



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**  
**ESCOLA DE MINAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



---

## DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E ASPECTOS PETROLÓGICOS DAS  
OCORRÊNCIAS AURÍFERAS DE SERRITA E PARNAMIRIM,  
PERNAMBUCO

Marcelo de Souza Marinho

---

Ouro Preto, março de 2012



**FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E ASPECTOS PETROLÓGICOS DAS  
OCORRÊNCIAS AURÍFERAS DE SERRITA E PARNAMIRIM,  
PERNAMBUCO**

**Marcelo de Souza Marinho**

*Orientadora*

Caroline Janette Souza Gomes

*Co-orientador*

Newton Souza Gomes

9 de março de 2012

OURO PRETO

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do  
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

M338e Marinho, Marcelo de Souza  
Evolução Estrutural e Aspectos Petrológicos das Ocorrências Auríferas de Serrita e  
Parnamirim, PE [manuscrito] / Marcelo de Souza Marinho - 2012.

xxii, 143 f.: il., color.; graf., tab., mapas.  
(Contribuições às Ciências da Terra. Série M, v. 69, n. 299)  
ISSN: 85-230-0108-6

Orientadora: Profa. Dra. Caroline Janette Souza Gomes.  
Co-orientador: Prof. Dr. Newton Souza Gomes.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto.  
Departamento de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Evolução  
Crustal e Recursos Naturais.  
Área de concentração: Geologia Estrutural e Tectônica.

1. Geologia estrutural - Teses. 2. Ouro - Minas e mineração - Serrita (PE) - Teses. 3.  
Ouro - Minas e mineração - Parnamirim (PE) - Teses. 4. Petrologia - Teses. 5. Isótopos  
- Teses. I. Universidade Federal de Ouro Preto. II. Título.

CDU: 552:622.342(813.4)

Catálogo: [sisbin@sisbin.ufop.br](mailto:sisbin@sisbin.ufop.br)



**ATA DA REUNIÃO DA BANCA EXAMINADORA DA DISSERTAÇÃO DE Mestrado INTITULADA:**

\* Evolução Estrutural e aspectos petrológicos das ocorrências auríferas de Serrita e Parnamirim, PE.\*

**APRESENTADA POR : MARCELO DE SOUZA MARINHO**

As 9,00 horas do dia 9 de março de 2012, no auditório do DEGEO/EM/UFOP, deu-se início à defesa pública da dissertação acima referida pelo grau de mestre do Marcelo de Souza Marinho. A apresentação durou 28 minutos passando-se a seguir, à arguição pelos membros da banca examinadora abaixo relacionados durante a qual o candidato demonstrou domínio do tema e um nível de conhecimento compatível com a titulação pretendida. A seguir, após reunião secreta, a banca examinadora decidiu aprovar o candidato por unanimidade. De acordo com o Art. 45 parágrafo único do Regulamento do PPGECRN o candidato deverá apresentar à orientadora, num prazo de quinze dias, os volumes finais da dissertação com as ajustes sugeridos pelos membros da banca examinadora para o recebimento do grau de mestre.

**BANCA EXAMINADORA**

Profª. Drª. Caroline J. Souza Gomes  
Presidente

Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves

Prof. Dr. André Danderfer Filho

Ouro Preto, 09 de Março de 2012





## **FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

*Reitor*

João Luiz Martins

*Vice-Reitor*

Antenor Rodrigues Barbosa Júnior

*Pró-Reitor de Graduação*

Jorge Adílio Penna

### **ESCOLA DE MINAS**

*Diretor*

José Geraldo Arantes de Azevedo Britto

*Vice-Diretor*

Wilson Trigueiro de Sousa

### **DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

*Chefe*

Issamu Endo

*Chefe Adjunto*

Hermínio Arias Nalini Júnior

**CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 69**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 299**

**EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E ASPECTOS PETROLÓGICOS DAS  
OCORRÊNCIAS AURÍFERAS DE SERRITA E PARNAMIRIM,  
PERNAMBUCO**

**Marcelo de Souza Marinho**

*Orientadora*

Caroline Janette Souza Gomes

*Co-orientador*

Newton Souza Gomes

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre Ciências Natural, Área de Concentração: Geologia Estrutural e Tectônica

**OURO PRETO**

**2012**

---

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>  
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>  
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>  
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita  
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais  
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

ISSN 85-230-0108-6

Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1ª

“Considerai como crescem os lírios do campo; não trabalham nem fiam.

Entretanto, eu vos digo que o próprio Salomão no auge de sua glória  
não se vestiu como um deles.”

(Mt 6, 28-29)

## Agradecimentos

---

Ao Serviço Geológico do Brasil – SBG/CPRM pela oportunidade de realização desse projeto. Ao Superintendente José Wilson Temoteo pela compreensão e confiança durante essa etapa. Ao Gerente Adeilson Alves Wanderley pela ajuda inestimável, que dificilmente poderia ser expressa em palavras. Aos colegas Vladimir, Roberto Gusmão, Rodrigo, Roberta, Alan e Geysson da SUREG-RE, pela ajuda direta ou indireta na realização do trabalho.

A Profa. Caroline Janette Souza Gomes pela paciência e zelo durante sua orientação e pela colaboração indispensável para concretização dessa dissertação.

Ao Prof. Newton Souza Gomes pela ajuda e esclarecimentos prestados durante o desenvolvimento da parte de petrologia.

Ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais e ao Departamento de Geologia da Escola de Minas, UFOP. Aos coordenadores dos laboratórios de Microscopia Ótica e de Microanálises, cuja infraestrutura permitiu o desenvolvimento do trabalho.

À Profa. Marly Babinsky e aos técnicos do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, pela prestatividade e auxílio nas interpretações das análises isotópicas.

Ao técnico Luis Garcia do Laboratório de Microanálises da UFMG pelas prosas e pelo auxílio durante a execução das sessões de microsonda.

Aos garimpeiros José Rufino Martins, Cícero Ângelo Ferreira, José Augusto Martins e Carlos Alberto Bezerra Cintra, pela prestatividade e pela companhia durante as etapas de campo. O auxílio e a experiência dessas pessoas foram essenciais para realização desse projeto.

À minha mãe Darcy e à minha esposa Kássia pelo carinho e amizade durante esse período, quase bucólico, nas montanhas do vale do Rio do Carmo.

À Dona Maria Helena, pela companhia no dia a dia e pelos ensinamentos de humildade e paciência.

## Sumário

---

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	ix
<b>LISTA DE FIGURAS E TABELAS</b> .....	xv
<b>RESUMO</b> .....	ix
<b>ABSTRACT</b> .....	xxi
<b>1- INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>1.1- APRESENTAÇÃO</b> .....	1
<b>1.2- OBJETIVOS</b> .....	1
<b>1.3- LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO</b> .....	2
<b>1.4- MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	3
1.4.1- Pesquisa Bibliográfica .....	3
1.4.2- Interpretação Geofísica e Sensoriamento Remoto .....	3
1.4.3- Etapas de Campo .....	3
1.4.4- Trabalhos de Laboratório .....	4
<i>Tratamento de Dados Estruturais</i> .....	4
<i>Descrição Petrográfica e Microestrutural</i> .....	5
<i>Microsonda e MEV-EDS</i> .....	5
<i>Isótopos de Pb</i> .....	6
<b>2- GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	7
<b>2.1- CONTEXTO GEOTECTÔNICO</b> .....	7
<b>2.2- A PROVÍNCIA BORBOREMA</b> .....	7
<b>2.3- DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL</b> .....	9
2.3.1- Terreno Piancó-Alto Brígida .....	12
<b>2.4- ASPECTOS ESTRUTURAIS DA ZONA TRANSVERSAL</b> .....	14
<b>2.5- OCORRÊNCIAS DE AU-AG-PB DE SERRITA</b> .....	15
<b>3- ROCHAS ENCAIXANTES E VEIOS DE MINÉRIO</b> .....	17
<b>3.1- INTRODUÇÃO</b> .....	17
<b>3.2- CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA</b> .....	17
3.2.1- Grupo Salgueiro .....	17
<i>Veios de Minério</i> .....	22



3.2.2- <i>Stock</i> Barra Verde .....	24
<i>Rocha Primária</i> .....	24
<i>Halos de Alteração</i> .....	27
<i>Veios de Minério</i> .....	31
<b>3.3- QUÍMICA MINERAL</b> .....	33
3.3.1- Minerais-Minério .....	33
3.3.2- Silicatos.....	35
<b>3.4- ISÓTOPOS DE Pb</b> .....	37
3.4.1- O Uso de Isótopos de Pb no Rastreamento de Áreas Fonte dos Metais .....	37
3.4.2- Isótopos de Pb das Ocorrências de Au de Serrita .....	38
<b>3.5- INTERPRETAÇÕES</b> .....	41
3.5.1- Xistos .....	41
3.5.2- Granitóides .....	42
<b>4- GEOLOGIA ESTRUTURAL</b> .....	47
<b>4.1- INTRODUÇÃO</b> .....	47
<b>4.2- ANÁLISE DESCRITIVA DAS ESTRUTURAS PRIMÁRIAS E DA TRAMA DÚCTIL</b> .....	48
4.2.1- Grupo Salgueiro .....	48
<i>Estruturas Planares</i> .....	48
<i>Estruturas Lineares</i> .....	50
<i>Dobras</i> .....	51
4.2.2- Suíte Serrita.....	55
<b>4.3- INTERPRETAÇÃO DA TRAMA DÚCTIL</b> .....	56
4.3.1- Fase P <sub>1</sub> .....	57
4.3.2- Fase P <sub>2</sub> .....	57
4.3.3- Fase P <sub>3</sub> .....	58
4.3.4- Fase P <sub>4</sub> .....	58
<b>4.4- ANÁLISE DESCRITIVA DA TRAMA FRÁGIL-DÚCTIL/FRÁGIL</b> .....	58
4.4.1- Veios .....	59
<i>Veios no Grupo Salgueiro</i> .....	59
<i>Características Gerais V<sub>3</sub></i> .....	60
<i>Textura dos Veios de Minério</i> .....	62

<i>Deformação Frágil</i> .....	62
<i>Deformação Dúctil</i> .....	65
<i>Veios nos Granitóides</i> .....	68
4.4.2- Falhas.....	72
<i>Análise Dinâmica</i> .....	74
<i>Resultados Obtidos</i> .....	76
4.4.3- Juntas .....	78
<i>Conceitos Básicos</i> .....	79
<i>Tratamento Estatístico</i> .....	79
<b>4.5- INTERPRETAÇÃO DA TRAMA FRÁGIL-DÚCTIL/FRÁGIL</b> .....	<b>85</b>
4.5.1- Introdução.....	85
4.5.2- Discussão dos Dados .....	85
<i>Veios Encaixados no Grupo Salgueiro</i> .....	86
<i>Textura Blocky</i> .....	86
<i>A Deformação dúctil nos veios <math>V_3</math></i> .....	86
<i>A Deformação frágil nos veios <math>V_3</math>: fraturas e brechas</i> .....	87
<i>Geometria e ambiente de formação dos veios de minério</i> .....	89
<i>Modelo de evolução dos veios</i> .....	90
<i>Veios Encaixados no Stock Barra Verde</i> .....	92
<i>Juntas</i> .....	92
<b>5- CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES</b> .....	<b>93</b>
<b>5.1- INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CORRELAÇÃO COM INFORMAÇÕES DA LITERATURA</b> .....	<b>93</b>
<b>5.2- CONCLUSÕES</b> .....	<b>96</b>
5.2.1- Rochas Encaixantes.....	97
<i>Os Metassedimentos do Grupo Salgueiro</i> .....	97
<i>Os Granitóides da Suíte Serrita</i> .....	97
5.2.2- Os Veios de Minério .....	98
<i>Evolução Estrutural</i> .....	98
<i>Evolução Petrológica</i> .....	99
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>101</b>
<b>ANEXOS</b> .....	<b>107</b>

## Lista de Figuras e Tabelas

---

<b>Figura 1.1</b> - Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo .....	2
<b>Figura 2.1</b> – Compartimentação geotectônica da Província Borborema segundo Almeida <i>et al.</i> (1976)..	8
<b>Figura 2.2</b> – Esboço geológico do domínio da Zona Transversal, modificado de Medeiros (2004) .....	10
<b>Figura 2.3</b> – Localização geológica da Zona Transversal no contexto da Província Borborema.....	11
<b>Figura 3.1</b> – Aspectos macroscópicos e microscópicos dos xistos correlacionados ao Grupo Salgueiro. .	18
<b>Figura 3.2</b> – Aspecto microestruturais das amostras de xisto.....	20
<b>Figura 3.3</b> – Minerais acessórios. ....	21
<b>Figura 3.4</b> – Textura de minerais opacos. ....	22
<b>Figura 3.5</b> – Formas de ocorrência de ouro na amostra MM-25 .....	23
<b>Figura 3.6</b> – Aspecto textural dos feldspatos em amostras com alteração incipiente.....	25
<b>Figura 3.7</b> – Feições microscópicas de amostras com alteração incipiente. ....	26
<b>Figura 3.8</b> – Feições macroscópicas e microscópicas das alterações hidrotermais no granitoide.....	28
<b>Figura 3.9</b> – Quadro apresenta de maneira esquemática a composição mineral observada em amostras com alteração incipiente, que compreendem a rocha original, e amostras com alteração média e intensa, que correspondem aos halos de alteração hidrotermal. ....	29
<b>Figura 3.10</b> – Aspectos texturais dos minerais em halos de alteração hidrotermal. ....	30
<b>Figura 3.11</b> – Assembléia dos principais minerais-minério observados em halos de alteração e veios encaixados nos granitóides.....	32
<b>Figura 3.12</b> – Gráfico de correlação entre percentagens atômicas (% at) obtidas através de microsonda eletrônica.....	34
<b>Figura 3.13</b> – Classificação das micas segundo diagrama de Tischendorf <i>et al.</i> (1997).....	36
<b>Figura 3.14</b> – Composição isotópica de Pb de galenas em veios de minério encaixados no xisto e no granitoide e composição em rocha total para as rochas encaixantes. ....	40
<b>Figura 4.1</b> – (a) Acamamento sedimentar definido pela intercalação milimétrica a centimétrica de níveis metapelíticos e metapsamíticos. ....	49
<b>Figura 4.2</b> – Diagramas de projeções estereográficas.....	49
<b>Figura 4.3</b> – Diagramas de projeções estereográficas. ....	50

<b>Figura 4.4</b> – Diagrama estereográficos de lineações.....	51
<b>Figura 4.5</b> – Aspectos de afloramento das dobras $d_{n+1}$ . ....	52
<b>Figura 4.6</b> – Diagramas estereográficos para elementos geométricos das dobras $d_{n+1}$ . ....	53
<b>Figura 4.7</b> – Estilos estruturais das dobras $d_{n+2}$ . ....	54
<b>Figura 4.8</b> – Diagramas estereográficos para as dobras $d_{n+2}$ . ....	54
<b>Figura 4.9</b> – Aspectos de campo da zona de cisalhamento Parnamirim....	55
<b>Figura 4.10</b> – Aspectos da deformação nos granitóides.....	56
<b>Figura 4.11</b> – Veios de quartzo estéreis ( $V_1$ ) concordantes a subconcordantes a xistosidade ( $S_1$ ). ....	60
<b>Figura 4.12</b> – Diagrama de roseta para os veios $V_3$ presentes na área de estudo. ....	61
<b>Figura 4.13</b> – Aspectos macroscópicos dos veios $V_3$ .....	63
<b>Figura 4.14</b> – Amostras de mão representativas dos diferentes tipos de brecha identificadas nos veios de minério.....	64
<b>Figura 4.15</b> – Feições microestruturais das brechas em mosaico.....	65
<b>Figura 4.16</b> – Feições microestruturais de veios de quartzo pouco deformados. ....	66
<b>Figura 4.17</b> – Feições microestruturais observadas nos veios de minério .....	67
<b>Figura 4.18</b> – Relações de campo de veios presentes no Plúton Serrita. ....	68
<b>Figura 4.19</b> – Diagramas de roseta para o levantamento estatístico de dados realizado no ponto 47 do Plúton Serrita. ....	69
<b>Figura 4.20</b> – Veios de quartzo associados às ocorrências de ouro do <i>Stock Barra Verde</i> (ponto 12). ....	70
<b>Figura 4.21</b> – Atitudes dos veios de quartzo associados às ocorrências de ouro no <i>Stock Barra Verde</i> . ...	70
<b>Figura 4.22</b> – Veios de quartzo associados ao ouro, <i>Stock Barra Verde</i> . ....	71
<b>Figura 4.23</b> – Aspecto das mesofalhas observadas em campo. ....	72
<b>Figura 4.24</b> – (a) Diagrama de roseta para as direções dos planos de falha do <i>Stock Barra Verde</i> com concentração máxima em $150^\circ$ Az. ....	73
<b>Figura 4.25</b> – Diagramas de roseta e histograma das estrias de falha do <i>stock Barra Verde</i> . ....	73
<b>Figura 4.26</b> – Diagrama <i>slip-linear plot</i> , com os pólos dos planos de falha (ponto) e o sentido de deslocamento do teto da falha .....	74

<b>Figura 4.27</b> – Estereogramas apresentando os resultados da reconstrução da paleotensão para o sistema de falhas normais do <i>Stock Barra Verde</i> . .....	76
<b>Figura 4.28</b> – Estereogramas apresentando os resultados da reconstrução da paleotensão para os sistemas de falhas reversas (à esquerda) e direcionais (à direita) do <i>Stock Barra Verde</i> . .....	77
<b>Figura 4.29</b> – Estereogramas apresentando os resultados da reconstrução da paleotensão para dois sistemas de falhas direcionais na Bacia de Fátima. ....	77
<b>Figura 4.30</b> – Estereogramas apresentando os resultados da reconstrução da paleotensão para dois sistemas de falhas direcionais na Bacia de Mirandiba. ....	78
<b>Figura 4.31</b> – Histogramas de frequência de azimutes de juntas para as diversas estações de coleta. O intervalo de classe utilizado foi de 5°. ....	82
<b>Figura 4.32</b> – Curvas de frequência suavizadas delineiam a distribuição dos azimutes de juntas para cada ponto. ....	83
<b>Figura 4.33</b> – Diagrama de roseta obtido para cada ponto. O ângulo de setor utilizado é igual a 5°. ....	84
<b>Figura 4.34</b> – Modelo de evolução dos veios de minério encaixados no metassedimento. ....	91
<b>Tabela 1.1</b> – Elementos analisados, padrões e cristais escolhidos, tempo de contagem e desvio-padrão (D.P.) das análises de minerais-minério. ....	5
<b>Tabela 1.2</b> – Elementos analisados, padrões e cristais escolhidos, tempo de contagem e desvio-padrão (D.P.) das análises de silicatos. ....	6
<b>Tabela 3.1</b> – Análises químicas representativas de piratas em halos de alteração do granitoide e no veio de quartzo encaixado no xisto (*). ....	34
<b>Tabela 3.2</b> – Composições de grãos de ouro obtidas a partir de análises semi-quantitativas de MEV-EDS. ....	35
<b>Tabela 3.3</b> – Valor médio e desvio-padrão das análises químicas apresentadas para as diferentes texturas analisadas nos halos de alteração dos granitóides. ....	36
<b>Tabela 3.4</b> – Valor médio e desvio padrão das análises de plagioclásio em halo de alteração dos granitóides. ....	37
<b>Tabela 3.5</b> – Composições de Isótopos de Pb de rocha-total para as encaixantes dos veios de minério. ...	39
<b>Tabela 3.6</b> – Composições de Isótopos de Pb de galenas em veios encaixados no xisto e no granitóide (gran.).....	39
<b>Tabela 3.7</b> – Síntese da relação temporal, distribuição e gênese interpretadas para as alterações hidrotermais observadas no <i>Stock Barra Verde</i> . ....	45
<b>Tabela 4.1</b> – Simbologia utilizada para representação dos elementos estruturais. ....	47
<b>Tabela 4.2</b> – Convenção adotada para o ângulo de mergulho ou caimento dos elementos estruturais. ....	48

<b>Tabela 4.3</b> – Características gerais das principais fases de deformação interpretadas para área. ....	57
<b>Tabela 4.4</b> – Inventário dos dados de fraturas coletados em campo. ....	59
<b>Tabela 4.5</b> – Conjuntos de juntas (I a V) obtidos para cada afloramento a partir da análise dos histogramas das figuras 4.31 e 4.32. ....	80
<b>Tabela 4.6</b> – Síntese das principais feições das fraturas que deformam os veios $V_3$ associados ao minério... ..	87
<b>Tabela 4.7</b> – Síntese das brechas observadas na área. ....	88



## Resumo

---

Ocorrências filoneas de Au, Ag e Pb distribuem-se entre os municípios de Serrita e Parnamirim, Pernambuco. Essas ocorrências estão encaixadas em metassedimentos correlacionadas ao Grupo Salgueiro e a quartzo-monozodioritos pertencentes a Suíte Serrita, da Zona Transversal, Província Borborema. Dados meso- e microestruturais, petrológicos e de isótopos de Pb foram utilizados com intuito de compreender o desenvolvimento dos filões de minério no contexto da evolução de suas rochas encaixantes. Foram identificadas quatro fases de deformação nos metassedimentos, que registram a mudança de uma tectônica de baixo ângulo em regime dúctil, na qual está associado o pico metamórfico, para uma tectônica direcional, que marca a transição para o regime frágil-dúctil. Essa deformação foi correlacionada ao Ciclo Brasileiro (640 – 510 Ma). Os quartzo-monozodioritos exibem deformação incipiente e foram interpretados como anteriores a última fase de deformação. Os veios de minério são nitidamente posteriores à terceira fase de deformação e consequentemente ao pico metamórfico na região. A colocação dessas estruturas ocorreu em regime frágil-dúctil e foi controlada por sistemas de fraturas E-W/ESE-WNW e N-S/NNW-SSE no metassedimento e NW-SE nos quartzo-monozodioritos. As características morfológicas, estruturais e microestruturais indicam uma evolução distinta dos veios em função de sua rocha encaixante. No metassedimento, os veios registram a evolução da deformação em condições crustais progressivamente mais rasas e, nos quartzo-monozodioritos, possuem deformação incipiente, similar às suas encaixantes. Correlaciona-se o desenvolvimento dos veios aos estágios finais da última fase de deformação, em ambiente direcional. A alteração hidrotermal também é distinta entre os veios. No metassedimento o halo de alteração é imperceptível e, em escala de lâmina, indicado pela carbonatação e subordinadamente por grãos de ouro micrométricos disseminados. Nos quartzo-monozodioritos os halos de alteração são definidos, nas porções proximais, pela sericitização, silicificação e subordinadamente carbonatação e sulfetação. Nas porções distais essas alterações são incipientes e obliteram um estágio anterior de potassificação e fluoritização, provavelmente induzido por fluidos residuais da cristalização magmática. Os veios apresentam três estágios na evolução de seus constituintes. O primeiro estágio está relacionado à cristalização de assembléias de sulfetos, em condições redutoras. O segundo ocorreu em condições mais oxidantes e obliterou parcialmente os minerais pretéritos. O último estágio corresponde à alteração supergênica, na qual formaram-se hidróxidos e argilo-minerais. A composição isotópica de Pb para galenas de veios encaixados no metassedimento e no quartzo-monozodioritos indicam fontes híbridas para os metais.

## Abstract

---

Lode Au-Ag-Pb occurrences are spread along the Serrita and Parnamirim municipalities in northwest Pernambuco. The occurrences are hosted in metasediments attributed to the Salgueiro Group and in quartz-monzodiorites of the Serrita Suite, located in the Transversal Zone of the Borborema Province. Meso- and microstructural, petrologic and Pb-isotope data were applied for better understanding of the Au-quartz vein development in the context of the host-rock evolution. Four main deformation phases were recognized in metasediments. These phases record the transition from a low-angle ductile tectonic, with which is associated the metamorphic peak, to a strike-slip tectonic, which marks the transition to the fragile-ductile regime, during the Brasiliano Cycle (640 – 510 Ma). The quartz-monzodiorites show an incipient deformation and their emplacement is apparently prior to the last deformation phase. The ore veins clearly postdate the third deformation phase and therefore the regional metamorphic peak. These structures were emplaced in the fragile-ductile transition and controlled by E-W/ESE-WNW and N-S/NNW-SSE fractures in the metasediments, and NW-SE fractures in the quartz-monzodiorites. The morphological, structural and microstructural features point to the distinct evolution of the veins in function of their hosts. The metasediment-hosted veins record a deformation at progressively shallower crustal levels and the quartz-monzodiorites-hosted veins show incipient deformation, similar to their hosts. The development of the veins is attributed to the late stages of the last deformation phase, associated with the regional direction regime. The hydrothermal assemblage is also distinct for the veins. In the metasediment, the water selvage alteration was imperceptible, and was only depicted microscopically by the presence of incipient carbonatation and rarely disseminated gold grains. The water salvage alteration in the quartz-monzodiorites is well defined in the proximal portions by sericitization, silicification and minor amounts of carbonatation and sulfetation. The distal assemblage is almost the same and replaces an early stage of potassification and fluoritization, probably related to residual magmatic fluids. The petrographic studies have found three main stages of evolution for the constituents of the veins. The first stage is related to sulfide crystallization under reduced environmental conditions. The second one took place in oxidizing conditions and partially replaced the preterit assembly. The last stage corresponds to supergenic alteration, in which hydroxides and clay-minerals have formed. The Pb isotopic signatures of galenas in metasediments and quartz-monzodiorites point to a hybrid metal source.

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

---

### 1.1 - APRESENTAÇÃO

As ocorrências filoneanas de Au, Ag e Pb localizadas entre os municípios de Serrita-PE e Parnamirim-PE foram primeiramente reportadas no início da década de 80, em trabalhos desenvolvidos pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM (*e.g.* Torres & Santos 1983, Torres *et al.* 1986). Tais ocorrências estão inseridas no Distrito Mineiro de Serrita-São José do Belmonte e distribuem-se por 16 localidades (Torres & Santos 1983, Dantas 2000). Os veios de minério ocorrem em rochas metassedimentares e em corpos de granitóides, presentes na região.

A maior parte dos trabalhos desenvolvidos na área foi produto de campanhas de prospecção mineral ou cadastramento de garimpos (Torres & Santos 1983, Torres *et al.* 1986, Dantas & Viera Filho 1990, Mont’Alverne *et al.* 1995), e, apenas um trabalho tratou da evolução dos corpos de minério de Serrita (Beurlen *et al.* 1997). Esses trabalhos enfatizaram as características texturais e petrológicas dos veios e, apesar de apresentarem descrições detalhadas sobre a morfologia e a direção dos filões, a sua evolução estrutural e de suas rochas encaixantes permanecem pouco compreendidas. Não existem trabalhos a respeito das ocorrências de Parnamirim.

Assim, o principal intuito do presente estudo é compreender a formação do minério e a sua correlação com o desenvolvimento estrutural da região, assim como o controle estrutural dos sistemas de fraturas nos quais os corpos de minério se alojaram.

### 1.2 - OBJETIVOS

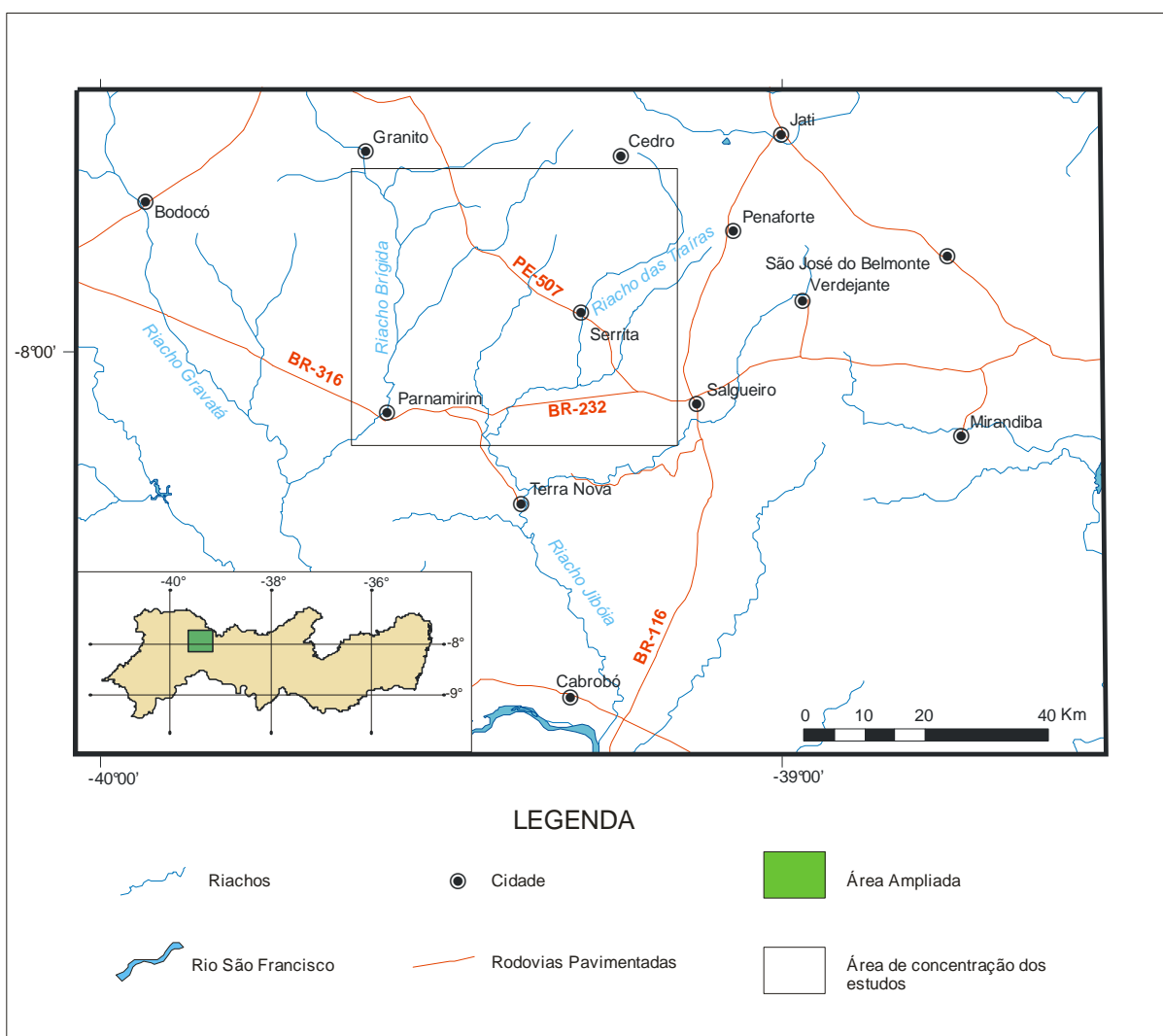
Esse trabalho visa contextualizar as ocorrências de Au, Ag e Pb no âmbito da evolução da Zona Transversal e contribuir para o entendimento da metalogênese do minério. Para tanto os principais objetivos foram:

- (1) Caracterizar a evolução estrutural das rochas encaixantes dos veios de minério;
- (2) Definir a relação entre a deformação observada nas rochas encaixantes e a colocação dos veios de minério;
- (3) Compreender o controle e a evolução estrutural dos veios de minério;
- (4) Caracterizar as assembléias de alteração hidrotermal nas diferentes encaixantes, com o intuito de definir a natureza e a presença de eventuais estágios de alteração durante a interação entre fluido(s) e rocha encaixante;

- (5) Definir as composições isotópicas de Pb para o minério e para as rochas encaixantes, afim de caracterizar a(s) possível(is) área(s) fonte(s) dos metais.

### 1.3 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se no noroeste do Estado de Pernambuco, entre os municípios de Serrita e Parnamirim (Fig. 1.1). Os principais acessos às referidas cidades, a partir de Recife-PE, são a BR-232 e a PE-507. O acesso às ocorrências é feito a partir de estradas vicinais não pavimentadas, porém de boa circulação. Em Serrita, toma-se a estrada que liga a cidade ao distrito de Barra Verde, enquanto em Parnamirim segue-se até o Garimpo do Chapéu, as margens do Açude do Chapéu.



**Figura 1.1** - Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo.

## **1.4 MATERIAIS E MÉTODOS**

### **1.4.1 - Pesquisa Bibliográfica**

A pesquisa bibliográfica compreendeu a seleção de mapas, textos científicos e relatórios técnicos com enfoque na geologia da região em estudo. Esse trabalho auxiliou na preparação de um mapa de campo preliminar e na contextualização do objeto de estudo no âmbito regional. Ademais foram pesquisados temas relacionados nas áreas de geologia estrutural, com ênfase em veios e na deformação frágil/frágil-dúctil, e de petrologia, com ênfase em alterações hidrotermais e aplicações do estudo de isótopos de Pb.

### **1.4.2 - Interpretação Geofísica e Sensoriamento Remoto**

As interpretações de imagens de satélite e mapas aerogeofísicos foram utilizadas na fase inicial do projeto. O intuito foi obter diversas *layers* de fotolineamentos (aeromagnetométrico e imagens de satélite) e de domínios texturais (aerogamaespectrométrico e aerogravimétrico) para, em conjunto com os dados da literatura, produzir um mapa geológico regional preliminar. Maiores informações estão descritas no item 4.1.

Os traços estruturais regionais apresentados no mapa geológico (anexo IX) foram obtidos com a interpretação de imagens SRTM 90, numa escala de 1:250.000. Foram diferenciados traçados que acompanham vales/depressões, daqueles associados às cristas das serras da área. As imagens SRTM 90 foram obtidas através do projeto Brasil em Relevo, da EMBRAPA (Miranda 2010). Para o tratamento das imagens foram utilizando os *softwares* ENVI 4.5 (processamento da SRTM 90), ArcGis 9.3 (desenho dos traçados) e Corel Draw X4 (confecção da figura final).

O mapa geofísico foi cedido pelo geofísico Roberto Gusmão de Oliveira a partir dos dados do Levantamento Geofísico Pernambuco-Piauí da CPRM. O contraste observado no mapa radiométrico canal de K foram checados em campo e comparados com a compilação de mapas anteriores para auxiliar na delimitação do *stock* Barra Verde e plúton Serrita. Utilizou-se o *software* ArcGis 9.3 para a delimitação dos corpos.

### **1.4.3 - Etapas de Campo**

Os trabalhos de campo foram feitos em duas etapas. Essas etapas tiveram a duração de 20 e 15 dias e foram realizadas nos meses de janeiro e setembro, respectivamente. Durante esses trabalhos, definiram-se 92 estações de coleta de dados, nas quais foram levantados dados petrográficos e estruturais, e coletadas amostras. Essas estações foram agrupadas em 82 pontos, os quais estão apresentados no anexo I.

Os dados estruturais foram coletados em antigos garimpos (24) e em áreas adjacentes, conforme apresentado nos anexos I e IX. Foram selecionadas 16 estações para realização de estudos

de detalhe, sendo que 6 compreendem antigos garimpos. Nesses locais foi realizado o levantamento estatístico de fraturas através do método do inventário, que consiste na medição da orientação de todas as estruturas presentes em uma área pré-determinada.

O levantamento de fraturas foi realizado em diversas estações distribuídas pela área de estudo, conforme apresentado na tabela 4.4. Para a coleta de dados utilizou-se o método do inventário por área(s) selecionada(s). Oito pontos apresentaram o número de medidas recomendável para o tratamento estatístico, onde  $N > 50$ , conforme foi sugerido por Arlegui & Simón (2001). Entretanto, no presente trabalho, as estações com  $N > 25$  foram consideradas para critério de comparação.

A descrição desses veios foi baseada nos dados coletados em campo e no mapa de veios apresentado no relatório final do Projeto Serrita (Torres *et al.* 1986), o qual foi reproduzido no Anexo X. O referido mapa apresenta a orientação de 27 veios principais e fornece informações valiosas em relação à espessura, comprimento e o teor de minério dessas estruturas. Essas informações foram obtidas pelos autores através da execução de trincheiras e são dificilmente acessados nas atuais exposições.

Os dados de campo foram coletados tanto em garimpos quanto em estações não relacionadas às ocorrências e totalizam 114 medidas de orientação de veios, sendo que 71 delas estão associados aos veios de minério. Sempre que possível foram coletados dados de comprimento e espessura dos veios. Amostras de veios de minério foram selecionadas para estudos microestruturais.

#### **1.4.4 - Trabalhos de Laboratório**

##### *Tratamento de Dados Estruturais*

O tratamento estatístico dos dados estruturais foi feito com a utilização dos *softwares* Excel 2007, Georient 9.4.4, StereoNet e WinTensor (Delvaux 2009). Os diagramas estereográficos apresentados utilizam a projeção Schmidt de igual área e os dados estão plotados no hemisfério inferior. Os diagramas de contorno de densidade foram gerados pelo *software* StereoNet através do método convencional, o qual utiliza um círculo de contagem angular para calcular a densidade dos pontos. O índice K utilizado está expresso em cada diagrama. Este representa a constante utilizada na função de cálculo da densidade e seu valor reflete a resolução da função.

O tratamento de fotografias e a confecção de fotomosaicos foram realizados com os *softwares* Canon Zoom Browser EX e Canon Photo Stitch (preparação dos foto mosaicos) e Corel X4, Corel PhotoPaint X4 (edição e preparação das figuras).

Os dados estão apresentados na forma de figuras e diagramas, além de mapas litoestrutural e dois perfis geológicos (Anexo IX).



### *Descrição Petrográfica e Microestrutural*

A caracterização petrográfica do Grupo Salgueiro foi feita com base na descrição de 12 lâminas delgadas polidas, dentre essas 5 orientadas, distribuídas em amostras coletadas em garimpos e em áreas afastadas destes (anexo I). O anexo II apresenta a descrição completa de 7 amostras representativas dessa unidade e a porcentagem modal estimada para cada mineral. Ademais foram feitas 17 lâminas dos veios de minério encaixados nessas litologias, das quais 9 estão orientadas.

A descrição nos granitóides concentrou-se no *Stock* Barra Verde, visto sua relação com o minério, e está parcialmente apresentada no anexo III. No total foram descritas 39 lâminas delgadas do granitóide e de veios neles encaixados, dentre as quais 20 foram selecionadas para análise modal. Essa análise foi estabelecida na contagem mínima de 200 pontos, conforme apresentado no Anexo IV. Esse estudo foi realizado com intuito de quantificar as variações modais decorrentes da alteração hidrotermal gerada pelos veios. Adicionalmente foram descritas também 4 amostras orientadas dos veios.

A descrição microestrutural foi utilizada com intuito de fornecer dados complementares a respeito da formação e deformação dos veios, além da deformação nas rochas encaixantes. A captura das fotomicrografias foi realizada utilizando-se a câmera e o programa AxioCam-ERc 5s da Zeiss. Tratamentos adicionais nas imagens foram efetuados com o programa CoreIDRAW X4.

### *Microsonda e MEV-EDS*

As análises de química mineral foram realizadas no Laboratório de Microanálises da UFMG, utilizando-se o aparelho de microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA-8900RL. Foram realizadas duas sessões de microsonda, uma para análise de sulfetos e outra para análise de silicatos. As calibrações utilizadas foram 15 kV e 20 kV de voltagem de aceleração e 20 nA de corrente, para análise de silicatos e minerais-minério, respectivamente. Os elementos e os padrões escolhidos nessas análises estão apresentados na tabela 1.1 e 1.2. Os resultados das análises estão apresentados nos anexos V e VI.

**Tabela 1.1** – Elementos analisados, padrões e cristais escolhidos, tempo de contagem e desvio-padrão (D.P.) das análises de minerais-minério.

