UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

A SEQUÊNCIA OROSIRIANA-ESTATERIANA E EVOLUÇÃO TECTÔNO-METAMÓRFICA DA BORDA LESTE DO ESPINHAÇO MERIDIONAL NA REGIÃO DE SANTA MARIA DE ITABIRA-MG

AUTOR: Ricardo Pagung de Carvalho

ORIENTAÇÃO Prof. Carlos Alberto Rosière

Nº 136

BELO HORIZONTE
Data (13/09/2013)

Ricardo Pagung de Carvalho

A SEQUÊNCIA OROSIRIANA-ESTATERIANA E EVOLUÇÃO TECTÔNO-METAMÓRFICA DA BORDA LESTE DO ESPINHAÇO MERIDIONAL NA REGIÃO DE SANTA MARIA DE ITABIRA-MG

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Geologia na área de concentração Geologia Econômica e Aplicada.

Orientador: Prof. Carlos Alberto Rosière

Belo Horizonte, MG
Instituto de Geociências - UFMG
2013

C331s 2013

Carvalho, Ricardo Pagung de.
A sequência orosiriana-estateriana e evolução tectôno-metamórfica da borda leste do Espinhaço Meridional na região de Santa Maria de Itabira-MG [manuscrito] / Ricardo Pagung de Carvalho. – 2013.
xx, 135 f. : il. (algumas color.).

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2013.
Área de concentração: Geologia Econômica e Aplicada.
Orientador: Carlos Alberto Rosière.
Bibliografia: f. 127-134.
Inclui anexo.

1. Espinhaço, Bacia (MG e BA) – Teses. 2. Tectônica – Minas Gerais – Teses. 3. Santa Maria de Itabira(MG) – Teses. I. Rosière, Carlos Alberto. II. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 551.2

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

FOLHA DE APROVAÇÃO

A SEQUÊNCIA OROSIRIANA-ESTATERIANA E EVOLUÇÃO TECTÔNO-METAMÓRFICA DA BORDA LESTE DO ESPINHAÇO MERIDIONAL NA REGIÃO DE SANTA MARIA DE ITABIRA-MG

RICARDO PAGUNG DE CARVALHO

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA ECONÔMICA E APLICADA.

Aprovada em 13 de setembro de 2013, pela banca constituída pelos membros:

Prof(a). Carlos Alberto Rosiere - Orientador
UFMG

Prof(a). George Luiz Luvizotto
UNESP

Prof(a). Claudio de Morrison Valeriano
UERJ

Belo Horizonte, 13 de setembro de 2013.

“É necessário que ao menos uma vez na vida você duvide, tanto quanto possível, de todas as coisas” René Descartes

AGRADECIMENTOS

Ao longo da elaboração desta dissertação foram diversas as pessoas que contribuíram direta ou indiretamente para que esta etapa de minha vida chegasse ao fim, por isso expresso minha imensa gratidão.

A minha mãe, pai e irmã que sempre me apoiaram nos momentos mais difíceis. A minha esposa Stela, pois sem ela esse trabalho não seria uma realidade.

Ao orientador Carlos Alberto Rosière pelo constante apoio e dedicação.

Ao geólogo e co-orientador informal Vassily Rolim pelas infinitas discussões e sugestões, além de ter achado o afloramento chave da área de estudo.

A empresa Terrativa Minerais S.A. pelo apoio logístico e financeiro inicial. A empresa Manabi Holding S.A. por dar continuidade na autorização de publicação de dados.

Ao apoio dos projetos CNPq Proc. nº 472602/2009-8 e FAPEMIG/FAPESP/FAPESPA/VALE S.A. Proc. Nº CRA - RDP- 00067-10.

Aos geólogos Fernando Crocco, Flávia Braga, Ana Sophie, Luciano Bruno, Edson Bortolini, Rafael Romano, Alexandre Pizarro e Ricardo Prates pelas discussões em campo que muito ajudaram na elaboração deste trabalho.

Aos professores Joachim Karfunkel, Alexandre Chaves e Gláucia Queiroga.

Ao Luís Garcia pela ajuda nas análises de microssonda eletrônica no Laboratório de Microscopia Eletrônica e Microanálises (LMA) da UFMG. Ao Cristiano Lana pelas análises geocronológicas.

Aos geólogos André Fleck, Jordão Ramos, Antônio Seabra, Armando Massucatto e Allan Büchi pelas sugestões ao longo do trabalho. Aos geógrafos Leandro Arb pela grande ajuda em geoprocessamento e Rodrigo Coelho pela ajuda na formatação do trabalho.

Enfim, todos aqueles que me ajudaram a conquistar esse sonho.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS VI
SUMÁRIO VII
LISTA DE ILUSTRAÇÕES XI
RESUMO XX
ABSTRACT XXI

1 - INTRODUÇÃO 1

1.1 - OBJETIVOS 2
1.2 - METODOLOGIA 2
1.3 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO 4

2 - CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL 6

2.1 - INTRODUÇÃO 6
2.2 - ESTRATIGRAFIA 6
2.2.1 - Complexo Dona Rita 6
2.2.2 - Grupo Guanhães (Complexo Guanhães) 8
2.2.2.1 - Formação Inferior 8
2.2.2.2 - Formação Média 10
2.2.2.3 - Formação Superior 10
2.2.3 - Quadrilátero Ferrífero 11
2.2.3.1 - Supergrupo Rio das Velhas 11
2.2.3.1.1 -Grupo Nova Lima 12
2.2.3.1.2 - Grupo Maquiné 12
2.2.3.2 - Supergrupo Minas 14
2.2.3.2.1 - Grupo Caraça 14
2.2.3.2.2 - Grupo Itabira 14
2.2.3.2.3 - Grupo Piracicaba 15
2.2.3.2.4 - Grupo Sabará 16
2.2.3.2.5 - Grupo Itacolomi 16
2.2.4 - Supergrupo Espinhaço 17
2.2.4.1 - Sequência da Borda Leste – Espinhaço Meridional 18
2.2.4.1.1 - Grupo Serra da Serpentina 18

2.2.4.1.2 - Grupo Itapanhoacanga 19
2.2.5 - Suíte Borrachudos 20
2.3 - ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO 22

3 – ESTRATIGRAFIA LOCAL 25

3.1 - INTRODUÇÃO 25
3.2 - COMPLEXO DONA RITA 26
3.3 – UNIDADE QUARTZÍTICA SERRA DA PEDRA BRANCA 28
3.3.1 - Geocronologia 29
3.4 - GRUPO SERRA DA SERPENTINA 30
3.4.1 - Formação Meloso 31
3.4.1.1 - Quartzito com níveis pelíticos 31
3.4.1.2 - Xistos granatíferos 32
3.4.2 - Formação Serra do Sapo 33
3.4.2.1 - Formação ferrífera bandada 33
3.4.2.2 - Meta-brecha monomítica 36
3.4.2.3 - Quartzito 39
3.4.2.4 -Sericita-quartzo xisto / Quartzo-sericita xisto 40
3.5 - GRUPO ITAPANHOACANGA 41
3.5.1 - Formação Lapão 41
3.5.1.1 - Meta-conglomerado polimítico 41
3.5.1.2 - Quartzito grosso com estratificação cruzada 43
3.6 - ROCHAS INTRUSIVAS 44
3.6.1 -Suíte Borrachudos 44
3.6.2 - Suíte Pedro Lessa 45
3.6.3 - Diabásio 47

4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL 48

4.1 - INTRODUÇÃO 48
4.2 - CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS 48
4.2.1 - Dobras 48
4.2.1.1 - Dobras D1 48
4.2.1.2 - Dobras D2 49
4.2.1.3 - Dobras D3 50

4.2.2 - Foliações 52
4.2.2.1 - Xistosidade (S1) 52
4.2.2.2 - Xistosidade (S2) 54
4.2.2.3 - Clivagem de crenulação (S3) 55
4.2.3 - Zonas de Cisalhamento 55
4.2.3.1 - Zona de Cisalhamento Areal 56
4.2.3.2 - Zona de Cisalhamento Morro Escuro 57
4.2.3.3 - Zona de Cisalhamento Barro Preto 60
4.2.3.4 - Zona de Cisalhamento Pedra Branca 62
4.2.3.5 - Zona de Cisalhamento Florença 62
4.2.4 - Falhas 64
4.2.5 - Estruturas da Suíte Borrachudos 65

5 - MICROESTRURAS 68

5.1 - INTRODUÇÃO 68
5.1.1 - Classificação do Porfiroblasto (padrão de inclusões x matriz) 68
5.1.1.1 - Porfiroblasto Pré-Tectônico 70
5.1.1.2 - Porfiroblasto Inter-Tectônico 70
5.1.1.3 - Porfiroblasto Sin-Tectônico 70
5.1.1.4 - Porfiroblasto Pós-Tectônico 72
5.1.2 - Problemática no estudo de microestruturas em porfiroblastos 72
5.1.2.1 - Porfiroblastos livres de inclusão 72
5.1.2.2 - Padrão de inclusões falso 72
5.1.2.3 - Crescimento mimético 73
5.1.2.4 - Si e Se descontínuos 73
5.2 - PORFIROBLASTOS DA SERRA DO MORRO ESCURO 75
5.2.1 - Coleta e Orientação das Amostras 75
5.2.2 - Amostragem 76
5.2.3 - Análise Microtectônica 77
5.2.3.1 - Lâmina MOES-RPC-FSD-001-509 78
5.2.3.2 - Lâmina MOES-JSC-FSD-020-514 81
5.2.3.3 - Lâmina MOES-RPC-FSD-010-501 81
5.2.3.4 - Lâmina MOES-RPC-FSD-019-506 82

5.2.3.5 - Lâminas MOES-RPC-PTG-588-503a / MOES-RPC-PTG-588-503b 84
5.2.3.6 - Lâmina MOES-RPC-PTG-588-502 86
5.3 - INTERPRETAÇÕES 87
6 - QUÍMICA MINERAL 91
6.1 - GRANADA 91
6.2 – ESTAUROLITA 105
6.3 - DISTRIBUIÇÃO REGIONAL 107
6.4 - DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO 108
7 – DISCUSSÕES 117
8 – CONCLUSÕES 125
9 - BIBLIOGRAFIA 127
ANEXO 136

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 - Mapa de localização e principais vias de acesso à área de estudo a partir de Belo Horizonte..... 5
Figura 1.2 - Mapa de estradas pavimentadas e não pavimentadas na área de estudo 5
Figura 2.1 - Geologia regional e localização da área estudada, (baseado em Pedrosa-Soares et. al., 1994; Grossi Sad at. al., 1997). 7
Figura 2.2 - Mapa geológico na escala 1:100.000 da região estudada segundo Grossi-Sad et al. (1997) 9
Figura 2.3 - Colunas estratigráficas de: (a) Grupo Guanhães (Grossi-Sad et al., 1990), (b) Quadrilátero Ferrífero (Rosière & Chemale, 2000) e (c) Sequência da Borda Leste – Espinhaço Meridional (Rolim & Rosière, submetido) 13
Figura 2.4 - Representação esquemática da evolução geodinâmica do Espinhaço Meridional, do Paleo-Meso até o final do Neoproterozóico (Dossin & Dossin, 1995). 23
Figura 3.1 - Empilhamento litoestratigráfico proposto neste trabalho para região da Serra do Morro Escuro. Idades compiladas de: (1) Noce et al. (2007), (2) Dossin et al. (2000), (3) neste trabalho, (4) Silveira-Braga (2012), (5) Machado et al. (1989), (6) Dossin & Dossin (1995). 27
Figura 3.2 - Afloramentos do Complexo Dona Rita: (a) às margens do Rio Tanque – (699556E/7853250N) (b) lajedo em encostas de morro (697596E/7855977N). 28
Figura 3.3 - Feições macroscópicas dos gnaísses do Complexo Dona Rita. (a, b) Aspectos de rocha sã (a-692709E/7857877N – b-690601E/7851658N). (c, d) Aspecto da rocha alterada(c-690935E/7851384N – d-689011E/7851588N). 28
Figura 3.4 - (a) Visão geral de afloramento da Unidade Quartzítica Serra da Pedra Branca (703293E/7850029N). (b) Detalhe do quartzito grosso (703586E/7849756N). 29
Figura 3.5 - População de zircões analisados (acima). Diagrama concórdia e histograma de probabilidade relativa das idades dos zircões detríticos analisados (abaixo)..... 30

Figura 3.6 - (a) Quartzito da base da Formação Meloso (696093E/7852107N) (b) Intercalação métrica de sericita-quartzo xisto nos quartzitos da base da Formação Meloso (688247E/7851244N)..... 32
Figura 3.7 - (a, b) Afloramento de xistos granatíferos, notar em b que cristalização de granada é favorecida em porções ricas em biotita (a, b – 688891E/7850795N). (c, d) Amostras de testemunho de sondagem dos xistos granatíferos. 33
Figura 3.8 - (a) Formações ferríferas da Formação Serra do Sapo sustentando o relevo. (b) Aspecto macroscópico dos itabiritos mostrando bandamento milimétrico a centimétrico (695825E/7852829N). (c) Pequeno veio de hematita truncando bandamento dos itabiritos, (d) detalhe da hematita de veio (693736E/7852265N). 35
Figura 3.9 - Litotipos de formação ferrífera na região da serra do Morro Escuro, extraído de Pagung de Carvalho et al. (2011). (a) Itabirito especularítico. (b) Itabirito magnetítico. (c) Itabirito friável. 36
Figura 3.10 - (a, b, c) Aspecto macroscópico da Meta-brecha em amostras de testemunhos de sondagem. (d, e) Meta-brecha monomítica com clastos de formação ferrífera (694928E/7852673N). 37
Figura 3.11 - Coluna estratigráfica detalhada de dois furos de sonda que atravessaram a meta-brecha monomítica, MOES-FSD-026 e MOES-FSD-027. . 38
Figura 3.12 - Fotomicrografia da brecha da Unidade 3. (a) Amostra de mão. (b) Limite entre clasto e matriz ao microscópio..... 39
Figura 3.13 - (a) Aspecto macroscópico do quartzito (695409E/7853706N). (b) Detalhe do afloramento mostrando bandamento composicional entre bandas claras quartzosas e bandas escuras composta de quarzto e cianita. (c) Amostra de testemunho de sondagem. (d) Fotomicrografia do quartzito. 40
Figura 3.14 - (a) Afloramento de Quartzo-sericita xisto (695994E/7852981N). (b) Detalhe do afloramento. 41
Figura 3.15 - Aspectos macroscópicos do meta-conglomerado da Formação Lapão. (a) Matacão em depósito de talus (699961E/7856469N). (b) Meta-conglomerado com granulometria granulo a seixo matriz suportado (696047E/7854113N). (c) Meta-conglomerado dobrado rico em clastos de formação ferrífera (698755E/7854904N). (d) Clastos de quartzo de veio imerso em matriz recristalizada (698743E/7854900N). 42

Figura 3.16 - (a) Aspecto macroscópico dos quartzitos grossos com estratificação cruzada da Formação Lapão (693348E/7854736N). (b) Quartzito médio a grosso sem estratificação cruzada (693193E/7855186N)..... 44
Figura 3.17 - (a) Feições macroscópicas da Suíte Borrachudos com textura granolepidoblástica (707570E/7851113N). (b) Feições macroscópicas da Suíte Borrachudos com textura lepidogranoblástica (704051E/7849846N). 45
Figura 3.18 - (a) Aspecto macroscópico do ortoanfibolito em afloramento 702116E/7854078N). (b) Aspecto macroscópico do ortoanfibolito proveniente de testemunho de sondagem. (c) Fotomicrografia mostrando foliação marcada pela orientação dos cristais de anfibólios. (d) Xenólitos de meta-granito da Suíte Borrachudos imersos no ortoanfibolito (704293E/7852395N). 46
Figura 3.19 - (a) Modo de ocorrência dos diabásios sempre em campo de blocos (695407E/7851538N). (b) Aspecto da esfoliação esferoidal do litotipo (691673E/7857163N). (c) Detalhe da rocha, notar a total falta de qualquer tipo de foliação. (d) Fotomicrografia mostrando mineralogia composta de plagioclásio, piroxênios e biotita. 47
Figura 4.1 - (a) Dobra isoclinal típica D1 (693656E/7852170N). (b) superposição de dobra isoclinal D1 (amarelo) com dobras abertas assimétricas D2 (vermelho), (693693E/7852207N). 49
Figura 4.2 - Estereograma de polos de plano axial de dobras D1, esta estrutura apresenta distribuição em guirlanda com eixo caindo para NE (dobras D2). 49
Figura 4.3 - (a) Dobra métrica fechada D2 (vermelho), martelo como escala no circulo amarelo (695284E/7853727N). (b) Dobra fechada D2 em matacão mostrando foliação plano axial associada S2 (detalhe), (695322E/7853780N). .. 50
Figura 4.4 - (a) Estereograma de isolinhas de plano axial de dobras D2 mostrando dois sentidos de mergulho da estrutura. (b) Eixos de dobras D2, notar caimento de alguns eixos para SW devido à superposição de dobras D3. 50
Figura 4.5 - (a) Dobras simétricas abertas D3. (b) Dobra assimétrica D3 mostrando vergência para SW (a,b – 695041E/7850548N). 51
Figura 4.6 - (a) Estereograma de isolinhas de plano axial das dobras D3. (b) Estereograma de eixo de dobras D3. 52
Figura 4.7 - (a) Estereograma mostrando distribuição em guirlanda da xistosidade S1. (b) Quartzito foliado devido à orientação de micas (702838E/7847077N). (c) Bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico em rocha sã

(692709E/7857877N). (d) Paralelismo entre bandamento gnáissico e contato com supracrustais, Gnaisse (Gn), quartzito (Qzt) e ortoanfibolito (Anf) (697977E/7850416N). 53
Figura 4.8 - (a) Estereograma mostrando distribuição dos polos da xistosidade S2. (b) Xistosidade S2 paralela ao plano axial de dobra D2 em quartzo-sericita xisto (696759E/7850333N). (c) Xistosidade S2 paralela ao plano axial de dobra D2 em formação ferrífera bandada (693736E/7852265N). (d) Xistosidade S2 paralela ao plano axial de dobra D2 truncando bandamento gnáissico em rocha do Complexo Dona Rita (690660E/7853255N). 54
Figura 4.9 - (a) Estereograma mostrando distribuição da clivagem de crenulação S3. (b) Clivagem de crenulação em nível rico em filossilicatos de quartzo-sericita xisto (688085E/7855390N). 55
Figura 4.10 - Localização e denominações das principais Zonas de Cisalhamento da região da serra do Morro Escuro. 56
Figura 4.11 - Estereogramas da Zona de Cisalhamento Areal. (a) Isolinhas dos planos de foliação miloníticas. (b) Lineação mineral e de estiramento. Grandes círculos representam máximo da foliação milonítica. 57
Figura 4.12 - Indicadores cinemáticos da Zona de Cisalhamento Areal evidenciando movimentação destral. (a) Steps (693193E/7855186N). (b) Estrutura com geometria sigmoidal (690617E/7853414N). 57
Figura 4.13 - Estereogramas da Zona de Cisalhamento Morro Escuro. (a) Isolinhas de planos de foliação milonítica dobrada por D3. (b) Lineação mineral e estiramento. (c) Isolinhas de planos de foliação milonítica no prolongamento NE da zona de cisalhamento, fatias imbricadas. (d) Lineação mineral e estiramento no prolongamento NE da zona de cisalhamento, fatias imbricadas. Grandes circulos em b, c e d marca máximo da foliação milonítica em questão. 59
Figura 4.14 - Indicadores cinemáticos da Zona de Cisalhamento Morro Escuro evidenciando movimentação sinistral. (a) Foliação S-C (693693E/7852207N). (b) Estrutura com geometria sigmoidal em foliação milonítica (688000E/7848912N). (c) Clastos estirados com geometria sigmoidal (696371E/7854356N). (d) Foliação S-C (700360E/7855938N). 60
Figura 4.15 - Contato triplo entre Formação Serra do Sapo (1), Suíte Borrachudos (2) e Formação Lapão (3) ao longo da Zona de Cisalhamento Morro Escuro

(698756E/7855040N). (b) Detalhe do meta-granito Borrachudos, notar porfiroclastos de feldspato..... 60
Figura 4.16 - Estereogramas da Zona de Cisalhamento Barro Preto. (a) Isolinhas dos planos de foliação milonítica. (b) Lineação mineral e estiramento. Grandes círculos marcam máximo da foliação milonítica. 61
Figura 4.17 - Indicadores cinemáticos da Zona de Cisalhamento Barro Preto evidenciando movimentação sinistral. (a) Visão em perfil da zona de cisalhamento (702338E/7854432N). (b) estrutura com geometria sigmoidal em foliação milonítica (704774E/7855454N). (c) Steps (700855E/7847901N)..... 61
Figura 4.18 - Estereogramas da Zona de Cisalhamento Pedra Branca. (a) Isolinhas dos planos de foliação milonítica. (b) Lineação mineral e estiramento. Grandes círculos marcam máximo da foliação milonítica. 62
Figura 4.19 - Estereogramas da Zona de Cisalhamento Florença. (a) Isolinhas dos planos de foliação milonítica. (b) Lineação mineral e estiramento. Grandes círculos marcam máximo da foliação milonítica. 63
Figura 4.20 - Indicadores cinemáticos da Zona de Cisalhamento Florença evidenciando movimentação frontal. (a) Estruturas com geometria sigmoidal (688398E/7849158N). (b) Foliação S-C (688066E/7848917N). 64
Figura 4.21 - (a) Estereograma de isolinhas de pólos de fraturas indicando direção NW-SE com mergulho de alto ângulo. (b) Aspecto de campo de família de fratura cortando bandamento gnáissico do Complexo Dona Rita (699549E/7853259N). 65
Figura 4.22 - (a,b e c) Micro-falhas normais de alto angulo em testemunhos de sondagem, associadas a grandes lineamentos fotointerpretados de direção NW-SE. 65
Figura 4.23 - Estereogramas exclusivos da Suíte Borrachudos. (a) Isolinhas do bandamento. (b) Isolinhas de xistosidade principal. (c) lineação mineral. (d) Isolinhas de plano axial de dobras D2. (e) Eixo de dobras D2. (f) Isolinhas de xistosidade (S2) plano axial associada. Grandes circulos representam máximos de suas respctivas estruturas, em (c) grande circulo representa máximo da xistosidade principal. 67
Figura 5.1 - (a) Diagrama ilustrando como um porfiroblasto (Al-silicato) pode crescer numa matriz rica em mica por reação de substituição. (b) Termos comumente utilizados para porfiroblastos, Passchier & Trouw (1996). 69

Figura 5.2 - Representação esquemática de crescimento de porfiroblastos pré-, inter-, sin- e pós-tectônico, Passchier & Trouw (1996). 71
Figura 5.3 - Representação esquemática de duas interpretações possíveis caso Si e Se forem descontínuas, Passchier & Trouw (1996). 73
Figura 5.4 - Representação sistemática da metodologia utilizada para a coleta das lâminas, para posterior orientação em relação aos furos de sondagem e estruturas mapeadas em superfície. 76
Tabela 5.1 - Relação das amostras analisadas. (*) Lâmina orientada perpendicularmente a lineação mineral (Lm=70/40) (**) lâmina orientada paralela a lineação mineral 76
Figura 5.5 - Mapa geológico simplificado mostrando a localização dos furos de sondagem e afloramento onde foram coletadas as lâminas analisadas. 77
Figura 5.6 - Fotomicrografia da lâmina MOES-RPC-FSD-001-509. (a) Porfiroblasto de estaurolita. (b, c) Porfiroblastos de estaurolita sem deflexão de Se ao redor dos cristais. (d) Porfiroblasto de granada mostrando padrão interno curvo. 80
Figura 5.7 - Fotomicrografia da lâmina MOES-JSC-FSD-020-514. Porfiroblasto de granada sin-tectônico, notar inicio do desenvolvimento de xistosidade S2. 81
Figura 5.8 - Fotomicrografia da lâmina MOES-RPC-FSD-010-501. (a) Conjunto de porfiroblastos de granada sin-tectônicos. (b) Porfiroblasto de granada sin-tectônico, notar xistosidade S2 obliterando a foliação principal. 82
Figura 5.9 - Fotomicrografia da lâmina MOES-RPC-FSD-019-506. (a) Porfiroblasto de estaurolita sin-tectônico. (b) Porfiroblasto de granada sin-tectônico. (c) Biotita sendo substituída por clorita evidenciando retrometamorfismo. 84
Figura 5.10 - (a) Representação esquemática da orientação das lâminas MOES-RPC-PTG-588-503a / MOES-RPC-PTG-588-503b em relação as estruturas em afloramento. (b) Porfiroblasto de granada crescido mimeticamente - MOES-RPC-PTG-588-503b. (c) Porfiroblasto de granada sin-tectônico - MOES-RPC-PTG-588-503a. 85
Figura 5.11 - (a) Porfiroblasto de granada contendo inclusões seguindo padrão de duas foliações (S1 e S2). (b) Mesma imagem de a com nicóis cruzados. (c) Crescimento de granada em porção rica em mica 87

Figura 5.12 - Representação gráfica do aparecimento mineral associado às fases de deformação e suas respectivas foliações. 88
Tabela 5.2 - Síntese microestrutural das amostras analisadas..... 90
Figura 6.1 - Fotomicrografia de granadas da amostra MOES-RPC-FSD-001-509 mostrando a localização das análises pontuais executadas por microssonda eletrônica. (a) Granada 1. (b) Granada 2. 92
Figura 6.2 - Fotomicrografia de granadas das amostra: MOES-JSC-FSD-020-514 (a) granada 3, (b) granada 4 e (c) granada 5. MOES-RPC-FSD-010-501 (d) granada 6 e (e) granada 7. MOES-RPC-FSD-019-506 (f) granada 8. Pontos vermelhos mostram a localização das análises pontuais executadas por microssonda eletrônica. 93
Figura 6.3 - Fotomicrografia de granadas pós tectônica das amostras MOES-RPC-PTG-588-502 (a) granada 9. MOES-RPC-PTG-588-503b (b) granada 10. Pontos vermelhos mostram a localização das análises pontuais executadas por microssonda eletrônica. 94
Tabela 6.1 - Concentração dos elementos analisados ao longo de pontos específicos dos cristais de granadas..... 95
Figura 6.4 - Variação de FeO no sentido núcleo/borda das lâminas: (a) MOES-RPC-FSD-001-509, (b) MOES-JSC-FSD-020-514, (c) MOES-RPC-FSD-010-501, (d) MOES-RPC-FSD-019-506, (e) MOES-RPC-PRG-588-502 e MOES-RPC-PTG-588-503b..... 96
Figura 6.5 - Variação de MgO, CaO e MnO ao longo de perfil núcleo/borda da lâmina MOES-RPC-FSD-001-509. (a) Granada 1. (b) Granada 2. 97
Figura 6.6 - Variação de MgO, CaO e MnO ao longo de perfil núcleo/borda da lâmina MOES-JSC-FSD-020-514. (a) Granada 3. (b) Granada 4 perfil perpendicular a Si. (c) Granada 4 perfil paralelo a Si. (d) Granada 5..... 98
Figura 6.7 - Variação de MgO, CaO e MnO ao longo de perfil núcleo/borda da lâmina MOES-RPC-FSD-010-501. (a) Granada 6. (b) Granada 7 perfil perpendicular a Si. (c) Granada 7 perfil paralelo a Si. 99
Figura 6.8 - Variação de MgO, CaO e MnO ao longo de perfil núcleo/borda da lâmina MOES-RPC-FSD-019-506. (a) Granada 8 perfil perpendicular a Si. (b) Granada 8 perfil paralelo a Si. 99
Figura 6.9 - Variação de MgO, CaO e MnO ao longo de perfil núcleo/borda da lâmina MOES-RPC-PTG-588-502 e MOES-RPC-PTG-588-503b. (a) Granada 9

perfil perpendicular a Si. (b) Granada 10 perfil perpendicular a Si. (c) Granada 10 perfil paralelo a Si..... 100
Tabela 6.2 - Concentração em porcentagem dos tipos de granada em cada ponto analisado. 103
Figura 6.10 - Representação gráfica para as granadas classificadas como sin-tectônicas. Composição mineral versus ponto analisado. 104
Figura 6.11 - Representação gráfica para as granadas classificadas como pós-tectônicas. Composição mineral versus ponto analisado. 105
Figura 6.12 - Fotomicrografia de cristais de estaurolita das lâminas MOES-RPC-FSD-001-509 e MOES-RPC-FSD-019-506. (a) Estaurolita 1. (b) Estaurolita 2. (c) Estaurolita 3. Pontos vermelhos mostram a localização das análises executadas por microssonda eletrônica. 106
Tabela 6.3 - Concentração dos elementos analisados ao longo de pontos específicos dos cristais de estaurolita. 106
Figura 6.13 - Variação da composição das granadas ao longo do strike regional NE-SW. 108
Figura 6.14 - Variação da composição das granadas pós-tectônicas. 109
Figura 6.15 – Padrão entre a distribuição espacial regional e conjuntos de zonamentos internos das granadas analisadas. 111
Figura 6.16 – A esquerda, gráficos de conteúdo de MnO (wt.%) versus distancia do centro do cristal da região de LlanoUplift. Granadas evidenciam aumento no achatamento do perfil com incremento da temperatura. A direita, variação do achatamento em relação ao tamanho do cristal sob uma mesma temperatura, Kohn (2003)..... 112
Figura 6.17 - Padrões de distribuição do conteúdo de MnO ao longo de perfis borda/centro em granadas para diferentes lâminas. (a) MOES-RPC-FSD-001-509, (b) MOES-JSC-FSD-020-514, (c) MOES-RPC-FSD-010-501 e (d) MOES-RPC-FSD-019-506. 113
Figura 6.18 - Distribuição espacial da composição média das granadas analisadas ao longo do strike estrutural regional. (a) Almandina. (b) Espessartita. 114
Figura 6.19 - Distribuição espacial da composição média das granadas analisadas ao longo do strike estrutural regional. (a) Grossulária. (b) Piropo 115

Figura 6.20 - Modelo de isógradas de direção NW-SE, perpendicular ao strike estrutural regional da área investigada. 116
Figura 7.1 – Correlação estratigráfica entre (a) Rolim & Rosière (submetido) e (b) este trabalho. Colunas estratigráficas plotadas na mesma escala. 118
Tabela 7.1 – Elementos estruturais vinculados às fases de deformação de que são característicos. 119
Figura 7.2 – Modelo da evolução tectôno-metamórfica na região de Santa Maria de Itabira. 120
Figura 7.3 – (a) Modelo de Bartlett et al. (1981) mostrando pares conjugados a partir de uma falha transcorrente destral. (b) Distribuição espacial das zonas de cisalhamento na área de estudo. 122
Figura 7.4 – Esquema interpretativo de fotolineamentos dos traços estruturais na região estudada e seus possíveis prolongamentos. It – Itabira; MP – Morro do Pilar; SA – Santo Antônio do Rio Abaixo; Fe –Ferros. 123

RESUMO

A sucessão metassedimentar aflorante no entorno da cidade de Santa Maria de Itabira-MG, compreende quartzitos orosirianos pertencentes à Unidade Quartzítica Serra da Pedra Branca e as sequências estaterianas portadoras de formações ferríferas do Grupo Serra da Serpentina, e da Formação Lapão, unidade inferior do Grupo Itapanhoacanga. Esse conjunto constitui um bloco alóctone delimitado por zonas de cisalhamento, entre fatias de rochas granito-gnáissicas do Complexo Dona Rita de idade arqueana e de granito da Suíte Borrachudos de idade em torno de 1,7Ga. Rochas intrusivas da Suíte neoproterozóica Pedro Lessa e diques de diabásio Mesozóicos cortam todo o conjunto. Em todas as unidades foram reconhecidas três famílias de dobras geradas durante a orogênese Brasiliana: D1, D2 e D3. Estas dobras se associam sistematicamente a zonas de cisalhamento de direção principal NE-SW, caracterizadas por rampas laterais e oblíquas, e zonas de cisalhamento de direção NW-SE, formada por rampas frontais reversas. Estudos microestruturais em granadas da Formação Meloso, ao longo do strike estrutural regional, indicam que estes minerais cristalizaram-se durante ou posteriormente à fase D2 de dobramento. Análises de química mineral, ao longo de perfis borda-centro nas granadas, utilizando microssonda eletrônica, aliadas a paragênese mineral encontrada indicam possível zonamento metamórfico de direção NW-SE. Dadas as relações temporais entre os elementos estruturais, microestruturais e metamórficos encontrados, foi possível esboçar um modelo da evolução tectôno-metamórfico da região, divida em três fases, F1, F2 e F2'. A sequência evolutiva, aliada ao arcabouço cinemático e geométrico reconhecidos, favorece a interpretação de que a região está inserida num sistema regional transpressivo. Neste sistema, o esforço tectônico principal do cinturão de dobramento é transferido sobre forma de falhas transcorrentes de direção oblíqua à tensão principal, geradas a partir de falhas regionais transcorrentes de direção NE-SW e movimentação destral.

Palavras-chave: Espinhaço Meridional, Microestrutural, Evolução Tectono-metamórfica

ABSTRACT

The metasedimentary sequence outcropping in the Santa Maria de Itabira-MG region, comprises of orosirian quartzites from the Serra da Pedra Branca Unit, the sthaterian sequences with banded iron formation from the Serra da Serpentina Group and the Lapão Formation, lower unit of Itapanhoacanga Group. This ensemble is an allochthonous block delimited by shear zones, between slices of archean granite-gneissic rocks of the Dona Rita Complex and Borrachudos granites of approximately 1.7 Ga. Neoproterozoic intrusive rocks (Pedro Lessa Suite) and Mesozoic diabase dikes cut all units. In all units have been recognized three folds families generated during the Brasiliano orogeny: D1, D2 and D3. These folds are associated systematically with NE-SW shear zones characterized by lateral and oblique ramps and NW-SE shear zones, formed by frontal ramps. Microstructural studies in garnet from the Meloso Formation, along the regional structural strike, indicate that these minerals crystallized during or after the folding stage D2. Mineral chemistry analyses, along the center-edge profiles on the garnets, using electron microprobe, allies of the mineral paragenesis found indicate probable metamorphic zonation of NW-SE direction. The temporal relationships found between the structural elements, microstructural and metamorphic allowed to sketch a model of the tectonic-metamorphic evolution of the region, divided into three phases, F1, F2 and F2'. The sequence, coupled with the kinematic and geometric framework, favors the interpretation that the study area is inserted in a regional transpressive system. In this system, the main tectonic stress is transferred by directional faults, generated from regional strike-slip faults with NE-SW direction and dextral movement.

Keywords: Espinhaço Meridional, microstructural, tectono-metamorphic evolution

1 - INTRODUÇÃO

Com a demanda de minério de ferro cada vez maior no mundo, impulsionada por diversos fatores, depósitos de ferro no Brasil considerados no passado não interessantes, devido a relativos baixos teores (<30% Fe) aliados à falta de logística, são estudados hoje com intuito de viabilização econômica.

Dentro deste cenário, a ocorrência de formações ferríferas bandadas aflorantes na serra do Morro Escuro, divisor geográfico administrativo entre os municípios de Santa Maria de Itabira e Passabém no estado de Minas Gerais, vem sendo estudada através da iniciativa privada (inicialmente pela empresa Terrativa Minerais S.A e atualmente pela detentora dos direitos minerários que abrange a serra, Manabi Holding S.A) e pública (Universidade Federal de Minas Gerais, através do projeto de pesquisa denominado "Origem dos corpos de minério de ferro de alto teor: magnetititos e sua oxidação", sob coordenação do professor Dr. Carlos Alberto Rosière, financiado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, CNPq).

Geologicamente a região estudada encontra-se no domínio da faixa de dobramento Araçuaí entre quatro grandes províncias geológicas portadoras de depósitos/jazidas de minério de ferro. A saber: a nordeste Grupo/Complexo Guanhães (~2,8Ga), (Grossi Sad et al., 1990; Noce et al., 2007), a sudoeste, Supergrupo Minas (~2,4Ga), (Babinski et al., 1995) e a noroeste, Sequência da Borda Leste, Espinhaço Meridional (~1,7Ga), (Machado et al., 1989), sendo que, a sucessão metassedimentar aflorante na região da serra do Morro Escuro já foi posicionada estratigraficamente em três das províncias citadas acima, apesar de não existir trabalhos em escala adequada para tal definição (Grossi-Sad et al., 1997; Pedrosa-Soares et al., 2004; Almeida-Abreu & Renger, 2002).

Em termos estruturais, a região estudada possui arcabouço estrutural "anômalo" ao já conhecido contexto regional, mostrando, por exemplo, vergência de dobras contrárias às marcadoras do transporte de massa de leste para oeste muito estudado regionalmente.

Estas questões ainda não resolvidas foram cruciais para o nascimento da ideia desta dissertação, a qual consiste em um trabalho em escala de semi-detalhe a detalhe, visando à compreensão deste importante elo geológico.

1.1 - Objetivos

Os principais objetivos desta dissertação são:

1) Levantamento estratigráfico da sequência metassedimentar aflorante na região de Santa Maria de Itabira e posicionamento crono-estratigrafico através de correlação com colunas já definidas em seu entorno.

2) Datação geocronológica em rochas metassedimentares para auxilio no enquadramento estratigráfico do horizonte investigado.

3) Compreensão do arcabouço estrutural local, através da identificação das estruturas encontradas na área de estudo, assim como a relação temporal entre elas, podendo assim comparar com modelos já existentes na literatura.

4) Enquadramento do modelo estrutural proposto, para região estudada, no contexto da Faixa de Dobramento Araçuaí.

5) Estudos microestruturais em porfiroblastos para reconstrução da história tectônica baseado em padrões de inclusão adquiridos no tempo do crescimento do mineral, o qual reflete as condições metamórficas e de deformação pelo qual o mineral foi submetido.

1.2 - Metodologia

Para atingir os objetivos citados acima as seguintes etapas foram desenvolvidas ao longo do trabalho.

1) Revisão bibliográfica abrangendo aspectos da geologia no entorno da área estudada, além de textos referentes a questões microestruturais e metamorfismo.

2) Mapeamento geológico em escala de 1:25.000 onde foram descritos 879 pontos em campo (levantados em UTM, Datum South America 1969 (SAD 69) zona 23S) sendo realizado, quando possível, caminhamentos perpendiculares à estruturação da serra do Morro Escuro, para reconhecimentos das relações estratigráficas e principais estruturas.

3) Coleta de amostras orientadas para estudos microestruturais.

4) Descrição de 27 furos de sondagem além de coleta de amostras de interesse petrográfico.

5) A análise petrográfica foi realizada através da descrição de seções delgadas e polidas utilizando microscópio de luz transmitida e refletida do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC-UFMG). Todas as lâminas petrográficas foram confeccionadas pela empresa Open Brasil Ltda, sediada em Belo Horizonte

6) Por meio de análises de microssonda eletrônica foram determinados os elementos maiores dos minerais granada e estaurolita, permitindo identificar a fase mineral existente. A composição química dos minerais foi determinada no Laboratório de Microanálise e Microscopia Eletrônica do Departamento de Física da Universidade Federal de Minas Gerais. A microssonda utilizada foi uma Jeol modelo JXA-8900 RL e as condições de operação foram 15kV e 20nA. O tamanho do feixe variou entre 5 e 10µ. Os padrões utilizados foram, Mgo, Al2O3, quartzo, anortita, rutilo, rodonita e magnetita para comparação com Mgo, Al2O3, SiO2, Cao, TiO2, MnO e FeO, respectivamente.

7) As razões isotópicas foram obtidas em NEW WAVE 213 *Laser Ablation System* (LA) acoplado a um Agilent 7700 ICPMS do departamento de geologia da UFOP. A técnica aplicada é a mesma desenvolvida por Lana et al. (2011), Romano et al. (2012) e Buick et al. (2011). O instrumento foi calibrado para maior detecção alternada das massas 204, 206, 207, 232, 238 usando *dwell times* 10, 15, 40, 10, 15 (ms), respectivamente. O nível de reprodutibilidade e precisão foram constantemente testados utilizando-se padrões internacionais como o 609 Ma Gemoc (Jackson et al., 2004), 337 Ma Plessovice (Sláma et al., 2008). Tanto os padrões como as amostras de zircão foram perfurados sob mesmas condições de energia e frequência do laser. O *spot size* adotado foi de 30 um.

Efeitos de *Mass Bias* instrumental e fracionamento por ablação foram externamente corrigidos usando padrões minerais compatíveis com as matrizes dos minerais amostrados. Tal correção e conversão dos dados para razões Pb/Pb e U/Pb, Th/Pb foram feitas por meio do programa GLITTER.

Como preparação para as análises LA-ICPMS, foi feito intenso uso de fotomicrografia sob luz transmitida e refletida junto com imageamento por catodoluminescência (CL) utilizando microssonda eletrônica de varredura (MEV), para detalhar complexidades no crescimento de cristais de zircão e determinar as melhores áreas para análises in situ. Toda a preparação de amostras foi efetuada no DEGEO e as imagens de CL foram realizadas no IGUSP.

1.3 - Localização e Vias de Acesso

A área de estudo possui cerca de 245 km^2 e localiza-se dentro dos limites da Folha Conceição do Mato Dentro (SE-23-Z-D-I, Carta do Brasil, escala 1:100.000). A área de estudo esta limitada, a norte, pela sede administrativa de Passabém e a sul pela cidade de Santa Maria de Itabira. A oeste a área esta limitada na barragem da usina hidrelétrica Dona Rita e a leste próximo ao vilarejo de Itauninha.

O acesso à área, a partir de Belo Horizonte, é feito pela BR-381 sentido Vitória-ES por carca de 60Km até o trevo de Itabira. A partir deste ponto segue-se pela MG-134, MG-129 e BR-120 aproximadamente 64Km até a sede do município de Santa Maria de Itabira, figura 1.1. A partir de Santa Maria de Itabira (cidade base para os trabalhos) os acessos a toda área mapeada se faz por meio de estradas não pavimentadas, representadas na figura 1.2.

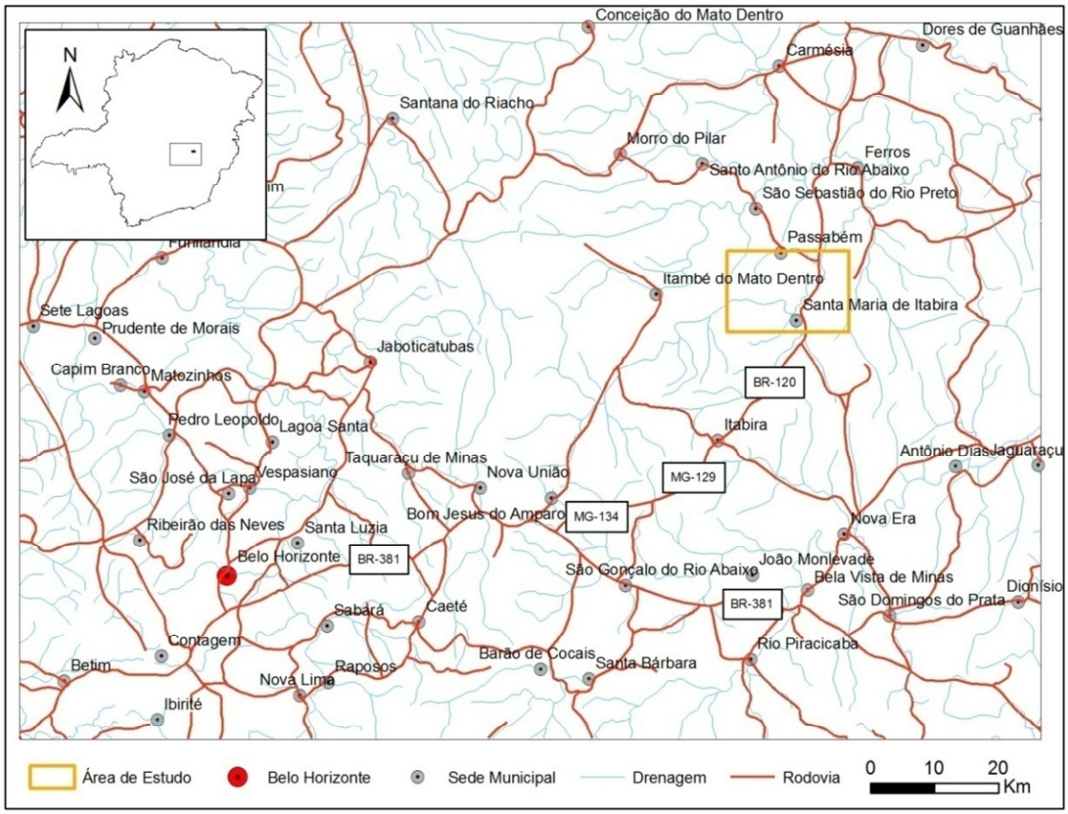


Figura 1.1 - Mapa de localização e principais vias de acesso à área de estudo a partir de Belo Horizonte

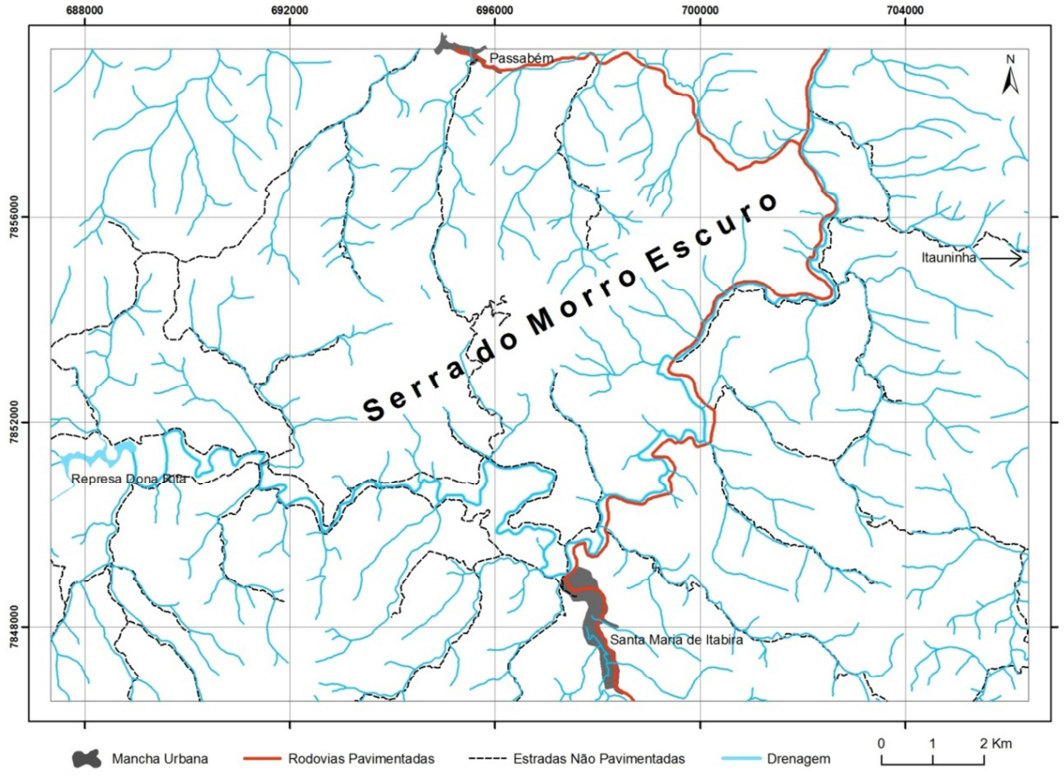


Figura 1.2 - Mapa de estradas pavimentadas e não pavimentadas na área de estudo

2 - CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

2.1 - Introdução

A região estudada localiza-se entre três unidades geotectônicas portadoras de formações ferríferas bandadas, a saber: a nordeste Grupo/Complexo Guanhães, a sudoeste Quadrilátero Ferrífero (supergrupos Rio das Velhas e Minas) e a noroeste Sequência da Borda Leste – Espinhaço (figura 2.1). Neste capítulo dá-se preferência na apresentação destas unidades, a título, principalmente, para comparações de cunho estratigráfico, além da exposição de unidades com grande significado regional, como o caso do embasamento cristalino (Complexo Dona Rita) e rochas da Suíte Borrachudos.

Estudos geológicos da área em questão são pouco expressivos, limitados a trabalhos regionais onde as formações ferríferas, que ocorrem na região da serra do Morro Escuro, já foram englobadas nas três grandes unidades geotectônicas citadas anteriormente.

A área de estudo esta inserida na folha Conceição do Mato Dentro (SE-23-Z-D-I) de escala 1:100.000 apresentada por Grossi-Sad et al. (1997), os quais atribuem ao Grupo Guanhães as rochas que afloram na região em questão, como mostrado na figura 2.2.

2.2 - Estratigrafia

2.2.1 - Complexo Dona Rita

Este nome é atribuído ao Complexo Basal que bordeja a Serra do Espinhaço e foi dado devido à Usina Hidrelétrica Dona Rita, onde existe extenso afloramento de rocha fresca que pode ser tomado como padrão para a unidade (Grossi Sad et al., 1997). Refere-se aos gnaisses e migmatitos da porção central da Folha de escala 1:100.000 Conceição do Mato Dentro, descritos por Guimarães (1992), que atribui

idade arqueana para as rochas do complexo, com base nas suas relações estruturais e metamórficas com as rochas do Supergrupo Minas na Folha Itabira.

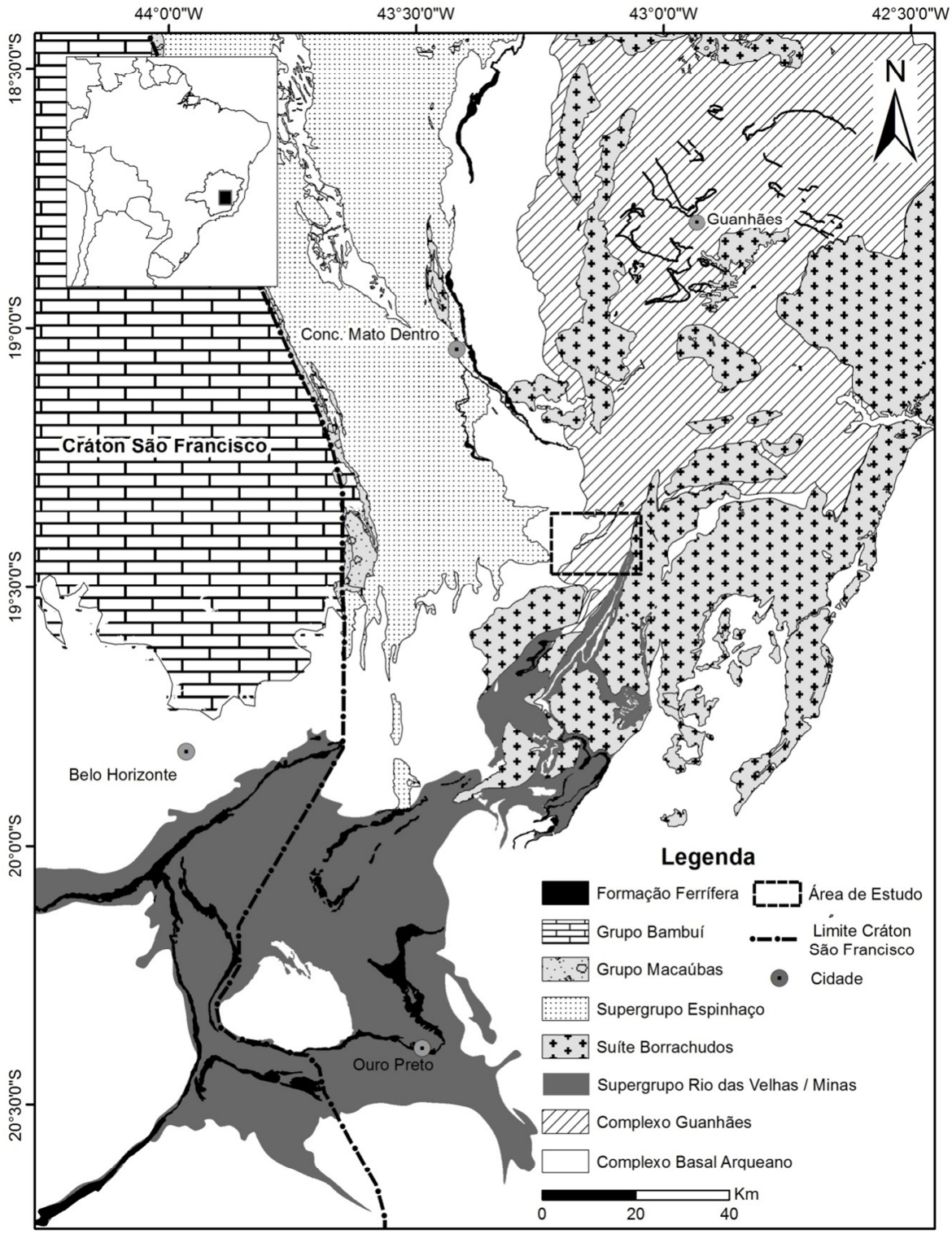


Figura 2.1 - Geologia regional e localização da área estudada, (baseado em Pedrosa-Soares et. al., 1994; Grossi Sad at. al., 1997).

As rochas do Complexo Dona Rita constituem-se principalmente de gnaisses e migmatitos de composição granítica a granodiorítica, com termos tonalíticos subordinados. Corpos pequenos de anfibolito ocorrem localmente, intercalados nos gnaisses e migmatitos. Dossin (1985) descreve a porção do complexo ao norte do Rio Santo Antônio ("Complexo Gnáissico-migmatítico"), identificando biotita gnaisses como termo dominante, além de intercalações de anfibolitos e subordinadamente de metassedimentos.

Os gnaisses estão representados por tipos leucocráticos ou biotíticos, com trama augen ou granolepidoblástica. Destacam-se porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio (grãos com até 6 mm de eixo maior) em meio a uma matriz constituída essencialmente por grãos de quartzo recristalizado, além de cristais pequenos (< 1 mm) de feldspato e de minerais máficos.

Anfibolitos ocorrem raramente. São corpos pequenos (com no máximo 1 m de largura), lenticulares, intercalados em gnaisses ou migmatitos. Constituem-se essencialmente por hornblenda + plagioclásio, com subordinada biotita. Microclina pode ocorrer localmente como mineral acessório. Rochas constituídas essencialmente por hornblenda, portanto rochas ultramáficas, também foram encontradas (Grossi-Sad et al., 1997).

2.2.2 - Grupo Guanhães (Complexo Guanhães)

O Grupo Guanhães é dividido em três formações baseadas em mapeamento na escala 1:50.000, Inferior, Média e Superior (Grossi Sad et al., 1989 e Grossi Sad et al., 1990), sendo a Formação Média o único horizonte estratigráfico bem definido (figura 2.3a).

2.2.2.1 - Formação Inferior

Na Formação Inferior são reconhecidas duas unidades litologicamente distintas. A base é constituída por xistos pelíticos e o topo por xistos máficos-ultramáficos, (lençóis de lava-tufos). Os xistos pelíticos tem composição variada, com quartzo em grãos angulares. Completam a paragênese: biotita, clorita, moscovita, sericita, grafita, granada, cianita e plagioclásio, com magnetita e pirita como acessórios.

