

ISABELLA DA GAMA DE MEDEIROS

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

**CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA REGIÃO DO DEPÓSITO
AURÍFERO SERTÃO, *GREENSTONE BELT* DE FAINA- GO**

Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões

Rio Claro - SP

2019

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

ISABELLA DA GAMA DE MEDEIROS

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA REGIÃO DO DEPÓSITO
AURÍFERO SERTÃO, *GREENSTONE BELT* DE FAINA – GO

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões

Rio Claro - SP
2019

M488c Medeiros, Isabella da Gama de
Caracterização Estrutural da região do depósito aurífero
Sertão, Greenstone Belt de Faina - GO / Isabella da Gama
de Medeiros. -- Rio Claro, 2019
119 f. : il., tabs., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista
(Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio
Claro
Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões

1. Geologia Estrutural. 2. Greenstone Belt. 3. Ouro. I.
Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo
autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

ISABELLA DA GAMA DE MEDEIROS

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA REGIÃO DO DEPÓSITO
AURÍFERO SERTÃO, *GREENSTONE BELT* DE FAINA – GO

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões (Orientador)
Departamento de Petrologia e Metalogenia - UNESP

Prof. Dr. George Luiz Luvizotto
Departamento de Petrologia e Metalogenia – UNESP

Dr. Marcelo Juliano de Carvalho
Target Latin America

Resultado: APROVADO

Rio Claro-SP, 26 de abril de 2019

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Luiz, pela motivação, confiança e por contribuir muito com o meu crescimento pessoal e profissional.

Agradeço à Orinoco Gold, sem a qual esse trabalho não teria sido possível, e a toda equipe pelo suporte prestado com os trabalhos de campo e também por terem fornecido furos de sondagem do depósito Sertão.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de mestrado (Processo n° 131191/2017-9) e ao Programa de Pós em Geociências e Meio Ambiente por todo o auxílio.

Agradeço aos meus pais por terem sempre me apoiado nas minhas decisões, por terem me incentivado e me dado suporte nos momentos de dificuldade (que foram muitos).

Aos meus amigos, Rodinha, Choro, Felipe, Bruna, Cecília, Maiyara, Mariel, Mari, Canadá, Gabs, Xena, Vand, Érica e Lari por terem me dado força, me motivado e por ótimos momentos juntos.

Agradeço à minha terapeuta, Fernanda, sem a qual eu teria sucumbido a pressão.

Aos professores e funcionários do Departamento de Petrologia e Metalogenia pela ajuda sempre que necessária;

E a todos que contribuíram para esse trabalho de alguma forma.

“Hoje é apenas mais um dia entre todos os que virão. Mas o que vai acontecer em todos os outros dias que ainda virão depende do que você fizer hoje. Foi assim o ano todo. Foi assim tantas vezes.”

(Ernest Hemingway)

RESUMO

O Terreno Arqueano Paleoproterozoico de Goiás é um fragmento de crosta que contém complexos TTG arqueanos e sequências *greenstone belt*. A área de estudo está inserida na região sul desse terreno e abrange a porção sudeste do *Greenstone belt* de Faina (GBF), onde ocorre o depósito aurífero Sertão, a porção norte do *Greenstone belt* Serra de Santa Rita (GBSSR), e parte dos complexos TTG Uvã e Caiçara. Esses dois *greenstone belts* são separados pela Falha direcional de Faina com direção N50E e movimentação dextral. No GBF, foram identificadas rochas de duas sequências metassedimentares, uma denominada de Inferior e outra de Superior, que apresentam contato tectônico. A Sequência Inferior é constituída de camadas de quartzito, xisto, formação ferrífera bandada e mármore. A Sequência Superior apresenta espesso pacote de clorita-muscovita-quartzo xisto com algumas intercalações de formação ferrífera e quartzito que para o topo grada para uma sequência química com mármore e mármore impuro sobreposta por quartzito. No GBSSR, identificou-se uma Sequência Metavulcânica Ultramáfica sotoposta a uma Sequência Metassedimentar, esta última constituída por xistos muscovíticos e carbonosos, quartzitos, formação ferrífera e *metachert*. O mapeamento geológico permitiu avanços na definição da estratigrafia da área, como a identificação de rochas da Sequência Metassedimentar Inferior nas porções sudeste e sudoeste do GBF, caracterizando-se que é esta a unidade que hospeda o depósito aurífero Sertão, também se reconheceu o truncamento dessa Sequência pela Sequência Superior a NE. Além disso, foi identificado que as rochas do GBSSR, a NW da Falha de Faina, cavalgam sobre o GBF, diferentemente do que foi descrito em trabalhos anteriores da região. A superposição de estruturas permitiu a identificação de cinco fases deformacionais nos *greenstone belts*. Utilizando-se a foliação principal (Sn) como marcador: a fase Dn-2 se caracteriza por uma foliação metamórfica frequentemente paralela ao acamamento, em geral transposta por dobras da fase Dn; a fase Dn-1 se caracteriza por uma sinforma quilométrica, reconhecida no GBF, marcada pelos contatos litológicos e que em ambos os flancos é cortada pela foliação Sn, guardando a mesma assimetria; a fase Dn definida pela foliação principal que se trata frequentemente de uma clivagem de crenulação; além disso, a foliação Sn é afetada por dobras e crenulações, com duas orientações preferenciais de eixos, que foram denominadas de Dn+1 e Dn+2. Essas fases de deformação são correlacionadas com processos tectônicos de escala mais ampla representados por estruturas de primeira ordem: A fase Dn-2 está associada com o cavalgamento da Sequência Superior sobre a Inferior do GBF e da Sequência Metassedimentar sobre a Sequência Metavulcânica Ultramáfica do GBSSR; As fases Dn-1 e Dn são responsáveis

pelo cavalgamento do GBSSR sobre as rochas do GBF e Complexo Caiçara, e também pela colisão do Complexo Uvá com esse conjunto de compartimentos.

Palavras-chave: *Greenstone belt* de Faina; *Greenstone belt* Serra de Santa Rita; Complexo Caiçara; Complexo Uvá; Caracterização Estrutural; Depósito Sertão; Falha de Faina.

ABSTRACT

The Archean-Paleoproterozoic Terrane of Goiás is a crust block consisting of Archean TTG Complexes and greenstone belt sequences. The study area is in the southern region of this terrane comprising the southeastern portion of the Faina Greenstone Belt (FGB), where Sertão gold deposit is located, the northern portion of the Serra de Santa Rita Greenstone Belt (SSRGB), and small portions of Caiçara and Uvã TTG complexes. These two greenstone belts are separated by a strike-slip fault, known as Faina Fault, that strikes N50E showing dextral movement. Rocks of two distinct sedimentary cycles separated by a tectonic contact were identified in the FGB, denominated Lower and Upper Metasedimentary Sequences. The Lower Sequence shows quartzite, schist, banded iron formation and marble. The Upper Sequence shows, at the base, a thick package of chlorite-muscovite-quartz schist, with quartzite and BIF intercalations that grades to a sequence of marble and impure marble overlaid by quartzite. In the SSRGB, a Meta-ultramafic Volcanic sequence and a Metasedimentary Sequence were mapped. The last one comprises muscovitic and carbonaceous schists, quartzite, banded iron formation and metachert. The geological mapping provided advances in the definition of the stratigraphy of the area, such as the identification of rocks belonging to the Lower Metasedimentary Sequence in the southeastern and southwestern portion of the FGB, revealing that the Sertão gold deposit is hosted by this unit, and the truncation of this sequence by the Upper Sequence in the northeastern region of the study area. Besides SSRGB rocks were identified to the NW of the Faina Fault, overthrusting the FGB rocks. These findings are in contrast with previous works and demonstrate the need to review the stratigraphic correlations between the two greenstone belts. The superimposition of structures permitted the identification of five deformation phases in the greenstone belts. Using the main foliation (S_n) as marker: D_{n-2} is characterized by a tectonic foliation frequently parallel to bedding, it is generally transposed by D_n folds; D_{n-1} is characterized, mainly, by a kilometric synform in the FGB marked by the lithological contacts in which both flanks are cut by S_n , with the same asymmetry; D_n is defined by the main foliation that usually occurs as a differentiated crenulation cleavage; the S_n foliation is affected by folds and crenulations with two distinct orientations that were called D_{n+1} and D_{n+2} . These deformation phases are related to large scale tectonic events: D_{n-2} is associated to the thrusting of FGB's Upper Sequence onto the Lower Sequence and the thrusting of the SSRGB's Metasedimentary Sequence onto the Meta-ultramafic Volcanic Sequence; the D_{n-1} and D_n phases are responsible for the thrusting of SSRGB rocks onto the

FGB and Caiçara Complex, and also, for the collision between Uvá Complex and the former domains.

Keywords: Faina Greenstone Belt; Serra de Santa Rita Greenstone Belt; Caiçara Complex; Uvá Complex; Structural geology; Sertão Gold Deposit; Faina Fault.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudo e vias de acesso. (Projeção UTM/SAD-1969). Fonte: ESRI.	3
Figura 3.1- Mapa geológico simplificado do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás, mostrando a sua localização dentro da Província Tocantins e do estado de Goiás. A área de estudo está destacada dentro do retângulo amarelo. Adaptado de Jost et al. (2014) por Borges (2016).	7
Figura 3.2- Colunas estratigráficas para os cinco <i>greenstone belts</i> . Nomenclatura para Crixás, Pilar de Goiás e Guarinos por Jost e Oliveira (1991), com modificações para o <i>greenstone belt</i> de Guarinos por Jost et al. (2012). Nomenclatura para Faina e Serra de Santa Rita por Resende et al. (1998). Retirado de Jost et al. (2014).	10
Figura 3.3- Mapa geológico dos <i>greenstone belts</i> do sul do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás. Adaptado de Baêta et al. (2000) e Toledo et al. (2014), retirado de Borges (2016).	11
Figura 3.4- Coluna estratigráfica detalhada do <i>Greenstone Belt</i> de Faina, adaptada de Resende et al. (1998) por Carneiro (2013).	13
Figura 3.5- Mapa geológico-geocronológico do Arco Magmático de Goiás e Terreno Arqueano na região de São Luis de Montes Belos-Jussara-Môssamedes com destaque para o lineamento Moiporá-Novo Brasil e falha de Faina (modificado de Motta-Araújo e Pimentel, 2003).	19
Figura 4.1- Mapa da área estudada mostrando a divisão em compartimentos litotectônicos.	21
Figura 4.2- Imagem ternária RGB de K, Th e U do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás, retirado de Blum et al. (2003), onde ficam claras as diferenças composicionais entre os complexos granito-gnáissicos, em especial o Caiçara e o Uvá.	23
Figura 5.1- Mapa geológico simplificado produzido neste trabalho, para maiores detalhes consultar o Apêndice II.	25
Figura 5.2- Correlação estratigráfica entre a coluna litoestratigráfica do <i>greenstone belt</i> de Faina na área de estudo (à direita) e a coluna litoestratigráfica de Resende et al. (1998) (à esquerda).	26
Figura 5.3- Coluna litoestratigráfica representativa da porção do <i>Greenstone Belt</i> Serra de Santa Rita estudada neste trabalho.	27
Figura 5.4- Gnaisses do Complexo Caiçara.	29
Figura 5.5- Diagrama Streckeisen (1976) com a classificação modal dos litotipos estudados.	30
Figura 5.6- Exemplos de filonito de gnaiss do Complexo Caiçara.	31
Figura 5.7- Exemplos de anfibolito do Complexo Caiçara.	32
Figura 5.8- Corpos metaultramáficos.	32
Figura 5.9- Diques máficos.	34
Figura 5.10- Muscovita-quartzo xisto do Complexo Caiçara.	35
Figura 5.11- Filonito de gnaiss do Complexo Uvá.	36
Figura 5.12- Rochas metavulcânicas ultramáficas do GBSSR.	37
Figura 5.13- Exemplos de metapelitos do GBSSR.	39
Figura 5.14- Exemplos de quartzitos do GBSSR.	40
Figura 5.15- Exemplo de formação ferrífera bandada (MIG 382 B).	41
Figura 5.16- Coluna litoestratigráfica da região da mina Sertão, confeccionada a partir de dados	

dos furos STO-006, STO-011, STO-023. O retângulo vermelho indica a seção aflorante na cava da Sertão e a estrela amarela representa a camada mineralizada.	43
Figura 5.17- Exemplos de rochas da Mina Sertão.	44
Figura 5.18- Formação de pirita em momentos tectônicos distintos.	45
Figura 5.19 - Exemplos de sulfetação e brechação nos testemunhos de sondagem.	46
Figura 5.20- Exemplos de metapelito do GBF.	47
Figura 5.21- Exemplos de Formação Ferrífera Bandada.	49
Figura 5.22- Exemplos de mármore impuro no GBF.	50
Figura 5.23- Exemplos de quartzito da Sequência Metassedimentar Inferior.	51
Figura 5.24- Corpos metamáficos e metaultramáficos inseridos na Sequência Metassedimentar Inferior.	52
Figura 5.25- Exemplos de metapelitos da Sequência Metassedimentar Superior.	54
Figura 5.26- Formação ferrífera bandada da Sequência Metassedimentar Superior.	55
Figura 5.27- Exemplos de rochas do pacote de mármore.	56
Figura 5.28- Exemplos de rochas do pacote de muscovita-quartzo xisto da Sequência Metassedimentar Superior.	57
Figura 5.29- Exemplos de quartzito da Sequência Metassedimentar Superior.	57
Figura 7.1- Estruturas da fase Dn do Complexo Caiçara.	63
Figura 7.2- Estereogramas da fase Dn do Complexo Caiçara.	63
Figura 7.3- Estereograma com as medidas de foliação Sn+1 com máxima densidade em 300/16. Total de 6 medidas. Projeção Equiárea de hemisfério inferior.	64
Figura 7.4- Estruturas da fase Dn+1 nos filonitos de gnaiss do Domínio Caiçara.	65
Figura 7.5- Estruturas macro e microscópicas do ponto 240, no Domínio Caiçara.	66
Figura 7.6- Estereogramas e estruturas da fase Dn+2 do Domínio Caiçara.	67
Figura 7.7- Estereograma e estruturas macro e microscópicas do Domínio Uvá.	68
Figura 7.8- Esquema mostrando as fases de deformação identificadas no <i>Greenstone Belt</i> de Faina.	70
Figura 7.9- Acamamento sedimentar no Domínio Faina.	73
Figura 7.10- Estereograma de S ₀ (frequentemente paralelo a Sn-2) mostrando densidade máxima em 300/38. Há um segundo máximo centrado em 204/35. N=31 medidas. Projeção equiárea de hemisfério inferior.	74
Figura 7.11- Estruturas da fase Dn-2 do Domínio Faina.	75
Figura 7.12- Estereograma com as lineações minerais da fase Dn-2. Projeção equiárea de hemisfério inferior.	75
Figura 7.13- Seção esquemática mostrando a sinforma pré-Dn responsável pela estruturação de S ₀ na região NW mapeada.	76
Figura 7.14- Detalhe do Mapa Geológico (Apêndice II): evidenciando a sinforma pré-Dn descrita nesta seção (inserida no círculo azul). A linha vermelha indica a posição da seção A-B utilizada para estimar o eixo gerado pela inflexão de Sn causada pela Zona de Cisalhamento de Faina, apresentada na seção 6.5 deste capítulo.	77
Figura 7.15- Estereogramas da foliação Sn no GBF.	78
Figura 7.16- Estruturas da fase Dn do GBF.	79
Figura 7.17- Critérios de superposição de estruturas pré-Dn e Dn.	80
Figura 7.18- Estereogramas das lineações e eixos de dobra de fase Dn no GBF.	81
Figura 7.19- Mapa de lineações minerais do <i>greenstone belt</i> de Faina.	82
Figura 7.20- Estruturas da fase Dn+1 do GBF.	83
Figura 7.21- Estereogramas com eixo das dobras e lineação de crenulação Dn+1 e Dn+2 do	

GBF.....	84
Figura 7.22- Estruturas da fase Dn+2 no GBF.....	84
Figura 7.23- Estereograma com o acamamento sedimentar (S0) do <i>Greenstone Belt</i> Serra de Santa Rita. Total de 5 medidas. Projeção equiárea de hemisfério inferior.....	87
Figura 7.24- Estruturas da fase Dn-1 e Dn do GBSSR.....	88
Figura 7.25- Indicadores cinemáticos da fase Dn-2 no corte XZ mostrando transporte para ENE – Lm: 260/50 (MIG 341).....	89
Figura 7.26- Estereogramas da fase Dn do GBSSR.....	89
Figura 7.27- Feição da foliação Sn nas rochas metaultramáficas.....	90
Figura 7.28- Dobras e lineação de crenulação com atitude 320/55 e plano axial vertical (MIG 210).....	91
Figura 7.29- Estereogramas das fases pós-Dn e exemplo de dobra Dn+2 no GBSSR.....	91
Figura 7.30- Mapa geológico mostrando os estereograma e as medidas preferencias (em vermelho) de cada domínio.....	94
Figura 7.31- Estereogramas mostrando o efeito da inflexão causada pela ZCF.....	95
Figura 7.32- Figura esquemática mostrando os estágios de evolução estrutural propostos para a área estudada.....	98
Figura 8.1- Mapa do <i>greenstone belt</i> de Faina retirado de Resende et al. (1998). O polígono vermelho representa a área de estudo.....	101
Figura 8.2- Mapa dos <i>greenstone belts</i> de Faina e Serra de Santa Rita, retirado de Jost et al. (2014). O polígono vermelho representa a área de estudo.....	102
Figura 8.3- Mapa da Folha Goiás, mostrando o <i>greenstone belt</i> Serra de Santa Rita e parte do <i>greenstone belt</i> de Faina, produzido por Baêta Jr. et al. (2000). O polígono vermelho representa a área de estudo. Legenda indicada dentro da figura.....	102
Figura 8.4- Estágios de evolução geodinâmica propostos para os <i>greenstone belts</i> Serra de Santa Rita e Faina. As rochas vulcânicas e plutônicas estão inseridas numa evolução de arco de ilha em 2,96-2,92 Ga e de arco continental em 2,8 Ga. Retirado de Borges (2016) e Borges et al. (2017).....	106
Figura 8.5- Possibilidade de ambiente tectônico das unidades estudadas neste trabalho.....	108

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1- Compilação dos principais eventos deformacionais dos <i>greenstone belts</i> de Faina e Serra de Santa Rita.	17
Tabela 7.1- Comparação das fases de deformação e estruturas do <i>Greenstone belt</i> de Faina descritas neste trabalho com os trabalhos de Teixeira (1981), Resende (1999) e Carvalho (2017).	71
Tabela 7.2- Comparação das fases de deformação e estruturas descritas para o GBSSR por este trabalho com os trabalhos de Tomazolli e Nilson (1986) e Resende (1999).	86
Tabela 7.3- Resumo dos dados estruturais e suas idades relativas para os compartimentos estudados aqui.	96

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Apresentação.....	1
1.2. Objetivos.....	1
1.3. Localização e Acesso à Área.....	2
2. MÉTODOS.....	4
2.1. Pesquisa Bibliográfica e Compilação de Dados.....	4
2.2. Trabalho de Campo.....	4
2.3. Confeção de Mapas.....	5
2.4. Análise Petrográfica e MEV-EDS.....	5
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	6
3.1. Complexos granito-gnáissicos do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás.....	7
3.2. Enxame de Diques Morro Agudo de Goiás.....	9
3.3. <i>Greenstone Belts</i> do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás.....	9
3.4. Mineralizações de ouro nos <i>greenstone belts</i> do sul do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás.....	14
3.5. Geocronologia dos <i>greenstone belts</i> de Faina e Serra de Santa Rita.....	14
3.6. Geologia estrutural dos <i>greenstone belts</i> de Faina e Serra de Santa Rita.....	15
3.7. Falha de Faina.....	16
4. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA.....	20
4.1. Complexo Caiçara.....	20
4.2. Greenstone Belt de Faina (GBF).....	20
4.3. Greenstone Belt Serra de Santa Rita (GBSSR).....	20
4.4. Complexo Uvã.....	22
5. ESTRATIGRAFIA E LITOLOGIA.....	24
5.1. Apresentação do mapa geológico.....	24
5.2. Complexo Caiçara.....	28
5.2.1. Ortognaisse.....	28
5.2.2. Filonito de gnaisse.....	30
5.2.3. Anfibolito.....	31
5.2.4. Corpos Metaultramáficos.....	32
5.2.5. Diques Máficos (Enxame de diques Morro Agudo de Goiás).....	33

5.2.6. Muscovita-quartzo xisto do Complexo Caiçara	34
5.3. Complexo Uvá.	35
5.3.1. Ortognaisse	35
5.3.2. Filonito de gnaiss.	36
5.4. <i>Greenstone Belt</i> Serra de Santa Rita (GBSSR)	36
5.4.1. Rochas Metaultramáficas.	36
5.4.2. Sequência Metassedimentar.	38
5.4.2.1. Metapelito.	38
5.4.2.2. Quartzito.	39
5.4.2.3. Formação Ferrífera Bandada.	41
5.5. <i>Greenstone Belt</i> de Faina (GBF)	41
5.5.1. Sequência Metassedimentar Inferior.	41
5.5.1.1. Metapelitos.	47
5.5.1.2. Formação Ferrífera Bandada.	48
5.5.1.3. Mármore Impuro.	49
5.5.1.4. Quartzito.	50
5.5.1.5. Corpos Metamáficos e Metaultramáficos	51
5.5.2. Sequência Metassedimentar Superior.	53
5.5.2.1. Metapelito.	53
5.5.2.2. Formação Ferrífera Bandada.	54
5.5.2.3. Muscovita-quartzo xisto interdigitado com rochas químicas.	55
5.5.2.4. Quartzito.	57
6. METAMORFISMO.	58
6.1. Complexos Uvá e Caiçara.	58
6.2. Rochas metaultramáficas do <i>greenstone belt</i> Serra de Santa Rita	58
6.3. Rochas metassedimentares dos <i>greenstone belts</i> de Faina e Serra de Santa Rita.	59
6.4. Enxame de Diques Morro Agudo de Goiás.	59
6.5. Considerações finais.	60
7. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL.	62
7.1. Complexo Caiçara.	62
7.1.1. Fase Dn.	62
7.1.2. Fase Dn+1.	64
7.1.3. Fase Dn+2.	65
7.2. Complexo Uvá.	68

7.3. <i>Greenstone Belt</i> de Faina.	69
7.3.1. Acamamento sedimentar – S ₀	73
7.3.2. Fase Dn-2.	74
7.3.3. Fase Dn-1.	76
7.3.4. Fase Dn.	78
7.3.5. Fases pós-Dn.	81
7.4. <i>Greenstone Belt</i> Serra de Santa Rita.	85
7.4.1. Acamamento Sedimentar – S ₀	87
7.4.2. Fases Dn-1 e Dn.	87
7.4.3. Fases pós-Dn.	90
7.5. Zona de Cisalhamento de Faina (ZCF).	92
7.6. Evolução Estrutural.	95
8. DISCUSSÕES.	100
8.1. Comparação com mapas geológicos anteriores.	100
8.2. Falha de Faina ou Zona de Cisalhamento de Faina?.	103
8.3. Modelos de Evolução Estrutural e Tectônica.	104
8.3.1. Modelo de evolução tectônica de Resende et al. (1998 e 1999).	104
8.3.2. Modelo de evolução tectônica de Borges et al. (2017)	105
8.3.3. Modelo de evolução deste trabalho.	107
8.4. Sugestões para trabalhos futuros.	110
9. CONCLUSÕES.	111
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	113
APÊNDICE I – MAPA DE PONTOS.	118
APÊNDICE II – MAPA GEOLÓGICO.	119

1. Introdução

1.1. Apresentação

Greenstone belts são terrenos de idade arqueana-proterozoica constituídos de sequências vulcano-sedimentares, intrudidas por rochas félsicas. Este tipo de terreno é muito estudado devido a sua associação com depósitos de ouro e metais base. Além disso, fornece informações sobre processos geológicos da primeira metade da história de formação da Terra.

O Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás, localizado na região centro-oeste do estado de Goiás, hospeda complexos granito-gnáissicos e também cinco faixas tipo *greenstone belt*. Os *greenstone belts* do norte: Guarinos, Pilar de Goiás e Crixás possuem significativos depósitos auríferos em exploração. Já os *greenstone belts* do sul: Serra de Santa Rita e Faina apresentam apenas um depósito aurífero explorado atualmente pela Orinoco Gold. No entanto, o potencial mineral dessa área é grande, pois há um histórico de exploração de ouro nessa região sul desde a época dos bandeirantes (século XVIII) e também mais recentemente, entre 2003 e 2006, a porção SE do *greenstone belt* de Faina foi explorada pela Sertão Mineração.

O *greenstone belt* de Faina é uma faixa de direção NW com cerca de 50 km de comprimento e 6 km de largura que está separado do *greenstone belt* Serra de Santa Rita por uma falha transcorrente denominada Falha de Faina (RESENDE et al. 1998). Perto dessa falha, no *greenstone belt* de Faina, há o depósito de ouro Sertão que não é mais explorado, mas é um dos alvos da companhia Orinoco Gold. Dessa forma, a região de contato entre esses *greenstone belts* que envolve o depósito Sertão e a Falha de Faina é uma área de importância metalogenética e estrutural que demanda mais estudos.

Assim, este trabalho apresenta os resultados de mapeamento geológico da região SE do *greenstone belt* de Faina, envolvendo o depósito Sertão, a Falha de Faina, e a região NW do *greenstone belt* Serra de Santa Rita, referentes a novos dados cartográficos e de geologia estrutural, no intuito de contribuir para o entendimento da posição estratigráfica do depósito Sertão e para a interpretação da evolução estrutural destes terrenos

1.2. Objetivos

O objetivo do presente trabalho é caracterizar as estruturas e fases de deformação da região do depósito Sertão e seu entorno, produzir um mapa geológico-estrutural de escala 1:50.000 e propor modelos de evolução estrutural que expliquem as estruturas identificadas e a configuração atual dos terrenos.

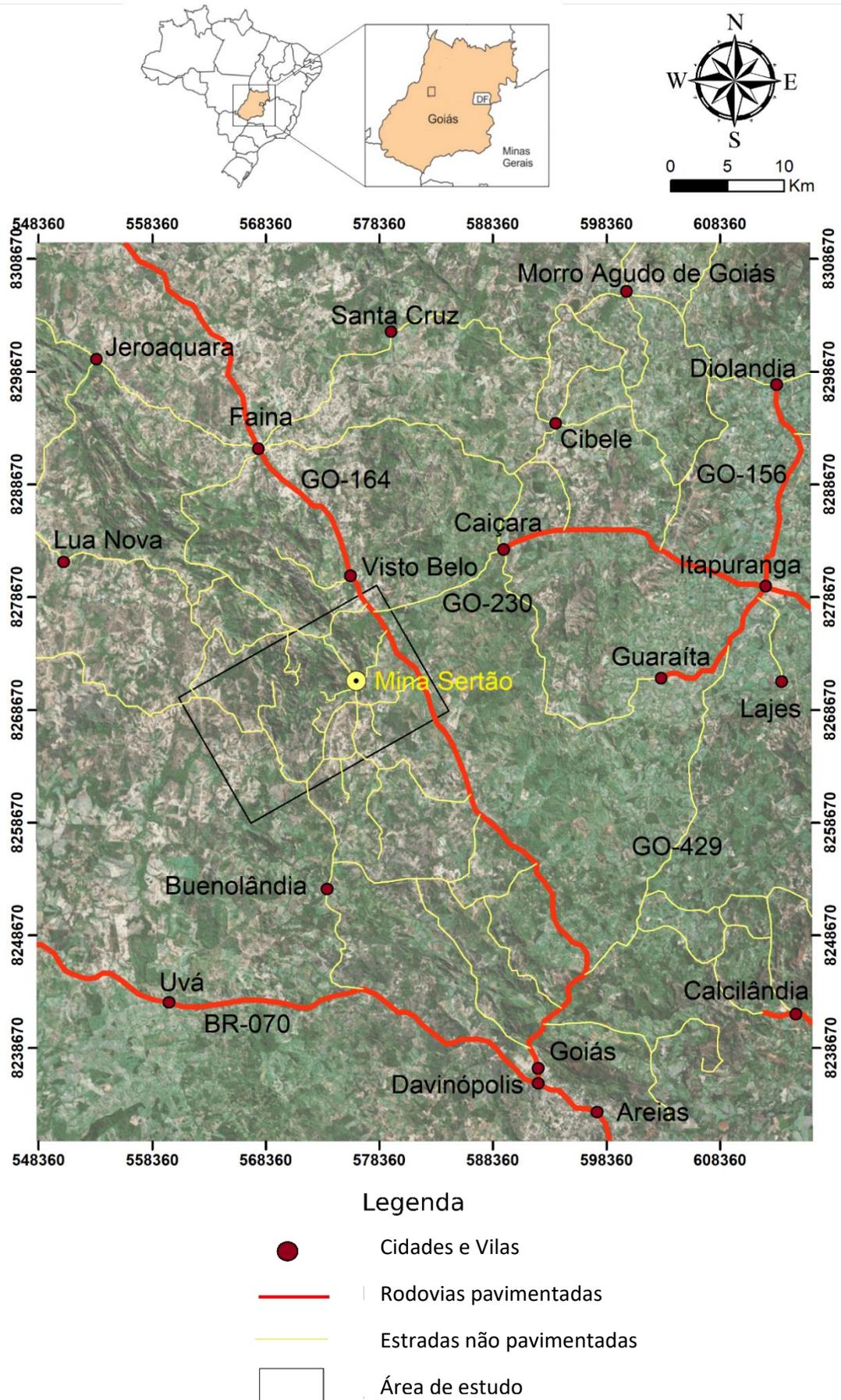
Assim, os objetivos específicos incluem:

- (1) Realizar o mapeamento geológico do depósito Sertão e do seu entorno, compreendendo porções do embasamento (Complexos Caiçara e Uvã), o extremo norte do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita e a porção sudeste do *Greenstone Belt* de Faina;
- (2) Compreender a geometria e a cinemática da Falha de Faina, bem como a sua influência na estruturação da área;
- (3) Caracterizar petrograficamente os litotipos dos domínios mapeados;
- (4) Caracterizar as estruturas e as fases de deformação;
- (5) Confeccionar modelo de evolução estrutural;

1.3. Localização e Acesso à Área

A área de estudo possui extensão de 258 km². Localiza-se a sudoeste da área urbana do município de Faina, situado na porção noroeste do estado de Goiás. O acesso ao depósito Sertão e à área de estudo pode ser feito por rodovia asfaltada partindo de Goiânia em direção a noroeste pela rodovia GO-070/BR-070 até o município de Goiás, seguindo-se a partir daí pela rodovia GO-164 (Fig. 1.1).

Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudo e vias de acesso (Projeção UTM/SAD-1969). Fonte: ESRI.



2. Métodos

Os métodos incluem o levantamento bibliográfico, a confecção dos mapas e a análise petrográfica ao microscópio convencional e ao MEV-EDS.

2.1. Pesquisa Bibliográfica e Compilação de Dados

Primeiramente foi feito o levantamento bibliográfico dos principais trabalhos no Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás, mais especificamente no contexto dos *greenstone belts* Serra de Santa Rita e Faina e nos Complexos Uvã e Caiçara.

Em seguida, fez-se a fotointerpretação de imagens do Google Earth e ESRI, integração da fotointerpretação com dados magnetométricos e gama-espectrométricos e com os mapas geológicos disponíveis para a área. Os dados gama-espectrométricos e aero-magnetométricos que recobrem tanto o *Greenstone Belt* de Faina quanto o *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita foram cedidos pela Orinoco Gold. Esses dados foram utilizados para a complementação do mapeamento geológico.

As cartas geológicas utilizadas para consulta foram: as folhas Goiás (SD-22-Z-C-V) e Morro Agudo de Goiás (SD-22-Z-C-II) confeccionadas pela CPRM na escala 1:100.000 (BAÊTA JR. et al., 2005), mapa geológico regional do *Greenstone Belt* de Faina em escala 1:25.000 de Toledo et al. (2014) e os mapas geológicos dos *Greenstone Belts* de Faina e Serra de Santa Rita de Resende et al. (1998).

2.2. Trabalho de Campo

Durante o final de julho e início de agosto de 2017, foi realizado trabalho de campo para familiarização com a área de estudo e seus acessos. Posteriormente, houve mais duas campanhas de campo para a confecção e refinamento do mapa geológico-estrutural, uma com início no fim de agosto e término em setembro de 2017, e a seguinte com início em janeiro e término em fevereiro de 2018. O trabalho de campo teve duração útil total de 41 dias. As campanhas de campo foram feitas com o apoio logístico da Orinoco Gold. Esse trabalho envolveu o mapeamento geológico e estrutural, com o estudo de afloramentos, coleta de amostras orientadas, identificação e mapeamento de camadas-guias, identificação dos litotipos, seu empilhamento e descrição de testemunhos de sondagem. A Orinoco Gold disponibilizou 3 furos de sondagem (Furos STO-06, STO-011 e STO-023) da região do Depósito Sertão. Esses furos foram descritos para contribuir na compreensão do arcabouço geológico.

2.3. Confeção de Mapas

A partir dos dados obtidos nas campanhas de campo, aliados à fotointerpretação e aos dados magnetométricos e gama-espectrométricos, foi confeccionado mapa geológico de escala 1:50.000 com detalhes em 1:25.000 na área do depósito Sertão (Apêndice II). A base cartográfica utilizada para a confecção do mapa foi a base topográfica da folha Goiás (SD-22-Z-C-V) na escala 1:100.000 (IBGE/DSG, 1974). Os mapas foram feitos com o *software* ArcMap 10.5.

2.4. Análise Petrográfica e MEV-EDS

Foram confeccionadas 46 lâminas delgadas e 23 lâminas polidas. Todas essas lâminas foram obtidas de amostras ao longo do mapeamento. A análise petrográfica se deu no Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP (DPM-UNESP) com a utilização do microscópio Olympus modelo BX40 para a caracterização detalhada de amostras dos diferentes litotipos e unidades estratigráficas. Ao todo, oito lâminas polidas foram selecionadas para análise ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do DPM-UNESP, utilizando microscópio JEOL, modelo JSM-6010 LA, com detectores de elétrons secundários (SE), retro espalhados (BSE) e espectrômetro de raios-X de dispersão por energia (EDS). A caracterização ao MEV teve como principal objetivo identificar dos minerais de minério e de fases minerais acessórias não identificáveis ao microscópio convencional.

A abreviação dos minerais ao longo do texto seguiu a proposta de Whitney e Evans (2010), com exceção de oligoclásio que não estava presente na proposta. As abreviações utilizadas, em ordem alfabética, constam a seguir:

Ab = Albita	Chl = Clorita	Lm = Limonita	Py = Pirita
Act = Actinolita	En = Enstatita	Mag = Magnetita	Qz = Quartzo
Ap = Apatita	Ep = Epídoto	Mc = Microclínio	Sd = Siderita
Au = Augita	Fsp = Feldspato	Ms = Muscovita	Tlc = Talco
Bt = Biotita	Hb = Hornblenda	Olg = Oligoclásio*	Tr = Tremolita
Cal = Calcita	Hem = Hematita	Opq = Opaco	Ttn = Titanita
Cb = Carbonato	Kfs = K-feldspato	Pl = Plagioclásio	Tur = Turmalina
Ccp = Calcopirita	Kln = Caulinita	Pn = Pentlandita	

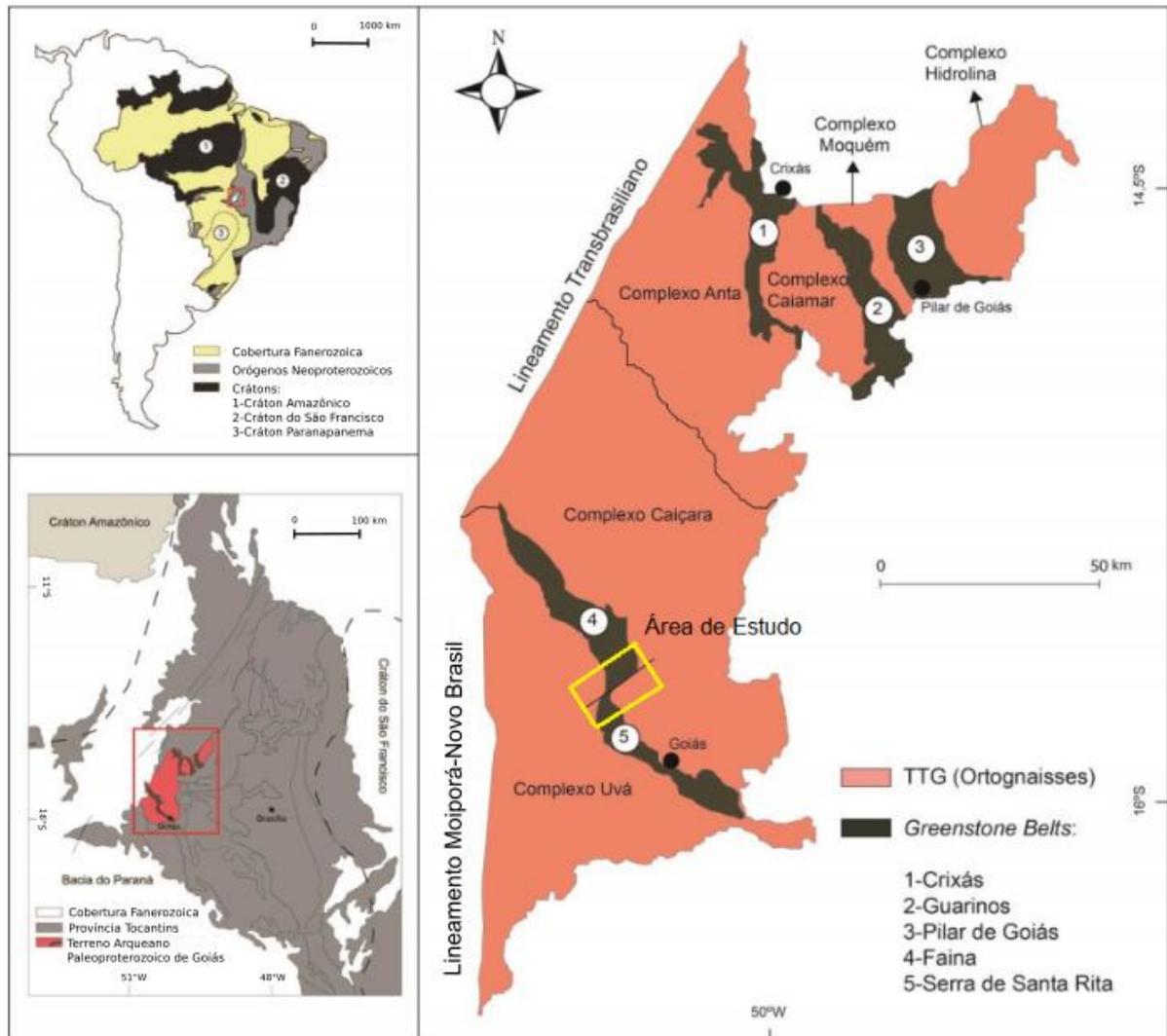
3. Geologia Regional

A área de estudo está inserida na Província Tocantins que representa um sistema orogênico resultante da colisão entre as paleoplacas Amazônica, São-Franciscana e Paranapanema (ALMEIDA et al., 1981; DARDENNE, 2000). A Província Tocantins pode ser dividida em três faixas móveis: a Faixa Brasília (que bordeja o Cráton São Francisco) e as Faixas Araguaia e Paraguai (que bordejam o Cráton Amazônico) (ALMEIDA; HASUI, 1984).

A Faixa Brasília situa-se na porção oriental da Província Tocantins e, segundo Fuck (1994) é dividida em quatro domínios: 1) Zona Externa: metassedimentos de idade Meso a Neoproterozoica; 2) Zona Interna: caracterizada principalmente pelo Grupo Araxá; 3) Arco Magmático de Goiás: um extenso arco juvenil de idade neoproterozoica na região oeste da Faixa Brasília; 4) Maciço Mediano de Goiás: acredita-se que seja um microcontinente envolvido em processos colisionais brasileiros e que é composto pelo Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás (onde se localiza a área de estudo) e coberturas proterozóicas metamorfizadas e dobradas, complexos máfico-ultramáficos de idade Paleo a Mesoproterozoica e sequências vulcano-sedimentares associadas (PIMENTEL et al., 2000; JOST et al., 2013).

O Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás possui cerca de 18.000 km² e é constituído de 80% de complexos granito-gnáissicos arqueanos e 20% de *greenstone belts* em parte paleoproterozoicos (QUEIROZ et al., 2008; TASSINARI et al., 2006; JOST et al., 2013; JOST et al., 2014). Este terreno é um fragmento alóctone que foi amalgamado na margem oeste da Faixa Brasília durante o Ciclo Brasileiro, seus limites com as unidades geológicas vizinhas são tectônicos (JOST et al., 2013; JOST et al., 2014). Os terrenos granito-gnáissicos são compostos por diferentes complexos: Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina (na porção norte), e Uvá e Caiçara (na porção sul). E esses complexos são intrudidos por enxames de diques máficos e ultramáficos de idades variadas. Os *greenstone belts* apresentam contatos tectônicos com os complexos granito-gnáissicos e perfazem cinco faixas alongadas: Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás (na porção norte) e Serra de Santa Rita e Faina (na porção sul) (Fig. 3.1).

Figura 3.1- Mapa geológico simplificado do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás, mostrando a sua localização dentro da Província Tocantins e do estado de Goiás. A área de estudo está destacada dentro do retângulo amarelo. Adaptado de Jost et al. (2014) por Borges (2016).



3.1 Complexos granito-gnssicos do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás

Até os anos 1990, os ortognaisses eram interpretados como sendo o embasamento contemporâneo aos terrenos *greenstone*. Porém alguns estudos descreveram intrusões de tonalitos e o soerguimento dos Complexos Moquém e Caiamar após o transporte tectônico dos *greenstone belts* adjacentes (JOST et al., 1994a; JOST et al., 1994b; RESENDE et al., 1998; JOST et al., 2013). Esses dados aliados aos dados geocronológicos (PIMENTEL et al., 2003; JOST et al., 2005; QUEIROZ et al., 2008) e de aerogamaespectrometria (BLUM et al., 2003) indicaram diferenças litológicas, estruturais e geocronológicas entre os diferentes terrenos granito-gnssicos.

Para o Complexo Uv, na porão sul, Jost et al. (2005) descrevem a ocorrência de dois tipos de gnaiss: (1) gnaisses polideformados dioríticos, tonalíticos e granodioríticos de idade

2,93 Ga e (2) rochas metaplutônicas tonalíticas e monzograníticas de idade 2,76 Ga, indicando múltiplas fases de granitogênese arqueana, com menor contribuição de magmatismo do Ciclo Brasileiro (muscovita-granito de 625 ± 6 Ma, PIMENTEL et al. 2003). Jost et al (2013) obtiveram idades T_{DM} para o Complexo Uvá de 3,28 a 3,12 Ga, $\epsilon Nd = -3,69$ a $+0,15$ e idades U-Pb em zircão de 3.041 Ma a 2.846 Ma. Valores de ϵNd positivos foram encontrados em rochas mais velhas que 3,0 Ga indicando que estas pertencem à crosta juvenil, enquanto as amostras mais novas apresentam ϵNd mais baixos o que pode tanto sugerir a mistura de um componente juvenil com um componente mais antigo, quanto fusão de crosta arqueana extraída do manto com idade de 3,2 Ga. Estes autores ainda descrevem que a compatibilidade das idades modelo com as idades magmáticas U-Pb do Complexo Uvá, que não apresenta zircões herdados, sugere a sua formação longe de uma crosta mais antiga. Ao passo que os ortognaisses da porção norte apresentam zircões herdados de até 3,3 Ga, sugerindo a sua formação sob influência de uma crosta mais antiga. E isso leva à interpretação de que o Complexo Uvá representa um pequeno fragmento de um terreno formado independentemente dos ortognaisses do norte e que provavelmente colidiu com o Complexo Caiçara.

Beghelli Júnior (2012) identificou no Complexo Caiçara, também na porção sul, quatro unidades litológicas, em ordem decrescente de abundância: ortognaisses (cerca de 45% da área mapeada), granodiorito (35%), monzogranito (10%) e rochas da série charnockítica (10%). As idades U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão para cada um desses tipos de rocha foram: 3.144 ± 35 Ma para o ortognaisse do Complexo Caiçara, 2.818 ± 14 Ma para o granodiorito e $2.818,8 \pm 3,8$ Ma para as rochas da série charnockítica (sendo que essa idade também foi extrapolada para o monzogranito). Os valores de T_{DM} dessas rochas são entre 2,90 e 2,97 Ga, com exceção de um diorito da série charnockítica com T_{DM} de 3,40 Ga. Os valores $\epsilon Nd(T)$ do gnaisse tonalítico são entre $+4,41$ e $+5,11$, do granodiorito varia de $+0,32$ a $+0,68$, do monzogranito de $+0,23$ a $+0,37$ e das rochas charnockíticas de $+0,04$ a $+0,70$, exceto o diorito com valor de $-3,74$. Os valores de $\epsilon Hf(T)$ no gnaisse são entre $-0,07$ a $+0,52$, no granodiorito de $-0,22$ a $+1,28$ e das rochas charnockíticas entre $-0,59$ a $+2,28$.

Beghelli Júnior (2012) conclui que para as unidades granodiorito, monzogranito e série charnockítica, a sua cristalização ocorreu em torno de 2,8 Ga e os valores de $\epsilon Nd(T)$ e $\epsilon Hf(T)$ indicam material juvenil com contaminação crustal. Esse autor também assume que o fato de a idade de cristalização do ortognaisse (3.144 ± 35 Ma) ser maior que os valores de T_{DM} (2,9-2,8 Ga) seria devido ao erro do método Sm-Nd. Além disso, as análises do sistema Lu-Hf mostraram valores T_{DM} entre 3,11 e 3,55 Ga, o que reforça a idade de cristalização do gnaisse em 3.1 Ga. Assim, Beghelli Júnior (2012) sugere que as unidades granodiorito, monzogranito,

a série charnockítica e o Complexo Anta seriam resultado de um mesmo evento magmático desenvolvido em uma crosta continental arqueana que seria o Complexo Caiçara de 3,1 Ga, o que seria coerente com o modelo de Queiroz et al. (2008), que implica na existência de uma crosta arqueana anterior a granitogênese que gerou os complexos TTG da porção norte.

Martins (2016) identificou a presença de um pacote de rochas metassedimentares com cerca de 500 m de espessura em contato direto com o Complexo Caiçara, próximo a região NE do *greenstone belt* de Faina. Esse pacote é composto majoritariamente de quartzo-clorita xisto. O autor não identificou o tipo de contato dessas rochas com o Complexo Caiçara, mas separou essas rochas das do *greenstone belt* devido a diferença na sua estruturação, mais compatível com a do Complexo Caiçara.

3.2. Enxame de Diques Morro Agudo de Goiás

O Enxame de Diques Morro Agudo de Goiás são diques e *stocks* máficos a ultramáficos que truncam os terrenos orto-gnáissicos. Tomazolli (1997) dividiu essas rochas em cinco grupos: (1) Andesito e meta-andesito basáltico em diques; (2) Diabásio, metadiabásio, metagabro e anfibolito em diques; (3) Metadiabásio associado a rochas metaultramáficas, no mesmo dique; (4) Rochas metaultramáficas em diques (metaperidotito, serpentinito, talco xisto, metapiroxenito e anfibólio xisto); (5) Rochas metaultramáficas em *stocks*. Tomazolli e Nilson (2001) obtiveram idade Sm/Nd de 2.331 ± 101 Ma em uma amostra de dique máfico-ultramáfico. Com o método K/Ar em rocha total, obtiveram idades 2.412 ± 30 Ma e 2.403 ± 48 em diques de andesito basáltico.

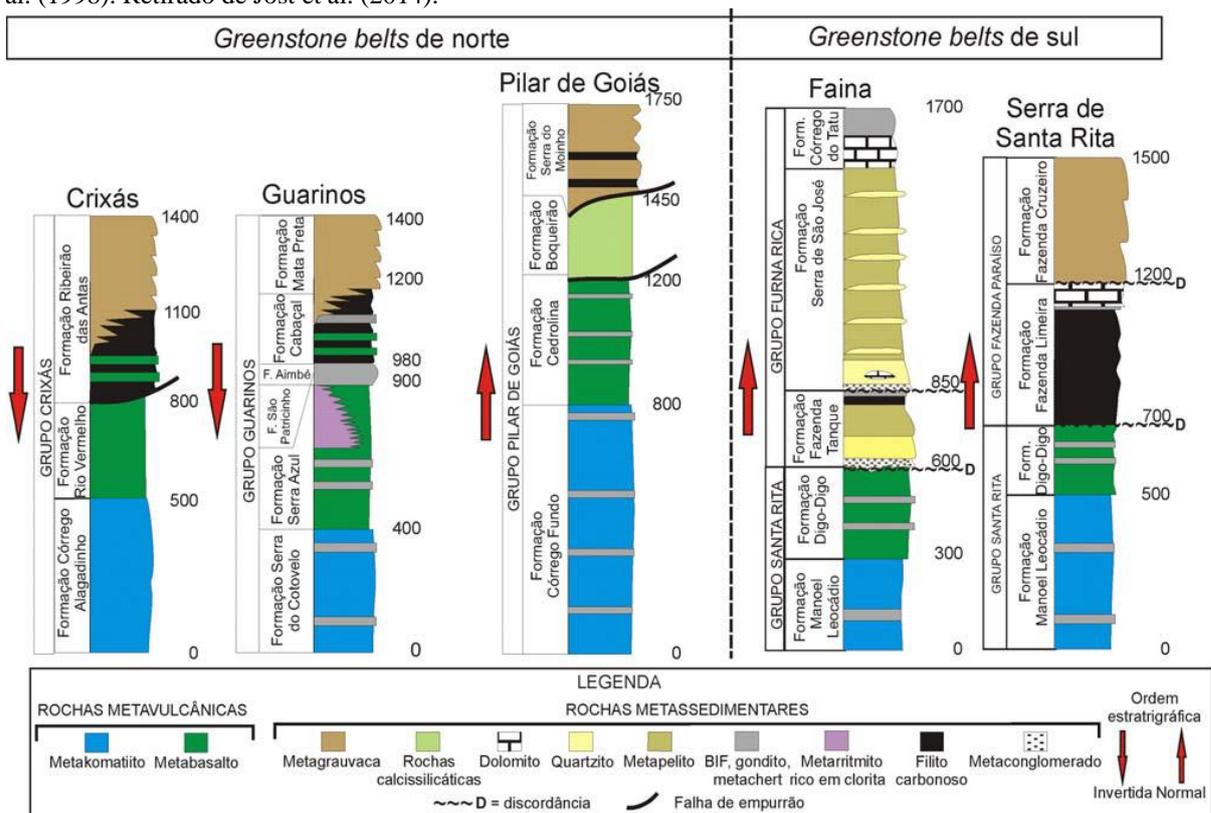
3.3 Greenstone Belts do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás

Os cinco *greenstone belts* apresentam rochas vulcânicas em sua base sobrepostas por rochas metassedimentares. O registro estratigráfico desses terrenos apresenta uma seção inferior de metakomatiito, sobreposto por metabasalto toleítico seguido de rochas metassedimentares (Fig. 3.2). Os cinco *greenstone belts* são conhecidos por hospedar depósitos auríferos. A descoberta de ouro de aluvião em Goiás se deu pelos bandeirantes no século XVIII na região do *greenstone belt* Serra de Santa Rita e depois se expandiu para os outros terrenos *greenstone* (JOST et al. 2014). Atualmente, os *greenstone belts* de Faina, Pilar de Goiás, Guarinos e Crixás são explorados para ouro. O *greenstone belt* de Crixás apresenta significativo depósito aurífero com reserva de 70 t e teor médio de 5 g/t, sendo um dos maiores da Faixa Brasília (JOST et al. 2014). Nos outros *greenstone belts*, os depósitos explorados são consideravelmente menores.

Segundo Resende et al. (1998), os *greenstone belts* da porção sul estão estruturados em um sinclínrio NW-SE e são separados por uma falha direcional N50-60°E, conhecida por Falha de Faina (Fig. 3.3). Juntos apresentam 150 km de comprimento e uma largura média de aproximadamente 6 km.

O primeiro modelo estratigráfico para os *greenstone belts* de Faina (GBF) e Serra de Santa Rita (GBSSR) foi proposto por Danni et al. (1981) que consideravam os dois *greenstone belts* como uma só faixa contínua seccionada pela Falha de Faina. Esses autores dividiram as rochas em uma sequência inferior denominada Serra de Santa Rita, constituída por rochas metavulcânicas e metassedimentares arqueanas e paleoproterozoicas, e uma sequência superior denominada Serra do Cantagalo, composta por rochas metassedimentares mais jovens em discordância com a sequência inferior.

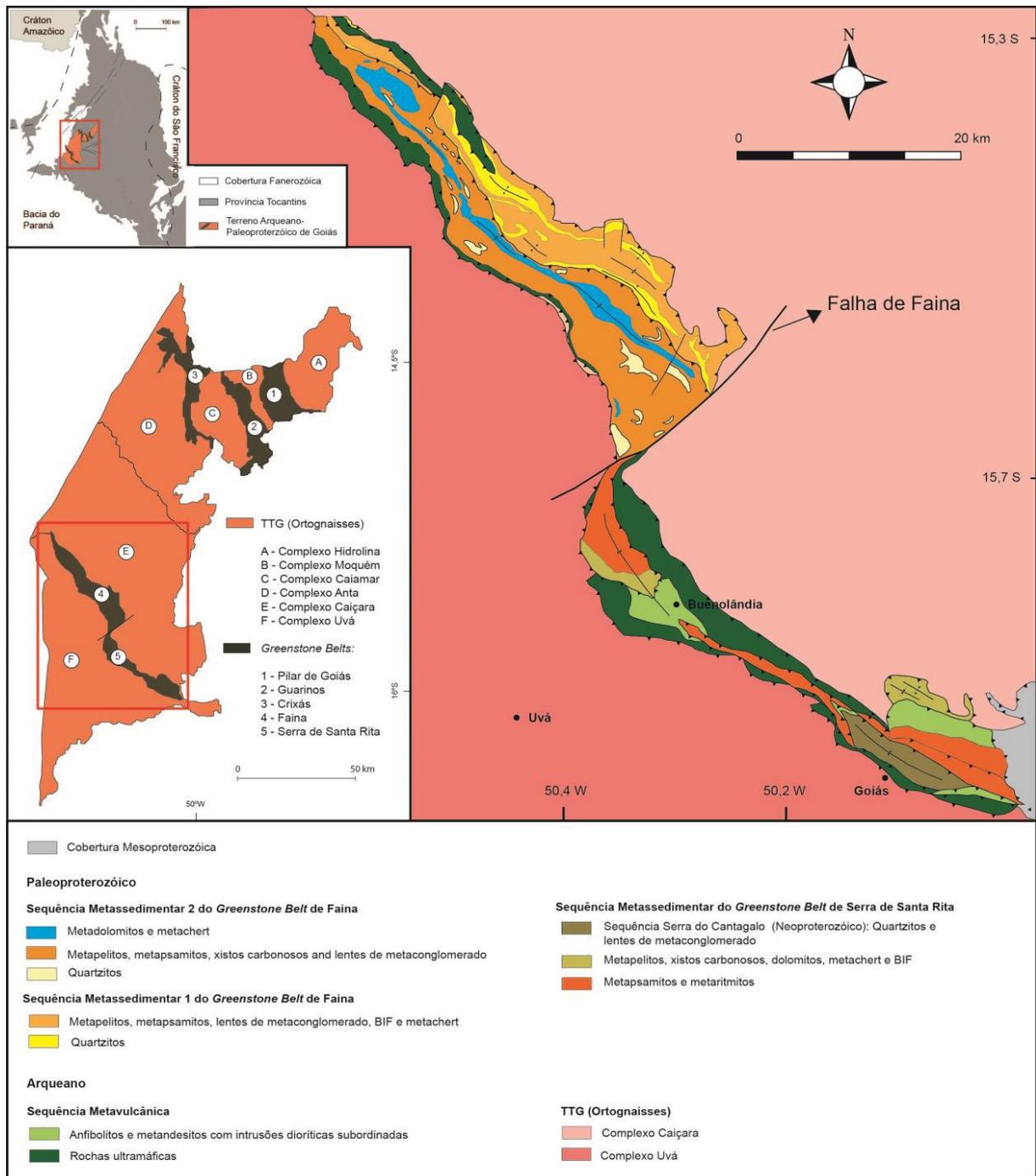
Figura 3.2- Colunas estratigráficas para os cinco *greenstone belts* do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás. Nomenclatura para Crixás, Pilar de Goiás e Guarinos por Jost e Oliveira (1991), com modificações para o *greenstone belt* de Guarinos por Jost et al. (2012). Nomenclatura para Faina e Serra de Santa Rita por Resende et al. (1998). Retirado de Jost et al. (2014).