Elemento Analisado	Raio X	Cristal	Padrão	Pico	Back	S.D. (%)
S	Ka	PETJ	Pirita	10.0 s	5.0 s	0.14
Fe	Ka	LIF	Pirita	10.0 s	5.0 s	0.24
Cu	Ka	LIF	Calcopirita	10.0 s	5.0 s	0.25
As	La	TAP	Arsenopirita	10.0 s	5.0 s	0.13
Pb	Ma	PETJ	Galena	10.0 s	5.0 s	0.24
Au	La	LIF	Au metal	10.0 s	5.0 s	0.22
Ag	La	PETJ	Ag metal	10.0 s	5.0 s	0.13

**Tabela 1.2** – Elementos analisados, padrões e cristais escolhidos, tempo de contagem e desvio-padrão (D.P.) das análises de silicatos.

Elemento Analisado	Raio X	Cristal	Padrão	Pico	Back	D.P. (%)
F	Ka	TAP	Fluorita	10.0 s	5.0 s	0.56
Cl	Ka	PETJ	Cl-Apatita	10.0 s	5.0 s	0.38
Fe	Ka	LIF	Magnetita	10.0 s	15.0 s	0.32
Na	Ka	TAP	Jadeita	10.0 s	5.0 s	0.41
K	Ka	PETJ	Microclina	10.0 s	5.0 s	0.27
Mg	Ka	TAP	MgO	10.0 s	5.0 s	0.10
Ca	Ka	PETJ	Wollastonita	10.0 s	5.0 s	0.25
Al	Ka	TAP	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.0 s	5.0 s	0.09
Ti	Ka	PETJ	Rutilo	10.0 s	5.0 s	0.15
Si	Ka	TAP	Quartzo	10.0 s	5.0 s	0.09
Mn	Ka	PETJ	Rodonita	10.0 s	5.0 s	0.20

As análises semi-quantitativas foram efetuadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) com *energy dispersive x-ray detector* (EDS) no Laboratório de Microanálises do Departamento de Geologia da UFOP. O aparelho, modelo JEOL JSM-5510, operou com aceleração de 20 kV.

#### *Isótopos de Pb*

As análises de isótopos de Pb foram desenvolvidas em amostras de galena, coletadas em diferentes veios dos garimpos, e em amostras de rochas encaixantes, selecionadas em área afastadas dos garimpos. Os locais de coleta estão listados no anexo I e os dados da análise estão apresentados nas tabelas 3.5 e 3.6 (Cap. 3).

As amostras de galena foram separadas dos veios de minério manualmente, com ajuda de um estilete de aço. Para as análises de rocha total foram selecionadas amostras que apresentassem pouca influência dos fluídos mineralizadores.

As análises foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da USP, no espectrômetro de massa modelo FINNIGAN MAT 262. A metodologia de análise das galenas consiste na pulverização das amostras e dissolução em ácido nítrico. São depositadas em filamento de rênio juntamente com ácido fosfórico e sílica-gel e, então, são efetuadas as análises em espectrômetro de massa. As amostras de rocha total, após a pulverização, são dissolvidas em ácido fluorídrico, diluídas em ácido clorídrico, purificadas em colunas cromatográficas e depositadas em filamentos, de maneira semelhante às galenas.

## CAPÍTULO 2

### GEOLOGIA REGIONAL

---

#### 2.1 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A plataforma Sul-Americana corresponde à fração continental da placa homônima consolidada após o Ciclo Brasileiro (Almeida 1981). Desde então a plataforma manteve-se estável e atuou como antepaís ao longo da evolução das faixas móveis caribenha (a norte) e andina (a oeste) e como substrato para o desenvolvimento de bacias intracontinentais fanerozóicas (Schobbenhaus & Brito Neves 2003). Sua completa individualização ocorreu com a formação da margem continental Atlântica durante o Mesozóico, quando foi separada de sua contraparte africana. A plataforma é formada essencialmente pelo substrato pré-cambriano e por rochas supracrustais fanerozóicas. O embasamento pré-cambriano aflora em três grandes unidades: escudo das Guianas, escudo Brasil-Central e escudo Atlântico.

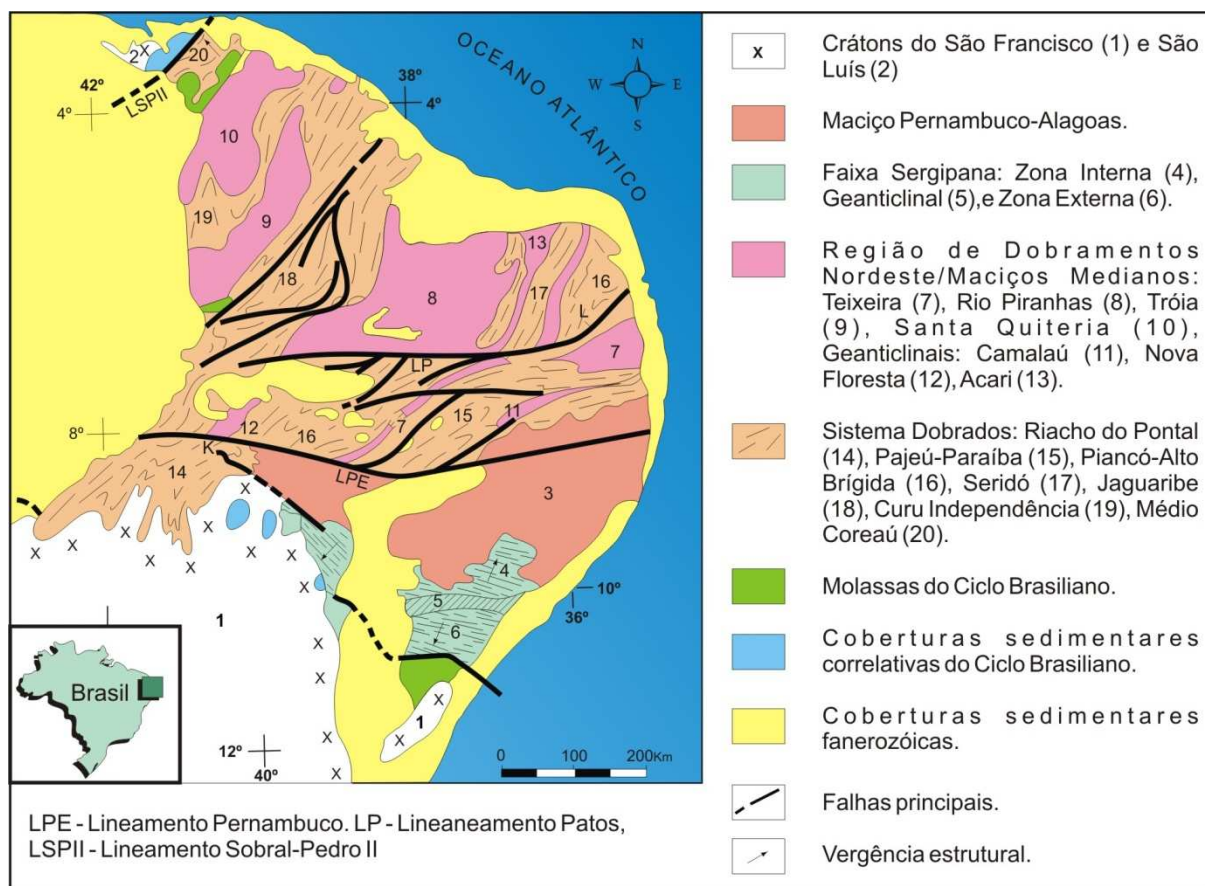
O escudo Atlântico está exposto próximo à margem atlântica da plataforma e evoluiu por uma sucessão de episódios orogênicos e tafrogênicos, datados do neoarqueano ao neoproterozóico. Subdivide-se em quatro províncias estruturais (Almeida 1981), que constituem amplas regiões com feições estratigráficas, tectônicas, magmáticas e metamórficas que permitem distingui-las das áreas contíguas. São elas, as províncias: Borborema, Mantiqueira, São Francisco e Tocantins.

A Província Borborema (Fig. 2.1) está localizada no nordeste brasileiro, onde recobre aproximadamente 400.000 km<sup>2</sup> (Santos & Brito Neves 1984). Seus limites estão encobertos por sedimentos da bacia do Parnaíba, a oeste, e das bacias interiores e costeira, a norte e a leste. Em sua porção meridional possui limite com a Província do São Francisco, o qual é parcialmente encoberto pelos sedimentos da bacia do Jatobá (figuras 2.1 e 2.2).

#### 2.2 - A PROVÍNCIA BORBOREMA

Trabalhos desenvolvidos na década de 70 identificaram os principais elementos geotectônicos da então denominada faixa de dobramentos do Nordeste, com destaque para os trabalhos de Brito Neves (1975) e Almeida *et al.* (1976). Segundo estes autores, a região seria fruto de uma evolução policíclica iniciada com a cratonização de antigos núcleos de embasamento durante o Arqueano ou Paleoproterozóico e terminada no Ciclo Brasileiro, com a formação de faixas dobradas. O Ciclo Brasileiro seria o responsável pelo rejuvenescimento crustal, manifestado pela elevação dos gradientes geotérmicos, intrusões de corpos magmáticos e desenvolvimento dos principais traços estruturais da província. A província era compartimentada basicamente em maciços medianos, zonas geoanticlinais e faixas de dobramento. As duas primeiras unidades foram caracterizadas pela exposição do

embasamento paleoproterozóico ou arqueano, enquanto as faixas de dobramento representavam as rochas supracrustais proterozóicas (Fig. 2.1).



**Figura 2.1** – Compartimentação geotectônica da Província Borborema segundo Almeida *et al.* (1976). Modificado de Medeiros (2004).

Em Almeida *et al.* (1977), o conceito de província estrutural foi introduzido pela primeira vez para a faixa de dobramentos do Nordeste, que recebeu a denominação de Província Borborema. Schobbenhaus & Campos (1984) consolidaram a Província Borborema como entidade brasileira, subdividindo-a nas faixas de dobramento do Nordeste e Sergipana. Nesta mesma época, Santos *et al.* (1984) sugerem a compartimentação da província cinco domínios estruturais denominados Médio-Coreaú, Cearense, Transnordestino, Extremo Nordeste e Sergipano.

Em trabalhos subsequentes, Jardim de Sá *et al.* (1992) e Jardim de Sá (1994) distinguiram faixas supracrustais monocíclicas, cuja deformação era restrita ao Ciclo Brasileiro, de faixas policíclicas que guardavam registros de eventos pretéritos. Com base na heterogeneidade de associações petrotectônicas, dados geocronológicos e estruturais das faixas supracrustais e do embasamento, esse autor sugere que a Província Borborema seria composta por vários terrenos ou

blocos crustais de evolução distintas, cuja aglutinação se consolidaria durante o Ciclo Brasileiro ou mesmo em eventos pretéritos.

Um evento orogênico, entre o Mesoproterozóico Superior e o Neoproterozóico, nos domínios a sul do lineamento Patos foi proposto nos trabalhos de Brito Neves *et al.* (1990), Campos Neto *et al.* (1994) e Santos (1995) sendo formalizado por Brito Neves *et al.* (1995). Com base na interpretação de dados U/Pb e Rb/Sr, os últimos autores denominaram o evento de Cariris Velhos. Este consistiria de um evento extensional, com geração de crosta oceânica, entre 1,150 e 1,100 Ma, seguido pelo desenvolvimento de zonas de subducção e ambientes de arco-magmático que culminaram em processos colisionais entre 950 e 1000 Ma.

Santos (1995, 1996, 1999 e 2000) propôs a divisão da Província Borborema utilizando o conceito de terrenos tectonoestratigráficos. Segundo Santos (2000) a província seria composta por 19 terrenos, agrupados em cinco superterrenos ou domínios; Médio Coreaú, Cearense, Rio Grande do Norte, Zona Transversal e Externo. A amalgamação desses blocos crustais estaria relacionada a eventos de acreção, colisão e dispersão ocorridos durante os ciclos Cariris Velhos (1,1-0,95 Ga) e Brasileiro (0,75-0,57). Outros trabalhos concebem a Província Borborema sob a mesma perspectiva de Santos (2000) divergindo, entretanto, quanto à nomenclatura, limites e número total de terrenos (Ferreira *et al.* 1997, Campelo 1999, Brito Neves *et al.* 2000, Delgado *et al.* 2003).

Mariano *et al.* (1999), Neves & Mariano (2001) e Neves (2003) apresentam uma linha distinta de pensamento, que discorda do modelo acrecionário para a Província Borborema. Estes autores advogam que a província foi consolidada durante o Ciclo Transamazônico e manteve-se relativamente coesa até o Neoproterozóico. Segundo essa concepção a presença de eventos tafrogênicos e/ou magmatismo anorogênico no Paleoproterozóico (1,8 - 1,7 Ma), Mesoproterozóico (1,1 - 1,0 Ma) e Neoproterozóico (750-800, < 650 Ma) se restringiram ao desenvolvimento de riftes ou bacias oceânicas restritas, com produção de crosta oceânica pouco expressiva. Assim, a deformação meso- e neoproterozóica na Província Borborema teria um caráter predominantemente intracontinental.

### **2.3 - DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL**

A Zona Transversal foi denominada por Ebert (1962 *in* Brito Neves 1975) como a região compreendida entre os lineamentos Pernambuco e Patos (anteriormente chamado Paraíba). Esse domínio compreende uma área alongada com mais de 500 km de extensão e aproximadamente 150 km de largura, cuja porção ocidental se afunila, formando um sigmóide na convergência de seus lineamentos limítrofes (Fig. 2.2).

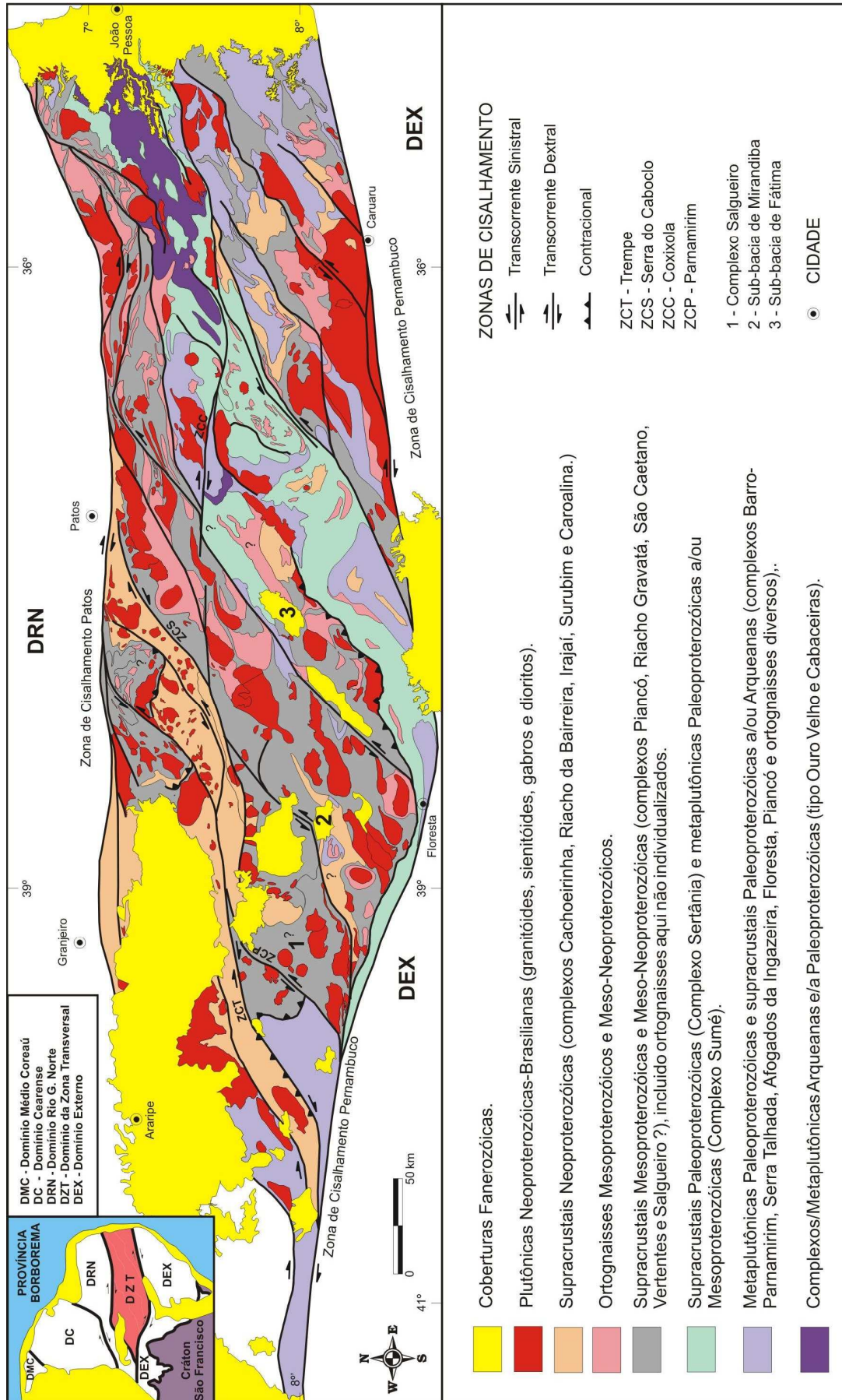
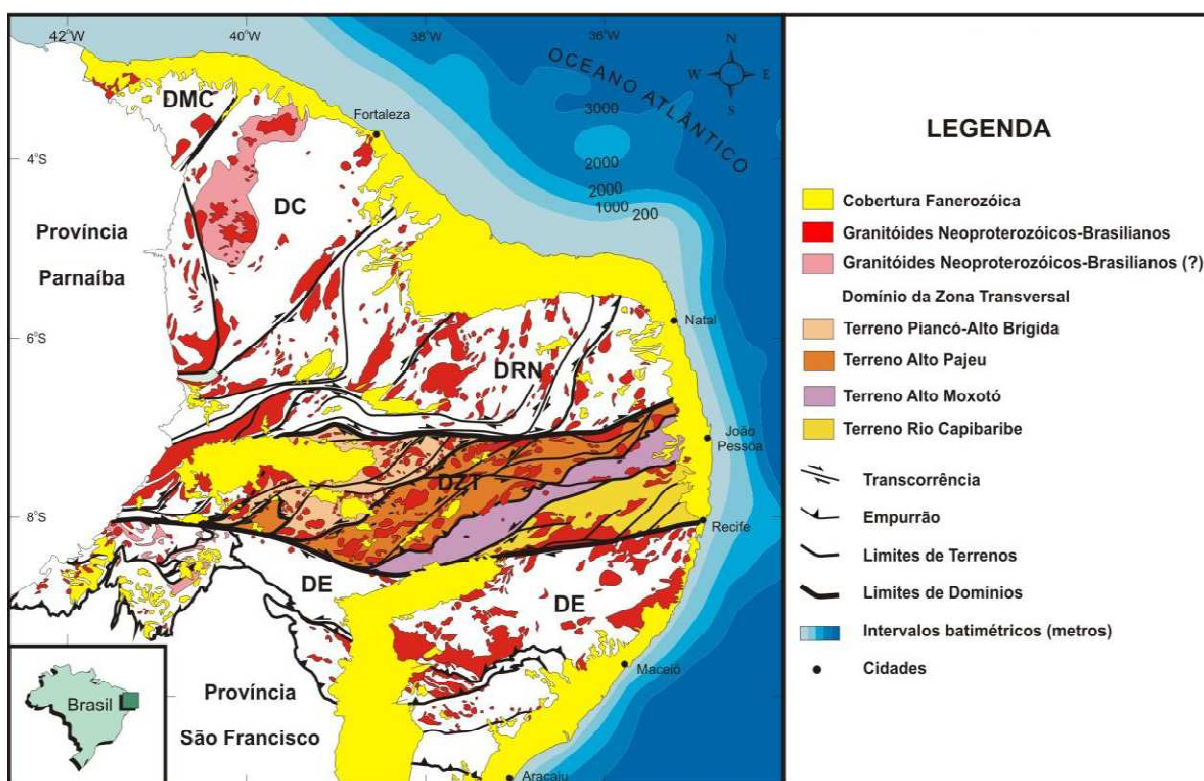


Figura 2.2 - Esboço geológico do Domínio da Zona Transversal, modificado de Medeiros (2004). ? = Unidades com posicionamento geocronológico e/ou estrutural incerto.



O limite norte da Zona Transversal é representado pela zona de cisalhamento Patos. Esta estrutura foi referida por alguns autores como um limite de primeira ordem (Jardim de Sá *et al.* 1992, Van Schumus 1995, Santos 2000) que divide a Província Borborema em dois grandes segmentos: um setentrional, caracterizado por expressiva participação do embasamento arqueano e paleoproterozóico e outro, meridional, com predominância de terrenos meso- e neoproterozóicos. Segundo Campelo (1999), a análise de dados gravimétricos consubstancia a tese de que esta estrutura represente uma sutura entre terrenos distintos. A zona de cisalhamento Pernambuco limita a porção meridional da Zona Transversal, separando-a do Domínio Externo (Fig. 2.2).

A Zona Transversal compreende um mosaico de segmentos crustais orientados segundo a direção NE-SW, os quais possuem associações petrotectônicas, metamorfismo, plutonismo e assinaturas geocronológicas distintas entre si (Brito Neves 1975, Brito Neves *et al.* 1995, Santos 1996, 2000, Santos & Medeiros 1999, Neves 2003). Conforme proposto por Santos (1996, 2000) e Santos & Medeiros (1999), o domínio da Zona Transversal pode ser compartimentada em quatro domínios crustais distintos, denominados terrenos Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe (Fig. 2.3).



**Figura 2.3** – Compartimentação geotectônica da Zona Transversal no contexto da Província Borborema. Abreviaturas dos domínios: DMC – Médio Coreau; DC – Cearense; DRN – Rio Grande do Norte; DZT – Zona Transversal; DE – Externo. Modificado de Medeiros (2004).

### 2.3.1 - Terreno Piancó-Alto Brígida

O Terreno Piancó-Alto Brígida corresponde ao segmento mais ocidental da Zona Transversal. Inicialmente definido por Brito Neves (1975) como faixa de dobramento Piancó-Alto Brígida, este segmento era limitado a leste pelo maciço de Teixeira e, a oeste, pelo geoanticlinal de Nova Floresta (Fig. 2.1). Atualmente, os limites estabelecidos são: a zona de cisalhamento Patos, a norte/noroeste, que se encontra parcialmente encoberta por sedimentos fanerozóicos da bacia do Araripe; a zona de cisalhamento Pernambuco, a sul, e o terreno Alto Pajeú, a sudeste. O limite entre esses terrenos inicialmente relacionado à linha sienítica de Sial (1986) por Santos & Medeiros (1999) e Santos (2000), foi posteriormente associado à zona de cisalhamento Serra do Caboclo por Medeiros (2004).

Diversas classificações estratigráficas foram propostas para região. Barbosa (1970) subdividiu a área em rochas do embasamento (grupo Uauá) e duas sequências supracrustais, os grupos Salgueiro e Cachoeirinha.

Ao estudar a então denominada faixa Piancó, Silva Filho (1984) distingue os dois grupos acima citados com base no metamorfismo, estilo estrutural e potencial metalogenético. Segundo o autor, o **Grupo Salgueiro** é caracterizado por sericita xistos, metarenitos e, em menores proporções, grafita xistos, metacherts ferruginosos e metavulcânicas ácidas, intermediárias e básicas. Essas litologias foram submetidas a um metamorfismo fraco a médio e a três fases deformacionais. Quanto ao potencial metalogenético, as principais ocorrências no Grupo Salgueiro são: ouro filoneano, Fe, Ti e Cr ortoderivados, Fe vulcanogênico, Au em skarns e mármore.

Ainda segundo o autor, o **Grupo Cachoeirinha** encontra-se sobreposto ao Grupo Salgueiro. É constituído por metarenitos, sericita xistos, filitos, níveis conglomeráticos, metariolitos e metatufos, metamorfisadas em grau baixo e afetadas por apenas uma fase de deformação. Do ponto de vista econômico foram relatadas neste grupo apenas ocorrências de formações ferríferas de pequeno porte e lentes de mármore. Toda a sequência foi intrudida pelo plutonismo neoproterozóico. Com base em idades Rb/Sr e K/Ar Silva Filho (1984) atribui idades mesoproterozóica e neoproterozóica aos grupos Salgueiro e Cachoeirinha, respectivamente. Medeiros (2004) obteve idades entre 625 e 650 Ma para duas amostras de riolitos do Grupo Cachoeirinha, o que fornece a unidade uma idade de deposição entre o Criogêniano e Ediacarano.

Um modelo estratigráfico distinto foi proposto por Campos Neto *et al.* (1994) e Bittar *et al.* (1996). Os autores utilizaram a concepção de faixa de dobramento Piancó-Alto Brígida e definiram as seguintes unidades: complexos Riacho Gravatá (metavulcanossedimentar), Serra do Olho d'Água (metaturbiditos) e Poço dos Cachorros (metavulcanossedimentar) e a Nappe Piancó (metapelitos). O Complexo Riacho Gravatá corresponderia ao preenchimento da fase rifte mesoproterozóica (1.1 Ma) enquanto os demais são atribuídos à orogênese Cariris Velhos (1.01-0.95). Bittar *et al.* (1996)

caracterizaram o metamorfismo nos complexos Riacho Gravatá e Poço dos Cachorros como de alta pressão e baixa temperatura e para rochas da Nappe Piancó e Serra do Olho d'Água de baixa pressão e alta temperatura.

Em sua tese de doutorado, Bittar (1998) *in* Medeiros (2004) denominou de Complexo Cachoeirinha as rochas supracrustais localizadas a norte da zona de cisalhamento Serra do Cabloco, incluindo as sequências Piancó e Santana do Garrotes. A essas sequências, juntamente com a unidade Serra do Olho d'Água, foram atribuídas idades neoproterozóica. Além disto, a autora manteve a designação de Complexo Riacho Gravatá, com idade de 1.0 Ga.

Uma nova classificação litoestratigráfica, fundamentada no Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica, foi proposta por Medeiros (2004) e formalizada por Medeiros & Jardim de Sá (2009). Esses autores designaram como unidade Grupo Cachoeirinha, as rochas supracrustais de baixo grau metamórfico, com menos de 3% de contribuição metavulcânica e de idade Criogeniana a Ediacariana. O grupo foi dividido nas formações Santana dos Garrotes e Serra do Olho D'Água. As rochas de grau metamórfico intermediário a alto, de idades tonianas, constituídas por litotipos diversificados e relação estratigráfica incerta foram atribuídas de Complexo Riacho Gravatá. Parte das unidades atribuídas ao Grupo Salgueiro foram agrupadas no Complexo Riacho Gravatá, enquanto o restante foi denominado informalmente de Complexo Salgueiro (Delgado *et al.* 2003). Os autores relacionaram essas unidades ao terreno Alto Pajeú.

Adicionalmente, Brito & Cruz (2011) obtiveram uma idade de 962 Ma (U/Pb LAM-MC-ICPMS) em um *sheet* de metavulcânica ácida intercalada a uma sequência de mica xistos granatíferos nas adjacências de Salgueiro-PE, em litologias atribuídas ao Complexo Salgueiro.

O plutonismo neoproterozóico no terreno Piancó-Alto Brígida é bastante diversificado e está representado pelas suítes cálcio-alcalina (tipo Conceição), cálcio-alcalina potássica (tipo Itaporanga), trondhjémítica (tipo Serrita), peralcalina (tipo Catingueira) a shoshonítica (stock Serrote dos Cavalos) (Ferreira *et al.* 2004, Medeiros 2004).

A Suíte Serrita compreende uma série de *stocks* intrusivos nas sequências supracrustais correlacionadas ao Grupo Salgueiro (Sial *et al.* 1981, Neves 1986). Esses corpos são compostos predominantemente por biotita granodioritos, por vezes com anéis externos de composição granítica, ora com presença de aegirina (Neves 1986). Segundo este autor os biotita-granodioritos são rochas meta a peraluminosas que mostram afinidade trondhjémítica e tem pressões de cristalização estimadas entre 6 a 8 kbar (~18-25 km) com base na presença de epidoto magmático.

## 2.4 - ASPECTOS ESTRUTURAIS DA ZONA TRANSVERSAL

O domínio da Zona Transversal caracteriza-se pela presença de uma complexa trama de zonas de cisalhamento presentes em variadas escalas (Fig. 2.3). Esta rede está limitada por dois sistemas de zonas de cisalhamento principais com vorticidades dextrais e direções que variam entre E-W a ENE-WSW (Vauchez *et al.* 1995), então denominados Patos e Pernambuco.

Em seu domínio interno a Zona Transversal exibe uma foliação de baixo ângulo, presente tanto em rochas do embasamento quanto em supracrustais. Esta trama é obliterada por um conjunto de zonas de cisalhamento com direções E-W/ENE-WSW com movimentação dextral e com direções NE-SW/NNE-SSW e cinemática sinistral.

O evento de deformação tangencial ( $D_1$ ) ocorre em todos os domínios da Província Borborema (Caby *et al.* 1995, Medeiros 2004, Archanjo *et al.* 2008, Neves *et al.* 2008). É caracterizado por foliações subhorizontais, dobras apertadas a isoclinais e desenvolvimento de tramas miloníticas tais como superfícies S/C e lineações de estiramento. De maneira geral a foliação possui direção predominante NE-SW/ENE-WNW, compatível com uma deformação compressional com  $\sigma_1$  em torno de WNW a NNW. Segundo Neves *et al.* (2006) o desenvolvimento dessa foliação de baixo ângulo na Zona Transversal foi concomitante com o pico do metamorfismo ( fácies anfíbolito) e ocorreu entre 630 e 610 Ma.

O evento transcorrente ( $D_2$ ) é representado pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento transcorrentes que delineiam os principais traços estruturais da Zona Transversal. O acervo estrutural é composto por foliações miloníticas a ultramiloníticas de alto ângulo e lineações de estiramento subhorizontais. Desenvolvem-se também dobras apertadas a abertas com eixos paralelizados a lineação de estiramento, dobras de arrasto, superfícies S/C e C'. O conjunto de zonas de cisalhamento com direções E-W/ENE-WSW e NE-SW/NNE-SSW de deslocamentos dextrais e sinistrais, respectivamente, tem sido interpretado por diversos autores como um par conjugado gerado em decorrência dos esforços compressivos na direção NW-SE/NNW-SSE, similar ao assumido para o evento  $D_1$  (Melo & Assunção 1984, Neves & Mariano 1999, Neves *et al.* 2005, Archanjo *et al.* 2008). Datações U/Pb em plútons cuja colocação e deformação foram controladas por este evento fornecem idades de ativação das zonas de cisalhamento entre 590-580 Ma (Guimarães & Da Silva Filho 1998; Neves & Mariano 1999; Neves 2003). Essas estruturas registram atividade até o Cambriano (512 Ma), segundo foi obtido por idades platôs ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) em moscovitas da zona de cisalhamento Coxixola (Hollanda *et al.* 2010).

## 2.5 - OCORRÊNCIAS DE Au-Ag-Pb DE SERRITA

Os primeiros registros detalhados sobre as ocorrências de ouro de Serrita foram reportados nos relatórios do Projeto Serrita desenvolvido pela CPRM no início da década de 80 (*e.g.* Torres & Santos 1983, Torres *et al.* 1986). Os autores identificaram veios com teores variáveis de Au, Ag e Pb (galena) encaixados em uma sequência de xistos, então correlacionada ao Grupo Cachoeirinha. Embora tenham sido alvo de outras campanhas de prospecção (Mont'Alverne *et al.* 1995), poucos estudos foram desenvolvidos a respeito da evolução dessas ocorrências (Beurlen *et al.* 1997).

Segundo trabalhos de mapeamento prévios (Torres & Santos 1983, Mont'Alverne *et al.* 1995) os veios de minério estão encaixados em uma sequência de rochas xistosas e em corpos intrusivos. A sequência xistosa é composta predominantemente por quartzo-plagioclásio-sericita xistos, por vezes com cordierita e/ou granada, intercalados com sericita xisto, sericita-quartzo xistos e quartzitos. Segundo Mont'Alverne *et al.* (1995) essa sequência apresenta duas gerações de dobras, uma primeira recumbente com superfícies axiais de direção NE e ENE, a qual é afetada por dobras com planos axiais subverticalizados, também com direções NE e ENE. A esta geração de dobras associa-se a clivagem de crenulação observada na área. As rochas intrusivas encaixantes dos veios são granitóides de composição granodiorítica pertencentes a Suíte Serrita. Os veios foram encontrados no Plúton Serrita e no *stock* próximo a Fazenda Barra Verde (Mont'Alverne *et al.* 1995). No presente trabalho este último será informalmente denominado de *Stock* Barra Verde.

Torres & Santos (1983) dividiram os veios de quartzo associados ao minério em função de sua textura e de seu teor em elementos metálicos, separando-os em duas gerações principais. A primeira geração abrange veios brechados e fraturados com espessuras típicas de até 1 m e direções entre 70°Az e 100°Az. Mostram graus variáveis de oxidação e hospedam as concentrações mais elevadas de Au-Ag-Pb. A segunda geração é representada por veios de textura maciça, com espessuras máximas de 4 m e direção 60°Az a 80°Az. Estes possuem poucas fraturas e comumente exibem cavidades do tipo *box works* ou preenchidas por limonita e hematita. Os veios dessa geração são fracamente mineralizados.

A partir de critérios texturais Dantas & Viera Filho (1990) *in* Mont'Alverne *et al.* (1995) distinguiram três tipos de veios. O primeiro é constituído por veios cisalhados e com frequentes brechas, nos quais planos de fraturas preenchidas por óxidos de ferro podem conter ouro. Os principais sulfetos são galena, pirita e calcopirita. O segundo grupo é pouco fraturado e os sulfetos, principalmente galena e pirita, concentram-se em bolsões localizados. O terceiro tipo contém níveis compactos de hematita, geralmente associada ao ouro. Os autores afirmam que a distribuição dos três tipos é errática e todos os veios podem ser encontrados em um mesmo local.

Mont'Alverne *et al.* (1995) e Beurlen *et al.* (1997) correlacionam as rochas encaixantes ao Grupo Salgueiro e relatam ainda a ocorrência de veios de minério no *stock* Barra Verde. Segundo os autores, no granitoide, os veios mostram espessuras menores e ocorrem em maior quantidade do que aqueles encaixados na sequência xistosa.

Estudos de inclusões fluidas foram realizados por Beurlen *et al.* (1997) nos veios correlacionados a segunda geração de Torres & Santos (1983), encaixados no Grupo Salgueiro, e nos veios encaixados no *stock* Barra Verde. Segundo Beurlen *et al.* (1997) os veios encaixados no *stock* Barra Verde possuem direção principal  $330^{\circ}\text{Az}$  e são pouco deformados. Nesses veios os autores observaram duas assembleias de inclusões fluidas. A primeira assembleia corresponde a inclusões trifásicas à temperatura ambiente ( $\text{H}_2\text{O}l + \text{CO}_2l + \text{CO}_2v$ ) e foram classificadas como primárias ou pseudosecundárias. A segunda assembleia corresponde a inclusões monofásicas ( $\text{H}_2\text{O}l$ ) ou bifásicas ( $\text{H}_2\text{O}l + v$ ) nitidamente secundárias.

Nos veios do Grupo Salgueiro ocorrem inclusões fluidas secundárias aquo-carbônicas associadas a fraturas seladas, as quais se dispõem em duas direções principais. Segundo os autores essas direções são aproximadamente paralelas a bandas de recristalização e às bordas dos grãos do quartzo. Em ambos os casos são encontrados sulfetos e minerais de alteração (clorita, moscovita e epidoto) precipitados nesses planos.

As inclusões primárias dos veios do *stock* Barra Verde e as secundárias dos veios encaixados nos xistos exibem características físico-químicas semelhantes, com temperaturas de aprisionamento de  $290^{\circ}$  a  $310^{\circ}\text{C}$  e pressão estimada entre 1,3 e 1,8 kbar. Esse fato levou os autores a concluir que o mesmo fluido aquo-carbônico coexistiu durante o processo de cristalização do quartzo e a deformação e mineralização dos veios, em ambas encaixantes.

# CAPÍTULO 3

## ROCHAS ENCAIXANTES E VEIOS DE MINÉRIO

---

### 3.1 - INTRODUÇÃO

Esse capítulo tem como objetivo contribuir para a caracterização petrológica dos veios de minério, das rochas encaixantes e dos halos de alteração hidrotermal associados às ocorrências de ouro de Serrita e Parnamirim, PE. Serão apresentados dados petrográficos, de química mineral e de isótopos de chumbo (Pb) obtidos a partir de amostras coletadas em garimpos e em áreas afastadas, tanto nos xistos quanto nos granitóides.

Nessa dissertação os minerais serão abreviados segundo a nomenclatura apresentada pela IUGS (Siivola & Schmid 2007). Outras abreviaturas frequentemente utilizadas são LPP e LPX, que se referem respectivamente à luz transmitida através de um polarizador (polarizada plana) e transmitida sucessivamente através de dois polarizadores cruzados a noventa graus entre si (polarizada cruzada). Da mesma forma, LRP e LRX designam luz refletida polarizada plana e refletida com polarizadores cruzados.

### 3.2 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

A caracterização petrográfica foi realizada em amostras de granitóides e da sequência xistosa, litologias caracterizadas como as encaixantes das ocorrências de Au-Ag-Pb (vide item 2.5), além dos veios de minério nelas hospedados. As amostras foram coletadas em garimpos e em áreas afastadas destes com intuito de analisar possíveis diferenças mineralógicas induzidas pela interação entre o fluido mineralizador e a rocha encaixante. Ademais, o estudo visa contribuir para a caracterização do acervo microestrutural dessas rochas (Cap. 4).

A correlação estratigráfica adotada nessa dissertação é fundamentada na semelhança petrográfica e estrutural apresentada entre as litologias e as unidades definidas próximas a área. Dessa forma, os granitóides do *stock* Barra Verde foram correlacionados à fácies granodiorítica da Suíte Trondhjemitica de Serrita, conforme apresentado por Neves (1986). A sequência xistosa foi correlacionada as supracrustais de idade mesoproterozóica descritas por Brito & Cruz (2011) e são informalmente atribuídas ao Grupo Salgueiro. A seguir será apresentada a descrição macroscópica e microscópica das rochas encaixantes, veios de minério e dos halos de alteração hidrotermal.

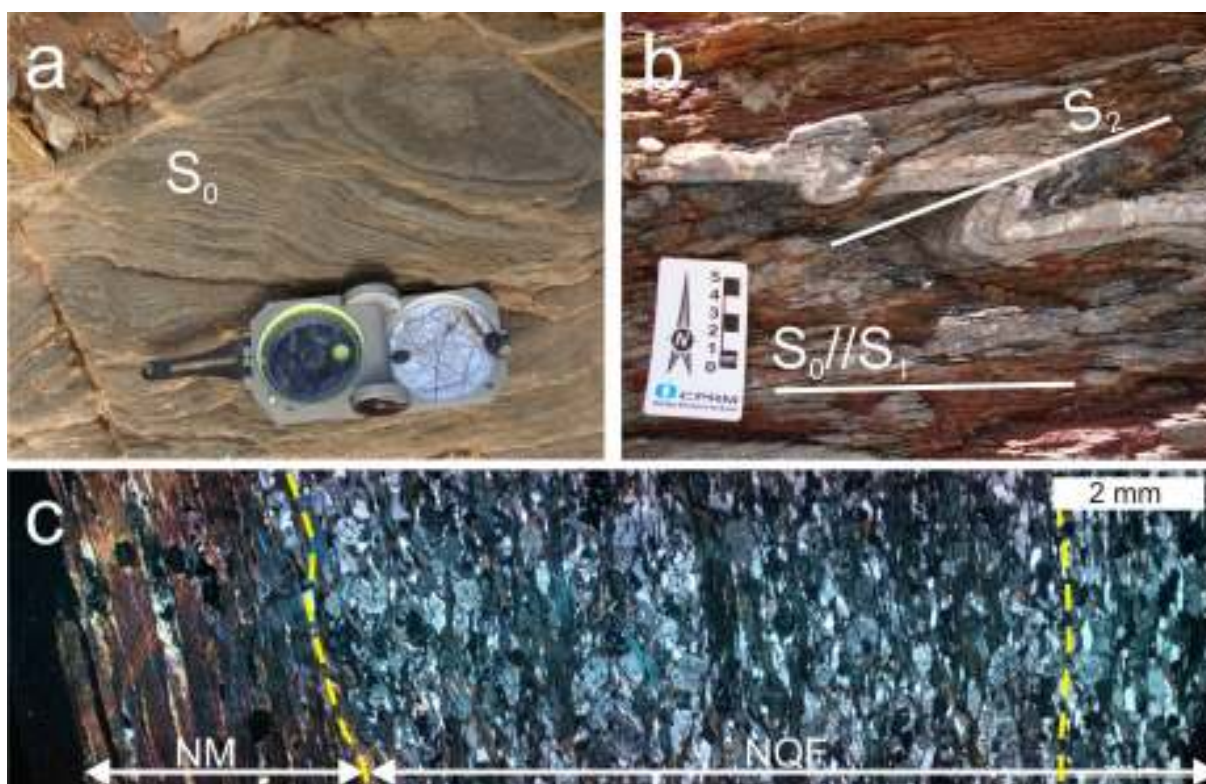
#### 3.2.1 – Grupo Salgueiro

Na área de estudo o Grupo Salgueiro é representado por filitos e xistos que mostram coloração cinza e granulação fina. Essas rochas exibem bandamento composicional que sugere tratar-se do



acamamento sedimentar, o qual é definido por intercalações milimétricas a centimétricas entre níveis micáceos e quartzo-feldspáticos, ambos em granulação fina (Fig. 3.1).