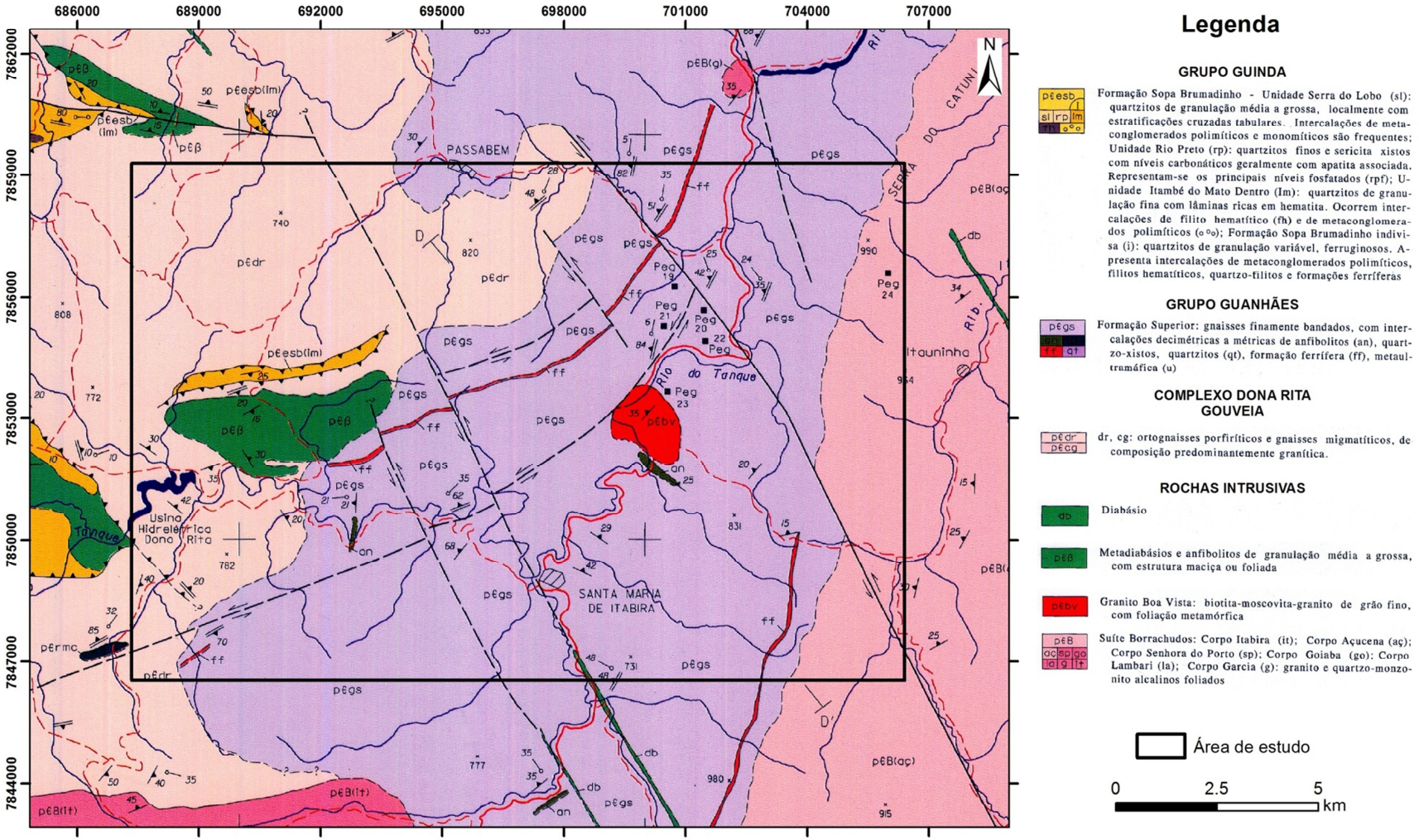


Figura 2.2 - Mapa geológico na escala 1:100.000 da região estudada segundo Grossi-Sad et al. (1997)

As rochas meta-magmáticas são anfibolíticas e olivina-piroxênicas, Grossi Sad et al. (1990) atribui semelhanças químicas entre essas rochas e komatiítos. A espessura total destes xistos pode ultrapassar 100 metros, sendo o contato basal entre esta formação e seu embasamento por via de regra sempre tectonizado.

2.2.2.2 - Formação Média

A Formação Média constitui-se de rochas originalmente químicas, com contribuição clástica limitada. Os materiais químicos predominantes contêm óxidos de ferro, dolomita, calcita e sílex recristalizado, com tipos onde se tem exclusivamente óxidos de ferro e sílex e tipos com misturas de carbonatos. A parte inferior da Formação Média, constituída de formação ferrífera bandada, ora é a quartzo-magnetita (hematita), ora é a magnetita-carbonato-diopsídio (actinolita, hematita). A porção média contém quartzitos ferruginosos que transiciona para a formação ferrífera bandada e são capeado por mármores calcíticos e dolomíticos silicatados, calciossilicáticas e xistos carbonáticos. A porção superior da Formação Média porta quartzito cianítico. Localizadamente lençóis de lava ultramáfica-máfica posicionam-se acima da formação ferrífera bandada, Grossi Sad et al. (1990).

2.2.2.3 - Formação Superior

A Formação Superior é representada por gnaisses finamente bandados, de composição granítica-granodiorítica. Contém frequentes intercalações de anfibolito, quartzito e quartzo xisto, além de formação ferrífera e de rochas metaultramáficas. Os afloramentos de gnaisses são escassos e o que se observa, geralmente, são saprólitos que preservam a estrutura e com a mineralogia original mostrando-se decomposta. Bons afloramentos podem ser encontrados somente nos cortes das estradas.

Os gnaisses são caracterizados por bandamento regular e contínuo, de espaçamento centimétrico a decimétrico. Este bandamento é marcado por variações composicionais e granulométricas, sendo comuns alternâncias de bandas quartzo-feldspáticas leucocráticas, com bandas mesótipas ou melanocráticas ricas em biotita, além de bandas contendo moscovita ou, mais

raramente, anfibólio ou granada. Tipos ricos em magnetita são também comuns, com o mineral ocorrendo disseminado na rocha (caso mais frequente) ou então concentrado em bandas. Em alguns casos pode constituir até cerca de 5% da rocha (Grossi Sad et al., 1997).

Noce et al. (1997) da o nome de Complexo Guanhães à rochas que ocorrem com ampla distribuição geográfica na região centro-leste do estado de Minas Gerais, segundo eles trata-se de uma sequência composta por gnaisses e migmatitos de composição TTG, corpos graníticos, rochas metavulcanossedimentares e sequências metassedimentares portadoras de formações ferríferas de provável idade arqueana e alto grau metamórfico, entre xisto verde alto a anfibolito.

2.2.3 - Quadrilátero Ferrífero

O Quadrilátero Ferrífero esta localizado na borda sudeste do craton do São Francisco, unidade geotectônica estabelecida entre 0,8 e 0,6 Ga, Almeida (1977). É mundialmente conhecido por ser uma das mais importantes regiões do escudo pré-cambriano brasileiro, portador de grandes reservas de ferro, manganês e ouro (Hippertt & Davis, 2000).

A estrutura do Quadrilátero Ferrífero é definida por um arranjo retangular grosseiro de sinclinais, com rochas metassedimentares paleoproterozóicas do Supergrupo Minas separadas por estruturas anticlinais dominadas por greenstone belt arqueano do Supergrupo Rio das Velhas (Rosière et al., 2008) e domos de rochas gnáissicas, de composição em geral TTG, arqueanas e proterozóicas (Noce, 1998). A coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero é apresentada na figura 2.3b.

2.2.3.1 - Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas foi definido primeiramente como “Série” por Dorr et al. (1957) e redefinido como supergrupo por Loczy & Ladeira (1976). Compreende rochas metassedimentares xistosas e metavulcânicas do Quadrilátero Ferrífero, mais antigas que o Supergrupo Minas, subdividas por Dorr et al. (1957) em Grupo

Nova Lima na base e Grupo Maquiné no topo. Foi caracterizado como um greenstone belt por Schorscher (1976).

2.2.3.1.1 -Grupo Nova Lima

O Grupo Nova Lima é constituído predominantemente por xistos e filitos metassedimentares e metavulcânicos e, subordinadamente por formações ferríferas, grauvacas, quartzitos e metaconglomerados (Dorr et al., 1957). .

Esta unidade foi subdividida em três unidades por Ladeira (1980), indicadas aqui da base para o topo: unidade metavulcânica, unidade metassedimentar química e unidade metassedimentar clástica. Oliveira et al. (1983), Vieira & Oliveira (1988) e Vieira (1991) propõem divisões semelhantes: unidades inferior, média e superior.

Em 1996 a Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM) individualizou diversas unidades agrupadas em associações ambientais, citados aqui da base para o topo: (i) associação metavulcânica-plutônica máfica-ultramáfica: unidades Quebra Ossos, Córrego dos Boiadeiros, Ouro Fino; (ii) associação metavulcano-sedimentar química: unidade Morro Vermelho; (iii) associação metassedimentar química-pelítica: unidade Santa Quitéria; (iv) associação metavulcano-sedimentar clástica: unidades Ribeirão Vermelho e Mestre Caetano; (v) associação metassedimentar clástica marinha (ressedimentada): unidades Córrego do Sítio e Mindá.

2.2.3.1.2 - Grupo Maquiné

O Grupo Maquiné, (Dorr et al., 1957), sobrepõe-se ao Grupo Nova Lima, com discordância angular, contando de duas formações com aproximadamente 2000 m de espessura, da base para o topo: Formação Palmital (O'Rourke, 1958), constituída por quartzo-mica xisto, com lentes de quartzito sericítico e metaconglomerado e Formação Casa Forte (Gair, 1962), composta por sericita quartzito com intercalações de metaconglomerados e xistos.

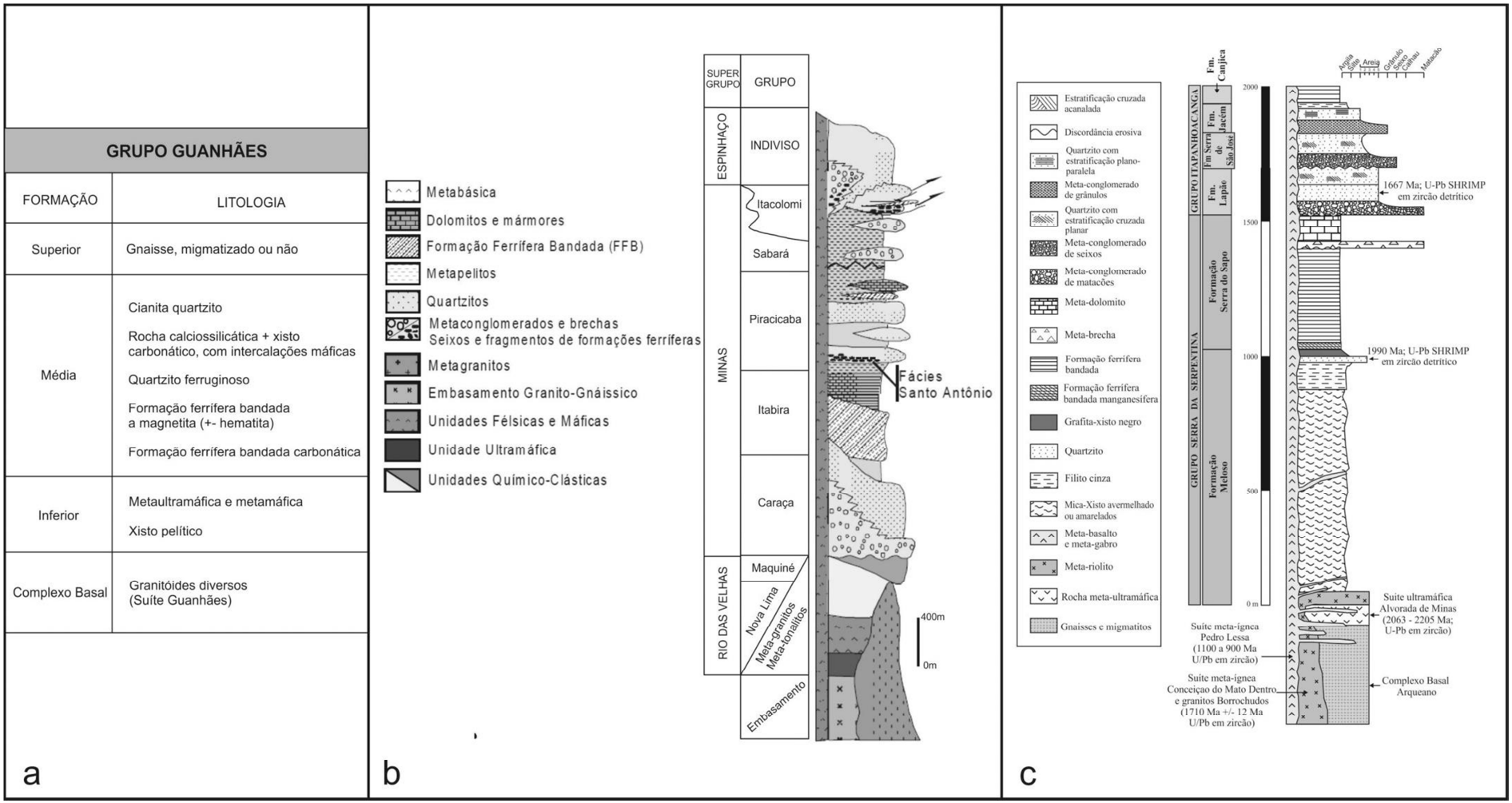


Figura 2.3 - Colunas estratigráficas de: (a) Grupo Guanhães (Grossi-Sad et al., 1990), (b) Quadrilátero Ferrífero (Rosière & Chemale, 2000) e (c) Sequência da Borda Leste – Espinhaço Meridional (Rolim & Rosière, submetido)

2.2.3.2 - Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas foi primeiramente definido por Derby (1906) como "Série Minas". Pflug et al. (1969) redefiniram como "Grupo Minas" e, posteriormente Pflug & Renger (1973) como Supergrupo Minas. Encontra-se em contato com o Supergrupo Rio das Velhas por discordância angular e erosiva (Dorr, 1969), e engloba metasedimentos plataformais de idade paleoproterozóica. É subdividido em quatro unidades: grupos Caraça, Itabira, Piracicaba e Sabará, Dorr (1969)

2.2.3.2.1 - Grupo Caraça

Subdivide-se nas formações Moeda (Wallace, 1958) e Batatal (Maxwell, 1958). A Formação Moeda é predominantemente composta por quartzitos e metaconglomerados e localmente lentes de filito. Sua espessura máxima é de 1200 m e a média de cerca de 200 m. Os metaconglomerados são compostos de seixos e matacões provenientes de veios de quartzo, com algum quartzito; o conglomerado basal possui seixos de xistos, filitos e outras rochas subjacentes do Supergrupo Rio das Velhas.

A Formação Batatal é composta por quartzitos, filitos puros, às vezes levemente grafitosos. Sua espessura varia de poucos a uma centena de metros, sendo normalmente superior a 50 m.

2.2.3.2.2 - Grupo Itabira

O Grupo Itabira, de sedimentação químico-clástica, é subdividido nas formações Cauê e Gandarela (Dorr, 1969). A Formação Cauê, que se apresenta em contato gradacional com a Formação Batatal, é a hospedeira do grande volume de formações ferríferas e corpos de minério que recobrem a região. Ocorrem itabiritos fácies-óxido, dolomítico e anfibolítico, além de filitos e dolomitos subordinados. Em contato gradacional com a Formação Cauê, a Formação Gandarela é composta por rochas carbonáticas calcíticas e dolomíticas, com filitos subordinados, metaconglomerados intraformacionais e finas camadas de itabiritos (Dorr, 1969).

A idade de sedimentação da Formação Gandarela, obtida em metacalcários estromatolíticos quase totalmente indeformados, é de 2420 Ma (Babinski et al., 1995). Os mesmos autores propuseram que a deposição das formações ferríferas teria ocorrido há cerca de 2520 Ma, 100 Ma antes do início da deposição da Formação Gandarela. Essa idade foi proposta considerando-se a idade de sedimentação da Formação Gandarela como a idade máxima para a deposição das formações ferríferas, juntamente com dados existentes relativos à datação de zircão detrítico da Formação Moeda, e considerando-se a taxa de deposição para rochas sedimentares do Grupo Hamersley (3m/Ma), na Austrália.

2.2.3.2.3 - Grupo Piracicaba

Foi inicialmente definido como Formação Piracicaba por Harder & Chamberlin (1915) e redefinido por Dorr et al. (1957) como Grupo Piracicaba. O Grupo Piracicaba é constituído por rochas clásticas e químicas, divididas em quatro formações, da base para o topo: Formação Cercadinho, Formação Fecho do Funil, Formação Taboões e Formação Barreiro.

A Formação Cercadinho (Pomerene, 1958a) é constituída de quartzito ferruginoso, quartzito, filito, filito ferruginos, conglomerado e dolomito. Atinge espessura máxima de 300 m, sendo seu contato basal definido por discordância erosional com a Formação Gandarela e gradacional no topo com a Formação Fecho do Funil.

A Formação Fecho do Funil (Simmons, 1958) é composta por filito quartzoso, filito dolomítico, dolomito argiloso e em menor quantidade filito silicoso e quartzito ferruginoso. Sua espessura média é de cerca de 300 m, passando gradativamente, em uma zona de três metros para o quartzito superior (Formação Taboões).

A Formação Taboões (Pomerene, 1958b) é constituída por um ortoquartzito que, quando fresco, é de granulação muito fina e de cor verde pálido, apresentando espessura de até 300 m.

A Formação Barreiro (Pomerene, 1958c) é composta por um filito grafitoso intercalado com filito carbonoso. Sua espessura média é de 125 metros.

2.2.3.2.4 - Grupo Sabará

Esta unidade foi inicialmente definida como Formação Sabará, no topo do Grupo Piracicaba (Gair, 1958), foi redefinido por Ladeira (1980) como Grupo Sabará, acima do Supergrupo Minas. Posteriormente, Renger et al. (1994) posicionam o Grupo Sabará no topo do Supergrupo Minas.

O Grupo Sabará consiste de rochas metassedimentares clásticas, localmente intercaladas com metassedimentares químicas, interpretadas como uma seqüência turbidítica do tipo flysch (Barbosa, 1968; Dorr, 1969 e Machado et al., 1992). São principalmente filitos, metagruvacas, metaconglomerados, quartzitos, filito grafitoso, formações ferríferas, metatufitos e metavulcânicas máficas e ácidas (Alkmim & Marshak, 1998).

Esta unidade é a mais espessa do Supergrupo Minas com aproximadamente 3,0 a 3,5 quilômetros de espessura (Gair, 1958 e Dorr, 1969). O contato desta unidade com o Grupo Piracicaba é uma discordância erosiva, enquanto que a unidade superior (Grupo Itacolomi) é uma discordância angular e erosional (Dorr, 1969).

2.2.3.2.5 - Grupo Itacolomi

Definido inicialmente com Série Itacolomi por Harder & Chamberlin (1915), foi separado do Supergrupo Minas por Guimarães (1931). Na coluna apresentada por Ladeira (1980) a Série Itacolomi é considerada como um Grupo acima do Grupo Sabará, separado por discordância angular e erosiva.

O Grupo Itacolomi consiste principalmente de quartzitos de grão grosso e metaconglomerados polimíticos contendo clastos de formação ferrífera bandada, depositados em bacias molássicas, resultantes do colapso gravitacional (extensional) que sucedeu a orogenia Transamazônica (compressional) (Alkmim & Marshak, 1998). Alguns autores como Chemale et al. (1994) consideram o Grupo Itacolomi como equivalente ao Supergrupo Espinhaço.

2.2.4 - Supergrupo Espinhaço

Em termos estratigráficos, as oito formações originais definidas por Pflug (1968) foram englobadas por Dossin et al. (1984) no Grupo Diamantina, subdividido da base para o topo em formações São João da Chapada, Sopa Brumadinho e Galho do Miguel e Grupo Conselheiro Mata, da base para o topo subdivido em formações Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande. Schöll & Fogaça (1979) subdividiram informalmente à Formação Sopa Brumadinho em três níveis, D, E e F que posteriormente foram elevados a membro por Fogaça & Almeida-Abreu (1982) e Almeida-Abreu (1993), respectivamente denominados Membros Datas, Caldeirões e Campo Sampaio. Almeida-Abreu (1993) engloba ainda na base do Grupo Guinda a Formação Bandeirinha, entretanto seu posicionamento estratigráfico ainda é bastante discutido.

Chemale Jr. et al. (2011), a partir de dados geocronológicos, dividem o Supergrupo Espinhaço em duas bacias, denominadas de: Espinhaço Inferior, representado pelas formações Bandeirinha e São João da Chapada as quais corresponderiam a uma sequencia de rifte intracontinental formada entre 1.680 Ma e 1.800 Ma e Espinhaço Superior, composto pelas formações Sopa Brumadinho, Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande, relacionadas a uma bacia do tipo rifte-sag com idade máxima de deposição de 1.192 Ma.

Almeida-Abreu & Renger (2002) incluem em sua definição do Supergrupo Espinhaço, além das oito formações supracitadas, as várias unidades supracrustais típicas da denominada por Renger & Knauer (1995), Sequência da Borda Leste da Serra do Espinhaço. Rolim & Rosière (submetido) propõem ainda um revisão estratigráfica para a região com base em mapeamento geológico de detalhe aliado a novos dados geocronológicos desta porção ainda controversa do Supergrupo Espinhaço.

2.2.4.1 - Sequência da Borda Leste – Espinhaço Meridional

A borda leste da Serra do Espinhaço meridional é uma faixa geográfica de orientação geral norte-sul com cerca de 30 km de largura e 150 km de comprimento, balizada a norte pela cidade de Serra Azul de Minas e a sul por Santa Maria do Itabira no centro leste do Estado de Minas Gerais (Rolim & Rosière, submetido).

As rochas aflorantes na Borda Leste compreendem predominantemente unidades supracrustais que afloram entre os complexos Basal de Grossi-Sad et al. (1997) e Guanhães de Noce et al. (1997) e o Supergrupo Espinhaço. Diversos autores já as estudaram, conferindo as mais amplas nomenclaturas e hierarquia estratigráfica, são eles: Sequência Vulcano-sedimentar de Serro (Uhlein, 1982); a Sequência Vulcano Sedimentar Rio Mata Cavalo (Dossin, 1985); Suíte metaígnea Conceição do Mato Dentro (Grossi-Sad, 1997); O Grupo Serro (Almeida-Abreu & Renger, 2002); o Grupo Serra da Serpentina (Dossin, 1985 e Rolim & Rosière, 2011); a Formação Itapanhoacanga e a Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas (Almeida-Abreu et al., 1989), e por fim Grupo Serra da Serpentina e Grupo Itapanhoacanga de Rolim & Rosière (submetido) representado na coluna estratigráfica da figura 2.3c.

2.2.4.1.1 - Grupo Serra da Serpentina

O Grupo Serra da Serpentina é dividido em duas formações. Sua base é representada pela Formação Meloso e no topo pela Formação Serra do Sapo (Rolim & Rosière, submetido). A rocha típica da Formação Meloso é um quartzo clorita sericita-xisto fino, branco esverdeado, que, quando intemperizado, se mostra de cor rosada a avermelhada podendo variar para creme ou amarelo. No topo desta unidade, ocorre comumente um filito de cor cinza claro a prateado, que mostra um bandamento milimétrico constituído pela alternância de níveis sericíticos e níveis predominantemente quartzosos. Nos níveis micáceos é comum a presença de hematita tabular. Típico destes filitos é a presença de idioblastos de magnetita tardi a pós-tectônica como cristais bem formados, com 1 a 3 milímetros de aresta, que perfazem em média 5 %, mas podem chegar localmente a compor 25% do volume total da rocha, Rolim & Rosière (submetido).

No topo destes filitos cinzentos ocorre quartzo grafita-filito negro e sedoso ao tato, lateralmente descontínuo e com espessura média de 20 m. Ainda no topo da Formação Meloso é possível encontrar lentes de rocha manganesífera de cor negra e espessura métrica, invariavelmente muito decomposta, que é, aparentemente, o produto intempérico de uma rocha carbonática rica em manganês.

Lentes de quartzitos de espessura métrica a decamétrica se intercalam nos quartzo clorita sericita-xistos da Formação Meloso. Estes quartzitos predominam sobre os xistos nas porções oeste de ocorrência da unidade e são ora sericíticos, ora ferruginosos ou manganesíferos.

A Formação Serra do Sapo é definida pela predominância de sedimentos químicos e composta por formações ferríferas na base e localmente por um nível de dolomitos no topo. As formações ferríferas bandadas da Formação Serra do Sapo são de cor cinza clara a cinza escura, localmente negra azuladas, formadas por alternância de camadas milimétricas a centimétricas em espessura, brancas a cinza claras, quartzosas, com faixas de mesma gama de espessuras, cinza escuras a negras, ricas em especularita, hematita e, localmente, magnetita (Rolim & Rosière, 2011 e Rolim & Rosière, submetido).

O nível de topo da Formação Serra do Sapo é constituído por dolomitos vermelhos a rosados, finos, recristalizados, cortados por vênulas brancas de quartzo ou de calcita. Esta unidade é descontínua, ocorrendo somente no norte da Serra do Sapo, nos arredores de Itapanhoacanga. Tem espessura máxima de 80 m e foram encontrados exclusivamente em testemunhos de sondagem. O contato entre o topo das formações ferríferas bandadas e a base dos dolomitos róseos mostra intercalações centimétricas a decimétricas destas duas litologias (Rolim & Rosière, submetido).

2.2.4.1.2 - Grupo Itapanhoacanga

Rolim & Rosière (submetido) subdividem o grupo em quatro formações, da base para o topo: formações Lapão, Serra de São José, Jacém e Canjica. A Formação Lapão é representada por um conjunto de meta-conglomerados e quartzitos grossos a médios que atinge a espessura máxima de 200 m a sudoeste da cidade

de Itapanhoacanga. Os meta-conglomerados são polimíticos, clasto-suportados e mal selecionados, formando corpos lenticulares com 30 a 50 m de espessura e algumas centenas de metros de extensão. Os clastos são angulosos, constituídos por quartzo branco, quartzitos micáceos, quartzitos ferruginosos cinzentos, metachert ferruginoso cinza escuro, formações ferríferas bandadas, filitos negros e raríssimos de conglomerados.

A Formação Serra de São José (Rolim & Rosière, submetido), engloba espessos pacotes de quartzitos branco, médio a grosso, impuro, sericítico, contendo raros seixos de quartzo branco arredondados e esparsas estratificações cruzadas planas. Níveis de quartzo-sericita xistos finos com decímetros a poucos metros de espessura são encontrados intercalados nos quartzitos, além de lentes de meta-conglomerados polimíticos, matriz-suportados com espessura de 2 a 3 metros. A matriz é branca, quartzosa, arenosa e os clastos são seixos de quartzito branco, quartzo de veio, filitos cinzas e negros, formações ferríferas.

A Formação Jacém (Almeida-Abreu et al., 1989) é composta por quartzito monótono branco a amarelado quando semi-decomposto, de grão fino a médio, com laminações paralelas definidas por níveis sub-milimétricos sericíticos. Raros filitos e quartzo sericita-xistos finos, de cor cinza clara, recobrem o quartzito fino.

A Formação Canjica e é composta por formações ferríferas bandadas semelhantes às da Formação Serra do Sapo, com bandamento de espessura milimétrica a centimétrica definido pela alternância de níveis de quartzo, de cor branca e com grão fino a médio, e de óxido de ferro, com hematita, especularita e magnetita. Minerais acessórios como clorita e sericita são raros. São encontrados, intercalados nas formações ferríferas bandadas, lentes de sericita-xistos, filitos cinza e quartzitos sericíticos com decímetros de espessura (Rolim & Rosière, submetido).

2.2.5 - Suíte Borrachudos

A Suíte Borrachudos foi definida por Dorr & Barbosa (1963) e considerada de idade pós-Minas. Segundo estes autores, a gênese dos granitos estaria ligada a estágios orogenéticos tardios.

Chemale Jr. (1987) propôs que a origem destes granitos seria a partir de magma granítico rico em álcalis e pobre em água, deformados e metamorfisados durante a orogenia do Supergrupo Minas. Microscopicamente apresentam textura inequigranular holocristalina, composta por quartzo e pertita como minerais principais e, subordinadamente, microclina não pertítica e plagioclásio. Os minerais acessórios são: moscovita, fluorita, calcita, zircão, epidoto, pirita, galena, granada, magnetita e anfibólio azul (Chemale Jr., 1987).

Grossi Sad et al. (1990b) adotam a denominação de Suíte Borrachudos para caracterizar o conjunto de corpos graníticos identificados na região leste do Estado de Minas Gerais, entre Itabira e Guanhães, individualizando os corpos Itabira, Açucena, Petí, Morro do Urubu, São Félix e Senhora do Porto. Segundo esses autores, o que caracteriza a Suíte Borrachudos são a uniformidade composicional e a ausência de xenólitos no interior dos corpos graníticos, caracterizando-os como sin-colisional de idade Minas.

Schorscher (1992) propõe que estas rochas seriam produto de metassomatismo potássico de rochas do embasamento e xistos, associado a uma blastomilonitização durante o ciclo Minas- Espinhaço.

Dossin et al. (1993), através de datações Pb-Pb em zircões, obtiveram idades de 1729 + 14 Ga para o corpo São Félix e 1595 + 10 Ga para o corpo Itauninha (individualizado por Fontes et al., 1978). Dossin & Dossin (1995) associam a Suíte Borrachudos à abertura do rift Espinhaço. Dossin (1994) atribui a origem dos metariolitos de Conceição de Mato Dentro ao mesmo evento extensional que gerou os granitos da Suíte Borrachudos.

Fernandes et al. (1994) descrevem as rochas da Suíte Borrachudos como composicionalmente homogêneas, de granulação média a grossa. A biotita é o principal mineral máfico, seguido pelo anfibólio, responsáveis por foliação magmática imposta a estas rochas. Carneiro & Romeiro (1994) e Fernandes et al. (1994) diferenciaram 3 fácies da Suíte Borrachudos na região de Dores de Guanhães: anfibólio-granito, biotita-anfibólio-granito e biotita-granito.

Chemale Jr. et al. (1998) correlacionam o corpo granítico de Itabira (área-tipo do Granito Borrachudos) com o corpo Santa Bárbara, situado no extremo nordeste do Quadrilátero Ferrífero. Geoquimicamente são caracterizados por altos valores

de Y + La – Lu, enriquecidos em ETRL e empobrecidos em ETRP, com significativa anomalia negativa de Eu. Análises Sm-Nd fornecem uma idade TDM = 3.27 Ga, o que sugere que os granitos foram derivados de crosta inferior arqueana. Idades U-Pb em titanita também foram obtidas pelos autores, indicando que corpo Itabira cristalizou em 1670 + 6 Ma.

Machado (1998) identificou, na região de Nova Era a Itabira, duas fácies dos granitos da Suíte Borrachudos: metagranitoides Borrachudos e metagranitóides foliados com fluorita. Estes últimos são interpretados, com base na análise comparativa dos elementos traços, como o produto do metamorfismo progressivo dos meta-granitoides Borrachudos a partir de condições de P-T da fácies anfibolito médio.

2.3 - Arcabouço Geotectônico

Regionalmente é assumida a ocorrência de quatro eventos tectônicos, sendo dois deles compressivos, orogêneses Transamazônica e Brasiliana e dois extensionais, rifteamentos Espinhaço e Araçuaí.

O mais antigo é representado pela Orogênia Transamazônica, que representou o período de remobilização de complexos granito-gnáissicos do sudeste do Cráton do São Francisco (Renger et al., 1994), tendo seu ápice ocorrido entre 2125 a 2040 Ma (Machado & Noce, 1993). Esta orogênia afetou rochas pertencentes às unidades mais antigas representadas pelos complexos basais, no caso, complexos Dona Rita e Guanhães e supergrupos Rios das Velhas e Minas.

Durante o período Estateriano, um sistema de forças em regime extensivo conduziu a um adelgaçamento da litosfera continental que se traduziu nas partes superiores desta pela ruptura e fraturamento da crosta frágil. Desenvolveu-se então um processo de rifteamento que resultou na instalação de uma ampla bacia de extensão submeridiana onde se depositou o Supergrupo Espinhaço, figura 2.4 (Dossin & Dossin, 1995).

Há registro de vulcanismo em estágio precoce à bacia, o qual esteve ativo durante sua sedimentação, Dossin & Dossin (1995) conforme ilustrado na figura 2.4. Assim como formação e intrusão de plútons graníticos, representados pela

Suíte Borrachudos. Após essa fase é registrada ocorrência de subsidência termal, o que originou um segundo evento distensivo (figura 2.4).

Este segundo evento é bem representado na região a norte da cidade de Diamantina-MG, onde ocorrem rochas do Grupo Macaúbas, representantes da sedimentação de um rifte continental. O magmatismo deste evento é representado principalmente por diques máficos da Suíte Pedro Lessa, datados em 906 ± 3 Ma por Machado et al. (1989), e pelos granitos anorogênicos da Suíte Salto da Divisa, de idade 875 ± 9 Ma datados por Silva et al. (2002). Estas idades definem o início do estágio de rifte continental da bacia precursora do Orógeno Araçuaí, entre ca. 906 e 875 Ma (Pedrosa-Soares et al., 2007).

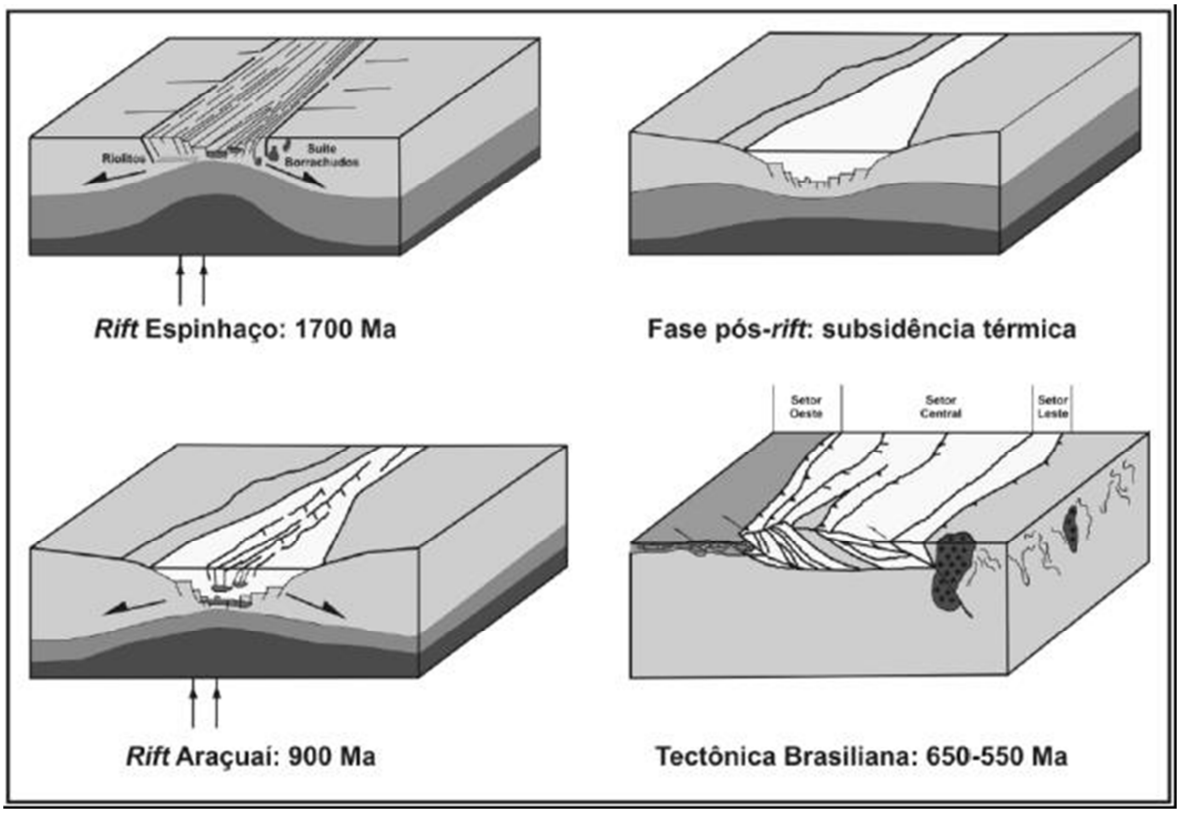


Figura 2.4 - Representação esquemática da evolução geodinâmica do Espinhaço Meridional, do Paleo-Meso até o final do Neoproterozóico (Dossin & Dossin, 1995).

O ultimo evento que afetou a região é representada pela Tectônica Brasiliana (figura 2.4), a qual se edificou entre 630 a 490Ma, sendo dividido em 4 estágios orogênicos: pré-colisional, sin-colisional, tardi-colisional e pós-colisional, caracterizados com base nas relações estruturais, assinaturas geoquímicas e isotópicas, e idades U-Pb das rochas que o representam (Pedrosa-Soares et al., 2007).

Este evento tectônico produziu no domínio da Faixa de dobramento Araçuaí deformação crescente de oeste para leste, atingindo condições rúpteis-dúcteis na porção oriental da Cordilheira Espinhaço e rúpteis e não deformadas em direção ao interior do Cráton São Francisco. A Orogênese Brasiliana também gerou cavalgamentos de direção N-S com vergência para oeste acompanhada de dobras associadas. As falhas de empurrão observadas na serra do Espinhaço Meridional tem geometria duplex ou em leques imbricados, sendo este último predominante na sua borda leste. Condições de alto metamorfismo vigentes nesta orogênese são constatáveis pela existência de mobilizados migmatíticos no embasamento gnáissico e nos granito da Suíte Borrachudos (Dossin et al., 2000).

3 – ESTRATIGRAFIA LOCAL

3.1 - Introdução

O empilhamento litoestratigráfico para o conjunto de rochas aflorantes na região da Serra do Morro Escuro, foi definido com base em mapeamento geológico em escala de semi-detalhe (1:25.000) a detalhe (1:5.000) além da análise de 27 furos de sonda existentes na área até o presente momento. Foram reconhecidas 13 unidades litoestratigráficas distintas, descriminadas aqui da base para o topo.

O embasamento cristalino é representado pelo Complexo Dona Rita, nome dado a um conjunto de gnaisses e migmatitos que bordejam a Serra do Espinhaço (Grossi-Sad et al., 1997). Uma unidade informalmente denominada de Unidade Quartzítica Serra da Pedra Branca, com idade máxima de deposição datada, neste trabalho, em 2021,2 ± 12 Ma. E um meta-granito da Suíte Borrachudos de idade aproximada de 1,7 Ga.

Sobre as rochas descriminadas anteriormente assentam-se oito unidades, as quais fazem parte do pacote metassedimentar correlacionável ao Grupo Serro de Almeida-Abreu & Renger (2002), Grupo Serra da Serpentina de Rolim & Rosière, (2011) e grupos Serra da Serpentina e Itapanhoacanga de Rolim e Rosière (submetido).

Neste trabalho adota-se a nomenclatura utilizada por Rolim e Rosière (submetido), sendo assim, essas rochas são englobadas em dois grupos: Grupo Serra da Serpentina, representado na base pela Formação Meloso e no topo pela Formação Serra do Sapo, e Grupo Itaponhoacanga, representado pela Formação Lapão.

Ocorrem também dois tipos de rochas básicas de caráter intrusivo: a mais antiga composta por ortoanfibolitos xistificados da Suíte Pedro Lessa de idade 906 ± 3Ma (Machado et al., 1989) e a mais nova, representada por diabásios macicos de idade entre 190 – 170Ma (Dossin & Dossin, 1995).

Adota-se também neste trabalho a terminologia “Sequências da Borda Leste” do Espinhaço Meridional de Renger & Knauer (1995), para designar o conjunto de rochas metassedimentares portadoras de formações ferríferas de posicionamento estratigráfico incerto. O empilhamento litoestratigráfico esta sintetizado na coluna mostrada na figura 3.1 e detalhada no decorrer do capítulo.

3.2 - Complexo Dona Rita

O complexo Dona Rita é constituído por rochas granito-gnáissicas que compõem o embasamento cristalino. Possui idades em torno de 2867 e 2711 Ga (Noce et al., 2007), o que o torna correlato aos complexos Belo Horizonte, Bonfim, Caeté, dentre outros, amplamente discutidos em trabalhos sobre o Quadrilátero Ferrífero (eg. Herz, 1970; Machado & Carneiro, 1992 e Machado et al., 1992). O Complexo Dona Rita evoluiu a partir da aglutinação de blocos crustais arqueanos durante o Paleoproterozóico (colagem Transamazônica) que estendeu-se, aproximadamente, entre 2,2 a 2,0 Ga (Noce et al. 2007).

As rochas do Complexo Dona Rita possuem grande exposição na área mapeada, aflorando desde a parte central ao extremo oeste, principalmente as margens do Rio Tanque (figura 3.2a) onde são encontradas as melhores exposições, também em forma de lajedos em encostas de morro (figura 3.2b).

O litotipo dominante do complexo é um gnaisse cinza claro apresentando bandamento composicional milimétrico a centimétrico, resultante da alternância entre lâminas e níveis leucocráticos de composição quartzo-feldspática (majoritariamente plagioclásio, porém feldspato potássico pode ocorrer em pequenas proporções) e bandas compostas de minerais máficos, principalmente biotita (figuras 3.3a, b). Os minerais acessórios são representados por uma grande gama de minerais, tais como, clorita, apatita, allanita, fluorita, zircão, além de uma série de óxidos e sulfetos disseminados. Minerais de alteração ocorrem subordinadamente e são representados, principalmente, pela saussuritização de plagioclásio, gerando carbonato, epidoto e sericita e pela sericitização e argilização dos feldspatos potássicos. A textura varia entre granoblástica e granolepidoblastica, dependendo da proximidade de zonas de cisalhamento.

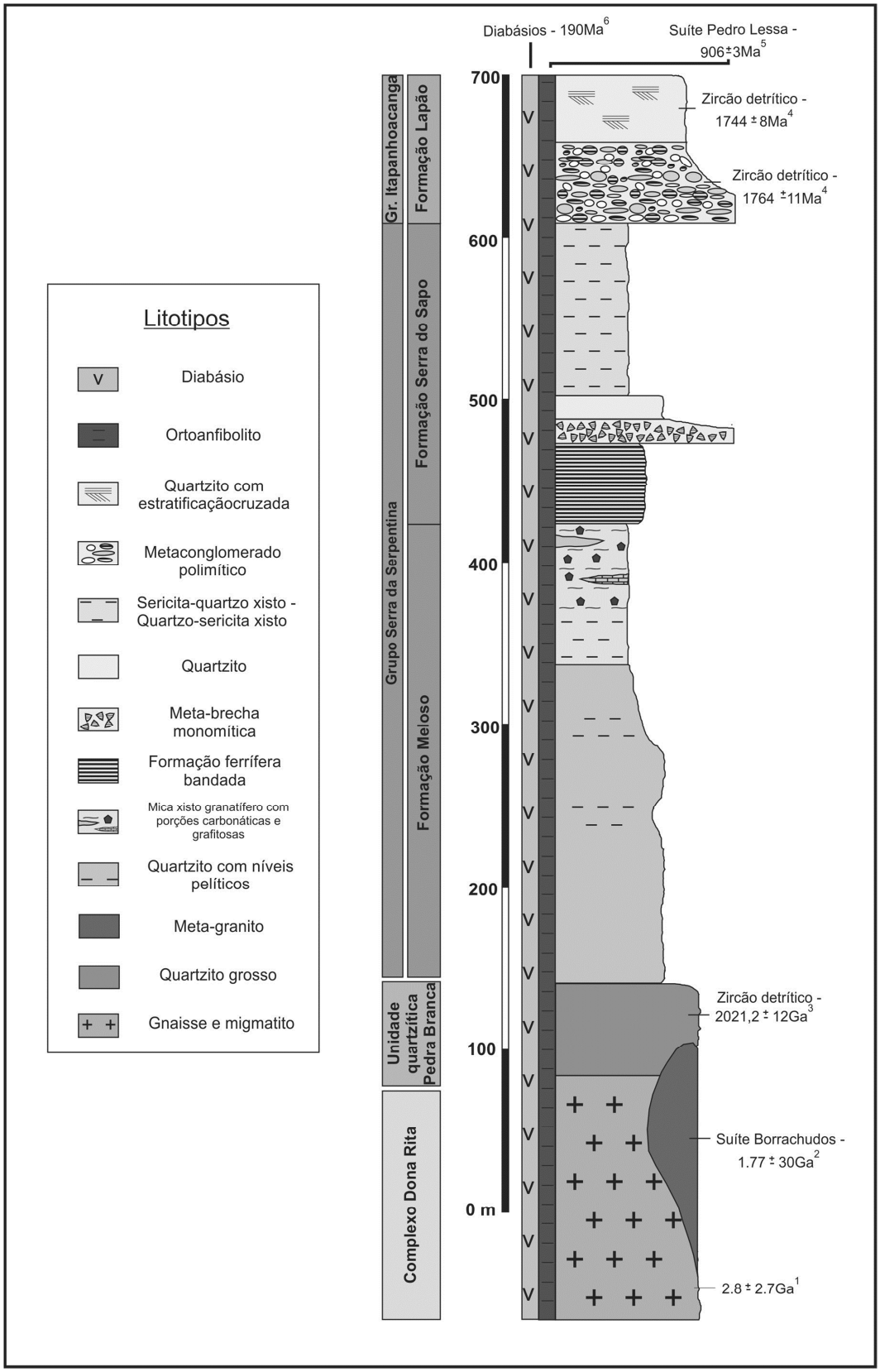


Figura 3.1 - Empilhamento litoestratigráfico proposto neste trabalho para região da Serra do Morro Escuro. Idades compiladas de: (1) Noce et al. (2007), (2) Dossin et al. (2000), (3) neste trabalho, (4) Silveira-Braga (2012), (5) Machado et al. (1989), (6) Dossin & Dossin (1995).

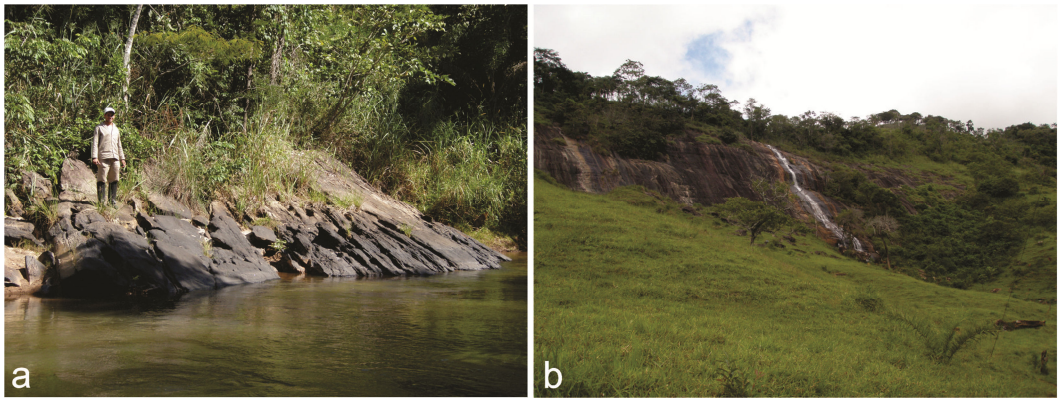


Figura 3.2 - Afloramentos do Complexo Dona Rita: (a) às margens do Rio Tanque – (699556E/7853250N) (b) lajedo em encostas de morro (697596E/7855977N).

Os afloramentos representados por rocha sã são escassos, predominando um saprolito de cor rósea a esbranquiçada, dependendo da proporção entre os minerais félsicos e máficos (figuras 3.3c, d).

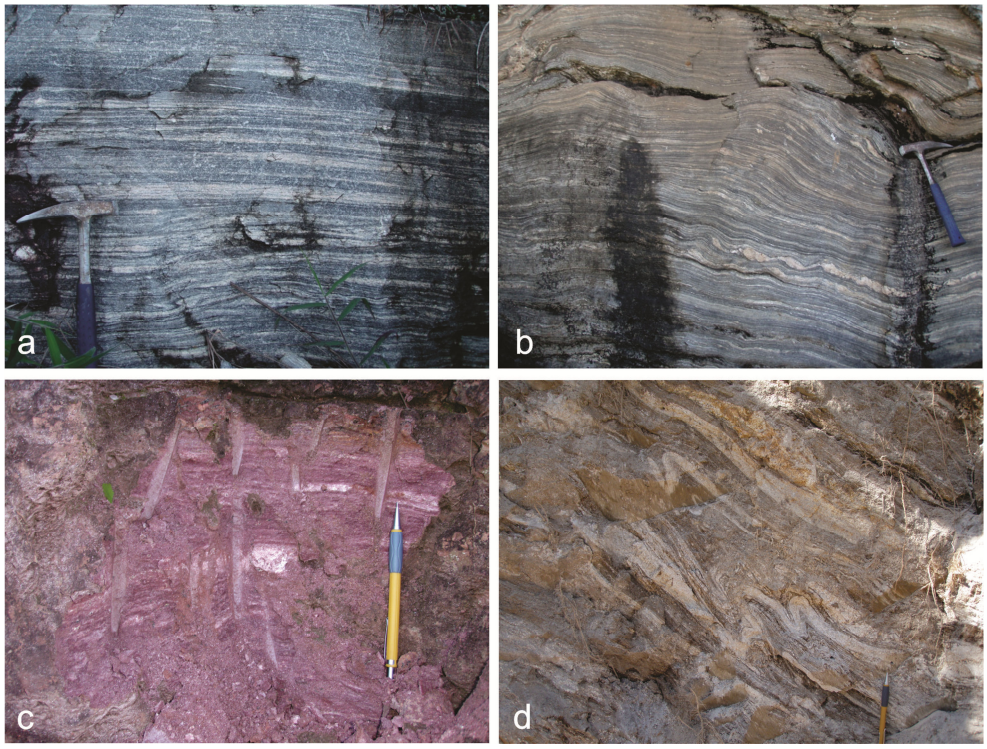


Figura 3.3 - Feições macroscópicas dos gnaísses do Complexo Dona Rita. (a, b) Aspectos de rocha sã (a-692709E/7857877N – b-690601E/7851658N). (c, d) Aspecto da rocha alterada(c-690935E/7851384N – d-689011E/7851588N).

3.3 – Unidade Quartzítica Serra da Pedra Branca

A Unidade quartzítica serra da Pedra Branca localiza-se na porção leste da área investigada, possui orientação NNE-SSW sustentando o relevo da serra

homônima. A unidade se encontra em contato tectônico sobre a Suíte Borrachudos. Como a unidade em questão é limitada pela Zona de Cisalhamento Pedra Branca (capítulo 4), portanto afetada por dobramento, estima-se uma espessura da ordem de 50 metros.

O litotipo da unidade é caracterizado por uma sucessão de quartzitos de granulação muito grossa contendo aproximadamente 95% de quartzo, os outros 5% é representado por, principalmente, sericita e algum óxido disseminado na rocha (figuras 3.4a, b).

3.3.1 - Geocronologia

Foram analisados zircões provenientes de uma amostra deste quartzito coletado em afloramento localizado nas coordenadas UTM 703074E/7847084N. As análises isotópicas U/Pb foram realizadas utilizando método LA-ICPMS com objetivo de determinar a idade máxima de deposição destas rochas para comparação com idades disponíveis na literatura a fim de balizar a correta posição (crono)estratigráfica da unidade.

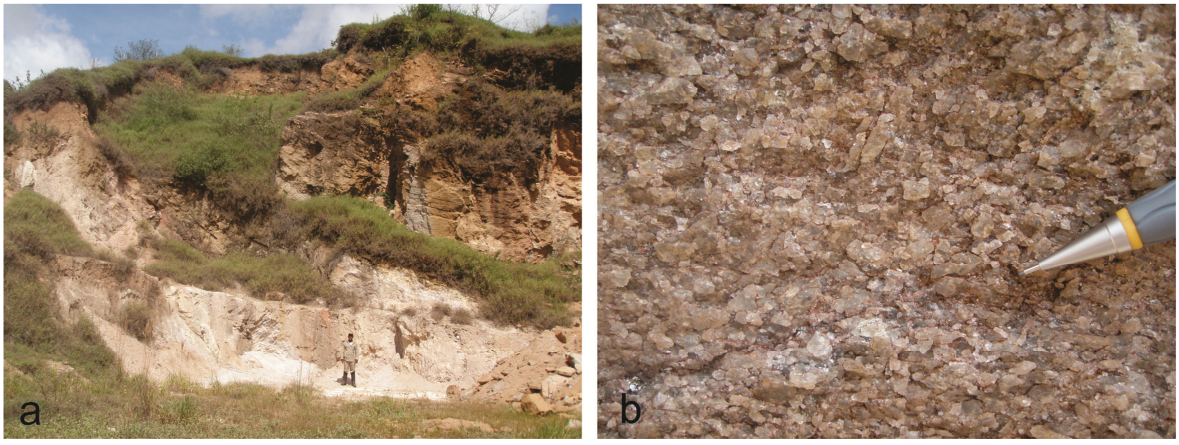


Figura 3.4 - (a) Visão geral de afloramento da Unidade Quartzítica Serra da Pedra Branca (703293E/7850029N). (b) Detalhe do quartzito grosso (703586E/7849756N).

Os zircões encontrados na amostra são sub-arredondados e possuem baixo grau de esfericidade, foram realizadas análises pontuais em 29 grãos. As idades concordantes encontradas, da mais antiga a mais nova, foram: 3590,2 ± 24Ma, 3264,2 ± 21Ma, 2750,0 ± 8,1Ma, 2687,0 ± 5,6Ma, 2584,0 ± 6.1Ma, 2021,2 ± 12Ma (figura 3.5). Esta ultima é interpretada como a idade máxima de deposição dos quartzitos que sustentam a serra da Pedra Branca na região em estudo.