No mesmo ano, Teixeira (1981) reuniu as rochas sob o Grupo Goiás Velho, informalmente subdividido em uma unidade basal composta por rochas de filiação ultrabásica com algumas intercalações de rochas metassedimentares, seguida por uma unidade de caráter

principalmente metassedimentar com intercalações lenticulares de basaltos e rochas tufáceas, e por último, uma unidade de topo de rochas metassedimentares.

Figura 3.3- Mapa geológico dos *greenstone belts* do sul do Terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás. Adaptado de Baêta et al. (2000) e Toledo et al. (2014), retirado de Borges (2016).



Este mesmo autor observou diferenças nas seqüências dos blocos SE (Goiás) e NW (Faina), como uma maior espessura das rochas ultrabásicas, básicas, clorita-grafita xisto e quartzito com conglomerado no bloco de Goiás e maior espessura de muscovita-quartzo-clorita

xisto e mármore dolomítico no bloco de Faina. Além disso, a unidade de topo seria mais arenosa no bloco Goiás e mais pelítica e carbonática no bloco Faina.

Resende et al. (1998) afirmam que as seções inferiores de ambos os *greenstone belts* são similares e constituem o Grupo Santa Rita, subdividido na Formação Manoel Leocádio na base (metakomatiito) e Formação Digo-Digo na porção superior (metabasalto). No *greenstone belt* Serra de Santa Rita, a Formação Digo-Digo foi subdividida em um membro inferior composto de metabasalto e um membro superior composto de rochas metapiroclásticas félsicas.

O registro estratigráfico metassedimentar de Resende et al. (1998) para o *greenstone belt* Serra de Santa Rita é representado pelo Grupo Fazenda Paraíso, constituído da base para o topo por: (1) Formação Fazenda Limeira, com membro inferior composto por xisto carbonoso e membro superior composto por *metachert*, formação ferrífera, calcixisto e mármore; e (2) Formação Fazenda Cruzeiro composta por metarritimito siliciclástico (Fig. 3.2).

Já a sequência metassedimentar no *greenstone belt* de Faina (Fig. 3.4) é representada pelo Grupo Furna Rica, dividido da base para o topo em: (1) Formação Fazenda Tanque com membro inferior composto de ortoquartzito e lentes de metaconglomerado com clastos de rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas; membro intermediário com metapelito; e membro superior composto por xisto carbonoso e formação ferrífera; (2) Formação Serra de São José, em discordância com a Formação Fazenda Tanque, apresenta um membro inferior de ortoquartzito e um superior composto por metapelito com algumas intercalações de quartzito; (3) Formação Córrego do Tatu com membro inferior constituído por mármore e o superior por formação ferrífera (RESENDE et al. 1998).

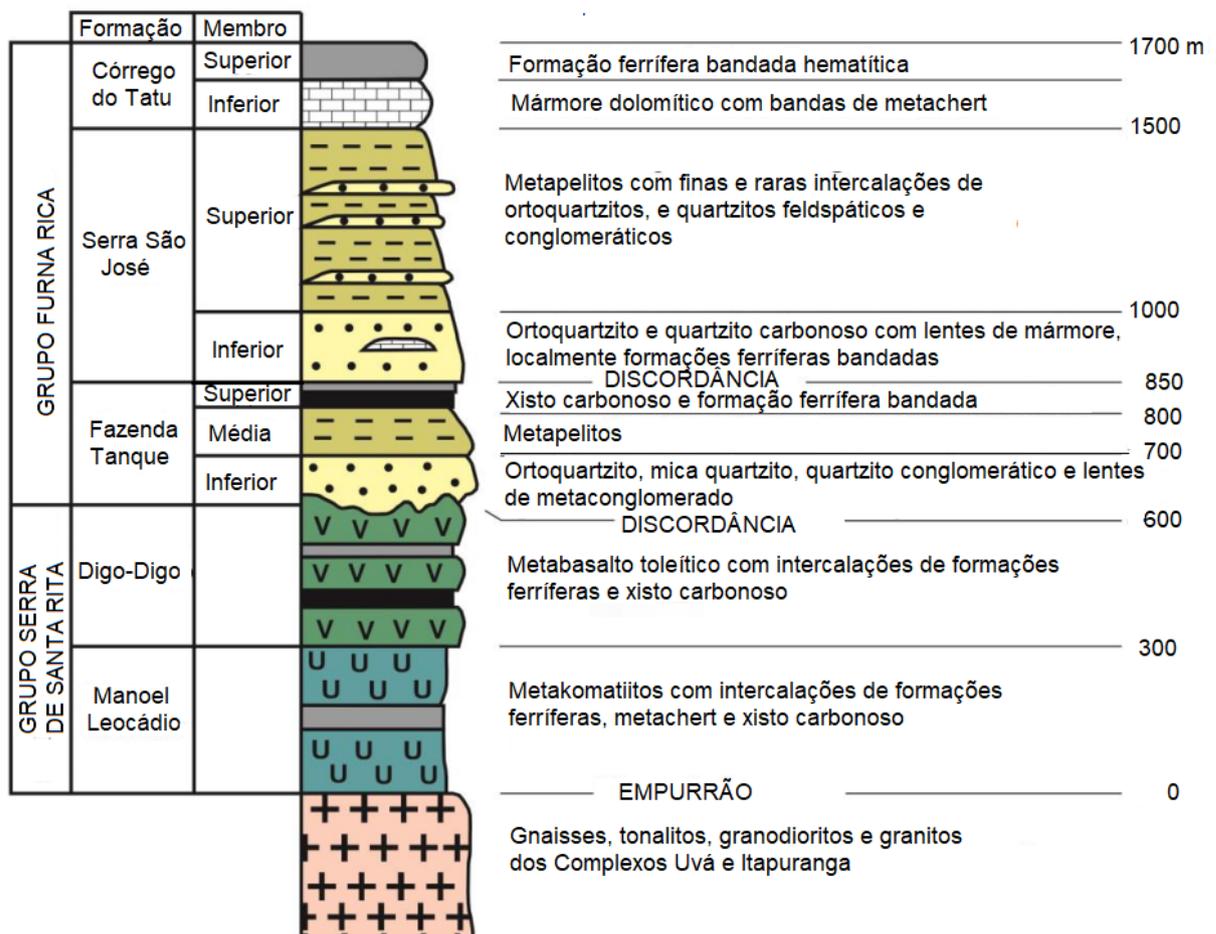
De acordo com Resende et al. (1998) e Resende (1999), no *greenstone belt* de Faina, há um contato brusco entre o metabasalto da Formação Digo-Digo e a Formação Fazenda Tanque, que evidencia que a deposição desta última se deu sobre uma discordância erosiva. Isso também é evidenciado pelo nível basal de metaconglomerado com clastos de rochas ultramáficas. Estes mesmos autores também reconhecem dois ciclos transgressivos completos separados por uma discordância erosiva dentro do Grupo Furna Rica. O primeiro ciclo é representado pela Formação Fazenda Tanque que apresenta uma sequência com granodecrescência ascendente. O segundo ciclo é representado pelas Formações Serra de São José e Córrego do Tatu.

Carvalho et al. (2013) reconhecem uma sequência de metaconglomerado na base do segundo ciclo, com espessura de cerca de 90 m e comprimento de 40 km que foi denominada de Formação Arraial Dantas, composta de arenito impuro, pelito, conglomerados em canais que podem ser clasto-sustentados ou sustentados pela matriz. Os clastos apresentam pouco arredondamento e esfericidade e são constituídos de quartzito, veio de quartzo, BIFs, gnaisses,

granitos, xistos e raramente turmalinitos. Enquanto o metaconglomerado basal do primeiro ciclo apresenta área-fonte predominantemente máfico-ultramáfica, o do segundo ciclo apresenta detritos de área fonte cratônica e, também de rochas do primeiro ciclo. Isso implica em diferenças significativas nas áreas-fonte de um ciclo para o outro.

Figura 3.4- Coluna estratigráfica detalhada do *Greenstone Belt* de Faina, adaptada de Resende et al. (1998) por Carneiro (2013).

GREENSTONE BELT DE FAINA



Resende et al. (1998) interpretaram que no *greenstone belt* Serra de Santa Rita, a sedimentação se iniciou enquanto o vulcanismo ainda estava ativo, denotado pela intercalação entre o xisto carbonoso do membro inferior da Formação Fazenda Limeira com o topo das rochas metabasálticas e das piroclásticas félsicas. A Formação Fazenda Limeira com seu xisto carbonoso, *chert*, BIF e dolomito é separada por uma discordância erosiva da Formação Fazenda Cruzeiro que se inicia com turbiditos. Resende et al. (1998) interpretam que esses turbiditos seriam resultado do extravasamento do segundo ciclo sedimentar do *greenstone belt* de Faina, através da margem da plataforma continental (que nesse modelo seria marcada pela Falha de Faina) em direção a águas mais profundas.

3.4. Mineralizações de ouro nos *greenstone belts* do sul do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás

Em relação às mineralizações dos *greenstone belts* do sul, houve a exploração de um depósito aurífero a céu aberto (depósito Sertão) no período de 2003-2006 na porção sul do *greenstone belt* de Faina (área de estudo deste trabalho) pela Sertão Mineração. A produção da mina durante esse período foi de 256.000 onças com teor médio de 24,95 g/t de Au. Segundo Bogossian et al. (2017), o depósito Sertão é hospedado por uma zona de cisalhamento com o corpo de minério caracterizado por rochas encaixantes hidrotermalizadas vizinhas a zonas de cisalhamento D₃, com pequenos veios de ouro associados ao cisalhamento. A mineralização principal teria se formado em D₂ com um pouco de remobilização em D₃. A alteração hidrotermal distal consiste de quartzo-ankerita-clorita-pirita±calcopirita e a proximal de quartzo-mica branca-siderita-pirita-arsenopirita±calcopirita. Posteriormente, em 2011, a companhia Orinoco Gold adquiriu algumas áreas nos dois *greenstone belts* do sul e tem identificado e investigado diversos alvos. No *greenstone belt* de Faina, em 2013 foi descoberta mineralização aurífera no alvo Cascavel e sua exploração começou no ano de 2016. O minério no depósito Cascavel são veios de quartzo mineralizados estruturalmente controlados, o ouro ocorre livre e com grãos grossos, raramente está associado a pirita (JOST et al. 2014). Essa mina se localiza na porção central do *greenstone belt* de Faina e a mineralização está hospedada em pacote de quartzito do primeiro ciclo sedimentar de Resende et al. (1998). Além da Mina Cascavel, há outros alvos exploratórios com investigações em andamento como Eliseo, Mato Grande, Tinteiro, Antena/Xupé, Espanhola e a antiga mina Sertão.

3.5. Geocronologia dos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita

Resende et al. (1999) obtiveram idades-modelo T_{DM} para os metassedimentos dos *greenstone belts* do sul de 3,07 a 2,76 Ga em Faina e de 3,04 a 2,66 Ga em amostras de Serra de Santa Rita. Ademais, Resende (1999) investigou a assinatura de $\delta^{13}\text{C}$ nos níveis de mármore das Formações Serra de São José em Faina e da Formação Fazenda Limeira em Serra de Santa Rita e obteve valores muito positivos entre +10 e +16‰_{VPDB}. Para a Formação Córrego do Tatu, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre +0,2 e +0,5 ‰_{VPDB}. Dessa forma, segundo Jost et al. (2014), essas assinaturas muito positivas aliadas aos dados isotópicos apontam que a deposição dessas rochas ocorreu durante o evento Lomagundi. Segundo Melezhik et al. (2007), o evento Lomagundi distribui-se mundialmente entre 2,22 e 2,06 Ga e seria responsável pela primeira anomalia de $\delta^{13}\text{C}$ em dolomitos. Em contrapartida, os mármore com valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais

baixos teriam se depositado ao fim do evento Lomagundi, provavelmente ainda no Riáciano (JOST et al., 2014).

Além disso, Brant et al. (2015) dataram os zircões detríticos das rochas metassedimentares do *greenstone belt* de Faina por U-Pb (LA-ICP-MS). Foram identificados zircões com os seguintes intervalos de idade e sua respectiva contribuição: 3165-3330 Ma (10%), 3000-3050 Ma (10%), 2945-2975 Ma (45%), 2860-2895 Ma (20%) e 2815-2830 Ma (10%). A idade das rochas metaultramáficas da base dessas duas sequências foram obtidas por Borges (2016) e Borges et al. (2017) com método U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão. Os resultados indicam para cloritito do *greenstone belt* de Faina idade de 2.950 ± 37 Ma, para cloritito do *greenstone belt* Serra de Santa Rita $2.960,3 \pm 5,5$ Ma, para anfíbolito $2.968,3 \pm 7,0$ Ma e para metadiorito $2.922,8 \pm 2,8$ Ma, o que confirma a idade Mesoarqueana dessas rochas. Além disso, Borges et al. (2017) também obtiveram idade U-Pb em zircão para metatonalito de $2.809,3 \pm 9,2$ Ma, o que, segundo esses autores, indicaria a ocorrência de dois períodos de atividade ígnea: 2,96-2,92 Ga e 2,8 Ga.

Comparando-se as idades obtidas nos zircões detríticos com as idades das rochas metaultramáficas e das rochas dos complexos Uvá e Caiçara tem-se que essas seriam as principais fontes de detritos para a paleobacia Faina, e provavelmente para a paleobacia de Serra de Santa Rita também.

3.6. Geologia estrutural dos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita

Há diversos estudos que caracterizam as fases de deformação dos dois *greenstone belts*, que por vezes são estudados em conjunto ou em separado. A deformação é dividida em 3 a 5 fases: (1) A primeira fase de deformação é caracterizada por dobras isoclinais de eixo N70-80W (TEIXEIRA, 1981); N40-60W (TOMAZOLLI; NILSON, 1986); S45W/60 (RESENDE, 1999); S80W/21 (CARVALHO, 2017) que formam uma xistosidade plano axial. Essa xistosidade frequentemente está paralela ao acamamento sedimentar (S_0); (2) A segunda fase também gerou dobras isoclinais de eixo N40-60W (TEIXEIRA, 1981); N65-90W/15 (TOMAZOLLI; NILSON, 1986); N50-60W/15 para Santa Rita e N25-30W/8 para Faina (RESENDE, 1999) formando uma xistosidade plano axial que é a foliação principal, responsável pela conformação geral da sequência; (3) A terceira fase é frequentemente identificada como uma crenulação com plano axial verticalizado de eixo NS e N70W (TEIXEIRA, 1981); S20-40E/30 (TOMAZOLLI; NILSON, 1986); S10E/10-15 (RESENDE, 1999); S40E/27 (CARVALHO, 2017); (4) E as fases subsequentes costumam ser identificadas como uma outra fase de crenulação, ou como arqueamentos e ondulações suaves quilométricas

ou perturbações locais. A Tabela 3.1 apresenta um resumo das fases de deformação descritas por Teixeira (1981), Tomazolli e Nilson (1986), Resende (1999) e Carvalho (2017).

3.7. Falha de Faina

Há poucas informações na literatura acerca da Falha de Faina. No geral, ela é considerada uma falha de rejeito direcional destal que separa os *greenstone belts* Serra de Santa Rita e Faina com uma separação de 6 Km (DANNI et al., 1981; TEIXEIRA, 1981; RESENDE et al., 1998). De acordo com Schobbenhaus et al. (1975) essa falha integra o lineamento transbrasiliano, sendo desse ponto de vista neoproterozoica. No entanto, Teixeira (1981) e Resende et al. (1998) apontam diferenças significativas nas sequências metassedimentares dos blocos Serra de Santa Rita e Faina sugerindo que a falha teria a mesma idade que as sequências metassedimentares, sendo paleoproterozoica.

De acordo com Resende et al. (1998), a Falha de Faina foi primeiramente atribuída a Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil (N-S). A norte da região de Messianópolis, essa zona de cisalhamento gera uma série de falhas do tipo *splay*, concentradas na porção leste dessa zona de cisalhamento de direção NNE e rejeito majoritariamente destal (Fig. 3.5). Ainda segundo esses autores, o traço dessa falha tem direção ENE, movimento destal e pode ser seguido por até 180 km, próximo à porção sul do *Greenstone Belt* de Crixás. Além disso, sua direção e movimentação são diferentes comparadas às outras falhas hospedadas nos terrenos arqueanos (direção NNE e movimentação sinistral). Portanto, esses autores sugeriram que a falha de faina seja uma falha sin-sedimentar e que a zona de cisalhamento N-S, as falhas do tipo *splay* e as falhas de empurrão com vergência para norte estão todas relacionadas a um evento compressivo N-S de idade paleoproterozoica que posteriormente foi reativado no meso- e neoproterozoico.

Em contrapartida, Jost et al. (2005) chamam a Falha de Faina de Zona de Cisalhamento de Faina e afirmam que a sua atitude média seria de N35E/45NW, sendo que também ocorrem mergulhos de ângulo mais alto. Esses autores identificaram que essa estrutura deslocou pequenos segmentos da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, sendo, portanto, mais nova.

Tabela 3.1- Compilação dos principais eventos deformacionais dos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita.

Autores	Área	Fase	Estruturas/Orientações		Dobras		
			Foliação/PA	Lineação	Eixo	Tipo	Dimensões
TEIXEIRA (1981)	<i>Greenstone belts</i> de Faina e Serra de Santa Rita	D ₁	S ₁ de baixo mergulho para SW	-	N70-80°W	Isoclinais assimétricas	Centimétricas a métricas
		D ₂	N40-60°W/SW	-	N40-60°W	Isoclinais assimétricas	Métricas a quilométricas
		D ₃	-	-	NS N70°W	Crenulações	Centimétricas
		D ₄	-	-	N10-20°E	Cônicas e suaves	Quilométricas
		D ₅	-	-	-	<i>Kink bands</i>	-
TOMAZOLLI e NILSON (1986)	<i>Greenstone belt</i> Serra de Santa Rita	D ₁	S ₁ //S ₀ = N30-70°W/20-50°SW	-	N40-60°W	Isoclinais assimétricas	Centimétricas
		D ₂	N40-60°W/30-40°SW	Li//Lm= N55-80°W	N65-90°W/15°	Isoclinais assimétricas	Centimétricas a quilométricas
		D ₃	Clivagem de crenulação de direção NW e mergulho de 30° (não mencionado se para NE ou SW)	-	S20-40°E/30°	Assimétricas apertadas a abertas	Centimétricas a decimétricas
		D ₄	-	-	Direção NW com médio caimento	<i>Kink bands</i>	-
		D ₅	-	-	S30°W/35°	Amplos arqueamentos e suaves ondulações	Métricas a quilométricas

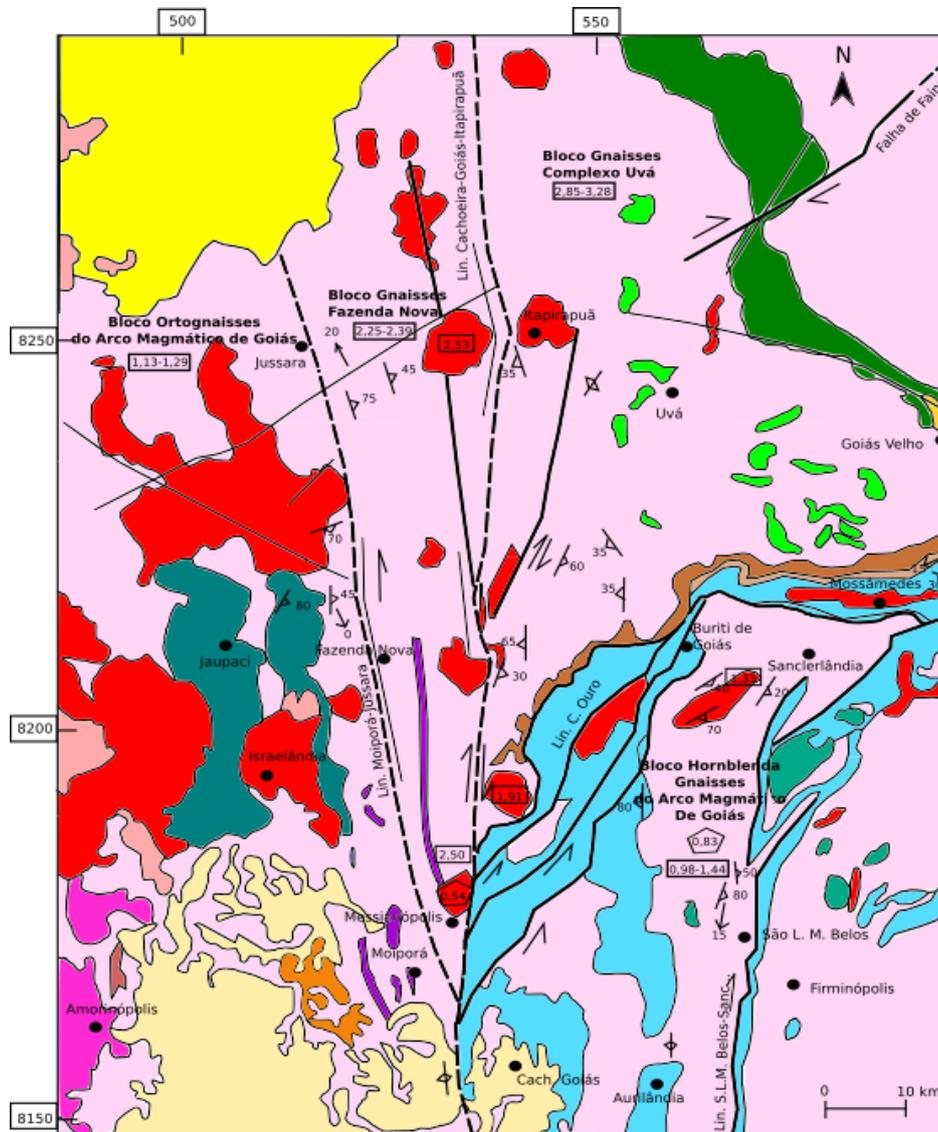
Continua na próxima página

Tabela 3.1- Continuação.

RESENDE (1999)	<i>Greenstone belts</i> de Faina e Serra de Santa Rita	D_{n-1}	$S_{n-1}/S_0 = N60^\circ W/52^\circ SW$ (GBSSR) $S_{n-1}/S_0 = N50^\circ W/27^\circ SW$ (GBF)	-	$S45^\circ W/60^\circ$	Apertadas a isoclinais	-
		D_n	-	$Lm/Le =$ $S45^\circ W/60^\circ$ (GBSSR) $Lm/Le =$ $N85^\circ W/35^\circ$ (GBF)	$N50-60^\circ W/15^\circ$ (GBSSR) $N25-30^\circ W/8^\circ$ (GBF)	Fechadas, assimétricas e geralmente de flanco invertido	Centimétricas a quilométricas
		D_{n+1}	PA da ondulação e dobras <i>en chevron</i> $N10^\circ W/90^\circ$ (GBSSR)	$L_{cren}/Li =$ $S10^\circ E/10-15^\circ$	$S10^\circ E/10-15^\circ$	Ondulação regional suave, dobras <i>en</i> <i>chevron</i> e crenulações	Centimétricas a quilométricas
CARVALHO (2017)	<i>Greenstone belt</i> de Faina	D_{n-1}	$N70^\circ W/33^\circ SW$	-	$S80^\circ W/21^\circ$	-	-
		D_n	$N30^\circ W/22^\circ SW$	Li entre S_n e $S_{n-1} =$ $S75^\circ W/21^\circ$ $Lm =$ $S50^\circ W/20^\circ$	-	-	-
		D_{n+1}	-	-	$S40^\circ E/27^\circ$	Crenulação	Centimétricas
		D_{n+2}	-	-	$S10^\circ E/20^\circ$	Crenulação	Centimétricas

Legenda: GBF = *Greenstone belt* de Faina; GBSSR = *Greenstone belt* Serra de Santa Rita; Lcren = lineação de crenulação; Le = lineação de estiramento; Li = lineação de intersecção; Lm = lineação mineral, PA = Plano Axial.

Figura 3.5- Mapa geológico-geocronológico do Arco Magmático de Goiás e Terreno-Arqueano na região de São Luis de Montes Belos-Jussara-Mossamedes com destaque para o lineamento Moiporá-Novo Brasil e a Falha de Faina (modificado de Motta-Araújo e Pimentel, 2003).



Fanerozoico	Formação Araguaia		Símbolos Estruturais
Quaternário	Província Alcalina Rio Verde-Iporá		
Cretáceo	Bacia do Paraná: Formação Furnas e Ponta Grossa		
Neoproterozoico	Sequências Sedimentares		
	Granitos pós-tectônicos		
	Granitos Sintectônicos		
	Suíte Máfico-Ultramáfica Americano do Brasil		
	Sequência Metavulcanossedimentar Iporá-Amorinópolis		
	Sequência Metavulcanossedimentar Anicuns- Itaberaí		
	Sequência Metavulcanossedimentar Jaupaci		
Mesoproterozoico	Gnaisses do Arco Magmático de Goiás		
	Grupo Serra Dourada		
Arqueano/ Paleo proterozoico	Formação Serra do Cantagalo		
	Diques máficos		
	Ortognaisses (Complexo Uvá) e greenstone belts		

4. Compartimentação Tectônica

No mapeamento realizado neste trabalho identifica-se a existência de quatro compartimentos tectônicos imbrincados por falhas de empurrão, sendo que cada um deles apresenta características litológicas e estruturais distintas: (1) Complexo Caiçara; (2) *Greenstone Belt* de Faina (GBF); (3) *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita (GBSSR); e (4) Complexo Uvá (Fig. 4.1). Assim, devido à justaposição dos compartimentos, o conjunto pode ser visto como duas faixas de rochas supracrustais sanduichadas por dois compartimentos de gnaisses TTG distintos.

4.1. Complexo Caiçara

É o compartimento basal, encontra-se na porção mais a leste e sudeste da área de estudo. Apresenta rochas granito-gnáissicas de idade arqueana, cuja composição varia entre granítica, granodiorítica, tonalítica e charnockítica; intrusões de corpos máficos-ultramáficos (de idade arqueana a paleoproterozoica) (BAÊTA JR et al., 2000; TOMAZOLLI; NILSON, 2001; BEGHELLI JR, 2012); e diversas faixas de filonitos que representam zonas de cisalhamento estreitas. O grau metamórfico em fácies anfíbolito associado à foliação principal indica que o Complexo Caiçara passou por uma história deformacional distinta comparada às sequências do tipo *greenstone*, metamorizadas em fácies xisto verde.

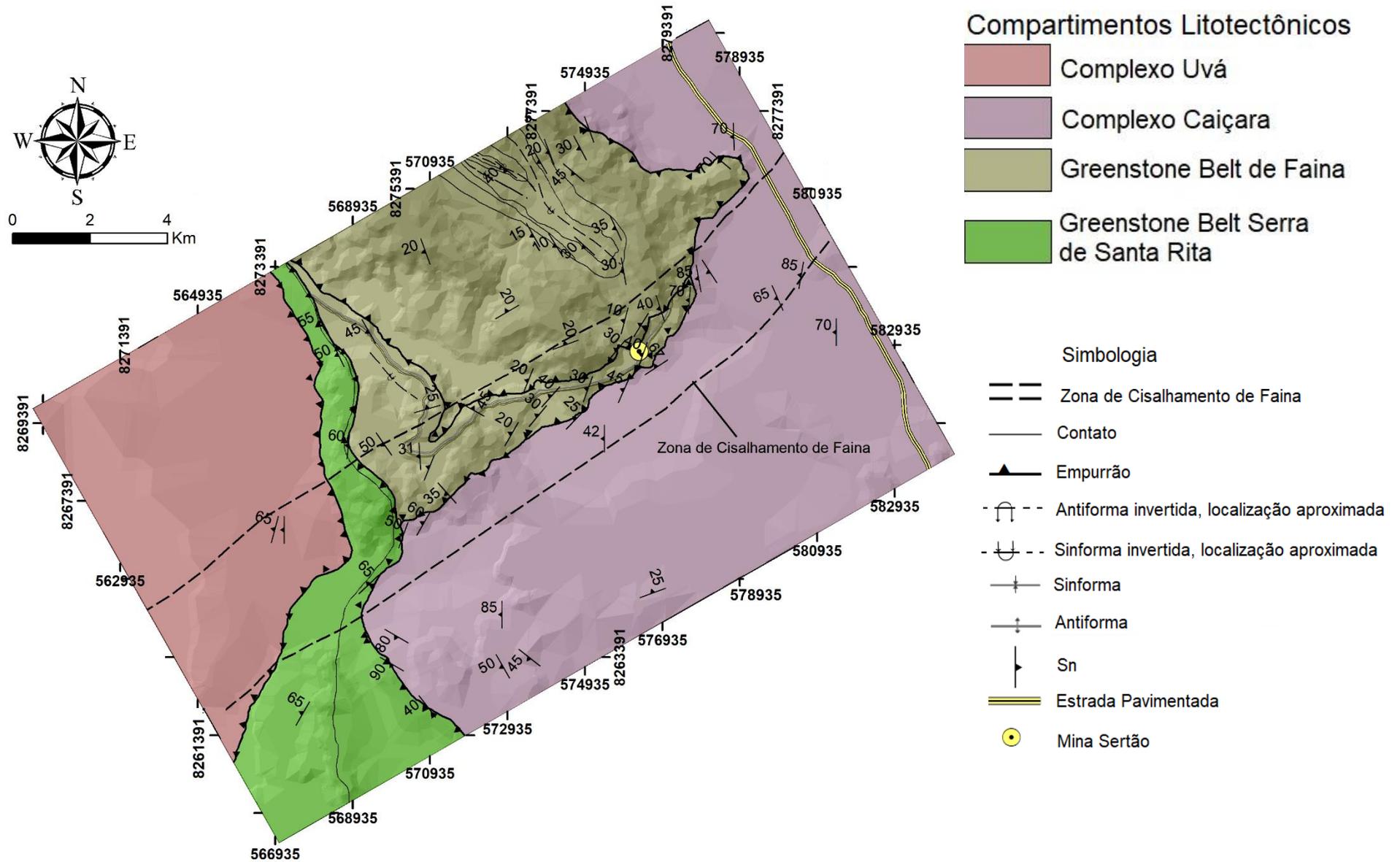
4.2. *Greenstone belt* de Faina (GBF)

O GBF ocorre na porção NW da área, sendo limitado a norte e a leste por rochas do Complexo Caiçara, às quais se sobrepõe por falhas de empurrão. A sul, o GBF é cavalgado por rochas do GBSSR. Este terreno tem sido descrito na literatura como uma sequência de rochas metaultramáficas na base, seguida por outra de rochas metamáficas, e uma terceira sequência de rochas metassedimentares no topo, que seria subdividida em dois ciclos sedimentares completos. Os pacotes metavulcânicos não afloram na área de estudo, mas rochas dos dois ciclos metassedimentares foram identificadas.

4.3. *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita (GBSSR)

Este compartimento ocorre na porção SW da área e se adelgaça para norte. O GBSSR é representado por um pacote de rochas metaultramáficas na base sobrepostos por rochas metassedimentares. Na região da Falha de Faina, o GBSSR é inflectido para NE, e a norte dessa falha volta a assumir a direção regional NW. Essa configuração em mapa mostra que as rochas

Figura 4.1- Mapa da área estudada mostrando a divisão em compartimentos litotectônicos.

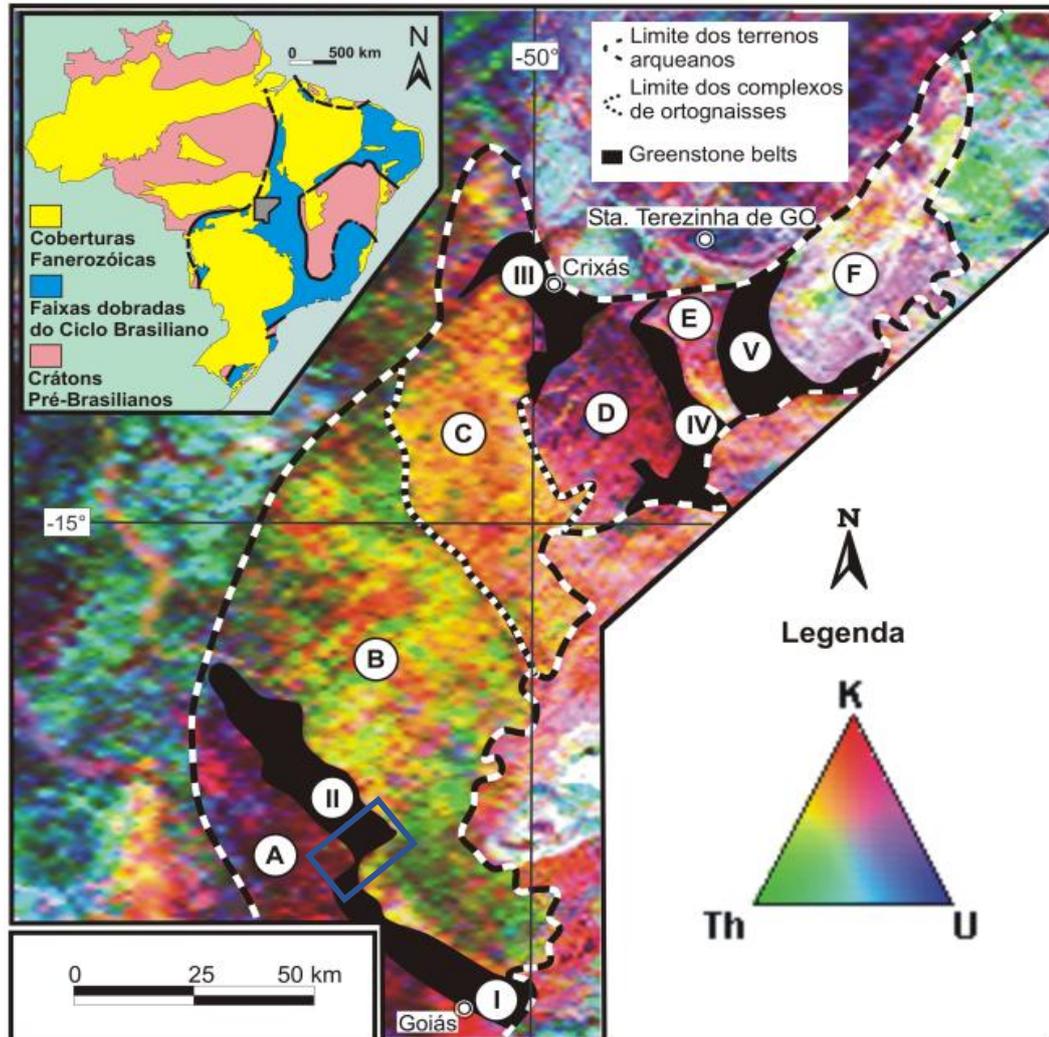


do GBSSR não são rompidas pela estrutura largamente conhecida como Falha de Faina, por isso entende-se que seja uma zona de cisalhamento dúctil e propõe-se o uso do termo Zona de Cisalhamento de Faina (ZCF), da mesma forma que Jost et al. (2005). Além da configuração em mapa do GBSSR, tem-se que a foliação em todos os domínios é rotacionada por essa estrutura. Assim, os limites dessa zona de cisalhamento foram definidos a partir da região em que a influência dessa zona, nas estruturas pretéritas, foi mais intensa. O GBSSR encontra-se sobreposto ao Complexo Caiçara por falha de empurrão na porção sul da área mapeada. Essa falha se estende para NW, fazendo com que a norte da Zona de Cisalhamento de Faina, este compartimento esteja sobreposto ao GBF. O GBSSR é limitado a sudoeste pelo Complexo Uvá, ao qual se encontra sotoposto por contato tectônico.

4.4. Complexo Uvá

É outro terreno arqueano com rochas granito-gnáissicas que se localiza na porção oeste e noroeste da área de estudo e se sobrepõe às rochas dos demais compartimentos por falha de empurrão. Devido às semelhanças entre eles, já foi considerado como tendo a mesma origem que o Complexo Caiçara e os outros terrenos granito-gnáissicos do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás, porém estudos geoquímicos, de datação isotópica e geofísica mostraram que são terrenos independentes (PIMENTEL et al., 2003; BLUM et al., 2003; JOST et al., 2005; QUEIROZ et al., 2008). Em geral, os complexos Caiçara e Uvá apresentam conteúdo litológico similar, no entanto, em imagens de aerogamaespectrometria (BLUM et al., 2003 – Fig. 4.2) é possível verificar diferenças significativas entre eles na imagem ternária U-Th-K.

Figura 4.2- Imagem ternária RGB de K, Th e U do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás, retirado de Blum et. al (2003), onde ficam claras as diferenças composicionais entre os complexos granito-gnáissicos, em especial o Caiçara e o Uvá. LEGENDA: (I) *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita; (II) *Greenstone Belt* de Faina; (III) *Greenstone Belt* de Crixás; (IV) *Greenstone Belt* de Guarinos; (V) *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás; (A) Complexo Uvá; (B) Complexo Caiçara; (C) Complexo Anta; (D) Complexo Caiamar; (E) Complexo Moquéim; e (F) Complexo Hidrolina. O retângulo azul representa a área de estudo.



5. Estratigrafia e Litologia

Neste capítulo é feita a apresentação do mapa geológico produzido (Fig. 5.1 e Apêndice II), e em seguida, a descrição das unidades litoestratigráficas que ocorrem na área.

5.1. Apresentação do mapa geológico

Na área estudada do *Greenstone belt* de Faina, foram mapeadas rochas dos dois ciclos sedimentares propostos por Resende et al. (1998). Neste trabalho, considerando-se que o contato entre os dois ciclos é uma falha de empurrão, será utilizada a denominação Sequência Metassedimentar Inferior e Sequência Metassedimentar Superior para se referir aos dois ciclos (Fig. 5.2). A Sequência Metassedimentar Inferior (em azul claro, no mapa) ocorre na porção mais sul do GBF. É composta principalmente por pacotes de muscovita-clorita-quartzo xisto, que às vezes são carbonáticos ou carbonosos, intercalados com camadas de quartzito (em bege e cinza, no mapa), mármore impuro e formação ferrífera bandada (em vermelho, no mapa). Essa sequência apresenta adelgaçamento para nordeste, onde é truncada pela Sequência Superior, e um espessamento para SW, onde camadas mais inferiores são expostas junto ao contato com o Complexo Caiçara. Assim, há um acunhamento tectônico das camadas da Sequência Inferior para NE, que só voltam a aparecer cerca de 3,5 km para NW, já fora da área de estudo. Essa conclusão é baseada na ausência dessas rochas na região NE do GBF mapeada aqui, no mapa de Ribeiro (2016) e em fotointerpretação. A Sequência Metassedimentar Superior ocorre na porção norte do GBF, tendo uma distribuição em área maior do que a Sequência Inferior. A porção inferior desse pacote (em laranja, no mapa) é composta majoritariamente de (clorita)-muscovita-quartzo xisto, com intercalações de quartzito. Já a porção superior é composta de um pacote com uma camada de mármore na base (em azul escuro, no mapa), interdigitado com muscovita-quartzo xisto (em coral, no mapa), sobrepostos por um pacote de quartzito (em amarelo, no mapa). Essas unidades da porção superior desenham uma grande sinforma, cujos detalhes serão tratados no Capítulo 7. No geral, a configuração da Sequência Inferior distingue-se bastante do que é apresentado no mapa de Toledo et al. (2014) – Fig. 3.3 no capítulo de “Geologia Regional”.

No contexto do *Greenstone belt* Serra de Santa Rita, foram mapeadas rochas metavulcânicas ultramáficas (em verde, no mapa) da base desse terreno sotopostas a uma sequência de metassedimentos (em marrom, no mapa) (Fig. 5.3). O pacote de rochas metavulcânicas ultramáficas ocorre na porção NE do GBSSR e se adelgaça para norte. Essas rochas estão em contato tectônico com o Complexo Caiçara a sul e na região a norte da Zona

Figura 5.1- Mapa geológico simplificado produzido neste trabalho, para maiores detalhes consultar o Apêndice II.

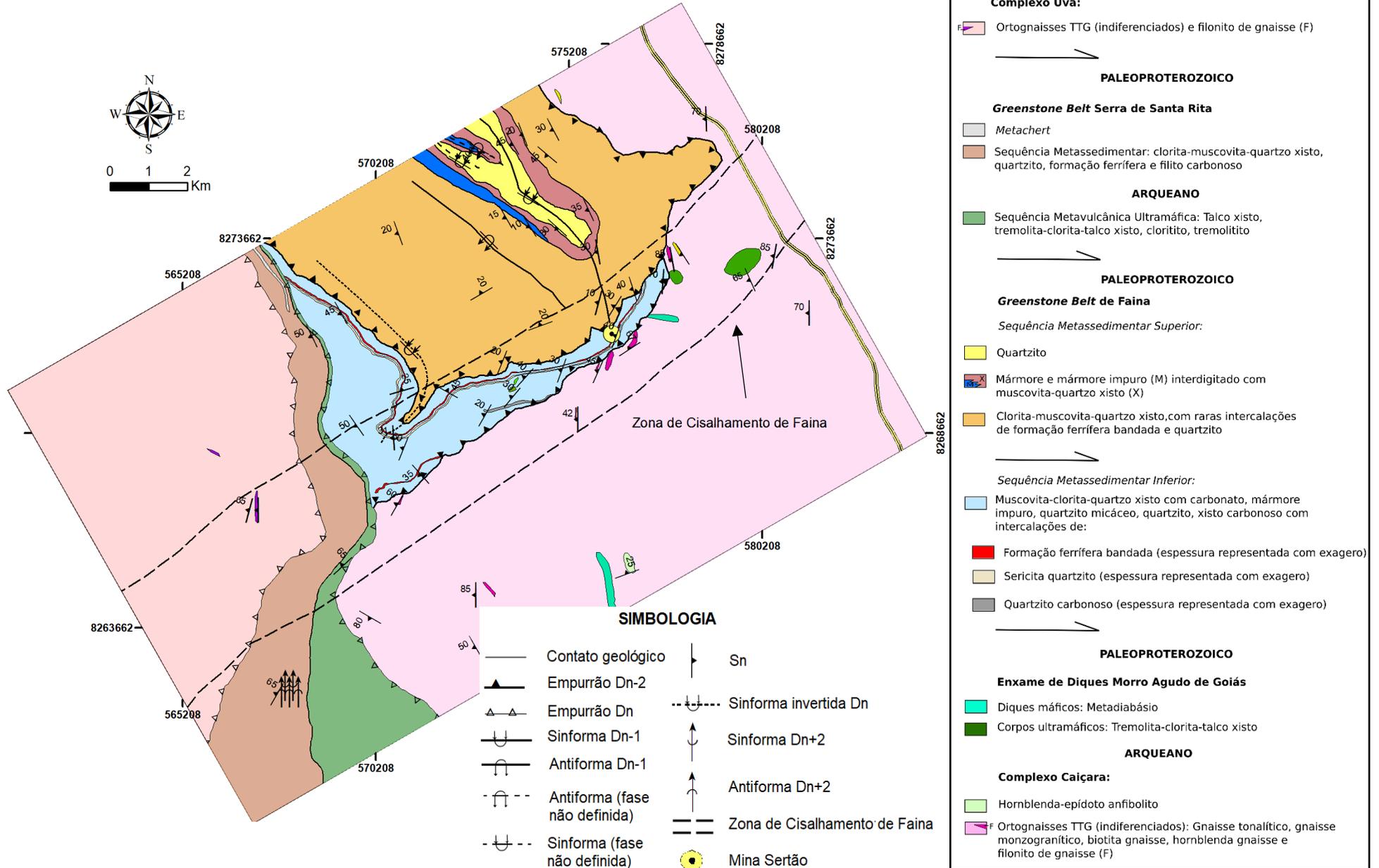
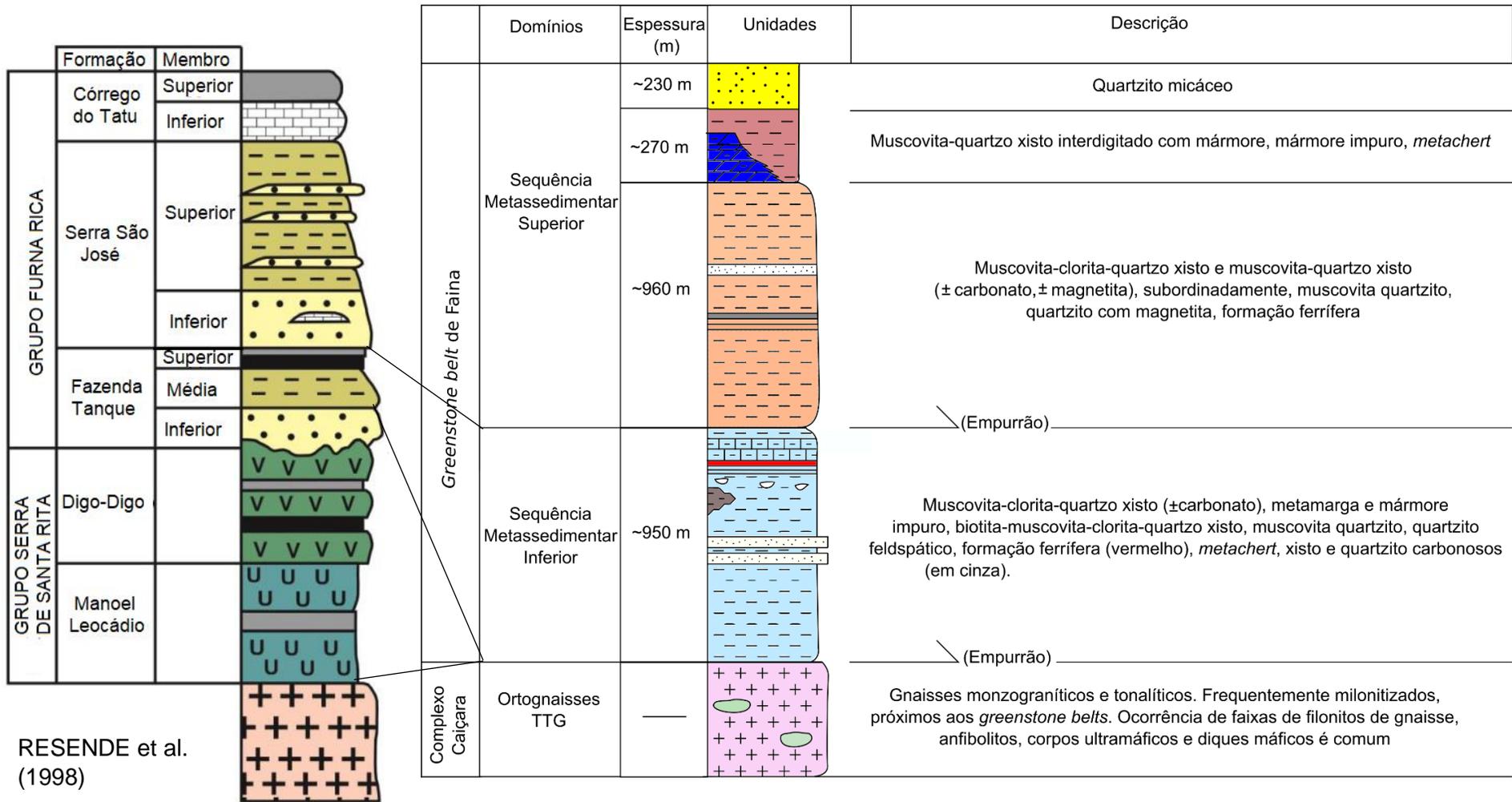


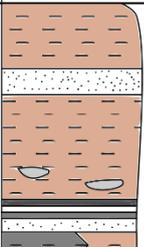
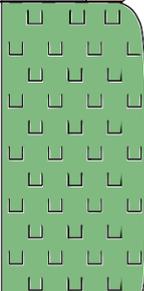
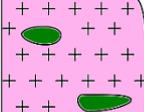
Figura 5.2- Correlação estratigráfica entre a coluna litoestratigráfica do *greenstone belt* de Faina na área de estudo (à direita) e a coluna litoestratigráfica de Resende et al. (1998) (à esquerda). A legenda de cores é a mesma utilizada no mapa geológico. O empilhamento estratigráfico é aproximadamente baseado nos dados de campo. No entanto, algumas camadas não foram mostradas no mapa devido à sua pequena expressão.



de Cisalhamento de Faina, estão sobrepostas ao GBF por falha de cavalgamento. O pacote de rochas metassedimentares se encontra na porção sudoeste do GBSSR, sotopostas ao Complexo Uvá por falha de empurrão. Além disso, esse pacote também apresenta adelgaçamento para norte. O adelgaçamento do GBSSR é relacionado à deformação dúctil associada à Zona de Cisalhamento de Faina, e ao menos em parte originado por acunhamento tectônico causado pelos cavalgamentos do Complexo Uvá sobre o *greentone belt* Serra de Santa Rita, e deste sobre o *greenstone belt* de Faina. Com a pequena densidade de dados, não foi possível subdividir os metassedimentos identificados de acordo com as formações propostas por Resende et al. (1998). No entanto, foram encontradas associações litológicas que poderiam pertencer tanto à Formação Fazenda Limeira quanto à Formação Fazenda Cruzeiro. Não foi definido o tipo de contato entre a sequência metavulcânica ultramáfica e a sequência metassedimentar.

Os Complexos TTG, Caiçara e Uvá, foram mapeados com pouco detalhe. As associações litológicas encontradas neles serão descritas nos próximos itens.

Figura 5.3- Coluna litoestratigráfica representativa da porção do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita estudada neste trabalho. A legenda de cores é a mesma utilizada no mapa geológico, com exceção para o cinza que representa filito carbonoso. O empilhamento estratigráfico é aproximadamente baseado nos dados de campo. Algumas camadas são muito finas e não foram representadas no mapa.

	Domínios	Espessura (m)	Unidades	Descrição
Greenstone belt Serra de Santa Rita	Sequência Metassedimentar	~1100 m		Muscovita-clorita-quartzo xisto e muscovita-quartzo xisto (\pm magnetita), <i>metachert</i> , quartzito, quartzito feldpático, quartzito carbonoso, quartzo-muscovita filito, filito carbonoso e formação ferrífera
	Unidade Metavulcânica Ultramáfica	~1440 m		Rochas metavulcânicas ultramáficas: talco xisto, talco-clorita-xisto, tremolita-clorita-talco xisto, tremolito e clorito
Complexo Caiçara	Ortognaisses TTG	—		(Empurrão) Gnaisses monzograníticos e tonalíticos. Frequentemente milonitizados, próximos aos <i>greenstone belts</i> . Ocorrência de faixas de filonitos de gnaíse, anfíbolitos, corpos ultramáficos e diques máficos é comum

5.2. Complexo Caiçara

É constituído por rochas granito-gnáissicas metamorfozadas em fácies anfibolito, subordinadamente também ocorrem rochas metabásicas, corpos metaultramáficos, faixas miloníticas/filoníticas e raramente rochas metassedimentares. Este terreno é cortado pelo Enxame de Diques Morro Agudo de Goiás, composto por diques e *stocks* de composição máfica a ultramáfica.

5.2.1. Ortognaisse

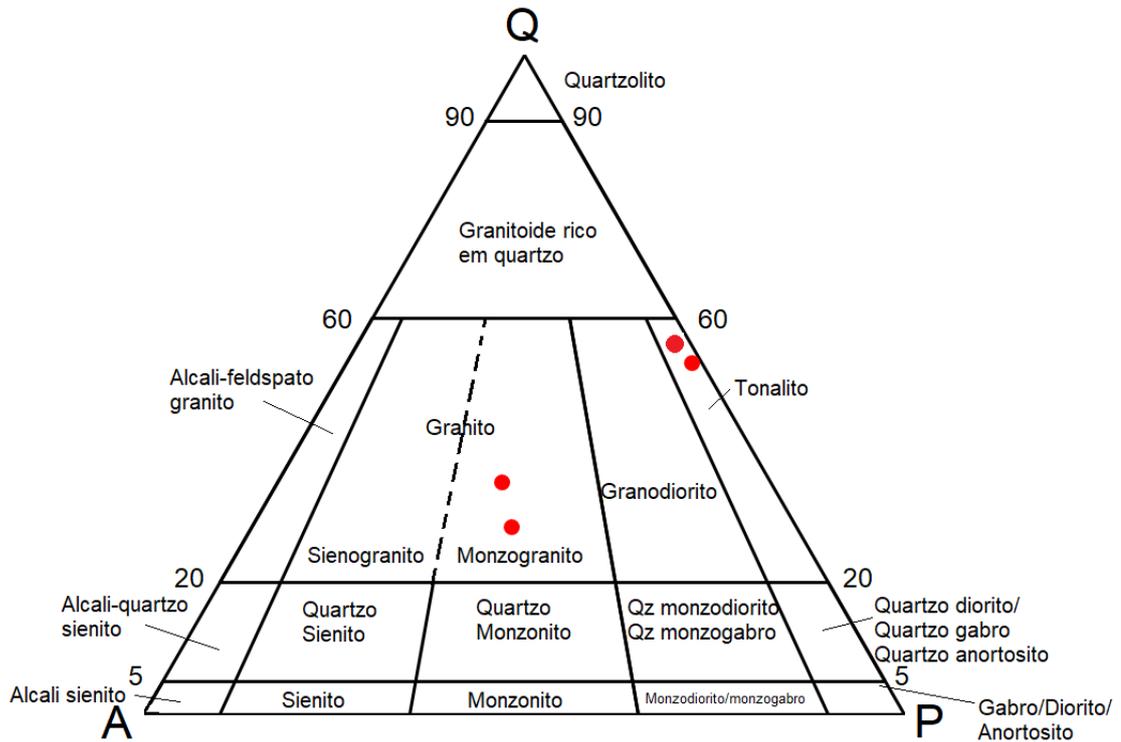
O ortognaisse é o litotipo mais comum no Complexo Caiçara. Com os trabalhos de campo realizados, percebe-se que há uma grande variedade de subtipos de gnaisse: muscovita gnaisse, gnaisse com biotita, hornblenda gnaisse e porções pegmatíticas ricas em muscovita grossa (Fig. 5.4 a). Foge ao escopo deste trabalho, a investigação das variedades litológicas desta unidade, por isso será apresentada descrição sucinta apenas dos principais litotipos encontrados. A ocorrência de ortognaisses é evidenciada pelo solo claro e arenoso. A sua fácil alteração faz com que a ocorrência de afloramentos seja escassa, porém localmente ocorrem como blocos e lajedos métricos ou com dezenas de metros – (Fig. 5.4 b). Os ortognaisses identificados apresentam composição modal tonalítica e monzogranítica (Fig. 5.5). São rochas de granulação média-grossa, leucocráticas, de tonalidade leitosa com pontuações cinza-escuras, com bandamento composicional centimétrico marcado pela alternância de bandas de feldspato e quartzo e bandas mais micáceas com biotita, muscovita, epídoto e, raramente, hornblenda. Frequentemente exibem foliação milonítica. Apresentam matriz holocristalina e inequigranular.

No monzogranito, os porfiroclastos costumam ser de oligoclásio e microclínio com até 1,5 cm (Fig. 5.4 d,e). São constituídos por oligoclásio (25-30%), quartzo (25-30%), microclínio (30-33%), muscovita (10%), epídoto (2-4%), opacos (1%). Biotita, rutilo, zircão e apatita perfazem os minerais acessórios. Os cristais de oligoclásio estão levemente alterados para sericita e os cristais de microclínio frequentemente apresentam pertita. No tonalito, os porfiroclastos costumam ser de plagioclásio com até 1,5 cm de comprimento. A sua composição modal se dá por quartzo (39-40%), oligoclásio (30-34%), muscovita (20%), epídoto (6-7%), biotita (0-4%) – Fig. 5.4 f. Os minerais acessórios são principalmente zircão, apatita e titanita. Os cristais de plagioclásio frequentemente estão alterados para sericita e epídoto e às vezes substituídos por biotita.

