



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Luiz Eduardo Corrêa da Silva

**Zona de Cisalhamento Rio Preto: caracterização geométrica e cinemática**

Rio de Janeiro

2020

Luiz Eduardo Corrêa da Silva

**Zona de Cisalhamento de Rio Preto: caracterização geométrica e cinemática**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida

Coorientador: Prof. Dr. Alan Wanderley Albuquerque Miranda

Rio de Janeiro

2020

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

S586 Silva, Luiz Eduardo Corrêa da.  
Zona de Cisalhamento de Rio Preto: caracterização geométrica e  
cinemática/ Luiz Eduardo Corrêa da Silva. – 2020.  
112 f.: il.

Orientador: Julio Cesar Horta de Almeida.  
Coorientador: Alan Wanderley Albuquerque Miranda  
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro,  
Faculdade de Geologia.

1. Geologia estrutural – Brasil, Sudeste – Teses. 2. Cisalhamento –  
Teses. 3. Mapeamento geológico – Brasil, Sudeste – Teses. I. Almeida,  
Julio Cesar Horta de. II. Miranda, Alan Wanderley Albuquerque. III.  
Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV.  
Título.

CDU 551.243(815)

Bibliotecária responsável: Taciane Ferreira da Silva / CRB-7: 6337

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta  
dissertação, desde que citada a fonte.

---

Assinatura

---

Data

Luiz Eduardo Corrêa da Silva

**Zona de Cisalhamento de Rio Preto: caracterização geométrica e cinemática**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 18 de dezembro de 2020.

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida (Orientador)  
Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof. Dr. Alan Wanderley Albuquerque Miranda  
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

---

Prof. Dr. Caroline Peixoto  
Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof. Dr. Alexis Nummer  
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro

2020

## **DEDICATÓRIA**

À minha mãe Janaina por todo amor, trabalho, ensinamento e apoio.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus orientadores Dr. Julio Cesar Horta de Almeida e Dr. Alan Wanderley Albuquerque Miranda por todas as orientações, conselhos, discussões e paciência com todos os seus ensinamentos e revisões dos textos, sempre dispostos ao aperfeiçoamento deste trabalho.

A toda minha família que me deram muito amor, suporte, conselhos, ensinamento e sempre estiveram ao meu lado em todos os momentos.

À minha linda companheira Taíza por todo amor, apoio e companheirismo.

Ao meu filho Francisco, mesmo que pequeno e sem falar, nos encanta com seu sorriso.

À minha prima Sylvia que me recebeu no Rio, com vários conselhos, suporte e muita alegria, sem você o caminho seria muito mais árduo.

A todos os colegas de Pós-graduação, pelos momentos de descontração, com muita alegria e muito café.

A todos que direta e indiretamente contribuíram de alguma forma para que esse trabalho pudesse ser realizado.

À FAPERJ - Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro, pelo apoio financeiro, que proporcionou auxílio para a execução deste trabalho.

## RESUMO

SILVA, Luiz Eduardo Corrêa da. *Zona de Cisalhamento de Rio Preto: caracterização geométrica e cinemática*. 2020. 112 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

O Sistema de Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul corresponde a um importante corredor de zonas de cisalhamento e configura um feixe de zonas paralelas entre si, com centenas de quilômetros de comprimento e centenas de metros de espessura, responsável pela compartimentação litoestrutural e tectônica da Faixa Ribeira Central. A Zona de Cisalhamento Rio Preto (ZCRP) integra e define o limite noroeste deste Sistema. É uma importante estrutura regional da Faixa Ribeira que limita os domínios Andrelândia e Juiz de Fora, mesmo de grande expressão foi pouco estudada individualmente. Neste sentido, o presente trabalho buscou analisar e caracterizar os aspectos geométricos e cinemáticos desta Zona através das técnicas de mapeamento geológico e análise estrutural, com descrições em campo das estruturas internas seguida de estudos de microscopia ótica, com vistas à caracterização petrológica e microestrutural. Os dados estruturais permitiram a individualização de três fases de deformação dúcteis, individualizadas como D1, D2 e D3. A fase D1 foi responsável pela formação de uma foliação S1, observada somente na charneira de dobras F2. O evento D2 formou extenso dobramento, através de uma deformação compressiva com transporte para NW. O evento D3 foi responsável pela formação da Zona de Cisalhamento Rio Preto, por uma deformação transpressiva direcional. Verificou-se que a Zona de Cisalhamento Rio Preto apresenta orientação geral NE-SW, sendo marcada por uma forte foliação milonítica de mergulho moderado para SE e uma lineação de estiramento de baixo ângulo de caimento para ENE, exibe uma cinemática destal em cortes paralelos à lineação de estiramento Le3. A análise de lineações permitiu a identificação de lineações direcionais a oblíquas formadas em uma única fase de deformação através da partição da deformação. Os resultados chegaram ao modelo proposto por uma transpressão inclinada, sendo comum a combinação de componentes direcionais e contracionais.

Palavras-chaves: Zona de cisalhamento. Deformação dúctil. Análise estrutural.

## ABSTRACT

SILVA, Luiz Eduardo Corrêa da. *Rio Preto Shear Zone: geometric and kinematic characterization*. 2020. 112 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

The high grade ductile shear zone system of the Paraíba do Sul Middle Valley corresponds to an important corridor of shear zones and configures a bundle of zones parallel to each other, hundreds of kilometers long and hundreds of meters thick, responsible for the lithostructural and tectonic compartmentalization of the Ribeira Central Belt. The Rio Preto Shear Zone (ZCRP) integrates and defines the northwest limit of this System. It is an important regional structure of the Ribeira Belt that limits the Andrelândia and Juiz de Fora domains, even though it was of great expression, it was little studied individually. In this sense, the present work sought to analyze and characterize the geometrical and cinematic aspects of this Zone through the techniques of geological mapping and structural analysis, with field descriptions of the internal structures followed by studies of optical microscopy, with a view to petrological and microstructural characterization. The structural data allowed the individualization of three ductile deformation phases, individualized as D1, D2 and D3. The D1 phase was responsible for the generation of an S1 foliation, observed only in the hinge of folds F2. The D2 event formed an extensive fold, through a compressive strain with transport to NW. The D3 event was responsible for the formation of the Rio Preto Shear Zone, for a directional transpressive deformation. It was found that the Rio Preto Shear Zone has a general NE-SW orientation, being marked by a strong mylonitic foliation of moderate dipping for SE and a low stretch angle lineation for ENE, exhibits a distal kinematics in cuts parallel to the stretch lineation Le3. Lineation analysis allowed the identification of directional to oblique lines formed in a single deformation phase through the deformation partitioning. The results arrived at the model proposed by an inclined transpression, the combination of directional and contraction components being common.

Keywords: Shear zone. Ductile deformation. Structural analysis.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização da área de estudo, divisa do Rio de Janeiro com Minas Gerais.....	16
Figura 2 –	Base de dados compilados do acervo UERJ.....	18
Figura 3 –	Subdivisão do segmento central da Província Mantiqueira, onde a Faixa Ribeira esta incluída na porção SE do Brasil.....	23
Figura 4 –	Seção transversal A-B do segmento central da Faixa Ribeira.....	24
Figura 5 –	Evolução tectônica do Orógeno Rhyaciano no sudeste do Brasil.....	26
Figura 6 –	Sistema de Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul.....	31
Figura 7 –	Aspectos de campo e micrográfico do Hornblenda-Biotita Gnaiss.....	35
Figura 8 –	Aspectos de campo e petrográfico do Gnaiss Granulítico.....	38
Figura 9 –	Aspectos de campo e petrográfico do Biotita Gnaiss Bandado.....	41
Figura 10 –	Aspectos de campo e petrográfico do Granada-Biotita Gnaiss .....	43
Figura 11 –	Aspecto de campo do Paragnaisse Mícéceo Acamadado.....	45
Figura 12 –	Aspectos de campo e petrográfico da Unidade Quartzítica.....	47
Figura 13 –	Fotomicrografia e amostra de mão do Granitoide Foliado.....	49
Figura 14 –	Foliação S1, domínio Norte.....	54
Figura 15 –	Foliação plano axial S2 ou S1//S2.....	56
Figura 16 –	Projeções estereográficas (hemisfério inferior Schmidt-Lambert) dos elementos estruturais planares e lineares encontrados no domínio Norte.....	57
Figura 17 –	Lineação de estiramento no domínio Norte.....	58
Figura 18 –	Aspectos de campo de dobras do domínio Norte.....	60
Figura 19 –	Foliação milonítica, domínio Sul.....	62
Figura 20 –	Projeções estereográficas (hemisfério inferior Schmidt-Lambert) dos elementos estruturais planares e lineares encontrados no domínio Sul....	63
Figura 21 –	Lineação de estiramento, domínio Sul.....	64
Figura 22 –	Aspecto de campo de dobras no domínio Sul.....	65
Figura 23 –	Indicadores cinemáticos macroscópicos da área.....	68
Figura 24 –	Corte em afloramento de direção NE-SW, domínio Sul.....	69
Figura 25 –	Corte em afloramento de direção NW-SE, domínio Norte.....	70

Figura 26 – Corte paralelo a lineação de estiramento, domínio Sul.....	71
Figura 27 – Indicadores cinemáticos microscópicos da área.....	73
Figura 28 – Duas lineações de estiramento contida na mesma foliação.....	75
Figura 29 – Mapa de lineações de estiramento.....	76
Figura 30 – Diagrama de correlação entre a obliquidade da lineação de estiramento x a direção de mergulho da foliação (Carreras, 2001).....	78
Figura 31 – Mapa de obliquidade das lineações.....	80
Figura 32 – Compartimentação tectônica da Faixa Ribeira no sudeste brasileiro.....	82
Figura 33 – Modelo de transpressão inclinada, Jones et al., 2004.....	83
Figura 34 – Caminhos possíveis para evolução da transpressão inclinada de acordo com os três componentes finais de deformação (end-members).....	84
Figura 35 – Desenho esquemático ilustrando a evolução da deformação da área.....	87

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Abreviaturas dos minerais utilizadas nas fotomicroscópicas.....	20
Tabela 2 –	Classificação da granulação em campo de minerais utilizados para as rochas da área de estudo.....	20
Tabela 3 –	Abreviação utilizada nos elementos estruturais observados em campo.....	21
Tabela 4 –	Resumo dos elementos estruturais das fases de deformação.....	51
Tabela 5 –	Síntese de estruturas relacionadas aos diferentes domínios.....	53
Tabela 6 –	Intervalo de obliquidade de lineações de estiramento.....	77

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	13
1	<b>OBJETIVOS .....</b>	15
1.1	<b>Localização da área e vias de acesso.....</b>	15
2	<b>MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	17
2.1	<b>Revisão bibliográfica.....</b>	17
2.2	<b>Trabalho de campo.....</b>	18
2.3	<b>Métodos de análise microtectônica e petrográfica .....</b>	19
2.4	<b>Métodos para estudo da deformação.....</b>	20
3	<b>GEOLOGIA REGIONAL.....</b>	22
3.1	<b>Introdução.....</b>	22
3.2	<b>Compartimentação Tectônica da Faixa Ribeira.....</b>	22
3.3	<b>Geologia Estrutural da Faixa Ribeira.....</b>	26
3.4	<b>Metamorfismo da Faixa Ribeira.....</b>	27
3.5	<b>Unidades Litológicas.....</b>	28
3.5.1	<u>Embasamento do Domínio Andrelândia.....</u>	29
3.5.2	<u>Embasamento do Domínio Juiz de Fora.....</u>	29
3.5.3	<u>Cobertura Supracrustal do Terreno Ocidental.....</u>	30
3.5.4	<u>Sistema de Zonas de Cisalhamento Dúctil de Alto Grau do Médio Vale do Paraíba do Sul.....</u>	30
4	<b>UNIDADES LITÓGICAS MAPEADAS.....</b>	33
4.1	<b>Complexo Mantiqueira.....</b>	33
4.1.1	<u>Hornblenda-Biotita Gnaiss.....</u>	33
4.2	<b>Complexo Juiz de Fora.....</b>	36
4.2.1	<u>Gnaiss Granulítico.....</u>	36
4.3	<b>Megassequência Depositional Andrelândia.....</b>	39
4.3.1	<u>Biotita Gnaiss Bandado.....</u>	39
4.3.2	<u>Grana-Biotita Gnaiss.....</u>	42
4.3.3	<u>Paragnaisse Micáceo Acamadado.....</u>	44
4.3.4	<u>Unidade Quartzítica.....</u>	46
4.4	<b>Granitoide Foliado.....</b>	48

5	<b>GEOLOGIA ESTRUTURAL</b> .....	50
5.1	<b>Análise Estrutural</b> .....	50
5.1.1	<u>Estruturas relacionadas à primeira fase deformacional (D<sub>1</sub>)</u> .....	51
5.1.2	<u>Estruturas relacionadas à segunda fase deformacional (D<sub>2</sub>)</u> .....	51
5.1.3	<u>Estruturas relacionadas à terceira fase deformacional (D<sub>3</sub>)</u> .....	52
5.2	<b>Domínios Estruturais</b> .....	53
5.2.1	<u>Domínio Norte</u> .....	53
5.2.1.1	Foliação S1.....	54
5.2.1.2	Foliação S2 ou S1//S2.....	55
5.2.1.3	Lineação de estiramento (Le <sub>2</sub> ).....	57
5.2.1.4	Dobras F2.....	58
5.2.2	<u>Domínio Sul</u> .....	61
5.2.2.1	Foliação milonítica (S <sub>3mil</sub> ).....	61
5.2.2.2	Lineação de estiramento (Le <sub>3</sub> ).....	63
5.2.2.3	Dobras (F3).....	65
5.3	<b>Indicadores Cinemáticos</b> .....	65
5.3.1	<u>Introdução</u> .....	65
5.3.2	<u>Classificação</u> .....	66
5.3.3	<u>Indicadores cinemáticos macroscópicos</u> .....	66
5.3.4	<u>Indicadores cinemáticos microscópicos</u> .....	72
5.3.5	<u>Análise do posicionamento das lineações de estiramento</u> .....	74
5.4	<b>Zona de Cisalhamento Rio Preto</b> .....	81
5.4.1	<u>Aspectos Geométricos</u> .....	82
5.4.2	<u>Transpressão Inclinada</u> .....	83
5.4.3	<u>Estimativa de Rejeito Horizontal</u> .....	85
6	<b>DISCUSSÃO</b> .....	86
	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	89
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	90
	<b>APÊNDICE A</b> – Mapa de Pontos.....	96
	<b>APÊNDICE B</b> – Mapa Geológico.....	97
	<b>APÊNDICE C</b> – Seções Geológicas.....	98
	<b>APÊNDICE D</b> – Mapa de Estruturas.....	99
	<b>APÊNDICE E</b> – Mapa de Obliquidade de lineações.....	100

<b>APÊNDICE F</b> – Mapa de lineações de estiramento.....	101
<b>ANEXO A</b> – Fases deformacionais.....	102
<b>ANEXO B</b> – Zonas de Cisalhamento.....	104
<b>ANEXO C</b> – Milonitos.....	111

## INTRODUÇÃO

O presente trabalho é um dos requisitos para obtenção do título de mestre em Geociências junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (FGEL-UERJ). O apoio financeiro para o desenvolvimento deste estudo foi fornecido pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ).

A análise de zonas de cisalhamento e seus aspectos deformacionais despertam o interesse de diversos pesquisadores, levando ao estudo detalhado das características de formação dessas estruturas. O entendimento das zonas de cisalhamento dúctil auxilia na confecção de modelos estruturais em regiões orogênicas marcadas pela ocorrência dessas zonas em seu arcabouço.

A Faixa Ribeira tem como característica marcante faixas alongadas de direção NE-SW, com presença de embasamento Paleoproterozoico retrabalhado, rochas supracrustais e arcos magmáticos neoproterozoicos (Heilbron *et al.* 2013). Essa faixa móvel é o resultado de diversas colisões entre terrenos e/ou blocos continentais, que ocorreram no Neoproterozoico (Heilbron, 1993). Um corredor de zonas de cisalhamento configura um feixe de zonas paralelas entre si, com centenas de quilômetros de comprimento e centenas de metros de espessura, denominado por Almeida (2000) como Sistema de Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul.

Uma importante estrutura pertencente a este Sistema é a Zona de Cisalhamento Rio Preto (ZCRP). A Zona de Cisalhamento Rio Preto apresenta deformação dúctil, com movimentação predominantemente direcional, sendo responsável pela geração da foliação milonítica mais comum na área, de orientação NE de mergulho moderado para SE, com uma forte lineação de estiramento com caimentos suaves para ENE.

A observação de indicadores cinemáticos, principalmente macroscópicos, nos mostra uma movimentação predominantemente dextral, sendo assim classificada como uma zona de cisalhamento oblíqua com componentes direcional dextral e de mergulho reversa (Almeida, 2000).

A ZCRP é considerada por alguns autores (Heilbron, 1993; Almeida, 2000) como um limite importante da Faixa Ribeira, que coloca lado a lado dois domínios litoestruturais distintos; o Domínio Andrelândia (DAN) e o Domínio Juiz de Fora (DJF). No Domínio Andrelândia o embasamento Paleoproterozoico é representado pelos ortognaisses

migmatíticos do Complexo Mantiqueira com intercalações anfíbolíticas que se alternam por meio de grandes dobras com faixas de rochas metassedimentares (Megassequência Andrelândia). No Domínio Juiz de Fora o embasamento Paleoproterozoico é representado por ortogranulitos e ortognaisses que se alternam por meio de zonas de cisalhamento dúctil com faixas de rochas metassedimentares (Megassequência Andrelândia). O Domínio Juiz de Fora é predominantemente milonítico, enquanto que o Domínio Andrelândia tem grandes dobras como estruturas principais.

O presente trabalho apresenta a caracterização estrutural detalhada em termos de geometria e cinemática da deformação dúctil desta zona e sua relação com o contexto geotectônico regional, com o intuito de comparar a evolução estrutural dos dois domínios (DAN e DJF) que se justapõem através da Zona de cisalhamento Rio Preto.

Este volume da dissertação é composto por seis capítulos (Objetivos, Materiais e Métodos, Geologia Regional, Unidades Litológicas Mapeadas, Geologia Estrutural, e Discussão e Conclusões), três Apêndices que trazem os conceitos teóricos em que foram baseados os trabalhos (Fases Deformacionais, Zonas de Cisalhamento e Milonitos) e cinco Anexos com os mapas produzidos especificamente para esta dissertação (Mapa de Pontos, Mapa de Obliquidade, Mapa de estruturas, Mapa de lineações de estiramento e Mapa Geológico).

## 1 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo o estudo estrutural da Zona de Cisalhamento Rio Preto e a sua influência no processo evolutivo da Faixa Ribeira, definindo suas características geométricas e cinemáticas.

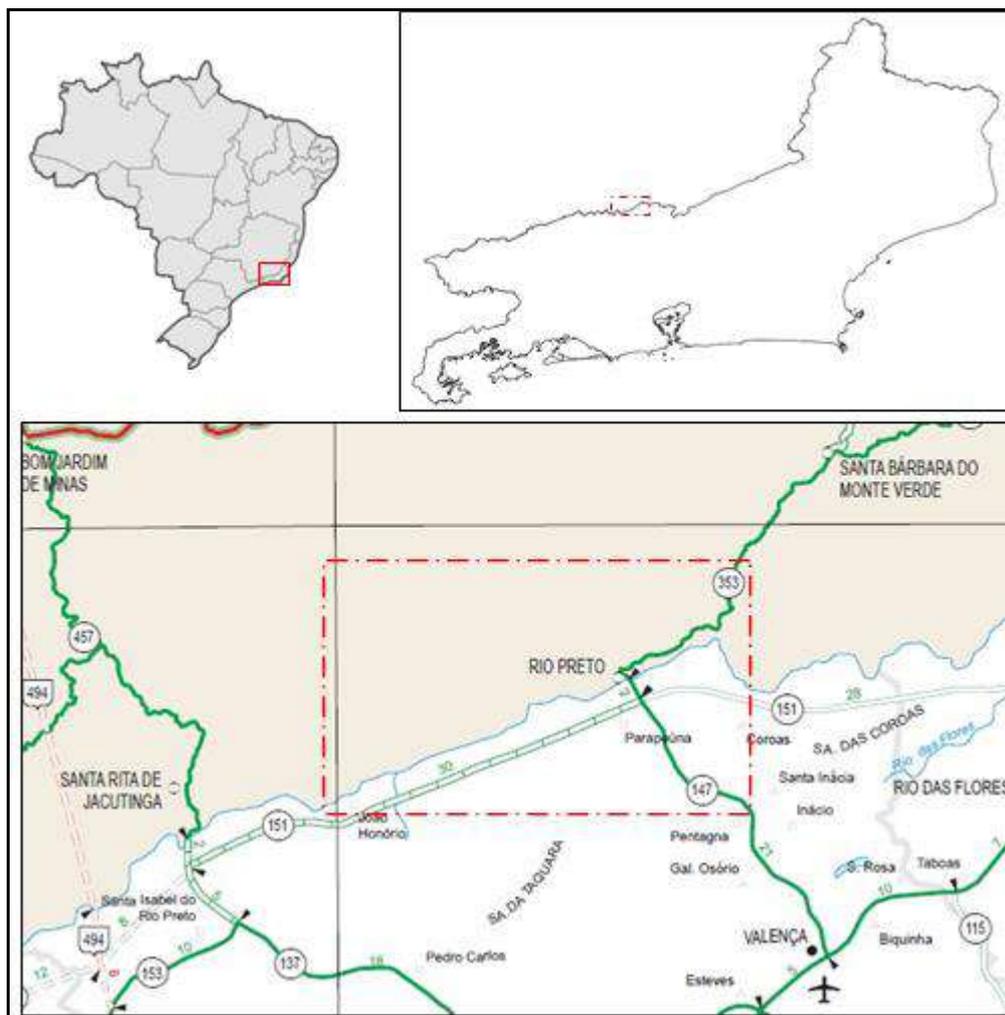
Como objetivos específicos, têm-se os seguintes:

- a) Atualizar a cartografia geológica de um segmento de aproximadamente 25 km da Zona de Cisalhamento Rio Preto no trecho que inclui a cidade de Rio Preto (MG) e os distritos de Parapeúna e João Honório (Valença-RJ);
- b) Caracterizar a geometria e cinemática da ZCRP e seus arredores;
- c) Identificar a evolução estrutural dos dois lados da ZCRP, nos domínios Norte e Sul;
- d) Discutir o papel da ZCRP na evolução da Faixa Ribeira;

### 1.1 Localização da área e vias de acesso

A área geográfica onde foram realizados os estudos está situada na região norte fluminense do Estado do Rio de Janeiro, no limite com o Estado de Minas Gerais. Está localizada entre os meridianos 44°00'25'' e 43°30'00'' oeste e entre os paralelos 22°09'00'' e 22°01'00'' sul (Figura 1). A Região é drenada pelo Rio Preto e seus afluentes e, nas margens deste encontram-se a cidade de Rio Preto-MG e a localidade de Parapeúna, distrito da cidade de Valença-RJ. Engloba cerca de 300 km<sup>2</sup>, distribuídos na folha topográfica de Rio Preto (Folha SF-23-Z-A-III-1), do IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - na escala de 1: 50.000. As principais vias de acessos à região são as rodovias federais BR-040 (Rio de Janeiro - Belo Horizonte) e BR-267 (Juiz de Fora - Caxambu). Outras estradas secundárias asfaltadas são utilizadas, a rodovia estadual MG-353, conecta a cidade de Juiz de Fora à Rio Preto e rodovia estadual RJ-147, que liga a cidade de Valença à Rio Preto. Estradas não pavimentadas que interligam pequenas localidades completam as vias de acesso à área. A cidade de Rio Preto está distante 225 Km do Rio de Janeiro e 327 Km de Belo Horizonte. A área de estudo é cortada pela rodovia RJ-151, que é o seu principal meio de acesso.

Figura 1 - Localização da área de estudo, divisa do Rio de Janeiro com Minas Gerais.



Fonte: DNIT - Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes - Mapa Multimodal, 2013.

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

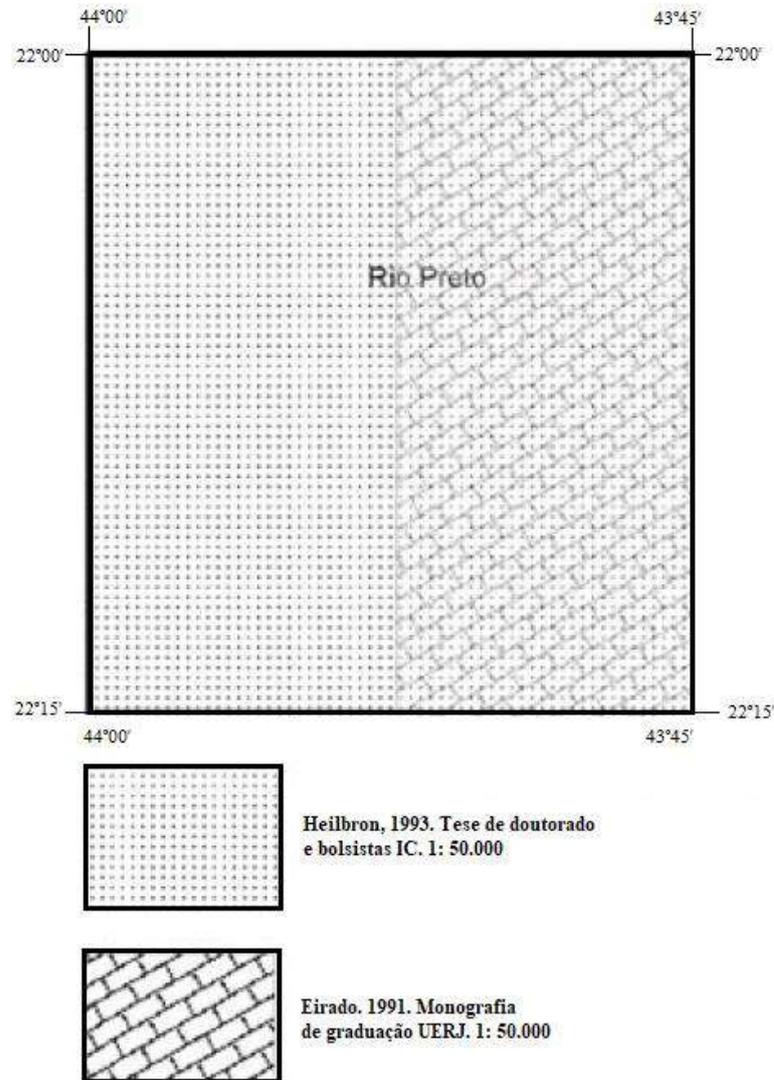
O presente trabalho foi dividido nas seguintes etapas: a) revisão bibliográfica; b) trabalhos de campo; c) análise petrográfica; d) estudo da deformação; e) tratamento dos dados coletados com a elaboração de mapas, seções e diagramas estereográficos; f) correlação regional e elaboração da dissertação.

### 2.1 Revisão bibliográfica

Nesta etapa foi executada uma revisão bibliográfica sobre o contexto geológico regional onde a área está inserida, incluindo mapeamentos anteriores realizados pelo Departamento de Recursos Minerais, Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro (CPRM/DRM - 1983); mapeamentos realizados pelo Programa Nacional de Geologia (PRONAGEO - 2007 e 2016), em parceria entre a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e a Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ); mapeamento feito pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CPRM/CODEMIG - 2014), além do uso de dados pertencentes à disciplina de mapeamento de campo da UERJ na década de 90 e também artigos publicados relacionados com o tema e tese de doutorado Heilbron (1993) (Figura 2).

Todos os dados estruturais coletados (Heilbron, 1993; CPRM 1983), foram georreferenciados no *software ArcGIS 10.4*, gerado tabelas de pontos com respectivas coordenadas e atitudes de estruturas.

Figura 2 - Base de dados compilados do acervo UERJ.



Fonte: Heilbron, 1993; Eirado, 1991.

## 2.2 Trabalhos de campo

O trabalho de mapeamento geológico-estrutural foi realizado em 22 dias, dividido em cinco saídas de campo, com um total de 113 afloramentos descritos, com objetivo de identificação de litotipos e estruturas presentes. Foram elaboradas duas seções geológico-estruturais perpendiculares à Zona de Cisalhamento Rio Preto, focando na demonstração das suas características deformacionais. Esses trabalhos de campo foram executados ao longo de estradas e vias de acesso à área, além de trilhas e caminhos. Foram realizadas descrições de afloramentos com a obtenção de medidas estruturais, registro fotográfico e coleta de amostras

para análise petrográfica. Os materiais utilizados como apoio para as atividades de campo foram:

- a) O mapeamento foi realizado principalmente na escala 1:50.000, utilizando como base cartográfica a folha Rio Preto-MG (SF-23-Z-A-III-1) do IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, na escala de 1:50.000.
- b) Imagens de satélite da área obtidas pelo software *Google Earth*;
- c) Mapas geológicos regionais da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), como o Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro 2016, escala 1:400.000, além da carta geológica de Rio Preto, Folha SF.23-Z-A-III-1, escala 1:100.000, COMIG - 2002 - Projeto Sul de Minas.

Durante a etapa de mapeamento de campo foram adquiridas medidas de estruturas planares e lineares com bússola tipo *Clar*. Esses dados foram analisados e interpretados através de estereogramas, mapas e perfis geológicos. Nesta fase foram utilizados alguns softwares: *OpenStereo*, *Corel Draw*, *ArcGIS 10.4*.

### 2.3 Métodos de análise microtectônica e petrográfica

Das amostras coletadas em campo foram feitas lâminas delgadas, confeccionadas no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA-UERJ), das quais 25 lâminas delgadas não orientadas e 14 lâminas delgadas orientadas, com corte em duas seções: uma paralela ao plano XZ, do elipsóide de deformação finita, sendo esta seção paralela à lineação de estiramento mineral, outra seção paralela ao plano YZ, esta perpendicular a lineação mineral e/ou estiramento.

A análise dessas lâminas focou especificamente na classificação dos litotipos e estudos petrológicos, além de estudos microestruturais. Um destaque foi dado à trama, à deformação interna e aos contatos entre os minerais, para suporte desses estudos. As abreviaturas adotadas para identificação dos minerais nas fotomicrografias foram baseadas em Whitney & Evans (2010) (Tabela 1).

Tabela 1 - Abreviaturas dos minerais utilizadas nas fotomicrografias.

<b>Abreviatura</b>	<b>Mineral</b>	<b>Abreviatura</b>	<b>Mineral</b>
Amp	Anfibólio	Kfs	K-feldspato
Ap	Apatita	Mc	Microclina
Bt	Biotita	Ms	Muscovita
Cal	Calcita	Opq	Minerais opacos
Cb	Carbonato	Pl	Plagioclásio
Chl	Clorita	Qz	Quartzo
Crd	Cordierita	Rt	Rutilo
Di	Diopsídio	Ser	Sericita
Ep	Epidoto	Sil	Sillimanita
Grt	Granada	Zrn	Zircão
Hbl	Hornblenda		

Fonte: extraído de Whitney & Evans (2010).

Para análise de composição modal, visando estabelecer a composição aproximada dos protólito dos litotipos ortoderivados, foi utilizado o diagrama de Streckeisen (1976). Para a classificação de rochas metamórficas foram utilizados os termos texturais como: gnaisse, xistos juntos aos minerais essenciais identificados nas rochas presentes na área, como exemplo biotita gnaisse bandado e casualmente quartzito, anfibolito, calcissilicática e mármore. Para a classificação (macro) da granulação da matriz das rochas foi utilizada a Tabela 2. As determinações dos tipos de formas, texturas e contatos entre os grãos foram baseados na nomenclatura de Spry (1969).

Tabela 2 – Classificação da granulação em campo de minerais utilizados para as rochas da área de estudo.

<b>Granulação</b>	<b>Tamanho (mm)</b>
fina	< 1 mm
média	1 mm – 3 mm
grossa	3 mm – 5 mm
muito grossa	> 5 mm

Fonte: O autor, 2020

## 2.4 Métodos para estudo da deformação

As estruturas presentes (foliação, xistosidade, bandamento composicional; lineações mineral, de estiramento, de crenulação e de intersecção; eixos de dobras) foram agrupadas em

fases de deformação, utilizando critérios como a forma e atitude dos elementos estruturais e de superposições de lineações, dobras e foliações.

Para todos os elementos estruturais foi dado uma abreviação de letra e um índice numérico para tentar organizar uma ordem cronológica estimada para os eventos deformacionais identificados. Nas lineações foi adicionado um segundo índice alfabético para diferenciar o tipo específico de lineações. As abreviações de estruturas estão organizadas na Tabela 3.