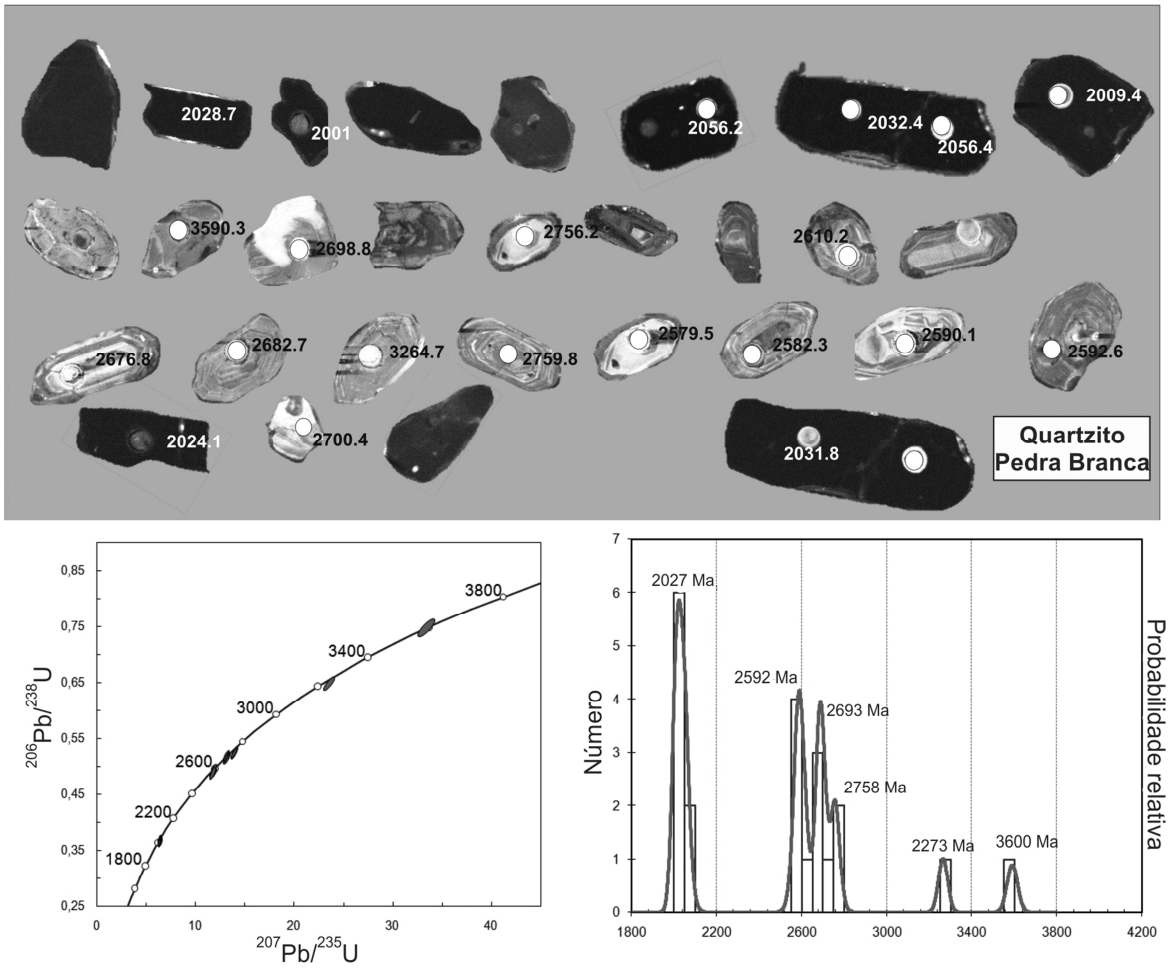


Figura 3.5 - População de zircões analisados (acima). Diagrama concórdia e histograma de probabilidade relativa das idades dos zircões detríticos analisados (abaixo).

Machado et al. (1989) atribui idade para o Grupo Costa Sena (unidade na base do Supergrupo Espinhaço) de 2049 ± 16Ma, próxima à encontrada na região estudada porém correlações estratigráficas ainda são prematuras, sendo necessários estudos adicionais.

3.4 - Grupo Serra da Serpentina

O Grupo Serra da Serpentina é subdividido em duas formações, Meloso e Serra do Sapo. A primeira é representada na base por quartzitos com intercalações de níveis pelíticos que grada para o topo para uma variedade de xistos aluminosos com granada, as quais foram estudadas em detalhe neste trabalho objetivando o entendimento de relações deformacionais e metamórficas, apresentadas nos capítulos 5 e 6. Já a Formação Serra do Sapo é representada por formações

ferríferas bandadas na base seguidas de uma sucessão de meta-brechas monomítica, quartzitos e sericita-quartzo xistos.

3.4.1 - Formação Meloso

A Formação Meloso ocorre segundo direção preferencial NE-SW, principalmente na região central e centro leste da área. O contato entre esta unidade com as que representam o embasamento cristalino (Complexo Dona Rita) e com a Suíte Borrachudos é geralmente marcado por zonas de movimentação do tipo descolamento basal evidenciados por estruturas como dobras parasíticas assimétricas associadas a zonas de cisalhamento, feições geométricas sigmóidais compostas de quartzo, estruturas S/C dentre outros indicadores cinemáticos.

3.4.1.1 - Quartzito com níveis pelíticos

A base da Formação Meloso é representada por quartzitos que possuem em sua composição aproximadamente 85% de quartzo, 10% de sericita e 5% de óxidos disseminados, principalmente hematita (figura 3.6a). Ocorrem intercalados ao pacote níveis métricos a decamétricos de quatrzo-sericita xistos, sendo a proporção dos componentes mineralógicos variável verticalmente ao longo dos pacotes (figura 3.6b). A granulação do quartzito é fina a média e sua espessura é estimada em 100 metros. Ocorre ao longo da Zona de Cisalhamento Barro Preto e a sudeste da Zona de Cisalhamento Morro Escuro (capítulo 4). Em direção ao topo o pacote tende a diminuir a granulação, passando a ser representado por sericita-quartzo xistos a quartzo-sericita xistos, que a noroeste da Zona de Cisalhamento Morro Escuro, devido a questões metamórficas/estruturais, possui paragênese mineral variada.

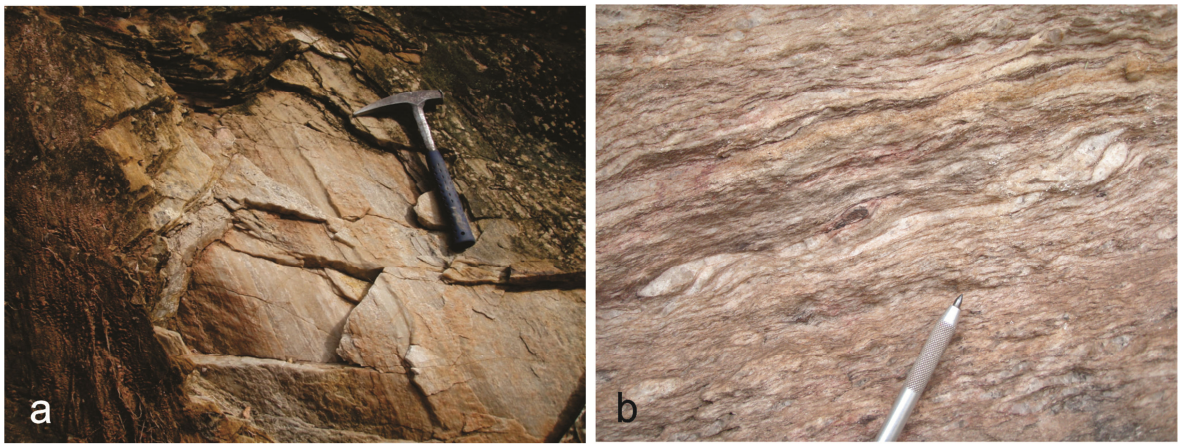


Figura 3.6 - (a) Quartzito da base da Formação Meloso (696093E/7852107N) (b) Intercalação métrica de sericita-quartzo xisto nos quartzitos da base da Formação Meloso (688247E/7851244N).

3.4.1.2 - Xistos granatíferos

O topo da Formação Meloso é marcado por grande variação faciológica do pacote, onde é encontrada uma gama de xistos aluminosos interdigitados lateralmente e horizontalmente. Silveira-Braga (2012), denominando a Formação Meloso de Unidade A, reconheceu sete litotipos, os quais foram separados, com base em sua composição principal, em dois subgrupos, os essencialmente carbonáticos (anfibólio-carbonato xistos) e os xistos com biotita e quartzo (granada-biotita-quartzo xisto, quartzo-biotita-granada xisto, turmalina-biotita-quartzo xisto com granada, magnetita-biotita-quartzo xisto com feldspato e turmalina, tremolita-carbonato-biotita-granada-quartzo xisto carbonoso e biotita-granada-estaurolita-quartzo xisto carbonoso) (figura 3.7a, b). Esta gama de litotipos foi reconhecida, em testemunhos de sondagem, na porção da Formação Meloso afetada pela Zona de Cisalhamento Morro Escuro (ver capitulo 4), ou seja, na região a noroeste desta zona de cisalhamento (figura 3.7c, d).

Devido à paragênese mineral da unidade e tramas microestruturais observadas, o pacote se torna uma importante fonte de amostras para estudos metamórficos e evolução microestrutural, correlacionando-os com estudos estruturais em escala de afloramento, amplamente discutidos nos capítulos 5 e 6.

3.4.2 - Formação Serra do Sapo

A Formação Serra do Sapo é composta na base por uma camada de formação ferrífera bandada. Sobrepondo esta, ocorre uma brecha sedimentar monomítica que grada para o topo para um quartzito, sendo ambos litotipos, aparentemente, relacionados geneticamente a períodos de geração de falhamentos normais na bacia, discutidos no capítulo 7. No topo da formação ocorre um pacote de sericita-quartzo xisto e quartzo-sericita xisto.

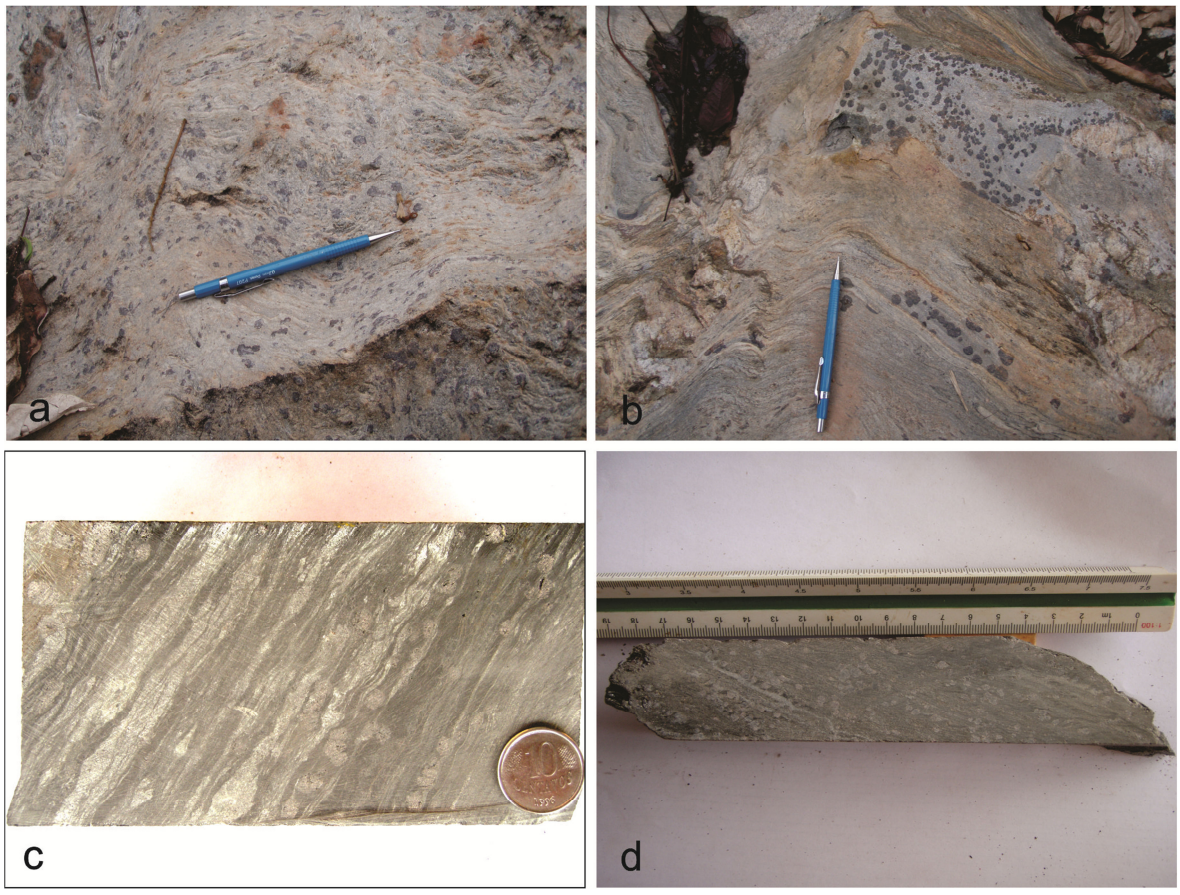


Figura 3.7 - (a, b) Afloramento de xistos granatíferos, notar em b que cristalização de granada é favorecida em porções ricas em biotita (a, b – 688891E/7850795N). (c, d) Amostras de testemunho de sondagem dos xistos granatíferos.

3.4.2.1 - Formação ferrífera bandada

A formação ferrífera bandada aflora seguindo a direção regional NE-SW, onde foi reconhecida uma camadas dobrada deste litotipo, individualizadas aqui como flancos norte e sul, (ver mapa geológico em anexo).

O flanco norte sustenta geomorfologicamente a serra do Morro Escuro em seu prolongamento sudoeste, onde não afloram rochas da Formação Lapão (descrita a frente), responsáveis por sustentar a serra ao longo da área em direção a NE (figura 3.8a). Nesta camada há afloramentos “in situ” na parte central da região de ocorrência do litotipo até sudoeste, marcando bem os limites da camada nesta porção. Entretanto, seguindo em direção nordeste, os afloramentos se tornam escassos, sendo a camada delimitada pela presença de campo de blocos ou pequenos afloramentos, basculados ou não, que ocorrem alinhados segundo a estruturação regional NE-SW. O flanco sul é marcada por grandes afloramentos, que sustentam parte do relevo, além de alinhamentos de blocos.

A espessura da unidade é variável, sendo que no flanco sul varia de 20 a 30 metros. Já no flanco norte, devido a dobramentos, esta pode atingir até 130 metros de espessura aparente. Entretanto estima-se espessura original sedimentar média, para ambas as camadas, em torno de 50 metros.

A formação ferrífera possui bandamento, em geral, milimétrico alternando bandas escuras compostas de óxidos de ferro predominando sobre o quartzo e bandas claras onde o quartzo predomina sobre os óxidos de ferro (figura 3.8b). A mineralogia principal das formações ferríferas é quartzo, hematita (nas variedades: especular, granular e lobular) e magnetita. Como minerais acessórios podem ocorrer sericita, hornblenda, epidoto, biotita, clorita, apatita, rutilo, pirita, calcopirita e turmalina. A granulação da rocha é em geral média a fina variando entre 0,50 a 1,00 mm. Raros veios de hematita centimétricos ocorrem truncando o bandamento (figuras 3.8c, d).

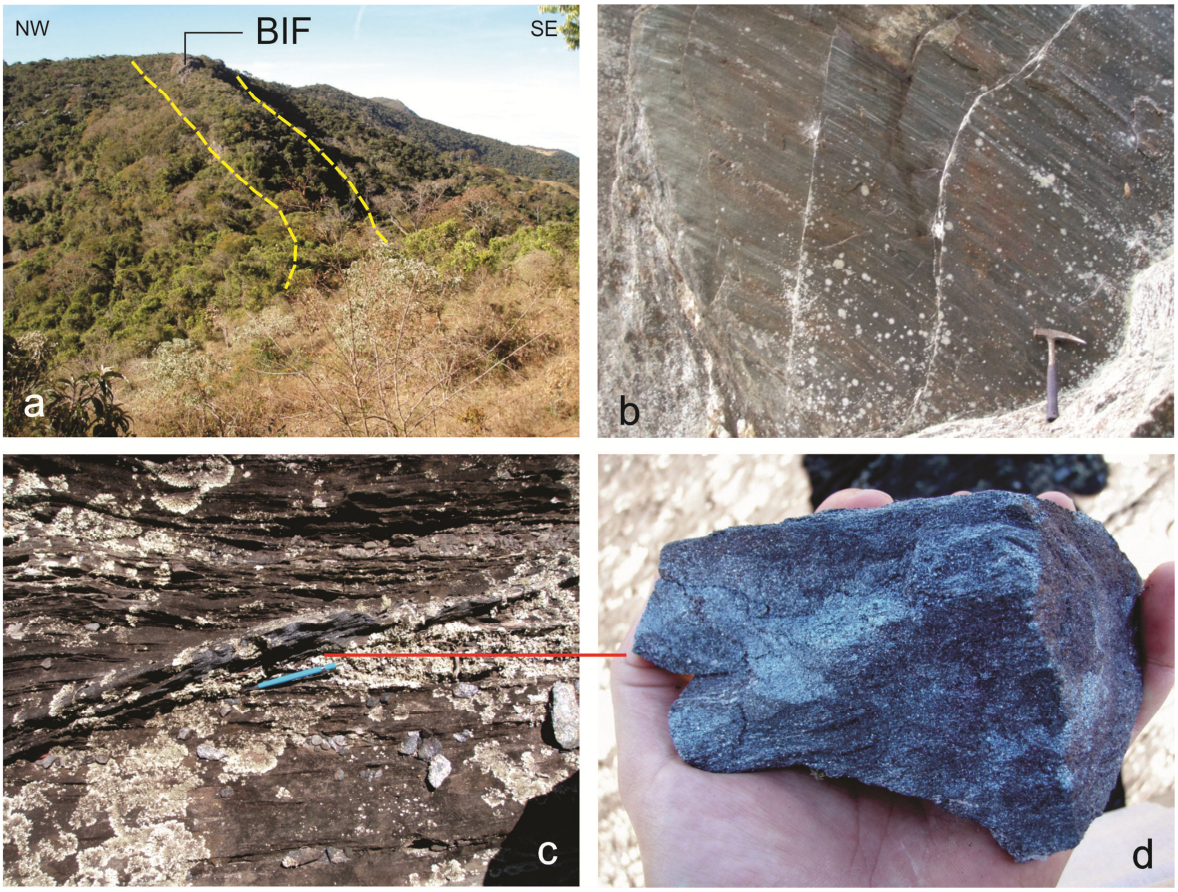


Figura 3.8 - (a) Formações ferríferas da Formação Serra do Sapo sustentando o relevo. (b) Aspecto macroscópico dos itabiritos mostrando bandamento milimétrico a centimétrico (695825E/7852829N). (c) Pequeno veio de hematita truncando bandamento dos itabiritos, (d) detalhe da hematita de veio (693736E/7852265N).

Pagung de Carvalho et al. (2011) dividiu a formação ferrífera bandada em três litotipos tomando como critério a mineralogia modal e sua compacidade. São eles: itabirito especularítico, itabirito magnetítico e itabirito friável (figuras 3.9a, b e c). Contudo essa subdivisão em litotipos é utilizada como guia prospectivo pela indústria mineral. Estudos detalhados sobre a geoquímica e petrografia dos itabiritos da Formação Serra do Sapo podem ser visto em Silveira-Braga et al. (2011) e Silveira-Braga (2012).

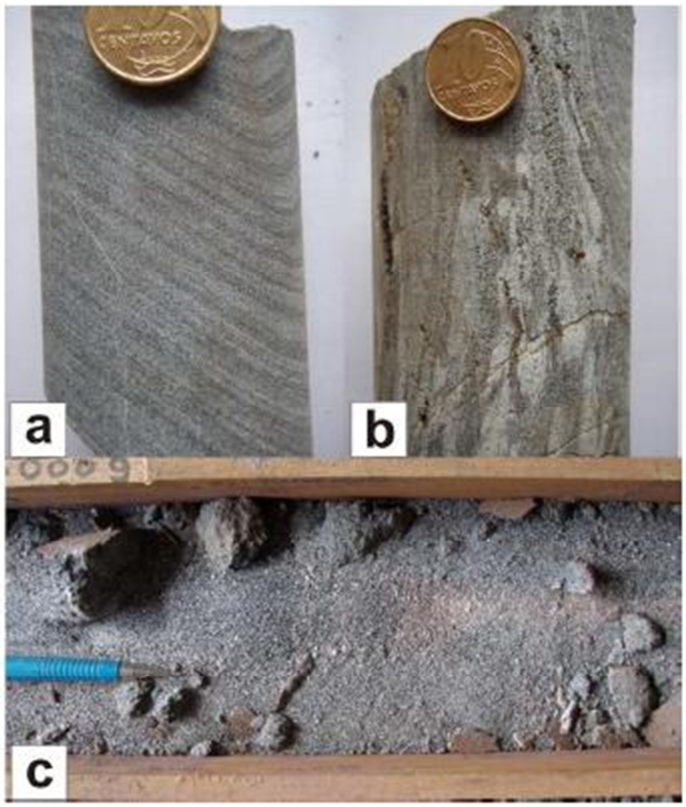


Figura 3.9 - Litotipos de formação ferrífera na região da serra do Morro Escuro, extraído de Pagung de Carvalho et al. (2011). (a) Itabirito especularítico. (b) Itabirito magnetítico. (c) Itabirito friável.

3.4.2.2 - Meta-brecha monomítica

Esta unidade é, aparentemente, crono-correlata às formações ferríferas bandadas descritas anteriormente, visto que ocorre sempre no mesmo nível ou acima delas, além também do litotipo dominante ser representado por uma meta-brecha monomíctica com clastos compostos exclusivamente de formação ferrífera.

Foi reconhecida primeiramente em testemunhos de sondagem (furos: MOES-FSD-026 e MOES-FSD-027) (figuras 3.10a, b, c) e posteriormente em afloramentos, posicionados na região central da área, seguindo o *trend* regional NE-SW (figuras 3.10d, e). Sua espessura pode atingir 15 metros.

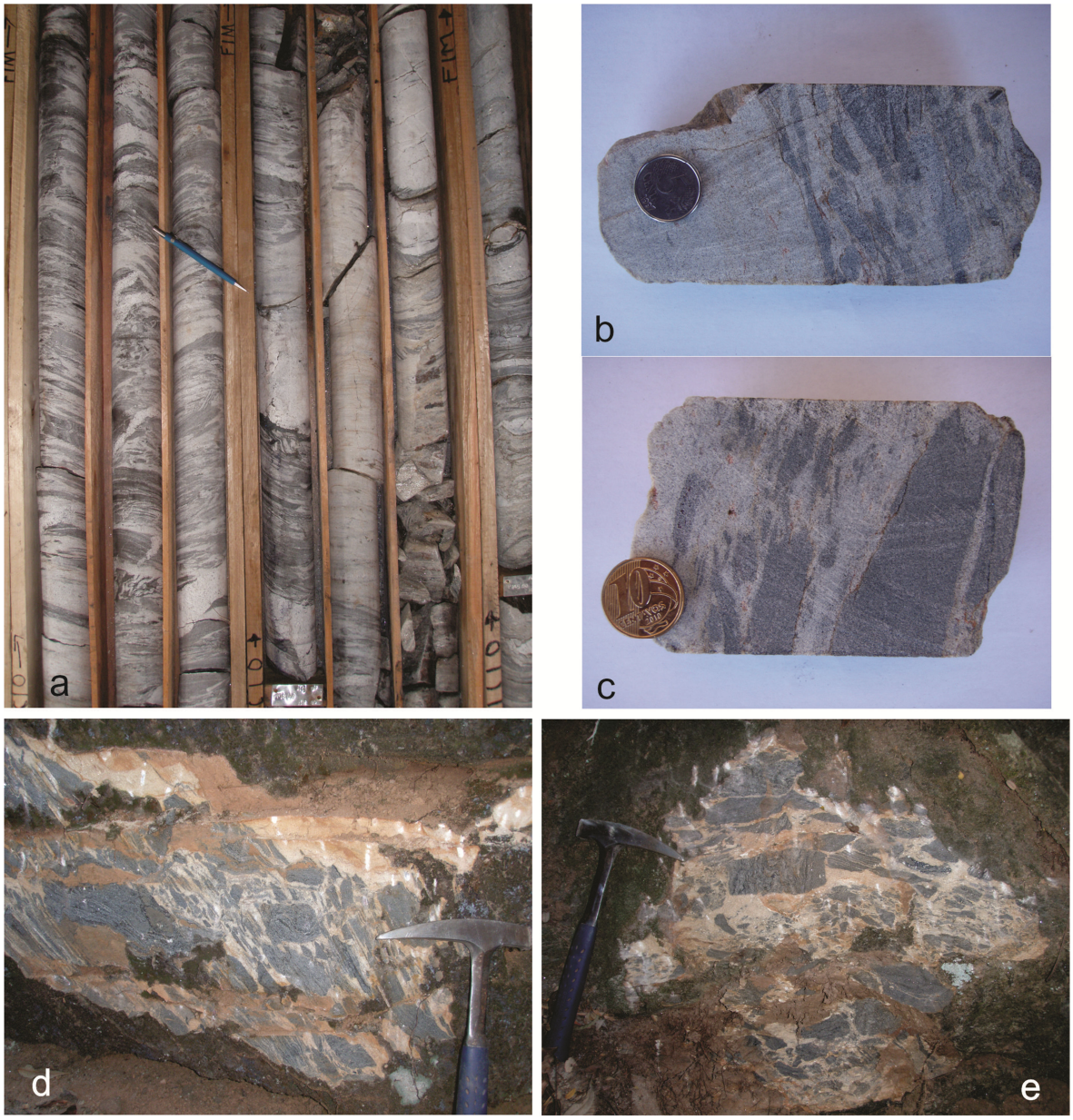


Figura 3.10 - (a, b, c) Aspecto macroscópico da Meta-brecha em amostras de testemunhos de sondagem. (d, e) Meta-brecha monomítica com clastos de formação ferrífera (694928E/7852673N).

Macroscopicamente os litotipos da unidade são uma meta-brecha sedimentar monomítica intercalada a quartzitos sericíticos com contatos entre eles mostrando nítida granodecrescencia, provavelmente marcando pulsos sedimentares de fluxo de detritos, como mostrado na figura 3.11. A meta-brecha contém clastos com tamanho variando de grânulo a seixo, constituídos exclusivamente de formações ferríferas proveniente do retrabalhamento da unidade sotoposta. Estes clastos se encontram estirados paralelamente a lineação mineral/estiramento regional. A matriz é quartzosa de granulação média-grossa com alguma sericita, e hematita

lamelar disseminadas. Os quartzitos sericíticos possuem a mesma composição da matriz da meta-brecha, quartzo, sericita e hematita lamelar.

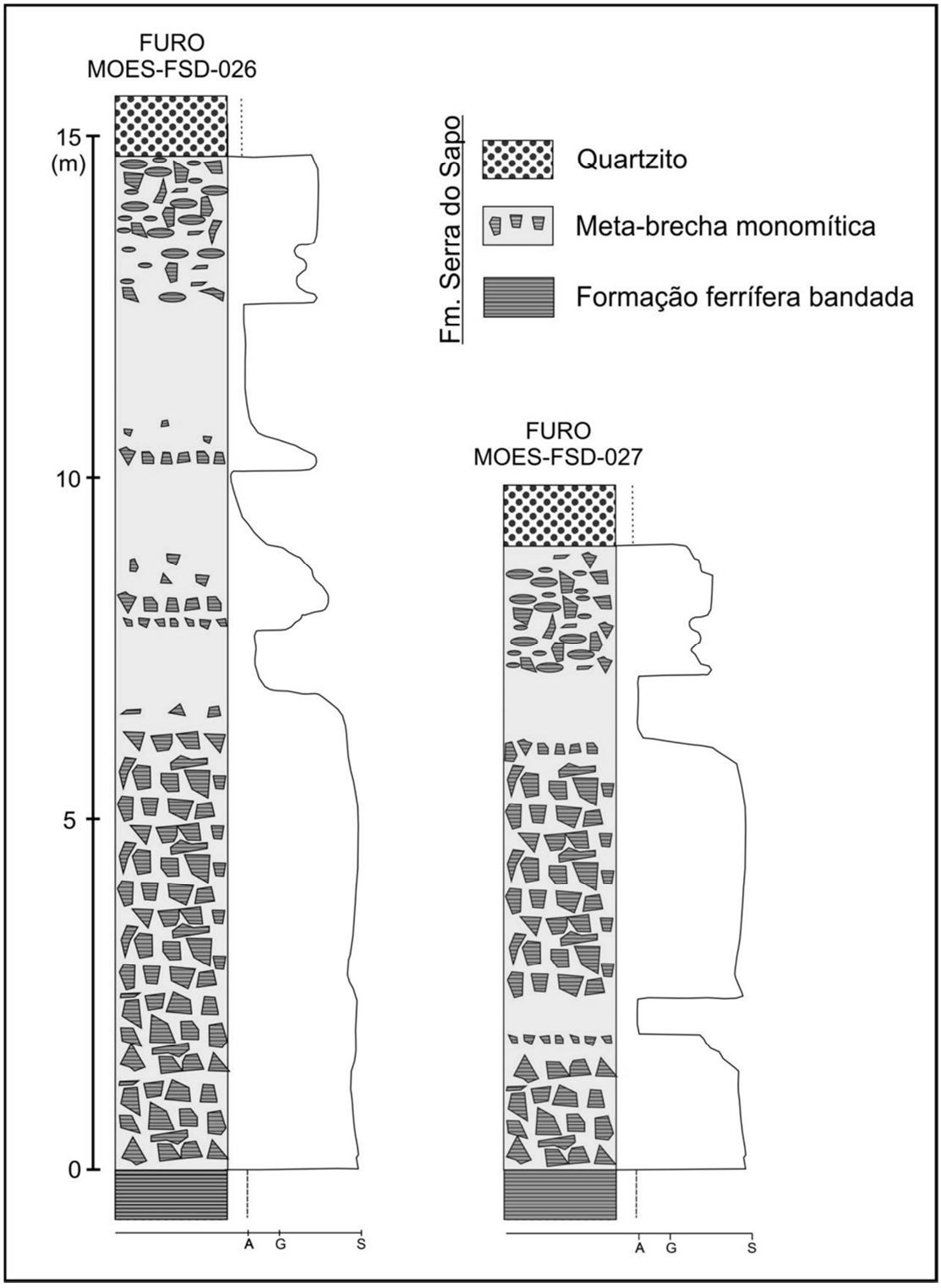


Figura 3.11 - Coluna estratigráfica detalhada de dois furos de sonda que atravessaram a meta-brecha monomítica, MOES-FSD-026 e MOES-FSD-027.

Apesar da dificuldade devido ao tamanho dos clastos foi feito um estudo microscópico, onde a separação clasto/matriz nem sempre é clara, mas interpreta-se como região limítrofe entre eles a mudança repentina na concentração de minerais de ferro (figuras 3.12a, b). Nota-se a presença dos minerais, além dos supracitados, turmalina (~6%) e apatita (~3%), estes exclusivos da matriz, porém ocorrem geralmente na interface com os clastos.

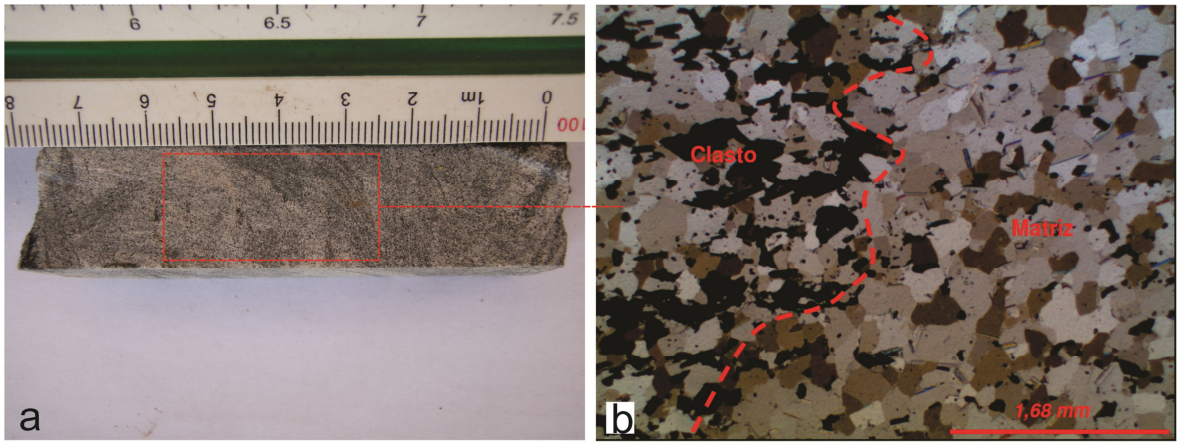


Figura 3.12 - Fotomicrografia da brecha da Unidade 3. (a) Amostra de mão. (b) Limite entre clasto e matriz ao microscópio.

3.4.2.3 - Quartzito

A meta-brecha monomítica grada em direção ao topo para quartzito homogêneo de granulação fina a média contendo aproximadamente 85% de quartzo, 10% de sericita e outros 5% compostos por minerais acessórios, principalmente óxidos e cianita (figuras 3.13a, b, c, d). A espessura média da porção quartzítica da formação é de 15m, variando entre 5 a 30 m. Nota-se, em testemunhos de sondagem, nítida relação direta entre as espessuras da meta-brecha e dos quartzitos sendo que, quando a espessura da meta-brecha é menor a do quartzito também, e vice-versa.

A falta de afloramentos impossibilita uma afirmativa conclusiva a cerca do contato entre a meta-brecha e o quartzito, porém este é interpretado, com base nas análises dos testemunhos de sondagem disponíveis, como gradacional.

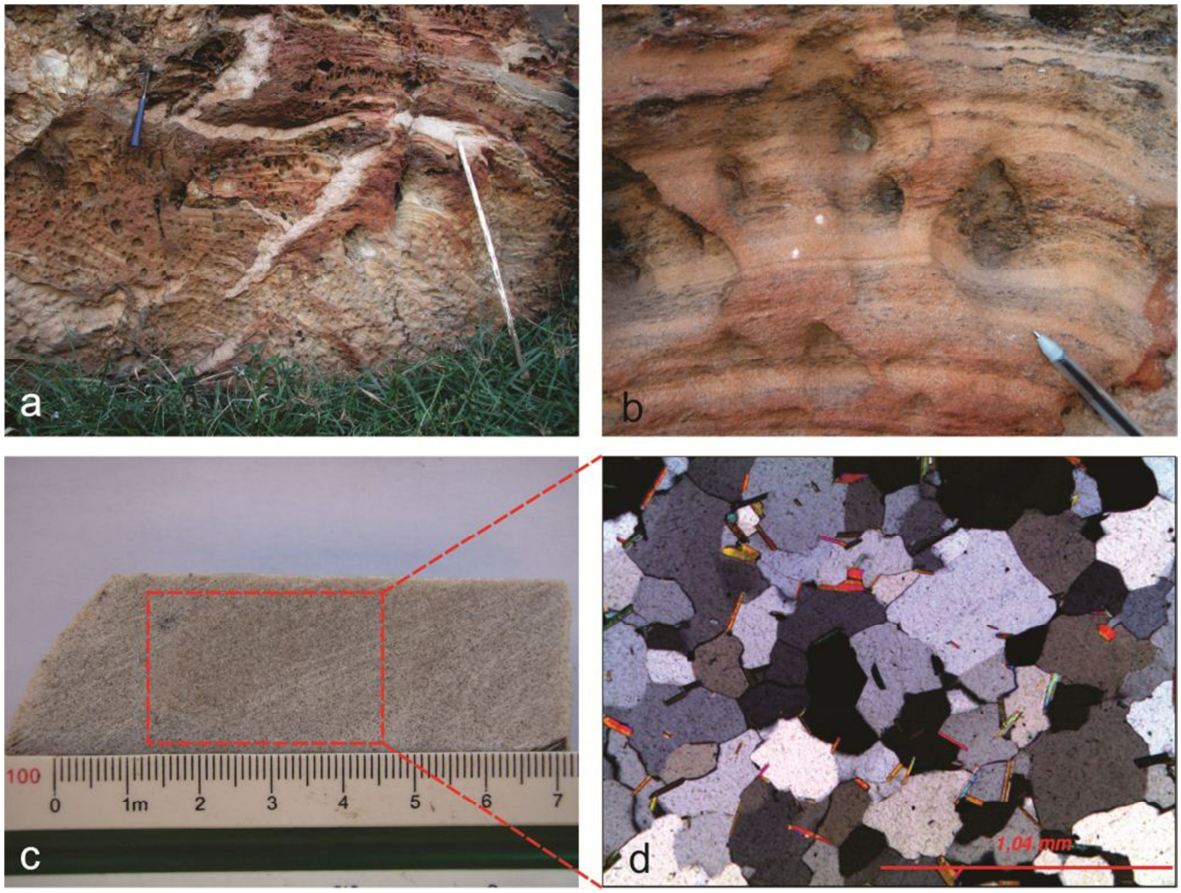


Figura 3.13 - (a) Aspecto macroscópico do quartzito (695409E/7853706N). (b) Detalhe do afloramento mostrando bandamento composicional entre bandas claras quartzosas e bandas escuras composta de quarzto e cianita. (c) Amostra de testemunho de sondagem. (d) Fotomicrografia do quartzito.

3.4.2.4 -Sericita-quartzo xisto / Quartzo-sericita xisto

Estes xistos afloram na região central a norte-nordeste da área mapeada de maneira contínua seguindo o *trend* regional NE-SW. É composta de uma sucessão vertical e lateral de sericita-quartzo xistos e quartzo-sericita xistos (figuras 3.14a, b). Sua espessura é estimada em 100 metros.

Foi reconhecido, em testemunhos de sondagem, um segundo pacote de itabirito intercalado a estes xistos. Esta rocha possui, macroscopicamente, as mesmas características dos descritos no tópico 3.4.2.1 deste capítulo. Sua espessura varia de 5 a 10 metros e sua continuidade lateral não é comprovada, devido à falta de afloramentos e testemunhos de sondagem. Interpreta-se a ocorrência deste pacote associada a evolução estrutural descrita no capítulo seguinte e não por fatores sedimentares.

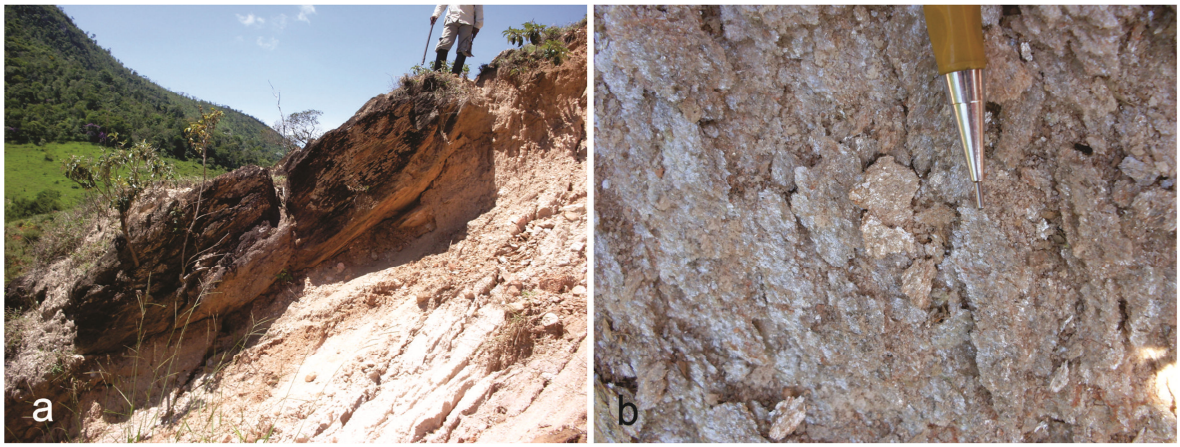


Figura 3.14 - (a) Afloramento de Quartzo-sericita xisto (695994E/7852981N). (b) Detalhe do afloramento.

3.5 - Grupo Itapanhoacanga

O Grupo Itapanhoacanga é representado na região da serra do Morro Escuro apenas pela Formação Lapão, base do grupo. Não foram encontradas sobrepostas a esta, rochas pertencentes ao topo, agrupadas nas formações Serra de São José, Jacém e Canjica.

3.5.1 - Formação Lapão

É formada, na base, por meta-conglomerados polimíticos com matriz quartzosa e no topo por quartzito contendo estratificação cruzada. Não foi observada em campo a relação de contato entre estes dois litotipos, visto que, além do escasso número de afloramentos, eles ocorrem em porções distintas da área, o primeiro aflorante no cume da serra do Morro Escuro e o segundo sustentando a serra do Areal. Um afloramento de meta-conglomerado foi descrito no talvegue da serra do Areal, estratigraficamente abaixo dos quartzitos, assim como matacões de quartzito são encontrados no topo da serra do Morro Escuro, sobre os meta-conglomerados, definindo a relação estratigráfica entre os litotipos.

3.5.1.1 - Meta-conglomerado polimítico

O litotipo que ocorre na base da Formação Lapão aflora continuamente ao longo da serra do Morro Escuro, sendo responsável pela sustentação do relevo, e na

base da serra do Areal. Sua ocorrência vai da região central a nordeste da área estudada, aflorando ao longo das encostas, tanto na vertente nordeste quanto na sudeste, onde ocorrem as melhores exposições, porém de difícil acesso. Devido à intensa deformação, por estar limitada pela Zona de Cisalhamento Morro Escuro (capítulo 4), sua espessura é estimada em 40 a 50 metros.

O meta-conglomerado é polimítico de matriz quartzosa. Seus clastos possuem tamanhos variados, apresentando granulometria desde grânulo a bloco (figuras 3.15a, b, c, d). Como ocorrem ao longo da falha do Morro Escuro, os clastos se encontram estirados, chegando a atingir até 1 metro de comprimento. Os clastos são compostos de formações ferríferas bandadas, quartzitos e quartzo de veio. A matriz é composta de, majoritariamente, quartzo e sericita. Cianita ocorre em pontos isolados, principalmente próximos à Zona de Cisalhamento Morro Escuro.



Figura 3.15 - Aspectos macroscópicos do meta-conglomerado da Formação Lapão. (a) Matacão em depósito de talus (699961E/7856469N). (b) Meta-conglomerado com granulometria granulo a seixo matriz suportado (696047E/7854113N). (c) Meta-conglomerado dobrado rico em clastos de formação ferrífera (698755E/7854904N). (d) Clastos de quartzo de veio imerso em matriz recristalizada (698743E/7854900N).

Idades (U-Pb SHIMP) de zircões detríticos provenientes destas rochas foram obtidas por Silveira-Braga (2012). A idade mais jovem para os zircões foi de 1764 ± 11 Ma, ou seja, zircões provenientes da Suíte Borrachudos. Esse valor limita, pelo menos, a idade máxima de deposição, a qual é correlacionável a idade de deposição do Supergrupo Espinhaço em sua área tipo, próximo de Diamantina-MG, que ainda se mostra controversa e/ou com algumas questões em aberto, ver Chemale Jr. et al. (2010).

3.5.1.2 - Quartzito grosso com estratificação cruzada

Este litotipo ocorre em duas regiões da área mapeada, a principal localiza-se a noroeste, aflorando e sustentando a serra do Areal, a qual possui orientação NE-SW. O segundo ponto de ocorrência é sobre o meta-conglomerado polimítico, descrito anteriormente, aparecendo na forma de matacões na linha de cume da serra do Morro Escuro nas coordenadas 697710E/7854565N. Na serra do Areal essa rocha encontra-se em contato tectônico com o embasamento cristalino representado pelo Complexo Dona Rita, isso associado que a unidade está estratigraficamente no topo, admite-se uma espessura mínima de 40 a 50 metros.

O litotipo da unidade é caracterizado por uma sucessão monótona de quartzito de granulação que varia de média a grossa (~5 a 8mm), sendo a última predominante sobre a primeira. Pode conter até aproximadamente 90% de quartzo e os outros 10% sendo distribuído entre, majoritariamente sericita (8%) e óxidos (2%) disseminados na rocha (figuras 3.16a, b).



Figura 3.16 - (a) Aspecto macroscópico dos quartzitos grossos com estratificação cruzada da Formação Lapão (693348E/7854736N). (b) Quartzito médio a grosso sem estratificação cruzada (693193E/7855186N).

Silveira-Braga (2012), assim como nos meta-conglomerados polimíticos, datou famílias de zircão detrítico utilizando o método U-Pb SHRIMP e obteve idade máxima para deposição da sequência como 1744 ± 8 Ma. Idade esta atribuída a provável sedimentação do Supergrupo Espinhaço, como descrito anteriormente.

3.6 - Rochas Intrusivas

3.6.1 -Suíte Borrachudos

A Suíte Borrachudos aflora, principalmente, na região leste da área mapeada, porém, foram reconhecidas, na área central, pequenas fatias tectonicamente posicionadas entre a sucessão metassedimentar, além de pequenos corpos envoltos pelo Complexo Dona Rita. Do mesmo jeito que o embasamento cristalino, aflora em leito de drenagens e como lajedos em encosta de morros.

O litotipo típico da suíte é um meta-granito claro a acinzentado foliado a raramente bandado, rico em feldspato potássico (microclina), possui também quartzo, biotita e hornblenda, raros cristais de plagioclásio podem compor a rocha. Como minerais acessórios é comum encontrar zircão, allanita, apatita, fluorita e magnetita, este último amplamente difundido em regiões onde o granito encontra-se cisalhado.

Foi datado em 1,77 ± 30 Ga (U-Pb SHIMP) por Dossin et al. (2000) e é interpretado por Fernades et al. (1994), após sistemático trabalho envolvendo

principalmente dados geoquímicos, como sendo um granito do tipo A, ou seja, alcalino e anorogênico. A Suíte Borrachudos representa o equivalente plutônico dos riolitos que se intercalam tectonicamente a sequências metassedimentares dentro da faixa de dobramento Araçuaí, de idades bem conhecidas (Dossin & Dossin, 1995).

Devido a aspectos estruturais, discutidos no capítulo 4 desta dissertação, possui nítida variação textural em direção a leste, onde sua granulação é grossa a média e sua trama mineral é granoblástica a granolepidoblástica, diferentemente das regiões próximas aos contatos com o Complexo Dona Rita, que são marcados por uma foliação milonítica imprimindo na rocha uma trama lepidoblástica a lepidogranoblástica (figuras 3.17a, b).

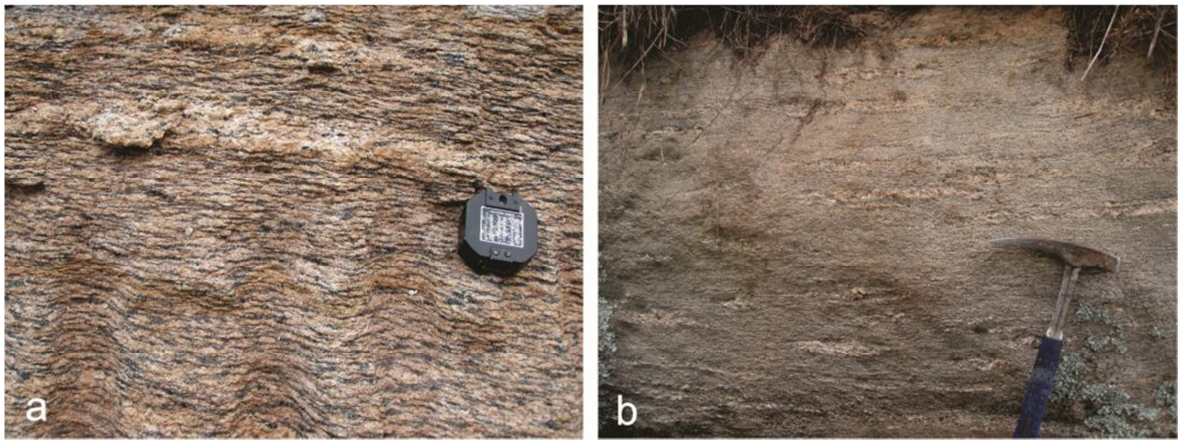


Figura 3.17 - (a) Feições macroscópicas da Suíte Borrachudos com textura granolepidoblástica (707570E/7851113N). (b) Feições macroscópicas da Suíte Borrachudos com textura lepidogranoblástica (704051E/7849846N).

3.6.2 - Suíte Pedro Lessa

Rochas da Suíte Pedro Lessa afloram em toda área de estudo, se apresenta sempre intercalado às outras formações em contatos bruscos concordantes a foliação regional. A rocha se caracteriza por apresentar uma coloração verde escuro, com granulação variando de fina a média (figuras 3.18a, b). A mineralogia da rocha é composta de hornblenda, plagioclásio, quartzo, biotita, epidoto, titanita, ilmenita, como minerais principais. Como minerais acessórios são comumente encontrados sulfetos, magnetita, apatita, allanita, zircão, rutilo. Dentre os sulfetos destacam-se pirita, calcopirita, pirrotita, arsenopirita, pentlandita, esfalerita e bornita, (figura 3.18c).

Afloramentos de rocha sã são raramente encontrados em campo, sendo a rocha facilmente observada em testemunhos de sondagem, evidenciando o contato com suas encaixantes sempre concordante a foliação regional. Este litotipo alterado gera um saprolito de coloração ocre rico em argilo minerais.

Silveira-Braga (2012) obteve idade TDM (Sm-Nd) de 1,43 Ga para estas rochas e provável idade de cristalização em torno de 1,1 Ga (a confirmar) correlacionável a diques máficos interpretados como provenientes da abertura do rifte Macaúbas-Santo Onofre, de Uhlein (2007). Além de dados geocronológicos disponíveis na literatura, evidencias de campo foram encontradas mostrando xenólitos de granitos da Suíte Borrachudos nos ortoanfibolitos da Suíte Pedro Lessa (figura 3.18d).

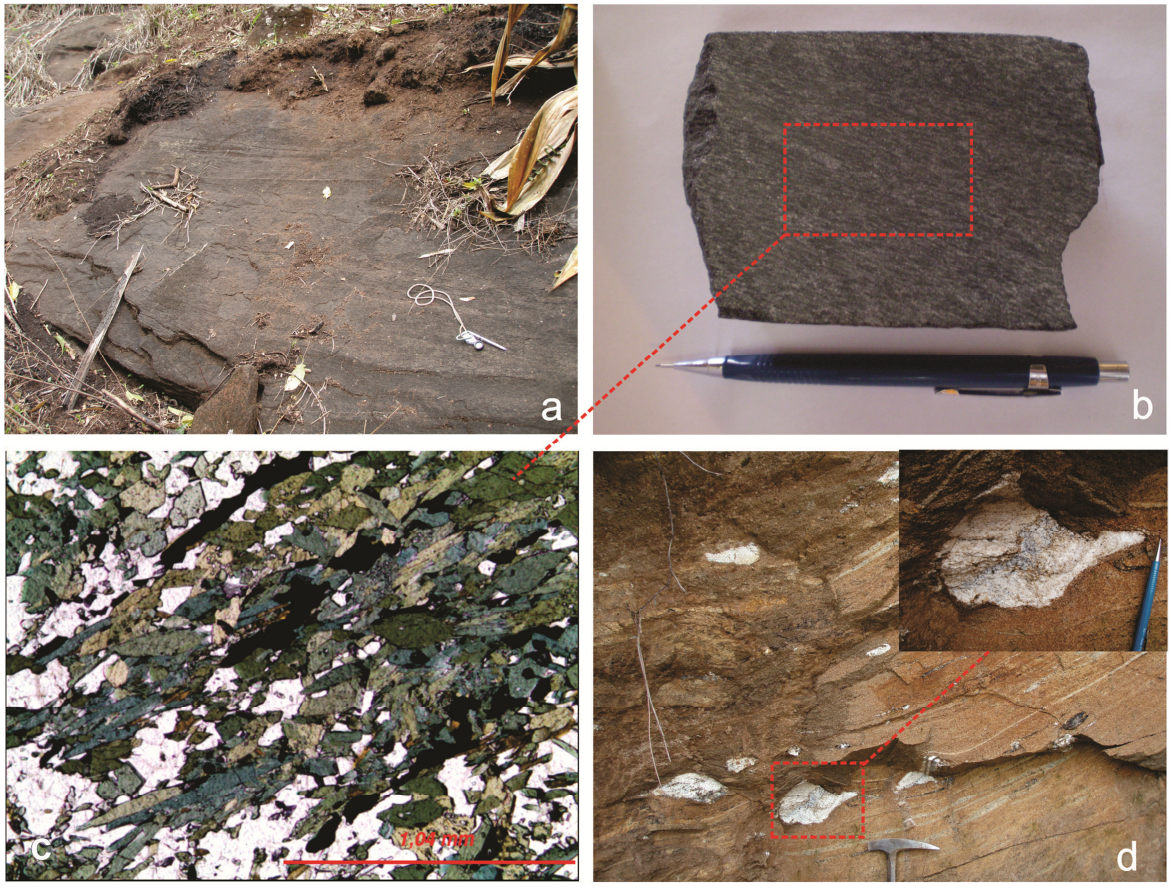


Figura 3.18 - (a) Aspecto macroscópico do ortoanfibolito em afloramento 702116E/7854078N). (b) Aspecto macroscópico do ortoanfibolito proveniente de testemunho de sondagem. (c) Fotomicrografia mostrando foliação marcada pela orientação dos cristais de anfibólios. (d) Xenólitos de meta-granito da Suíte Borrachudos imersos no ortoanfibolito (704293E/7852395N).

3.6.3 - Diabásio

Esta rocha ocorre em superfície como blocos com pronunciada esfoliação esferoidal dispersos em solo proveniente das rochas encaixantes (figuras 3.19a, b). Diques dessas rocha não são aflorantes na área de trabalho . Grossi-Sad et al. (1997) descrevem na região diques de pequena espessura e grandes extensões, seguindo orientação NW-SE.

Trata-se de uma rocha verde escura (figura 3.19c) afanítica desprovida de foliação constituída por plagioclásio, piroxênio, magnetita e ilmenita. A textura dos diabásios é intergranular, texturas ofítica e subofítica são subordinadas. Intercrescimentos micrográficos são comuns nos bordos dos cristais de plagioclásio, em contato com matriz intersticial. Biotita e clorita ocorrem como minerais acessórios (figura 3.19d).



Figura 3.19 - (a) Modo de ocorrência dos diabásios sempre em campo de blocos (695407E/7851538N). (b) Aspecto da esfoliação esferoidal do litotipo (691673E/7857163N). (c) Detalhe da rocha, notar a total falta de qualquer tipo de foliação. (d) Fotomicrografia mostrando mineralogia composta de plagioclásio, piroxênios e biotita.

4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1 - Introdução

A área estudada encontra-se inserida no contexto geotectônico da Faixa de Dobramento Araçuai (Almeida, 1977), a qual se edificou entre 630 a 490Ma. Neste contexto, pretende-se neste capítulo apresentar e caracterizar as estruturas, em escala mesoscópica, encontradas nos entornos da serra do Morro Escuro, além de suas respectivas relações geométricas e temporais, favorecendo assim interpretações a cerca do modelo espacial local entre as litologias e enquadramento da região dentro da Faixa de Dobramento Araçuaí.

4.2 - Caracterização das estruturas

4.2.1 - Dobras

Foram descriminadas na região três famílias de dobras, denominadas aqui de D1, D2 e D3. Esta divisão levou em consideração seus aspectos geométricos e principalmente a interação entre elas, permitindo interpretações sobre questões crono-genéticas devido a relações de interferência entre elas (Ramsay, 1967).

4.2.1.1 - Dobras D1

As dobras D1 foram reconhecidas em alguns poucos afloramentos exclusivamente na formação ferrífera da Formação Serra do Sapo. São dobras centimétricas a decimétrica intrafoliais, isoclinais com plano axial variando de acordo com a superposição impostas pelas dobras D2, (figuras 4.1a, b). Não foi possível medir a orientação de seu eixo em virtude da má qualidade das exposições encontradas, porém, aparentemente, ele é sub-horizontal e de orientação NE-SW. Análise estatística dos polos dos planos axiais destas dobras mostra um padrão em guirlanda, com eixo caindo para NNE a NE com máximo em 31/32, paralelo ao eixo das dobras D2 (figura 4.2).