Figura 5.4- Gnaisses do Complexo Caiçara: (A) Ortognaisse bandado com porções de pegmatito (MIG 214); (B) Afloramento de ortognaisse (MIG 433); (C) Hornblenda gnaisse (MIG 495); (D) Fotomicrografia de muscovita gnaisse milonitizado, os porfiroclastos de microclínio estão fraturados. O quartzo está fortemente alongado guardando em muitos grãos extinção ondulante, com recristalização parcial por “bulging” (MIG 13 B); (E) Fotomicrografia de muscovita gnaisse milonitizado com porfiroclastos de microclínio com pertita microfaldado. Quartzo está fortemente alongado, apresenta extinção ondulante, com recristalização parcial por “bulging” (MIG 13 C) (F) Fotomicrografia de muscovita gnaisse com porfiroclastos de oligoclásio alterados. São formados cordões de quartzo recristalizado. A foliação é marcada pelas micas e pelos cordões de quartzo (MIG 240 C). FOTOMICROGRAFIAS D-F: com polarizadores cruzados.



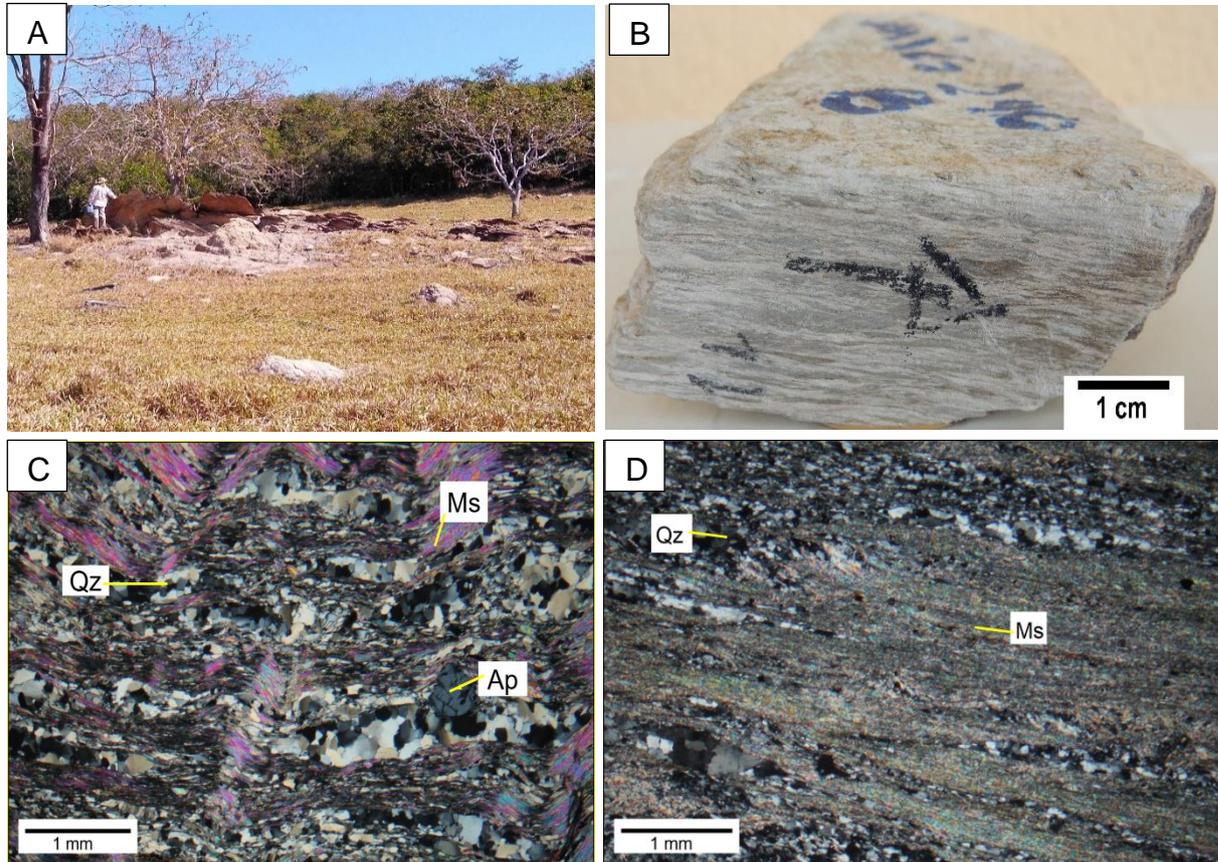
Figura 5.5- Diagrama Streckeisen (1976) com a classificação modal dos litotipos estudados.



5.2.2. Filonito de gnaiss

O filonito de gnaiss forma faixas estreitas (paralelas à foliação principal) e pouco extensas frequentemente próximas aos empurrões e a Zona de Cisalhamento de Faina. São compostos de quartzo, muscovita e às vezes possuem porfiroclastos de feldspato. São rochas claras, finas e frequentemente estão crenuladas (Fig. 5.6). Os afloramentos de filonito de gnaiss formam cristas que se destacam no baixo relevo dos gnaisses (5.6 a). Em geral, foi identificada uma grande variação nos filonitos de gnaiss, alguns são constituídos apenas de muscovita e quartzo enquanto outros apresentam quantidades variadas de feldspato. Em alguns afloramentos, os gnaisses miloníticos passam a ter feições similares aos filonitos (como o ilustrado na Fig. 5.6 b) e a presença ocasional de feldspato sugere uma íntima relação destes com os gnaisses miloníticos. Ademais, os cristais de zircão identificados são similares aos encontrados nos gnaisses miloníticos. Os filonitos de gnaiss são constituídos de quartzo (60-54%), muscovita (44-37%) e às vezes, feldspato (0 a ~15%). Zircão, apatita e opacos são os principais minerais acessórios.

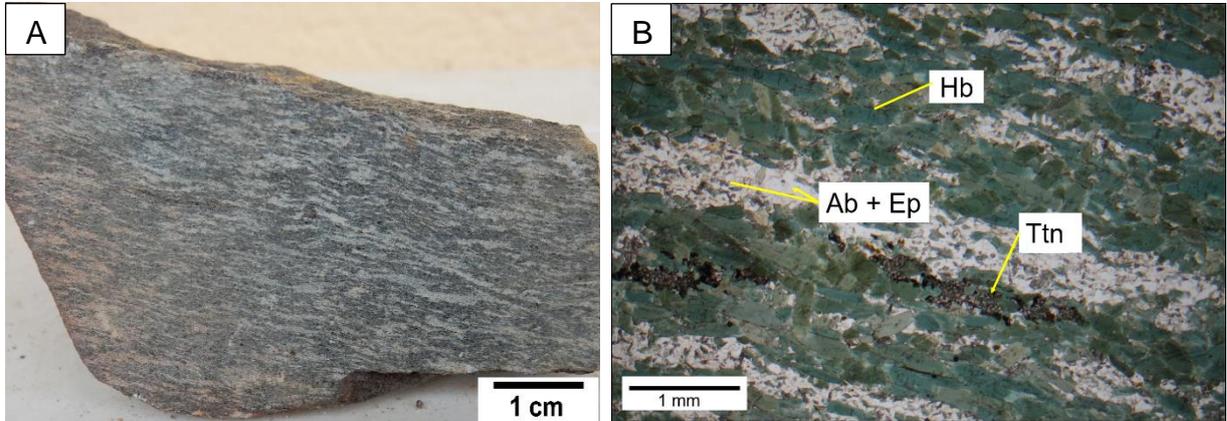
Figura 5.6- Exemplos de filonito de gnaiss do Complexo Caiçara: (A) Afloramento de filonito de gnaiss no Complexo Caiçara, a sul do GBF, mostrando uma pequena crista (MIG 100); (B) Amostra de filonito de gnaiss fino sem porfiroclastos de feldspato (MIG 240 B); (C) Fotomicrografia de filonito de gnaiss crenulado (MIG 39); (D) Fotomicrografia de filonito de gnaiss mostrando faixas com muscovita fina e quartzo fino (MIG 240 B). FOTOMICROGRAFIAS C-D: com polarizadores cruzados.



5.2.3. Anfibolito

O anfibolito é facilmente identificado devido às mudanças na cor do solo para um tom avermelhado a ocre e à sua coloração escura. Essas rochas geralmente ocorrem na forma de blocos com cerca de 1-2 m. Apresentam textura nematoblástica, com granulação fina a média e possuem bandamento composicional dado por lentes brancas de plagioclásio tipo albita e porções verde constituídas de hornblenda. (Fig. 5.7). Sua assembleia mineralógica é dada por hornblenda (65%), albita (20-25%), epídoto (10%) e titanita (5%). As relações texturais mostram que o plagioclásio original da rocha era mais cálcico, possivelmente andesina ou labradorita, que foi retrometamorfizado para uma mistura de albita e epídoto finos.

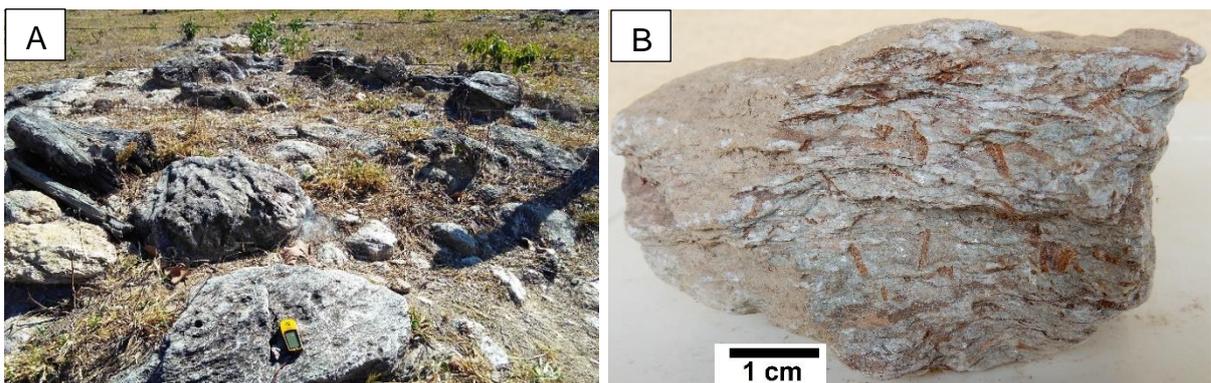
Figura 5.7- Exemplos de anfibolito do Complexo Caiçara: (A) Amostra de anfibolito com domínios lenticulares claros ricos em plagioclásio e faixas ricas em hornblenda (MIG 230 A); (B) Fotomicrografia com polarizadores paralelos mostrando as faixas de albita + epidoto intercaladas com as faixas ricas em minerais máficos (MIG 230 A).

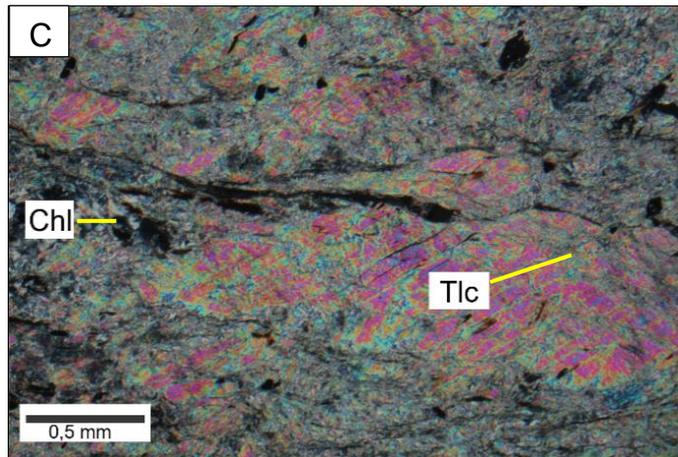


5.2.4. Corpos Metaultramáficos

Os corpos metaultramáficos inseridos no Complexo Caiçara são compostos por tremolita-clorita-talco xisto, com ou sem flogopita. Tomazolli (1997) insere talco xistos, metaperidotitos, serpentinitos, metapiroxenitos que intrudiram o Complexo Caiçara no Enxame de Diques Morro Agudo de Goiás de idade aproximada de 2,4 Ga. Então, aqui entende-se que essas rochas podem pertencer a essa unidade (será feita uma discussão mais aprofundada sobre esse tópico no capítulo de metamorfismo). Essas rochas são finas, de coloração verde-esbranquiçada e sedosas, ambos devido à presença de talco, e estão frequentemente alteradas. Os afloramentos são raros, sendo mais comum encontrar essas rochas na forma de blocos. São rochas foliadas compostas por talco (82-84%), clorita (5-8%), tremolita (5%), flogopita (0-3%) opacos (3-5%) – Fig. 5.8.

Figura 5.8- Corpos metaultramáficos: (A) Blocos in situ de talco xisto, inseridos no Complexo Caiçara (MIG 97); (B) Detalhe de tremolita-clorita-talco xisto com porfiroblastos de tremolita (MIG 97 A); (C) Fotomicrografia com polarizadores cruzados de tremolita-clorita-talco xisto cuja foliação está ressaltada por faixas de minerais alterados (MIG 97 A).

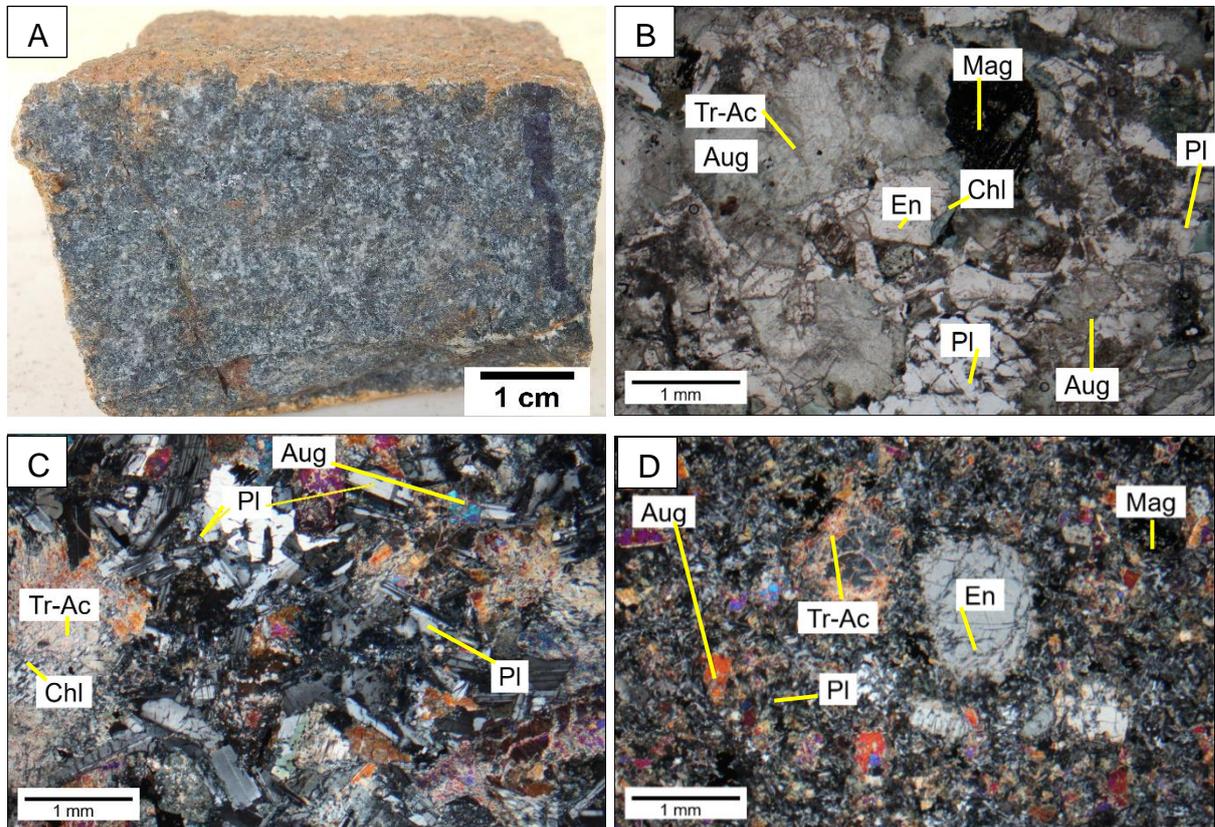




5.2.5. Diques Máficos (Enxame de diques Morro Agudo de Goiás)

Os diques máficos que intrudiram o embasamento afloram na forma de pequenas elevações no relevo, cujo alinhamento permite, em muitos casos, definir a orientação dos diques em imagem aérea e geram solo com uma coloração avermelhada forte que contrasta com a coloração típica do solo do Complexo Caiçara. Essas rochas passaram por processos metamórficos com substituição parcial do piroxênio por minerais hidratados, mas que preservaram a estrutura primária da rocha (Fig. 5.9). São rochas isotrópicas, magnéticas, faneríticas, de granulação fina a média e porfíricas. Ocorrência de textura ofítica é comum. Piroxênio ocorre geralmente como fenocristais parcialmente substituídos por tremolita-actinolita, em suas fraturas e planos de clivagem e, em suas bordas, ocorre alteração para clorita e/ou hornblenda. Clinozoisita pode ocorrer como alteração do plagioclásio. São compostos por labradorita (39-50%), clinopiroxênio (augita) (20%), ortopiroxênio (enstatita) (15%), opacos (magnetita e ilmenita) (3-5%), além de quartzo e apatita como minerais acessórios constituindo diabásio. Os minerais secundários são clorita (7-9%) e tremolita-actinolita (3-9%), clinozoisita (0-3%) e hornblenda (0-2%).

Figura 5.9 - Diques máficos: (A) Metadiabásio isotrópico, magnético, não deformado, com as texturas originais da rocha preservadas (MIG 20); (B) Metadiabásio exibindo piroxênio parcialmente alterado para tremolita-actinolita e clorita (MIG 20); (C) Fenocristais de piroxênio alterados para uma mistura de tremolita-actinolita e clorita (MIG 20); (D) Metadiabásio com fenocristais de piroxênio e matriz com plagioclásio fino. As fraturas e as bordas dos fenocristais estão alteradas para tremolita-actinolita (MIG 19). FOTOMICROGRAFIAS B: com polarizadores paralelos; C-D: com polarizadores cruzados.

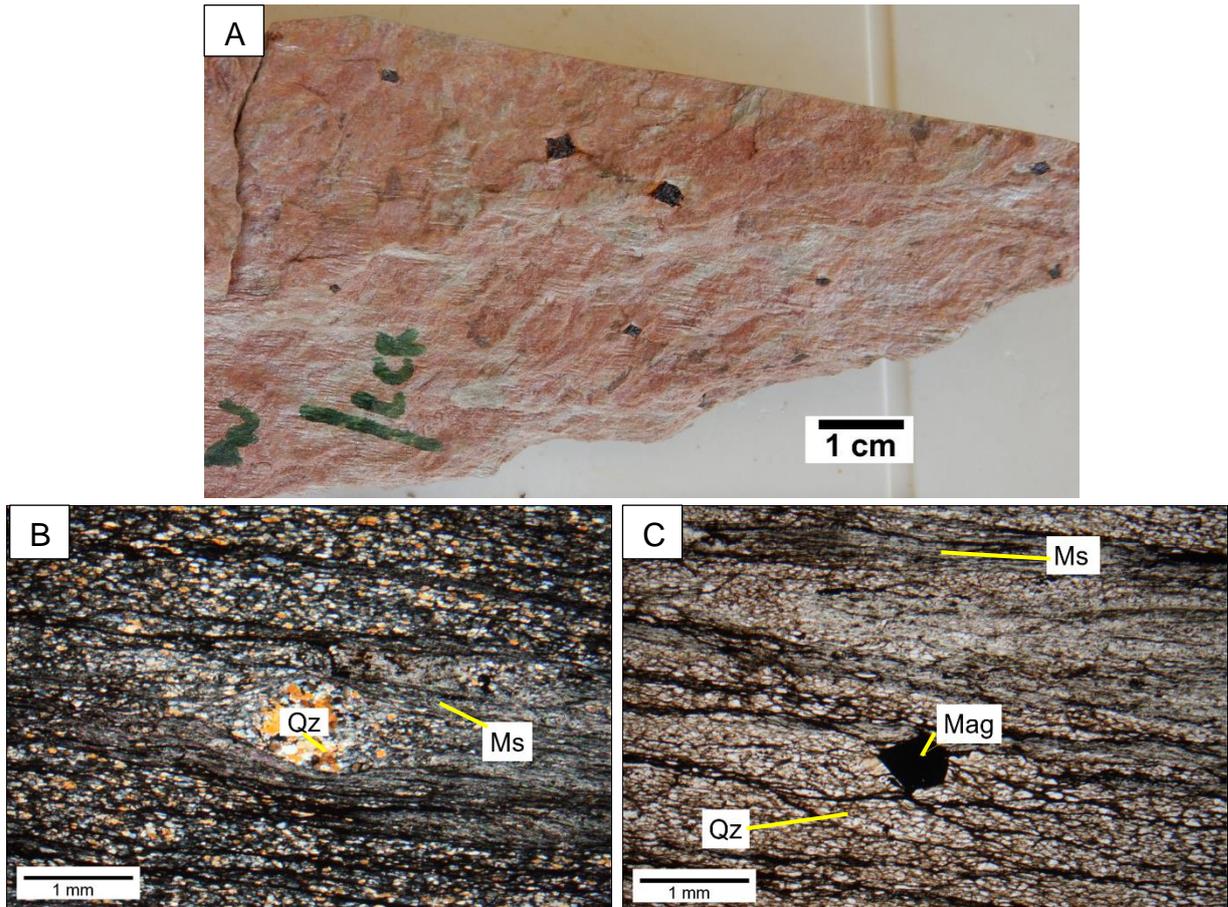


5.2.6. Muscovita-quartzo xisto do Complexo Caiçara

Nos pontos MIG 38 e 61, identificou-se a presença de rochas metassedimentares, representada por muscovita-quartzo xisto com magnetita, em meio à área de ocorrência do complexo ortognáissico. A princípio, essa ocorrência foi interpretada como sendo uma faixa de filonito de gnaiss estreita, no entanto, sob o microscópio percebe-se que essa rocha se distingue consideravelmente das outras amostras de filonito de gnaiss, através da maior quantidade de minerais máficos (alterados) e a quase ausência de zircão e apatita (muito comuns nos filonitos de gnaiss e com tamanho relativamente grande). Não se sabe a origem dessas rochas. Martins (2016) descreve a presença de metassedimentos de espessura considerável no Complexo Caiçara. Esta ocorrência difere das rochas metassedimentares do GBF pelo seu alto ângulo de mergulho compatível com a atitude principal da foliação do Complexo Caiçara. São rochas com granulação fina, coloração avermelhada devido a alteração de minerais ricos em ferro e com porfiroblastos de magnetita (retrometamorfizada em hematita). Sua composição é dada por

quartzo (40%), muscovita (34%), magnetita (3%) e traços de turmalina (muito fina). O principal mineral secundário é limonita que permeia a rocha – Fig. 5.10.

Figura 5.10- Muscovita-quartzo xisto do Complexo Caiçara: (A) Amostra de muscovita-quartzo xisto com magnetita. Sombras de pressão associadas aos porfiroblastos de magnetita (vista subparalela à foliação principal) (MIG 38); (B-C) Diferentes regiões da mesma lâmina delgada (MIG 38); (B) Rocha fortemente foliada com bandas micáceas e bandas quartzosas. O quartzo frequentemente aparece na forma de bolsões que provavelmente representam clastos recristalizados; (C) Porfiroblasto de magnetita de 0,5 mm no centro. FOTOMICROGRAFIAS B: polarizadores cruzados; C: polarizadores paralelos.



5.3. Complexo Uvá

O Complexo Uvá é constituído por rochas granito-gnáissicas de fácies anfibolito médio (JOST et al., 2005) e, subordinadamente, também ocorrem faixas restritas de filonito de gnaiss. Do Complexo Uvá foram visitados apenas quatro afloramentos, sendo que somente o filonito de gnaiss dessa unidade foi amostrado e estudado petrograficamente.

5.3.1. Ortognaiss

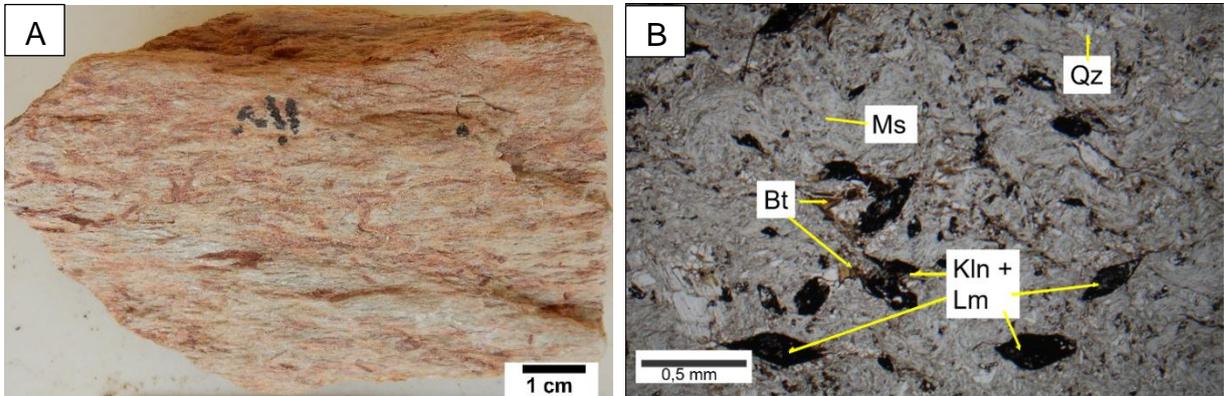
Os poucos afloramentos visitados estavam consideravelmente alterados. Os gnaisses são rochas claras compostas principalmente de feldspato, quartzo e minoritariamente muscovita,

biotita e/ou anfibólio, com foliação tectônica marcada pela orientação preferencial dos cristais constituintes da rocha.

5.3.2. Filonito de gnaiss

Similarmente ao Complexo Caiçara, o Complexo Uvá apresenta diversas faixas filoníticas representando zonas de cisalhamento estreitas paralelas à foliação principal. O filonito de gnaiss é uma rocha micácea e quartzosa, com quantidade subordinada de feldspato. São rochas claras, finas, fortemente crenuladas, e frequentemente alteradas (Fig. 5.11 a). A assembleia mineralógica consiste de muscovita (73%), quartzo (17%), feldspato potássico (5%) e biotita (2%) – Fig. 5.11 b. Zircão é o principal mineral acessório. Os minerais secundários são principalmente caulinita (8%) e óxidos e hidróxidos de ferro (traços) (determinados ao MEV-EDS), que provavelmente seriam resultado da alteração de microclínio.

Figura 5.11 - Filonito de gnaiss do Complexo Uvá: (A) Amostra de filonito de gnaiss muito foliada. Apresenta porfiroclastos de mineral prismático alterado avermelhado, que se trata provavelmente de microclínio alterado para uma mistura de caulinita e limonita. (MIG 218); (B) Fotomicrografia com polarizadores paralelos mostrando filonito de gnaiss fortemente crenulado composto principalmente de muscovita e com porfiroclastos escuros com formato losangular que são uma massa fibrosa de caulinita acompanhada de limonita.



5.4. Greenstone Belt Serra de Santa Rita (GBSSR)

Na porção estudada, os litotipos identificados são as rochas metaultramáficas da base desta faixa em contato com rochas metassedimentares. O tipo de contato entre as rochas metaultramáficas e as metassedimentares não pôde ser definido, mas é frequentemente descrito como sendo tectônico, através de falha de empurrão.

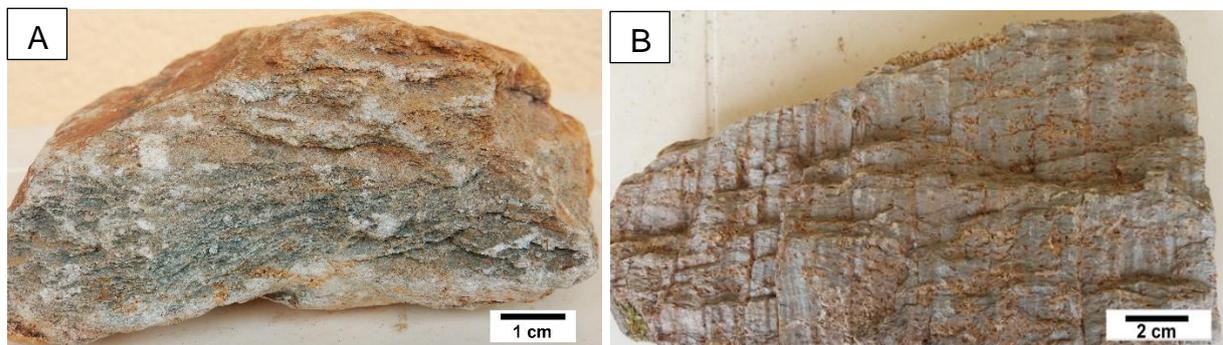
5.4.1. Rochas Metaultramáficas

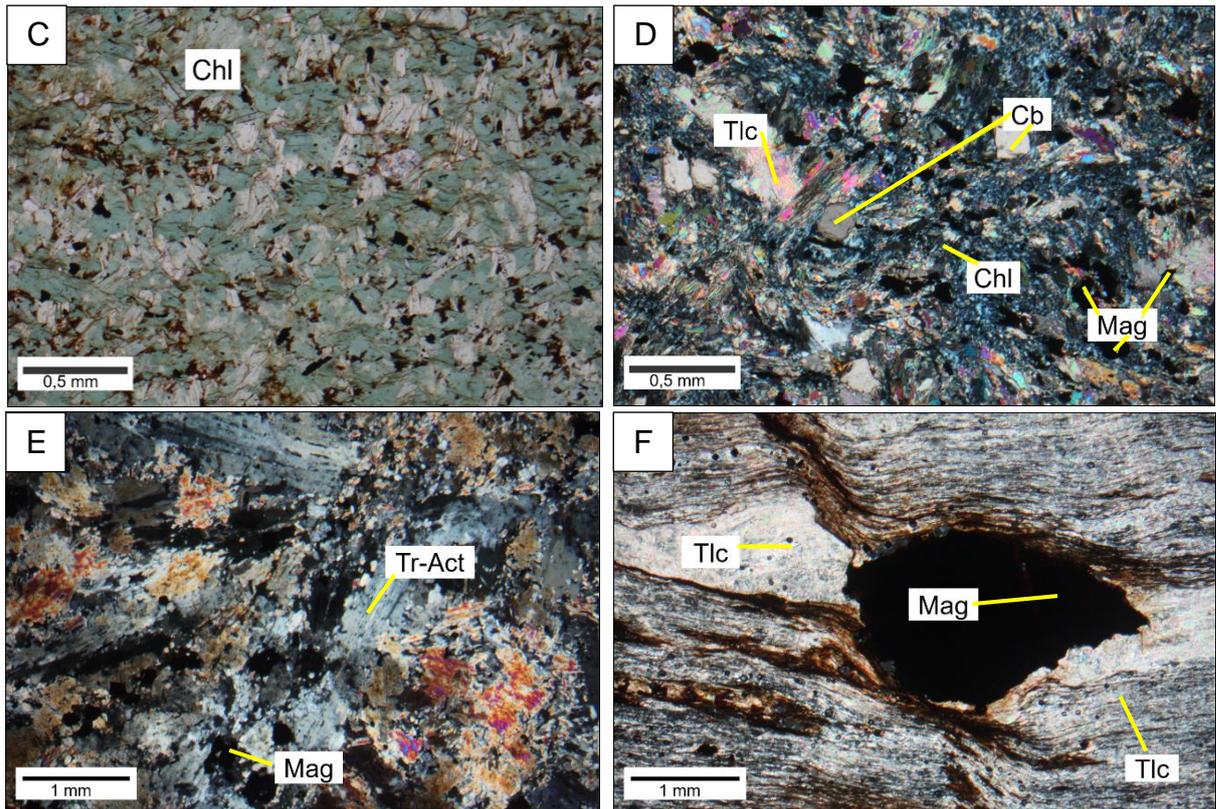
Com base em seções, estima-se que esse pacote possui cerca de 1440 m de espessura na área estudada. No entanto, esse pacote de rochas está se adelgaçando nessa região, assim

entende-se que sua espessura total seria consideravelmente maior. São rochas verde claras a escuras, compostas principalmente de tremolita-clorita-talco xisto, carbonato-talco-clorita xisto, tremolita-actinolita xisto, talco xisto e cloritito (Fig. 5.12). Aqui neste trabalho não se tentou separar essa sequência em subunidades. Essas rochas encontram-se foliadas, crenuladas e são frequentemente sedosas e finas. A ocorrência dessa unidade é facilmente reconhecida pela coloração extremamente avermelhada do solo e abundância de laterita. Quando a rocha apresenta carbonato, em geral mostra-se alterado formando pequenas manchas laranjas ou deixando pequenos orifícios na rocha. Localmente, magnetita pode ocorrer como porfiroblasto.

O cloritito é composto de clorita (90%), opacos (7%) e apatita (3%). Segundo Borges et al. (2017), o cloritito possui uma assinatura geoquímica distinta comparada com as outras rochas metaultramáficas do GBSSR, mas a sua idade e seus elementos-traço fazem com que esses autores entendam que seriam metabasaltos fortemente hidrotermalizados. Os outros litotipos encontrados neste trabalho foram interpretados como metakomatiitos. O talco xisto constitui-se de talco (95%) e magnetita (5%). O tremolita-actinolita xisto apresenta tremolita-actinolita (93%) e opacos (7%). O tremolita-clorita-talco xisto possui talco (22-60%), clorita (25-48%), tremolita (10-25%), opacos (5-10%), carbonato (0-10%).

Figura 5.12- Rochas metavulcânicas ultramáficas do GBSSR: (A) Amostra de tremolita-clorita-talco xisto com carbonato (MIG 205 A); (B) Amostra de talco xisto com magnetita crenulado (Plano da foto paralelo à foliação - MIG 223); (C) Fotomicrografia de cloritito. Sua composição é basicamente clorita com quantidades subordinadas de opacos e apatita (MIG 205 B); (D) Fotomicrografia de carbonato-talco-clorita xisto (MIG 205 C); (E) Fotomicrografia de tremolita-actinolita xisto com magnetita sem exibir orientação preferencial (MIG 205 D); (F) Fotomicrografia de talco xisto com magnetita crenulado. A magnetita forma porfiroblastos com sombra de pressão de talco. (MIG 223). FOTOMICROGRAFIAS C: com polarizadores paralelos; D-F: com polarizadores cruzados.





5.4.2. Sequência Metassedimentar

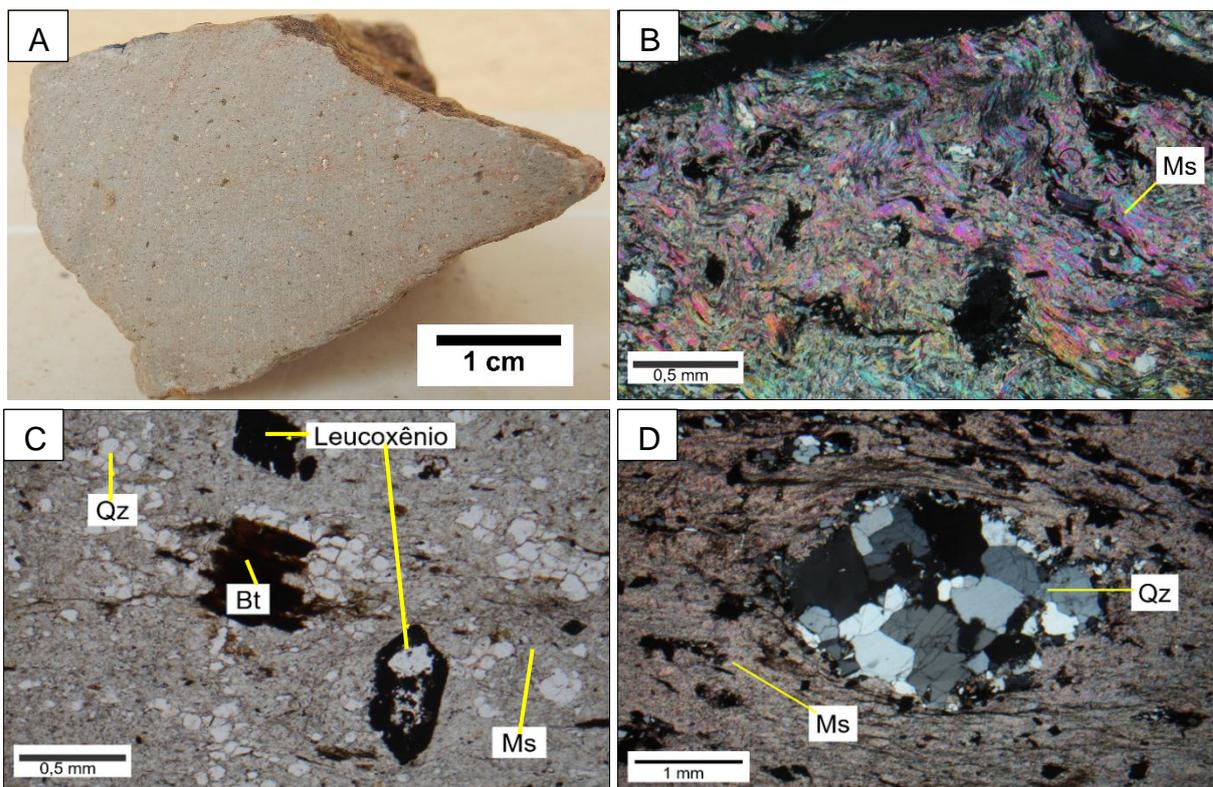
Esta sequência apresenta rochas frequentemente com granulação mais fina que as do *Greenstone Belt* de Faina, logo, subentende-se um grau metamórfico ligeiramente menor. Em seção, estima-se que possui 1100 metros de espessura na região estudada. É constituída por quartzito, metapelito, *metachert* e formação ferrífera. No geral, havia poucos afloramentos o que dificultou o entendimento da geometria e espessura dos corpos. No entanto, a maior parte dessa sequência é composta de metapelito, com algumas intercalações de quartzito, e minoritariamente de *metachert* e formação ferrífera bandada.

5.4.2.1. Metapelito

Na porção sudoeste da área mapeada (Fig. 5.1), foi identificado pacote de muscovita-clorita-quartzo xisto (com algumas variações na quantidade de quartzo, muscovita e carbonato) de pelo menos 350 m de espessura, com intercalações métricas de quartzito. Na porção noroeste, foi mapeado um pacote de quartzo-muscovita filito com cerca de 110 m de espessura próximo do contato com as rochas metavulcânicas. Esse pacote grada para o topo para *metachert* e filito carbonoso. Mas esses pacotes não foram individualizados no mapa devido à escassez de pontos visitados. No geral, os metapelitos apresentam textura lepidoblástica. São rochas foliadas, crenuladas e geralmente de granulação fina.

O quartzo-muscovita filito possui ocasionalmente textura porfiroblástica com porfiroblastos de biotita (até 1 mm) – Fig. 5.13 a,c. A assembleia mineralógica do quartzo-muscovita filito é dada por muscovita (60-84%), quartzo (10-36%), opacos (1-5%) e biotita (0-2%). Leucoxênio ocorre frequentemente como mineral de alteração – Fig. 5.13 c. Leucoxênio é um produto de alteração de minerais de titânio, é criptocristalino e bastante rico em titânio (>70% TiO₂) (MANGE; WRIGHT, 2007). Os principais minerais acessórios são turmalina, titanita, monazita e zircão. O quartzo-muscovita xisto apresenta composição similar ao filito, mas com granulação mais grossa (Fig. 5.13 b). Constitui-se de muscovita (52%), quartzo (40%), opacos (5%) e algum tipo de argilomineral (4%). O clorita-muscovita filito é composto de muscovita fina (50%), clorita (30%) bastante alterada para limonita (20%) e traços de quartzo.

Figura 5.13- Exemplos de metapelitos do GBSSR: (A) Amostra de quartzo-muscovita filito com pontuações brancas de leucoxênio (MIG 352 C); (B) Quartzo-muscovita xisto fortemente crenulado. (MIG 217); (C) Quartzo-muscovita filito com porfiroblastos de biotita e a presença de leucoxênio como produto de alteração. Percebe-se que a muscovita é bastante fina (MIG 352 D); (D) Quartzo-muscovita filito com clastos de quartzo recristalizados (MIG 355 C). FOTOMICROGRAFIAS C: com polarizadores paralelos; B e D: com polarizadores cruzados.



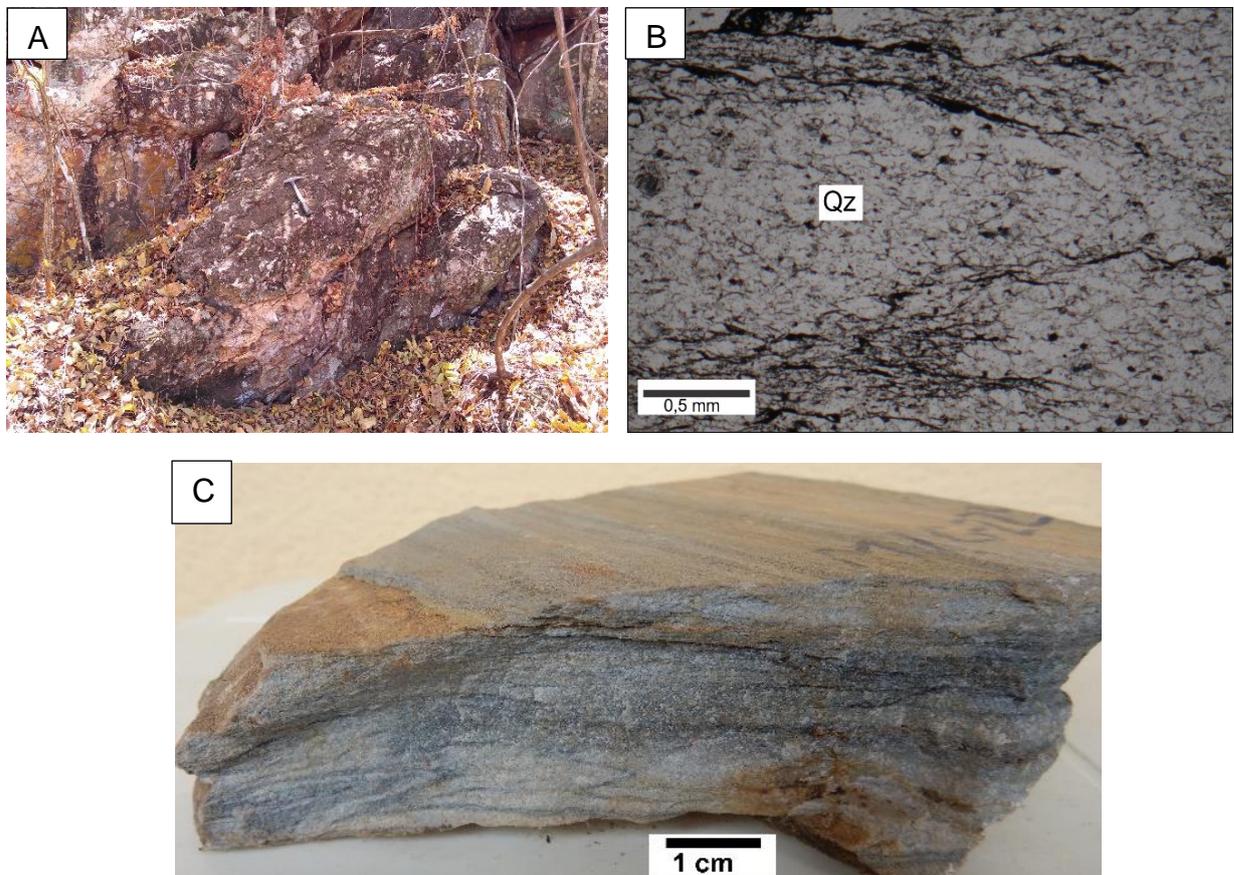
5.4.2.2. Quartzito

Na porção sudoeste da área, foi identificado um pacote de quartzito acima do pacote de muscovita-clorita-quartzo xisto (mencionado no tópico anterior), mas a ausência de afloramentos dificultou a definição de sua espessura e sua continuidade para norte. Uma faixa

estreita de *metachert* ocorre na porção mais a norte do GBSSR e foi individualizada no mapa geológico (Fig. 5.14). Essa faixa de *metachert* é vizinha a camadas de filito carbonoso e quartzo-muscovita filito. As outras ocorrências de quartzitos são como corpos métricos inseridos no pacote de metapelito e geralmente constituem o topo das serras.

Os quartzitos apresentam colorações amarelo-esbranquiçadas e cinza-azuladas. Frequentemente possuem muscovita como mineral acessório. Esses quartzitos podem ser subdivididos em quartzito feldspático, quartzito com muscovita e quartzito carbonoso. O *metachert* é caracterizado por apresentar bandamento fino de quartzo e ausência de minerais detríticos pesados como zircão e turmalina, possui além de quartzo (96%), um pouco de matéria carbonosa (2%) e sericita (2%). O quartzito feldspático apresenta coloração cinza porque também é carbonoso. Constitui-se de quartzo (85%), plagioclásio (7%), muscovita (5%), matéria carbonosa (2%), opacos (1%) e turmalina (traços). O quartzito carbonoso que não é feldspático apresenta quartzo (85%), muscovita (10%), matéria carbonosa (3%) e hematita alterando-se para limonita (2%).

Figura 5.14- Exemplos de quartzitos do GBSSR: (A) Afloramento de *metachert* (MIG 344); (B) Fotomicrografia à luz transmitida de quartzito carbonoso mostrando dobra desenhada pela matéria carbonosa (MIG 224); (C) Amostra de quartzito feldspático com forte bandamento composicional (MIG 224).



5.4.2.3. Formação Ferrífera Bandada

As formações ferríferas são de fácies óxido (Fig. 5.15) e sempre associadas a filitos carbonosos. Parecem constituir um pequeno corpo dentro do pacote de filito.

Figura 5.15- Exemplo de formação ferrífera bandada do GBSSR (MIG 382 B).



5.5. Greenstone Belt de Faina (GBF)

A área inclui rochas da Sequência Metassedimentar Inferior e Sequência Metassedimentar Superior. As rochas da Sequência Metassedimentar Inferior encontram-se na porção mais a sul do GBF, perto da Zona de Cisalhamento de Faina, e com um relevo ligeiramente mais baixo do que as rochas da base da Sequência Metassedimentar Superior, que formam grandes escarpas sustentando as serras. O depósito aurífero Sertão está inserido na Sequência Inferior, então esse foi o domínio estudado com maior detalhe aqui. Os contatos entre essas sequências e delas com o Complexo Caiçara é tectônico. Como consequência desses truncamentos, na área estudada, somente a porção média e superior do Sequência Inferior são observadas.

5.5.1. Sequência Metassedimentar Inferior

Os trabalhos de Resende et al. (1998), Martins (2016) e observações de campo na Mina Cascavel (a NW da área de estudo) mostram que a porção basal dessa sequência é composta por espessas camadas de quartzito, porém elas não foram identificadas na área de estudo devido ao truncamento dessas camadas com o empurrão que as coloca em contato com o Complexo Caiçara. A espessura da parte dessa sequência exposta é de 950 m. É composta principalmente de espessas camadas de metapelito (muscovita-clorita-quartzo xisto), que para o topo, mostra enriquecimento em carbonato caracterizando metapelito carbonático e localmente ocorrem intercalações métricas de mármore impuros e de camadas finas (3-5 m) de muscovita-clorita-

quartzo xisto carbonoso. Dentro dessa sequência, foram mapeadas camadas de poucos metros (~3 m) de formação ferrífera bandada de fácies óxido sempre acompanhadas de camadas métricas (até 10 m) de quartzito micáceo e/ou feldspático. Foram mapeadas duas camadas de BIF, uma de menor expressão na região sul do GBF, próximo à superfície de cavalgamento do GBSSR sobre o GBF, e uma outra camada de maior extensão, que passa pela mina Sertão, próxima ao topo da Sequência. Uma camada de poucos metros e pequena extensão de quartzito carbonoso foi mapeada na porção SW do GBF. Além dessas camadas, foram identificadas lentes de *metachert* na região da Mina Sertão. Com os furos de sondagem fornecidos pela Orinoco Gold localizados próximos à Mina Sertão, foi confeccionada uma coluna estratigráfica local que corresponde a porção superior da unidade no local (~300 m) (Fig. 5.16). Além desses litotipos, foram encontrados pequenos corpos de rochas metamáficas e metaultramáficas próximas ao Rio Ferreira.

No local da mina Sertão (Fig. 5.17 a) vê-se a seguinte distribuição da base para o topo: metapelito carbonático, seguido de uma camada de 2-3 m de xisto carbonoso com uma camada de cerca de 30 cm de *metachert* (mineralizada) em sua porção inferior (Fig. 5.17 b,c), sobreposta a ela, há uma camada de formação ferrífera bandada de 2 m de espessura, seguida de uma camada de dezenas de metros de xisto carbonático com algumas porções de mármore impuro (ver Fig. 5.16 acima, 5.17 g). Esses pacotes apresentam muitos veios e vênulas de quartzo + carbonato, geralmente paralelos à foliação principal, sendo que na parede desses veios, há formação de fuchcita/roscoelita (Fig. 5.17 d). Todas as rochas aflorantes na mina estão sulfetadas em maior ou menor grau. O sulfeto predominante é pirita com quantidades subordinadas de pentlandita, calcopirita e stibnita (Fig. 5.17 e-f). Bogossian et al. (2017) descreve a ocorrência de arsenopirita na mineralização, mas ela não foi encontrada em nenhuma das amostras analisadas. Foram identificados cristais de pirita aparentemente sin-tectônicos à deformação principal (Dn), evidenciado pela forma do cristal acompanhando a foliação principal e por ele estar dobrado pela deformação pós-Dn (Fig. 5.18 a) e pela formação de sombras de pressão (Fig. 5.18 b); e também cristais pós-tectônicos a Dn (Fig. 5.18 c), evidenciado pela não deflexão da foliação ao redor do cristal e pela trilha de inclusão dobrada dentro do cristal, o que indica a presença de pelo menos duas fases de sulfetação.

O metapelito carbonático é uma rocha com clorita (36%), quartzo (27%), carbonato tipo calcita e subordinadamente siderita (25%), muscovita (10%), pirita (1%) e traços de magnetita, rutilo e matéria carbonosa. O que é genericamente chamado de xisto carbonoso consiste de siderita-quartzo-muscovita-clorita xisto carbonoso composto por clorita (40%), muscovita (20%), quartzo (20%), material carbonoso (10%), siderita (10%), e traços de pirita. O mármore

Figura 5.16 - Coluna litoestratigráfica da região da mina Sertão, confeccionada a partir de dados dos furos STO-006, STO-011, STO-023. O retângulo vermelho indica a seção aflorante na cava da Sertão e a estrela amarela representa a camada mineralizada.

**COLUNA LITOLÓGICA DA SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR INFERIOR
(PRÓXIMO À MINA SERTÃO)**

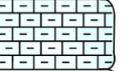
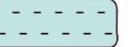
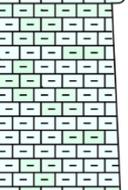
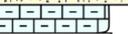
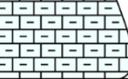
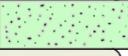
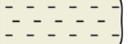
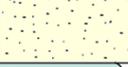
Espessura (m)	Unidades	Descrição
+40 m		Muscovita-clorita-quartzo xisto com carbonato
~12 m		Metamarga
~10 m		Clorita-muscovita-quartzo xisto com carbonato
15 a 90 m		Muscovita-biotita-clorita-quartzo xisto com sulfetos. Halo hidrotermal de biotita varia bastante lateralmente
~22 m		Muscovita-clorita-quartzo xisto intercalado com sericita quartzito, com algumas porções carbonosas
~52 m		Muscovita-clorita-quartzo xisto com porções ricas em biotita
1 m		Sericita quartzito
~15 m		Metamarga e mármore impuro
~42 m		Metamarga e mármore impuro com porções ricas em roscoelita
~3 m		BIF
~5 m		Carbonato-muscovita-quartzo-clorita xisto carbonoso com lentes centimétricas de metachert (mineralizado) 
~12 m		Metamarga e mármore impuro
~2 m		Sericita quartzito
~5 m		Metamarga
~3 m		Metachert e carbonato-muscovita-quartzo-clorita xisto carbonoso
~18 m		Metamarga e mármore impuro
~8 m		Muscovita quartzito com fuchcita
~10 m		Biotita-muscovita-clorita-quartzo xisto
~4 m		Clorita-muscovita-quartzo xisto carbonoso
~13 m		Muscovita quartzito
+ 10 m		Muscovita clorita quartzo xisto

Figura 5.17- Exemplos de rochas da Mina Sertão: (A) Cava da Mina Sertão mostrando afloramento de xisto carbonático com intercalações de mármore impuro (ilustrado na Fig. 5.18 b); (B) Fotomicrografia com polarizadores cruzados de *metachert*, mostrando o contato entre banda quartzosa (\pm matéria carbonosa) e banda em que predominam carbonato + muscovita \pm pirita \pm hematita \pm pentlandita (MIG 22 D); (C) Amostra de *metachert* (MIG 22D); (D) Roscoelita e pirita associada a veios de quartzo e carbonato (Furo STO-006); (E) Imagem do MEV de pirita com porções de pentlandita em mármore impuro (MIG 01); (F) Imagem do MEV de cristal de calcopirita em xisto carbonoso (MIG 22 B).

