of calcite by deformation and dynamic recrystallization at 1000K during torsion experiments of marble to large strains.** *Tectonophysics*, 330(1), 119-140 p.

Raj, R., Ashby, M.F., 1971. **On grain boundary sliding and diffusional creep.** *Metallurgical Transactions* 2, 1113–1127. <https://doi.org/10.1007/BF02664244>

Rosenberg, C. L. & Stünitz H. 2003. **Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from Bergell tonalite.** *Journal of Structural Geology*, (25): 389-408 p.

Ross e nielson, 1987

Satsukawa T., Ildefonse B., Mainprice D., Morales L. F. G., Michibayashi K., Barou F. 2013. **A database of plagioclase crystal preferred orientations (CPO) and microstructures – implications for CPO origin, strength, symmetry and seismic anisotropy in gabbroic rocks.** *Solid Earth* (4): 511–542 p.

Schimid R.M., Boland M.S., Paterson M.S. 1977. **Superplastic flow in finegrained limestone.** *Tectonophysics* (43): 257-291p.

Stünitz, H., Fitz J. D., Tullis, J. 2003. **Dislocation generation, slip system, and dynamic recrystallization in experimentally deformed plagioclase single crystals.** *Tectonophysics*, (372): 215-233 p.

Svahnberg, H., Piazzolo, S., 2010. **The initiation of strain localisation in plagioclase-rich rocks: Insights from detailed microstructural analyses.** *Journal of Structural Geology* 32, 1404–1416. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.011>

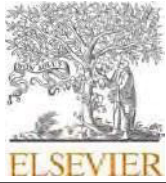
Terry, M. P., Heidelbach, F., 2006. **Deformation-enhanced metamorphic reactions and the rheology of high-pressure shear zones, Western Gneiss Region, Norway.** *Journal of Metamorphic Geology* 24, 3–18. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00618.x>

Vernon. 2004. **A practical guide to rock microstructure.** Cambridge University Press, Cambridge 606 p.

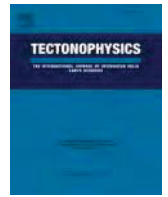
Wang, Q., Burlini, L., Mainprice, D., Xu, Z., 2009. **Geochemistry, petrofabrics and seismic properties of eclogites from the Chinese Continental Scientific Drilling boreholes in the Sulu UHP terrane, eastern China.** *Tectonophysics* 475, 251–266. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.027>

Warren, J. M., Hirth, G., 2006. **Grain size sensitive deformation mechanisms in naturally deformed peridotites**. *Earth and Planetary Science Letters* 248, 423–435.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.006>

5 RESULTADOS

Contents lists available at [ScienceDirect](https://www.sciencedirect.com)

Tectonophysics



Deformation mechanisms and seismic anisotropy in lower crustal rocks from the Barro Alto Complex, Central Brazil

Camila Santos Silveira ^{a,*}, Leonardo Lagoeiro ^a, Carolina Cavalcante ^a, Rhander Taufner ^b, Paola Ferreira Barbosa ^b, Marcos Tadeu de Freitas Suita ^c, Thaili Conte ^a^a UFPR, Federal University of Parana', Department of Geology, Centro Polit'ecnico, Curitiba, Brazil^b UNB, University of Bras'ilia, Institute of Geosciences, Campus Universita'rio Darcy Ribeiro, Bras'ilia, Brazil^c UFOP, Federal University of Ouro Preto, Morro do Cruzeiro, Ouro Preto, Brazil

ARTICLE INFO

*Keywords:*Gabbroonorite
Mafic
mylonites
EBSD
Crystallographic preferred
orientation Seismic anisotropy
Anorthite deformation
Barro Alto Complex

ABSTRACT

We determined the crystallographic preferred orientation (CPO) and derived the CPO-related seismic anisotropy of naturally deformed gabbroonorites and mafic mylonites to better understand the deformation processes and seismic anisotropy in the lower crust. The CPO of plagioclase and pyroxene were measured using the electron backscatter diffraction (EBSD) technique. Microstructural and CPO analyses of plagioclase suggest that deformation in the fine-grained domain from the mafic mylonites was controlled by grain-size sensitive deformation mechanisms such as grain-boundary sliding (GBS). Deformation of plagioclase in the coarse-grained metagabbroonorite was mainly accommodated via dislocation creep by activation of the (010)[100] slip system. The CPO of pyroxene suggests deformation through dislocation creep by activation of the (100)[001] slip system. Seismic anisotropy results reveal that the fastest P-wave velocity direction is perpendicular to the foliation, and that the S-wave anisotropy is abnormally low (1–3%) in the fine-grained matrix. We propose that such low values are due to the activation of GBS mechanisms, and that such mechanisms play a major role in accommodating deformation at lower crustal levels.

1. Introduction

To fully understand the mechanics of the lithosphere, it is necessary to address the large-scale geodynamics, as well as the processes occurring at the grain scale, e.g., the motion and interaction of crystalline defects in rock-forming minerals. Feldspar and pyroxene are abundant in both the lower continental and oceanic crust, which can greatly influence the rheology in these regions (e.g., Clarke and Washington, 1924; Bürgmann and Dresen, 2008a; Lloyd et al., 2009, 2011b; Chen et al., 2012, 2013; Almqvist and Mainprice, 2017). Crystals commonly show direction-dependent elasticity, and crystal alignment during deformation may contribute to the bulk seismic anisotropy in rocks. The analysis of seismic velocities from crystallographic preferred orientation (CPO) data provides information about the structure, composition and dynamics of the crust (Nicolas and Christensen, 1987; Christensen and Mooney, 1995; Lloyd et al., 2009; Hacker et al., 2015). Therefore, the study of deformation mechanisms and associated crystal alignment is of great importance to interpret geophysical observations and understand of the rheology of the crust.

Many studies have investigated the deformation mechanisms of the most abundant phases in the Earth's lower crust. Despite the large amount of

work conducted in naturally (e.g., Montardi and Mainprice, 1987; Ji and Mainprice, 1988; Terry and Heidelberg, 2006; Kanagawa et al., 2008; Mehl and Hirth, 2008; Díaz-Azpiroz et al., 2011; Satsukawa et al., 2013; Ji et al., 2014; Soda et al., 2019) and experimentally-deformed aggregates (e.g., Marshall and McLaren, 1977; Heidelberg et al., 2000; Stünitz et al., 2003; Barreiro et al., 2007; Wang et al., 2012), studies covering the transition between dislocation creep (grain size insensitive mechanism) and diffusion creep (grain size sensitive mechanism) are scarce. The transition toward grain-size sensitive mechanisms is an important process leading to shear localization (e.g. Rutter and Brodie, 1988; Kohlstedt et al., 1995) which affects the long-term strain of the lithosphere, and is an important process in the formation of plate boundaries (e.g., Tackley, 2000; Bercovici, 2003). Dislocation glide in plagioclase is mainly achieved by slip systems such as (010)[001], (010)[100] and (001)[100] (Olsen and Kohlstedt, 1984

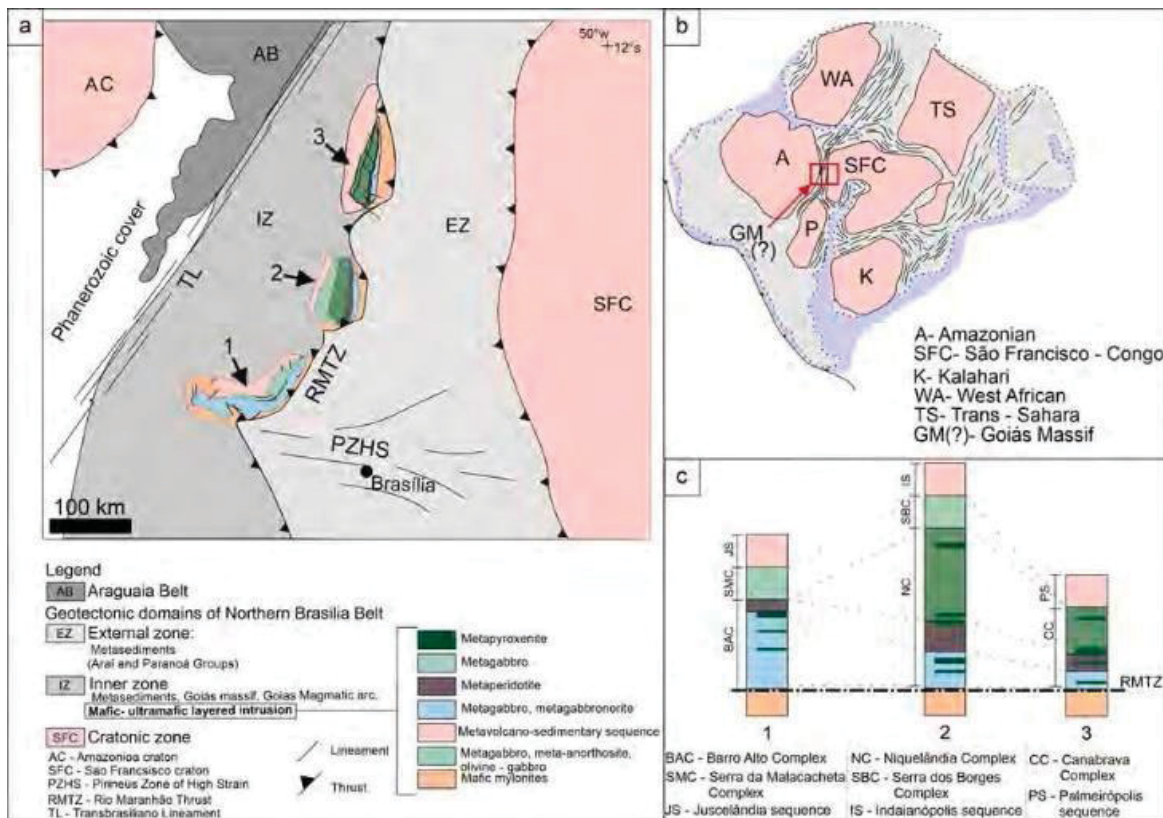


Fig. 1 - Geotectonic domains of the Northern Brasília Belt. (a) Mafic-ultramafic layered intrusions: 1- Barro Alto and Serra da Malacacheta complexes and Juscelândia sequence, 2- Niquelândia and Serra dos Borges complexes and Indaianaópolis Sequence and 3- Canabrava complex and Palmeirópolis sequence (modified from Del-Rey Silva et al., 2008); (b) the convergence of Brasiliano cycle and; (c) stratigraphic correlation between the layered intrusions (modified from Ferreira Filho et al., 2010).

Montardi and Mainprice, 1987; Ji and Mainprice, 1988; Ji et al., 2000, 2004; Mehl and Hirth, 2008; Satsukawa et al., 2013). Additionally, activation of subordinate slip systems, e.g., (021) <1-12> (Svahnberg and Piazzolo, 2010) {111}<110> or (001)1/2[1-10] (Kruse and Stünitz, 1999; Kanagawa et al., 2008) is also possible. The (010)[001] is described as the main slip system in plagioclase-dominated mylonites deformed at GBS has amphibolite to granulite facies conditions (Kruse et al., 2001; Stünitz et al., 2003). However, at temperatures above 700 °C, (010)[001], (001)<110> and {111}<110> slip systems are equally activated (Stünitz et al., 2003; Svahnberg and Piazzolo, 2010).

Experimental studies suggest that at higher temperatures (900 to 1365 °C), diffusion creep becomes an important deformation process (e.g. Rybacki and Dresen, 2004; Nasipuri and Bhattacharya, 2007; Kruse and Stünitz, 1999; Lapworth et al., 2002). In addition to temperature, small average grain size (2–10 µm) (Coble, 1963; Tullis and Yund, 1991), increasing water content (Tullis and Yund, 1991; Rybacki and Dresen, 2004; Nasipuri and Bhattacharya, 2007) and slower strain rate (Tullis and Yund, 1991; Rybacki and Dresen, 2004) favor diffusion creep over dislocation creep. The transition from dislocation to diffusion creep-controlled rheology may involve grain boundary sliding (GBS) accommodated either by dislocation creep (Barreiro et al., 2007; Miranda et al., 2016) or diffusion creep (Kruse and Stünitz, 1999; Lapworth et al., 2002). The most important difference between these two processes is the presence (dislocation-accommodated grain boundary sliding; disGBS) or absence (diffusion-accommodated grain boundary sliding; difGBS) of a strong crystallographic orientation (Barreiro et al., 2007).

Although studies on the deformation of pyroxene are less common compared to plagioclase, deformation mechanisms of pyroxene are better understood. The typical magmatic texture is characterized by an alignment of [100] axes close to the Y direction, (010) planes parallel to the foliation plane and [001] axes parallel to the lineation. In the dislocation creep creep, glide along the (100) [001] - also classified as type- AC (Jung et al., 2010) seems to be the main slip system in both orthopyroxene and clinopyroxene (Christensen and Lundquist, 1982;

Kanagawa et al., 2008; Raimbourg et al., 2008; Bascou et al., 2011; Kogure et al., 2014), especially at temperatures higher than 800 °C (Moghadam et al., 2010). However, at such high temperature conditions (> 800 °C), activation of (100)[010] (Nazé et al., 1987; Jung et al., 2010) (010) [001] (Nazé et al., 1987; Kanagawa et al., 2008) are also expected. Diffusion-accommodated that show a weak CPO (Raimbourg et al., 2008) at temperatures higher than 950 °C (Dimanovet et al., 2007).

To better understand the microphysical processes involved during deformation, mechanical tests must be extrapolated to length and time-scales of the Earth. In this study, we investigate the microstructures of plagioclase (anorthite) and pyroxenes (hypersthene and diopside) from the Barro Alto Layered Complex (BAC), central Brazil, to enhance our understanding of the mechanisms that control the rheology of the lower crust. Our results suggest that disGBS is an important mechanism for deformation under lower crustal conditions, and thus influences the seismic anisotropy of the lower crust.

2. Geological setting

The Barro Alto Complex (BAC) is a 200 km long and 20–30 km wide mafic-ultramafic layered intrusion exposed along the Brasília Belt

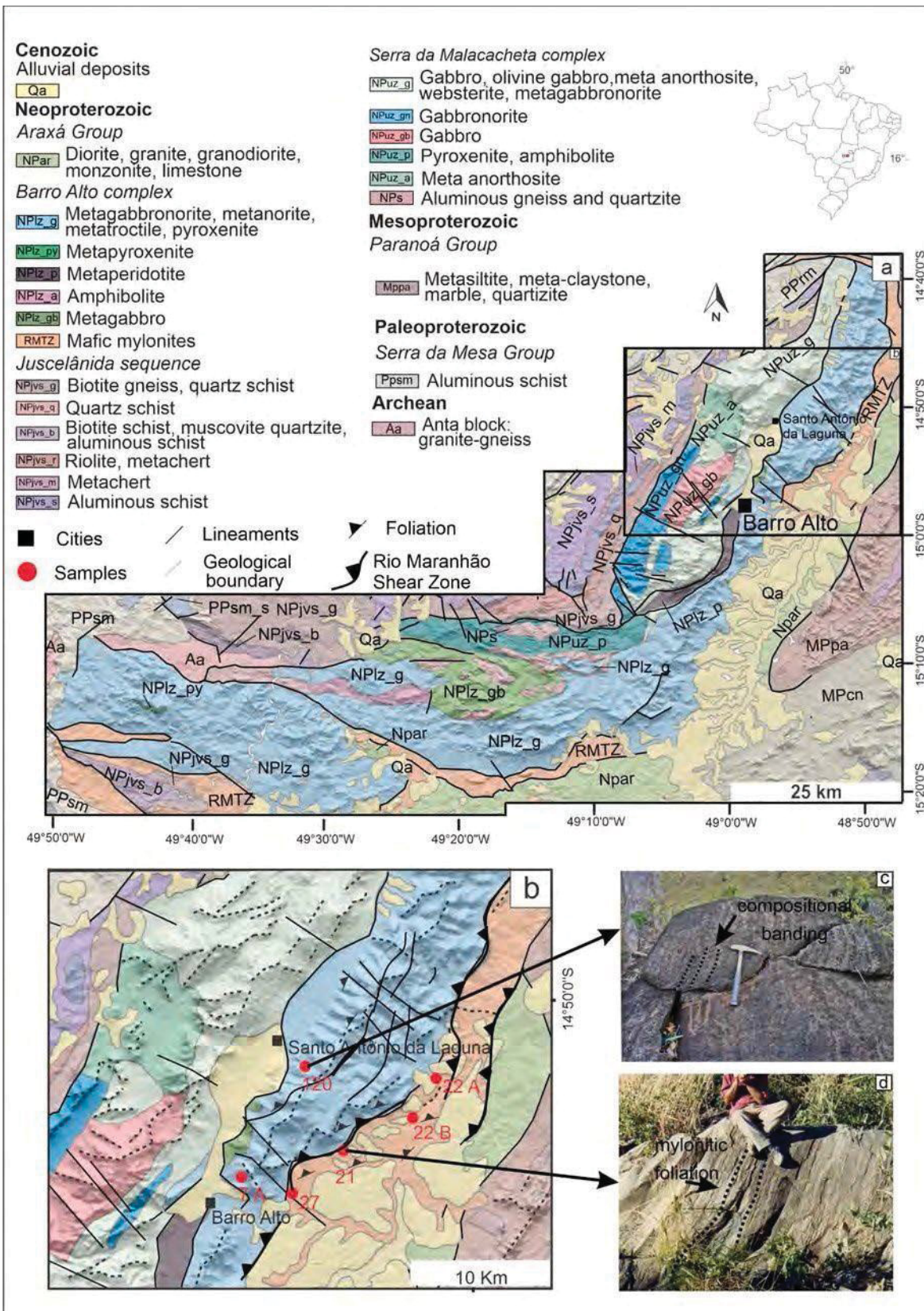


Fig. 2 - Geologic map of the Barro Alto Complex (a) highlighting the study area and sample localities in red circles (b). Field features of metagabbronite (c) and mafic mylonites (d). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

(Fig. 1) that is part of the Tocantins Province (Ferreira Filho et al., 2010). It occurs associated with both the Niquelândia and Cana Brava complexes (NC and CBC, respectively), forming a discontinuous arcuate orogenic-scale feature in the inner zone of the Brasília Belt (Fig. 1a, c). These complexes formed during the Neoproterozoic Brasiliano orogenic cycle as a result of the challenging convergence between the Amazônico, São Francisco and Paranapanema paleocontinents (Fig. 1b) (Ferreira Filho et al., 1998; Valeriano et al., 2008; Ferreira Filho et al., 2010; Fuck et al., 2014).