Figura 4.1 - (a) Dobra isoclinal típica D1 (693656E/7852170N). (b) superposição de dobra isoclinal D1 (amarelo) com dobras abertas assimétricas D2 (vermelho), (693693E/7852207N).

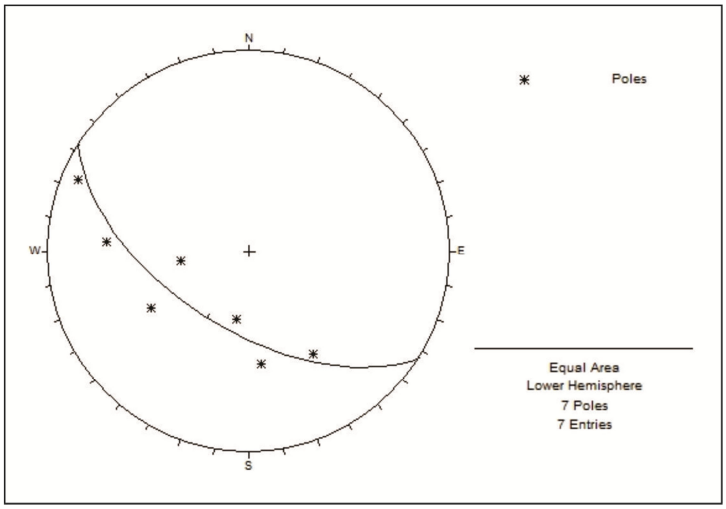


Figura 4.2 - Estereograma de polos de plano axial de dobras D1, esta estrutura apresenta distribuição em guirlanda com eixo caindo para NE (dobras D2).

4.2.1.2 - Dobras D2

As dobras D2 ocorrem em toda a área e são as estruturas predominantes na região, inclusive como padrão geométrico para estudos exploratórios na camada composta de formação ferrífera bandada (Formação Serra do Sapo). São dobras abertas a fechadas, assimétricas, mostrando sentido do dobramento para NW ou SE (figuras 4.3a, b), dependendo em que região da área são encontradas, como mostra o estereograma de polos dos planos axiais da figura 4.4a.

Ocorrem em geral como dobras parasíticas decamétricas a métricas de terceira e segunda ordem, respectivamente. Este padrão de dobramento, visível em escala de afloramento, esta relacionado ao sinclinal de primeira ordem, denominado aqui de sinclinal Morro Escuro, estrutura esta interpretada e até agora confirmada

através de furos de sondagem, a qual condiciona o arcabouço estrutural entre as unidades litológicas aflorantes na região em questão, como mostrado na seção geológica A-A' presente no mapa geológico em anexo.

O eixo das dobras D2 possui caimento em geral para NE, com máximo em 30/27, porém medidas indicando caimento para SW são também encontradas (máximo em 210/18) devido à superposição de dobras D3 (figura 4.4b).

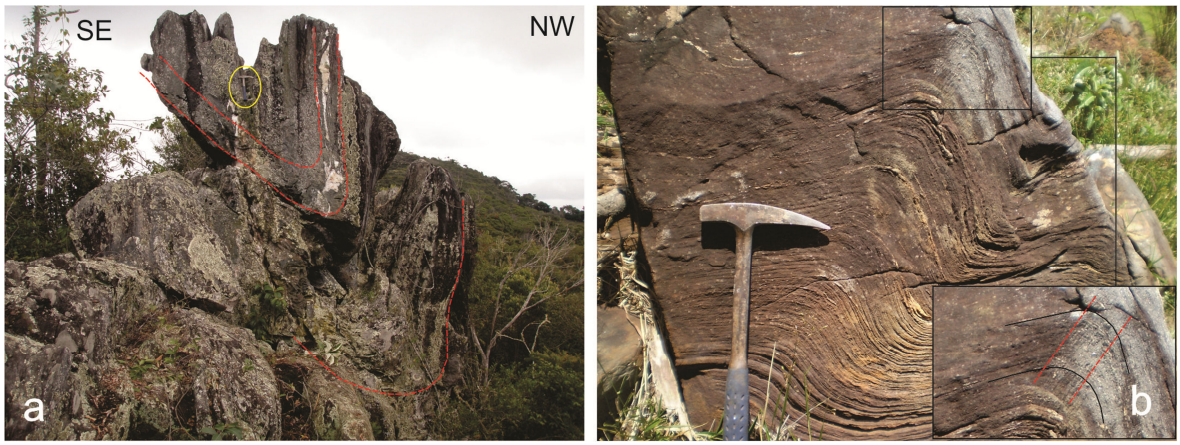


Figura 4.3 - (a) Dobra métrica fechada D2 (vermelho), martelo como escala no circulo amarelo (695284E/7853727N). (b) Dobra fechada D2 em matacão mostrando foliação plano axial associada S2 (detalhe), (695322E/7853780N).

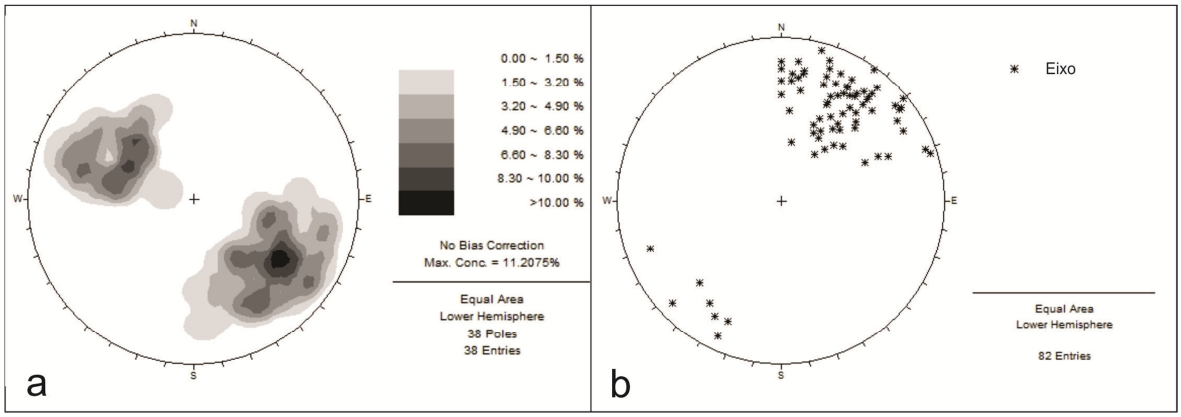


Figura 4.4 - (a) Estereograma de isolinhas de plano axial de dobras D2 mostrando dois sentidos de mergulho da estrutura. (b) Eixos de dobras D2, notar caimento de alguns eixos para SW devido à superposição de dobras D3.

4.2.1.3 - Dobras D3

Dobras D3 são reconhecidas em campo principalmente próximo à Zona de Cisalhamento Florença (tópico 4.2.3.5). Estas dobras possuem dimensões centimétricas a decamétricas, podendo ocorrer de forma simétrica a assimétrica,

esta última indicando vergência para SW (figuras 4.5a, b). O eixo das dobras D3 possui orientação NW-SE com leve caimento para ambos os sentidos.

É possível verificar dobras D3 analisando o esterograma de eixos de dobras D2 (figura 4.4b), os quais variam o caimento entre NE e SW, com predominância do primeiro. Esta variação é exatamente perpendicular aos quadrantes de caimento dos eixos das dobras D3, indicando que a fase D2 foi afetada pela fase D3 de dobramento (figura 4.6b).

Em contra partida, a variação no sentido de caimento das dobras D3, NW e SE, também são ortogonais a direção de caimento de eixos de dobra D2, o que pode indicar que a fase de dobramento D3 também foi afetada pela D2, dado o sentido duplo de caimento. Isto indica que, pelo menos, as fases de dobramento D2 e D3 ocorreram em um único evento deformacional.

O plano axial das dobras D3 mergulha para NE (figura 4.6a) com ângulo de mergulho aumentando ao aproximar da Zona de Cisalhamento Florença.

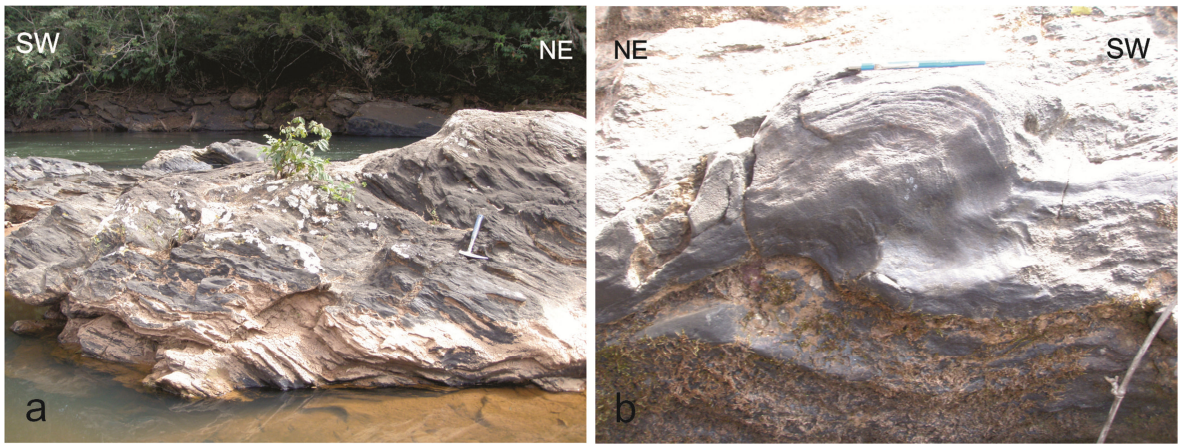


Figura 4.5 - (a) Dobras simétricas abertas D3. (b) Dobra assimétrica D3 mostrando vergência para SW (a,b – 695041E/7850548N).

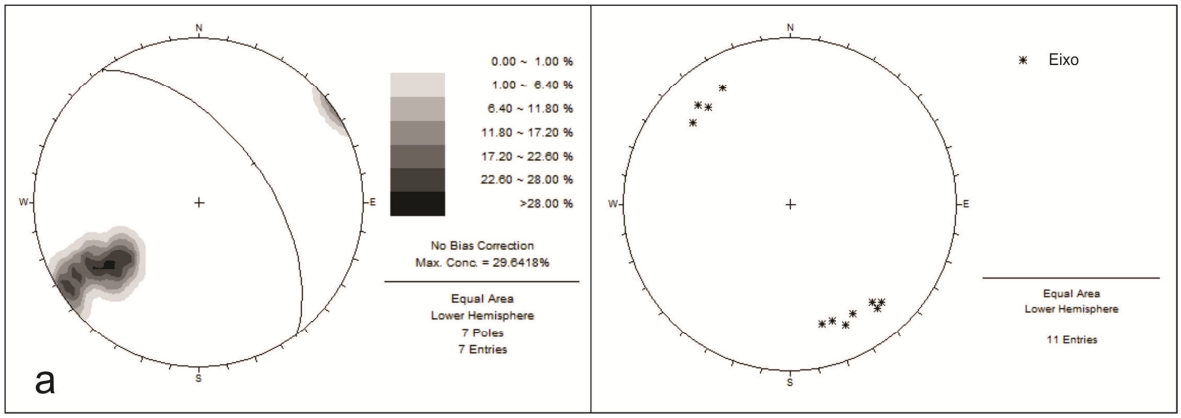


Figura 4.6 - (a) Estereograma de isolinhas de plano axial das dobras D3. (b) Estereograma de eixo de dobras D3.

4.2.2 - Foliações

Foram reconhecidas na região estudada três foliações distintas, cada uma delas associada diretamente a uma das fases de dobramento descritas anteriormente. A xistosidade S1 é associada à fase D1, xistosidade S2 associa-se a fase de dobramento D2 e a clivagem de crenulação S3 está relacionada à fase de dobramento D3. A caracterização destas estruturas é apresentada a seguir.

4.2.2.1 - Xistosidade (S1)

Reconhecida em toda região estudada, a xistosidade regional (S1) possui direção preferencial NE-SW, com mergulho de médio ângulo para NW (maior frequência, com máximo em 340/35) ou SE (figura 4.7a). Notar que a distribuição dos polos desta estrutura apresenta-se em formato de guirlanda com eixo apontando para 30/25, concordante ao máximo dos eixos de dobras D2 apresentado anteriormente (figura 4.4b).

A xistosidade S1 é marcada nos metassedimentos pela orientação de micas, principalmente sericita, (figura 4.7b) e alternância entre bandas quartzosas e bandas ricas em hematita nas formações ferríferas. Onde afloram rochas do embasamento cristalino (Complexo Dona Rita) a estrutura predominante é um bandamento gnáissico, formado pela alternância de bandas claras compostas de minerais félsicos, principalmente quartzo e feldspatos e bandas escuras, compostas de minerais máficos, principalmente biotita (figura 4.7c). Este

bandamento ocorre paralelo à xistosidade regional, marcada nos gnaisses pela orientação de minerais micáceos, sendo tratado estatisticamente como tal.

Apesar da não identificação clara de estruturas primárias em campo, através de estudos de testemunhos de sondagem associado a raras exposições em afloramentos (figura 4.7d), percebe-se que a xistosidade S1 se encontra paralela aos contatos entre as unidades supracrustais, sendo assim, interpreta-se que esta foliação pode estar diretamente relacionada à formação de dobras D1, a qual se desenvolveu, provavelmente, através de deslizamentos intraestratais em resposta ao início do encurtamento crustal na região.

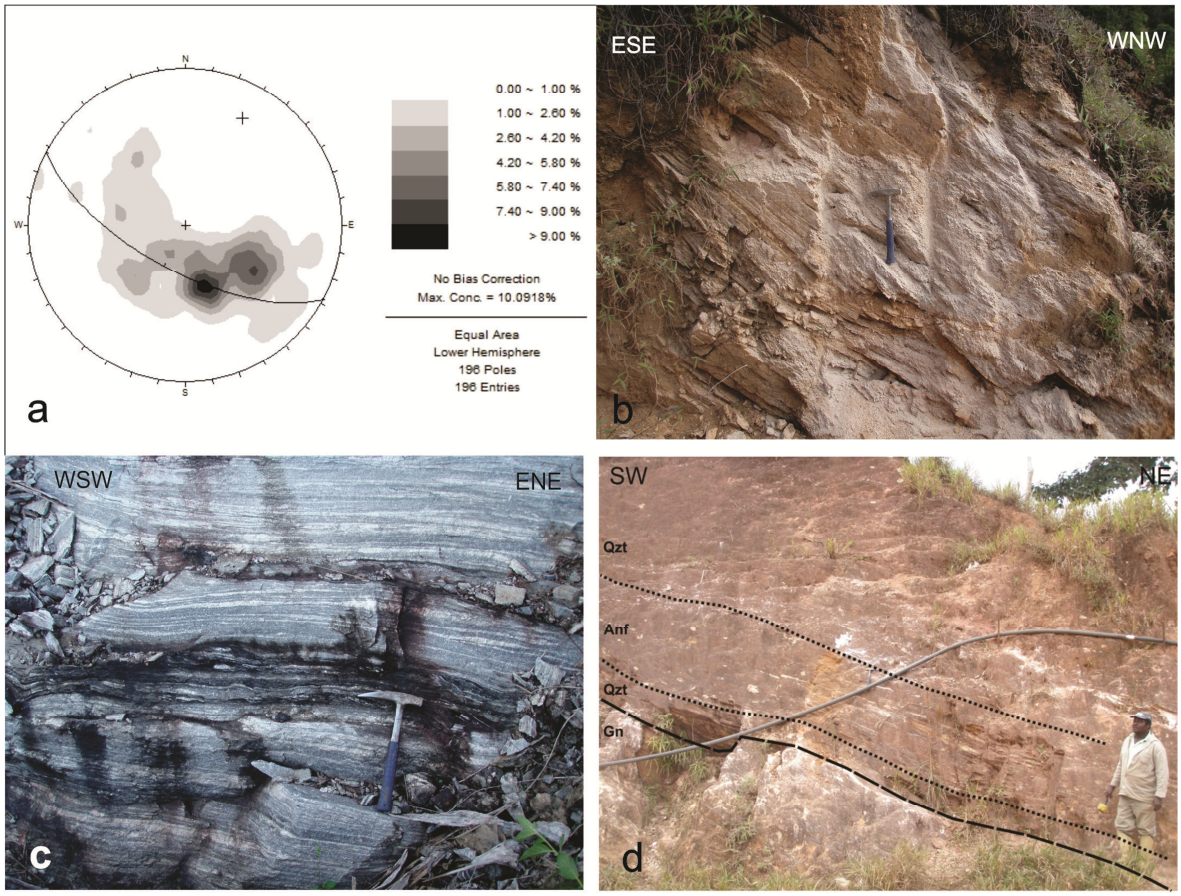


Figura 4.7 - (a) Estereograma mostrando distribuição em guirlanda da xistosidade S1. (b) Quartzito foliado devido à orientação de micas (702838E/7847077N). (c) Bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico em rocha sã (692709E/7857877N). (d) Paralelismo entre bandamento gnáissico e contato com supracrustais, Gnaisse (Gn), quartzito (Qzt) e ortoanfibolito (Anf) (697977E/7850416N).

4.2.2.2 - Xistosidade (S2)

Esta estrutura é reconhecida também em toda área mapeada, entretanto mais facilmente observada nas rochas supracrustais a sudeste da Zona de Cisalhamento Morro Escuro (tópico 4.2.3.2). Possui direção NE-SW com mergulho de médio ângulo para NW, com máximo em 294/47 (figura 4.8a). Forma-se paralela ao plano axial das dobras D2. É formada pela reorientação, principalmente de sericita nas rochas xistosas, hematita especular nas formações ferríferas e biotita em rochas do embasamento cristalino (figuras 4.8b, c, d). A noroeste da Zona de Cisalhamento Morro Escuro, onde dobras D2 possuem vergência para NW, a xistosidade S2 é pouco observada em superfície, contudo ao analisar testemunhos de sondagem a profundidades superiores a 100 metros, esta xistosidade é facilmente reconhecida, sendo inclusive utilizada como referência para estudos microestruturais apresentados no capítulo 5.

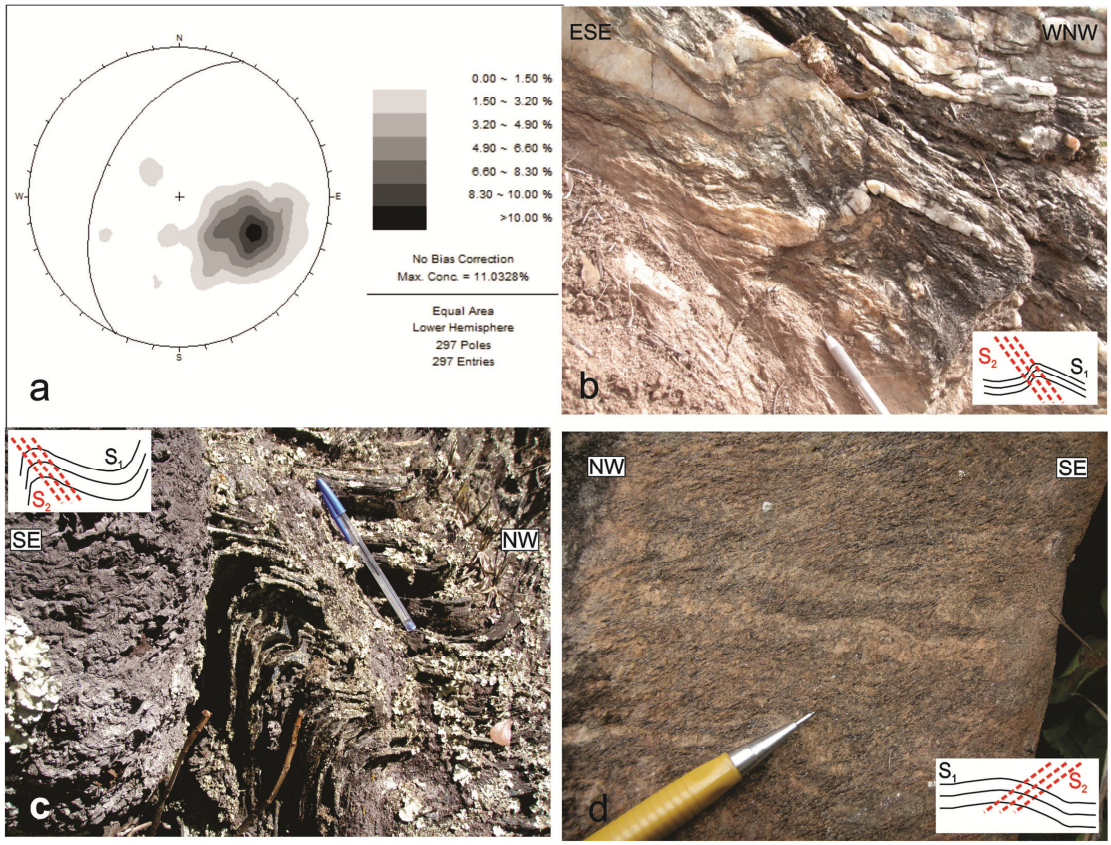


Figura 4.8 - (a) Estereograma mostrando distribuição dos polos da xistosidade S2. (b) Xistosidade S2 paralela ao plano axial de dobra D2 em quartzo-sericita xisto (696759E/7850333N). (c) Xistosidade S2 paralela ao plano axial de dobra D2 em formação ferrífera bandada (693736E/7852265N). (d) Xistosidade S2 paralela ao plano axial de dobra D2 truncando bandamento gnáissico em rocha do Complexo Dona Rita (690660E/7853255N).

4.2.2.3 - Clivagem de crenulação (S3)

A clivagem de crenulação S3 ocorre principalmente no extremo SW da área investigada e possui direção NW-SE com máximo balizado em 60/45 (figura 4.9a). É observada com mais facilidade em rochas ricas em filossilicatos, onde estes se reorientam dando origem a estrutura (figura 4.9b). Comparando o estereograma de polos do plano axial de dobras da fase D3, mostrado na figura 4.6a com estereograma de polos da clivagem de crenulação S3, constata-se que ambas as estruturas são paralelas, associando a esta informação a principal região de ocorrência desta estrutura, assume-se que esta está provavelmente associada a dobras D3. Não foi observado em campo, onde ocorrem dobras D3 em rochas do Complexo Dona Rita, qualquer tipo de xistosidade associada ao plano axial desta fase de dobramento.

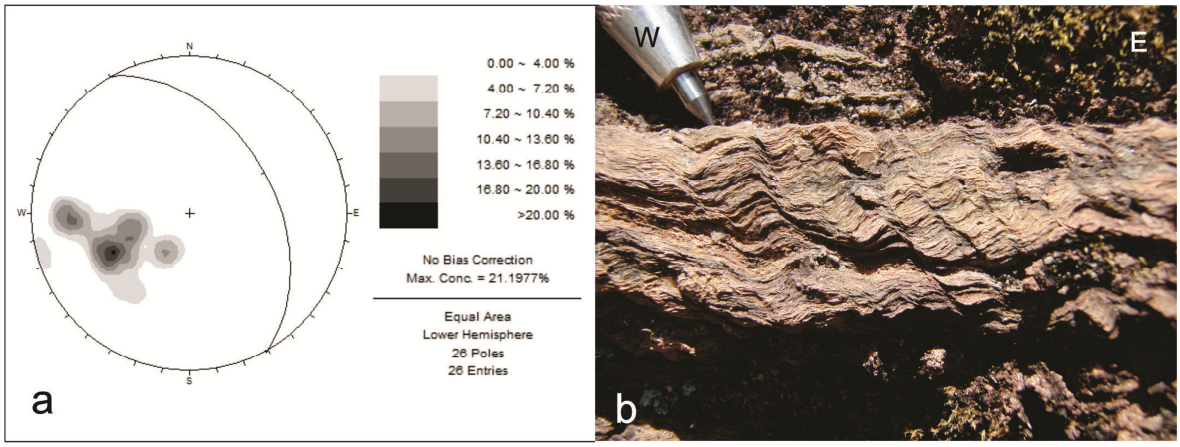


Figura 4.9 - (a) Estereograma mostrando distribuição da clivagem de crenulação S3. (b) Clivagem de crenulação em nível rico em filossilicatos de quartzo-sericita xisto (688085E/7855390N).

4.2.3 - Zonas de Cisalhamento

Foram reconhecidas na área mapeada cinco zonas de cisalhamento principais, denominadas aqui de zonas de cisalhamento do Areal, Morro Escuro, Barro Preto, Pedra Branca e Florença (figura 4.10). As quatro primeiras representam rampas laterais ou obliquas, relacionadas diretamente as dobras D2, já a Zona de Cisalhamento Florença é caracterizada como rampa frontal e esta ligada a família de dobras D3. A seguir seque a descrição de cada uma, mostrando suas características.

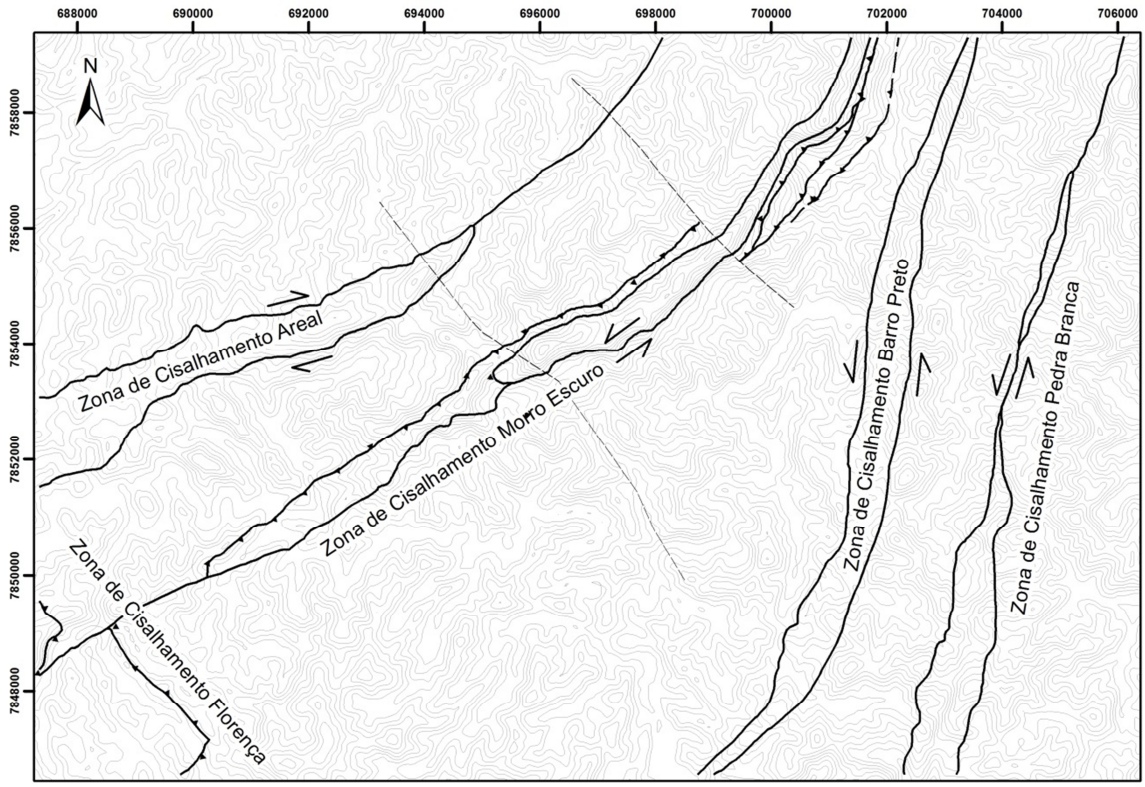


Figura 4.10 - Localização e denominações das principais Zonas de Cisalhamento da região da serra do Morro Escuro.

4.2.3.1 - Zona de Cisalhamento Areal

A Zona de Cisalhamento Areal ocorre a NE da serra do Morro Escuro e coloca rochas gnáissicas do embasamento sobre rochas quartzíticas da Formação Lapão. Sua orientação é ENE-WSW com mergulho médio de 30 graus para SSE com máximo em 166/29 (figura 4.11a). Associado aos planos de cisalhamento ocorre uma lineação mineral que é marcada pela orientação de sericita no quartzito e, principalmente, por biotita nos gnaisses do Complexo Basal. Lineação de estiramento ocorre subordinadamente paralela à lineação mineral. Ambas as lineações ocorrem, exclusivamente, paralelas à direção da zona de cisalhamento Areal, com máximo em 85/07 (figura 4.11b), evidenciando seu caráter direcional.

Steps ocorrem como indicadores cinemáticos nos quartzitos da Formação Lapão (figura 4.12a). Já estruturas com geometria sigmoidal, constituída de quarzto, aparecem no Complexo Dona Rita (figura 4.12b), ambas conferindo movimentação destral. Dobras parasíticas D2 associadas a zona de cisalhamento Areal ocorrem indicando vergência para noroeste, como indicado na seção geológica A-A’ anexada neste trabalho.

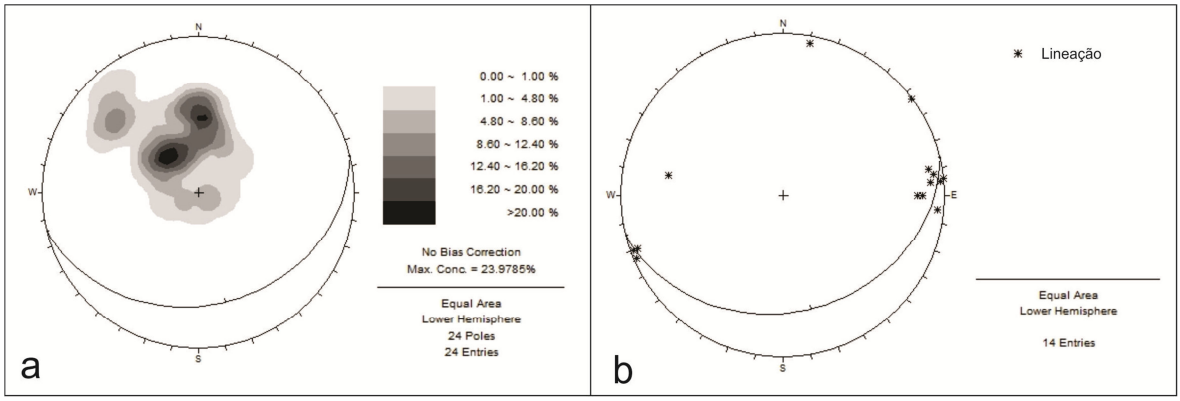


Figura 4.11 - Estereogramas da Zona de Cisalhamento Areal. (a) Isolinhas dos planos de foliação miloníticas. (b) Lineação mineral e de estiramento. Grandes círculos representam máximo da foliação milonítica.

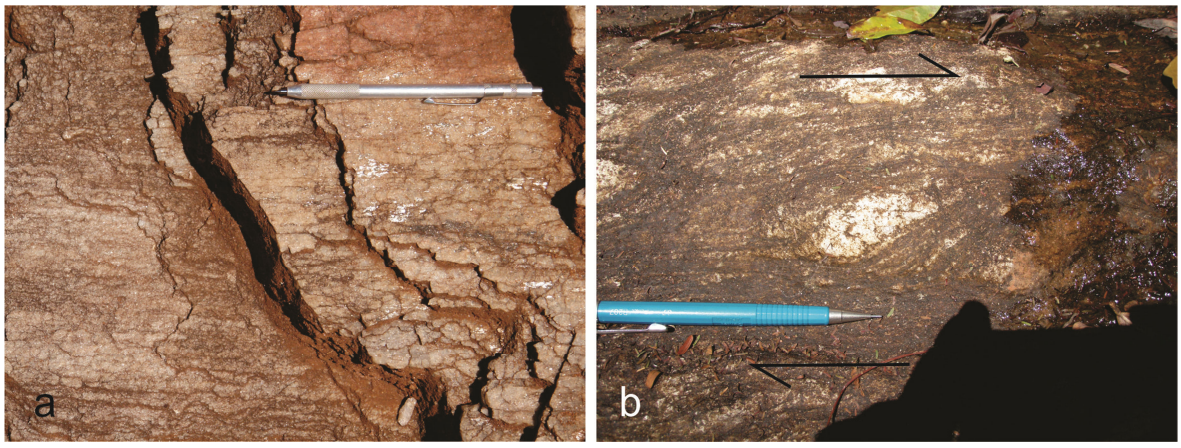


Figura 4.12 - Indicadores cinemáticos da Zona de Cisalhamento Areal evidenciando movimentação destral. (a) Steps (693193E/7855186N). (b) Estrutura com geometria sigmoidal (690617E/7853414N).

4.2.3.2 - Zona de Cisalhamento Morro Escuro

A Zona de Cisalhamento Morro Escuro ocorre na região central da área e foi batizada com esse nome devido esta sustentar a serra do Morro Escuro. Sua orientação é ENE-WSW com mergulho médio de 45 graus para NNW, com máximo em 309/46, porém a figura 4.13a mostra um padrão em guirlanda, com eixo em 334/41 o que evidencia o caráter pretérito da formação desta zona de cisalhamento em relação à formação das dobras D3, porém não foram encontradas dobras desta fase em afloramento.

Nos planos de cisalhamento ocorre lineação mineral indicada pela orientação de, principalmente, sericita nas rochas xistosas dos grupos Serra da Serpentina e Itapanhoacanga e hematita especular nas formações ferríferas. Já no meta-

conglomerado da Formação Lapão ocorre paralelamente à lineação mineral, que é marcada pela orientação de micas, forte lineação de estiramento evidentes nos clastos da rocha. Estas lineações, tratadas estatisticamente juntas, possuem caimento máximo para nordeste que associado ao máximo da zona de cisalhamento Morro Escuro indica movimentação direcional a obliqua entre os blocos movimentados. Entretanto há alguma dispersão da lineação sobre os planos de deslizamento (figura 4.13b).

Indicadores cinemáticos são marcados pela presença de estruturas S-C nas formações ferríferas, estruturas sigmoidas em porfiroclastos de feldspato do Complexo Dona Rita e clastos do meta-conglomerado da Formação Lapão indicando movimentação sinistral (figuras 4.14a, b, c). Dobras parasíticas da fase D2 ocorrem ao longo de toda a zona de cisalhamento e indicam vergencia para sudeste. A zona de cisalhamento Morro Escuro é interpretada rompimento plano axial do sinclinal Morro Escuro.

No prolongamento da zona de cisalhamento Morro Escuro, em direção nordeste, ocorrem fatias tectônicas imbricadas com movimentação principalmente frontal, indicada pela relação entre o traço das rampas com a lineação mineral encontrada no local (figuras 4.13c, d) além de estruturas S-C como indicador cinemático do movimento (figura 4.14d). Estas fatias são representadas na seção geológica B-B’ em anexo.

Rochas da Suíte Borrachudos foram encontradas, em campo e em testemunhos de sondagem, em contato com rochas das formações Serra do Sapo e Lapão ao longo da zona de cisalhamento Morro Escuro (figuras 4.15a, b), sendo assim interpretada como sendo posicionada tectonicamente ao lado de rochas supracrustais, favorecendo modelo de superposição de estruturas lístricas descrita no final deste capítulo.

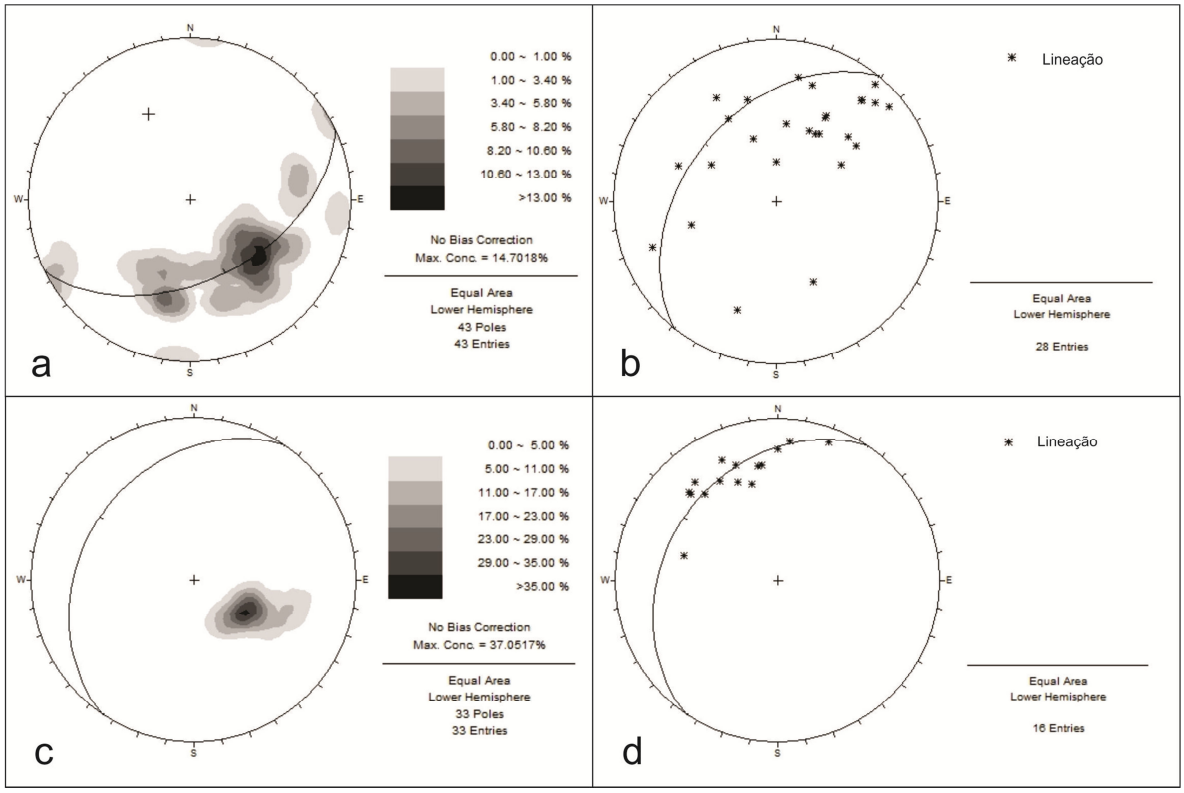


Figura 4.13 - Estereogramas da Zona de Cisalhamento Morro Escuro. (a) Isolinhas de planos de foliação milonítica dobrada por D3. (b) Lineação mineral e estiramento. (c) Isolinhas de planos de foliação milonítica no prolongamento NE da zona de cisalhamento, fatias imbricadas. (d) Lineação mineral e estiramento no prolongamento NE da zona de cisalhamento, fatias imbricadas. Grandes circulos em b, c e d marca máximo da foliação milonítica em questão.

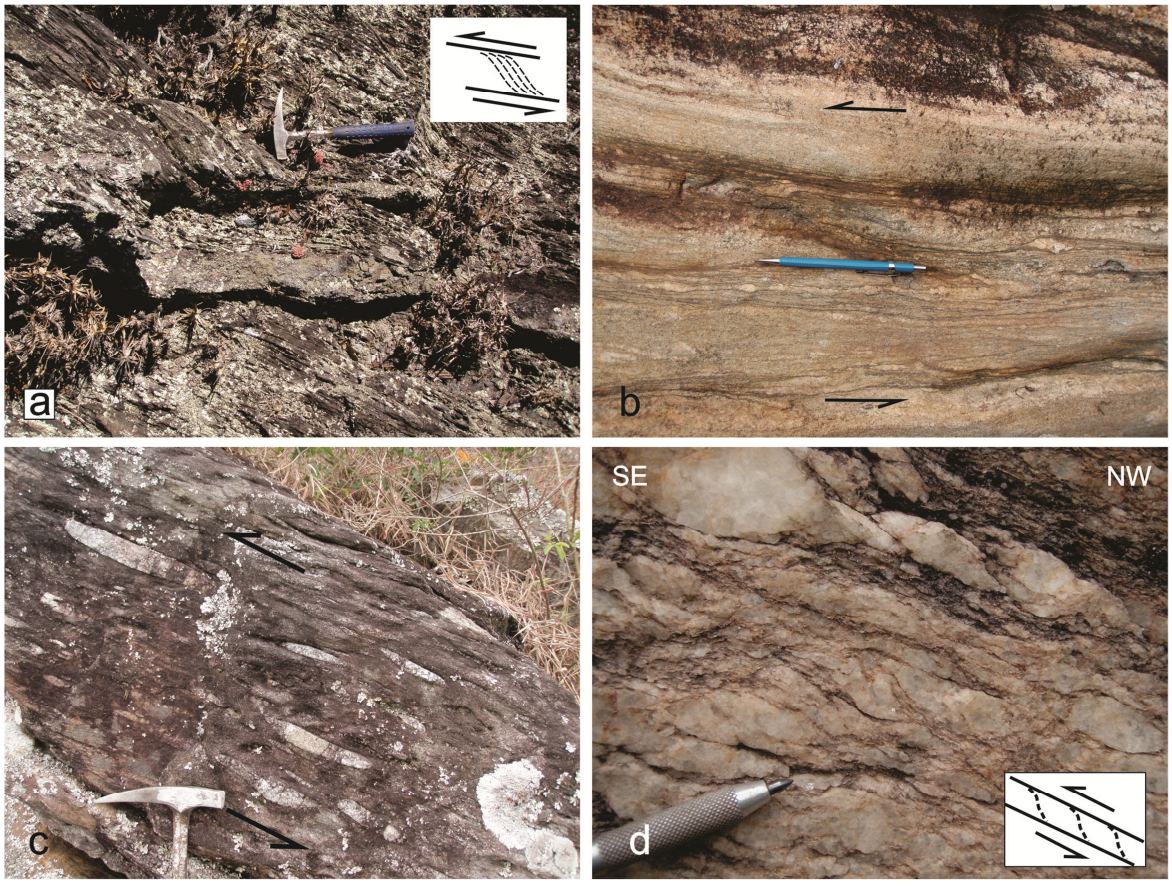


Figura 4.14 - Indicadores cinemáticos da Zona de Cisalhamento Morro Escuro evidenciando movimentação sinistral. (a) Foliação S-C (693693E/7852207N). (b) Estrutura com geometria sigmoidal em foliação milonítica (688000E/7848912N). (c) Clastos estirados com geometria sigmoidal (696371E/7854356N). (d) Foliação S-C (700360E/7855938N).

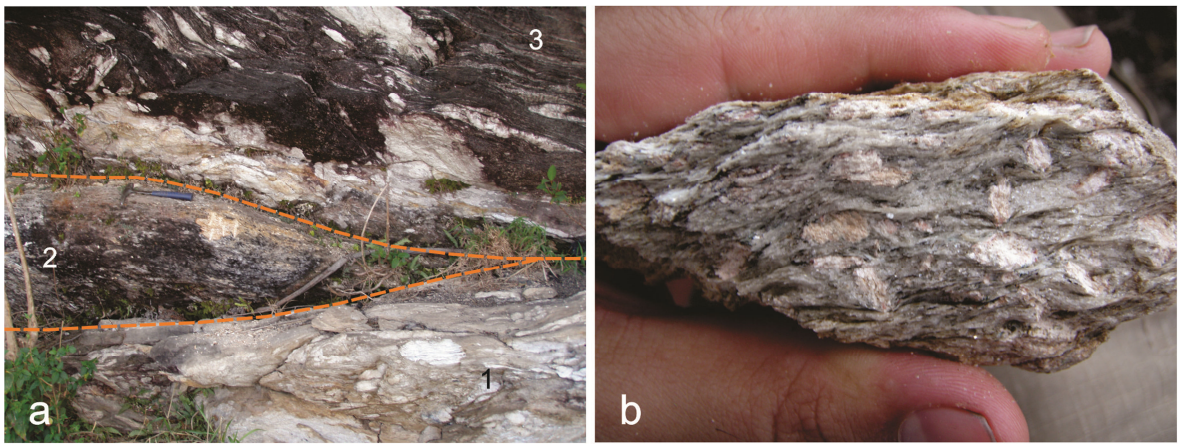


Figura 4.15 - Contato triplo entre Formação Serra do Sapo (1), Suíte Borrachudos (2) e Formação Lapão (3) ao longo da Zona de Cisalhamento Morro Escuro (698756E/7855040N). (b) Detalhe do meta-granito Borrachudos, notar porfiroclastos de feldspato.

4.2.3.3 - Zona de Cisalhamento Barro Preto

A Zona de Cisalhamento Barro Preto ocorre na porção leste da área mapeada, possui orientação NNE-SSE, mas a sul sua orientação é NE-SE. Esta zona de cisalhamento coloca rochas do embasamento cristalino (Complexo Dona Rita) sobre rochas da Formação Meloso. Possui mergulho médio de 35 a 40 graus para WNW com máximo em 281/37 (figura 4.16a).

A lineação mineral é representada pela orientação de sericita e ocorre paralela a uma rara lineação de estiramento. Ambas ocorrem sobre o plano de deslizamento e possuem caimento para noroeste, com máximo em 324/37 (figura 4.16b), o que confere um caráter obliquo a Zona de Cisalhamento Barro Preto, porém em alguns pontos foram identificados lineação mineral perpendicular a direção da zona de cisalhamento com caimento para oeste e outras com caimento para SSW (figura 4.16b).

Os indicadores cinemáticos são marcados por, em níveis xistosos da Formação Meloso, estruturas com geometria sigmoides compostas por quartzo e em porções ricas em quartzo apresentam-se como steps o que conferem componente direcional sinistral para zona de cisalhamento Barro Preto (figuras 4.17a, b, c).

Dobras parasíticas D2 ocorrem associadas à zona de movimentação e indicam vergência para ESE.

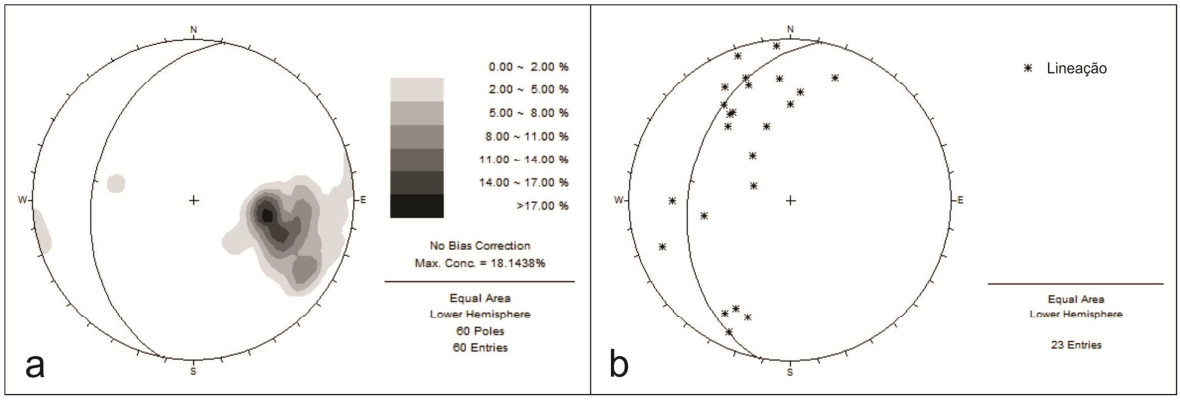


Figura 4.16 - Estereogramas da Zona de Cisalhamento Barro Preto. (a) Isolinhas dos planos de foliação milonítica. (b) Lineação mineral e estiramento. Grandes círculos marcam máximo da foliação milonítica.

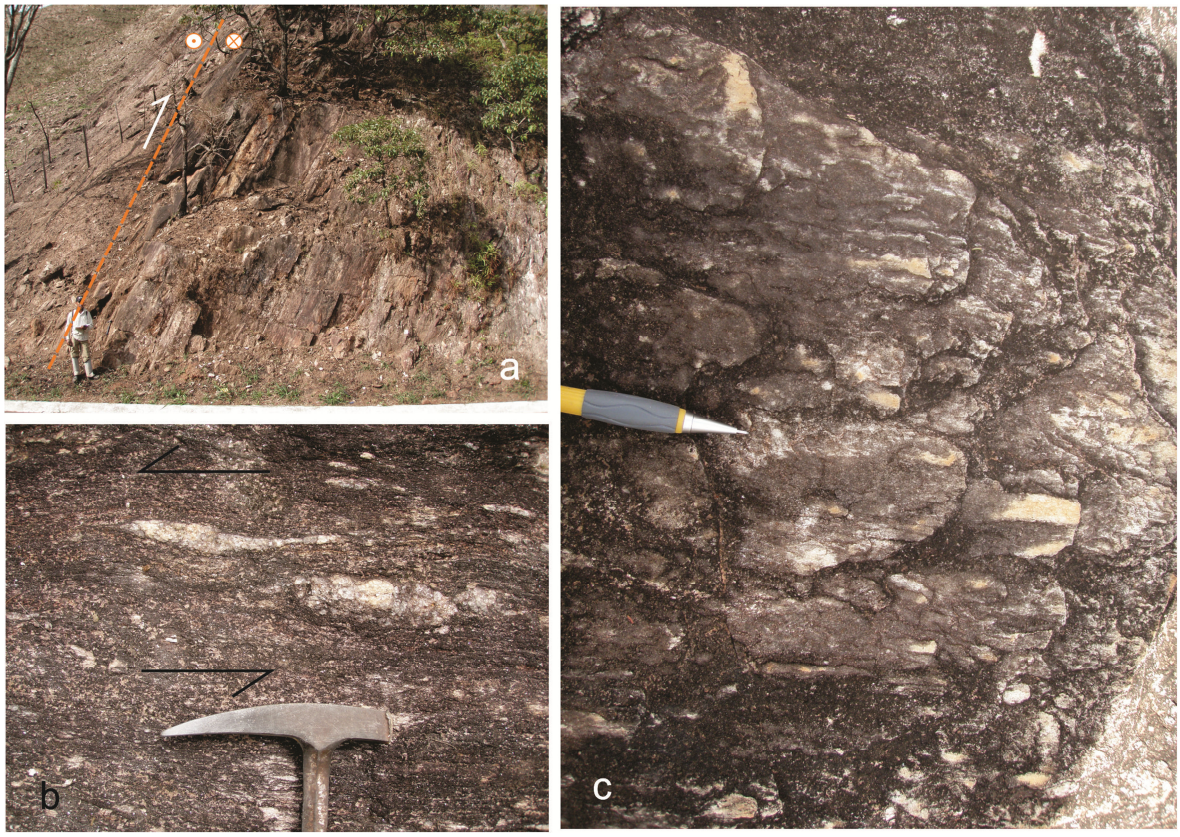


Figura 4.17 - Indicadores cinemáticos da Zona de Cisalhamento Barro Preto evidenciando movimentação sinistral. (a) Visão em perfil da zona de cisalhamento (702338E/7854432N). (b) estrutura com geometria sigmoidal em foliação milonítica (704774E/7855454N). (c) Steps (700855E/7847901N).

4.2.3.4 - Zona de Cisalhamento Pedra Branca

A zona de cisalhamento Pedra Branca ocorre no extremo leste da área de estudo. Possui orientação NNE-SSW com mergulho em média de 50 graus para WNW, com máximo em 294/50 (figura 4.18a). Esta zona de cisalhamento é responsável por colocar rochas da Suíte Borrachudos sobre rochas da Unidade Quartzítica Serra da Pedra Branca.

Ocorre sobre os planos de deslizamento uma lineação mineral que é composta, no meta-granito pela orientação de principalmente biotita. No quartzito da Unidade Quartzítica Serra da Pedra Branca é marcada pelos poucos cristais de sericita que compõe a rocha. Esta lineação possui caimento exclusivamente para noroeste, com máximo em 328/30, conferindo caráter de movimentação obliquo para a zona de cisalhamento Pedra Branca, como mostrado na figura 4.18b. Não foram encontrados indicadores cinemáticos associados a esta zona de cisalhamento, contudo dada sua proximidade e paralelismo com a Zona de Cisalhamento Barro Pedro, interpreta-se que esta também possuí movimentação sinistral.

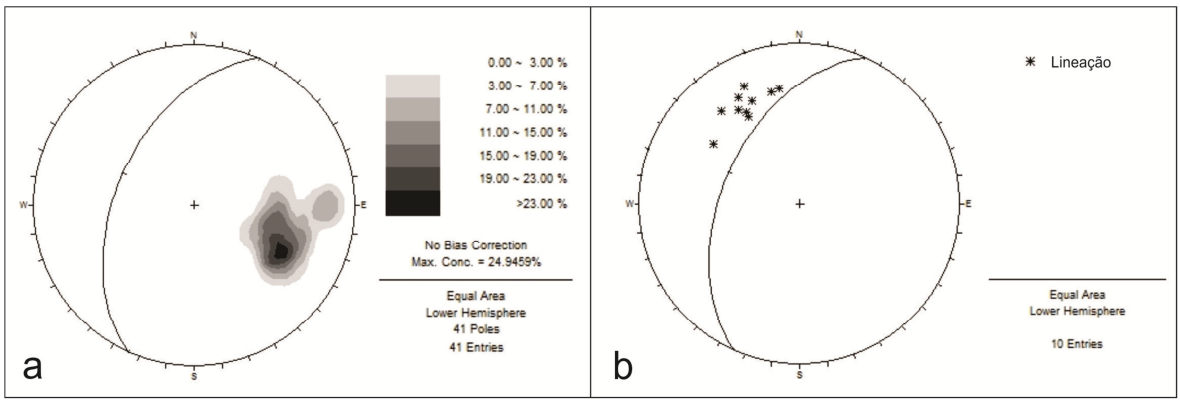


Figura 4.18 - Estereogramas da Zona de Cisalhamento Pedra Branca. (a) Isolinhas dos planos de foliação milonítica. (b) Lineação mineral e estiramento. Grandes círculos marcam máximo da foliação milonítica.

4.2.3.5 - Zona de Cisalhamento Florença

A zona de cisalhamento Florença é reconhecida no extremo sudoeste da área mapeada, possui orientação NNW-SSE com mergulho de aproximadamente 30 a 35 graus para nordeste, com máximo em 67/44 (figura 4.19a). É responsável por posicionar rochas gnáissicas do complexo Dona Rita sobre xistos da Formação

Meloso, como mostrado na seção geológica C-C’ em anexo. Esta inversão estratigráfica foi a principal característica observada para individualização e descriminação desta zona de cisalhamento, visto que feições miloníticas nesta área são raras.

A lineação mineral que ocorre nesta região é marcada pela orientação de sericita nos xistos e biotita nas rochas do embasamento, possui caimento para ENE com ângulo médio de 15 a 20 graus, com máximo em 67/16 (figura 4.19b).

Indicadores cinemáticos são escassos e são limitados à foliação anastomosada e pequenos veios de quartzo nos xistos da Formação Meloso com geometria sigmoidal (figuras 4.20a, b). Dobras parasíticas da fase D3 ocorrem associada à Zona de Cisalhamento Florança. A análise dos polos da foliação milonítica da figura 4.19a mostra um padrão em guirlanda, o que é interpretado como uma rampa frontal com geometria curvilínea, pois não foi observado interferência de dobras D3 sobre dobras D2, visto que esta guirlanda possui eixo coincidente ao da segunda fase de dobramento (figura 4.4b).