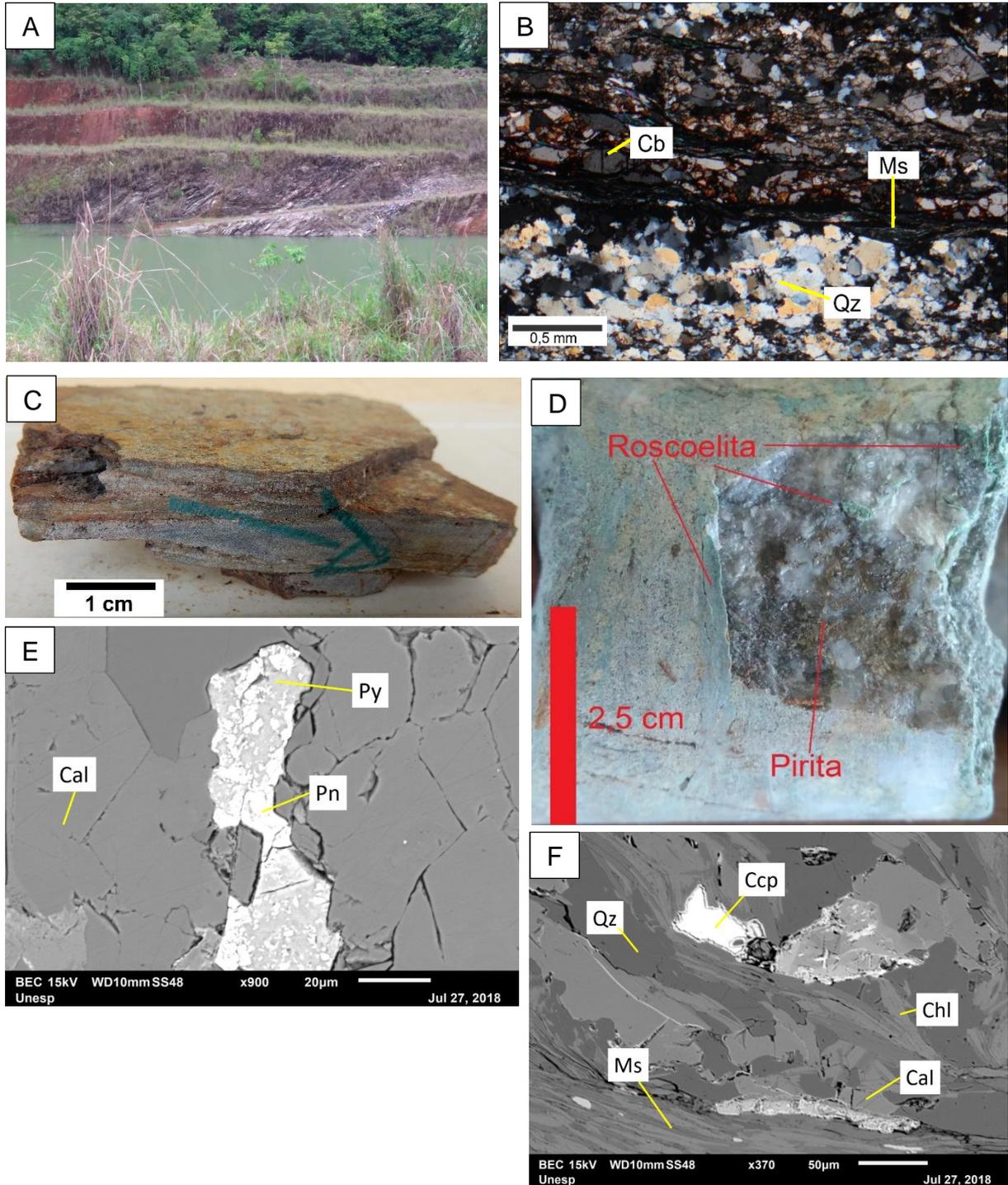
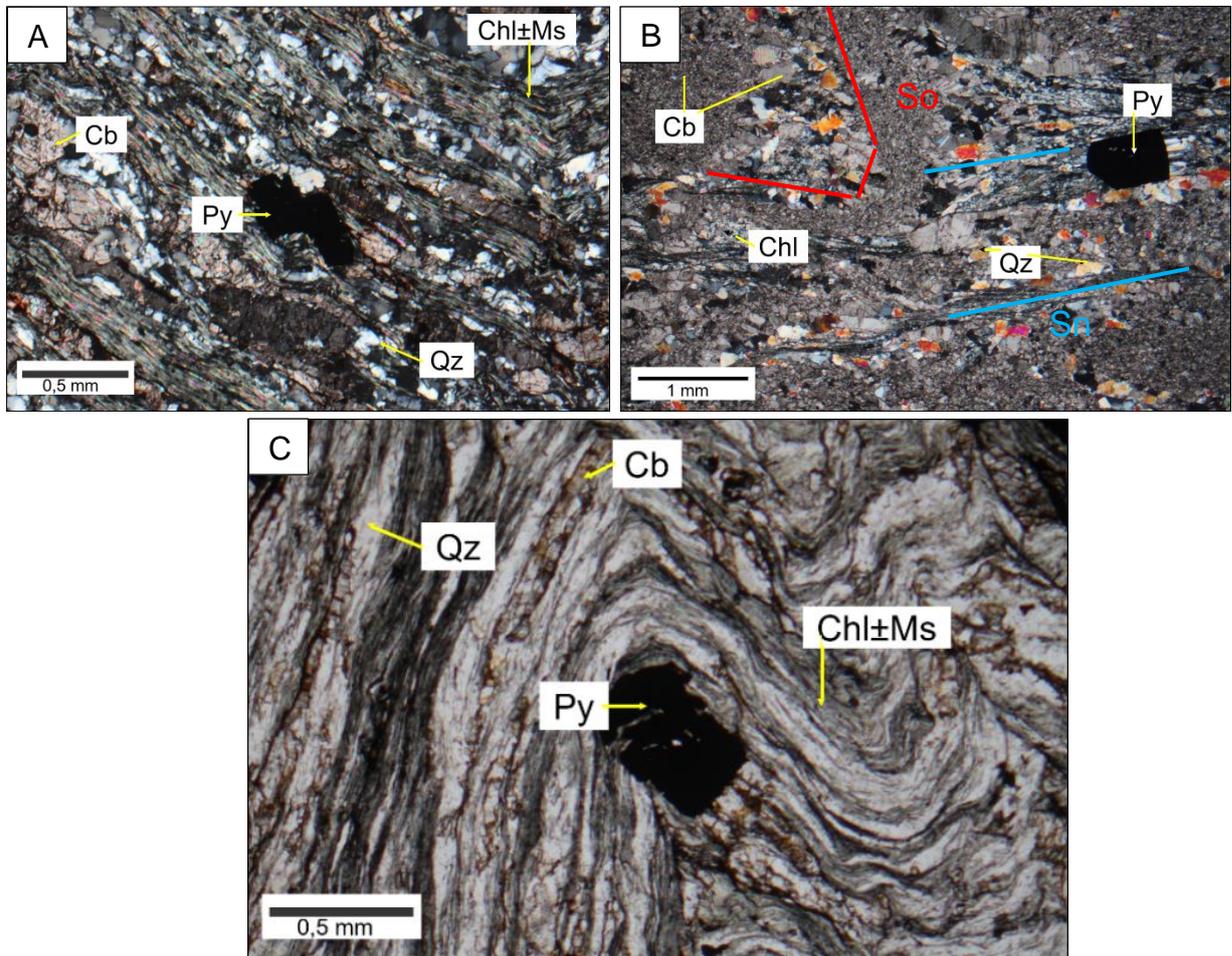


Figura 5.18 - Formação de pirita em momentos tectônicos distintos: (A) Fotomicrografia de metapelito carbonático com cristal de pirita aparentemente sin-tectônico a Dn, mostrado pela sua forma paralela a foliação principal e dobrada por fases pós-Dn (MIG 22 C); (B) Fotomicrografia de mármore impuro com cristal de pirita sin-tectônico a Dn, indicado pela sombra de pressão de quartzo (MIG 01); (C) Fotomicrografia de xisto carbonoso com cristal de pirita tardi a pós-tectônico a Dn, mostrado pela trilha de inclusão dobrada dentro do cristal (MIG 22 B). FOTOMICROGRAFIAS: C: polarizadores paralelos; A-B: polarizadores cruzados.



impuro é constituído de calcita (78%), quartzo (13%), clorita (5%), muscovita (3%), pirita (1%). O *metachert* é formado principalmente por quartzo com um pouco de matéria carbonosa fina, mas ele apresenta bandas ricas em siderita e muscovita (Fig. 5.17 b-c). Nessas bandas pobres em quartzo se encontram também pirita, pentlandita e hematita. A formação ferrífera bandada é do tipo misto, incluindo: fácies carbonática, óxido e sulfeto. Apresenta bandas ricas em quartzo (\pm siderita \pm muscovita \pm pirita) e bandas ricas em minerais ferrosos (siderita \pm magnetita \pm pirita), com albita e muscovita subordinadas. Para maiores detalhes, ver as descrições individuais dos diferentes litotipos nas seções subsequentes. Em testemunhos de sondagem são observadas diversas evidências de brechação e sulfetação ao longo de diferentes níveis estratigráficos próximos à antiga mina (Fig. 5.19). No entanto, a mineralização aurífera

encontra-se restrita a níveis estreitos: entre a profundidade 140 e 141 m no furo STO-006 e nos intervalos entre 204,5 e 205,5 m e entre 206 a 207 m no furo STO-011.

Figura 5.19- Exemplos de sulfetação e brechação nos testemunhos de sondagem: (A) Amostra de testemunho de sondagem mostrando vênula sulfetada, com dispersão de sulfetos preferencialmente ao longo de bandas ricas em carbonato a partir da fratura principal (Furo STO-006); (B) Muscovita-biotita-clorita-quartzo xisto brechado (Furo STO-023); (C) Porfiroblastos de pirita (até 1,5 cm) associados a sombra de pressão de carbonato em pequeno horizonte de muscovita-clorita-quartzo xisto (Furo STO-011).

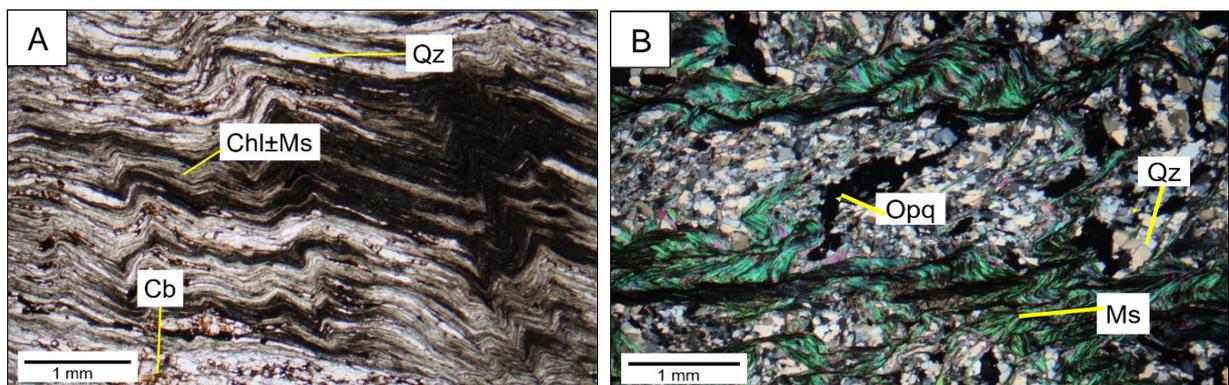


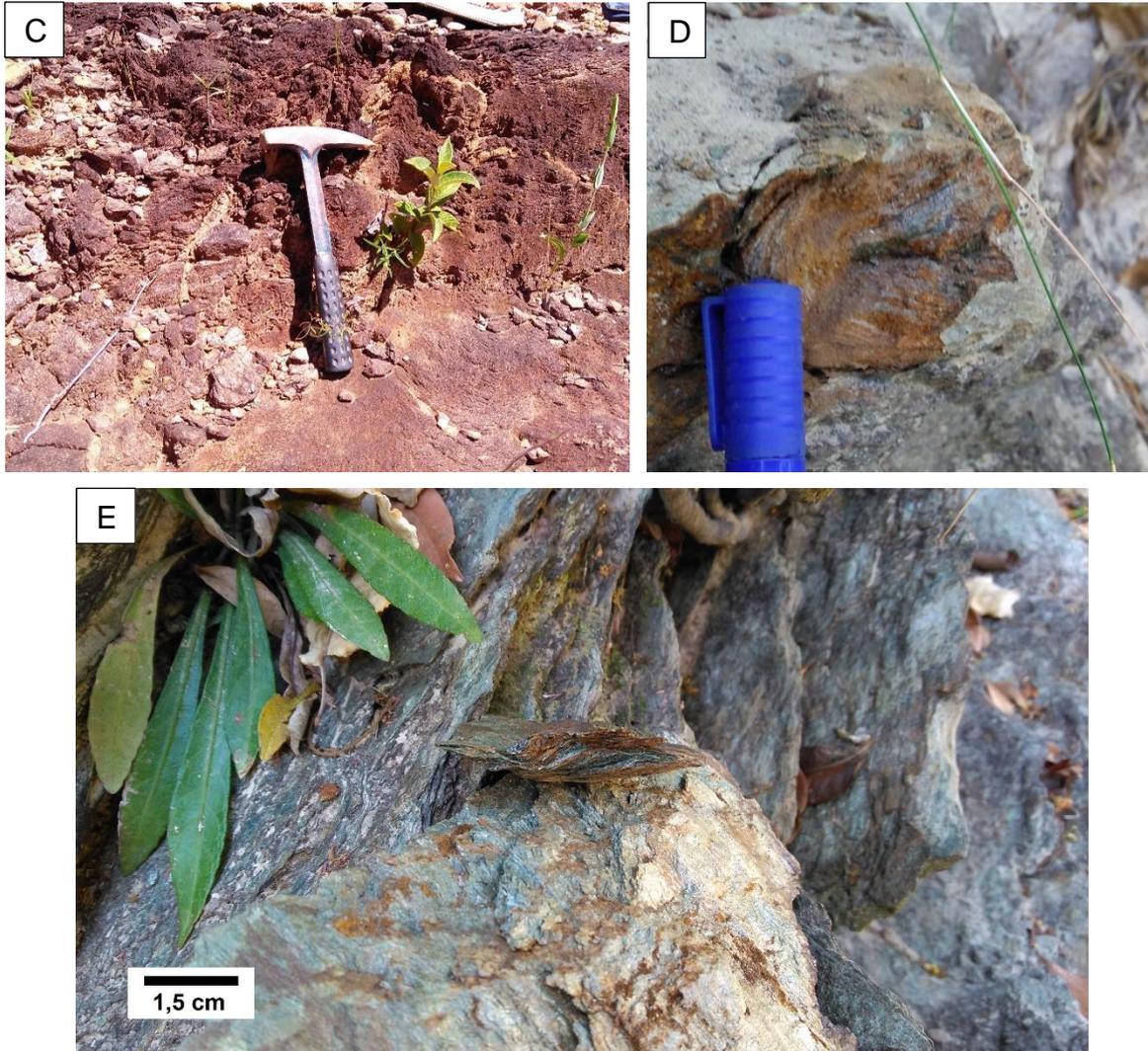
5.5.1.1. Metapelitos

Os metapelitos são compostos principalmente de clorita, muscovita e quartzo em quantidades variáveis. Além desses minerais, também podem ocorrer carbonato, magnetita e matéria carbonosa, que dão origem aos diferentes subtipos. São rochas finas, foliadas, frequentemente com crenulação e as mais abundantes na porção mapeada da Sequência Inferior. Essas rochas, quando frescas, costumam ser acinzentadas, mas localmente são esverdeadas devido ao hidrotermalismo com muscovita e/ou fuchsitá/roscocelita. Quando alteradas, essas rochas ficam com cores avermelhadas e com pontuações laranjas onde o carbonato foi alterado (Fig. 5.20 d-e). Próximo à mineralização, frequentemente ocorre pirita. Em lâmina delgada, essas rochas apresentam um bandamento composicional, com bandas ricas em micas (clorita e muscovita \pm matéria carbonosa) e bandas quartzosas (\pm carbonatos), como mostrado na Fig. 5.20 a.

Os principais litotipos (Fig. 5.20) são (1) carbonato-muscovita-quartzo-clorita xisto carbonoso constituído por clorita (40-48%), quartzo (25-35%), carbonato (10%), muscovita (3-15%), pirita (1%), matéria carbonosa (3-10%) e outros opacos (traços); (2) muscovita-clorita-quartzo xisto cuja mineralogia é dada por quartzo (55%), clorita (37%), muscovita (5%), opacos, além de zircão e rutilo como principais minerais acessórios; (3) muscovita-quartzo xisto constituído de quartzo (54%), muscovita (26%), opacos (20%) e zircão, turmalina e rutilo como minerais acessórios; (4) muscovita-clorita-quartzo xisto carbonoso composto de quartzo (57%), clorita (35%), muscovita (5%), opacos – matéria carbonosa e óxidos de ferro (3%), além de zircão formando halo pleocroico na clorita.

Figura 5.20- Exemplos de metapelito do GBF: (A) Fotomicrografia de carbonato-muscovita-clorita-quartzo xisto carbonoso crenulado por fase pós-foliação principal (MIG 299); (B) Fotomicrografia de muscovita-quartzo xisto exibindo a feição de clivagem de crenulação apertada da foliação principal (MIG 248); (C) Afloramento de muscovita-clorita-quartzo xisto com coloração avermelhada devido à alteração de clorita (MIG 404); (D) Clorita-quartzo xisto mostrando a alteração alaranjada de carbonatos (MIG 335); (E) Afloramento de clorita-quartzo xisto carbonático (MIG 328). FOTOMICROGRAFIAS A: polarizadores paralelos; B: polarizadores cruzados.

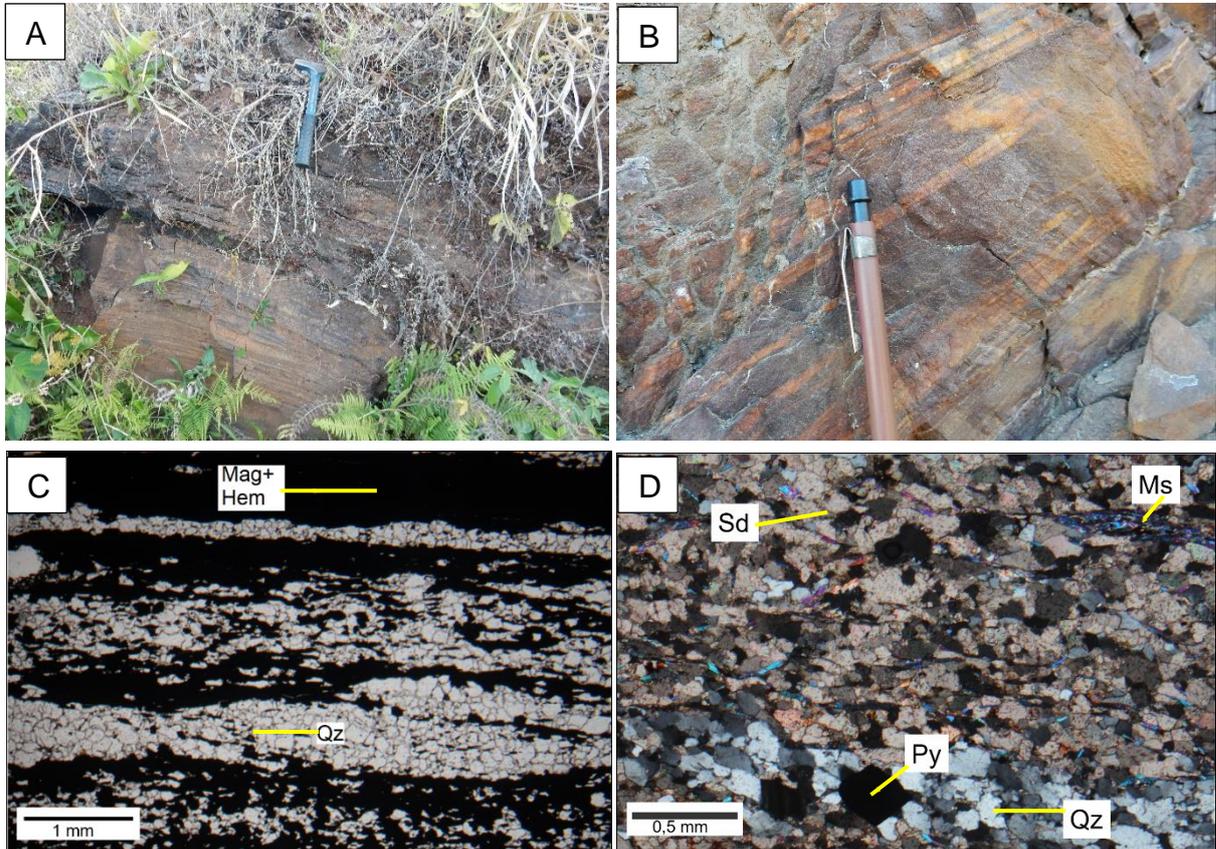




5.5.1.2. Formação Ferrífera Bandada

As camadas de BIF mapeadas apresentam cerca de 2-3 m de espessura. O BIF geralmente é de fácies óxido, porém na cava da Sertão apresenta fácies carbonática (provavelmente alteração hidrotermal intensa propiciou a formação de siderita). A formação ferrífera de fácies carbonática (\pm óxido e sulfeto) foi encontrada na mina Sertão, com composição geral dada por siderita (60%), quartzo (30%), muscovita (5%), albita (3%), magnetita (2%), pirita (2%) e traços de calcopirita. Na formação ferrífera de fácies óxido, os principais constituintes são: quartzo (60-65%), óxidos de ferro (30-40%), muscovita (0-5%) e clorita (traços). Os óxidos de ferro são geralmente cristais de magnetita parcialmente substituída por hematita, por retrometamorfismo – Fig. 5.21.

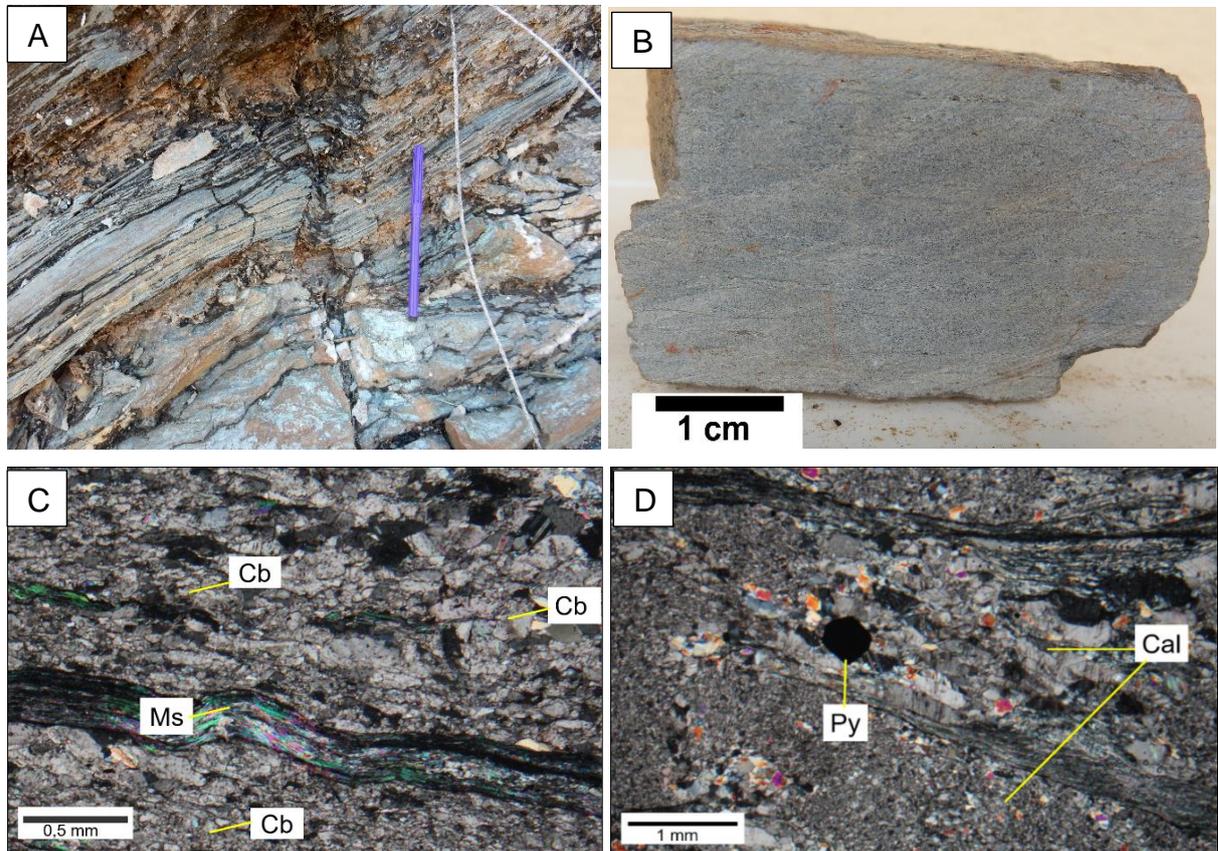
Figura 5.21- Exemplos de Formação Ferrífera Bandada: (A) Afloramento de BIF (MIG 35); (B) Afloramento de BIF na mina Sertão, exibindo dobras isoclinais, com foliação principal na posição plano-axial; (C) Fotomicrografia de BIF com bandas claras ricas em quartzo e bandas escuras ricas em magnetita (centro dos cristais) e hematita (bordas dos cristais) (MIG 139). (D) Fotomicrografia de formação ferrífera da mina Sertão de fácies carbonática, sulfeto e óxido exibindo siderita, pirita e magnetita (essa última não mostrada na imagem) (MIG 22F). FOTOMICROGRAFIAS C: polarizadores paralelos; D: polarizadores cruzados.



5.5.1.3. Mármore impuro

O mármore impuro é constituído por porções ricas em carbonato intercaladas com lâminas ricas em minerais micáceos, como muscovita e clorita. Como pode ser visto na coluna estratigráfica (Fig. 5.16), há vários horizontes deste litotipo no topo da Sequência Metassedimentar Inferior. Costuma estar intercalado com metapelito, quartzito e formação ferrífera. Há uma boa exposição deste litotipo na mina Sertão. O mármore impuro é constituído de carbonato (85-80%), quartzo (15-9%), muscovita (5%), matéria carbonosa (1%), pirita (1%) – Fig. 5.22. No mármore da mina Sertão, também ocorrem calcopirita e pentlandita. O carbonato é majoritariamente calcita, com uma quantidade ínfima de Mg e Fe (na amostra MIG 01).

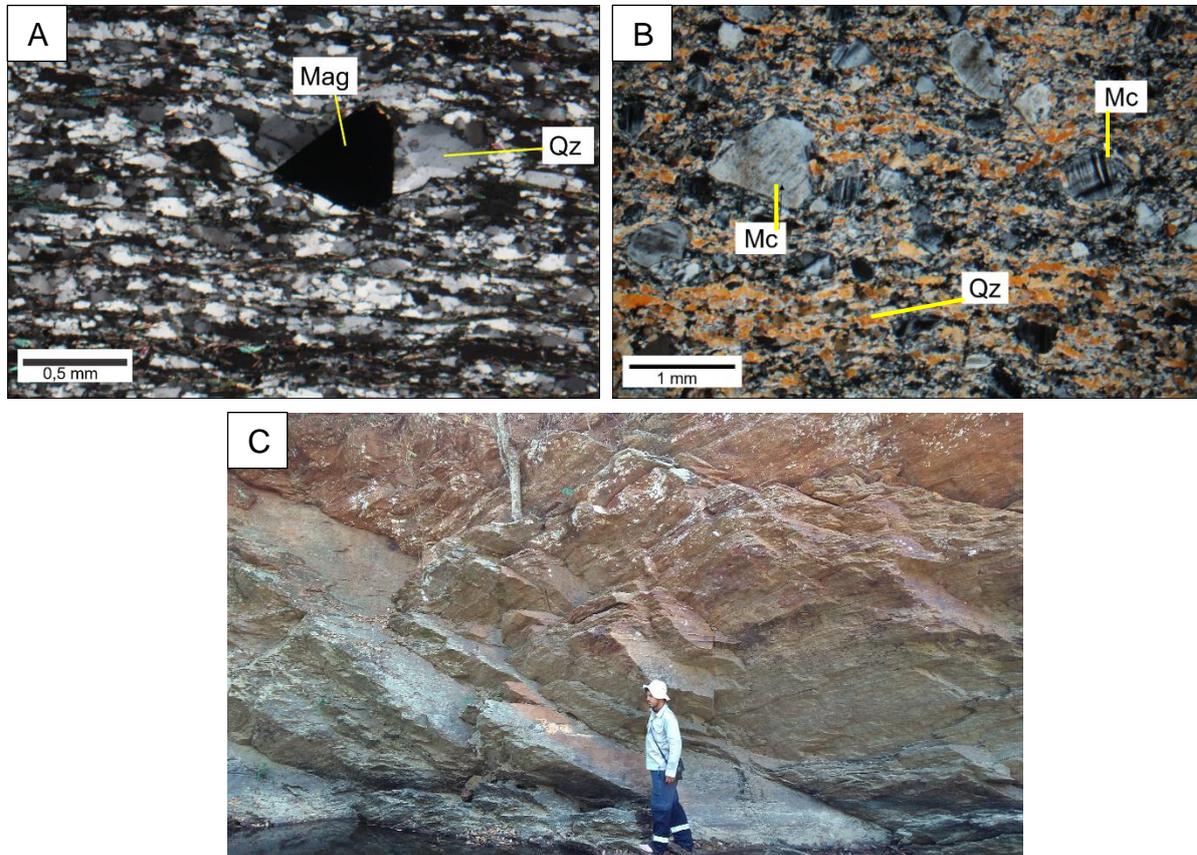
Figura 5.22- Exemplos de mármore impuro no GBF: (A) Afloramento de mármore impuro na mina Sertão (MIG 01); (B) Amostra de mármore impuro da mina Sertão (MIG 22 E); (C) Fotomicrografia de mármore impuro mostrando uma lâmina de muscovita intercalada na porção carbonática (MIG 22 F); (D) Fotomicrografia de mármore impuro com cristais de calcita fina e calcita de até 0,5 mm (MIG 01); FOTOMICROGRAFIAS C-D: polarizadores cruzados.



5.5.1.4. Quartzito

O quartzito forma afloramentos com cerca de 2-3 m de altura que às vezes alcançam até 10 m (Fig. 5.23 c). Há a ocorrência de camadas de quartzitos micáceos, carbonosos e feldspáticos em meio ao pacote de metapelitos. Algumas dessas camadas foram individualizadas no mapa geológico (Fig. 5.1). Muscovita é um mineral comum e frequentemente marca a foliação e a lineação mineral. O quartzito micáceo se trata de turmalina-muscovita-quartzito com magnetita cuja mineralogia é dada por quartzo (72%), muscovita (20%), turmalina (5%) e magnetita formando porfiroblastos de até 1 mm (3%) – Fig. 5.23 a. O quartzito feldspático, corresponde a meta-arcóseo, é constituído de quartzo (50-80%), muscovita (1-27%), porfiroclastos de microclínio de até 2 mm (20%), biotita (0-5%), opacos (0-3%) - Fig. 5.23 b. O quartzito carbonoso é composto por quartzo (90%), matéria carbonosa (6%), muscovita (3%), magnetita (1%). Os principais minerais acessórios são zircão e pirita.

Figura 5.23- Exemplos de quartzito da Sequência Metassedimentar Inferior: (A) Muscovita quartzito com porfiroblastos de magnetita (MIG 319); (B) Quartzito feldspático mostrando porfiroclastos de microclínio de até 1 mm. Os grãos de microclínio são sedimentares em contraste com os grãos de quartzo que foram fortemente recristalizados. O quartzo exibe cor de interferência amarela por ser uma lâmina grossa (MIG 29); (C) Afloramento de quartzito no Rio Ferreira (MIG 318). FOTOMICROGRAFIAS A-B: polarizadores cruzados.

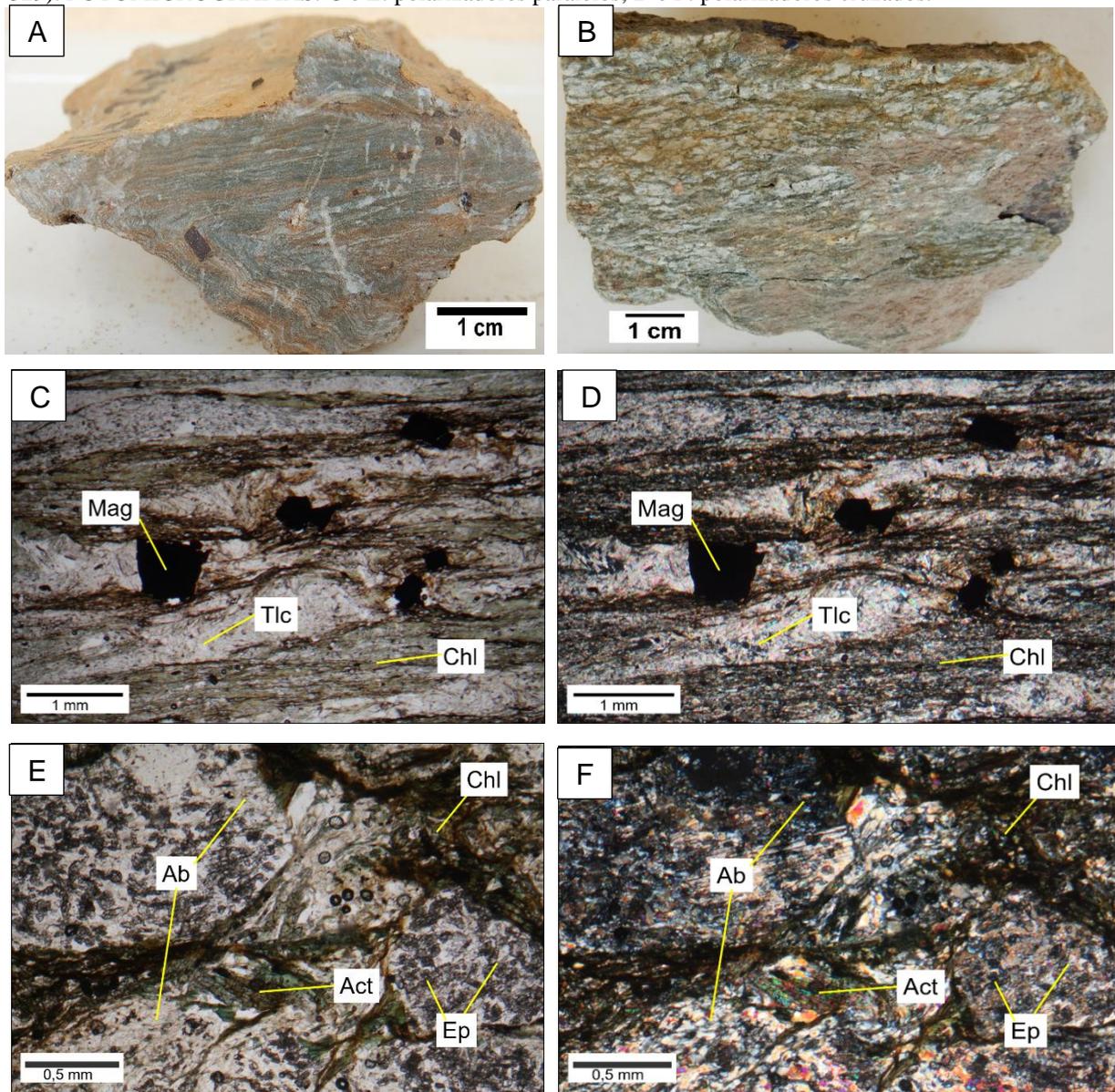


5.5.1.5. Corpos Metamáficos e Metaultramáficos

Foram encontradas rochas metamáficas e metaultramáficas inseridas no pacote metassedimentar inferior. A foliação desses corpos é concordante com a foliação geral das rochas metassedimentares próximas, sugerindo que já estavam inseridos na sequência durante a deformação principal. São corpos próximos e pequenos, com cerca de 200 m de comprimento. Estima-se que o corpo metaultramáfico tenha cerca de 60 m de espessura e o corpo metamáfico tenha 45 m. Estão inseridos no pacote de metapelitos, entre a camada de quartzito carbonoso e a camada de quartzito feldspático próximo ao Rio Ferreira. Não foi possível estabelecer se são geneticamente relacionados. No corpo metaultramáfico, identificou-se clorita xisto e tremolita-clorita-talco xisto com magnetita. O tremolita-clorita-talco xisto (Fig. 5.24 a,c,d) com magnetita é composto por talco (40%), clorita (35%), actinolita-tremolita (23%), óxidos de ferro (2%) – magnetita e hematita sendo alteradas para limonita - e traços de pirita, em geral alterada para

limonita (com inclusão pontual de barita). A rocha metamáfica é actinolita-clorita-albita xisto (Fig. 5.24 b,e,f) em que o plagioclásio original forma porfiroclastos de até 2,5 mm. O plagioclásio mostra-se saussuritizado, gerando albita, epídoto e clinzoisita. Sua composição mineralógica é dada por albita (46%), clorita (27%), actinolita (16%), epídoto (7%) e clinzoisita (4%).

Figura 5.24 - Corpos metamáficos e metaultramáficos inseridos na Sequência Metassedimentar Inferior: (A) Amostra de tremolita-clorita-talco xisto com magnetita (MIG 244); (B) Amostra de actinolita-clorita-plagioclásio xisto (MIG 329); (C-D) Fotomicrografia de tremolita-clorita-talco xisto com porfiroblasto de magnetita. As porções claras correspondem a micrólitons da clivagem de crenulação apertada, relacionada à foliação principal (MIG 244); (E-F) Fotomicrografia de porfiroclasto de plagioclásio saussuritizado com inclusões de epídoto (MIG 329). FOTOMICROGRAFIAS: C e E: polarizadores paralelos; D e F: polarizadores cruzados.



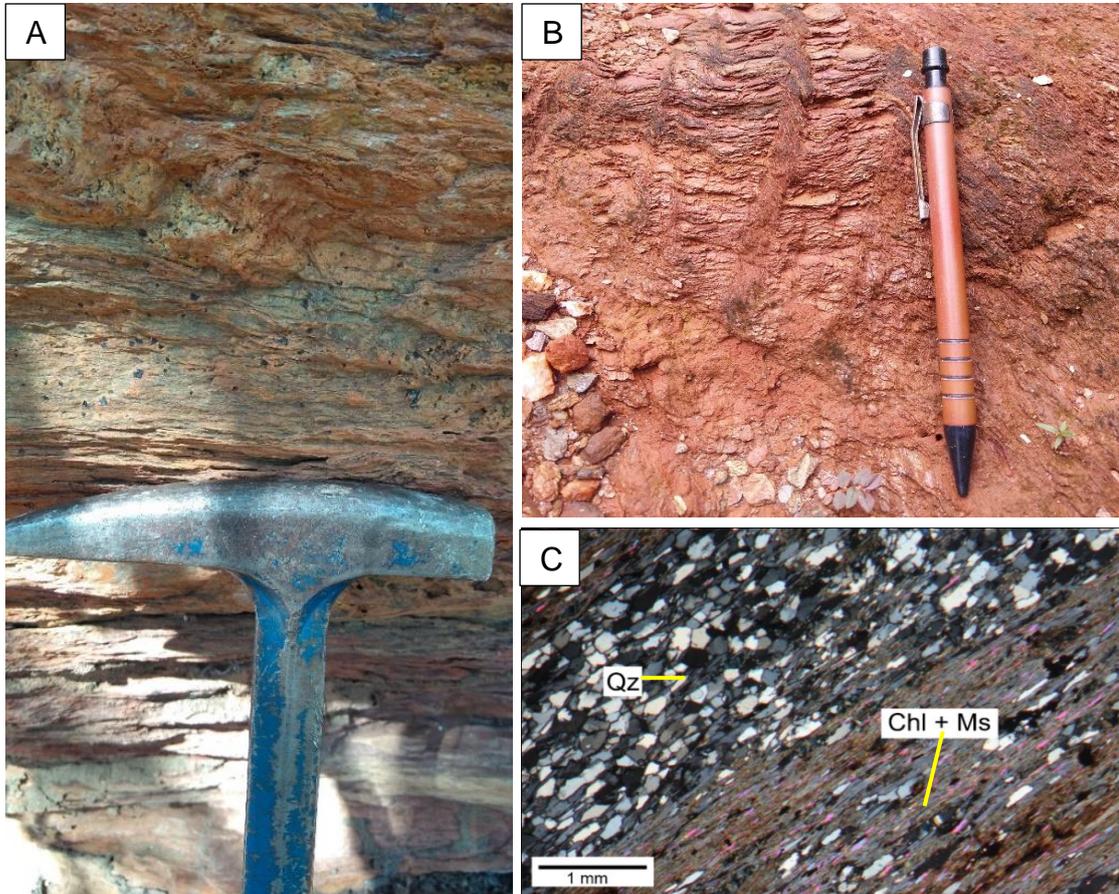
5.5.2. Sequência Metassedimentar Superior

As rochas da base dessa sequência sustentam as principais serras do GBF na área de estudo. Essa sequência pode ser subdividida em uma porção inferior majoritariamente detrítica e uma porção superior que apresenta rochas metassedimentares detríticas e químicas (Fig. 5.2). A porção inferior tem cerca de 960 m e é composta de muscovita-(clorita)-quartzo xisto com alguns níveis métricos de quartzito e raras intercalações de formação ferrífera bandada. A porção superior apresenta um pacote de rochas químicas (~250 m de espessura) representado por mármore, mármore impuro e *metachert* (bandas centimétricas dentro do pacote de mármore) interdigitados com (clorita)-muscovita-quartzo xisto. Sobreposto ao pacote de mármore e (clorita)-muscovita-quartzo xisto há uma ocorrência de quartzito com cerca de 230 m de espessura. Estima-se para a área exposta da Sequência Metassedimentar Superior, incluindo as duas porções, uma espessura de cerca de 1440 m. A proporção em área dos litotipos seria cerca de 80% para muscovita-(clorita)-quartzo xisto da sequência detrítica e a sequência química e o quartzito ocupariam o 20% restante.

5.5.2.1. Metapelito

São xistos compostos por clorita, muscovita e quartzo como minerais principais e turmalina, magnetita e carbonato como minerais acessórios. Diferem-se das rochas da sequência inferior pela maior quantidade de quartzo e muscovita e menor de carbonato e clorita. É comum a formação de laterita sobre essas rochas. Eventualmente apresentam textura porfiroblástica quando há magnetita (Fig. 5.25 a). Quando essas rochas se alteram, frequentemente apresentam coloração avermelhada (Fig. 5.25 b) ou arroxeadas. Os litotipos amostrados e analisados ao microscópio foram: (1) muscovita-quartzo xisto com magnetita composto de quartzo (50%), muscovita (38%), porfiroblastos de magnetita parcialmente alterados para hematita (5%), limonita formando pseudomorfos sobre algum outro mineral ferroso (5%) e biotita (2%); (2) muscovita-clorita-quartzo xisto (Fig. 5.25 c) constituído de quartzo (44%), clorita (41%), muscovita (11%), opacos (4%), além de zircão e turmalina como minerais acessórios; e (3) muscovita-quartzo xisto que é caracterizado por quartzo (57%), muscovita (40%), opacos (3%) e traços de turmalina e zircão.

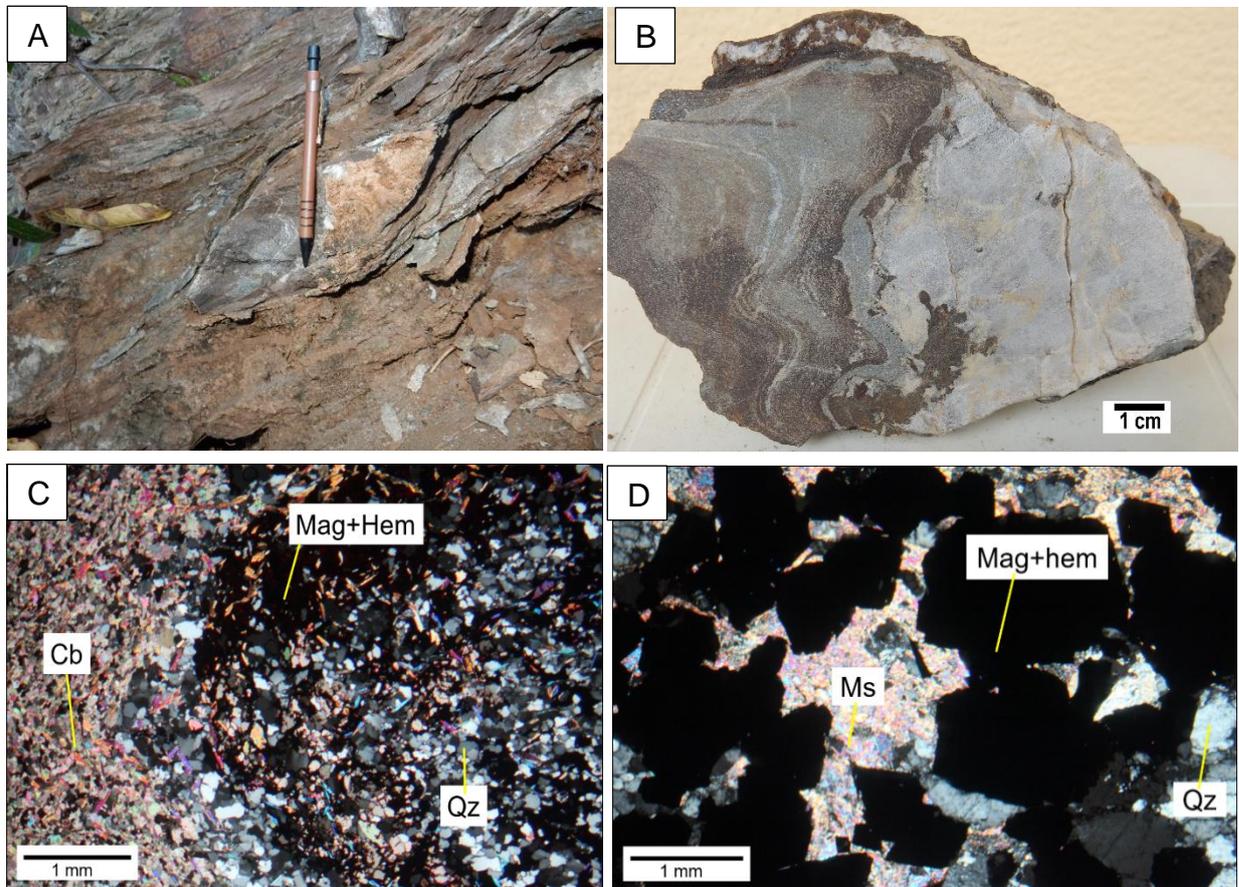
Figura 5.25 - Exemplos de metapelitos da Sequência Metassedimentar Superior: (A) Afloramento de muscovita-quartzo xisto com porfiroblastos de magnetita e porções claras ricas em quartzo e magnetita (MIG 120); (B) Afloramento de muscovita-clorita quartzo xisto mostrando alteração típica avermelhada (MIG 57); (C) Fotomicrografia com polarizadores cruzados de muscovita-clorita-quartzo xisto com a foliação marcada pelos minerais micáceos e pela forma alongada dos cristais de quartzo (MIG 05).



5.5.2.2. Formação Ferrífera Bandada

As camadas de BIF encontradas são centimétricas e de ocorrência restrita. Ocorrem em meio ao pacote de xistos, por vezes até mesmo formando *boudins* (Fig. 5.26 a). São BIFs de fácies óxido (Fig. 5.26 b). Uma das ocorrências de BIF apresenta carbonato (o tipo não foi determinado), em local onde todos os litotipos foram afetados por forte carbonatação (Fig. 5.26 c). Os óxidos de ferro são magnetita e hematita, frequentemente hematita forma pseudomorfos sobre a magnetita, sendo que resquícios desta última ficam preservados. Essas rochas são compostas de quartzo (25-50%), óxidos e hidróxidos de ferro, (inclui magnetita, hematita e limonita) (35-45%), carbonato (0-25%) e muscovita (5-15%).

Figura 5.26 - Formação ferrífera bandada da Sequência Metassedimentar Superior: (A) Camada de BIF boudinada e dobrada inserida em clorita-quartzo xisto (MIG 32); (B) Detalhe da amostra da fotografia anterior mostrando o bandamento composicional dobrado (MIG 32 A); (C) Fotomicrografia de BIF com bandamento composicional dobrado. Os opacos são magnetita alterada para hematita (MIG 32 A). (D) Fotomicrografia de BIF com granulação grossa (MIG 56); FOTOMICROGRAFIAS B-C: polarizadores cruzados.



5.5.2.3. Muscovita-quartzo xisto interdigitado com rochas químicas

Sobreposta à sequência de metapelito, descrita no item 5.5.2.1, ocorre um pacote de muscovita-quartzo xisto interdigitado com mármore, mármore impuro e de *metachert*. O *metachert* ocorre geralmente como bandas centimétricas dentro do pacote de mármore. O mármore forma blocos com cerca de 2 m *in situ* bastante espaçados entre si. A composição do mármore é dada por carbonato (84-94%), muscovita (1-15%), clastos de albita (0-5%), e quartzo (1%) - Fig. 5.27. O muscovita-quartzo xisto tem composição majoritariamente dada por quartzo (57%) e muscovita (43%). Os principais minerais acessórios são magnetita, opacos (não determinados), turmalina e zircão (Fig. 5.28).

Figura 5.27- Exemplos de rochas do pacote de mármore: (A) Afloramento de mármore (de cor cinza/azul) com finas camadas de *metachert* intercaladas (de cor branca) (MIG 287); (B) Afloramento de mármore impuro (MIG 129); (C) Fotomicrografia mostrando camadas carbonáticas intercaladas com *metachert* (MIG 287); (D) Fotomicrografia de mármore impuro com camadas de muscovita fina (MIG 128); (E) Fotomicrografia de mármore com clastos de albíta (MIG 74). FOTOMICROGRAFIAS C-E: com polarizadores cruzados.

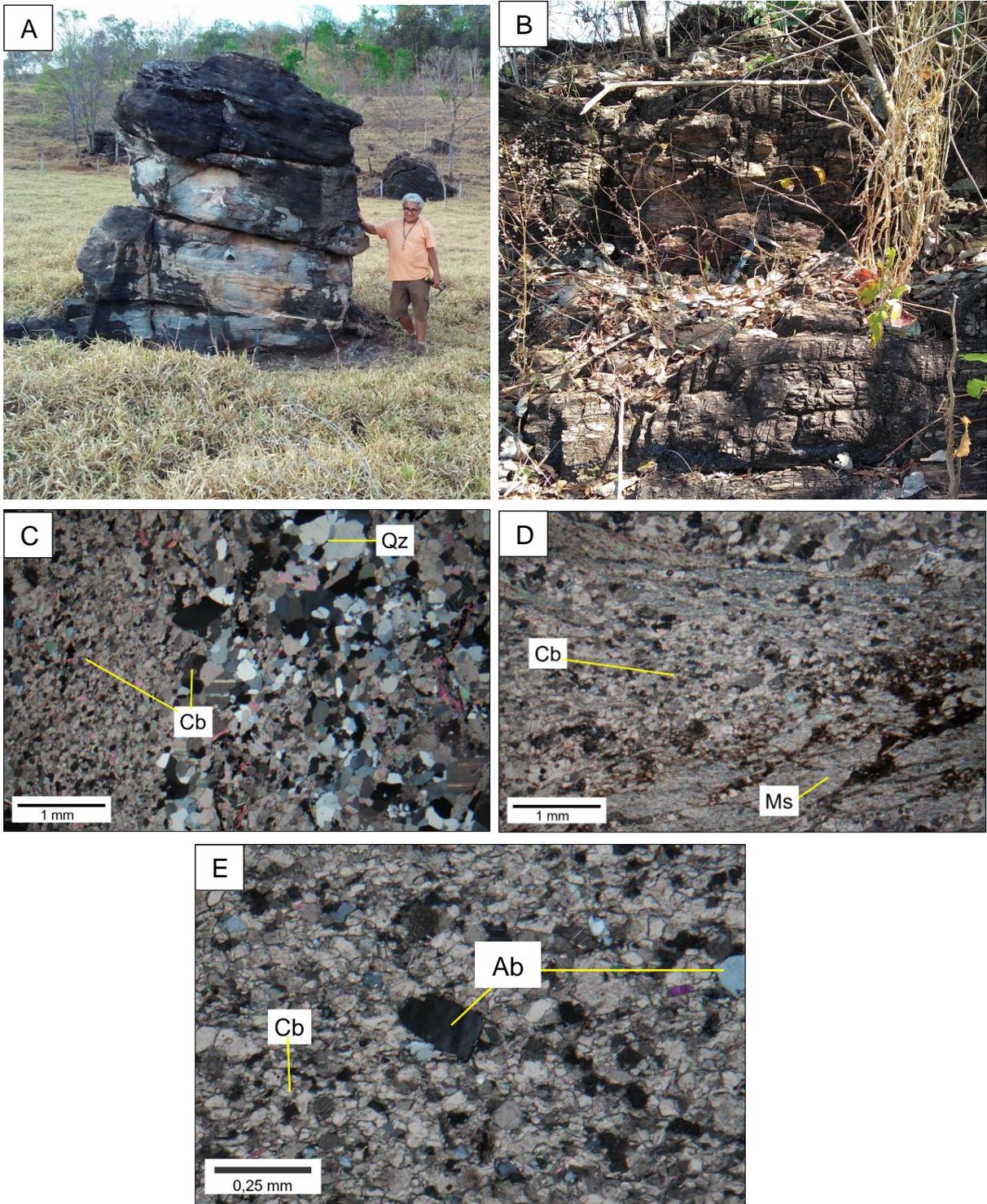
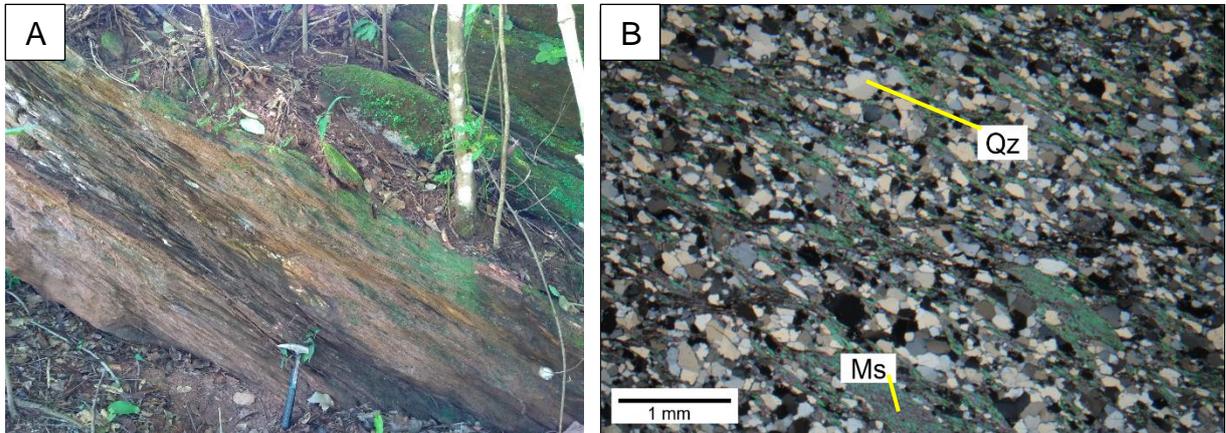


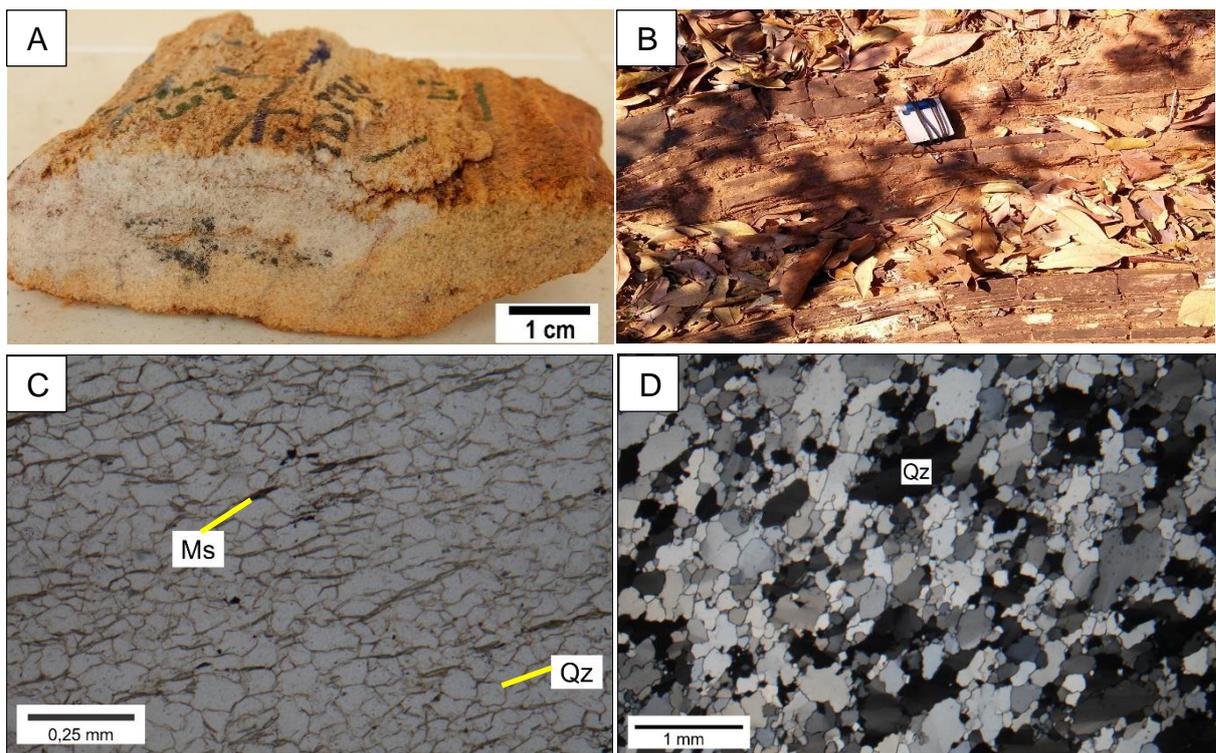
Figura 5.28 – Exemplos de rochas do pacote de muscovita-quartzo xisto da Sequência Metassedimentar Superior: (A) Afloramento de muscovita-quartzo xisto com magnetita (MIG 396); (B) Fotomicrografia com polarizadores cruzados de muscovita-quartzo xisto (MIG 197).



5.5.2.4. Quartzito

O quartzito forma uma camada de cerca de 230 m de espessura sobreposta ao pacote de muscovita-quartzo xisto interdigitado com pacote de rochas químicas. Esse quartzito usualmente não é puro, apresentando também opacos, muscovita esverdeada e incolor e carbonato. O fato dessas rochas não serem tão puras faz com que se considere que essa camada tenha uma origem detrítica e não química. O quartzito é composto de quartzo (91-94%), muscovita (0-7%), opacos (2-6%) e carbonatos (0-4%) – Fig. 5.29.