Tabela 3 - Abreviação utilizada nos elementos estruturais observados em campo.

<b>Abreviações</b>	<b>Elementos Estruturais</b>
<b>D<sub>n</sub></b>	Fases de deformações
<b>PA</b>	Plano axial
<b>E</b>	Eixo de dobra
<b>S<sub>n</sub></b>	Foliações (bandamento, xistosidade, clivagem, etc.)
<b>Lem<sub>n</sub></b>	Lineação de estiramento
<b>Lm<sub>n</sub></b>	Lineação mineral
<b>Li<sub>n</sub></b>	Lineação de interseção
<b>Lc<sub>n</sub></b>	Lineação de crenulação
<b>F<sub>n</sub></b>	Dobras

Fonte: O autor, 2020.

### 3 GEOLOGIA REGIONAL

#### 3.1 Introdução

A área de estudo está inserida no contexto da evolução geológica relacionada à formação do Supercontinente Gondwana, oriundo da colisão gerada durante pelo menos 400 Ma, do Neoproterozoico até o Ordoviciano inferior. Essa história evolutiva diacrônica é caracterizada por processos de subducção e colisão, resultando no sistema orogênico Brasileiro - Pan Africano (Brito-Neves *et al.*, 1999).

A colisão entre os crátons São Francisco - Paranapanema por volta de 640-620 Ma levou ao desenvolvimento da Faixa Brasília de direção N-S. A orogenia que gerou a Faixa Ribeira 620-490 Ma, de direção NE-SW, sobrepôs o extremo sul pré-existente da Faixa Brasília, criando assim uma zona de interferência tectonicamente muito complexa (Almeida 1992; Heilbron *et al.*, 2004; 2016; Nummer 1991; Trouw 1992; Trouw *et al.* 2000, Ribeiro *et al.* 1995).

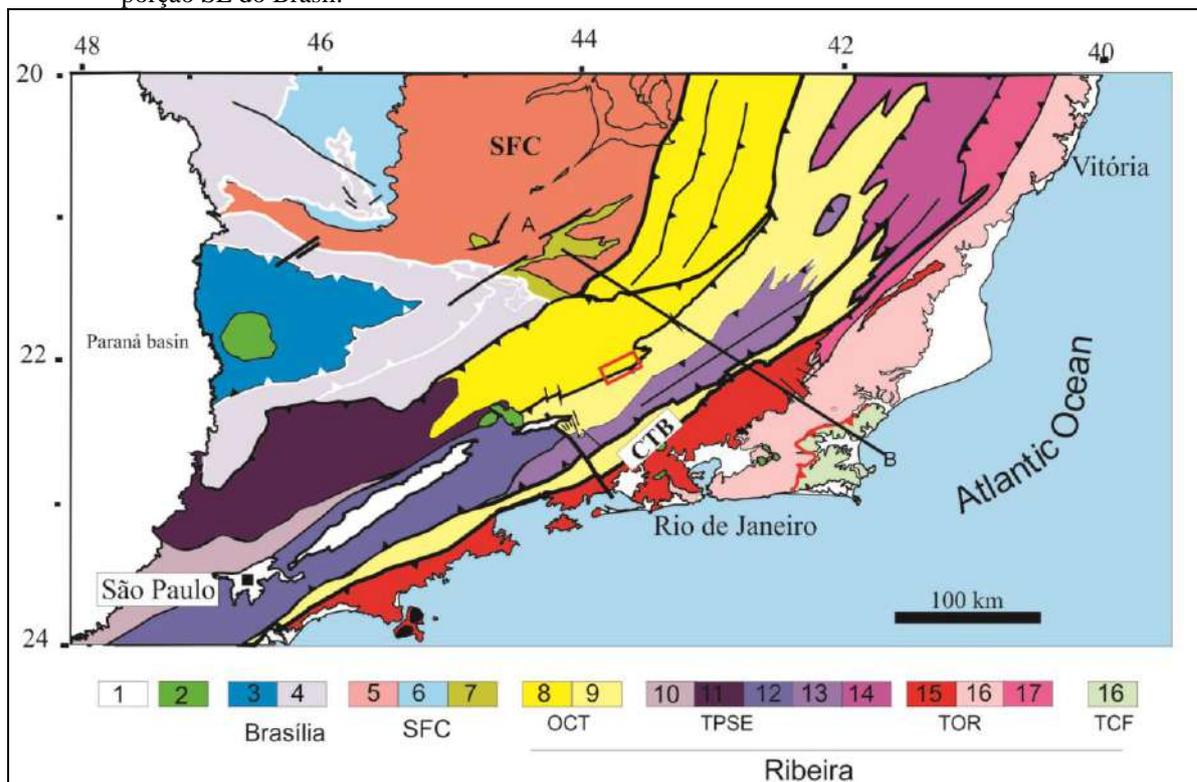
A Faixa Ribeira faz parte de um conjunto de orógenos de idade neoproterozoica a cambriana que compõe a Província Mantiqueira, que tem aproximadamente 1400 km de extensão distribuídos na porção sul-sudeste do Brasil ao longo da direção predominante NE-SW (Almeida *et al.*, 1973). O resultado da colisão entre o Cráton São Francisco-Congo com o cráton da Angola envolve também outras microplacas, terrenos suspeitos e/ou arcos magmáticos. Localiza-se a sul do Cráton São Francisco e tem como limite, a nordeste Faixa Araçuaí, a norte Cráton São Francisco, a noroeste Faixa Brasília e a sul Cráton de Luiz Alves (Heilbron *et al.*, 2004). A seguir será apresentada uma síntese do atual conhecimento sobre a evolução tectônica dessa faixa móvel, com ênfase no compartimento tectônico o qual se encontra inserida a área de estudo do presente trabalho.

#### 3.2 - Compartimentação Tectônica da Faixa Ribeira

A compartimentação tectônica para o segmento central da Faixa Ribeira, segue o conceito de terrenos tectono-estratigráficos de (Howell, 1989) e levou alguns autores a individualizar quatro terrenos, separados por falhas ou zonas de cisalhamento. Esses terrenos

estão separados por empurrões reversos e/ou zonas de cisalhamento dúctil de componente transpressivo dextral, assim denominados: Terreno Ocidental, Terreno Paraíba do Sul-Embu, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (Figura 3) (Heilbron 1993, 1995; Almeida, 2000; Trouw *et al.*, 2000). Esses terrenos foram amalgamados em direção ao Cráton São Francisco durante a orogênese Brasiliana ocorrida entre 620 a 490 Ma. (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado, 2003; Schmitt *et al.*, 2004).

Figura 3 - Subdivisão do segmento central da Província Mantiqueira, onde a Faixa Ribeira está incluída na porção SE do Brasil.

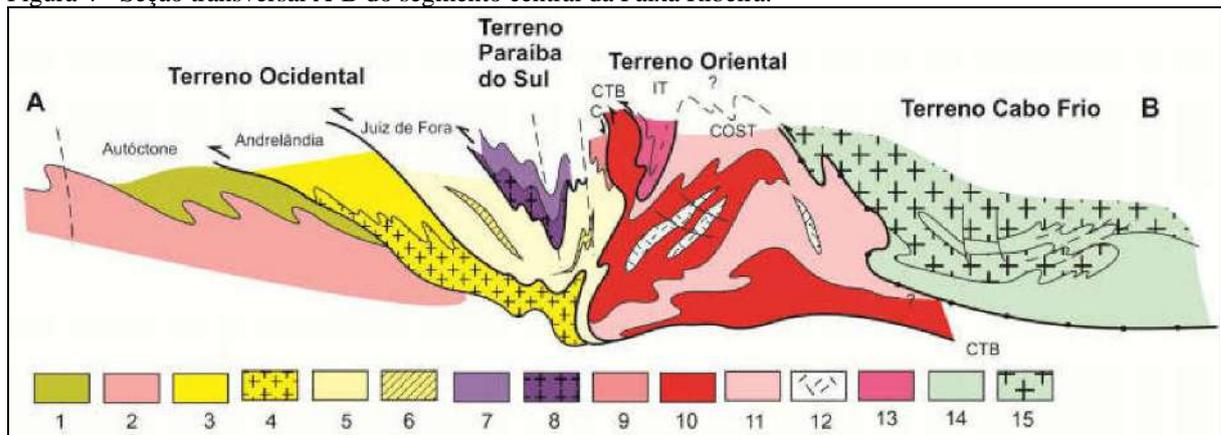


Localização da área de estudo.

Legenda: 1 – Bacias sedimentares Fanerozoicas; 2 – Plutons alcalinos do Neocretáceo e Paleogeno; Faixa Brasília Meridional: 3 – Nappe Guaxupé; 4 – Nappe de Passos (Npa), Sistema de Nappes Andrelândia (SAn); CSF – Cráton do São Francisco: 5 – Embasamento arqueano e paleoproterozoico; 6 – Cobertura/Grupo Bambuí; 7 – Sequências metassedimentares autóctones e para-autóctones; Faixa Ribeira: TOC – Terreno Ocidental: 8 – Domínio Inferior (Andrelândia); 9 – Domínio Superior (Juiz de Fora); TPS – Terreno Paraíba do Sul-Embu: 10 – Domínio Apiaí; 11 – Domínio Socorro; 12 – Domínio Embu; 13 – Domínio Paraíba do Sul; TOR – Terreno Oriental: 14 Domínio Cambuci; 15 – Arco Magmático Rio Negro; 16 – Domínio Costeiro; 17 – Domínio Italva; 18 – TCF – Terreno Cabo Frio. CTB – Limite Tectônico Central.

Fonte: extraído de Heilbron *et al.* 2004.

Figura 4 - Seção transversal A-B do segmento central da Faixa Ribeira.



Legenda: 1 – Metassedimentos autóctones Neoproterozoicos; 2 – Embasamento autóctone; 3 a 6 unidades do Terreno Ocidental: 3 e 5 – Coberturas metassedimentares alóctones; 4 e 6 – Rochas do embasamento alóctone, ortognaisses e ortogranulitos, respectivamente; 7 e 8 – Terreno Paraíba do Sul: 7 – Metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul; 8 – Ortognaisses embasamento Quirino; 9 a 13 unidades do Terreno Oriental: 9 – Domínio Cambucí; 10 – Arco Rio Negro; 11 – Domínio Costeiro; 12 – Leucogranitos; 13 – Domínio Itaipava; 14 e 15 unidades do Terreno Cabo Frio; 14: Metassedimentos Búzios-Palmital; 15 – Embasamento Região dos Lagos.

Fonte: extraído de Heilbron *et al.* 2004.

O Terreno Ocidental compreende em dois domínios estruturais, Domínio Andreilândia e Domínio Juiz de Fora. São representados, respectivamente, por metassedimentos neoproterozoicos da Megassequência Depositional Andreilândia (MDA) (Paciullo *et al.*, 2000), interpretados como retrabalhamento da margem passiva do Cráton São Francisco e rochas do embasamento Paleoproterozoico (Complexo Juiz de Fora), com intercalações tectônicas de rochas da MDA, ambos metamorfizados em fácies anfibolito superior a granulitos (Heilbron *et al.*, 2004).

O Terreno Paraíba do Sul-Embu está sobreposto ao Terreno Ocidental. Três conjuntos litológicos são reconhecidos nesse terreno: rochas da cobertura supracrustal, rochas granitoides brasileiras e embasamento composto por ortognaisses do Complexo Quirino. Está redobrado por fases de deformações tardias do orógeno. Provavelmente, este terreno é representante de um microcontinente com embasamento Paleoproterozoico (Heilbron *et al.*, 2004).

No Terreno Oriental estão inseridos diversos corpos graníticos relacionados aos estágios sin a tardi-colisionais, e compreende principalmente pelo Arco Magmático Neoproterozoico Rio Negro (Heilbron e Machado, 2003; Tupinambá *et al.*, 2000). O contato entre os terrenos Ocidental e Oriental define o Limite Tectônico Central (CTB - *Central Tectonic Boundary* - Almeida *et al.*, 1998; Almeida, 2000) que tem mergulhos subverticais a moderados para NW na porção centro-sul e na porção noroeste com mergulhos para SE (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2004). As rochas adjacentes ao CTB são milonitizadas,

especialmente no lado noroeste (metassedimentos predominantes). Tal estrutura foi denominada de Zona de Cisalhamento Arcádia-Areal (ZCAA) por Almeida (2000).

O Terreno Cabo Frio é composto por embasamento Paleoproterozoico e rochas supracrustais metassedimentares, metamorfizadas em fácies granulíticas de pressão relativamente alta. Aglutinou-se à Faixa Ribeira tardiamente, colidindo por volta de 520 a 490 Ma, caracterizando a Orogênese Búzios. O limite do Terreno Cabo Frio é representado por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo, com mergulho por vezes para SE na porção centro-norte e mergulho moderado para SW na porção sudoeste do limite (Schmitt, 2001; Schmitt *et al.*, 2008b; Schmitt *et al.*, 2016; Almeida *et al.*, 2012).

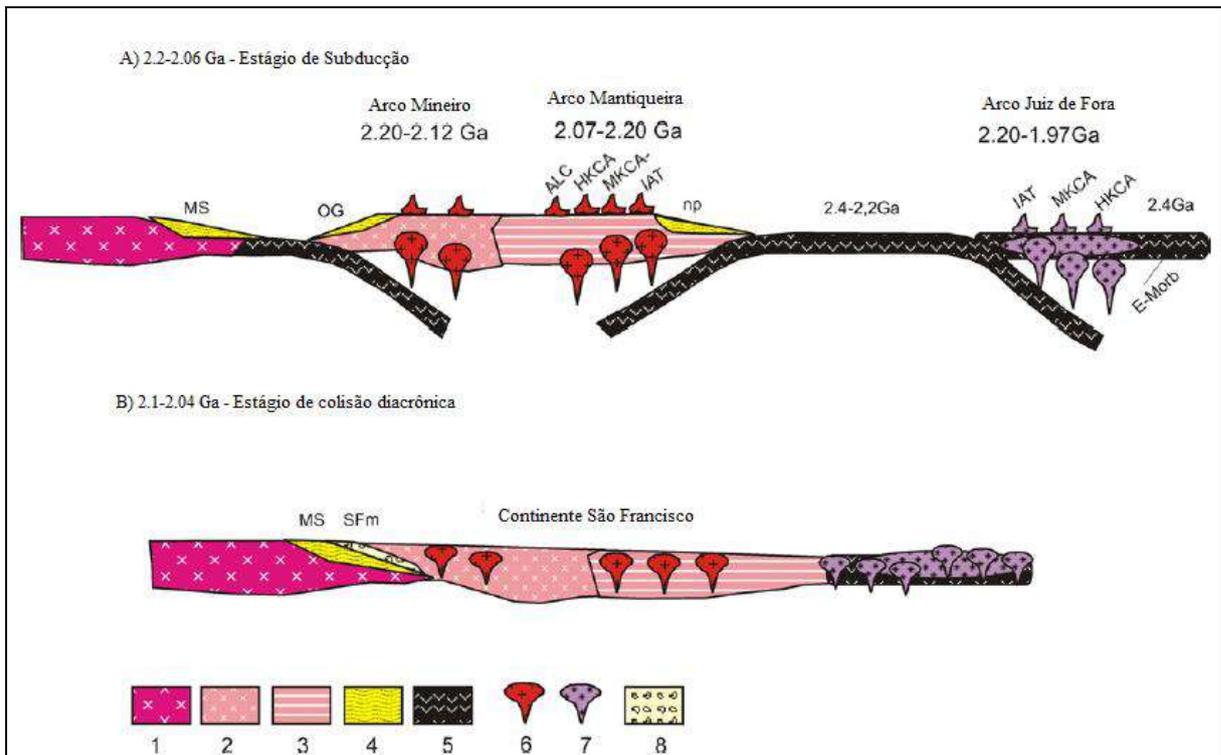
As colisões dos referidos terrenos resultaram no desenvolvimento de empurrões e zonas de cisalhamento transpressivas destrais, de acordo com a sequência abaixo discriminada (Heilbron *et al.*, 2016):

- a) Colisão I: Terreno Ocidental e Paraíba do Sul-Embu em ca. 620-600 Ma;
- b) Colisão II: Terreno Oriental em ca. 605-560 Ma;
- c) Colisão III: Terreno Cabo Frio em ca. 535-510 Ma.

O complexo da Mantiqueira representa a margem retrabalhada de um Paleocontinente Arqueano de idades (2.2 a 2.15 Ga), do Paleocontinente São Francisco.

Heilbron *et al.*, 2010 sugerem que o Complexo de Juiz de Fora se originou em um cenário intraoceânico (Figura 5), distante da margem do Paleocontinente do São Francisco, e posteriormente agregado na margem ativa do São Francisco. Outro Arco Magmático Paleoproterozoico, o cinturão Mineiro, está localizado na parte sul do Cráton do São Francisco, entre o Quadrilátero Ferrífero e o Complexo Mantiqueira.

Figura 5 - Evolução tectônica do Orógeno Rhyaciano no sudeste do Brasil.



Legenda: Evolução tectônica do Orógeno Rhyaciano no sudeste do Brasil, conforme previsto para o período entre ca. 2,4 e 1,1 Ga. 1-3: Microcontinentes arqueanos, 4-sucessões de margem passiva (supergrupo MS-Minas, OG- sucessão Ouro Grosso, np- não presente), 5-sucessões do fundo do oceano, 6-arco magmático de cordilheira, 7-intra -Arco magmático oceânico, 8-sucessões de *flysch* (formação Sfm-Sabará).

Fonte: modificado de Heilbron *et al*, 2010.

A amalgamação diacrônica desses três arcos se concretizou após 2.1 Ga e resultou na construção do segmento sul da paleoplaca sanfranciscana.

### 3.3 Geologia Estrutural da Faixa Ribeira

As estruturas deformacionais foram divididas em quatro etapas sucessivas,  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$  e  $D_4$ . As duas primeiras são entendidas como progressivas e denominadas de deformação principal. As duas outras, foram denominadas de fases da deformação tardia. A etapa principal de encurtamento crustal para o segmento Central da Faixa Ribeira, é representada por duas fases geométricas de deformação ( $D_1+D_2$ ), que geraram as estruturas mais importantes e penetrativas observadas em quase todos os Domínios Tectônicos, menos nas zonas de cisalhamento tardias, onde são mascaradas. A deformação principal é responsável pela compartimentação tectônica da faixa, gerada através do empilhamento de escamas de

empurrão com transporte tectônico em direção ao Cráton São Francisco. Desta tectônica de empurrões resultaram em dobras assimétricas, apertadas a isoclinais, variando de recumbentes a inclinadas (Heilbron, 1993; Heilbron, 1995).

A fase de deformação D3 é contemporânea à colagem do Terreno Cabo Frio à Faixa Ribeira (Orogênese Búzios, Schmitt *et al.*, 2004). Com essa deformação houve redobramento de todas as estruturas previamente formadas, gerando dobras empinadas abertas a apertadas, subordinadamente isoclinais. Uma importante estrutura D<sub>3</sub> regional é a Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul, com componente reverso e transpressivo dextral. A fase de deformação D<sub>4</sub> gerou dobras abertas a suaves, associadas às zonas de cisalhamento dúctil/rúptil (Heilbron, 1993; Heilbron, 1995; Almeida, 2000; Heilbron *et al.* 2004).

### 3.4 Metamorfismo da Faixa Ribeira

A história da evolução metamórfica da Faixa Ribeira é caracterizada por três eventos distintos, denominados M<sub>0</sub>, M<sub>1</sub> e M<sub>2</sub>, que foram discriminados por critérios microtectônicos, metamórficos e radiométricos. O metamorfismo M<sub>0</sub> ocorre impresso somente em rochas do embasamento de idades pré-1.8 Ga e são visivelmente anteriores à tectônica da orogênese brasileira responsável pelo empilhamento dos domínios tectônicos da faixa em questão (Heilbron, 1993; Heilbron, 1995; Duarte, 1998).

O estágio M<sub>1</sub> é o metamorfismo principal da faixa e ocorre impresso em todas as unidades litológicas dos diferentes domínios estruturais, sendo ele contemporâneo à tectônica de empurrões (Heilbron, 1993; Heilbron, 1995; Duarte, 1998). Ocorreu no Neoproterozoico (595-565 Ma), datado pela aplicação de técnicas de U-Pb em minerais metamórficos enquanto que o estágio M<sub>2</sub> desenvolveu-se no início do Paleozoico e gerou um conjunto de reações metamórficas retrógradas em relação ao pulso M<sub>1</sub>, que reflete condições de resfriamento (Machado *et al.*, 1996; Valladares, 1996). O metamorfismo M<sub>1</sub> produziu paragêneses minerais de pressões intermediárias a altas e as feições microestruturais indicam que estas paragêneses são contemporâneas ao desenvolvimento da foliação principal, gerada durante a deformação principal (D1+D2). O pico de temperatura metamórfica aumenta do Terreno Ocidental para o Terreno Oriental, mostrando sucessivas zonas metamórficas (Heilbron, 1993; Heilbron, 1995).

Acredita-se que esse evento  $M_2$  seja contemporâneo à deformação tardia, principalmente  $D_3$ , datados por técnicas de U-Pb em minerais metamórficos forneceram idades de 535 Ma para este evento (Machado *et al.*, 1996; Valladares, 1996).

Dados geotermobarométricos do setor norte do domínio Andrelândia indicam temperaturas máximas de 700 – 900 °C e pressões de 8-10 Kbar para o início do estágio  $M_1$  (Trouw, 1992). As condições metamórficas registradas para o final do estágio  $M_1$  no domínio Juiz de Fora foram de  $T > 700-750$  °C e  $P = 6-7$  Kbar (Duarte, 1998).

Os metamorfismos  $M_1$  (sin-colisional) e  $M_2$  (pós-colisional) foram interpretados como contínuos, sendo que  $M_1$  estaria relacionada ao processo de delaminação crustal do domínio Andrelândia durante subducção para SE, por baixo do domínio Juiz de Fora e  $M_2$  estaria associada ao espessamento crustal, com consequente refusão de metassedimentos e do embasamento (Heilbron, 1993; Heilbron, 1995).

### 3.5 Unidades litoestruturais

A área de estudo está inserida na Faixa Ribeira Central dentro do Terreno Ocidental que compreende em dois domínios estruturais, Domínio Andrelândia (inferior) e Domínio Juiz de Fora (superior). Foram descritas as nomenclaturas litoestratigráficas mais utilizadas para as unidades discutidas nesse trabalho, conforme (Heilbron, 1993, Paciullo et al., 2000). De acordo com o relatório do Mapa Geológico e Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (Heilbron *et al.* 2016) a região compreende as seguintes associações litológicas:

- a) Embasamento Paleoproterozoico constituído pelo Complexo Mantiqueira e Complexo Juiz de Fora;
- b) Unidades metassedimentares pertencentes à Megassequência Andrelândia composta por: Biotita Gnaiss Bandado com Quartzito; Granada-Biotita Gnaiss bandado com Quartzito e Anfibolito;
- c) Unidades constituídas por granitóides deformados, relacionadas ao magmatismo sin-colisional.

### 3.5.1 Embasamento do Domínio Andrelândia

O Complexo Mantiqueira forma uma associação do embasamento Paleoproterozoico no Domínio Andrelândia do Terreno Ocidental. Esse Complexo envolve um conjunto de rochas ortoderivadas sendo que o litotipo predominante é representado por biotita-hornblenda gnaiss bandado, normalmente migmatizados, com composição variando entre tonalítica a granítica. Os dados geoquímicos descritos na literatura indicam que os ortognaisses podem ser subdivididos em diversas suítes magmáticas, resultantes de diferentes fontes ou mesmo de diversas taxas de assimilação crustal. Dados geocronológicos indicam geração no paleoproterozoico com forte herança arqueana, caracterizando ambientes de arcos magmáticos cordilheiranos. As rochas básicas formam um grupo muito heterogêneo, os dados geoquímicos indicam assinaturas desde ambientes intraplaca até fundo oceânico, podendo sugerir que representam múltiplos episódios de magmatismo. (Figueiredo & Teixeira, 1996; Duarte, 1998; Duarte *et al.*, 2004).

### 3.5.2 Embasamento do Domínio Juiz de Fora

O Complexo Juiz de Fora forma uma associação do embasamento pré-1.7Ga do Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental, ocorre como intercalação tectônica entre as rochas do embasamento e as rochas metassedimentares de idade neoproterozoica pertencentes à Megassequência Depositional Andrelândia (Paciullo *et al.*, 2000). Esta intercalação pode ser observada em escala de afloramentos. Este complexo envolve um conjunto de rochas granulíticas, exibe localmente uma marcante foliação milonítica e apresenta também texturas de retrometamorfismo. Os ortogranulitos variam de composição charnockítica, charnoenderbítica a enderbítica. Os granulitos enderbíticos são os litotipos predominantes e aparecem intercalados com granulitos de composição charnoenderbítica a charnockítica. (Heilbron 1993; Heilbron, 1995; Duarte, 1998).

### 3.5.3 Cobertura Supracrustal do Terreno Ocidental

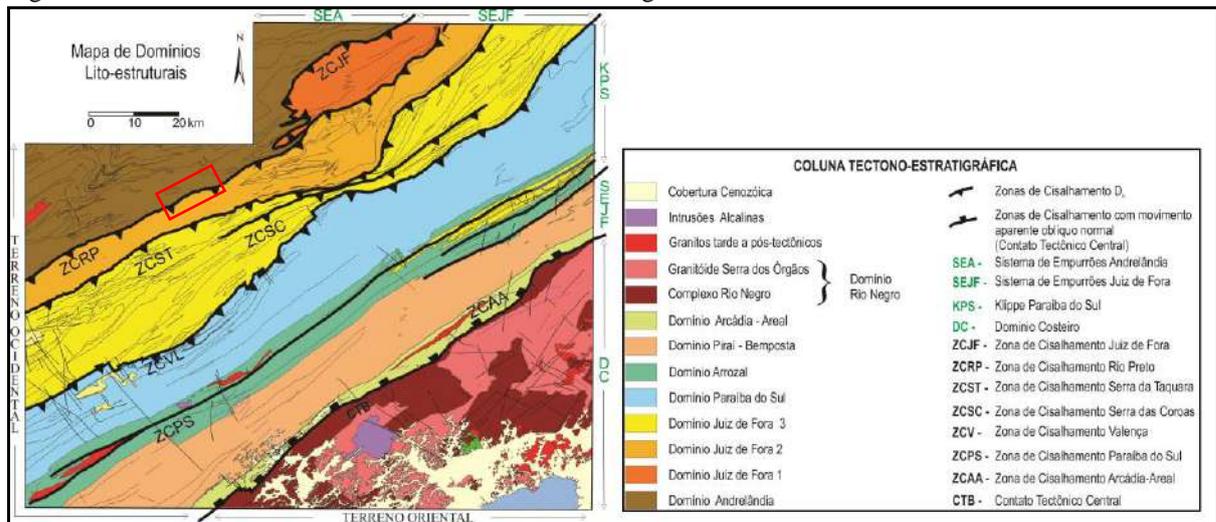
A Megassequência Depositional Andrelândia é interpretada como rochas formadas pelo retrabalhamento da margem do Cráton São Francisco (Paciullo *et al.*, 2000). Parte das unidades dessa Megassequência ocorre tanto no Domínio Andrelândia como no Domínio Juiz de Fora (Heilbron, 1995; Heilbron *et al.*, 2000).

Essa unidade é constituída, principalmente, por biotita gnaisses bandados de composições variadas, contendo plagioclásio e biotita, e subordinadamente, granada. O bandamento composicional possui espessuras centimétricas a decimétricas e apresenta contatos gradacionais entre as bandas de diferentes composições, sugerindo assim, que esta estrutura representa o acamamento sedimentar, modificado totalmente da sua posição original devido às deformações subseqüentes. São frequentes as intercalações de quartzitos, sillimanita-granada-biotita gnaiss e lentes de rochas calcissilicáticas e anfíbolitos (Heilbron *et al.*, 2016).

### 3.5.4 Sistema de Zonas de Cisalhamento Dúctil de Alto Grau do Médio Vale do rio Paraíba do Sul

A geologia da região sudeste do Brasil é marcada por longas e sucessivas faixas alongadas NE-SW de rochas do embasamento, supracrustais e arcos magmáticos, todas retrabalhadas no neoproterozoico, limitadas por grandes zonas de cisalhamento de componente reverso e transpressivo dextral (Heilbron *et al.*, 1993). A Faixa Ribeira Central tem uma geologia estrutural complexa, típica de uma orogenia polifásica. Apresenta rochas metamórficas de alto grau de diversas gerações. Um corredor de zonas de cisalhamento configura um feixe de zonas paralelas entre si, com centenas de quilômetros de comprimento e centenas de metros de espessura, denominado Sistema de Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (Figura 6) (Almeida, 2000).

Figura 6 - Sistema de Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul.



Legenda: Em destaque vermelho a localização da área de estudo.

Fonte: extraído de Almeida, 2000.

O Sistema de Zonas de Cisalhamento Dúctil de Alto Grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul possui uma importância significativa na compartimentação litoestrutural e tectônica da Faixa Ribeira Central, uma vez que, algumas dessas zonas de cisalhamento correspondem a suturas tectônicas, ou seja, antigo limite de placas litosféricas e/ou terrenos (Almeida, 2000).

Dentre as zonas de cisalhamento componentes deste Sistema, as mais expressivas são: de NW para SE, a Zona de Cisalhamento Rio Preto delimita o contato entre o Domínio Juiz de Fora e Domínio Andreiândia e marca o limite noroeste deste Sistema (destaque vermelho na Figura 6); Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul que coincide com a zona de charneira de uma grande sinforme e a Zona de Cisalhamento Arcádia-Areal que coincide com o Limite Tectônico Central (CTB - *Central Tectonic Boundary*) e delimita o Sistema a sudeste. (Almeida *et al.*, 1998; Almeida, 2000).

Considerando as estruturas citadas anteriormente o Sistema de Zonas de Cisalhamento Dúctil de Alto Grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul pode ser dividido em três setores: sul, central e norte. A área do presente estudo se encontra no setor Norte. No setor sul a deformação é distribuída entre a divisa do Rio de Janeiro com Minas Gerais e o litoral do RJ. No setor central a deformação é mais concentrada do que nos demais setores, onde as zonas de cisalhamento se aproximam. Na porção fluminense, as zonas de cisalhamento formam um sistema quase contínuo; no setor norte a deformação é mais espalhada e as zonas de cisalhamento tomam uma orientação mais meridional, seguindo em direção à Faixa Araçuaí (Heilbron *et al.*, 2016).

Na área próxima à Zona de Cisalhamento Rio Preto, as foliações e os contatos litológicos têm mergulhos predominantes para SE a partir do Rio de Janeiro para o norte até a divisa com Minas Gerais (Almeida, 2000).

## 4 UNIDADES LITOLÓGICAS MAPEADAS

Nesse capítulo serão descritos os principais aspectos de campo e petrográficos das unidades litológicas encontradas na área de estudo. As unidades litológicas foram individualizadas com base em critérios de campo e petrográficos. Dessa forma, as unidades litológicas identificadas foram assim denominadas: unidades do embasamento compostos por: Hornblenda-Biotita Gnaiss e Gnaiss Granulítico; unidades metassedimentares, onde temos: Biotita Gnaiss Bandado, Granada-Biotita Gnaiss, Paragnaisse Micáceo Acamadado e Unidades Quartzíticas; unidade referente ao magmatismo identificada como Granitoide Foliado (Anexo 2). As unidades foram descritas da base para o topo, de acordo com o empilhamento litoestrutural observado na área.

### 4.1 Complexo Mantiqueira

#### 4.1.1 Hornblenda-Biotita Gnaiss

As rochas dessa unidade foram observadas em alguns pontos da área de estudo, concentrados na porção NW (anexo 2), aflorando, principalmente em encostas e lajedos, entende-se que seja uma janela exposta do embasamento. Esta litologia está situada fora da Zona de Cisalhamento Rio Preto. O hornblenda-biotita gnaiss é um litotipo ortoderivado, está relacionado aos litotipos do Complexo Mantiqueira, sendo estes considerados como embasamento do Domínio Andrelândia.

O hornblenda-biotita gnaiss possui um bandamento gnáissico composicional bem desenvolvido, com granulação fina a grossa. Apresenta textura migmatítica, formando leucossoma com abundante presença de porfiroblastos de anfibólios, dobras desarmônicas, com foliação subparalelas à superfície axial dessas dobras. Há uma discrepância destes afloramentos na orientação da foliação principal Sn de mergulho moderado para NNW em comparação com a Sn principal regional (mergulho moderado para SE), podendo estar relacionado a uma deformação mais antiga.