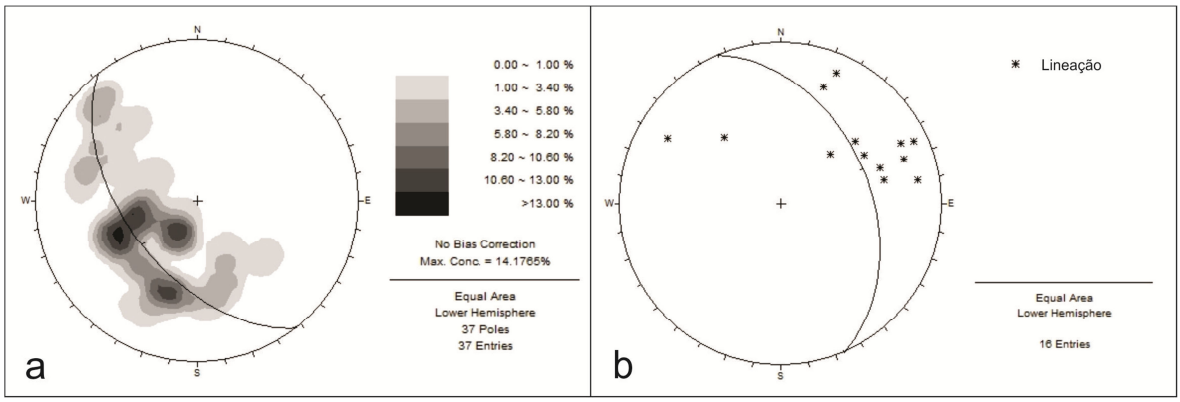


Figura 4.19 - Estereogramas da Zona de Cisalhamento Florença. (a) Isolinhas dos planos de foliação milonítica. (b) Lineação mineral e estiramento. Grandes círculos marcam máximo da foliação milonítica.

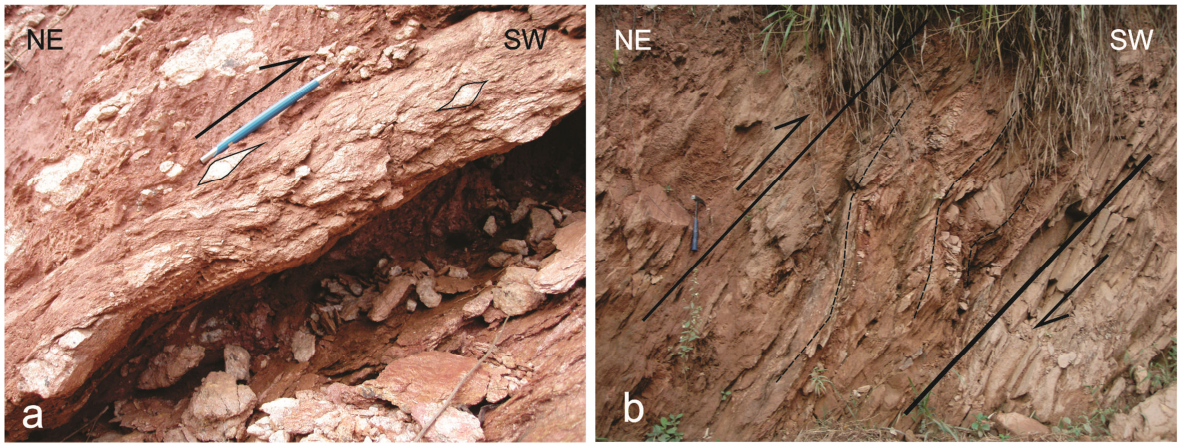


Figura 4.20 - Indicadores cinemáticos da Zona de Cisalhamento Florença evidenciando movimentação frontal. (a) Estruturas com geometria sigmoidal (688398E/7849158N). (b) Foliação S-C (688066E/7848917N).

4.2.4 - Falhas

Foram reconhecidas em campo duas falhas normais principais de alto ângulo posteriores a todas as fases de dobramento. As falhas possuem direção NW-SE com mergulho sub-vertical, principalmente para SW, como ilustrado na seção geológica C-C' em anexo. O rejeito destas falhas é de aproximadamente de 200 metros, estimados após avaliação de relações de campo entre os grandes blocos movimentados e análise de seção geológica. Em escala de afloramento ocorrem fraturas paralelas às falhas principais (figuras 4.21a, b), porém, também são reconhecidas, em menor número, fraturas de orientação leste-oeste (figura 4.21 a).

Em testemunhos de sondagem foram reconhecidas micro-falhas de rejeito milimétrico a centimétrico principalmente nas formações ferríferas da Formação Serra do Sapo, sendo estas, comumente são preenchidas por carbonatos (figuras 4.22a, b, c).

Grandes lineamentos regionais, identificados em imagens de satélite, possuem traços praticamente retos de direção NW-SE, um deles coincidente com a falha normal indicada na seção geológica C-C', sendo assim interpretam-se estes grandes lineamentos como sendo estruturas rúpteis posteriores aos eventos compressivos.

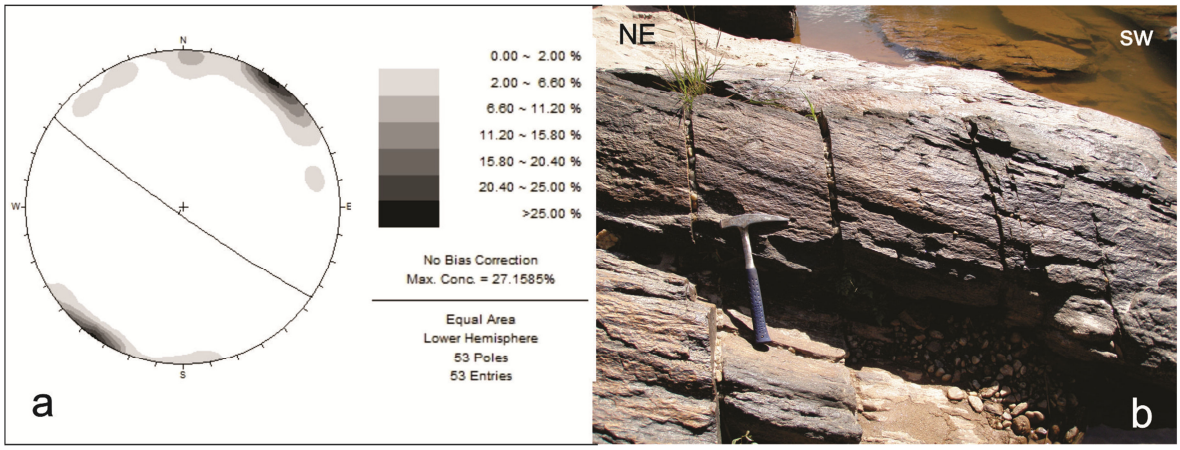


Figura 4.21 - (a) Estereograma de isolinhas de pólos de fraturas indicando direção NW-SE com mergulho de alto ângulo. (b) Aspecto de campo de família de fratura cortando bandamento gnáissico do Complexo Dona Rita (699549E/7853259N).

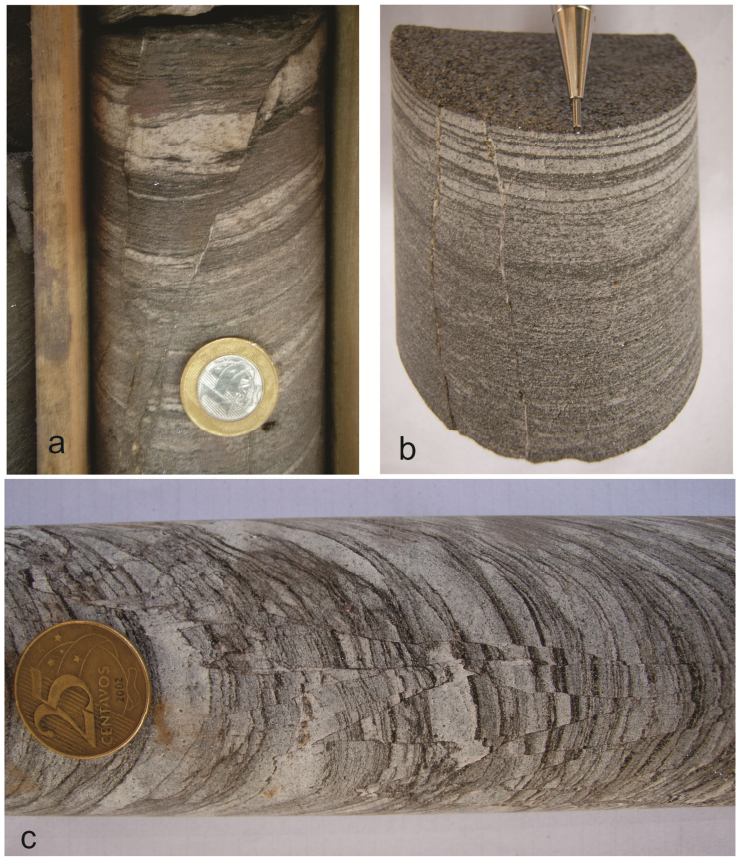


Figura 4.22 - (a,b e c) Micro-falhas normais de alto angulo em testemunhos de sondagem, associadas a grandes lineamentos fotointerpretados de direção NW-SE.

4.2.5 - Estruturas da Suíte Borrachudos

O entendimento da geologia estrutural exclusivamente da Suíte Borrachudos é muito importante devido esta unidade litológica possuir idade bem conhecida (~1,7Ga), ou seja, os granitos da Suíte Borrachudos sofreram os efeitos

unicamente do Evento Brasiliano (Dossin et al., 2000), relativamente bem conhecido, de idade aproximada de 600 milhões de anos, fazendo com que esta unidade se torne um guia estrutural para as rochas situadas na região estudada.

A figura 4.23 mostra estereogramas de estruturas encontradas nos meta-granitos da Suíte Borrachudos e fica como quadro comparativo para as análises geoestatísticas de estruturas encontradas em outras unidades.

A figura 4.23a mostra o bandamento (S1) composicional mostrando bandas escuras ricas em biotita e anfibólios e claras ricas em quarto e feldspatos, principalmente potássicos. Possui direção NNE-SSW com mergulho de médio ângulo, seu máximo é 283/43. Paralelo ao bandamento ocorre uma xistosidade principal (S1) marcada pela orientação das micas e achatamento de grãos de quartzo e feldspatos, (máx. em 281/39, figura 4.23b)

A lineação mineral é marcada pela orientação, principalmente, de anfibólios (figura 4.23c), e em associação aos planos de bandamento/xistosidade (S1) mostra que esta possui caráter obliquo. Possuí máximo em 331/27, mas lineações down dip também são observadas, porém de maneira isolada e incomum.

Dobras parasíticas ocorrem na Suíte, dobrando o bandamento (S1) e a xistosidade principal (S1), a análise do plano axial destas dobras e seus respectivos eixos estão mostradas nos estereogramas das figura 4.23d, e, respectivamente. O plano axial destas dobras possui máximo em 301/53 e eixo em 28/16, estruturas estas correlacionáveis as dobras da fase D2, apresentadas anteriormente. Associada a estas dobras ocorre uma foliação paralela ao plano axial, denominada S2, a qual possui máximo em 322/54, como mostrado na figura 4.23f.

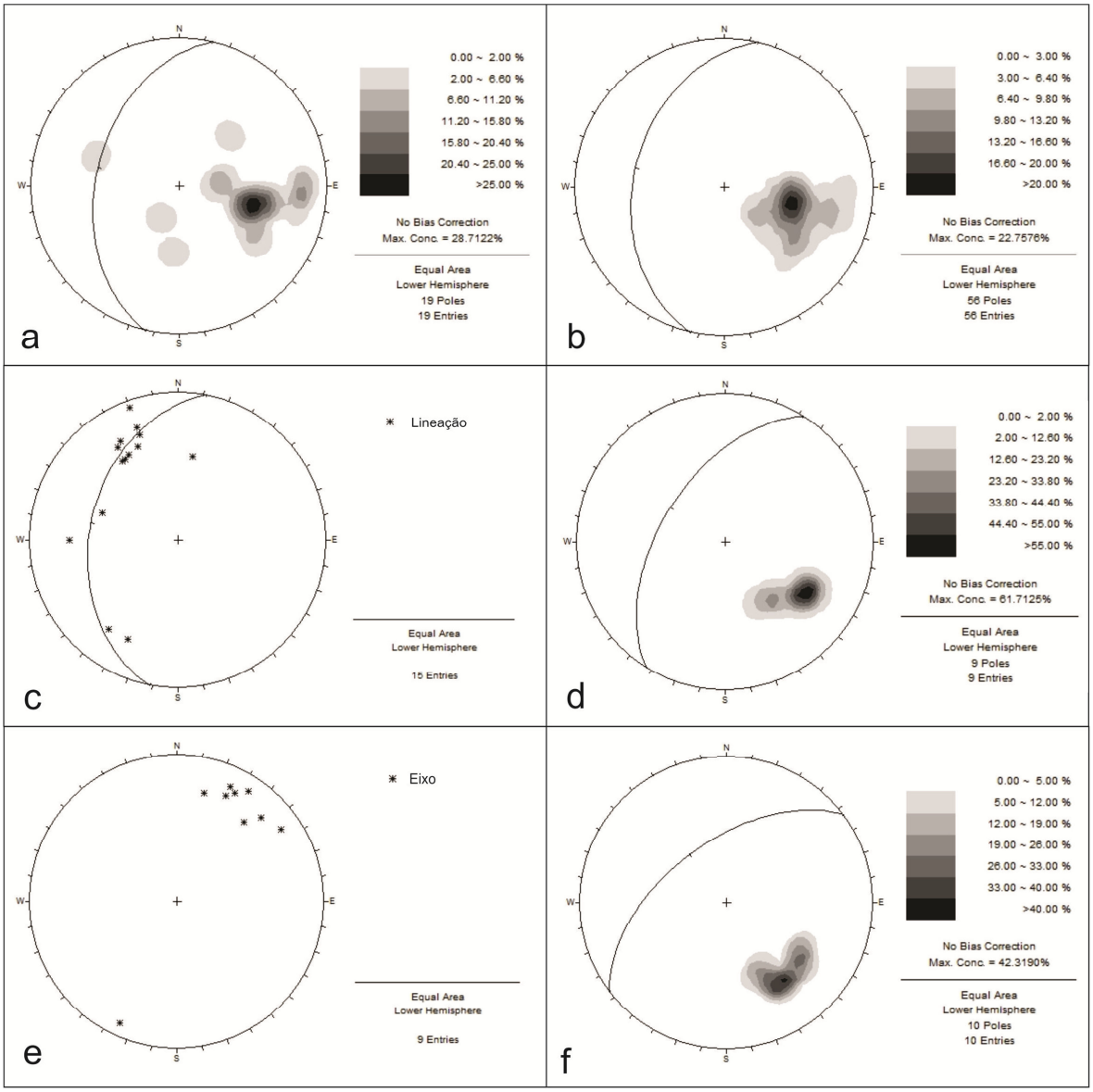


Figura 4.23 - Estereogramas exclusivos da Suíte Borrachudos. (a) Isolinhas do bandamento. (b) Isolinhas de xistosidade principal. (c) lineação mineral. (d) Isolinhas de plano axial de dobras D2. (e) Eixo de dobras D2. (f) Isolinhas de xistosidade (S2) plano axial associada. Grandes circulos representam máximos de suas respctivas estruturas, em (c) grande circulo representa máximo da xistosidade principal.

5 - MICROESTRURAS

5.1 - Introdução

Um volume de rocha envolvido em deformação e metamorfismo sofrerá continuamente alterações em sua estrutura e em seu conteúdo mineral. Essas alterações podem ser representadas por crescimento mineral e/ou substituição de estruturas pretéritas por novas. Essa nova geometria pode ser usada como auxilio e ferramenta para reconstrução da história tectônica que este volume de rocha foi submetido.

Porfiroblastos são uma valiosa fonte de informação sobre evolução metamórfica, pois padrões de inclusões dentro dos cristais podem registrar a(s) estrutura(s) existente(s) na rocha no tempo em que estes se formaram, permitindo uma reconstrução temporal relativa do crescimento mineral e associação das condições metamórficas e deformação.

Além do padrão de inclusão, porfiroblastos podem registrar a evolução metamórfica durante seu crescimento, onde o zoneamento (centro e bordas) com mineralogia específica evidencia mudanças nas condições de temperatura e pressão, diferentes da matriz. A figura 5.1a mostra como um porfiroblasto (Al-silicato) pode crescer em uma matriz rica em mica por reações metamórficas de substituição. Notar que minerais opacos e quartzo preexistentes são retomados com a mesma orientação preferencial e distribuição espacial nas inclusões. A figura 5.1b ilustra a terminologia comumente utilizada para porfiroblastos.

5.1.1 - Classificação do Porfiroblasto (padrão de inclusões x matriz)

Passchier & Trouw (1996) desenvolveram, a partir de trabalhos de Zwart (1960, 1962), um esquema com quatro relações diagnósticas baseadas na relação de idade entre cristalização (crescimento de novos grãos) e fase deformacional. Os termos utilizados pré-, inter-, sin- e pós-tectônico descrevem uma relação temporal entre o crescimento do porfiroblasto e uma ou duas fases específicas da

deformação, normalmente representada na matriz que bordeja o porfiroblasto, seja ela registrada pela foliação ou micro-dobras e crenulacões.

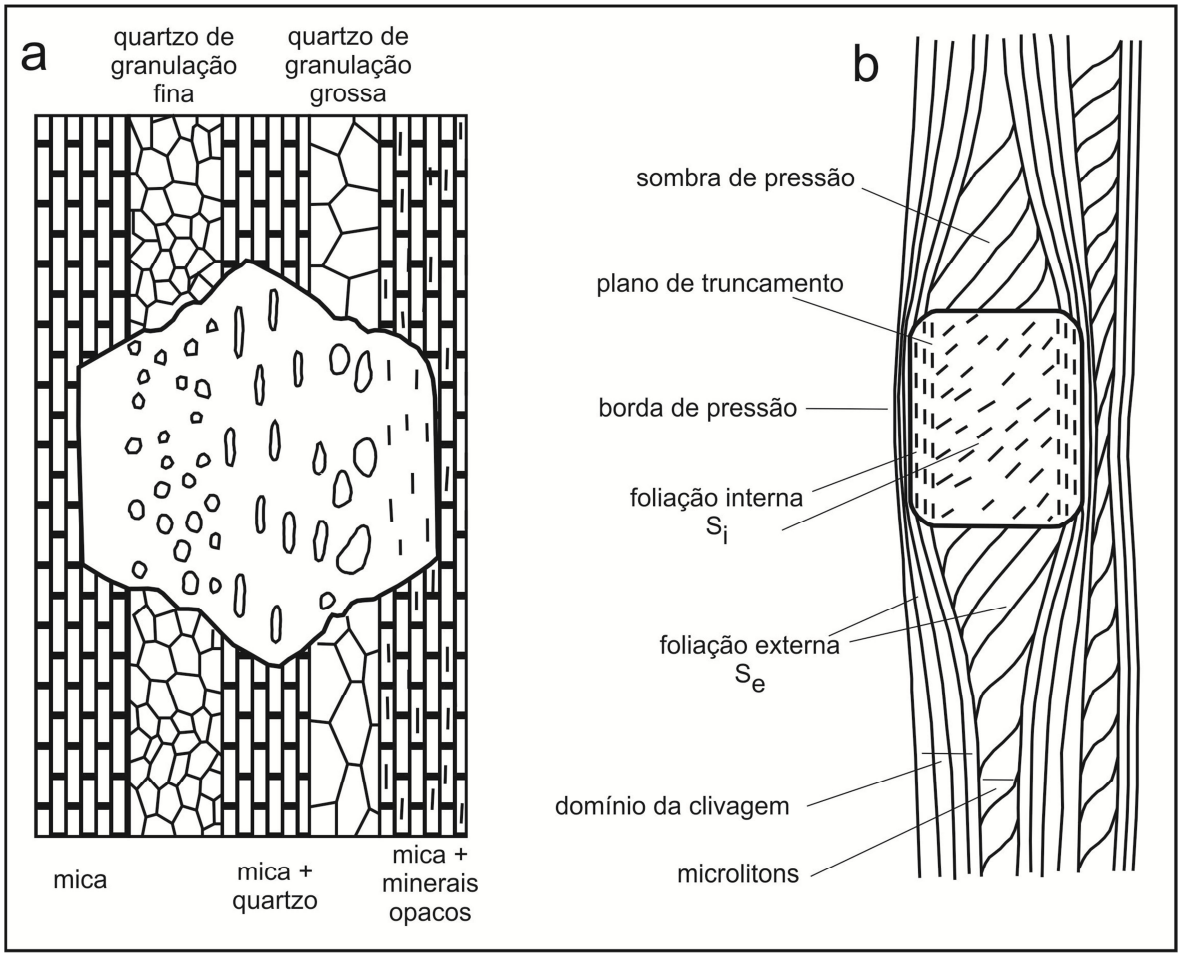


Figura 5.1 - (a) Diagrama ilustrando como um porfiroblasto (Al-silicato) pode crescer numa matriz rica em mica por reação de substituição. (b) Termos comumente utilizados para porfiroblastos, Passchier & Trouw (1996).

Em termos práticos e para abreviações em diagramas mais complexos, Passchier & Trouw (1996) também propõem uma simbologia matemática denotando as relações temporais de crescimento, são elas:

Dn < P para crescimento interno do mineral pós-tectônico P em relação a uma deformação Dn

P < Dn para crescimento interno do mineral pré-tectônico P em relação a uma deformação Dn

Dn $\supset$ P para crescimento interno do mineral sin-tectônico P em relação a uma deformação Dn

Dn < P para crescimento interno do mineral sin- a pós-tectônico P em relação a uma deformação Dn

Dn < P < Dn+1 para crescimento interno do mineral inter-tectônico P entre as deformações Dn e Dn+1

Dn < P < Dn+1 para crescimento interno do mineral P pós Dn e pré- a sin- Dn+1

5.1.1.1 - Porfiroblasto Pré-Tectônico

Porfiroblastos pré-tectônicos são raramente descritos e vistos por serem incomuns em áreas afetadas por metamorfismo regional, exceto em metamorfismos de baixa pressão e altas temperaturas. Se presentes, inclusões em porfiroblastos pré-tectônicos são orientadas de maneira randômicas ou apresentam um zonamento setorizado (figuras 5.2a, b).

5.1.1.2 - Porfiroblasto Inter-Tectônico

O temo inter-tectônico, refere-se ao um porfiroblasto que cresceu ao longo de uma foliação secundária e é envolto por uma matriz afetada por uma fase deformacional tardia, que não deixou nenhum padrão de inclusão registrado no porfiroblasto (figuras 5.2c, d).

5.1.1.3 - Porfiroblasto Sin-Tectônico

Porfiroblastos sin-tectônicos são os tipos encontrados mais frequentemente na natureza. Possuem seu crescimento durante a uma única fase de deformação Dn. Isto se dá ao fato da deformação ter um efeito catalizador na nucleação mineral e taxas de difusão, acelerando o crescimento do grão, Bell (1981). As principais variáveis que controlam esse grupo são o strain finito, a razão da taxa de crescimento, a taxa de strain e o estágio da deformação progressiva na qual o porfiroblasto cresceu.

Os padrões de inclusão definem a foliação interna (Si) e é geralmente curvilíneo, podem ser arranjados simetricamente em relação à foliação externa (Se) de forma

obliqua (figuras 5.2 e3, e4,f3), ou ainda com geometria em espiral, esta ultima é particularmente comum em granadas, (figuras 5.2 e1, e2).

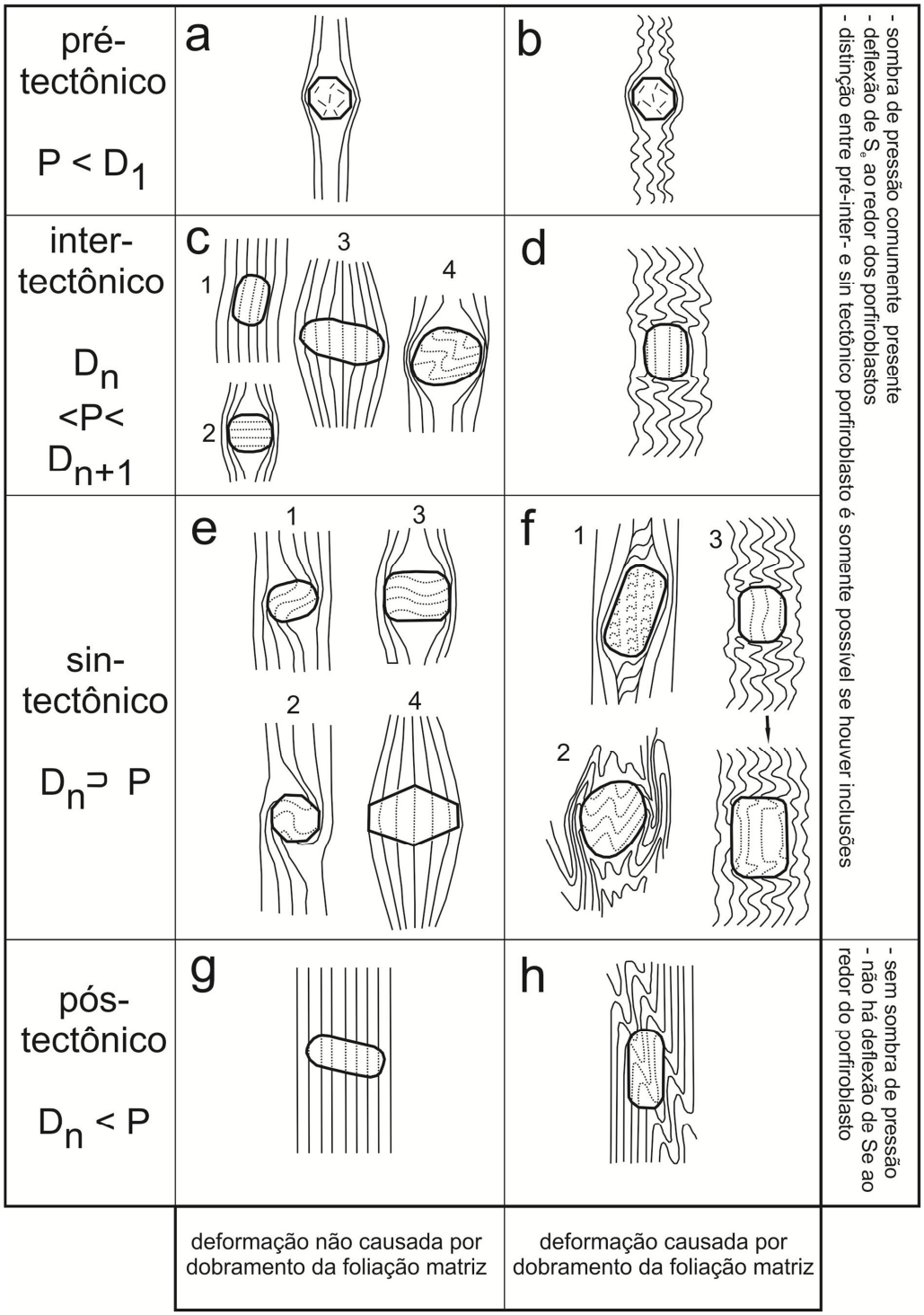


Figura 5.2 - Representação esquemática de crescimento de porfiroblastos pré-, inter-, sin- e pós-tectônico, Passchier & Trouw (1996).

Padrão de inclusões dobradas como mostradas nas figuras 5.2 (c4, f, h) são denominadas estruturas heliciticas ou *snowball*. As primeiras mimetizam as dobras/crenulações da matriz enquanto no segundo caso a morfologia espiralada

da foliação interna em relação à matriz (Se) indica rotação do porfiroblasto (granada) durante o crescimento.

5.1.1.4 - Porfiroblasto Pós-Tectônico

Esse grupo é facilmente definido devido à ausência de deflexão de Se, sombras de pressão, extinção ondulante ou qualquer outra evidencia de deformação comumente encontrada em porfiroblastos pré-, inter- e sin- tectônicos. Se inclusões estão presentes, Si é contínua a Se, mesmo se dobrada (figuras 5.2g, h).

Apesar de facilmente definidas, alguns cuidados devem ser tomados com este grupo de porfiroblastos, pois não é incomum encontrar efeitos de deformação incipiente, incluindo sombras de pressão, dentro ou ao redor de alguns cristais de uma população aparentemente pós tectônica. Na realidade, ainda não existem critérios para distinguir porfiroblastos sin-tectônicos tardios e pós-tectônicos propriamentes dito.

5.1.2 - Problemática no estudo de microestruturas em porfiroblastos

5.1.2.1 - Porfiroblastos livres de inclusão

Não havendo inclusões é difícil ou mesmo impossível datar seu crescimento em relação a alguma deformação, apesar de que idades relativas, em alguns casos, podem ser determinadas pela intensidade da deflexão de Se ou se houver sombras de pressão.

5.1.2.2 - Padrão de inclusões falso

Algumas estruturas em porfiroblastos podem parecer com padrões de inclusões passiva, as quais foram formadas de outras maneiras, por exemplo, cristais aciculares de rutilo em biotita ou quartzo podem ser erroneamente interpretados como inclusões passivas, mas geralmente não possuem uma orientação

facilmente reconhecível. Alterações ou estruturas de exsolução ao longo de direções cristalográficas podem ser difíceis de distinguir de padrões de inclusões.

5.1.2.3 - Crescimento mimético

Porfiroblastos de um mineral A pode ser substituído por um mineral B herdando o padrão de inclusão de A e também o padrão da deflexão da foliação da matriz ao seu redor. Tal substituição raramente é completa possibilitando interpretações acertadas do crescimento mimético.

5.1.2.4 - Si e Se descontínuos

Se Si é descontínua a Se, a deformação deve ter ocorrido após o crescimento do porfiroblasto. Contudo, se toda conexão entre as foliações internas e externas estão perdidas elas podem representar tanto duas foliações diferentes, ou um estágio inicial e tardio de desenvolvimento de uma única foliação, como evidenciado na figura 5.3.

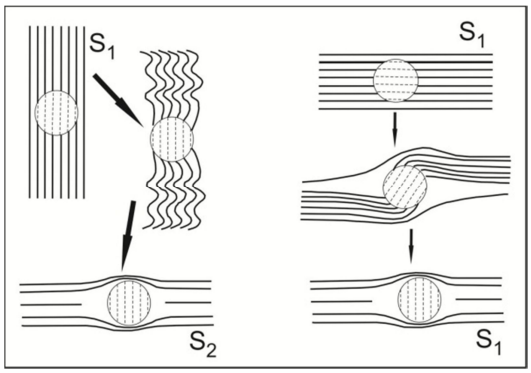


Figura 5.3 - Representação esquemática de duas interpretações possíveis caso Si e Se forem descontínuas, Passchier & Trouw (1996).

Duas formas alternativas de interpretação, aplicadas nos estudos das relações microestruturais porfiroblasto-matriz, ocorrem ainda na literatura (Paterson & Vernon, 2001). Alguns autores possuem segurança em definir certo(s) evento(s) metamórfico(s) com base apenas em um único dado (relação microestrutural porfiroblasto-matrix) sendo este muito bem conhecido e estudado. Já outros autores preferem integrar todos os dados existentes, argumentando que esse conjunto de informações é importante para testar todas as hipóteses existentes.

Um exemplo do uso destas duas linhas de pensamento levou grupos de autores distintos a interpretações diferentes no estudo de uma mesma área. Bell & Hickey (1999), utilizando apenas relações microestruturais porfiroblasto-matriz, concluíram que cinco episódios de encurtamento ocorreram em Foothills Terrane, California e que o padrão dos traços das inclusões reflete uma cordilheira de montanha inteira onde rochas de alto grau são expostas devido a progressivo soerguimento e erosão. Em contraste, Paterson et al. (1989, 1991), Salleby et al. (1989) e Vernon et al. (1989) focaram seus estudos na integração das informações em um esforço para entender a orogênese e o significado das relações microestruturais concluindo que somente um único evento regional ocorreu naquela região.

Bell et al. (1995) em continuidade ao trabalho de Hayward (1990), desenvolveram uma técnica para medir o que eles chamaram de eixo de inflexão-interseção da foliação preservadas nos porfiroblastos, ou simplesmente FIAs (abreviação para o termo em inglês foliation inflection-intersection axes). A metodologia para o uso desta técnica pode ser encontrada também em Bell et al. (2004) e referencias ali incluídas. Como as amostras analisadas neste trabalho foram coletadas a partir de furos de sondagem, como colocado a seguir, não é possível aplicar esse método visto que o posicionamento espacial das amostras é aproximado.

Como é possível verificar o assunto já encontra diversos pontos de consenso entre os diferentes autores ocorrendo, porém, ainda diversos questionamentos acerca das interpretações feitas com base nos estudos microestruturais (Paterson & Vernon, 2001 e Johnson & Vernon, 1995).

Johnson (1999) compilou diversos resultados sobre microestruturas em porfiroblastos em um único trabalho de revisão discriminando não só a atual compreensão sobre o assunto, discorrendo sobre futuras tendências de pensamento. Para elucidar ainda melhor o assunto, trabalhos mais antigos que contribuíram com a atual linha, ou linhas, de pensamento(s) são de grande valia para consultas, a saber: Peacy (1961), Powell & Treagus (1970), Vernon & Flood (1979), Bell (1981), Bell (1985), Bell et al. (1986), Bell & Jianqi (1999).

5.2 - Porfiroblastos da Serra do Morro Escuro

A Formação Meloso, base do Grupo Serra da Serpentina, em sua porção a NW da Zona de Cisalhamento Morro Escuro, foi submetida a condições metamórficas e deformacionais, geradas pela evolução tectônica da bacia, propícias ao crescimento de porfiroblastos compostos de Al-silicatos. Sendo assim esta se torna uma importante unidade litoestratigráfica para o estudo da evolução tectôno-metamorfica da região da Serra do Morro Escuro, baseado em estudos microestruturais.

Este estudo focou-se nesta unidade onde a mesma ocorre no flanco nordeste do Sinclinal de Morro Escuro devido a não existência de mineralogia compatível no seu flanco sudeste. Uma forma de complementação do estudo seria a inserção de análises em outras unidades (eg. Formações ferríferas e quartzitos).

5.2.1 - Coleta e Orientação das Amostras

• Furos de sonda – Pela falta de afloramentos dos xistos granatíferos contendo porfiroblastos, não foi possível uma coleta sistemática de amostras de mão orientadas, para seu preciso posicionamento espacial. Porém, furos de sonda inclinados, com azimute e caimento conhecidos, associados a estruturas regionais (NE-SW com mergulho para SE) bem amarradas em trabalhos de superfície (ver capitulo 4 – Geologia Estrutural) além de controle e critério na coleta da amostra (topo e base; amostras sempre coletadas na metade direita do testemunho de sondagem em relação ao mergulho da foliação principal) faz com que estas amostras possam ser posicionadas espacialmente, como ilustrado na figura 5.4.

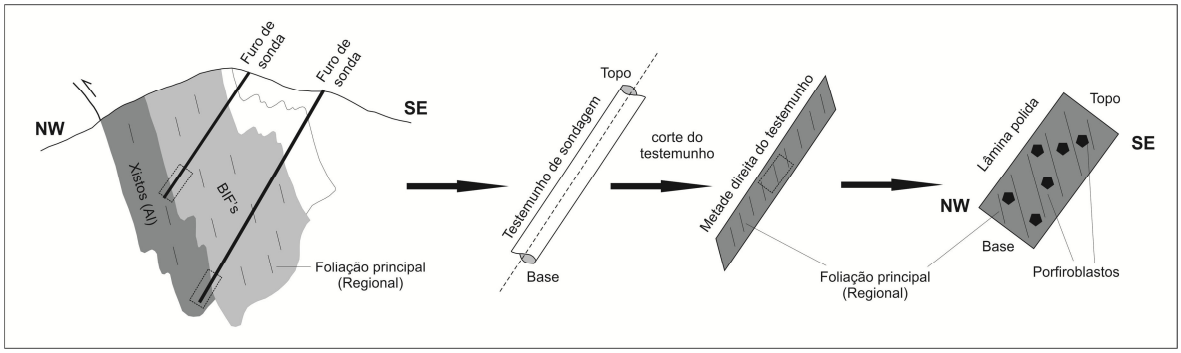


Figura 5.4 - Representação sistemática da metodologia utilizada para a coleta das lâminas, para posterior orientação em relação aos furos de sondagem e estruturas mapeadas em superfície.

• Afloramentos – Um único afloramento foi identificado ao longo de toda a região, sendo coletada uma amostra orientada, da qual se confeccionou duas lâminas polidas, uma em corte paralelo a lineação mineral e outra perpendicular.

5.2.2 - Amostragem

Foram coletadas e analisadas um total de seis lâminas ao longo do strike regional (NE-SW), as informações sobre cada lâmina descrita encontra-se na tabela 5.1. A figura 5.5 mostra a localização dos furos de sondagem onde foram retiradas as amostras para confecção das lâminas polidas, assim como a localização do único afloramento descrito onde foi encontrado porfiroblastos da Formação Meloso.

Tabela 5.1 - Relação das amostras analisadas. (*) Lâmina orientada perpendicularmente a lineação mineral (Lm=70/40) (**) lâmina orientada paralela a lineação mineral

Lâmina	Furo	Coordenadas		Profundidade (m)
		E	N	
MOES-RPC-FSD-001-509	MOES-FSD-001	695467	7853813	106.10
MOES-JSC-FSD-020-514	MOES-FSD-020	695353	7853613	300.20
MOES-RPC-FSD-010-501	MOES-FSD-010	695151	7853539	169.70
MOES-RPC-FSD-019-506	MOES-FSD-019	694333	7852777	388.10
MOES-RPC-PTG-588-503a	Afloramento*	688890	7850795	-
MOES-RPC-PTG-588-503b	Afloramento**	688890	7850795	-
MOES-RPC-PTG-588-502	Afloramento*	688890	7850795	-

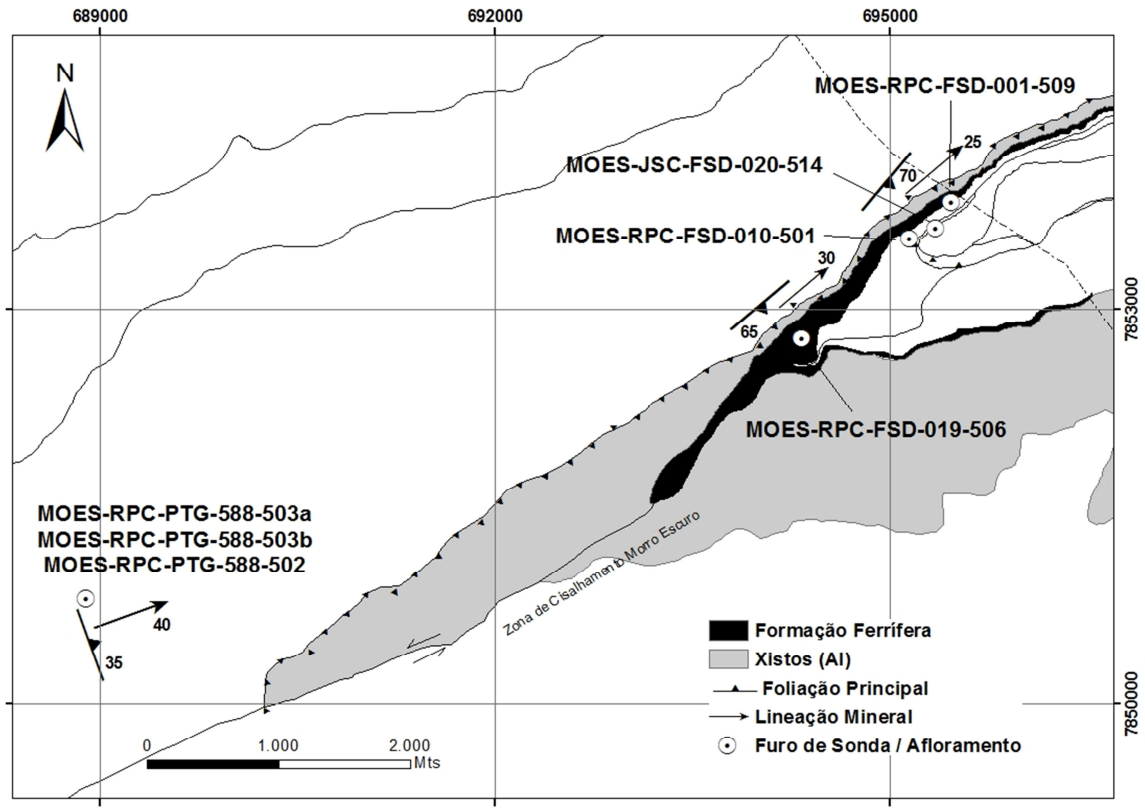


Figura 5.5 - Mapa geológico simplificado mostrando a localização dos furos de sondagem e afloramento onde foram coletadas as lâminas analisadas.

5.2.3 - Análise Microtectônica

As rochas estudadas são geralmente compostas por quartzo, biotita, sericita, granada, estaurolita, minerais opacos (principalmente hematita lamelar) e clorita, descritos aqui de maneira decrescente em abundância.

A matriz é composta essencialmente por quartzo, biotita (por vezes substituída por clorita), sericita e minerais opacos. O quartzo se apresenta, na maioria das vezes, como cristais alongados em diversos tamanhos marcando uma direção preferencial, ocorrem também como mineral principal na composição das inclusões dos porfiroblastos, mencionados a seguir. As micas possuem geometria tabular marcando as foliações reconhecidas (S1, S2). Minerais opacos ocorrem de forma tabular ou granular, perfazendo majoritariamente a matriz da rocha, porém, também ocorre como inclusões nos porfiroblastos.

Duas variedades de minerais ocorrem como porfiroblasto, granada e estaurolita sendo a primeira predominante e a segunda aparecendo somente em duas

lâminas analisadas. Os cristais de granadas possuem tamanhos que variam de 1 a 3mm e podem se apresentar com geométrica subédrica a euédrica. A estaurolita possui geometria tabular truncando ou paralela a foliação externa que a circunda. Suas dimensões (comprimento e largura) variam de 0.5 a 4mm.

São reconhecidas nas lâminas duas foliações distintas, designadas aqui de S1 e S2, que bordejam os porfiroblastos e são utilizadas, em conjunto com os porfiroblastos, para aferição temporal do crescimento mineral ou blastese. Em escala de microscópio a foliação S2, caracterizada como uma xistosidade no capítulo 4 – Geologia Estrutural, se apresenta na forma de clivagem de crenulação.

5.2.3.1 - Lâmina MOES-RPC-FSD-001-509

A lâmina em questão foi coletada do furo de sonda MOES-FSD-001 a uma profundidade de 106,15 metros, o furo possui orientação 330/70. A mineralogia principal da rocha composta por quartzo (43%), porfiroblastos de granada (20%), porfiroblastos de estaurolita (20%), grafita (10%) e biotita (5%). Os 2% de constituintes restantes são formados por ilmenita, óxidos (provável hematita lamelar) e sulfetos.

A composição da foliação externa (Se) ao redor tanto dos porfiroblastos de granada quanto dos de estaurolita é formada por quartzo, grafita, biotita e óxidos. Já a composição da foliação interna (Si) é de difícil definição, dada à granulação muito fina das inclusões, porém quartzo é observado e provável biotita e/ou grafita e/ou óxidos possa(m) ocorrer.

São observadas nesta lâmina duas famílias distintas de porfiroblastos de estaurolita, a primeira (figura 5.6a) possui, em média, comprimento de 2,5mm e largura de 0.5mm e exibe padrões de continuidade entre Si e Se bem nítidos. Apresenta rotação de Si em relação a Se de 20 a 30° no sentido anti-horário, além de deflexão de Se ao redor do porfiroblasto. Já a segunda família, mais comum, possuí comprimento variando entre 1 a 1,5mm de comprimento e largura na ordem de 0.3mm. A foliação externa trunca as bordas dos cristais sem apresentar deflexão (figuras 5.6b, c).

Cristais de granadas relativamente grandes (3mm de diâmetro) ocorrem de forma subédrica a euédrica. A foliação externa exibe deflexão ao redor dos porfiroblastos. Aparentemente os cristais possuem padrões de inclusões (Si) com geometria dobrada, mas pouco desenvolvida no centro que não se desenvolve em direção as bordas, o que pode indicar mudanças nas condições tectônicas e/ou de temperatura durante sua cristalização (figura 5.6d).

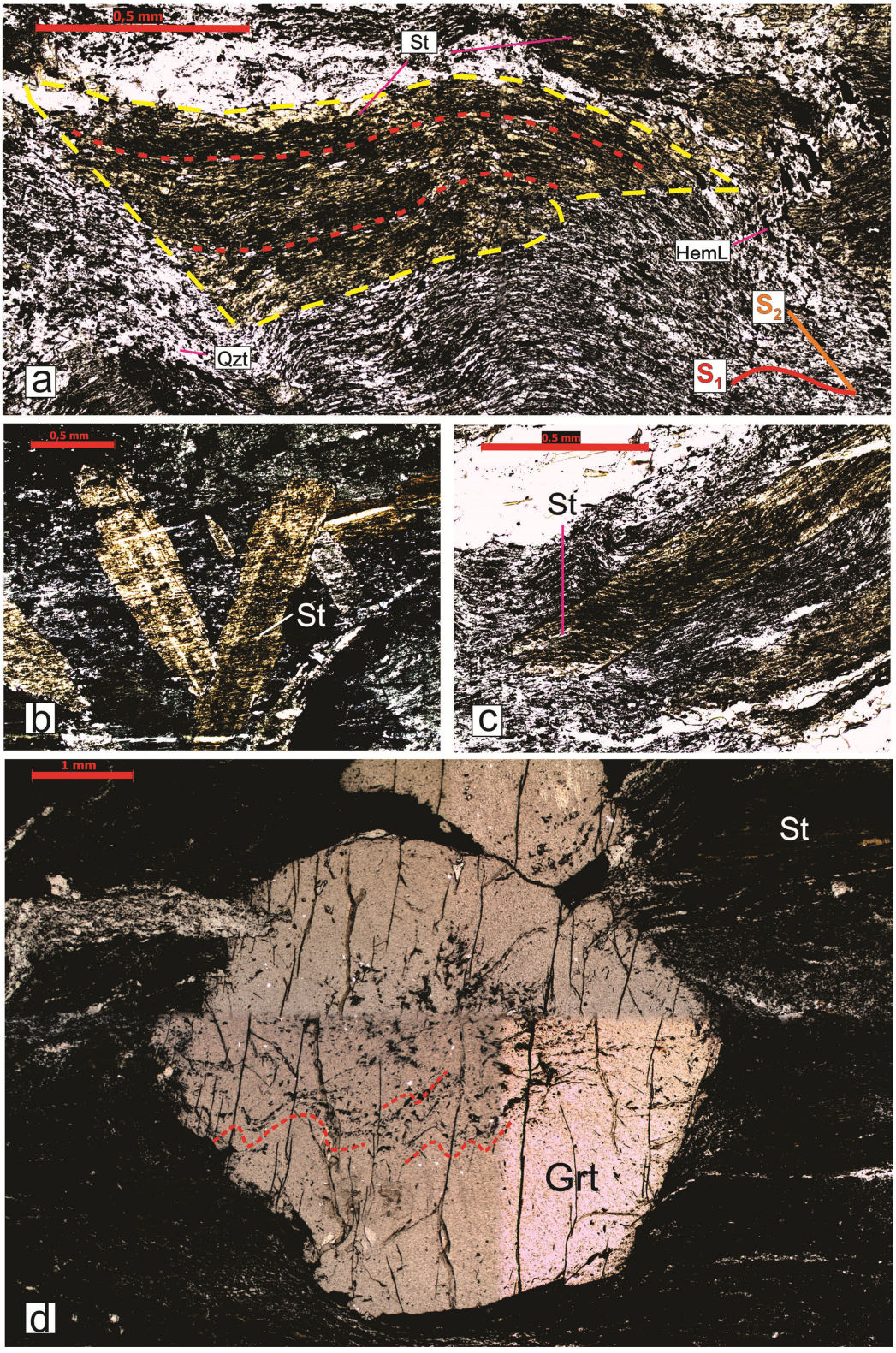


Figura 5.6 - Fotomicrografia da lâmina MOES-RPC-FSD-001-509. (a) Porfiroblasto de estaurolita. (b, c) Porfiroblastos de estaurolita sem deflexão de Se ao redor dos cristais. (d) Porfiroblasto de granada mostrando padrão interno curvo.

5.2.3.2 - Lâmina MOES-JSC-FSD-020-514

A amostra em questão foi coletada no furo de sonda MOES-FSD-020, o qual possui orientação 330/70, a uma profundidade de 300,20 metros. A mineralogia principal da rocha é composta por quartzo (38%), biotita (25%), porfiroblastos de granada (25%) e hematita lamelar (10%), os 2% de constituintes restantes abrange carbonatos, clorita, sericita, ilmenita, rutilo e goethita. A mineralogia da foliação externa (Se) ao porfiroblasto é composta por quartzo e biotita, já a foliação interna (Si) ao porfiroblasto é constituída principalmente de quartzo, porém biotita pode ocorrer de forma rara, indicando consumo desta para crescimento do blasto (figura 5.7).

Os porfiroblastos de granada possuem aproximadamente 2mm de diâmetro, há conexão entre Se e Si simetricamente apontando para uma leve rotação de aproximadamente 40° no sentido anti-horário da foliação externa. Deve-se notar o início de desenvolvimento de uma clivagem de crenulação (S2), oblíqua a foliação principal (S1), marcada pela reorientação dos cristais de biotita (figura 5.7).

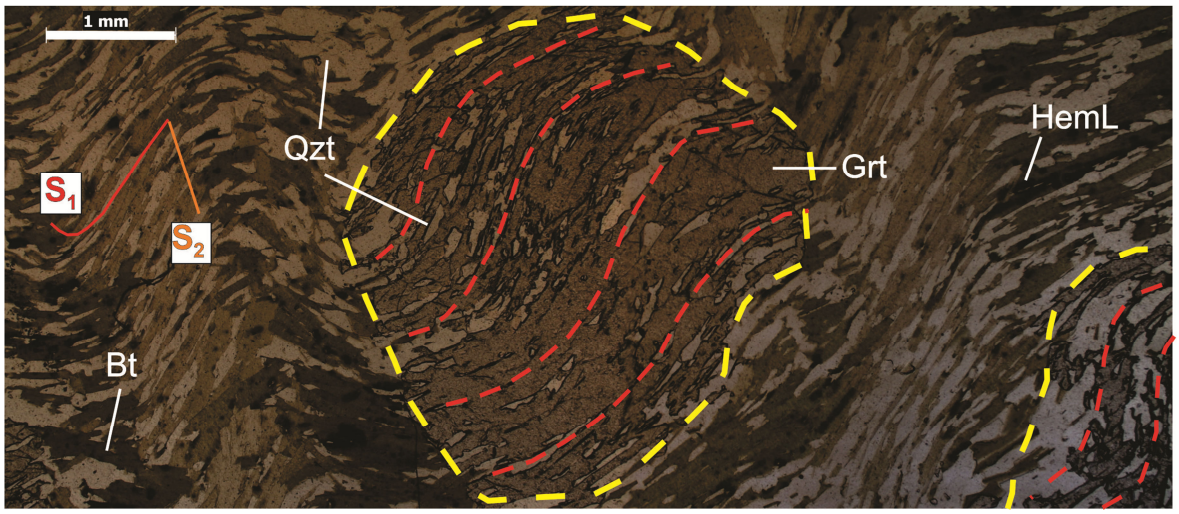


Figura 5.7 - Fotomicrografia da lâmina MOES-JSC-FSD-020-514. Porfiroblasto de granada sin-tectônico, notar inicio do desenvolvimento de xistosidade S2.

5.2.3.3 - Lâmina MOES-RPC-FSD-010-501

A amostra foi coletada no furo de sonda MOES-FSD-010, que possuí orientação 300/60, a uma profundidade de 169,75 metros. A mineralogia principal da rocha é quartzo (48%), biotita (20%),porfiroblastos de granada (17%), plagioclásio (5%) e

grafita (2%). Sulfetos como, pirrotita, calcopirita e pirita, além de hematita lamelar, ocorrem como acessórios, perfazendo 5% da composição da amostra. Os 3% restantates são compostos de clorita, estaurolita e zircão.

A foliação Se ao redor dos porfiroblastos de granada é marcada pela orientação de cristais de quartzo e biotita. Notar que, nesta lâmina, Se é dominantemente representada pela xistosidade S2, evidenciando a obliteração parcial de S1. (figuras 5.8a, b). A foliação Si dos porfiroblastos é composta exclusivamente por quartzo e hematita lamelar.

Os porfiroblastos de granada ocorrem com diâmetro variando entre 0,5 a 3mm, sendo que a foliação interna esta rotacionada em relação a foliação externa 20° no sentido anti-horário. A foliação Se, na maioria dos porfiroblastos desta lâmina, apresenta-se descontínua a Si, visto que Se é marcada, predominantemente, por S2. Sombras de pressão, composta de quartzo e biotita, aparecem em diversos porfiroblastos com alta simetria destas microestruturas.

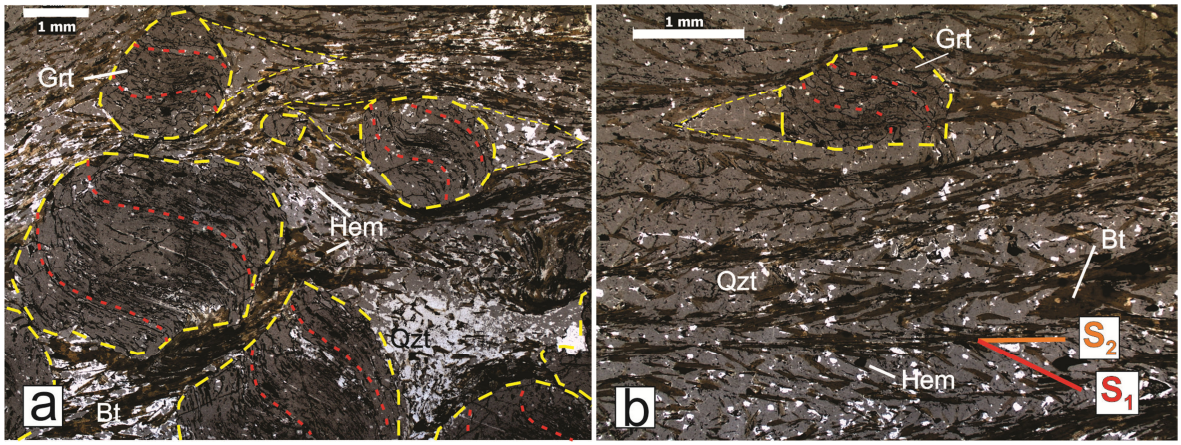


Figura 5.8 - Fotomicrografia da lâmina MOES-RPC-FSD-010-501. (a) Conjunto de porfiroblastos de granada sin-tectônicos. (b) Porfiroblasto de granada sin-tectônico, notar xistosidade S2 obliterando a foliação principal.