Figura 5.29- Exemplos de quartzito da Sequência Metassedimentar Superior: (A) Amostra de quartzito micáceo (MIG 273); (B) Afloramento de quartzito mostrando forte bandamento (MIG 203); (C) Fotomicrografia com polarizadores paralelos de muscovita quartzito (MIG 71); (D) Fotomicrografia com polarizadores cruzados de quartzito com cristais médios a grossos, mostrando extinção ondulante (MIG 273).



6. Metamorfismo

Este trabalho não tem como objetivo descrever o metamorfismo dos domínios estudados. No entanto, será apresentada uma síntese para registrar as principais feições referentes ao metamorfismo observadas ao longo do trabalho de petrografia.

6.1. Complexos Uvá e Caiçara

A composição das rochas gnáissicas tonalítica e granodiorítica não é adequada para fornecer paragêneses diagnósticas para o metamorfismo. Porém, os anfibolitos associados permitem identificar a associação mineral Hornblenda + Albita + Epídoto que indica temperatura de cerca de 550°C (segundo a grade CNMASH de Winter, 2001). Como a paragênese Albita + Epídoto é retrometamórfica, então as condições de metamorfismo devem ter sido pelo menos de fácies anfibolito médio. A presença de feições migmatíticas encontradas localmente em gnaiss sugerem que pode alcançar fácies anfibolito superior. Esse metamorfismo estaria associado a formação da foliação principal do Complexo Caiçara, cuja deformação foi interpretada como sendo anterior à deformação presente nos *greenstone belts*. Assim, entende-se que esse metamorfismo seria, portanto, anterior ao dos *greenstone belts*. A conclusão de que o metamorfismo seria pelo menos de fácies anfibolito médio está em conformidade com o que Jost et al. (2005) descreve para o Complexo Uvá.

6.2. Rochas metaultramáficas do *greenstone belt* Serra de Santa Rita

As rochas metaultramáficas apresentam associações minerais:

Talco + Mg-Clorita + Tremolita ± Carbonato (não determinado) ± Magnetita

Mg-Clorita + Tremolita + Talco + Opacos

Mg-Clorita ± Opacos ± Apatita (Clorititos)

Tremolita-actinolita ± Opacos (Tremolititos)

Clorita magnesiânica em rochas ultramáficas é estável em condições de metamorfismo de grau baixo a alto (até 700-750°C) (WINKLER, 1976; WINTER, 2001). No sistema CMSH, a formação da tremolita ocorre segundo a reação Diopsídio + Antigorita = Forsterita + Tremolita + Água, a uma temperatura de cerca de 530°C. A tremolita permanece estável sob um intervalo de temperatura considerável até a sua desestabilização com a formação de diopsídio e enstatita a uma temperatura de 800°C. Já o aparecimento do talco se dá com a reação Antigorita =

Forsterita + Talco + Água a uma temperatura de cerca de 500-570°C (dependente da pressão) e o seu desaparecimento se dá em cerca de 600-670°C com a reação Talco + Forsterita = Enstatita + Água ou Talco + Forsterita = Antofilita + Água sob pressões mais baixas (WINTER, 2001). No entanto, a utilização do sistema CSMH é um pouco inadequada por que as reações descritas aqui implicam a presença de forsterita na paragênese mineral, e esse mineral não foi encontrado. Isso pode ser explicado pela adição de sílica e água de processos metassomáticos. Além disso, a adição de CO₂ no metamorfismo de rochas ultramáficas afeta a estabilidade do sistema. Mesmo com todas essas incertezas, entende-se que o grau metamórfico dessas rochas seria de fácies xisto verde a anfíbolito inferior.

6.3. Rochas metassedimentares dos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita

As rochas metassedimentares do GBSSR apresentam assembleias minerais dadas por:

Muscovita + Quartzo ± Biotita ± Turmalina

Quartzo + Muscovita ± Albita ± Matéria carbonosa ± Opacos ± Turmalina

E as rochas da sequência metassedimentar do GBF são caracterizadas pela paragênese:

Quartzo + Muscovita + Clorita (± Magnetita ± Matéria Carbonosa ± Carbonatos ± Turmalina)

Quartzo + Muscovita (± Biotita ± Magnetita ± Turmalina)

A estabilidade da biotita nas rochas dos dois *greenstone belts* (observada inclusive nas duas sequências metassedimentares de Faina) e a ausência de granada indica que essas rochas alcançaram metamorfismo de fácies xisto verde zona da biotita.

6.4. Enxame de Diques Morro Agudo de Goiás

Tomazolli (1997) divide o enxame de diques em cinco grupos que incluem andesitos, diabásios (pouco metamorfizados) e rochas metaultramáficas como serpentinitos, talco xistos, anfibólitos xistos, metapiroxenitos e metaperidotitos. Dessa forma, neste trabalho, essas rochas de características distintas foram inseridas numa mesma unidade. As rochas metamáficas estudadas aqui ainda preservam a textura magmática e parte da sua paragênese primária, sendo que os minerais magmáticos estão parcialmente hidratados. Assim, a paragênese magmática que é constituída de plagioclásio + clinopiroxênio + ortopiroxênio ± opacos ± quartzo ± apatita, está parcialmente alterada. A hidratação dos piroxênios levou à formação de actinolita-tremolita, clorita e hornblenda. E a saussuritização do plagioclásio resultou na formação de

clinozoisita. Isso indica que essas rochas passaram por processos metamórficos de baixa temperatura com pouca ou nenhuma deformação associada, indicado pela preservação das estruturas e texturas originais da rocha.

Por outro lado, as rochas metaultramáficas apresentam uma paragênese completamente metamórfica dada por Talco + Clorita \pm Tremolita \pm Magnetita \pm Flogopita. Além disso, são rochas foliadas sem evidências de sua textura pretérita. Essa paragênese é semelhante a apresentada pelas rochas metaultramáficas do GBSSR e é estável em temperaturas de fácies xisto verde a anfibolito inferior.

6.5. Considerações finais

As rochas dos Complexos Caiçara e Uvá tiveram auge metamórfico de fácies anfibolito médio a superior, o que é evidenciado pelos litotipos máficos e feições migmatíticas nos gnaisses. Em vários locais, essas rochas foram intensamente deformadas gerando milonitos. Esses milonitos exibem texturas que evidenciam deformação a temperaturas de até 400°C (ver tópico 7.1.3). Já as rochas metaultramáficas basais do GBSSR exibem paragênese mineral de metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito. Alguns autores como Borges et al. (2017) e Kuyumjian e Jost (2006) deduziram o grau metamórfico dessas rochas ultramáficas através da paragênese metamórfica de metabasaltos intercalados com os metakomatiitos que mostram paragênese de fácies anfibolito inferior a xisto verde. Borges et al. (2017) descrevem a presença de rochas metamáficas com a paragênese Mg-Hornblenda + Albita \pm Epidoto, e concluem que essa paragênese mostra que a rocha alcançou fácies anfibolito e sofreu retrometamorfismo, evidenciado pela composição do plagioclásio e pela presença de outros minerais retrometamórficos presentes na rocha. A conclusão de que essas rochas teriam alcançado metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito inferior condiz com o que foi concluído aqui.

Em contrapartida, verificou-se que as rochas metassedimentares dos *greenstone belts* alcançaram metamorfismo de fácies xisto verde zona da biotita. No entanto, Resende (1999) descreve a presença de granada do tipo almandina em metapelitos das Formações Fazenda Cruzeiro (GBSSR) e Serra de São José (GBF), assim o ápice metamórfico alcançado seria de fácies xisto verde zona da granada. Durante o mapeamento feito pelos alunos da UNESP em 2013, foi identificada granada em metapelitos da porção norte do *greenstone belt* de Faina. Além disso, Souza (2016) identificou quartzito com cianita na porção central do *greenstone belt* de Faina, o que indica que pelo menos parte do metamorfismo ocorreu em regime bário intermediário. Dessa forma, entende-se que pode ter tido variação do metamorfismo ao longo do *greenstone belt* de Faina.

Borges (2016) sugere que a diferença no grau metamórfico entre as rochas metavulcânicas e as metassedimentares seria uma evidência de que o metamorfismo de fácies anfibolito foi arqueano e que o evento metamórfico de menor grau tenha sido posterior. Nos complexos granito-gnáissicos identifica-se uma foliação vertical, que seria a principal desses domínios, ausente nos *greenstone belts* (mais detalhes no Capítulo 7). Assim, especula-se que a geração dessa foliação principal verticalizada poderia estar associada a esse metamorfismo arqueano. No entanto, falta a identificação clara dessa foliação nas rochas vulcânicas. Por outro lado, o pico do metamorfismo dos metassedimentos teria ocorrido posteriormente, durante o primeiro evento deformacional identificado nos *greenstone belts* (denominado neste trabalho de Dn-2), pois evidências em lâmina delgada sugerem que os minerais micáceos formados durante esse evento são mais grossos do que aqueles formados durante a deformação principal (Dn).

7. Caracterização Estrutural

Este capítulo descreve as estruturas tectônicas, definindo as fases de deformação associadas e propõe um modelo de evolução estrutural para a região. Os diferentes compartimentos litotectônicos apresentam padrões estruturais distintos, assim as fases de deformação serão tratadas separadamente para cada um deles.

7.1. Complexo Caiçara

As estruturas identificadas neste terreno permitem reconhecer pelo menos três fases de deformação principais: D_n, D_{n+1} e D_{n+2}. A Fase D_n é exclusiva dos Complexos Caiçara e Uvá, e é caracterizada por uma foliação pervasiva (S_n) de alto ângulo de mergulho (~60-70°), que difere da foliação principal observada no *greenstone belt* de Faina (~20-30°). A Fase D_{n+1} caracteriza-se por uma foliação menos frequente com baixo ângulo de mergulho (~20°) que é plano axial de dobras com eixo 340/5 que afetam a foliação S_n. As relações geométricas indicam que essa foliação S_{n+1} provavelmente se formou concomitantemente à foliação principal do GBF. A Fase D_{n+2} é identificada por crenulações e pela inflexão de S_n na Zona de Cisalhamento de Faina associada a milonitos de gnaiss com lineação de estiramento N-S.

7.1.1. Fase D_n

Esta fase foi a responsável pela estruturação principal do Complexo Caiçara, representada por uma foliação subvertical, cuja direção regional é NW com mergulho para SW e ângulo variando de 35° a vertical (Fig. 7.1 e 7.2 a-c). Localmente essa foliação muda de direção sob influência da Zona de Cisalhamento de Faina sofrendo uma inflexão para NE (Apêndice II – Mapa geológico e Fig. 7.2 a,d). Essa foliação é definida pelo bandamento composicional dos gnaisses, marcado pela variação da proporção quartzo/feldspato e mica e por veios pegmatíticos, paralelo a uma xistosidade dada pela orientação preferencial de cristais de feldspato, quartzo, biotita e muscovita, e, às vezes, hornblenda. Não foram encontradas dobras ou lineações minerais e de estiramento comprovadamente desta fase.

A granulação grossa e a paragênese de fácies anfíbolito indicam que essa estrutura representa a história de formação dos ortognaisses do embasamento e que deve ser anterior ao início da evolução tectônica dos *greenstone belts*. Os filonitos de gnaiss, descritos petrograficamente no Capítulo 5, ocorrem na maioria das vezes paralelos a foliação principal dos gnaisses, mesmo fora da Zona de Cisalhamento de Faina. O significado desses filonitos ainda não foi totalmente compreendido, mas eles podem ser pequenas zonas de cisalhamento

tardias em relação à evolução da foliação principal S_n ou a reativação da foliação principal durante a deformação do GBF.

Figura 7.1- Estruturas da fase Dn do Complexo Caiçara: (A) Afloramento de gnaiss alterado mostrando foliação - S_n : 70/55 (MIG 432); (B) Pequena crista de filonito de gnaiss próximo ao contato com o GBF, cuja atitude de S_n é 300/60 (MIG 100).

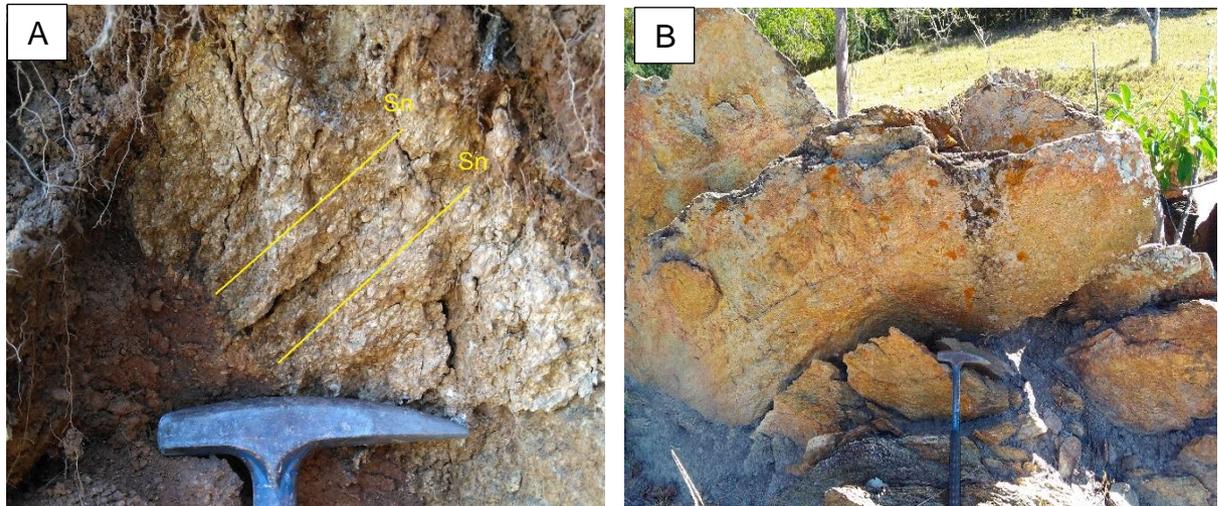
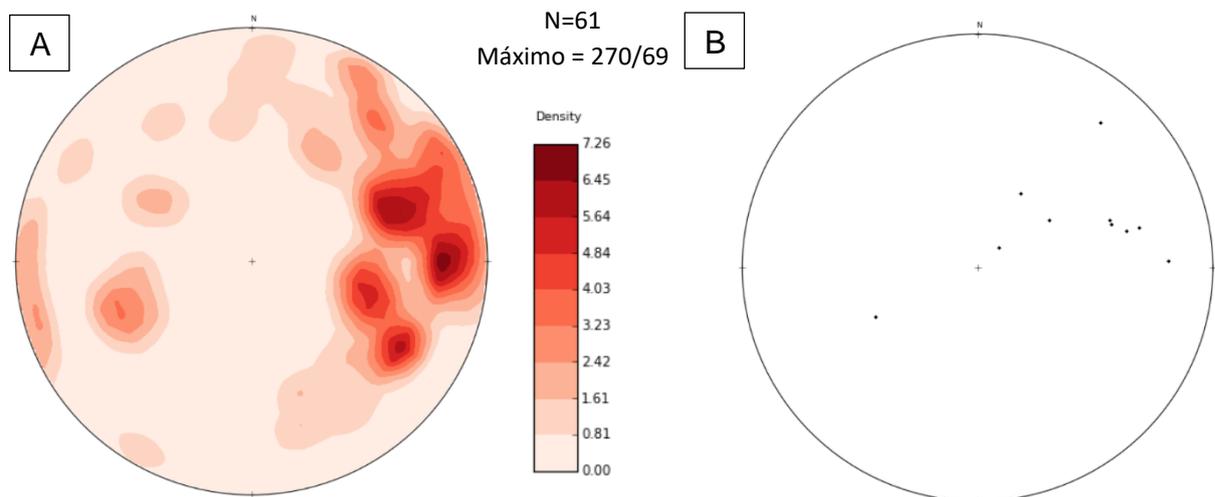
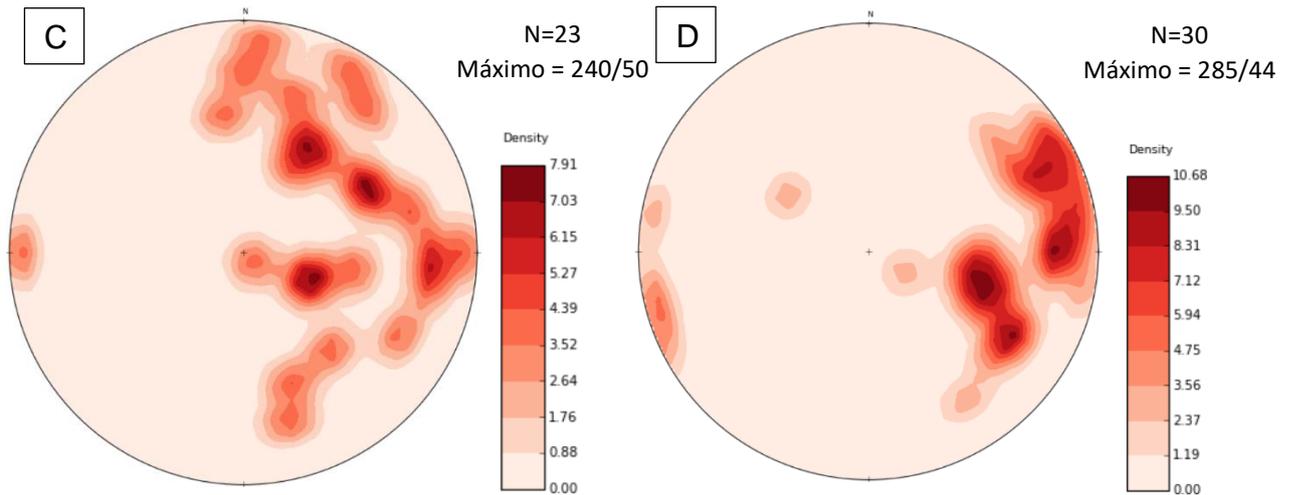


Figura 7.2- Estereogramas da fase Dn do Complexo Caiçara: (A) Estereograma com todas as medidas de foliação S_n no Complexo Caiçara. A atitude preferencial 270/69 é por causa da influência da Zona de Cisalhamento de Faina; (B) Estereograma com as medidas de foliação a norte dessa estrutura, com máxima densidade em 253/50 (10 medidas); (C) Estereograma mostrando as medidas de foliação a sul desta estrutura; (D) Medidas de foliação S_n na área de influência da Zona de Cisalhamento de Faina. Projeção equiárea de hemisfério inferior.





7.1.2. Fase Dn+1

A Fase Dn+1 é representada por uma foliação espaçada do tipo clivagem de crenulação, nas rochas mais micáceas (como os filonitos de gnaiss – Fig. 7.3 e 7.4). A superfície Sn+1 apresenta atitude preferencial de 300/16 (Fig. 7.3). Essa foliação é plano axial de dobras deitadas de eixo 340/5, que dobram a foliação Sn (ponto MIG 39, com foliação Sn: 248/70, localizado na região leste da área de estudo) (Fig. 7.4). A lineação de intersecção entre a foliação Sn e Sn+1 foi medida em dois locais, obtendo-se as atitudes 264/8 (no ponto 359, em que a foliação Sn é 180/30 e a foliação Sn+1 é 300/15) e 222/4 (no ponto 100, em que a foliação Sn é 310/60 e a foliação Sn+1 é 302/20), ambas medidas próximas ao contato com a porção SE do *Greenstone Belt* de Faina. Essa fase é equivalente a fase Dn do *Greenstone Belt* de Faina. Assim, a diferença entre o eixo da dobra, medida no ponto 39, e as lineações de intersecção provavelmente é devido à localização dos pontos e a atitude da foliação Sn.

Figura 7.3- Estereograma com as medidas de foliação Sn+1 com máxima densidade em 300/16. Total de 6 medidas. Projecção equiárea de hemisfério inferior.

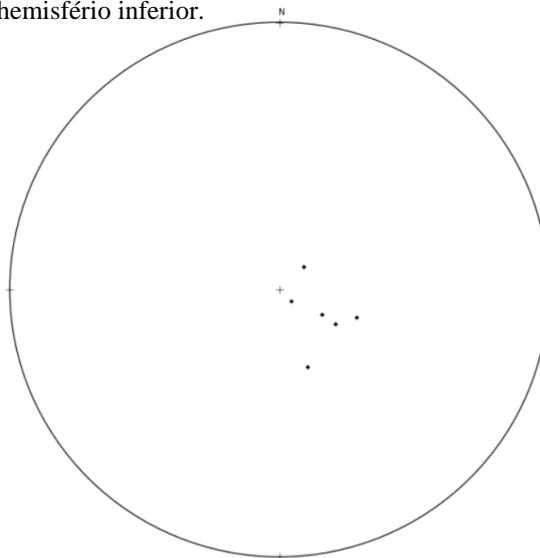
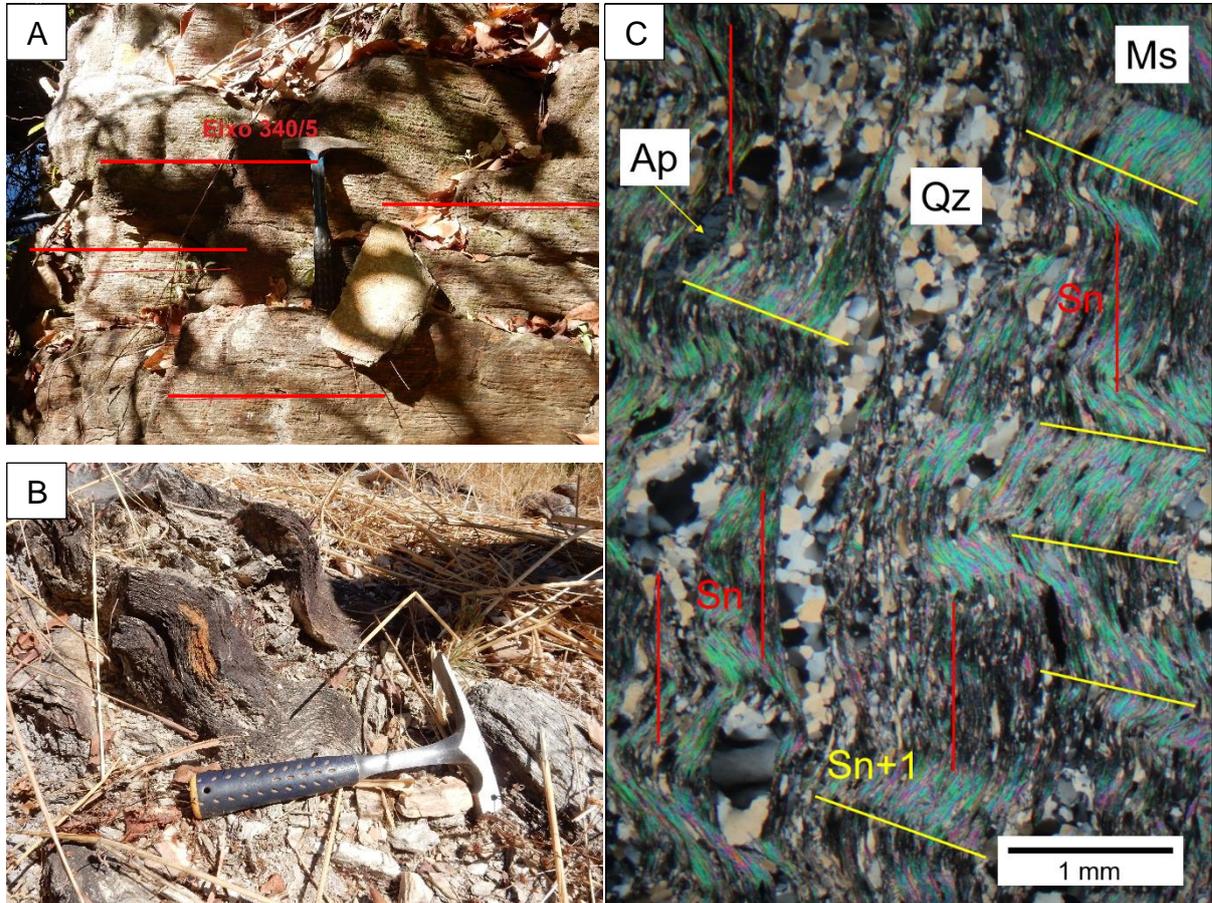


Figura 7.4- Estruturas da fase Dn+1 nos filonitos de gnaiss do Domínio Caiçara: (A) Foliação Sn (plano da foto paralelo ao plano da foliação) quase vertical (Sn: 248/70), mostrando lineação de crenulação de eixo 340/5 e plano axial 144/18 (MIG 39); (B) Dobras da mesma geração com plano axial 50/19 (próximo a MIG 39); (C) Fotomicrografia com polarizadores cruzados: foliação Sn (em vermelho) crenulada e a foliação Sn+1 (em amarelo), (MIG 39).



7.1.3. Fase Dn+2

Essa fase é caracterizada pela ocorrência de crenulações de eixo N-S e plano axial vertical e pela rotação progressiva da foliação Sn para o plano da ZCF, onde associado à rotação, ocorre modificação textural dessa foliação que passa a apresentar forte feição milonítica, dada pelas lentes de quartzo estirado e parcialmente recristalizado, alternados com camadas ricas em mica. Essa foliação também envolve os porfiroclastos de plagioclásio e microclínio. A lineação de estiramento parece ser próxima à lineação de crenulação dessa fase com atitude que varia de 334/02 a 20/19 (Fig. 7.6 a,b,d), essa questão será tratada em maior detalhe no tópico 7.5 sobre a Zona de Cisalhamento de Faina. As crenulações só foram observadas nos filonitos de gnaiss, que são mais micáceos. Esses dois tipos de lineação foram identificados majoritariamente nas rochas inseridas na ZCF. A observação de indicadores cinemáticos no plano XZ mostra movimentação dextral, coerente com a movimentação dessa zona (Fig 7.6 c, e-g). A maior intensidade e frequência dessa crenulação próxima a região da

Zona de Cisalhamento em todos os compartimentos tectônicos indica que a ZCF e essas crenulações foram geradas pela mesma fase de deformação em escalas distintas. Localmente, no ponto 240, há a ocorrência de uma lineação de estiramento de atitude 220/20 (Sn: 280/35), cujos indicadores cinemáticos mostram transporte para NE (Fig. 7.5), porém como a foliação nesse ponto é de ângulo menor comparado com a foliação usual dos gnaisses, não se sabe se essa lineação seria indicativa desta fase ou se estaria relacionada a alguma outra deformação, como, por exemplo, Dn+1.

As texturas dos gnaisses miloníticos fornecem dados sobre as condições em que a milonitização ocorreu. Nos gnaisses do ponto 13, o quartzo encontra-se estirado, com extinção ondulante, recristalizado nas bordas majoritariamente por *bulging*, mostrando deformação a temperaturas baixas de até 400°C (Figs 5.5 e, 7.6 e,f) (PASCHIER; TROUW, 2005). Ou seja, a milonitização que atingiu esses gnaisses foi de baixo grau, com temperaturas de até 400°C, e essa talvez represente a temperatura do evento Dn+2, se essa milonitização não for reativação de um evento anterior.

Figura 7.5: Estruturas macro e microscópicas do ponto 240, no Domínio Caiçara: (A) Lineação de estiramento em gnaisse milonítico com atitude 220/20 (Sn: 280/35), no ponto MIG 240; (B) Sigmoides de plagioclásio e quartzo que indicam transporte com topo para NE (MIG 240); (C) Recristalização oblíqua de quartzo, mostrando transporte com topo para NE, reforçando o que foi visto em campo (MIG 240 C).

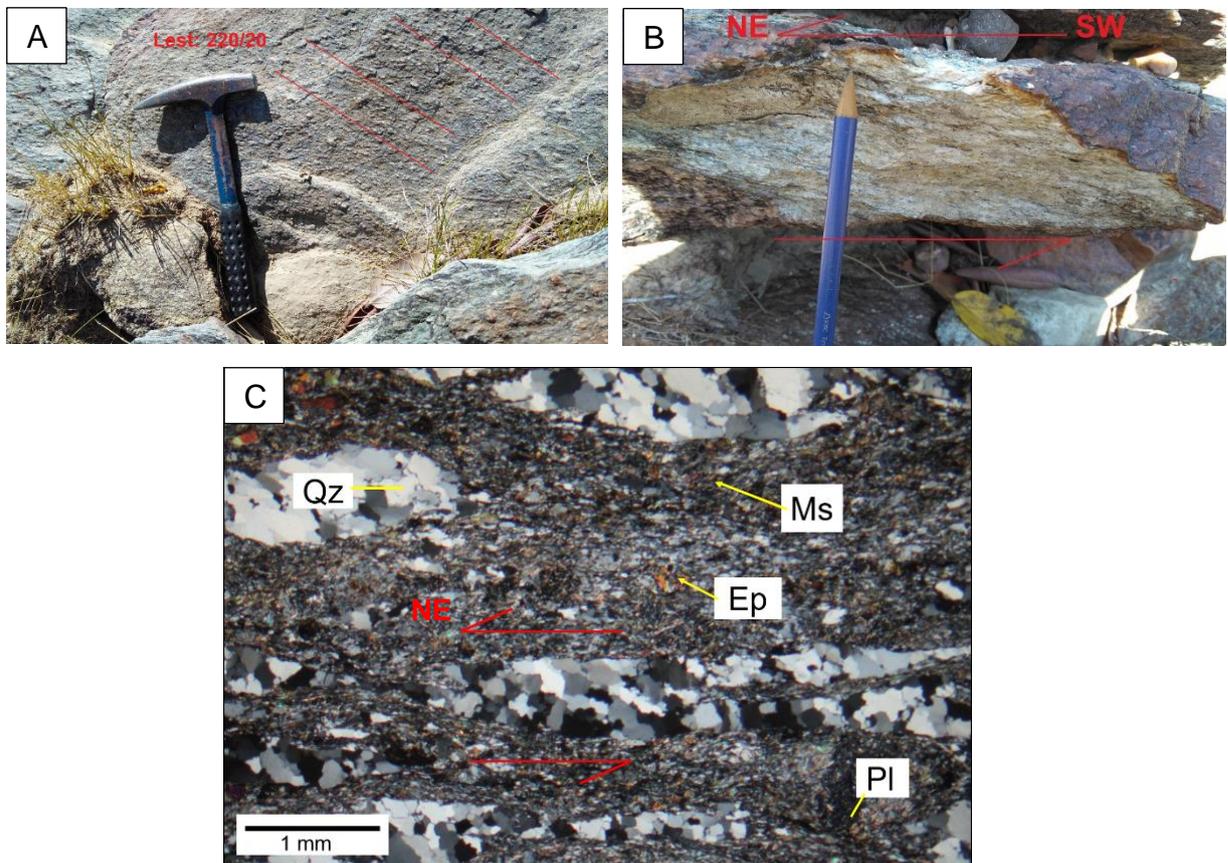
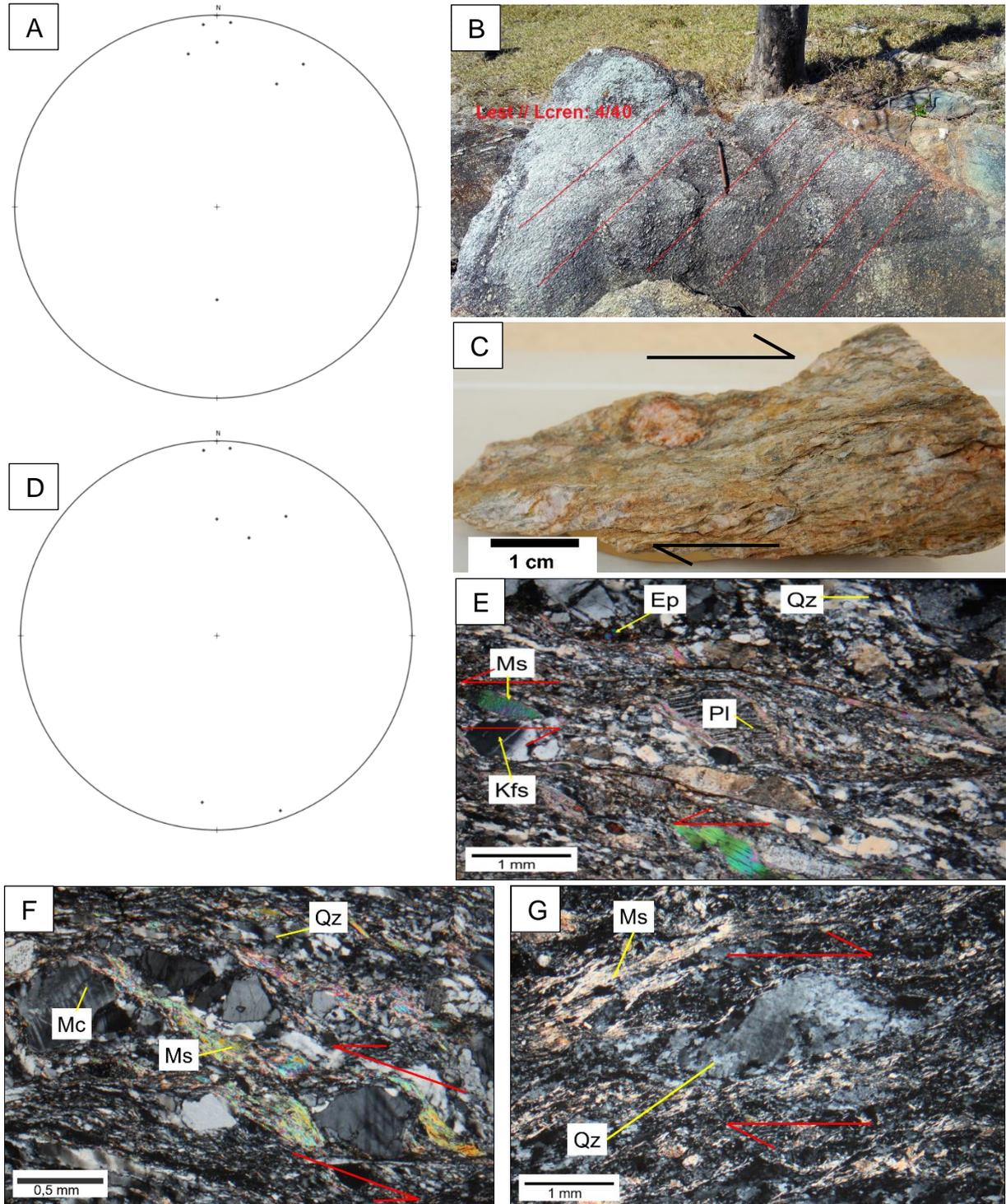


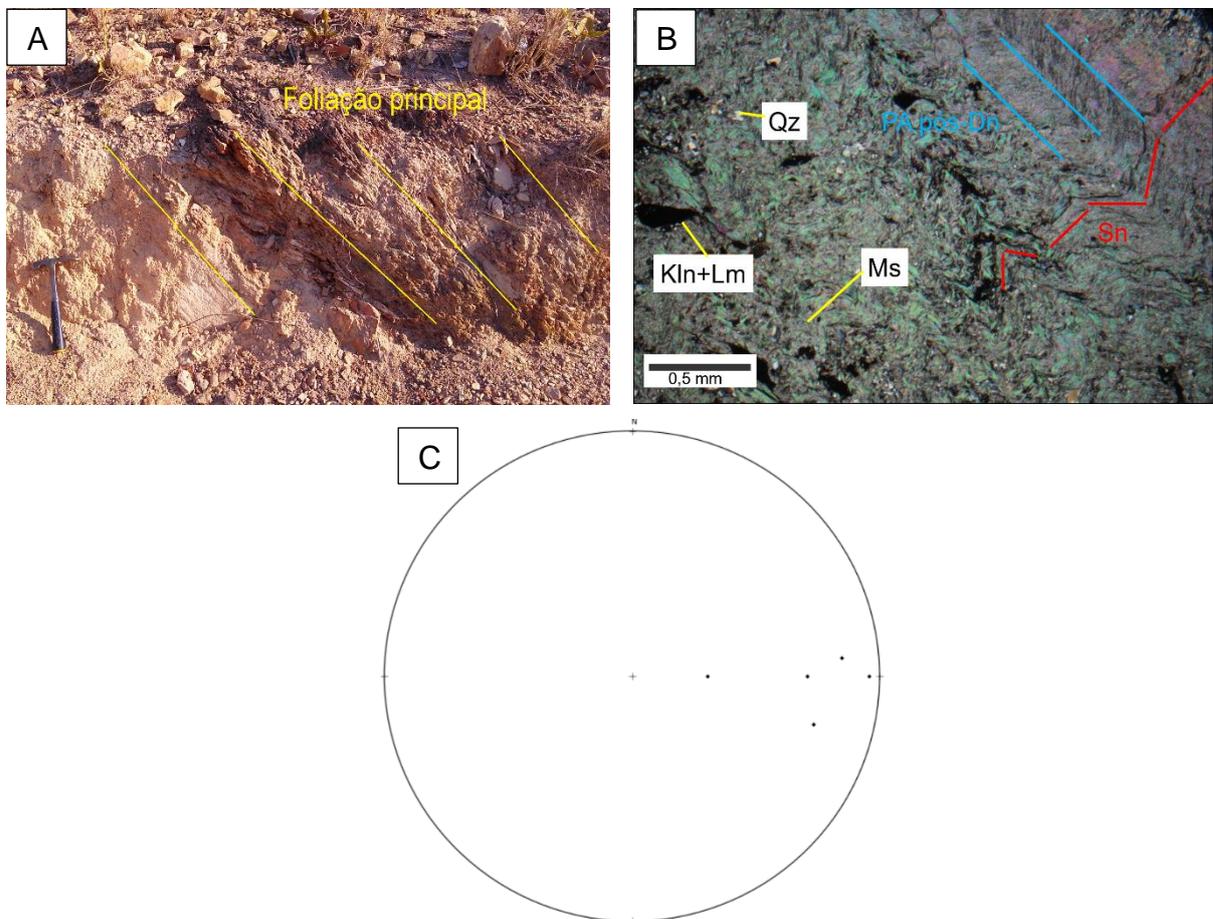
Figura 7.6- Estereogramas e estruturas da fase Dn+2 do Domínio Caiçara: (A) Lineação de crenulação N-S com maior densidade em 0/7. 7 medidas no total. Projeção equiárea de hemisfério inferior; (B) Lineação de estiramento paralela a lineação de crenulação medida em gnaiss milonítico com atitude 04/40 (MIG 100); (C) Porfiroclastos tipo sigma de microclínio indicando movimentação destal em gnaiss milonítico da ZCF (Sn= 300/65 e Lineação de estiramento = 30/30) (MIG 13 C); (D) Lineação de estiramento N-S com maior densidade em 184/14. 7 medidas no total. Projeção equiárea de hemisfério inferior. (E) Indicador cinemático tipo *mica-fish* mostrando movimentação sinistral – fotomicrografia tirada ao contrário – movimentação real é destal (MIG 13 C); (F) Indicador cinemático representado por assimetria de sombra de pressão em porfiroclasto de microclínio– indica movimentação sinistral – fotomicrografia tirada ao contrário – movimentação real é destal (MIG 13 B); (G) Assimetria de porfiroclasto de quartzo recristalizado apontando movimentação destal na ZCF (MIG 13 A). FOTOMICROGRAFIAS: E-G com polarizadores cruzados.



7.2. Complexo Uv

Observou-se que a foliao principal possui direo N-S e mergulho de alto ângulo (50-85) para W (Fig. 7.7), esses pontos estão inseridos na ZCF e provavelmente não correspondem a atitude regional. Além disso, o Complexo Uv foi afetado por crenulaes ps-Dn N-S, com eixo 352/0 e plano axial de baixo ângulo (eixo medido em rocha com Sn: 265/74). A lineao mineral nos filonitos de gnaiss está subparalela a essas crenulaes com eixos 345/0 e 160/30 (Sn: 270/60), não se sabe a que fase essa lineao mineral está associada. No contato tectônico com o *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita (MIG 376), a norte da ZCF, a foliao observada  de baixo ângulo com atitude 270/25. Logo, entende-se que nesse local essa foliao está relacionada ao cavalgamento. A lineao mineral neste ponto  230/17, porém não foi identificado sentido de transporte associado a ela. Mas por estar associada a foliao de baixo ângulo,  possível que tenha a mesma cinemática observada no GBF (transporte para NE).

Figura 7.7- Estereograma e estruturas macro e microscópicas do Domínio Uv: (A) Afloramento muito alterado de filonito de gnaiss, mostrando a foliao principal deste domínio com mergulho de cerca de 50 para W (MIG 218); (B) Fotomicrografia com polarizadores cruzados de filonito de gnaiss, com a foliao principal Sn (em vermelho) dobrada por dobras ps-Dn de eixo N-S (PA ps-Dn em azul); (C) Estereograma com todas as medidas de foliao do Complexo Uv representada pelos polos dos planos (incluindo a medida 270/25 que está isolada das outras). Valor de maior densidade se deu em 270/82. 5 medidas. Projeo equrea de hemisfério inferior.



7.3. Greenstone Belt de Faina

Utilizando-se a foliação principal S_n (atribuída a fase D_n) como marcador, foram identificadas 5 fases de deformação no *Greenstone Belt* de Faina: duas fases pré- D_n e duas pós- D_n . Na região NW da área, ocorre uma dobra sinformal, de escala quilométrica, desenhada pelos contatos das unidades litoestratigráficas. A análise da foliação S_n nos dois flancos da dobra indica que essa foliação corta os dois flancos em baixo ângulo, mantendo a mesma assimetria. Além disso, a foliação principal S_n é praticamente constante no fechamento da dobra e nos dois flancos e possui mergulho menor do que o acamamento sedimentar (S_0). Tal situação indica que a dobra é mais antiga que a foliação, sendo por isso atribuída a fase D_{n-1} . Nos flancos e zona de charneira dessa dobra, observa-se que a superfície dobrada corresponde ao bandamento composicional paralelo a uma xistosidade. Dessa forma, essa xistosidade é anterior à dobra e, portanto, atribuída a uma fase D_{n-2} , sendo denominada de S_{n-2} . A foliação S_n é afetada por dobras, usualmente de pequeno porte, com duas orientações distintas que são interpretadas como fases D_{n+1} e D_{n+2} . A Fig. 7.8, a seguir, ilustra as cinco fases de deformação descritas no *Greenstone Belt* de Faina e a Tabela 7.1 compara as fases de deformação identificadas neste trabalho com as descritas na literatura.

Figura 7.8 - Esquema mostrando as fases de deformação identificadas no *Greenstone Belt* de Faina.

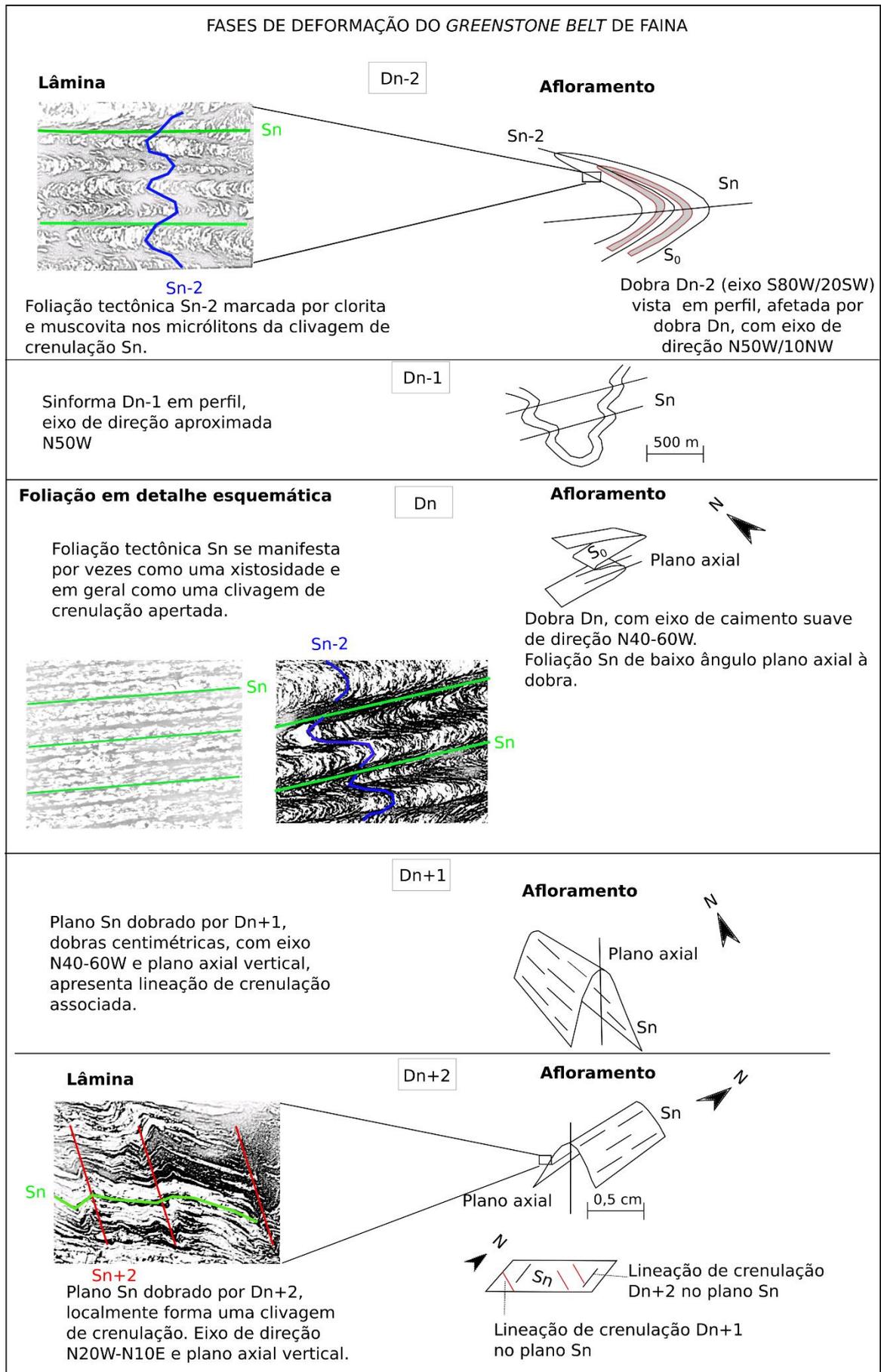


Tabela 7.1- Comparação das fases de deformação e estruturas do *Greenstone belt* de Faina descritas neste trabalho com os trabalhos de Teixeira (1981), Resende (1999) e Carvalho (2017).

Este Trabalho		Teixeira (1981)		Resende (1999)		Carvalho (2017)	
Fase	Estruturas	Fase	Estruturas	Fase	Estruturas	Fase	Estruturas
Dn-2	Dobras de eixo aproximadamente E-W (S80W), e foliação Sn-2 com atitude N45W/50SW (localmente)	D ₁	Dobras de eixo N70-80W isoclinais assimétricas com foliação S ₁ mergulhando suavemente para SW	Dn-1	Dobras de eixo S45°W/60° isoclinais a apertadas e foliação S _{n-1} //S ₀ = N50°W/27SW	Dn-1	Dobras de eixo S80°W/21° e foliação Sn-1 com atitude N70°W/33°SW
Dn-1	Dobras quilométricas de eixo aproximadamente N50W e plano axial de alto ângulo. Não foi identificada foliação formada durante esse evento.	-	-	-	-	-	-
Dn	Dobras quilométricas a centimétricas de eixo N50W e plano axial de baixo ângulo para SW. A foliação regional é plano axial às dobras e apresenta atitude preferencial N40W/30SW.	D ₂	Dobras isoclinais assimétricas de eixo N40-60°W que gerou a foliação principal com atitude N40-60W/SW (equivalente a fase Dn deste trabalho)	Dn	Dobras fechadas a assimétricas e geralmente de flanco invertido. Eixo com atitude N25-30°W/8° e Lm = N85°W/35°.	Dn	Foliação com atitude preferencial N30°W/22°SW. Li entre Sn e Sn-1 = S75°W/21° e a Lm = S50°W/20°

Continua na próxima página

Tabela 7.1 – Continuação.

Dn+1	Dobras métricas a milimétricas de eixo N50W/0-30 e plano axial vertical (também inclui <i>kink bands</i>)	D ₃	Crenulações centimétricas com eixos NS-N10°W/90° e N70°W (equivale a fase Dn+1 e Dn+2 deste trabalho).	-	-	Dn+1	Crenulações centimétricas de eixo S40°E/27° e plano axial vertical.
Dn+2	Crenulações e dobras centimétricas de eixo N-S (N10W-N10E/0-20) e plano axial vertical.	D ₄	Dobras cônicas e suaves quilométricas de eixo N10-20°E (equivale a fase Dn+2 deste trabalho).	Dn+1	Ondulações regionais suaves quilométricas e crenulações centimétricas de eixo S10°E/10-15° (paralelo à Li) e plano axial vertical.	Dn+2	Crenulações centimétricas de eixo S10°E/20° e plano axial vertical.
-	-	D ₅	<i>Kink bands</i> (sem especificação de eixo).	-	-	-	-

Legenda: Li: Lineação de Intersecção; Lm: Lineação mineral.

7.3.1. Acamamento sedimentar – S_0

As rochas identificadas no GBF são essencialmente metassedimentares. Essas rochas exibem bandamento composicional em várias escalas e esse bandamento foi interpretado como sendo correspondente à estratificação primária (S_0). Esse acamamento sedimentar foi melhor observado nos quartzitos, formações ferríferas, mármore e, com menos frequência, nos xistos (Fig. 7.9). Apresenta atitudes variadas por ter sido afetado por todas as fases deformacionais que ocorreram ao longo da evolução tectônica do GBF. O acamamento sedimentar em geral apresenta direção NW com mergulho para SW. Na Zona de Cisalhamento de Faina, a atitude predominante é de direção NE com mergulho para NW – essa inflexão nas atitudes é um reflexo desse cisalhamento que também afetou outras estruturas na área. O estereograma (Fig. 7.10) apresenta o máximo principal com atitude 300/38 (reflexo do predomínio de medidas na Zona de Cisalhamento de Faina) e um secundário com atitude 204/35 (medidas regionais).

Figura 7.9 – Acamamento sedimentar no Domínio Faina: (A) Acamamento sedimentar (vista em planta) marcado pela alternância de camadas quartzosas e camadas ricas em óxidos de ferro - S_0 : 224/53 (MIG 406); (B) Acamamento sedimentar em quartzito - S_0 : 300/15 (MIG 89); (C) Acamamento sedimentar em formação ferrífera bandada marcado por bandas quartzosas e bandas com óxidos de ferro (S_0), dobrado, com S_n em posição plano axial (MIG 406); (D) Acamamento sedimentar representado pelo contato entre clorita xisto e xisto carbonoso na Mina Sertão. S_0 está paralelo a S_n -2 e S_n com atitude 275/30 (MIG 22).

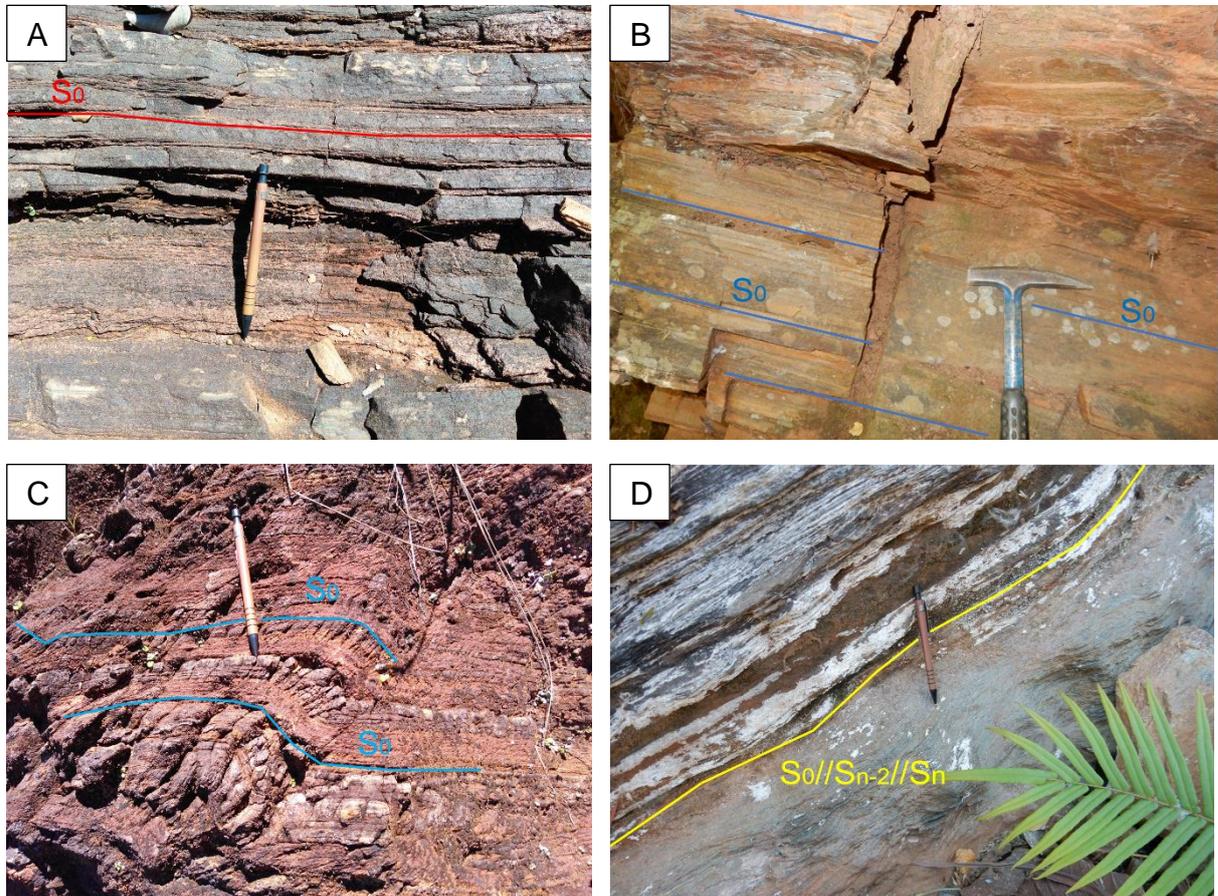
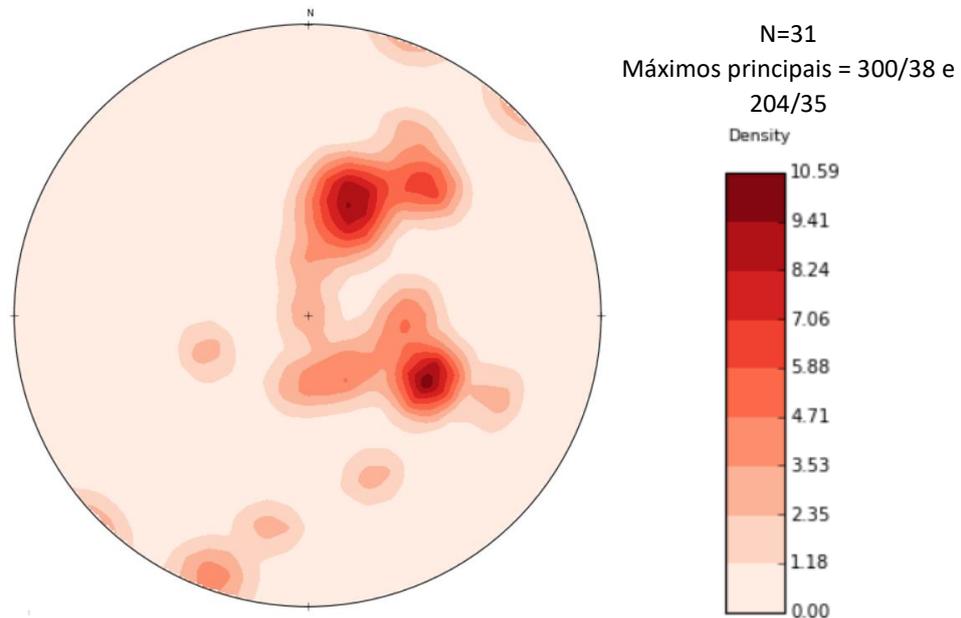


Figura 7.10- Estereograma de S_0 (frequentemente paralelo a S_{n-2}) mostrando densidade máxima em 300/38. Há um segundo máximo centrado em 204/35. $N=31$ medidas. Projeção equiárea de hemisfério inferior.