Esse gnaisse tem a cor cinza, mesocrático, com textura porfiroblástica, bandamento gnáissico marcante de espessura centimétrica a decimétrica. As bandas félsicas são compostas predominantemente por quartzo, plagioclásio e microclina enquanto as bandas máficas são compostas por anfibólio e biotita. A granulação da matriz varia de fina à média, apresenta camadas boudinadas de composição anfibolíticas. Em alguns afloramentos dessas rochas são comuns textura migmatítica, evidenciadas por leucossomas quartzo-feldspático bordejados por anfibólios centimétricos (Figura 7a).

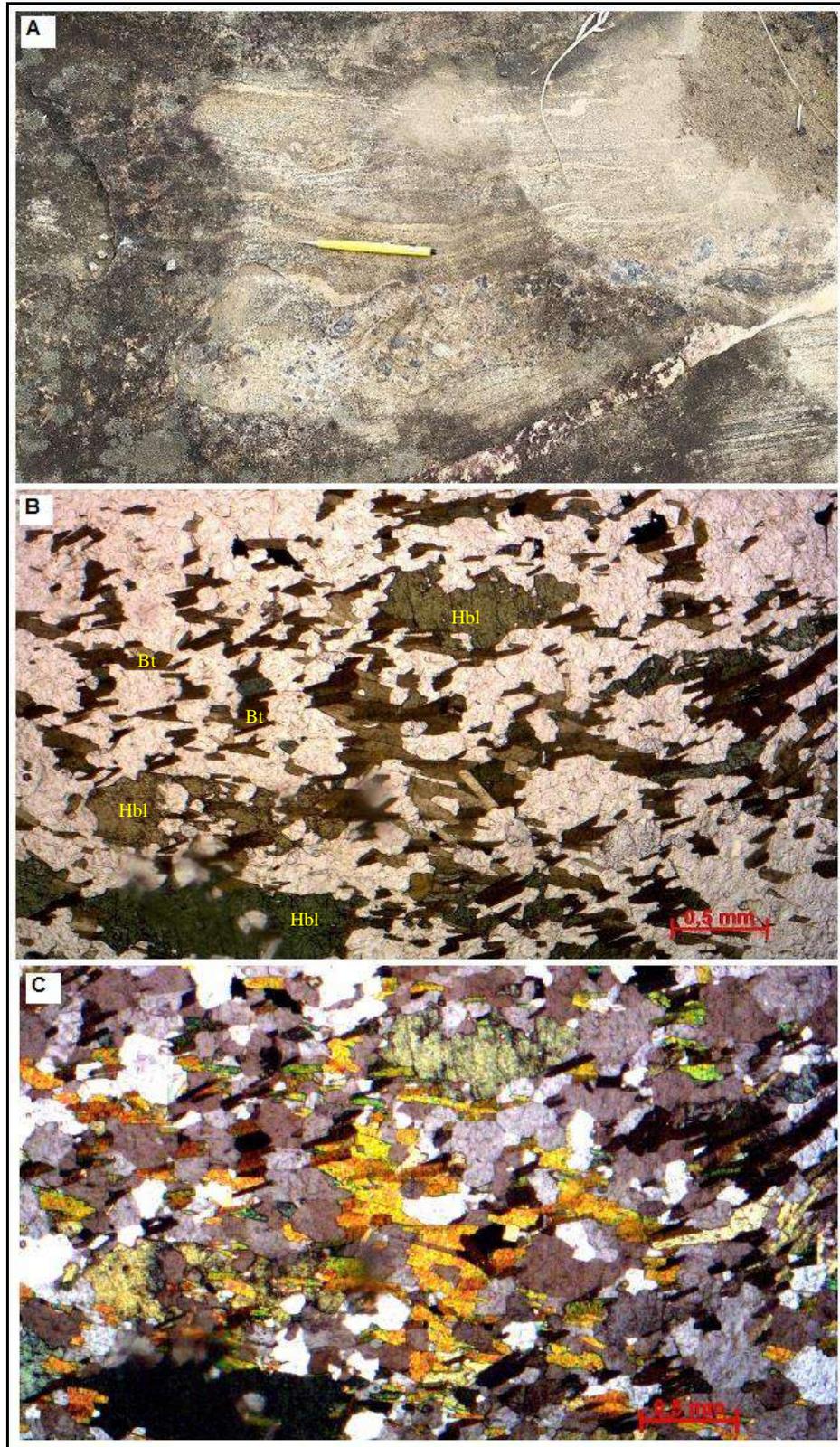
Petrograficamente esse litotipo é inequigranular, de textura granolepidoblástica a porfiroblástica. Sua mineralogia essencial é constituída por quartzo, microclina, plagioclásio, hornblenda e biotita; como acessórios têm-se o zircão, minerais opacos e titanita (figura 7b).

O quartzo apresenta extinção ondulante frequente, seus grãos ocorrem também recristalizados em fitas estiradas (*ribbon quartz*), está sob a forma de grãos xenoblásticos, granulação fina a grossa, por vezes com trama poligonal, devido ao crescimento por recristalização estática.

A hornblenda e biotita evidenciam a parte máfica da rocha. A biotita possui forma de palhetas finas com pleocroísmo entre tons de caramelo. A hornblenda ocorre como cristais xenoblásticos com pleocroísmo com diferentes tons de verde.

A análise modal foi feita em uma lâmina delgada, mostrou a seguinte composição: quartzo (22%), feldspato potássico (28%), biotita (15%), plagioclásio (24%), hornblenda (8%), titanita (2%) e minerais opacos (1%).

Figura 7 - Aspectos de campo e micrográfico do Hornblenda-Biotita Gnaiss



Legenda: a) Rocha migmatizada rica em porfiroblastos de anfibólio (RP-EC-106) b) fotomicrografia nicóis paralelos, lente de 2.5x (RP-EC-03), c) b) fotomicrografia nicóis cruzados, lente de 2.5x (RP-EC-03).  
Fonte: O autor, 2020.

## 4.2 Complexo Juiz de Fora

### 4.2.1 Gnaiss Granulítico

Esta rocha é encontrada no Domínio Juiz de Fora, na porção SE da área mapeada, em sua maioria, encontra-se fora da Zona de Cisalhamento Rio Preto, porém são observadas algumas lentes dentro da ZCRP. Essa litologia pertence ao complexo de rochas ortoderivadas do embasamento deste domínio, aflorando principalmente em encostas e cortes de estrada. É comum a observação de intercalações tectônicas com as rochas metassedimentares da Megassequência Andrelândia e, por vezes, esta intercalação é observada em escala de afloramento.

Apresenta uma coloração esverdeada, inequigranular, granulação fina à média na matriz, porfiroblastos de feldspatos, hornblenda e piroxênios (Figura 8c), textura granoblástica e aspecto milonítico marcante, bandamento gnáissico milimétrico bem marcado (Figura 8a). A mineralogia principal é composta por ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, quartzo e microclina (Figura 8b); como acessórios têm-se zircão, minerais opacos. É comum observar piroxênios alterados para hornblenda e biotita, indicando um retrometamorfismo. A lineação de estiramento muito bem marcada por minerais prismáticos estirados e agregados de quartzo em fita (*ribbon quartz*) é muito comum. Apresenta uma paragênese metamórfica equivalente à fácies granulito composta por ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio.

Petrograficamente a rocha possui textura granoblástica, mas é comum observar forte milonitização. É composta por quartzo (20-25%), plagioclásio (15-25%), feldspato potássico (5-10%), granada (0-2%), biotita (5-10%), hornblenda (5-15%), ortopiroxênio (3-10%), clinopiroxênios (5-10%), minerais acessórios como zircão e opacos somam (1%) e minerais secundários: hornblenda e biotita (1%).

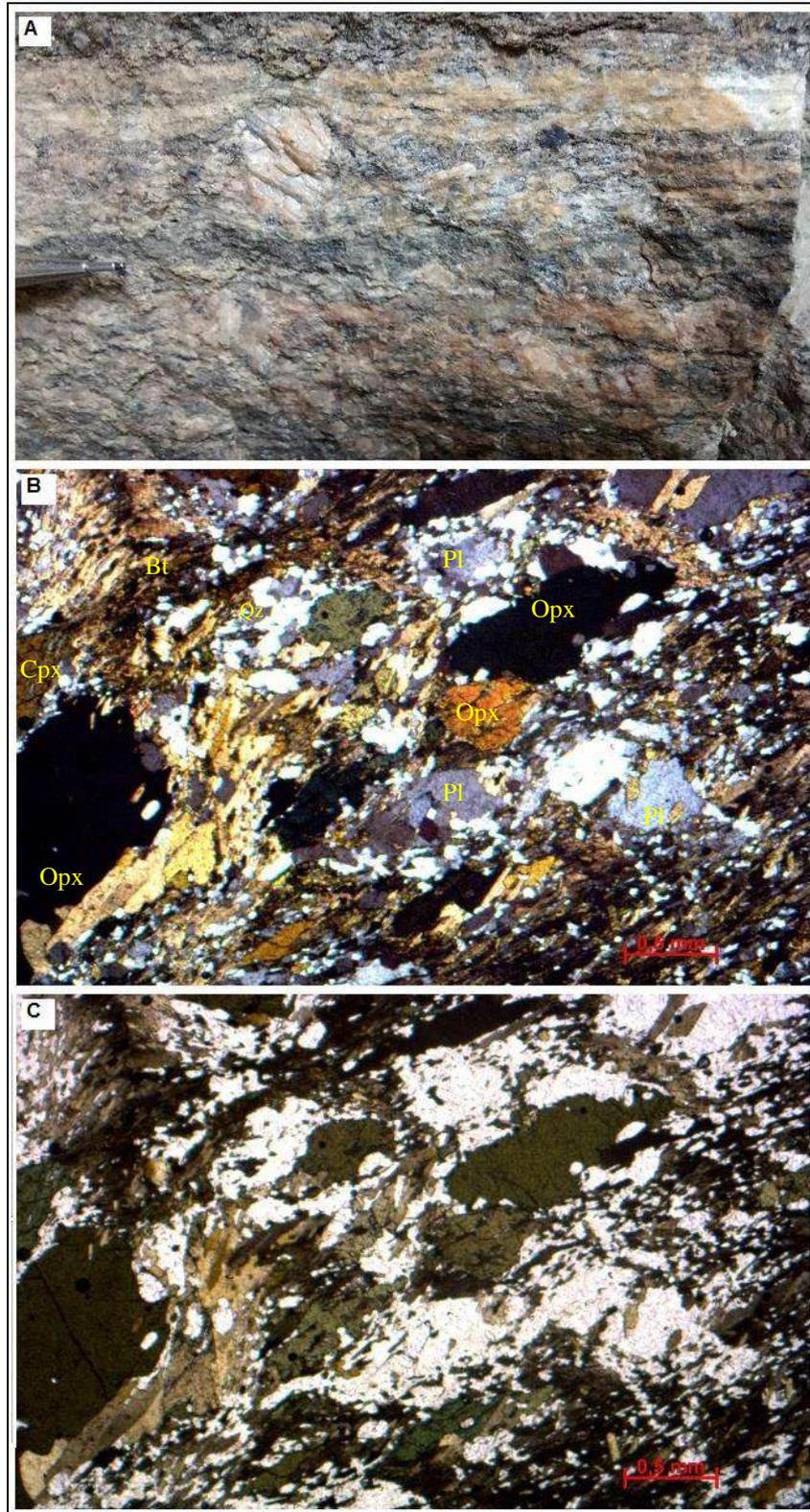
Biotita ocorre como palhetas finas orientadas segundo a foliação principal. Possui pleocroísmo que varia nos tons de castanho a verde. Alguns grãos menores estão associados às bordas de piroxênio.

Hornblenda ocorre como grãos subidioblásticos de pleocroísmo verde-acastanhado, e comumente estão associados ao piroxênio e biotita. Encontra-se frequentemente orientada segundo a foliação principal.

Ortopiroxênio ocorre frequentemente associado à biotita e hornblenda como grãos xenoblásticos e pleocroísmo em tons rosado a verde claro, relevo alto, clivagem próxima de 90° com extinção reta. Encontram-se orientados segundo a foliação principal. Alguns grãos possuem extinção ondulante e/ou se apresentam com pequenas caudas recristalizadas, evidenciando o comportamento dúctil e de alta temperatura, durante o processo deformacional que afetou a rocha.

Quartzo ocorre como grãos xenoblásticos de tamanho fino a médio e frequentemente possui fitas de quartzo, muito estirados de aspecto milonítico.

Figura 8 - Aspectos de campo e petrográfico do Gnaise Granulítico.



Legenda: a) textura granoblastica com megacristal de feldspato b) fotomicrografia nicóis cruzados, lente de 2.5x.  
c) fotomicrografia nicóis paralelos, lente de 2.5x, ponto RP-EC-18.

Fonte: O autor, 2020.

### 4.3 Megassequência Depositional Andrelândia

#### 4.3.1 Biotita Gnaiss Bandado

Litotipo predominante na área de estudo e ocorre em ambos os lados da Zona de Cisalhamento Rio Preto. São paragnaisses representantes da Megassequência Depositional Andrelândia (Paciullo *et al.*, 2000), que afloram em locais variáveis: leito de rios, drenagens, lajedos, corte de estradas e encostas.

Este litotipo apresenta um bandamento composicional milimétrico a centimétrico, definido pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas, com diferentes proporções entre quartzo e feldspato e diferentes granulações, bandamentos máficos ricos em biotita. Apresentam texturas variáveis, as principais são: uma fácies porfiroclástica, de granulação média na matriz e textura porfiroclástica, com porfiroclastos deformados de feldspato que atingem 0,8mm de tamanho e outra fácies homogênea de granulação fina e um bandamento gnáissico milimétrico (Figura 9c), textura milonítica é comum nesse litotipo, quando identificado dentro da Zona de Cisalhamento Rio Preto.

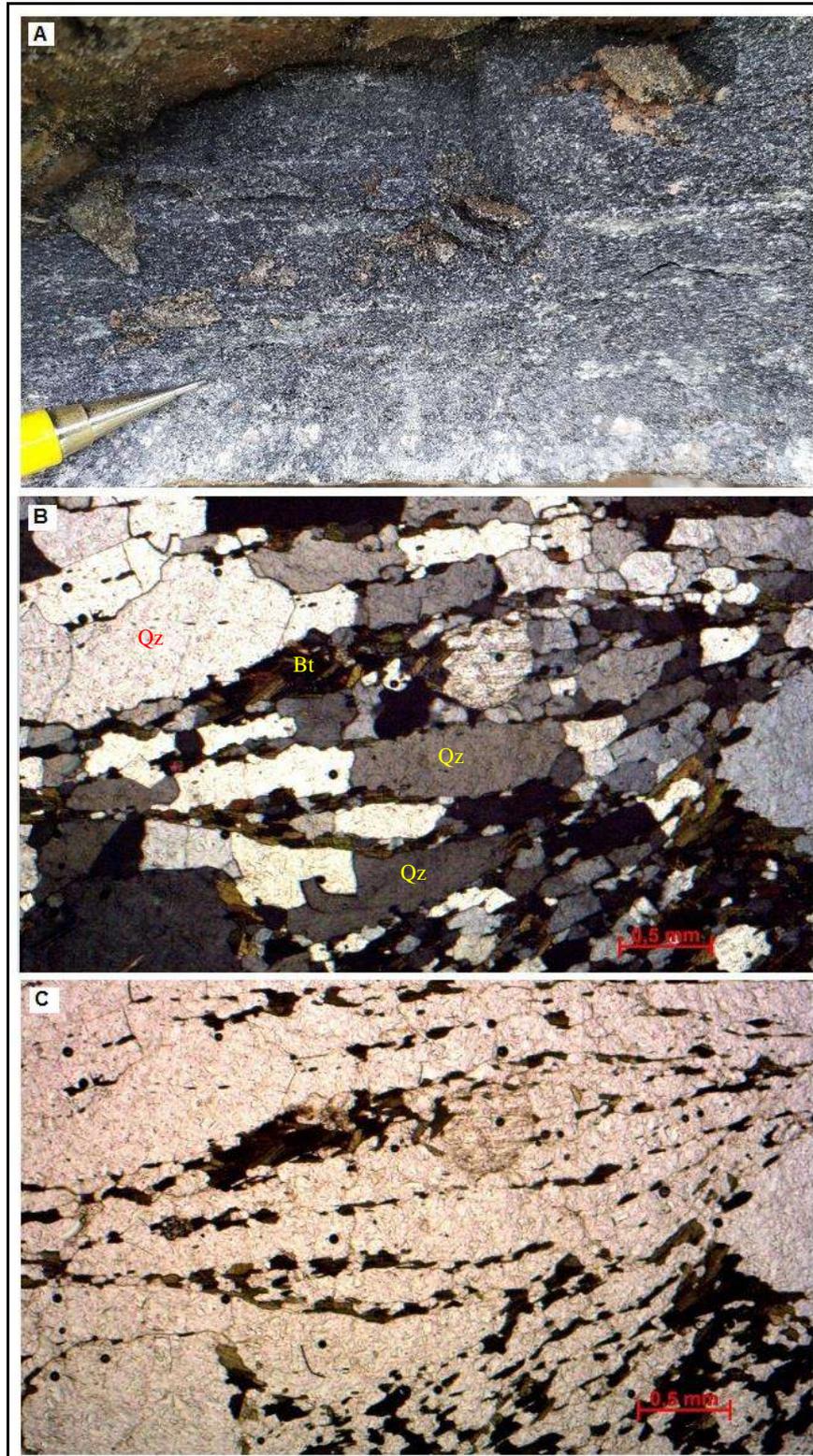
A mineralogia principal é constituída por plagioclásio, quartzo, microclina e biotita de diferentes proporções, hornblenda em menor quantidade; como acessórios têm-se o zircão e minerais opacos. Muscovita aparece como mineral secundário. Porções ricas em álcali-granito são observadas, de coloração rosada e granulação grossa, sendo um produto derivado de anatexia.

Alguns outros litotipos metassedimentares ocorrem intercalados ao biotita gnaiss bandado, em camadas milimétricas a métricas, muitas vezes apresentando contatos gradacionais, sendo eles: quartzitos feldspáticos a quartzitos micáceos, gnaisses quartzosos ambos de granulação variável e também, por vezes, bandas de metapelitos. A presença frequente de *boudins* assimétricos de anfibolitos e rochas calcissilicáticas ocorre nos bandamentos de variadas composições, que pode ser interpretado como o acamamento sedimentar modificado completamente de sua posição original pela deformação.

Esse litotipo apresenta granulação fina a grossa, grãos inequigranulares e textura granolepidoblástica (Figura 9a). Apresenta a seguinte relação modal: quartzo (35-40%), feldspato potássico (30-35%), biotita (15-20%), plagioclásio (10%), e minerais opacos (5%), outros acessórios (1%). Muscovita secundária compreende 1% da lâmina delgada.

A biotita ocorre sob a forma de palhetas finas, mostrando pleocroísmo de cor marrom claro a marrom. Alguns cristais possuem orientação dispersa, no entanto a maioria orienta-se segundo a foliação principal.

Figura 9 - Aspectos de campo e petrográfico do Biotita Gnaiss Bandado.



Legenda: a) textura homogênea, granulação fina e bandamentos milimétricos. b) fotomicrografia do Biotita Gnaiss Bandado, nicóis cruzados, lente de 2.5x. c) fotomicrografia do Biotita Gnaiss Bandado, nicóis paralelos, lente de 2.5x, ponto RP-EC-62.

Fonte: O autor, 2020.

O quartzo ocorre como grãos xenoblásticos, granulação fina a grossa, com muitas fitas estiradas, com contatos interlobados e alguns cristais mostram extinção ondulante.

O feldspato potássico aparece como grãos xenoblásticos, granulação variável de fina a média e em geral a geometria dos cristais é do tipo interlobada e não apresenta geminação.

#### 4.3.2 Granada-Biotita Gnaiss

O granada-biotita gnaiss foi observado em ambos os lados da Zona de Cisalhamento Rio Preto, este litotipo aflora principalmente em encostas ou perfis de estradas e leito de rios que atravessam a área. É um paragneiss micáceo, provavelmente derivado de uma rocha pelítica.

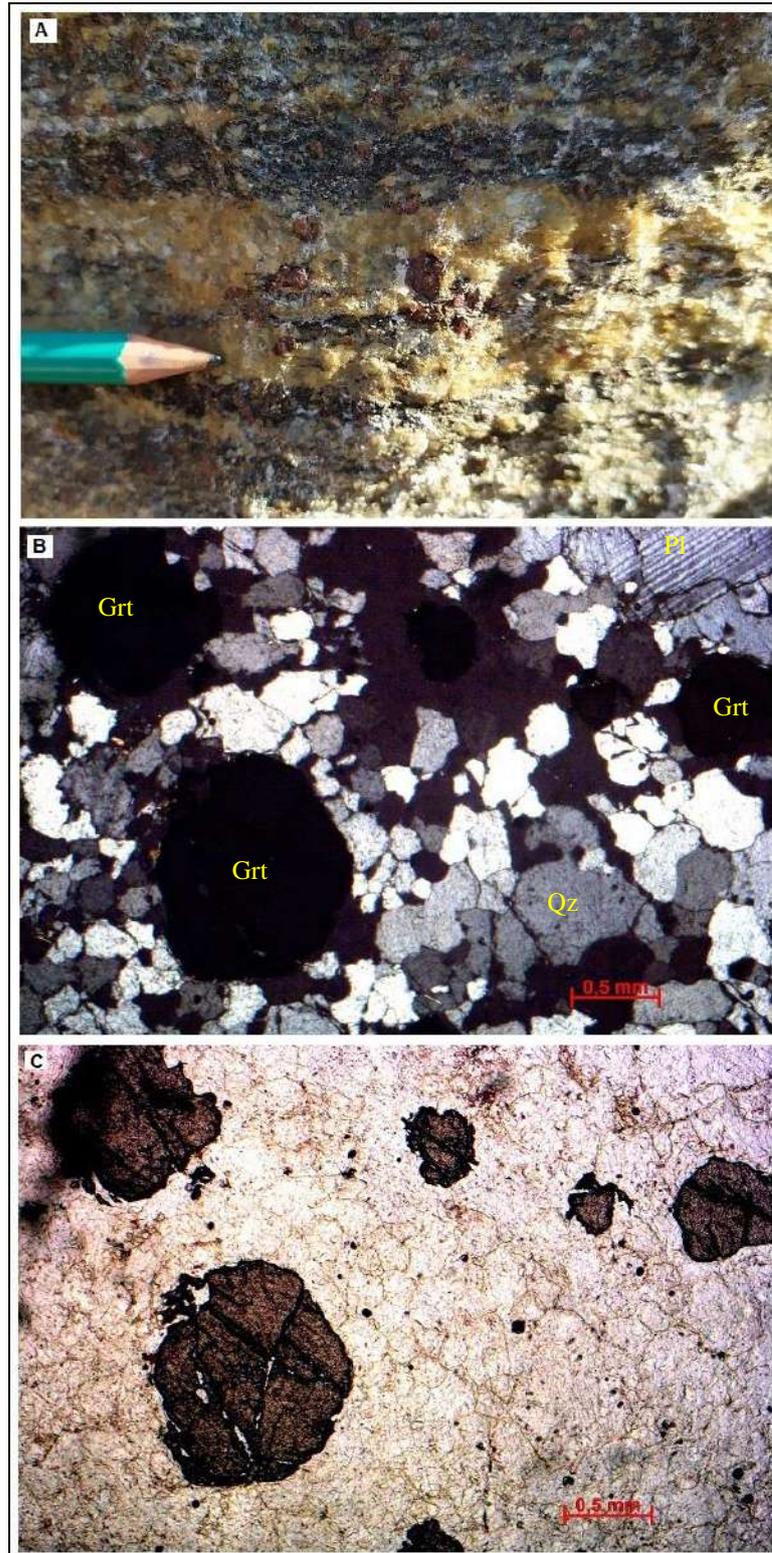
Esse litotipo tem a cor cinza, leucocrático, inequigranular, textura porfiroblástica com megacristais ou aglomerado de granada e também de microclina (Figura 10a), por vezes apresenta aspecto milonítico quando mapeado dentro da ZCRP. No bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico, é comum a presença em pequena quantidade de sillimanita fibrosa (fibrolita), as bandas félsicas são compostas por quartzo, plagioclásio, microclina e granada, em proporções variadas; já as bandas máficas são compostas por biotita e granada, a granulação da matriz varia de fina à média.

A mineralogia essencial é composta por quartzo, microclina, plagioclásio, granada, biotita e pequena proporção de sillimanita; como acessórios têm-se minerais opacos e zircão. Foram observados, no mesmo afloramento, porções de granulação fina, equigranulares, hololeucocráticas e sem a presença de granada. Por vezes, apresenta estruturas migmatíticas, produto de anatexia, sendo o leucossoma de granulação mais grossa, rico em quartzo e feldspatos e com porfiroblastos de granada.

Petrograficamente, esse litotipo apresenta-se de granulação fina a média, inequigranular com textura granoblástica (figura 10b). A composição modal mostrou a seguinte relação: quartzo (30-25%), biotita (7-10%), plagioclásio (25-20%), feldspato potássico (10-15%), sillimanita (1%), granada (10-15%) e minerais acessórios (1%). Como minerais secundários têm-se principalmente muscovita (5%).

O quartzo aparece como cristais xenoblásticos com granulação fina a média formando arranjo granoblástico. A geometria entre os cristais é interlobada e por vezes poligonizada. Em alguns grãos apresenta extinção ondulante e subgrãos.

Figura 10 - Aspectos de campo e petrográfico do Granada-Biotita Gnaiss.



Legenda: a) textura porfiroblástica com megacristais de granada b) fotomicrografia do Granada-Biotita Gnaiss, nicóis cruzados, lente de 2.5x. c) fotomicrografia do Granada-Biotita Gnaiss, nicóis paralelos, lente de 2.5x, ponto RP-EC-42.

Fonte: O autor, 2020.

O plagioclásio apresenta geminação segundo a Lei da Albita e exibe grãos com granulação média a grossa em relação à matriz quartzítica, xenoblásticos, formando por vezes agregados poligonais que sugerem recristalização estática.

A biotita ocorre como palhetas muito finas bem orientadas, mostrando pleocroísmo de cor marrom. A orientação desses cristais marca a foliação da rocha, conferindo uma textura granolepidoblástica.

A sillimanita aparece de forma fibrosa (fibrolita) esparsos na rocha. Dentre os minerais acessórios incluem-se rutilo, zircão e minerais opacos.

#### 4.3.3 Paragnaisse Micáceo Acamadado

O Paragnaisse Micáceo Acamadado foi observado ao norte da Zona de Cisalhamento Rio Preto, encontrando-se por vezes deformado e milonitizado. Este litotipo aflora principalmente em encostas e cortes de estradas que atravessam a área. É um gnaisse micáceo, aparentemente apresenta composições parecidas às do Biotita Gnaisse Bandado.

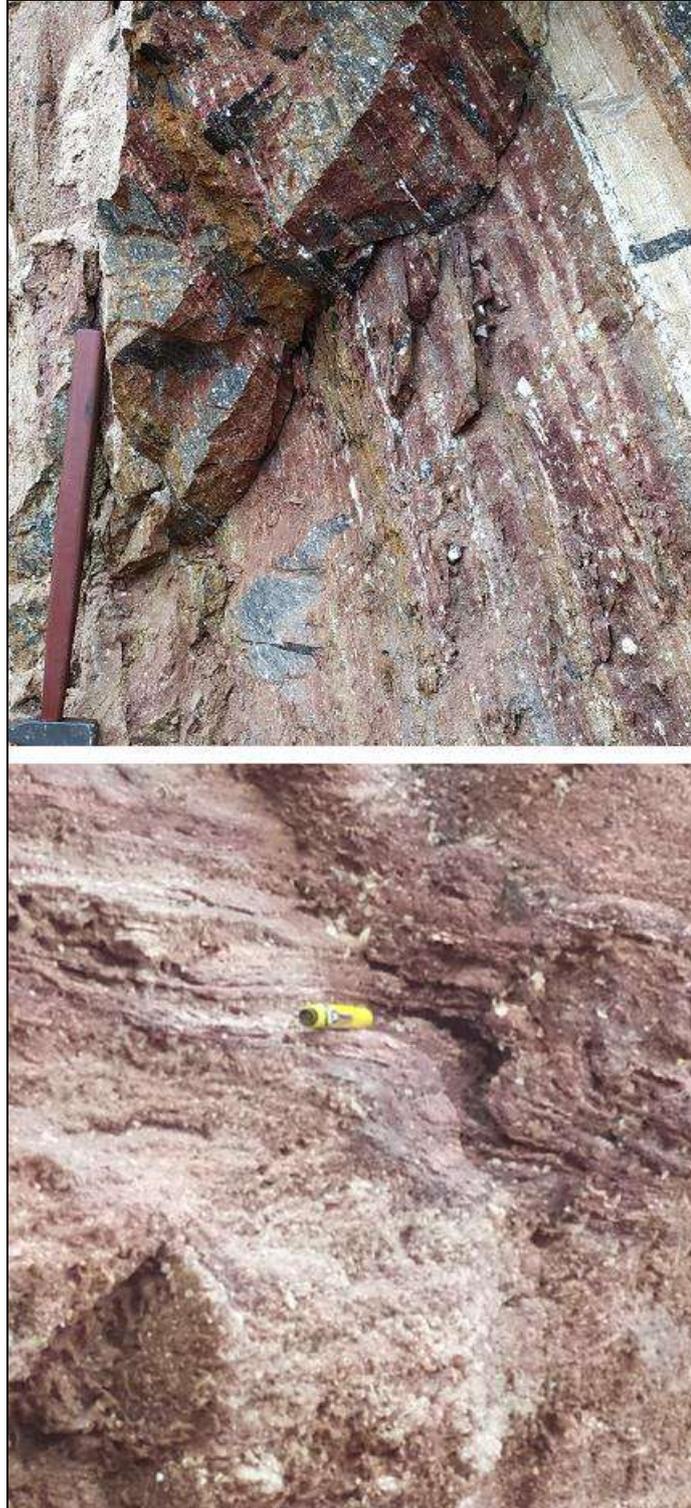
Esta unidade representa uma variedade de rochas intercaladas, com predomínio de gnaisses micáceos. As camadas de cor roxa apresentam espessuras centimétricas, são compostas por rochas mais micáceas com pequenos porfiroblastos de feldspatos (Figura 11a). As camadas de coloração bege, de espessura centimétrica, apresenta um maior teor de quartzo e mostra uma gradação granulométrica. Pequenas camadas de cor alaranjada, com espessura de poucos centímetros, são ricas em metapelitos, podem ser ou não camadas vulcano-sedimentares. As camadas *boudinadas* de cor vermelha alterada são compostas por rochas calcissilicáticas. Em alguns afloramentos é possível identificar, mudanças composicionais graduais nos bandamentos representativos do antigo acamamento sedimentar S<sub>0</sub>, modificado, completamente, de sua posição original por deformação.

A mineralogia principal é constituída por plagioclásio, quartzo, microclina e biotita de diferentes proporções.

Outros diversos litotipos metassedimentares, já citados em unidades anteriores ocorrem intercalados a este litotipo, em camadas milimétricas a métricas, muitas vezes apresentando contatos gradacionais, sendo eles: Biotita Gnaisse Bandado, Granada-Biotita Gnaisse, Quartzitos feldspáticos a micáceos, Gnaisses Quartzosos ambos de granulação

variável. É frequente a presença de *boudins* assimétricos de rochas calcissilicáticas e anfibolítica.

Figura 11 - Aspecto de campo do Paragnaisse Micáceo Acamadado.



Legenda: Apresenta mudanças composicionais graduais nos bandamentos representativa do antigo acamamento sedimentar  $S_0$ , modificado completamente de sua posição original por deformação, ponto RP-EC-77.  
Fonte: O autor, 2020.