5.2.3.4 - Lâmina MOES-RPC-FSD-019-506

A amostra em questão foi coletada no furo de sonda MOES-FSD-019, o qual possui orientação vertical, a uma profundidade de 388,10 metros. A mineralogia principal da rocha é composta por quartzo (23%), biotita (20%), estaurolita (15%), clorita (15%), granada (6%) e hematita lamelar (5%). Como minerais acessórios ocorrem, magnetita, ilmenita, rutilo e turmalina.

A foliação Se ao redor dos porfiroblastos de estaurolita e granada é marcada pela orientação de quartzo, biotita, clorita e hematita lamelar. A foliação Si contida tanto nos blastos de estaurolita quanto nos porfiroblastos de grananda é formada exclusivamente por quartzo e hematita lamelar (figuras 5.9a, b).

Os porfiroblastos de estaurolita possuem aproximadamente 3mm de comprimento e 1.5mm de largura. Há simetria e conexão entre Se e Si,ou seja, a mesma geometria que a foliação interna apresenta é a mesma que a foliação externa. Si esta rotacionada em relação a Se aproximadamente 20° no sentido anti-horário. Leve deflexão de Se ao redor do porfiroblasto pode ser notada.

Os porfiroblastos de granada ocorrem com aproximadamente 1mm de diâmetro, assim como nos porfiroblastos de estaurolita há simetria entre Se e Si, sendo que Si faz um ângulo com Se variando de 45 a 90°, mostrando geometria em espiral. Deflexão de Se em relação ao porfiroblasto é comum (figura 5.9b).

Há o desenvolvimento de uma clivagem de crenulação (S2) que faz um ângulo em relação à foliação principal (S1) de aproximadamente de 30° (figuras 5.9a, b, c). Esta clivagem é marcada pela orientação dos cristais de hematita lamelar e biotita, esta última comumente substituída por clorita (figura 5.9 c).

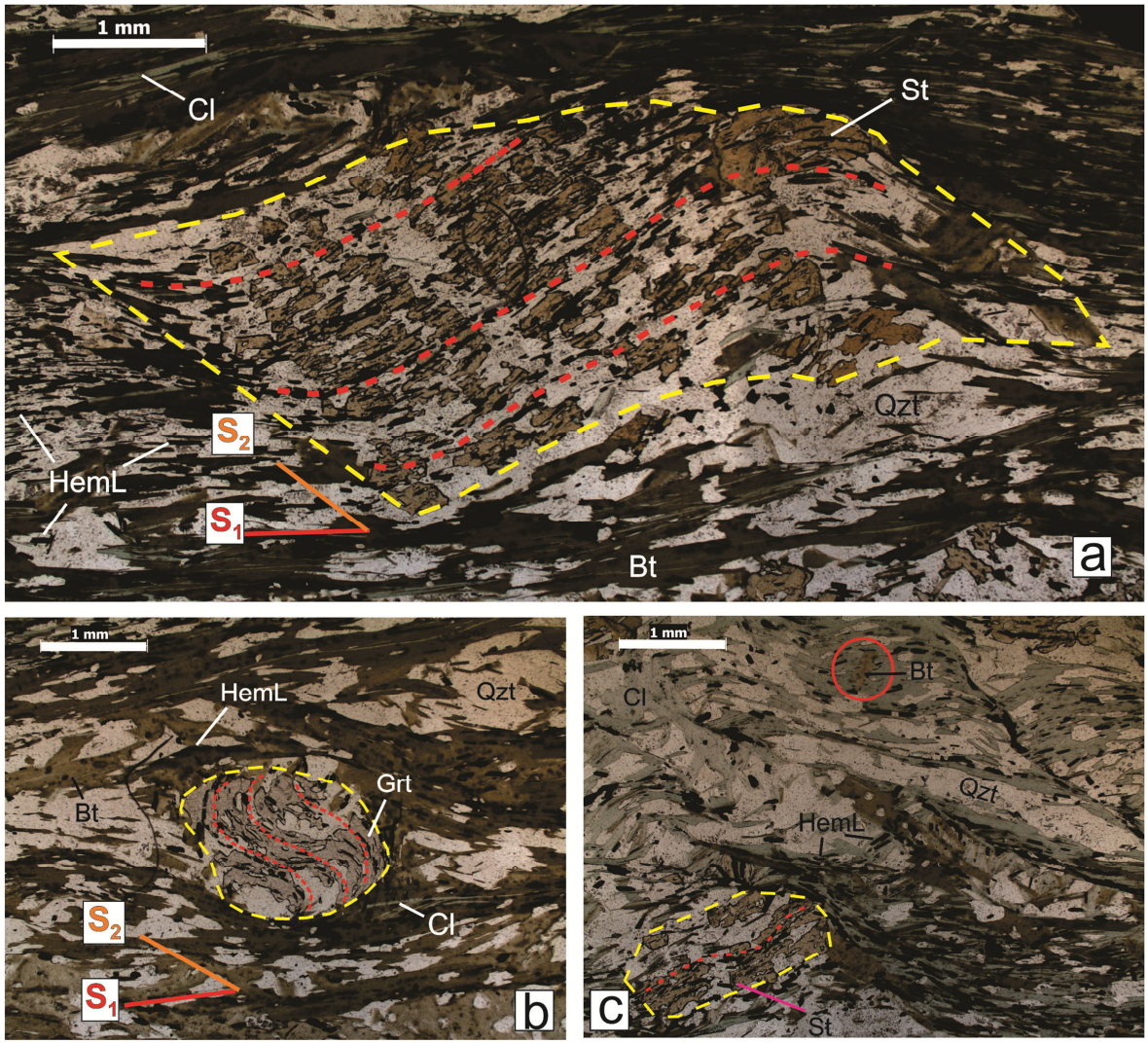


Figura 5.9 - Fotomicrografia da lâmina MOES-RPC-FSD-019-506. (a) Porfiroblasto de estaurolita sin-tectônico. (b) Porfiroblasto de granada sin-tectônico. (c) Biotita sendo substituída por clorita evidenciando retrometamorfismo.

5.2.3.5 - Lâminas MOES-RPC-PTG-588-503a / MOES-RPC-PTG-588-503b

As duas lâminas em questão foram coletadas em um único afloramento de rocha sã deste litotipo reconhecido em toda área investigada. Este afloramento ocorre como uma lasca de xisto da Formação Meloso, não mapeável na escala 1:25.000, rodeado por gnaisses do embasamento cristalino. A foliação principal (S1) possui atitude de 70/35 com uma lineação mineral caindo 70/35. A nomenclatura adotada para as lâminas foram MOES-RPC-PTG-588-503a e MOES-RPC-PTG-588-503b para orientação perpendicular a lineação mineral e paralela a esta, respectivamente. A figura 5.10a mostra a orientação de observação da lâmina.

Para ambas as lâminas a mineralogia principal é representada por quartzo (50%), sericita (20%), porfiroblastos de granada (15%) e hematita lamelar (10%). Como minerais acessórios ocorrem biotita (3%) e clorita (2%).

A foliação externa (Se) que bordeja os porfiroblastos de granada é composta pela orientação de quartzo, sericita e hematita lamelar. Já a foliação interna (Si) é formada por inclusões de quartzo e hematita lamelar, exclusivamente.

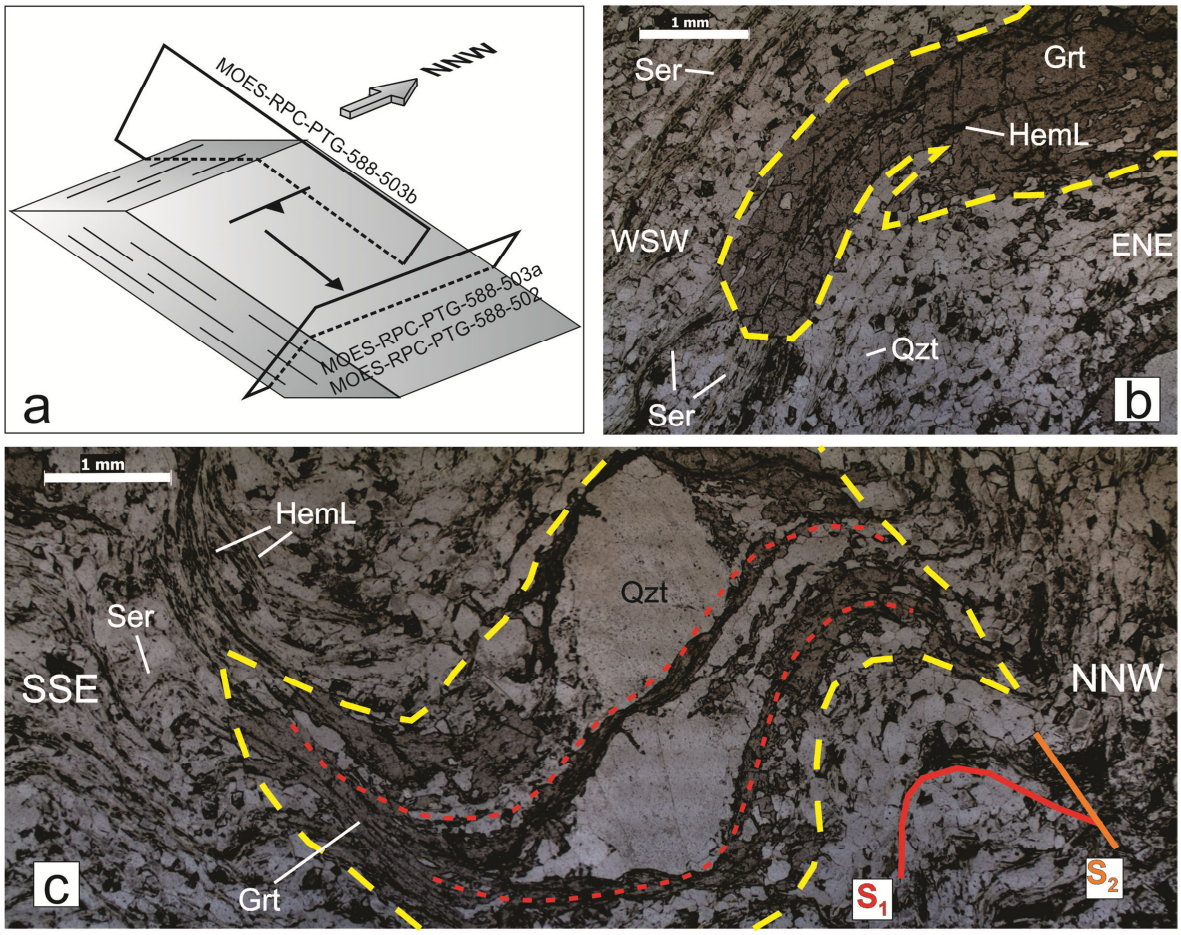


Figura 5.10 - (a) Representação esquemática da orientação das lâminas MOES-RPC-PTG-588-503a / MOES-RPC-PTG-588-503b em relação as estruturas em afloramento. (b) Porfiroblasto de granada crescido mimeticamente - MOES-RPC-PTG-588-503b. (c) Porfiroblasto de granada sin-tectônico - MOES-RPC-PTG-588-503a.

Os porfiroblastos de granada contidos na lâmina MOES-RPC-PTG-588-503a (figura 5.10c) possuem o tamanho de 3mm de diâmetro. Sua foliação interna apresenta-se rotacionada em relação a Se aproximadamente 40° no sentido anti-horário. A foliação principal (S1) encontra-se levemente obliterada por uma clivagem de crenulação (S2) formada pela rotação de cristais, principalmente, de sericita e hematita lamelar.

A lâmina MOES-RPC-PTG-588-503b (figura 5.10b) possui porfiroblastos de granada com uma geometria peculiar relativa aos outros analisados anteriormente. Sua forma é alongada aparentemente crescida mimeticamente à custa de cristais de sericita. Este alongamento ocorre paralelamente a lineação mineral observada em campo, marcada pela orientação de sericita e hematita lamelar.

5.2.3.6 - Lâmina MOES-RPC-PTG-588-502

A lâmina em questão foi coletada no mesmo afloramento das amostras MOES-RPC-PTG-588-503 (a, b) sua orientação é perpendicular as lineações mineral e de interseção (figura 5.10a). Há claramente uma divisão na lâmina, separada por um veio de quartzo paralelo a foliação principal, no caso S2. Uma das partes é rica em micas, principalmente sericita, porém biotita é observada, nota-se que os porfiroblastos de granada crescem somente nesta porção da lâmina (figura 5.11c). A outra porção é rica em quartzo, onde este se apresenta com bordas retas e granulação relativamente maior.

A rocha é composta por quartzo (45%), sericita (20%), porfiroblastos de granada (15%), hematita lamelar (15%) e biotita (5%). Há duas foliações na lâmina (S1 e S2), ambas constituem a foliação externa que bordeja os blastos de granada e são marcadas pela orientação de micas e hematita lamelar, sendo que em S1 é predominante a orientação de micas enquanto que em S2 é definida por hematita lamelar.

Os porfiroblastos de granada possuem dimensões relativamente maiores que todos analisados até então, atingindo até 1cm de diâmetro. A foliação interna nos blastos é marcada principalmente por inclusões de hematita lamelar (90%), sericita e quartzo. Diferentemente de todos os blastos analisados, a foliação interna nas granadas desta lâmina é caracterizada pelas duas foliações externas existentes na amostra (S1 e S2) (figuras 5.11a, b).

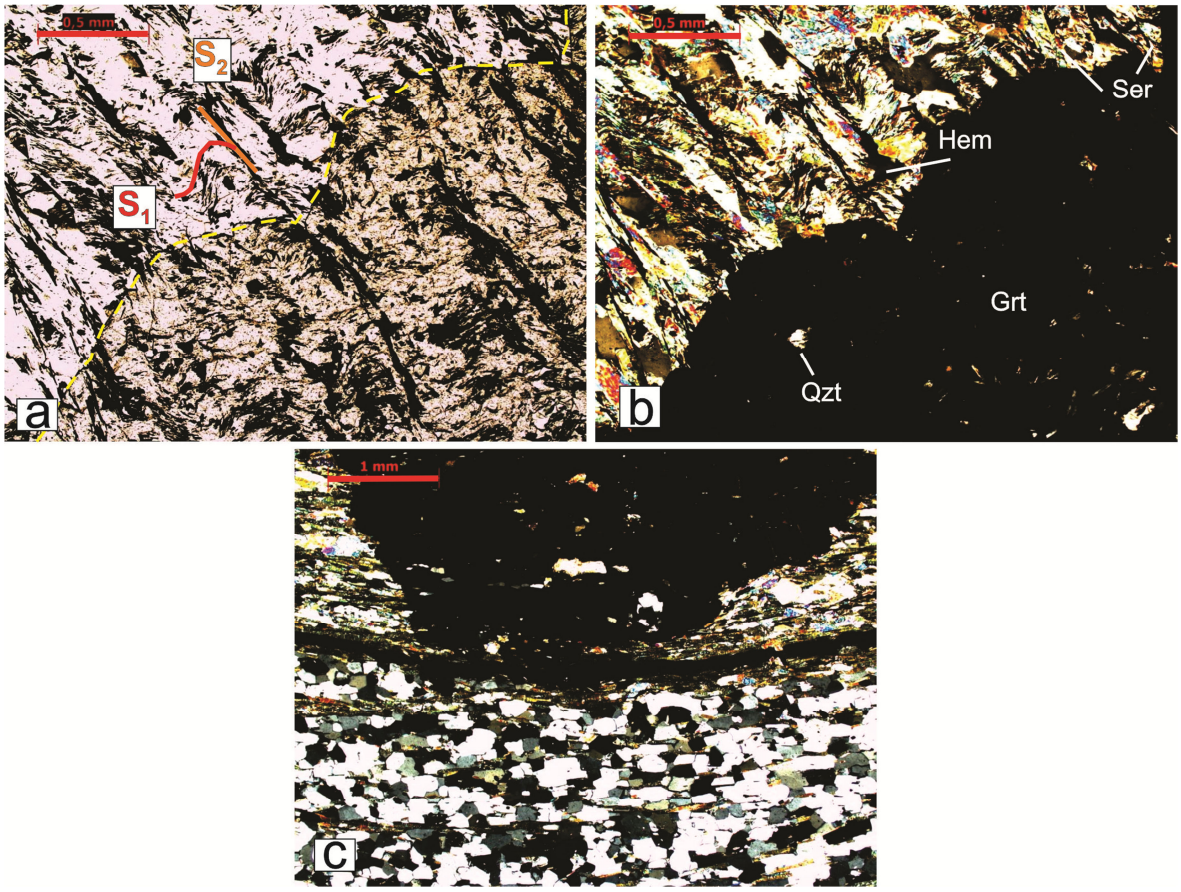


Figura 5.11 - (a) Porfiroblasto de granada contendo inclusões seguindo padrão de duas foliações (S1 e S2). (b) Mesma imagem de a com nicóis cruzados. (c) Crescimento de granada em porção rica em mica

5.3 - Interpretações

A partir das análise das microestruturas expostas é possível estabelecer algumas interpretações e conclusões acerca da evolução tectôno-metamorfica da Fomação Meloso.

1- São reconhecidas em campo três foliações distintas S1, S2 e S3 relacionadas às fases de dobramento D1, D2 e D3, respectivamente (ver capítulo 4 - Geologia Estrutural). Microscopicamente são reconhecidas apenas as duas primeiras, que a partir das relações texturais entre porfiroblastos e matriz, foi possível caracterizar temporalmente o crescimento mineral em função da deformação. A figura 5.12 mostra um diagrama esquemático mostrando a idade relativa de crescimento para os minerais descritos em relação à formação de cada foliação enumerada acima.

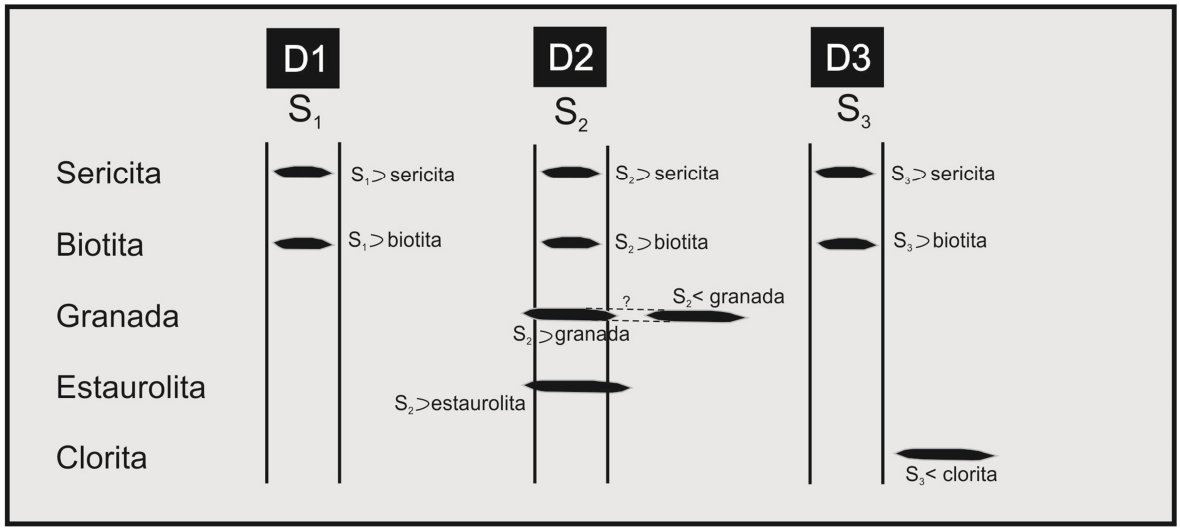


Figura 5.12 - Representação gráfica do aparecimento mineral associado às fases de deformação e suas respectivas foliações.

A biotita, mica mais comum nas lâminas, é encontrada sempre associada ás três fases deformacionais, sendo um dos principais minerais que alinhados formam as foliações características de cada fase. Devido à localização e as orientações de corte e confecção das lâminasanalisadas é possível mostrar somente as foliações S1 e S2, entretanto, em campo nota-se que a biotita é um dos constituintes principais de S3.

A granada, porfiroblasto mais abundante nas rochas analisadas, é crescida em dois períodos distintos na evolução tectono-metamórfica da região, não sendo possível definir se a blastese foi contínua ou não entre estes períodos devido à falta de evidencias intermediária entre eles. Foram reconhecidas nas lâminas MOES-JSC-FSD-020-514, MOES-RPC-FSD-010-501, MOES-RPC-FSD-019-506 e MOES-RPC-PTG-588-503a granadas crescidas sin-tectonicamente a formação de S2. A granada da lâmina MOES-RPC-FSD-001-509 possui geometria, relativamente às outras, peculiar. Entretanto devido à deflexão da foliação externa, no caso formada por S1, e como há um padrão dobrado nas inclusões dos cristais interpreta-se crescimento tardi pós-tectônico a S1 e possível continuidade de crescimento sin-tectônico a S2. A granada pertencente às lâminas MOES-RPC-PTG-588-502 e MOES-RPC-PTG-588-503b possuem como padrão de inclusões alinhamentos semelhante à foliação S2 reconhecidas na matriz da rocha, o que indica crescimento mineral pós-tectônico à fase D2.

Cristais de estaurolita são reconhecidos na lâmina MOES-RPC-FSD-019-506 com relações geométricas entre inclusões e matriz características de crescimento mineral sin-tectônico a S2. Já na lâmina MOES-RPC-FSD-001-509 além de blastos caracteristicamente sin-tectônico a S2, há cristais que possuem padrões de inclusão paralelos a S1 e também cristais com padrões paralelos a S1, onde esta estrutura se encontra levemente afetada pela clivagem de crenulação S2. Esta relação indica que estes cristais começaram a crescer pouco antes a formação de S2 e mantiveram seu crescimento durante a fase D2.

Cristais de clorita foram reconhecidos substituindo palhetas de biotita que compunham as foliações S1 e S2, principalmente na lâmina MOES-RPC-FSD-019-506. Em campo foram reconhecidos cristais de clorita substituindo biotita, formando a clivagem de crenulação S3, o que indica retrometamorfismo provavelmente posterior a fase D3.

2- As associações minerais em conjunto a idade relativa do crescimento dos porfiroblastos indicam uma variação tectôno-metamorfica heterogênea ao longo do strike da camada da formação investigada. Onde associações de fases de grau metamórfico mais elevado (eg. estaurolita + granada + biotita) ocorrem intercaladas a outras de fases de mais baixo grau (eg. granada + biotita), além de, no extremo SW da área investigada, biotita é progressivamente retro-metamorfisada e substituída por sericita que vai constituir a mica predominante. Essas observações podem elucidar uma primeira aproximação de definições de isógradas metamórficas na serra do Morro Escuro, sendo estas orientadas a princípio de maneira NNW-SSE.

3- A análise da mineralogia das inclusões nos porfiroblastos nos permite disser que, aparentemente, esta unidade litoestratigráfica (Formação Meloso) foi submetida aparentemente a um único evento tectôno-termal, gerador das foliações S1, S2 e S3. Devido à inexistência de uma associação mineral metamórfica nas inclusões que possa indicar eventos anteriores ao discutido neste capitulo, nos leva a uma pista de que este conjunto litoestratigráfico pertença realmente à base do Grupo Serra da Serpentina, como proposto no capitulo 3 Estratigrafia.

4- Análises termobarométricas executadas por Silveira-Braga (2012), em rochas da mesma unidade, indicam uma temperatura de 512 °C a 560 °C a uma

pressão de 5,9Kbar, condizente a paragênese mineral observada, ou seja, as rochas da Formação Meloso (Unidade 1 de Silveira-Braga, 2012) foram submetidas a condições metamórficas na fácies anfibolito baixo a intermediário.

5- As principais informações microestruturais em formato resumido estão sintetizadas na tabela 5.2 apresentada abaixo.

Tabela 5.2 - Síntese microestrutural das amostras analisadas.

Lâmina	Porfiroblasto(s)	Mineralogia		Classificação do porfiroblasto
		S_e	S_i	
MOES-RPC-FSD-001-509	Granada	quartzo biotita grafita óxidos	quartzo biotita (?) óxidos (?)	Sin-tectônico S2
	Estaurolita			Pós-tectônico S1
	Estaurolita			Sin-tectônico S2
MOES-JSC-FSD-020-514	Granada	quartzo biotita	quartzo biotita	Sin-tectônico S2
MOES-RPC-FSD-010-501	Granada	quartzo biotita	quartzo hematita lamelar	Sin-tectônico S2
MOES-RPC-FSD-019-506	Estaurolita	quartzo biotita clorita hematita lamelar	quartzo hematita lamelar	Sin-tectônico S2
	Granada			Sin-tectônico S2
MOES-RPC-PTG-588-503a	Granada	quartzo sericita hematita lamelar	quartzo hematita lamelar	Sin-tectônico S2
MOES-RPC-PTG-588-503b				Pós-tectônico S2
MOES-RPC-PTG-588-502	Granada	quartzo sericita hematita lamelar	quartzo hematita lamelar biotita?	Pós-tectônico S2

6 - QUÍMICA MINERAL

O zonamento composicional em cristais pode refletir:

a) variação nas condições de temperatura-pressão-composição durante o crescimento;

b) modificações do crescimento zonado original por difusão;

c) e/ou quebra e reabsorção dos grãos.

O processo de difusão intracristalina atua para atenuar heterogeneidades composicionais dentro dos cristais. Minerais que tiveram taxas de difusão intracristalina baixa comumente preservam zonamento adquirido em seu crescimento durante mudanças de temperatura e pressão (Philpotts & Ague, 2009).

A luz destes conceitos, e com objetivo de verificar como ocorre a distribuição do zonamento interno em granadas, além de sua distribuição geográfica no intuído de correlações tectôno-metamorficas da região em questão, são apresentados os dados coletados em granadas da região da serra do Morro Escuro.

6.1 - Granada

Foram analisados dez grãos de granada pertencendes a seis lâminas polídas, resultados apresentados na tabela 6.1. Para todos os grãos foram feitas análises em pontos ao longo de seções distribuidas sempre da borda para o núcleo, orientadas perpendicularmente ao traço da foliação interna (Si) ou paralelo ao mesmo.

Para a apresentação dos resultados obtidos nas análises, foram considerados: a posição geográfica das amostras (de NE para SW, ver figura 5.5 no capítulo anterior) e, principalmente, classificação temporal de cresicmento das granadas em relação a foliações externas (pré-, inter-, sin- e pós-tectônico).

As figuras 6.1a, b, granadas 1 e 2, respctivamente, classificadas anteriormente como de provável crescimento sin-tectônico a S2 mostra a localização dos pontos analisados nestes cristais. As figuras 6.2(a, b, c, d, e, f, repectivamente granadas 3, 4, 5, 6, 7 e 8), mostra o agrupamento de granadas crescidas sin-tectonicamente à formação da foliação S2, e seus respectivos pontos analisados, já a figura 6.3 a e b, granadas 9 e 10, respectivamente, classificadas como pós-tectônica a S2, apresenta a distribuição dos pontos analisados. Totalizaram 61 análises pontuais neste grupo de cristais.

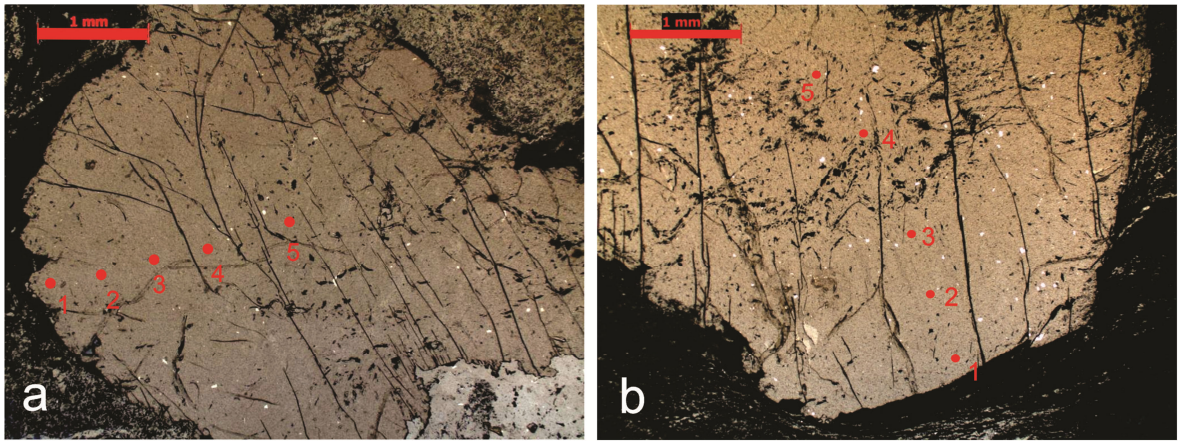


Figura 6.1 - Fotomicrografia de granadas da amostra MOES-RPC-FSD-001-509 mostrando a localização das análises pontuais executadas por microssonda eletrônica. (a) Granada 1. (b) Granada 2.

Os cristais, principalmente os classificados como sin-tectônicos, são zonados, onde a composição predominante é de moléculas de almandina (FeO), porém piropo (MgO), grossulária (MnO) e espessartita (CaO), ocorrem em variadas proporções, já os cristais classificados como pós-tectônicos possuem composição uniforme ao longo de perfis núcleo-borda, conforme demostrado e apresentado a seguir.

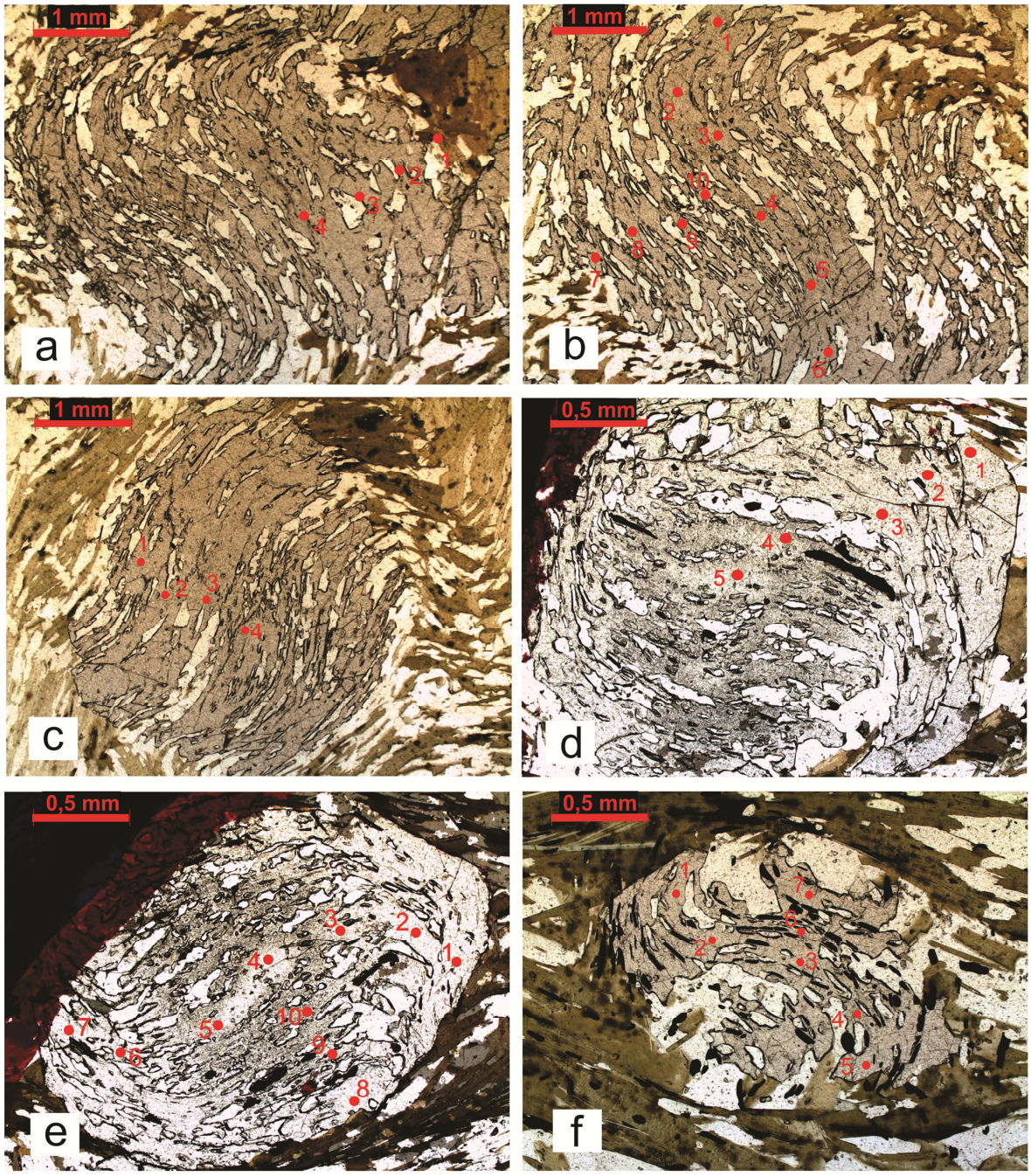


Figura 6.2 - Fotomicrografia de granadas das amostra: MOES-JSC-FSD-020-514 (a) granada 3, (b) granada 4 e (c) granada 5. MOES-RPC-FSD-010-501 (d) granada 6 e (e) granada 7. MOES-RPC-FSD-019-506 (f) granada 8. Pontos vermelhos mostram a localização das análises pontuais executadas por microssonda eletrônica.

Em termos de FeO é possível observar dois padrões distintos. O primeiro, predominantemente decrescente do núcleo para a borda, ocorre nas lâminas MOES-RPC-FSD-001-509 e MOES-RPC-FSD-019-506 (figuras 6.4a, d). A granada 1 possui diminuição aproximadamente linear em direção a borda, variando de 39.54% de FeO no núcleo a 37.60% na borda. Na granada 2, a concentração de FeO possui uma tendência ascendente nos três pontos analisados do núcleo em direção a borda, variando de 38.39% a 39.76% e ao se

aproximar da borda do cristal a concentração de FeO tende a diminuir, atingindo valor igual a 37.39%. A granada 8, tanto para o perfil executado perpendicularmente quanto ao paralelo a foliação interna, há tendência de leve perda de FeO em direção a borda do cristal, partindo de 27.92% e chegando a 27.13%.

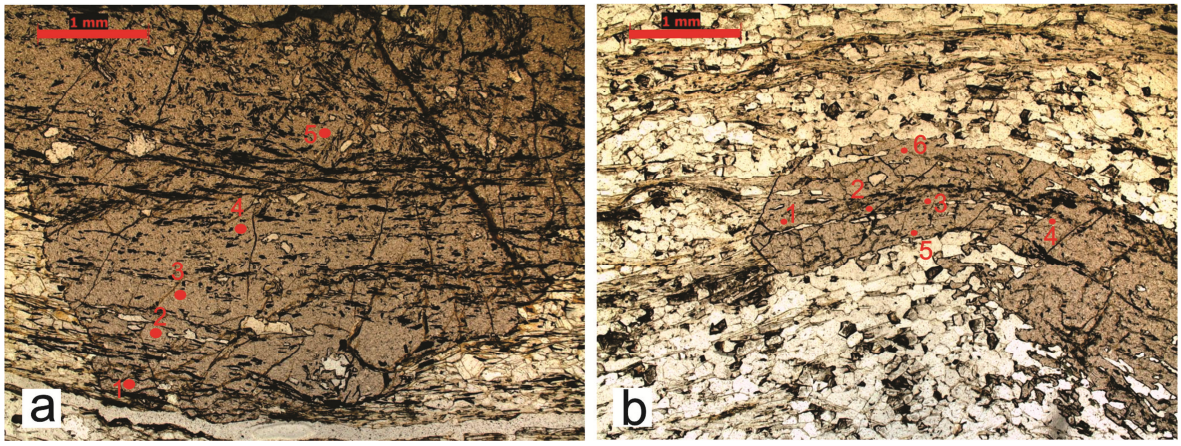


Figura 6.3 - Fotomicrografia de granadas pós tectônica das amostras MOES-RPC-PTG-588-502 (a) granada 9. MOES-RPC-PTG-588-503b (b) granada 10. Pontos vermelhos mostram a localização das análises pontuais executadas por microssonda eletrônica.

O segundo padrão observado ocorre nas lâminas MOES-JSC-FSD-020-514 e MOES-RPC-FSD-010-501 e é caracterizado pela tendência predominante ascendente da concentração de FeO do núcleo em direção a boda (figuras 6.4b, c). As granadas 3, 5, 6 e 7 (perfil paralelo a Si) apresentam leve tendência crescente, com variações da ordem de 0.5 a 1.0%, no sentido núcleo/borda, porém ao aproximar do borda este tende a ser decrescente com taxas de variação superiores a 2%. Já para as granadas 4 (perfil paralelo e perpendicular a Si) e 7 (perfil perpendicular a Si) a concentração de FeO aumenta do núcleo para a borda com variação de aproximadamente 2%.

As análises de FeO para as granadas 9 e 10, pertencentes as lâminas MOES-RPC-PRG-588-502 e MOES-RPC-PTG-588-503b, respectivamente (figura 6.4e), não evidenciaram padrões conclusivos, mostrando distribuições crescentes, decrescentes e invariáveis do núcleo para a borda dos cristais.

Tabela 6.1 - Concentração dos elementos analisados ao longo de pontos específicos dos cristais de granadas.

Lâmina	Mineral	Ponto analisado	MgO	CaO	MnO	FeO	Al2O3	TiO2	SiO2	Total	Classificação
MOES-RPC-FSD-001-509	Granada 1	1	5.09	0.29	0.00	37.60	21.96	0.04	33.01	97.99	Sin S2
		2	4.20	0.37	0.07	38.32	21.56	0.00	31.12	95.63	
		3	4.02	0.34	0.00	38.80	21.50	0.00	29.54	94.19	
		4	3.74	0.32	0.05	39.29	21.84	0.01	38.82	104.07	
		5	3.72	0.30	0.01	39.54	21.94	0.00	36.50	102.01	
	Granada 2	1	4.70	0.28	0.00	37.39	21.87	0.00	38.88	103.13	Sin S2
		2	3.90	0.37	0.02	38.65	21.83	0.05	38.53	103.35	
		3	3.45	0.30	0.04	39.76	21.84	0.03	38.22	103.64	
		4	2.92	0.86	0.19	39.61	21.75	0.03	37.67	103.02	
		5	2.74	1.38	0.35	38.39	21.82	0.02	37.50	102.18	
MOES-JSC-FSD-020-514	Granada 3	1	3.47	4.55	0.09	33.39	21.37	0.03	38.44	101.35	Sin S2
		2	2.45	6.20	0.46	33.93	21.48	0.02	38.71	103.24	
		3	2.17	6.24	0.65	33.65	21.06	0.05	38.69	102.51	
		4	1.95	6.37	0.90	33.09	20.78	0.05	38.26	101.40	
	Granada 4	1	3.17	5.28	0.10	34.15	21.76	0.02	39.26	103.73	Sin S2
		2	1.96	6.36	1.02	32.12	20.66	0.07	38.02	100.21	
		3	1.68	6.70	2.46	31.88	21.54	0.08	38.97	103.32	
		4	1.66	6.58	3.24	31.95	21.76	0.05	38.60	103.84	
		5	1.91	6.29	0.98	34.06	21.87	0.00	38.20	103.32	
		6	2.35	6.20	0.53	34.49	22.06	0.06	38.22	103.90	
		7	3.06	5.81	0.38	33.53	21.82	0.01	38.83	103.44	
		8	2.10	6.26	0.67	32.94	20.73	0.03	37.66	100.38	
		9	2.03	6.36	0.86	32.93	21.90	0.02	38.65	102.76	
		10	1.92	6.65	2.30	32.06	21.73	0.11	38.40	103.16	
	Granada 5	1	2.51	6.55	0.33	33.13	22.11	0.02	38.41	103.05	Sin S2
		2	2.27	6.41	0.57	34.68	22.16	0.10	37.45	103.64	
		3	2.13	6.73	0.56	33.50	21.95	0.07	37.23	102.17	
		4	2.06	7.03	0.65	33.45	21.92	0.05	38.10	103.27	
MOES-RPC-FSD-010-501	Granada 6	1	6.34	2.96	0.23	32.28	22.33	0.00	32.77	96.90	Sin S2
		2	5.83	3.88	0.25	32.30	21.84	0.01	31.03	95.14	
		3	4.83	4.14	0.81	33.17	22.30	0.02	36.85	102.12	
		4	3.95	5.91	2.27	30.17	21.93	0.05	36.24	100.53	
		5	3.15	6.16	4.32	29.95	22.03	0.08	34.97	100.66	
	Granada 7	1	6.22	3.10	0.17	33.07	22.02	0.00	31.59	96.17	Sin S2
		2	5.37	3.66	0.46	33.50	22.05	0.05	33.58	98.67	
		3	4.70	5.29	1.43	31.01	22.41	0.02	36.67	101.52	
		4	3.51	6.56	4.05	29.33	22.09	0.11	35.69	101.34	
		5	4.40	4.37	2.72	31.58	22.00	0.03	34.06	99.15	
		6	5.53	3.69	1.05	32.65	22.02	0.02	32.99	97.95	
		7	6.01	3.31	0.26	32.71	22.13	0.05	34.80	99.27	
		8	6.03	3.82	0.32	31.64	22.46	0.00	39.10	103.36	
		9	5.52	3.87	0.66	31.68	22.26	0.04	39.14	103.17	
		10	4.90	4.73	1.20	31.33	22.02	0.06	39.32	103.56	
MOES-RPC-FSD-019-506	Granada 8	1	5.80	1.88	5.70	27.13	21.52	0.02	39.24	101.29	Sin S2
		2	5.76	2.02	5.54	27.34	21.41	0.02	38.82	100.90	
		3	5.67	2.48	6.41	27.92	21.62	0.01	39.15	103.25	
		4	5.81	1.94	5.76	27.82	21.39	0.00	38.96	101.69	
		5	5.69	1.80	5.85	28.24	22.11	0.00	38.35	102.03	
		6	5.69	2.39	5.29	27.56	21.99	0.04	38.33	101.28	
		7	5.82	2.09	5.54	27.54	21.86	0.01	38.02	100.89	
MOES-RPC-PTG-588-502	Granada 9	1	1.22	5.84	0.46	35.73	21.38	0.04	38.69	103.36	Pós S2
		2	1.26	5.99	0.41	35.76	21.39	0.05	38.60	103.46	
		3	1.36	5.47	0.45	36.66	21.82	0.01	34.74	100.50	
		4	1.26	6.90	0.73	33.53	21.20	0.09	38.71	102.42	
		5	1.33	5.62	1.63	33.86	21.26	0.07	38.99	102.75	
MOES-RPC-PTG-588-503b	Granada 10	1	1.43	5.08	0.43	36.37	21.59	0.05	37.80	102.74	Pós S2
		2	1.53	5.37	0.27	35.30	21.39	0.06	38.70	102.62	
		3	1.43	5.14	0.36	35.55	21.11	0.05	38.44	102.07	
		4	1.36	5.26	0.51	35.52	20.76	0.06	38.03	101.49	
		5	1.46	5.05	0.46	36.08	21.23	0.05	38.16	102.50	
		6	1.44	5.11	0.29	35.47	21.02	0.01	37.92	101.27	

Analisando os teores de MgO, CaO e MnO, pode-se separar o conjunto de dados e consequentes variações em 5 grupos distintos, baseados nas tendências de variações destes elementos ao longo do perfil núcleo/borda e seus níveis de concentrações.

No primeiro, representado pela lâmina MOES-RPC-FSD-001-509, granadas 1 e 2, tem-se um enriquecimento, da borda para o núcleo de MgO, sendo que na granada 1 a variação é de 1.37%, saindo de 3.72% no núcleo e chegando a

5.09% no borda. Já na granada 2 esta variação chega a quase 2% (figuras 6.5a, b). Para estes dois cristais a tendência de CaO e MnO é de manter suas concentrações constantes na borda e no núcleo, entretanto, na granada 2 há certa diminuição de CaO (~1%) em direção a borda do cristal (figura 6.5b).

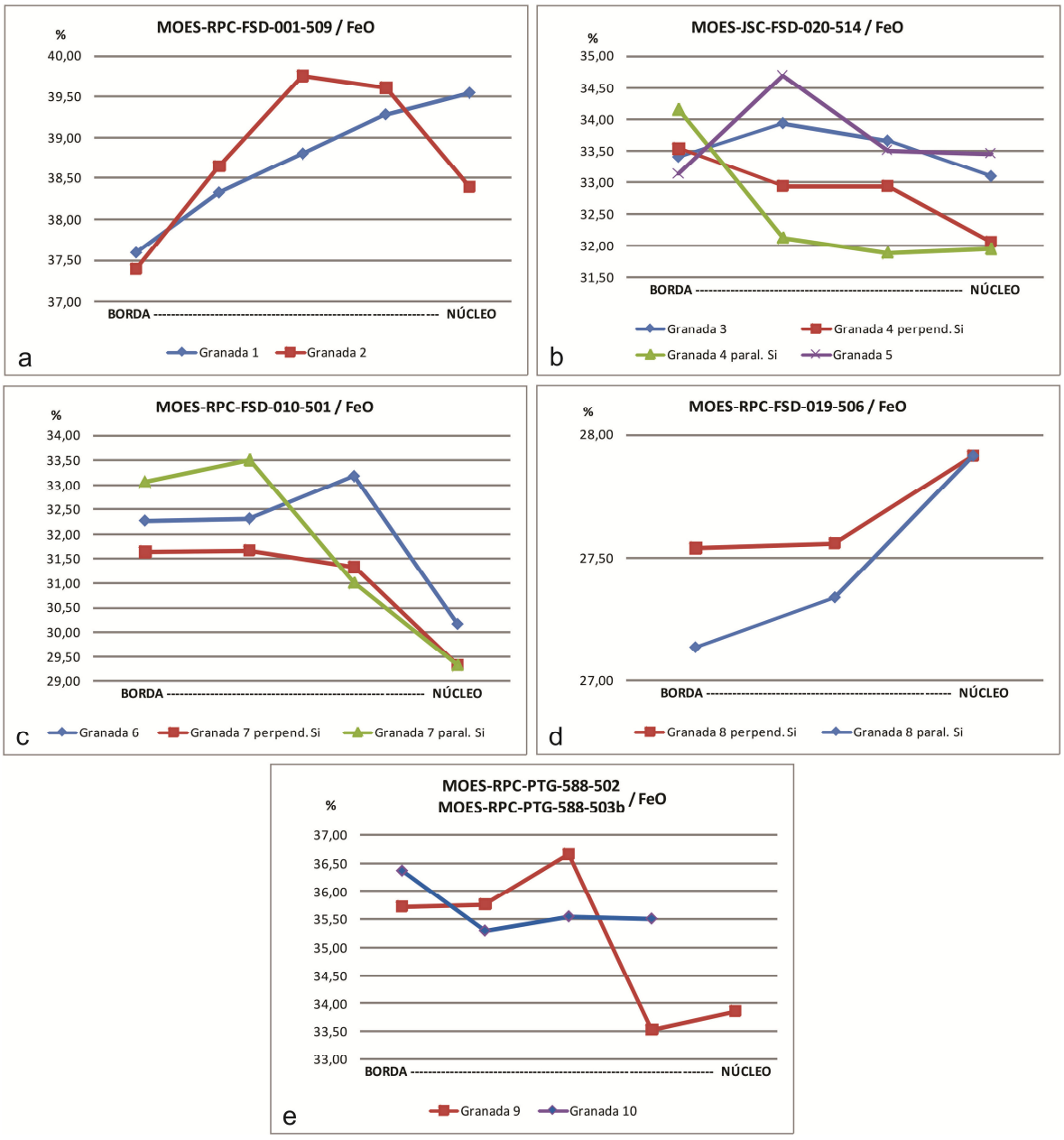


Figura 6.4 - Variação de FeO no sentido núcleo/borda das lâminas: (a) MOES-RPC-FSD-001-509, (b) MOES-JSC-FSD-020-514, (c) MOES-RPC-FSD-010-501, (d) MOES-RPC-FSD-019-506, (e) MOES-RPC-PRG-588-502 e MOES-RPC-PTG-588-503b.

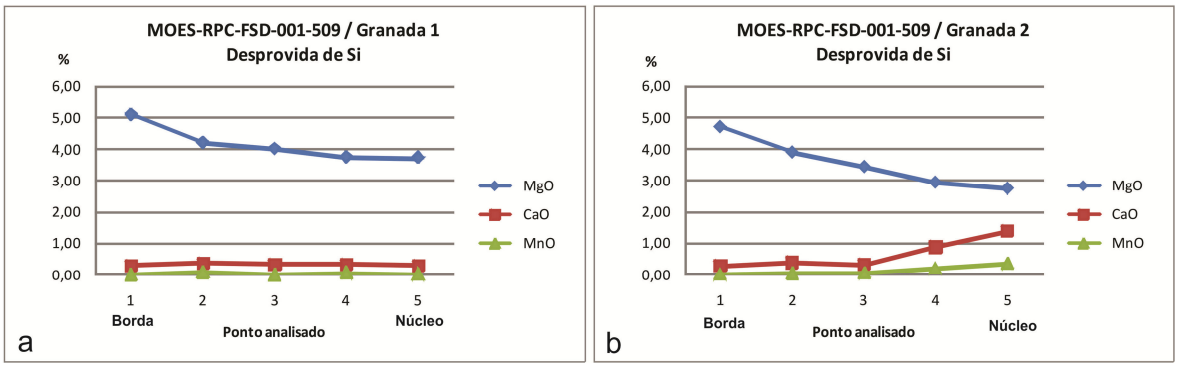


Figura 6.5 - Variação de MgO, CaO e MnO ao longo de perfil núcleo/borda da lâmina MOES-RPC-FSD-001-509. (a) Granada 1. (b) Granada 2.

O segundo grupo pode ser observado nas granadas analisadas na lâmina MOES-JSC-FSD-020-514 (granadas 3, 4 e 5). Nestas granadas o óxido predominante, após o FeO, é o CaO o qual tem sua concentração média variando de 5 a 7%. Há uma clara tendência de este óxido diminuir sua concentração do núcleo em direção a borda (figuras 6.6a, b, c, d).

Igualmente ao CaO, o MnO possui tendência descendente na sua concentração em direção a borda do cristal, sendo que nas granadas 3 e 5 essa diminuição é discreta, variando em torno de 1 %. Já na granada 4, tanto no perfil perpendicular a Si, quanto ao paralelo, há um decréscimo de aproximadamente 3% em direção a borda, variando entre 3.24% no núcleo do cristal a 0.10% (perfil paralelo a Si) 0.38% (perfil perpendicular a Si) na borda. Especificamente na granada 4 nota-se que a concentração de MnO no núcleo do cristal é maior que MgO, porém, em direção as bordas ela se torna menor (figuras 6.6b, c).

O MgO, com comportamento oposto a CaO e MnO tende a ter sua concentração aumentada do núcleo para a borda, variando, em média, em 1.5%. Nas granadas 3 e 5 o valor da concentração deste óxido continua maior que o MnO no núcleo dos cristais (figuras 6.6a, d).

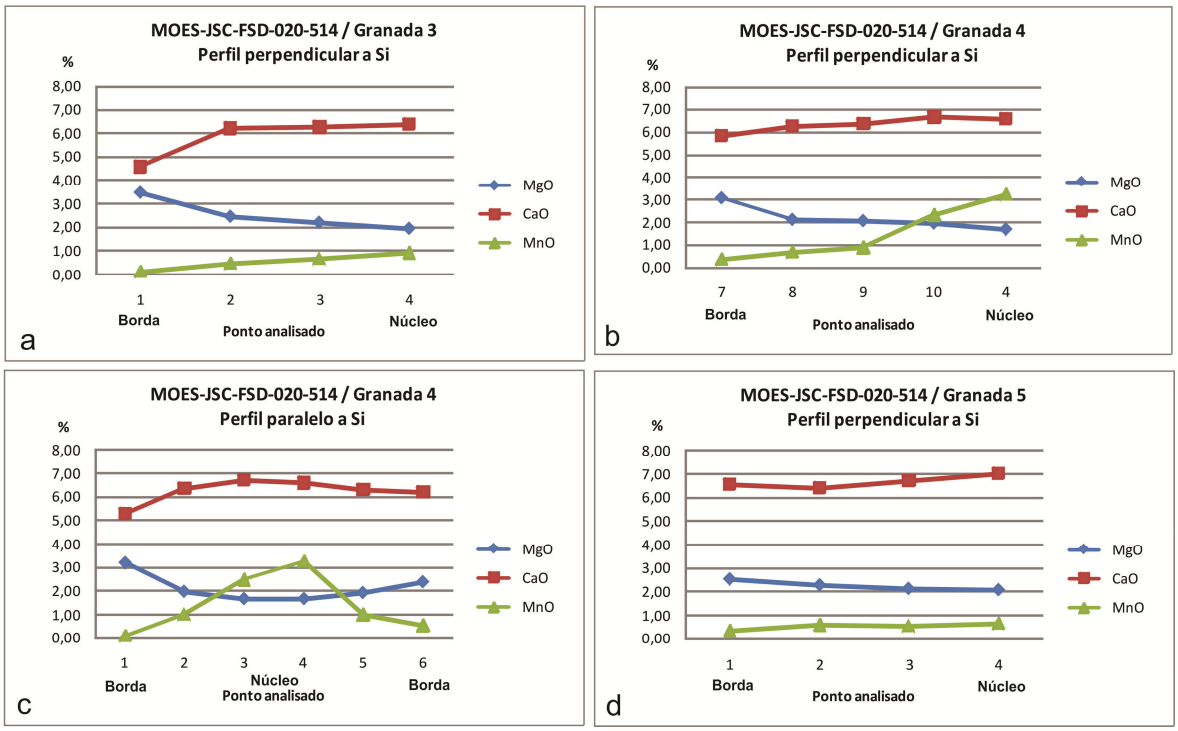


Figura 6.6 - Variação de MgO, CaO e MnO ao longo de perfil núcleo/borda da lâmina MOES-JSC-FSD-020-514. (a) Granada 3. (b) Granada 4 perfil perpendicular a Si. (c) Granada 4 perfil paralelo a Si. (d) Granada 5.

O terceiro grupo é marcado pelos padrões de variação de concentração dos óxidos em questão da lâmina MOES-RPC-FSD-010-501. Nas bordas dos cristais (granadas 6 e 7) o óxido predominante, após FeO, é o MgO, porém sua concentração tende a diminuir no núcleo do cristal, passando de aproximadamente 6% na borda a 3% no núcleo (figuras 6.7a, b, c).

As moléculas de CaO e MnO possuem tendência descendente em sua concentração em direção a borda dos cristais, sendo que a variação na concentração de CaO passa de aproximadamente 6.5% no núcleo e chega a atingir 3% na borda, fazendo com que essa molécula seja predominante, dentre os três óxidos discutidos, no interior do cristal.