7.3.2. Fase Dn-2

É caracterizada pela foliação S_{n-2} comumente observada em lâmina nos micrólitos das dobras D_n (Fig. 7.11 a-b), sendo frequentemente paralela a S_0 . Essa foliação é comumente definida pela orientação preferencial de minerais placoides e pela forma alongada dos cristais de quartzo. Foram identificadas poucas dobras dessa fase. Apresenta eixo 260/15 e plano axial 190/55 (Fig. 7.11 c). Essa foliação foi pouco observada nos afloramentos, estando localmente subparalela à S_n devido à transposição causada por D_n . Na localidade da Mina Cascavel, porção NE do GBF (fora da área de estudo) apresenta-se em baixo ângulo com S_n , com atitude em torno de 190/30 (medida realizada pela autora, durante uma breve visita). Em alguns afloramentos na área de estudo, ocorre uma lineação de intersecção paralela a uma lineação mineral/ de estiramento com direção entre 240-270/0-30 (Fig. 7.12), que por comparação com o que é identificado na Mina Cascavel, é interpretada como relacionada a D_{n-2} . Considerando-se que essa lineação mineral/de estiramento corresponde ao eixo X do elipsoide de *strain* da fase D_{n-2} , os indicadores cinemáticos mostram transporte para E-ENE. Essa deformação parece estar relacionada com o transporte tectônico da Sequência Metassedimentar Superior sobre a Sequência Metassedimentar Inferior e desse conjunto sobre o Complexo Caiçara.

Figura 7.11 – Estruturas da fase Dn-2 do Domínio Faina: (A) Muscovita-quartzo xisto com magnetita (Sequência Superior) mostrando foliação Sn-2 marcada pelas micas. Essa foliação está em pé e dobrada gerando a foliação Sn deitada (MIG 120); (B) Muscovita-quartzo xisto (Sequência Inferior) com a foliação Sn-2 marcada pela muscovita, quartzo e opacos em pé. Foliação Sn-2 dobrada pela fase Dn com desenvolvimento de foliação Sn em posição plano axial dessas dobras (MIG 248). (C) Afloramento de muscovita-quartzo xisto (Sequência Superior) com dobras Dn-2 de eixo 260/15 e plano axial: 190/55 (Sn: 250/40) (MIG 190). FOTOMICROGRAFIAS: A: com polarizadores cruzados; B: com polarizadores paralelos.

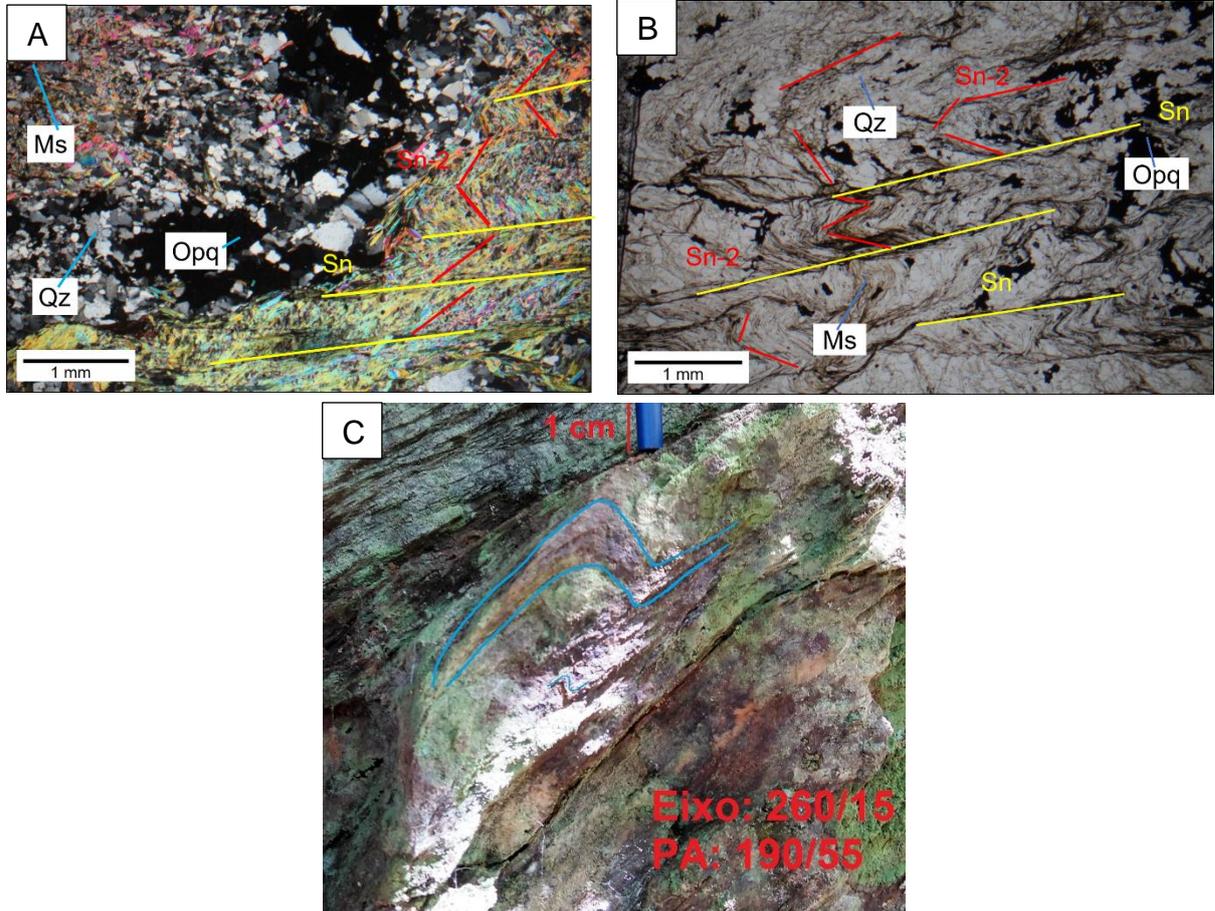


Figura 7.12- Estereograma com as lineações minerais da fase Dn-2. Projeção equiárea de hemisfério inferior.

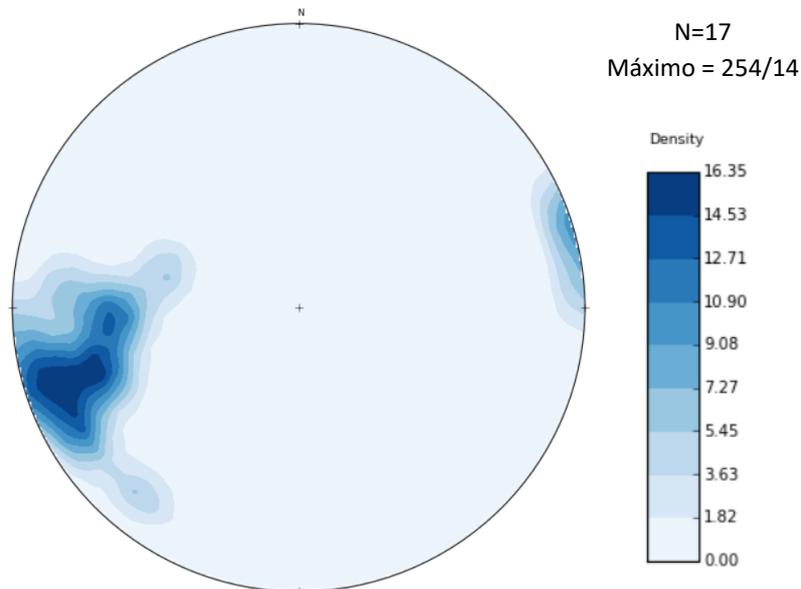
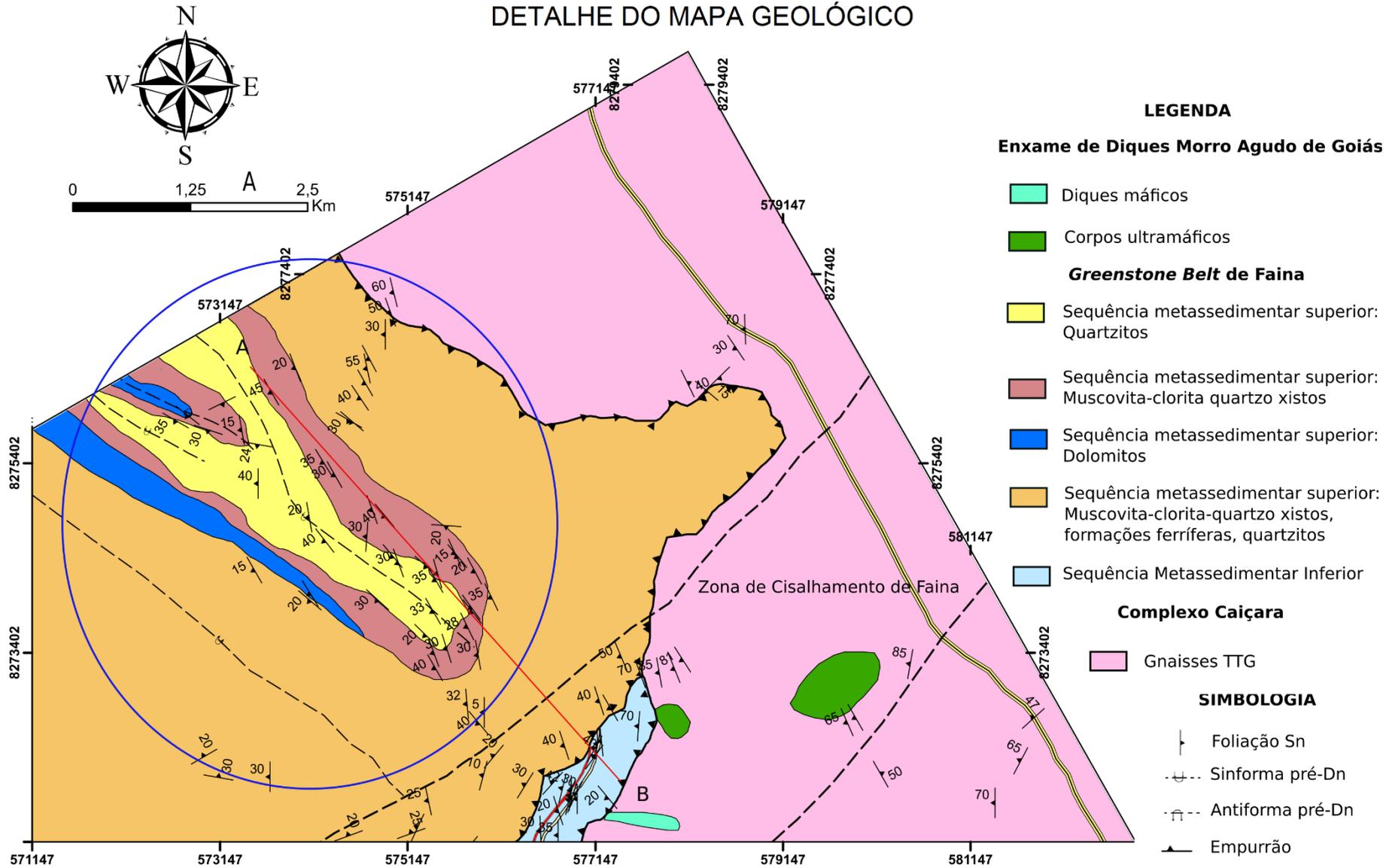


Figura 7.14- Detalhe do Mapa Geológico (Apêndice II) evidenciando a sinforma pré-Dn descrita nesta seção (inserida no círculo azul). A linha vermelha indica a posição da seção A-B utilizada para estimar o eixo gerado pela inflexão de Sn causada pela Zona de Cisalhamento de Faina, apresentada na seção 6.5 deste capítulo.



7.3.4. Fase Dn

A fase Dn gerou a foliação Sn que é, em geral, a mais penetrativa do GBF, correspondendo à foliação principal dessa unidade. Sua atitude regional é de 240/32 (Fig. 7.15 a), mas na região da Zona de Cisalhamento de Faina sofre uma inflexão e passa para uma orientação geral de 300/21 (Fig. 7.15 b). Essa foliação é plano axial de dobras sub-recumbentes com eixos de direção N40-60W/5-30 (Fig. 7.16 a-c). Nos xistos, essa foliação costuma se caracterizar como uma clivagem de crenulação que dobra a foliação mais antiga Sn-2 (Fig. 7.16 d). Assim essa foliação se formou por microdobramentos (*microfolding*) associada a dissolução por pressão e corresponde, em geral, a uma clivagem de crenulação diferenciada. Nas rochas granulares, como quartzito e mármore, a foliação Sn é caracterizada pela direção preferencial dos grãos recristalizados de quartzo e carbonato. A relação de superposição entre estruturas pré-Dn e Dn é mostrada nas Figs. 7.16 e, 7.17 a e entre Dn e pós-Dn na Fig. 7.17 b. A lineação de intersecção entre Sn-2//S₀ e Sn costuma ser bastante proeminente nos quartzitos. A sua atitude preferencial é paralela ao eixo das dobras com atitude entre 270-320/0-15 (Fig. 7.18 a-b). Sobre a foliação Sn, em muitos locais observa-se uma lineação mineral, definida pela direção das micas com atitude preferencial 280/20, interpretada como Dn (Fig. 7.18 d). A lineação mineral da fase Dn-2 geralmente está transposta no plano Sn, o que a torna difícil de diferenciar da lineação mineral Dn. No geral, parece que a atitude das lineações minerais dentro e fora da ZCF não variam muito de atitude, como pode ser visto no mapa de lineações minerais (Fig. 7.19). No entanto, as lineações de intersecção mostram variação que pode ser reflexo do efeito da ZCF, sugerindo componente direcional dextral (Fig. 7.18 a-b). Com relação ao transporte, só foi encontrado um indicador cinemático que mostra transporte tectônico para NW, o que parece ser pouco significativo para uma área tão extensa.

Figura 7.15- Estereogramas da foliação Sn no GBF: (A) Foliação Sn fora da ZCF; (B) Foliação Sn no domínio próximo à ZCF. Projeção equiárea de hemisfério inferior.

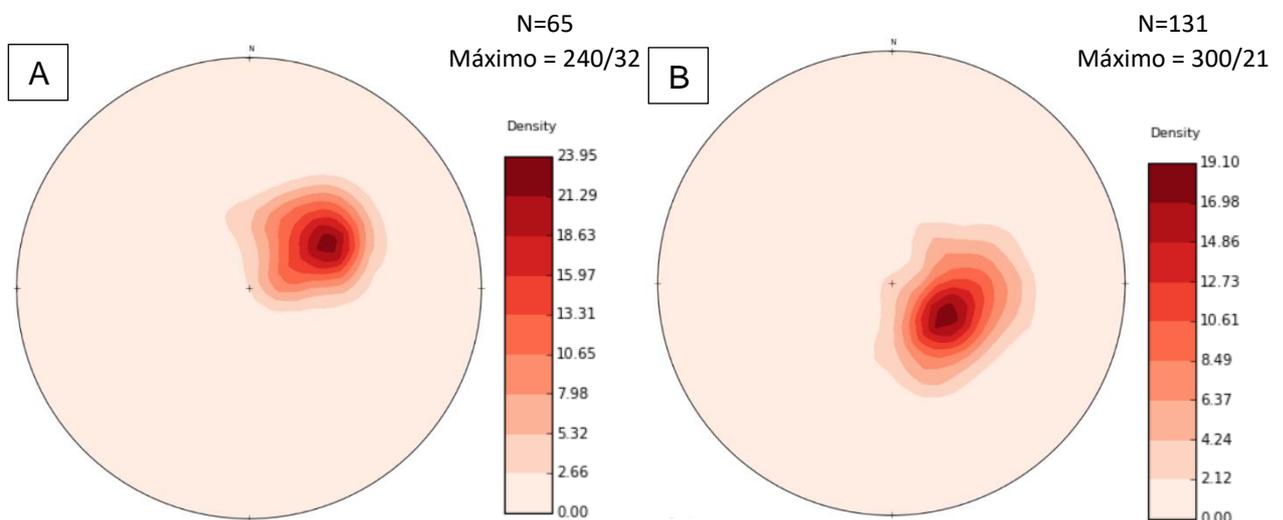


Figura 7.16- Estruturas da fase Dn do GBF: (A) Dobra recumbente Dn em veio de quartzo inserido em pacote de mármore impuro com eixo aproximado 340/30 e plano axial 262/20 (MIG 01); (B) Dobras Dn deitadas em BIF com eixo 310/25 e plano axial 250/25 (MIG 406); (C) Dobras deitadas com eixo 324/20 e plano axial 320/30 em afloramento de muscovita-clorita-quartzo xisto (MIG 332); (D) Fotomicrografia de tremolita-clorita-talco xisto com polarizadores paralelos mostrando dobras apertadas Dn com foliação plano axial (MIG 244); (E) Amostra MIG 325 de muscovita-clorita-quartzo xisto mostrando dobras pré-Dn (em verde) e a foliação Sn (em vermelho).

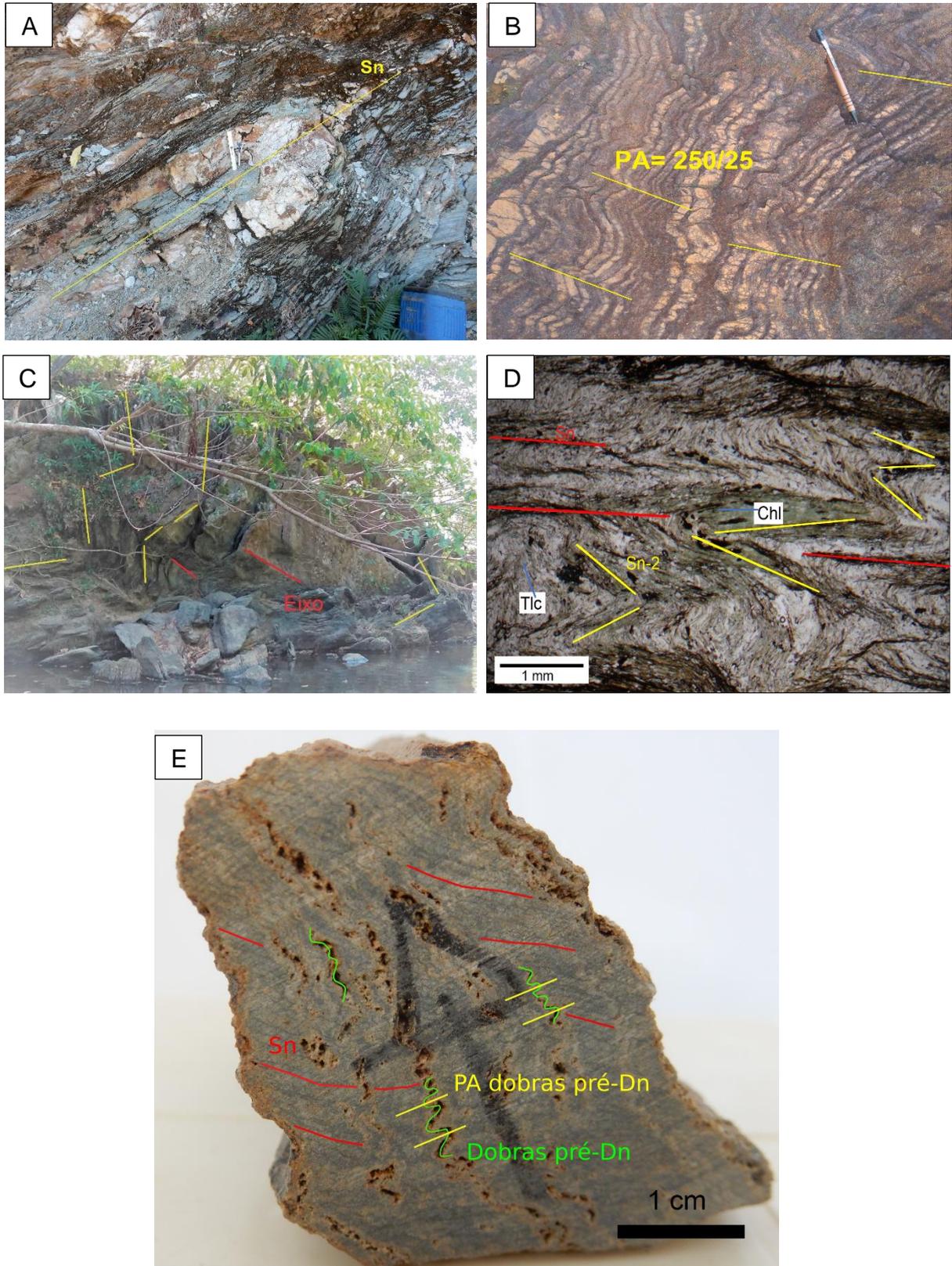


Figura 7.17 – Critérios de superposição de estruturas pré-Dn e Dn: (A) Fotografia de quartzito carbonoso mostrando dobras pré-Dn (traço axial verde) afetadas por dobras Dn (plano axial azul) (MIG 17); (B) Fotomicrografia com polarizadores paralelos de clorita-quartzo xisto mostrando a foliação Sn-2 dobrada (em amarelo), a foliação Sn mais pervasiva da rocha (em vermelho) e a foliação Sn afetada por dobras pós-Dn (plano axial em azul) (MIG 299).

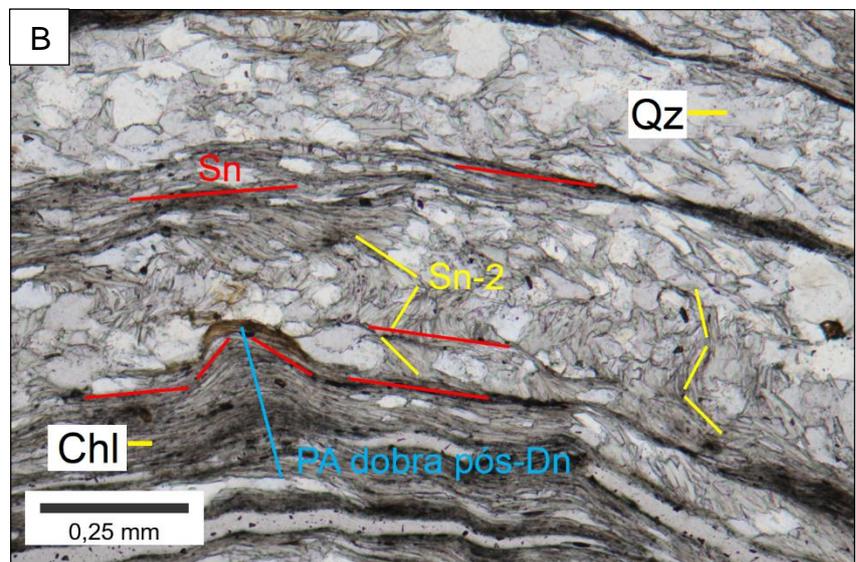
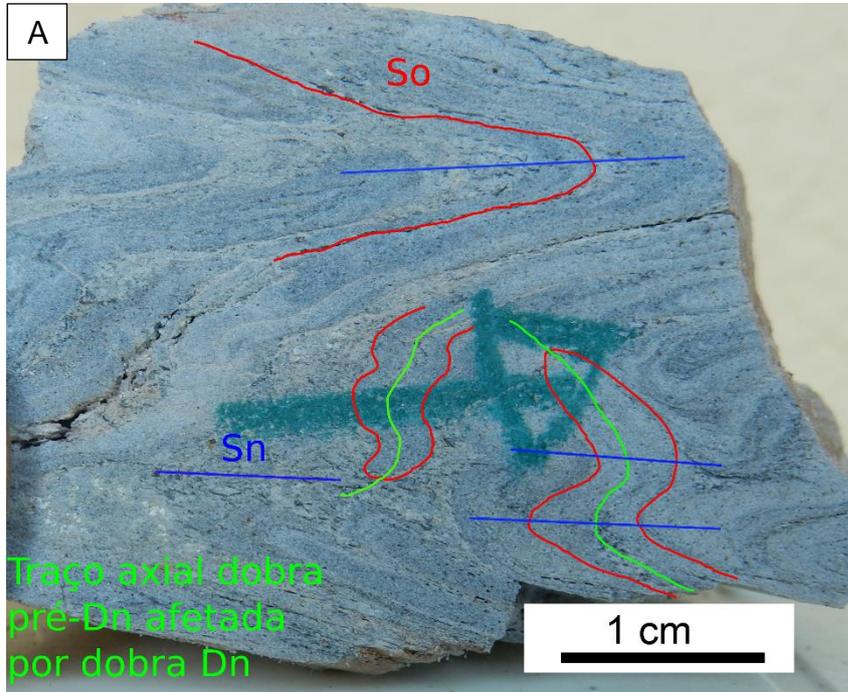
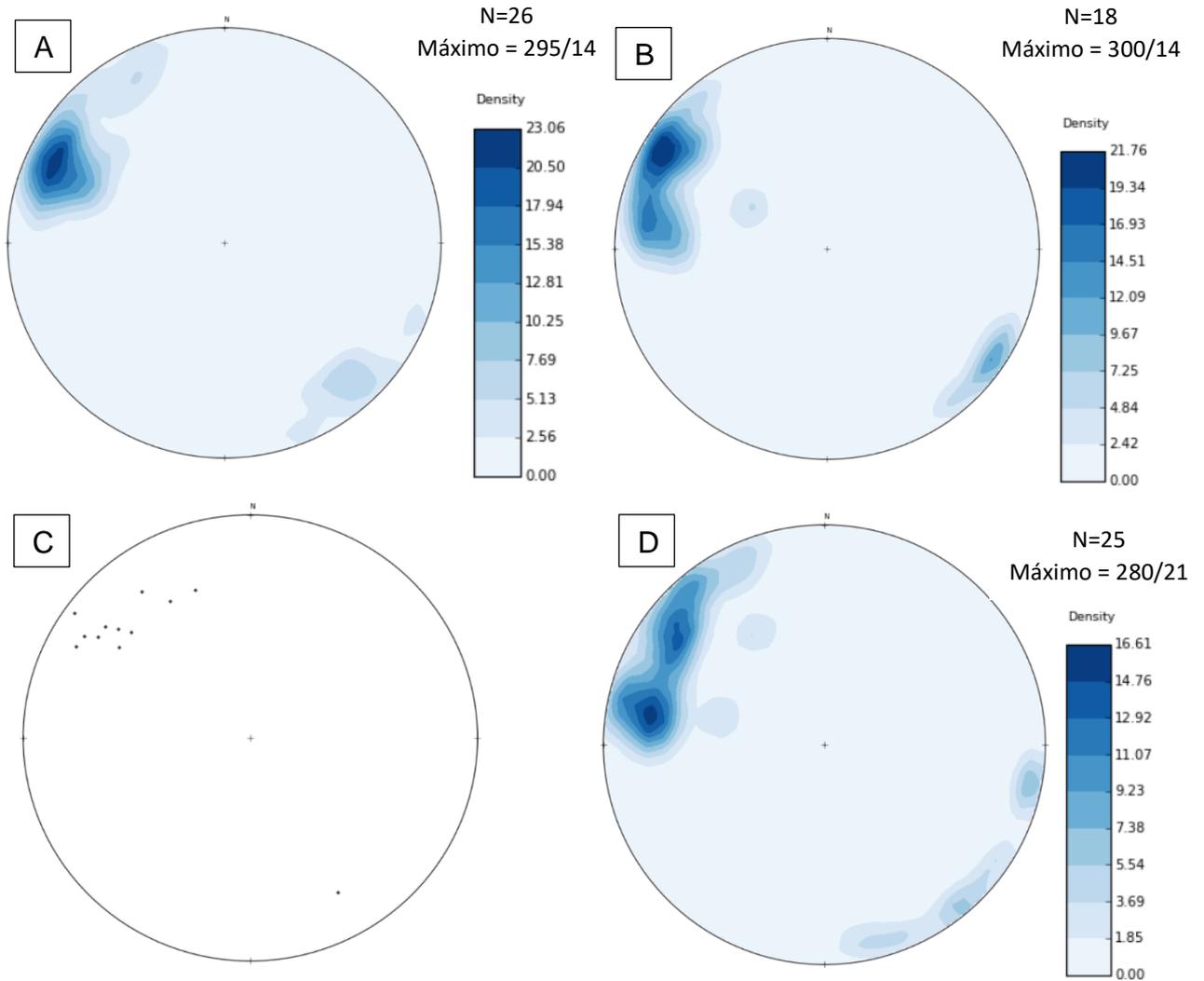


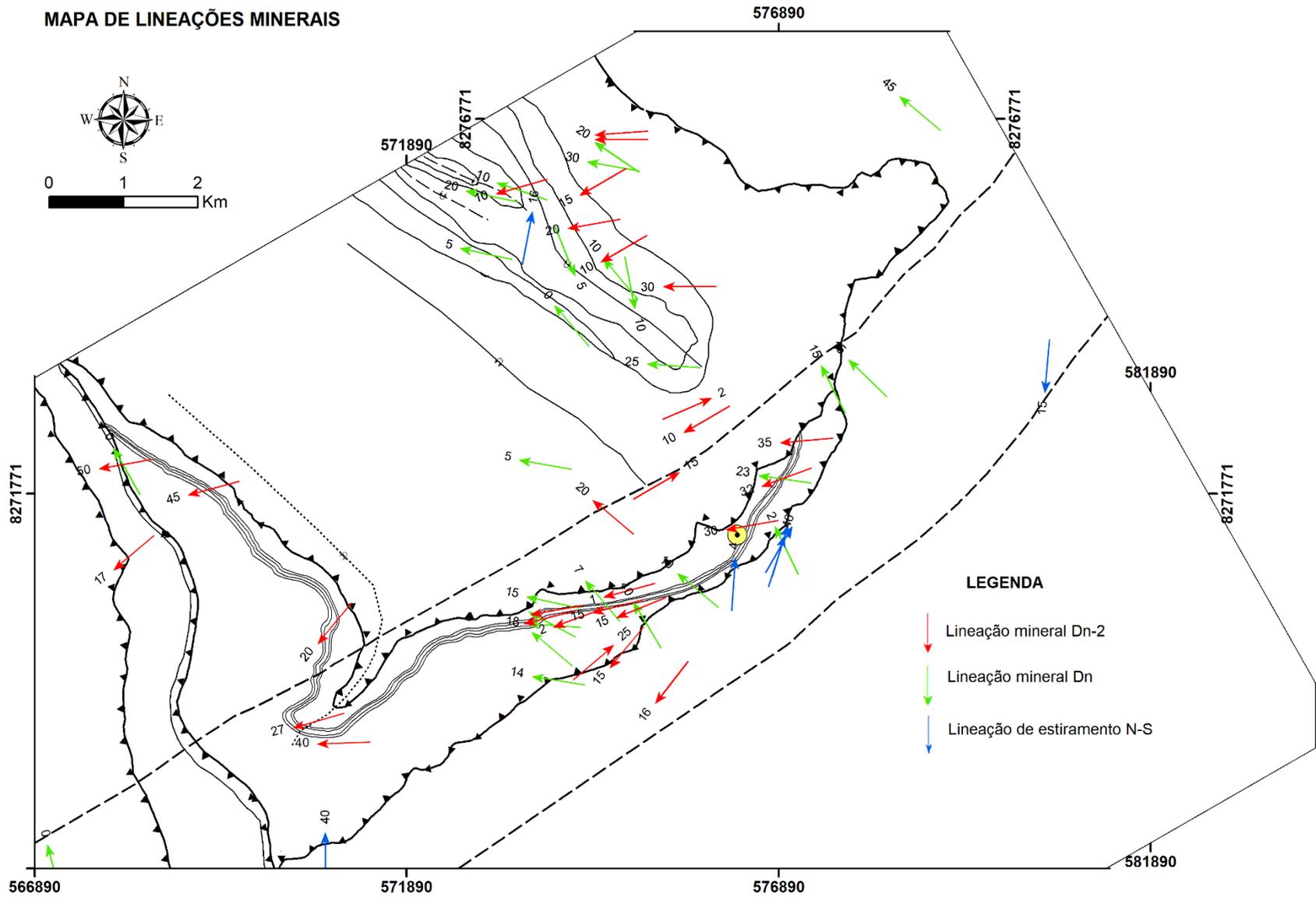
Figura 7.18– Estereogramas das lineações e eixos de dobra de fase Dn no GBF: (A) Lineação de intersecção medida fora da Zona de Cisalhamento de Faina; (B) Lineação de intersecção medida na Zona de Cisalhamento de Faina; (C) Eixos de dobra Dn (12 medidas); (D) Lineações minerais Dn medidas em todo o GBF. Projeção equiárea de hemisfério inferior.



7.3.5. Fases pós-Dn

Após a deformação Dn, ocorreram duas fases de deformação, identificadas frequentemente como crenulações milimétricas associadas a lineação de crenulação, mas também como dobras de escala centimétrica a decimétrica. Em alguns pontos (na região da sinforma) foi observada relação de corte entre essas duas lineações de crenulação, em que a lineação de eixo NW é truncada ou deformada por dobras de eixo N-S (Fig. 7.20 a). A fase Dn+1 apresenta dobras com eixo N40-60W e plano axial N40W com mergulho de alto ângulo para SW, menos frequentemente o plano mergulha para NE – Figs. 7.20 e 7.21 a. Localmente ocorrem *kink bands* dessa fase (Fig. 7.20 d). Essas dobras foram pouco vistas em campo. Após essa deformação, há a fase Dn+2 com crenulações milimétricas a centimétricas de eixo N-S e

Figura 7.19- Mapa de lineações minerais do *greenstone belt* de Faina.



plano axial subvertical de direção N-S, mergulhando ora para E ora para W (Figs. 7.21 b e 7.22). Essas dobras e crenulações ocorrem em toda a área de estudo, mas costumam ser mais frequentes e apertadas nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Faina, indicando que são dobras geneticamente relacionadas à ZCF. Localmente desenvolve foliação plano axial (S_{n+2}). Em detalhe, observa-se que tanto na fase D_{n+1} e na D_{n+2} , o quartzo e as micas não apresentam recristalização nas charneiras das dobras (Figs. 7.20 c, 7.22 d,e), o que mostra que as condições de temperatura foram mais baixas do que para as dobras D_n .

Figura 7.20- Estruturas macroscópicas da fase D_{n+1} do GBF: (A) Amostra de clorita-quartzo xisto carbonoso mostrando a relação da lineação de crenulação D_{n+1} com dobras da fase D_{n+2} , em que a lineação D_{n+1} é afetada pela fase D_{n+2} (MIG 299); (B) Dobra pós- D_n com eixo 300/40 e plano axial subvertical (MIG 114); (C) Fotomicrografia da lâmina da rocha em A, mostrando as dobras D_{n+1} de menor porte (em vermelho) e as dobras D_{n+2} de maior porte (em verde). Embora as dobras menores pareçam parasíticas à maior, a diferença de eixos indica que não (MIG 299); (D) *Kink band* centimétrica associada a falha, com eixo 324/30 e plano axial 40/80 (MIG 246).

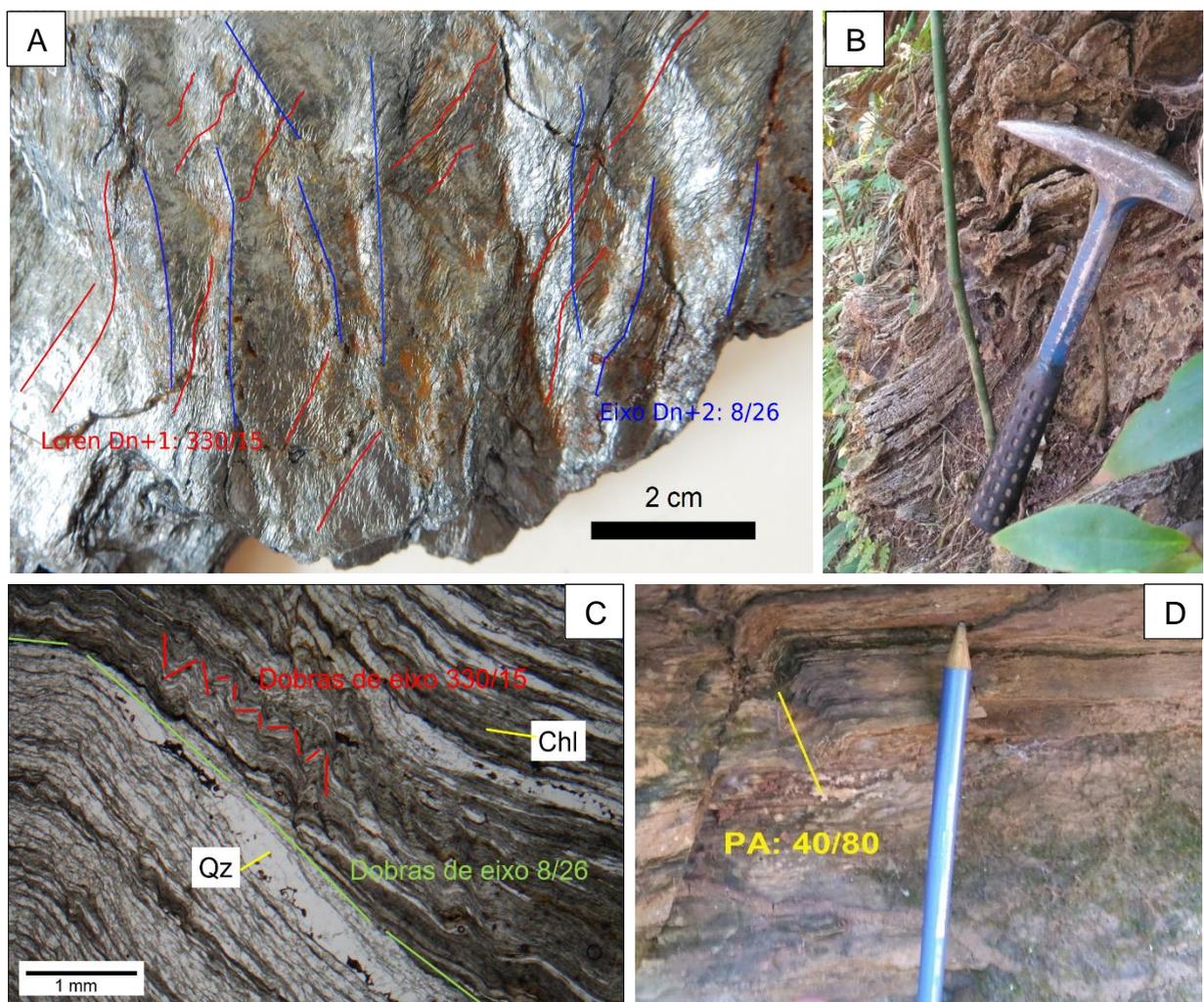


Figura 7.21 – Estereogramas com eixo das dobras e lineação de crenulação Dn+1 e Dn+2 do GBF: (A) Estereograma com eixos Dn+1; (B) Lineação de crenulação da fase Dn+2 com densidade máxima em 360/7, e um segundo máximo em 180/7. No geral na área de estudo essa lineação tende a mergulhar para norte, porém em outros locais do GBF ela tende a mergulhar para sul. As lineações com mergulho para sul tendem a estar fora da Zona de Cisalhamento de Faina, mas isso não é uma regra. Projeção equiárea de hemisfério inferior.

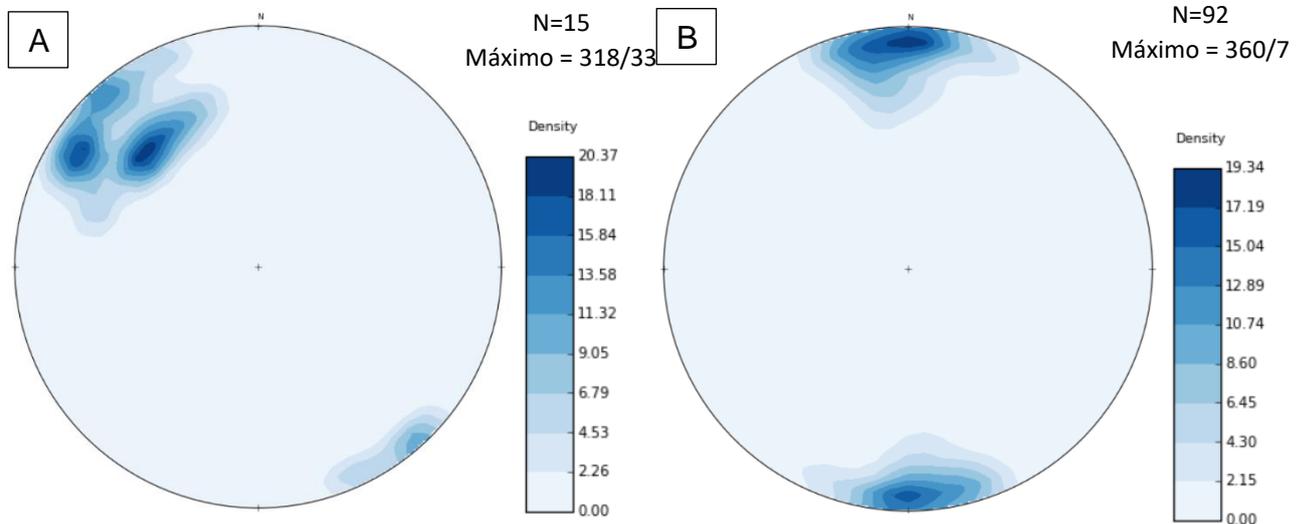
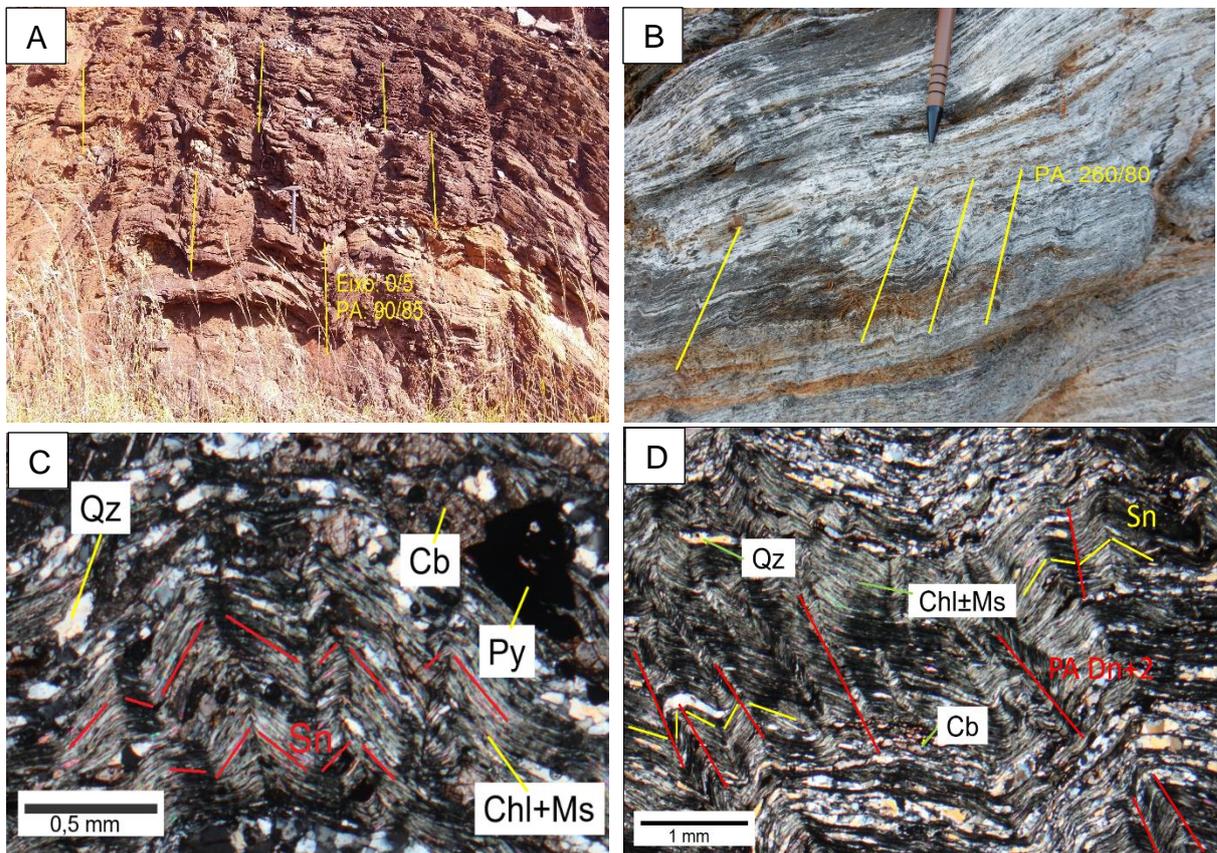
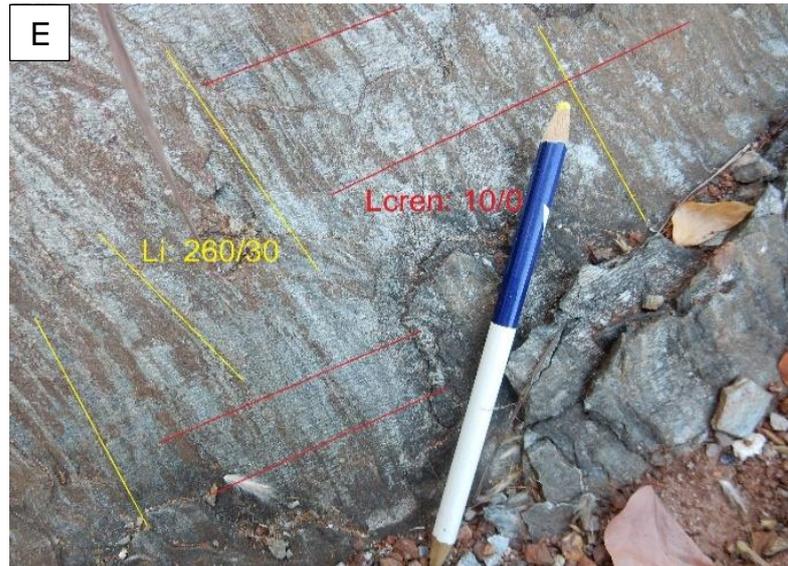


Figura 7.22- Estruturas da fase Dn+2 no GBF: (A) Dobras com eixo 0/5 e plano axial 90/85 (MIG 118); (B) Dobras em xisto carbonoso com eixo 180/4 e plano axial 260/80 (MIG 22); (C) Carbonato-quartzo-clorita xisto carbonoso mostrando dobras Dn+2 com destaque para a charneira dessas dobras que não mostra recristalização (MIG 22 C); (D) Carbonato-quartzo-clorita xisto carbonoso mostrando dobras Dn+2 (MIG 22 A); (E) Foto de afloramento de mármore impuro paralelo ao plano da foliação Sn, mostrando a lineação de intersecção (S₀ e S_{n-2}) com atitude 260/30 e a lineação de crenulação Dn+2 com atitude 10/0 (MIG 01). FOTOMICROGRAFIAS C-D: polarizadores cruzados.





7.4. Greenstone Belt Serra de Santa Rita

No *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita, foi observada uma foliação principal pervasiva denominada de S_n . Essa foliação se mostra afetada por deformações posteriores, caracterizadas por duas fases representadas principalmente por crenulações (equivalentes às fases D_{n+1} e D_{n+2} do GBF), sendo que uma dessas fases também se relaciona com amplos arqueamentos da faixa (mostrados na porção SW do mapa). Há também uma foliação pré- D_n facilmente identificada em lâmina, frequentemente oblíqua à S_n gerando uma lineação de intersecção. A similaridade das estruturas indica que o GBSSR passou pelas mesmas fases de deformação que o GBF. A Tabela 7.2 resume as fases de deformação identificadas e as compara com outros trabalhos.

Tabela 7.2- Comparação das fases de deformação e estruturas descritas para o GBSSR por este trabalho com os trabalhos de Tomazolli e Nilson (1986) e Resende (1999).

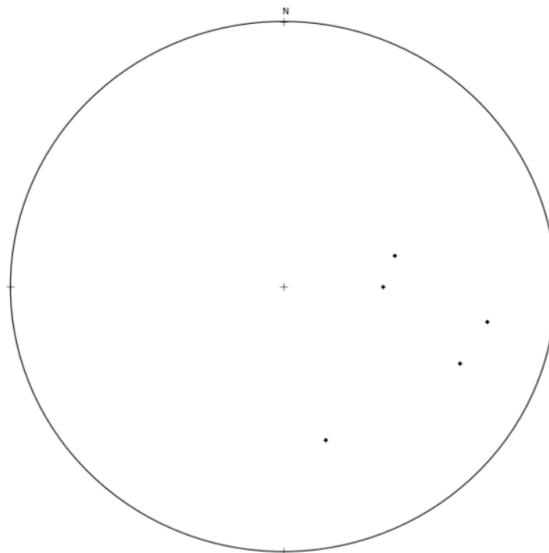
Este Trabalho		Tomazolli e Nilson (1986)		Resende (1999)	
Fase	Estruturas	Fase	Estruturas	Fase	Estruturas
Dn-1	Foliação pré-Dn identificada em lâmina. Não foram identificadas dobras em afloramento. A Lm//Li apresenta direção S80W.	D ₁	Dobras isoclinais assimétricas de eixo N40-60W/10 geraram a foliação S ₁ N30-70W/20-50SW.	Dn-1	Sn-1// S ₀ possui atitude N60W/52 SW. Os eixos de dobra dessa fase são em média S45W/60°.
Dn	Foliação Sn possui atitude regional de N30W/50SW. A Li apresenta atitudes entre N45-75W.	D ₂	Dobras isoclinais de eixo N65-90W/15 formaram a foliação S ₂ (principal) de atitude N40-60W/30-40 SW. Lm//Li de direção N55-80W	Dn	Dobras fechadas, assimétricas. Eixos com duplo caimento N50-60W/15°.
Dn+1	Crenulações de eixo N50W/50° e plano axial vertical.	D ₃	Dobras assimétricas de eixo S20-40E/30. Desenvolve clivagem de crenulação de direção NW e mergulho de 30° (não mencionado se para NE ou SW).	-	-
-	-	D ₄	<i>Kink Bands</i> com eixos variáveis (geralmente NW com médio caimento).	-	-
Dn+2	Dobras centimétricas a quilométricas de eixo N-S e plano axial vertical.	D ₅	Amplos arqueamentos com eixos próximos a S30W/35°.	Dn+1	Apresenta uma ondulação regional suave, dobras <i>en chevron</i> e crenulações de eixo S10E/10-15. O plano axial possui atitude N10W/90°.

Legenda: Li: Lineação de Intersecção; Lm: Lineação mineral.

7.4.1. Acamamento Sedimentar – S_0

O acamamento sedimentar foi observado localmente em *metacherts*, quartzitos e formações ferríferas. As medidas são bastante dispersas, e em geral, o acamamento está paralelo à foliação S_{n-1} e à foliação principal (S_n) – Fig. 7.23. Com base nos contatos geológicos do mapa, o S_0 apresenta atitude predominantemente de direção NNW com mergulho de cerca de 50° para SW. Essa atitude muda de direção para NE a ENE com mergulho de ângulo para NW na região da Zona de Cisalhamento de Faina.

Figura 7.23- Estereograma com o acamamento sedimentar (S_0) do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita. Total de 5 medidas. Projeção equiárea de hemisfério inferior.

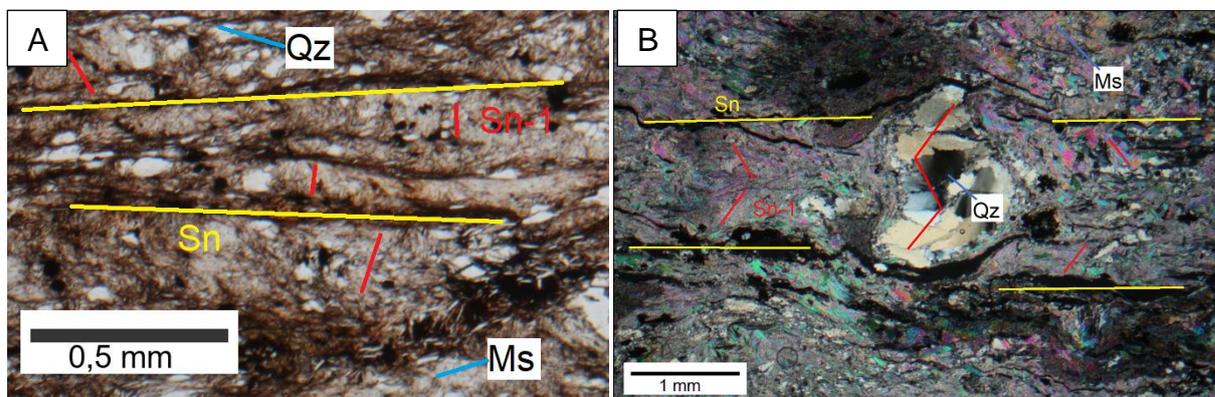


7.4.2. Fases D_{n-1} e D_n

A foliação S_{n-1} raramente foi identificada na escala de afloramento, quando identificada, encontrava-se paralela ao acamamento sedimentar. No entanto, a sua presença era facilmente marcada pela lineação de intersecção entre $S_0//S_{n-1}$ com S_n . Durante a análise de lâminas delgadas, a foliação S_{n-1} foi prontamente identificada. Essa foliação é caracterizada por minerais placoides e pela forma alongada de alguns dos grãos de quartzo (nas rochas metassedimentares) – Fig. 7.24. Já nas rochas metaultramáficas, essa foliação é identificada pela direção dos minerais placoides, como clorita e talco, que geralmente estão crenulados. A lineação de intersecção entre S_0 e S_{n-1} apresenta atitude similar a encontrada no GBF de cerca de $260-266/39-50$ (três medidas). A lineação mineral desta fase apresenta atitude entre $220-260/40-50$. Considerando-se o plano da foliação como o plano XY do elipsoide de *strain*, a lineação mineral representaria o eixo X. A observação de indicador cinemático no corte XZ mostra cisalhamento com transporte para ENE (ponto MIG 341 - Fig. 7.25), o que é equivalente ao identificado para D_{n-2} no GBF.

A foliação Sn é a mais penetrativa nessas rochas (Fig. 7.24) e apresenta atitude regional 240/50 (Fig. 7.26 a). Essa foliação é infletida nos arredores da Zona de Cisalhamento de Faina para uma atitude média de 307/44, tal qual ocorre nas outras unidades – Fig. 7.26 b. Não foram identificadas dobras dessa fase em escala de afloramento, porém elas são frequentemente identificadas em lâmina delgada (Fig. 7.24). Nas rochas metassedimentares pelíticas, a foliação Sn frequentemente se caracteriza como uma foliação espaçada do tipo clivagem de crenulação. Assim, ela se forma pela associação de microdobramentos (*microfolding*) e dissolução por pressão – essas feições podem ser vistas na Fig. 7.24. Nas rochas metaultramáficas, ela é definida por planos formados a partir de dissolução por pressão e minoritariamente pelo crescimento de minerais placoides. Minerais de alteração como óxidos e hidróxidos de ferro ajudam a ressaltar a foliação principal – Fig. 7.27 a-b. A lineação de intersecção entre Sn e S₀//Sn-1 apresenta atitude entre 287-314/30-45 (duas medidas). A lineação mineral desta fase foi identificada com atitudes entre 285-314/19-50 e 114-129/12-55 – Fig. 7.26 c, porém não foram identificados indicadores cinemáticos que pudessem determinar o sentido de transporte. Além disso, no ponto 208, foi identificada lineação mineral com atitude 35/40 (Sn bastante anômalo com atitude 60/50), que não pôde ser correlacionada com a fase Dn-1 ou Dn.

Figura 7.24- Estruturas da fase Dn-1 e Dn do GBSSR: (A) Quartzo-muscovita filito mostrando muscovita fina orientada segundo a foliação Sn-1 (nos micrólitons, em vermelho). Essas micas estão dobradas pela fase Dn formando a foliação espaçada de crenulação Sn (em amarelo). Sn apresenta atitude 242/55 (MIG 341); (B) Quartzo-muscovita xisto mostrando foliação Sn (amarelo), como uma clivagem de crenulação. As micas em pé indicam a atitude de Sn-1. O clasto de quartzo no centro da imagem está deformado segundo as dobras Dn e recristalizado definindo Dn. Sn com atitude 280/60 (MIG 217); (C) Fotomicrografia de quartzito carbonoso mostrando dobra Dn desenhada pela superfície S₀//Sn-1 (MIG 347 A). FOTOMICROGRAFIAS: B-C: polarizadores cruzados; A: polarizadores paralelos.