#### 4.3.4 Unidade Quartzítica

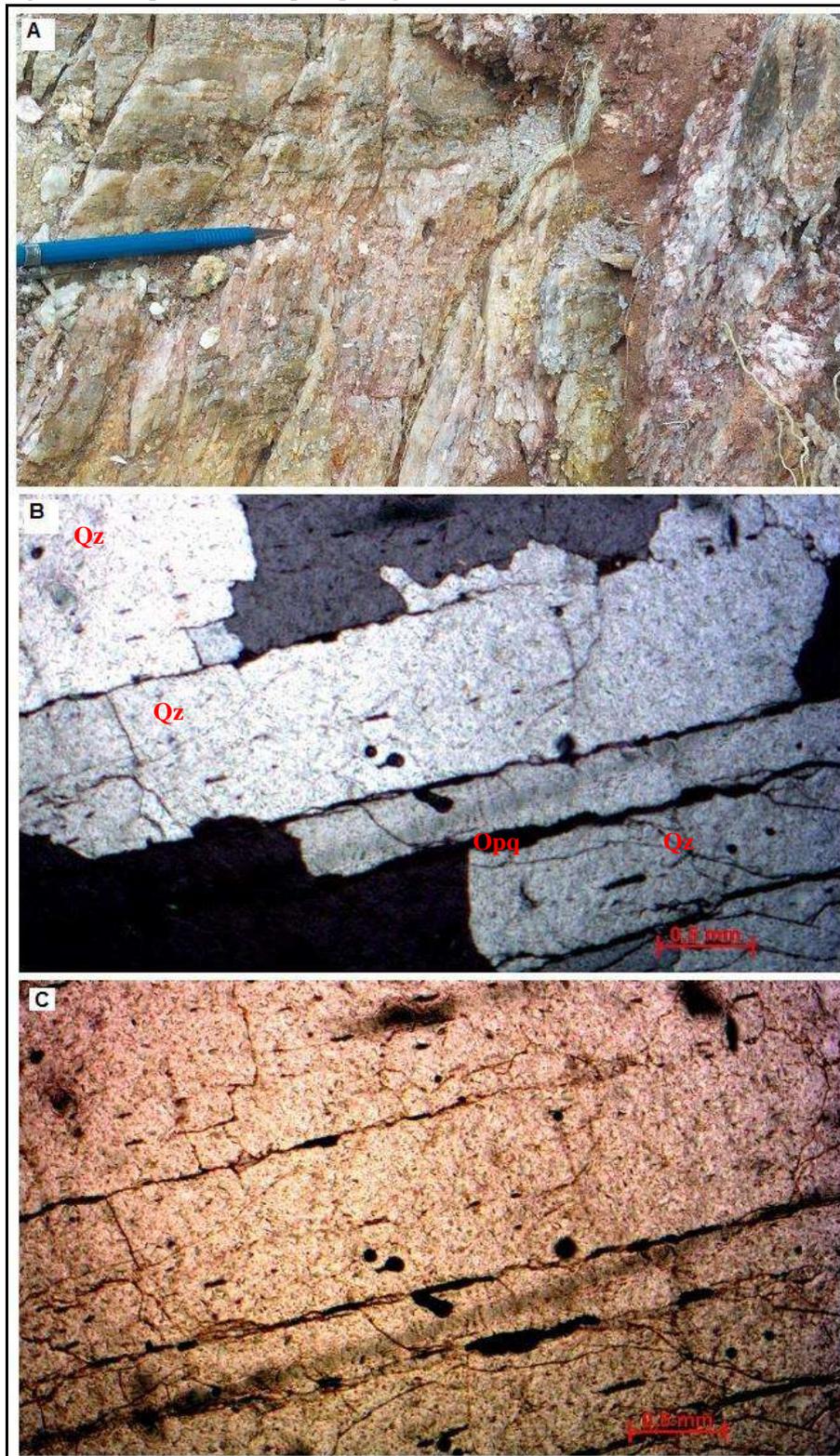
Esta unidade apresenta uma variedade de rochas ricas em quartzo, onde temos uma intercalação com quartzitos puros, quartzitos micáceos e gnaiss quartzoso.

Esta unidade é observada com maior expressão no lado norte da Zona de Cisalhamento Rio Preto, no Domínio Juiz de Fora aparece como pequenas lentes.

Os afloramentos ocorrem em encostas, cortes de estradas e cortes de saibreras. É comum que ocorram em camadas centimétricas a métricas intercaladas dentro do biotita gnaiss bandado, porém, em muitos locais foram observados pacotes com centenas de metros de espessura. Por vezes apresentam uma coloração avermelhada devido à presença de minerais ferrosos, apresentam uma granulação variada, de média a grossa, grãos de quartzo estirados em fitas (*ribbon quartz*), sendo comum nos quartzitos impuros: muscovita, minerais opacos e feldspatos marcando bem uma foliação (Figura 12b).

Nesta unidade é comum ocorrer intercalações centimétricas a métricas de biotita gnaisses e gnaisses micáceos (Figura 12a).

Figura 12 - Aspectos de campo e petrográfico da Unidade Quartzítica.



Legenda: a) afloramento de Quartzito intercalado com lentes centimétricas de Paragnaisse Micáceo Acamadado  
 b) fotomicrografia do Quartzito, nicóis cruzados, lente de 2.5x. c) fotomicrografia do Quartzito, nicóis paralelos, lente de 2.5x, ponto RP-EC-73.

Fonte: O autor, 2020.

#### 4.4 Granitoide Foliado

Identificado ao norte da área, no vilarejo de Santo Antônio, Rio Preto-MG, se posiciona fora da Zona de Cisalhamento Rio Preto (Anexo 2). O ocorre na forma de pequenos corpos ovalado/alongados. Apresenta uma composição granítica com evidências de deformação e apresenta uma foliação principal dada por uma xistosidade na matriz. Possui coloração cinza, textura granoblástica, granulação grossa e apresenta megacristais de microclina.

A foliação principal  $S_2$  é marcada pelo alinhamento de biotita e os grãos de quartzo apresentam extinção ondulante (Figura 13b). Com base nessas relações observadas pode ser posicionado temporalmente como sin- a tardi  $D_2$ , essas estruturas descartam a possibilidade deste granito ser pós-tectônico.

Apresenta mineralogia principal com microclina, quartzo, plagioclásio e biotita; textura porfirítica com megacristais de microclina que chegam a medir 1,5 centímetros, como acessórios têm-se cristais de zircão e minerais opacos. Como produtos secundários foram observados cristais de muscovita.

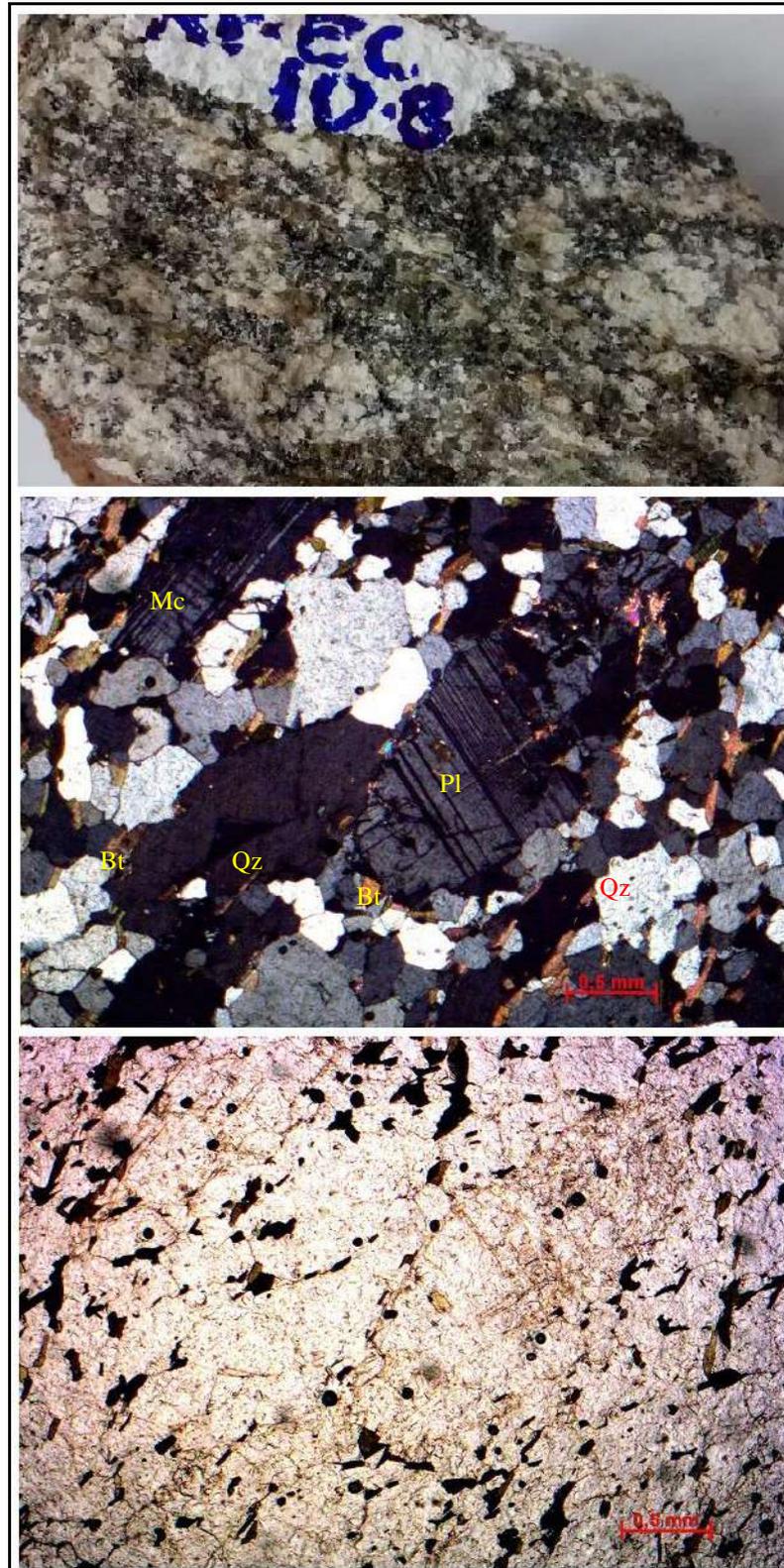
De acordo com a análise petrográfica esse litotipo apresenta textura granolepidoblástica, granulação fina a grossa com presença de fenocristais de plagioclásio, inequigranular, os contatos entre os grãos é predominantemente do tipo poligonal. Apresenta a seguinte composição modal: biotita (10%), plagioclásio (30%), feldspato potássico (15%), quartzo (40%), titanita (1%), minerais opacos (2%), apatita, allanita e zircão perfazem (2%).

O quartzo possui granulação fina a grossa, cujos contatos predominantes são do tipo poligonal.

O plagioclásio ocorre na forma de cristais xenoblásticos a hipidioblásticos, por vezes como fenocristais. Os cristais de feldspatos representam uma quantidade menos significativa, com predomínio de plagioclásio em relação ao feldspato potássico.

Os cristais de biotita, em geral são hipidioblásticos e na forma de palhetas finas orientadas segundo uma direção principal. Apresenta cor amarela a marrom e granulação fina.

Figura 13 - Fotomicrografia e amostra de mão do Granitoide Foliado.



Legenda: a) amostra de mão (RP-EC-10b) b) fotomicrografia do Granitoide Foliado, nicóis cruzados, lente de 2.5x. c) fotomicrografia do Granitoide Foliado, nicóis paralelos, lente de 2.5x.

Fonte: O autor, 2020.

## 5 GEOLOGIA ESTRUTURAL

### 5.1 Análise Estrutural

Nesse item, serão descritas as estruturas identificadas, separadamente, de acordo com as diferenças geométricas dos eventos deformacionais, com foco na deformação dúctil. De acordo com o estudo da geometria das diferentes estruturas foram identificados três eventos deformacionais dúcteis na área de estudo (Tabela 4).

As superfícies de contato entre o Biotita Gnaiss Bandado, Gnaiss Micáceo Acamadado e Quartzitos representam antigas estruturas planares correlatas ao acamamento sedimentar ( $S_0$ ), embora tenham sido totalmente modificadas da sua posição original devido aos eventos deformacionais atuantes na área.

O primeiro evento deformacional ( $D_1$ ) é caracterizado por uma foliação ( $S_1$ ) flexionada por dobras da fase ( $D_2$ ), identificada em rochas do embasamento e gnaisses paraderivados. A associação desse evento com processos anatóxicos é marcada pelo expressivo paralelismo da referida foliação com leucossomas quartzo-feldspáticos de composição granítica

A segunda fase deformacional ( $D_2$ ) gerou dobras, zonas de empurrões com sentido de transporte tectônico para NW, com uma foliação plano axial bem desenvolvida e lineações de estiramento associadas.

A terceira fase deformacional ( $D_3$ ) denota um regime de deformação transpressivo que formou a Zona de Cisalhamento Rio Preto, que gerou uma foliação milonítica e lineação de estiramento associada. O contato dessa zona trunca as estruturas do Domínio Andrelândia.

Tabela 4 - Resumo dos elementos estruturais das fases de deformação.

Fase de Deformação	Elementos Estruturais	Interpretação
D1	Foliação planar S1 e leucossomas paralelizados a superfície S0.	Regime compressivo
D2	Zonas de empurrões, dobras inclinadas com caimento a reclinadas, foliação plano axial, lineações frontais à direcionais.	Regime compressivo NW-SE, fácies anfibolito superior.
D3	Zonas de cisalhamento, foliação milonítica com dobras intrafoliais, lineações direcionais à oblíquos, porfiroclastos assimétricos, fitas de quartzo.	Regime transpressivo NE-SW com componente horizontal dextral, fácies anfibolito superior à granulito.

Fonte: O autor, 2020.

### 5.1.1 Estruturas relacionadas à primeira fase deformacional (D<sub>1</sub>)

A caracterização do evento tectônico responsável pela formação das estruturas associadas à fase (D<sub>1</sub>) deve ser feita com cautela devido à ausência de critérios geométricos e cinemáticos compatíveis com a formação de zonas de empurrão, dobras, lineações de estiramento etc.

Esse evento é caracterizado por uma foliação (S<sub>1</sub>) observada somente nas charneiras de dobras da fase (D<sub>2</sub>). Nos paragnaisses, essa foliação é marcada pela intercalação milimétrica a centimétrica entre bandas enriquecidas em filossilicatos e bandas quartzo-feldspáticas, geralmente interpretadas como leucossomas. A presença de produtos anatéticos (neossoma) sugere condições metamórficas de temperaturas elevadas para esse evento deformacional. Embora haja uma escassez das estruturas da fase (D<sub>1</sub>) na área de estudo, o acentuado paralelismo entre a foliação (S<sub>1</sub>) e o acamamento (S<sub>0</sub>) é identificado nas proximidades de zonas de contato entre litotipos metassedimentares.

### 5.1.2 Estruturas relacionadas à segunda fase deformacional (D<sub>2</sub>)

A segunda fase deformacional (D<sub>2</sub>) gerou empurrões, dobramentos da superfície planar S<sub>1</sub>/S<sub>0</sub> e transporte tectônico para NW. Essa fase caracteriza-se por dobras inclinadas

com caimento a reclinadas ( $F_2$ ), assimétricas, com perfis fechados a isoclinais (ver Tópico 5.2.1).

Nesta fase, uma foliação ( $S_2$ ) paralela à superfície axial de dobras ( $F_2$ ) é identificada em diferentes escalas de observação. Essa feição tem mergulho moderado ( $\sim 45^\circ$ ) para sudeste e é caracterizada por uma foliação de espessura milimétrica a centimétrica, muito frequente em ortognaisses com bandamento expressivo, dominado por porções ricas em biotita com alternância de bandas quartzo-feldspáticas (ver Tópico 5.2.1). Essa é a estrutura planar de maior representatividade no Domínio Andrelândia. A foliação  $S_2$  pode ser identificada nos flancos de dobras  $F_2$  com uma espessura superestimada devido ao acentuado paralelismo com a foliação  $S_0//S_1//S_2$ .

Uma lineação de estiramento ( $Le_2$ ) é identificada nos planos de  $S_2$  com obliquidade baixa ( $<15^\circ$ ) a elevada ( $>60^\circ$ ) (ver Tópico 5.2.1).. Essa lineação apresenta, em grande parte, paralela aos eixos das dobras ( $F_2$ ). Inicialmente, elas podem ter sido formadas paralelas ao sentido de mergulho de  $S_2$  ou com elevada obliquidade e, posteriormente, foram rotacionadas, tornando-as paralelas aos eixos das dobras  $F_2$ . Todos os elementos estruturais desta fase refletem um transporte tectônico dirigido sistematicamente para NW, todas as estruturas serão descritas individualmente (ver Tópico 5.3).

### 5.1.3 Estruturas relacionadas à terceira fase deformacional ( $D_3$ )

A terceira fase deformacional ( $D_3$ ) foi responsável pelo desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Rio Preto. A deformação cisalhante associada a este domínio promoveu o reequilíbrio da trama planar  $S_2$ , desenvolvendo uma foliação milonítica de alta temperatura ( $S_3$ ), com mergulho médio a alto, predominantemente, para SE.

As lineações de estiramento possuem caimento suave ( $<5^\circ$ ) a moderado ( $<45^\circ$ ), a obliquidade das lineações varia de baixa a moderada e pode ser representada por lineações direcionais e oblíquas. Essas estruturas foram geradas por mecanismos de partição de deformação atuantes durante esta fase deformacional. Todas as estruturas serão descritas individualmente (ver Tópico 5.2.2).

## 5.2 Domínios estruturais

A área de estudo foi dividida em dois domínios estruturais, Norte e Sul, com o objetivo de facilitar a análise e compreensão do comportamento geométrico das estruturas. Esses domínios estão em acordo com propostas disponíveis na literatura (Heilbron 1993), domínios Andrelândia e Juiz de Fora, respectivamente. A Zona de Cisalhamento Rio Preto representa o limite entre os diferentes domínios.

A separação em domínios foi baseada no posicionamento dos elementos geométricos das dobras, bem como no comportamento espacial de foliações e lineações (Tabela 5). O Domínio Norte, posiciona-se ao norte da ZCRP, é marcado pela preponderância de dobras com contornos bem delineados, observadas com frequência em diversos afloramentos. O Domínio Sul, está posicionado ao sul da ZCRP, é caracterizado por amplo desenvolvimento de foliações miloníticas ( $S_{3mil}$ ) e relativa escassez de dobras na escala de afloramentos.

Tabela 5 - Síntese de estruturas relacionadas aos diferentes domínios.

<b>Domínio</b>	<b>Estruturas relacionadas</b>
Norte	Deformação compressional; dobras inclinadas com caimento a reclinadas; foliação plano axial; lineação de estiramento de alta a baixa obliquidade.
Sul	Deformação cisalhante, dobras intrafoliais; foliação milonítica; lineação de estiramento de baixa a média obliquidade.

Fonte: O autor, 2020.

### 5.2.1 Domínio Norte

Este domínio é caracterizado pela ocorrência de grande dobramento na escala de mapa a afloramento. Estas dobras são do tipo inclinadas com caimento a reclinadas, assimétricas e com perfis fechados a apertados. O eixo dessas dobras tem caimento suave a moderado para o quadrante NE ou SW.

A litologia predominante neste domínio é rochas metassedimentares: Gnaiss Micáceo Acamadado, Quartzitos, Granada Biotita Gnaiss, subordinadamente, Hornblenda-Biotita Gnaiss, ortoderivada pertencente ao complexo Mantiqueira.

A seguir serão descritas todas as estruturas observadas neste compartimento, tanto em estilo como em orientações estruturais.

#### 5.2.1.1 Foliação $S_1$

Esta estrutura planar ( $S_1$ ) apresenta uma xistosidade média e contínua com acentuado paralelismo com o acamamento ( $S_0$ ) é identificado nas proximidades de zonas de contato entre litotipos metassedimentares, está transposta para a direção da foliação  $S_2$ .

Nos paragneisses, essa foliação é marcada pela intercalação milimétrica a centimétrica entre bandas enriquecidas em filossilicatos e bandas quartzo-feldspáticas, geralmente interpretadas como leucossomas. A presença de produtos anatéticos (neossoma) sugere condições metamórficas de temperaturas elevadas para esse evento deformacional.

Figura 14 - Foliação  $S_1$ , domínio Norte.



Legenda: Foliação  $S_1/S_0$  flexionada por dobras  $F_2$ , ponto RP-EC-27.

Fonte: O autor, 2020.

### 5.2.1.2 Foliação $S_2$ ou $S_1//S_2$

A foliação principal identificada no domínio Norte é uma superfície paralela ao plano axial ( $S_2$ ) de dobras ( $F_2$ ) formadas durante o dobramento desenvolvido na fase deformacional ( $D_2$ ). A intensidade desta deformação causou transposição da foliação ( $S_1$ ) para a posição da foliação ( $S_2$ ). Quando afastadas da zona de charneira, especificamente nas regiões dos flancos, essas superfícies se tornam paralelas a subparalelas ( $S_1//S_2$ ). Essa foliação é marcada pela orientação preferencial de muscovita em quartzitos micáceos ou pelo arranjo planar da biotita nos paragnaisses.

Apresenta uma geometria com diferentes direções, com predomínio de direção NE-SW, e subordinadamente, direções N-S a E-W (Figura 16a, Figura 30, Anexo 4). Os contatos litológicos são irregulares, devido ao extenso dobramento e são truncados pela ZCRP, na parte sul deste domínio.

As rochas afetadas pela fase  $D_2$  exibem, predominantemente, uma xistosidade média a grossa, definida pela orientação preferencial da biotita, agregados de quartzo e feldspato, acompanhada de uma recristalização dinâmica. Em alguns afloramentos é possível identificar nos bandamentos, mudanças composicionais graduais representativa do antigo acamamento sedimentar  $S_0$  (Figura 15).

O estereograma da foliação ( $S_2$ ) mostra um predomínio de direção NE-SW e mergulhos de ângulo moderado para sudeste, com uma atitude média (máximo de densidade de planos) de 138/44 (Figura 16a).

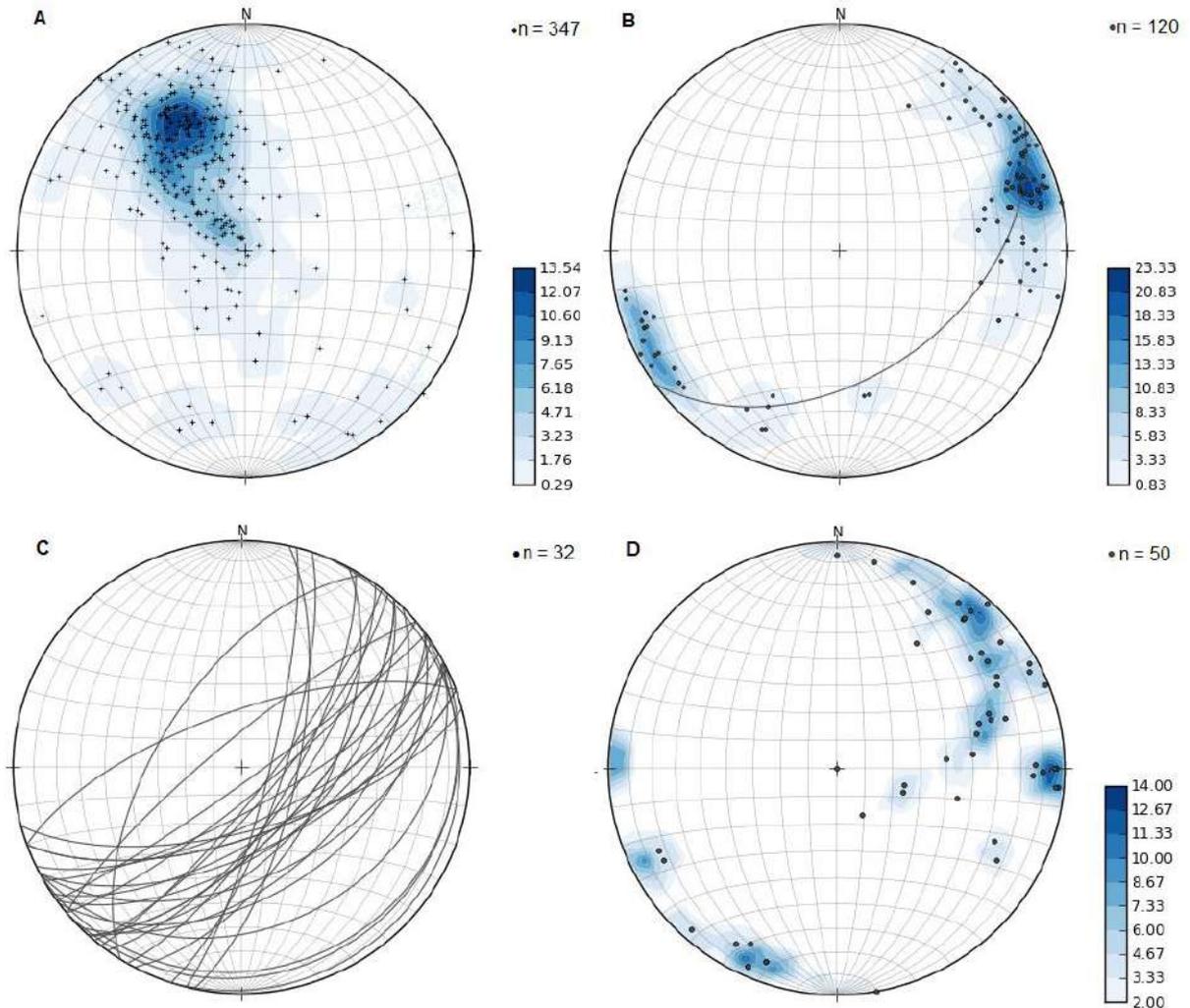
Figura 15 - Foliação plano axial  $S_2$  ou  $S_1//S_2$ .



Legenda: foliação  $S_0/S_1$  transposta e paralelizada à foliação  $S_2$ . É possível identificar mudança gradual de composição, ponto RP-EC-19.

Fonte: O autor, 2020.

Figura 16 - Projeções estereográficas (hemisfério inferior Schmidt-Lambert) dos elementos estruturais planares e lineares encontrados no domínio Norte.



Legenda: a) diagrama de contorno para os polos de foliações  $S_2$  no domínio Norte. Máximo do plano em 138/44. b) diagrama de contorno para as lineações de estiramento  $Le_2$  no domínio Norte. c) diagrama de plano de superfícies axiais de dobras  $F_2$  no domínio Norte. d) diagrama de contorno para os eixos de dobras  $F_2$  no domínio Norte.

Fonte: O autor, 2020.

### 5.2.1.3 Lineação de estiramento ( $Le_2$ )

As lineações de estiramento ( $L_2$ ) observadas no domínio Norte foram formadas, inicialmente, perpendicularmente aos eixos das dobras ( $F_2$ ), com caimento para SE, com alta obliquidade e coincide com o sentido de mergulho da foliação plano axial ( $S_2$ ). Essas lineações foram rotacionadas e paralelizadas aos eixos de dobras ( $F_2$ ) (Figura 16b).

Essas estruturas lineares possuem caimento para quadrantes distintos, com variações entre SW; SE e NE. O predomínio de lineações com caimento para ENE é identificado em

diagramas de contorno, mostrando significativo paralelismo com eixo de dobras (Figura 16d).

O paralelismo observado entre os eixos de dobras ( $F_2$ ) e lineações de estiramento ( $Le_2$ ) pode ser proveniente da formação de dobras oblíquas, Passchier & Trouw (2005), durante o desenvolvimento da deformação ( $D_2$ ).

Em geral, as lineações de estiramento têm caimento suave ( $<20^\circ$ ) para NE (azimute  $\sim 070$ ), entretanto, uma dispersão sutil do posicionamento dessas feições lineares configura uma guirlanda coincidente com a atitude média da foliação  $S_2$  (Figura 16b).

Figura 17 - Lineação de estiramento no domínio Norte.



Legenda: Foliação em quartzito com mergulho alto para SE e lineação de estiramento mineral de baixo caimento para NE, ponto RP-EC-102.

Fonte: O autor, 2020.

#### 5.2.1.4 Dobras $F_2$

O principal registro deformacional reconhecido neste domínio ocorre sob a forma de um sistema de dobramentos com escala de afloramento a mapa (Figura 18, Anexo 2, Anexo 3, Anexo 4).

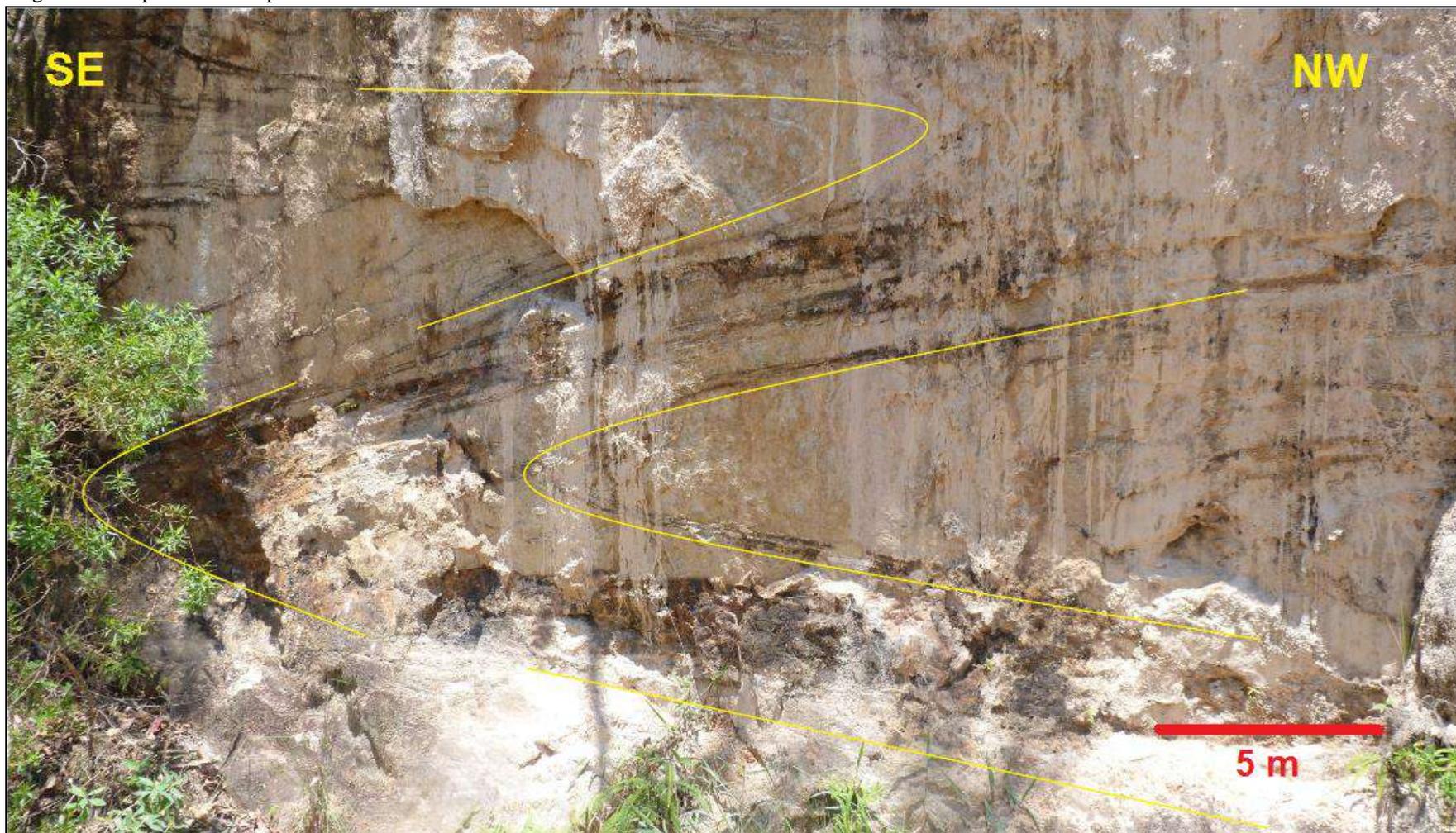
São dobras ( $F_2$ ) do tipo inclinadas com caimento a reclinadas, baseado em Fleuty (1964), com perfis fechadas a isoclinais e assimétrica. Estas dobras podem ser representantes parasíticas de um dobramento maior, apresenta uma foliação plano axial bem desenvolvida

(S<sub>2</sub>). A direção dos eixos das dobras F<sub>2</sub> varia entre 010 e 095, com caimentos suaves, por vezes mostram direção de caimento suave para SW, exibem uma vergência para NW (Figura 16d).

A superfície axial tem direção NE-SW com mergulho moderado a alto para SE à semelhança do posicionamento da foliação S<sub>2</sub> (Figura 16c). As superfícies axiais com mergulhos elevados podem estar relacionadas à mudança de inclinação de zonas de empurrão devido à resposta da componente de encurtamento frontal.

A ausência de padrões de interferência de dobras entre as fases deformacionais neste domínio pode estar associada aos mecanismos de transposição de estruturas ou por intrínseca semelhança entre estilos de dobras.

Figura 18 - Aspectos de campo de dobras do domínio Norte.



Legenda: a posição da rotação do flanco curto e a sua forma assimétrica em Z, apresenta vergência para NW, ponto RP-EC-14.  
Fonte: O autor, 2020.