The northern portion of the Brasília Belt is a well-preserved orogen that can be separated into three zones, from west to east (Fig. 1a): 1) the inner zone, composed of mafic-ultramafic layered intrusions, allocthonous metasedimentary sequences, and rocks from the Goiás magmatic arc and the Goiás Massif; 2) the outer zone of autocthonous metasedimentary rocks from Araí (northern) and Paranoá (south) Groups; and 3) the cratonic zone composed of metasediments from the Bambuí Group, which represent the foreland sequence (Valeriano et al., 2008). Petrological and geochronological data suggest that the evolution of these mafic-ultramafic layered intrusions involved two distinct magmatic systems (Wernick and De Almeida, 1979; Danni et al., 1982; Ferreira and Moraes, 1998; Moraes and Fuck, 2000; Ferreira Filho et al., 2010; de Neves et al., 2014), which resulted in the Upper and Lower rock sequence (Ferreira Filho et al., 2010). The Upper sequence formed in an intracontinental rift system that evolved into an oceanic basin, resulting in an igneous association composed of a large mafic-layered intrusion known as the Serra da Malacacheta (SMC) and Serra dos Borges Complex (SBC) (Ferreira Filho et al., 2010; Fuck et al., 2017). This sequence is associated with a bimodal volcanic sequence and sedimentary cover, the Juscelândia Sequence (JS), Indaianópolis Sequence (IS) and Palmeirópolis Sequence (PS) (Fig. 1c). The Lower sequence is an intrusion composed of metagabbro, metagabbro, pyroxenite and anorthite site, which was emplaced during renewed rifting and the formation of the BAC, NC and CBC (Fig. 1c; Ferreira Filho et al., 2010).

The trend of the arcuate BAC changes progressively from NNE-SSW in the north, to E-W toward the south (Fig. 2). Metamorphic facies progressively increase from greenschist facies (Juscelândia sequence) to amphibolite (Serra da Malacacheta – SMC) and granulite facies (Barro Alto Complex – BAC) (Almeida et al., 1981; Suita, 1996).

Deformation structures in the BAC and domains are associated with the west-dipping Rio Maranhão Thrust Zone (RMTZ) (Figs. 1a, 2), a ductile shear zone in which metamorphism occurred under greenschist to granulite facies (D'el-Rey Silva et al., 2008) during the Brasiliano orogeny (Fig. 2b).

This shear zone defines the contact boundary between the internal and external zones of the Brasília Belt, and is approximately 500 km long and 1 km wide (D'el-Rey Silva et al., 2008). Fonseca (1996) described the MRTZ as an ESE-verging thrust that is composed of frontal and lateral ramps. The trace of the fault is highly curved to the west, along segments between three mafic-ultramafic layered intrusions: the BAC, NC and CBC (Fig. 1a).

Two-pyroxene geothermometry indicates crystallization of BAC temperatures at ~1300 °C, with metamorphic reequilibration between 750 and 900 °C at a depth of 35 km (Suita, 1996), around 750 Ma (D'el-Rey Silva et al., 2008).

2.1. The Barro Alto Complex (BAC) rocks

The deformed mafic and ultramafic rocks from the BAC associated with the Rio Maranhão Shear Zone comprise metagabbro and mafic protomylonites (Fig. 2c-d). Overall, the mylonitic foliation has moderate dips to NE with local inflexions to NNE and NNW. This foliation is characterized by asymmetrical porphyroclasts of enstatite and plagioclase surrounded by fine-grained augite. The metagabbro shows a FEI 650F, at compositional banding that dips parallel to the mylonitic fabrics. Both domains (mylonites and metagabbro) are often cut by vertical faults that show a dextral sense of shear, developed in the BAC during the Brasiliano orogeny (Suita, 1996). We collected 35 samples

from six localities (7a, 21, 22a, 22b, 27 and 120) from the mafic mylonites and metagabbro that crop out in the NNE-SSW portion of the Barro Alto Complex – BAC (Fig. 2b). Due to the advanced stages of weathering in these mafic-ultramafic rocks, access to good exposures of rocks were quite

3. Analytical methods

Microstructural and crystallographic orientation analysis (texture) were performed on six polished thin sections (samples 120 and 7A from the metagabbro, and samples 22A, 22B, 21 and 27 from the mafic mylonites). The thin sections were cut parallel to the mineral lineation (X direction) and perpendicular to the foliation (XZ plane of the finite strain ellipsoid). The samples were mechanically polished down to an abrasive size of 0.25 µm and finished with colloidal silica.

We used a *Tescan Mira3 LM* field-emission gun (FEG) scanning electron microscope (SEM), equipped with an *Oxford-HKL* EBSD detector at the Lactec-Lame laboratory, Federal University of Paraná, Brazil. The EBSD data were acquired using the *Aztec* software. Working conditions were as follows: accelerating voltage of 20.0 kV, step size of large area maps (whole thin sections) 10 µm and a working distance of 14.9

mm. Texture analysis of plagioclase and pyroxene were performed on whole thin sections, except for sample 7A, which the EBSD area covers only half of the thin section. The *MATLAB™* toolbox *MTEX* 5.1.1 was used for processing the EBSD data.

The EBSD analyses allow the characterization of the phase distribution (modal proportion) and the crystallographic orientation of the rock-forming minerals. Pole figures were plotted on lower-hemisphere projections, one point-per-grain. The porphyroclasts and recrystallized matrix were distinguished according to the grain size. The strength of the fabric in the pole figures was given by both the J-index (Bunge, 1982), calculated from the orientation distribution functions (ODF)

using a 10° halfwidth (e.g., Hielscher and Schaeber, 2008), and the M-index (Skemer et al., 2005). Grain boundaries were defined where grains have a misorientation mismatch angle higher than 10°. Low-angle grain boundaries were defined by misorientation angles between 2° and 10°.

We use the {hkl} convention to indicate a family of symmetrically equivalent crystallographic planes and the [uvw] to indicate a specific crystallographic direction.

Anorthite texture was evaluated from the pole figures for (100), (010), (001), (1-1-1), (11-1) planes and [112], [100], [010], [001], [111], [011], [110], [1-10] directions. For orthopyroxene (hypersthene), we plotted the poles of (100,010,001) planes and [110,011] directions, as well as for clinopyroxene (diopside), except for the plane (001), that was replaced by the [001].

The anisotropic physical properties were calculated using the Hill method, which considers the elastic stiffness as intermediate between the uniform strain (Voigt, 1928) and uniform stress (Reuss, 1929) bounds. The averaged elastic tensor was calculated via numerical decomposition of the Christoffel equation into eigenvalues (phase velocities) and eigenvectors (displacements) (Lloyd et al., 2011a; Hielscher et al., 2015). The calculations were performed using the toolbox *MTEX* and the elastic stiffness tensors of anorthite (An78; Brown et al., 2016), albite (Harlow and Brown, 1980), hypersthene (Weidner et al., 1978), diopside (Isaak et al., 2006), enstatite (Chai et al., 1997) and hornblende (Aleksandrov et al., 1974). The constants were based on chemical analyzes performed by Suita et al., 1992 and Suita (1996) for samples 22A (mafic mylonites) and 120 (metagabbro) on Scanning Electron Microscopy (QEMSCAN - Quanta at the University of Brasília).

4. Results

4.1. Microstructures

The metagabbro (samples 120 and 7A) and mafic mylonites

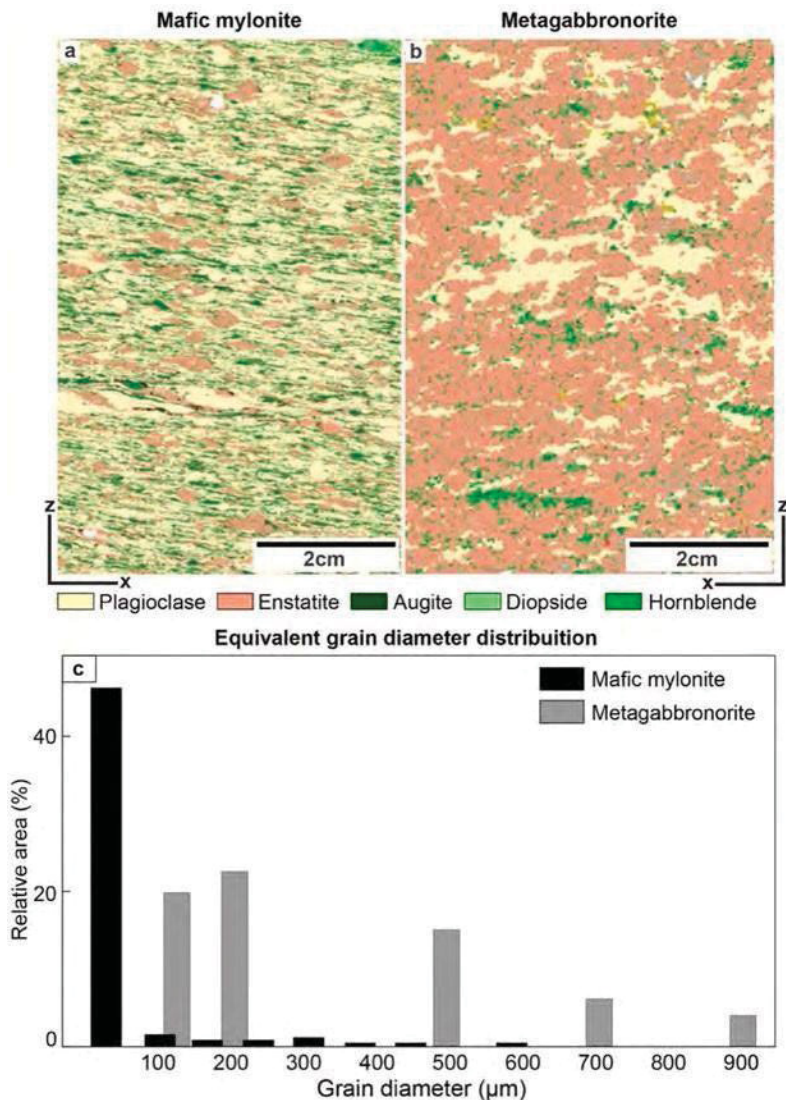


Fig. 3 -QEMSCAN of the mafic mylonite - sample 22 A (a) and metagabbroites – sample 120 (b), showing the chemical composition and phase distributions. The equivalent grain diameter distributions of all phases for the same samples of mafic mylonites and metagabbroites (c) from EBSD data

(samples 22A, 22B, 21 and 27) are composed of plagioclase (20 to 50%), orthopyroxene (10 to 60%), clinopyroxene (1 to 3%) and minor amounts of ilmenite, hornblende, augite, talc, forsterite and biotite (Fig. 3). The metagabbroite shows a compositional banding defined by alternating plagioclase-rich and pyroxene-rich layers with large variation in grain size (Figs. 3b, 4). A well-developed mylonitic foliation in the mafic mylonites is defined by coarse-grained porphyroclasts (0.5–2 mm) of plagioclase, orthopyroxene and clinopyroxene, embedded in a fine-grained banded polyphase recrystallized matrix (30–80 μm) mostly composed by mixed grains of plagioclase and pyroxene (Figs. 3a, 5a). This fine-grained matrix makes up approximately 75% of the thin section area.

Metagabbroites comprise slightly flattened grains of plagioclase, orthopyroxene and clinopyroxene (diameter up to 0.50 mm; Fig. 4a). Plagioclase crystals mostly have straight twins with some grains showing slightly curved and wedge-shaped mechanical twins (Fig. 4b-e). Undulose extinction occurs locally in both plagioclase and pyroxene, leading to small proportions of subgrain boundaries and recrystallized grains (Fig. 4). Orthopyroxene crystals with deformation features such as curved cleavage have exsolution of clinopyroxene in discontinuous laths along the cleavage planes (Fig. 4f).

Plagioclase porphyroclasts from the mafic mylonites are elongated

parallel to the foliation (Fig. 5) and show recrystallized grains at their rims forming asymmetrical tails (Fig. 5a). Pyroxene porphyroclasts often exhibit exsolution of clinopyroxene in orthopyroxene aligned parallel to the foliation (Fig. 5c). Small fractures filled with very fine recrystallized grains occur locally within porphyroclasts (Fig. 5e). Undulose extinction, subgrains, core-mantle structure, and curved and tapered twins are widespread in plagioclase porphyroclasts (Fig. 5b-g). Locally, plagioclase porphyroclasts are almost completely recrystallized (Fig. 5f, g). The size of the subgrains is similar to the recrystallized grains, showing straight to slightly lobate grain boundaries (Fig. 5 b, d and f).

4.2. Texture and misorientation

In the metagabbroites (samples 7A and 120), the J- and M-index for anorthite varies from 3 to 5.3 and 0.01 to 0.04, respectively (Fig. 6). Anorthite in sample 7A shows a clustering of poles to (010) planes and [010] directions close to X, although several submaxima are spread over the pole figure (Fig. 6). Poles to (001) planes are clustered between the Y and Z directions, while the [001] direction has a tendency to align close to Z, with some scattered submaxima. Anorthite in sample 120 has poles to (010)

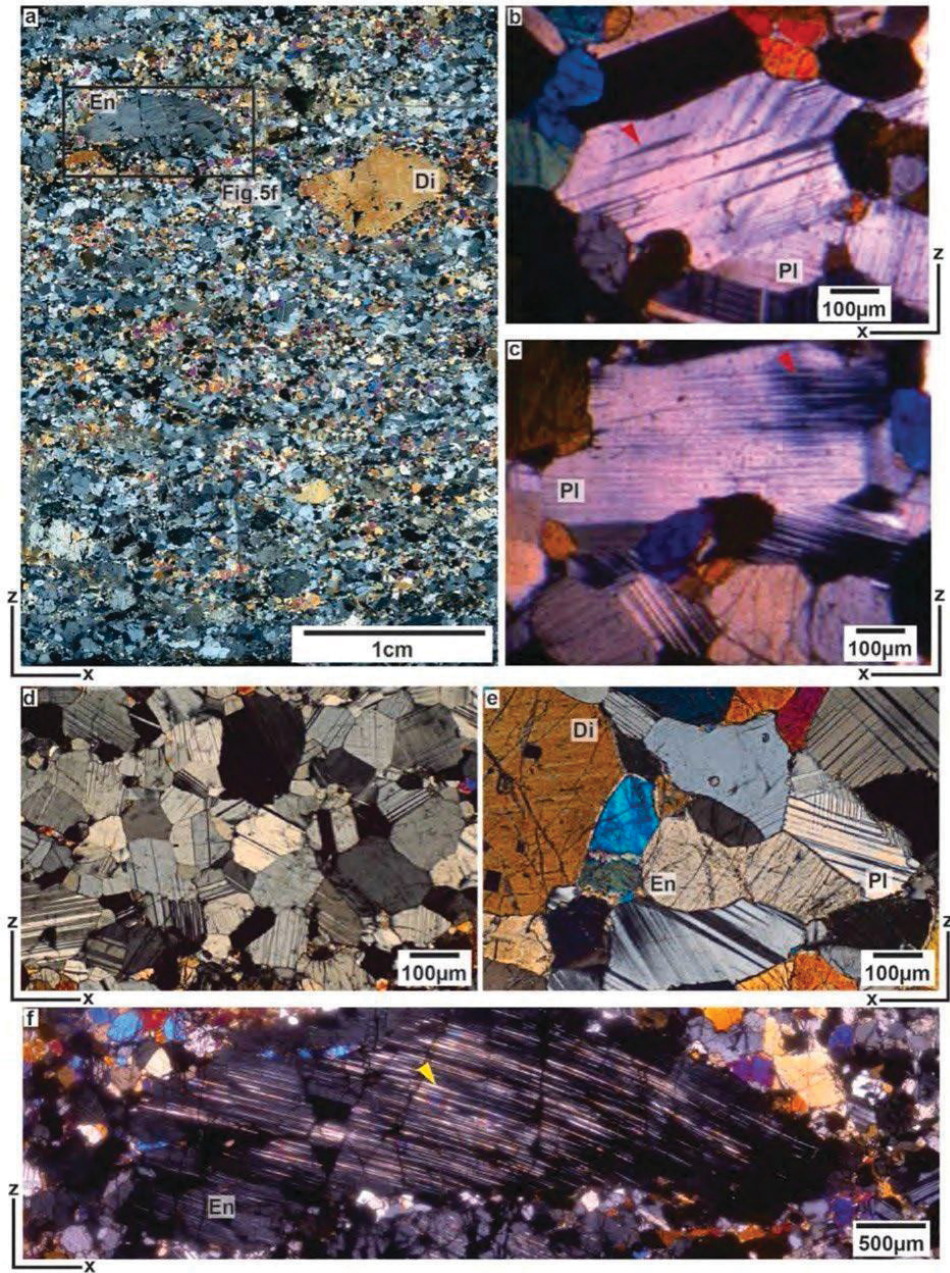


Fig. 4- Scanned thin section with crossed polars of the sample 7A showing the compositional banding (a). The plagioclase mechanical twinning (red arrow) and undulose extinction (b and c) as well the granoblastic microfabric occurring in sample 120 (d and e). Detail of arc-shaped porphyroblast of orthopyroxene displaying clinopyroxene exsolution (yellow arrow) in sample 7 A (f). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

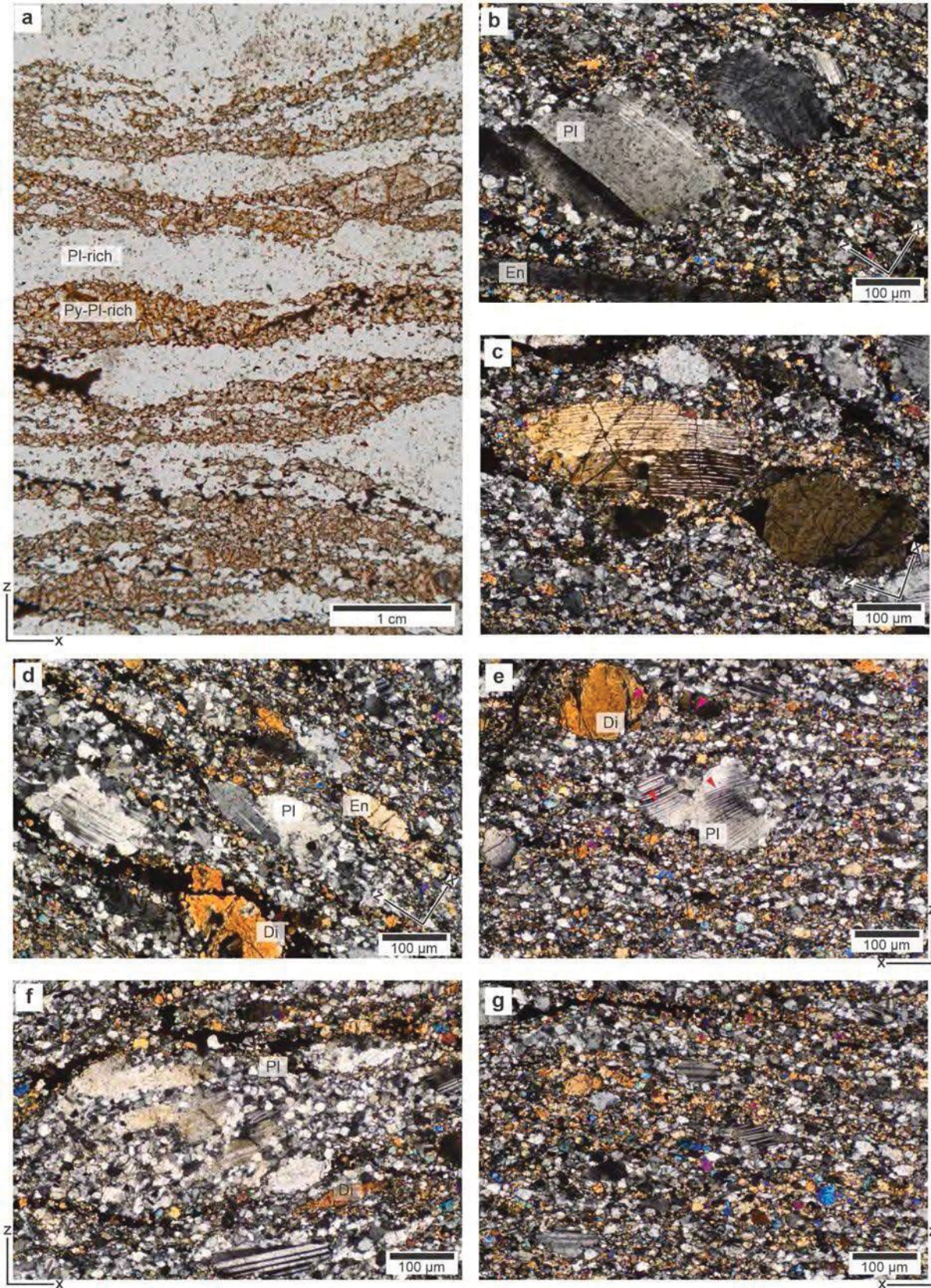


Fig. 5 - Microstructures in the mafic mylonite, showing a well-developed mylonitic foliation characterized by asymmetric porphyroclasts of plagioclase and pyroxene surrounded by recrystallized layers of plagioclase and pyroxenes in sample 22 A (a). The porphyroclasts of plagioclase exhibit undulose extinction and core-mantle structures as well as pyroxene, in samples 22 A (b and c) and 22 B (d and e). Curved twins (red arrow) are common in plagioclase, while porphyroclasts of pyroxene display clinopyroxene exsolution in orthopyroxene and fractures filled with recrystallized grains (pink arrow) (e). The recrystallized fine-grained matrix replaces partially (f) or completely (g) the plagioclase porphyroclasts of sample 27. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