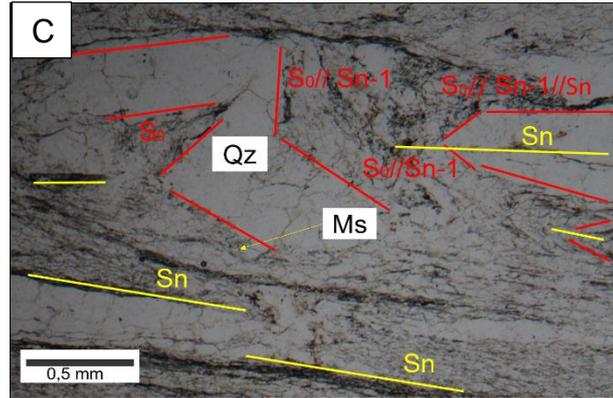


Figura 7.25- Indicadores cinemáticos da fase Dn-2 no corte XZ mostrando transporte para ENE – Lm: 260/50 (MIG 341).

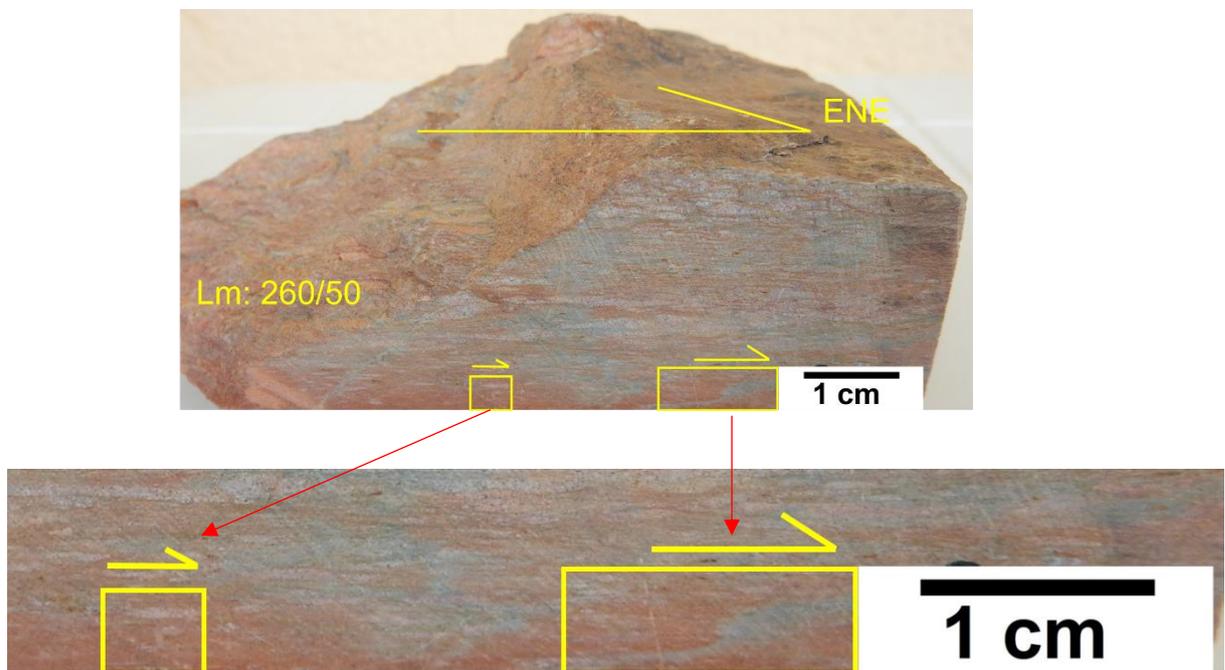
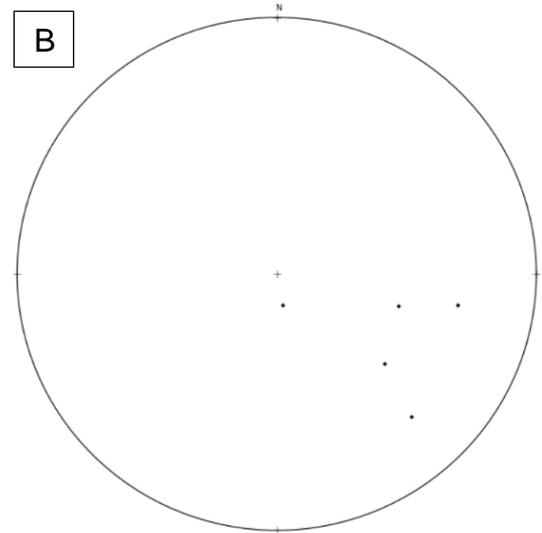
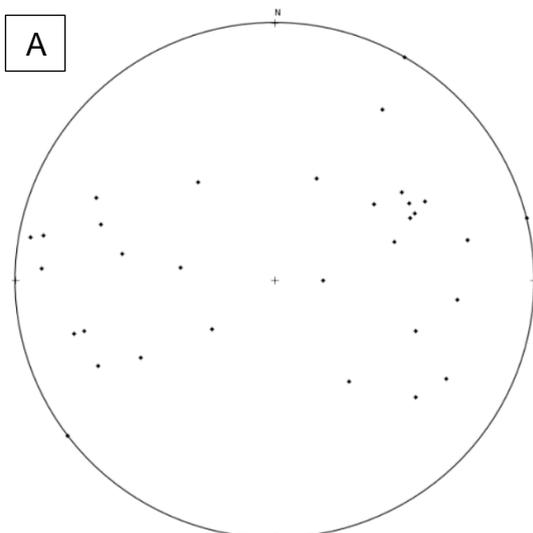


Figura 7.26- Estereogramas da fase Dn do GBSSR: (A) Atitude regional de Sn, com máxima densidade em 240/50. Dispersão devido a dobras pós-Dn. Total de 32 medidas. (B) Atitude de Sn na região da ZCF, mostrando medidas N10-90E/NW. Total de 5 medidas; (C) Lineação mineral da fase Dn. Total de 7 medidas. Projeção equiárea de hemisfério inferior.



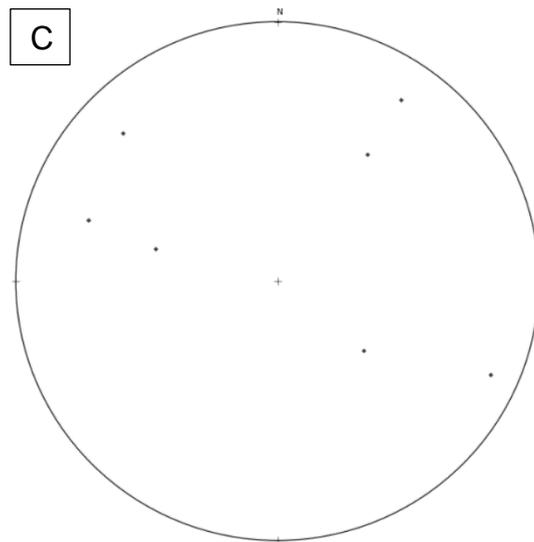
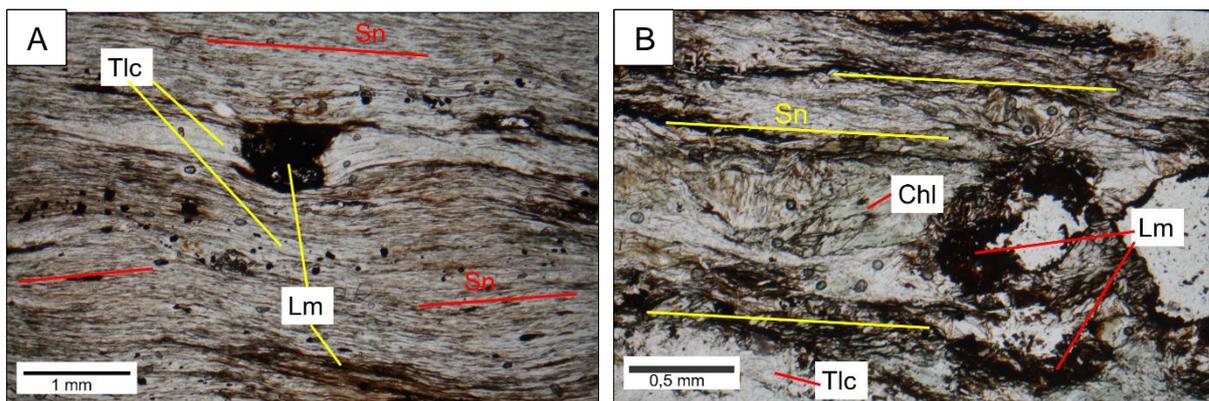


Figura 7.27- Feição da foliação Sn nas rochas metaultramáficas: (A) Neste talco xisto, a foliação Sn é marcada pela direção preferencial de cristais de talco e por faixas formadas por dissolução causando o aumento da proporção de opacos (MIG 223); (B) Em clorita-talco xisto, a foliação é marcada principalmente por faixas ricas em óxidos e hidróxidos de ferro e pela orientação preferencial do talco e clorita (MIG 205 A). Sn com atitude: 232/40 FOTOMICROGRAFIAS: A-B: com polarizadores paralelos.



7.4.3. Fases pós-Dn

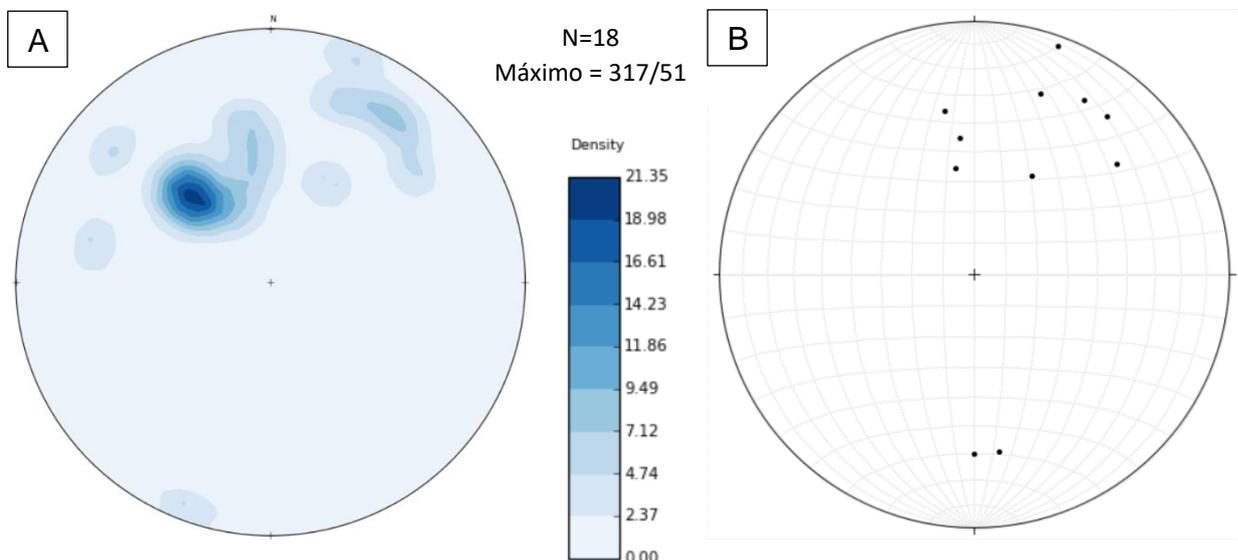
A foliação principal foi afetada por dobras e crenulações de eixo N50W e N-S, tal qual no GBF. Porém, diferentemente do que ocorre no GBF, as crenulações N50W são mais intensas e frequentes do que as de eixo N-S, o que pode ser devido ao fato de que a maioria dos pontos visitados estava fora da Zona de Cisalhamento de Faina. A relação de superposição entre as lineações de crenulação com essas duas direções permite afirmar que as dobras N50W são anteriores às dobras N-S. Logo, a deformação que gerou as dobras com eixo N50W é denominada Dn+1 e a que gerou as dobras de eixo N-S, de Dn+2. A fase Dn+1 é caracterizada por dobras com eixo N50W/20-60° e plano axial N10-20W/60-80 SW (Figs. 7.28 e 7.29 a). No *Greenstone Belt* de Faina, as dobras da fase Dn+1 apresentam a mesma direção mas o mergulho do eixo é menor comparado com o que é encontrado no GBSSR, isso pode ser devido (1) ao fato de a foliação Sn do GBSSR apresentar normalmente mergulho mais alto do que a foliação

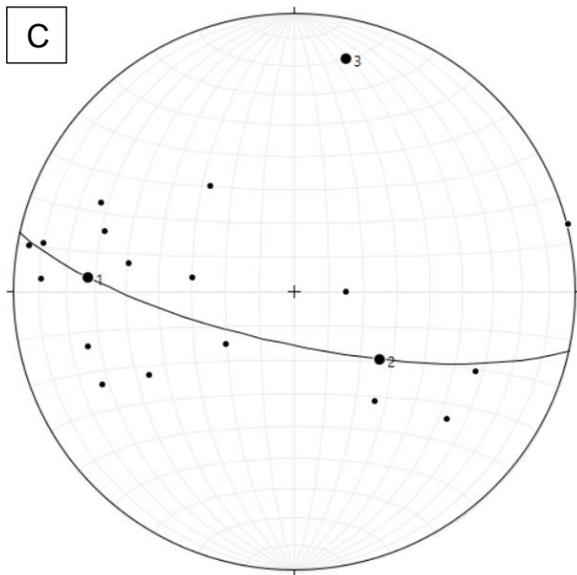
do GBF; (2) à influência das dobras pós-Dn de eixo N-S que afetaram a conformação final dessas dobras. A fase Dn+2 se caracteriza pela ocorrência de pequenas crenulações de eixo N-S (entre N10W a N50E – Fig. 7.29 b) de baixo ângulo e plano axial N55E/80-90NW e como dobras métricas formando amplos arqueamentos (Fig. 7.29 c-d).

Figura 7.28- Dobras e lineação de crenulação com atitude 320/55 e plano axial vertical (MIG 210).



Figura 7.29 – Estereogramas das fases pós-Dn e exemplo de dobra Dn+2 no GBSSR: (A) Estereograma com todos os eixos de dobras pós-Dn. A densidade máxima se deu em 317/51, porém existe um segundo máximo discreto em 34/25, que representa as dobras N-S. Total de 18 medidas. Projeção equiárea de hemisfério inferior; (B) Eixos de dobras da fase Dn+2 do GBSSR, com densidade máxima em 35/21. Total de 11 medidas. Projeção equiárea de hemisfério inferior; (C) Estereograma com as medidas de Sn no ponto MIG 210. O Eixo determinado para as sinformas e antiformas métricas (ver mapa geológico) é de 12/15. Projeção equiárea de hemisfério inferior; (D) Neste corte de estrada, há a ocorrência de várias sinformas e antiformas desenhadas por Sn, com plano axial vertical e eixo 32/24. A lineação de crenulação medida nessa charneira é de 52/30 (MIG 210).





7.5. Zona de Cisalhamento de Faina (ZCF)

Nos tópicos anteriores, a ZCF foi associada a deformação Dn+2 sendo responsável pela rotação da foliação de todos os domínios bem como a geração de dobras e crenulações de eixo N-S e plano axial vertical. Porém, alguns aspectos precisam ser esclarecidos em relação a essa zona, como a sua atitude. Quanto mais próximos os planos e as linhas do centro da zona de cisalhamento, mais a sua atitude tende a se aproximar do plano da zona de cisalhamento (plano atrator) com o aumento da deformação. Assim, no Complexo Caiçara, a atitude da ZCF parece ser cerca de N30-50E/50-70NW e no GBF a atitude seria N30-50E/25-40NW. Para o GBSSR e o Complexo Uv, não ha uma densidade de dados suficientes no centro da ZCF para se determinar a atitude. Seguindo essa mesma logica, a lineao de estiramento na porão central da zona deveria se aproximar da direo X do elipsoide de deformo (N30-50E ou S30-50E), no entanto, nos gnaisses miloníticos, ha lineao de estiramento congruentes com essa atitude, mas também são frequentes as lineao de estiramento de direo N-S, ou seja, subparalelas  lineao de crenulao associada a ZCF. Assim, não está claro o significado dessas duas direo de lineao de estiramento. No que diz respeito  cinemática da ZCF, os indicadores cinemáticos são majoritariamente destrais (ver tpico 7.1.3), o que já era esperado devido  configurao em mapa dos *greenstone belts*.

Foi observada uma inflexão da foliao do Complexo Caiçara e dos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita sob influência dessa estrutura (Fig. 7.30). Tendo em considerao que os *greenstone belts* de Faina, Serra de Santa Rita e os complexos TTG são conjuntos imbrincados com foliao principal de diferentes atitudes, a inflexão de cada domínio tem uma geometria distinta. A orientao geral da foliao do Complexo Caiçara a NW da Zona de

Cisalhamento de Faina é 253/50 passando para 285/44 na região dela e retornando para uma orientação 240/50 à SE dessa estrutura. Utilizando todos os dados de foliação do Complexo Caiçara foi calculada uma inflexão de eixo 275/52 (Fig. 7.31 a), porém se esse eixo fosse calculado somente utilizando-se os valores de maior densidade para cada região desse terreno, sua atitude seria 280/43, o que seria congruente com o mergulho mais baixo da foliação na região da ZCF. No *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita, a foliação apresenta orientação geral de 230/40, na área de influência da ZCF passa para 307/44, e a NW desta zona, retorna para 240/50. Essa inflexão gera um par antiformal/sinormal de eixo 273/46 (Fig. 7.31 b). No *Greenstone Belt* de Faina, a atitude geral da foliação é 240/32 e na região da ZCF, a foliação inflete para 300/21. Quando se calcula o eixo gerado por essa inflexão utilizando todos os dados de foliação do GBF, obtém-se um eixo 304/19, que é reflexo das dobras pós-Dn de eixo N50W (Fig. 7.31 c). Portanto, para se estimar o eixo gerado pela inflexão causada pela Zona de Cisalhamento de Faina, foram utilizadas atitudes de foliação Sn contidas em uma linha paralela à direção dos eixos das dobras Dn+1, minimizando assim as variações de Sn causadas por essa fase (ver Fig. 7.14), que formaram uma guirlanda com eixo de atitude 263/30 (Fig. 7.31 d).

Assim, percebe-se que o eixo da inflexão da foliação nesses três domínios é aproximadamente E-W. Contudo, o eixo das dobras associadas a essa fase é N-S. Tentando modelar essa situação, tem-se que um cisalhamento dextral de direção N50E geraria num momento inicial dobras aproximadamente N-S e que com o tempo esses eixos seriam rotacionados para ficarem paralelos à direção da zona de cisalhamento. Essa ideia serviria para explicar a presença de lineações de estiramento de direção N-S e N20-50E. A atitude da ZCF e das crenulações é compatível com esforços principais de direção E-W. Mas a inflexão da foliação calculada na Fig. 7.31 não parece compatível com esse esforço. Portanto, ainda restam muitas dúvidas em relação ao esforço que gerou essas deformações.

Figura 7.30- Mapa geológico mostrando os estereogramas e as medidas preferenciais (em vermelho) de cada domínio. Para ver a legenda litológica, consultar a Fig. 5.1.

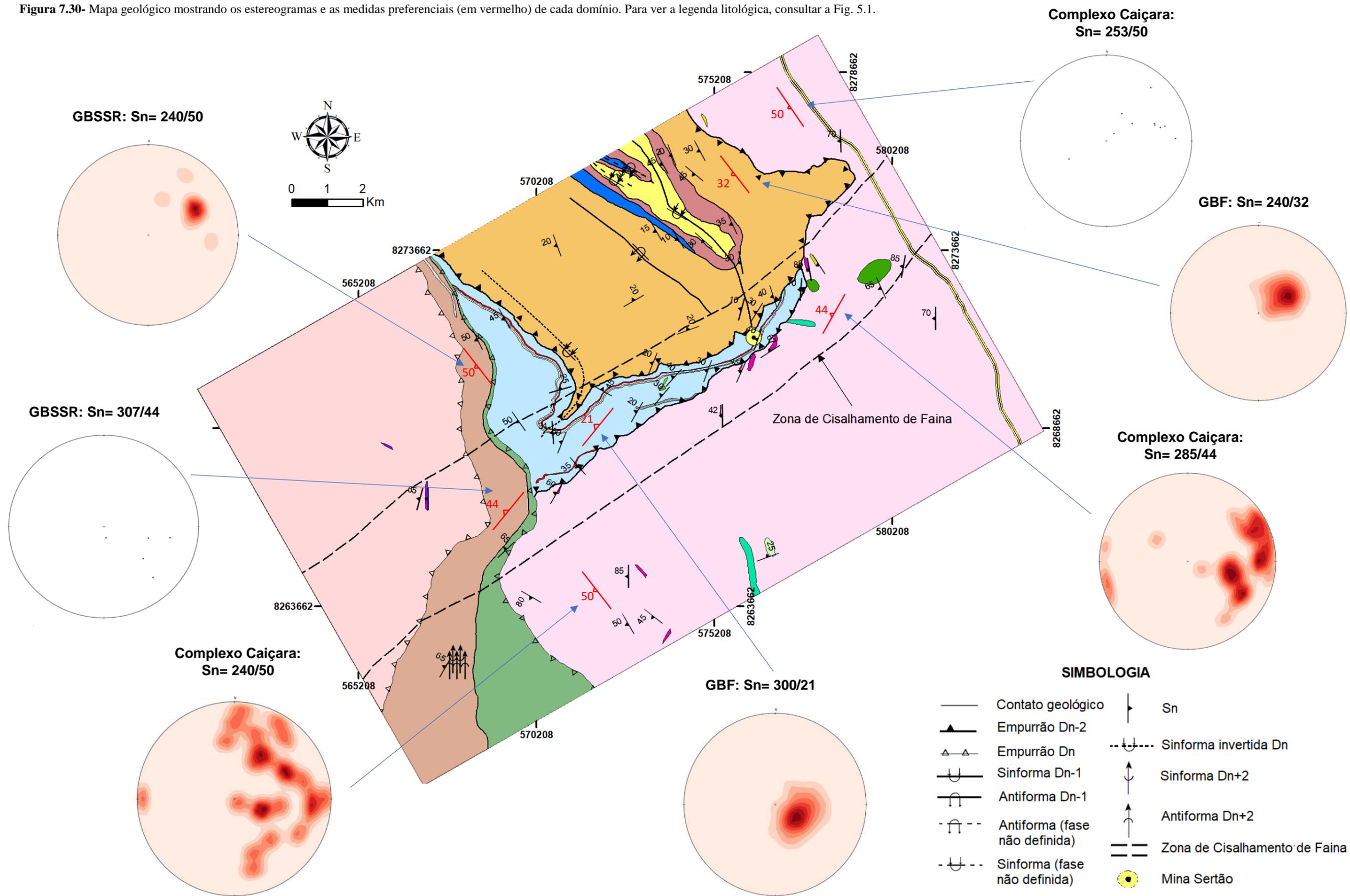
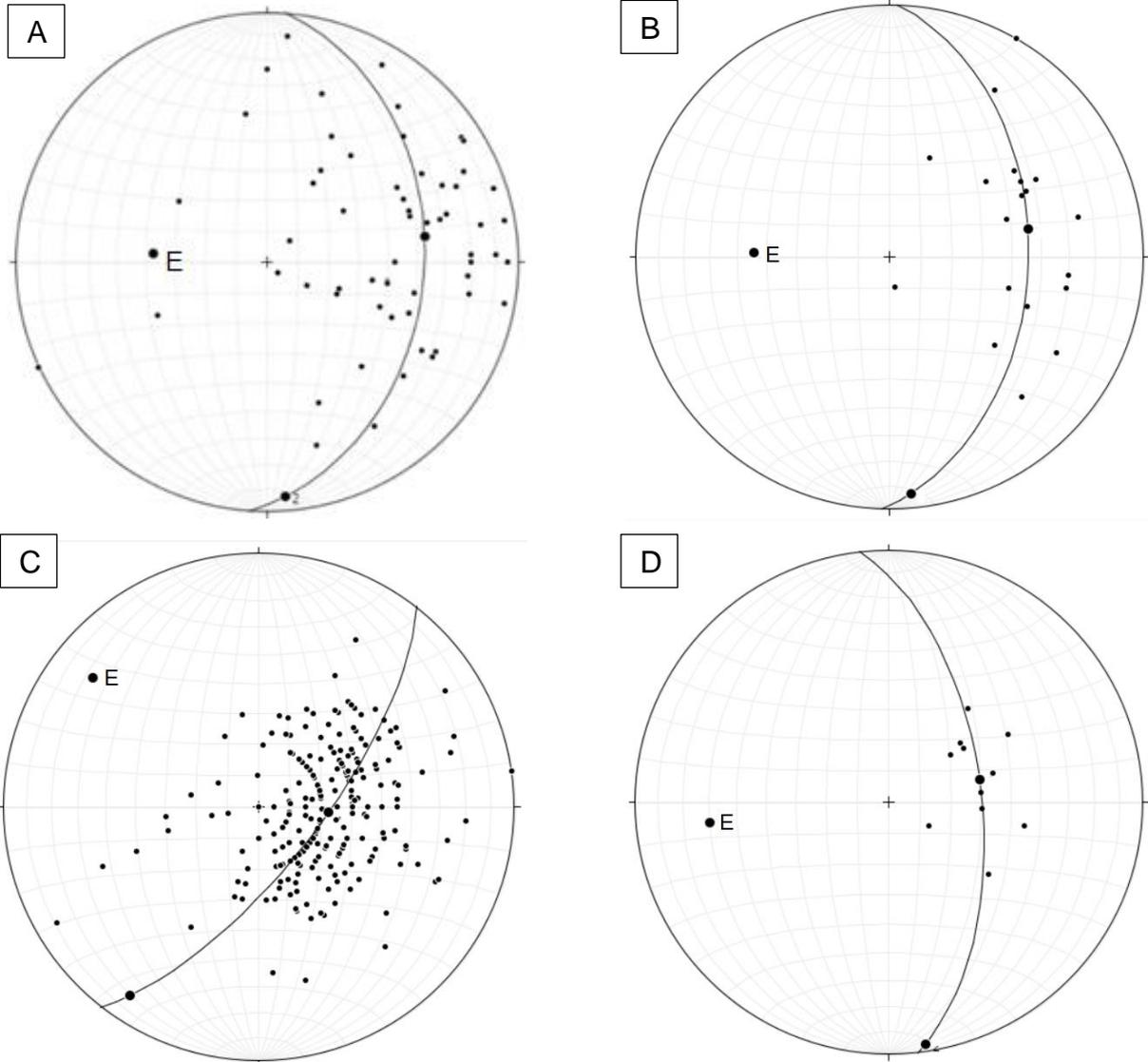


Figura 7.31- Estereogramas mostrando o efeito da inflexão causada pela ZCF: (A) Polos da foliação principal do Complexo Caiçara, mostrando o eixo gerado por essa inflexão: 275/52; (B) Polos da foliação do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita. Essa inflexão gera um par sinformal/antiformal de eixo 273/46; (C) Polos da foliação principal do *Greenstone Belt* de Faina, formando guirlanda com eixo: 304/19; (D) Polos da foliação Sn do GBF em uma linha paralela ao traço axial da sinforma, mostrando uma inflexão com eixo 263/30.



7.6. Evolução Estrutural

Neste trabalho, interpreta-se que o contato entre os *greenstone belts* e os complexos ortognáissicos se dá por meio de falhas de empurrão (Apêndice II – Mapa Geológico). Isso implica numa possível evolução estrutural diferenciada para esses compartimentos, tanto que nos complexos ortognáissicos identificou-se que a principal fase de deformação gerou uma foliação de alto ângulo, em condições de fácies anfibolito médio, não reconhecida nos *greenstone belts*. A Tabela 7.3 resume as estruturas identificadas em todos os domínios e suas idades relativas, e mostra que a formação dessa foliação foi possivelmente anterior à fase Dn-2 do GBF. Portanto, entende-se que essa estruturação foi anterior ao cavalgamento que colocou

Tabela 7.3- Resumo dos dados estruturais e suas idades relativas para os compartimentos estudados aqui.

Idade Relativa	Complexo Caiçara	Complexo Uvá	<i>Greenstone Belt</i> de Faina			<i>Greenstone Belt</i> Serra de Santa Rita		
			Foliação	Dobras	Lineação	Foliação	Dobras	Lineação
1°	Sn = 253/50 (fora da ZCF) Sn= 285/44 (na ZCF)	Sn = 270/82	-	-	-	-	-	-
2°			235/50	Eixo = 260/15 PA = 190/55 (Fase Dn-2)	Lm/Li = 254/14	-	-	Lm= 220-260/40-50 Li = 260-266/39-50 (Fase Dn-1)
3°	(Não se sabe se essa dobra afetou o Complexo Caiçara)	-	-	Sinforma e antiforma com eixo = 310/5-15 e PA vertical (Fase Dn-1)	-	-	-	-
4°	Sn+1 = 300/16 (ZCF) Li entre Sn e Sn+1 = 264/8 e 222/4 Eixo = 340/5	-	240/32 (fora da ZCF) 300/21 (Na ZCF)	Eixo = 300-320/0-20 e PA com baixo ângulo de mergulho para SW (Fase Dn)	Lm = 280/20 Li = 270-320/0-15	240/50 (fora da ZCF) 307/44 (na ZCF)	-	Li= 287-314/30-45 Lm= 285-314/19-50 e 114-129/12-55 (Fase Dn)
5°	-	-	-	Eixo = 310/0-30 e PA vertical (Fase Dn+1)	-	-	Eixo = 310/50-60 e PA vertical (Fase Dn+1)	-
6°	Crenulações de Eixo N-S e PA vertical	Crenulações de Eixo N-S e PA vertical	260/80 (local)	Eixo = N-S/0-20 e PA vertical (Fase Dn+2)	Lcren = N-S/0-20	-	Eixo = N-S/ e PA vertical (Fase Dn+2)	-

Legenda: PA: Plano Axial; Lcren: Lineação de crenulação Lm: Lineação mineral; Li: Lineação de intersecção; ZCF: Zona de Cisalhamento de Faina.

os *greenstone belts* em contato com os complexos TTG, e registra parte da história de evolução tectônica desses gnaisses.

Dentro do contexto do *Greenstone Belt* de Faina, a fase que foi denominada Dn-2 apresenta uma lineação mineral com atitude predominantemente 254/14, e os indicadores cinemáticos dessa fase mostram transporte para E-ENE. Interpreta-se que essa fase esteja associada ao cavalgamento da Sequência Metassedimentar Superior sobre a Sequência Metassedimentar Inferior e desse bloco sobre o Complexo Caiçara (Fig. 7.32 a). Não se sabe se essas Sequências seriam parte de uma mesma bacia ou se seriam bacias distintas. No contexto do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita, a lineação mineral Dn-1 possui atitude 220-260/40-50 e os indicadores cinemáticos mostram transporte NE-ENE. Considera-se que essa lineação esteja associada ao possível cavalgamento da Sequência Metassedimentar sobre a Sequência Metavulcânica (Fig. 7.32 c). Na área de estudo, foram feitas poucas observações desse contato, por isso ele foi tratado como indefinido. No entanto, outros mapas da região (como RESENDE et al. 1998 e BAÊTA et al. 2000) indicam que o contato entre essas duas sequências é tectônico. No GBSSR fica a dúvida se a Sequência Metavulcânica seria o embasamento das rochas metassedimentares ou não.

As fases Dn-1, Dn e Dn+1 do GBF apresentam dobras com eixo N50W, porém com planos axiais de atitudes distintas. No entanto considerando-se o conceito de deformação progressiva, entende-se que há uma grande possibilidade de que essas três fases ou pelo menos as fases Dn-1 e Dn, na realidade sejam parte de um mesmo evento deformacional contínuo que produziu diferentes estruturas ao longo do tempo. Se considerar que a fase Dn+1 ocorreu a uma temperatura muito mais baixa que a fase Dn (indicado pela ausência de recristalização das micas e do quartzo durante Dn+1), pode-se entender que essas duas fases seriam distintas. A lineação mineral da fase Dn apresenta atitude entre 280-300/0-20. Só foi encontrado um indicador cinemático dessa fase que mostra transporte para NW o que é pouco representativo. Então aqui não se deixou definido o sentido de transporte que pode ser para SE ou para NW.

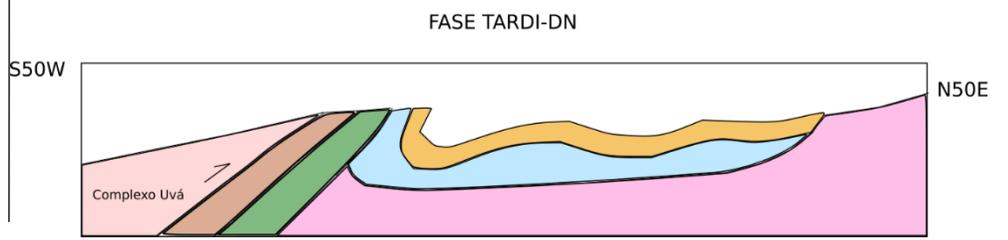
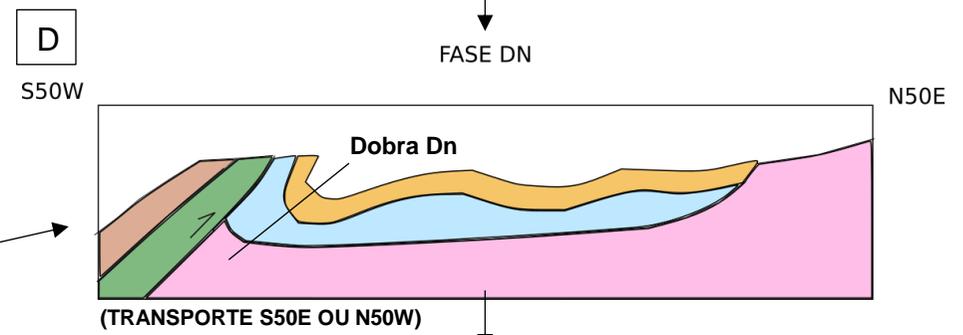
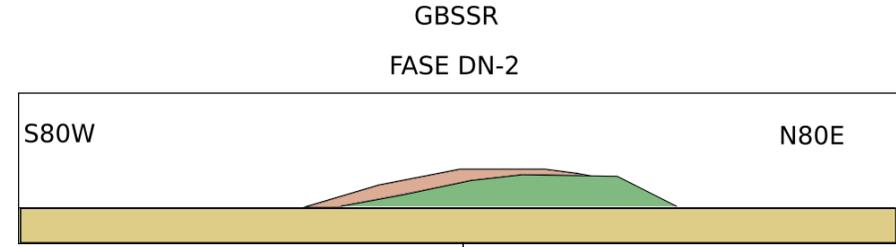
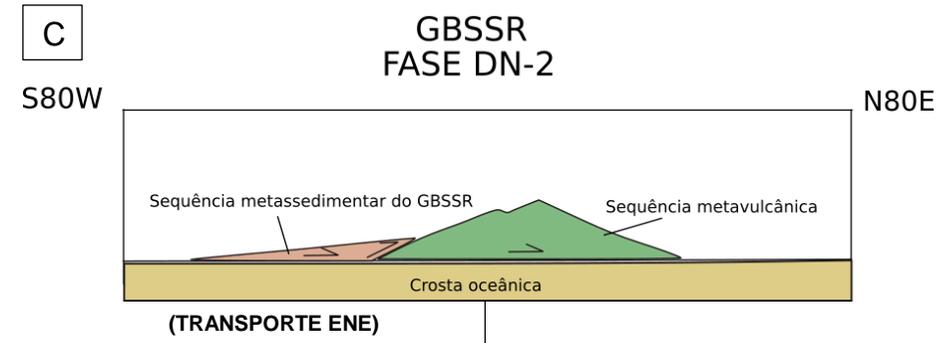
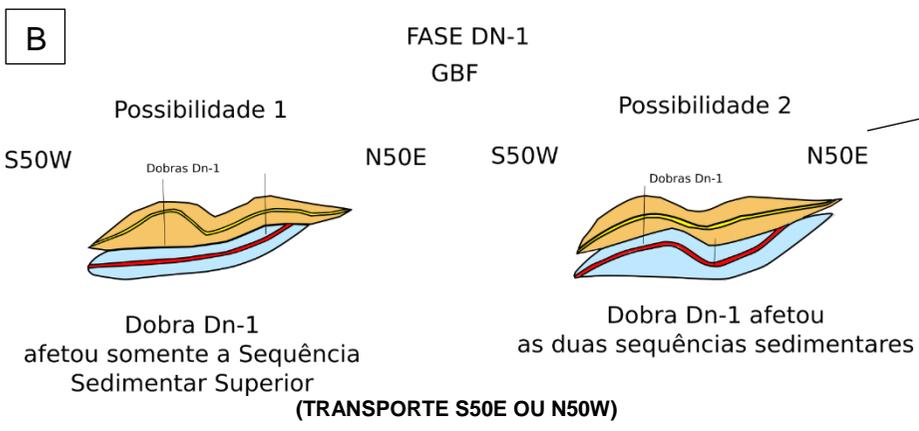
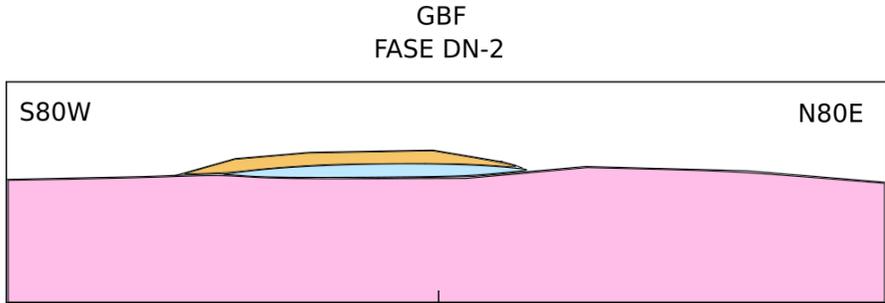
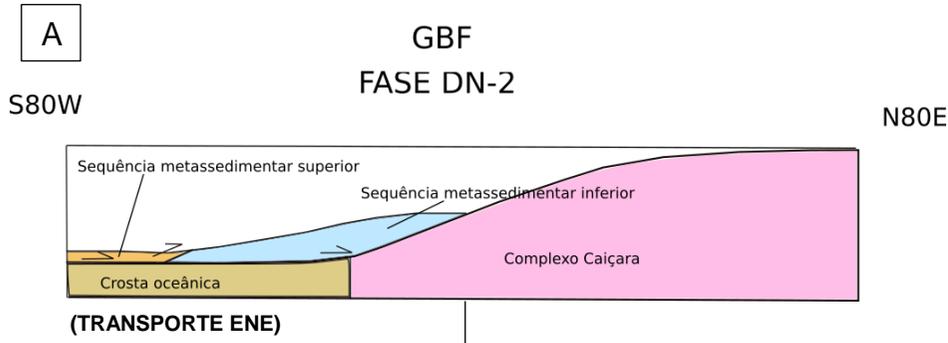
Na fase Dn-1, houve a formação de uma sinforma e antiforma que afetaram principalmente a Sequência Metassedimentar Superior do GBF, porém podem ter afetado a Sequência Metassedimentar Inferior (Apêndice II - Seção Geológica e Fig. 7.32 b). No contato do GBF com o Complexo Caiçara parece que essas dobras não estão desenhadas. No entanto, se a hipótese de que o alojamento do GBF sobre o Caiçara ocorreu durante o evento Dn-2, então a fase Dn-1 deve tê-lo afetado de alguma forma. Considerando-se que a estrutura principal do Complexo Caiçara era a foliação principal subvertical ($S_n=250/50$), o efeito esperado seria uma

tendência a verticalizar essa feição ou causar a reativação local dessa foliação. Essa dobra provavelmente se formou à medida que o bloco GBF cavalgava o Complexo Caiçara.

Na fase Dn, o bloco GBF já estava sobreposto ao Complexo Caiçara e houve uma leve mudança na geometria das dobras (a sinforma formada durante Dn-1 possui plano axial vertical e, na fase Dn, o plano axial das dobras passa a mergulhar cerca de 30° para SW). Em Dn, possivelmente ocorreu o cavalgamento do bloco GBSSR sobre o GBF e o Complexo Caiçara (Fig. 7.32 d). A sinforma mapeada no sul da área, afetando as rochas do GBF provavelmente se formou nessa fase (Apêndice II – Mapa Geológico/Seção Geológica). O cavalgamento do Complexo Uv sobre todos os outros blocos deve representar um estágio tardio da fase Dn. A fase Dn+1 está associada a crenulaes e dobras de eixo N50W e plano axial vertical, identificadas em ambos os *greenstone belts* e que se formaram em condies de temperatura mais baixas do que as estruturas da fase Dn. Essa fase pode representar uma nova fase com cinemática própria ou com cinemática Dn, nesse último caso, ela pode ser interpretada como progressiva com Dn.

A estrutura de destaque relacionada  fase Dn+2, a Zona de Cisalhamento de Faina, possivelmente se formou aproveitando uma antiga zona de fraqueza do Complexo Caiçara. Quando se desfaz o deslocamento causado pela ZCF, percebe-se que falta a continuidade do GBF a SE desse lineamento, o que sugere que já deveria existir nesse local uma descontinuidade que limitava a sequência e que provavelmente se trata de uma falha. Essa constatação está de acordo com Resende et al. (1998) que levantou a possibilidade de a Falha de Faina ser sin-sedimentar, devido ao contraste no registro sedimentar de Faina e Santa Rita, de essa estrutura ter sido reativada durante deformaes posteriores. A ZCF apresenta movimento dextral, sendo as dobras e as crenulaes N-S associadas ao mesmo evento que gerou essa estrutura, pois embora estejam presentes em todos os domínios, são muito mais comuns nas proximidades da ZCF, além de serem compatíveis com o provável esforço principal que causou o cisalhamento dextral da zona.

Figura 7.32 (na próxima página) - Figura esquemática mostrando os estágios de evolução estrutural propostos para a área estudada: (A) Fase Dn-2 do GBF, mostrando as Sequências Metassedimentares Inferior e Superior como duas bacias distintas próximas. Essa fase envolveu o transporte ENE da Sequência Superior sobre a Inferior e desse conjunto sobre o Complexo Caiçara; (B) A Fase Dn-1 do GBF envolve a formação de uma sinforma e antiforma desenhada pelos contatos das rochas da Sequência Metassedimentar Superior, não ficou claro no mapeamento se essa deformação também envolveu as rochas da Sequência Inferior. Portanto, foram colocadas as duas possibilidades; (C) Fase Dn-1 do GBSSR (equivalente a Dn-2 do GBF) provavelmente envolveu o transporte da Sequência Metassedimentar sobre a Sequência Metaultramáfica (não se sabe se a Sequência Metaultramáfica era o embasamento da Sequência Metassedimentar ou se elas eram vizinhas); (D) A Fase Dn envolve o cavalgamento do GBSSR sobre o GBF e o Complexo Caiçara. Num momento mais tardio, o Complexo Uv colide com esse bloco. Nessa fase, se formariam dobras isoclinais apertadas que geram foliação plano axial. A fase Dn-2 não foi representada em seção, mas se refere a deformação da ZCF.



8. Discussões

8.1. Comparação com mapas geológicos anteriores

O mapa elaborado mostra algumas diferenças importantes com mapas já publicados da área (Resende et al. (1998) – Fig. 8.1; Baêta Jr. et al. (2000) – Fig. 8.3; Jost et al. (2014) – Fig. 8.2, e Toledo et al. 2014 – Fig. 3.3) que trazem importantes implicações para a interpretação da estratigrafia e evolução tectônica da área. Essas diferenças são:

(1) Nos mapas de Resende et al. (1998) e Jost et al. (2014), os dois *greenstone belts* estão inteiramente estruturados segundo um sinclínório de direção S50E. Porém, aqui, entende-se que as rochas do *greenstone belt* de Faina estão estruturadas por uma sinforma (à NE), uma antiforma (à SW) pré-Dn com eixo de direção N50W e plano axial subvertical e uma sinforma, provavelmente Dn, com eixo de direção N50W e plano axial de baixo ângulo (à SW). No entanto, essas dobras seriam locais e não abrangeriam o *greenstone* inteiro. Alguns trabalhos como o mapeamento feito pelos alunos da Unesp em 2013 e Martins (2016) não encontraram evidências de um sinclínório nas porções centrais e norte do GBF e concluem que apesar de existirem várias dobras, a superfície envoltória dos contatos litoestratigráficos estaria estruturada segundo um homoclinal.

(2) Nos mapas de Resende et al. (1998) e Jost et al. (2014), o depósito Sertão estaria inserido numa unidade de metabasaltos e uma porção muito maior da área de estudo seria de unidades vulcânicas, mas que na verdade, correspondem a metassedimentos, como demonstrado neste trabalho e também nos mapas de Baêta Jr et al. (2000) e Toledo et al. (2014).

(3) O mapa de Baêta Jr. et al. (2000) divide as rochas metassedimentares do GBF em Unidade Química e Unidade Psamo-pelítica, ou seja, não reconhece a existência de duas sequências psamo-pelíticas.

(4) O mapa de Toledo et al. (2014) reconhece a existência de duas sequências metassedimentares no GBF, porém a disposição espacial dessas duas sequências é diferente do que é apresentado no presente trabalho. Em Toledo et al. (2014), a Sequência Inferior aflora somente na porção mais leste do GBF, considerando que o Depósito Sertão estaria hospedado em rochas da Sequência Superior. Aqui neste trabalho foram reconhecidas rochas da Sequência Inferior na porção SE e SW do GBF, sendo que o depósito Sertão estaria hospedado nessa Sequência. No entanto, a Sequência Inferior apresentaria um adelgaçamento para NE, onde é truncada pela Sequência Metassedimentar Superior.

(5) Os mapas de Resende et al. (1998), Jost et al. (2014) e Toledo et al. (2014) mostram o truncamento das rochas do GBSSR na Falha de Faina. No entanto, no mapa produzido aqui

foi mostrado que as rochas do GBSSR cuja atitude regional é N30W/40SW foram inflectidos para N30E nas proximidades dessa estrutura. Mas a NW dela, as camadas voltam a assumir a direção regional, mostrando continuidade para NW, onde ocorrem sobrepostas tectonicamente às rochas do GBF. Isso mostra que as rochas do GBSSR atravessam a estrutura conhecida como Falha de Faina, mas não são rompidas encontrando-se sobrepostas às rochas do GBF por meio de cavalgamento. O mapa de Baêta Jr et al. (2000) mostra essa passagem de rochas de um *greenstone* para o outro sem truncamento, mas não observam a relação de empurrão entre o GBSSR e o GBF.

Figura 8.1- Mapa do *greenstone belt* de Faina retirado de Resende et al. (1998). O polígono representa a área de estudo.

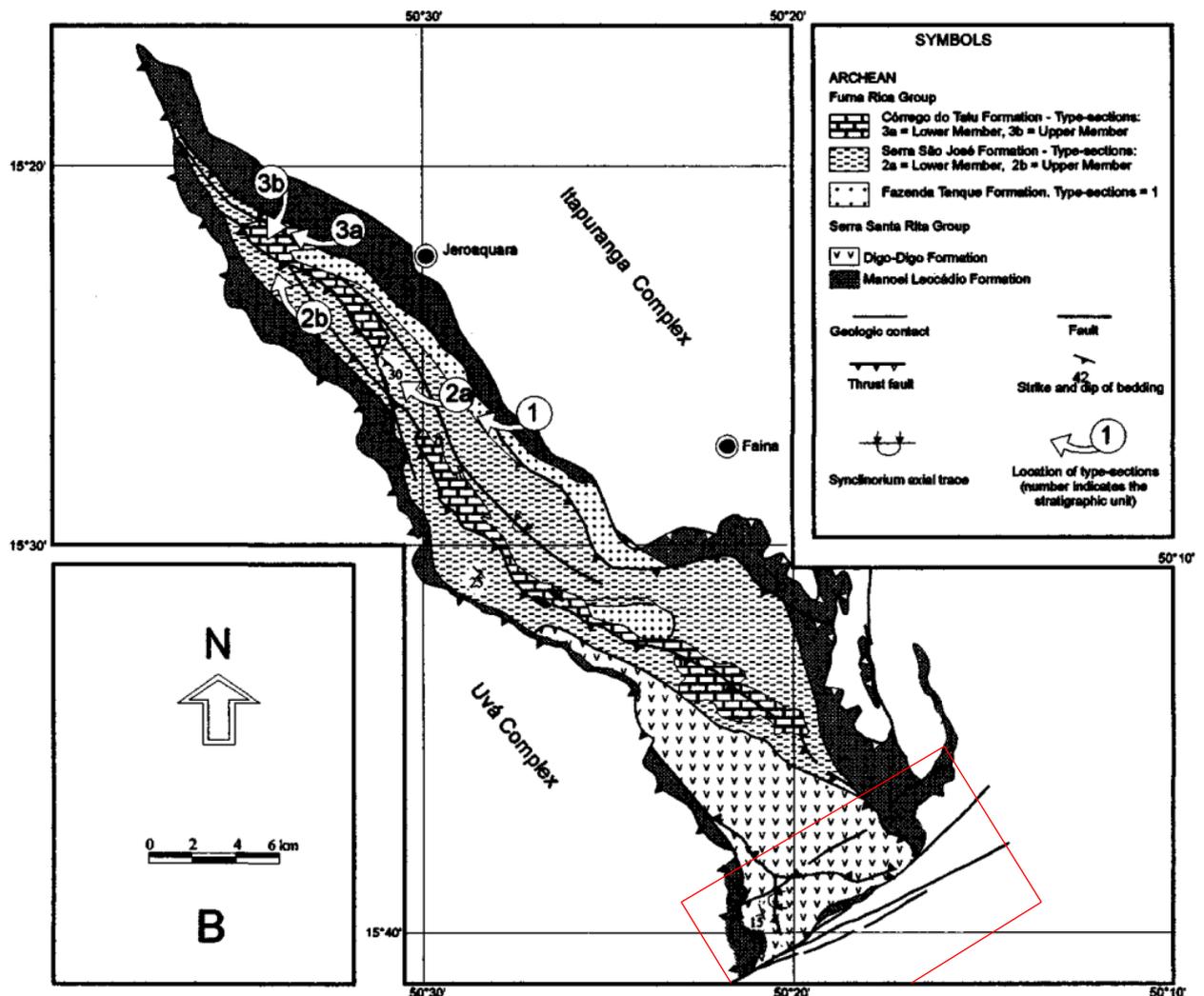


Figura 8.2 (na próxima página) - Mapa dos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita, retirado de Jost et al. (2014). O polígono vermelho representa a área de estudo.

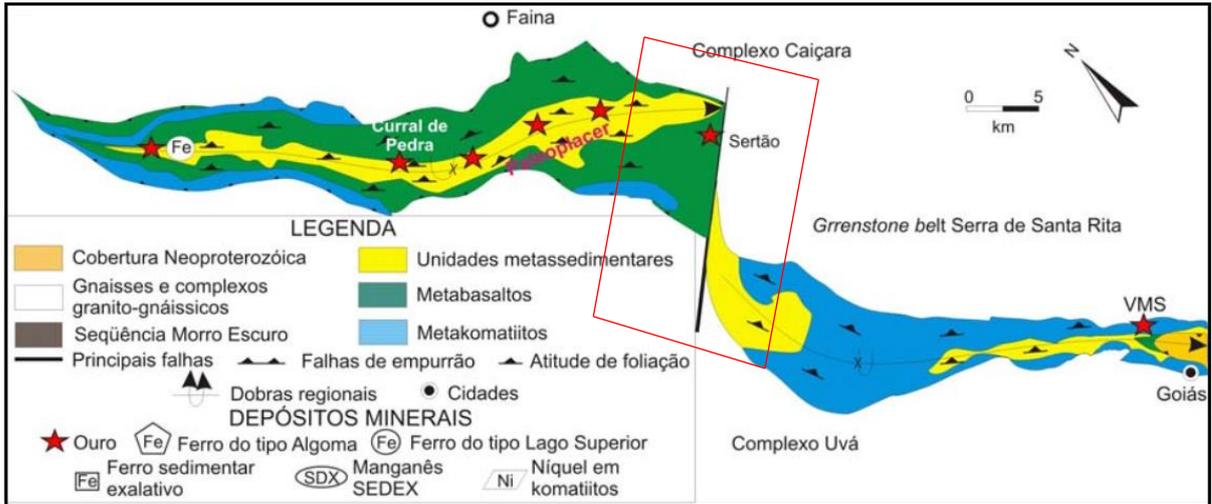
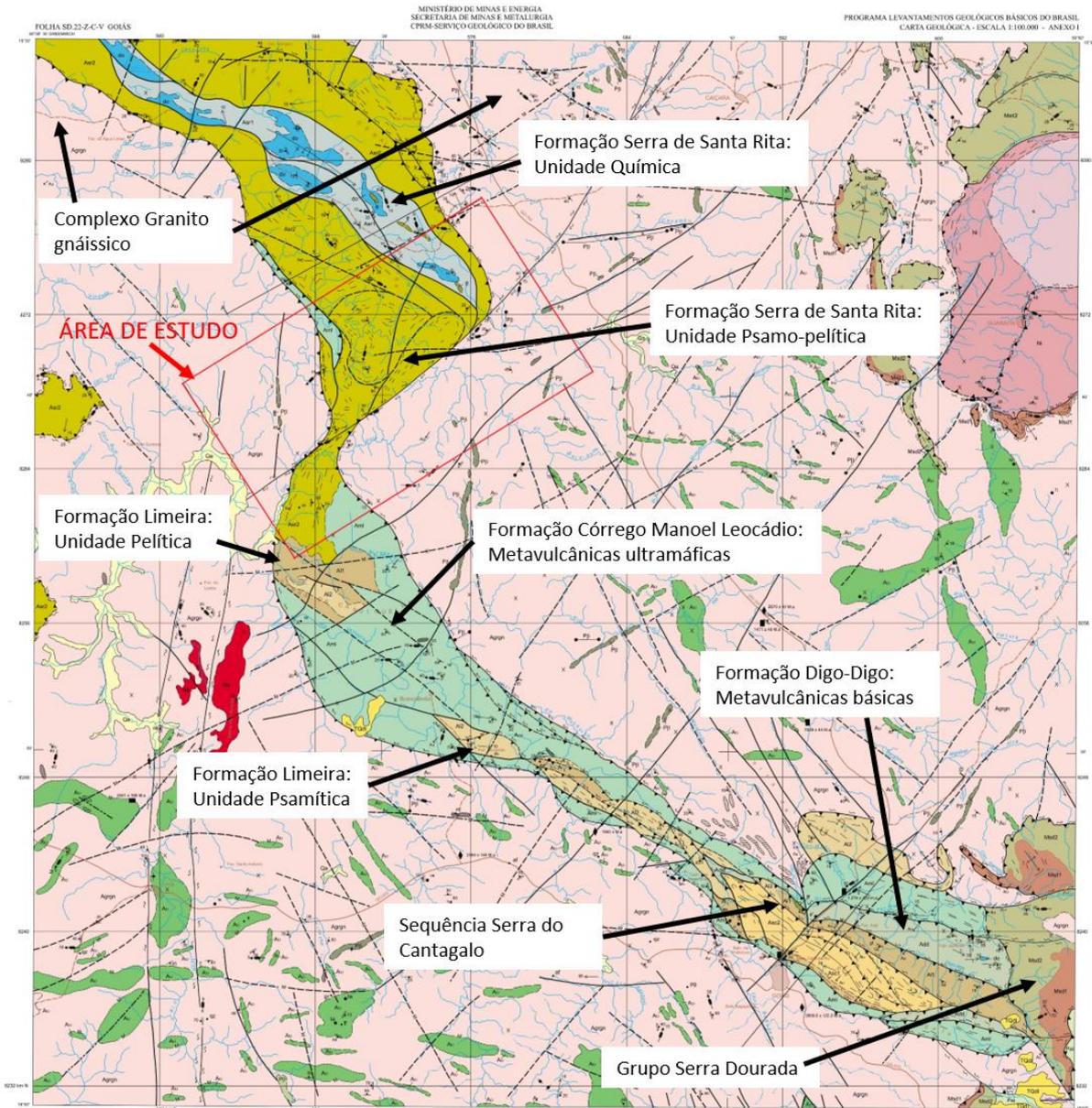


Figura 8.3- Mapa da Folha Goiás, mostrando o *greenstone belt* Serra de Santa Rita e parte do *greenstone belt* de Faina, produzido por Baêta Jr et al. (2000). O polígono vermelho representa a área de estudo. Legenda indicada dentro da figura.