### 5.2.2 Domínio Sul

A deformação no Domínio Sul é representada principalmente por uma foliação milonítica bem desenvolvida e pervasiva na área trabalhada. Esta foliação tende a ser paralela ao bandamento composicional e com regularidade está associada a uma lineação de estiramento. Em todos os litotipos desse domínio foi identificado esta foliação, com características cisalhantes, com dobras intrafoliais com flancos truncados pela foliação milonítica, todos os elementos estruturais são subparalelos entre si e as feições são predominantemente assimétricas, sigmoidais ou truncadas que indicam cisalhamento recorrente sobre as mesmas superfícies.

As estruturas geradas nas fases de deformação  $D_1$  e  $D_2$  não são identificadas neste domínio e podem ter sido totalmente obliteradas e/ou transpostas pela intensa deformação cisalhante  $D_3$ .

Em escala de mapa, observam-se intercalações de lascas tectônicas entre o Gnaiss Granulítico e o Biotita Gnaiss Bandado (Anexo 2, Anexo 4).

#### 5.2.2.1 Foliação milonítica ( $S_{3mil}$ )

O principal registro deformacional reconhecido neste domínio ocorre sob a forma de foliações miloníticas ( $S_{3mil}$ ) penetrativas com direção NE-SW e mergulhos moderados a altos para SE (Figura 19, Figura 20a), com uma lineação de estiramento associada.

A foliação milonítica é paralela a um bandamento gnáissico milimétrico à centimétrico muito comum em todo o domínio estrutural, é observado tanto no biotita gnaiss bandado como no gnaiss granulítico. Essa estruturação é formada por bandas de diferenciação composicional. As bandas félsicas são marcadas principalmente por cristais de quartzo e feldspatos, bem como as bandas máficas formadas por cristais de biotita, anfibólio e piroxênios. Os contatos litológicos deste domínio são muito regulares, totalmente retilíneos e alongados (Figura 20a, Figura 30, Anexo 4).

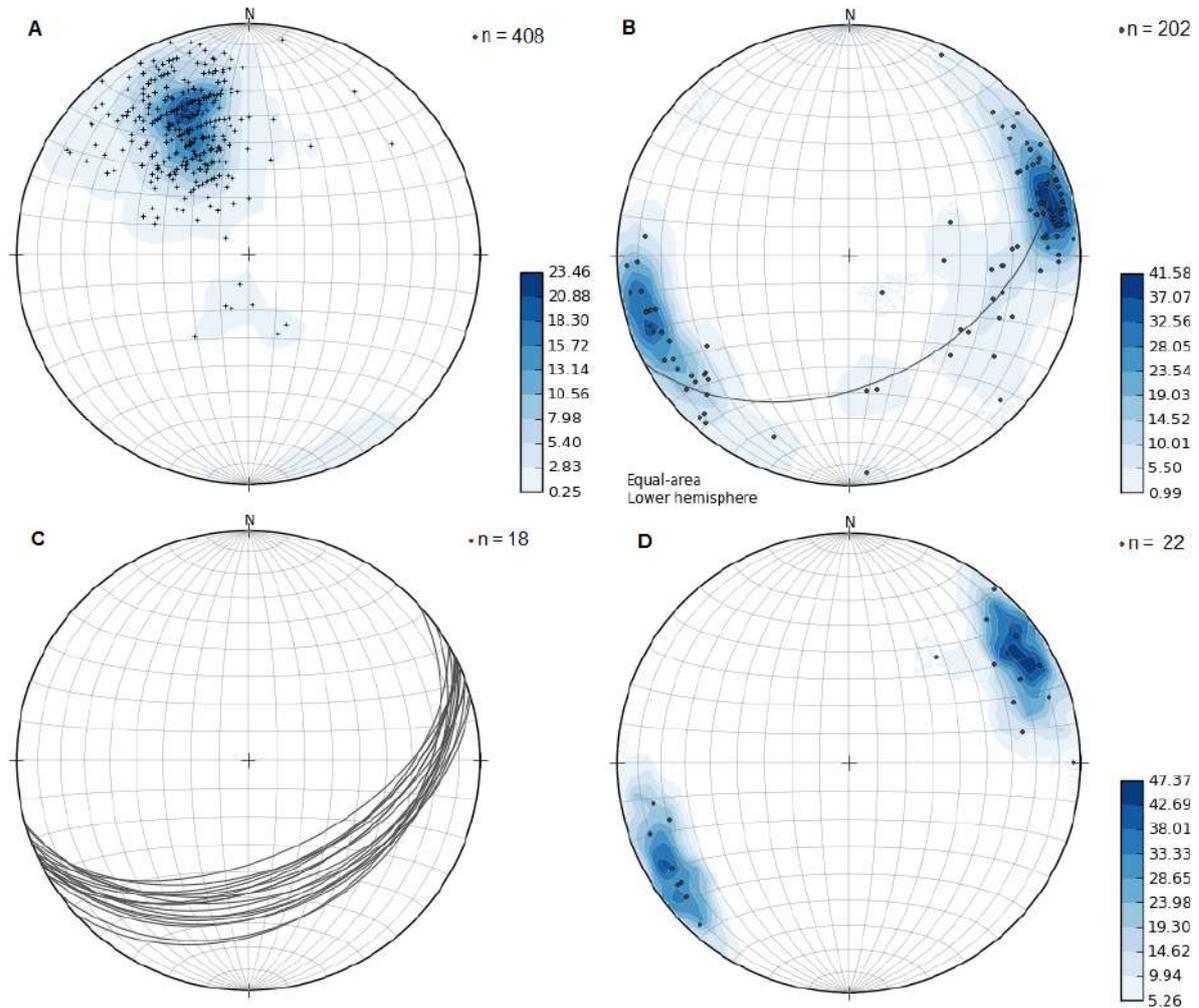
A intensa deformação cisalhante resultou em uma trama milonítica bem desenvolvida, com conseqüente diminuição no tamanho dos grãos, por recristalização dinâmica, levando a formação de uma xistosidade mais fina.

Figura 19 - Foliação milonítica, domínio Sul.



Legenda: foliação milonítica (S3mil) contida no biotita gnaíse bandado, ponto RP-EC-34.  
Fonte: O autor, 2020.

Figura 20 - Projeções estereográficas (hemisfério inferior Schmidt-Lambert) dos elementos estruturais planares e lineares encontrados no domínio Sul.



Legenda: a) diagrama de contorno para os polos de foliações miloníticas  $S_{3mil}$  no domínio Sul. Máximo do plano em 144/48. b) diagrama de contorno de lineações de estiramento  $Le_3$  no domínio Sul. c) diagrama de plano de superfícies axiais de dobras  $F_3$  no domínio Sul. d) diagrama de contorno de eixos de dobras  $F_3$  no domínio Sul.

Fonte: O autor, 2020.

### 5.2.2.2 Lineação de estiramento ( $Le_3$ )

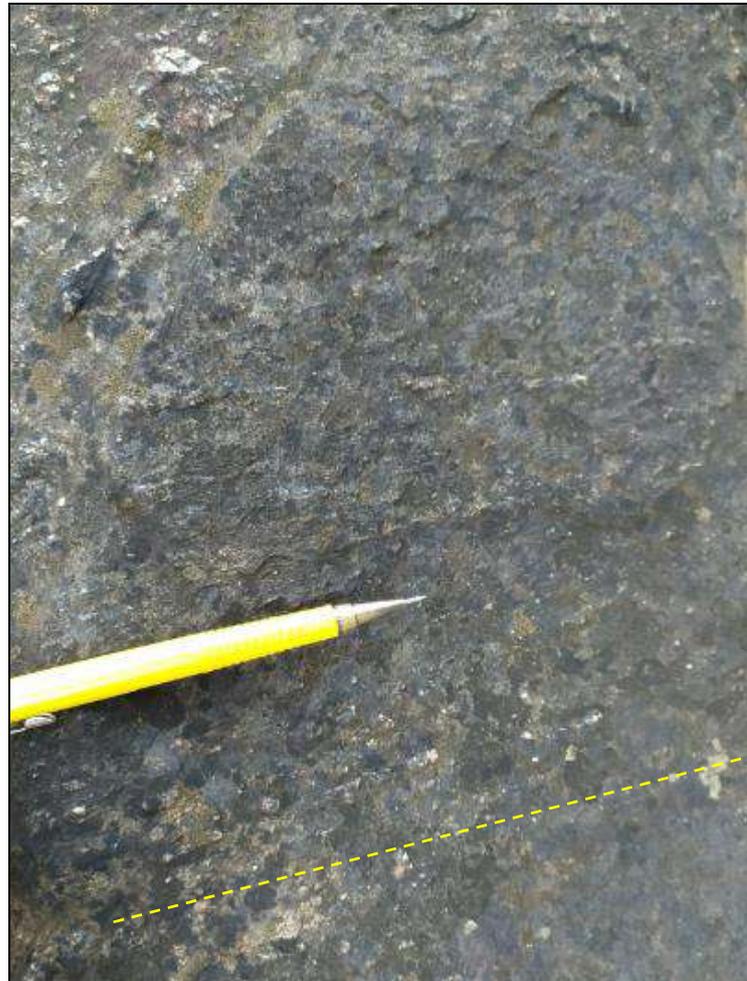
A lineação de estiramento denominada ( $Le_3$ ) é observada na maioria dos afloramentos deste domínio, são definidas por aglomerados de cristais de quartzo estirado e cristais de feldspatos recristalizados no plano da foliação milonítica ( $S_{3mil}$ ) (Figura 21).

Essas lineações têm direção ENE-WSW com caimento suave ( $<15^\circ$ ) para NE ou SW. Eventualmente, essas lineações podem ser identificadas com caimento moderado ( $35-45^\circ$ ) para SE. Em geral, o posicionamento dessas estruturas lineares configura uma guirlanda

coincidente com a atitude média da foliação milonítica  $S_{3mil}$  (Figura 20b). Embora haja similaridades na orientação das lineações entre os domínios estruturais, o máximo das lineações no Domínio Sul está posicionado a  $10^\circ$  daquele identificado no Domínio Norte.

As lineações de estiramento que apresentam baixa obliquidade são lineações direcionais, geradas durante a deformação cisalhante ( $D_3$ ) e mostram caimentos predominantemente para ENE. Na mesma foliação milonítica, subordinadamente, é observada, ainda, outra lineação mineral com caimentos *downdip* para SE, são interpretadas como lineações formadas em condições de rampas de empurrões frontais, resquício da deformação compressional inicial ( $D_2$ ). O diagrama de lineações e o mapa estrutural (Figura 20b e anexo 3) mostram duas direções principais de lineações: uma ENE-SW e outra SE.

Figura 21 - lineação de estiramento, domínio Sul.



Legenda: lineação de estiramento  $Le_3$  contida no plano da foliação milonítica  $S_{3mil}$ , ponto RP-EC-19.  
Fonte: O autor, 2020.

### 5.2.2.3 Dobras (F3)

A presença de dobras de grande escala é inexistente neste domínio, provavelmente foram obliteradas e transpostas pela foliação milonítica formada por intensa deformação cisalhante.

As dobras observadas são intrafoliais, podem ter sido formadas concomitante ao cisalhamento, de escala de afloramento, assimétricas (Figura 22), fechadas a isoclinais com a superfície axial paralela à foliação milonítica (Figura 20c), podendo ter sido formadas durante a deformação cisalhante (dobras oblíquas, Passchier & Trouw, 2005) ou rotacionadas e achatadas contra o plano de cisalhamento.

Exibem eixos com orientações semelhantes às da lineação de estiramento com caimentos suaves para NE/SW (Figura 20d), pode ser interpretado como um fluxo direcional causado pela componente de deformação cisalhante direcional.

Figura 22 - Aspecto de campo de dobras no domínio Sul.



Legenda: dobra intrafolial, assimétrica em Z, domínio Sul, ponto RP-EC-81.  
Fonte: O autor, 2020.

## 5.3 Indicadores cinemáticos

### 5.3.1 Introdução

O objetivo deste tópico é descrever os diferentes tipos de indicadores cinemáticos que foram observados nos litotipos da área estudada. A identificação de estruturas microscópicas é

escassa devido às elevadas temperaturas atingidas, que geraram mecanismos acentuados de recristalização estática e crescimento de grãos, mascarando as microestruturas formadas durante a recristalização dinâmica. Sendo assim, a análise cinemática foi concentrada no estudo das estruturas em escala macroscópica.

De modo geral, os indicadores cinemáticos são divididos em indicadores de direção e indicadores de sentido, cujas assimetrias interna e externa são utilizadas na determinação de direções fluxo deformacional e do sentido de movimentação em zonas de cisalhamento.

A grande variedade de tipos existentes, assim como o significado cinemático de cada um, depende principalmente das condições de temperatura e da trajetória da deformação, que podem mudar localmente e, talvez, não refletir o comportamento regional. Por esta razão, análises desse tipo, devem passar por identificação de uma gama de estruturas independentes entre si e que, ao menos estatisticamente, indiquem um sentido de movimentação regional coerente.

### 5.3.2 Classificação

As descrições dos principais tipos de indicadores cinemáticos foram baseadas, principalmente, nos trabalhos de Simpson & Schmid (1983); Lister & Snoke (1984); Passchier & Simpson (1986); Hanmer & Passchier (1991); Passchier & Trouw (2005) e Passchier *et al.* (1990).

### 5.3.3 Indicadores cinemáticos macroscópicos

Durante o mapeamento de campo, foram observados indicadores do sentido de movimento da Zona de Cisalhamento Rio Preto, em escala de afloramento. Em quase sua totalidade, os indicadores do sentido sugerem um cisalhamento dextral, foram divididos em: estruturas S-C, objetos assimétricos (sigmoidais), porfiroclastos rotacionados e dobras assimétricas.

Os porfiroclastos/porfiroblastos manteados se originaram pela recristalização dinâmica nas bordas de megacristais. Eles foram envolvidos por um manto composto por grãos do

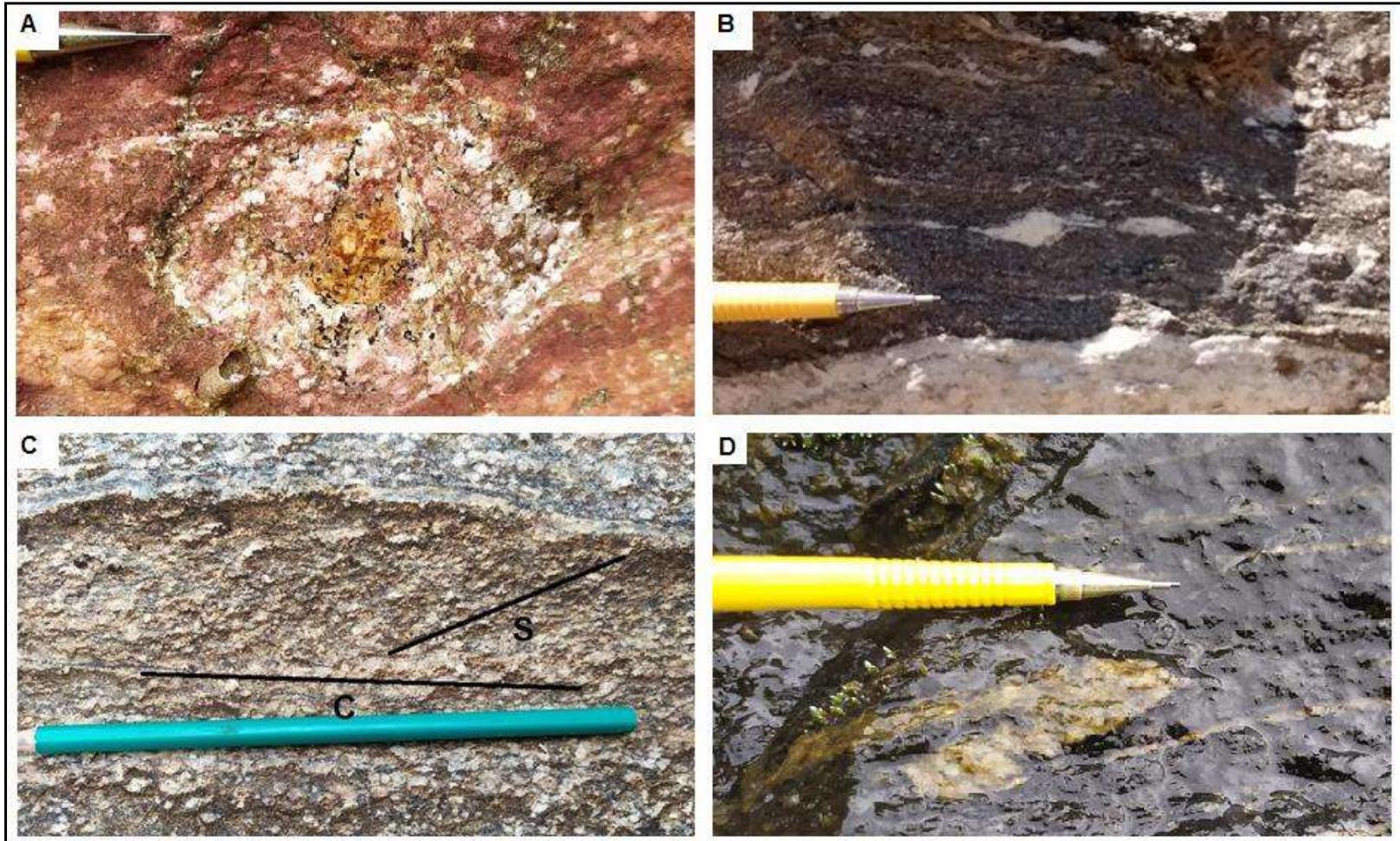
mesmo mineral, exibindo uma cauda de recristalização, que podem apresentar formatos distintos, podendo ser dos tipos  $\delta$  e  $\sigma$ . A assimetria dessas estruturas em relação à foliação milonítica ao redor indica o sentido do cisalhamento, como no caso específico da feição observada nas figuras 23a e 23b.

Estruturas S-C são caracterizadas por duas foliações, que formam ângulo moderado entre si. A foliação S é uma trama penetrativa em todas as escalas, produzida pelo alinhamento de cristais deformados, enquanto a foliação C representa superfícies de cisalhamento não penetrativas em todas as escalas (Passchier & Trouw, 2005). A relação angular entre essas foliações permite identificar o sentido do cisalhamento dextral (Figura 23c).

Lentes de rochas anfíbolíticas foram observadas no Biotita Gnaiss Bandado, sob a forma de *boudins* assimétricos, caracterizando elevado contraste de competência. A análise da assimetria ao longo do eixo maior em combinação com a foliação ao seu redor, somado a isto, apresenta também uma foliação interna mais antiga rotacionada, ambos indicam sentido de movimentação dextral (Figura 24). Observam-se também enclaves rotacionados, em cortes paralelos à lineação de estiramento de alto caimento para SE, a movimentação é de topo para NW (Figura 25, Figura 26).

As dobras assimétricas possuem vergência com o sentido de cisalhamento, quando desenvolvidas durante o fluxo não coaxial em zonas de cisalhamento (Simpson, 1986) e podem ser utilizadas nesta determinação. Nesse sentido, a Figura 23d é um exemplo de dobra assimétrica indicativa de cinemática dextral.

Figura 23 - Indicadores cinemáticos macroscópicos da área.



Legenda: a) Porfiroclasto do tipo  $\delta$ , formando *stair stepping*, ponto RP-EC-92. b) Porfiroclasto do tipo  $\sigma$ , formando *stair stepping* ponto RP-EC-35. c) Estrutura do tipo S-C, ponto RP-EC-49 d) Dobra intrafolial, ponto RP-EC-81. Todas os exemplos indicam uma cinemática dextral.  
Fonte: O autor, 2020.

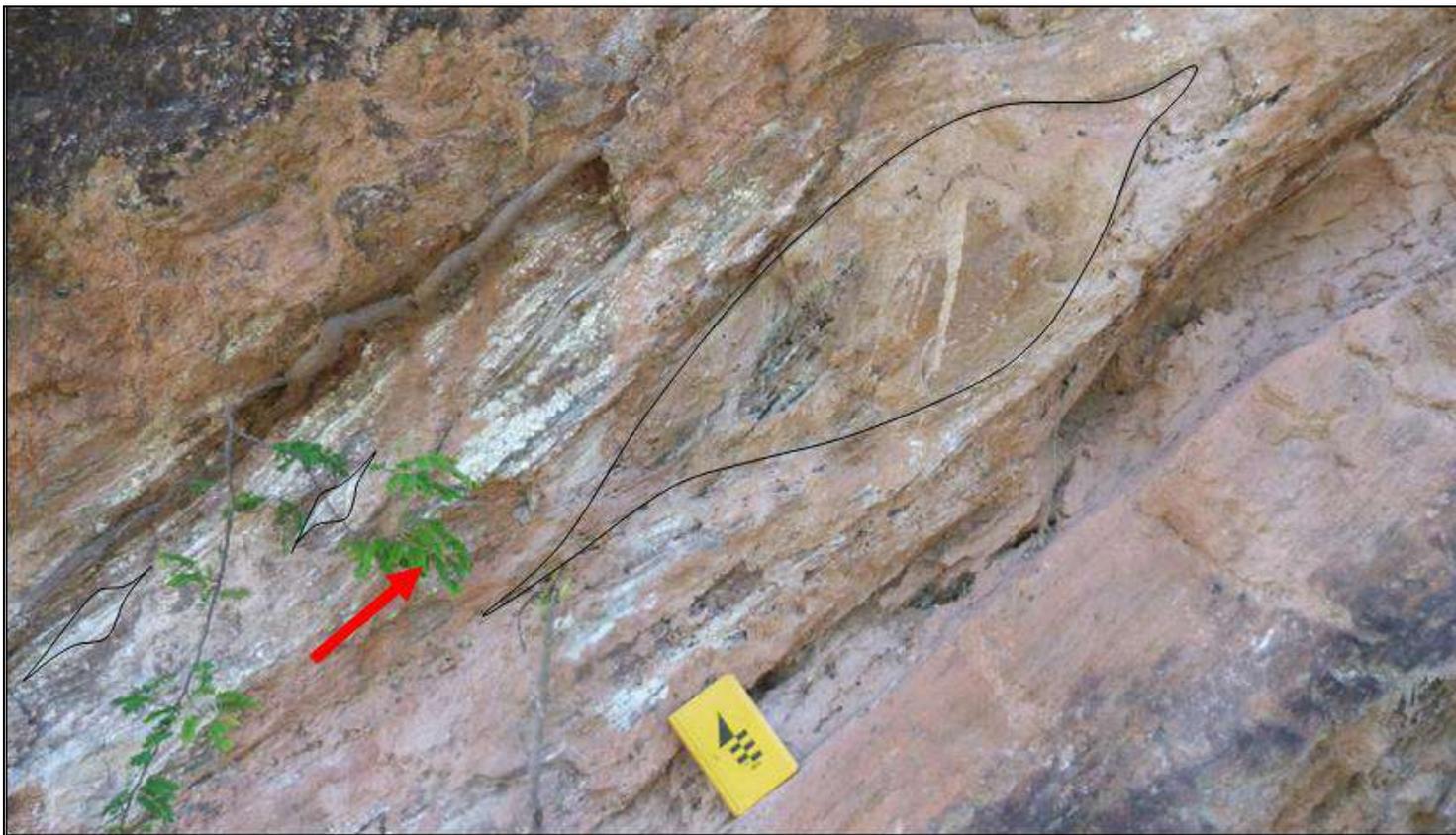
Figura 24 - Corte em afloramento de direção NE-SW, domínio Sul.



Legenda: *Boudins* assimétricos de anfibolito. A assimetria e as foliações internas rotacionadas indicam movimentação destal. As setas vermelhas indicam o sentido de movimentação destal da foliação ao redor do enclave. Corte paralelo à lineação de estiramento.

Fonte: O autor, 2020.

Figura 25 - Corte em afloramento de direção NW-SE, domínio Norte.



Legenda: Enclave rotacionado de rocha calcissilicática indicando movimentação de topo para NW. A seta está indicando a direção do transporte tectônico. Corte paralelo à lineação de estiramento.

Fonte: O autor, 2020.

Figura 26- Corte paralelo a lineação de estiramento, domínio Sul.



Legenda: foliação milonítica com presença de sigmoide de composição anfibolítica oblíquo à foliação milonítica. Corte paralelo à lineação de estiramento. Indicador de sentido cinemático (*Stair Stepping*) de topo subindo para NW, ponto RP-EC-24.

Fonte: O autor, 2020

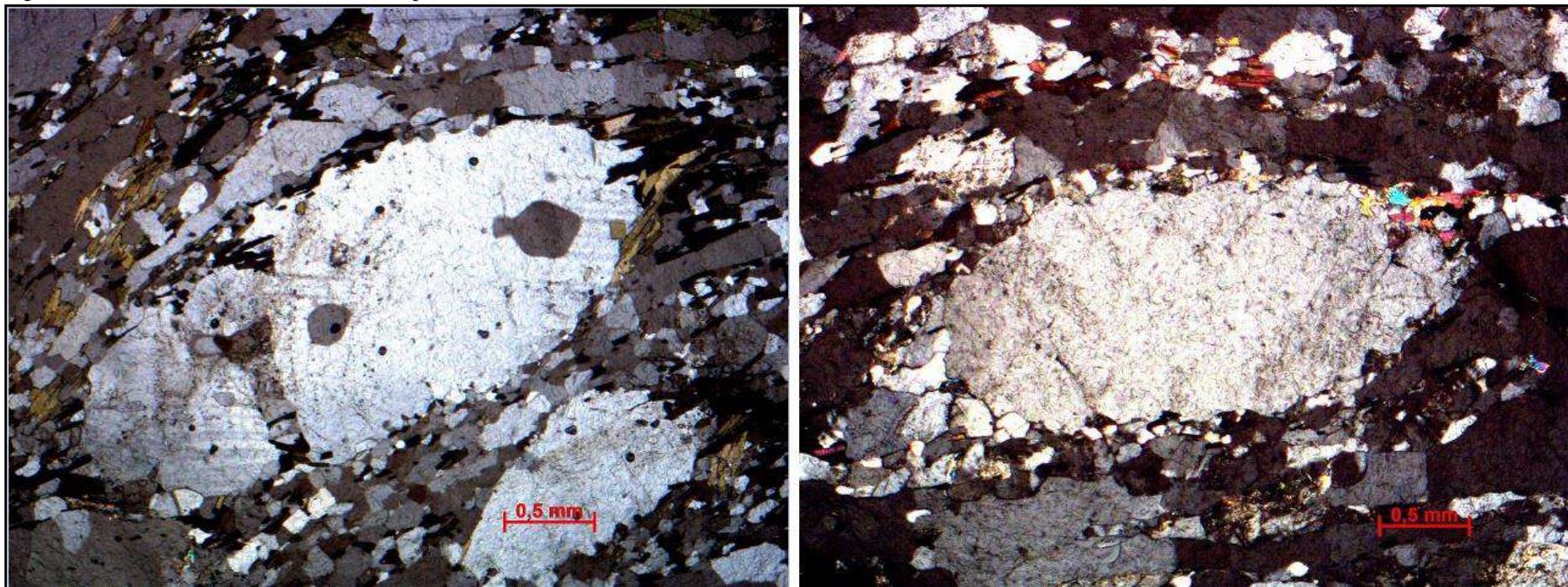
#### 5.3.4 Indicadores cinemáticos microscópicos

A deformação associada à Zona de Cisalhamento Rio Preto ocorreu em condições metamórficas de altas temperaturas, os minerais de feldspatos encontram-se recristalizados e estirados, sendo esta feição gerada em temperaturas superiores a 600 °C (Passchier & Trouw, 2005).

Após o estabelecimento da trama milonítica, a temperatura permaneceu elevada, favorecendo a ampliação dos mecanismos de recristalização estática e consequente modificação dos limites dos grãos, descaracterizando, as microestruturas formadas durante a recristalização dinâmica (Passchier & Trouw, 2005).

Foram analisadas 17 lâminas orientadas, sendo escassos os indicadores cinemáticos microscópicos conclusivos. Alguns porfiroclastos de feldspato do tipo  $\sigma$  (Figura 27) foram observados com manto de recristalização, sendo um produto da deformação cristal-plástica, indicando sentido destal de movimentação.

Figura 27 - Indicadores cinemáticos microscópicos da área.



Legenda: a) RP-EC-08 b) RP-EC-22A. As duas microfotografias mostram porfiroclastos de feldspato do tipo  $\sigma$ , com manto de recristalização indicando sentido destal de movimentação. Essas feições são geradas em temperaturas superiores a 600 °C (Passchier & Trouw, 2005).

Fonte: O autor, 2020.

### 5.3.5 Análise do posicionamento das lineações de estiramento

A lineação de estiramento foi utilizada neste estudo como um indicador cinemático de direção. A análise de orientação da lineação, sua obliquidade (ângulo que se faz com a direção da foliação a qual está contida) e a relação geométrica com os eixos de simetria da deformação forneceram importantes informações sobre a cinemática da Zona de Cisalhamento Rio Preto. As lineações de estiramento serviram como marcadores da orientação do eixo X do elipsóide de deformação finita acumulada. Os indicadores de sentido de cisalhamento complementam os dados para a interpretação cinemática.

As lineações de estiramento identificadas nos domínios ( $Le_2$  e  $Le_3$ ) apresentam uma distribuição em projeções estereográficas compatíveis com uma guirlanda de atitude semelhante à superfície planar à qual estão contidas,  $S_2$  e  $S_{3mil}$ , domínio Norte e Sul, respectivamente.

A análise da lineação em mapa (Figura 29) ressaltou dois sentidos de caimento preferenciais, quais sejam: ENE e SE. As lineações com caimento suave para ENE tem maior representatividade em toda a área de estudo, indicam uma movimentação direcional. As lineações com caimento para SE tendem a coincidir com o mergulho da foliação  $S_2$  (*down-dip*), indicando alguma movimentação frontal.

Em alguns afloramentos é possível observar as duas lineações contidas na mesma foliação, onde há uma superposição da lineação ENE sobre a SE, mostrando temporalidade entre as diferentes lineações (Figura 28).

Nos cortes paralelos à lineação de estiramento de direção de caimento alto para SE o sentido de movimentação é predominantemente reverso, com topo subindo para NW (Figura 25, Figura 26), associado à fase deformacional  $D_2$ . Nos cortes paralelos a lineação de estiramento de direção de caimento suave para ENE, predominam os indicadores cinemáticos destrais (Figura 23, Figura 24, Figura 29, Anexo 4).

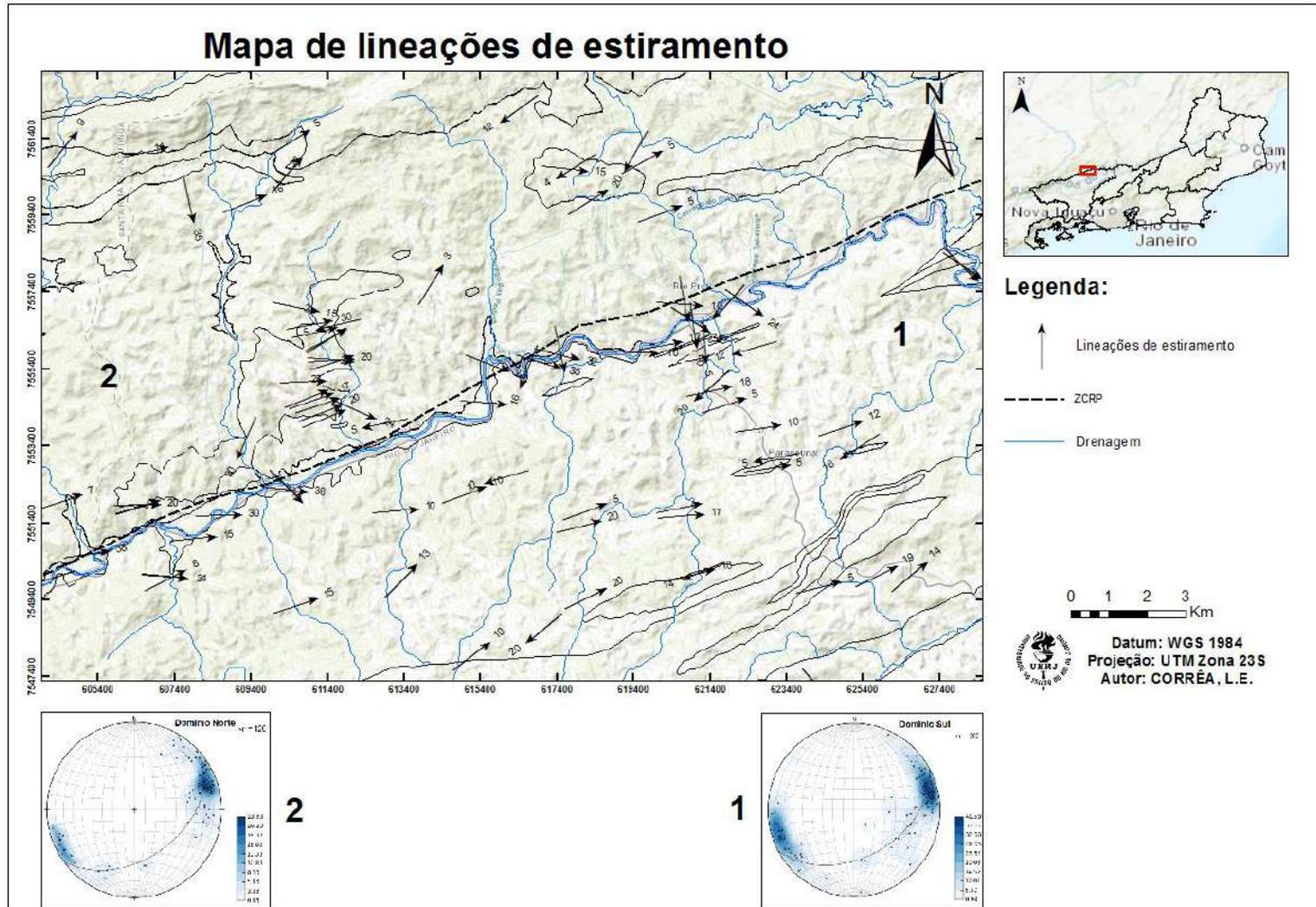
Figura 28 - Duas lineações de estiramento contida na mesma foliação.