Três foliações foram identificadas nessas litologias (vide Cap. 4). A primeira foliação ( $S_1$ ) é a mais desenvolvida na área de estudo e corresponde a uma xistosidade paralela ao acamamento sedimentar (Fig. 3.1b e c). Geralmente apresenta veios e vênulas dispostos de maneira concordante a sua direção. A segunda foliação ( $S_2$ ) é menos desenvolvida e possui a mesma natureza que a anterior. Caracteriza-se por apresentar um pequeno ângulo em relação a  $S_1$  e ser plano axial a dobra fechadas a isoclinais (Fig. 3.1b). A terceira foliação ( $S_3$ ) é definida por uma clivagem de crenulação, a qual varia entre os termos discreto e gradacional. Essa foliação é aproximadamente perpendicular às anteriores (Fig. 4.7).



**Figura 3.1** – Aspectos macroscópicos e microscópicos dos xistos correlacionados ao Grupo Salgueiro. (a) Acamamento sedimentar ( $S_0$ ) dado pela intercalação milimétrica entre níveis micáceos e quartzo-feldspáticos. Ponto 63. (b) Relação entre as foliações  $S_1$  e  $S_2$ . Garimpo Poço do Cachorro, ponto 17. (c) Acamamento sedimentar dado pela intercalação de nível micáceo (NM) e quartzo-feldspático (NQF). As linhas pontilhadas marcam da esquerda para a direita a sucessão entre o nível micáceo, nível quartzo-feldspático rico em plagioclásio e o essencialmente quartzoso. Notar a textura lepidoblástica das micas e o alongamento do quartzo definindo a foliação  $S_1$  paralela ao acamamento. LPX, amostra MM-55.

Os níveis micáceos são compostos predominantemente por moscovita, clorita e subordinadamente biotita, plagioclásio e quartzo, enquanto nos níveis quartzo-feldspáticos predominam quartzo e plagioclásio, que ocorrem em diferentes proporções. A assembléia de minerais



acessórios é constituída por granada, epidoto, hematita, turmalina, titanita, zircão e apatita. Embora exista uma oscilação composicional nas diferentes camadas e mesmo de afloramento para afloramento, as rochas observadas podem ser classificadas entre os termos quartzo-plagioclásio-mica-xistos e quartzo-mica-xistos. Os seus principais constituintes estão descritos a seguir.

As micas são representadas por diferentes proporções de **moscovita**, **clorita** e **biotita**. Em geral a moscovita é o filossilicato mais abundante nas amostras, seguido pela clorita e subordinadamente pela biotita. Esses minerais possuem palhetas subidiomórficas a idiomórficas e mostram granulação fina. Estão intercrescidos entre si e mostram majoritariamente a textura lepidoblástica. Quando orientados segundo foliação  $S_1$ , definem nos níveis quartzo-feldspáticos uma foliação anastomosada que contorna os grãos de plagioclásio (Fig. 3.2a) e granada. A deformação posterior foi responsável pelo desenvolvimento de dobras e extinção ondulante nas micas, além de promover uma nova orientação segundo a foliação  $S_2$  e de maneira incipiente  $S_3$ . Em algumas amostras observa-se também a presença de poucos cristais com textura decussada (Fig. 3.2b).

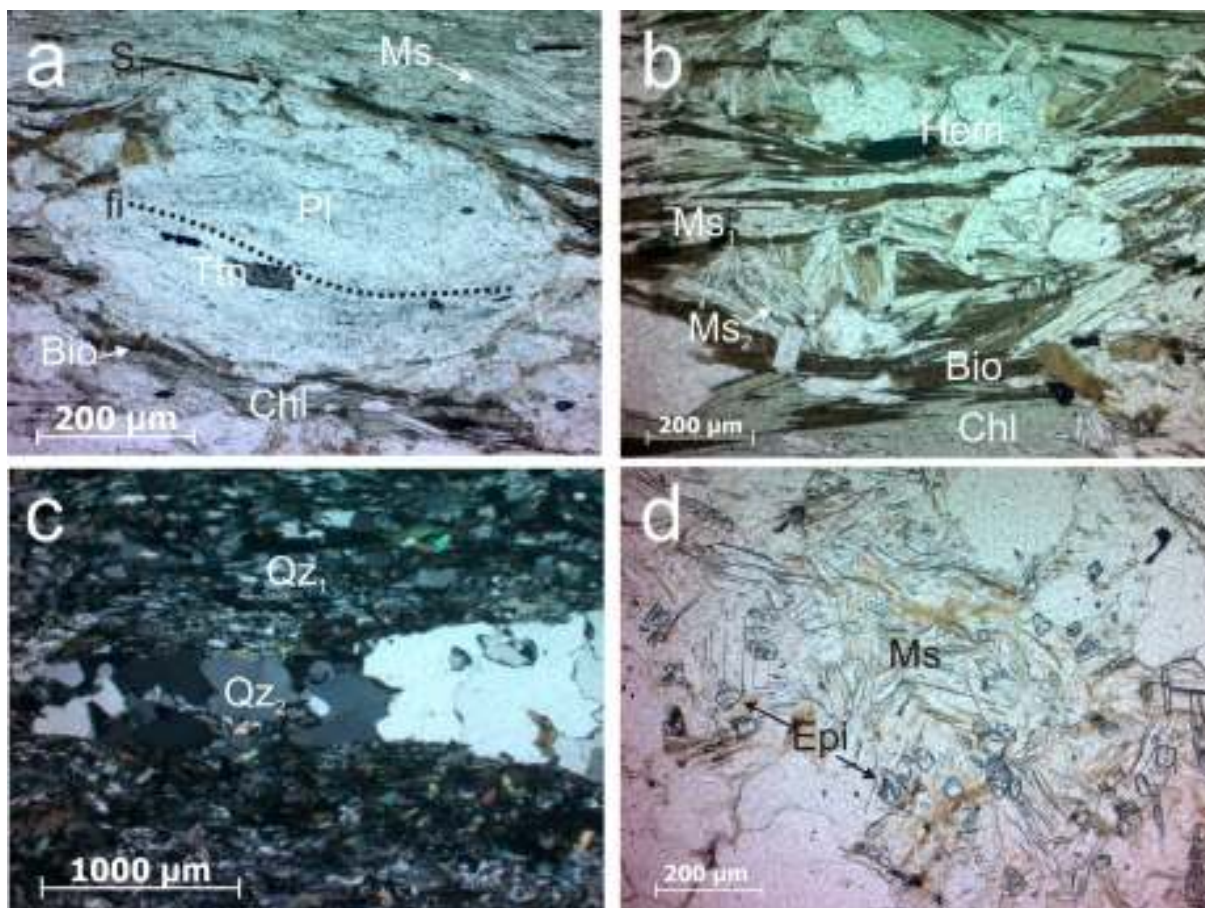
O **quartzo** é um dos principais constituintes da rocha e também ocorre em vênulas intercaladas a esta (Fig. 3.2c). Possui grãos xenomórficos que apresentam contornos retilíneos a interlobados e granulação fina. Nas vênulas o mineral possui granulação relativamente maior. Em ambos os casos o mineral apresenta extinção ondulante, formação de subgrãos, novos grãos e, frequentemente, está alongado segundo a foliação  $S_1$  (Fig. 3.2c). Contudo o quartzo nas vênulas apresenta um alongamento menor que na rocha.

O **plagioclásio** apresenta grãos subidiomórficos de granulação fina e por vezes forma porfiroblastos, especialmente nos níveis micáceos. Em grande parte das amostras seus grãos mostram formas arredondadas ou elípticas e estão orientados segundo a foliação  $S_1$  (Fig. 3.2a). Nessas amostras, o mineral é poiquiloblástico e, não raro, exhibe as bordas livres de inclusões. As inclusões são formadas por apatita, quartzo, opacos e micas e definem uma foliação interna planar, e mais raramente levemente arqueadas (Fig. 3.2a). Essa foliação interna está paralelizada ou levemente rotacionada em relação à foliação principal ( $S_1$ ). O plagioclásio pode apresentar também inclusões de titanita e está alterado de maneira incipiente nas bordas e fraturas para um fino agregado mineral, provavelmente sericita.

A **granada** tem ocorrência restrita nas amostras estudadas. Quando presente, o mineral desenvolve porfiroblastos xenomórficos e exhibe granulação fina a média, com tamanho máximo de 1,5 mm. Na amostra MM-72 o mineral cresceu alongado segundo a foliação  $S_1$  e na amostra MM-26 está alterado para um material amorfo de coloração acastanhada e um fino agregado, provavelmente de sericita.

O **epidoto** foi observado em algumas amostras (*e.g.* MM-24a e MM-72), e não excede 5% da composição modal da rocha. Compreende cristais subidiomórficos a idiomórficos que mostram

granulação fina. Está associado preferencialmente aos níveis micáceos da rocha, normalmente intercrecido aos filossilicatos (Fig. 3.2d).

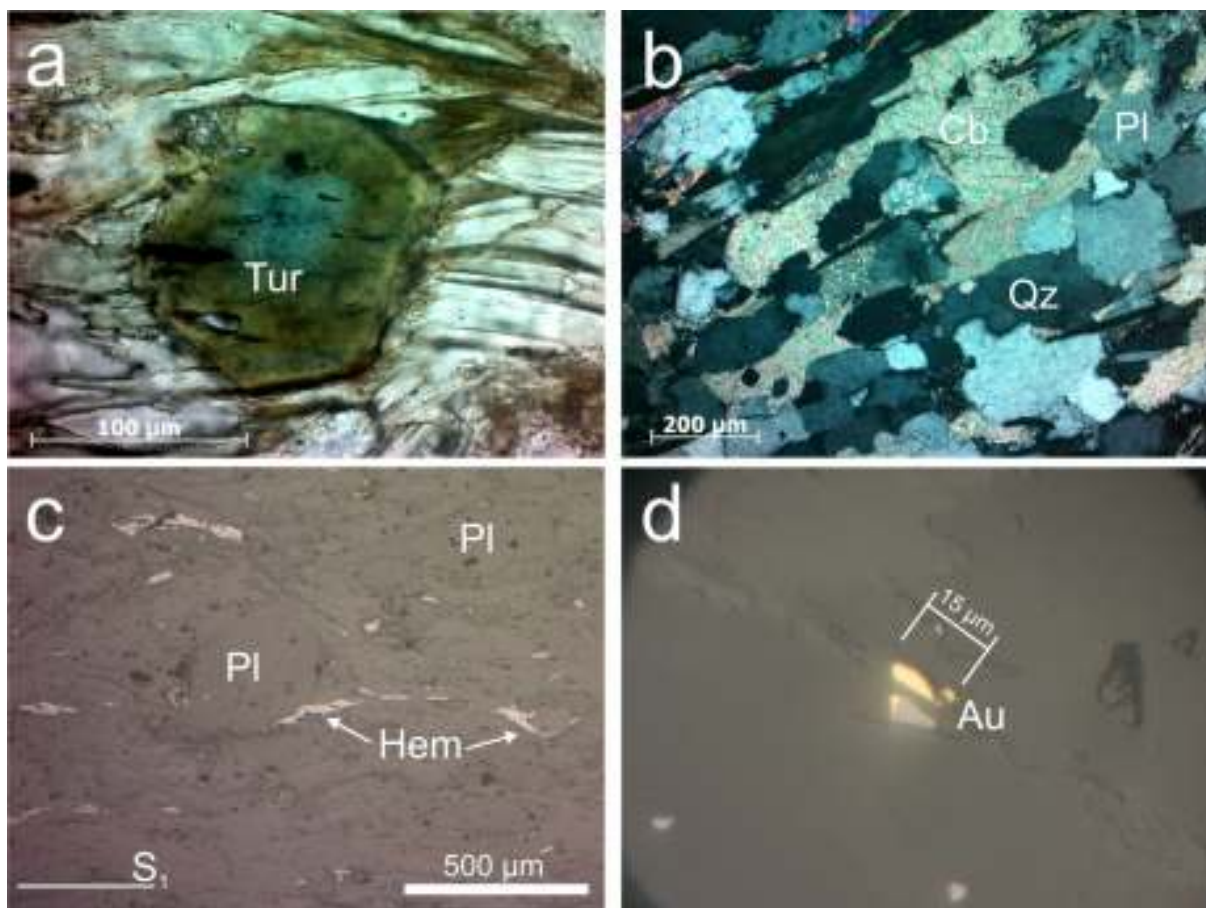


**Figura 3.2** – Aspecto microestruturais das amostras de xisto. (a) Foliação  $S_1$  é definida pela textura lepidoblástica de biotita (Bio), clorita (Chl) e moscovita (Ms) e mostra deflexão junto ao plagioclásio (Pl). Este está orientado segundo a foliação e exibe foliação interna (fi) definida por inclusões de opacos e titanita (Ttn). Essa foliação é levemente arqueada e concordante com a foliação  $S_1$ . LPP, amostra MM-26. (b) Moscovita ( $Ms_1$ ), clorita, biotita e hematita mostram textura lepidoblástica. Uma segunda geração de moscovita ( $Ms_2$ ) apresenta textura decussada. LPP, amostra MM-24a. (c) O quartzo ocorre como componente da rocha ( $Qz_1$ ) e de vênulas paralelas à foliação ( $Qz_2$ ). Em ambos mostram grãos alongados segundo a foliação. LPX, amostra MM-72. (d) Epidoto (Epi) exibe grãos idiomórficos a subidiomórficos e intercrece com moscovita. LPP, amostra MM-72.

A **hematita** constitui palhetas subidiomórfica a idiomórficas, os quais mostram textura lepidoblástica e orientam-se segundo  $S_1$  (Fig. 3.2b e 3.3c). A **turmalina** apresenta cristais idiomórficos de granulação fina. Estes possuem textura decussada e podem mostrar um zonamento de cores, que é marcado pela cor verde clara no centro e marrom nas bordas (Fig. 3.3a). Em alguns casos exibem inclusões orientadas segundo a foliação.

A **titanita** apresenta cristais subidiomórficos a idiomórficos de granulação fina. É comum formar inclusões orientadas no plagioclásio (e.g. MM-26) (Fig. 3.2a) e por vezes é o principal mineral acessório da rocha (e.g. MM-59). O **zircão** mostra grãos euédricos e desenvolve halos pleocróicos na

biotita. A **apatita** exibe pequenos grãos prismáticos e ocorre tanto como inclusão quanto disseminada pela rocha.



**Figura 3.3** – Minerais acessórios. (a) Cristal idiomórfico de turmalina (Tur) com presença de zonamento de cor. LPP, amostra MM-26. (b) Grãos xenomórficos de carbonato (Cb) envolvem e substituem parcialmente o plagioclásio (Pl). LPX, amostra MM-24a. (c) Palhetas subidiomórficas de hematita (Hem) apresentam textura lepidoblástica. Notar a foliação  $S_1$  que contorna porfiroblastos de plagioclásio. LRP, amostra MM-49. (d) Grãos xenomórficos de ouro (Au) exibem tamanhos micrométricos. LRP, amostra MM-49.

O **carbonato** ocorre de duas maneiras distintas nas amostras estudadas. Na amostra MM-59, ele forma um nível monominerálico de espessura milimétrica, o qual está intercalado à foliação  $S_1$ . Em amostras que são encaixantes diretas do veio, o mineral exibe grãos xenomórficos e envolve parcialmente ou totalmente os demais minerais. Está preferencialmente associado aos níveis quartzo-feldspáticos da rocha (Fig. 3.3b), nos quais substitui o plagioclásio.

É interessante notar que nos afloramentos estudados, não foi possível distinguir halos de alteração hidrotermal circunvizinhos aos veios de minério. Mesmo em escala de lâmina as amostras circunvizinhas aos veios exibem poucas diferenças mineralógicas em relação àquelas afastadas dos garimpos. Entre essas diferenças citam-se a presença de carbonato com caráter intersticial (*e.g.* MM-

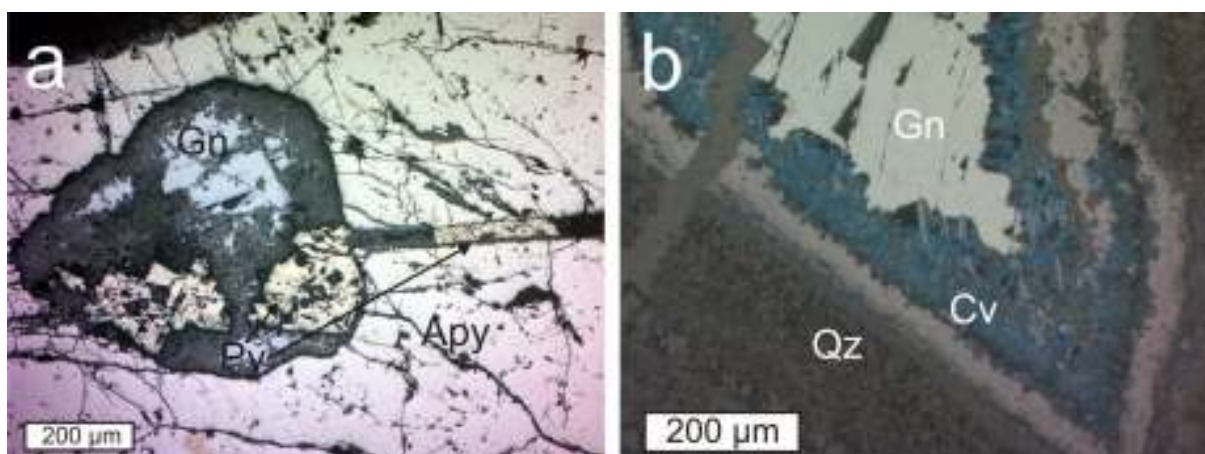


49, MM-24a, MM-26) e na amostra MM-49, coletada no garimpo Açude do Chapéu (ponto 49), grãos de ouro com tamanhos entre 15-50  $\mu\text{m}$ . Esses grãos ocorrem de maneira disseminada pela encaixante (Fig. 3.3d).

### *Veios de Minério*

Os veios de minério encaixados nos xistos são constituídos majoritariamente por quartzo de textura maciça (*blocky*) e cujo aspecto leitoso reflete o elevado volume de inclusões fluídas. Esses veios mostram espessuras centimétricas a métricas e apresentam um contato abrupto com a encaixante mesmo em escala de lâmina. Os aspectos texturais dos veios associados ao minério estão descritos em detalhe no item 4.4.1.

A presença de minerais opacos foi verificada em poucas amostras, o que inviabilizou uma descrição mineralógica robusta desses veios. Os principais minerais opacos observados em ordem de abundância são limonita, galena, arsenopirita, pirita, covellita e ouro. Embora o número de amostras seja reduzido algumas relações texturais observadas são dignas de nota.

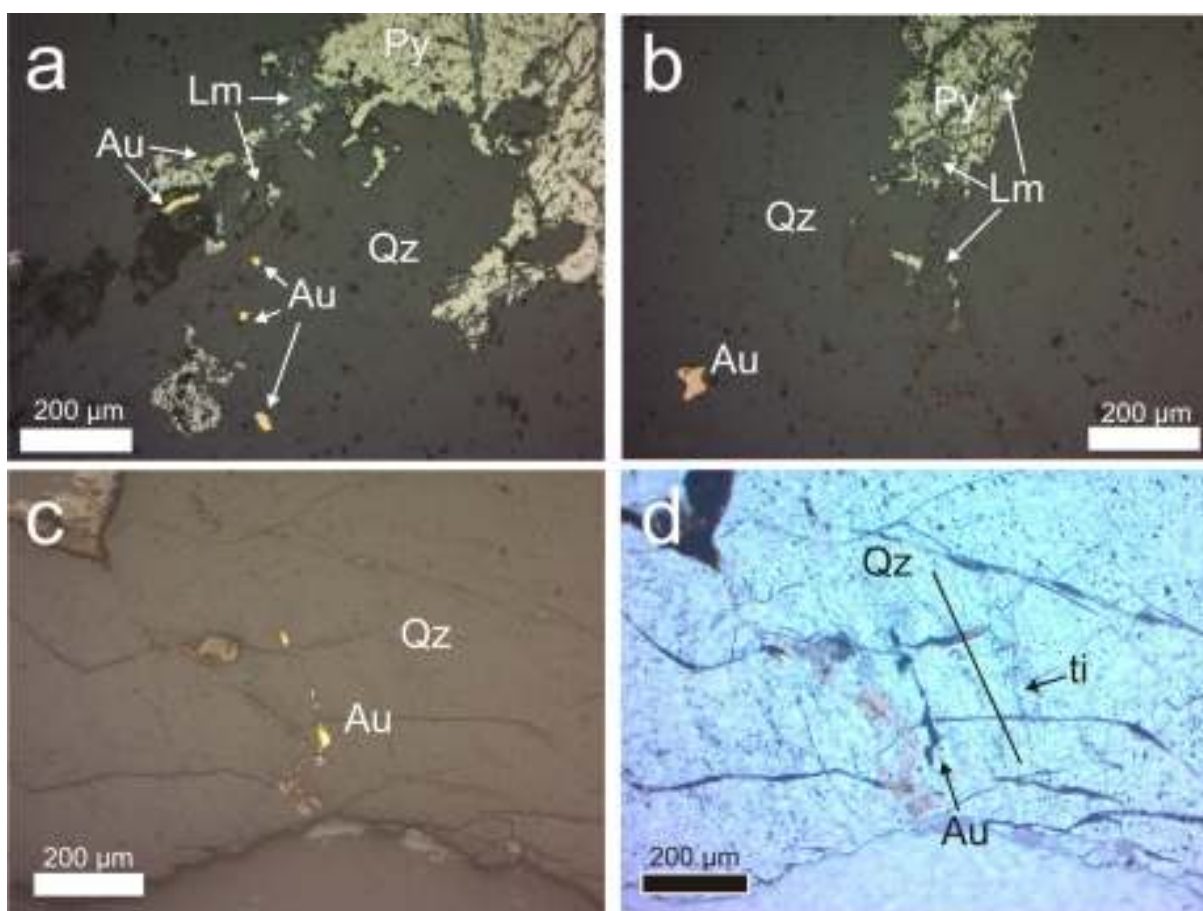


**Figura 3.4** – Textura de minerais opacos. (a) Cristal de arsenopirita (Apy) exibe fratura preenchida por galena (Gn) e pirita (Py). Notar a alteração da galena para um agregado de cor cinza. LRX, amostra MM-11b. (b) Covellita (Cv) ocorre em palhetas que circundam um fragmento de brecha composto por galena. A matriz mostra bandamento concêntrico composto por finos cristais de quartzo e covellita. LRX, amostra MM-22.

A **arsenopirita** possui cristais subédricos a euédricos e apresenta granulação média a grossa. Ocorre normalmente em agregados monominerálicos e, via de regra, está intensamente fraturada. Essas fraturas podem estar preenchidas por quartzo, sericita e, como apresentado na figura 3.4, galena e pirita. A **galena** apresenta grãos anédricos e mostra um aspecto intersticial. Possui caráter tardio em relação à arsenopirita na amostra MM-11b, na qual está associada à pirita. Está alterada para um agregado de coloração cinza escura (Fig. 3.4a). A **pirita** ocorre em grãos subédricos a euédricos e, não

raro forma agregados monominerálicos. Possui intercrescimento com galena e ouro (*e.g.* MM-25) (Fig. 3.5a). É comum apresentar alteração para hematita e limonita (Fig. 3.5a e b).

A **covellita** foi observada apenas na amostra MM-22. A amostra compreende uma brecha cujos fragmentos são compostos por galena e a matriz compreende covellita e quartzo microcristalino (Figs. 4.14d e 4.15b). A covellita exhibe palhetas subédricas e tem granulação fina. As palhetas formam níveis monominerálicos que envolvem de maneira concêntrica os fragmentos de brecha (Fig. 3.4b). Na matriz o mineral também forma níveis em tornos dos fragmentos, porém as palhetas possuem uma granulação mais fina e são mais escassas (Fig. 4.15b).



**Figura 3.5** – Formas de ocorrência de ouro na amostra MM-25. (a) Grãos de ouro (Au) estão inclusos em quartzo (Qz) e intercrescido com pirita (Py). Notar que a pirita está parcialmente alterada para limonita (Lm). LRP. (b) Grão xenomórfico de ouro livre mostra aspecto amebóide e está incluído em quartzo. Na parte superior da foto a pirita parcialmente alterada para limonita. LRP. (c) e (d) Grãos de ouro mostram-se alongados e tem orientação concordante com as trilhas de inclusões fluidas (ti). LRP e LPP, respectivamente.

O **ouro** foi identificado nas amostras MM-11 e MM-25. A amostra MM-11 apresenta grãos de ouro visíveis a olho nu, dispostos na parede do veio e em planos de fratura. Na amostra MM-25, o ouro ocorre em grãos anédricos que exibem granulação média menor que 50  $\mu\text{m}$ . Esses grãos aparecem tanto sob a forma de ouro livre (Figs. 3.5a e b), inclusos no quartzo, quanto intercrescidos à

pirita (Fig. 3.5a). O mineral também forma pequenas trilhas alinhadas segundo a orientação de fraturas seladas marcadas por trilhas de inclusões (Figs. 3.5c e d).

Em escala de afloramento a **limonita** e subordinadamente a **hematita** são os minerais opacos mais encontrados nos afloramentos visitados. É comum a limonita apresentar bolsões centimétricos no interior dos veios e/ou estar associada à cimentação de fraturas e brechas (Figs. 4.13c e d; 4.14b e c). Em escala de lâmina, a limonita e a hematita estão associadas à alteração da pirita (Figs. 3.5a e b), por vezes substituindo-a completamente.

### 3.2.2 – *Stock Barra Verde*

O *stock* Barra Verde é composto por leucogranitóides que apresentam trama isotrópica e mostram poucas heterogeneidades, como veios e diques. A deformação é restrita a presença de planos de falhas e juntas e ocorre de maneira localizada (vide Cap. 4). Nos afloramentos 12, 14, 31, 73 e 81 ocorrem veios de quartzo associados a sulfetos e ouro, além de raros veios aplíticos e pegmatíticos.

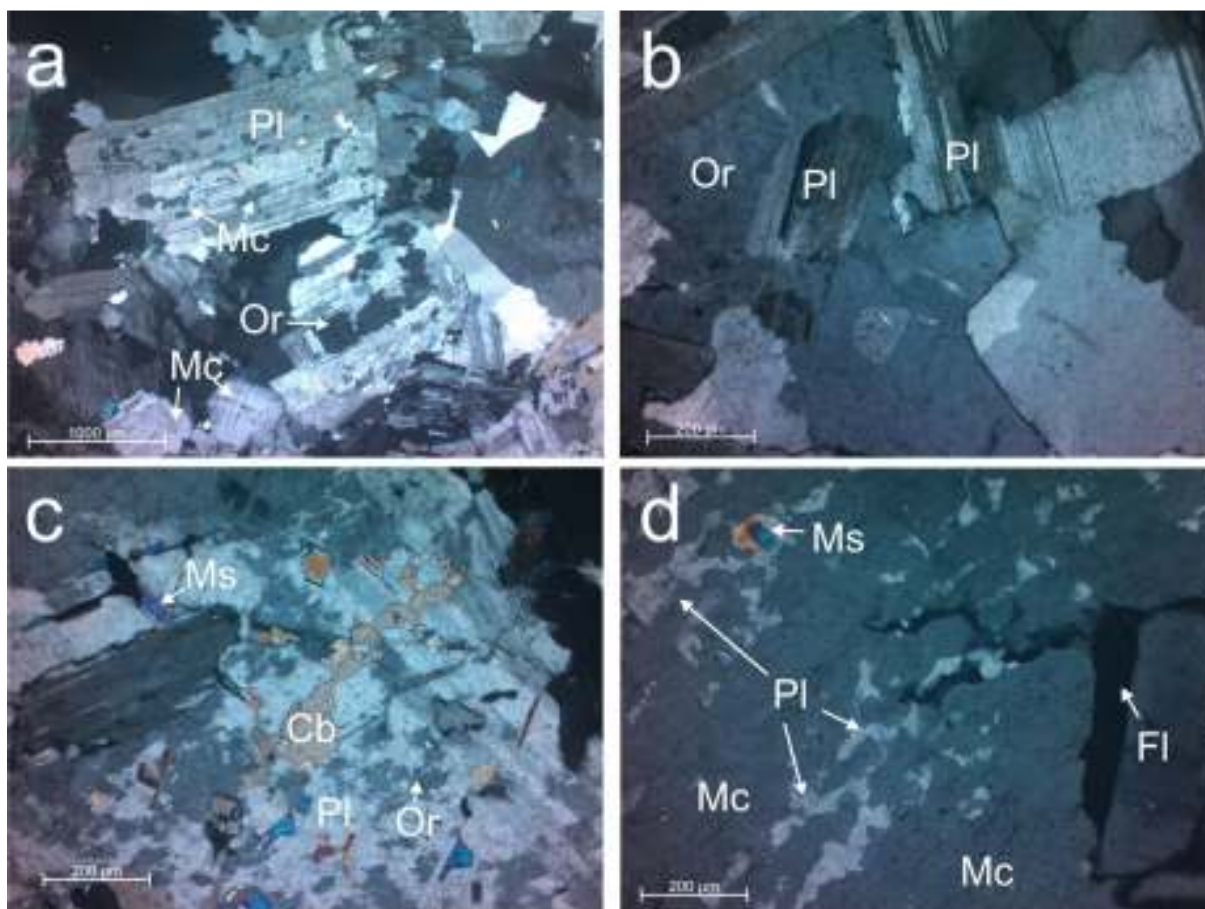
#### ***Rocha Primária***

Amostras coletadas em locais afastados dos garimpos exibem a rocha primária, a qual possui poucos indícios de alteração hidrotermal. Nessas amostras, o granitóide apresenta cor cinza clara e é classificado segundo sua mineralogia como quartzo-monzodiorito a granodiorito. Essas litologias caracterizam-se por uma textura holocristalina inequigranular seriada e mostram granulação fina a média (Fig. 3.6a). Apresentam uma composição modal representada essencialmente por plagioclásio (50 a 65%), feldspato potássico (8 a 25%), quartzo (8 a 20%) e biotita (<5%) e têm como minerais acessórios zircão, apatita, titanita, fluorita e topázio. A alteração hidrotermal é incipiente, porém é distribuída homogeneamente em todos os afloramentos estudados. Nessas amostras os minerais secundários perfazem menos de 5% da porcentagem modal (Anexo IV). São representados por microclina, quartzo, moscovita, carbonato, clorita, epidoto e argilo-minerais. A deformação da rocha é indicada principalmente pela extinção ondulante e formação de subgrãos no quartzo e desenvolvimento maclas de deformação no plagioclásio. Ocorrem também várias gerações de fraturas micrométricas. Algumas dessas fraturas são preenchidas por quartzo, moscovita e carbonato.

O **plagioclásio** apresenta cristais subédricos e tabulares, os quais mostram granulação fina à média (0,6 a 3,0 mm). O mineral apresenta diferentes graus de substituição para feldspato potássico (Fig. 3.6). Alguns grãos de plagioclásio são quase completamente substituídos, permanecendo apenas em pequenas “manchas” (*patches*) irregulares no interior do feldspato potássico. O plagioclásio também possui alterações incipientes para moscovita, carbonato (Fig. 3.6c), fluorita e para um fino agregado de alteração, provavelmente de natureza argilosa.

O **feldspato potássico** (ortoclásio) aparece na rocha tanto sob a forma de grãos bem formados quanto em cristais de crescimento irregular associados à substituição do plagioclásio. Em ambos os

casos exibe diferentes graus de triclinização, indicada pela formação de maclas “tartan”. Quando sob a forma granular, o mineral exibe cristais anédricos e tem granulação fina. Em geral os grãos formam contatos retilíneos com os demais minerais. No segundo caso, o feldspato forma auréolas de alteração em torno do plagioclásio ou ocorre em pequenos “bolsões” irregulares inclusos de maneira aleatória no interior do plagioclásio (Fig. 3.6). Raramente o mineral mostra substituições para moscovita e fluorita (Fig. 3.6d).

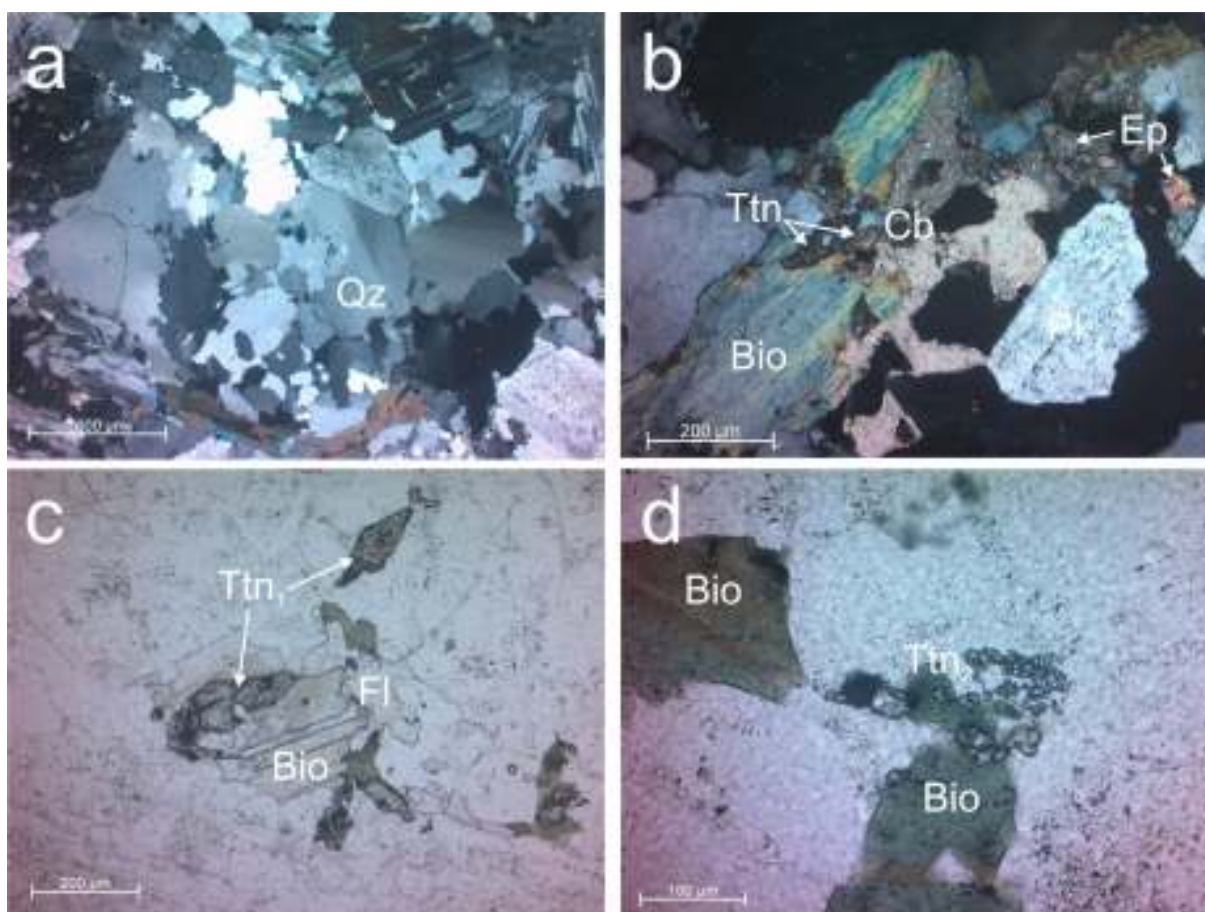


**Figura 3.6** – Aspecto textural dos feldspatos em amostras com alteração incipiente. (a) Grãos tabulares de plagioclásio (Pl) mostra manchas irregulares de ortoclásio (Or). Observa-se também microclina (Mc), com maclas “tartan”, em grãos na matriz. (b) Ortoclásio preenche os entornos de grãos de plagioclásio e os substitui. (c) Plagioclásio alterado para ortoclásio, carbonato (Cb) e moscovita (Ms). (d) Microclina exibe manchas de irregulares de plagioclásio. À direita cristal de fluorita (Fl) sobrecresce sobre microclina. Fotos em LPX da amostra MM-79, exceto (b) que corresponde a amostra MM-75.

O **quartzo** exibe no mínimo duas gerações, uma primária onde ocorre em agregados monominerálicos ou na forma de grãos isolados e uma secundária onde preenche fraturas e associa-se aos minerais relacionados à alteração hidrotermal, como a moscovita e o carbonato. No primeiro caso mostra grãos com contatos ameboides a interlobados e apresenta granulação média, com tamanhos de até 3 mm (Fig 3.6a).



A **biotita** compreende grãos subédricos a anédricos e exibe granulação fina (< 1 mm). Geralmente contém inclusões de titanita e zircão. A biotita está parcialmente ou totalmente cloritizada e também se altera para fluorita, moscovita, carbonato e epidoto (Figs. 3.7b e c). A **titanita** apresenta granulação fina e ocorre em duas morfologias distintas. No primeiro caso ( $Ttn_1$ ) mostra grãos subédricos a euédricos e que pode estar inclusa ou intercrescida na biotita (Fig. 3.7b e c). No segundo ( $Ttn_2$ ) apresenta grãos diminutos e cristais anédricos, quase sempre arredondados, que ocorrem em agregados geralmente associados à biotita (Fig. 3.7d).



**Figura 3.7** – Feições microscópicas de amostras com alteração incipiente. (a) Agregados monominerálicos de quartzo (Qz). Os grãos mostram contatos ameboides e extinção ondulante irregular. LPX. (b) Biotita cloritizada (Bio) possui inclusão de titanita (Ttn) e altera-se para carbonato (Cb) e epidoto (Epi). LPX. (c) Biotita cloritizada possui inclusão de titanita euédrica ( $Ttn_1$ ) e está alterada para fluorita (Fl). LPP. (d) Cristais arredondados de titanita ( $Ttn_2$ ) estão parcialmente incluídos em biotita cloritizada. LPP. As fotos (a) e (b) são da amostra MM-75 e (c) e (d) da amostra MM-79.

O **zircão** ocorre em pequenos cristais (0,01 mm) incluídos na biotita e mais raramente mostra grãos isolados na matriz, onde mostra forma arredondada e granulação relativamente maior (e.g. amostra BV-1). A **apatita** possui granulação fina e exibe cristais prismáticos, subédricos a euédricos. Geralmente está inclusa na biotita, plagioclásio e mais raramente na microclina.