Essas novas observações têm algumas implicações interessantes como (a) em geral, as rochas metavulcânicas do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita são consideradas estratigráfica e estruturalmente sotopostas às rochas metassedimentares de Faina, mas aqui foi observada uma relação de cavalgamento em que o GBSSR está sobre o GBF. Isso exige uma reinterpretação da relação estratigráfica entre os dois *greenstone belts* e da litoestratigrafia de cada um deles; (b) a presença da Sequência Metassedimentar Inferior na porção SE da área tem implicação significativa para a pesquisa de ouro na região, pois, identificou-se que o depósito Sertão estaria inserido em rochas da Sequência Inferior. A mineralização aurífera da mina Cascavel (a noroeste da área de estudo) explorada pela Orinoco Gold e um garimpo desativado (Alvo Rio Ferreira – área requerida pela Mineração Goiás Velho Ltda) na região sudoeste do GBF na área de estudo, também estão inseridos nessa Sequência. Isso denota a importância metalogenética dessa Sequência e a necessidade de mais estudos nela; (c) a sinforma chamada aqui de Dn-1 foi bem reconhecida em campo e apresenta um importante controle na geometria das camadas e possivelmente da mineralização do depósito Sertão. Em mapa, parece que o traço axial dessa sinforma desvia para a região do depósito. Além disso, zonas de charneira são regiões importantes para a concentração de fluidos mineralizantes constituindo um tipo de controle estrutural. Assim, parece haver possibilidade de que a mineralização Sertão esteja controlada pela zona de charneira dessa sinforma.

8.2. Falha de Faina ou Zona de Cisalhamento de Faina?

A ocorrência da inflexão da foliação em todos os compartimentos, combinada com o fato de que o *greenstone belt* Serra de Santa Rita não é truncado por essa estrutura e o domínio de estruturas dúcteis e milonitos, e não cataclitos como se esperaria de uma deformação predominantemente rúptil, fez com que este trabalho propusesse o uso do termo Zona de Cisalhamento (Dúctil) de Faina no lugar de Falha de Faina para destacar o caráter dúctil dessa estrutura. No entanto, quando se desfaz o deslocamento causado por essa estrutura, percebe-se a falta de continuidade do *Greenstone Belt* de Faina a SE desse lineamento o que sugere que já deveria existir nesse local uma descontinuidade que limitava essa sequência. Resende et al. (1998) propõem que o contraste do registro sedimentar de Faina e Serra de Santa Rita poderia indicar que a Falha de Faina fosse sin-sedimentar. No entanto, se esse fosse o caso, seria esperado facilogia sedimentar típica de escarpa de falha como conglomerados e uma abundância de brechas de gnaiss, pois provavelmente seria uma estrutura de baixa temperatura. No geral, parece que o cisalhamento destrai seria a reativação de alguma estrutura mais antiga do Complexo Caiçara, mas que provavelmente não seria da época da sedimentação.

8.3. Modelos de Evolução Estrutural e Tectônica

Neste tópico, são primeiro apresentados e discutidos alguns modelos de evolução tectônica que já existem para os *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita e, em seguida, se propõe um modelo de evolução tectônica, com base nos novos dados obtidos no presente trabalho.

8.3.1. Modelo de evolução tectônica de Resende et al. (1998 e 1999)

No modelo de Resende et al. (1998 e 1999), as rochas vulcânicas dos dois *greenstone belts* seriam similares e de mesma origem, mas os pacotes sedimentares seriam de duas bacias distintas. Estes autores acreditam que as bacias sedimentares de Faina e Serra de Santa Rita seriam contemporâneas e espacialmente próximas, tendo recebido, a partir de certo momento, detritos de uma área-fonte comum. Essa hipótese é sustentada por algumas semelhanças entre idade-modelo (descritas no capítulo de Geologia Regional) e proveniência. Estes mesmos autores também fizeram estudos de proveniência sedimentar com base em composição mineralógica de lâminas delgadas, litogeoquímica e em dados de química mineral de clorita e muscovita e obtiveram uma maior contribuição de rochas ultramáficas e máficas nos pacotes sedimentares inferiores e uma maior contribuição félsica nos pacotes sedimentares superiores.

Com esses dados, Resende et al. (1999) propuseram que a área fonte dos sedimentos das sequências basais eram os próprios komatiitos e basaltos adjacentes, o que seria compatível com as idades apresentadas por essas rochas (2,96-2,92 Ga por BORGES et al. 2017). Já os pacotes sedimentares superiores teriam uma área fonte mais félsica com contribuição de granitos não potássicos, os quais os complexos TTG seriam fortes candidatos. E essa mudança na área fonte significaria o fechamento das bacias e o início de um arco magmático. As idades-modelo Sm-Nd e U-Pb em zircão para o Uvá e o Caiçara mostram que essas rochas poderiam ser as fontes para os metassedimentos dos *greenstone belts*. No entanto, resta a dúvida de por que os zircões detríticos das paleobacias Faina e Serra de Santa Rita teriam idade arqueana se a deposição dos dolomitos se deu ao fim do Riaciano (segundo a correlação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos dolomitos com a Anomalia Lomagundi). Afinal, existem intrusões magmáticas, como o Enxame de Diques Morro Agudo de Goiás, de idade mais nova e que poderiam fornecer uma população de zircões mais novos.

Além disso, na reconstrução paleogeográfica de Resende et al. (1998 e 1999), as bacias Faina e Serra de Santa Rita estão separadas por uma barreira, que seria a Falha de Faina, e sugerem que os pacotes sedimentares do topo de Santa Rita representariam um transbordamento de carga clástica sobre essa falha. No entanto, o mapa geológico produzido neste trabalho

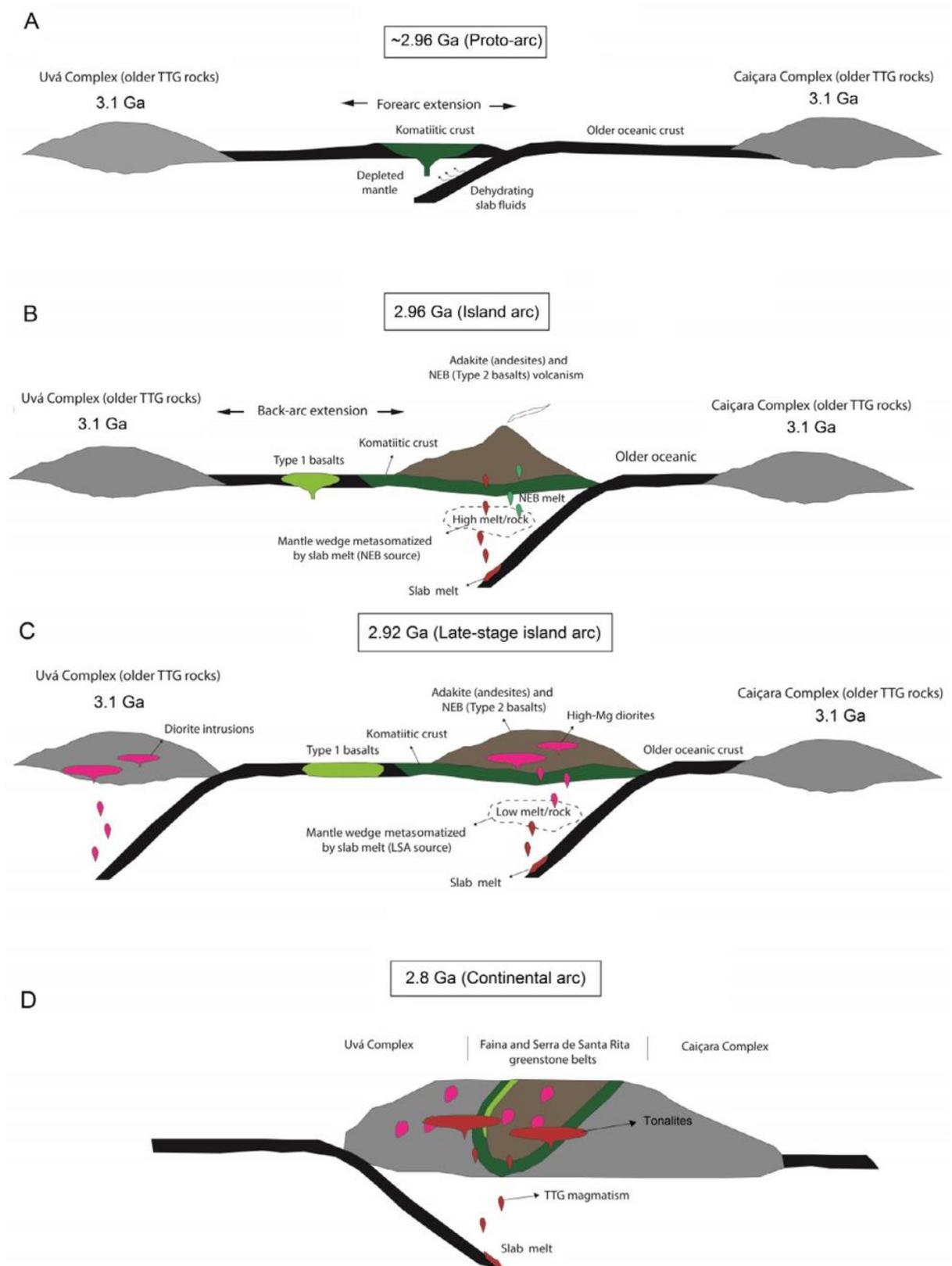
mostra que a sequência sedimentar de Santa Rita não é truncada por essa estrutura e cruza o alinhamento da falha a sul, sobrepondo-se através de cavalgamento ao GBF. Assim, essa hipótese é incompatível com essa nova configuração geológica.

8.3.2. Modelo de evolução tectônica de Borges et al. (2017)

O modelo geotectônico proposto por Borges et al. (2017), Fig. 8.4, foi construído a partir de dados geoquímicos e geocronológicos das rochas vulcânicas e plutônicas dos dois *greenstone belts*. Este modelo relaciona a formação de komatiitos a um processo similar ao dos boninitos em um ambiente de extensão de antearco associado a uma subducção (2,96 Ga) (estágio de proto-arco). No estágio de arco de ilha, haveria vulcanismo basáltico e adakítico, e num estágio mais tardio haveria a formação de dioritos ricos em Mg (2,92 Ga). Todos esses estágios ocorrendo dentro de um processo de colisão entre os Complexos Uvá e Caiçara em que os *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita também seriam comprimidos (gerando o sinclínório que estruturaria as faixas, segundo Resende et al., 1998) e com magmatismo tonalítico de idade 2,8 Ga.

No entanto, esse modelo considera somente as idades das cinco amostras selecionadas (detalhadas no Capítulo 3) e a geoquímica das porções magmáticas dos *greenstone belts*, e desconsidera as relações estruturais e a presença das sequências sedimentares. O primeiro contraponto que pode ser feito para esse modelo é em relação ao imbrincamento das sequências sedimentares. Se Resende et al. (1998) e Baêta Jr et al. (2000) propuseram que a Sequência Serra do Cantagalo, de idade de sedimentação máxima de 2,36 Ga (RESENDE et al. 1998), foi imbrincada aos pacotes sedimentares mais antigos do GBSSR e posteriormente dobrada – então o sinclínório apresentado na figura deve ter menos de 2,36 Ga, muito mais novo que 2,8 Ga (idade do tonalitos apresentada na figura). Além disso, mesmo que se desconsidere o sinclínório, onde se encaixam as sequências sedimentares associadas aos pacotes máfico-ultramáficos nesse modelo?

Figura 8.4- Estágios de evolução geodinâmica propostos para os *greenstone belts* Serra de Santa Rita e Faina. As rochas vulcânicas e plutônicas estão inseridas numa evolução de arco de ilha em 2,96-2,92 Ga e de arco continental em 2,8 Ga. Retirado de Borges (2016) e Borges et al. (2017).



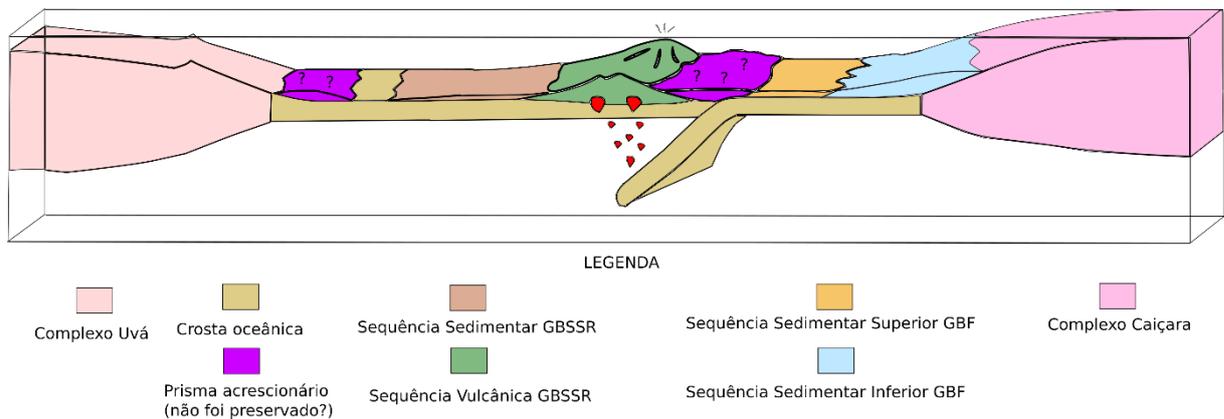
8.3.3. Modelo de evolução deste trabalho

Neste tópico se tentou colocar as unidades estudadas dentro de ambientes tectônicos (Fig. 8.5) de forma que a evolução estrutural apresentada no Capítulo 7 faça sentido. Assim, sugere-se um modelo de evolução estrutural associando a direção de transporte e as fases de deformação com os possíveis eventos tectônicos. No entanto, este trabalho abrange uma área muito pequena dos terrenos envolvidos, o que dificulta a generalização dos dados obtidos para o todo. Há também uma enorme carência de dados que possam dar subsídios para a confecção do modelo como (1) a ausência de dados geocronológicos sobre a idade das fases de deformação ou das mineralizações de ouro; (2) o fato de que há muitas escamas tectônicas nos dois *greenstone belts* e que não se sabe a distribuição espacial original das sequências sedimentares e dos pacotes vulcânicos; (3) também não se tem informações de como que era a crosta na qual essas bacias se instalaram; (4) desconhece-se se as sequências sedimentares superior e inferior de Faina eram ciclos diferentes de uma mesma bacia ou se pertenciam a bacias distintas, o mesmo é válido para as os pacotes sedimentares de Serra de Santa Rita, também se desconhece qual seria a relação entre as bacias de Faina e Serra de Santa Rita; (5) não se sabe a distância do deslocamento dessas escamas tectônicas. Em suma, na confecção de um modelo há muito mais incertezas do que certezas.

Entende-se que o Complexo Caiçara e o Complexo Uvá seriam dois crátons distintos e entre eles existiria pelo menos uma placa oceânica (cuja crosta seria provavelmente em parte composta pelos komatiitos e basaltos que atualmente fazem parte do empilhamento dos *greenstone belts*) e no mínimo uma zona de subducção (Fig. 8.5). Os andesitos e basaltos da base do GBSSR foram colocados num ambiente de arco de ilha, devido à existência de pelo menos uma zona de subducção. As bacias sedimentares de Faina e Serra de Santa Rita provavelmente se formaram sobre crosta oceânica (mas talvez o Complexo Caiçara possa ser o embasamento da bacia de Faina). O trabalho de Resende et al. (1998) entende que a paleobacia Serra de Santa Rita teria se formado a uma maior profundidade do que a bacia de Faina (e tentou-se representar isto aqui). Além disso, com base nas idades U-Pb e Sm-Nd dos zircões detríticos das paleobacias Faina e Serra de Santa, se poderia ter que as bacias se formaram contemporaneamente ao arco de ilha (idade de ~2,9 Ga, segundo BORGES et al., 2017). No entanto, considerando a correlação da anomalia de $\delta^{13}\text{C}$ dos dolomitos do GBSSR e GBF com o Evento Lomagundi, tem-se que essas bacias seriam significativamente mais novas e o arco de ilha já estaria desativado quando da deposição dessas bacias. Por último, este modelo não levou em consideração muitas das escamas tectônicas mapeadas em outras partes dos dois

greenstone belts como a Sequência Serra do Cantagalo, que foi imbrincada no GBSSR, e a sequência metavulcânica ultramáfica do GBF.

Figura 8.5- Possibilidade de ambiente tectônico das unidades estudadas neste trabalho. Os Complexos Uv e Caiçara são interpretados como cratons. Aqui as sequncias sedimentares de Faina foram colocadas como duas bacias adjacentes, mas talvez fossem dois ciclos da mesma bacia. No momento da sedimentação (~2,2-2,0 Ga, sedimentação dos dolomitos de Faina), o magmatismo no arco (~2,9 Ga - Borges et al. 2017) já estaria desativado e forneceria parte da carga sedimentar das bacias (junto com os komatiitos e os complexos TTG), de acordo com os estudos de proveniência de Resende et al. (1999) e Brant et al. (2015).



Assim, com base nos dados estruturais, acredita-se que na fase Dn-2, os esforços compressivos já tinham se instalado na região, acarretando em empurrão com vergência para ENE que levou ao transporte da Sequência Superior sobre a Sequência Inferior de Faina e desse conjunto sobre o Complexo Caiçara. Ao mesmo tempo em que provavelmente o pacote sedimentar de Serra de Santa Rita também cavalgava o pacote vulcânico. Dentro desse mesmo contexto compressivo, na fase Dn, essas seqncias, agora unidas, iriam se comportar como dois blocos: Faina e Serra de Santa Rita, sendo transportados, caracterizando uma possível colisão. Na fase Dn, as lineaes minerais e de estiramento já mostram uma outra direção de transporte (N50W), mas mesmo com essa mudança vetorial, as fases Dn-2 e Dn parecem fazer parte do mesmo contexto de fechamento de bacia e possivelmente não devem ter ocorrido muito distantes no tempo. Assim, a fase Dn se caracteriza pelo cavalgamento do bloco Santa Rita sobre Faina e Caiçara e, também, pela colisão do Complexo Uv com esse conjunto de compartimentos, sendo responsável pelo fechamento do paleo-oceano e pela configurao próxima a atual. Num período que poderia ser próximo a tardio, há o estabelecimento da Zona de Cisalhamento de Faina na fase Dn+2 causando a inflexão das estruturas e a formao de crenulaes N-S generalizadas na rea.

Em relação às idades das fases de deformação, entende-se que no *greenstone belt* de Faina, o pico metamórfico se deu na fase Dn-2 e que a mineralização se formou durante a fase Dn (BOGOSSIAN et al. 2018). Aqui neste trabalho, foram identificados sulfetos Dn e pós-Dn nas rochas do depósito Sertão (vide Capítulo 5). No entanto, ainda não há dados sobre a idade da mineralização de Faina. Se a idade da mineralização de Faina for similar à obtida em Crixás (datação Re-Os em arsenopirita mostrou idade de 2126 ± 16 Ma, MARQUES et al. 2013) e Pilar de Goiás (idade Pb-Pb em galena de 2025 Ma - PULZ, 1995), temos que as fases Dn-2 e Dn são paleoproterozoicas. Afinal, subentende-se que em um depósito de ouro orogênico, os fluidos hidrotermais estão associados à deformação compressiva. A idade paleoproterozoica está em conformidade com o modelo de Jost et al. (2010) e (2014) que sugerem que teria havido um ciclo de abertura e fechamento de orógeno no Paleoproterozoico, assim os estágios de bacia, deformação, metamorfismo e mineralização seriam restritos ao Riacciano. Essa hipótese foi formulada a partir das idades das mineralizações de Crixás e Pilar de Goiás aliado a diversos eventos magmáticos que ocorreram no Paleoproterozoico ao longo de todo o Terreno Arqueano de Goiás (enxames de diques com idades Sm-Nd de 2,3-2,5 Ga no Complexo Caiçara e outros enxames de idade U-Pb em zircão de 2,14-2,17 Ga nos *greenstone belts* do norte). Em adicional, o imbricamento da Sequência Serra de Cantagalo ($T_{DM}=2,36$ Ga) às rochas do GBSSR confirmam que a deformação principal seria mais nova que 2,36 Ga.

Já a fase Dn+2 parece ser neoproterozoica, devido a sua possível relação com o Lineamento Transbrasiliano (Lineamento Moiporá-Novo Brasil), à amalgamação do Terreno Arqueano Paleoproterozoico na Faixa Brasília (que se acredita que tenha sido no Neoproterozoico, segundo PIMENTEL et al. 2000a e JOST et al. 2014) e a presença de dobras correlacionáveis a essa fase no Grupo Serra da Mesa e Serra Dourada, de idade de sedimentação máxima mesoproterozoica (SIMÕES, 1984; MARQUES, 2009; SILVA, 2011; TEIXEIRA, 2012; SILVA; SIMÕES, 2013 e 2017). Além disso, Pimentel et al. (1996) obtiveram idade Rb/Sr em gnaisse porfírico (Complexo Uvã) sintectônico a um cisalhamento N-S com idade de 759 Ma. Esses autores identificaram diversas zonas de cisalhamento N-S associadas a dobras de eixo N-S. Simões (1984) também descreveu falhas de direção N-S subverticais e dobras de eixo N-S (com mergulho suave para sul) e plano axial subvertical em rochas do Grupo Serra Dourada na região de Mossâmedes. Tanto Pimentel et al. (1996) quanto Simões (1984) observaram que essas estruturas N-S se tornam mais significativas em direção a oeste, o que reforça a relação dessas estruturas com o Lineamento Moiporá-Novo Brasil. Mesmo que a ZCF e as dobras N-S da área de estudo não sejam correlacionáveis às zonas de cisalhamento e dobras identificadas no Grupo Serra Dourada, há diversas evidências de que essa fase é de menor

temperatura (ver tópico 7.3.5) e provavelmente não faria parte do mesmo contexto paleoproterozoico de fechamento de bacia. Como não há registro de uma orogênese mesoproterozoica no contexto da Faixa Brasília, entende-se que essa deformação seria neoproterozoica.

Dessa forma, tem-se que as fases Dn-2 e Dn são provavelmente paleoproterozoicas. E que a fase Dn+2 provavelmente é neoproterozoica.

8.4. Sugestões para trabalhos futuros

A partir do que foi discutido neste capítulo, percebe-se que há uma grande carência de dados para os *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita. Assim sugere-se estudos voltados (1) para a mineralização de Faina que ainda não foi datada (estudo em andamento por Bogossian); (2) para a idade do metamorfismo e das fases de deformação (onde possível) dos *greenstone belts*, o que forneceria mais controle para o entendimento da evolução do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico; (3) refinamento do mapeamento dos *greenstone belts* do sul; (4) investigação estrutural de ampla escala no Terreno Arqueano-Paleoproterozoico envolvendo as porções norte e sul, visando a comparação da evolução estrutural de cada setor, para melhorar o entendimento do modelo geodinâmico e estrutural do Terreno; (5) aprofundar o estudo da Falha de Faina/Zona de Cisalhamento de Faina, buscando mais indicadores cinemáticos e feições que mostrem evidências de reativação, além de sua possível relação com o Lineamento Moiporá-Novo Brasil; (6) Entender a influência da tectônica neoproterozoica (da Faixa Brasília) sobre os *greenstone belts*. Um bom local seria a SE da cidade de Goiás, onde a faixa *greenstone belt* tem direção geral NW em alto ângulo com a direção NE das rochas afetadas pela tectônica brasileira.

9. Conclusões

Através do mapeamento geológico-estrutural da região do depósito de ouro Sertão, foi possível caracterizar aspectos litoestratigráficos e estruturais que trazem importantes implicações para a evolução geológica da área.

(1) Houve o reconhecimento de rochas metassedimentares da Sequência Metassedimentar Inferior do *Greenstone Belt* de Faina, nas porções SE e SW desse *greenstone*, até então não identificadas em mapeamentos anteriores;

(2) A partir do que foi concluído em (1), tem-se que o Depósito Sertão está hospedado em rochas da Sequência Metassedimentar Inferior, diferentemente do que foi apontado em outros mapeamentos;

(3) As duas sequências metassedimentares do *Greenstone Belt* de Faina, no local, estão separadas por uma descontinuidade de baixo ângulo, provavelmente uma falha de empurrão;

(4) Foi identificada na área uma grande dobra sinformal afetando as rochas do *Greenstone Belt* de Faina e uma provável estrutura antiformal para sul, cujas relações com a foliação principal indicam que se trata de dobras pré-Dn com eixo caindo cerca de 10° para N50W e plano axial subvertical;

(5) Também foi reconhecida uma grande dobra sinformal, possivelmente Dn, que afeta as rochas da porção SW do *Greenstone Belt* de Faina, com eixo caindo também para N50W e plano axial mergulhando 30-40° para SW;

(6) No *greenstone belt* de Faina, foram identificadas cinco fases de deformação: Dn-2, Dn-1; Dn; Dn+1; Dn+2. Com exceção da fase Dn-1, essas fases possuem estruturas equivalentes no *greenstone belt* Serra de Santa Rita. No entanto, entende-se que as estruturas das fases Dn-1 e Dn podem representar uma deformação progressiva;

(7) No Complexo Caiçara, foram identificadas três fases de deformação, denominadas Dn, Dn+1 e Dn+2. A fase Dn é caracterizada por uma foliação de alto ângulo de mergulho, não identificada nos *greenstone belts*, interpretada como anterior às sequências *greenstone*, associada à formação dos gnaisses. A fase Dn+1 é equivalente a fase Dn do *greenstone belt* de Faina; e a fase Dn+2 seria a mesma em toda a área de estudo. No Complexo Uvã, do qual se tem poucos dados, foram identificadas estruturas das fases Dn (foliação principal de alto ângulo) e Dn+2 (dobras e crenulações de eixo N-S);

(8) A identificação da continuidade do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita a noroeste da Falha de Faina, onde não é truncado por esse alinhamento, aliada à inflexão da foliação tanto nos metassedimentos quanto nos complexos granito-gnáissicos e ao predomínio de feições

dúcteis nos afloramentos, fazem com que esse trabalho proponha a utilização do termo Zona de Cisalhamento de Faina no lugar de Falha de Faina;

(9) As fases de deformação identificadas nos *greenstone belts* foram associadas a possíveis eventos tectônicos: (a) A fase Dn-2 foi associada ao cavalgamento da Sequência Metassedimentar Superior sobre a Inferior do GBF e desse conjunto sobre o Complexo Caiçara e ao possível cavalgamento da Sequência Metassedimentar do GBSSR sobre a Sequência Metaultramáfica do GBSSR; (b) As fases Dn-1 e Dn foram associadas ao cavalgamento do bloco Santa Rita sobre o *greenstone belt* de Faina e o Complexo Caiçara e à colisão do Complexo Uvá sobre todos conjunto; (c) A fase Dn+1 não foi associada a nenhum evento específico, mas talvez seja uma manifestação tardia de menor temperatura dos eventos Dn; (d) A fase Dn+2 foi associada ao mesmo evento que gerou a deformação na Zona de Cisalhamento de Faina;

(10) Estima-se que as fases de deformação Dn-2 e Dn sejam paleoproterozoicas, já que as rochas carbonáticas do GBF foram afetadas pelas fases Dn-2 e Dn, esses eventos deformacionais devem ser mais jovens do que 2,2 – 2,06 Ga que é a idade indicada para a sedimentação destas rochas com base na correlação de $\delta^{13}\text{C}$ nos dolomitos. E entende-se que a fase Dn+2 seja neoproterozoica devido à sua possível relação com o Lineamento Moiporá- Novo Brasil;

(11) A identificação de que as rochas do GBSSR estão cavalgando as rochas do GBF implica em necessidade de revisão das correlações estratigráficas entre os dois *greenstone belts*.

(12) Como a sinforma Dn-1 também pode ter afetado a Sequência Metassedimentar Inferior, a projeção do traço axial passa próximo ao local do depósito Sertão, sendo possível que a zona de charneira dessa dobra tenha atuado como controle estrutural para mineralização.

10. Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Review*, v. 17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. O embasamento da Plataforma Sul Americana. In: _____. *O Precambriano do Brasil*. São Paulo: Ed. Edgard Blucher, 1984, p. 1-5.
- BAÊTA JR, J. D. A.; OLIVEIRA, C. C.; PINHEIRO, M. M.; ANDRADE, R. S.; CAMARGO, M. A. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Escala 1:100.000, Folha SD.22-Z-C-V, Goiás, CPRM, 2000.*
- BEGHELLI JUNIOR, L. P. *Charnockitos e ortognaisses da porção centro-oeste do Bloco Arqueano de Goiás: Dados geoquímicos e isotópicos*. 2012. 87 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2012.
- BLUM, M. L. B.; JOST, H.; MORAES, R. A. V.; PIRES, A. C. B. Caracterização dos complexos ortognaissicos arqueanos de Goiás por gamaespectrometria aérea. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. 2, p. 147-152, 2003.
- BOGOSSIAN, J.; HAGEMANN, S.; RODRIGUES, V.; ROBERTS, M.; LOBATO, L. M. Hydrothermal altheration and mineralization in the Faina greenstone belt: evidence from the Cascavel and Sertão gold deposits, Goiás, central Brazil. In: SEG 2018: Metals, Minerals and Society, 2018, Keystone, USA, Abstracts... SEG, 2018. Disponível em: <http://www.segabstracts.org/conferences/seg/images/presentations/Bogossian_3287/1136/seg%20poster_bogossian.pdf> Acesso em: 11 fev. 2019.
- BORGES, C. C. A. *Petrografia, Geoquímica e geocronologia das rochas metavulcânicas e metaplutônicas dos greenstone belts Faina e Serra de Santa Rita: Implicações para o ambiente tectônico*. 2016. 107 p. Dissertação (Mestrado em geologia, área de concentração em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2016.
- BORGES, C. C. A.; TOLEDO, C. L. B.; SILVA, A. M.; CHEMALE JR., F.; JOST, H.; LANA, C. C. Geochemistry and isotopic signatures of metavolcanic and metaplutonic rocks of the Faina and Serra de Santa Rita greenstone belts, Central Brazil: Evidences for a Mesoarchean intraoceanic arc. *Precambrian Research*, v. 292, p. 350-377, 2017.
- BRANT, R. A. P. SOUZA, V. S.; DANTAS, E. L.; JOST, H.; RODRIGUES, V. G.; CARVALHO, M. J.; ARAÚJO, K. C. Contribuição ao estudo de proveniência sedimentar com base em dados U-Pb para o greenstone belt de Faina, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, n. 14, 2015, Brasília, Anais... Brasília: SBG, 2015. p. 30-33.
- BUCHER, K; GRAPES, R. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8 ed., Springer, 2011, 428 p.
- CAMPOS, D. N. *Caracterização dos alvos Cascavel e Tinteiro, Greenstone Belt de Faina, GO: Implicações na identificação de novos alvos potenciais para a exploração mineral*. 2015. 72 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2015.
- CARNEIRO, H. P. *Caracterização Geológica e Estrutural da Porção Centro-Norte do Greenstone Belt de Faina, Faina (GO)*. 2013. 53 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 2013.

CARVALHO, M. J.; RODRIGUES, V. G.; JOST, H. Formação Arraial Dantas: depósito aurífero detrítico glaciígeno do greenstone belt de Faina, Goiás. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 3., 2013, UFRGS, Gramado. *Anais...* 2 p.

CARVALHO, G. F. *Caracterização e controle estrutural de mineralização aurífera na mina Curral de Pedra, Greenstone belt de Faina – GO*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 2017.

CARVALHO, A. S. *Correlação entre os modelos geotécnicos de curto e médio prazo da Mina Ingá, Crixás, Goiás*. 2018. 48 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia Geológica) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2018.

DANNI, J. C. M.; DARDENNE, M. A., FUCK, R. A. Geologia da região da Serra da Santa Rita e Sequência Serra de Cantagalo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, n. 1, 1981, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG, 1981, p. 265-280.

DARDENNE, M. A. The Brasilia Fold Belt. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds). *Tectonic Evolution of South America*. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, n. 31, 2000, Rio de Janeiro, p. 231-264.

FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, n. 4, 1994, Brasília. *Anais...* Brasília, p. 184 – 187.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; DEL'REY SILVA, L. J. H. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Estrutural do Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, n. 38, 1994, Balneário Camboriú. *Anais...*, Balneário Camboriú, p. 215-216.

IBGE/DSG. *CARTA TOPOGRÁFICA GOIÁS SD-22-Z-C-II*. 1974.

JOST, H.; OLIVEIRA, A. M. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* v. 4, p. 201 -214, 1991.

JOST, H.; CARMELO, A. C.; MENESES, P. R.; Litologias, relações de contato e estrutura do Bloco Caiamar, Crixás, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, n. 4, 1994, Brasília. *Anais...*, Brasília: SBG, 1994a, p. 18-20.

JOST, H.; VARGAS, M. C.; FUCK, R. A.; KUYUMJIAN, R. M.; PIRES, A. C. B. Relações de contato, litologias, geologia estrutural e geofísica do Bloco Arqueano do Moqué, Crixás, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, n. 4, Brasília, 1994b. *Anais...*, Brasília: SBG, 1994, p. 15-17.

JOST, H.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; RANCAN, C. C.; REZENDE, D. B.; SANTOS, E.; PORTELA, J. F.; MATTOS, L.; CHIARINI, M. F. N.; OLIVEIRA, R. C.; SILVA, S. E. Geologia e geocronologia do Complexo Uvã, Bloco Arqueano de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, n. 4, p. 559-572, 2005.

JOST, H.; CHEMALE JR, F.; DUSSIN, I. A.; TASSINARI, C. C. G.; MARTINS, R. A U-Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás greenstone belt, Goiás, Central Brazil. *Ore Geology Reviews*, vol. 37, p. 127-139, 2010.

JOST, H.; RODRIGUES, V. G.; CARVALHO, N. J.; CHEMALE Jr, F.; MARQUES, J. C. Estratigrafia e geocronologia do greenstone belt de Guarinos, Goiás. *Série científica Geologia USP*, São Paulo, v. 12, n. 2, p. 3-48, 2012.

JOST, H.; CHEMALE JR., F.; FUCK, R. A.; DUSSIN, R. A. Uv complex, the oldest orthogneisses of the Archean Paleoproterozoic terrane of central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 47, p. 201-212, 2013.

JOST, H.; CARVALHO, M. J.; RODRIGUES, V. G.; MARTINS, R. Metalogênese dos greenstone belts de Goiás. In: SILVA, M. G.; NETO, M. B. R.; JOST, H.; KUYUMJIAN, R. M. (Orgs.), *Metalogênese das províncias tectnicas brasileiras*, Belo Horizonte: CPRM, 2014. p. 141-168.

KUYUMJIAN, R. M.; JOST, H. Low- and high-alumina komatiites of Goiás, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 20, p. 315-326, 2006.

MANGE, M.; WRIGHT, D. *Heavy minerals in use*. 3. Ed. Elsevier Science, 2007. 1328 p.

MARQUES, G. C. *Geologia dos grupos Ara e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins*. 2009. 116 p. Dissertao (Mestrado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

MARQUES, J. C.; JOST, H.; CREASER, R. A.; FRANTZ, J. C.; OSÓRIO, R. G. Age of arsenopyrite gold-bearing massive lenses of the Mina III and its implication on exploration, Crixás greenstone belt, Goiás Brazil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, n. 3, 2013, Gramado. *Anais...*, 2013. 32 p.

MARTINS, J. E. S. *Caracterizao Geológica-Estrutural da Região Aurífera de Santa Rita (Jeroaquara), Norte do Greenstone Belt de Faina (GO)*. 2016. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduao em Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 2016.

MELEZHIK, V. A.; HUHMA, H.; CONDON, D. J.; FALLICK, A. E.; WHITEHOUSE, M. J. Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event. *Geology*, v. 35, n. 7, p. 655-658, 2007.

PASCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. *Microtectonics*. 2 ed. Würzburg: Springer, 2005, 366 p.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; SILVA, L. J. H. D. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre os terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 26, n. 2, p. 61-70, 1996.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C. F.; ARAÚJO, S. M. The basement of the Brasília Fold Belt and Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, n. 31, 2000a, Rio de Janeiro, p. 195-230.

PIMENTEL, M. M. JOST, H.; ARMSTRONG, R.; FUCK, R. A.; JUNGES, S. L.; RESENDE, M. G. Re-appraisal of the Santa Rita Greenstone Belt stratigraphy, Central Brazil, based on new U-Pb SHRIMP age and Sm-Nd data of felsic metavolcanics rocks. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 157-160, 2000b.

PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. A.; DANTAS, E. L.; POTREL, A. Neoproterozoic anatexis of 2.9 Ga old granitoids in the Goiás-Crixás block, Central Brazil: evidence from new SHRIMP U-Pb data and Sm-Nd isotopes. *Geologia USP, Série Científica* v. 3, p. 1-12, 2003.

PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evoluo da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Ed. Beca. 2004. p. 355-368.

PULZ, G. M. *Modelos prospectivos para ouro em Greenstone Belts: O exemplo dos depósitos Maria Lázara, Guarinos e Ogó, Pilar de Goiás*. 1995. 189 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1995.

QUEIROZ, C. L.; JOST, H.; SILVA, L. C.; MCNAUGHTON, N. J. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of granite-gneiss complexes and implications for the evolution of the central Brazil Archean terrain. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 26, 100-124, 2008.

RESENDE, M. G.; JOST, H.; OSBORNE, G. A.; MOL, A. G. Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, Central Brazil: a new proposal. *Revista Brasileira de Geologia*, v. 28, n. 1, p. 77-94, 1998.

RESENDE, M. G.; JOST, H.; LIMA, B. E. M. TEIXEIRA, A. A. Proveniência e idades- modelo Sm-Nd de rochas siliciclásticas arqueanas dos greenstone belts de Faina e Serra de Santa Rita, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 281-290, 1999.

RESENDE, M. G. *Evolução das supracrustais metassedimentares arqueanas na região de Goiás-Faina, GO*. 1999. 259 p. Tese de doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

RIBEIRO, J. G. *Caracterização Geológica de área central do Greenstone Belt de Faina, Faina-GO*. 2016. 66 p. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2016.

SCHOBENHAUS, C.; RIBEIRO, C. L.; OLIVA, L. A. TAKANOHASHI, J. T.; LINDEMAYER, Z. G.; VASCONCELOS, J. B.; ORLANDI, V. *Carta Geológica do Brasil ao milionésimo: Folha Goiás, DNPM-DGM*, Brasília, 114 p., 1975.

SILVA, M. P.; ROCHA, C. Caracterização da mineração aurífera em Faina, Goiás, em um contexto ambiental histórico e atual. *Ambiente & Sociedade*, Campinas, v. 11, n. 2, p. 373-388, 2008.

SILVA, A. J. C. A. *Caracterização Estrutural da Porção sul do Greenstone Belt de Guarinos, GO*. 2011. 141 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2011.

SILVA, A. J. C. A.; SIMÕES, L. S. A. Caracterização estrutural da porção sul do Greenstone Belt de Guarinos, GO. *Brazilian Journal of Geology*, vol. 43, n. 4, p. 623-638, 2013.

SILVA, A. J. C. A.; SIMÕES, L. S. A. Idades U-Pb de zircão detrítico da sequência metassedimentar superior na região do Greenstone Belt de Guarinos, Goiás. *Geologia USP, série científica*, São Paulo, v. 17, n. 3, p. 49-66, 2017.

SIMÕES, L. S. A. *Geologia do Grupo Araxá na região de Mossâmedes – Goiás e as ocorrências minerais associadas*. 1984. 219 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 1984.

SOUZA, T. P. *Caracterização geológica do alvo aurífero Garimpo, Centro-Norte do Greenstone Belt de Faina (GO)*. 2016. 72 p. Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2016.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, v. 12, p. 1-33, 1976.

TASSINARI, C. C. G.; JOST, H.; SANTOS, J. C.; NUTMAN, A. P.; BENNELL, M. R. Pb and Nd isotope signatures and SHRIMP U-Pb geochronological evidence of paleoproterozoic age for Mina III

gold mineralization, Crixás District, Central Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, n. 5, 2006, Punta Del Este, Uruguay. *Short Papers Volume*, p. 527-529.

TEIXEIRA, A. S. 1981. Geologia da região de Goiás-Faina. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA CENTRO-OESTE, n. 1, 1981, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG, 1981, p. 344-360.

TEIXEIRA, A. C. *Análise estrutural e microtectônica da inflexão do Jordino e depósitos de ouro associados no Greenstone Belt de Pilar de Goiás*. 2012. 92 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2012.

TOLEDO, C. L. B.; SILVA, A. M.; CHEMALE JR, F.; ALMEIDA, T.; GARNIER, J.; ARAUJO FILHO, J.O.; HAUSER, N.; BOTELHO, N. F.; JOST, H.; BERNARDI, G. B.; PAIVA, R. G.; MAGALDI, T. T.; FERREIRA, V. H. C. S.; MAGALHÃES, H. V. B.; ARAUJO, B. V. B.; SILVA, L. B. C.; BASTOS, Y. M. M.; TEIXEIRA, C. D.; VIEIRA, H. A.; MORAES, F. G. M.; NEIVA JR, F. B.; MANSUR, E. T.; SOARES, T. M.; VALLE, R. S. C.; SILVA, S. P.; OLIVEIRA, A. L.; MARTINS, P. L. G.; FRANCO, G. S.; LAMBLÉM, H. S.; LEITE, A. M.; FAZIO, G.; TOPAN, J. G. O.; DALDEGAN, L. C. B.; CASSEMIRO, R. B. *Projeto Faina-Goiás: Mapeamento geológico em escala 1:25.000 dos greenstone belts Faina e Serra de Santa Rita*. Trabalho de Formatura UnB (Graduação em Geologia), 2014.

TOMAZZOLI, E. R. *Geologia, petrologia, deformação e potencial aurífero do greenstone belt de Goiás – GO*. 1985. 206 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1985.

TOMAZZOLI, E. R.; NILSON, A. A. Contribuição à geologia, metamorfismo e deformação do “greenstone belt” de Goiás (GO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34. (II SIMPÓSIO DE “GREENSTONE BELTS” BRASILEIROS), 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG, 1986, p. 615-629.

TOMAZZOLI, E. R. *Aspectos geológicos e petrológicos do Enxame de Diques Morro Agudo de Goiás*. 1997. 293 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1997.

TOMAZZOLI, E. R.; NILSON, A. A. Dados geocronológicos preliminares sobre o enxame de diques Morro Agudo de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 3, p. 401-402, 2001.

VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; SIMÕES, L. S. A.; DUATT, B. P.; ROIG, H.; HEILBRON, M. Evolução estrutural do Domínio Externo da Faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-Brasiliana. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 221-234, 1995.

VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Orgs). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio de Almeida*. São Paulo: Editora Beca, 2004. p. 575-592.

WHITNEY, D. L.; EVANS, B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187, 2010.

WINKLER, H. G. F. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 4 ed. New York: Springer, 1976, 329 p.

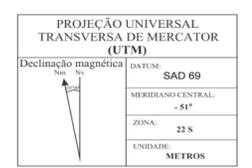
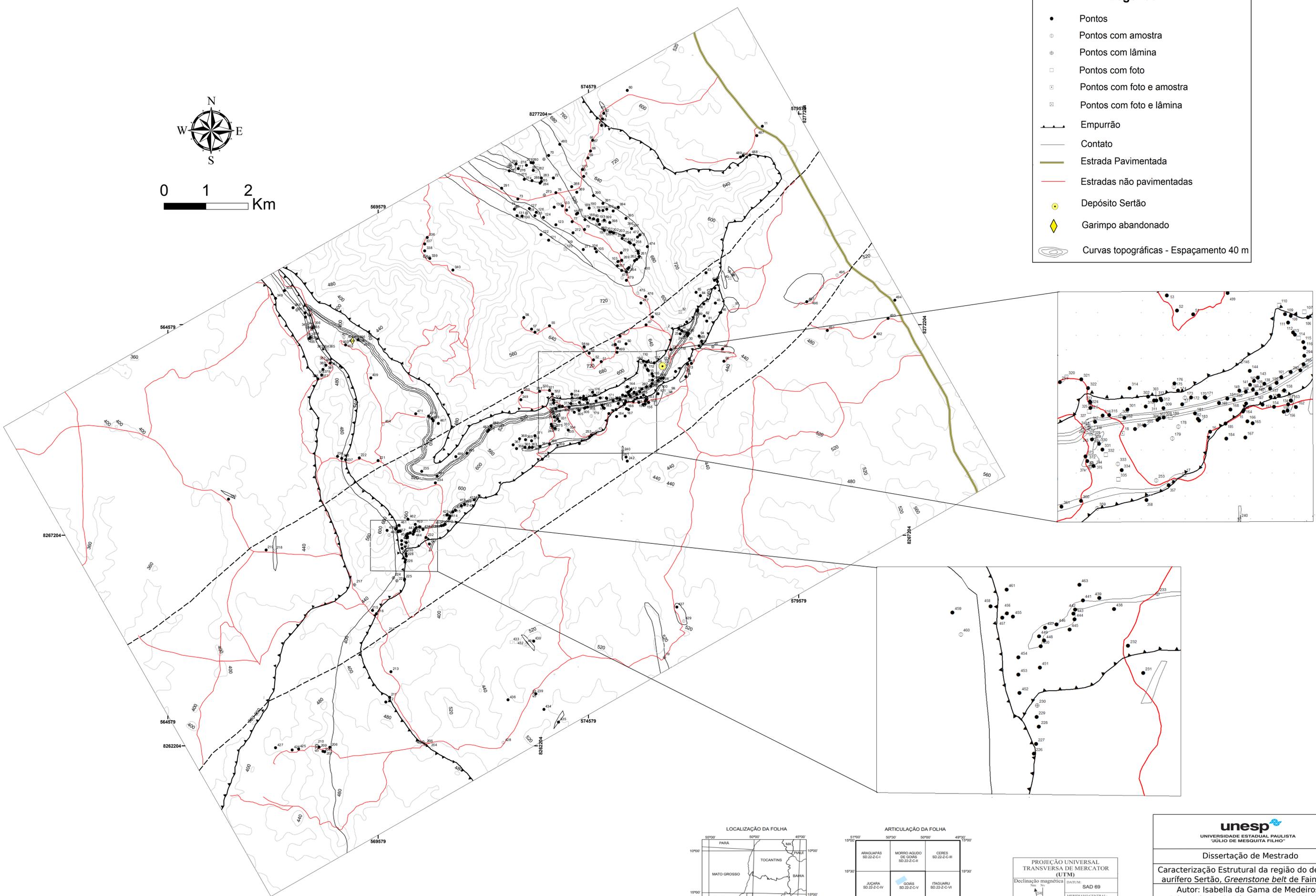
WINTER, O. D. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall inc, 2001, 697 p.

APÊNDICE I

MAPA DE PONTOS



- ### Legenda
- Pontos
 - ⊙ Pontos com amostra
 - ⊕ Pontos com lâmina
 - Pontos com foto
 - ⊞ Pontos com foto e amostra
 - ⊞ Pontos com foto e lâmina
 - ▲— Empurrão
 - Contato
 - Estrada Pavimentada
 - Estradas não pavimentadas
 - Depósito Sertão
 - ◆ Garimpo abandonado
 - Curvas topográficas - Espaçamento 40 m



unesp
UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JULIO DE MESQUITA FILHO"

Dissertação de Mestrado

Caracterização Estrutural da região do depósito aurífero Sertão, *Greenstone belt* de Faina - GO

Autor: Isabella da Gama de Medeiros

Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões

Escala: 1: 50.000

Data: Março/2019

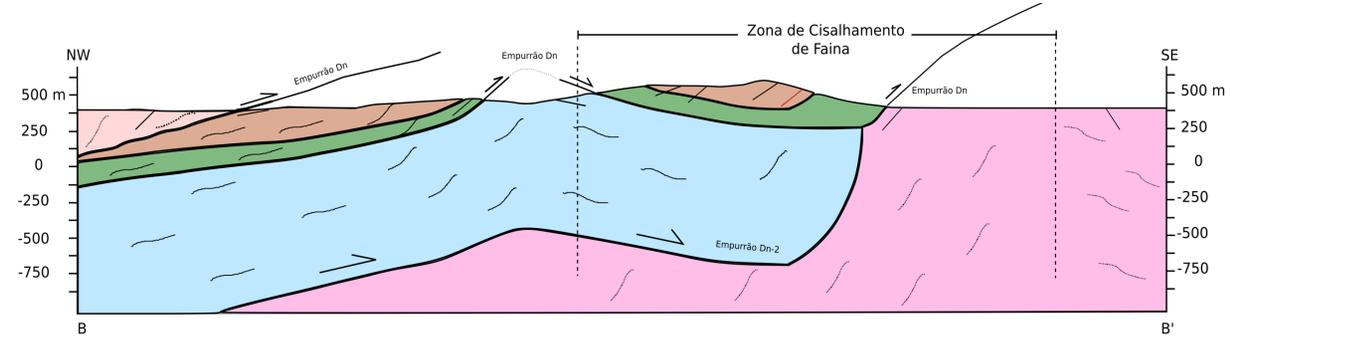
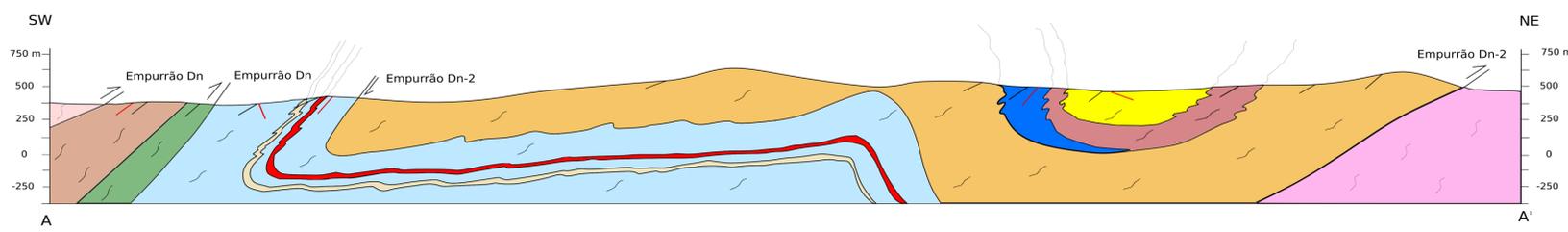
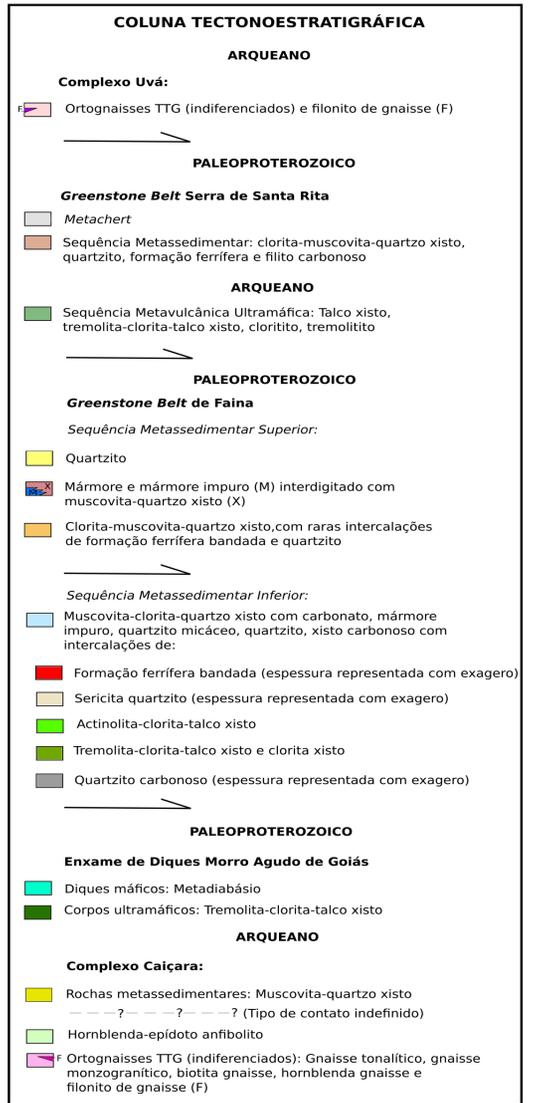
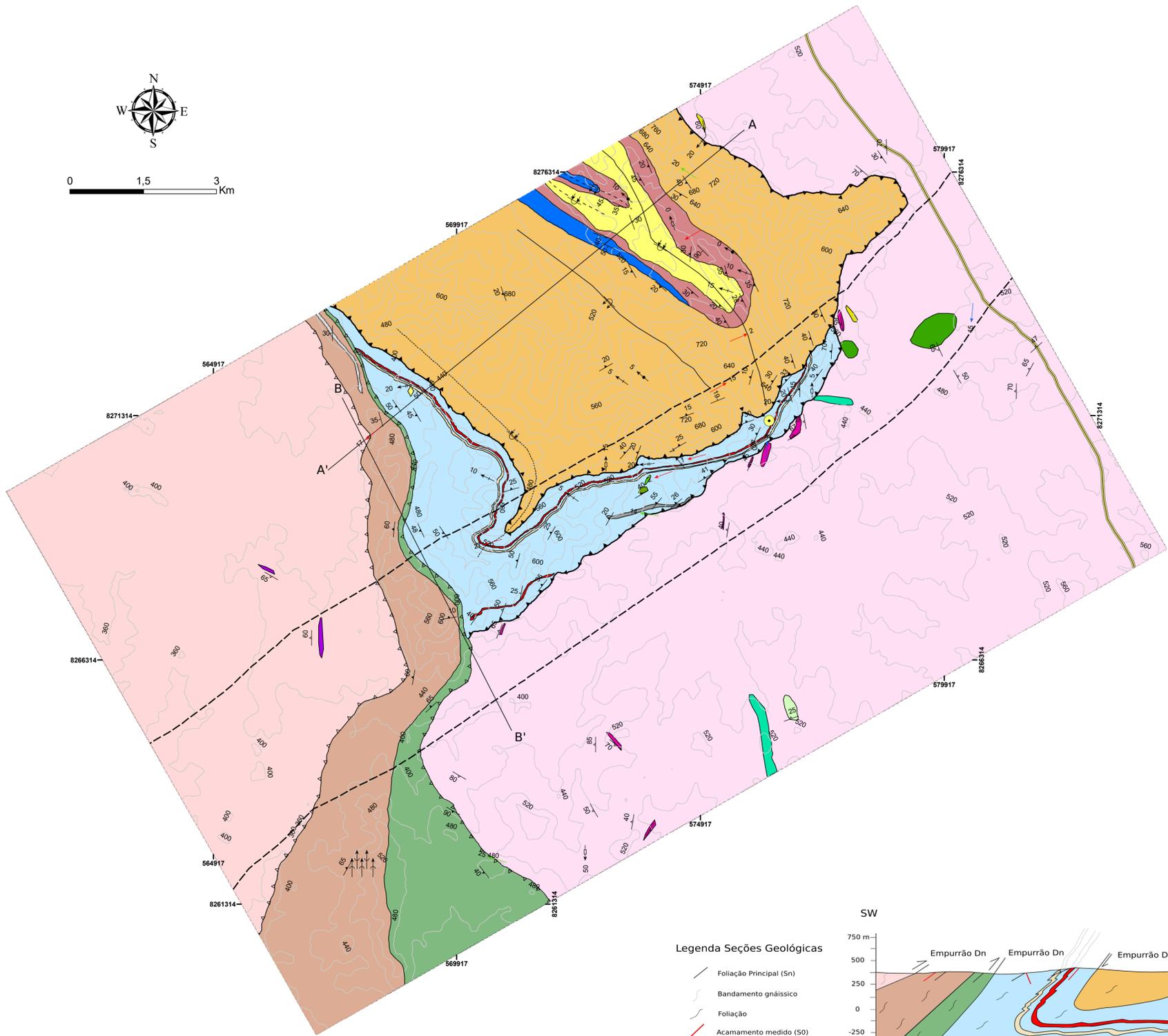
APÊNDICE I - Mapa de Pontos

APÊNDICE II

MAPA GEOLÓGICO



0 1,5 3 Km



unesp
UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JULIO DE MESQUITA FILHO"

Dissertação de Mestrado

Caracterização Estrutural da região do depósito aurífero Sertão, Greenstone belt de Faina - GO

Autor: Isabella da Gama de Medeiros

Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões

Escala: 1: 50.000

Data: Março/2019

APÊNDICE II - Mapa Geológico