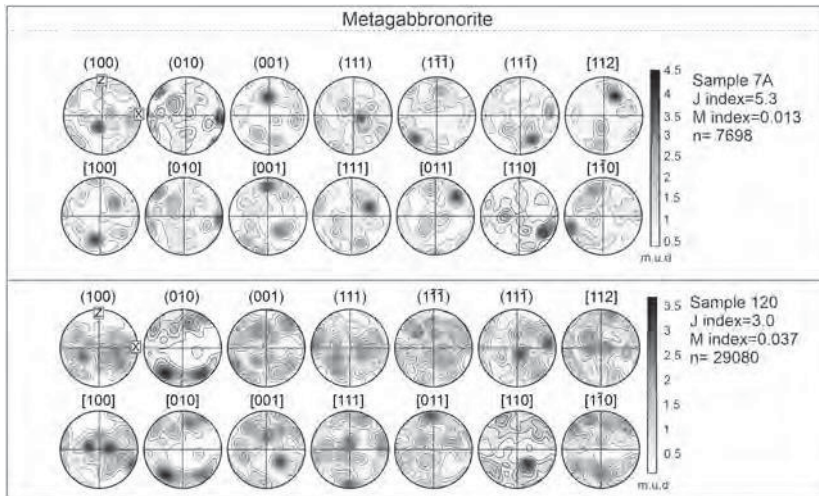


Fig. 6 - Anorthite pole figures for two samples of metagabbro, plotted as one point-per-grain in lower hemisphere, and equal area projection, with respective J index, M index and number of grains (n) shown for each of the two samples.

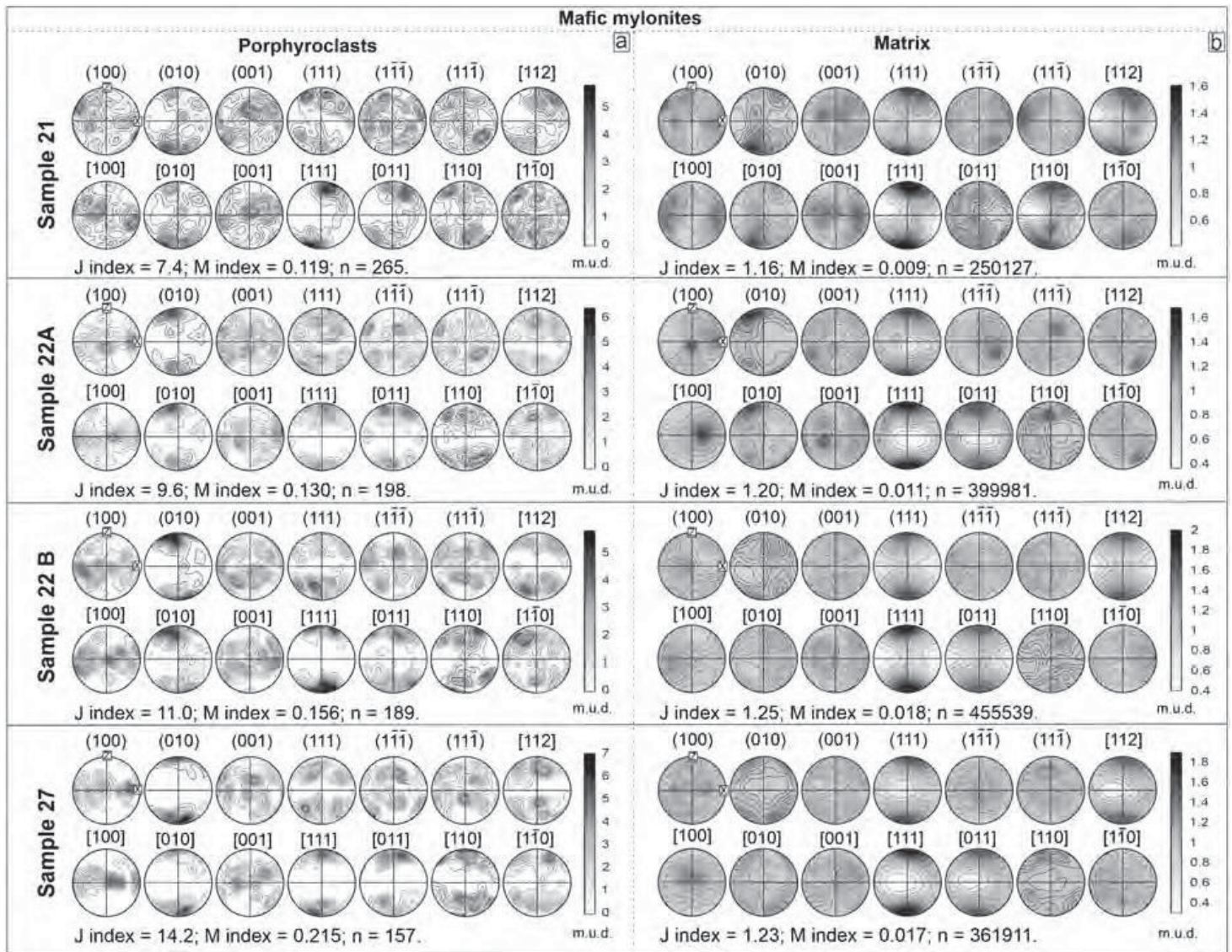


Fig. 7 - Anorthite pole figures for porphroclasts and the fine-grained matrix of mafic mylonite (grain size <math><100 \mu\text{m}</math>) for four samples, plotted as one point-per-grain in lower hemisphere equal area projections, and showing J index, M index and number of grains (n) for each sample.

plane and [010] directions aligned close or at small angles to Z, while the poles to (100) plane and [100] directions are clustered parallel to the XY plane (Fig. 6).

Porphyroclasts of anorthite in the mafic mylonites (samples 22A, 22B, 21 and 27) have J- and M-index ranging from 7.4 to 14.2 and 0.12 to 0.215, respectively (Fig. 7 a). Poles to (010) planes, and [111,110] directions are aligned parallel to Z (Fig. 7a). The [100] directions tend to

form a girdle parallel to the XY plane, while the [112] directions form several submaxima at high angles to the foliation, close to Z (Fig. 7a). In the matrix, anorthite crystallographic fabrics are weakly developed, with J index varying from 1.16 to 1.25 and M index of ~ 0.01 (Fig. 7b). Despite the low texture strength, we observe a systematic non-random

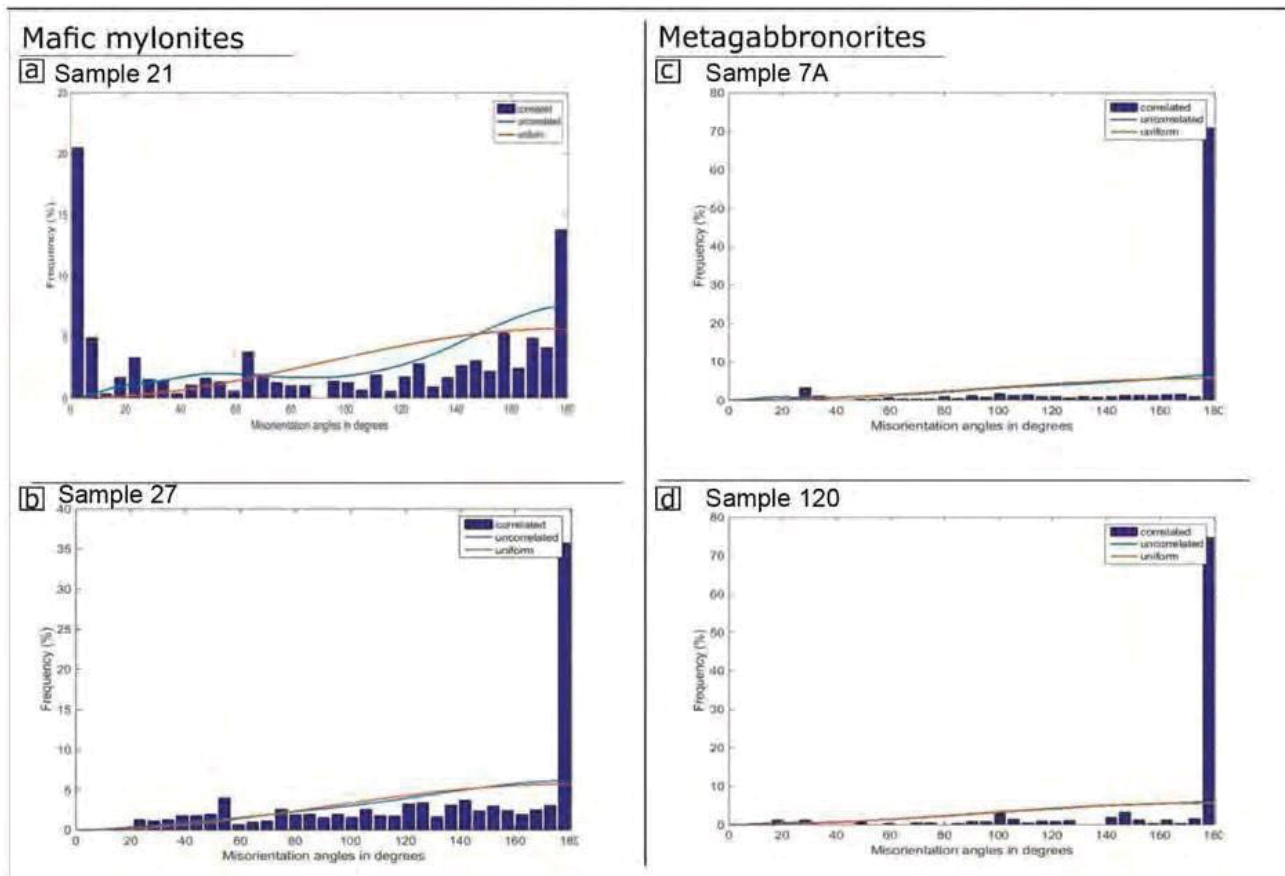


Fig. 9 - Misorientation angle distribution histograms for anorthite from the mafic mylonite samples 21 (a) and 27 (b) and metagabbro samples 7A (c) and 120 (d).

crystallographic orientation. Poles to (111) planes and [111] directions are oriented normal and parallel to the Z direction, respectively (Fig. 7b). Likewise, [112] directions are aligned close to Z, except for sample 22A, which is rather diffuse. In sample 21, the [110] directions are clustered close to Z (Fig. 7b). Poles for (010) planes in sample 21 are aligned at high angles to the foliation, deviating $\sim 20^\circ$ clockwise from the Z direction. In all samples, clustering of [100] directions are rather diffuse, although we observe minor clustering close to the X direction (samples 21 and 22B) and Y direction (samples 22 A and 27; Fig. 7b).

The misorientation angle distributions of anorthite for all samples deviate significantly from a predicted uniform (random) distribution, displaying a maximum peak close to 180° for correlated grains (neighbor pairs) (Fig. 8), as it is expected for albite twinning. Additionally, peaks at low angle ($< 10^\circ$) are observed in the mafic mylonite (Fig. 8a), and small peaks between 15 and 20° and 20° to 30° (Fig. 8a-c) for both mafic

mylonites and metagabbrobronorites are also observed. Correlated grains that are misoriented by $< 80^\circ$ are more abundant than predicted for a uniform distribution in the mafic mylonites and less abundant in the metagabbrobronorites. However, misorientations between uncorrelated grains (random pairs) are close to the uniform distribution in all samples, except in sample 21 from the mafic mylonite.

In the metagabbrobronorite (sample 120), the J- and M-indexes for orthopyroxene and clinopyroxene are 1.96 and 0.05 and 3.2 and 0.01, respectively. Orthopyroxene and clinopyroxene grains show a rather diffuse pattern of the crystallographic orientations (Fig. 9a). However, orthopyroxene has a clustering of poles to (100) planes close to Y, while clinopyroxene displays a maximum of poles to (100) planes and [001] directions close to X and Y, respectively (Fig. 9a).

In the mafic mylonites, the J- and M-indexes for orthopyroxene vary from 1.40 to 2.02 and 0.01 to 0.09, and for clinopyroxene from 1.11 to 1.28 and 0.01 to 0.09, respectively. Orthopyroxene grains exhibit similar crystallographic distribution for all samples (Fig. 9b). The poles

to (100) planes and [110] directions are parallel to Z, while the poles to (010) planes and [011] directions are distributed along a girdle sub-parallel to the foliation plane. Poles to (001) planes tend to cluster close to Y. Clinopyroxene grains exhibit a north-south girdle of the [001] directions in samples 21, 22 A and 22 B, and maxima close to Y in all samples (Fig. 9b). In all samples, poles to (010) planes align close to X- direction. Poles to (100) planes are quite diffuse; yet, in sample 22 B the poles to (100) planes cluster close to X (Fig. 9b).

We further compared the crystallographic orientation of anorthite and orthopyroxene (hypersthene) and their surrounding recrystallized grains (core and mantle microstructure; Figs. 10, 11) from the mafic mylonites in pole figure diagrams. Anorthite porphyroclasts and recrystallized grains are oriented such that (010) is close to the foliation, with [001,010] nearly parallel to the lineation (Fig. 10c). These orientation data are consistent with slip on either the (010,001] or (010,010] slip systems. The border of porphyroclasts

shows intragrain misorientations between 8 and 10° (Fig. 10b). In contrast, the orientations neighbor-daughter grains are slightly more dispersed, meanwhile similarity with the orientation of the porphyroclasts can be noted (Fig. 10c). The orthopyroxene porphyroclast is elongated parallel to the foliation (Fig. 11a) and also shows intragrain misorientations near to 10° (Fig. 11b). The recrystallized portion (contour pole figure) and porphyroclasts (scattered pole figure plot) exhibit the plane (100) close to the foliation (XY) (Fig. 11c). Porphyroclasts also exhibit the direction [110] close to Z (Fig. 11 c).

4.3. CPO-derived seismic properties

The CPO-derived seismic properties were based on calculations of P-wave velocities (V_p), S-wave anisotropy (A_{vs}), V_{s1} (km/h), V_{s2} (km/h), V_p/V_{s1} and V_p/V_{s2} in samples 27 (mafic mylonites) and 120 and 120 (gabbrobronorite). The results are shown in Fig. 12. Seismic properties were

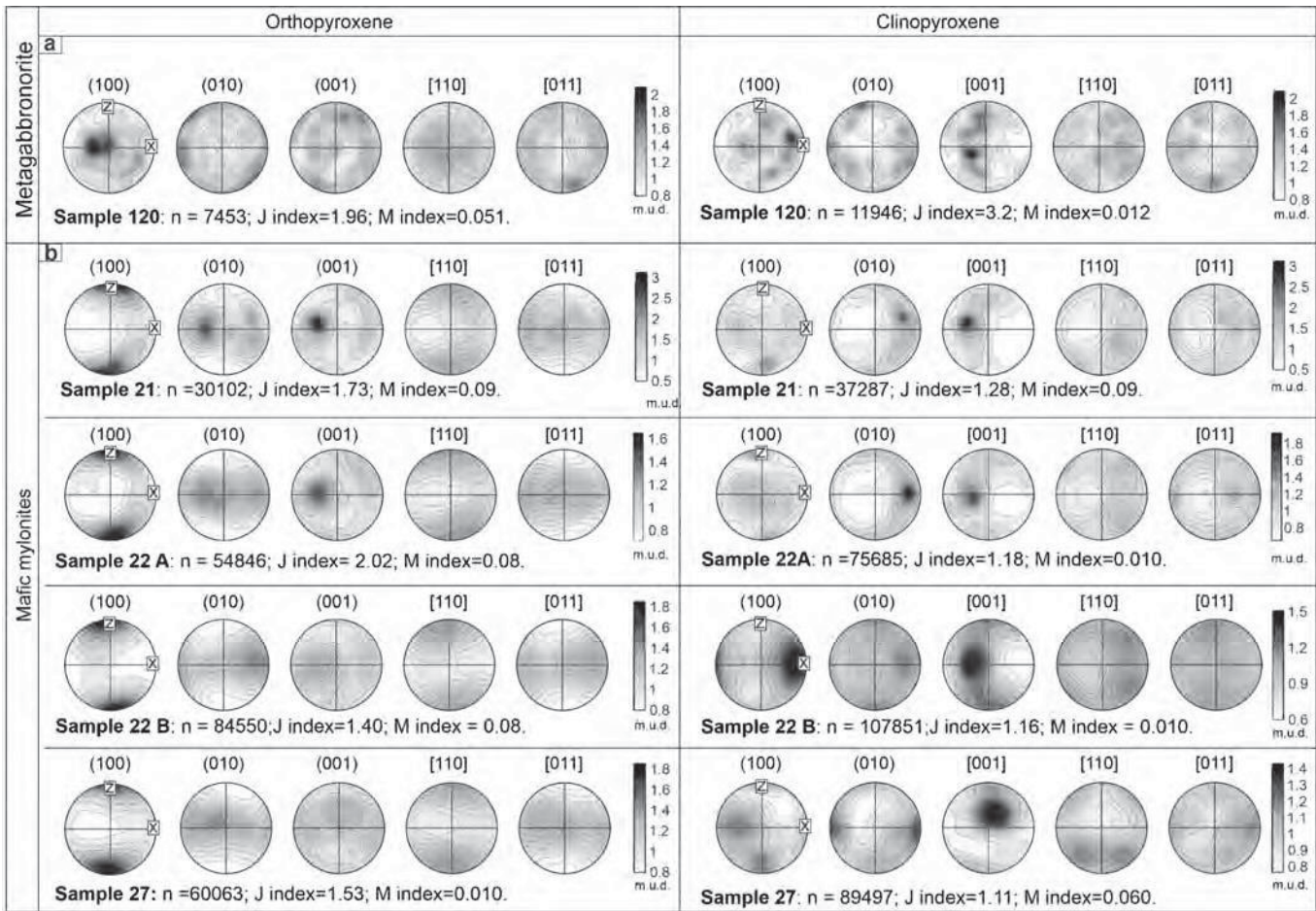


Fig. 10 - Pyroxene pole figures for the metagabbro sample (a) and four mafic mylonite samples (b), plotted as one point-per-grain in lower hemisphere equal area projections. Grain numbers (n), J index and M index are shown.

calculated to assess the contribution of anorthite and pyroxenes to the bulk anisotropy of the metagabbroites, and to investigate the influence of grain size reduction on the seismic anisotropy of lower crustal mylonites. The mafic mylonites have P wave velocity close to 7 km/s with anisotropy of 1.5%. The fastest P wave direction runs subparallel to the [010] direction of albite, which is close to the Y direction (Fig. 12a). The S-wave anisotropy is extremely low, reaching maximum value of 1.1%, in direction close to the [001] of hypersthene.