A **fluorita** e o **topázio** ocorrem de maneira errática entre as amostras e mostram proporções inferiores a 1%. A fluorita possui grãos anédricos enquanto o topázio ocorre em grãos prismáticos, ambos na granulação fina. Esses minerais normalmente associam-se a alteração nas bordas de grãos de plagioclásio ou ocorrem junto à biotita cloritizada (Fig. 3.7c).

A **moscovita** é o principal mineral de alteração observado nesses granitóides. Ocorre como substituição da biotita cloritizada e do plagioclásio (Fig. 3.6c e d), no qual, por vezes, se orienta segundo direções cristalográficas. Está comumente associada a carbonato e quartzo, ocasionalmente preenchendo microfraturas na rocha.

O **carbonato** mostra grãos anédricos de granulação fina. Os grãos exibem contornos irregulares, algo amebóides, e por vezes mostram um caráter intersticial. Normalmente ocorre substituindo o plagioclásio (Fig. 3.6c) e subordinadamente a biotita cloritizada (Fig. 3.7b), em ambos os casos associa-se a moscovita. O **epidoto** possui cristais subédricos a anédricos, comumente está associado à biotita e ao carbonato (Fig. 3.7b).

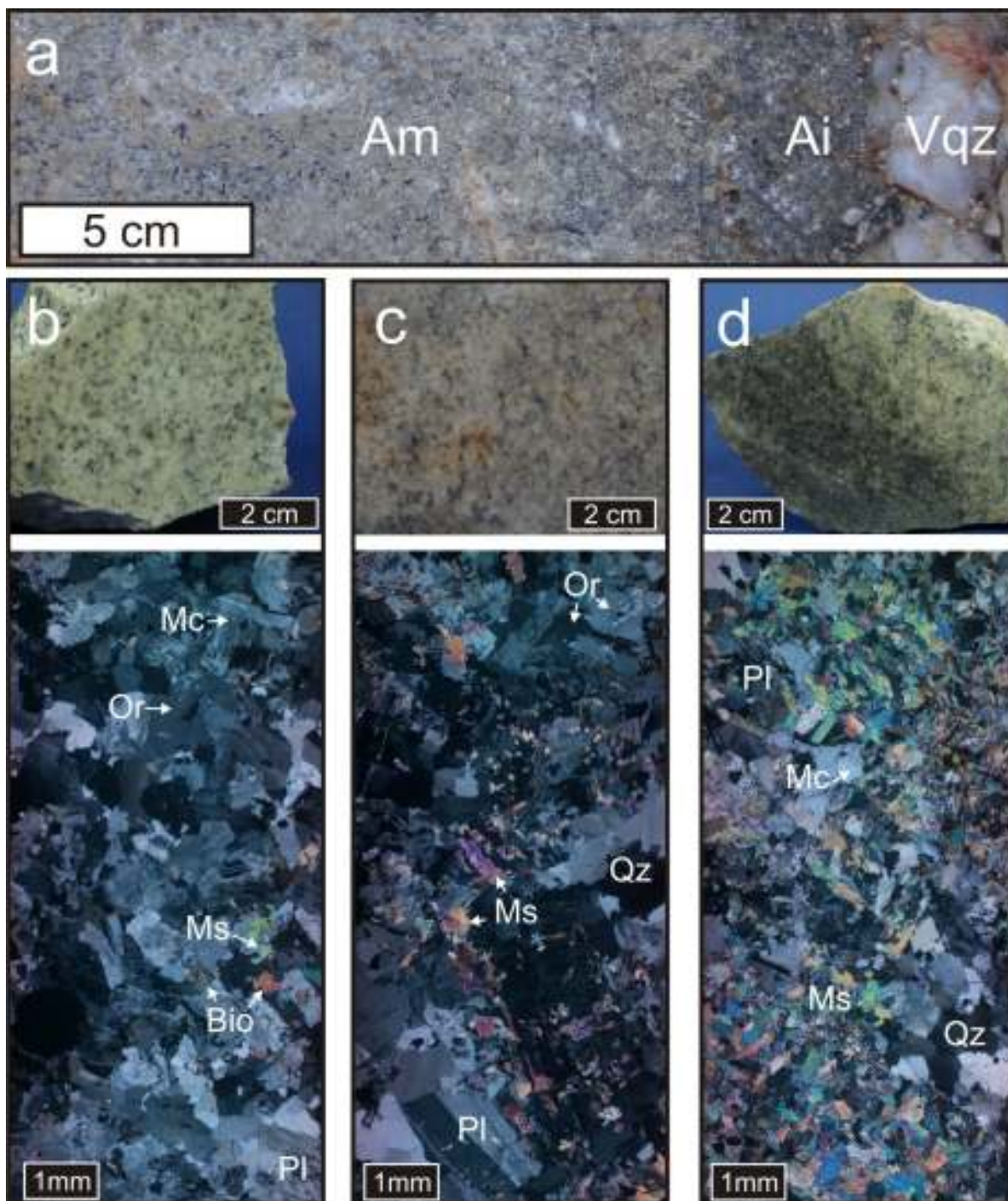
### ***Halos de Alteração Hidrotermal***

Os veios de quartzo associados ao minério desenvolveram no granitoide encaixante distintos halos de alteração hidrotermal (Fig. 3.8). Adjacente aos veios desenvolve-se uma zona de intensa alteração hidrotermal, a qual apresenta cor cinza escura e espessuras milimétricas a centimétricas (Fig. 3.8a e d). A intensidade da alteração tende a diminuir ao se afastar ortogonalmente do veio e a rocha assume diferentes tons de rosa até retornar à cor cinza clara, sua cor (Fig. 3.8b). A espessura dessa zona de alteração intermediária é centimétrica a decimétrica. Embora seja uma tendência geral, essa gradação pode não ser tão bem observada em alguns veios.


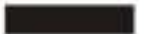



































Petrograficamente essa gradação reflete as mudanças mineralógicas e texturais desenvolvidas em decorrência da interação fluido/rocha. A figura 3.8 apresenta o aspecto macroscópico e microscópico das rochas com alteração incipiente, porção externa ao halo, e alteração média e intensa, referentes ao halo de alteração. Observa-se nas amostras externas ao halo que a alteração é semelhante àquela descrita para rochas afastadas do garimpo (e.g. MM-75). Nas porções do halo que exibem tonalidade rosa, a intensidade de alteração é média e a textura original é preservada (Fig. 3.8c), ao passo que as amostras adjacentes ao veio mostram uma intensa alteração e a textura original da rocha é substituída por uma textura decussada desenvolvida por moscovita (Fig. 3.8d).

As principais mudanças mineralógicas induzidas pelos veios podem ser visualizadas na figura 3.9 e nos anexos III e IV. A figura 3.9 apresenta de maneira esquemática a mineralogia observada em zonas de alteração incipiente, média e intensa. À medida que a intensidade da alteração aumenta, ao se aproximar do veio, há um gradual desaparecimento da fluorita, titanita e da biotita cloritizada e a intensificação da alteração dos feldspatos para moscovita e por carbonato. Sulfetos e óxidos passam a ocorrer de maneira disseminada, embora raramente excedam mais que 1% da porcentagem modal. Os

principais sulfetos são pirita, arsenopirita, galena e mais raramente pirrotita, covellita e calcopirita. Os principais óxidos são rutilo e hematita.



**Figura 3.8** – Feições macroscópicas e microscópicas das alterações hidrotermais no granitoide. (a) Veio de quartzo (Vqz) com halo de alteração intensa (Ai) e média (Am). Ponto 12. (b) Alteração incipiente, onde a rocha preserva cor, textura e mineralogia original. Os minerais essenciais são plagioclásio (Pl), ortoclásio (Or), microclina (Mc), biotita cloritizada (Bio) e quartzo (Qz). A moscovita (Ms) é o principal mineral de secundário. Amostra MM-12g-II. (c) Amostra com alteração média onde verifica-se a mudança de coloração da rocha, o desaparecimento da biotita e o aumento relativo de moscovita. Amostra MM-12I. (d) Alteração intensa da rocha oblitera a cor, textura e mineralogia da rocha. A moscovita e o quartzo tornam-se as fases predominantes.

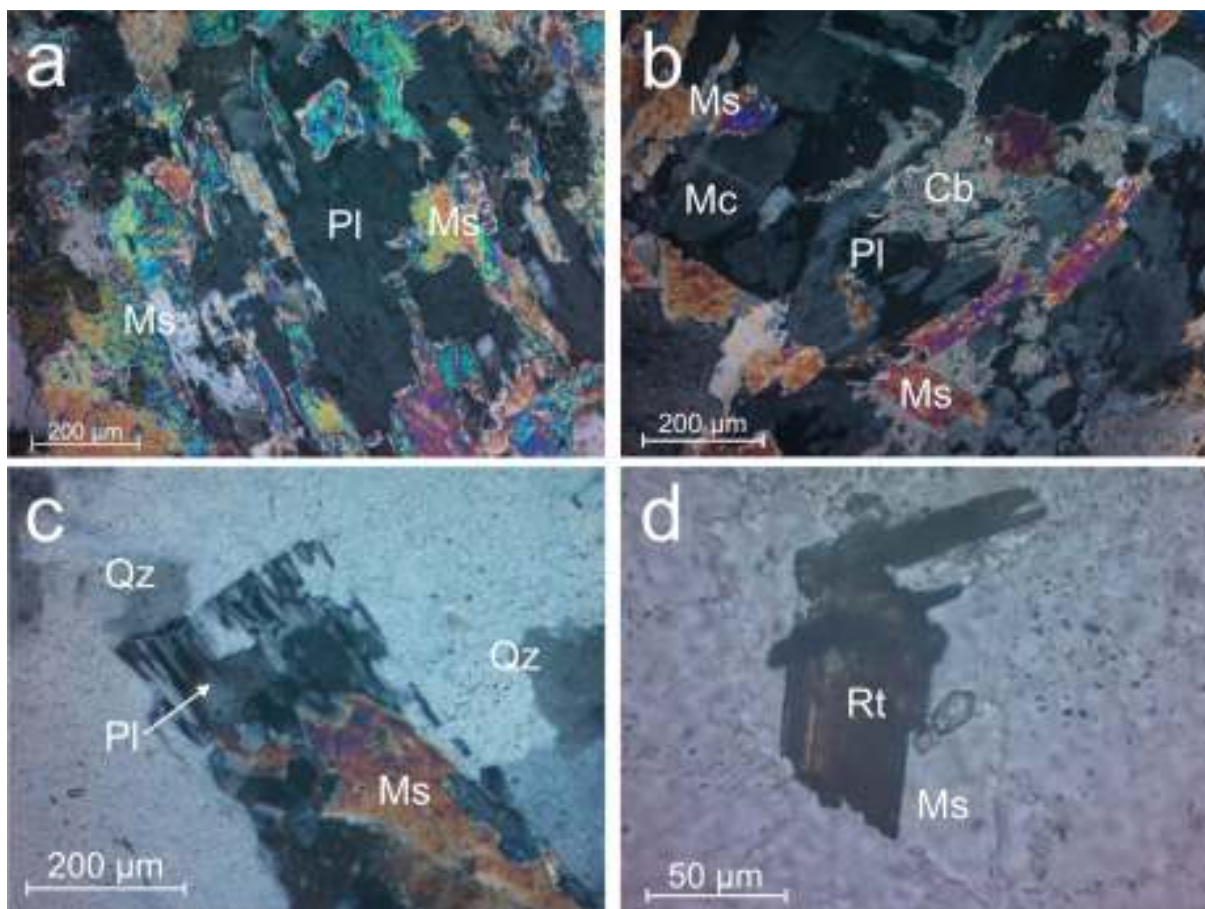
AMOSTRA MINERAIS	com alteração incipiente	com alteração média	com alteração intensa	Porcentagem média
Plagioclásio				
K-feldspato				
Biotita				
Quartzo				
Titanita				
Fluorita				
Clorita				
Epidoto				
Moscovita				 >40%
Carbonato				 20-40%
Rutilo				 10-20%
Sulfetos				 1-5%
Hematita				 <1%
Limonita				
Quartzo <sub>2</sub>				

**Figura 3.9** – Quadro apresenta de maneira esquemática a composição mineral observada em amostras com alteração incipiente, que compreendem a rocha original, e amostras com alteração média e intensa, que correspondem aos halos de alteração hidrotermal. A espessura das barras expressa a estimativa modal dos respectivos minerais na amostra. O Quartzo<sub>2</sub> refere-se ao quartzo secundário presente em vênulas e veios.

A **moscovita** possui porcentagens modais que variam entre 8% a 60%, dado em função do grau de alteração da amostra. É o principal mineral de alteração, que se associa também ao quartzo e ao carbonato. Apresenta granulação fina e exibe cristais subédricos. Estes podem mostrar bordas irregulares, apresentando formas “esqueléticas” (Fig. 3.10a), e comumente exibem inclusões irregulares de plagioclásio e/ou feldspato potássico. Em geral possui textura decussada, porém nos veios/vênulas o mineral ocorre preferencialmente nas paredes e orienta-se aproximadamente perpendicular a estas (Fig. 4.22b e c). Neste caso a moscovita tem uma granulação relativamente maior (fina a média). Em algumas amostras a moscovita está alterada para um material amorfo de granulação muito fina e cor preta, provavelmente um argilo-mineral.

O **carbonato**, assim como a moscovita, pode ocorrer tanto na matriz, quanto associado às vênulas/veios. É interessante notar que não há relação entre a porcentagem modal do mineral e intensidade de alteração das amostras e em algumas amostras muito alteradas ele pode estar ausente (e.g. amostra 81a). Possui granulação fina e grãos anédricos, normalmente de contatos amebóides. Quando próximo ou nos veios/venulações, mostra granulação relativamente maior e seus contatos tendem a ser retilíneos. Comumente o mineral ocorre substituindo o plagioclásio (Fig. 3.10b).





**Figura 3.10** – Aspectos texturais dos minerais em halos de alteração hidrotermal. (a) Grãos anédricos de moscovita (Ms) envolvem parcialmente cristal de plagioclásio (Pl). LPX, amostra MM-14. (b) Carbonato (Cb) substituiu parcialmente grão de plagioclásio. Na parte esquerda superior observa-se a moscovita substituir parcialmente a microclina (Mc). LPX, amostra MM-12c -I (c) Grão esquelético de plagioclásio envolto por quartzo (Qz) e moscovita. LPX, amostra MM-31. (d) Rutilo intercrescido com moscovita. LPP, amostra MM-12b.

Os **feldspatos** mostram uma substituição gradual para moscovita e carbonato nos halos de alteração. O plagioclásio é o mineral mais afetado pela alteração e em amostras muito alteradas sua porcentagem modal chega a menos de 10%. Exibe também substituição para quartzo, conforme indicado pela presença de grãos esqueléticos inclusos nesse mineral (Fig. 3.10c). Os feldspatos potássicos (ortoclásio e microclina) também mostram-se alterados para moscovita, porém com menor intensidade. Não há evidências que o processo de potassificação dos plagioclásios seja intensificado com o aumento da alteração gerada pelos veios. Tanto o plagioclásio quanto o feldspato potássico apresentam uma alteração incipiente para um fino agregado, provavelmente de natureza argilosa.

O **quartzo** apresenta-se na forma de agregados monominerálicos e como preenchimento de vênulas e veios. Embora sua porcentagem modal aumente nas amostras mais alteradas em função da presença de veios e/ou vênulas, o mesmo não é observado na rocha, onde ela mantém-se aproximadamente constante (Fig. 3.9). Nos agregados de quartzo, o mineral exibe cristais anédricos e têm granulação média a fina. A deformação nesses cristais é marcada pela extinção ondulante,

formação de subgrãos e novos grãos. É possível que em parte, esse quartzo tenha uma origem secundária, visto a presença de agregados monominerálicos com inclusões de feldspato potássico, plagioclásio (Fig. 3.10c) e moscovita.

A **arsenopirita** mostra grãos subédricos a euédricos e possui granulação fina a média (Fig. 3.11a). Ocorre em grãos isolados na matriz ou em agregados juntamente com pirita, galena, calcopirita e mais raramente pirrotita. Os grãos apresentam diferentes graus de fraturamento.

A **galena** apresenta granulação fina a grossa e mostra grãos anédricos. Os grãos possuem contornos irregulares e mostram um caráter intersticial (Fig. 3.11b). O mineral intercresce com todos os sulfetos e silicatos. Ocasionalmente preenche clivagens da moscovita e mostra inclusões de quartzo, feldspatos, carbonato e moscovita.

A **pirita** ocorre em agregados monominerálicos, grãos isolados na matriz ou intercrescida a outros sulfetos. Apresenta grãos subédricos a euédricos e mostra granulação fina. Os grãos podem exibir inclusões de moscovita, feldspatos, quartzo e carbonato e por vezes apresentam uma textura poiquiloblástica (Fig. 3.11d). O mineral possui diferentes intensidades de fraturamento e de alteração para hematita e/ou limonita (Fig. 3.11c e d).

A **calcopirita** possui grãos anédricos e exibe granulação fina (Fig. 3.11b). Normalmente ocorre associada à arsenopirita, galena e/ou pirita e está parcialmente substituída por **covellita** e raramente preenche clivagens na moscovita. A **pirrotita** foi identificada apenas na amostra MM-12i, onde apresenta grãos finos a médios e está intercrescida com galena, arsenopirita, pirita e calcopirita (Fig. 3.11b).

O **rutilo** ocorre com hábito prismático e mostra grãos subédricos de granulação fina. Em algumas amostras dispõem-se em agregados com grãos formando entre si ângulos de aproximadamente 120°. Em geral ocorre intercrescido com a moscovita (Fig. 3.10d).

A **hematita** forma palhetas de granulação fina e a **limonita** ocorre sob a forma de agregados. Ambas estão associadas à alteração da pirita e/ou pirrotita, substituindo-as nas bordas ou fraturas, por vezes, completamente (Fig. 3.11a, c e d).

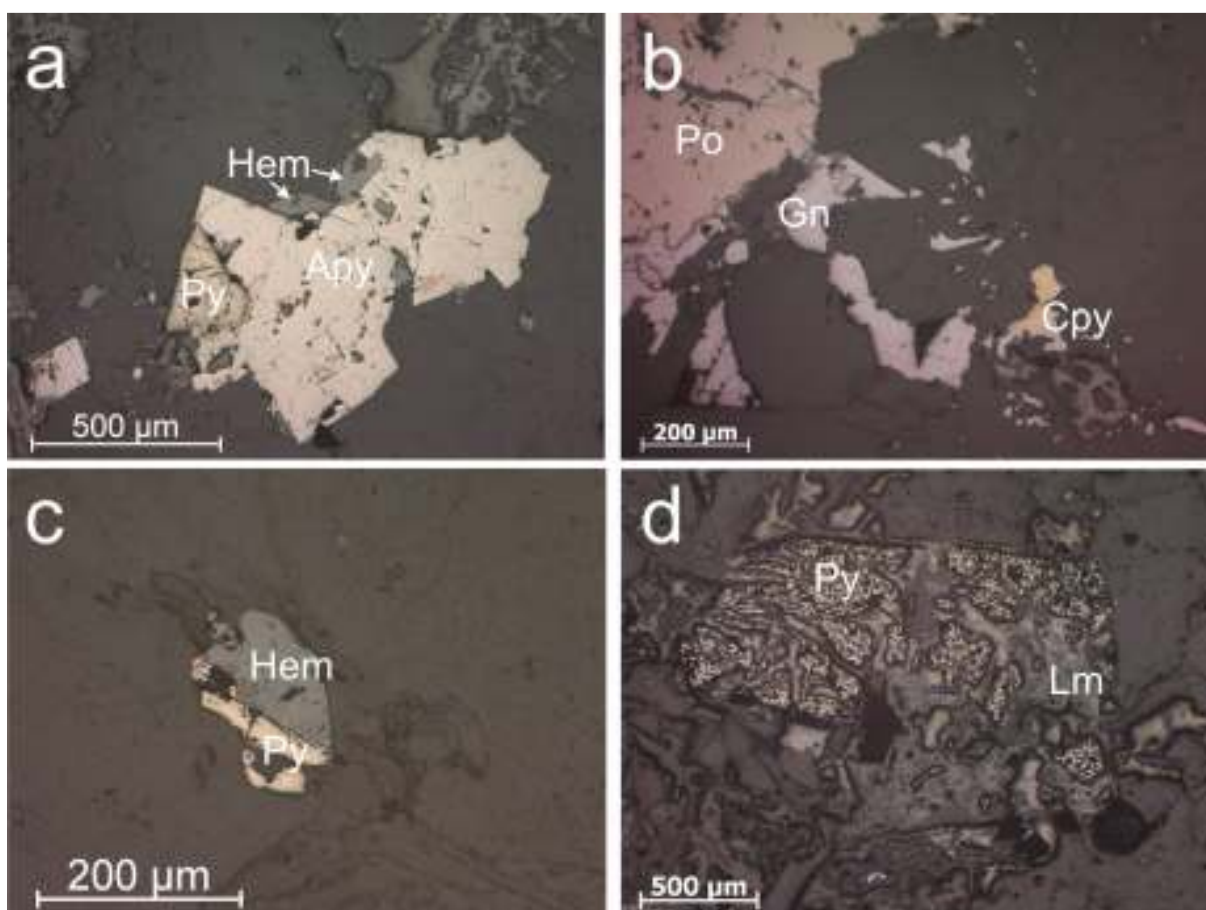
Nos halos de alteração ocorrem também agregados amorfos com diferentes colorações. Em geral esses agregados estão associados a minerais opacos, rutilo, biotita ou sericita. Um fino agregado de aspecto terroso altera de maneira incipiente os feldspatos, principalmente o plagioclásio.

### ***Veios de minério***

Os veios e vênulas de quartzo associados ao minério apresentam aspecto leitoso e textura maciça (*blocky*). Os veios apresentam em geral espessuras centimétricas e as vênulas variam sua espessura entre milimétrica a micrométrica. Em escala de lâmina, os contatos com a encaixante tendem a ser difusos e marcados pelo aumento da proporção de quartzo e moscovita (Fig. 4.22b e c). É

interessante notar que vênulas de espessuras micrométricas, tais como fraturas intergranulares, ocorrem também nas rochas com alteração incipiente.

A composição mineralógica básica dos veios e vênulas é quartzo (90 a 98%), além de proporções variadas de sericita e carbonato. Em geral a ocorrência do carbonato é mais comum nas vênulas. A sericita concentra-se nas bordas dos veios/vênulas e dispõem-se aproximadamente perpendicular às paredes. É comum também a ocorrência de fragmentos da rocha encaixante, os quais exibem uma intensa alteração. A assembléia de minerais-minério presente nos veios é similar à encontrada nos halos de alteração, porém dada em ordem decrescente de ocorrência por galena, pirita, arsenopirita, calcopirita, pirrotita, hematita, limonita e covellita. A galena e a pirita ocorrem em maior proporção que os demais sulfetos. O ouro não foi observado nas amostras estudadas.



**Figura 3.11** – Assembléia dos principais minerais-minério observados em halos de alteração e veios encaixados nos granitóides. (a) Cristais subédricos de arsenopirita (Apy) intercrescidos com pirita (Py) e hematita (Hem) em halo de alteração hidrotermal. LRP, amostra MM-12. (b) Intercrescimento entre galena (Gn), pirrotita (Po) e calcopirita (Cpy) em halo de alteração hidrotermal. LRP, amostra MM-12i (c) Hematita altera parcialmente cristal de pirita em halo de alteração. LRP, amostra MM-12. (d) Pirita parcialmente alterada para limonita (Lm) em veio de quartzo. LRP, amostra MM-80.

### 3.3 - QUÍMICA MINERAL

Esse item apresenta as características químicas de fases minerais que compõem os veios e os halos de alteração das rochas encaixantes, as quais foram obtidas a partir de análises de MEV-EDS e de microsonda eletrônica (MSE). O primeiro método fornece análises químicas semi-quantitativas, enquanto o segundo fornece análises quantitativas.

As amostras selecionadas para análise compreendem um veio de minério encaixado no xisto (amostra MM-11) e vênulas e halos de alteração hidrotermal do granitóide. No primeiro caso foram analisados apenas os minerais-minério, enquanto que, nas amostras do granitoide, foram analisados os minerais-minérios, moscovita e plagioclásio. Sempre que possível, as análises foram efetuadas na porção central e na borda do mineral, com a finalidade de identificar alguma variação composicional. Os resultados obtidos estão apresentados de integralmente nos anexos V e VI. As análises que apresentaram problemas de fechamento foram desconsideradas nessa interpretação.

#### 3.3.1 - Minerais-Minério

A **pirita** apresenta percentagem atômica de  $\text{Fe}^{2+}$  entre 32,77% e 32,80% para as amostras de granitóides e 33,14% e 33,78% para o veio encaixado no xisto (anexo V). Na amostra MM-12, o mineral mostra percentagens atômica de As que variam entre 0,33% e 0,88%. Os valores mais elevados são observados na borda de cristais em contato com a arsenopirita, o que sugere um desequilíbrio químico entre essas fases (tabela 3.1). Nas demais amostras os valores em geral são inferiores a 0,33%. A figura 3.12a apresenta o gráfico de ferro *versus* enxofre para as análises de pirita. Embora o número de amostras seja pequeno é possível notar a formação de dois *trends* paralelos entre si. As amostras com valores de enxofre relativamente mais baixos correspondem na sua maioria às análises obtidas nas bordas do mineral. Apenas uma análise indicou a presença de ouro associado à pirita (amostra MM-12), com valores na ordem de 1700 ppm. Trata-se provavelmente de grãos submicroscópicos intercrescidos no mineral, porém não pode ser descartado algum erro analítico durante a análise.

A **arsenopirita** mostra percentagem atômica de As entre 29,97% e 31,82% para as amostras do granitóide e entre 28,38% e 31,42% para o veio (anexo V). Os valores médios são respectivamente 30,90% e 30,18%. O mineral apresenta típica correlação negativa no gráfico S *versus* As (Fig. 3.12b) e pouca dispersão de valores. As maiores variações foram observadas na amostra MM-12 e correspondem a análises em bordas de grãos e em pequenos cristais de arsenopirita que circundam um grão maior de pirita. De maneira geral a variação de percentagem atômica de As entre a borda e o centro de grãos de arsenopirita varia entre 0,62% a 1,85%. O ouro foi detectado em apenas duas análises, as quais exibem teores de 1500 e 1900 ppm.

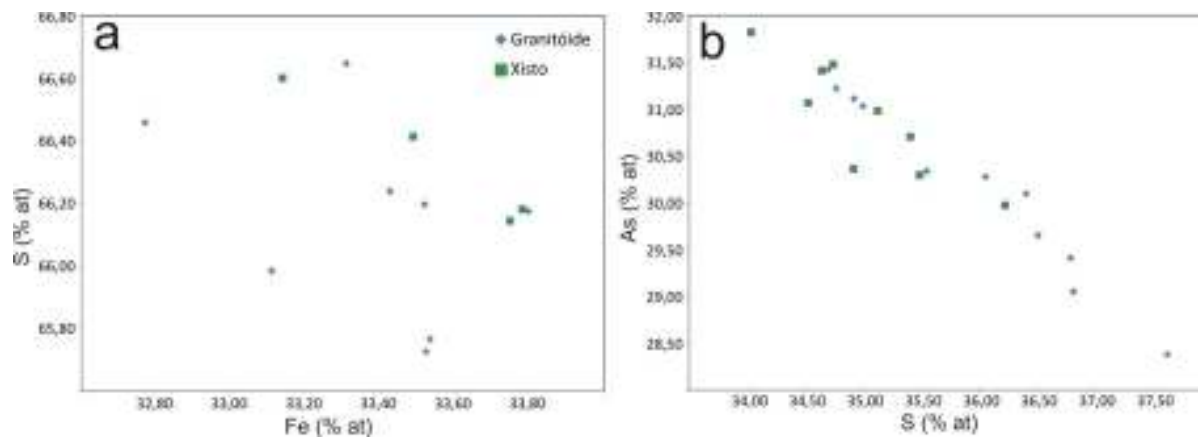
**Tabela 3.1** – Análises químicas representativas de piratas em halos de alteração do granitoide e no veio de quartzo encaixado no xisto (\*).

Amostra	MM-12						MM-12i		MM-80	MM1 (*)		
	IApy		IApy		Pq		IPo	IGn	Pq	Pf		
Tiro	Centro	Borda	Centro	Borda	-	-	-	-	-	-	-	-
S	52,70	51,66	52,39	51,59	52,22	51,64	51,12	52,82	52,70	52,29	51,80	53,41
Fe	45,35	45,24	46,30	45,91	45,99	45,97	44,97	47,08	45,96	46,58	46,12	46,38
As	1,37	1,62	0,46	1,26	0,62	1,35	0,25	0,01	0,04	0,02	0,05	0,13
Au	0,00	0,00	0,17	0,02	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,31
Ag	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,08
Total	99,50	98,56	99,33	98,80	98,82	99,03	96,42	99,94	98,81	98,94	98,21	100,65
S (at%)	66,46	65,98	66,20	65,76	66,24	65,72	66,38	66,17	66,65	66,18	66,14	66,60
Fe (at%)	32,77	33,11	33,52	33,53	33,43	33,52	33,46	33,80	33,31	33,78	33,75	33,14
As (at%)	0,74	0,88	0,25	0,69	0,33	0,74	0,14	0,01	0,02	0,01	0,03	0,07
Au (at%)	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06
Ag (at%)	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03

IApy - pirita intercrescida com arsenopirita; IGn - intercrescida em galena; IPo - intercrescida em pirrotita; Pq - pirita poiquiloblástica com inclusões de silicatos; Pf - pirita como preenchimento de fraturas em arsenopirita.

A **galena** destaca-se na amostra MM-80, na qual apresentou teores de prata em todas as análises. Os valores do elemento variam entre 1100 e 1900 ppm. A **pirrotita**, observada apenas na amostra MM-12i, possui porcentagens atômicas de Fe entre 46,58% e 47,60%. A **calcopirita** exibe percentagem atômica média de Cu igual a 36%.

O **ouro** foi identificado apenas na amostra MM-25, correspondente a veio de quartzo encaixado no xisto. Essa amostra foi analisada apenas sob o MEV-EDS. Em geral os grãos de ouro ocorrem em liga que mostra aproximadamente 1/6 de Ag em sua composição, tanto para os grãos encontrados juntos a pirita quanto em grãos livres inclusos no quartzo (tabela 3.2).



**Figura 3.12** – Gráfico de correlação entre percentagens atômicas (% at) obtidas através de microsonda eletrônica. (a) Diagrama ferro *versus* enxofre para análises em pirita. (b) Diagrama enxofre *versus* arsênio para análises em arsenopirita.



**Tabela 3.2** – Composições de grãos de ouro obtidas a partir de análises semi-quantitativas de MEV-EDS.

Amostra	Campo (C) - Tiro (T)	Ag (%)	Au (%)	Observação
MM-25	C1-T1	21,12	78,88	Ouro Livre
MM-25	C1-T2	0,00	100,00	Ouro Livre
MM-25	C1-T5	17,96	82,04	Ouro intercrescido com Py
MM-25	C1-T6	19,54	80,46	Ouro intercrescido com Py
MM-25	C2-T1	13,75	86,25	Ouro Livre
MM-25	C2-T2	12,85	87,15	Ouro Livre
MM-25	C6a-T1	20,34	79,66	Ouro Livre
MM-25	C6a-T2	18,80	81,20	Ouro Livre
MM-25	C6a-T3	18,18	81,82	Ouro Livre
MM-25	C6b-T1	15,86	84,14	Ouro Livre
MM-25	C6b-T2	14,61	85,39	Ouro Livre
MM-25	C6b-T3	15,95	84,05	Ouro Livre

### 3.3.2 - Silicatos

As análises da **moscovita** estão apresentadas de maneira resumida na tabela 3.3. Os grãos analisados foram divididos segundo sua textura em: moscovita presente em agregados monominerálicos, moscovita inclusa ou intercrescida ao plagioclásio e/ou microclina e aquelas presentes nas paredes de vênulas de quartzo, nas quais pode haver intercrescimento com pirita (vide anexo VI).

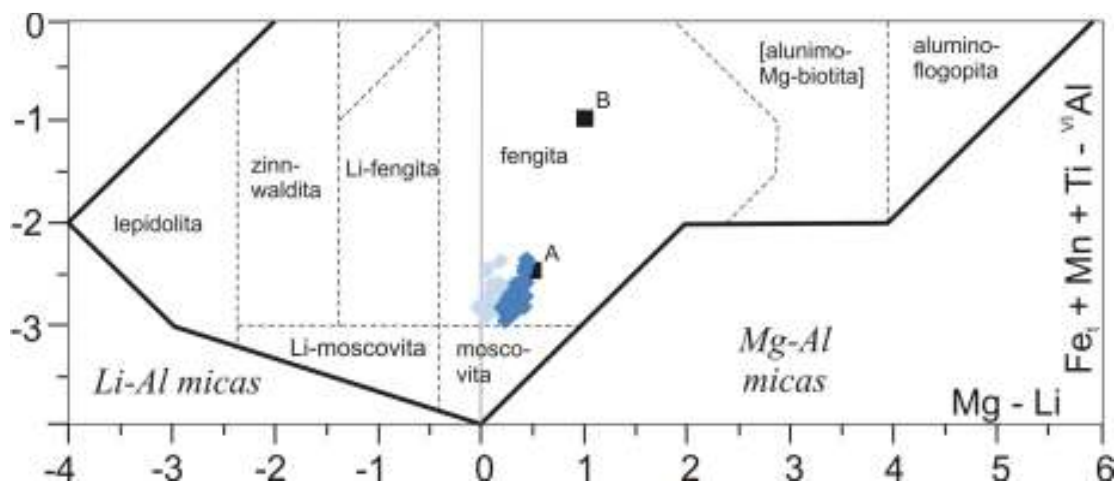
Os dados foram inseridos no diagrama classificatório para micas apresentado por Tischendorf *et al.* (1997) (Fig. 3.13). Essa classificação leva em consideração a presença dos principais cátions na posição octaédrica nas micas (Fe, Mg, Mn, Ti, <sup>VI</sup>Al e Li). Dois conjuntos estão apresentados nessa figura. O primeiro, em azul escuro, não considera a presença do Li na amostra, enquanto no segundo, em azul claro, a fórmula estrutural foi recalculada assumindo que a percentagem de Li<sub>2</sub>O é igual a  $0,3935 \cdot F^{1,326}$ . Essa relação empírica foi obtida por Tischendorf *et al.* (1997) para micas dioctaédricas a partir de um extenso banco de dados.

Em ambos os casos, os dados apresentaram uma homogeneidade composicional entre os grãos com diferentes texturas. As amostras são classificadas como micas da série Mg-Al, do tipo fengita. O valor médio de  $M^{2+}$  (Fe + Mg + Mn + Ti) nas amostras é igual a  $0,79 \pm 0,12$ . Embora existam dificuldades analíticas para uma perfeita dosagem do flúor (F), o elemento exibe teores sistematicamente elevados nessas micas, com média igual a  $0,96 \pm 0,23$ . Esses valores são comumente associados a micas de pegmatitos e/ou granitos altamente fracionados, conforme exemplos apresentados em Deer *et al.* (1992), Tischendorf (1997) e Mueller *et al.* (2008).

**Tabela 3.3** – Valor médio e desvio-padrão das análises químicas apresentadas para as diferentes texturas analisadas nos halos de alteração dos granitóides.

Textura	Agregado Monominerálico		Intercrescido com Feldspato		Vênula de quartzo	
	Média	Desvio	Média	Desvio	Média	Desvio
SiO <sub>2</sub>	47,67	0,59	47,60	0,73	47,42	0,63
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,13	0,39	0,16	0,46	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,41	1,33	29,56	1,33	30,39	0,32
FeO	3,83	0,58	3,90	0,66	3,68	0,32
MnO	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03
MgO	1,68	0,36	1,57	0,45	1,47	0,28
CaO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,03	0,15	0,03	0,14	0,03
K <sub>2</sub> O	10,98	0,21	11,14	0,20	11,08	0,16
F	0,98	0,25	0,95	0,25	0,96	0,23
Cl	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	94,67	1,29	95,13	0,80	95,26	0,62
Si	6,53	0,08	6,50	0,08	6,45	0,04
Ti	0,03	0,01	0,04	0,02	0,05	0,01
Al <sub>(total)</sub>	4,76	0,17	4,76	0,20	4,87	0,04
<sup>IV</sup> Al	1,47	0,08	1,50	0,08	1,55	0,04
<sup>VI</sup> Al	3,29	0,09	3,26	0,12	3,32	0,06
Fe <sup>+2</sup>	0,43	0,07	0,41	0,15	0,42	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,32	0,07	0,32	0,09	0,30	0,06
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01
K	1,93	0,04	1,94	0,03	1,92	0,03
H	2,00	0,00	2,00	0,00	2,00	0,00
Si:Al	1,38	0,07	1,37	0,08	1,32	0,02
M <sup>2+</sup>	0,78	0,11	0,78	0,21	0,77	0,09
N	9		12		12	

N - número de amostras; M<sup>2+</sup> = (Mg + Fe + Mn + Ti); Ferro calculado como Fe<sup>2+</sup>. Fórmula estrutural calculada em base de 22 átomos de oxigênio.



**Figura 3.13** – Classificação das micas segundo diagrama de Tischendorf *et al.* (1997). Dois conjuntos de dados foram plotados, um considerando Li = 0 (losângulo azul escuro) e o outro considerando o conteúdo de Li calculado empiricamente (losângulo azul claro). Os pontos A e B indicam a composições ideais para fengitas com as fórmulas (Mg Fe)Al<sub>3</sub> e MgFeAl<sub>2</sub>, respectivamente (Tischendorf *et al.* 1997). A linha cinza divide os campos das séries de micas do tipo Li-Al e tipo Mg-Al.

O **plagioclásio** foi analisado em quatro grãos parcialmente substituídos por moscovita de uma amostra de halo de alteração hidrotermal (MM-12f). Esses grãos apresentam composição predominantemente albítica, na qual a percentagem molar média entre albita, anortita e ortoclásio é  $Ab_{99}/An_{0,5}/Or_{0,5}$  (tabela 3.4).

**Tabela 3.4** – Valor médio e desvio padrão das análises de plagioclásio em halo de alteração dos granitóides.

N = 4	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	Cl	Total
Média	67,39	0,01	19,47	0,02	0,02	0,01	0,10	9,62	0,09	0,04	0,01	96,76
Desvio	2,29	0,01	0,41	0,03	0,03	0,01	0,03	0,43	0,01	0,05	0,01	3,02

N = 4	Si	Al	Fe+3	Ti	Mn	Mg	Na	Ca	K	An	Ab	Or
Média	12,06	4,11	0,00	0,00	0,00	0,00	3,34	0,02	0,02	0,57	98,85	0,58
Desvio	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,16	0,16	0,08

N = número de análises; Fórmula estrutural calculada com base em 32O; À direita percentagem molar dos componentes anortita (An), albita (Ab) e ortoclásio (Or) para o plagioclásio.

### 3.4 - ISÓTOPOS DE Pb

#### 3.4.1 – O Uso de Isótopos de Pb no Rastreamento de Áreas Fonte dos Metais

Os isótopos instáveis apresentam características peculiares que permitem sua aplicação no estudo de objetos geoquímicos, tais com rochas e minerais. Entre elas reside o fato que os isótopos radiogênicos não apresentam fracionamento significativo em face aos processos físicos, químicos e biológicos aos quais são submetidos (Allègre 2008). No caso de elementos pesados como chumbo (Pb), o efeito é ainda menor (Doe & Stacey 1974).