Legenda: amostra para laminação com duas lineações de estiramento contidas na foliação  $S_{3mil}$ . A lineação referida ao corte 2 é melhor visualizada. A lineação do corte 1 é incipiente, mais difícil de ser identificada, ponto RP-EC-83C.

Fonte: O autor, 2020.

Figura 29 - Mapa de lineações de estiramento.



Fonte: O autor, 2020.

### 5.3.6 Obliquidade das lineações

A obliquidade ou *rake* é o ângulo que se faz entre a lineação e a direção horizontal da superfície que a contém, medido sobre o plano da foliação.

Convencionaram-se três intervalos diferentes de obliquidade para as lineações de estiramento, de acordo com o valor angular e com a característica deformacional as quais foram formadas: lineação direcional apresenta baixa obliquidade, com ângulos que variam de 0 a 15 graus; lineação oblíqua de média obliquidade, com ângulos que variam de 16 à 60°; e lineação frontal de alta obliquidade, com ângulos que variam de 61 à 90° (Tabela 6). Este critério parte da premissa que a orientação da foliação e da lineação contida nela são importantes elementos estruturais no entendimento da cinemática da deformação e que a variação regional da atitude da foliação não é relevante, dado o tamanho reduzido da área de estudo.

Tabela 6 - Intervalo de obliquidade de lineações de estiramento.

<b>Estruturas</b>	<b>Intervalos de obliquidade</b>	<b>Número de medidas</b>	<b>Percentual</b>
Lineação direcional	0-5°	42	25%
	6-15°	41	24%
Lineação oblíqua	16-30°	37	22%
	31-45°	16	9%
	46-60°	12	7%
Lineação frontal	61-75°	9	5%
	76-90°	13	8%
	<b>total</b>	<b>170</b>	<b>100%</b>

Fonte: O autor, 2020.

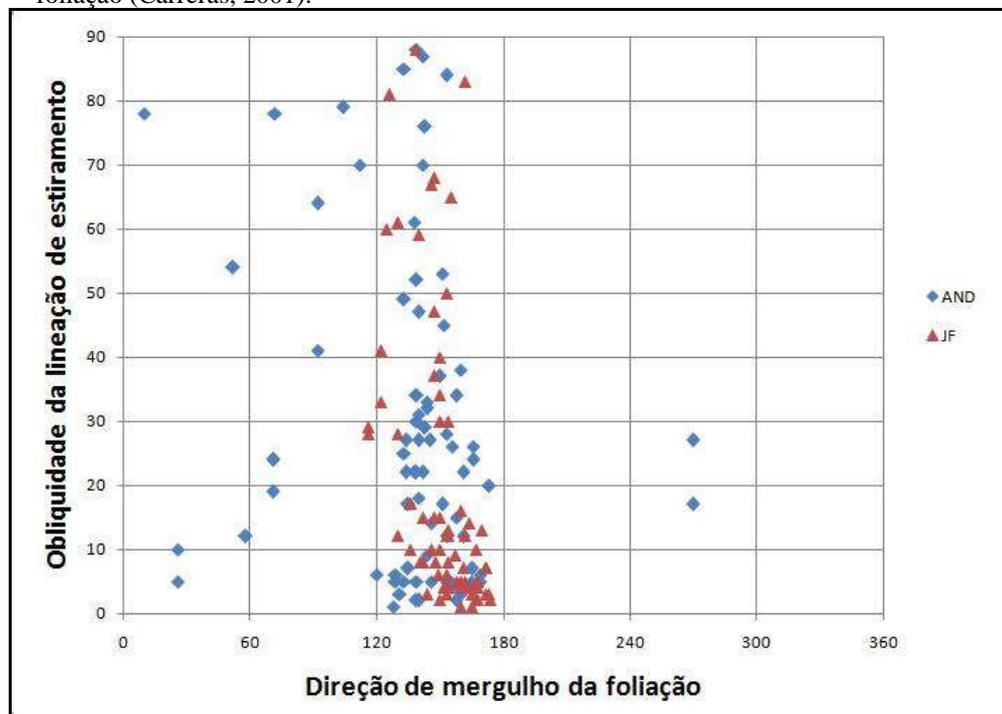
Um total de 170 pares de medidas de foliações com lineações contidas foram selecionados para o cálculo da obliquidade e, posteriormente, plotadas em um mapa de obliquidade.

A análise da obliquidade mostra uma variação em toda área percorrida, as lineações direcionais são predominantes em toda área estudada, apresentando 49% das lineações identificadas, enquanto que as lineações oblíquas representam 38% e em menor quantidade as lineações frontais com 13% do total.

O diagrama de correlação entre os valores de obliquidade da lineação de estiramento com o sentido de mergulho da foliação (Carreras, 2001) mostra uma boa diferenciação entre os domínios estruturais da área de estudo (Figura 30).

Em ambos os domínios, há o predomínio de lineações de baixa à média obliquidade, porém, o domínio Norte apresenta uma maior variação na amplitude no sentido de mergulho das foliações, por ser dominado por dobramentos, em contrapartida, o domínio Sul apresenta regularidade na direção de mergulho da foliação, sistematicamente, para sudeste, devido à atuação efetiva da deformação cisalhante.

Figura 30 - Diagrama de correlação entre a obliquidade da lineação de estiramento x a direção de mergulho da foliação (Carreras, 2001).



Legenda: diagrama exibe uma boa diferenciação entre os domínios estruturais, destacando o predomínio de lineações direcionais a oblíquas em ambos os domínios e a maior variação na amplitude de direção de mergulho de foliações no domínio Norte.

Fonte: modificado de Carreras, 2001.

O mapa de obliquidade de lineações (Figura 31) foi separado em cores distintas para cada valor de obliquidade: baixa obliquidade está em cores mais quente, média obliquidade em cores intermediárias e alta obliquidade está em cores mais frias.

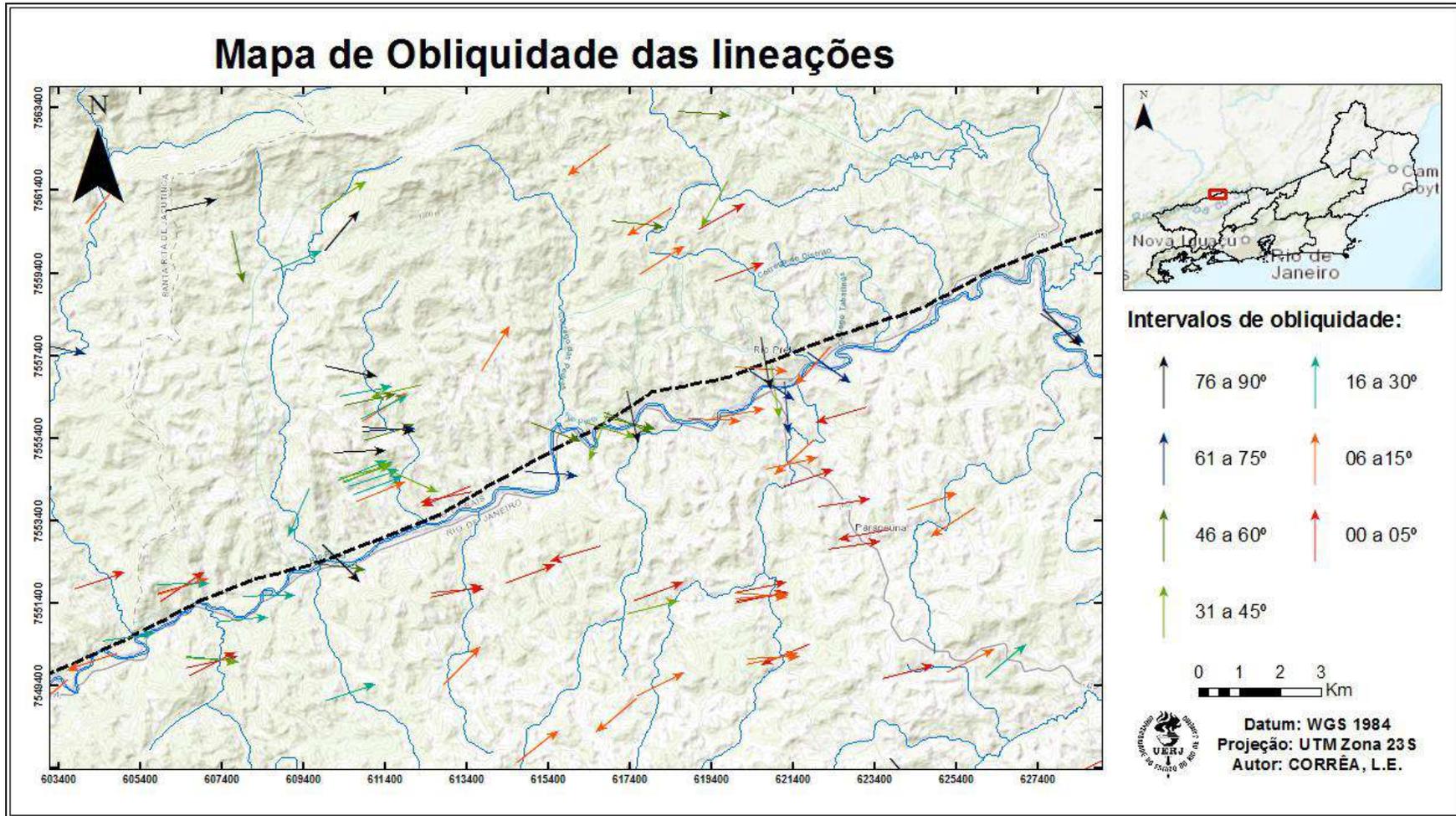
O domínio Norte apresenta maior variação na obliquidade, estando presente lineações de baixa a alta obliquidade, provavelmente pelo intenso dobramento. O domínio Sul apresenta, predominantemente, lineações direcionais e, subordinadamente, lineações oblíquas

devido a mecanismos de partição da deformação, e também algumas lineações frontais são visualizadas, essas podem ser lineações remanescentes da deformação compressional  $D_2$ .

É observado que o domínio Sul apresenta um bom espalhamento do ângulo de obliquidade das lineações de estiramento e, que essa dispersão é condizente com um evento transpressivo com partição da deformação entre movimentos frontais e direcionais. Visto que as lineações direcionais são predominantes, sendo este o último movimento e por isto apresenta maiores registros (ver tópico 5.4.2).

Observa-se, também, na região próxima à Zona de Cisalhamento Rio Preto uma concentração de lineações frontais de alta obliquidade (Figura 29, Figura 31, Anexo 4), podendo ser interpretada como uma antiga zona de empurrão em direção à NW.

Figura 31 - Mapa de obliquidade das lineações.



Fonte: O autor, 2020.

#### 5.4 Zona de Cisalhamento Rio Preto

A Zona de Cisalhamento Rio Preto (ZCRP) integra o Sistema de zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do médio vale do Rio Paraíba (Almeida, 2000), define o limite noroeste deste sistema. É uma importante estrutura regional da Faixa Ribeira que limita os domínios Andrelândia e Juiz de Fora e ambos pertencem ao Terreno Ocidental e apresentam rochas, idades e registros metamórficos diferentes (Heilbron *et al.*, 2004) (Figura 32).

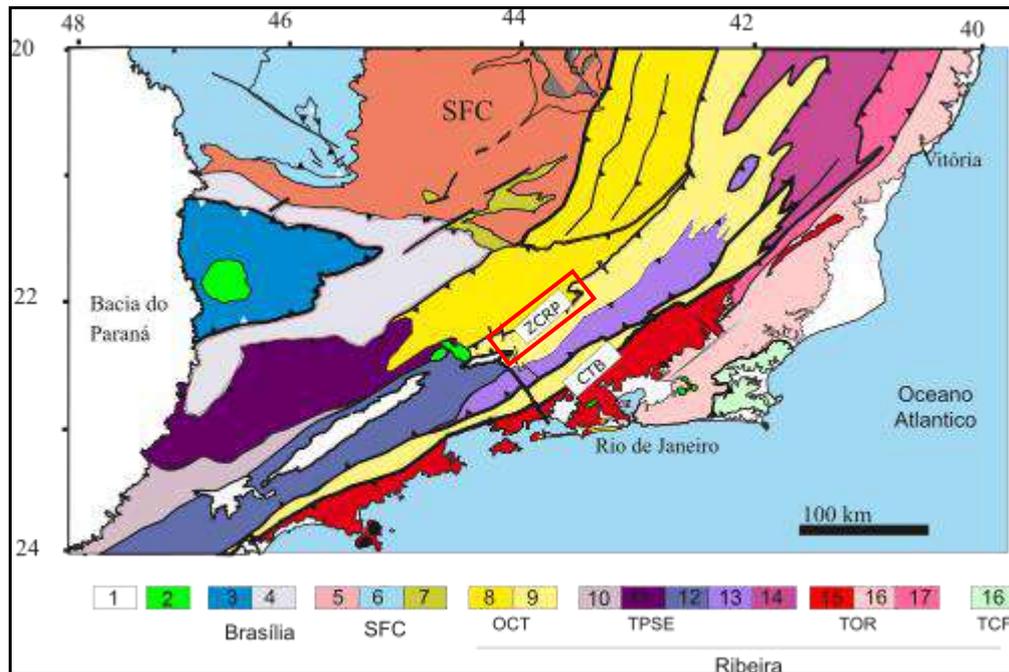
Esta zona acomoda provavelmente um grande deslocamento deste setor central da Faixa Ribeira, colocando rochas da crosta média e/ou inferior pertencentes ao complexo Juiz de Fora, de fácies granulíticas, sobre rochas supracrustais da Megassequência Andrelândia, de fácies anfíbolíticas (Almeida, 2000). Heilbron (1993) interpreta o domínio Juiz de Fora como uma zona de sutura da etapa de colisão oblíqua (tardi-D<sub>2</sub>), com intensa incorporação e retrabalhamento de segmentos crustais mais profundos.

(Bruno *et al.*, 2020) interpretam o contato entre o Complexo Mantiqueira e o Complexo Juiz de Fora como uma antiga zona de sutura tectônica paleoproterozoica retrabalhada no neoproterozoico, este contato é o mesmo representado aqui pela ZCRP. Para Almeida (2002) também descreve a ZCRP como um sutura tectônica com assinaturas gravimétricas de forte gradiente horizontal, com fontes de anomalias profundas que chegam à crosta inferior e separa corpos continentais de densidades crustais contrastantes.

Possivelmente a ZCRP corresponde à extensão da Zona de Cisalhamento Abre Campo (ZCAC), apresentam características semelhantes. Haralyi e Hasui (1982) descreveram a ZCAC como uma anomalia gravimétrica e magnética, que também separa rochas do complexo Mantiqueira do complexo Juiz de Fora (Silva *et al.* 2002). Fischel (1998) interpreta ZCAC como uma zona de sutura que separa unidades com diferentes histórias metamórficas e deformacionais. A ZCRP se desenvolveu na sutura tectônica, sendo uma fraqueza crustal profunda, que separa os domínios Andrelândia do Juiz de Fora. Provavelmente, essa sutura foi gerada durante a amalgamação do complexo Juiz de Fora ao complexo Mantiqueira.

A seguir, a zona de cisalhamento será descrita quanto a sua relação geométrica e cinemática, envolvendo dados estruturais, micro e macroestruturais e indicadores de sentido de movimentação e direção, apresentados nos tópicos anteriores.

Figura 32 - Compartimentação tectônica da Faixa Ribeira no sudeste brasileiro.



Legenda: Zona de Cisalhamento Rio Preto destaque em vermelho.  
 Fonte: extraído de Heilbron *et al.*, 2004.

#### 5.4.1 Aspectos Geométricos

A Zona de Cisalhamento Rio Preto (ZCRP) apresenta uma extensão de aproximadamente 250km que aflora em mapa, com direção NE-SW, partindo desde a região do Maciço Alcalino de Itatiaia até a sua inflexão para a direção NNE-SSW em direção a Minas Gerais. Neste contexto foi estudado um segmento de aproximadamente 30 quilômetros na porção central da zona de cisalhamento que, nesta área, a espessura de rochas deformadas é de centenas de metros.

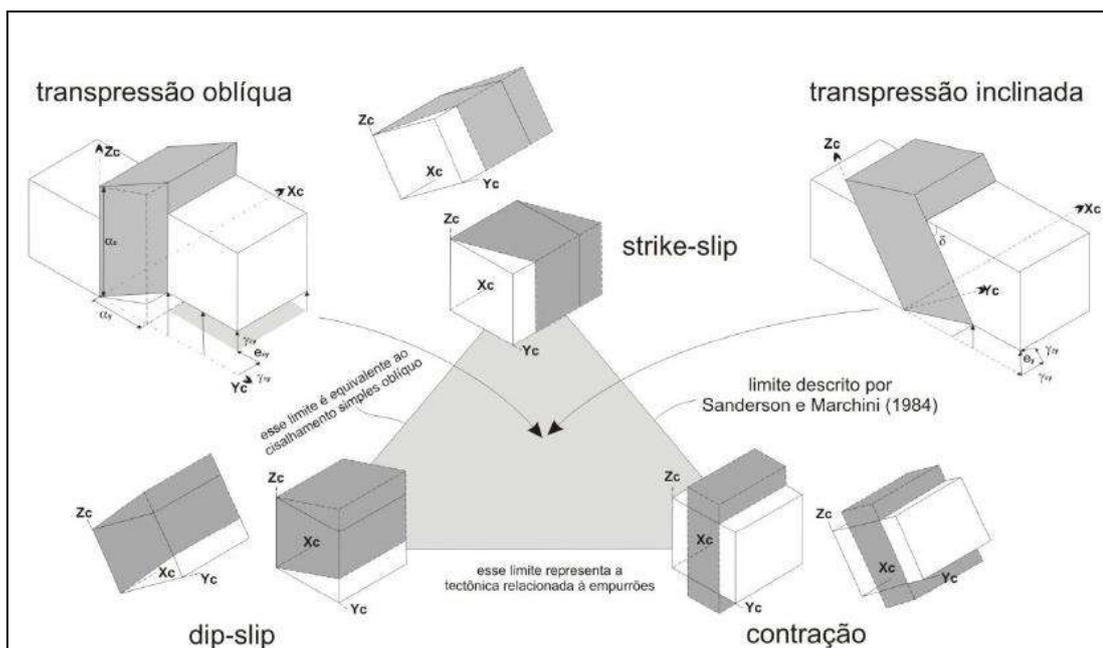
Por meio da observação específica da distribuição de estruturas formadas pela deformação cisalhante, milonitos, com características fitas de quartzo, alinhamento de minerais prismáticos estirados (anfíbólios e piroxênios), identificado também nos perfis (Anexo 3, Anexo 4), foi possível obter uma espessura média de 500 metros de largura.

Em escala de mapa, observam-se desenhos similares a feições sigmoidais que contém terminações truncadas pela Zona de Cisalhamento Rio Preto. Um extenso pacote de quartzito, presente no domínio Norte, também é truncado pela ZCRP e não mostra continuidade para o domínio Sul. (Anexo 2, Anexo 3)

### 5.4.2 Transpressão inclinada

No estudo do processo de transpressão inclinada, mostra que este modelo é mais comum de ocorrer do que a transpressão vertical. Na concepção de Jones et al. (2004) transpressão inclinada é uma combinação de componentes de contração, cisalhamento paralelo à direção da falha (*strike-slip*) e cisalhamento paralelo à direção do mergulho (*dip-slip*) (Figura 33). As características da transpressão inclinada citadas pelo autor mostram que o ângulo de obliquidade da lineação de estiramento pode variar de  $0^\circ$  a  $90^\circ$ , a foliação desenvolvida durante a transpressão não possui direção e mergulhos paralelos aos limite da zona, exceto em casos que a deformação tenha sido particionada.

Figura 33 - Modelo de transpressão inclinada, Jones et al., 2004.

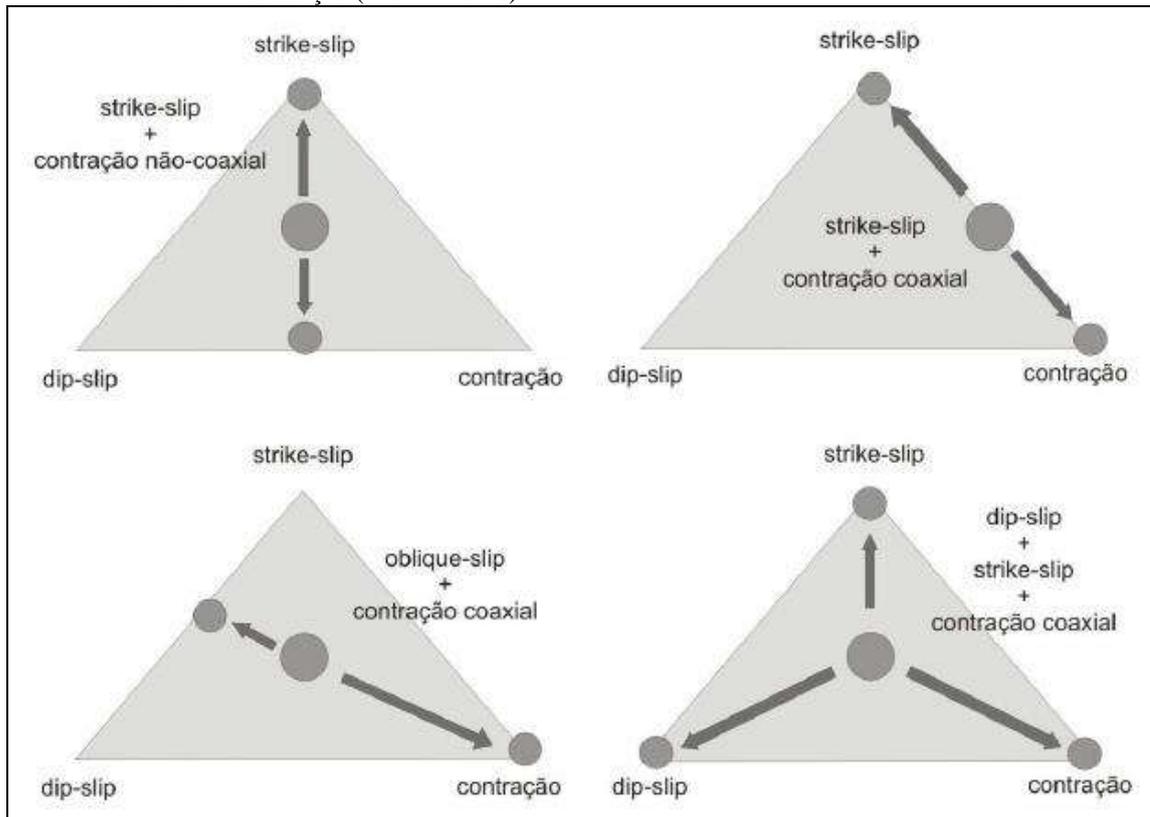


Legenda: O triângulo de deformação exibe modelos de transpressão inclinada e oblíqua podem ocorrer durante a deformação transpressiva.

Fonte: extraído de Jones *et al.*, 2004.

Para melhorar a compreensão dos aspectos da deformação durante a transpressão inclinada, Jones *et al.*, (2004) utilizam o método do triângulo de deformação (Figura 34), onde os vértices são compostos por as três principais componentes de deformação (*end-members*), denominados: contração, cisalhamento paralelo à direção da zona (*strike-slip*) e cisalhamento paralelo à direção do mergulho (*dip-slip*).

Figura 34 - Caminhos possíveis para evolução da transpressão inclinada de acordo com os três componentes finais de deformação (*end-members*).



Legenda: A área interna do triângulo representa a transpressão oblíqua e/ou inclinada. Nos casos em que ocorre partição da deformação, a deformação é distribuída em diferentes caminhos do triângulo.

Fonte: extraído de Jones *et al.*, 2004.

A influência entre a relação geométrica das foliações miloníticas ( $S_{3mil}$ ) de direção NE-SW com mergulhos médios para SE, sendo paralelas à borda da zona de cisalhamento, e lineações de estiramento ( $L_{e3}$ ) que apresentam ângulos baixo a médio de obliquidade, denotam uma transpressão inclinada.

O desenvolvimento da transpressão inclinada foi acompanhado da uma partição da deformação. Os dados apresentados mostram o predomínio de lineações direcionais e, subordinadamente, lineações oblíquas, identificando que houve combinação de componentes direcionais e frontais. O fato de predominar lineações direcionais (*strike-slip*) pode indicar que a deformação transpressiva evoluiu de frontal para direcional, sendo este o último movimento, e por isso, as lineações direcionais são predominantes (Figura 29, Figura 30, Figura 31, Anexo 4). Parte das lineações frontais pode ter sido obliterada e/ou rotacionada para a posição *strike* da foliação milonítica.

### 5.4.3 Estimativa de rejeito horizontal

Algumas tentativas foram feitas para se obter uma estimativa da componente de rejeito horizontal, através de análise megascópica. Não foi possível estabelecer uma estimativa, por algumas razões:

- a) Nenhum marcador confiável foi encontrado, de uma forma geral, nenhum dique ou corpo intrusivo foi observado para esta estimativa e as unidades envolvidas no domínio Sul estão dispostas subparalelamente à direção da zona;
- b) A zona de cisalhamento, formada por transpressão inclinada, está localizada em uma porção de reativação de uma zona de fraqueza, empurrão e/ou sutura, sendo as estimativas envolvendo comprimento do traço apresenta dificuldades na utilização.

## 6 DISCUSSÃO

Na região afetada pela Zona de Cisalhamento Rio Preto, são atribuídas quatro fases deformacionais regionais, as duas primeiras entendidas como progressivas, deformação principal ( $D_1+D_2$ ), sendo responsáveis pela compartimentação tectônica da Faixa Ribeira,  $D_3$  e  $D_4$  são consideradas fases de deformações tardias. O modelo cinemático evolutivo proposto por Heilbron (1993) é uma convergência oblíqua, que na etapa  $D_1$  a cedo- $D_2$  é uma convergência de transporte para NW e na etapa tardi- $D_2$  a deformação possui importante componente direcional destal.

A análise minuciosa das estruturas permitiu estabelecer a individualização de três fases de deformação eminentemente dúcteis ( $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_3$ ). A primeira formou foliação  $S_1$ , rotacionadas e paralelizadas ao acamamento sedimentar  $S_0$ . A segunda fase deformacional formou extenso dobramento e zonas de empurrão de direção NW. A terceira fase deformacional, de caráter transpressivo direcional a oblíquo, formou a Zona de Cisalhamento de Rio Preto.

A terceira fase deformacional  $D_3$  identificada neste trabalho, não equivale a  $D_3$  regional. Está relacionada com a etapa tardi- $D_2$  da deformação principal da faixa Ribeira ( $D_1+D_2$ ). A fase  $D_3$  regional não é identificada nessa região, podendo ser nula ou incipiente.

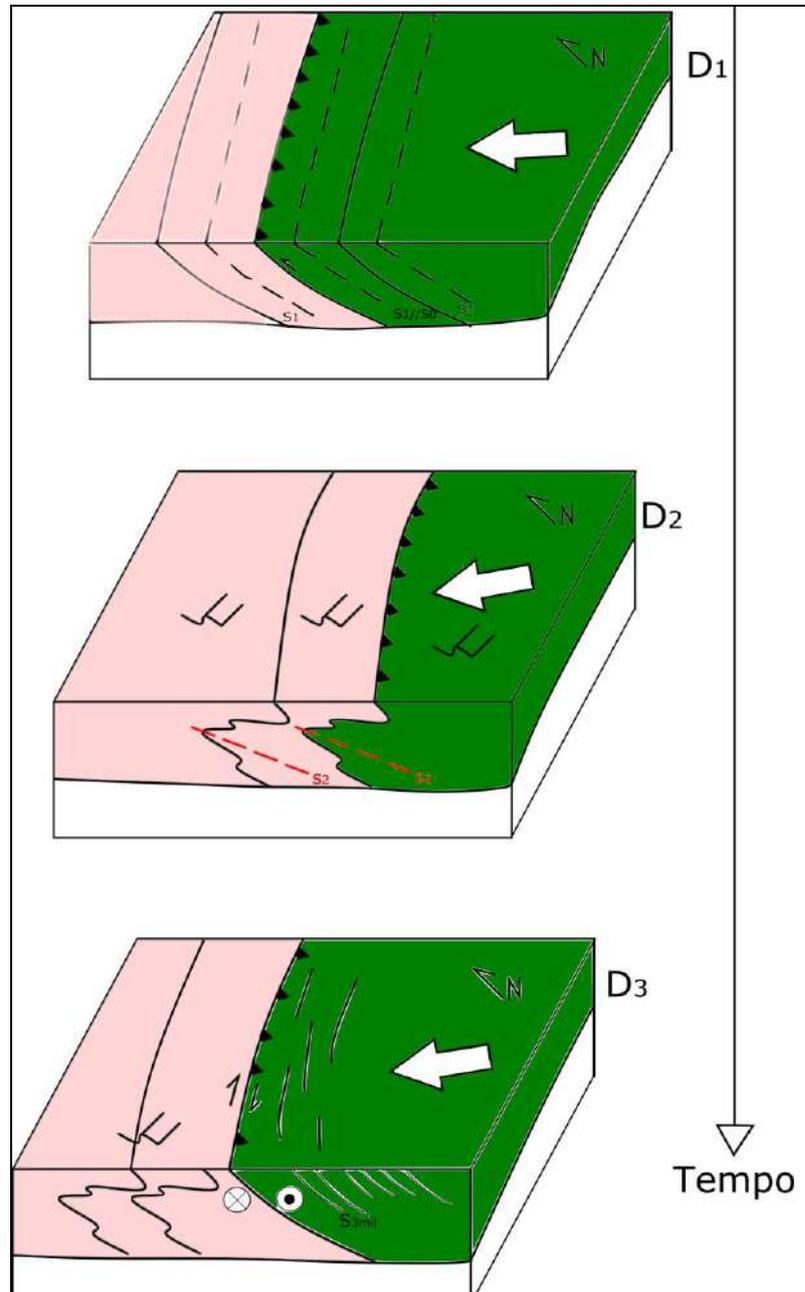
A intensa deformação associada à fase  $D_3$  é caracterizada pela formação da Zona de Cisalhamento Rio Preto com foliação milonítica associada, aqui interpretada como foliação  $S_{3mil}$  e uma lineação de estiramento direcional a oblíqua  $Le_3$ .

As dobras  $F_2$ , afetam a foliação  $S_0/S_1$ , geram foliação plano axial  $S_2$  paralelizando-a com  $S_1$ . São geralmente assimétricas fechadas a isoclinais, com eixos com caimentos suaves para NE ou SW e lineações de estiramento com caimento *down dip* para SE, mostram uma vergência do transporte para NW.

Vários autores interpretam a região de estudo como uma sutura tectônica de nível crustal profundo, que separa corpos continentais de densidades crustais contrastantes. Essa sutura, possivelmente, foi formada na amalgamação do complexo Juiz de Fora com o complexo Mantiqueira (~2.05 Ga) (Almeida, 2000; Almeida, 2002; Bruno *et al.*, 2020; Heilbron, 1993). Essa sutura tectônica paleoproterozoica foi reativada na deformação ( $D_2$ ) como uma rampa de empurrão seguido da deformação cisalhante ( $D_3$ ) onde a Zona de Cisalhamento Rio Preto foi formada.