In the metagabbroite, P wave velocity and anisotropy are slightly faster, In attaining 7.5 km/h and 2.5%, respectively. The fastest P wave direction runs subparallel to the [100] direction of hypersthene (Fig. 12b). There is also an increase in S-wave anisotropy, but it remains extremely low, reaching a maximum value of 1.8%.

5. Discussion

5.1. Deformation mechanisms

Microstructures and textures (crystallographic fabrics) observed in the rocks from the Barro Alto Complex (BAC) suggest that anorthite deformation is highly influenced by grain size, which led us to separate two main deformation domains: i) the fine-grained matrix in mafic mylonites and ii) porphyroclasts and coarse-grained metagabbroites. In both domains, the presence of microstructures such as size of recrystallized grains (Fig. 5 b, c, d and f), core-mantle structure and straight grain boundaries (Fig. 5 b and c) suggest recrystallization by

subgrain rotation. However, the lobate nature of grain boundaries within the fine-grained domain may indicate that grain boundary migration recrystallization played a role in accommodating recovery (Fig. 5g) (Kruse et al., 2001), which also corroborates with the high temperature deformation (750–900 °C) reported for these rocks (D'el-Rey Silva et al.,

2008; Suita, 1996). All samples have J indexes >1 consistent with nonrandom fabrics (e.g., Bunge, 1982).

In the coarse-grained metagabbroite domain, although feldspar has a moderately strong texture (J-index 3.0 and 5.3), the distribution of crystallographic axes with several small concentrations all over the pole figure is difficult to interpret in terms of slip systems. One can only suggest that during deformation some grains had (010) planes oriented favorably for slip, i.e., nearly parallel to the foliation, and for sample 120, some grains also had poles to {100} parallel to sub-parallel to the X- direction, suggesting activation of slip systems along the [100] direction (Fig. 6). This slip direction is typically reported from CPO in gabbro mylonites (e.g., Taufner et al., 2021; Mehl and Hirth, 2008; Hansen et al., 2013). Such crystallographic fabrics may be due to the activation of grain-size insensitive deformation mechanism (e.g., Miranda et al., 2016; Ji et al., 2000, 2004), such as dislocation creep, which is directly indicated by the presence of intracrystalline structures, e.g., undulose extinction and deformation twinning in some plagioclase grains (Fig. 4). This texture may correspond to the P-type defined by Satsukawa et al. (2013).

Microstructures and textures in the mafic mylonites include a large amount of fine-grained matrix, straight grain boundaries, moderate frequency of intermediate misorientation angles and weak texture.

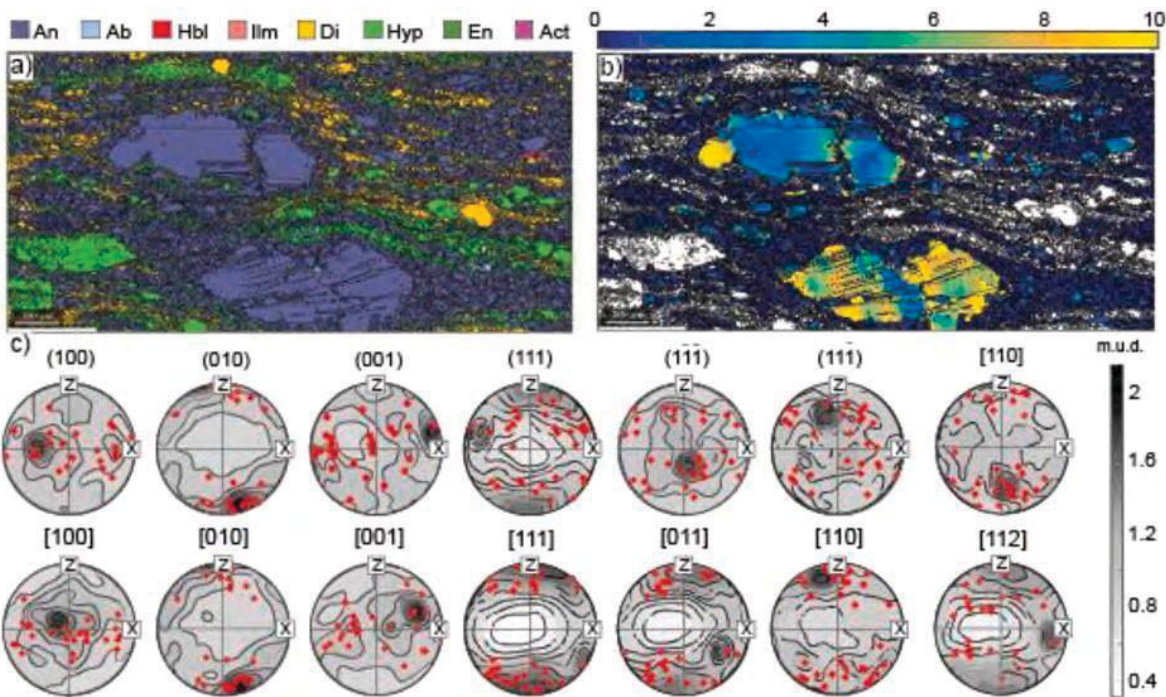


Fig. 81 - Detailed EBSD maps from sample 27, highlighting core and mantle structure in anorthite (a) and intragrain misorientations (b). (c) Relationship of the porphyroclasts orientation (red dot) and the contoured pole figures of recrystallized portion, plotted as lower hemisphere, one point-per-grain projections. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

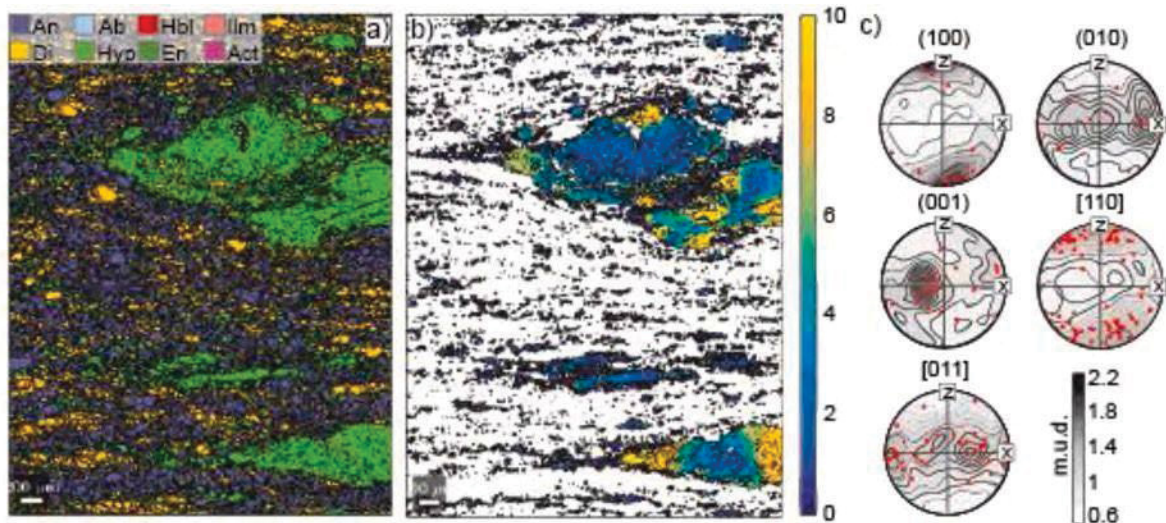


Fig. 92- - Detailed EBSD maps from sample 22 A, highlighting core and mantle structure in hyperthene (a) and intragrain misorientations (b). (c) Relationship of the porphyroclasts orientation (red dot) and the contoured pole figures of recrystallized portion, plotted as lower hemisphere, one point-per-grain projections. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

These textural patterns and microstructures lead to two possible interpretations: i) the operation of additional deformation mechanisms such as grain boundary sliding only in the fine-grained domains, which may be the result of progressive dynamic recrystallization (e.g. Taufner et al., 2021; Kruse et al., 2001; Lapworth et al., 2002; Barreiro et al., 2007; Diaz-Azpiroz et al., 2011; Miranda et al., 2016); and/or ii) the combination of multiple slip systems activated during deformation (Shigematsu and Tanaka, 2000; Morales et al., 2014).

Grain boundary sliding (GBS) is a mechanism frequently associated with dislocation creep (dislocation glide) (DisGBS) (Hansen et al., 2011) and/or diffusion creep (DifGBS) (Raj and Ashby, 1971; Langdon, 2006).

Randomization of misorientation axes (Svahnberg and Piazzolo, 2010), increase in grain boundary misorientation angles from low to high strained areas (Jiang, 2010; Svahnberg and Piazzolo, 2010) and intracrystalline deformation in porphyroclasts (Svahnberg and Piazzolo, 2010; Miranda et al., 2016) are usually attributed to DisGBS. The diffusion-accommodated GBS, on the other hand, can lead to absence of intracrystalline deformation such as undulose extinction or subgrains (Soda et al., 2019; Svahnberg and Piazzolo, 2010; Drury et al., 2011; Maruyama and Hiraga, 2017), low aspect ratios and phase mixing (Mehl and Hirth, 2008; Raimbourg et al., 2008; Dimanov et al., 2007). In our samples, the intermediate misorientation

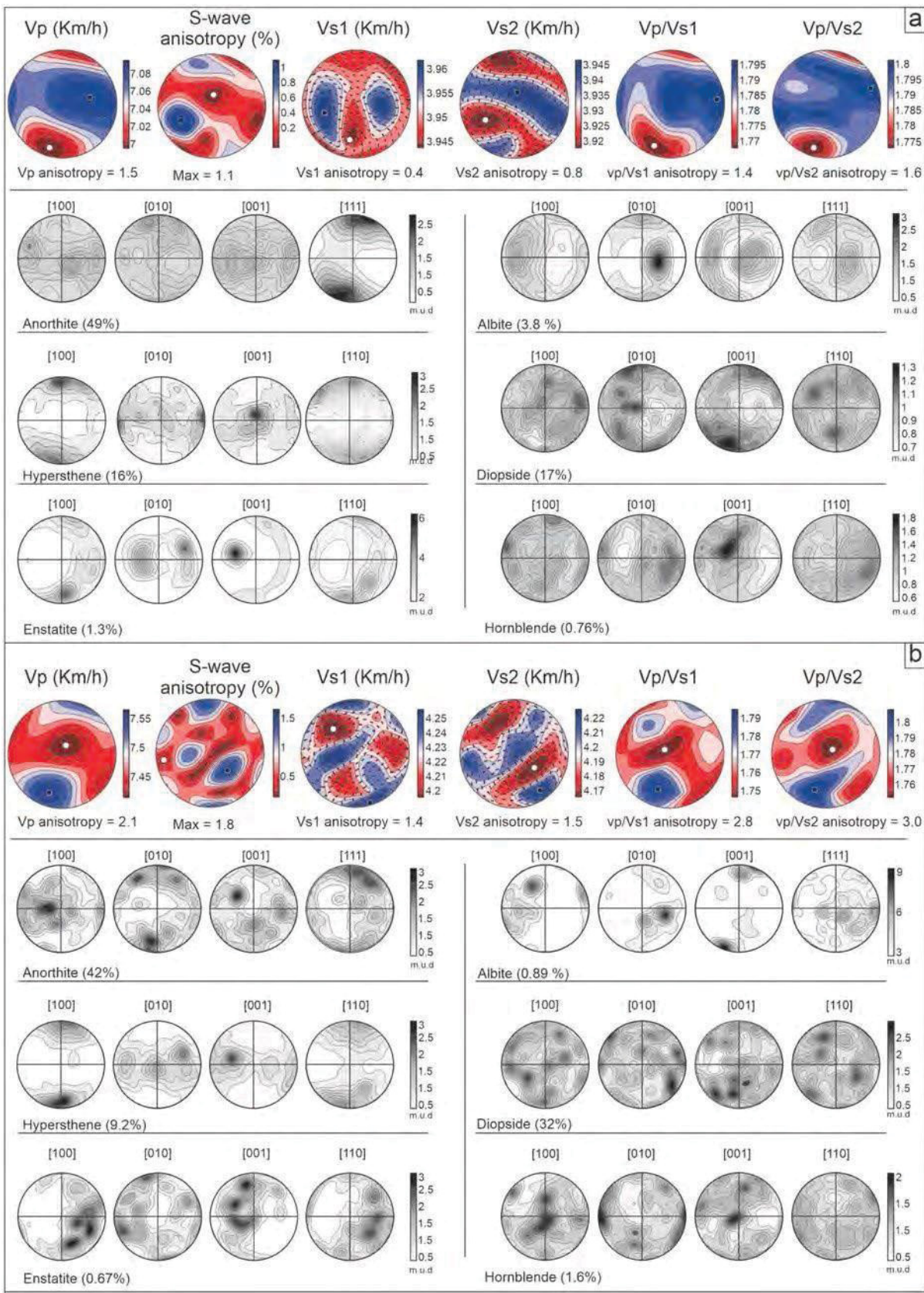


Fig. 103 - CPO-derived seismic properties from sample 27 – mafic mylonite (a) and Sample 120 – metagabbro (b) and the pole figures from the main phases plotted in the lower hemisphere. The seismic fabric was calculated using the Hill method, with maxima and minima marked by squares and circles, respectively.

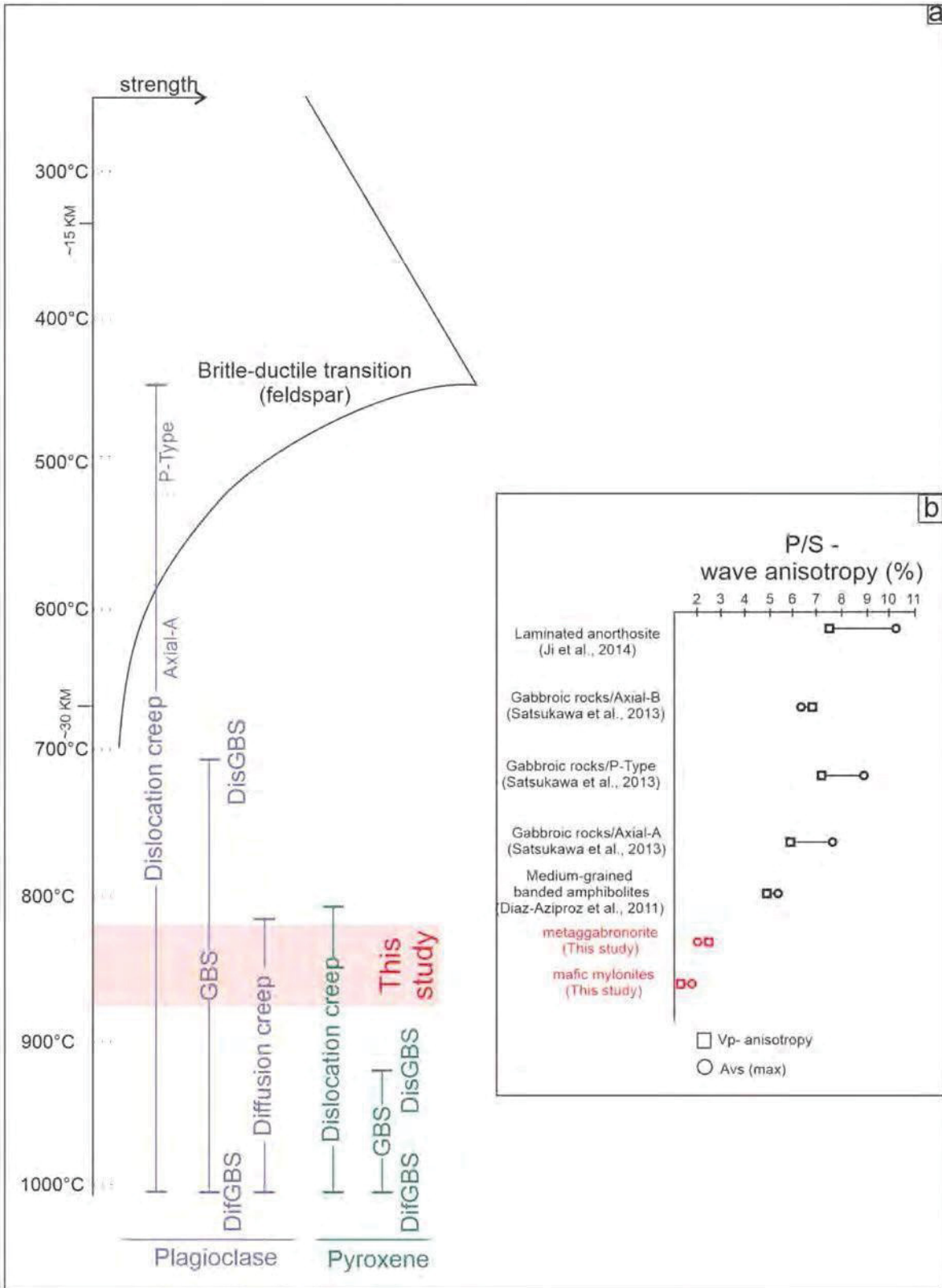


Fig. 114 - Comparison between the main deformation mechanisms active in plagioclases and pyroxenes according to temperature and P/S wave anisotropy for a selection of mafic rocks.

angles, the well mixed plagioclase-pyroxene matrix and the reduced size of recrystallized grains suggest the occurrence of GBS. In addition, the weakening of texture with grain size reduction (Fig. 7) supports that only GBS took place in the mafic mylonites domain. The optical evidence for intracrystalline deformation, such as undulose extinction and sub-grain boundaries (e.g. Fig. 10) suggest that DisGBS prevails to accommodate the deformation. However, DifGBS cannot be ruled out, as these two processes are difficult to separate (e.g. Dimanov et al., 2007).

Comparing the plagioclase texture in the two domains (Fig. 7), i.e., 1- the porphyroclasts in mafic mylonites and coarse-grained metagabbro and 2- the fine-grained matrix in mafic mylonites, we suggest that deformation in the metagabbro led to recrystallization by subgrain rotation and a progressive reduction in grain size, which eventually resulted in a change in deformation mechanism from insensitive to sensitive grain size. Thereby, GBS became an important mechanism that accommodated the deformation only in the mafic mylonites matrix. In the metagabbro and porphyroclasts, textures

as well as relatively higher J-index indicate that dislocation creep may occur through activation of {010} {100} plagioclase slip system. Furthermore, it is important to note that the poles to {111} have the strongest concentrations in our samples, especially in the recrystallized matrix (e.g. Fig. 7b). Even though slip along {111} has been reported in experimentally deformed samples (Stünitz et al., 2003), it has been reported as a hard plane to activate (e.g. Miranda et al., 2016). Despite the evidence of intracrystalline deformation, there is no combination of any known slip system (direction + plane), suggesting the occurrence of grain rotation via GBS along specific grain boundaries parallel to {111} (e.g. Soda et al., 2019).