Essa propriedade permitem inferir a premissa que os isótopos de Pb, ao serem extraídos de uma determinada fonte por uma solução hidrotermal, apresentarão a mesma assinatura isotópica da fonte no momento da extração. O mesmo ocorrerá aos minerais precipitados dessa solução hidrotermal. Caso a extração tenha ocorrido a partir de duas fontes distintas, a assinatura isotópica será intermediária entre estas (MacFarlane & Petersen 1990).

Quaisquer modificações nessas razões iniciais serão resultado do decaimento radioativo a partir dos elementos U e/ou Th, ou devido a um reequilíbrio isotópico posterior (Doe & Stacey 1974). O reequilíbrio isotópico pode ser ocasionado, por exemplo, pela interação com um fluido hidrotermal que tenha uma assinatura isotópica distinta.

Os isótopos de Pb são uma importante ferramenta utilizada na caracterização da(s) área(s) fonte(s) dos metais que compõem um determinado depósito mineral. Tal aplicabilidade fundamenta-se no fato de que o comportamento geoquímico desse isótopo é similar aos metais ao qual ele geralmente está associado nas soluções hidrotermais (e.g. Au, Ag e Cu; MacFarlane & Petersen 1990, Chiaradia & Fontboté 2003, Chiaradia *et al.* 2004).

Em depósitos minerais, a assinatura isotópica do momento de sua formação está preservada em minerais que contêm quantidades negligenciáveis de U e Th em sua estrutura cristalina (Doe & Stacey 1974). Dois exemplos são os minerais galena e o feldspato potássico, que devido a sua comum ocorrência em diferentes tipos de depósitos são amplamente utilizados em estudos isotópicos.

Dessa maneira a determinação da(s) área(s) fonte(s) de fluidos mineralizadores reside em dois problemas gerais. O primeiro é estabelecer se depósito foi submetido a um reequilíbrio isotópico após a sua formação, o que apagaria sua assinatura inicial. O segundo é determinar a assinatura isotópica da(s) possível(eis) área(s) fonte(s) a fim de compará-las com a do mineral-minério.

### 3.4.2 - Isótopos de Pb das Ocorrências de Au de Serrita

Com intuito de caracterizar a assinatura isotópica das rochas encaixantes foram analisadas 3 amostras de rocha total do xisto e 4 amostras do granitóide. Foram selecionadas amostras distais em relação aos veios de minério, no granitóide, assinaladas por uma alteração incipiente (Tab. 3.5). A caracterização isotópica do minério foi realizada em 2 amostras de galena de diferentes veios encaixados no xisto e 5 amostras de galena de veios encaixados no granitóide (Tab. 3.6).

Os xistos encaixantes possuem razões de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  com valores médios de 19,318 ( $\pm 0,214$ ), 15,780 ( $\pm 0,015$ ) e 39,520 ( $\pm 0,113$ ), respectivamente. Tais valores são relativamente mais elevados que os observados nas amostras do granitóide, nas quais as razões variam entre 16,152 e 16,213 para  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , 15,296 e 15,329 para  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e 36,127 e 36,229 para  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Conforme observado, as amostras de ambas litologias caracterizam-se por uma composição isotópica relativamente homogênea.

Em relação à assinatura isotópica das galenas, as amostras presentes em veios encaixados no xisto possuem razões de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  entre 17,128 e 17,220,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  entre 15,476 e 15,490 e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  entre 37,182 e 37,243. No granitóide, as galenas são menos radiogênicas e apresentam razões médias de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  respectivamente de 16,055 ( $\pm 0,031$ ), 15,297 ( $\pm 0,010$ ) e 36,251 ( $\pm 0,041$ ).

A figura 3.14 apresenta os gráficos ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) vs. ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) e ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) vs. ( $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ), onde estão inseridos os dados de galena e rocha total. Também foram desenhadas, como referência, as curvas de evolução isotópica de Pb dos quatro reservatórios terrestres idealizados por Zartman & Doe (1981).

Esses gráficos (Fig. 3.14) permitem observar a assinatura isotópica das galenas e compará-las com possíveis áreas fonte, nesse caso, as rochas encaixantes. Caso a assinatura do minério apresente uma distribuição relativamente homogênea e similar à composição da encaixante, isso indica que o metal proveio de uma única fonte. Ao passo que, no caso de existirem duas fontes, a composição isotópica deve mostrar uma distribuição linear entre as assinaturas dessas fontes.

**Tabela 3.5** – Composições de Isótopos de Pb de rocha-total para as encaixantes dos veios de minério.

Amostra	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>
MM-59a	Sericita Xisto	19,551	0,011	15,797	0,011	39,639	0,011
MM-60	Sericita Xisto	19,277	0,015	15,768	0,015	39,413	0,015
MM-72	Sericita Xisto	19,127	0,015	15,776	0,015	39,510	0,017
MM-75	Granitóide	16,152	0,009	15,318	0,010	36,169	0,010
MM-76	Granitóide	16,152	0,007	15,309	0,008	36,134	0,010
MM-77	Granitóide	16,213	0,008	15,329	0,011	36,229	0,014
MM-79	Granitóide	16,170	0,003	15,296	0,003	36,127	0,004

1 – Erro padrão relativo, com número de medidas igual a 60.

**Tabela 3.6** – Composições de Isótopos de Pb de galenas em veios encaixados no xisto e no granitóide (gran.).

Amostra	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro <sup>1</sup>
MM-11b-I	Galena - xisto	17,128	0,058	15,490	0,060	37,182	0,053
MM-22	Galena - xisto	17,220	0,007	15,476	0,007	37,243	0,007
MM-12	Galena - gran.	16,028	0,007	15,285	0,008	36,205	0,008
MM-12a	Galena - gran.	16,044	0,007	15,306	0,009	36,266	0,011
MM-12c	Galena - gran.	16,059	0,010	15,288	0,013	36,221	0,015
MM-76	Galena - gran.	16,034	0,006	15,297	0,007	36,249	0,006
MM-80	Galena - gran.	16,108	0,035	15,310	0,036	36,312	0,036

1 – Erro padrão relativo, com número de medidas igual a 60.

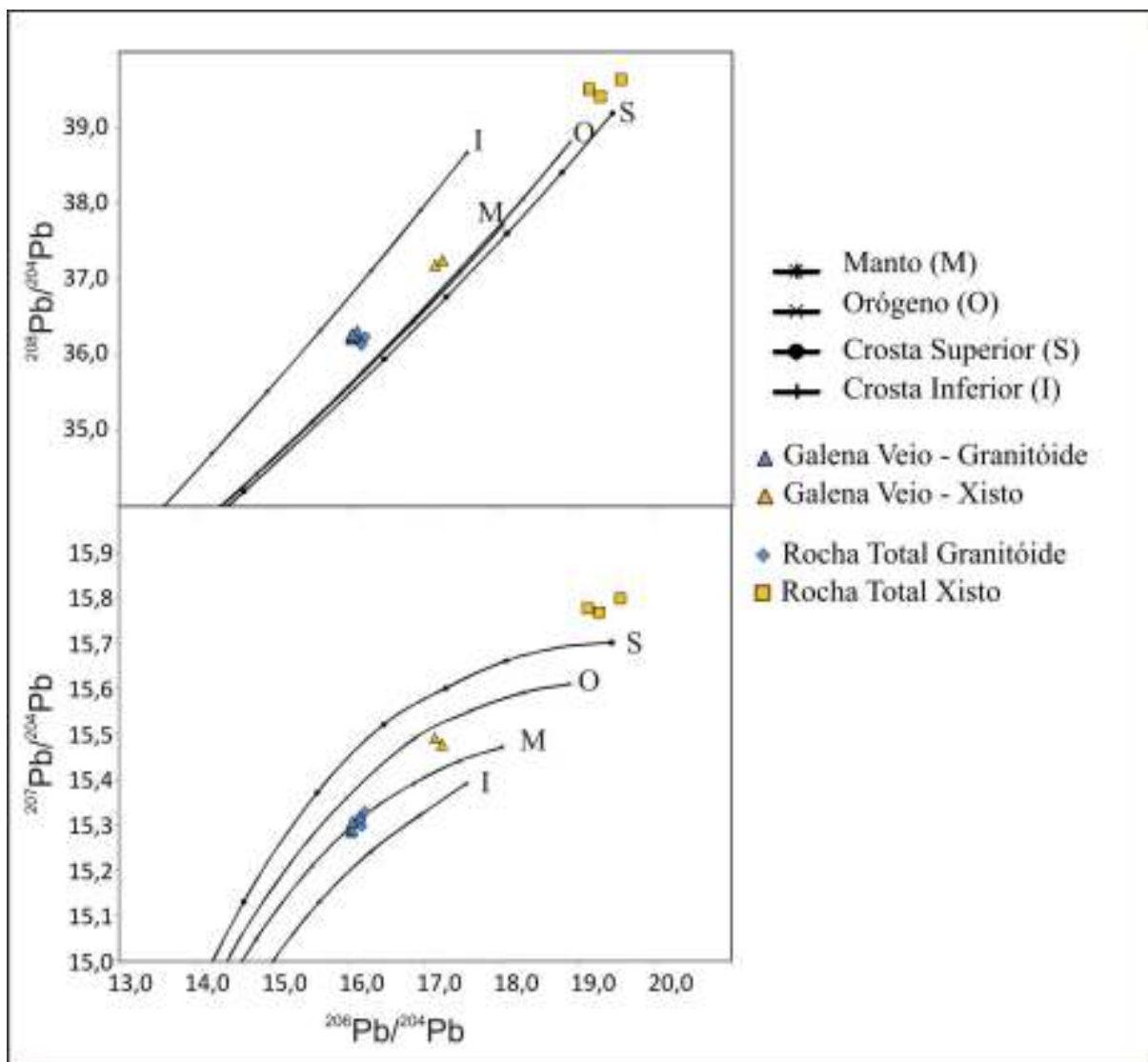
Entretanto para critério de comparação é necessário efetuar a correção nas análises de rocha total, a fim de subtrair o chumbo radiogênico gerado após a formação da mineralização. Dessa forma obtêm-se a composição isotópica da rocha no momento de formação do minério. As razões de chumbo radiogênico,  $(\text{Pb}/\text{Pb})^*$ , gerado entre o intervalo de tempo de formação do minério ( $T_2$ ) e os dias atuais ( $T_1 = 0$  Ma) pode ser calculado pelas fórmulas (Zhou *et al.* 2001):

$$(1) \quad (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^*_{T_1 \rightarrow T_2} = \mu (e^{\lambda_{206} T_2} - e^{\lambda_{206} T_1})$$

$$(2) \quad (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^*_{T_1 \rightarrow T_2} = \mu (e^{\lambda_{207} T_2} - e^{\lambda_{207} T_1})/137,88$$

$$(3) \quad (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^*_{T_1 \rightarrow T_2} = \omega (e^{\lambda_{208} T_2} - e^{\lambda_{208} T_1})$$

Sendo  $\mu = (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ ,  $\omega = (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})$  e  $\lambda_{206}$ ,  $\lambda_{207}$  e  $\lambda_{208}$  as constantes de decaimento do  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$ , cujos respectivos valores são  $1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ,  $9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  e  $0.49475 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  (Faure 1986).



**Figura 3.14** – Composição isotópica de Pb de galenas em veios de minério encaixados no xisto e no granitoide e composição em rocha total para as rochas encaixantes. As curvas de evolução do manto (M), orógeno (O), crosta superior (S) e crosta inferior (I) de Zartman & Doe (1981) foram inseridas para critério de comparação.

A inexistência das determinações analíticas para as concentrações de U, Th e Pb inviabiliza a correção das composições isotópicas de rocha total. Apesar disto, a configuração apresentada na Fig. 3.14 indica que o Pb não se originou a partir de uma única fonte. Visto que os fluidos que deram origem aos veios de minério, no granitóide e no xisto, possuem características idênticas (Beurlen *et al.* 1997) e típicas de fluidos metamórficos (vide Cap. 5), o conjunto de dados isotópicos sugerem que as encaixantes tiveram influência direta na composição isotópica das galenas. Embora seja necessário um volume maior de dados, a princípio, pode-se considerar que o chumbo deriva de uma fonte híbrida, possivelmente constituída pelo xisto e pelo granitóide.

### 3.5 - INTERPRETAÇÕES

#### 3.5.1 - Xistos

Os xistos correlacionados ao Grupo Salgueiro são compostos por camadas com diferentes proporções de minerais como moscovita, clorita, biotita, plagioclásio, quartzo, além de minerais acessórios. Tal configuração indica um protólito sedimentar dado pela intercalação entre níveis de composição pelítica a semi-pelítica e níveis siltíticos com composição arcoseana a quartzosa.

Em termos texturais a foliação  $S_1$  é a principal trama observada nesses metassedimentos e as foliações subsequentes a transpõem apenas localmente. Quando presentes, os porfiroblastos de granadas e plagioclásio indicam um caráter sin-tectônico em relação a  $S_1$  ou inter-tectônico em relação às fases  $S_1$  e  $S_2$ , segundo a classificação de Passchier & Trouw (2005). A blastese desses minerais indica o pico metamórfico registrado nos xistos estudados. De maneira geral as fases de deformação subsequentes ( $S_2$  e  $S_3$ ) mostram tramas gradativamente mais tênues.

A paragênese mineral composta por plagioclásio + moscovita + clorita + biotita  $\pm$  granada  $\pm$  epidoto é característica para pelitos que atingiram condições que variam entre a zona da biotita até a zona da granada no metamorfismo Barroviano (Best 2003, Yardley 2004). Essas condições são similares ao metamorfismo da fácies xisto-verde com temperaturas aproximadas entre 400°C e 500°C.

Embora o volume de dados petrográficos seja limitado, os halos de alteração hidrotermal na encaixante são dificilmente observados. Em escala de lâmina, as amostras em contato com o veio destacam-se pela carbonatação e mais raramente pela precipitação de ouro disseminado.

Os veios de minério apresentam temperatura mínima de colocação entre 290°-310°C segundo Beurlen *et al.* (1997), ou seja, na fácies xisto-verde inferior. Temperaturas similares foram estimadas com base na deformação dúctil superimposta a esses veios (vide item 4.5). Podem-se definir três estágios principais de evolução de acordo com as texturas observada nesses veios.

O primeiro estágio abrange a cristalização dos sulfetos e do ouro. Durante esse estágio a precipitação mineral não teria ocorrido de maneira síncrona e estaria intrinsecamente relacionada à deformação frágil dos veios (Cap. 4), conforme indicado pela galena e pirita formando o preenchimento de fraturas na arsenopirita (amostra MM-11). Pelo menos em parte, o minério está associado a esse estágio, conforme indicado por grãos de ouro alinhados segundo fraturas cicatrizadas (*healed fractures*; amostra MM-25).

O segundo estágio interpretado é caracterizado pela precipitação e/ou substituição de minerais, em estados de oxidação mais elevados que o anterior. O principal produto é a formação de hematita, em geral como pseudomorfo da pirita. A presença de covellita (e.g. amostra MM-22), ao invés de calcopirita, é atribuída a um aumento no estado de sulfetação e/ou oxidação do fluido, ou mesmo, relacionada à cristalização em temperaturas mais baixas (Stofreggen 1987). Isso indica que esse

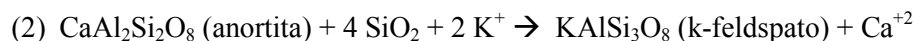
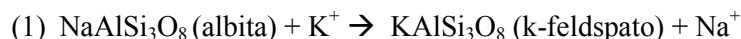
sulfeto foi formado após o primeiro estágio, típico de baixa sulfetação/oxidação. Em vista disso, embora não seja possível estabelecer uma relação direta com a formação da hematita, a covellita foi atribuída ao segundo estágio.

O terceiro estágio é interpretado como a fase de alteração supergênica, em que os sulfetos e óxidos de ferro foram convertidos em limonita e outros hidróxidos, além da formação de argilominerais e *stockworks* a partir da mineralogia pretérita. A sucessão desses diferentes estágios sugerem condições crustais progressivamente mais rasas.

### 3.5.2 - Granitóide

As litologias do *stock* Barra Verde indicam um caráter tardio em relação às fases de deformação dúcteis registradas no xisto. As relações texturais e mineralógicas identificadas no granitoide permitiram identificar diferentes tipos de alteração hidrotermal. As principais alterações identificadas foram a potassificação, fluoritização, cloritização, sericitização, carbonatação, sulfetação e silicificação.

A **potassificação** corresponde a uma alteração pervasiva seletiva, onde o plagioclásio é parcial ou totalmente substituído pelo feldspato potássico (Fig. 3.6). A alteração pode ser representada pelas reações (1) e (2), para os membros albita e anortita do plagioclásio, respectivamente (Fernandez-Turiel *et al.* 1991):



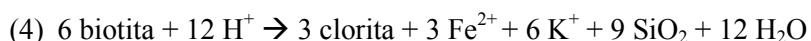
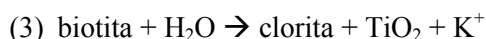
Essa alteração abrange toda porção exposta do *Stock* Barra Verde e também foi observada na amostra do plúton Serrita (MM-41). Apesar de ocorrer tanto em amostras de alteração incipiente quanto nos halos de alteração hidrotermal, não há uma relação entre o grau de potassificação e a intensidade da alteração hidrotermal produzida pelos veios de minério. Isso sugere que a potassificação não esteja diretamente relacionada com a alteração associada aos veios.

Segundo vários autores (*e.g.* Coetzee & Twist 1989, Piekarz 1992, Moura *et al.* 2006), este tipo de reação é considerada como produto da interação de fluidos residuais da própria cristalização magmática, seja em estágios finais ou posteriores a cristalização do corpo, em temperaturas próximas ao eutético.

A **fluoritização**, no granitoide, compreende uma alteração pervasiva seletiva. Embora apresente um caráter incipiente, a alteração está presente em todas as amostras distais aos veios de minério. Em geral, esse tipo de alteração está relacionado a um fluido de origem magmática ou proveniente da remobilização a partir de um protólito rico em flúor (Sasmaz *et al.* 2005).



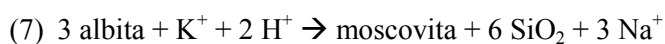
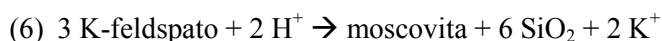
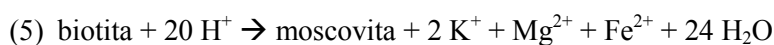
A **cloritização** é uma alteração pervasiva seletiva que pôde ser observada em amostras de alteração incipiente. Em geral as biotitas cloritizadas alteram-se também para sericita e carbonato. A cloritização pode ser representada de maneira simplificada pelas reações (3) e (4) (Eggleton & Banfield 1985, Fernandez-Turiel *et al.* 1991, Piekarz 1992).



Nessas reações os produtos esperados são o quartzo, minerais de titânio (titanita, rutilo e/ou leucoxênio) e óxidos de ferro, além da liberação de íons de  $\text{K}^+$ . Dessa forma é possível que a titanita  $\text{Ttn}_2$  (Fig. 3.7d), que é observada nas amostras de alteração incipiente, esteja relacionada a esse processo.

A cloritização provavelmente está associada à adição de fluidos ricos em  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{CO}_2$ , os quais desenvolvem uma típica assembléia propilitica (carbonato + clorita) (Piekarz 1992). Tal alteração é característica para condições de temperatura similares a fácies xisto-verde.

A **sericitização** ocorre tanto como alteração pervasiva seletiva, em amostras pouco alteradas, quanto como pervasiva generalizada nos halos de alteração hidrotermal e corresponde a principal alteração hidrotermal identificada nos granitóides. As principais reações minerais estão descritas de maneira generalizada nas equações abaixo segundo Fernandez-Turiel *et al.* (1991):



Essas reações de hidrólise são caracterizadas pelo aporte de  $\text{H}^+$  em condições de pH aproximadamente neutras. Os elementos Na e Ca são gradativamente lixiviados do plagioclásio durante esse tipo de alteração, o que explicaria a presença de plagioclásio albiticos intercrescidos com sericita nas amostras de halo de alteração dos veios (Tab. 3.4). Embora não esteja representado, é provável que o rutilo intercrescido a moscovita seja um produto da reação (5).

A intensidade da sericitização está diretamente relacionada com a presença dos veios de minério, embora nas amostras com alteração incipiente e distais aos veios, pelo menos em parte, o mineral pode ser um subproduto da potassificação, conforme foi sugerido por Bean (1982 *in* Piekarz 1992).

A **carbonatação** é representada pela substituição do plagioclásio e, subordinadamente, da biotita por carbonato e também pela precipitação deste mineral em fraturas intergranulares e vênulas. A presença de vênulas preenchidas pelo carbonato sugere que parte do  $\text{CO}_2$  possui uma origem

exógena. As texturas presentes no granitóide indicam que a carbonatação ocorreu conjuntamente com a sericitização e cloritização.

A **sulfetação** compreende a precipitação de pirita, galena, arsenopirita e subordinadamente pirrotita e calcopirita. As texturas observadas em lâminas, tais como galena e calcopirita preenchendo clivagens de moscovitas e frequentes inclusões de carbonato e moscovita nos sulfetos, sugerem que o processo de sulfetação foi tardio em relação à sericitização e a carbonatação. A composição química aproximadamente constante entre os diferentes grãos de arsenopirita analisados sugere que as condições de fugacidade de  $S_2$  e a temperatura tenham se mantido aproximadamente constantes durante a formação do mineral, já que a sua composição é diretamente associada a essas variáveis (Figueiredo 2010). Entretanto a variação química evidente nas bordas de cristais de arsenopirita e pirita intercrescidos indica um reequilíbrio químico entre as fases. Isso sugere que esses minerais tiveram uma precipitação diacrônica em condições físico-químicas distintas.

A **silicificação** corresponde ao aumento da proporção de quartzo na rocha e está diretamente relacionada à presença das fraturas, vênulas e veios associados ao minério.

O aumento do estado de oxidação foi responsável pela formação de hematita, em parte substituindo sulfetos de ferro (*e.g.* pirita e pirrotita). Embora seja nitidamente posterior, não é possível estabelecer se a **oxidação** desses minerais seja produto da modificação físico-química dos fluidos que os formaram ou se trata de outro evento hidrotermal. É provável que a formação da covellita esteja associada a essa fase, conforme discutido anteriormente. A formação da limonita e de agregados amorfos, compostos provavelmente por argilo-minerais, registra a última fase de alteração, de caráter supergênico.

A tabela 3.7 apresenta de forma sucinta as relações temporais, a distribuição e a gênese interpretadas para as principais alterações hidrotermais observadas no granitóide. A partir dessas interpretações foram distinguidos quatro estágios, cada qual definido pelo conjunto de alterações relacionadas entre si.

O primeiro estágio estaria associado a um autometassomatismo tardio ou posterior a cristalização do granitóide, e é registrado através da potassificação acompanhado por uma substituição incipiente dos minerais primários para fluorita e sericita.

O segundo estágio corresponderia ao um metassomatismo induzido pela percolação de fluidos ricos em  $CO_2$  e  $H_2O$  através de uma rede de fraturas. É representado pela cloritização, carbonatação e sericitização incipiente como alteração distal e pela carbonatação, sulfetação e intensa sericitização no halo de alteração proximal. Esse estágio está relacionado à formação do minério de Au.

O estágio seguinte ocorreu em condições mais oxidantes, que propiciaram o aparecimento de hematita e covellita como produtos de alteração. O quarto estágio corresponde àquele de alteração supergênica, registrado pela alteração das assembléias anteriores para hidróxidos e argilo-minerais.

**Tabela 3.7** – Síntese da relação temporal, distribuição e gênese interpretadas para as alterações hidrotermais observadas no *Stock Barra Verde*.

Estágio	Alteração	Distribuição	Gênese
E <sub>1</sub>	Potassificação	Pervasiva seletiva em toda porção exposta do granitóide.	A potassificação é o produto da interação com fluidos residuais da cristalização magmática em temperaturas elevadas. Possivelmente associada à sericitização e fluoritização incipiente.
	Fluoritização		
E <sub>2</sub>	Cloritização	Pervasiva seletiva, distal aos veios de minério.	Produto da interação com fluidos ricos em H <sub>2</sub> O e CO <sub>2</sub> , com elevada $fS_2$ , em temperaturas similares a fácies xisto verde. Estágio associado ao desenvolvimento de fraturas, silicificação e mineralização do granitóide.
	Carbonatação	Pervasiva seletiva, distal ou proximal ao veio de minério	
	Sericitização	Pervasiva seletiva ou generalizada, distal ou proximal ao veio de minério	
E <sub>2(tardio)</sub>	Sulfetação	Pervasiva generalizada, proximal ao veio de minério	
E <sub>3</sub>	Oxidação	Pervasiva seletiva, restrita aos veios e halos de alteração.	Produto da interação com fluidos de caráter mais oxidante.
E <sub>4</sub>	Supergênica	Pervasiva generalizada.	Intemperismo.

# CAPÍTULO 4

## GEOLOGIA ESTRUTURAL

### 4.1 – INTRODUÇÃO

Este capítulo apresenta uma análise descritiva e cinemática da trama de deformação dúctil e frágil das rochas encaixantes dos minérios de Au. O principal objetivo é reconhecer os eventos deformacionais que ocorreram nesse segmento crustal e estabelecer sua relação com a colocação dos veios de quartzo encontrados na área.

As terminologias e convenções adotadas para apresentação dos elementos estruturais estão relacionadas nas tabelas 4.1 e 4.2.

**Tabela 4.1** – Simbologia utilizada para representação dos elementos estruturais.

Símbolo	Elemento Estrutural
$S_0$	Acamamento Sedimentar
$S_n$	Foliação da enésima geração
$\beta$	Eixo de dobra obtido por projeção estereográfica
lc	Lineação de crenulação
li	Lineação de interseção
lm	Lineação mineral
$d_n$	Dobras da enésima geração
$b_n$	Eixo de dobra da enésima geração
ZC	Zona de cisalhamento
$S_{mil}$	Foliação milonítica
lx	Lineação de estiramento mineral
F	Falha
ex	Estria de falha
ex[m]	Estria de falha com indicação do movimento ao longo do plano [normal - n, reverso - r ou transcorrente dextral/sinistral – dx, sx]
$S_b$	Foliação ígnea, de borda
V	Veios de quartzo
J	Junta
$2\theta$	Ângulo agudo do diedro formado por duas fraturas
$^\circ Az$	Ângulo de azimute
$P_n$	Enésima fase de deformação

**Tabela 4.2** – Convenção adotada para o ângulo de mergulho ou caimento dos elementos estruturais.

Baixo ângulo	0°-30°
Médio ângulo	31°-60°
Alto ângulo	61°-90°

A atitude de planos e linhas está expressa pela notação em trama (direção do mergulho/mergulho) e a direção do plano é representada pelo ângulo de azimute de sua linha horizontal. Os valores médios das principais estruturas dúcteis de cada afloramento estão apresentados no anexo VII.

## 4.2 - ANÁLISE DESCRITIVA DAS ESTRUTURAS PRIMÁRIAS E DA TRAMA DÚCTIL

Esse item apresenta uma breve descrição das principais estruturas primárias e associadas à deformação dúctil, as quais foram observadas nos metassedimentos do Grupo Salgueiro e nos granitóides da Suíte Serrita (Plúton Serrita e *Stock* Barra Verde). A seguir a trama dessas unidades foi descrita separadamente.

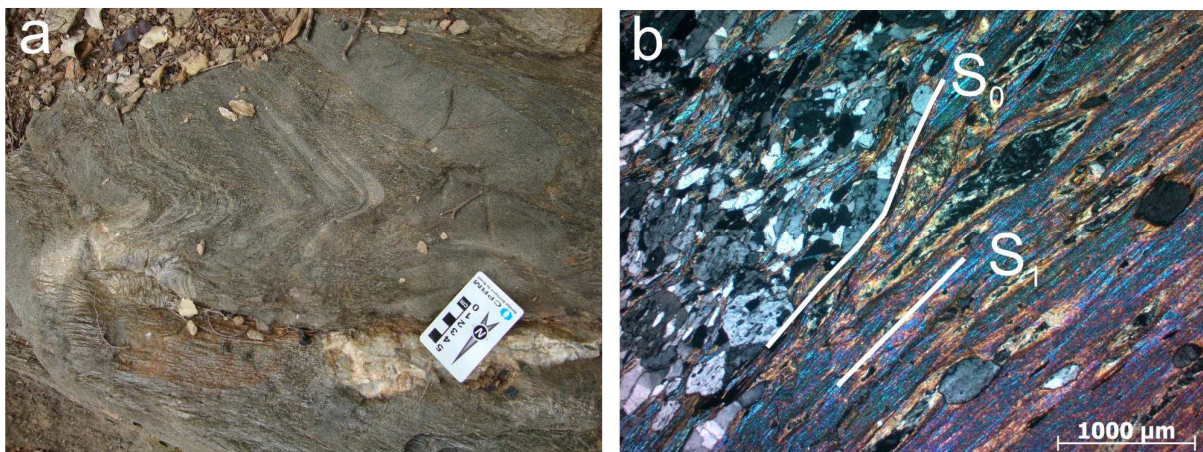
### 4.2.1 - Grupo Salgueiro

#### *Estruturas Planares*

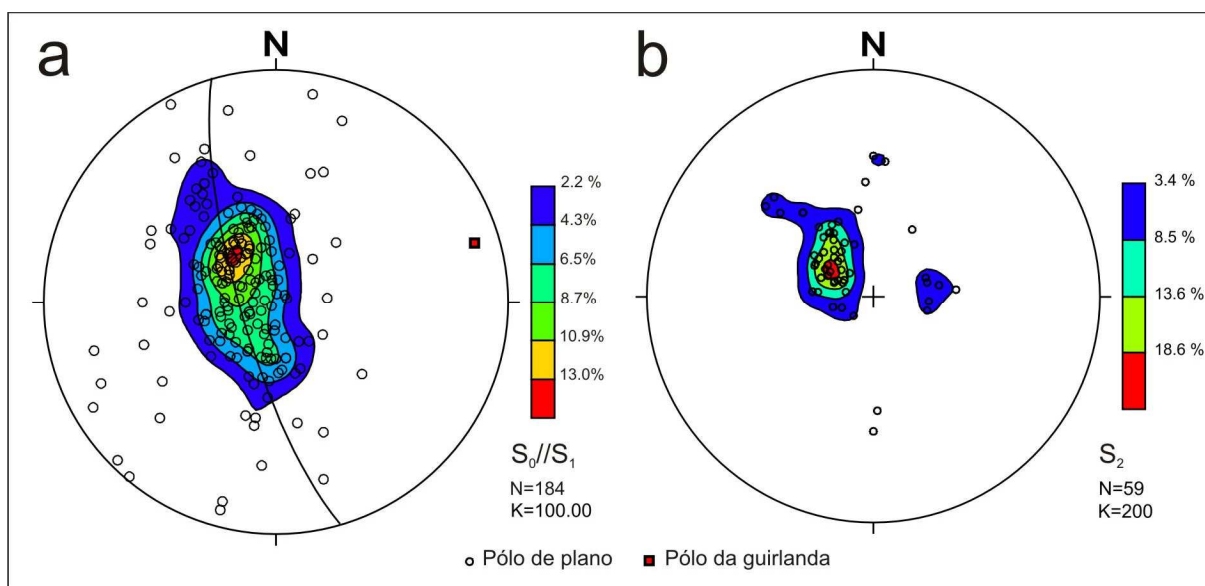
O acamamento sedimentar ( $S_0$ ) encontra-se bem preservado nos metassedimentos e é definido pela alternância milimétrica a centimétrica de níveis metapsamíticos arcoseanos e subordinadamente metapelíticos (Fig. 4.1). Esporadicamente observam-se intercalações de metarenitos e de *sheets* metavulcânicos (*e.g.* ponto 11).

A foliação  $S_1$  corresponde à estrutura metamórfica mais antiga observada na área de estudo e encontra-se paralelizada ao acamamento sedimentar ( $S_0$ ). É representada por uma clivagem contínua ou xistosidade e definida pelo alinhamento planar de moscovita, clorita, biotita, hematita e, em algumas amostras, pelo alongamento do plagioclásio e quartzo (Fig. 4.1b). Em geral apresenta um caráter anastomosado e possui veios de quartzo ( $V_1$ ) paralelizados em relação a sua atitude.

Observa-se no diagrama estereográfico (Fig. 4.2a) que o acamamento e a foliação  $S_1$  apresentam direção predominante NE-SW e baixos ângulos de mergulho para SE e NW. A atitude média obtida para  $S_1$  é 138/22 e a dispersão dos pólos define uma guirlanda cujo pólo  $\beta$  é igual a 71/07. Essa dispersão provavelmente está relacionada à presença de dobras superpostas a  $S_0$  e  $S_1$ .



**Figura 4.1** – (a) Acamamento sedimentar definido pela intercalação milimétrica a centimétrica de níveis metapelíticos e metapsamíticos. Ponto 40, Sítio Barra Verde. (b) Fotomicrografia exhibe a relação entre o acamamento sedimentar e a foliação  $S_1$  definida pela textura lepidoblástica das micas e alongamento do plagioclásio e quartzo. LPX, amostra MM-55.

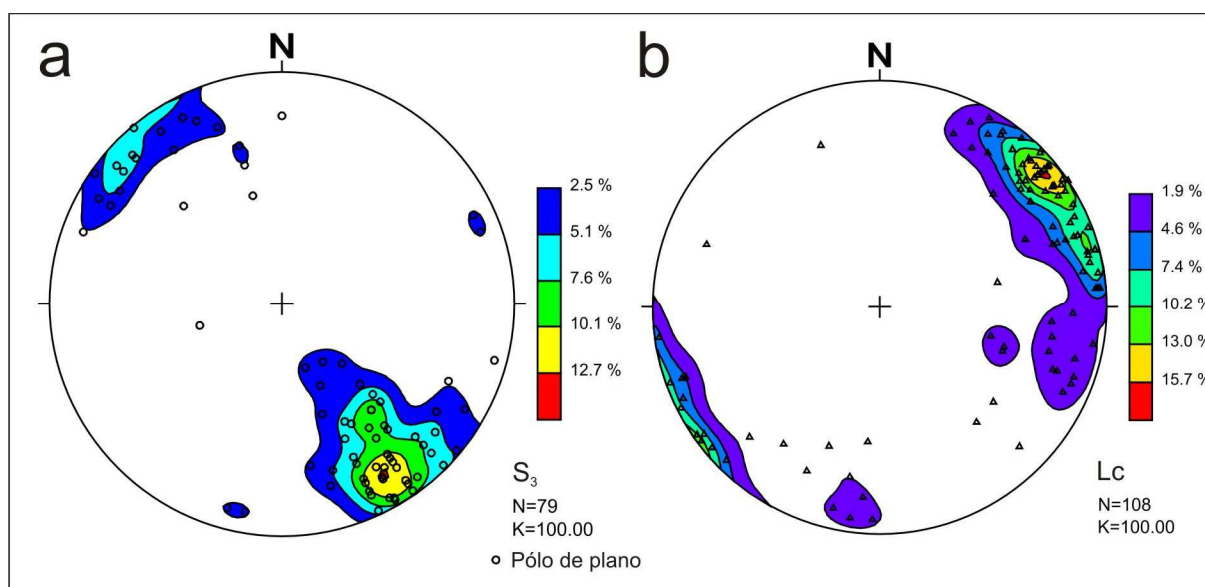


**Figura 4.2** – Diagramas de projeções estereográficas. (a) Diagrama de contorno de pólos para o acamamento sedimentar e para a foliação  $S_1$ . As estruturas possuem atitude média em 138/22. O plano da guirlanda obtido pela dispersão dos pólos de  $S_0/S_1$  está representado no diagrama e o seu pólo  $\beta$  possui atitude 71/07. (b) Diagrama de contorno de pólos para a foliação  $S_2$ . A atitude média obtida para foliação é igual a 121/18.

Uma segunda foliação ( $S_2$ ) foi desenvolvida no plano-axial de dobras apertadas ou isoclinais que afetam  $S_0$  e  $S_1$ . Essa foliação é geralmente menos definida que a foliação  $S_n$  e também corresponde a uma clivagem contínua ou xistosidade. A relação geométrica entre  $S_1$  e  $S_2$  foi observada em vários afloramentos, sendo que em alguns locais a foliação  $S_2$  transpõe parcial ou totalmente a trama pretérita (Fig. 4.5a). No ponto 08 essa foliação assume um caráter milonítico.

A foliação  $S_2$  apresenta uma direção principal NE-SW e mergulhos de baixo ângulo para SE e subordinadamente para WSW e WNW (Fig. 4.2b). A atitude média obtida é igual a 121/18 e a dispersão dos dados sugere uma fase de dobramento posterior.

A foliação  $S_3$  corresponde a uma clivagem de crenulação espaçada e é plano-axial a uma terceira geração de dobras. Essa crenulação varia entre os termos gradacional e discreto e possui espaçamento de escala milimétrica a centimétrica. As atitudes de  $S_3$  indicam uma direção predominante NE-SW e mergulhos de alto ângulo para NW e subordinadamente SE (Fig. 4.3a). Na porção SE da área de estudo (e.g. pontos 59 e 60) a clivagem de crenulação transpõe parcialmente a trama pretérita (Fig. 4.7c) e exibe ângulos de mergulho em torno de  $30^\circ$ .



**Figura 4.3** – (a) Diagrama de contorno de pólos da clivagem de crenulação  $S_3$ . Observa-se a predominância de planos com mergulhos elevados para NW. (b) Diagrama de contorno da lineação de crenulação  $l_c$ . Nota-se a presença de locais de máxima concentração  $50^\circ$ - $230^\circ$ Az e  $72^\circ$ Az. Concentrações secundárias apresentam rumos SSW e ESE.

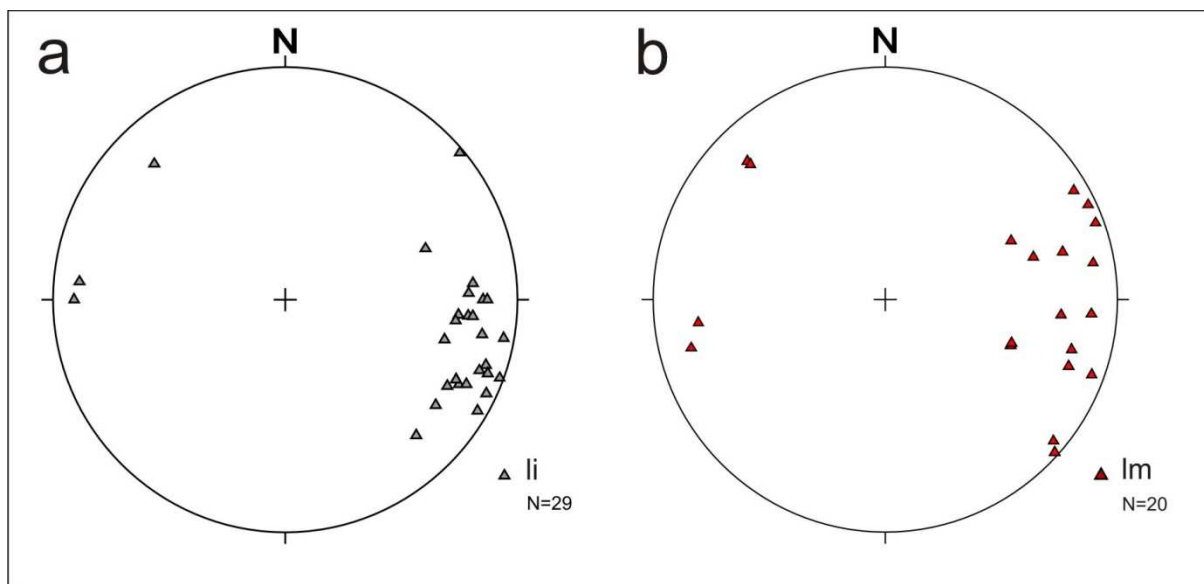
### *Estruturas Lineares*

As **lineações de crenulação ( $l_c$ )** são as estruturas lineares mais proeminentes na área e desenvolvem-se em todo pacote de metassedimentos, especialmente nos termos mais pelíticos. Em alguns afloramentos observa-se à existência de duas gerações de lineações de crenulação (ex.: pontos 07, 08, 09, 10, 17, 53 e 55), o que se reflete na dispersão dos dados de orientação dessa estrutura (Fig. 4.3b). Nota-se o desenvolvimento de três conjuntos principais de dados, os quais exibem baixos ângulos de caimento. O primeiro possui concentrações máximas em  $50^\circ$ - $230^\circ$ Az e  $72^\circ$ - $252^\circ$ Az, e em campo é nitidamente associada à foliação  $S_3$ . O segundo conjunto apresenta rumos entre E e ESE, e, em algumas estações (07, 08, 64 e 67) pode-se observar seu paralelismo em relação aos eixos de dobras apertadas. O terceiro conjunto não estabelece correlação direta com nenhuma outra estrutura na

área e é representado pelas lineações concentradas em SSW, sugestivo de uma fase de dobramento de direção N-S.