Já o óxido MnO possui concentração quase nula na borda das granadas 6 e 7, entretanto sua concentração chega a 4.02% no núcleo da granada 7 e 4.32% na granada 6, valores estes faz com que esta molécula ultrapasse, em concentração, as moléculas de MgO no núcleo das granadas deste grupo.

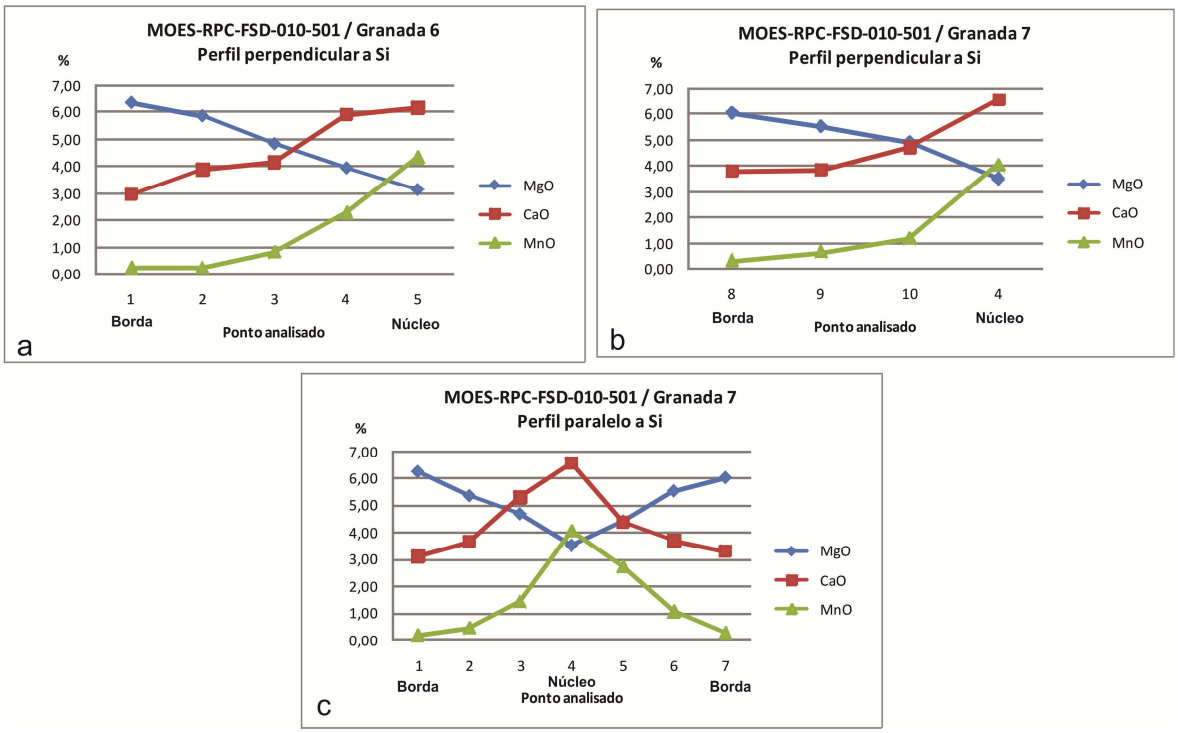


Figura 6.7 - Variação de MgO, CaO e MnO ao longo de perfil núcleo/borda da lâmina MOES-RPC-FSD-010-501. (a) Granada 6. (b) Granada 7 perfil perpendicular a Si. (c) Granada 7 perfil paralelo a Si.

O quarto grupo é caracterizado pela lâmina MOES-RPC-FSD-019-506, representado pela granada 8. Tanto no perfil borda/núcleo executado perpendicularmente a Si, quanto o perfil com traço paralelo a Si, observa-se que a concentração de MgO e MnO são parecidas, girando em torno de 6%, entretanto fica clara uma leve tendência da molécula de MnO diminuir sua concentração na borda do cristal, sendo ultrapassado o valor de concentração do MgO, levemente maior nas bordas (figuras 6.8a, b).

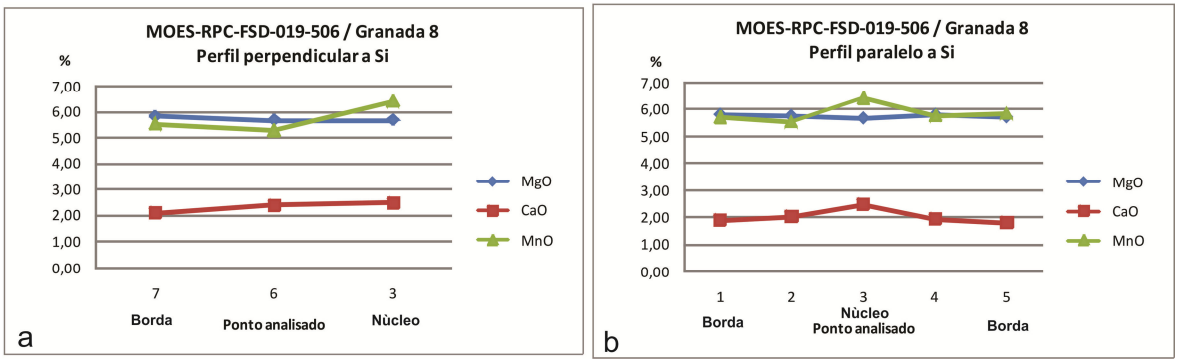


Figura 6.8 - Variação de MgO, CaO e MnO ao longo de perfil núcleo/borda da lâmina MOES-RPC-FSD-019-506. (a) Granada 8 perfil perpendicular a Si. (b) Granada 8 perfil paralelo a Si.

Já a molécula CaO, assim com MnO, tende a ter sua concentração levemente diminuída em direção a borda do cristal, onde passa a ter uma concentração em torno de 2.0% diferentemente do núcleo onde este valor é de aproximadamente 2.5% (figuras 6.8a, b).

Finalmente o quinto e ultimo padrão na distribuição das moléculas MgO, CaO e MnO é caracterizado nas lâminas MOES-RPC-PTG-588-502 e MOES-RPC-PTG-588-503b englobando as granadas 9 e 10.

A distribuição das moléculas, em questão, para este ultimo grupo é distinta das demais pela praticamente não alteração das concentrações em perfis ao longo donúcleo em direção a borda dos cristais. A molécula que predomina nestas duas granadas, após FeO, é composta de CaO, sendo que na granada 9 há uma pequena variação, irregurar, em sua concentração, a qual flutua entre 5.5% a 7% (figura 6.9a). Já na granada 10, tanto em pefil perpendicular a Si quanto ao paralelo a esta estrutura, a concentração de CaO praticamente é a mesma, girando em torno de 5% (figuras 6.9b, c).

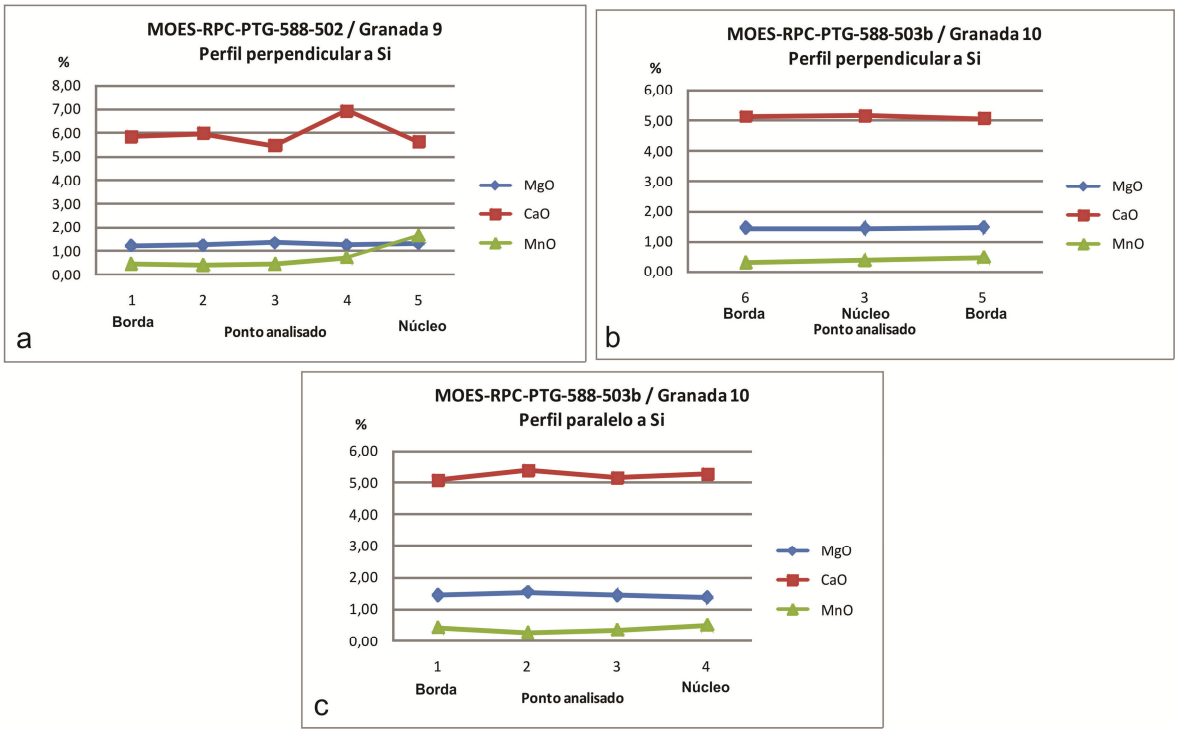


Figura 6.9 - Variação de MgO, CaO e MnO ao longo de perfil núcleo/borda da lâmina MOES-RPC-PTG-588-502 e MOES-RPC-PTG-588-503b. (a) Granada 9 perfil perpendicular a Si. (b) Granada 10 perfil perpendicular a Si. (c) Granada 10 perfil paralelo a Si.

Em termos de MnO há uma leve tendência desta molécula diminuir em direção a borda da granada 9, tendo uma concentração inferior a moleculo de MgO nos pontos analisadosem direção da borda do cristal (figura 6.9a). Já na granada 10 os valores de MnO se mantém constantes ao longo dos perfis, tanto o perpendicular quanto o paralelo a Si, girando em torno de 0.4% (figuras 6.9b, c).

O comportamento de MgO para as granadas 9 e 10 é constante, tendo seu valor praticamente constante ao longo dos perfis, sua concentração é em torno de 1.30%.

Foi calculada, para cada ponto analisado nas granadas, a proporção percentual de cada membro do grupo deste mineral, a saber: almandina, piropo, grossulária e espessartita, o resultado encontra-se sintetizado na tabela 6.2. Para facilitar a visualização dos dados, gráficos representando a porcentagem de cada membro de granada versus o ponto analisado foram gerados e são apresentados nas figuras 6.10 e 6.11, granadas classificadas como sin-tectônicas e pós tectônicas, respectivamente.

Na granada 1 tem-se 80% a 85% de sua constituição formada por moléculas de almandina com tendência a esta molécula aumentar no núcleo do cristal, em contra partida, moléculas de piropo tem sua composição diminuída também em direção ao núcleo do cristal, variando de 19.30% a 14.20% . Moléculas de grossulária e espessartita tendem a se manterem constante ao longo do perfil borda/núcleo (figura 6.10a).

A granada 2 possui padrão de distribuição das moléculas de almandina e piropo semelhante as da granada 1, sendo que a primeira tende a aumentar de 81.10% na borda a 84.60% no núcleo. Já moléculas de piropo decrescem a uma taxa maior que a granada 1, partindo da borda com uma concentração de 18.20% chegando em seu núcleo com 10.80%. Em termos de grossulária e espessartita, ambos minerais possuem leve tendência ascendente em direção ao núcleo (figura 6.10b).

Na granada 3 a concentração da molécula de almandina tende a ser constante da borda para o núcleo, com valores em torno de 73%. Moleculas de piropo tendem a diminuir sua concentração em direção ao núcleo do cristal, variando entre 13.60% (borda) a 7.60% (núcleo). Moléculas de grossulária possuem

concentração ascendente da borda para o núcleo, ultrapassando a concentração de piropo. Concentrações de espessartita são pequenas, porém aumentam em direção ao centro do cristal (figura 6.10c).

O padrão de distribuição de moléculas da granada 4 é semelhante a granada 3 em termos de piropo e grossulária, onde a primeira tende a diminuir sua concentração em direção ao núcleo, variando entre 12.10% (borda) a 6.30% (núcleo) e a segunda tende a aumentar, com valores flutuando entre 14.40% (borda) a 17.90% (núcleo). Há uma leve diminuição na concentração de moléculas de almandina em direção ao centro. Já moléculas de espessartita possuem concentração praticamente nula em sua borda tendendo a atingir 7.00% no núcleo, ultrapassando a concentração de piropo (figura 6.10d).

A granada 5 possui tendências constantes invariáveis na concentração de moléculas de almandina e grossulária, tendo valores da ordem de 72% e 18%, respectivamente. Já moléculas de piropo possui leve tendência decrescente em direção ao centro do cristal, diferentemente de espessartita que possui leve tendência crescente neste mesmo sentido (figura 6.10e).

A granada 6 possui tendência na diminuição da concentração de moléculas de almandina e piropo em direção ao núcleo do crista, sendo que o primeiro varia de 67.80% a 62.60% e o segundo entre 27.70% a 11.70%. Já para moléculas constituídas de grossulária e espessartita tendem a aumentar sua concentração em direção ao núcleo, variando entre 8.00% a 16.30% e 0.50% a 9.10%, respectivamente (figura 6.10f).

Tabela 6.2 - Concentração em porcentagem dos tipos de granada em cada ponto analisado.

Lâmina	Mineral	Ponto analisado	Classificação	Almandina	Piropo	Grossulária	Espessartita
MOES-RPC-FSD-001-509	Granada 1	1	Sin S2	79.90	19.30	0.70	0.00
		2		82.70	16.20	1.00	0.20
		3		83.60	15.40	0.90	0.00
		4		84.60	14.40	0.90	0.10
		5		84.90	14.20	0.80	0.00
	Granada 2	1	Sin S2	81.10	18.20	0.80	0.00
		2		83.80	15.10	0.90	0.00
		3		85.80	13.30	0.70	0.10
		4		85.90	11.30	2.30	0.40
		5		84.60	10.80	3.80	0.80
MOES-JSC-FSD-020-514	Granada 3	1	Sin S2	73.40	13.60	12.70	0.20
		2		72.60	9.40	16.90	1.00
		3		72.90	8.40	17.20	1.40
		4		72.50	7.60	17.70	2.00
	Granada 4	1	Sin S2	73.20	12.10	14.40	0.20
		2		71.70	7.80	18.00	2.30
		3		69.40	6.50	18.40	5.40
		4		68.50	6.30	17.90	7.00
		5		73.20	7.30	17.30	2.10
		6		73.10	8.90	16.70	1.10
		7		71.60	11.70	15.90	0.80
		8		72.60	8.20	17.60	1.50
		9		72.30	7.90	17.80	1.90
		10		69.20	7.40	18.10	5.00
	Granada 5	1	Sin S2	71.50	9.70	18.10	0.70
		2		73.00	8.50	17.00	1.30
		3		72.10	8.20	18.30	1.20
		4		71.50	7.80	19.10	1.40
MOES-RPC-FSD-010-501	Granada 6	1	Sin S2	67.80	23.70	8.00	0.50
		2		67.40	21.70	10.30	0.50
		3		69.20	18.00	11.00	1.70
		4		64.10	15.00	15.90	4.90
		5		62.60	11.70	16.30	9.10
	Granada 7	1	Sin S2	68.50	23.00	8.20	0.40
		2		69.50	19.80	9.60	1.00
		3		65.10	17.60	14.20	3.00
		4		61.00	13.00	17.20	8.50
		5		66.10	16.40	11.60	5.80
		6		67.60	20.40	9.70	2.20
		7		68.20	22.40	8.70	0.50
		8		66.50	22.60	10.30	0.70
		9		67.20	20.90	10.40	1.40
		10		66.20	18.50	12.60	2.60
MOES-RPC-FSD-019-506	Granada 8	1	Sin S2	59.40	22.60	5.20	12.60
		2		59.70	22.40	5.60	12.20
		3		58.50	21.20	6.60	13.60
		4		59.80	22.30	5.30	12.50
		5		60.60	21.80	4.90	12.70
		6		59.80	22.00	6.50	11.60
		7		59.60	22.50	5.80	12.10
MOES-RPC-PTG-588-502	Granada 9	1	Pós S2	77.90	4.70	16.20	1.00
		2		77.60	4.90	16.50	0.90
		3		78.80	5.20	15.00	1.00
		4		73.90	5.00	19.20	1.60
		5		75.10	5.30	15.80	3.70
MOES-RPC-PTG-588-503b	Granada 10	1	Pós S2	79.30	5.60	14.00	0.90
		2		78.10	6.00	15.00	0.60
		3		78.90	5.70	14.50	0.80
		4		78.60	5.40	14.70	1.10
		5		79.10	5.70	14.00	1.00
		6		79.00	5.70	14.60	0.70

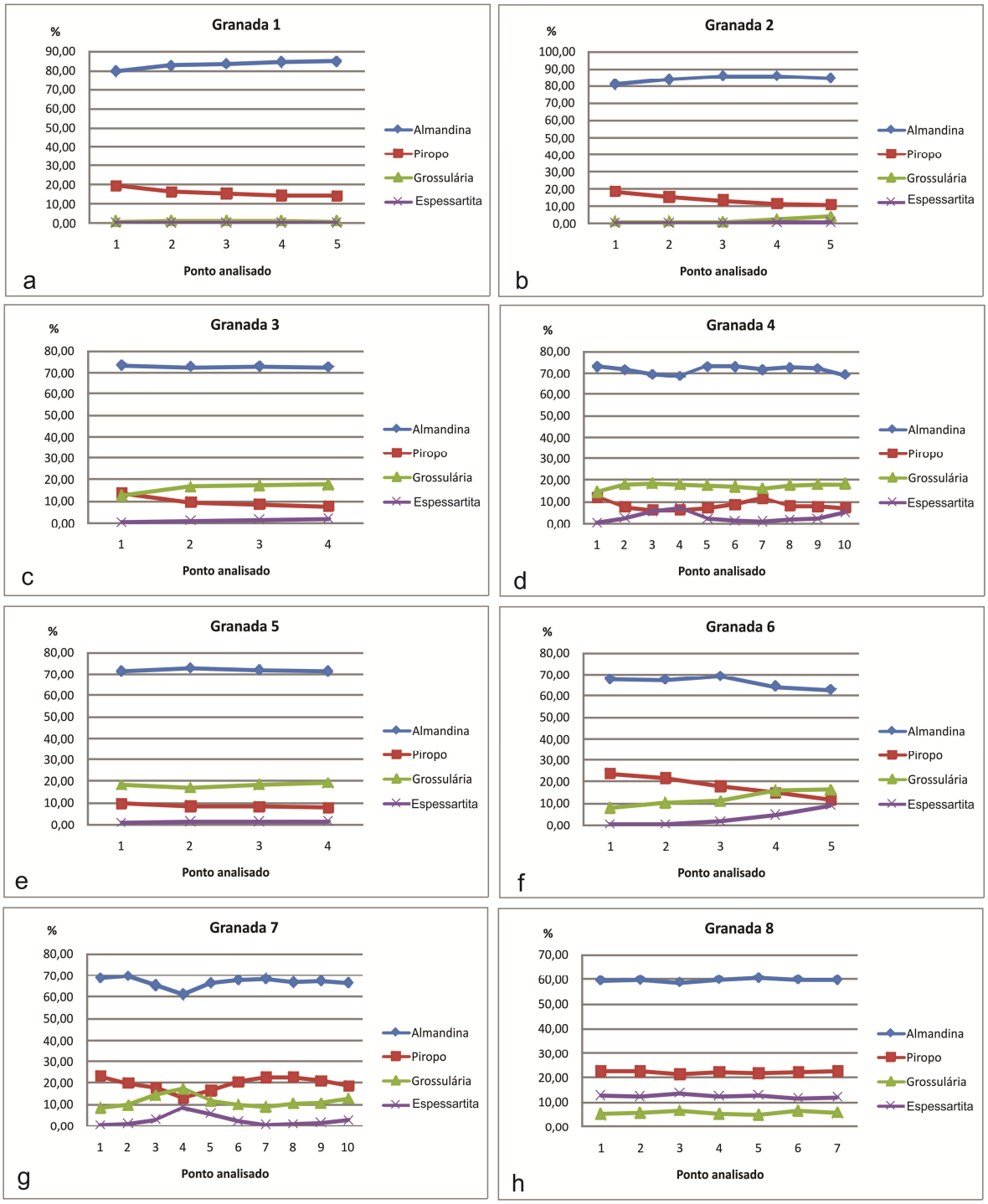


Figura 6.10 - Representação gráfica para as granadas classificadas como sin-tectônicas. Composição mineral *versus* ponto analisado.

A granada 7 possui o mesmo padrão da granada 6, onde há tendências descendente na concentração de moléculas de almandina e piropo da borda para o centro, sendo que a primeira varia entre 68.50% a 61.00% e a segunda de 23.00% a 13.00%. Já em relação a concentração de moléculas de grossulária e espessartita, ambas com tendências crescentes da borda para o centro, variando entre 8.20% a 17.20% e 0.40% a 8.50%, respcetivamente (figura 6.10g).

A granada 8 não mostra tendência na variação de nenhuma das moléculas que a compõe. Almandina perfazem aproximadamente 60% do cristal ao longo da borda em direção ao centro. A molécula de piropo possui concentração constante em torno de 22%. Grossulária e espersartita, 5.50% a 12.00%, respectivamente (figura 6.10h).

As granadas 9 e 10, ambas classificadas como pós-tectônicas, a tendência entre a concentração de moléculas de almandina, piropo, grossulária e espessartita no cristal é se manter constante ao longo do mesmo. Os valores de almandina giram na ordem de 80.00% da composição total do cristal. Grossulária, segundo mais abundante, compõe aproximadamente 15.00%, em seguida em ordem decrescente em ocorrência nocristal, há piropo a qual perfaz cerca de 5.00%. Já moléculas de espessartita são praticamente nulas em ambas as granadas analisadas, compondo em torno de 1.00% de todo o cristal (figuras 6.11a, b).

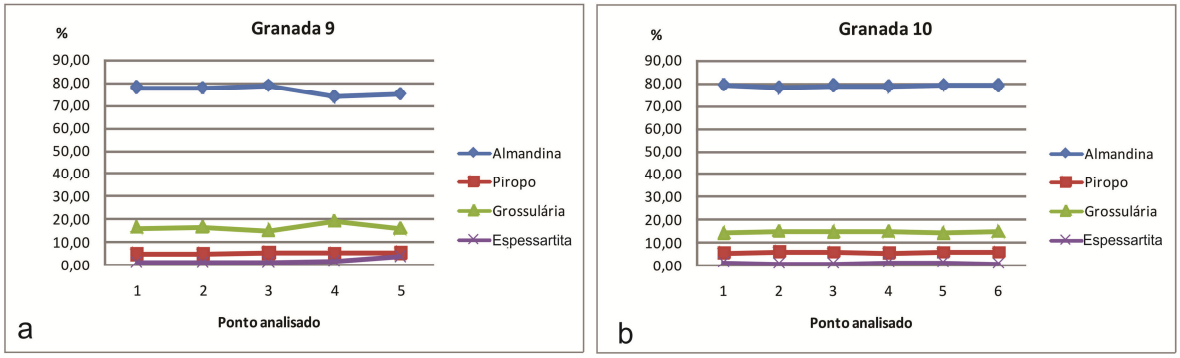


Figura 6.11 - Representação gráfica para as granadas classificadas como pós-tectônicas. Composição mineral *versus* ponto analisado.

6.2 – Estaurolita

Foram analisados três grãos de estaurolitas, sendo que, em dois grãos, a distribuição das análises foi feita de maneira aleatória em pontos isolados ao longo dos cristais (figuras 6.12a, b) estaurolitas 1 e 2, respectivamente. No terceiro grão (estaurolita 3), dada sua geometria caracteristicamente sin-tectônica, foram feitos dois perfis distribuidos da borda em direção ao centro, o primeiro paralelo e o segundo perpendicular a Si (figura 6.12c). Os resultados são apresentados na tabela 6.3. Ao todo 13 pontos foram analisados.

Os cristais de estaurolita possuem composição homogênea ao longo dos cristais analisados. Os teores de SiO2 variam entre 27.45% a 28.92%; de Al2O3 varia

entre 52.80% a 54.96%; FeO varia entre 12.93% a 14.02%, já o conteúdo de MgO flutua entre 2.37% a 2.94%; há concentração de TiO2 em todos os cristais na ordem de 0.50%. Estes valores correspondem aos estipulados por Deer et al. (1992) como composição padrão de cristais de estaurolita. Entretanto, vale ressaltar que na estaurolita 3, classificada como sin-tectônica, há um leve zonamento de grandeza decimal em relação ao FeO e MnO, onde ambos tendem a diminuir sua concentração em direção ao centro do cristal, tabela 6.3.

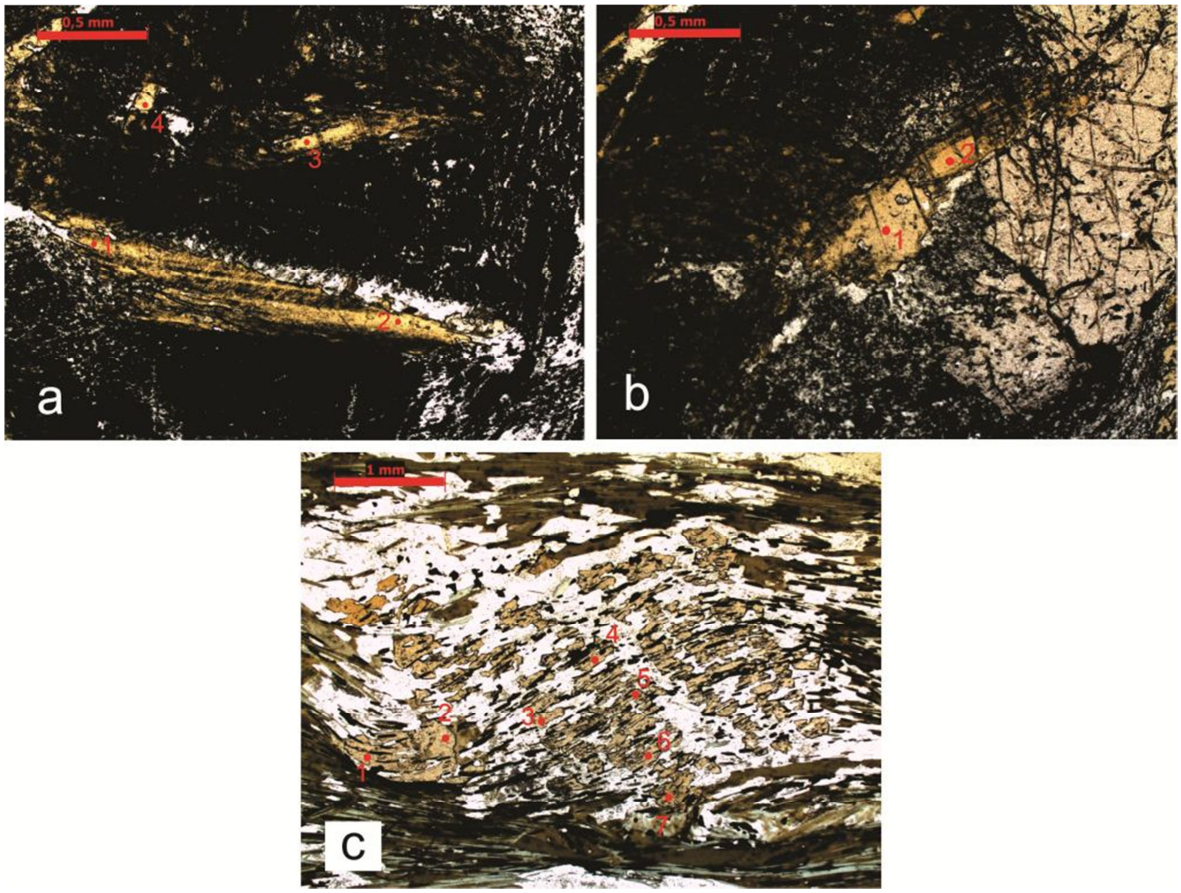


Figura 6.12 - Fotomicrografia de cristais de estaurolita das lâminas MOES-RPC-FSD-001-509 e MOES-RPC-FSD-019-506. (a) Estaurolita 1. (b) Estaurolita 2. (c) Estaurolita 3. Pontos vermelhos mostram a localização das análises executadas por microssonda eletrônica.

Tabela 6.3 - Concentração dos elementos analisados ao longo de pontos específicos dos cristais de estaurolita.

Lâmina	Mineral	Ponto analisado	MgO	CaO	MnO	FeO	Al2O3	TiO2	SiO2	Total	Classificação
MOES-RPC-FSD-001-509	Estaurolita 1	1	2,59	0,01	0,04	13,48	54,03	0,52	28,53	99,19	Pós S1
		2	2,44	0,00	0,00	14,02	54,17	0,50	28,38	99,51	
		3	2,37	0,00	0,00	13,59	54,25	0,48	28,50	99,18	
		4	2,47	0,02	0,00	13,73	54,47	0,53	28,23	99,45	
	Estaurolita 2	1	2,58	0,00	0,03	13,84	54,90	0,32	28,92	100,59	Pós S1
		2	2,54	0,02	0,00	13,83	54,96	0,44	28,29	100,06	
MOES-RPC-FSD-019-506	Estaurolita 3	1	2,54	0,01	0,44	13,08	53,85	0,47	27,45	97,84	Sin S2
		2	2,66	0,00	0,41	13,10	53,87	0,48	28,09	98,60	
		3	2,87	0,03	0,32	12,93	53,88	0,45	28,90	99,37	
		4	2,88	0,02	0,29	12,85	53,09	0,47	28,19	97,78	
		5	2,94	0,00	0,42	13,27	53,37	0,47	28,75	99,22	
		6	2,94	0,00	0,38	13,41	53,32	0,48	28,79	99,31	
		7	2,62	0,01	0,50	13,01	52,80	0,47	28,43	97,85	

6.3 - Distribuição Regional

Após analise dos dados no universo de cristais individuais de granada e suas respectivas variações composicionais, buscou-se correlacionar estes resultados de forma regional, onde foi possível demostrar a variação nas proporções de almandina, piropo, grossulária e espessartita ao longo da direção da camada investigada. A apresentação dos resultados foi feita separadamente para duas populações de granadas, classificadas como sin- e pós-tectônica respectivamente. A apresentação dos resultados se dá de NE para SW.

Para as granadas classificadas como sin-tectônicas (granadas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8) há grande tendência da diminuição da proporção de almandina em direção a SW, sendo que na porção investigada mais a nordeste os valores da participação de moléculas de almandina na composição dentro do cristal de granada são de aproximadamente 80.00% a 85.00%, já em sua porção mais a sudoeste este valor decresce para 60.00% (figura 6.13a).

A proporção de moléculas de piropo nas granadas analizadas ao longo do strike da camada, apresenta inicialmente tendência descendente, onde a NE possui concentrações na ordem de 20.00% até a granada 4 a qual possui concentração de aproximadamente 8.00%. A partir deste ponto a concentração de moléculas de piropo tende a aumentar atingindo a SW valores da ordem de 22.50% (figura 6.13b).

A concentração de moléculas de grossulária a NE são praticamente nulas com valores aproximados de 1.00%. Na região central analisada (granadas3, 4 e 5) a concentração de grossulária é máxima ao longo da camada, atingindo aproximadamente 18.00%. A partir dai a uma tendência de diminuição de sua concentração na composição das granadas, atingindo níveis de 5.00% no extremo SW (figura 6.13c).

A concentração de espessartita que compõe as granadas analisadas, inicia-se com valores próximos de 0 na região NE das áreas analisadas com tendência ascendente em direção a SW, porém com pico na região da granada 8, onde sua concentração possui valor na ordem de 13.00% (figura 6.13d).

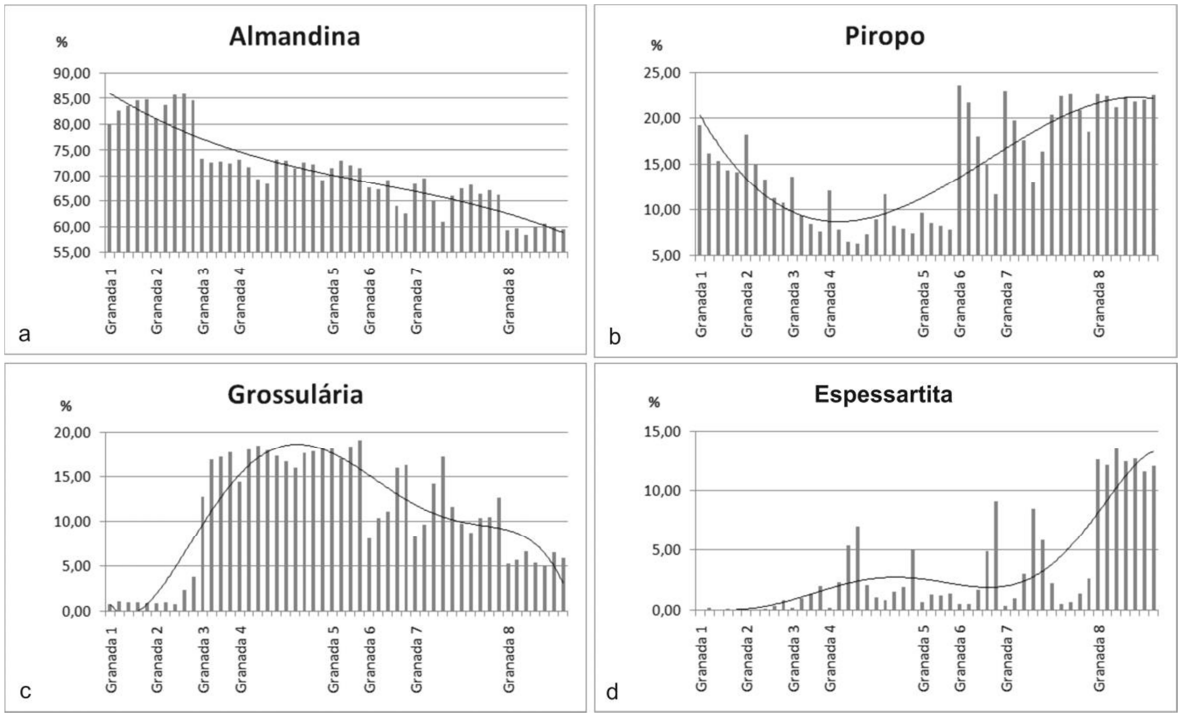


Figura 6.13 - Variação da composição das granadas ao longo do *strike* regional NE-SW.

A análise da composição de granadas classificadas como pós-tectônicas (granadas 9 e 10) não mostra existência de variação regional nos resultados. Almandina ocorre com concentração na ordem de aproximadamente 77.50% (figura 6.14a), piropo perfaz 5.50% do cristal (figura 6.14b), grossulária em média compõe 15.00% (figura 6.14c) e finalmente a espessartita perfaz cerca de 1.00% das granadas pós-tectônicas, entretanto um pico anômalo ocorre na granada 9, atingindo concentração de 3.70% de espessartita (figura 6.14d).

6.4 - Discussão e Interpretação

A partir da análise dos dados expostos anteriormente é possível esboçar algumas interpretações de caráter qualitativo acerca da distribuição espacial, intensidade e evolução do metamorfismo na região em questão.

Primeiramente, observam-se três padrões distintos na distribuição das moléculas de FeO, MgO, CaO e MnO ao longo de perfis borda - centro, esquematicamente ilustrado no lado esquerdo da figura 6.15. A espessura da “seta” indica a composição em porcentagem relativa de cada elemento do núcleo em relação à borda do cristal independente de valores reais e sim de tendências apresentadas

pelos elementos, já o sentido da “seta” indica empobrecimento relativo dos mesmos ao longo do perfil.

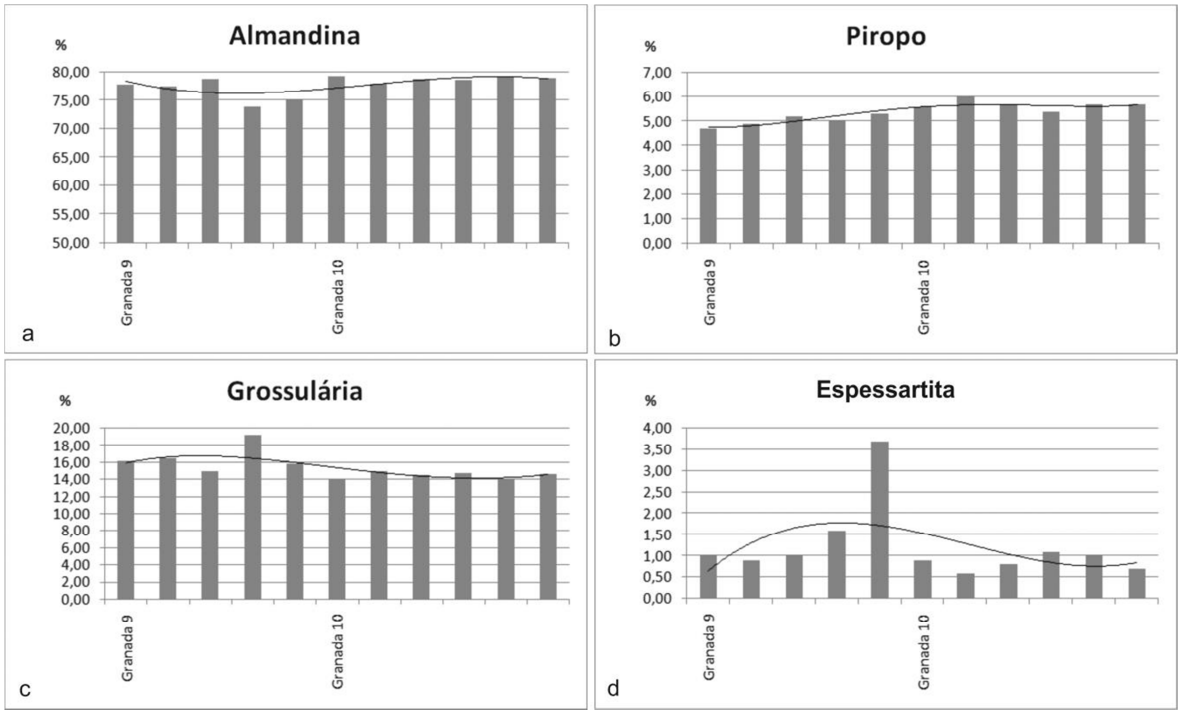


Figura 6.14 - Variação da composição das granadas pós-tectônicas.

O primeiro padrão (vermelho) apresenta um empobrecimento do núcleo para a borda do cristal em moléculas de FeO, CaO e MnO e enriquecimento de MgO no mesmo sentido. Este padrão de distribuição dos elementos ocorre nas lâminas MOES-RPC-FSD-001-509 e MOES-RPC-FSD-019-506. A ocorrência de cristais de estaurolitas acompanha este padrão, podendo indicar temperaturas relativamente mais elevadas.

O segundo padrão, representado pela cor amarela, indica enriquecimento no sentido núcleo – borda dos elementos FeO e MgO e empobrecimento de CaO e MnO no mesmo sentido. Ocorre nas lâminas MOES-JSC-FSD-020-514 e MOES-RPC-FSD-010-501. Segundo Jordt-Evangelista (1988) este tipo de padrão indica crescimento metamórfico do cristal condicionado a aumento na temperatura e pressão. Kohn (2003) atribui este mesmo padrão a granadas crescidas sobre uma temperatura entre 500^{o}C e 577^{o}C a uma pressão de 6kbar, o que corrobora com análises executadas por Silveira Braga (2012) que, através de estudos geotermobarométricos em rochas granadíferas da região da serra do Morro Escuro, atribui temperaturas da ordem de 512^{o}C a 560^{o}C (± 50^{o}C) a uma pressão

de 5,9kbar (± 1kbar). Notar que tanto o primeiro quanto o segundo padrão ocorrem exclusivamente em granadas classificadas previamente como crescidas sin-tectônicamente.

O último padrão observado ocorre nas granadas classificadas como cristalizadas pós-tectônicamente, evidenciadas pela cor verde. Para os elementos analisados não há variações significativas em suas composições ao longo de perfis nos cristais. Essa tendência homogênea ocorre nas lâminas MOES-RPC-PTG-588-502 e MOES-RPC-PTG-588-503b.Yardley (2004) definiu este mesmo padrão para granadas da região de Connemara, Irlanda e atribuiu como sendo cristais típicos de grau mais alto. Temperaturas elevadas são suficientes para que atue a difusão nos cristais, assim uma interpretação comum deste padrão composicional uniforme é que o zonamento adquirido durante estágios iniciais da cristalização sob condições de mais baixo grau foi elimanado por difusão com o aumento da temperatura (Philpotts & Ague, 2009).

Granadas possuem uma forte preferência por Mn. As taxas de difusão catiônica em granadas durante seu crescimento em condições na zona da granada são muito baixas. Conseqüentemente, o Mn remanescente é seqüestrado no crescimento da granada empobrecendo a rocha matriz que bordeja o cristal. Como resultado, o conteúdo de Mn na granada é tipicamente diminuído do centro para a borda, conferindo assim um perfil de zonamento de Mn em formato de “sino” (bell-shaped) (Philpotts & Ague, 2009).

Kohn (2003), investigando rochas polimetamórficas da região de Llano Uplift, Texas definiu padrões de distribuição do conteúdo, em peso, de MnO ao longo da granada (borda-centro) associados a picos de temperaturas metamórficas e ao tamanho do cristal (figura 6.16).

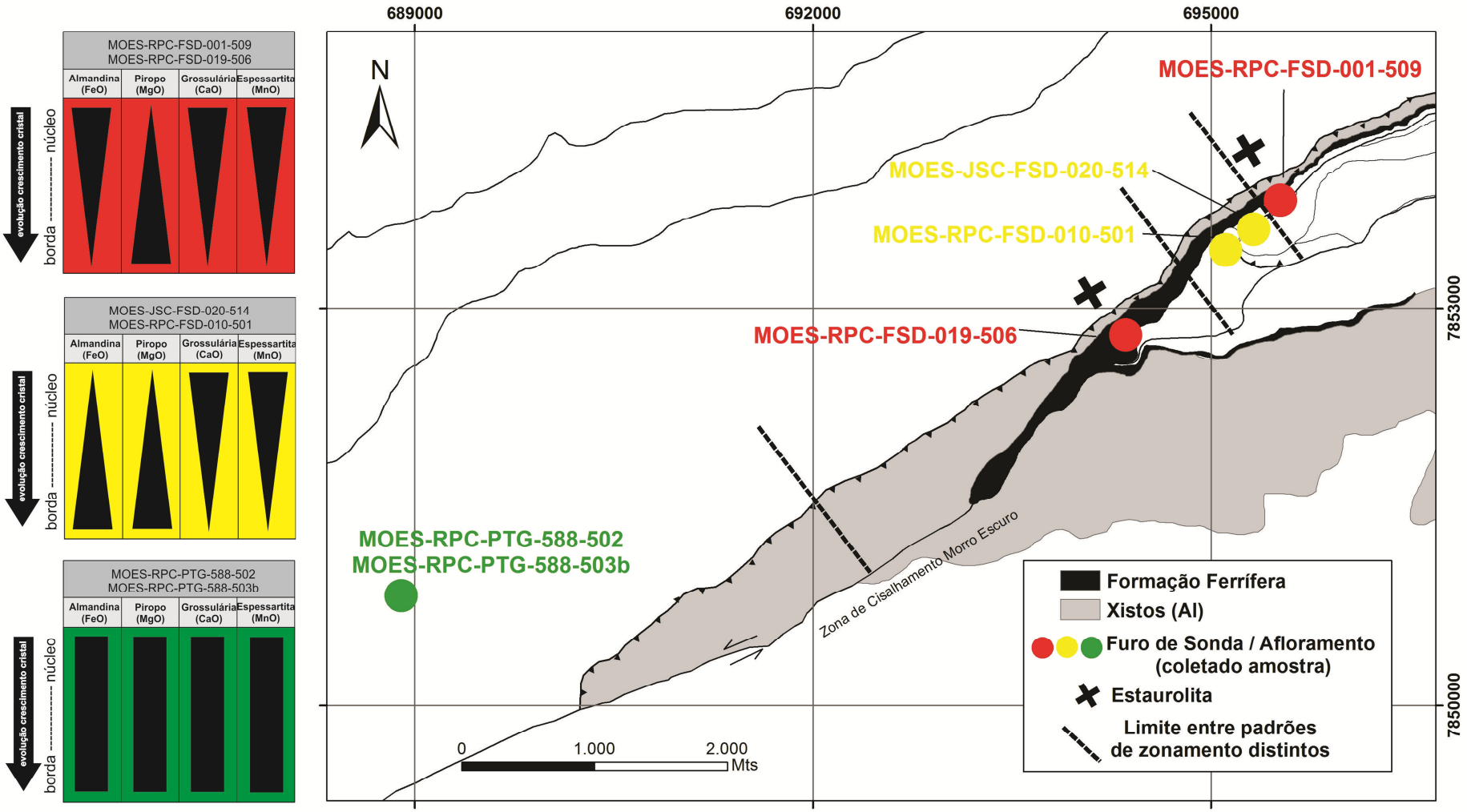


Figura 6.15 – Padrão entre a distribuição espacial regional e conjuntos de zonamentos internos das granadas analisadas.

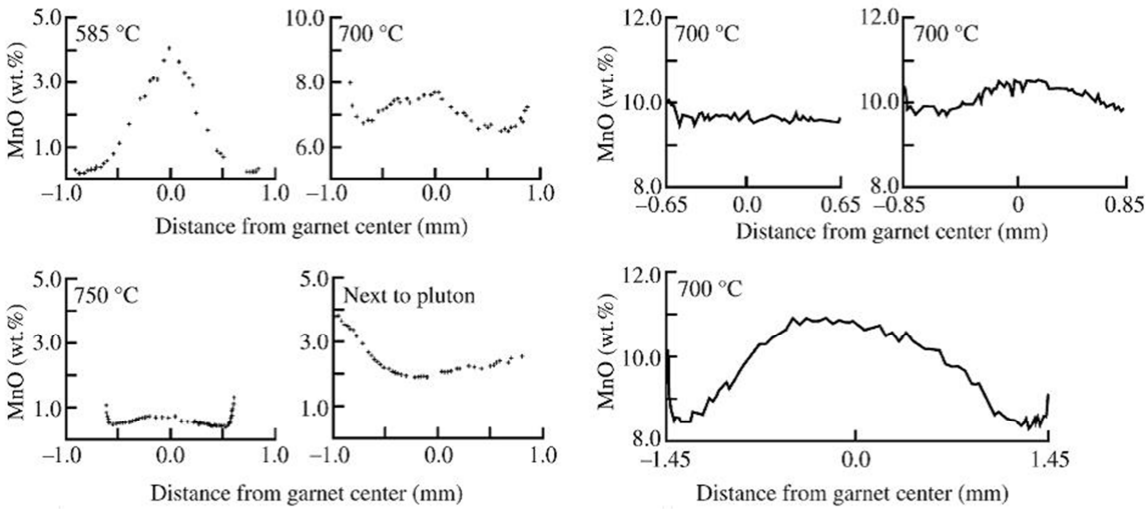


Figura 6.16 – A esquerda, gráficos de conteúdo de MnO (wt.%) *versus* distancia do centro do cristal da região de LlanoUplift. Granadas evidenciam aumento no achatamento do perfil com incremento da temperatura. A direita, variação do achatamento em relação ao tamanho do cristal sob uma mesma temperatura, Kohn (2003).

Neste estudo o perfil centro-borda do conteúdo de MnO tende a se achatar com o incremento da temperatura, devido o Mn ser menos móvel em relação a Mg e Ca que alimentam o crescimento dos cristais assim sendo mais proeminentes nas bordas , como mostrado na figura 6.16a, e que quanto menor for as dimensões do cristal maior será o achatamento no perfil em cristais que se formaram sob uma mesma temperatura (figura 6.16b).

Seguindo estes conceitos e aplicando-os para as granadas classificadas como sin-tectonicas neste trabalho, são encontrados padrões muito semelhantes aos estudados por Kohn. As granadas 1 e 2 pertencentes a lâmina MOES-RPC-FSD-001-509 (figura 6.17a) possuem padrão achatado e com um conteúdo de MnO baixo, entre 0 e 1%, sendo interpretado que sua cristalização se deu próximo a uma temperatura de 750^{o}C, contudo não foi observado feições de fusão da rocha.

As granadas 3, 4 e 5 (MOES-JSC-FSD-020-514) e granadas 6 e 7 (MOES-RPC-FSD-010-501) apresentam o típico padrão em formato de sino com emprobrecimento de MnO em direção as bordas dos cristais, sugerindo temperaturas na ordem de aproximadamente de 585^{o}C (figuras 6.17b, c).

Já as granadas da lâmina e MOES-RPC-FSD-019-506 apresenta padrão de distribuição de MnO borda-centro achatado porém com relativa elevação no conteúdo de MnO, ao redor de 5 a 6,5% com leve tendência ascendente no

centro do cristal, sendo interpretado como cristalizado a uma temperatura próxima de 700°C (figura 6.17d), entretanto não foi observado fusão parcial da rocha.

A interpretação de temperaturas relativamente mais elevadas nas lâminas MOES-RPC-FSD-001-509 e MOES-RPC-FSD-019-506 também é corroborada pela ocorrência de cristais de estaurolita nas mesmas, mineral que se cristaliza em temperaturas mais altas, relativas a granada.

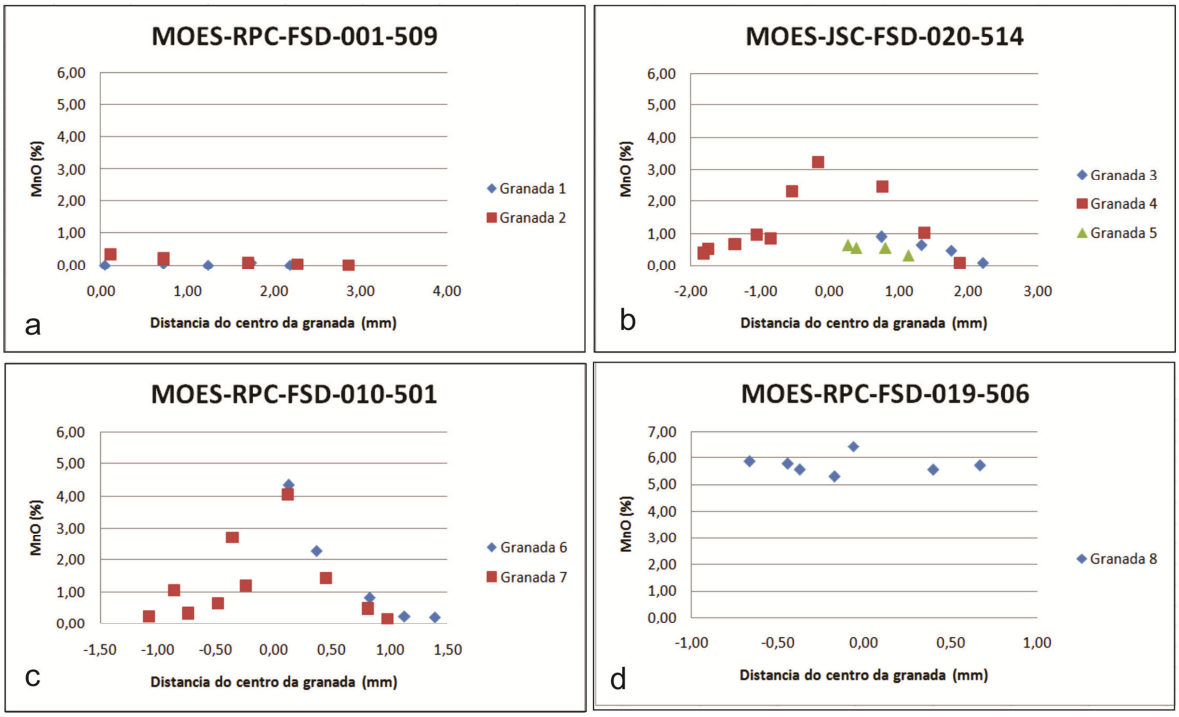


Figura 6.17 - Padrões de distribuição do conteúdo de MnO ao longo de perfis borda/centro em granadas para diferentes lâminas. (a) MOES-RPC-FSD-001-509, (b) MOES-JSC-FSD-020-514, (c) MOES-RPC-FSD-010-501 e (d) MOES-RPC-FSD-019-506.

Utilizando como referência a zona de influência de cada lâmina analisada, ou seja, a metade da distancia entre duas amostras, é possível esboçar uma divisão de direção NW-SE limitando os padrões de distribuição de elementos encontrados nos cristais (figura 6.15). Associando estes padrões com a distribuição espacial das médias de composição global do conteúdo de moléculas de almandina (figura 6.18a), esperssatita (figura 6.18b), grossulária (figura 6.19a) e piropo (figura 6.19b) percebesse que:

- O comportamento de granadas classificadas como sin-tectônicas e pós-tectônicas não possuem tendências similares ao longo do strike da camada analisada.