The pyroxene crystallographic texture should be used to interpret slip systems with care. In orthopyroxene, there is a preference for slip to occur along (100), which produces poles around the Z direction for

mafic mylonites (Fig. 9b), along the direction <001> which is parallel to the X axis for samples 22 A and B (Fig. 9b). This crystallographic distribution may be related to activation of the {100} {001} slip system, corresponding to a texture of AC type (e.g. Jung et al., 2010), which is consistent with the temperature range from 750 to 900 °C reported for these rocks (Ferreira Filho et al., 2010).

5.2. Influence of the deformation mechanisms on physical properties

Our results from CPO-derived seismic properties in the mafic mylonites are similar with results from mafic rocks deformed in thin continental collision zones and slightly higher than the V_p expected for the composition of this rock in a magmatic setting of 7.1 km/s (e.g. Ji et al., 2014). On the other hand, the anisotropy of P- (A_{vp}) and S-waves (A_{vs}) is extremely low (1.1%) (Fig. 13). Such a low value has not been described in the literature, in which the minimum value reported is 3.6% (Díaz-Azpiroz et al., 2011). Our low value can be due to two major factors that are able to reduce the S-wave anisotropy: the presence of other phases (Ji and Mainprice, 1988; Lloyd et al., 2009, 2011a) and a change in CPO (Ji and Mainprice, 1988; Díaz-Azpiroz et al., 2011; Lloyd et al., 2011a; Satsukawa et al., 2013). The small amount of highly anisotropic minerals, such as micas and amphiboles, and the dominant occurrence of plagioclase in our samples, are also important factors that may lower the A_{vs} (e.g. Almqvist and Mainprice, 2017). However, comparing with plagioclase aggregates, for example the anorthosite from Morion Massive, Canada (Ji et al., 2014), gabbros from the Itabuna belt, Brazil (Lloyd et al., 2011) and the Acebuches metabasites, Spain (Díaz-Azpiroz et al., 2011), we expected values from 6 to 8.5%, which are quite different from those calculated for our samples (Fig. 13b).

Our results show that the Rio Maranhão Thrust Zone has very low S-wave anisotropy. This shear zone represents an almost isotropic medium in a slightly more anisotropic region (metagabbro domain), similar to what was already described in the Snowbird Tectonic Zone (Ji and Salisbury (1993), Michibayashi and Mainprice (2004),

Michibayashi et al. (2006) and Lloyd et al. (2011b) in analogous shear zones. We suggest that the lack of mica and amphibole (Ji et al., 1997) and the activation of grain boundary sliding (GBS) are the major factors that caused the observed low S-wave velocities, ultimately in an anomalously low anisotropy. The high values of A_{vs} in the metagabbro (compared to the mafic mylonites,) may be the result of activation of dislocation creep and stronger CPO. Despite the small increase in A_{vs} , this might support the idea that only the lack of mica and amphibole in the mylonites and gabbro is not enough to produce the extremely low values measured in our mylonite samples.

6. Conclusions

Detailed microstructural observations and texture analyses by EBSD of the metagabbro and mafic mylonites from the Barro Alto layered complex indicate that lower crustal deformation was accommodated mainly by dislocation creep and grain boundary-sliding mechanisms. Dislocation creep played an important role in accommodating deformation within the porphyroclasts of plagioclase and pyroxene in the mafic mylonites and in the metagabbro by the activation of (010)[100] and (100)[001] slip systems, respectively. Dynamic recrystallization by progressive subgrain rotation resulted in smaller recrystallized grain sizes near the rims, producing a typical core and mantle structure with recrystallized grains tails being progressively incorporated into the matrix. On the other hand, GBS played a critical role in accommodating deformation in the fine-grained zones (matrix) of the mylonites. A reduction in the S-wave anisotropy is observed in both metagabbro and mafic mylonites, in which the maximum value is 1.8%. Since these rocks have similar fabric and composition as reported by Díaz-Azpiroz et al. (2011) - except for the presence of mica-, and Ji et al. (1997), the extremely low A_{vs} values of our mafic mylonites may also be due to the activation of GBS mechanisms.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments

This work was supported by Brazilian National Council for research and Technology Development (CNPq grants 425412/2018 and 305232/2018-5) and FAPEMIG (CRA-APQ-02969-14). C. Silveira would like to thank the Coordination of Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) for the master and PhD scholarships. Authors would like to thank Filipe Ferreira, Haakon Fossen and Gustavo Viegas for constructive reviews that helped to improve this work. The laboratory team from the Center for Microscopy and the Lactec-Lame from the Federal University of Paraná and University of Brasília are also acknowledged for providing all facilities for sample preparation for EBSD analysis, in particular Bruna Gomes Dias and Flávia Priscila Souza Afonso. We would like to thank Dr. Kyu Kanagawa, Dr. Alain Vauchez, the anonymous reviewers and the guest editor Dr. Philippe Agard for their critical and useful comments.

References

- Aleksandrov, K.S., Alchikov, V.V., Belikov, B.P., Zaslavskii, B.I., Krupnyi, A.I., 1974. Velocities of elastic waves in minerals at atmospheric pressure and increasing of precision of elastic constants by means of EVM. *Izv. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser.* 10, 15–24.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., de Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Sci. Rev.* 17, 1–29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)

- Almqvist, B.S.G., Mainprice, D., 2017. Seismic properties and anisotropy of the continental crust: Predictions based on mineral texture and rock microstructure. *Rev. Geophys.* 55. <https://doi.org/10.1002/2016RG000552>.
- Barreiro, J.G., Lonardelli, I., Wenk, H.R., Dresen, G., Rybacki, E., Ren, Y., Tomé, C.N., 2007. Preferred orientation of anorthite deformed experimentally in Newtonian creep. *Earth Planet. Sci. Lett.* 264, 188–207. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.018>.
- Bascou, J., Doucet, L.S., Saumet, S., Ionov, D.A., Ashchepkov, I.V., Golovin, A.V., 2011. Seismic velocities, anisotropy and deformation in Siberian cratonic mantle: EBSD data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 304, 71–84. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.01.016>.
- Bercovici, D., 2003. The generation of plate tectonics from mantle convection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 205, 107–121. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01009-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01009-9).
- Brown, J.M., Angel, R.J., Ross, N.L., 2016. Elasticity of plagioclase feldspars. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 663–675. <https://doi.org/10.1002/2015JB012736>.
- Bunge, H., 1982. *Texture Analysis in Materials Science: Mathematical Models*. Butterworths, London (593 pp).
- Bürgmann, R., Dresen, G., 2008a. Rheology of the lower crust and upper mantle: evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences. Ann. Rev. Palo Alto* 2008, 531–567.
- Chai, M., Brown, J.M., Slutsky, L.J., 1997. The elastic constants of an aluminous orthopyroxene to 12.5 GPa. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 14779–14785. <https://doi.org/10.1029/97JB00893>.
- Chen, W.-P., Hung, S.H., Tseng, T.L., Brudzinski, M., Yang, Z., Nowack, R.L., 2012. Rheology of the continental lithosphere: Progress and new perspectives. *Gondwana Res.* 21, 4–18. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.07.013>.
- Chen, W.P., Yu, C.Q., Tseng, T.L., Yang, Z., Wang, C., Ning, J., Leonard, T., 2013. Moho, seismogenesis, and rheology of the lithosphere. *Tectonophysics* 609, 491–503. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.019>.
- Christensen, N.I., Lundquist, S.M., 1982. Pyroxene orientation within the upper mantle. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 279–288. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<279:POWTUM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<279:POWTUM>2.0.CO;2).
- Christensen, N.I., Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 9761–9788. <https://doi.org/10.1029/95JB00259>, 1978–2012.
- Clarke, F.W., Washington, H.S., 1924. The Composition of the Earth's Crust, Professional Paper. <https://doi.org/10.3133/PP127>.
- Coble, R.L., 1963. A model for boundary diffusion controlled creep in polycrystalline materials. *J. Appl. Phys.* 34, 1679–1682. <https://doi.org/10.1063/1.1702656>.
- Danni, J.C.M., Fuck, R.A., Leonardos, O.H., 1982. Archaean and lower Proterozoic units in Central Brazil. *Geol. Rundsch.* 71, 291–317. <https://doi.org/10.1007/BF01825043>.
- de Neves, B.B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., de Neves, B.B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M. M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Braz. J. Geol.* 44, 493–518. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030010>.
- D'el-Rey Silva, L.J.H., de Vasconcelos, M.A.R., Silva, D.V.G., 2008. Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, Central Brazil. *Gondwana Res.* 13, 352–374. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.09.004>.
- Díaz-Azpiroz, M., Lloyd, G.E., Fernández, C., 2011. Deformation mechanisms of plagioclase and seismic anisotropy of the Acebuches metabasites (SW Iberian massif). *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 360, 79–95. <https://doi.org/10.1144/SP360.5>.
- Dimanov, A., Rybacki, E., Wirth, R., Dresen, G., 2007. Creep and strain-dependent microstructures of synthetic anorthite-diopside aggregates. *J. Struct. Geol.* 29, 1049–1069. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.10.002>.
- Ferreira Filho, C.F., Martins Pimentel, M., Maria De Araujo, S., Laux, J.H., 2010. Layered intrusions and volcanic sequences in Central Brazil: Geological and geochronological constraints for Mesoproterozoic (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) igneous associations. *Precambrian Res.* 183, 617–634. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.06.008>.
- Ferreira, C.F., Moraes, R.D.E., 1998. Amphibolite to Granulite Progressive Metamorphism in the Niquelândia Complex, Central Brazil: Regional Tectonic Implications. II, pp. 35–50. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00035-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00035-7).
- Ferreira Filho, C.F., Martins Pimentel, M., Maria De Araujo, S., Laux, J.H., 2010. Layered intrusions and volcanic sequences in Central Brazil: Geological and geochronological constraints for Mesoproterozoic (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) igneous associations. *Precambrian Res.* 183, 617–634. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.06.008>.
- Ferreira, C.F., Moraes, R.D.E., 1998. Amphibolite to Granulite Progressive Metamorphism in the Niquelândia Complex, Central Brazil: Regional Tectonic Implications. II, pp. 35–50.
- Fonseca, M.A., 1996. *Estilos Estruturais e o Arcabouço Tectônico do Segmento Setentrional da Faixa Brasília*. PhD Thesis 008, Universidade de Brasília.
- Fuck, R.A., Luiz, E., Martins, M., Francisquini, N., Armstrong, R., Henrique, J., Luiz, S., Eduardo, J., Fernandes, I., 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, Central Brazil: a contribution for Atlantic supercontinent reconstruction. *Precambrian Res.* 244, 53–74. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.003>.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L., 2017. The Northern Brasília belt. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton*. Springer, Eastern Brazil, pp. 205–220. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_11.
- Hacker, B.R., Kelemen, P.B., Behn, M.D., 2015. Continental lower crust. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 43, 167–205. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124117>.
- Hansen, L.N., Zimmerman, M.E., Kohlstedt, D.L., 2011. Grain boundary sliding in San Carlos olivine: Flow law parameters and crystallographic-preferred orientation. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 116, 1–16. <https://doi.org/10.1029/2011JB008220>.
- Hansen, L.N., Cheadle, M.J., John, B.E., Swapp, S.M., Dick, H.J.B., Tucholke, B.E., Tivey, M.A., 2013. Mylonitic deformation at the Kane oceanic core complex: implications for the rheological behavior of oceanic detachment faults. *Geo-Chem. Geophys. Geosyst.* 14, 3085e3108. <https://doi.org/10.1002/ggge.20184>.
- Harlow, G.E., Brown, G.E.J., 1980. Low albite: an X-ray and neutron diffraction study. *Am. Mineral.* 65, 986–995.
- Heidelbach, F., Post, A., Tullis, J., 2000. Crystallographic preferred orientation in albite samples deformed experimentally by dislocation and solution precipitation creep. *J. Struct. Geol.* 22, 1649–1661. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00072-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00072-9).
- Hielscher, R., Schaeben, H., 2008. A Novel Pole Figure Inversion Method: Specification of the MTEX Algorithm. Research Papers a Novel Pole Figure Inversion Method: Specification of the MTEX Algorithm. <https://doi.org/10.1107/S0021889808030112>.
- Hielscher, R., Mainprice, D., Schaeben, H., 2015. Material behavior: Texture and anisotropy. In: *Handbook of Geomathematics, Second ed.*, pp. 2149–2188. https://doi.org/10.1007/978-3-642-54551-1_33.
- Isaak, D.G., Ohno, I., Lee, P.C., 2006. The elastic constants of monoclinic single-crystal chrome-diopside to 1,300 K. *Phys. Chem. Miner.* 32, 691–699. <https://doi.org/10.1007/s00269-005-0047-9>.
- Ji, S., Mainprice, D., 1988. Natural deformation fabrics of plagioclase: implications for slip systems and seismic anisotropy. *Tectonophysics* 147, 145–163. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90153-9).
- Ji, S., Salisbury, M.H., 1993. Shear-wave velocities, anisotropy and splitting in high-grade mylonites. *Tectonophysics* 221 (3–4), 453–473. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90173-h](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90173-h).
- Ji, S., Long, C., Martignole, J., Salisbury, M., 1997. Seismic reflectivity of a finely layered, granulite-facies ductile shear zone in the southern Grenville Province (Quebec). *Tectonophysics* 279 (1–4), 113–133. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(97\)00133-9](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(97)00133-9).
- Ji, S., Wirth, R., Rybacki, E., Jiang, Z.T., 2000. High temperature plastic deformation of quartz-plagioclase multilayers by layer-normal compression. *J. Geophys. Res.* 105 (B7), 16651–16664.
- Ji, S., Jiang, Z.T., Rybacki, E., Wirth, R., Prior, D., Xia, B., 2004. Strain softening and microstructural evolution of anorthite aggregates and quartz-anorthite layered composites deformed in torsion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 377–390.
- Ji, S., Shao, T., Salisbury, M.H., Sun, S., Michibayashi, K., Zhao, W., Long, C., Liang, F., Satsukawa, T., 2014. Plagioclase preferred orientation and induced seismic anisotropy in mafic igneous rocks. *J. Geophys. Res. Solid Earth.* <https://doi.org/10.1002/2014JB011352>. Received.
- Jiang, D., 2010. Flow and finite deformation of surface elements in three dimensional homogeneous progressive deformations. *Tectonophysics* 487, 85–99. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.03.011>.
- Jung, H., Park, M., Jung, S., Lee, J., 2010. Lattice preferred orientation, water content, and seismic anisotropy of orthopyroxene. *J. Earth Sci.* 21, 555–568. <https://doi.org/10.1007/s12583-010-0118-9>.
- Kanagawa, K., Shimano, H., Hiroi, Y., 2008. Mylonitic deformation of gabbro in the lower crust: a case study from the Pankenushi gabbro in the Hidaka metamorphic belt of Central Hokkaido, Japan. *J. Struct. Geol.* 30, 1150–1166. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.05.007>.
- Kogure, T., Raimbourg, H., Kumamoto, A., Fujii, E., Ikuhara, Y., 2014. Subgrain boundary analyses in deformed orthopyroxene by TEM/STEM with EBSD-FIB sample preparation technique. *Earth Planets Space* 66, 84. <https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-84>.
- Kohlstedt, D.L., Evans, B.,