A **lineação de interseção li** corresponde ao interseção entre as foliações  $S_1$  e  $S_2$  e é mais visível em níveis metapsamíticos onde  $S_2$  é bem desenvolvida. O diagrama estereográfico para as projeções de li está representado na figura 4.4a. Os valores coletados apresentam rumos concentrados na direção ESE e caimento médio de  $20^\circ$ . Geometricamente li é paralela ao eixo das dobras apertadas.

A **lineação mineral (lm)** é definida pelo alinhamento linear de grãos de sericita. Trata-se de uma feição dificilmente observada nos metassedimentos, provavelmente em função da granulação fina dessas litologias. A figura 4.4b exibe as lineações minerais medidas sobre a superfície  $S_1$ . A lineação mineral caracteriza-se por sua baixa obliquidade e mostra baixos ângulos de caimentos. Os rumos exibem concentrações em ENE e ESE.



**Figura 4.4** – Diagrama estereográficos de lineações. (a) Lineação de interseção li, dada pelo interseção entre as foliações  $S_1$  e  $S_2$ , mostra mergulhos subhorizontalizados e rumos concentrados em ESE. (b) Lineação mineral (lm), observada sobre a superfície  $S_n$ , possuem concentrações em ENE e ESE.

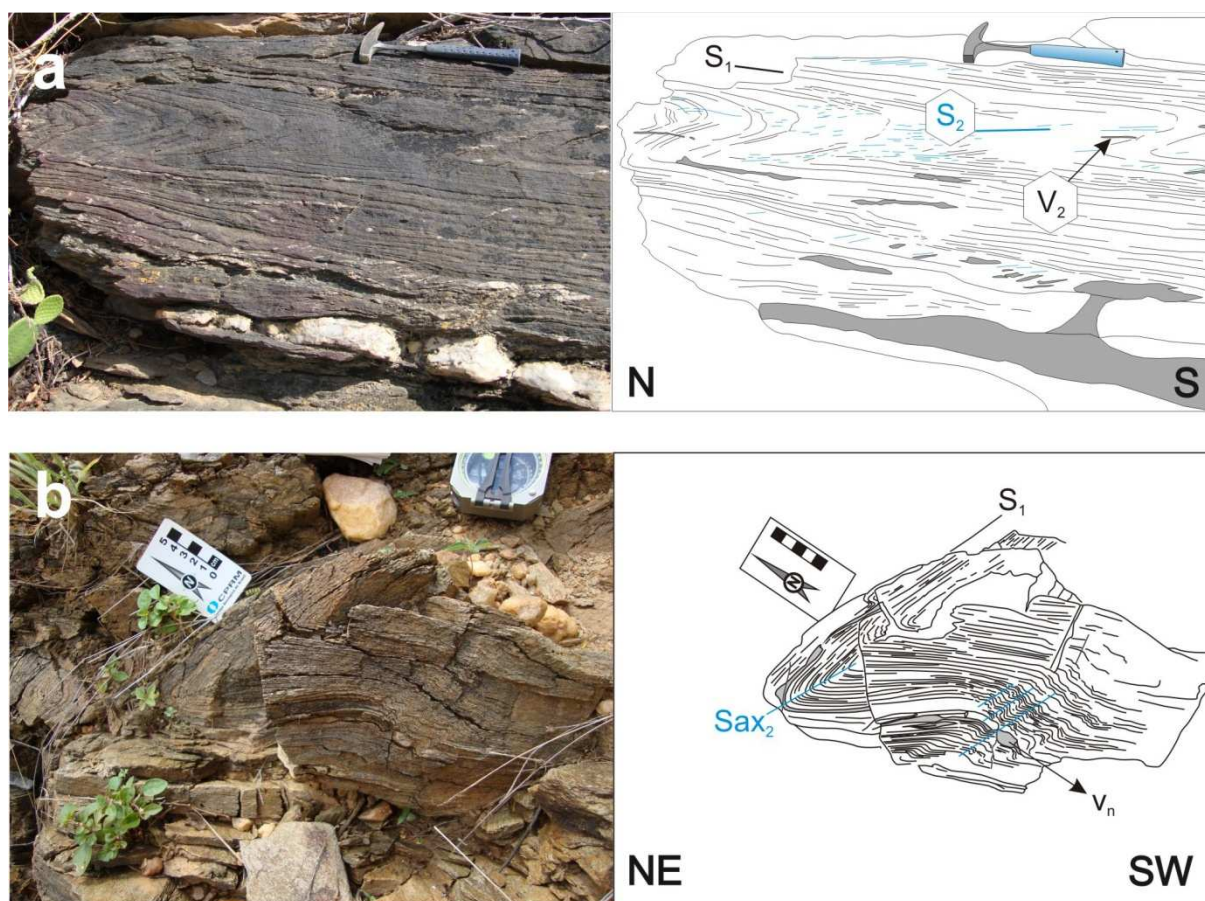
### ***Dobras***

As dobras observadas na seqüência metassedimentar foram divididas em duas gerações em função de critérios de interferência e do estilo de dobra. Segundo a definição de Pluijm & Marshak (2004), o estilo de dobra refere-se às características morfológicas e a relação da dobra com foliações e lineações características. Para classificação geométrica segundo ângulo de mergulho da superfície axial e caimento de eixo utilizou-se a terminologia de Ragan (1973).

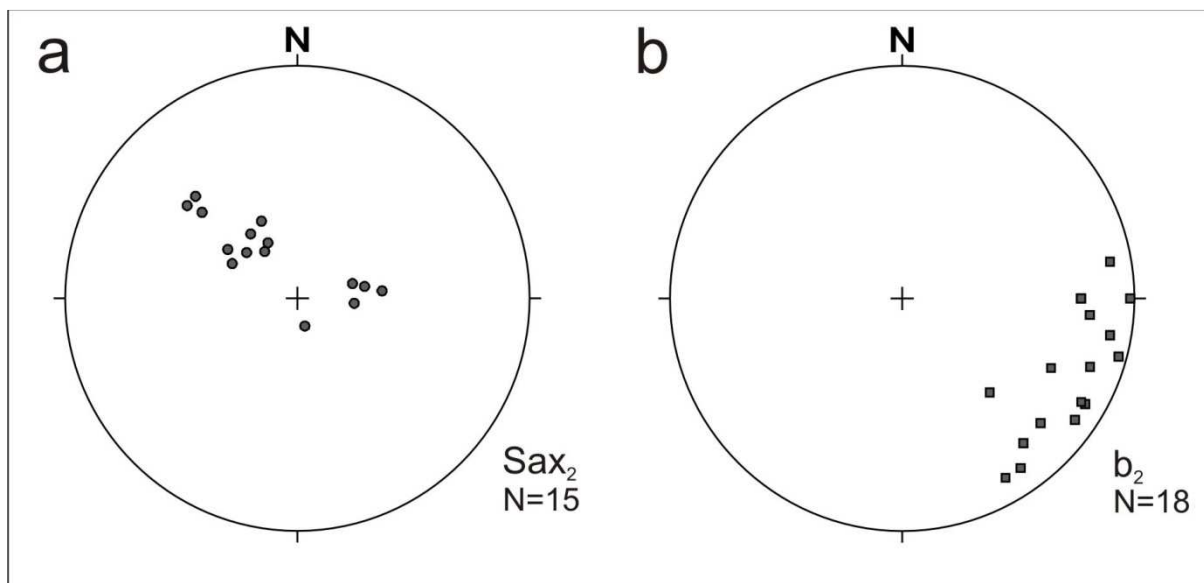


A geração de **dobras  $d_2$**  afeta o acamamento  $S_0$  e a foliação  $S_1$  e desenvolve a foliação plano-axial  $S_2$  (Fig 4.5). Essa geração é representada por dobras mesoscópicas que possuem amplitudes centimétricas a decimétricas e ângulos intraflancais entre  $0^\circ$  e  $45^\circ$ . Trata-se de dobras similares que apresentam espessamento na zona de charneira e flancos adelgaçados. Em locais em que a foliação plano-axial  $S_2$  transpõe a trama pretérita é comum a presença de dobras com flancos rompidos ou sem raízes.

As dobras  $d_2$  possuem geometria reclinada ou inclinada com caimento. A superfície axial  $Sax_2$  está paralelizada a  $S_2$  e apresenta direções NE-SW com mergulhos moderados para NW e SE (Fig. 4.6a). Isso reflete a presença de uma fase de dobramento superposta. Os eixos  $b_2$  exibem rumos dispersos pelo quadrante SE e ângulo de caimento médio de  $16^\circ$  (Fig. 4.6b).



**Figura 4.5** – Aspectos de afloramento das dobras  $d_2$ . (a) Dobra isoclinal deforma  $S_0$  e  $S_1$  e desenvolve a foliação plano-axial  $S_2$  (135/20) em quartzo-albita-sericita xisto (ponto 68). O paralelismo observado entre  $S_0$  e  $S_2$  indica a transposição parcial da trama pretérita. Os veios  $V_2$  são plano-axiais às dobras  $d_2$ . (b) Dobra assimétrica reclinada afeta a foliação  $S_1$  e veios ( $V_1$ ) e apresenta superfície axial  $Sax_2$  com atitude 135/50. A rocha é um moscovita-quartzo xisto (ponto 07).



**Figura 4.6** – Diagramas estereográficos para elementos geométricos das dobras  $d_2$ . (a) Superfície axial ( $Sax_2$ ) exibe direção NE-SW e mergulhos médios para NW e SE. Notar o paralelismo com a foliação  $S_2$ . (b) Eixo de dobra ( $b_2$ ) mostra rumos dispersos pelo quadrante SE e caimento médio de  $16^\circ$ .

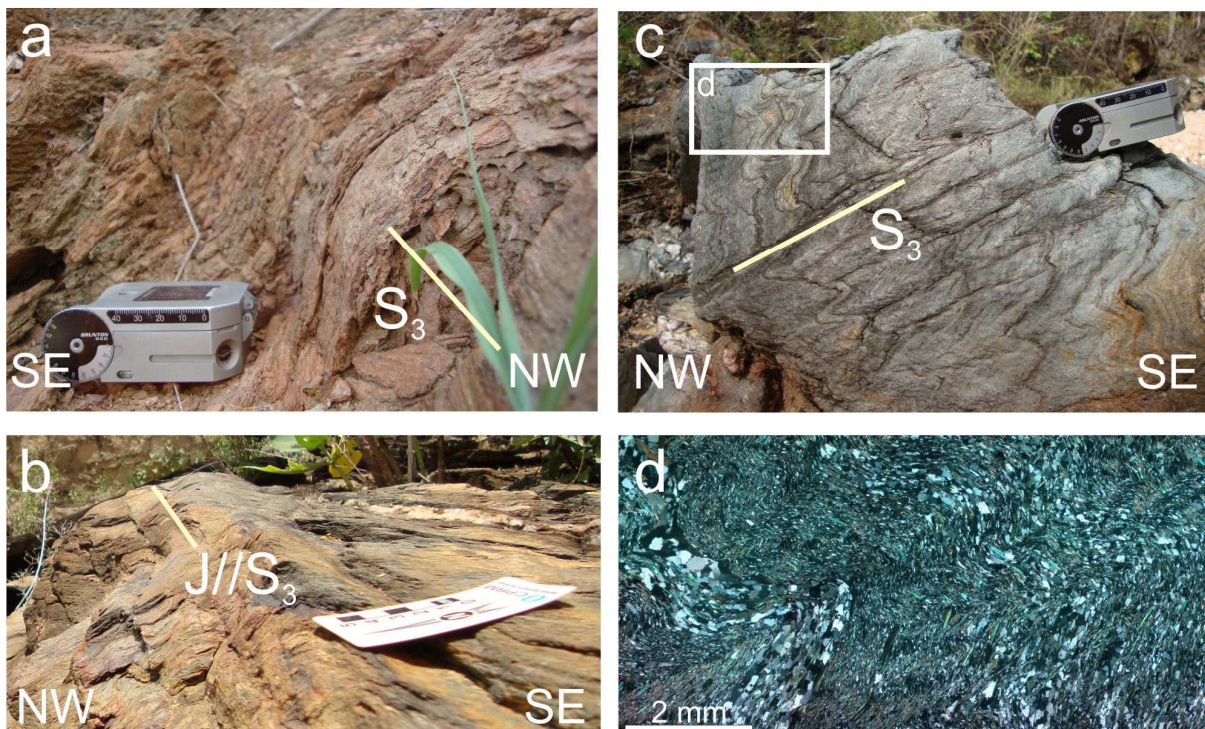
Essas dobras são assimétricas e podem mostrar dobras parasíticas com geometria em “S” ou “Z”. A vergência tectônica de  $d_2$  é dúbia, pois o efeito de rotação associado à fase de deformação superimposta não foi reconstituído.

A geração de **dobras  $d_3$**  está associada ao desenvolvimento da clivagem de crenulação plano-axial  $S_3$  e possui nítida sobreposição às dobras  $d_3$ . Os padrões de interferência gerados são intermediários entre os tipos 2 e 3 de Ramsay & Huber (1987). Em grande parte da área essas dobras apresentam estilo concêntrico ou paralelo (classe 1B) e comprimentos de onda centimétricos até métricos. Segundo os ângulos interflanquiais são classificadas como suaves a abertas (Figs. 4.7a e b).

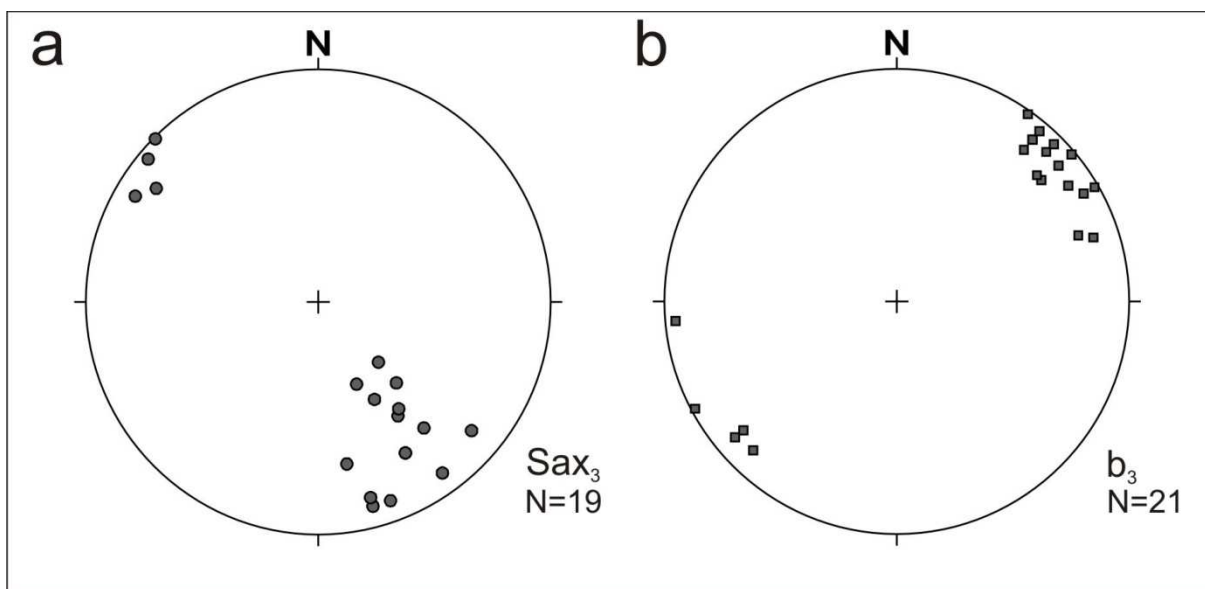
São dobras horizontais inclinadas e possuem superfícies axiais ( $Sax_3$ ) com mergulhos moderados a altos, predominantes para NW (Fig. 4.8a). É interessante notar que os mergulhos para NW se concentram no setor SE da área enquanto aqueles que mergulham para SE ocorrem no NW. Tal configuração é sugestiva de uma disposição em leque para  $S_3$  (Anexo IX), embora a distribuição estatística das estações não seja robusta o suficiente para obter uma análise conclusiva. Os eixos das dobras  $d_3$  mostram baixos ângulos de caimento ( $0^\circ$ - $20^\circ$ ) e rumos majoritariamente para NE (Fig. 4.8b).

O estilo das dobras  $d_3$  modifica-se na porção sudeste da área estudada (Figs. 4.7c e d). Nesta região (e.g. pontos 59 e 60), as dobras  $d_3$  formam um conjunto desarmônico e com grande heterogeneidade geométrica. Essas dobras são horizontais inclinadas e exibem forte assimetria com vergência para SE. A foliação plano-axial  $S_3$  exibe mergulhos médios de  $30^\circ$  e transpõe em alguns locais a trama pretérita.





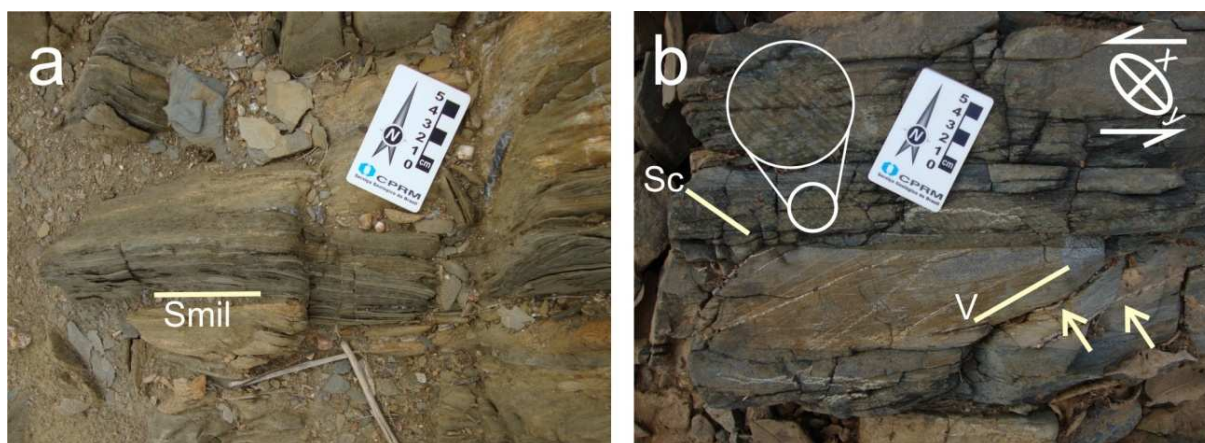
**Figura 4.7** – Estilos estruturais das dobras  $d_3$ . (a) Dobra cilíndrica mostra geometria aberta e apresenta superfície de crenulação plano-axial com mergulho para NW (325/50). Garimpo Riacho do Meio, ponto 22. (b) Dobras suaves exibem clivagem de crenulação plano-axial bem desenvolvida. A clivagem desenvolve uma ordem de juntas (J) com direção 60°Az (ponto 55). (c) Dobras assimétricas fechadas e a intensificação da foliação  $S_3$  (325/25) sugerem um aumento do gradiente de deformação nessa região (ponto 59). (d) Detalhe microscópico da dobra indicada em (c). LPX, amostra MM-59.



**Figura 4.8** – Diagramas estereográficos para as dobras  $d_3$ . (a) A superfície axial ( $Sax_3$ ) exhibe direção NE-SW e mergulhos médios a altos, preferenciais para NW. (b) Eixo de dobra ( $b_3$ ) possui caimentos subhorizontalizados e rumos para NE e SW.

O acervo de estruturas associadas à **zona de cisalhamento Parnamirim** (anexo IX) é caracterizado por foliação milonítica ( $Smil$ ), lineação de estiramento, dobras, clivagem de crenulação e

veios de quartzo (pontos 28 e 57). A foliação milonítica possui direções entre  $55^{\circ}$ - $70^{\circ}$ Az e mergulhos superiores a  $70^{\circ}$  para o quadrante SE (Fig. 4.9a). A lineação de estiramento foi observada apenas no ponto 28, onde apresenta baixa obliquidade e mergulhos baixos para SW. As dobras possuem ângulo interflanquial fechado e exibem planos axiais e eixos subparalelos à foliação milonítica e à lineação de estiramento, respectivamente. No ponto 57, os termos metapelíticos desenvolvem uma superfície de crenulação ( $S_4$ ), cuja atitude média é  $15/78$  (Fig. 4.9b). Nas camadas mais competentes ocorrem veios milimétricos de quartzo com direção média  $20^{\circ}$ Az e mergulhos subverticais. As posições da superfície de crenulação e dos veios são compatíveis com cisalhamento sinistral da zona de cisalhamento Parnamirim (Fig. 4.9b).



**Figura 4.9** – Aspectos de campo da zona de cisalhamento Parnamirim. (a) Foliação milonítica (Smil) desenvolvida no metassedimento apresenta atitude média  $141/73$  (ponto 28). (b) A superfície de crenulação (Sc) desenvolveu-se em níveis metapelíticos, enquanto os veios de quartzo (V) localizam-se nas camadas mais competentes. Ambas as estruturas são compatíveis com cisalhamento sinistral.

#### 4.2.2 - Suíte Serrita

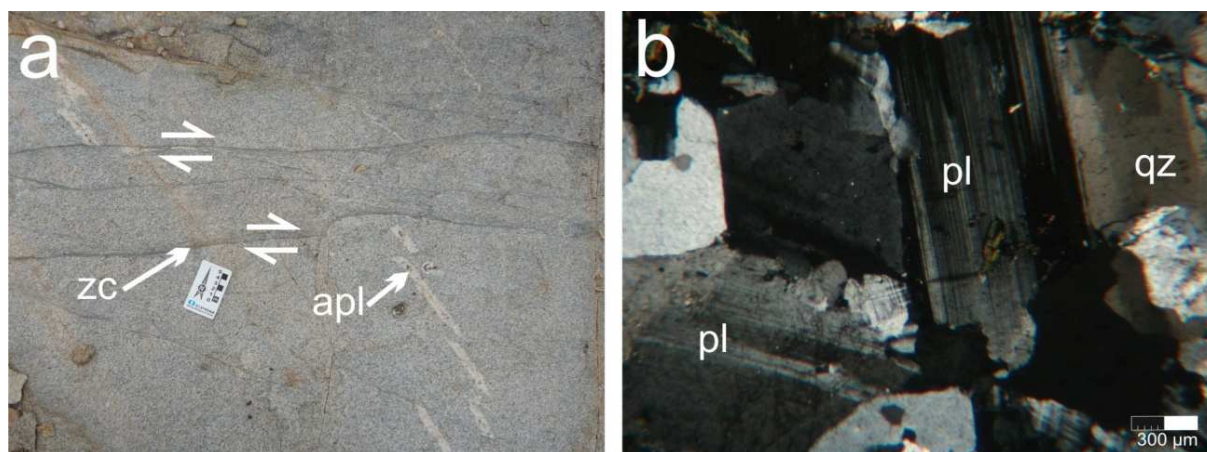
O estudo da deformação na Suíte Serrita concentrou-se no *stock* Barra Verde e em menor escala no plúton de Serrita. Foram descritos 15 afloramentos no primeiro e 06 no segundo (Anexo IX). Embora as rochas de ambos os corpos sejam similares, existe uma maior diversidade litológica no plúton Serrita.

Ambos os corpos exibem rochas com trama isotrópica, embora em alguns locais observa-se o desenvolvimento de uma foliação incipiente. Essa foliação é dada pelo alinhamento planar de biotita e/ou clorita e, por vezes, por “fitas” decimétricas formadas por agregados desses minerais. Está presente tanto no corpo principal quanto nos diques aplíticos que o cortam e concentra-se preferencialmente próximo aos contatos. No plúton Serrita, a foliação apresenta direção paralela aos contornos do corpo e mergulho elevado (ponto 41, 42, 45). No *stock* Barra Verde a foliação foi



observada em apenas um ponto, na margem SW do corpo (MM-32a). Essas características sugerem tratar-se de uma foliação de borda.

Nas estações 43, 44 e 45, no plúton Serrita, desenvolve-se uma ordem bem definida de zonas de cisalhamento dextrais, rúpteis-dúcteis, que possuem geometria anastomosada e direção  $60^\circ\text{Az}$ . As ZC apresentam espessuras milimétricas a centimétricas e comprimentos decamétricos. Afetam tanto os granitóides encaixantes quanto aplitos, pegmatitos e algumas gerações de veios de quartzo (Fig.10a). No ponto 44, a lineação de estiramento relacionada a essas estruturas possui ângulos médios de obliquidade e caimento ( $\sim 32^\circ$ ) e confere às zonas de cisalhamento uma movimentação direcional dextral com componente normal.



**Figura 4.10** – Aspectos da deformação nos granitóides. (a) Zonas de cisalhamento milimétricas (zc) possuem direção  $60^\circ\text{Az}$  e senso de movimento dextral indicado pelo deslocamento de veios aplíticos (apl). Ponto 44, Plúton Serrita. (b) Quartzo-monzodiorito apresenta deformação incipiente registrada pelo desenvolvimento de maclas de deformação no plagioclásio (pl) e formação de subgrãos no quartzo (qz). Amostra 41, Plúton Serrita.

Em escala de lâmina os granitóides apresentam uma trama microestrutural isotrópica, a qual é afetada por uma deformação incipiente (Fig.10b). O acervo é composto por microfraturamento e maclas de deformação em grãos de plagioclásio e *kink bands* em biotita, moscovita e clorita. O quartzo caracteriza-se por contatos interlobados ou ameboides e desenvolvimento de extinção ondulante. Subordinadamente observa-se bandas de deformação, formação de subgrãos, e novos grãos.

#### 4.1 - INTERPRETAÇÃO DA TRAMA DÚCTIL

O acervo de dados permitiu a interpretação de quatro fases de deformação ( $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$  e  $P_4$ ). A relação das fases de deformação e seus principais elementos estruturais estão sintetizados na tabela 4.3.

**Tabela 4.3** – Características gerais das principais fases de deformação interpretadas para área.

Fases de Deformação	Elementos Estruturais	Eventos geológicos
P <sub>4</sub>	Foliação milonítica Lineação de estiramento Foliação S <sub>4</sub> Dobras ZC Dúcteis / Rúpteis-Dúcteis	Desenvolvimento de zonas de cisalhamento direcionais associadas à compressão NW-SE/NNW-SSE.
		Dobramento associado à compressão segundo direção NW-SE/NNW-SSE (140°-160°Az).
P <sub>3</sub>	Dobras d <sub>3</sub> Foliação S <sub>3</sub> Lineação mineral lm <sub>3</sub> Lineação de crenulação lc <sub>3</sub>	Gradiente deformacional cresce em direção ao SE da área.  Vergência predominante para SE.
P <sub>2</sub>	Dobras d <sub>2</sub> Foliação S <sub>2</sub> Lineação mineral lm <sub>2</sub> Lineação de crenulação lc <sub>2</sub> Lineação de interseção li <sub>2</sub>	Dobramento associado à compressão.  Desenvolvimento de trama de baixo ângulo.
P <sub>1</sub>	Dobras d <sub>1</sub> (?) Foliação S <sub>1</sub> Veios paralelos a S <sub>1</sub>	Dobramento associado à compressão.  Desenvolvimento de trama de baixo ângulo.  Transposição no final da fase.

#### 4.3.1 - Fase P<sub>1</sub>

A fase de deformação P<sub>1</sub> caracteriza-se pelo desenvolvimento da foliação S<sub>1</sub> e de veios de quartzo (V<sub>1</sub>), ambos paralelizados em relação ao acamamento sedimentar S<sub>0</sub>. A ausência de dobras inequivocamente associadas a essa fase conduziu a proposição de duas hipóteses sobre sua natureza. Na primeira hipótese, o desenvolvimento da foliação S<sub>1</sub> estaria relacionado a um metamorfismo de soterramento na base da pilha sedimentar. A segunda supõe que, com a evolução da deformação, a foliação S<sub>1</sub> transpôs as dobras pretéritas associadas à fase P<sub>1</sub> e os veios de quartzo foram injetados *lit-par-lit*. Isso implicaria na existência de dobras sem raízes (d<sub>1</sub>) que, no entanto, poderiam ser facilmente confundidas com as dobras isoclinais d<sub>2</sub>.

Para que a primeira hipótese seja plausível seria necessário um elevado gradiente geotérmico vigente no cinturão metamórfico, que permitiria o desenvolvimento da foliação e a segregação de veios de quartzo. Isso contrasta com os baixos gradientes geotérmicos (18°C/km) até então obtidos para a área (Caby *et al.* 2009) e dessa maneira favorece a segunda hipótese.

#### 4.3.2 - Fase P<sub>2</sub>

A segunda fase de deformação (P<sub>2</sub>) foi responsável pela formação das dobras d<sub>2</sub>, as quais afetam a foliação S<sub>1</sub> e os veios associados a P<sub>1</sub> (Fig. 4.5b). Durante essa fase formou-se a foliação S<sub>2</sub>, que é plano axial às dobras d<sub>2</sub>. Associa-se a essa fase, o desenvolvimento de lineações de crenulação e

de interseção, ambas paralelas aos eixos  $b_2$ . Parte dos dados de lineação mineral apresentados na figura 4.4 também apresentam paralelismo em relação aos eixos  $b_2$ , o que pode indicar sua gênese durante essa fase. É interessante notar que todas as lineações citadas mostram uma forte dispersão de direção, em geral ente E e SE.

O acervo de estruturas sugere que a fase  $P_2$  foi associada a uma tectônica convergente, onde a principal deformação está relacionada à formação de dobras com plano-axiais de ângulos de mergulho baixos a medianos. O caimento dos planos axiais ora para NW ora para SE reflete a superposição da fase  $P_3$ . Devido essa superposição não foi possível estabelecer de maneira segura a direção e a vergência tectônica da fase  $P_2$ .

### **4.3.3 - Fase $P_3$**

Na fase  $P_3$  houve o desenvolvimento das dobras  $d_3$  e da clivagem de crenulação  $S_3$ . A essa fase estão relacionadas as lineações de crenulação com rumos predominantes NE-SW e ENE-WSW (Fig. 4.3b) e, provavelmente, as lineações minerais com rumos ENE/NE (Fig. 4.4). Ambas as feições são paralelas aos eixos das dobras  $d_3$ .

Interpreta-se que o desenvolvimento das dobras associadas a fase  $P_3$  foi consolidado em um ambiente compressivo, onde a direção de encurtamento máximo oscilou entre as direções NNW-SSE ( $160^\circ Az$ ) e NW-SE ( $140^\circ Az$ ).

As feições apresentadas pelas dobras e o contraste observado entre os setores NW e SE da área sugerem uma vergência predominante para SE, com uma intensificação da deformação de NW para SE.

### **4.3.4 - Fase $P_4$**

A última fase identificada,  $P_4$ , apresenta características transicionais entre os regimes deformacionais dúctil e rúptil-dúctil. Na área de estudo essa fase está relacionada à formação da zona de cisalhamento Parnamirim. Conforme apresentado no item 2.4, alguns autores (*e.g.* Rodrigues & Archanjo 2008) sugerem que sistemas de cisalhamento presentes na Zona Transversal, e com geometria similar ao presente na área, corresponderiam a falhas transcorrentes geradas em uma tectônica convergente onde predominaram os esforços coaxiais. Segundo os autores o paleotensor  $\sigma_1$  teria uma direção aproximada NNW-SSE/NW-SE, direção similar à inferida para a fase  $P_3$ .

## **4.2 - ANÁLISE DESCRITIVA DA TRAMA FRÁGIL-DÚCTIL/FRÁGIL**

Esse item abrange a descrição de estruturas da trama frágil e frágil-dúctil. As fraturas constituem o principal objeto de estudo desse item. O termo fratura refere-se a qualquer descontinuidade de origem geológica presente na rocha. Tal definição abrange: as falhas, onde os

blocos adjacentes possuem movimentos relativos entre si; as juntas, nas quais não há movimentação aparente; juntas seladas, em que fluidos selaram total ou parcialmente a descontinuidade; e os veios, onde um considerável volume de material preencheu a região entre as paredes das fraturas. Os veios por definição apresentam espessuras maiores que 1 mm, do contrário são denominados de juntas seladas (Ramsay & Huber, 1987) ou vênulas.

Os dados coletados foram subdivididos segundo a definição acima referida e estão representados na tabela 4.4. As juntas seladas/vênulas estão inseridas juntamente com os veios.

**Tabela 4.4** – Inventário dos dados de fraturas coletados em campo.

Ponto	Local de Coleta	Litologia	Juntas	Falhas	Veios	Total de Dados
MM-12	Garimpo	Granitóide	0	38	63	101
MM-14	Garimpo	Granitóide	2	8	4	14
MM-17	Garimpo	Xisto	83	2	2	87
MM-31	Garimpo	Granitóide	0	7	7	14
MM-39	Rasteiro	Granitóide	43	0	10	53
MM-42	Lagedo	Granitóide	19	0	0	19
MM-43	Lagedo	Granitóide	27	0	9	36
MM-46	Lagedo	Granitóide	25	0	0	25
MM-47	Lagedo	Granitóide	44	1	64	109
MM-48	Lagedo	Xisto	55	0	20	75
MM-49	Garimpo	Xisto	55	3	14	66
MM-50	Garimpo	Leucognaisse	49	3	0	52
MM-52	Rasteiro	Xisto	18	0	0	18
MM-53	Rasteiro	Xisto	27	0	0	27
MM-55	Leito de Riacho	Xisto	50	0	15	65
MM-70	Garimpo	Xisto	7	0	13	20

#### 4.2.2 - Veios

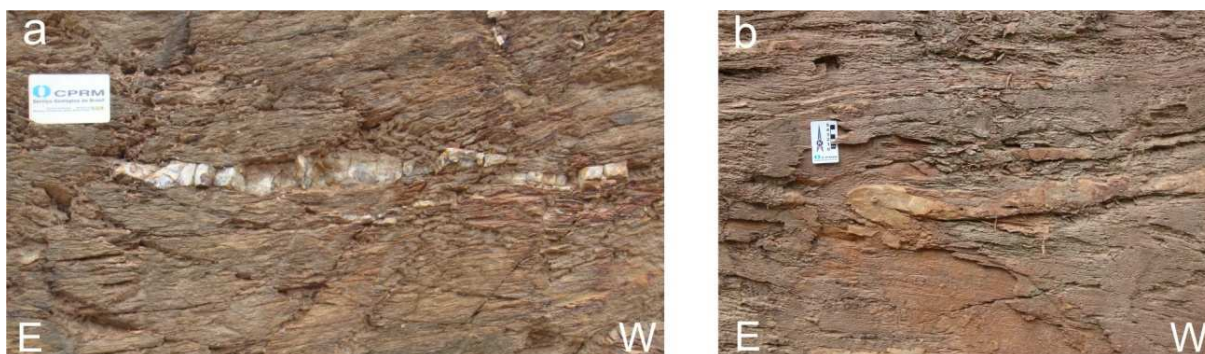
Veios de quartzo foram identificados tanto nos metassedimentos do Grupo Salgueiro quanto nos granitóides do plúton Serrita e do *stock* Barra Verde. O acervo de dados coletado abrange tanto os veios relacionados às ocorrências de Au, Ag e Pb, ao longo do texto referidos como ‘veios associados ao minério’, quanto os veios considerados estéreis. Nesse item buscou-se descrever as características morfológicas e de orientação para todos os veios coletados e as feições texturais dos veios relacionados ao minério.

##### *Veios no Grupo Salgueiro*

Os veios nos metassedimentos foram divididos em três grupos ( $V_1$ ,  $V_2$  e  $V_3$ ) em função de sua relação geométrica com os elementos da trama dúctil. Os veios  $V_1$  são paralelos a subparalelos a



xistosidade  $S_1$  e são compostos predominantemente por quartzo com porcentagens variáveis de moscovita. Exibem espessuras centimétricas e comprimentos que variam entre decimétricos a métricos. Eles apresentam morfologia boudinada e são afetados pelas dobras  $d_2$  (Fig. 4.5b e 4.11b). Os veios  $V_2$  foram identificados nos pontos 68 e 70a. Possuem espessuras milimétricas e comprimentos decimétricos e são plano-axiais às dobras  $d_2$  (Fig. 4.5a). Sob o ponto de vista econômico, não foram relatadas ocorrências associadas aos veios  $V_1$  e  $V_2$ .



**Figura 4.11** – Veios de quartzo estéreis ( $V_1$ ) concordantes a subconcordantes a xistosidade ( $S_1$ ). (a) Veios  $V_1$  boudinados possuem comprimentos decimétricos e espessuras centimétricas (escala = 8,5 cm;  $S_1=05/20$ ; ponto 49b, Garimpo do Seu Afonso). (b) Veio  $V_1$  exhibe dobra isoclinal reclinada  $d_2$  ( $S_1=160/30$ ;  $b_1=160/30$ ). Ponto 17, Garimpo Poço do Cachorro.

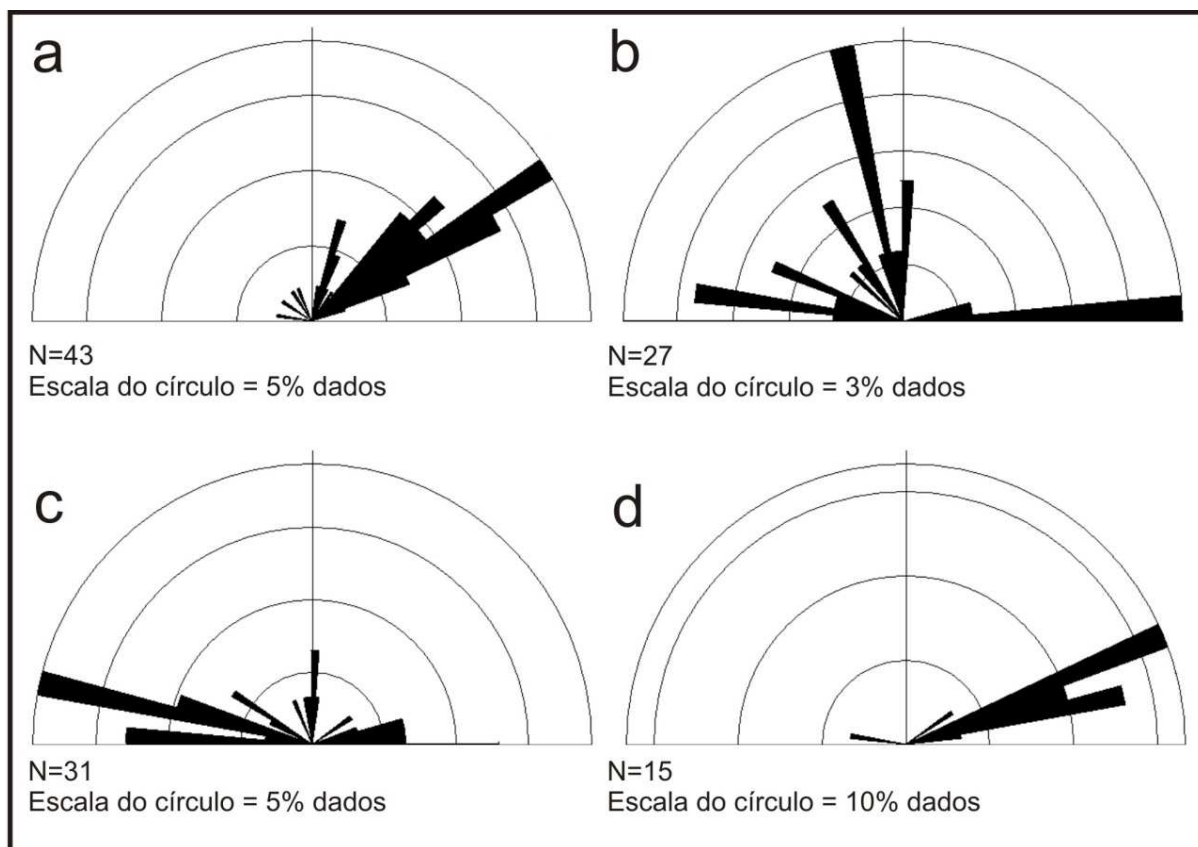
O principal foco de estudo nos metassedimentos são os veios  $V_3$ . Eles são compostos predominantemente por quartzo de aspecto leitoso. Nos locais em que estão associados ao minério os veios possuem também sulfetos, carbonato, fragmentos da encaixante e *boxworks* parcialmente preenchidos por limonita ou argilo-minerais.