O desenho esquemático da Figura 35 a seguir apresenta a evolução das fases de deformação identificadas na área (D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> e D<sub>3</sub>). Este último foi responsável pela formação da Zona de Cisalhamento Rio Preto.

Figura 35 - Desenho esquemático ilustrando a evolução da deformação da área.



Fonte: O autor, 2020

A Zona de Cisalhamento Rio Preto se encaixa no modelo de transpressão inclinada (Jones *et al.*, 2004). O desenvolvimento da transpressão inclinada foi acompanhado da uma partição da deformação, exibe lineações com diferentes direções de caimentos geradas por componentes direcionais e frontais na mesma fase de deformação (D<sub>3</sub>).

As estruturas do tipo S-C, boudins assimétricos, enclaves rotacionados, porfiroclastos do tipo  $\sigma$  e tipo  $\delta$  e dobras assimétricas quando paralelas à lineação de estiramento com caimentos altos para SE, indicam um deslocamento com sentido de movimento de topo para NW, durante a deformação  $D_2$ . Essas estruturas quando identificadas paralelas a lineação de estiramento de caimento suave para NE, indicam uma movimentação horizontal dextral a oblíqua, durante a deformação cisalhante  $D_3$ .

A deformação associada à zona de cisalhamento de Rio Preto se processou em condições metamórficas de altas temperaturas, superiores à  $600^\circ\text{C}$ , corroborado por bordas de recristalização em feldspatos.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

- a) A Zona de Cisalhamento Rio Preto apresenta deformação predominantemente dúctil, sendo caracterizada por uma foliação milonítica de orientação NE de mergulho moderado para SE, com lineação de estiramento de caimentos suaves para ENE e WSW;
- b) A ZCRP se desenvolveu sobre uma sutura tectônica paleoproterozoica, reativando-a durante a sua formação;
- c) A observação de indicadores cinemáticos, principalmente macroscópicos, nos mostra uma componente direcional predominantemente dextral e uma componente de mergulho reversa. A ZCRP foi classificada como uma zona de cisalhamento transpressiva inclinada;
- d) A análise estrutural indica um regime transpressivo com importante componente horizontal dextral de orientação NE-SW, desenvolvendo-se sob condições metamórficas de fácies anfibolito alto;
- e) Os domínios estruturais apresentam algumas diferenças geométricas. No domínio sul os contatos litológicos são totalmente retilíneos e alongados, paralelos à ZCRP, enquanto que no domínio Norte os contatos litológicos são irregulares, devido ao extenso dobramento e são truncados pela ZCRP.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. *The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River*. In: *The Ocean Basin and Margins* (Nairn&Stille, Eds.), 1:411-446, Plenum, New York. 1973.
- ALMEIDA, J.C.H. *Mapeamento geológico da Folha Luminárias-MG (1:50.000), com ênfase na análise estrutural dos metassedimentos do Ciclo Depositional Andrelândia*. Dissertação de Mestrado, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro, 102 p. 1992.
- ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.A.; HEILBRON, M.; And TROUW, R. *Geometric and kinematic analysis at the central tectonic boundary of the Ribeira belt, south eastern Brazil*. In: *Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais. SBG*, p. 32. 1998.
- ALMEIDA, J.C.H. *Zonas de Cisalhamento Dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul*. Tese de Doutorado, IGCE, Universidade Estadual Paulista, 190 p. 2000.
- ALMEIDA, S.H.S., *Gravimetria e tectônica do Cinturão Ribeira na região limítrofe entre os Estados de São Paulo e Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, IGCE, Universidade Estadual Paulista, 203 p. 2002.
- ALMEIDA, J. C. H. *et al. Nota explicativa da Folha Macaé SF. 24-YAI*. Belo Horizonte. CPRM. 2012.
- BRITO NEVES, B.; CAMPOS NETO, M.; FUCK, R. *Rodínia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage*. *Episodes Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, v. 22, n. 3, p. 155-166. 1999.
- BRUNO, H. ELIZEU V., HEILBRON M., VALERIANO C.M., STRACHAN R., FOWLER M., BERSAN S., MOREIRA H., DUSSIN I., EIRADO L.G., TUPINAMBÁ M., ALMEIDA J.C.H., NETO C., STOREY C., *Neoarchean and Rhyacian TTG-Sanukitoid suites in the southern São Francisco Paleocontinent, Brazil: Evidence for diachronous change towards modern tectonics*. *Geoscience Frontiers* Volume 11, Issue 5, September, Pages 1763-1787. 2020.
- CAMPANHA, G.A.C. *O Papel do Sistema de Zonas de Cisalhamento Transcorrentes na Configuração da Porção Meridional da Faixa Ribeira*. Tese de Livre docência. USP. 138p. 2002.
- CARRERAS, J. *Zooming on northern Cap de Creus shear zones*. *Journal of Structural Geology*. 23. 1457-1486. 2001.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. *Mapa geológico do estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte: CPRM, Escala 1:1.000.000, 2014.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL; DRM - Departamento de Recursos Minerais do Rio de Janeiro, *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro*, 1983.

DUARTE, B. P. *Evolução tectônica dos Ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na Região de Juiz de Fora: Geologia, Petrologia e Geoquímica*. São Paulo, IGC-USP, Tese de Doutorado. 284p. 1998.

DUARTE, B.P.; VALENTE, S.C.; HEILBRON, M.; CAMPOS NETO, M.C. *Petrogenesis of the Orthogneisses of Mantiqueira Complex, central Ribeira belt, SE Brazil: an Archaean to Palaeoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African Orogeny*. *Gondwana Research*, Japão, 7(2): 437-450. 2004.

FISCHEL D.P.. *Geologia e dados isotópicos Sm-Nd do Complexo Mantiqueira e do Cinturão Ribeira na região de Abre Campo, Minas Gerais*. MSc thesis, Univ Brasília, 98 p. 1998.

FIGUEIREDO, M; TEIXEIRA, W. *The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: Preliminary Geochronological And Geochemical Results*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v.68, n.2, p. 223-246. 1996.

FOSSSEN, H., TIKOFF, B., *The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing, and volume change, and its application to transpression/transension tectonics*. *J. Struct. Geol.* 15, 413–422p. 1993.

FOSSSEN, H.; TIKOFF, B.; TEYSSIER, C. *Strain modeling of transpressional and transtensional deformation*. *Norst Geologist Tidsskrift*, v.74, p.134-145. 1994.

FOSSSEN, H.. *Structural Geology*. Cambridge University Press. 463p. 2010.

FOSSSEN, H.; CAVALCANTI C.G. *Shear zones - A review*. *Earth-Science Reviews* 171-434–455, 2017.

FLEUTY, M. J., *The description of folds*. *London: Proceedings of the Geologists' Association* 75: 461–492. 1964.

HARLAND, W.B. *Tectonic Transpression in Caledonian Spitsbergen*. *Geological Magazine*, 108 (1): 27-42, 1971.

HARALYI N.L.E. AND HASUI Y. *The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of Eastern Brazil*. *Rev. Bras. Geocienc.* 12: 160-166p. 1982.

HANMER S., PASSCHIER C.W. *Shear sense indicators: a review*. *Geol. Surv. Can. Pap.* 90:1–71, 1991.

HEILBRON, M. *Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas-MG - Barra do Piraí-RJ, setor central da Faixa Ribeira*. Tese de Doutorado, IG/USP. 268p. 1993.

HEILBRON, M. *O Segmento Central da Faixa Ribeira: Síntese Geológica e Ensaio de Evolução Geotectônica*. Tese de Livre Docência, UERJ. 115p. 1995.

HEILBRON M. & MACHADO N. *Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil)*. *Precambrian Res.*, 125: 87-112p. 2003.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANSI, V.A. *Província Mantiqueira*. In: Mantesso-Neto. V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES. B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 647p. 2004.

HEILBRON M., DUARTE B.P., VALERIANO C.M., SIMONETTI A., MACHADO N., NOGUEIRA J.R. *Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the Sao Francisco-Congo paleocontinent*. *Precambrian Research*, 178; 136-148p. 2010.

HEILBRON, M., TUPINAMBÁ, M., VALERIANO, C., ARMSTRONG, R., do EIRADO SIVA, L., MELO, R., SIMONETTI, A., PEDROSA SOARES, A. and MACHADO, N. *The Serra da Bolívia complex: The record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt*, *Precambrian Research* 238, 158– 175p. 2013.

HEILBRON, M., EIRADO, L.G. & ALMEIDA, J. *Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:400.000 Programa Geologia do Brasil (PGB), Mapas Geológicos Estaduais. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belo Horizonte*, 184p. 2016.

HOBBS B.E., MEANS W.D., WILLIAMS P.F. *An Outline of Structural Geology*. John Wiley. 512 p. 1976.

HOWELL D.G. *Tectonic of suspect terranes: Mountain building and continental growth*, chapman Hall (eds), Londres. 232p. 1989.

HULL, J., *Thickness-displacement relationships for deformation zones*. *J. Struct. Geol.* 4, 431–435. 1988.

JONES, R. R., & Holdsworth, R. E. *Oblique simple shear in transpression zones*. *Geological Society, London, Special Publications*, 135(1), 35–40. 1998.

JONES, R.R., HOLDSWORTH, R.E, CLEGG, P, MCCAFFREY, TAVARNELLI, E.,. *Inclined transpression*. *Journal of Structural Geology* 26, 1531-1548. 2004.

LISTER G.S., SNOKE A.W.S-C *Mylonites*. *Jornal Struct. Geol.*6:617–638, 1984.

MACHADO, R. *Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro*. 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Anais, 2: 1088-1095p. 1986.

MACHADO, R.; ENDO, I. *Cinturão de cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressional neoproterozoica*. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4. Belo Horizonte 1993, SBG/Núcleo MG, p. 189-191p. 1993.

MACHADO, N.; VALLADRES, C.S; HEILBRON, M. & VALERIANO, C. *U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny*. *Precambrian Research*.79: 347-361p. 1996.

MEANS, W.D., *Shear zones of types I and II and their significance for reconstruction of rock history*. Geol. Soc. Am. Abstr. 16, 50. 1984.

MEANS, W.D., *Shear zones and rock history*. Tectonophysics 247, 157–160. 1995.

NUMMER, A. R. *Análise estrutural e estratigrafia do Grupo Andrelândia na região de Santa Rita do Ibitipoca-Lima Duarte, sul de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro, 191 p. 1991.

PLATT JP. *Secondary cleavages in ductile shear zones*. Journal Struct. Geol 6:439–442. 1984.

PACIULLO, F.V.P., RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J. *The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília Belt*. Rev. Bras. Geoc.; 30: 169-173p., 2000.

PASSCHIER CW, SIMPSON C. *Porphyroclast systems as kinematic indicators*. Journal Struct. Geol. 8:831–844, 1986.

PASSCHIER CEES W., MYERS JOHN S., ALFRED. *Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 150p. ISBN: 978-3-540-53053-4. 1990.

PASSCHIER, C.W., TROUW, R.A.J. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin. 2005.

RAMSAY J. G. & GRAHAM R. H. *Strain variations in shear belts*. Can. J. Earth Sci., v. 7, 786-813p. 1970.

RAMSAY, J.G. *Shear zone geometry: a review*. Journal of Structural Geology. v.2, n.1/2, 83-99p. 1980.

RIBEIRO A., TROUWR. A. J., ANDREIS R.R., PACIULLO F.V. P. & VALENÇA J.G. *Evolução das bacias proterozoicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco*; Revista Brasileira de Geociências, 235-248p. 1995.

SANDERSON, D.J.; MARCHINI, W.R.D. *Transpression*. Journal of Structural Geology, v.6, 449-458 p. 1984.

SIMPSON C. *Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition*. J Struct. Geol. 7:503–511. 1986.

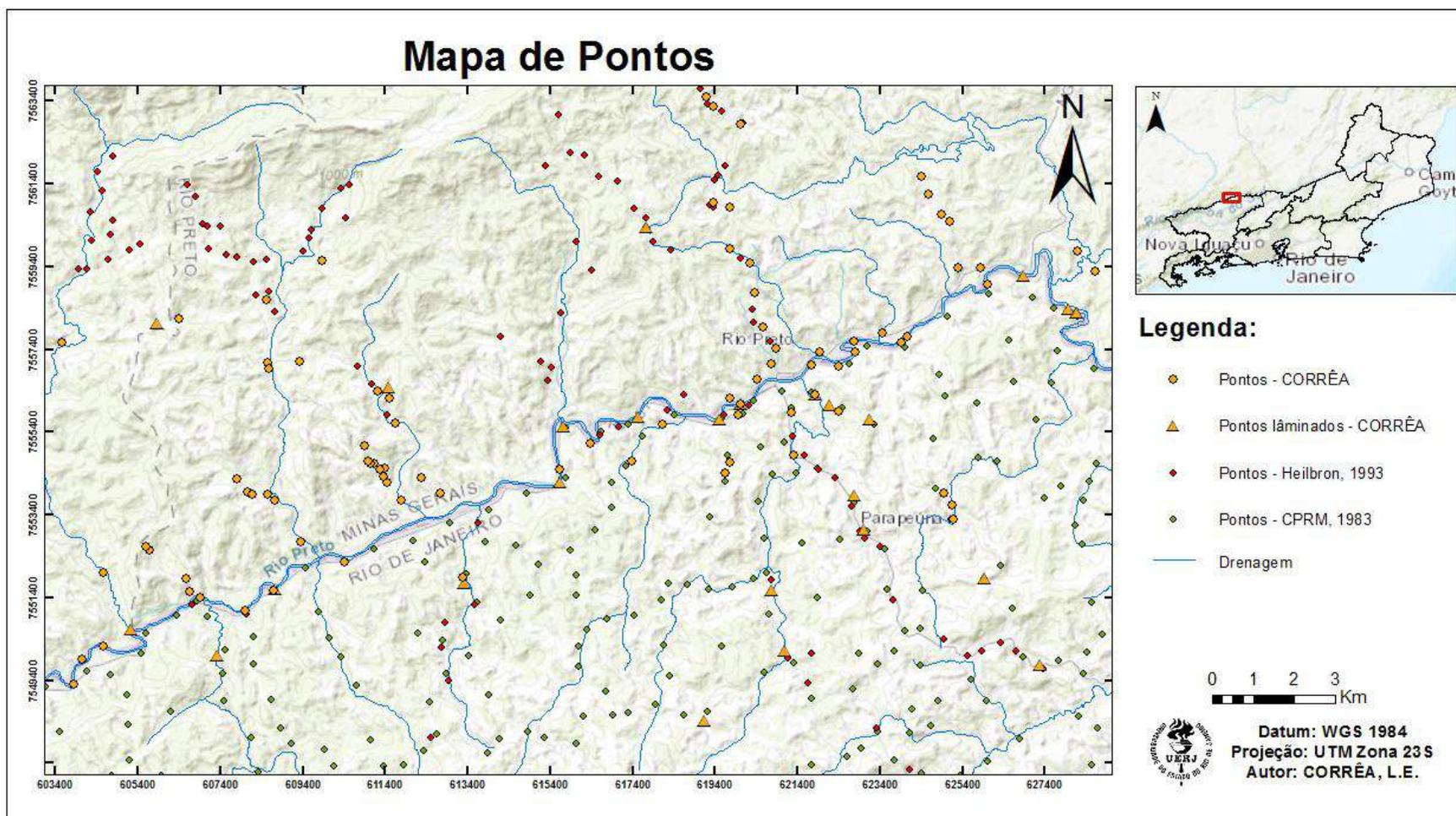
SIMPSON C., SCHMID S.M., *An evaluation of criteria to determine the sense of movement in sheared rocks*. Bull Geol Soc Am 94:1281–1288, 1983.

SILVA L.C., ARMSTRONG R., NOCE C.M., CARNEIRO M.A., PIMENTEL M., PEDROSA-SOARES A.C., LEITE C.A., VIEIRO V.S., SILVA M.A., PAES V.J.C. , CARDOSO F., *Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional*. Rev Bras Geocienc 32: 161-176p. 2002.

- STRECKEISEN, A. *To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews*, 12(1): 1-33p. 1976.
- SCHMITT, R.S. *A Orogenia Búzios: um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, IG/UFRJ, 273p. 2001.
- SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R., PIMENTEL, M.M. *Late Amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil)*. *Precambrian Research* 133, 29 e 61p. 2004.
- SCHMITT, R.S. et al. *Age and geotectonic setting of Late Neoproterozoic juvenile mafic gneisses and associated paragneisses from the Ribeira belt (SE Brazil) based on geochemistry 152 and Sm–Nd data — Implications on Gondwana assembly*. *Gondwana Research*, v. 13, n. 4, 502-515p. 2008a.
- SCHMITT, R. S. *The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin*. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 37-66. 2016.
- SPRY, A. *Metamorphic textures*. Oxford: Pergamon Press. 1969.
- TROUW, R.A.J. *Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco, baseada em análise metamórfica*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos, 327-328p. 1992.
- TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R.; *The central segment of the Ribeira Belt*. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 287-310. 2000.
- TUPINAMBÁ, M., TEIXEIRA, W., HEILBRON, M., *Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, southeastern Brazil*. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 7 e 11p. 2000.
- TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.S.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO, L.G.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDKA, I. *Geologia da Faixa Ribeira setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí*. In: *Rev. Geonomos* 15 (1): 67-79p. 2007.
- VALLADARES, C.S. *Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul no segmento central da Faixa Ribeira com base em estudos de geoquímica e de geocronologia U-Pb*. Tese de Doutorado. IG-USP, São Paulo, 147 p. 1996.
- VERNON, R.H., *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press. 2004.
- WEISS, L.; MCINTYRE, D. *Structural geometry of Dalradian rocks at Loch Leven, Scottish Highlands*. *The Journal of Geology*, v. 65, n. 6, p. 575-602. 1957.

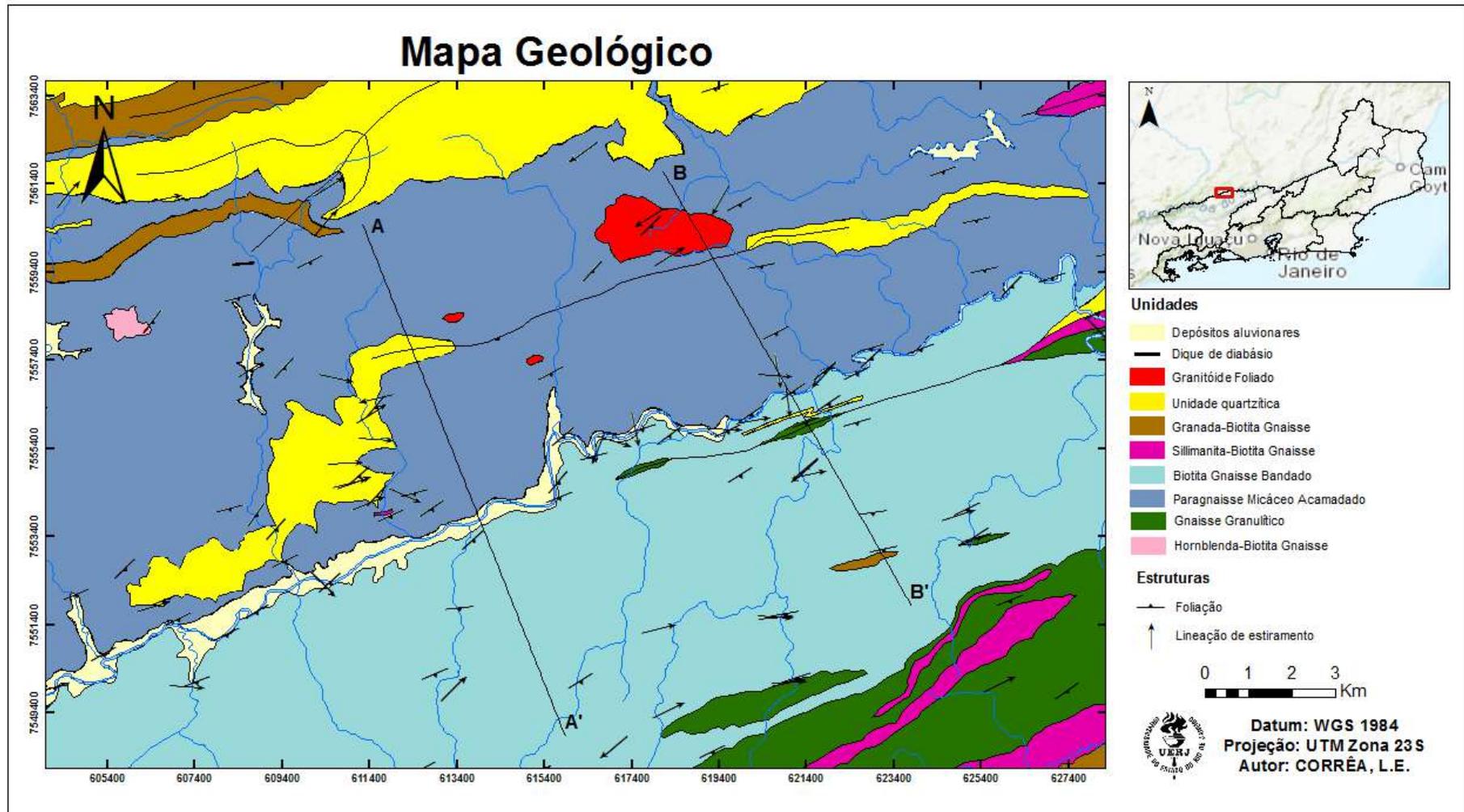
WHITNEY, D.; EVANS, B. *Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist*, v. 95, n. 1, p. 185-187, 2010.

## APÊNDICE A – Mapa de Pontos



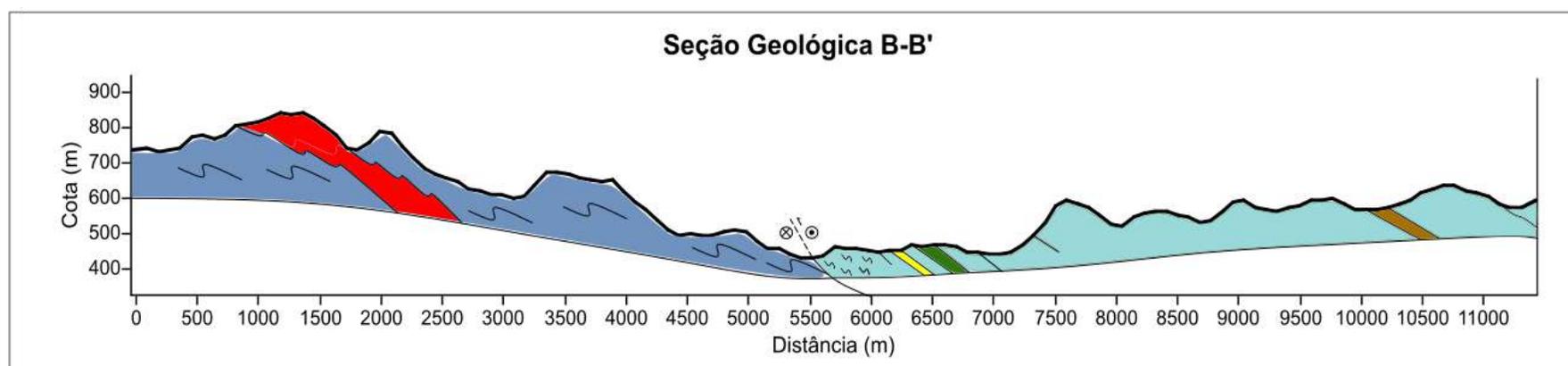
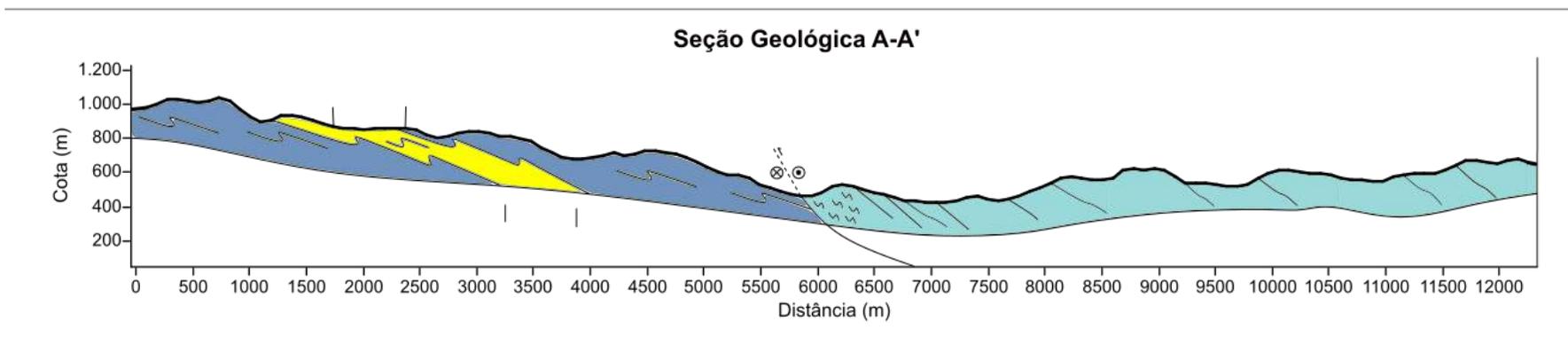
Fonte: O autor, 2020.

## APÊNDICE B – Mapa Geológico



Fonte: modificado de Heilbron et al., 2007.

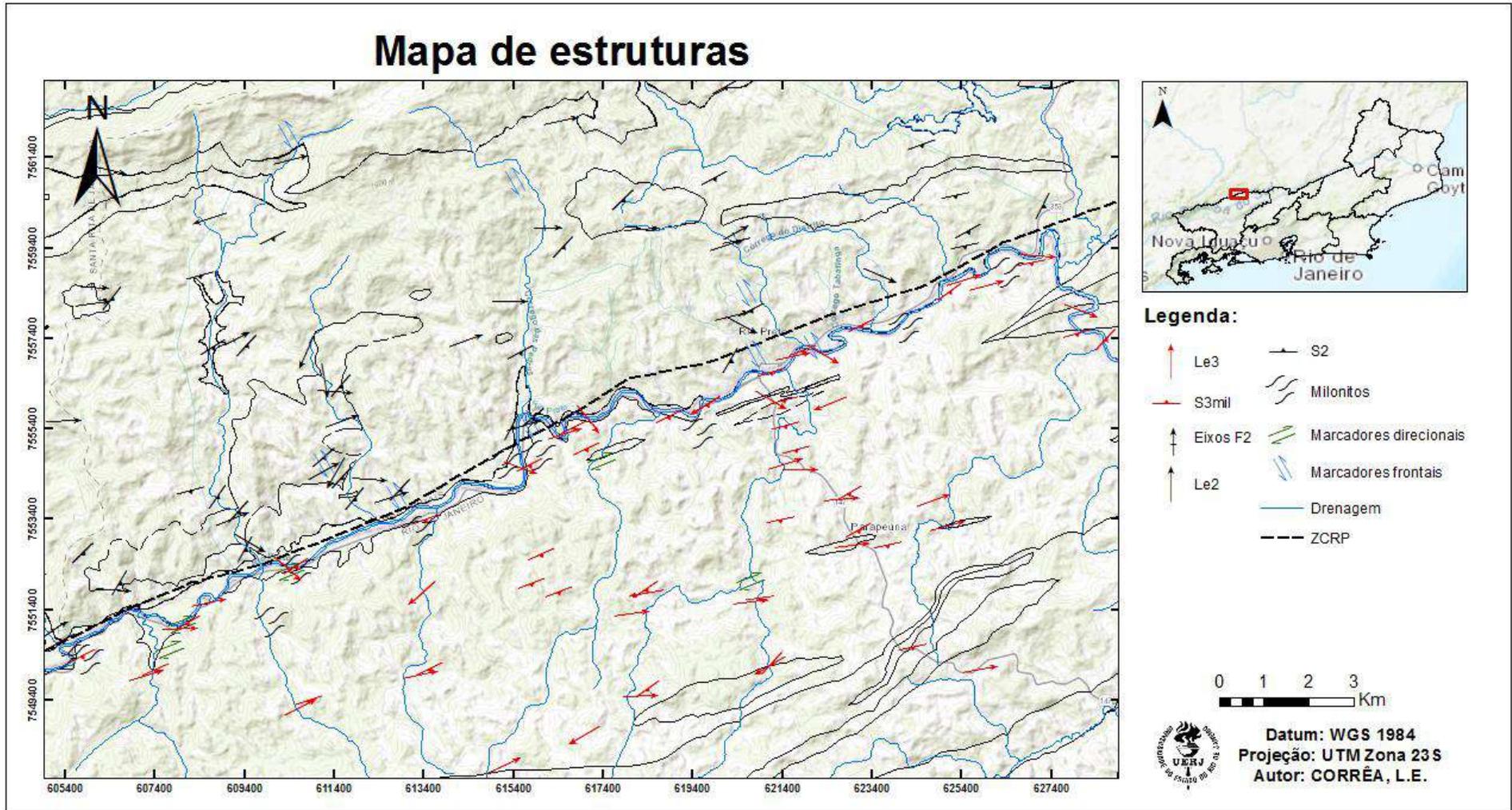
## APÊNDICE C – Seções geológicas



↘ Milonitização

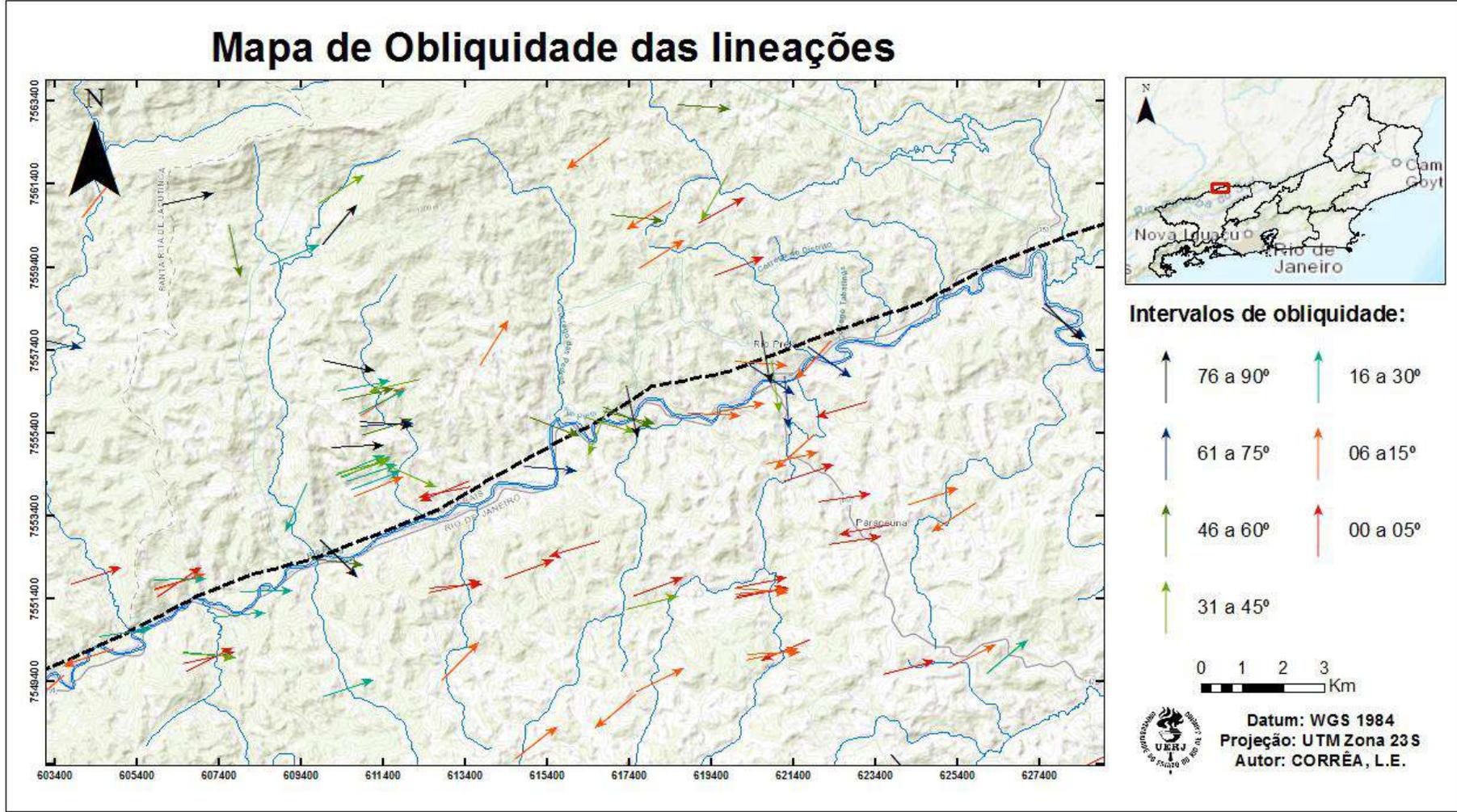
Fonte: O autor, 2020.