- Mackwell, S.J., 1995. Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100 (B9), 17587–17602.
- Kruse, R., Stünitz, H., 1999. Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, southern Norway. *Tectonophysics* 303, 223–249. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00255-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00255-8).
- Kruse, R., Stünitz, H., Kunze, K., 2001. Dynamic recrystallisation processes in plagioclase phenocrysts. *J. Struct. Geol.* 23, 1781–1802.
- Langdon, T.G., 2006. Grain boundary sliding revisited: Developments in sliding over four decades. *J. Mater. Sci.* 41, 597–609. <https://doi.org/10.1007/s10853-006-6476-0>.
- Lapworth, T., Wheeler, J., Prior, D.J., 2002. The deformation of plagioclase investigated using electron backscatter diffraction crystallographic *J. Struct. Geol.* 24, 387–399. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00057-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00057-8).
- Lloyd, G.E., Butler, R.W.H., Casey, M., Mainprice, D., 2009. Mica, deformation fabrics and the seismic properties of the continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 288, 320–328. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2009.09.035>.
- Lloyd, G.E., Butler, R.W.H., Casey, M., Tatham, D.J., Mainprice, D., 2011a. Constraints on the seismic properties of the middle and lower continental crust. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 360, 7–32. <https://doi.org/10.1144/SP360.2>.
- Lloyd, G.E., Butler, R.W.H., Casey, M., Tatham, D.J., Mainprice, D., Wookey, J., Mainprice, D., 2011b. Constraints on the seismic properties of the middle and lower continental crust. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 360, 7–32. <https://doi.org/10.1144/SP360.2>.
- Marshall, D.B., McLaren, A.C., 1977. The direct observation and analysis of dislocations in experimentally deformed plagioclase feldspars. *J. Mater. Sci.* 12, 893–903. <https://doi.org/10.1007/BF00540970>.
- Maruyama, G., Hiraga, T., 2017. Grain- to multiple-grain-scale deformation processes during diffusion creep of forsterite + diopside aggregate: 2. Grain boundary sliding- induced grain rotation and its role in crystallographic preferred orientation in rock. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 5916–5934. <https://doi.org/10.1002/2017JB014255>.
- Mehl, L., Hirth, G., 2008. Plagioclase preferred orientation in layered mylonites: Evaluation of flow laws for the lower crust. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JB005075>.
- Michibayashi, K., Mainprice, D., 2004. The role of pre-existing mechanical anisotropy on shear zone development within oceanic mantle lithosphere: an example from the Oman ophiolite. *J. Petrol.* 45 (2), 405–414.
- Michibayashi, K., Toshiaki, I., Kanagawa, K., 2006. The effect of dynamic recrystallization on olivine fabric and seismic anisotropy: Insight from a ductile shear zone, Oman ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 244, 695–708. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.019>.
- Miranda, E.A., Hirth, G., John, B.E., 2016. Microstructural evidence for the transition from dislocation creep to dislocation-accommodated grain boundary sliding in naturally deformed plagioclase. *J. Struct. Geol.* 92, 30–45. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.002>.
- Moghadam, R.H., Treppmann, C.A., Stoekert, B., Renner, J., 2010. Rheology of synthetic omphacite aggregates at high pressure and high temperature. *J. Petrol.* 51 (4), 921–945. <https://doi.org/10.1093/ptology/egq006>.
- Montardi, Y., Mainprice, D., 1987. A transmission electron microscopic study of the natural plastic deformation of calcic plagioclase (An 68-70). *Bull. Mineral.* 110, 1–14.
- Moraes, R., Fuck, R.A., 2000. Ultra-high-temperature metamorphism in Central Brazil: the Barro Alto complex. *J. Metamorph. Geol.* 18, 345–358. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00262.x>.
- Morales, L.F.G., Lloyd, G.E., Mainprice, D., 2014. Fabric transitions in quartz via viscoplastic self-consistent modeling part I: Axial compression and simple shear under constant strain. *Tectonophysics* 636, 52–69. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.08.011>.
- Nasipuri, P., Bhattacharya, A., 2007. Melt-assisted interior to margin switch from dislocation to diffusion creep in coarse grained plagioclase: evidence from a deformed anorthosite pluton. *J. Struct. Geol.* 29, 1327–1338. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.04.005>.
- Nazé, L., Doukhan, N., Doukhan, J., Latrous, K., 1987. A TEM study of lattice defects in naturally and experimentally deformed orthopyroxenes. *Bull. Mineral.* 110, 497–512.
- Nicolas, A., Christensen, N.I., 1987. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites: a review. In: *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere–Asthenosphere System*. American Geophysical Union Geo-Dynamics Monograph Series, 16, pp. 111–123. <https://doi.org/10.1029/GD016>.
- Olsen, T.S., Kohlstedt, D.L., 1984. Analysis of dislocations in some naturally deformed plagioclase feldspars. *Phys. Chem. Miner.* 11, 153–160. <https://doi.org/10.1007/BF00387845>.
- Raimbourg, H., Toyoshima, T., Harima, Y., Kimura, G., 2008. Grain-size reduction mechanisms and rheological consequences in high-temperature gabbro mylonites of Hidaka, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 267, 637–653. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.12.012>.
- Raj, R., Ashby, M.F., 1971. On grain boundary sliding and diffusional creep. *Metall. Trans. A.* 2, 1113–1127. <https://doi.org/10.1007/BF02664244>.
- Reuss, A., 1929. Berechnung der Fließgrenze von Mischkristallen auf Grund der Plastizitätsbedingung für Einkristalle. *ZAMM - Zeitschrift Für Angewandte Mathematik Und Mechanik* 9, 49–58. <https://doi.org/10.1002/zamm.19290090104>.
- Rutter, E.H., Brodie, K.H., 1988. The role of tectonic grain size reduction in the rheological stratification of the lithosphere. *Geol. Rundsch.* 77 (1), 295–307.
- Rybacki, E., Dresen, G., 2004. Deformation mechanism maps for feldspar rocks. *Tectonophysics* 382, 173–187. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.01.006>.
- Satsukawa, T., Ildefonso, B., Mainprice, D., Morales, L.F.G., Michibayashi, K., Barou, F., 2013. A database of plagioclase crystal preferred orientations (CPO) and microstructures- implications for CPO origin, strength, symmetry and seismic anisotropy in gabbroic rocks. *Solid Earth* 4, 511–542. <https://doi.org/10.5194/se-4-511-2013>.
- Shigematsu, N., Tanaka, H., 2000. Dislocation creep of fine-grained recrystallized plagioclase under low-temperature conditions. *J. Struct. Geol.* 22, 65–79. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00132-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00132-7).
- Skemer, P., Katayama, I., Jiang, J., Karato, S., 2005. The misorientation index: development of a new method for calculating the strength of lattice-referred orientation. *Tectonophysics* 411, 157–167.
- Soda, Y., Harigane, Y., Kajimoto, K., Okudaira, T., 2019. Crystallographic preferred orientation of plagioclase via grain boundary sliding in lower-crustal anorthositic ultramylonite. *Int. J. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01749-z>.
- Stünitz, H., Fitz Gerald, J.D., Tullis, J., 2003. Dislocation generation, slip systems, and dynamic recrystallization in experimentally deformed plagioclase single crystals. *Tectonophysics* 372, 215–233. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00241-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00241-5).
- Suita, M.T.F., 1996. *Geoquímica e metalogenia dos elementos do grupo da platina (EGP+ Au) em complexos máficos-ultramáficos do Brasil: critérios e guias com ênfase no complexo máfico-ultramáfico acamadado de alto grau de Barro Alto (CBA, Goiás)*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (482 p).
- Suita, M.T.F., Fyfe, W.S., Barnett, R.L., 1992. Mineral analysis from ultramafic rocks of the Barro Alto Layered Mafic-ultramafic Complex (Central Goiás, Brazil): geochemical and petrogenetic implications. In: *Congr. Bras. Geol.*, 37, São Paulo (SP), 1992, Resumos expandidos..., SBG, pp. 21–24.
- Svahnberg, H., Piazzolo, S., 2010. The initiation of strain localisation in plagioclase-rich rocks: Insights from detailed microstructural analyses. *J. Struct. Geol.* 32, 1404–1416. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.011>.
- Tackley, P.J., 2000. Self-consistent generation of tectonic plates in time-dependent, three-dimensional mantle convection simulations. *Geochim. Geophys. Geosyst.* 1 <https://doi.org/10.1029/2000GC000036> n/a-n/a.
- Taufner, R., Viegas, G., Faleiros, F.M., Castellan, P., Silva, R., 2021. Deformation mechanisms of granulite-facies mafic shear zones from hole U1473A, Atlantis Bank, Southwest Indian Ridge (IODP Expedition 360). *J. Struct. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104380>.
- Terry, M.P., Heidelbach, F., 2006. Deformation-enhanced metamorphic reactions and the rheology of high-pressure shear zones, Western Gneiss Region, Norway. *J. Metamorph. Geol.* 24, 3–18. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00618.x>.
- Tullis, J., Yund, R.A., 1991. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *J. Struct. Geol.* 13, 987–1000.
- Valeriano, C.M., Pimentel, M.M., Heilbron, M., Almeida, J.C.H., Trouw, R.A.J., 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 294, 197–210. <https://doi.org/10.1144/SP294.11>.
- Voigt, W., 1928. *Lehrbuch der Kristallphysik.*, Teubner, Leipzig (1928).
- Wang, Y.F., Zhang, J.F., Jin, Z.M., Green, H.W., 2012. Mafic granulite rheology: Implications for a weak continental lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 353–354, 99–107. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.004>.
- Weidner, D.J., Wang, H., Ito, J., 1978. Elasticity of orthoenstatite. *Phys. Earth Planet. Inter.* 17, P7–P13.
- Wernick, E., De Almeida, F.F.M., 1979. The geotectonic environments of early Precambrian granulites in Brazil. *Precambrian Res.* 8, 1–17.

[https://doi.org/10.1016/0301-9268\(79\)90036-6](https://doi.org/10.1016/0301-9268(79)90036-6)

Artigo 2: Análise textural em rochas máficas do complexo Niquilândia

Silveira, C.S., Lagoeiro, L. E., Altoé, R., Ferreira, P.

Introdução

A interpretação da evolução estrutural de domínios granulíticos máficos é dificultada pela geração da textura granoblástica, alta porcentagem de minerais de baixa simetria (como feldspatos) e natureza poliminerálica dessas rochas (Bascou, 2001; Satsukawa et al., 2013). Nesse contexto, os complexos Niquilândia e Serra dos Borges, que corresponde integram a um cinturão descontínuo de rochas granulíticas (CMU) de aproximadamente 350 km na porção interna da Faixa de dobramentos Brasília (região central do Brasil), se mostra um ambiente propício para a avaliação da variação de processos deformacionais ao longo de sequências máficas e ultramáficas.

Há duas propostas para a evolução do CMU: i) modelo de duas intrusões (Pimentel et al., 2004; Ferreira Filho et al., 2010) e; ii) modelo de uma intrusão (Correia et al., 2002; Giovanardi et al., 2017). Em ambos os modelos a discussão sobre idade de colocação e possível re-equilíbrio está fortemente embasada em termos petrológicos e geoquímicos, entretanto as inferências sobre os processos deformacionais são superficiais. Nesse cenário, o estudo de orientações cristalográficas preferenciais se torna essencial para compreensão dos mecanismos atuantes.

A presente pesquisa baseou-se na análise de orientação cristalográfica (textura) em plagioclásio, piroxênio e anfibólio na porção central do CMU (Complexos Serra dos Borges - CSB e Niquelândia - CN), mostrando que os processos responsáveis pela textura ocorrem em estado sólido, implicado em um evento deformacional posterior à colocação do corpo.

Métodos

A amostragem e coleta de dados estruturais (foliação, bandamento composicional) ocorreu na porção central (Complexo Niquelândia e Serra dos Broges) de aproximadamente 21 km, nos quais 42 afloramentos foram visitados. Foram selecionadas 35 amostras para descrição petrográfica e dentre elas, 10 foram analisadas via MEV-EBSD. As amostras foram cortadas

paralelas ao plano XZ do elipsóide de deformação finita, usando a direção de estiramento como critério quando possível. Para análise detalhada, as amostras foram polidas em pasta de diamante (1 e 0.25 μm), seguida de sílica coloidal.

As análises de EBSD foram realizadas em microscópio Tescan Mira3 LM *field emission gun* SEM, equipado com Oxford-HKL *EBSD detector* e Aztec software. As condições operacionais foram: *20 kV accelerating voltage, 15 mm of working distance, 70° specimen tilt, and a step-size ranging from 1.5 (detail map) to 10 μm (whole section maps)*. Os dados foram tratados utilizando a *toolbox* MTEX Matlab™ (Hielscher & Schaeben, 2008) na versão 5.1 (ou superior). A pole figures (PF) foram calculadas com base na orientation distribution functions (ODF) usando 10° halfwidth (Hielscher & Schaeben, 2008). O índice textural (M), histogramas de tamanho de grãos e *misorientation*, mapas de phase e Euler também foram gerados. A rotina de limpeza dos dados de EBSD considerando tamanho de grão mínimo de 10 μm de indexação e desvio angular médio de 1.2° como máximo.

Resultados

Os complexos Serra dos Borges (CSB) e Niquelândia (CN) são formados por unidades cíclicas, paralelas ou subparalelas, com direção NNE-SSW e mergulho variando entre 40 e 60 ° para oeste. Além da divisão clássica em CN e CSB, que envolve dados litogeoquímicos e geocronológicos (*e.g.* Ferreira Filho et al., 2010; Giovanardi et al., 2018), em campo, é possível mapear zonas dentro do CN de acordo com a proporção de plagioclásio, piroxênio e olivina (Fig. 1). Aqui subdivide-se o CN, de leste para oeste, em Lower Zones (LZ), contendo uma porção granulítica máfica basal (mafic zone) que grada para meta-peridotitos intercalados a piroxenitos (ultramafic zone) e Upper Zone (UZ), formada por meta-gabros, meta-gabronorito, meta-piroxenitos, meta-anortositos. O CSB é formado por rochas leucogabroicas, gabros, olivina-gabros e troctolitos.

Indícios deformacionais e de metamorfismo são heterogêneos ao longo dos complexos, sendo mais perceptíveis na LZ, por influência da zona de cisalhamento Rio Maranhão (ZCRM) e no contato entre CN e o CSB. Pequenas falhas de cinemática dextral são percebidas ao longo da UZ, com remobilização de minerais máficos (N5, Fig. 1). Em termos estruturais, bandamento

composicional é notável pela alternância de camadas ricas em plagioclásios e piroxênios, sendo marcante por todo CN e menos comum no CSB. Zonas milonitizadas são restritas aos contatos dos complexos. A foliação milonítica tem direção preferencial N10E e mergulho variando entre 50° e 62° NW.

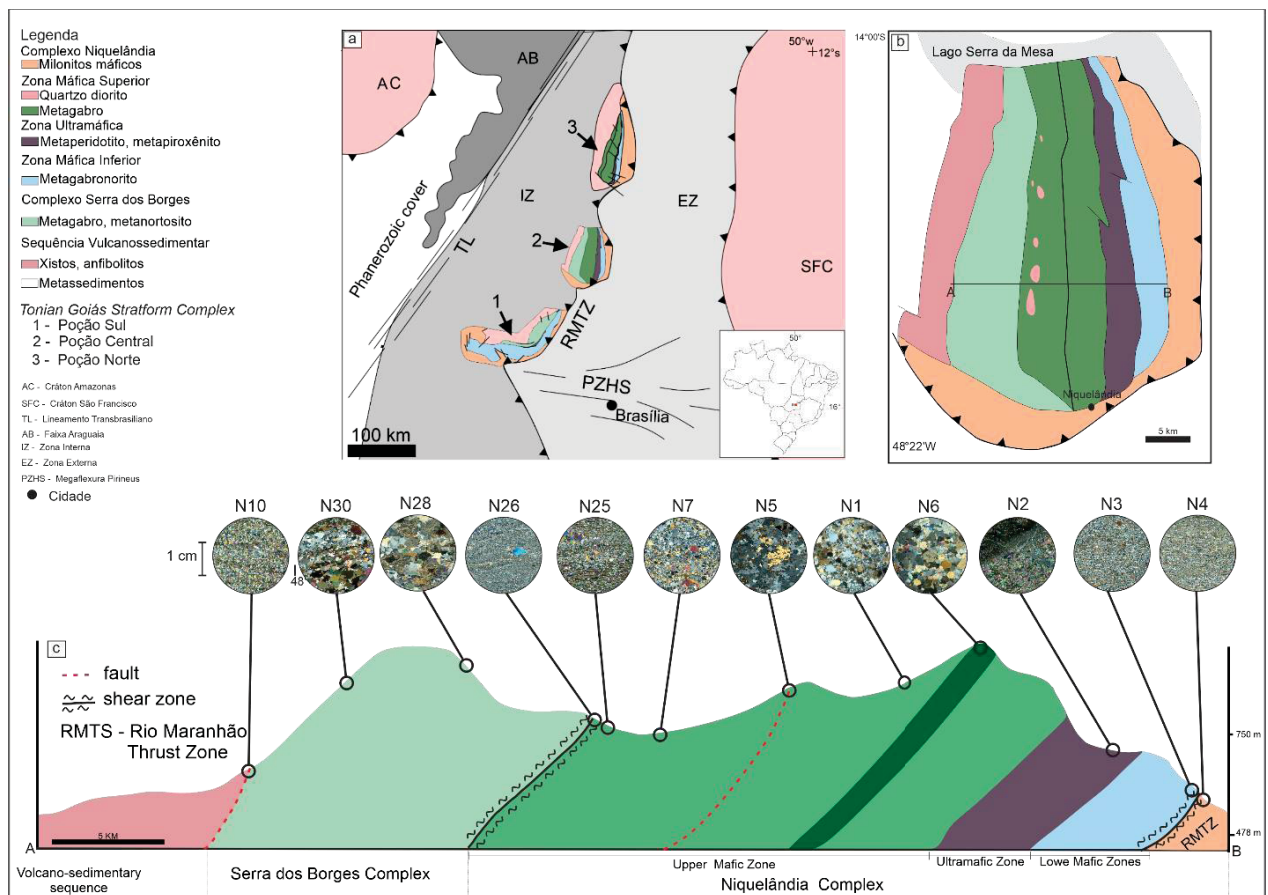


Figure 1- Seção geológica ao longo dos Complexos Serra dos Borges e Niquelândia ressaltando os pontos amostrados. Modificado de Ferreira Filho et al. (2010).

3.1. Análise microestrutural

Em uma visão geral acerca das microestruturas ao longo dos corpos fica evidente que além da variação composicional, ocorre também a discrepância em relação ao tamanho e forma das fases (Fig. 2).

À oeste, no CSB (amostra 28) grãos médios a finos de plagioclásio granoblásticos estão intercalados às camadas de hornblenda e clinopiroxênio, ambos com maior variação do tamanho do grão e por vezes alongados (Fig.2 a), classificadas como meta-gabros.

A porção central do CN, Upper Zone (UZ) possui maior extensão e heterogeneidades do CN (Fig. 2 b). No contato entre CSB e CN (amostra 25) percebe-se aumento da porcentagem de hornblenda e o plagioclásio torna-se inequigranular, ligeiramente recristalizado, e contatos serrilhados em estrutura protomilonítica. Ainda próximo ao contato, marcando a zona de transição (amostras N7 e N7b), plagioclásio e anfibólio exibem microestrutura granonematoblástica, embora a porcentagem de plagioclásio na porção analisada seja menor que 20% do total. Aqui, a hornblenda apresenta forte orientação de forma, embora perceba-se discreta variação no tamanho do grão. Em N7b, percebe-se aumento da concentração de piroxênio e epidoto. Neste caso, N7 e N7b foram interpretadas como anfibolitos.

Afastando-se do contato (amostra N1), percebe-se novamente heterogeneidade no tamanho do grão, marcado pela presença de plagioclásio + clinopiroxênio + ortopiroxênio, sem presença de anfibólio. A amostra pode ser classificada como meta-gabronorito também contendo estrutura protomilonítica.

A Zona Máfica, (N3 e N4) são compostas por plagioclásio + clinopiroxênio e em menor quantidade ortopiroxênio e titanita (Fig 2 c). Microestruturas típicas de deformação no estado sólido, tais como presença de subgrãos em porfiroclastos de plagioclásio enstatita e diopsído. Enquanto os piroxênios exibem alta razão axial, em plagioclásios há predomínio de contato granoblásticos. As amostras foram classificadas com milonitos.

Para uma primeira análise em relação à quantificação da deformação, o M index e o tamanho dos grãos das fases principais está ilustrado na Fig. 2. O plagioclásio mantém um índice baixo, exceto em N28 ($M = 0,061$) e N7b ($M=0,029$). Nas amostras que contêm significativo valor de clinopiroxênio, o valor do M-index fica entre 0,02 e 0,06, sendo considerado alto. Ortopiroxênio apresenta M-index ligeiramente mais baixo que clinopiroxênio, quando em proporções semelhantes (N3 e N4) e maior quando é dominante (N7b e N1). A hornblenda mantém M-index alto, sendo acentuado nas amostras N7 e N7b.