#### *Características gerais dos veios $V_3$*

Os veios  $V_3$  são discordantes das foliações  $S_1$  e  $S_2$  e constituem corpos aproximadamente tabulares e, no caso dos veios associados ao minério, comumente mostram ramificações. Em perfil as ramificações lhes atribuem uma morfologia arborescente (Fig. 4.13a). Eles são subverticalizados, sendo que 80% mostram mergulhos maiores que  $70^\circ$ , e, 94% superiores a  $60^\circ$ . Exibem espessuras milimétricas a métricas e comprimentos que chegam até centenas de metros, conforme detalhado a seguir.

A figura 4.12 mostra diagramas de rosetas para as orientações dos veios  $V_3$ . Na figura 4.12a, estão representados os veios de quartzo que não têm relação com o minério. Eles exibem uma direção predominante  $55^\circ Az$  e uma direção secundária  $15^\circ Az$ . Esses veios normalmente apresentam espessuras milimétricas a centimétricas e mostram comprimentos métricos. Nos pontos 08, 19, 55 e 62 observa-se que esses veios são plano-axiais às dobras  $d_3$  e paralelos à clivagem de crenulação  $S_3$  (Fig. 4.13b).

As figuras 4.12b, 4.12c e 4.12d são relacionadas às orientações de veios de quartzo associados ao minério. Os dados extraídos de Torres *et al.* (1986) estão representados na figura 4.12b e indicam a presença de duas ordens principais de veios. A primeira apresenta direção  $90^{\circ}\text{Az}$  e subordinadamente  $100^{\circ}\text{Az}$  e caracteriza-se por exibir veios com espessuras médias de 40 cm. A segunda ordem possui direção  $170^{\circ}\text{Az}$  e apresenta veios que possuem espessuras médias de 1 m.



**Figura 4.12** – Diagrama de roseta para os veios  $V_3$  presentes na área de estudo. Todos os diagramas apresentam um ângulo de setor igual a  $5^{\circ}$ . (a) Veios  $V_3$  que não estão relacionados às ocorrências de minérios. (b) Dados extraídos graficamente do mapa de Torres *et al.* (1986), de veios de quartzo na ocorrência do Sítio Barra Verde. (c) Veios de quartzo associados às ocorrências de minério, à noroeste de Serrita. (d) Veios de quartzo associado às ocorrências de Parnamirim (pontos 49 e 49a).

Nas figuras 4.12c e 4.12d têm-se os dados coletados para as ocorrências situadas respectivamente a noroeste de Serrita/PE e a norte de Parnamirim/PE. No primeiro caso nota-se que os veios definem direções preferenciais em  $100^{\circ}\text{Az}$  e  $90^{\circ}\text{Az}$  e um segundo conjunto possui direção  $0^{\circ}\text{Az}$ . Esses veios apresentam espessuras que variam entre 1 e 50 cm (Fig. 4.13a). Nas ocorrências de Parnamirim (pontos 49 e 49a), os veios mostram direções predominantes em  $75^{\circ}\text{Az}$  e possuem espessura que variam entre 5 e 88 cm (Fig. 4.13c). Em ambas as ocorrências, a orientação e o mergulho dos veios mantêm-se constante independente da atitude das foliações metamórficas, mesmo que em alguns casos eles apresentem nítido paralelismo com a foliação  $Sc_3$  (e.g. ponto 17 e 25).

De maneira geral pode-se definir que os veios da área possuem uma direção principal E-W ora ESE-WNW ora ENE-WSW, uma segunda N-S ora NNW-SSE e uma terceira direção NE-SW (Fig. 4.12). Os dois primeiros, correspondentes aos veios de minério, serão descritos em detalhe a seguir.

#### *Textura dos Veios de Minério*

Os veios de minério são maciços e mostram uma deformação heterogênea (Anexo VIII). Em escala microscópica caracterizam-se por cristais de quartzo com textura *blocky* e raramente *elongated blocky*. A última, geralmente, está relacionada a veios menores e/ou pouco deformados. A granulação do quartzo é média a grossa, sendo a última predominante. Em algumas amostras é comum a presença de *boxworks* (Fig. 4.13d) e mais raramente a parede do veio exibir cavidades parcialmente preenchidas por cristais euédricos de quartzo (Fig. 4.13e).

A deformação dos veios é bastante heterogênea, seja sob o ponto de vista do comportamento reológico do quartzo, seja da intensidade de deformação. No primeiro caso coexistem nesses veios estruturas frágeis (*e.g.* fraturas e brechas) e dúcteis (*e.g.* recristalização do quartzo). Em relação à intensidade o veio pode apresentar zonas pouco deformadas, com baixa intensidade de fraturas e/ou recristalização, e zonas com deformação mais intensa, caracterizadas pela elevada densidade de fraturas, brechas e/ou recristalização.

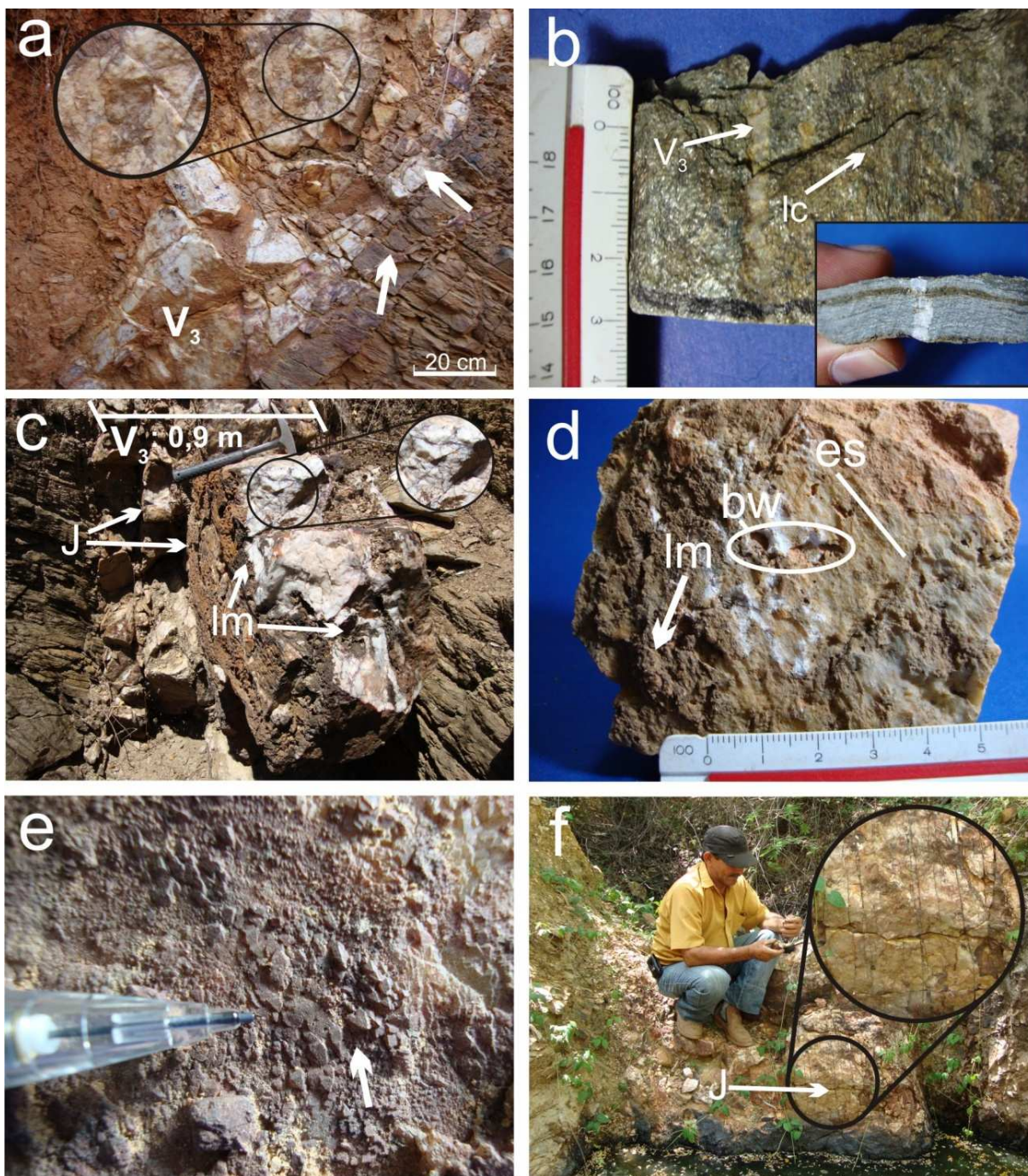
#### *Deformação Frágil*

As fraturas ocorrem tanto na ordem E-W/ESE-WNW quanto na N-S/NNW-SSE. Elas são paralelas às paredes do veio, embora em zonas de maior intensidade de deformação direções secundárias são comuns. O espaçamento das fraturas também está diretamente associado com a intensidade de deformação do veio e varia de milimétrico a centimétrico (Figs. 4.13c e f).

O presente estudo permitiu reconhecer dois tipos de fraturas que cortam os veios, aqui denominadas de fraturas I e II. As fraturas I estão preenchidas por sulfetos ou seu produto de alteração (*e.g.* limonita) (Fig. 4.13c). As fraturas II são “secas” e comumente apresentam suas superfícies revestidas por um delgado filme de coloração avermelhada (Fig. 4.13f). Em várias amostras de mão (estações 09, 10, 11, 17 e 49) os planos de fraturas e paredes dos veios mostram estrias de falha desenvolvidas no quartzo (Fig. 4.13d), contudo essas estruturas não foram observadas *in situ*.

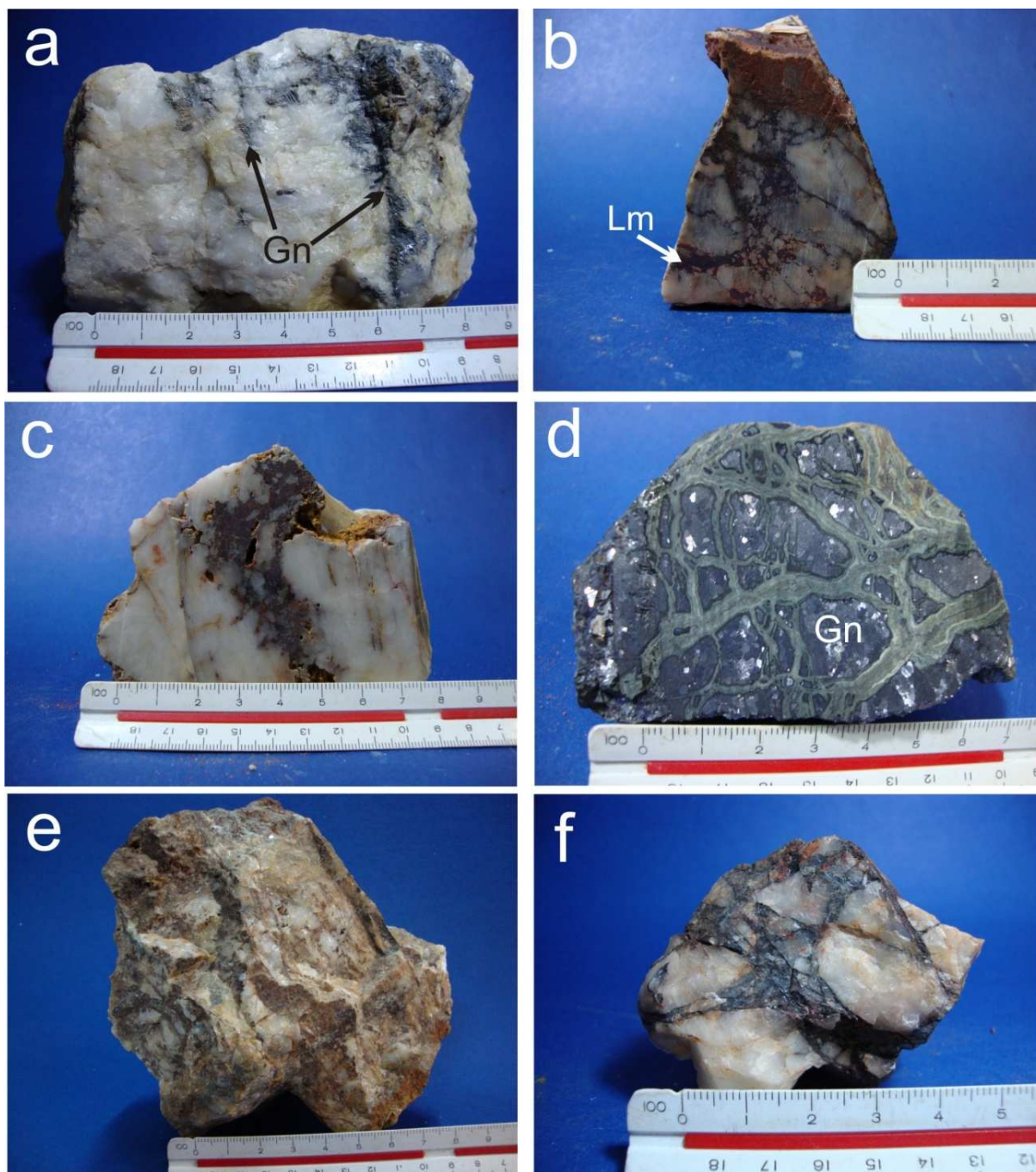
As brechas apresentam uma distribuição aleatória e estão associadas a zonas de intenso fraturamento nos veios (*e.g.* Figs. 4.13a e c). Os critérios macroscópicos apontados por Woodcock & Mort (2008) permitiram identificar dois tipos principais de brechas (Fig. 4.14): em mosaico (*mosaic breccia*) (Fig. 4.14a, b, c e d) e do tipo fissural (*crackle breccia*) (Fig. 4.14e e f).





**Figura 4.13** – Aspectos macroscópicos dos veios  $V_3$ . (a) Veio principal ( $V_3$ : 212/60), associado ao minério de ouro, está intensamente brechado (detalhe) e fraturado. Duas ramificações, indicadas por setas, lhe atribuem um padrão arborescente. Ponto 70b, garimpo do Chagas. (b) Veio de quartzo ( $V_3$ : 160/64) mostra paralelismo com a clivagem de crenulação ( $S_3$ ). Ponto 55 (c) Ordem de fraturas (J: 355/85) é paralela ao veio e está preenchida por limonita (lm). No detalhe observa-se o aspecto brechado do veio. Ponto 49, garimpo Açude do Chapéu. (d) Amostra de veio exibe plano de fratura parcialmente recoberto por limonita (lm), *boxworks* (bw) e estrias de falha (es) formadas no quartzo. Ponto 10, garimpo do Tabuleirinho. (e) Parede do veio exibe cristais euédricos de quartzo (seta). Ponto 09, garimpo Barra Verde. (f) Veio exibe ordem de fraturas “secas” (J:20/80) paralelas a sua direção. Ponto 09b, garimpo Barra Verde.





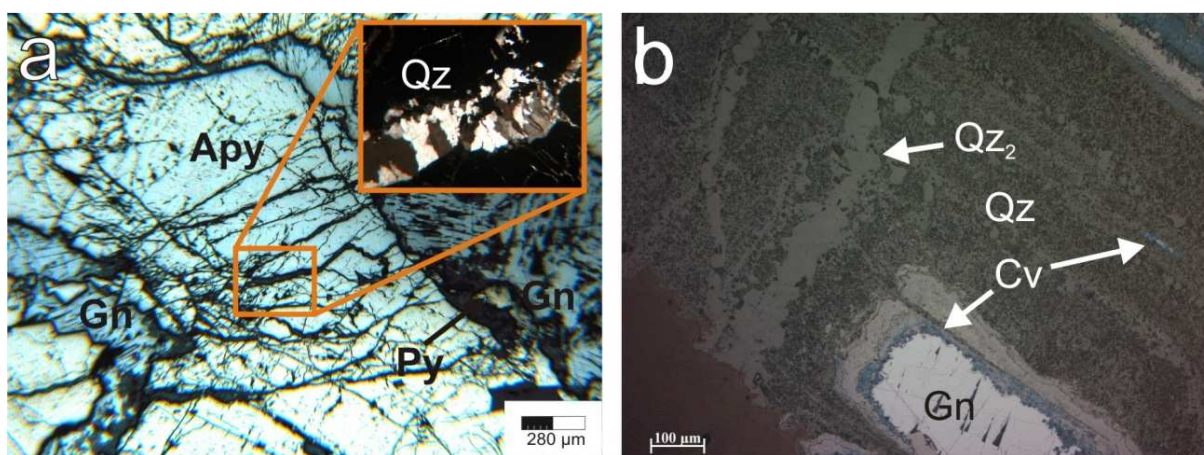
**Figura 4.14** – Amostras de mão representativas dos diferentes tipos de brecha identificadas nos veios de minério. (a) Brecha em mosaico formada por fragmentos de quartzo parcialmente envolvidos por um cimento de galena (Gn). Amostra MM-11b, garimpo de Ingá. (b) e (c) Brechas em mosaico mostram fragmentos subangulosos de quartzo envolvidos por cimento composto por limonita e hematita. Amostras MM-22a e 26a, garimpos Riacho do Meio e do Duão, respectivamente. (d) Brecha em mosaico mostra textura *cockade*, composta por fragmentos subarredondados de galena maciça (Gn) e cimento com textura crustiforme formado por níveis de quartzo e covellita. Amostra MM-22, garimpo Riacho do Meio. (e) e (f) Brechas tipo fissural apresentam fragmentos angulosos delineados por filmes de material avermelhado e cinza-escuro (óxido/hidróxido?). Amostras MM-22b e 26b.

A figura 4.14a exibe um veio em que a galena preenche fraturas e envolve parcialmente fragmentos de quartzo, formando a textura *large triangular*, típica de preenchimento de sítios de dilatação (Taylor 2009). As amostras MM-22a e MM-26a (Fig. 4.14b e c) são outros exemplos de

brechas em mosaico, que mostram fragmentos subangulosos de quartzo envoltos por um cimento composto por goethita, hematita e galena. Na amostra MM-11b observa-se o cimento constituído por quartzo, galena e pirita preenchendo fraturas em arsenopirita (Fig. 4.15a). Nessa mesma amostra, observa-se o quartzo secundário desenvolvendo cristais com textura *elongated blocky*.

A amostra MM-22 (Fig. 4.14d) corresponde a um tipo diferente de brecha em mosaico presente no garimpo Riacho do Meio (ponto 22). Essa brecha caracteriza-se por fragmentos de galena subarredondados, bem definidos e envoltos por um cimento com textura crustiforme (Fig. 4.15b). Trata-se de uma textura do tipo *cockade* conforme a classificação de Dong *et al.* (1995). O volume de cimento dessa amostra denota uma dilatação relativamente maior que as brechas anteriores. Vênulas de quartzo são posteriores a essa estrutura (Fig. 4.15b).

As brechas do tipo fissural estão representadas pelas amostras MM-22b e MM-26b (Fig. 4.13a e c; 4.14e e f). São caracterizadas pelo baixo percentual de cimento e possuem a matriz e fragmentos angulosos. Nessa amostra os fragmentos e a matriz estão envoltos por delgados filmes de coloração ora cinza escuro ora amarelada, provavelmente compostos por óxidos e/ou hidróxidos percolados após a sua formação.



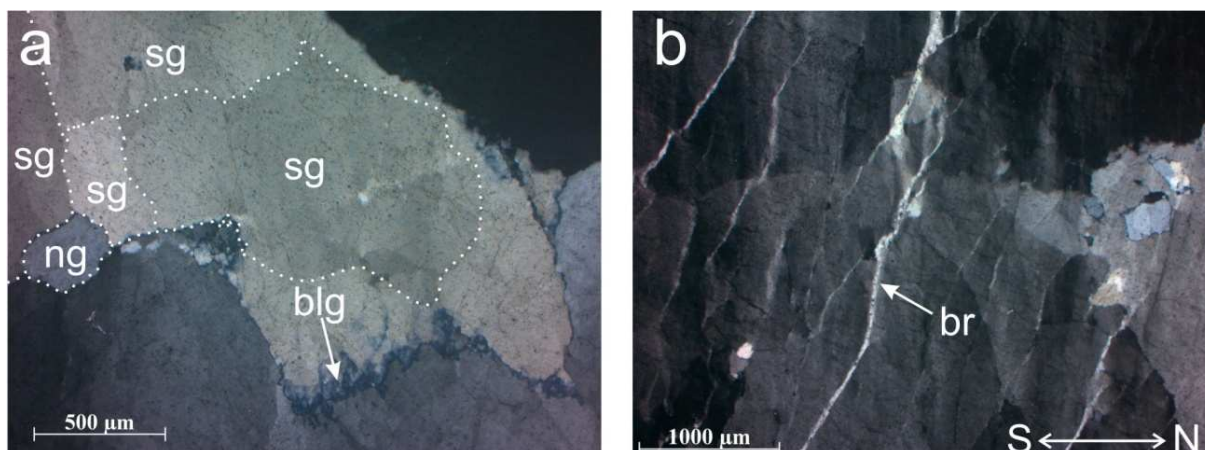
**Figura 4.15** – Feições microestruturais das brechas em mosaico (a) Brecha mostra fratura em arsenopirita (Apy) preenchida por galena (Gn), pirita (Py) e quartzo (Qz). O detalhe exibe textura *elongated blocky* do quartzo. Amostra MM-11b, garimpo de Ingá. (b) Textura crustiforme dada pela intercalação de níveis de quartzo (Qz) e covellita (Cv) envolvendo fragmentos de galena (Gn). Uma segunda geração de quartzo ocorre em veios discordantes (Qz<sub>2</sub>). Amostra MM-22, garimpo Riacho do Meio.

### *Deformação Dúctil*

As estruturas de deformação dúctil são observáveis em escala de lâmina delgada. Em amostras menos deformadas o quartzo mostra extinção ondulante, lamelas de deformação e mais raramente desenvolvem bandas de deformação, subgrãos e novos grãos. Os subgrãos/novos grãos possuem tamanhos milimétricos (Fig. 4.16a).



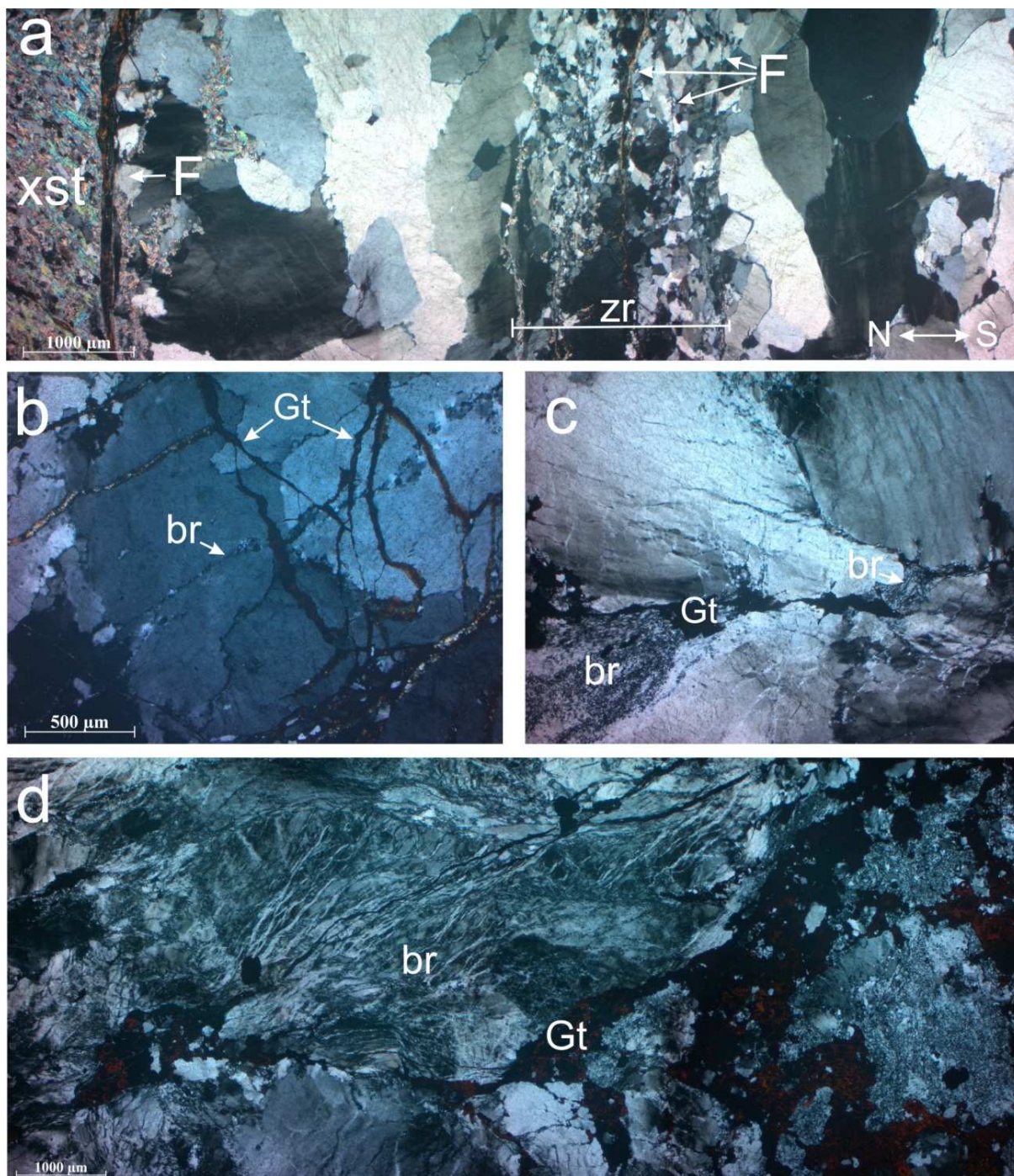
As bordas de grãos são retilíneas a serrilhadas e comumente desenvolvem bulbos, subgrãos e novos grãos com tamanhos que variam entre 10 e 50  $\mu\text{m}$  (Fig. 4.16a), sugestivo de recristalização do tipo *bulging*. Em alguns cristais essa recristalização também pode ser observada em estreitas faixas intragranulares ou intergranulares (Fig. 4.16b). Essas faixas, aqui denominadas de bandas de recristalização, normalmente fazem baixos ângulos ( $\sim 20^\circ$ ) com as paredes dos veios.



**Figura 4.16** – Feições microestruturais de veios de quartzo pouco deformados. Amostra MM-70b-d, Garimpo do Chagas. (a) Grão de quartzo com formação de subgrãos (sg) e novos grãos (ng). Notar a borda do grão serrilhada, formando bulbos (blg) e pequenos cristais recristalizados, sugerindo uma recristalização por *bulging*. (b) Bandas de recristalização (br) com aspecto anastomosado são subparalelas à parede do veio. Notar também a extinção ondulante irregular e formação de subgrãos nos cristais.

Em veios onde a deformação foi mais intensa, a recristalização também tende a se concentrar nas bordas de grãos e nessas bandas de recristalização. Estas são mais abundantes e ocasionalmente constituem uma zona mais espessa de grãos recristalizados, que mostram tamanhos relativamente maiores. No caso da figura 4.17 essa zona apresenta diminutos cristais de sericita e carbonato associados e é afetada por uma fratura.

As brechas em geral mostram-se posteriores a recristalização do quartzo. Na amostra MM-22a as bandas de recristalização são deslocadas pelas fraturas (Fig. 4.17b). Na amostra MM-26a, a recristalização do quartzo é bem mais intensa e a relação não é tão nítida. As bandas de recristalização possuem traços curvilíneos e anastomosados e muitas vezes tendem ao paralelismo com as fraturas (Fig. 4.17c e d). Entretanto em alguns locais é possível observar a presença de fraturas seccionando essas bandas de recristalização.



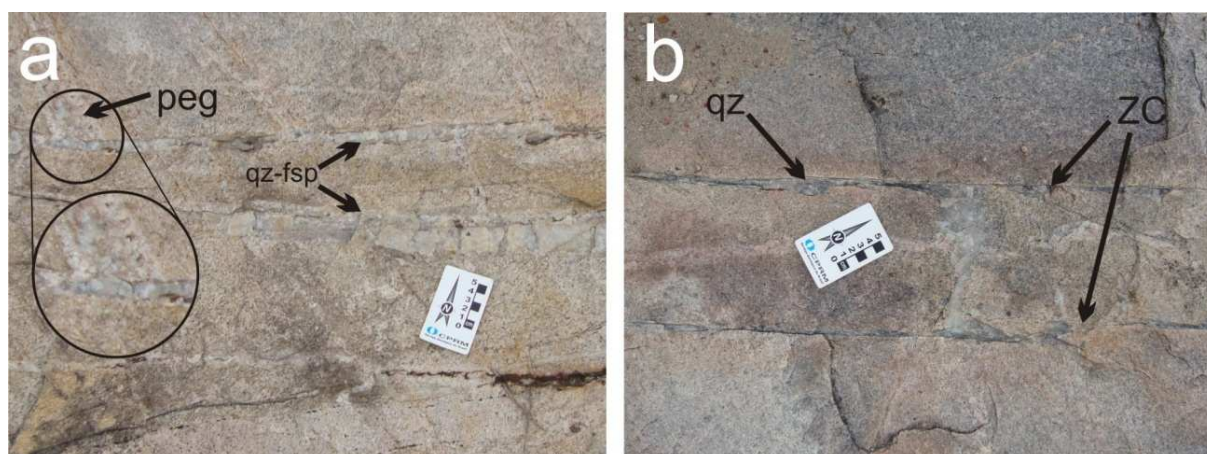
**Figura 4.17** – Feições microestruturais observadas nos veios de minério (LPX). (a) Zona de recristalização (zr), associada a moscovita e carbonato, é afetada por fraturas milimétricas (F) parcialmente preenchidas por argilo-minerais. Notar uma segunda fratura desenvolvida no contato com o xisto encaixante (xst). Amostra MM-70b, garimpo do Chagas. (b) Fraturas preenchidas por goethita (Gt) são posteriores a banda de recristalização (br). Brecha em mosaico, amostra MM-22a, garimpo Riacho do Meio. (c) e (d) Brechas em mosaico mostram intensa recristalização sugestiva de *bulging*. Em (c) observa-se que a recristalização foi mais intensa próximo aos grãos de goethita (Gt) e nas bordas dos grãos/fragmentos. Em (d) as bandas de recristalização tendem ao paralelismo em relação às fraturas preenchidas por goethita.



### *Veios nos Granitóides*

Os veios identificados nos granitóides podem ser divididos em dois grupos, segundo sua mineralogia. O primeiro grupo compreende veios com composição quartzosa a quartzo-feldspática, os quais podem apresentar textura pegmatítica. As relações de corte observadas em campo sugerem sua contemporaneidade com diques aplíticos e pegmatitos (Fig. 4.18a). O segundo grupo é posterior ao primeiro e abrange os veios compostos predominantemente por quartzo. Dentre estes ocorrem os veios de quartzo associados a carbonato, sericita, sulfetos e ouro.

No plúton Serrita predominam os veios quartzo-feldspáticos do primeiro grupo (*e.g.* pontos 45 e 46). Apenas um garimpo foi descrito nesse corpo (ponto 41). Contrariamente, no *stock* Barra Verde, os veios predominantes são do segundo grupo, como registrado nos pontos 12, 14, 31, 73 e 81. Estes veios são majoritariamente associados a sulfetos e podem conter ouro. A seguir estão descritas as principais características morfológicas e de orientação para os dois grupos de veios. Os aspectos texturais foram descritos para os veios associados ao minério.

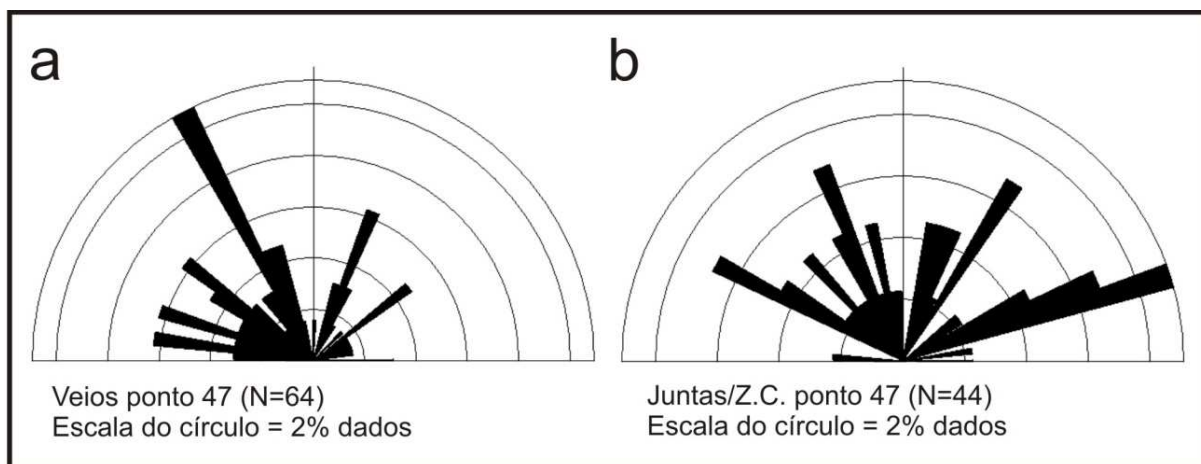


**Figura 4.18** – Relações de campo de veios presentes no Plúton Serrita. (a) Veios de composição quartzo-feldspática (qz-fsp) possuem direção  $65^\circ\text{Az}$  e são discordantes a diques pegmatíticos. Em alguns locais a relação inversa também é observada. Ponto 44, Sítio Malhada do Boi. (b) Veios de quartzo (qz) apresentam caráter descontínuo e estão associados a zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis (ZC: 295/85). Ponto 47.

No **plúton Serrita**, os veios de quartzo-feldspato, do primeiro grupo, exibem formas tabulares, com elevada razão comprimento/largura (Fig. 4.18), e em alguns casos mostram traços curvilíneos. Apresentam espessuras que dificilmente ultrapassam 10 cm e comprimentos decimétricos a métricos. Não foram observados halos de alteração gerados por esses veios. Por vezes, associam-se a milimétricas zonas de cisalhamento de caráter rúptil-dúctil e exibem bruscas mudanças de direção (Fig. 4.18b).

No ponto 44 é notória a presença de uma brecha formada por fragmentos do granitóide encaixante e uma matriz composta por carbonato, sericita, clorita, quartzo e, neste caso, também por

galena. Essa assembleia mineralógica é muito semelhante àquelas observadas nos veios associados ao minério.



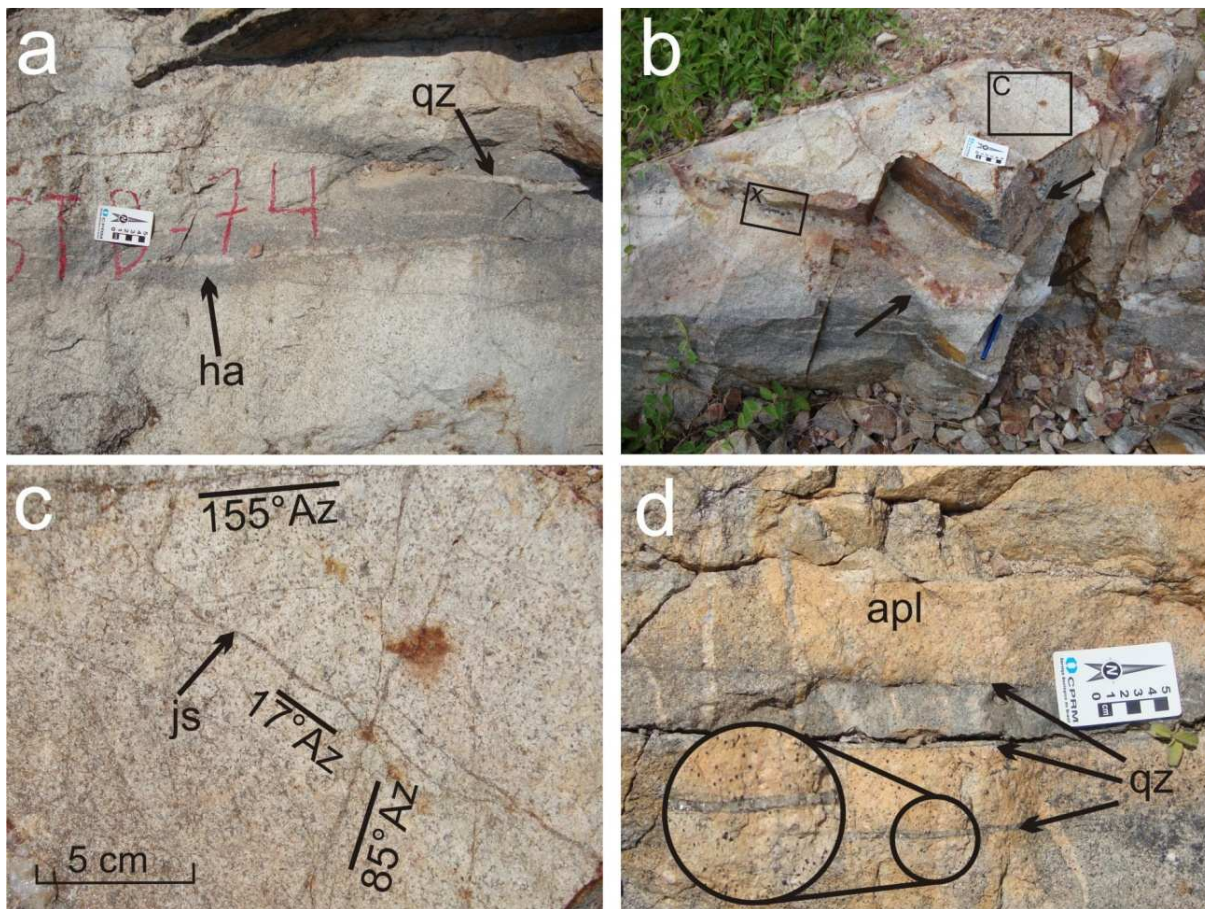
**Figura 4.19** – Diagramas de roseta para o levantamento estatístico de dados realizado no ponto 47 do Plúton Serrita. (a) Direção dos veios do primeiro grupo (quartzo-fedspáticos). (b) Direção de juntas e zonas de cisalhamento.