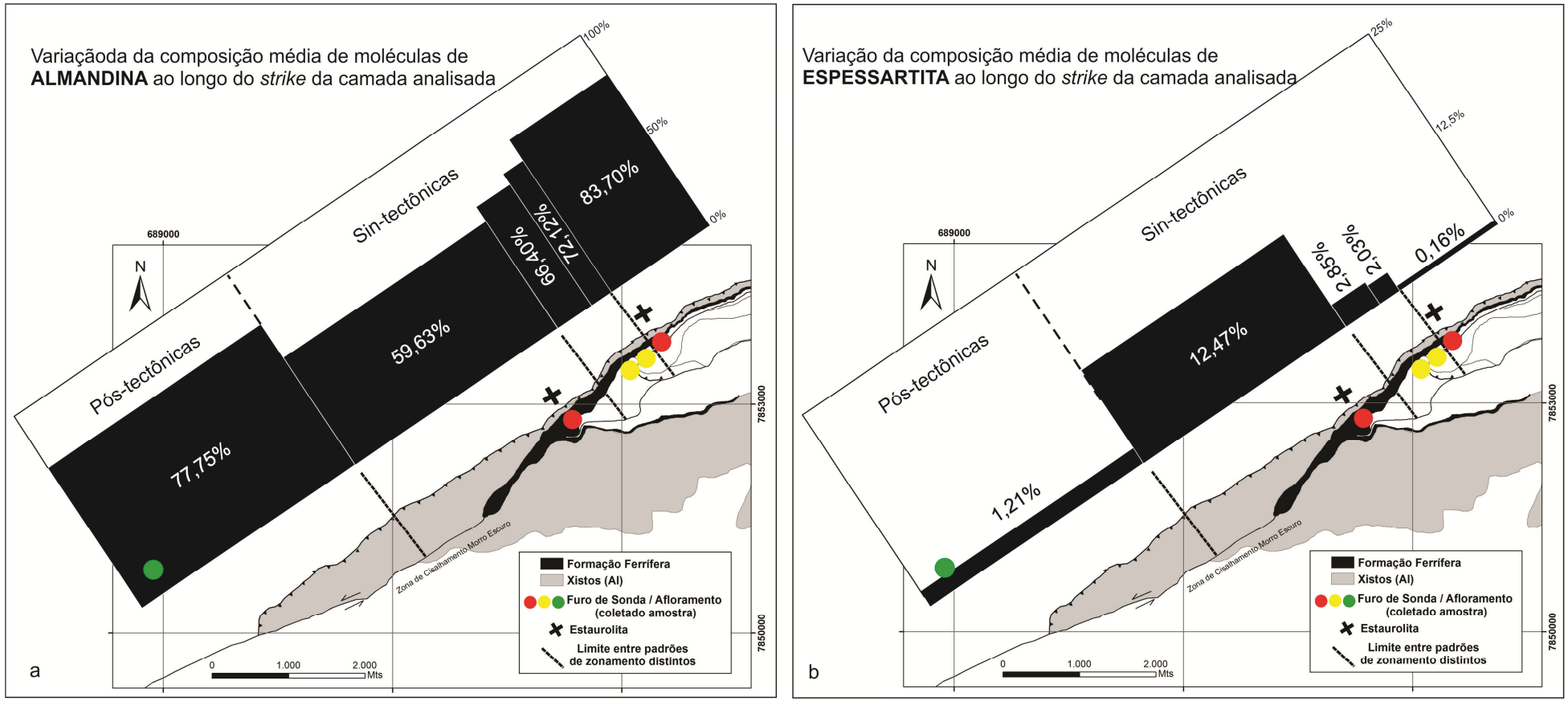


Figura 6.18 - Distribuição espacial da composição média das granadas analisadas ao longo do *strike* estrutural regional. (a) Almandina. (b) Espessartita.

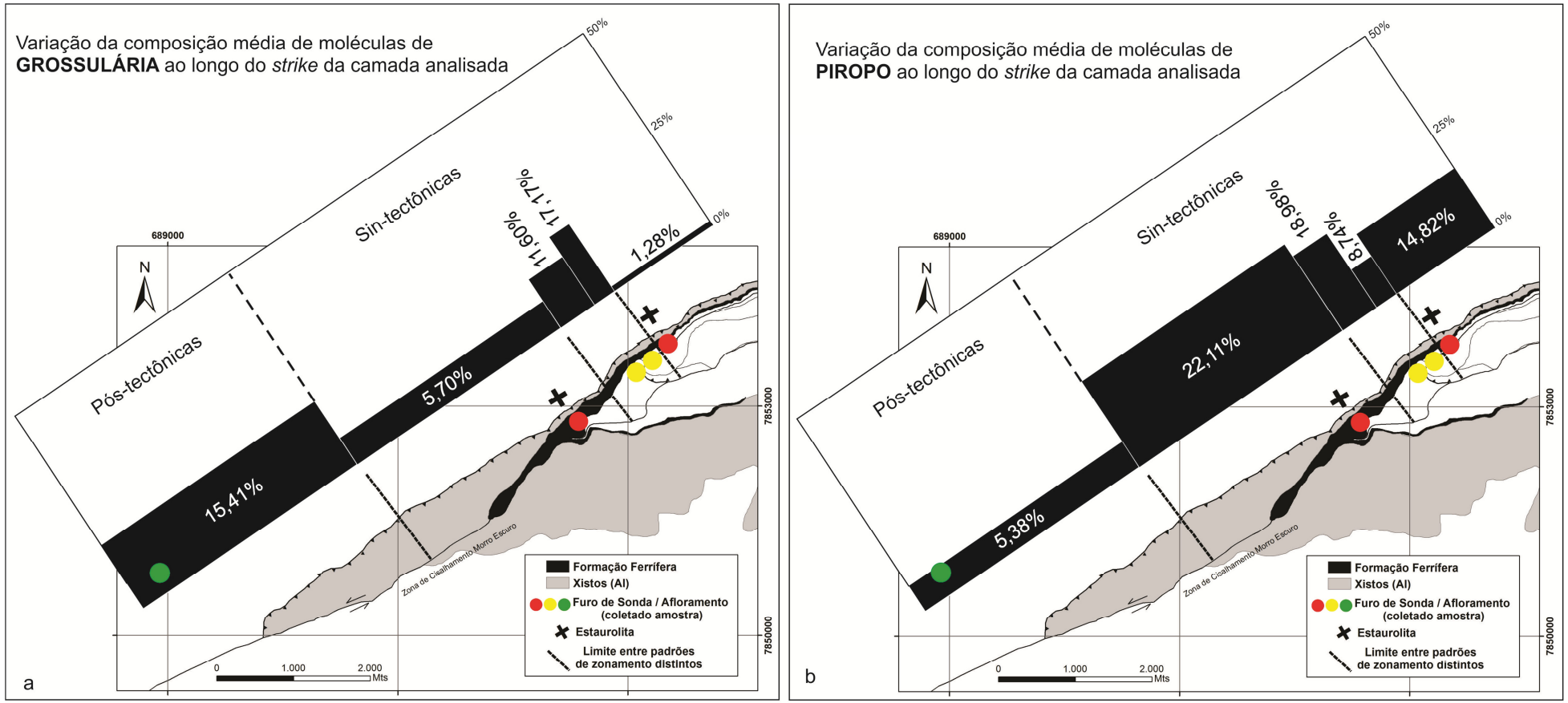


Figura 6.19 - Distribuição espacial da composição média das granadas analisadas ao longo do *strike* estrutural regional. (a) Grossulária. (b) Piropo

• Para granadas sin-tectônicas há tendência de empobrecimento de almandina em direção SW, diferentemente de moléculas de espessartita, que possui comportamento contrário, em outras palavras inversamente proporcional entre ambas moléculas, possivelmente sugerindo predominância de trocas catiônicas entre Fe e Mn ao longo da camada. Seguindo o mesmo pensamento, os padrões ao longo da camada de piropo e espessartita são também contrários, podendo sugerir favorecimento de trocas catiônicas entre Ca e Mg.

Dado os padrões estruturais encontrados em campo, onde se verifica transporte tectônico de massa de NE em direção a SW, associado aos padrões microestruturais e metamórficos, mesmo sendo este ultimo de caráter qualitativo, especula-se possível(is) variação(ões) metamórfica(s) perpendiculares as estruturas regionais encontradas na região da serra do Morro Escuro, de direção NE-SW. Fazendo-se assim necessário, mesmo que de maneira preliminar, a apresentação de um modelo de isógradas de direção NW-SE separando diferentes zonas metamórficas (figura 6.20). Entretanto, ainda é necessário um adensamento dos dados, principalmente em outras unidades aflorantes na região, para viabilizar esta hipótese.

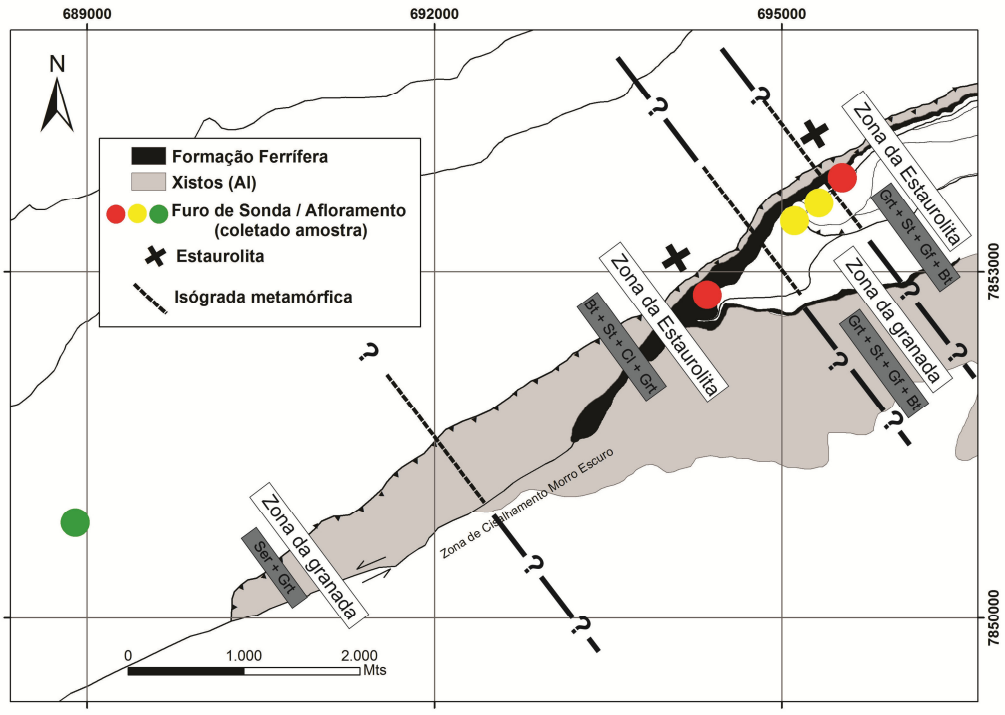


Figura 6.20 - Modelo de isógradas de direção NW-SE, perpendicular ao strike estrutural regional da área investigada.

7 – DISCUSSÕES

Com base nos dados adquiridos ao longo do trabalho e apresentados nos capítulos anteriores foi possível esboçar um modelo da evolução geológica da região estudada, além de discorrer sobre pontos ainda especulativos.

Ao correlacionar a coluna estratigráfica levantada neste trabalho com a de Rolim & Rosière (submetido) (figura 7.1) alguns aspectos da sequência da borda leste do Espinhaço Meridional na região de Santa Maria de Itabira chamam a atenção:

a) Primeiro nota-se grande diferença nas espessuras dos pacotes metassedimentares. Na região da serra do Morro Escuro estas espessuras são mais modestas, assim como a ausência da Unidade Quartzítica Serra da Pedra Branca em direção à cidade de Conceição do Mato Dentro.

b) Na região estudada, a Formação Meloso é representada principalmente por rochas quartzíticas intercaladas por níveis xistosos ricos em quartzo, o que indica contribuição de sedimentos mais grossos. Trata-se possivelmente de variação lateral dos meta-pelitos descritos por aqueles autores, para esta unidade, em virtude da maior proximidade da área estudada com a borda da bacia.

c) Sobrepondo a Formação Meloso ocorre uma sucessão de rochas englobadas na Formação Serra do Sapo. A base desta unidade é caracterizada por formações ferríferas bandadas, seguidas abruptamente por meta-brecha monomítica de clastos compostos exclusivamente de formação ferrífera que grada em direção ao topo para um quartzito de mesma composição que a matriz da meta-brecha.

Essa sucessão sedimentar clástica em contato abrupto com sedimentos tipicamente químicos, aliados a maneira descontínua em que ocorrem, assim como a grande variação lateral e vertical desta sequência, pode sugerir duas hipótesis: fluxo de detritos gerados por atividade sísmica durante a abertura da bacia, ou retrabalhamento sin-deposicional devido ao abaixamento do nível do mar, expondo o material semi consolidado ao nível de base das ondas.

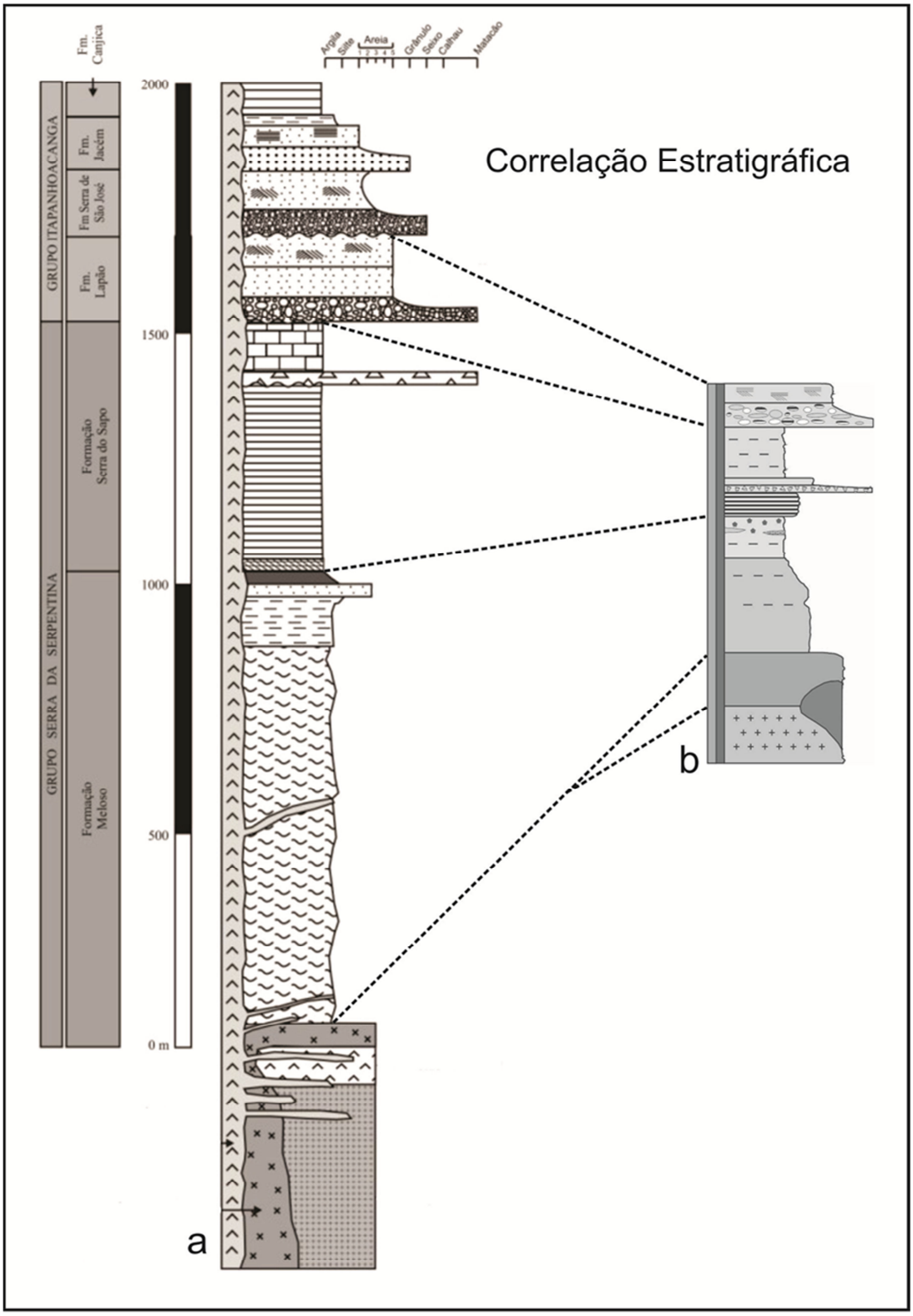


Figura 7.1 – Correlação estratigráfica entre (a) Rolim & Rosière (submetido) e (b) este trabalho. Colunas estratigráficas plotadas na mesma escala.

A aparente ausência de rochas carbonáticas no topo da Formação Serra do Sapo na região mapeada favorece a interpretação de deposição em porção mais profunda da bacia em relação à levantada por Rolim & Rosière (submetido).

d) O Grupo Itapanhoacanga é representado na região estudada pelos meta-conglomerado polimíticos da Formação Lapão que gradam em direção ao topo para quartzitos de granulação média a grossa. Estes fatos sugerem novamente um retrabalhamento dos sedimentos subjacentes. As estratificações cruzadas no quartzito associado à um conglomerado polimítico e o reconhecimento de discordância erosiva no contato entre a Formação Serra do Sapo e Formação Lapão permitem interpretar esta última como marcadora de regressão da linha costeira onde sistemas fluviais avançaram sobre sedimentos marinhos.

A partir da coletânea de dados e interpretações acerca da geologia estrutural e micro-estrutural é possível apresentar um modelo da evolução tectôno-metamórfica para a região estudada, apresentado na figura 7.2. Este modelo é subdividido em três fases de deformação distintas possivelmente englobadas em um único evento progressivo, denominadas de F1, F2 e F2'. A tabela 7.1 mostra os elementos estruturais característicos de cada fase de deformação.

Tabela 7.1 – Elementos estruturais vinculados às fases de deformação de que são característicos.

ELEMENTOS ESTRUTURAIS	Fase **F1**	Fase **F2**	Fase **F2'**
Dobra	D1	D2 D3	D2 D3
Foliação	S1	S2 S3	S2 S3
Zona de Cisalhamento	-	Areal Barro Preto Florença Pedra Branca	Morro Escuro

A fase inicial F1 é caracterizada pelas dobras D1 e principalmente pela geração da xistosidade regional S1, interpretada como marcadora dos primeiros deslizamentos ao longo de plano de cisalhamento basal, que, na fase F2, evoluíram para as zonas de cisalhamento Florença, Areal e Barro Preto e possivelmente Pedra Branca.

A fase F2 é caracterizada pela instalação dos dobramentos D2 e D3, os quais se relacionam diretamente as zonas de cisalhamento mapeadas na região. Estas dobras são provavelmente resultado da evolução dos cisalhamentos seguindo

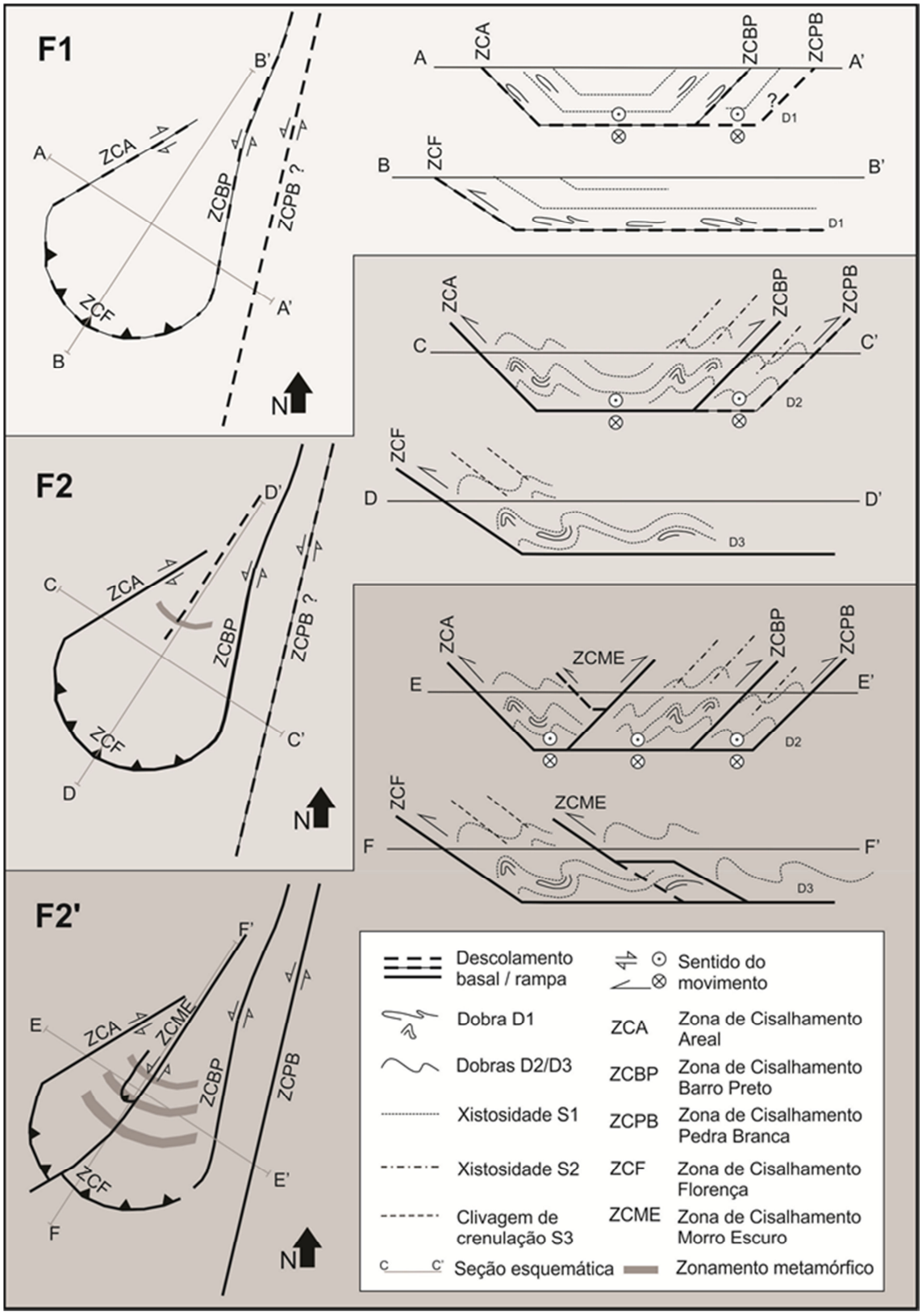


Figura 7.2 – Modelo da evolução tectôno-metamórfica na região de Santa Maria de Itabira.

modelo de curvatura por falhamento (*simple fault-bend folding*), representado pelo sinclinal Morro Escuro no centro da área mapeada. As dobras D2 estão relacionadas às rampas laterais ou oblíquas, representadas pelas zonas de

cisalhamento Areal, Barro Preto e Pedra Branca já as dobras D3 se associam a Zona de Cisalhamento Florença de movimento reverso frontal.

A fase F2’ é associada à evolução da Zona de Cisalhamento Morro Escuro, que constitui uma rampa oblíqua que trunca a Zona de Cisalhamento Florença produzindo superposição de dobras de orientação NE-SW (D2) sobre NW-SE (D3). O posicionamento de rochas da Suíte Borrachudos na região central, em contato com xistos e meta-conglomerado das formações Serra do Sapo e Lapão, respectivamente é associada à Zona de Cisalhamento Morro Escuro.

A evolução e crescimento de cristais de granada teve seu início na fase F2 com picos de temperatura e pressão associados à fase F2’, concomitante à formação dos cristais de estaurolita. Mudanças de temperatura e pressão, impressas nos cristais de granada na forma de zonamento composicional, foram avaliadas ao longo da Zona de Cisalhamento Morro Escuro, de traço NE-SW, sendo então interpretado que as condições metamórficas variam segundo orientação NW-SE, contudo uma análise detalhada se faz necessário para melhor elucidação desta questão.

Todo o arcabouço estrutural e metamórfico apresentado e discutido contrasta com a estruturação do segmento ocidental do Orógeno Araçuaí, que é caracterizado por um sistema de cavalgamentos e falhas reversas de direção predominantemente norte-sul e mergulho para leste e vergência para oeste, Knauer (2007).

A seqüência evolutiva representada pela superposição de zonas de cisalhamento reversas com médio ângulo de mergulho e de traço linear com vergências opostas apresentadas aqui, levam a interpretar que a região ao entorno de Santa Maria de Itabira compreende uma porção de um domínio transpressivo do Orógeno Araçuaí, onde o esforço tectônico principal do cinturão de dobramento na região investigada é transferido sobre forma de falhas transcorrentes de direção oblíqua à tensão principal.

Em sistemas transcorrentes, a partir de uma zona de movimentação principal (Y), formam-se pares de falhas conjugadas: Riedel R-R’, P, X e T (figura 7.3a) Bartlett et al. (1981). O arranjo geométrico e cinemático das zonas de cisalhamento encontrada na região da serra do Morro Escuro (figura 7.3b) indicam sua

associação com uma zona transcorrente destral. As zonas de cisalhamento Morro Escuro, Pedra Branca e Barro Preto seriam falhas do tipo X e a Zona de Cisalhamento Areal do tipo Y. Essas zonas desenvolvem-se como rampas laterais com geometria típica “bow and arrow” sendo a Zona de Cisalhamento Florença constituindo uma rampa frontal vergente para SW.

A cinemática das zonas de cisalhamento, a dupla vergência das dobras D2, além da existência de estrutura de flor positiva em escala de afloramento nas proximidades da Zona de Cisalhamento Morro Escuro sugerem para a região estudada a existência de uma zona transpressiva (Sanderson & Marchini, 1984) controlada por um sistema de zonas transcorrentes de direção NE-SW e cinemática destral desenvolvidas durante a orogênese Araçuaí.

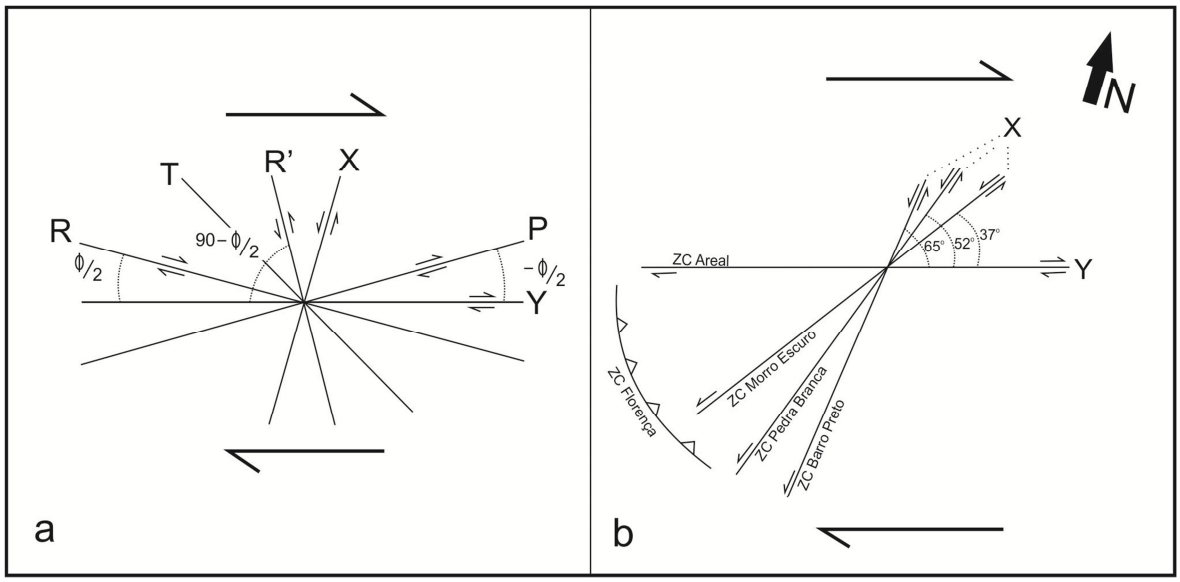


Figura 7.3 – (a) Modelo de Bartlett et al. (1981) mostrando pares conjugados a partir de uma falha transcorrente destral. (b) Distribuição espacial das zonas de cisalhamento na área de estudo.

A sul, essa tectônica transcorrente é representada pelo prolongamento leste do sistema de falhas Fundão-Cambotas e a norte pelo lineamento que se inicia no cânion do Travessão e se estende até as proximidades da cidade de Ferros. A cinemática desta zona transcorrente setentrional é compatível com a inflexão das falhas de empurrão de N-S para quase E-W no extremo sul da serra da Serpentina, nos municípios de Morro do Pilar e Santo Antônio do Rio Abaixo.

Essas faixas transcorrentes principais geram zonas secundárias que dominam a distribuição e geometria das diferentes unidades litológicas no extremo sul do Cinturão do Espinhaço, sendo necessário o mapeamento e analise em escala regional para elucidar essa questão.

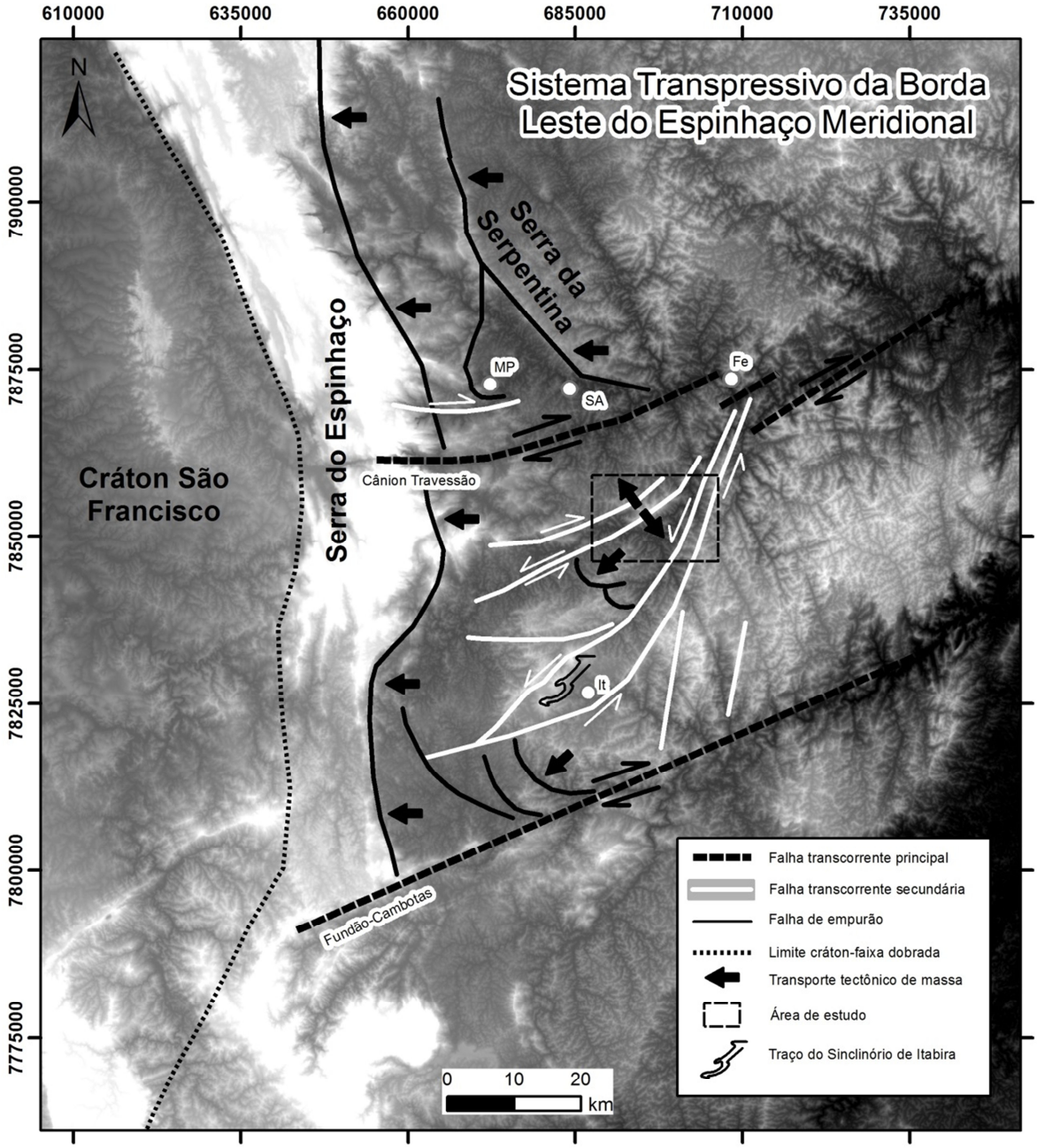


Figura 7.4 – Esquema interpretativo de fotolineamentos dos traços estruturais na região estudada e seus possíveis prolongamentos. It – Itabira; MP – Morro do Pilar; SA – Santo Antônio do Rio Abaixo; Fe –Ferros.

O conjunto de rochas que aflora na região de Santa Maria de Itabira caracteriza-se dessa forma como um bloco alóctone, desmembrado da serra da Serpentina no município de Santo Antônio do Rio Abaixo. Essa estruturação é mostrada na figura 7.4 que exibe o prolongamento das linhas estruturais encontradas neste

trabalho, juntamente com suas respectivas cinemáticas, associada a traços estruturais de diversos autores, assim como fotolineamentos diretamente relacionados aos já reconhecidos e publicados. O modelo transpressivo pode ser aplicado a sul e sudoeste do polígono de mapeamento, também compatível com o arranjo geométrico e cinemático da região da cidade de Itabira.

8 – CONCLUSÕES

A sequência metassedimentar aflorante no entorno da cidade de Santa Maria de Itabira-MG, compreende quartzitos orosirianos pertencentes à Unidade Quartzítica Serra da Pedra Branca, datados em 2021,2 ± 12 Ma através de análises em zircões detríticos, e uma sucessão psamo-pelitica com intercalações psefíticas, e de formações ferríferas, correlacionáveis, dada a semelhança no empilhamento litológico assim como nos dados geocronológicos, aos grupos Serra da Serpentina e Itapanhoacanga de Rolim & Rosière (submetido). Segundo esses autores o Grupo Serra da Serpentina, subdividido em formações Meloso e Serra do Sapo, foi sedimentado em bacia intracratônica. A Formação Lapão, único representante do Grupo Itapanhoacanga na região estudada, foi depositado a partir de fluxos de detritos relacionados a tectonismo sin-sedimentar, isto é, representariam leques aluviais associados a rampas ou escarpas de falhas seguidos por sedimentação em ambiente fluvial oriundo de drenagens encaixadas no rift.

Esse conjunto constitui um bloco alóctone delimitado por zonas de cisalhamento, entre fatias de rochas do Complexo Dona Rita representado por gnaisses TTG e migmatitos de idade arqueana e de granito da Suíte Borrachudos de idade em torno de 1,7Ga.

Dois tipos de rochas intrusivas cortam todas as unidades supracitadas. A mais antiga, Suíte Pedro Lessa (906 ± 2 Ma, Machado et al. 1989) é composta por ortoanfibolitos que marcam a abertura da bacia precursora do Orógeno Araçuaí, Pedrosa-Soares et al. (2008). A mais nova é representada por diques de composição gabróica de idade 190 Ma, alinhados segundo orientação NW-SE. Dossin & Dossin (1995) interpretam como marcador do último evento magmático da região, durante a fragmentação do supercontinente Gondwana no Fanerozóico.

Em todas as unidades foram reconhecidas três famílias de dobras geradas durante a orogênese Brasiliana: D1, D2 e D3. Estas dobras se associam sistematicamente a zonas de cisalhamento encontradas na região: Areal, Morro Escuro, Barro Preto, Pedra Branca e Florença. As quatro primeiras zonas de

cisalhamento são caracterizadas por rampas laterais e oblíquas de direção principal NE-SW, já a ultima é formada por rampas frontais de direção NW-SE. Foram reconhecidas três foliações tectônicas vinculadas a cada família de dobras, a xistosidade regional S1, uma xistosidade paralela ao plano axial de dobras D2, denominada xistosidade S2 e uma clivagem de crenulação S3 vinculada a dobras D3.

Estudos microestruturais em porfiroblastos de granadas, encontrados nos xistos da Formação Meloso, permitiram estabelecer suas idades relativas de cristalização em relação à formação das xistosidades definidas na região de estudo. Foram reconhecidas granadas cristalizadas sin-tectonicamente e pós-tectonicamente a formação da xistosidade S2.

Análises em microssonda eletrônica, aliadas as paragêneses minerais encontradas evidenciaram, de forma qualitativa, o panorama metamórfico da região, que apresenta, aparentemente, variações de temperatura e pressão segundo direção NW-SE.

Dada as relações temporais entre os elementos estruturais e microestruturais encontrados, foi possível esboçar um modelo da evolução tectôno-metamórfica da região, divida em três fases, F1, F2 e F2'. A sequência evolutiva, aliada ao arcabouço cinemático e geométrico reconhecidos, favorece a interpretação de que a região esta inserida num sistema regional transpressivo. Neste sistema o esforço tectônico principal do cinturão de dobramento é transferido sobre forma de falhas transcorrentes de direção oblíqua à tensão principal, geradas a partir de falhas regionais transcorrentes de direção NE-SW e movimentação destral.

9 - BIBLIOGRAFIA

Alkmim, F.F. & Marshak, S., 1998. Transamazonian orogeny in the Southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: Evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. Precambrian Research, 90, 29–58.

Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P., Whittington, A., 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. Precambrian Research, 149, 43-63.

Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7,349-364.

Almeida-Abreu, P.A., Knauer, L.G, Hartmann, M.B., Santos, G.G.V., Guimarães, M.L.V., Abreu, F.R. de Schrank A., Pflug, R., 1989. Estratigrafia, faciologia e tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Serro – Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil. Zbl. Geol. Paläont., 5/6,857-873.

Almeida Abreu, P.A., 1993. A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Tese Dout., Univ. Freiburg, 150.

Almeida-Abreu, P.A. & RENGER, F.E., 2002 . Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. Revista Brasileira de Geociências, 32, (1) 1-14.

Babinski, M., Chemale, Jr., Van-Schmus, W.R., 1995. Cronoestratigrafia do Supergrupo Minas e provável correlação de suas formações ferríferas com similares da África do Sul e Austrália. Geochimica Brasiliensis, 9(1) 33-46.

Barbosa, A.L.M., 1968. Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero. SBG-MG, reimpressão (1985). UFMG, Inst Geoc., Depto Geol., 44.

Bartlett, W.L., Friedman, M., Logan, J.M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Tectonophysics, 79, 255-277.

Bell, T.H., 1981. Foliation development: the contribution, geometry and significance of progressive bulk inhomogeneous shortening. Tectonophysics 75, 273-296.

Bell, T.H., 1985. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation; J. Metamorph. Geol. 3, 109–118.

Bell, T.H., Fleming, P. D., Rubenach, M. J., 1986. Porphyroblast nucleation, growth, and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. Journal Metamorphic Geology, 4, 37-67.

Bell, T.H. & Hickey, K.A., 1999. Complex microstructures preserved in rocks with a simple matrix: significance for deformation and metamorphic process. Journal of Metamorphic Geology, 17, 521–536.

Bell, T.H. & Jianqi, W., 1999. Linear indicators of movement direction versus foliation intersection axes in porphyroblasts (FIAs) and their relationship to directions of relative plate motion. Earth Science Frontiers. 6, 31-47.

Bell, T.H., Forde, A., Wang, J., 1995. A new indicator of movement direction during orogenesis: measurement technique and application to the Alps. Terra Nova, 7, 500-508.

Bell, T.H., Ham, A. P., Kim, H. S., 2004. Patitioning of deformation along na orogen and its effects on porphyroblast growth during orogenesis. Jounal of Structural Geology, 26, 825-845.

Buick, I. S., Lana, C., Gregory, C. A., 2011. LA-ICP-MS and SHRIMP U/Pb age constraint on the timing of REE mineralisation associated with bushveld granites. South African Journal of Geology, v. 114, p. 1-14.

Carneiro, F.A. & Romeiro, J.C.P., 1994 . Mapeamento Geológico de um corpo granitóide do tipo Borrachudos, na região de Dores de Guanhães, MG. Trabalho de Graduação, UFMG, 33.

Chemale, Jr.F., 1987. Génese das rochas graníticas do tipo Borrachudo. In: SBGq, Congr. Brás. Geoq., I, Porto Alegre, Anais, 1,.171-186.

Chemale, Jr.F., Rosière, C.A., Endo, I., 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Precambrian, 65, 25-54.

Chemale, Jr.F., Quade H., Schmus, W.R.V., 1998· Petrography, geoquemistry and geochronology of the Borrachudos and Santa Bárbara metagranites, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. Zbl. Geol. Palaont, Stuttgart, I, 3-6: 739-750.

Chemale, Jr.F., Dossin I.A., Martins, M.S., Alkimim, F.F., Queiroga, G.N., 2010. The Espinhaço Supergroup in Minas Gerais: a Stenian Basin? In: South American Symposium on Isotope Geology, 7, 552-555.

Chemale, Jr, F., Dossin, I. A., Martins, M., Santos, M. N., 2011. Nova abordagem tectono-estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG). Geonomos 19, 173-179.

CPRM, 1996. Projeto Rio das Velhas. Programa Estudos de Distritos Mineiro, DNPM-CPRM. 122 p. Mapa geológico escala 1:100.000, texto explicativo.

Deer, W.A., Howie R.A., Zussman J., 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman, 696.

Derby, A.O., 1906. The Serra do Espinhaço. Journal of Geology, 14, 374-401.

Dorr, J.V.N.; Gair, J.E.; Pomerene, J.B., Reynearson, G.A., 1957. Revisão de estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Trad. A. L. M. Barbosa. DNPM/DFPM, 33. (avulso 81).

Dorr, J.V.N. & Barbosa, A.L.M., 1963. Geology and ore deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil. US Geol. Surv. Prof. Pap., 341-C, 110.

Dorr, J.V.N., 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil. US Geol. Surv. Prof. Pap., 110-641.

Dossin, I.A., Uhlein A., Dossin, T.M., 1984. Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG. In: XXXIII Cong. Bras. Geol., Anais 7, 3118-3134.

Dossin, T.M., 1985. Geologia e Geoquímica das formações ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro - MG. Dissertação de Mestrado.

Dossin, I.A., Dossin, T. M., Charvet, J., Cocherie, A. & Rossi, P., 1993. Single-Zircon dating by step-wise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço Range, southeastern São Francisco Craton (Minas gerais, Brazil). In: II Simp. Craton São Francisco, 39-42.

Dossin, I.A., 1994. Evolution structurale de la region de L`Espinhaço Meridional, Bordure Sud-Est-du Craton São Francisco, Brésil – Tectoniques Superposées au Proterozoique. Tese de Doutorado, Universidade de Orleans, 183.

Dossin, I.A., Dossin, T.M., 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. Geonomos, 3, 19-26.

Dossin, T.M., Duarte, P., Dossin, I.A., 2000. Registro da tectônica Brasiliana na região de Guanhães (SE, Brasil): Deformação e metamorfismo das rochas de idade pós-Transamazônicas. Geonomos, 8, 55-59.

Fernandes, M.L.S, Marciano, V.R.P.R.O., Oliveira, R.C., Correia Neves, J.M., Diláscio M.V., 1994. Granitos Borrachudos: um exemplo de granitogênese anorogênica na porção central do Estado de Minas Gerais. Geonomos, 2, 23-29.

Fogaça, A.C.C. & Almeida Abreu, P.A., 1982. Depósitos de planícies de mares na Formação Sopa Brumadinho, Proterozóico Inferior da Cordilheira do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. V Congresso. Latinoamerico de Geologia., Actas 2, 373-388.

Fontes, C. Q., Netto, C., Costa, M. R. A. et al., 1978 · Projeto Jequitinhonha; relatório final. DNPM/CPRM, 10.

Gair, J.E., 1958. The Sabará Formation. Bol. Soc. Bras. Geol., 7,11-12.

Gair, J.E., 1962. Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. USGS Prof. Pap., 341, 1-65.

Grossi-Sad J.H., Magalhães J.M.M., Carelos P.M., 1989. Geologia do Distrito de Guanhães, Minas Gerais. DOCEGEO - Rio Doce Geologia e Mineração / GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda, Relatório Interno, 252.

Grossi-Sad, J.H., Chiodi Filho, C., Santos, J.F., Magalhães, J.M.M., Carelos, P.M., 1990. Geoquímica e origem da formação ferrífera do Grupo Guanhães, Distrito de Guanhães, Mg, Brasil. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, 3, 1241-1253.

Grossi Sad, J.H., Chiod Filho, C., Santos J.F., Magalhães, J.M.M., Carelos, P.M., 1990b. Duas Suítes Graníticas do Bordo Sudeste do Cráton Sanfrasciscano, em Minas Gerais: Petroquímica e Potencial Metalogenético. SBG, Congr. Bras. de Geol., Anais, 4, 1836-1848.

Grossi-Sad, J.H., Mourão, M.A.A., Guimarães, M.L.V., Knauer, L.G., 1997. Geologia da Folha Conceição do Mato Dentro. In: Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares-Filho B.S. (eds.) Projeto Espinhaço em CD-Rom (textos, mapas e anexos). COMIG, 2533-2693.

Guimarães, D., 1931. Contribuição à Geologia do Estado de Minas Gerais. Bol. Serv. Geol. Miner. do Brasil, 55-36.

Guimarães, M.L.V., 1992. Petrogênese das rochas Pré-Cambrianas da região Itabira/Morro do Pilar, borda sudeste da Serra do Espinhaço meridional, MG. - Dissertação de Mestrado, USP, 139.

Harder, E.C., Chamberlin, R.T., 1915. The geology of central Minas Gerais: Brazil. Journal Geology, 23, 341-378.

Herz, N., 1970. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 641, 1-58.

Hippertt, J.F., Davis B., 2000. Dome emplacement and formation of kilometer-scale synclines in a granite-greenstone terrain (Quadrilátero Ferrífero, southeastern Brazil). Precambrian Research, 10, 99-121.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology, v.211, p. 47-69.

Johnson, S.E., Vernon, R. H., 1995. Inferring the timing of porphyroblast growth in the absence of continuity between inclusion trails and matrix foliations: can it be reliably done? Journal of Structural Geology, 17, 1203-1206.

Johnson, S.E., 1999. Porphyroblast microstructures: A review of current and future trends. American Mineralogist, 84, 1711–1726.

Jordt-Evangelista, H., 1988. Minerais petrográficos de rochas ígneas e metamórficas : Resumos das propriedades ópticas e ocorrências. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 69-72.

Knauer, L.G., 2007. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. Geonomos, 15, 81-90.

Kohn, M.J., 2003. Geochemical zoning in metamorphic minerals. Treatise on Geochemistry, Pergamon, Oxford, 3,229-261.

Ladeira, E.A.,1980. Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine, and in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Unpubl. PhD thesis, University of Western Ontario, 272.

Lana, C., Buick, I., Stevens, G., Rossouw, R., De Wet, W., 2011. 3230-3200 Ma post-orogenic extension and mid-crustal magmatism along the southeastern margin of the Barberton Greenstone Belt, South Africa. Journal of Structural Geology, v. 33, p. 844-858.

Loczy, L. & Ladeira, E.A., 1976. Geologia Estrutural e introdução a geotectônica. Editora Blucher, 528.

Machado, N., Schrank, A., Abreu, F.R. de, Knauer, L.G., Almeida-Abreu, P.A., 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: 5° SIMP. GEOL., Núcleo de MG - 1° SIMP. GEOL. Núcleo Brasília, SBG - Núcleo MG, Anais, BOL. 10, 171-174.

Machado, N. & Carneiro, M.A., 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. Can J Earth Sci 29, 2341-2346.

Machado, N., Noce, C.M., Ladeira, E.A., Belo de Oliveira, O., 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. Geol. Soc. Am. Bull. 104, 1221-1227.

Machado, N. & Noce, C.M.A., 1993 · A evolução do Setor Sul do Craton do São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: SBG, Simpósio do Craton do São Francisco, Anais, 100-102.

Machado, G.A.A., 1998. Jazidas de Esmeralda de Capoeirana e Belmont – MG: Geologia, Petrogênese e metalogênese. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 294.

Maxwell, C.H., 1958. The Batatal Formation. Bol. Soc. Bras. Geol., 7(2):4-5.

Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Grossi-Sad, J.H., Baars, F.J., Guimarães, M.V., Mourão, M.A.A., Oliveira, M.J.R. & Roque, N.C., 1997. Nova Subdivisão Estratigráfica Regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: O Registro de uma Bacia Neoproterozóica. Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia, 14, 29-31.

Noce, C.M., 1998. Geochronology of the Quadrilátero Ferrífero: a review. Geonomos, 8, 15-23.

Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Alkmim, F.F., 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. Geonomos, 15, 17-23.

Oliveira, G.A.I.; Clemente, P.L.C., Vial, D.S., 1983. Excursão à Mina de Morro Velho. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG. Anais, 3, 497-505.

O'rourke, J.E., 1957. The Stratigraphy of metamorphic rocks of the Rio de Pedras and Gandarela quadrangles, Minas Gerais, Brazil. 106.

Pagung de Carvalho, R., Rolim, V.K., Silveira-Braga, F.C., Rosière, C.A., 2011. The BIF-bearing Morro Escuro Tectonic Slice, southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil. In: 11th Biennial SGA meeting, Antofagasta, chile, Extended Abstract, 900-902.

Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J., 1996. Microtectonics, Springer.

Paterson, S.R., Tobisch, O.T., Bhattacharyya, T., 1989. Regional, structural and strain analyses of terranes in the Western Metamorphic Belt, central Sierra Nevada, California. Journal of Structural Geology, 11, 255-273.

Paterson, S.R., Tobisch, O.T., Vernon, R.H., 1991. Emplacement and deformation of granitoids during volcanic arc construction in the Foothills terrane, central Sierra Nevada, California. Tectonophysics, 191, 89-110.

Paterson, S.R. & Vernon, R.H., 2001. Inclusion trail patterns in porphyroblasts from the Foothills Terrane, California: a record of orogenesis or local strain heterogeneity? Journal of Metamorphyc Geology, 19, 351-372.

Peacy, J.S., 1961. Rolled garnets from Morar, Inverness-shire. Geol. Mag., 98, 77-80.

Pedrosa-Soares, A.C., Dardenne, M.A., Hasui, Y., Castro, F.D.C., Carvalho, M.V.A., 1994. Nota Explicativa dos Mapas Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000., SEME/COMIG.

Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Silva, L.C., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda, C., 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. Geonomos, 15, 1-16.

Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Tack, L., Noce, C.M., Babinski, M., Silva, L.C., Martins-Neto, M.A., 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen. Geological Society, Special Publications, 294.

Pflug, R., 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. DNPM/DGM, Notas Preliminares e Estudos, 142, 1-20.

Pflug, R.; Renger, F.E., Schobbenhaus, C., 1969. Contribuição à Geotectônica do Brasil Oriental. SUDENE, 59.

Pflug, R. & Renger, F.E., 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG., 2, 5-19.

Philpotts, A.R., Ague, J.J., 2009. Principles of igneous and metamorphic petrology (2a ed.). Cambridge University Press.

Pomerene, J.B., 1958a. The Cercadinho Formation. Bol. Soc. Bras. Geol., 7, 7-8.

Pomerene, J.B., 1958b. The Taboões Formation. Bol. Soc. Bras. Geol., 7, 9-10.

Pomerene, J.B., 1958c. The Barreiro Formation. Bol. Soc. Bras. Geol., 7, 10-11.

Powell, D., Treagus, J.E., 1970. Rotation fabrics in metamorphic minerals. Mineral Mag 37, 801-814.

Ramsay, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. McGrawHill Book Co.

Renger, F.E., Noce, C.M., Romano, A.W., Machado, N., 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico na Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Geonomos, 2, 1-11.

Renger, F.E. & Knauer, L.G., 1995. Espinhaço – Quo vadis? (Onde está – aonde vai) A evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais. Geonomos, 3, 31–39.

Rolim, V.K., Rosière, C.A., 2011. The Conceição do Mato Dentro Iron Formation Province in southeastern Brazil. XI Biennial SGA Meeting, 927-929.

Rolim, V.K., Rosière, C.A., (submetido). Uma revisão da estratigrafia da borda leste da serra do Espinhaço Meridional.

Romano, R., Lana, C., Alkmim, F. F., Stevens, G., 2012. Stabilisation of the Southern São Francisco Craton through a long lived period of potassic magmatism. Precambrian Research, v. 112.

Rosière, C. A., Chemale, Jr. F., 2000. Itabiritos e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero – uma visão geral e discussão. Geonomos, 8, 27-43.

Rosière, C. A., Spier, C. A., Rios, F. J., Suckau, V. E., 2008. The itabirites of the Quadrilátero Ferrífero and related high-grade iron ore deposits: an overview. Society of Economic Geologists Reviews, 15, 223-254.

Saleeby, J. B., Geary, E. E., Paterson, S. R., Tobisch, O. T., 1989. Isotopic systematics of Pb/U (zircon) and 40Ar/39Ar (biotite-hornblende)from rocks of the central Foothills terrane, Sierra Nevada, California. Bulletin of the Geological Society of America, 101, 1481-1492.

Sanderson, D.J., Marchini, R.D., 1984. Transpression. Journal of Structural Geology 6, 449-458.

Scholl, W.U. & Fogaça, A.C.C., 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. In: I Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, 55-73.

Schorscher, H.D., 1975. Entwicklung dês polymetamorphen prakambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien. Ruprecht-Karl-Universitàt, Heidelberg, Tese de doutoramento, 302.

Schorsher, H.D., 1976. Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, MG, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia. SBG, 194-195.

Schorsher, H.D., 1992. Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos pré-cambrianos do sudeste de Minas Gerais. Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e domínios granito-gnáissicos adjacentes. Tese de Livre-Docência, IG-USP, 393.

Silva, L.C., Armstrong, R., Noce, C.M., Carneiro, M.A., Pimentel, M.M., Pedrosa-Soares, A.C., Leite, C.A., Vieira, V.S., Silva, M.A., Paes, V.J.C., Cardoso Filho, J.M., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. Revista Brasileira de Geociências, 32, 513-528.

Silveira-Braga, F.C, Rosière, C.A., Queiroga, G.N., Rolim, V.K, Pagung de Carvalho, R., 2011. The BIF-bearing sequence from the Morro Escuro Ridge, Santa Maria de Itabira, Minas Gerais, Brazil: main petrographic and geochemical characteristics. 11th Biennial SGA meeting, Antofagasta, chile, Extended Abstract.

Silveira-Braga, F.C., 2012. A sequência Estateriana portadora de formação ferrífera do Grupo Serra da Serpentina na Serra do Morro Escuro, Santa Maria de Itabira, Minas Gerais, Brasil. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, p 130.

Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., Whitehouse, M. J., 2008. Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. Chemical Geology, v. 249, p. 1-35.

Simmons, G.C., 1958. The Fecho do Funil Formation. Bol. Soc. Bras. Geol., 7, 8-9.

Uhlein, A., 1982. Geologia e mineralizações de cromita e itabiritos da região de Serro- MG. Tese de Mestrado, UnB, p 189.

Uhlein, A., Pedreira, A.J., Caxito, F.A., Pereira dos Santos, Y.L.O., 2007. A geologia entre Macaúbas – Canatiba (Bahia) e a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço no Brasil central. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, Anais, 79.

Vernon, R.H., Flood, R.H., 1979. Microstructural evidence of time-relationships between metamorphism and deformation in the metasedimentary sequence of the Northern Hill end trough, New South Wales, Australia. Tectonophysics, 58, 127-137.

Vernon, R.H., Paterson, S.R., Geary, E.E., 1989. Evidence for syntectonic intrusion of plutons in the Bear Mountains fault zone, California. Geology, 17, 723-726.

Vieira, F.W.R. & Oliveira, G.A.I., 1988. Geologia do Distrito Aurífero de Nova Lima, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. & Coelho C. E. S. (eds). Principais Depósitos Minerais do Brasil, Brasília, DNPM. 3, 377-391.

Vieira, F.W.R., 1991. Petrologia e litogeoquímica do setor W do Greenstone Belt Rio das Velhas, MG. Mineração Morro Velo S.A., 17.

Wallace, R.M., 1958. The Moeda Formation. Bol. Soc. Bras. Geol., 7, 3-4.

Yardley, B.W.D., 2004. Introdução à petrologia metamórfica – tradução de Reinhardt Adolfo Fuck. Editora Universidade de Brasília.

Zwart, H.J., 1960. The chronological succession of folding and metamrphism in the central Pyrenees. Geologische Rundschau, 50, 203-218.

Zwart, H.J., 1962. On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). Geologische Rundschau, 52, 38-65.

ANEXO

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DA SERRA DO MORRO ESCURO