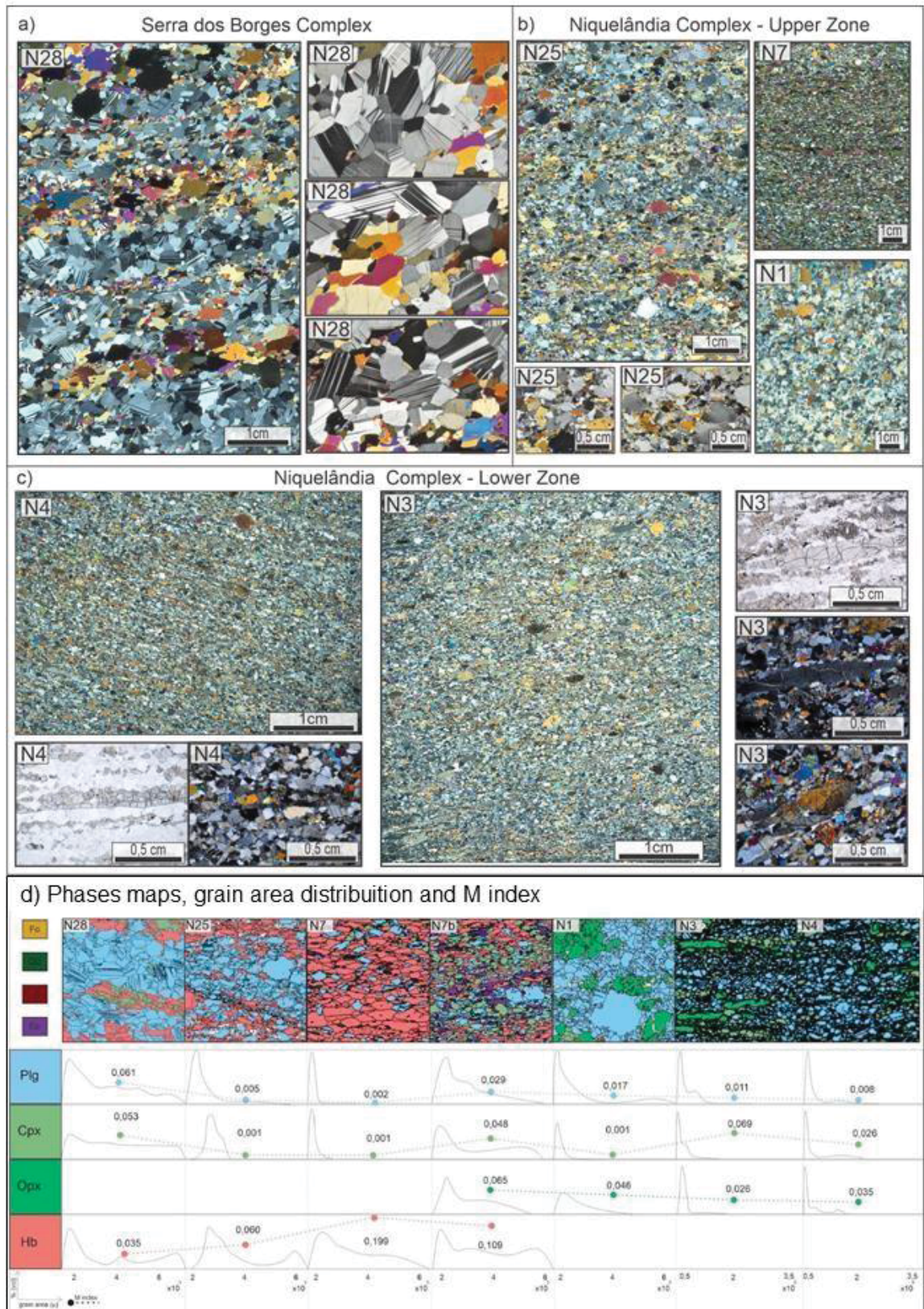


Figure 2 – Diferenças microestruturais entre as amostras do Complexo Serra dos Borges (a) e Complexo Niquelândia – Upper Zone (b) e Lower Zone (c). Representação do mapa de fases de cada amostra analisada, bem como a variação do tamanho de grão e índice textural (M index) (d).

3.2. *Análise textural*

A análise textural baseou-se da variação da orientação cristalográfica das principais fases - plagioclásio, piroxênios e anfibólio - ao longo da seção. Para tanto, observou-se a quantidade de grãos de cada fase, optando pela figura de polo discreta ou por múltiplos de distribuição uniforme. Adicionalmente, foram plotados mapas e perfis de misorientation para avaliar a presença de subgrãos e grão resrecristalizados.

3.2.1 *Plagioclásio*

As figuras de polo do plagioclásio foram agrupadas em (a) CSB (amostra N28, Fig. 3 a); (b) CN- Upper Zone (amostras N25 e N1, Fig. 3 b.1); e (c) CN- Lower Zone (amostra N3 e N4, Fig. 3 b.2) e estão apresentadas na Fig. 3.

O plagioclásio no CSB (amostra N28, Fig. 3 a) não apresenta orientação cristalográfica preferencial, embora haja discreta concentração dos polos do plano (010) paralelo à direção Z. Percebe-se também, que (100) em baixo ângulo em relação ao polo da foliação, em sentido dextral.

Já em CN, UZ e LZ as orientações são bem distintas (Fig. 3 b). Na UZ, as amostras N25 e N21 apresentam significativa variação do tamanho de grãos de plagioclásio, o que possibilitou a avaliação de porfiroclastos (pontos vermelhos) e recristalizados, de acordo com o tamanho do grão. Em ambas, percebe-se concentração dos polos de (010) paralelo à Z, enquanto (001) forma alto ângulo em relação à X. Os polos de (100) por sua vez apresentam comportamento distintos. Enquanto em N25 percebe-se concentração em máximo próximo a X, em N1 observa-se máximos próximos a Y.

Na LZ, o plagioclásio nas amostras N3 e N4 (Fig. 3 b.2) apresenta comportamento bastante semelhante. Há uma forte concentração de polos de (010) paralelo ao polo da foliação (direção Z), enquanto (100) distribui-se ao longo de XY. Em ambas as amostras (001) também se posiciona próximo a Z, embora perceba-se discreta concentração paralela à X, mais acentuada em N4.

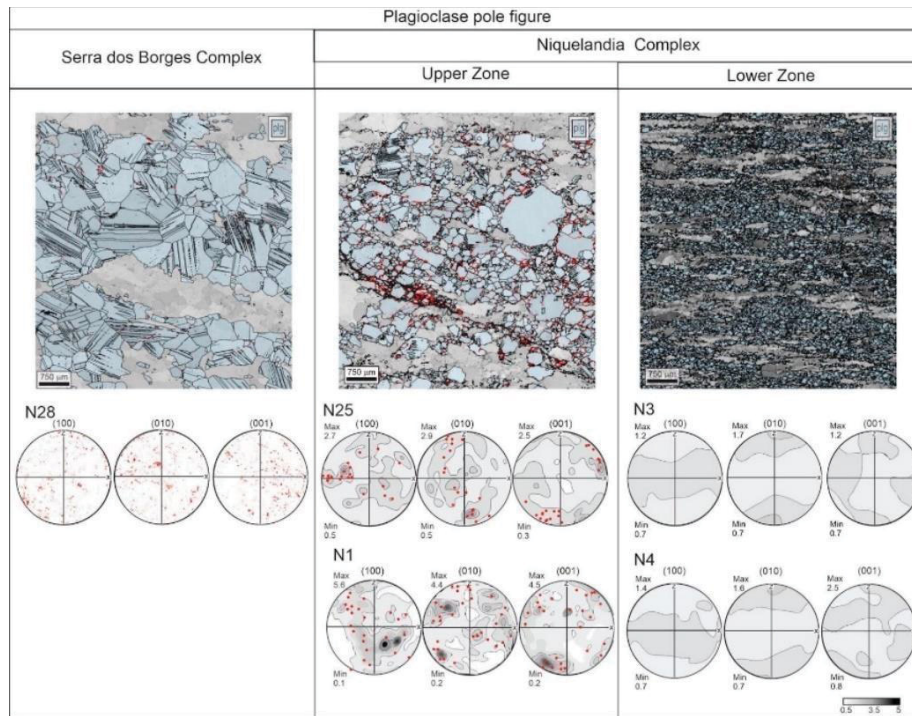


Figure 3- Orientação cristalográfica preferencial de plagioclásio ao longo do Complexo Serra dos Borges (amostra 28), Complexo Niquelânida – Upeer Zone (amostras N25 e N 1) e Lower Zone (amostras N3 e N4). As figuras de polo foram plotadas no hemisfério inferior, 1ppg. Os pontos vermelhos representam a orientação dos porfiroclastos (amostras N25 e N21).

Os mapas de misorientation (Fig. 4) mostram que na Upper Zona, principalmente próximo ao contao (N 25) os porfiroclastos de plagioclásio frequentemente apresentam zoneamento interno, com ângulo de misorientation entre 6 e 10°. No CSB (N28) e LZ (N3) a existência de tais limites é menos frequente (Fig. 4 a e b.1). Os histogramas de misorientation na três porções exibem alta porcentagem de ângulos à 180° (Fig. 4), associada a macla comum em plagioclásio. No Complexo Niquelândia, nota-se também discreta concentração de ângulos entre 20 e 30°, paralelos ao eixo [100].

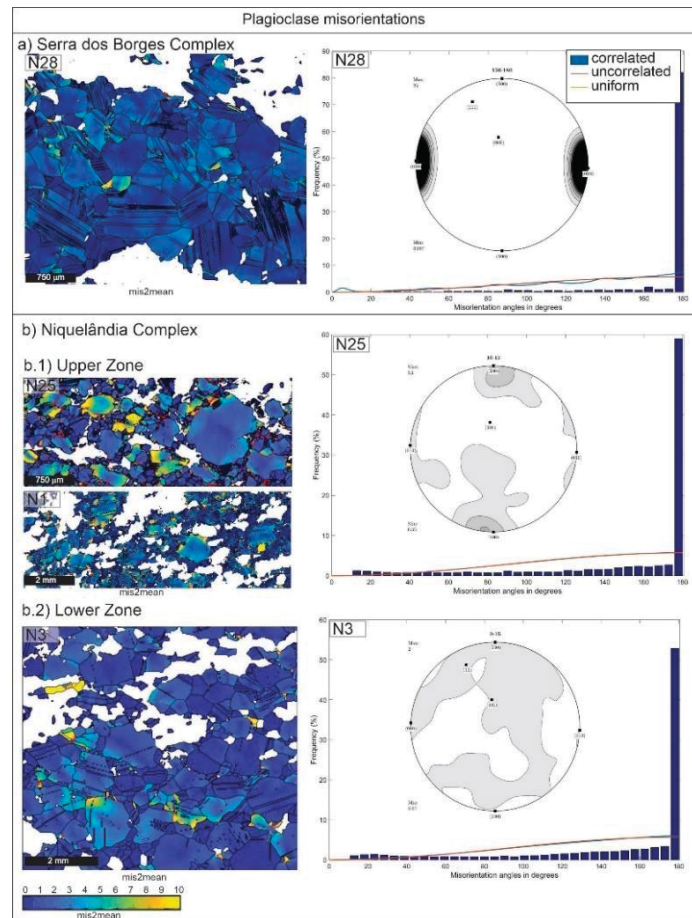


Figure 4 – Mapa (mis2mean), histograma de ângulos e eixos de misorientaion. Em (a) tem-se um corte do mapada da amostra N28, do Complexo Serra dos Borges, e concentração dos eixos entre 160° e 180°. Em (b), as amostras do Complexo Niquelândia e distribuição de eixos menores que 30°.

3.2.2 Piroxênio

A textura de clino e ortopiroxênios foi avaliada apenas no CN, nas zonas LZ e UZ, uma vez que a amostra do CSB analisada não apresentou quantidade significativa dessa fase. Na UZ, a amostra 7b e N1 são as que contém maior porcentagem de clino e ortopiroxênio, respectivamente (Fig. 5 a, b), enquanto na LZ ambas as amostras dispõem quantidades significativas de cpx e opx (Fig. 5 c). Por esse motivo, a comparação textural entre cpx da UZ e LZ baseia-se nas amostras 7b, N3 e N4 (Fig. 5 a.2, c.4 e c.5), enquanto que para o opx utilizou-se as amostras N1, N2 e n3 (Fig. 4 b.2, c.6 e c.7).

Em ambas as zonas de CN, o clinopiroxênio exhibe orientação de (100) próximo a Z e {001} paralelo à direção X (Fig. 5 a.2, c.4 e c.5). Em N7b, percebe-se orientação que a direção X orienta-

se entre os planos (010) e (001) (Fig. 5 a.1). Para a LZ, uma forte orientação de (010) em relação a X é percebida principalmente dos grãos mais alongados, enquanto (100) orienta-se preferencialmente em grãos de baixa razão axial (Fig. 5 c.1)

O ortopiroxênio exibe comportamento semelhante ao clinopiroxênio com orientação dos polos do plano {100} paralelo ao polo da foliação em todas as amostras (Fig. 5 b.2, c.6 e c.7). Na UZ, a amostra N1 exibe os polos de {001} ao longo de ZY (Fig. 5 b.2), ao contrário do que ocorre nas demais amostras, cuja orientação está próxima a X (Fig. 5 c.6 e c.7).

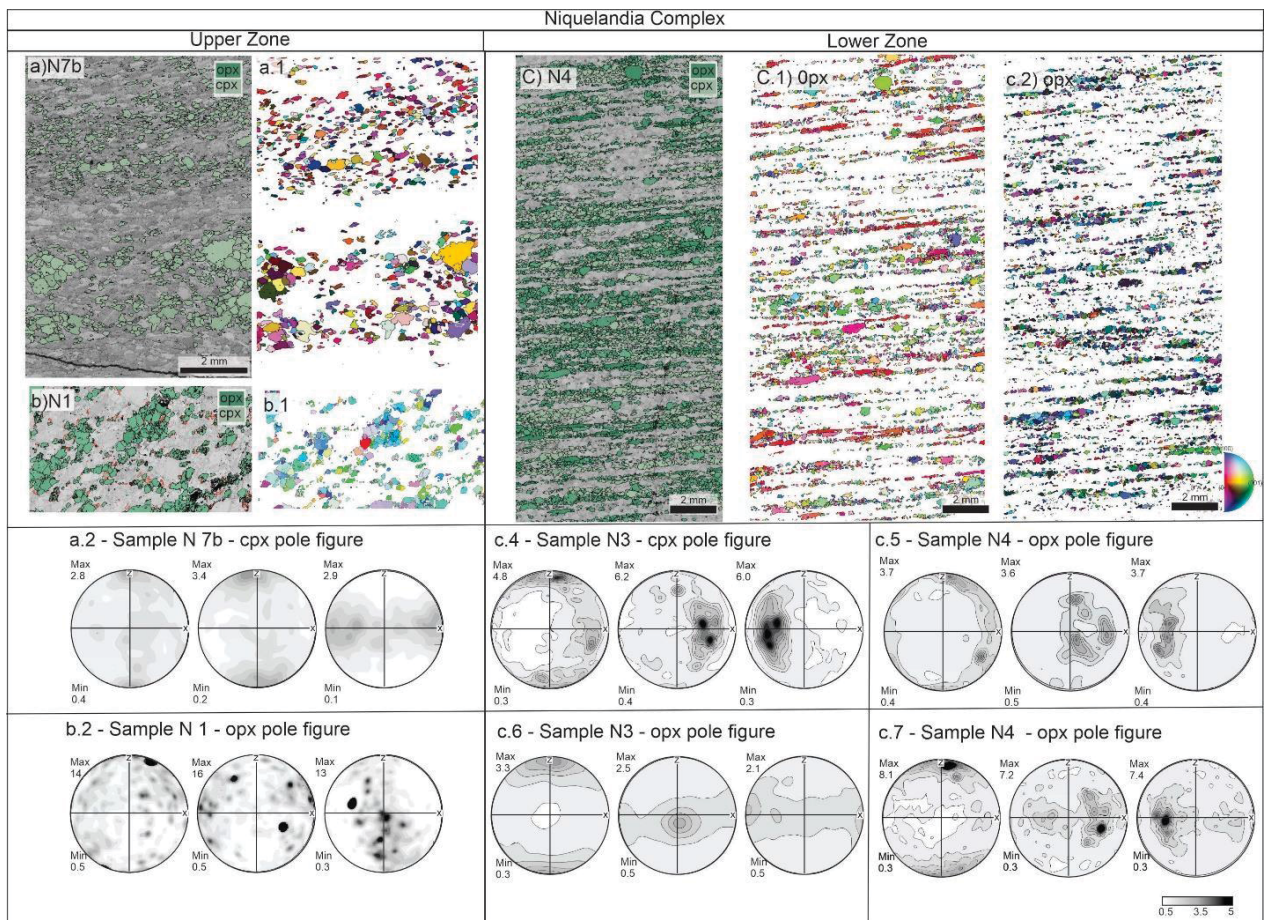


Figure 5 - Análise textural de clino e ortopiroxênio ao longo do Complexo Niquelânida – Upper Zone (amostras 7b e N1) e Lower Zona (amostras N3 e N4). As fases analisadas estão destacadas nos mapas de fase e ipf-map correspondentes. As figuras de polo foram plotadas no hemisfério inferior, 1 ppg.

Os mapas de misorientação (mis2mean) de clinopiroxênio mostram que o zoneamento interno é mais frequente na LZ (Fig. 6 a). Os histogramas evidenciam a presença de ângulos entre 20° e 30° tanto na UZ quanto na LZ, entretanto na LZ (amostra N7b; Fig. 6 a.1) concentram-se paralelo ao eixo [001] enquanto na UZ estão distribuídos. O ortopiroxênio por sua vez apresenta distribuição regular ao longo das zonas, com alta frequência de ângulos menores que 30° paralelos ao eixo [010].

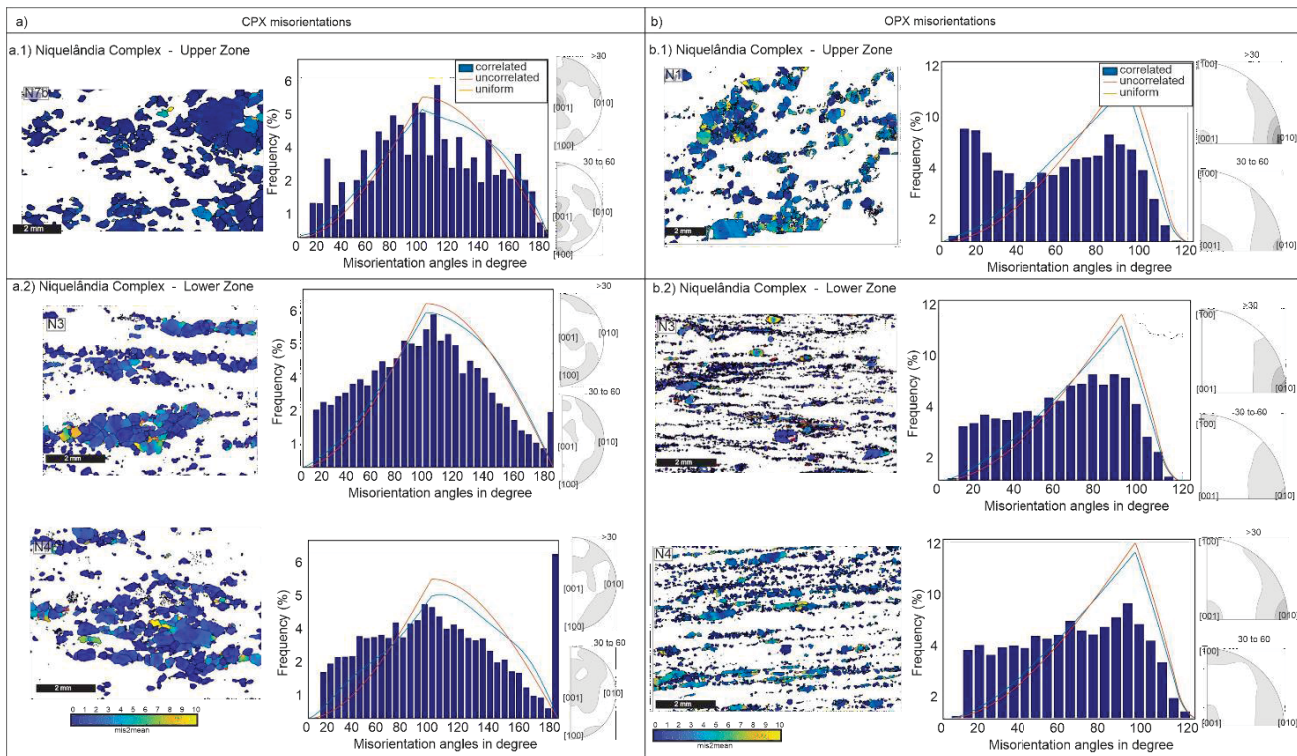


Figure 6 – Mapas (mis2mean), histogramas e eixos de misorientation de clinopiroxênio (a) e ortopiroxênio (b) ao longo do Complexo Niquelândia.