APÊNDICE D – Mapa de estruturas



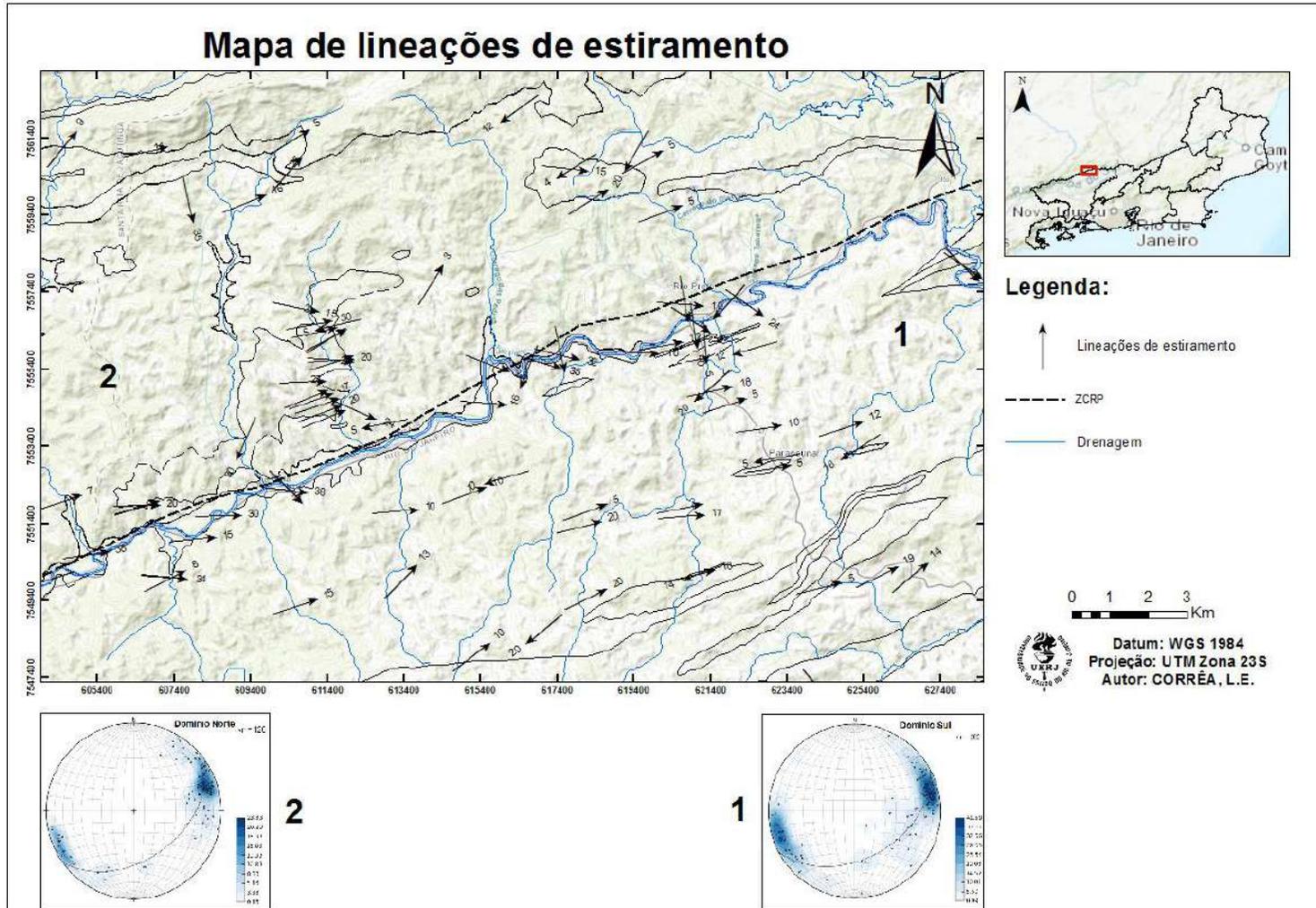
Fonte: O autor, 2020.

APÊNDICE E – Mapa de obliquidade das lineações



Fonte: autor 2020.

APÊNDICE F – Mapa de lineações de estiramento.



Fonte: O autor, 2020.

## ANEXO A – Fases deformacionais

Fases de deformação têm sido amplamente utilizadas na investigação geológica para reconstrução da evolução estrutural de unidades litológicas com padrões complexos de deformação, muitos autores têm utilizado determinados critérios para interpretar estruturas relacionadas a diferentes fases de deformação que mostram evidências de superposição (Hobbs *et al.*, 1976; Passchier & Trouw, 2005; Fossen, 2010). O uso desses critérios de superposição tornou-se comum a partir da década de 1960, onde os princípios foram inicialmente estabelecidos por Weiss & McIntyre, 1957.

WEISS & MCLNTYRE (1957, p. 578) definiram inicialmente três critérios:

*(1) Estruturas de estilos similares e com padrões similares de orientação preferencial (não necessariamente com as mesmas direções ou orientação preferencial) são consideradas como pertencentes a mesma geração; (2) estruturas com estilos consistentemente diferentes e com padrões de orientação preferencial diferentes são atribuídas a gerações distintas; e (3) onde estruturas de um estilo e com um padrão de orientação preferencial sobrepõem estruturas de outro estilo e outro padrão de orientação preferencial, estes últimos são considerados como terem sido formados anteriormente.*

PASSCHIER & TROUW (2005) propuseram que para diferenciar fases de deformação é importante definir conjuntos de estruturas baseadas em critérios confiáveis de superposição, como uma foliação  $S_n$  sendo dobrada (dobras  $D_{n+1}$ ), e não somente em relação ao estilo, orientação, ângulo de abertura das dobras, dentre outras características, os quais são critérios que podem mudar de um afloramento para outro em estruturas da mesma idade. Esses autores ainda salientaram que embora o conceito de fases de deformação pareça bastante simples e direta, existem alguns problemas com sua aplicação geral (PASSCHIER & TROUW, 2005, p. 4; 5) são eles:

*(1) Deformação progressiva não coaxial pode produzir relações de sobreposição entre estruturas sem uma grande mudança na orientação em grande escala e magnitude do campo de tensão. Especialmente em rochas miloníticas desenvolvidas em zonas de cisalhamento, é comum encontrar dobras (muitas vezes dobra da bainha) que deforma a foliação milonítica e que são claramente o resultado da mesma fase de formação que produziu a foliação milonítica. (2) Duas fases subsequentes de deformação com uma orientação similar do campo de tensão e um grau metamórfico similar podem ser indistinguíveis no fabric final(...)se as condições metamórficas forem significativamente diferentes para as duas fases de deformação, uma separação de tempo mínima pode ser estabelecida, mas de outra forma a datação por idade absoluta é necessária. (3) Durante o desenvolvimento de uma dobra, a foliação planar axial pode ser rodada de tal modo que uma clivagem de crenulação é formada localmente, imprimindo sobreposta a foliação anteriormente formada (Williams 1972a). Essas relações de sobreimpressão se formam durante uma única fase de deformação. O mesmo efeito pode ocorrer em uma escala maior; considere um volume de rocha em um cavalgamento que é*

*transportada sobre uma rampa; as mudanças súbitas na orientação do volume da rocha quando ela sobe a rampa pode induzir relações de sobreimpressão. Neste caso, o fabric final mostrará as fases de deformação separáveis na seção delgada e na escala do afloramento, mas elas farão parte de uma única fase de deformação em escala regional. (4) Fases de deformação podem ser diacrônicas, ou seja, a deformação pode afetar volumes de rocha de uma maneira, a partir de um lado e chegar ao outro lado muito mais tarde (Hobbs et al. 1976). Como consequência, uma estrutura de sobreimpressão chamada D2 pode ser mais antiga em uma determinada área do que uma malha D1 em outra. Um cenário comum para tal evolução pode ser em cunhas acrescionárias, onde as rochas indeformadas chegam a uma zona de subducção e, posteriormente, tornar-se incorporada na cunha.*

PASSCHIER & TROUW (2005, p. 5) também estabeleceram alguns critérios que podem ajudar a determinar se as relações de superposição correspondem a fases de deformação distintas:

*(1) Duas estruturas superpostas compostas de diferentes assembléias minerais que representam um “gap” no grau metamórfico precisam pertencer a diferentes fases de deformação; (2) Foliações que se superpõem comumente representam fases de deformação diferentes em escala de lâmina, com algumas exceções; (3) Dobras superpostas com superfícies axiais obliquas representam diferentes fases de deformação. Mas cuidado precisa ser tomado em relação a dobras redobradas com eixos paralelos (Tipo III de Ramsay 1967); (4) Boudins encurtados são comumente formados pela superposição de duas fases de deformação; (5) Algumas estruturas preservadas em porfiroblastos representam fases de deformação separadas; e (6) Veios intrusivos ou diques podem ser importantes para separar diferentes fases.*

Para FOSSEN (2010) uma fase de deformação é gerada em certo período de tempo durante o qual as estruturas formadas de uma área estão ligadas sob o mesmo campo de tensão.

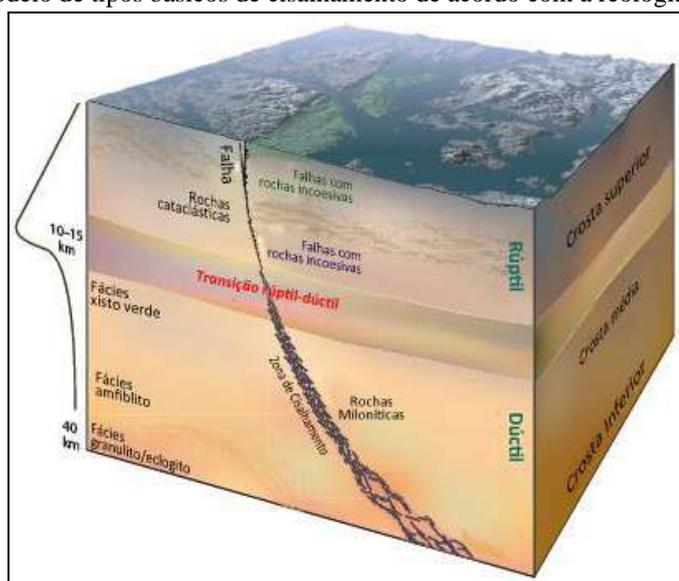
## ANEXO B – Zonas de Cisalhamento

### Introdução

A maioria do *strain* acumulado na litosfera, principalmente plástico ou viscoso, localiza-se em zonas restritas que mostram grandes variações na orientação de estruturas, espessura, comprimento, geometria, deslocamento e mecanismos de deformação. Essas zonas envolvem, tipicamente, um significativo componente de cisalhamento simples, apesar de um componente de deformação coaxial também estar envolvido.

As zonas de cisalhamento foram definidas como zonas tabulares de intensa deformação, em comparação as rochas adjacentes (Ramsay & Graham, 1970). As margens são definidas por uma mudança de tensão, visto pela rotação de marcadores cinemáticos preexistentes ou pela formação de um novo *fabric*. Essas zonas ocorrem em varias escalas de profundidade na crosta (figura 1) e podem ser divididas em três tipos básicos de acordo com a reologia das rochas em comparação com a deformação: rúptil, rúptil-dúctil e dúctil (Ramsay, 1980). Os modelos e conceitos apresentados nesse capítulo serão direcionados à deformação em zona de cisalhamento dúctil, devido à área de estudo está inserida em condições de alta temperatura.

Figura 1 - Modelo de tipos básicos de cisalhamento de acordo com a reologia da rocha.

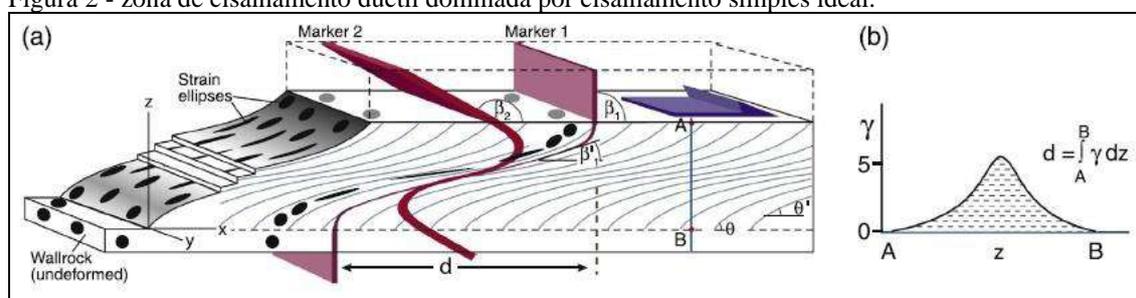


Fonte: Fossen (2010).

### Método para calcular a taxa de deformação cisalhante e deslocamento

Ramsay & Graham (1970) propuseram um método capaz de calcular a deformação cisalhante e o deslocamento de zonas de cisalhamento formado através do mecanismo de cisalhamento simples ideal, por ser mais fácil de lidar, pois apresenta paredes planas paralelas com sentido de deslocamento inverso entre si. Se colocarmos um sistema de coordenadas x-y-z, o eixo x está paralelo ao longo da direção de cisalhamento, o eixo z normal ao plano de cisalhamento xz e o componente y permanece constante, significando que não há encurtamento ou alongamento de qualquer linha exatamente paralela ao eixo y do sistema de coordenadas (figura 2a).

Figura 2 - zona de cisalhamento dúctil dominada por cisalhamento simples ideal.



Legenda: segmento (AB) corte transversal à zona de cisalhamento, d – deslocamento,  $\beta_1$  e  $\beta_2$  – ângulo dos marcadores planares passivo na borda da zona.  $\beta'$  – ângulo do marcador planar passivo no interior da zona.  $\theta'$  ângulo entre a foliação e a direção da zona de cisalhamento.  $\gamma$  – deformação. z – distância AB.  
Fonte: Fossen e Cavalcante (2017).

O ângulo ( $\theta'$ ) formado entre a foliação e a direção principal de cisalhamento (eixo x), pode ser usado para medir a deformação cisalhante, e ( $\gamma$ ) é a quantidade de deformação cisalhante. Dessa forma é possível quantificar a deformação a partir da equação de Ramsay & Graham (1970):

$$\gamma = 2 \tan(2\theta')$$

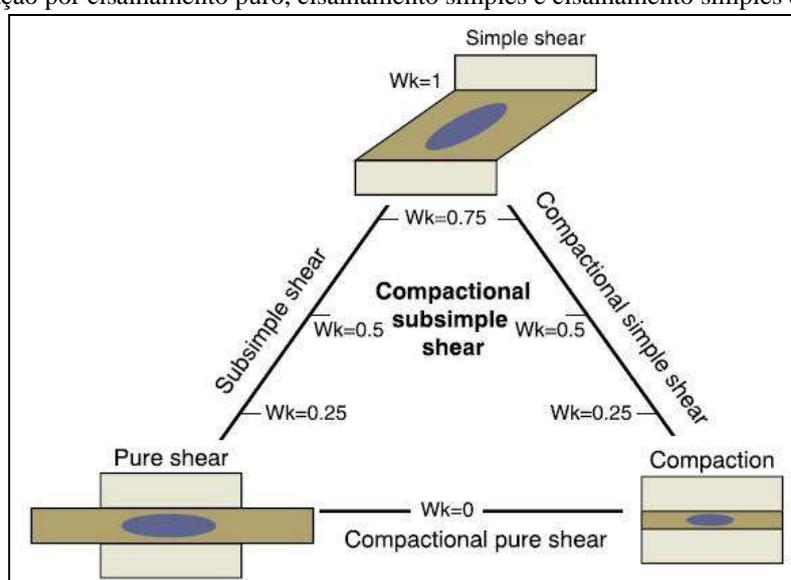
O cálculo de deslocamento total de uma zona desenvolvida através de um cisalhamento simples ideal (figura 2.a), pode ser empregado em muitas situações através de um perfil na zona de cisalhamento (figura 2.b), feito pela integral:

$$d = \int_A^B \gamma dz$$

### Transpressão e transtração

Os termos Transpressão e transtração foram empregados por Harland (1971), que correlacionou o desenvolvimento de zonas de cisalhamento com regimes tectônicos, de acordo com os movimentos das placas litosféricas: compressão, tração e transcorrência. Diversos trabalhos foram desenvolvidos para a modelagem de possíveis estruturas geradas por diferentes mecanismos de deformação coaxial (cisalhamento puro), deformação não coaxial (cisalhamento simples) deformação geral (cisalhamento sub-simples) e compactação (figura 3).

Figura 3 - deformação por cisalhamento puro, cisalhamento simples e cisalhamento simples com compactação.



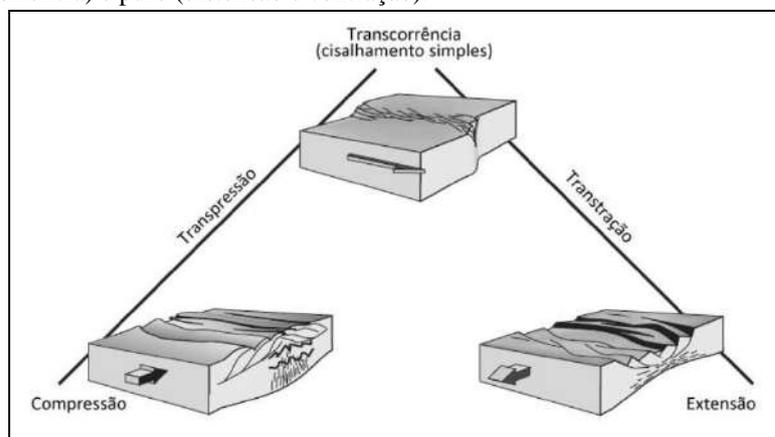
Fonte: Fossen & Cavalcante (2017).

Em termos de deformação progressiva ou de fluxo, as zonas de cisalhamento puro se diferem das zonas de cisalhamento simples pela medida da deformação não coaxial, que é descrita pelo número de vorticidade cinemática  $W_k$ .  $W_k$  descreve a relação entre a rotação e a mudança na forma do elipsoide de tensão (Fossen & Tikoff, 1993). Para valores de  $W_k=0$  para cisalhamento puro e  $W_k=1$  para cisalhamento simples, quando  $1 > W_k > 0$  corresponde em combinações de cisalhamento puro e simples (Figura 5).

Os autores propõem uma classificação onde  $W_k$  representará um valor médio para o intervalo em questão. Em termos de apófises de fluxo, terão direções ortogonais para deformação coaxial, oblíqua para cisalhamento sub-simples e paralela ao fluxo por cisalhamento simples. Onde  $\alpha$ , é a obliquidade da apófise de fluxo em relação à zona de cisalhamento. O ângulo formado entre o eixo de estiramento instantâneo máximo  $ISA_1$  e a

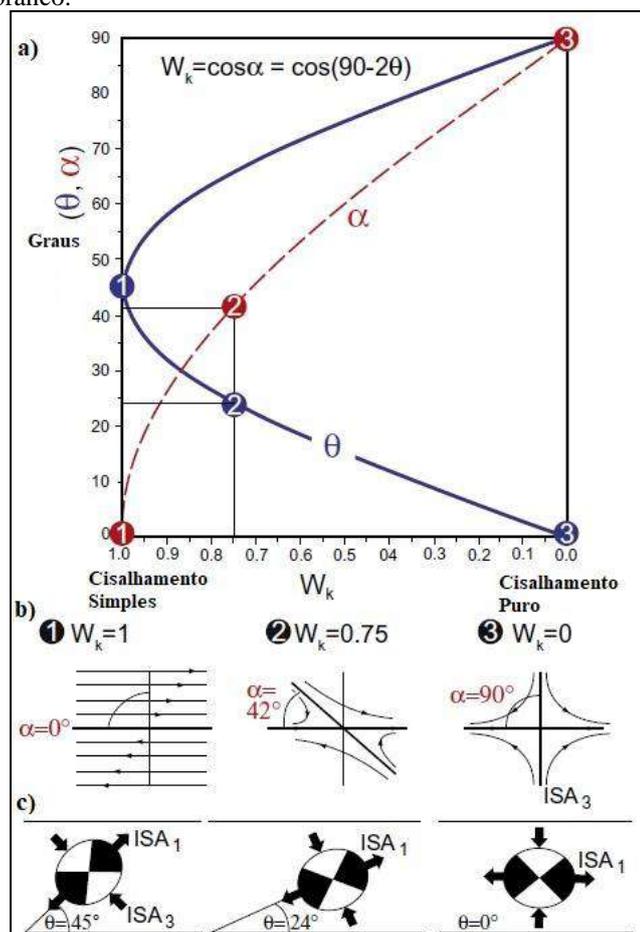
zona de cisalhamento é conhecido como  $\theta$ . Para um cisalhamento puro teremos  $\theta=0^\circ$  e  $\alpha=90^\circ$ , cisalhamento simples  $\theta=45^\circ$  e  $\alpha=0^\circ$  e cisalhamento sub-simples  $\theta=24^\circ$  e  $\alpha=42^\circ$  (figura 4).

Figura 4: Três extremos da deformação, conexão da transpressão e transtração com cisalhamento simples (transcorrência) e puro (distensão e contração).



Fonte: ?

Figura 5 – Campos de extensão instantânea são mostrados em preto, enquanto os de contração instantânea são mostrados em branco.



Legenda: a) As orientações de  $\theta$  e  $\alpha$  para vários valores de  $W_k$ . b) As trajetórias e orientações de partículas das apófises de fluxo ( $\alpha$ ) foram ilustradas para três casos de deformação plana. c) Ilustração das orientações do ISA para os mesmos casos.

Fonte: Modificado de Fossen e Cavalcante (2017).

### *Evolução na espessura da zona de cisalhamento*

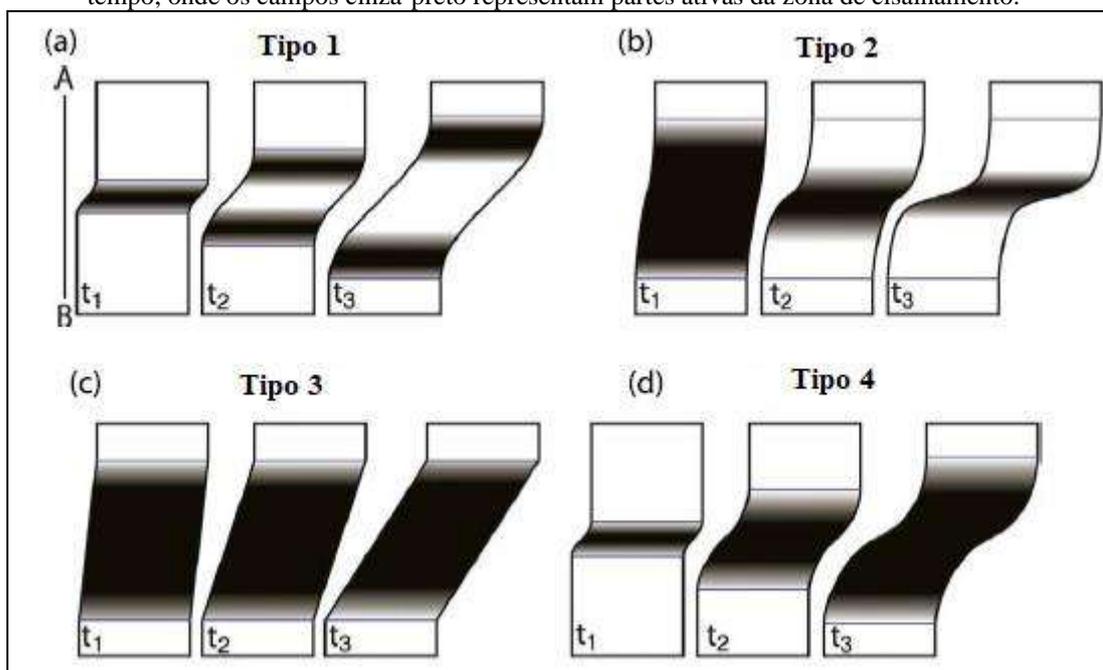
A espessura da zona de cisalhamento é influenciada pela deformação e reologia das rochas. Considerado em uma ampla gama de escalas, é claro que as zonas de cisalhamento com pequenos comprimentos são mais finas do que as de maiores proporções. Essa relação sugere que o crescimento da zona de cisalhamento envolve o espessamento, o que parece contradizer a interpretação comum de que as zonas de cisalhamento se suavizam a medida que a deformação se acumula. Para explorar essa aparente contradição, será descrito alguns diferentes modelos de crescimento da zona de cisalhamento.

### *Modelo para evolução da espessura da zona de cisalhamento*

Vários modelos teóricos foram propostos que relacionam a evolução da espessura da zona de cisalhamento para o acúmulo de deformação e deslocamento (Means, 1984, 1995; 1995; Hull, 1988; Fossen & Cavalcanti 2017). Quatro modelos idealizados serão apresentados, cada um dos quais produz diferentes perfis de deslocamento através da zona de cisalhamento (figura 6). No tipo 1 há um espessamento da zona com o tempo à medida que a deformação se propaga nas paredes, deixando a central inativa. No Tipo 2 a deformação localiza-se cada vez mais na parte central da zona de cisalhamento. Os tipos 1 e 2 podem ser explicados pelo endurecimento e enfraquecimento da tensão, respectivamente. O tipo 3 tem espessura ativa constante, pode ser atribuído ao enfraquecimento ou confinamento a uma camada mais fraca preexistente, enquanto Tipo 4 tem aumento na espessa enquanto toda a zona de cisalhamento permanece ativa.

Na prática, entretanto, as formas reais dos perfis de deslocamento dependem da taxa de endurecimento ou amolecimento da deformação, e do número de vorticidade cinemática ( $Wk$ ) e se a deformação é plana ou tridimensional.

Figura 6 – quatro tipos diferentes de zonas de cisalhamento com base na espessura e atividade ao longo do tempo, onde os campos cinza-preto representam partes ativas da zona de cisalhamento.



Fonte: Modificado de Fossen e Cavalcante (2017).

### *Enfraquecendo e endurecendo em zonas de cisalhamento*

Existem várias razões pelas quais zonas de cisalhamento individuais podem se comportar como zonas Tipo 2 e 3, sem crescimento de espessura e com ou sem localização nas suas partes centrais. Uma delas é a recristalização dinâmica, isto é, a recristalização durante o cisalhamento, que pode amolecer as propriedades reológicas da rocha cisalhada. Considerando o caso da crosta continental onde o quartzo é abundante o suficiente para controlar a deformação, a recristalização a temperaturas relativamente baixas ocorre tipicamente por abaulamento (*bulging*) (250–400 ° C) e rotação de subgrão (~ 400–510 ° C) ocorrendo uma nucleação de grãos novos e menores.

Se a recristalização ocorre por rotação de subgrão, os novos grãos terão menor densidade de deslocamento e, portanto, deformam em menor *stress* diferencial (enfraquecimento) (Passchier & Trouw, 2005). A migração do limite de grão predomina em temperaturas mais altas, o que envolve fácil migração de limites de grão, o crescimento de grãos e também *strain softening* através da remoção de deslocamento. A migração dos limites de grãos geralmente resulta em recristalização completa, limites de grãos retos em fitas de quartzo e feldspato caracterizam algumas temperaturas muito altas ( $\geq 700$  ° C). A recristalização normalmente leva ao desenvolvimento de uma orientação cristalográfica, que coloca os grãos minerais em orientações de fácil deslizamento e, portanto, enfraquece a rocha. Este efeito é comumente referido como amolecimento geométrico (Passchier & Trouw, 2005).

O crescimento metamórfico de fases minerais mais fracas durante o cisalhamento, como o crescimento de micas, é outro fator conhecido de enfraquecimento. Além disso, o enfraquecimento hidrolítico, causado pela entrada de água na rede cristalina, reduz a resistência da rocha intercrystalina, que facilita a dissolução e acelera a migração do limite de grão e o deslizamento de grão. Por exemplo, o quartzo “molhado” deforma-se com tensões diferenciais mais baixas do que o quartzo “seco”. As bandas de cisalhamento representam estruturas internas que envolvem redução de tamanho de grão local, portanto pode aumentar o enfraquecimento da zona de cisalhamento, particularmente quando paralelo à foliação principal.

O aquecimento durante o cisalhamento pode aumentar a temperatura o suficiente para enfraquecer a parte interna da zona de cisalhamento, podendo ocorrer fusão parcial, gerando áreas migmatíticas, que pode ter efeito lubrificante. A evolução na espessura da zona de cisalhamento pode ocorrer devido a complicações geométricas (dobra na zona de cisalhamento, deflexão em torno das heterogeneidades) são causas importantes para o alargamento da zona de cisalhamento. Estas são tipicamente complicações temporais que podem causar endurecimento causando alargamento episódico em uma zona de cisalhamento geralmente fraca.

Para zonas de cisalhamento, o endurecimento pode ser relacionado ao crescimento de minerais metamórficos mais fortes, acúmulo de deslocamentos, ou desidratação ou mudanças no mecanismo de deformação. Além disso, as paredes podem amolecer através de fluidos infiltrados na zona de cisalhamento, fazendo com que a rocha encaixante enfraqueça através da transformação metamórfica e conseqüentemente gerando espessamento da zona de cisalhamento (Tipo 1 ou 4). Uma alta pressão relativamente dentro das zonas de cisalhamento pode efetivamente direcionar a água para a rocha encaixante, secando e, assim, endurecendo o núcleo da zona de cisalhamento. A fonte de tais fluidos pode ser externa, mas os fluidos também podem ser liberados de minerais hidratados ou durante a recristalização de quartzo e feldspato no núcleo da zona de cisalhamento.

## ANEXO C – Milonitos

PASSCHIER & TROUW (2005, p. 118 a 121) dissertaram sobre características para identificação de milonitos:

*“Os milonitos podem ser reconhecidos no campo pelo seu tamanho pequeno de grãos e foliações fortemente desenvolvidas, extraordinariamente regulares e planas. Os milonitos ocorrem em zonas de alta tensão conhecidas como zonas miloníticas, interpretadas como zonas de cisalhamento dúctil exumadas, “fósseis”. O contato de uma zona de milonitos e uma rocha encaixante não afetada tende a ter uma transição gradual do fabric. O tamanho do grão no milonito é geralmente menor do que na rocha encaixante. As zonas de milonitos podem ocorrer em qualquer tipo de rocha e podem se desenvolver de uma escala submilimétrica até zonas com vários km de largura. Acredita-se que as lentes e camadas de material de grão fino que são comuns em milonitos derivem de um protólito de granulação mais grossa por deformação intracristalina e recristalização. Tais lentes deformadas geralmente têm uma forma de “prancha de surf” que define tanto um elemento de fabric planar como linear. Essa forma pode ser explicada pelo desenvolvimento comum de milonitos em um regime de deformação aproximadamente plana, como no cisalhamento simples. Muitos milonitos contêm porfiroclastos, que são remanescentes de grãos minerais resistentes de tamanho maior que os grãos da matriz, minerais relativamente duros formarão porfiroclastos, enquanto os relativamente macios formam parte da matriz. Os milonitos comumente contêm duas ou até três foliações, inclinadas entre si em um ângulo pequeno, que se pensa terem se desenvolvido contemporaneamente, chamada de bandas de cisalhamento do tipo S-C-C’.”*

Para a delimitação dessas zonas miloníticas foram então utilizados os seguintes critérios:

- a) morfologia da foliação - o espaçamento mais estreito, em geral milimétrico, e o quanto as superfícies da foliação se aproximam do plano (quanto mais planar e estreitas forem os domínios da foliação, maior a deformação relativa);
- b) lineações - quanto mais reta e visível for a lineação, maior o estiramento e maior a possibilidade de ter ocorrido alta deformação cisalhante;
- c) presença de cristais maiores, alongados e estirados, com indícios de recristalização nas bordas, em meio a uma matriz mais fina e homogênea - teriam sido porfiroclastos que passaram por recristalização estática;
- d) presença de enclaves, lentes ou camadas de rochas relativamente mais competentes com geometria muito alongada e estreita;
- e) presença de fitas de quartzo ou feldspato.

Separadamente esses critérios não são totalmente conclusivos e mesmo quando ocorrem em conjunto, outros fatores devem ser considerados, como por exemplo, o tipo de

rocha. Litotipos diferentes podem apresentar tramas distintas independentemente do grau de deformação, o corte de visada - a trama deve ser visualizada em cortes perpendiculares entre si, a granulação e outros.