3.2.3. Anfibólio

A análise textural de anfibólio (hornblenda) se deu a partir da comparação entre CSB (Fig. 5 a) e UZ do CN (Fig. 7 b e c), a partir dos mapas de orientação em relação à X, figuras de polo e figuras de polo inversas.

A amostra N28, CSB (Fig. 7 a) apresenta anfibólio fortemente orientado. Fica evidente a orientação de (100) paralelo a Z e guirlandas em (001) e (001) (Fig. 7 a) e com grãos alongados segundo (001).

Na UZ, as três amostras analisadas (N 25, N 7 e n7b) mantém a orientação semelhante à descrita em relação ao CSB. Os grãos da amostra N25 apresentam menor razão axial que as demais, com tendência de (001) paralelo a X (Fig. 7 b.1, b.2 e b.3). Em N7 e n7b observa-se que os polos de (100) encontram-se paralelos ao polo da foliação (Fig. 7 c.2 e d.2), enquanto (010) e (001) variam a orientação de acordo com a o tamanho do grão. A direção X paralela em relação a (001) apenas nos grãos menores, enquanto os maiores se aproximam de (010) (Fig 7 c.1 e d.1).

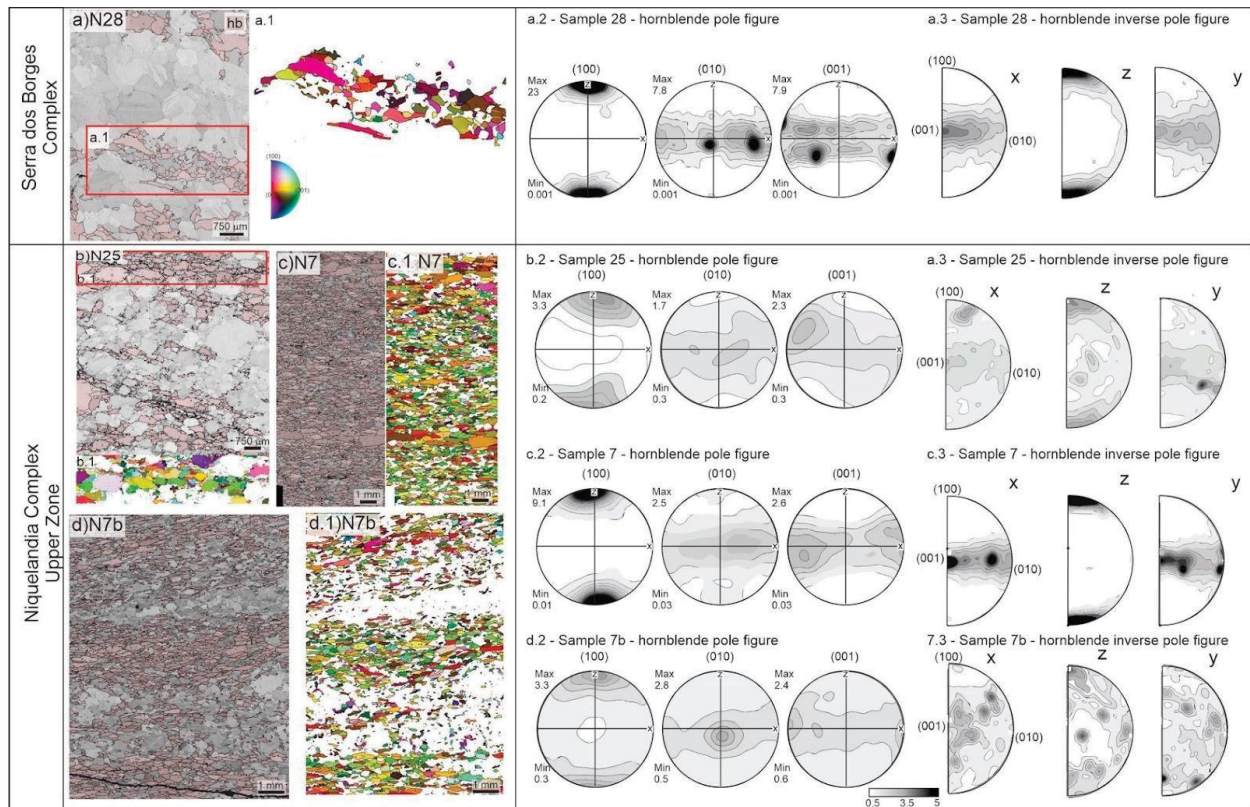


Figure 7 - Análise textural em hornblende no Complexo Serra dos Borges (N25) e Complexo Niquelândia – Upper Zone (amostra N 7 e N7b).

Discussões

O CMU apresenta evolução textural complexa e heterogênea ao longo da porção central, formada pelos CSB e CN. O CSB apresenta poucos indícios de deformação, embora metamorfismo esteja presente. O CN foi subdividido em unidades superior (UZ) e inferior (LZ), de acordo com a composição. Na UZ, ressaltam-se a presença de hornblende e diminuição de tamanho do grão no contato CSB. Na LZ, indícios macroscópicos da deformação são bandamento composicional e redução de tamanho dos grãos. Bandamento composicional por si só não é indício de deformação. Microestruturas de deformação são extinção ondulante, formação de subgrão. Redução de grão é causado pela recristalização dinâmica, que não é um mecanismo de deformação e sim de recuperação.

A textura do plagioclásio em CSB e ao longo de CN apresentam comportamento típico desta fase, na qual o plano (010) orienta-se paralelo ao polo da foliação (Fig. 3). Tal textura pode ser consequência tanto dos processos deformacionais quanto orientação magmática (Lapworth et

al., 2001, Satukawa et al., 2013). Além disso, o índice textural M próximo de 0,001 (Fig. 2) é considerado baixo dificultando a interpretação dos processos que geraram tal orientação (e.g. Miranda et al., 2016). Nesse cenário, dois postos-chave devem ser analisados cuidadosamente: indícios de deformação intracristalina e forma do grão.

Na UZ, os grãos maiores apresentam ângulo de *misorientation* próximo de 10° (Fig. 4), sugerindo a geração de subgrãos (Kruse et al., 2001). Além disso, a variação do tamanho do grão, contatos serrilhados (Fig. 2) e a formação de máximos (Fig.3 b.1) em (100) indica que o processo é devido um campo de stress posterior característicos da textura Tipo P (Satskawa et al., 2013).

Na LZ, a textura poderia ser interpretada com a Axial-b (Fig 2 b.2), que indica a predominância de processos magmáticos (Satskawa et al., 2013). Entretanto, os grãos são equidimensionais e alongados bem como a distribuição de ângulos e eixos de *misorientation* (Fig. 4) também sugerem processos de deformação intracristalina. Em uma primeira visão, os processos sensíveis ao tamanho do grão, como DisGBS são atribuídos aos agregados com ‘fraca’ textura e grãos menores que $10\ \mu\text{m}$ (Svahnberg & Piazzolo, 2010, Miranda et al., 2016, Soda et al., 2019, Taufner et al, 2021), em um processo no qual profiroclastos são geralmente preservados (Warren & Hirth, 2006). Contudo, a de (001) próximo a Z, somado à persistência dos processos intracristalinos sugerem que se trata de um processo de transição do plano de deslizamento de (010) para (001), ambos em direção a [100], característico de *dislocation creep* em altas temperaturas (Díaz-Azpiroz et al., 2011).

A esse ponto, interpreta-se que plagioclásios provenientes de CN são deformados no estado sólido, acomodando a deformação por *dislocation creep*. Contudo, não se pode descartar que, embora o processo ocorra no estado sólido, algum fluxo magmático anterior possa favorecer a orientação (Satskawa et al., 2013). Outro ponto observado é que apesar de em ambas as zonas o mesmo mecanismo atuar, na UZ ativa-se o deslizamento pelo sistema (010)[100], enquanto na LZ há combinação de (010)[100] e (001)[100], resultando em uma textura mais ‘fraca’.

Em relação ao piroxênio (Fig. 5), tanto para clino quanto para o ortpiroxênio, o deslizamento em (100) é comum (Mercier, 1985; Bascou, 2002; Jung et al, 2010 Kogure, 2014, Ko & Jung, 2015). Em nenhuma amostra há orientação sugestiva de processos magmáticos (Jung et al., 2008). Além disso, diferença de orientação de (010) na proximidade ao eixo Y na LZ (Fig. 5 b) sugerem textura tipo AC, enquanto a UP pode ser classificada como Tipo AB (Jung et al., 2017). Ambas as texturas são formadas por *dislocation creep* ao longo de (100) em altas

temperaturas ($T > 800^{\circ}\text{C}$), todavia a textura cristalográfica do tipo AC sugere maior condições de pressão envolvida (Jung et al., 2010; Jung, 2017).

O anfibólio é a fase que melhor permite interpretar a variação dos processos deformacionais entre CSB e a UZ do CN (Fig. 6). Em ambos, há uma forte orientação preferencial de polos de planos $\{100\}$ paralelo a Z. A configuração apresentada no CSB, na qual ocorre paralelismo de polos de $\{010\}$ em relação a Y pode ser interpretada como textura Tipo I (Ko & Jung, 2015). Na UZ, há duas orientações a serem consideradas. Os grãos maiores em 7 e 7b (Fig. 6) apresentam configuração semelhante aos anfibólios do CSB, enquanto os grãos menores foram a textura Tipo III (Ko & Jung, 2015). Contudo, ao analisar anfibólios, devemos separar a orientação proveniente de deformação no estado sólido, cuja orientação cristalográfica é produto do deslizamento de discordâncias (*dislocation glide*) por processo de difusão via úmida (e.g. Imon Okudaira & Kanagawa, 2004). Novamente, o acúmulo de deformação intracristalina se torna essencial na interpretação dos mecanismos. Nesse caso, é possível sugerir que o anfibólio tenha passado por deformação a uma temperatura mínima de 480°C (Ko & Jung, 2015).

Ao comparar todos os pontos apresentados e voltando a questão central, é possível inferir que a deformação é heterogênea ao longo de CN, com a atuação de mecanismos de fluência por deslocação através de diferentes sistemas de deslizamento de ambos, plagioclásio e piroxênio. A LZ apresenta indícios de deformação em T e P mais altas e associável à colocação da zona de cisalhamento Rio Maranhão (Del'Rey et al, 2008, Giovanardi et al, 2017), mas a UZ também se encontra deformada no estado sólido. Ao analisarmos CSB, vemos que o plagioclásio em CN não apresenta indícios de deformação, enquanto que o anfibólio sim. Uma interpretação para esse fato é que os grãos de plagioclásio cresceram e obliteraram indícios deformacionais durante algum evento termal e de baixa pressão posterior.

Considerando os modelos propostos previamente: i) Modelo de uma intrusão, considerando deformação sin-magmática (Correia et al., 2012; Giovanardi et al., 2017) e; ii) Modelo de duas intrusões: formação da foliação em evento tardio (Ferreira Filho et al., 2010), os resultados aqui apresentados são compatíveis com o modelo de duas intrusões para evolução do TGSC.

Conclusões

A evolução estrutural dos complexos Serra dos Borges (CSB) e Niquelândia (CN), porção central do *Tonian Goiás Stratiform Complex* (TGSC), tem sido discutido na literatura com base principalmente em sua assinatura geoquímica e geocronológica (Ferreira Filho et al., 2010; Correia et al., 2012; Giovanardi et al., 2017). A análise textural aqui apresentada forneceu importantes indícios acerca dos mecanismos de deformação e consequente evolução geológica do TGSC.

A partir da análise textural em plagioclásio, piroxênio e anfibólio é possível inferir que a deformação ao longo de CSB e CN é heterogênea e ocorre principalmente a partir da ativação de sistemas de deslizamento via *dislocation creep*.

Referências

- Bascou, J., Doucet, L. S., Saumont S., Lonov, D. A., Ashchepkov, I.V., Golvin, A. V. 2001. **Seismic velocity, anisotropy and deformation in Siberian cratonic mantle: EBSD data on xenoliths from the Udachnaya kimberlit.** Earth and Planetary Science Letters (304): 71-84 p.
- Correia, C. T., Girardi V. A. V. 1998. **Geoquímica e petrologia das rochas máficas e ultramáficas do complexo estratiforme de Cana Brava-Goiás, e das suas encaixantes.** Boletim IG-USO. Série Científica. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8986.v29i0p1-37>
- Correia, C. T., Sinigoi, S., Girardi, V. A.V., Mazzucchelli, M., Tassinarii, C. C. G., Giovanardi T. 2012. **The growth of large mafic intrusions: Comparing Niquelândia and Ivrea igneous Complexes.** Lithos Oslo, (155) 167–182 p.
- D’el-Rey Silva, L. J. H., de Vasconcelos, M. A. R., Silva, D. V. G., 2008. **Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brazil.** Gondwana Research 13, 352–374. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.09.004>
- Ferreira Filho, C. F., Pimentel, M., Araujo, S., Laux, J. H., 2010. **Layered intrusions and volcanic sequences in Central Brazil: Geological and geochronological constraints for Mesoproterozoic (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) igneous associations.** Precambrian Research 183, 617–634. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.06.008>
- Giovanardi, T., Girardi, V.A.V., Correia, C.T., Sinigoi, S., Tassinari, C.C.G., Mazzucchelli, M., 2017. **The growth and contamination mechanism of the Cana Brava layered mafic-ultramafic complex: new field and geochemical evidences.** Mineralogy and Petrology 111, 291–314. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0472-0>
- Giovanardi, T., Girardi, V.A.V., Correia, C.T., Tassinari, C.C.G., Sato, K., Cipriani, A., Mazzucchelli, M., 2018. **New U-Pb SHRIMP-II zircon intrusion ages of the Cana Brava and Barro Alto layered complexes, central Brazil: constraints on the genesis and evolution of the Tonian Goiás Stratiform Complex.** Lithos 282–283, 339–357. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.03.026>
- Girardi, V. A.V., Ferrara, G. R., Siena, F., Sinigoi, S. 1981. **Precambrian Barro Alto Complex of Goiás, Brazil: Bulk geochemistry and phase equilibria.** N. Jb. Miner. Abh.142:270-291.

Girardi, V.A. V., Rivalenti, G., Sinigoi, S., 1986. **The Petrogenesis of the Niquelandia Layered Basic-Ultrabasic Complex, Central Goias, Brazil.** *Journal of Petrology* 27, 715–744. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.715>

Hielscher, R., Schaeben, H., 2008. **A novel pole figure inversion method : Specification of the MTEX algorithm research papers.** <https://doi.org/10.1107/S0021889808030112>

Jung, H., Karato, S.I., 2003. **Effects of pressure on high-temperature dislocation creep in olivine.** *Philosophical Magazine* 83, 401–414. <https://doi.org/10.1080/0141861021000025829>

Jung, H., Park, M., Jung, S., Lee, J. 2010. **Lattice preferred orientation, water content, and seismic anisotropy of orthopyroxene.** *Journal of Earth Science* 21, 555–568. <https://doi.org/10.1007/s12583-010-0118-9>

Kanagawa, K., Shimano, H., Hiroi, Y., 2008. **Mylonitic deformation of gabbro in the lower crust: A case study from the Pankenushi gabbro in the Hidaka metamorphic belt of central Hokkaido, Japan.** *Journal of Structural Geology* 30, 1150–1166. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2008.05.007>

Ko & Jung, 2015. **Crystal preferred orientation of an amphibole experimental deformed by simple shear.** *Nature communications*, n° 6586.

Kogure, T., Raimbourg, H., Kumamoto, A., Fujii, E., Ikuhara, Y., 2014. **Subgrain boundary analyses in deformed orthopyroxene by TEM/STEM with EBSD-FIB sample preparation technique.** *Earth, Planets and Space* 66, 84. <https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-84>

Laprowth T., Wheeler J., Prior D.J. 2002. **The deformation of plagioclase investigated using electron backscatter diffraction crystallographic preferred orientation data.** *Journal of Structural Geology*, (24): 387-399 p.

Mercier J.C.1985. **Olivine and pyroxenes.** In: WENK H.R. (Ed), **Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis.** Academic Press, Orlando, 407-430 p.

Miranda E.A., Hirth G. John B. 2016. **Microstructural evidence for the transition from dislocation creep to dislocation-accommodated grain boundary sliding in naturally deformed plagioclase.** *Journal of Structural Geology*, (92): 30-46 p.

Pimentel, M.M., Filho, C.F.F., Armstrong, R.A., 2004. **SHRIMP U-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso- (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil.** *Precambrian Research* 132, 133–153. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.02.009>

Satsukawa, T., Ildefonse B., Mainprice, D., Morales, L. F. G., Michibayashi K., Barou F. 2013. **A database of plagioclase crystal preferred orientations (CPO) and microstructures – implications for CPO origin, strength, symmetry and seismic anisotropy in gabbroic rocks.** *Solid Earth* (4): 511–542 p.

Schimid R.M., Boland M.S., Paterson M.S. 1977. **Superplastic flow in finegrained limestone.** *Tectonophysics* (43): 257-291p.

Soda, Y., Harigane, Y., Kajimoto, K., Okudaira, T., 2019. **Crystallographic preferred orientation of plagioclase via grain boundary sliding in lower-crustal anorthositic ultramylonite.** International Journal of Earth Sciences. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01749-z>

Svahnberg, H., Piazzolo, S., 2010. **The initiation of strain localisation in plagioclase-rich rocks: Insights from detailed microstructural analyses.** Journal of Structural Geology 32, 1404–1416. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.011>

Taufner, R., Viegas, G., Faleiros, F.M., Castellan, P., Silva, R., 2021. **Deformation mechanisms of granulite-facies mafic shear zones from hole U1473A, Atlantis Bank, Southwest Indian Ridge (IODP Expedition 360).** J. Struct. Geol. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104380>.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo apresentou análise das microestruturas e texturas em rochas máficas de porções do *Tonian Goiás Stratiform Complex*. A partir de amostras dos Complexo Barro Alto, Serra dos Borges e Niquelândia foram gerados dados de orientação cristalográfica preferencial de plagioclásio, piroxênio e anfibólio, que contribuíram para compreender que a deformação é heterogênea ao longo do corpo e ocorre principalmente por mecanismos de deformação no estado sólido.

A comparação textural entre milonitos máficos e metagabronoritos da porção basal do Complexo Barro Alto – parte sul do TGSC- revelou que porfiroclastos de plagioclásio e piroxênio deformam por *dislocation creep*, enquanto a matriz recristalizada é fina o suficiente para a ativação de mecanismos sensíveis ao tamanho do grão. Conclui-se também que os mecanismos de rotação ao longo da borda do grão influenciaram significativamente o comportamento anisotrópico do meio.

A porção central do TCSC foi estudada com base em metagabro do Complexo Serra dos Borges; anfibolitos e meta-gabronorito portomiloníticos da Upper Zone do Complexo Niquelândia e; milonitos da Lower Zone do Complexo Niquelândia. O estudo da orientação cristalográfica de plagioclásio, piroxênio e anfibólio mostrou que, apesar da deformação ser mais intensa na parte basal do Complexo Niquelândia, por influência da Zona de Cisalhamento Rio Maranhão, a Upper Zone também mostra deformação por fluência de deslocação.

Conclui-se que os processos deformacionais ao longo do TGSC variam não só entre os corpos, mas internamente entre as zonas. A ativação de mecanismos de fluência por deslocação em plagioclásio, tanto no Complexo Barro Alto quanto no Complexo Niquelândia, sugerem que ambos os corpos passaram por processos deformacional em estado sólido, posterior à intrusão do corpo.