Os dados de atitude coletados em veios do primeiro grupo mostram 93% de mergulhos superiores a  $70^\circ$ . A direção dos veios foi analisada estatisticamente no ponto 47 (Fig. 4.19a). No local predominam os veios com azimute  $150^\circ\text{Az}$  e ocorrem direções secundárias em NNE-SSW ( $20^\circ\text{Az}$ ) e WNW-ESE ( $100^\circ\text{-}130^\circ\text{Az}$ ). Nota-se a similaridade entre os dados dos veios e das juntas/zonas de cisalhamento observadas no local (Fig. 4.18b), o que sugere a influência dessas estruturas na colocação dos veios.

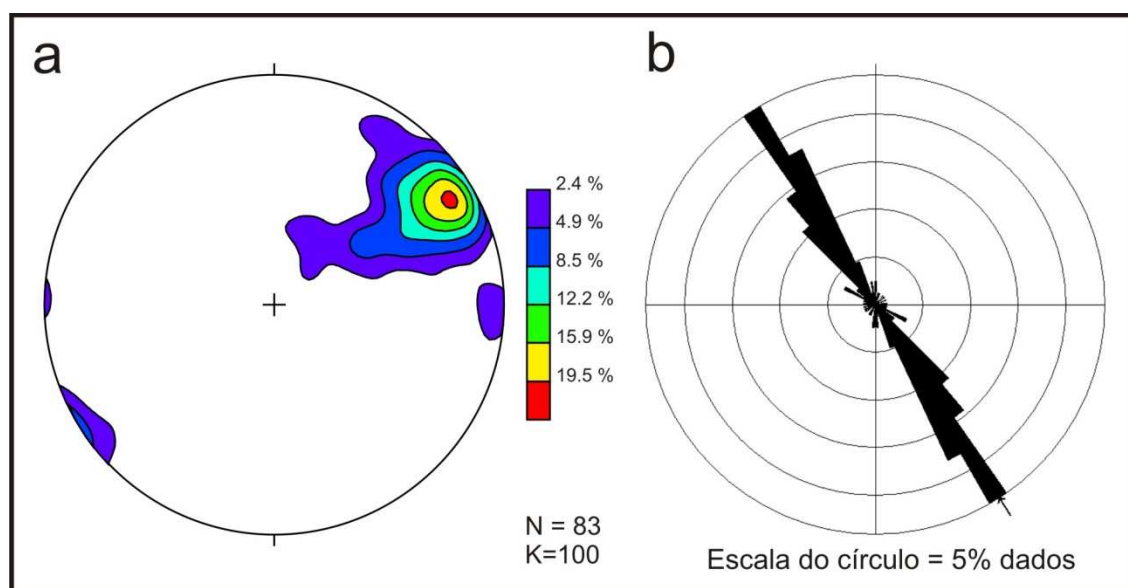
No *stock* Barra Verde predominam os veios associados ao minério. Esses veios mostram formas tabulares, com elevada razão comprimento/largura, e comumente ocorrem em enxames (Fig. 4.20). No mapa do anexo IX, estão representados os principais garimpos, onde ocorrem esses enxames. Ramificações e mudanças bruscas de direção são observadas localmente (Fig. 4.20b). Os veios têm espessuras que variam de submilimétricas (Fig. 4.20c) a centimétricas e comprimentos centimétricos a métricos. Caracterizam-se por halos de alteração com espessura centimétricos (Fig. 4.20a). No *stock* foram identificados poucos veios quartzo-feldspáticos ou diques aplíticos, os quais são nitidamente anteriores aos veios de minério e tem direção preferencial E-W (Fig. 4.20d).

As atitudes de veios associados ao minério estão representadas na figura 4.21. Os veios caracterizam-se por mergulhos subverticalizados e direção média  $150^\circ\text{Az}$ . Filões subhorizontalizados tem percentual inferior a 7%. Já os veios quartzo-feldspáticos e diques aplíticos exibem direções predominantes E-W nesses locais. Ocasionalmente os veios associados ao minério apresentam cavidades parcialmente preenchidas por cristais euédricos de quartzo (Fig. 4.22a). A deformação, em escala macroscópica, restringe-se em planos de falha que seccionam esses veios (Fig. 4.23).





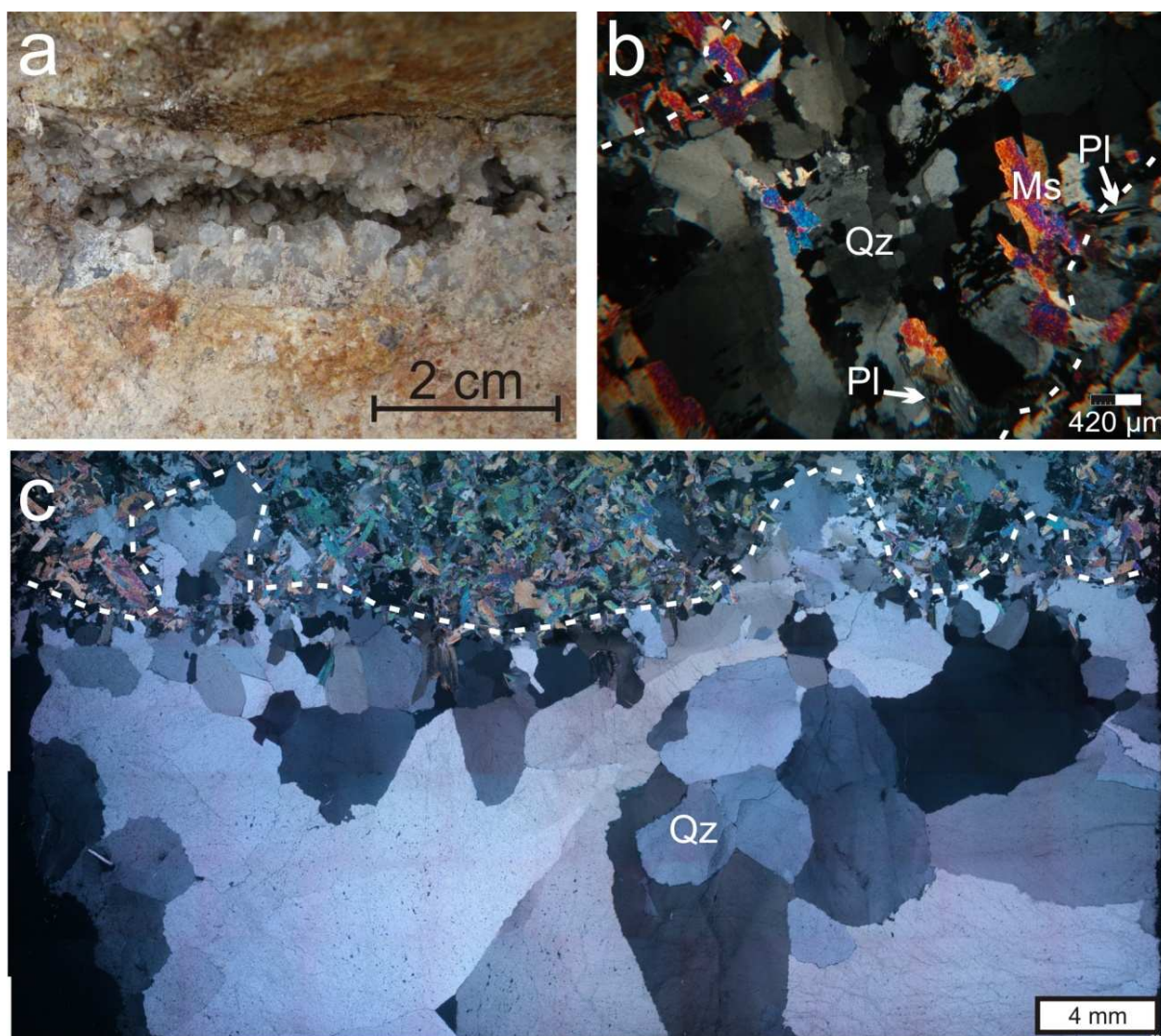
**Figura 4.20** – Veios de quartzo associados às ocorrências de ouro do *Stock Barra Verde* (ponto 12). (a) Veios (qz) exibem comprimentos decimétricos e desenvolvem halos de alteração hidrotermal (ha) no granitóide encaixante. (b) Veio tabular mostra ramificações e mudanças bruscas de direção (setas) Os detalhes, X e C, referem-se às figuras 4.19c e 4.21a, respectivamente. (c) Enxames de juntas seladas (js) estão associadas ao veios de minério. Os azimutes de cada ordem estão indicados na fotografia. (d) Relação de discordância entre os veios de quartzo com espessuras milimétricas e diques aplíticos centimétricos.



**Figura 4.21** – Atitudes dos veios de quartzo associados às ocorrências de ouro no *Stock Barra Verde*. (a) Diagrama estereográfico de contorno de pólo (k=100). (b) Diagrama de rosetas apresenta ângulo de setor igual a 5°.



Em lâmina delgada, os veios mostram paredes irregulares (Figs. 4.22b e c) e definidas pelo crescimento de moscovita. Esse mineral cresce aproximadamente ortogonal às paredes e pode exibir *kink bands*. Os veios com espessuras reduzidas (*e.g.* juntas seladas e vênulas) podem mostrar paredes difusas, indicativas de veios de substituição (Fig. 4.22b). O quartzo apresenta textura *blocky* e exibe poucos indícios de deformação (Fig. 4.22c). As principais microestruturas observadas são extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos. Os contatos de subgrãos e novos grãos variam entre retilíneos, interlobados e localmente serrilhados.

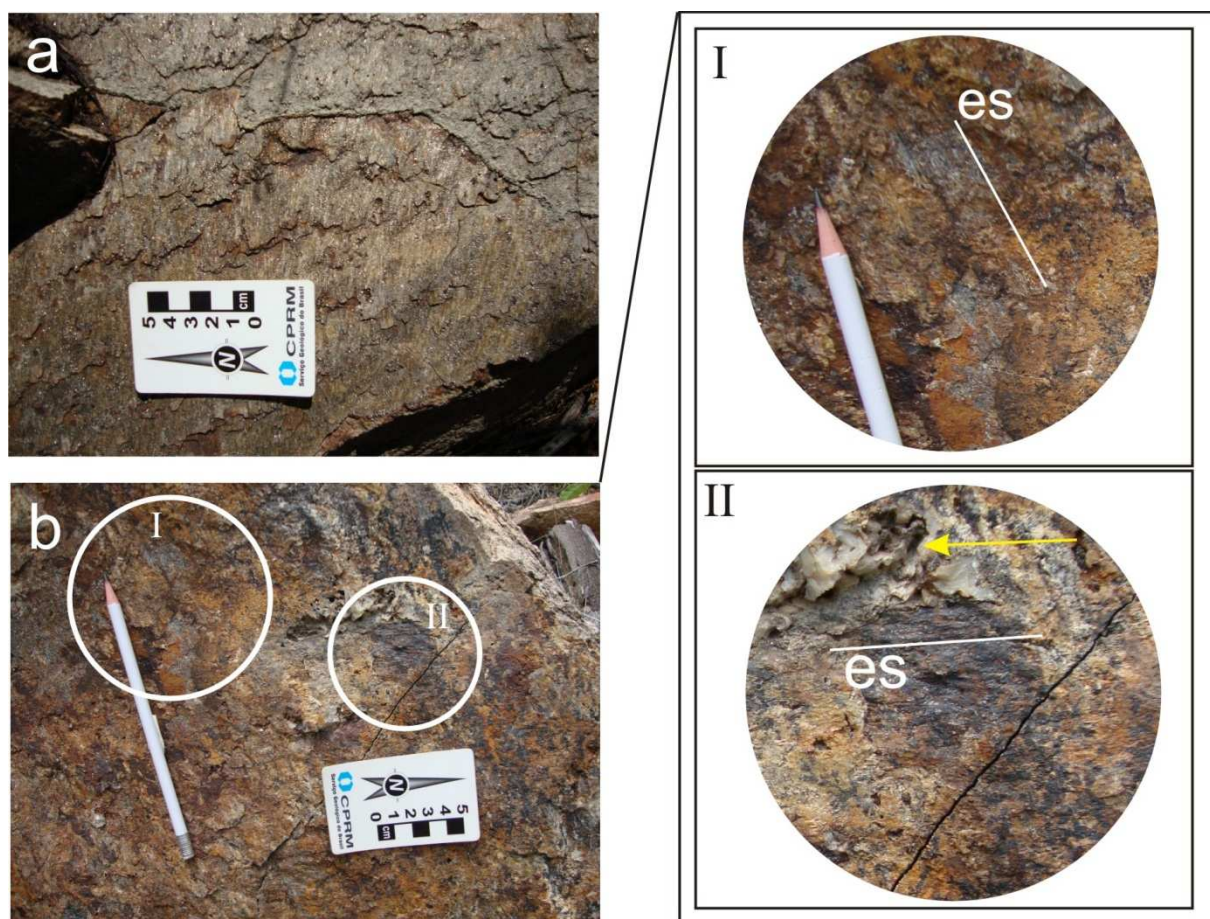


**Figura 4.22** – Veios de quartzo associados ao minério, *Stock Barra Verde*. (a) Veio exibe cavidade parcialmente preenchida por cristais idiomórficos de quartzo. Ponto 12. (b) Junta selada exibe parede difusa (linha pontilhada) e é composta por quartzo (Qz) e moscovita (Ms), além de fragmentos de minerais da encaixante (*e.g.* plagioclásio – Pl). O quartzo exibe extinção ondulante, bandas de deformação e formação de subgrãos e novos grãos. A moscovita cresceu aproximadamente perpendicular à parede do veio. LPX, amostra MM-12d. (c) Foto mosaico de veio de quartzo com espessura centimétrica. Observa-se que o veio apresenta parede irregular (linha pontilhada) e é preenchido por quartzo com textura *blocky*. LPP, amostra MM-12u.

#### 4.4.2 – Falhas

As falhas identificadas na área de estudo correspondem a mesofalhas, as quais apresentam superfícies planares e comprimentos métricos a decamétricos. Os planos de falhas caracterizam-se pela presença de estrias de falhas e ressaltos do tipo degraus. As estrias de falhas são definidas por sulcos marcados principalmente no quartzo (Fig. 4.23). As estrias e os ressaltos foram os principais indicadores da direção e do sentido de movimento entre blocos adjacentes a falha.

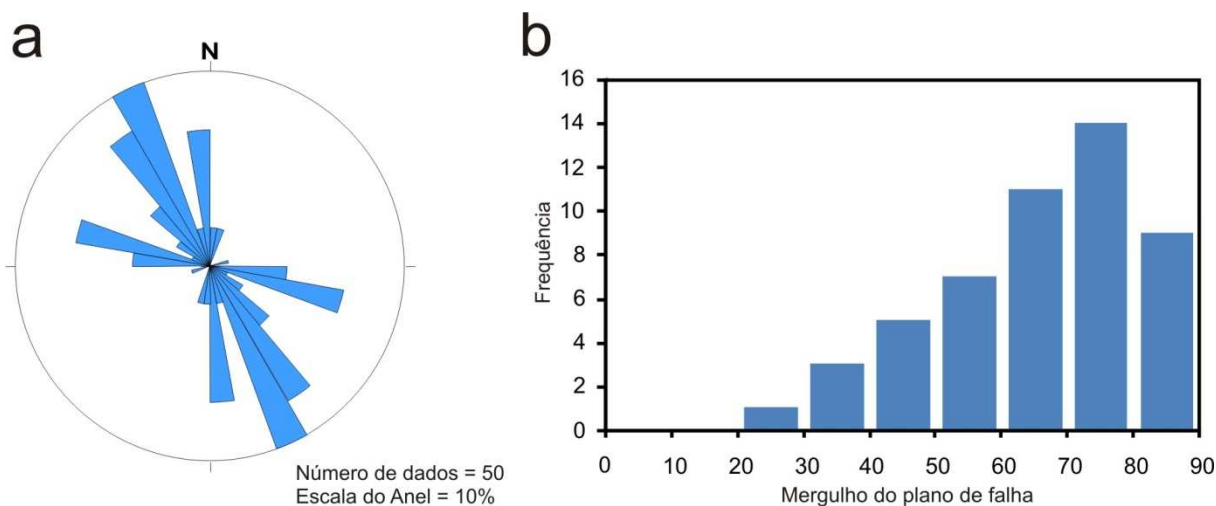
Os garimpos de ouro localizados no *stock* Barra Verde (pontos 12, 14, 31, 73 e 81) são os locais que apresentam as melhores exposições dessas estruturas. O levantamento de 49 planos de falha mostrou uma direção principal NW-SE ( $150^\circ$  Az) e duas direções secundárias NNW-SSE ( $170^\circ$  Az) e WNW-ESE ( $102^\circ$  Az; Fig. 4.24a). As mesofalhas exibem mergulhos de alto (68%) a médio ângulo (30%; Fig. 4.24b).



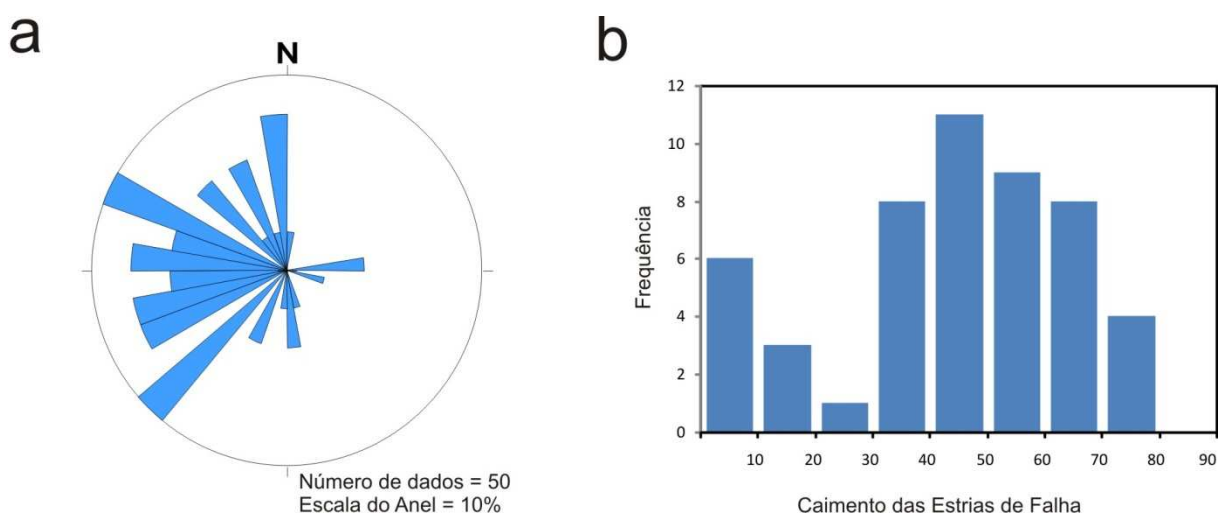
**Figura 4.23** – Aspecto das mesofalhas observadas em campo. (a) Plano de falha exibe movimento normal sugerido por estrias e ressaltos (F: 236/58; es: 254/56). Ponto 31, Garimpo Serrote Barra Verde II. (b) Plano de falha apresenta duas direções de estrias (es) e é subparalelo a um veio de quartzo. Os detalhes, I e II, indicam movimento reverso de alta obliquidade e direcional, respectivamente (F: 252/73; es<sub>1</sub>: 316/55 e es<sub>2</sub>: 165/10). A seta amarela mostra uma cavidade do veio seccionada pela falha. Ponto 12, Garimpo Serrote Barra Verde.



Os planos de falha seccionam os veios de quartzo ali presentes (Fig. 4.23b) e estão dispostos de forma concordantes ou subconcordantes às paredes dos veios. Essa relação indica a influência exercida pelos veios na formação das mesofalhas. As estrias de falha possuem rumos concentrados entre os azimutes 230° e 290°(Fig. 4.25c) e o predomínio de ângulos de mergulhos intermediários (56%) (Fig. 4.25b). Em geral, a obliquidade é alta ou média e é comum a presença de duas direções de estrias sob o mesmo plano (Fig 4.23b).



**Figura 4.24** – (a) Diagrama de roseta para as direções dos planos de falha do *Stock Barra Verde* com concentração máxima em 150°Az. (b) Histograma de ângulo de mergulho dos planos de falha; notar o predomínio de mergulhos de alto ângulo (intervalo de classe igual a 10°).

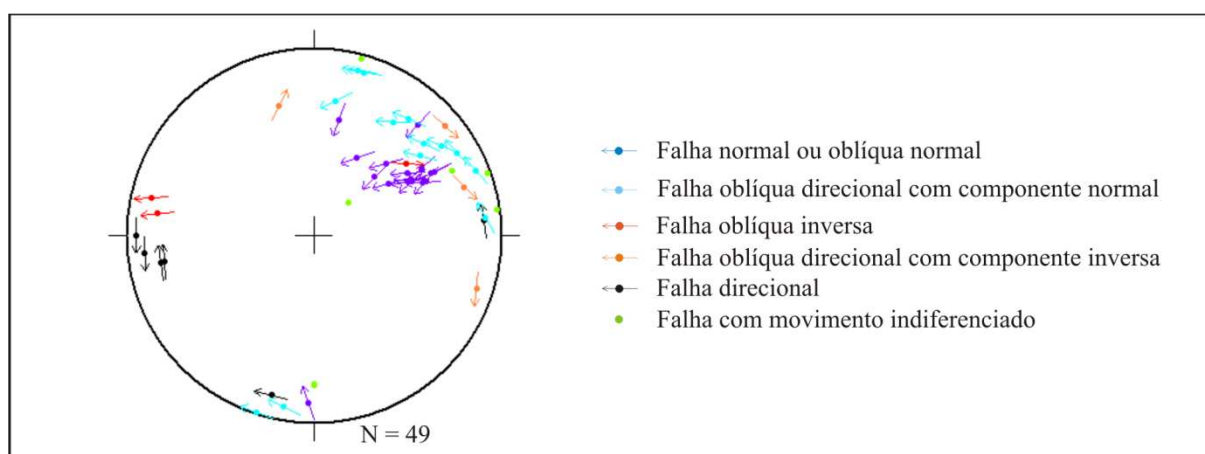


**Figura 4.25** – (a) Diagrama de roseta para os rumos das estrias de falha do *Stock Barra Verde*; observar os valores concentrados em WNW e WSW. (b) Histograma de caimento das estrias de falha; notar o predomínio de caimentos de médio ângulo (intervalo de classe de 10°).

As falhas foram classificadas em função do mergulho do plano e da obliquidade das estrias, segundo Angelier (1994). Para este autor, essas variáveis permitem estabelecer a relação entre as

componentes direcional e vertical da falha, indicadas respectivamente pelos vetores de deslocamento paralelo a direção do plano de falha (L) e do deslocamento horizontal no sentido do mergulho desse plano (T).

Após essa classificação as falhas foram lançadas em um diagrama *slip-linear plot* (Fig. 4.26), no qual, conforme proposto por Goldstein & Marshak (1988), representam-se os pólos do plano de falha e o sentido de movimento do teto da falha. Desta forma foi possível distinguir entre falhas oblíquas normais (N = 12), oblíquas direcionais com componente normal (N = 13), oblíquas inversas e direcionais inversas (N = 7), direcionais (N = 6) e falhas oblíquas e direcionais com sentidos de movimento indiscriminados. As falhas oblíquas apresentam predomínio de mergulhos para SW e das componentes normal e dextral. As falhas direcionais possuem direção NNW-SSE.



**Figura 4.26** – Diagrama *slip-linear plot*, com os pólos dos planos de falha (ponto) e o sentido de deslocamento do teto da falha (seta). Os grupos de dados, representados por diferentes cores, foram obtidos a partir da classificação das falhas de Angelier (1994).

A ocorrência de falhas normais, reversas e direcionais e a presença de duas direções de estrias sob um mesmo plano de falha indicam que a nucleação e/ou reativação dessas estruturas ocorreu em no mínimo três fases de deformação.

### **Análise Dinâmica**

Embora a ocorrência de mesofalhas tenha sido identificada em todas as litologias da área, apenas no *Stock Barra Verde* foram coletados dados suficientes para realização da análise dinâmica.

Essa análise é feita a partir de métodos de inversão e fundamenta-se na hipótese proposta por Wallace (1951) e Bott (1959) (*in* Angelier 1994), em que o deslizamento em um plano deve ser paralelo e ter a mesma cinemática da tensão cisalhante. Por sua vez, a tensão cisalhante é dependente da magnitude e orientação das tensões principais e da orientação do plano de falha. Nesse sentido, as atitudes dos



planos de falhas e das estrias e a cinemática das falhas são utilizadas para reconstruir a direção dos paleotensores.

Os métodos adotados para solucionar o problema de inversão nessa dissertação foram o método dos Diedros Retos e o método de Otimização por Rotação (*Rotation Optimization*). Para tanto foi empregado o *software* TENSOR (Delvaux 2009), disponível no *website* <http://www.damiendelvaux.be/Tensor/WinTensor/win-tensor.html>.

Os dados coletados foram inseridos em um banco de dados, segundo a terminologia de Delvaux & Sperner (2003). Em função das evidências da atuação de mais de uma fase de deformação rúptil no local, os dados de mesofalhas foram divididos em sistemas. Um sistema é definido como conjunto de dados (falhas e estrias) que hipoteticamente tenha se formado ou ativado sob um mesmo campo de tensão. Nesse estudo os sistemas foram separados segundo a cinemática das falhas (*e.g.* normais, direcionais e reversas), conforme sugerido em Angelier (1994) e Delvaux & Sperner (2003).

Para critério de comparação foram tratados também os dados de mesofalhas das sub-bacias de Mirandiba e Fátima, apresentados em Silva Júnior (1997), que distam respectivamente 60 e 180 km da área de estudo. Segundo esse autor, essas bacias, inseridas na Zona Transversal, caracterizam-se por uma sedimentação policíclica iniciada no Siluriano. A deformação registrada nos sedimentos é interpretada como de idade pós-siluriana, provavelmente do Cretáceo Inferior.

O método dos diedros retos, aqui utilizado, está apresentado em (Delvaux & Sperner 2003) e possui implementos que, além da determinação da orientação dos paleotensores, permitem verificar a compatibilidade entre os dados do sistema e obter estimativas sobre a razão da tensão R (*stress ratio*). A compatibilidade do dado em relação ao sistema é obtida através do parâmetro desvio de contagem (*counting deviation* CD), que reflete a discrepância entre o paleotensor obtido para uma falha e aquele obtido para o sistema. O dado, cujo CD excede a média aritmética em um valor maior que o desvio-padrão ( $\pm 1\sigma$ ), é retirado do sistema. Após a separação dos dados discrepantes uma nova análise é efetuada e é determinado um novo paleotensor. O procedimento é repetido até que seja obtido um paleotensor onde os quadrantes de compressão e extensão estejam bem definidos.

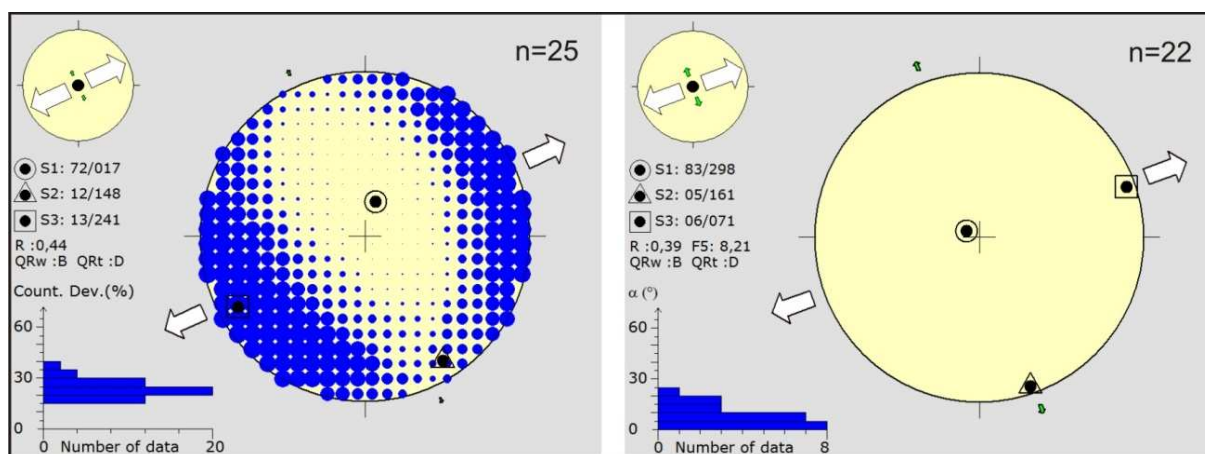
A otimização por rotação (*rotation optimization*), um método iterativo de inversão, apresentado por Delvaux & Sperner (2003), é aplicado ao conjunto de dados e ao paleotensor previamente selecionados. O objetivo do método é otimizar funções, que, no caso do presente estudo, refere-se à redução do desvio angular ( $\alpha$ ) entre o deslizamento observado (atitude da estria de falha) e aquele calculado teoricamente a partir do paleotensor. A otimização é feita pela rotação progressiva de cada um dos eixos do paleotensor e pelo teste de diferentes valores de R. O ângulo de rotação dos eixos e os valores de R são progressivamente reduzidos até que se obtenha um valor estável para o paleotensor, onde a função atinge um valor mínimo. Durante esse procedimento dados com valores

discrepantes podem ser retirados do sistema com a finalidade de obter-se um grupo homogêneo de valores e conseqüentemente um resultado mais robusto.

O programa TENSOR fornece também classificações da qualidade da análise (QRw e QRt). A classificação QRw foi proposta por Sperner *et al.* (2003 *in* Delvaux & Sperner 2003) e é adotada para qualificar os dados no *World Stress Map* (WSW). Ela qualifica a análise de A (melhor) até E (pior), levando em consideração parâmetros como a quantidade de dados, a relação entre o número total de dados e os dados utilizados, desvio entre a direção de deslizamento obtida e a teórica ( $\alpha$ ), nível de confiabilidade da cinemática da falha, e o tipo de fratura analisada. A classificação QRt foi apresentada por Delvaux & Sperner (2003) e diferencia-se da anterior em dois parâmetros adicionais, *Plen* e *Slen*, referentes a diversidade na orientação de planos de falha e estrias apresentado pelo banco de dados.

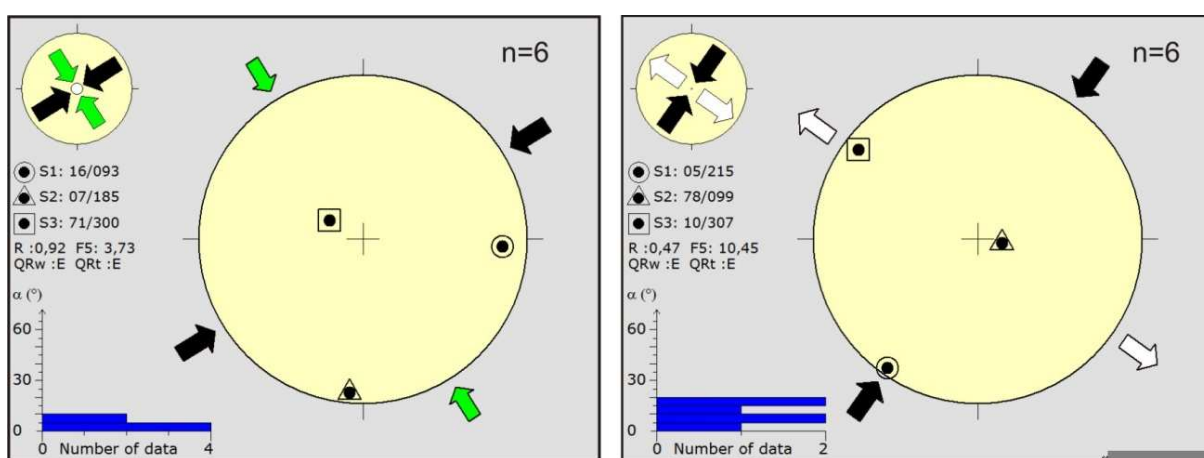
### Resultados Obtidos

O paleotensor obtido para o sistema de falhas normais está apresentado na figura 4.27. Esta figura mostra que as falhas foram formadas em um regime extensional ( $R:0,39$ ) com eixo horizontal de tensão mínima na direção ENE-WSW. A análise apresenta uma qualidade B para a classificação QRw e D para a QRt. O principal fator depreciativo da análise é a distribuição unimodal da orientação dos planos de falha, visto que a pequena diversidade de orientações pode ocasionar distorções na obtenção do paleotensor. Entretanto, a boa consistência nos valores de  $\alpha$  asseguram ao resultado obtido um bom grau de confiabilidade.

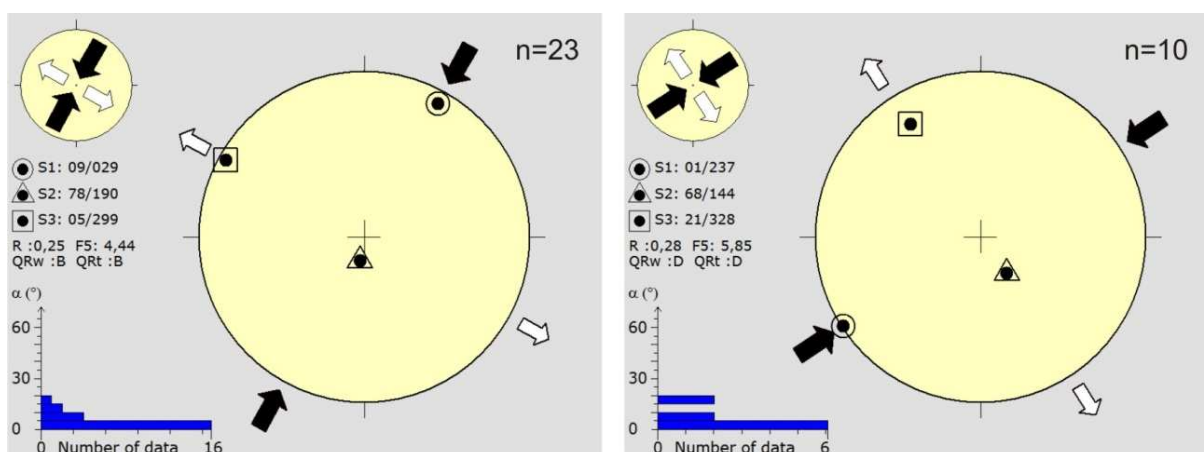


**Figura 4.27** – Estereogramas apresentando os resultados da reconstrução da paleotensão para o sistema de falhas normais do *Stock Barra Verde*. À esquerda está ilustrado o resultado prévio obtido pelo método dos diedros retos. O histograma apresenta a distribuição dos valores de CD (desvio de contagem) para os dados do sistema. À direita o resultado final da inversão após a aplicação da Otimização por Rotação. O histograma indica o ângulo de discrepância ( $\alpha$ ) entre o cisalhamento medido e o obtido teoricamente, expresso na figura pelo valor F5. A razão da tensão (*stress ratio*) R está indicada, assim como as classificações de qualidade de análise (QRw e QRt) e as direções de paleotensão principais.

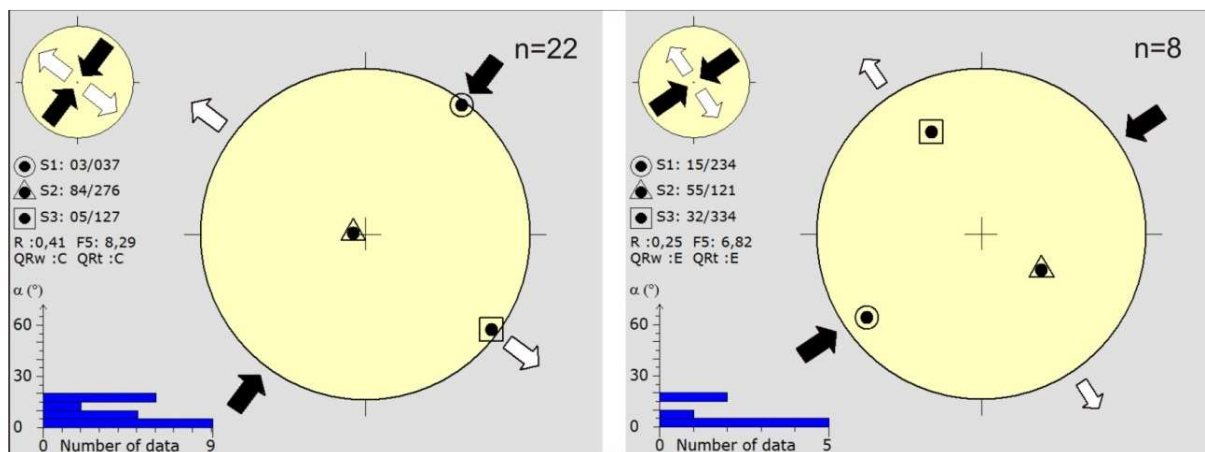
Os sistemas de falhas reversas e direcionais não ofereceram um volume de dados que permitisse uma análise dinâmica robusta, entretanto o resultado é aqui apresentado de maneira preliminar. Conforme pode ser observado na figura 4.28 as falhas reversas estão associadas a um regime compressivo radial (R:0,92) e as falhas direcionais a um regime direcional puro (R:0,47). Em ambos os casos os eixos horizontais de concentração máxima apresentam direção NE-SW. Esses resultados devem ser considerados apenas na identificação da atuação dos regimes compressivo e direcional local, já que a pequena quantidade de dados analisados pode facilmente induzir a obtenção de um paleotensor que não corresponda à realidade.



**Figura 4.28** – Estereogramas apresentando os resultados da reconstrução da paleotensão para os sistemas de falhas reversas (à esquerda) e direcionais (à direita) do **Stock Barra Verde**. O histograma indica o ângulo de discrepância ( $\alpha$ ) entre o cisalhamento medido e o obtido teoricamente, expresso na figura pelo valor F5. A razão da tensão (*stress ratio*) R está indicada, assim como as classificações de qualidade de análise (QRw e Qrt) e as direções de paleotensão principais.



**Figura 4.29** – Estereogramas apresentando os resultados da reconstrução da paleotensão para dois sistemas de falhas direcionais na **Bacia de Fátima**. Notar a semelhança entre os resultados. O histograma indica o ângulo de discrepância ( $\alpha$ ) entre o cisalhamento medido e o obtido teoricamente, expresso na figura pelo valor F5. A razão da tensão (*stress ratio*) R está indicada, assim como as classificações de qualidade de análise (QRw e Qrt) e as direções de paleotensão principais.



**Figura 4.30** – Estereogramas apresentando os resultados da reconstrução da paleotensão para dois sistemas de falhas direcionais na **Bacía de Mirandiba**. O histograma indica o ângulo de discrepância ( $\alpha$ ) entre o cisalhamento medido e o obtido teoricamente, expresso na figura pelo valor F5. A razão da tensão (*stress ratio*) R está indicada, assim como as classificações de qualidade de análise (QRw e QRt) e as direções de paleotensão principais.

As figuras 4.29 e 4.30 apresentam os paleotensores obtidos para as bacias de Fátima e Mirandiba, respectivamente. Nos dois casos, os dados introduzidos no programa geraram dois sistemas menores, que mostram estados de tensão ligeiramente diferentes entre si. Trata-se de um regime direcional com componentes de compressão variáveis, com R oscilando entre 0,25 a 0,41. Os eixos horizontais de tensão máxima são semelhantes para as duas bacias e mostram direção NE-SW. Esses resultados são semelhantes aos obtidos por Silva Júnior (1997) através do método dos Diedros Retos e da Análise dos Vetores da Deformação Incremental.

Os resultados fornecem a evidência da atuação de três regimes distintos no *Stock Barra Verde*. Os melhores registros são do regime extensional, visto que são poucas as falhas associadas aos regimes direcional e compressivo. Essa configuração se inverte nas sub-bacias analisadas, onde os melhores registros são do regime direcional, sendo as falhas reversas e normais escassas. Dessa forma, embora os três regimes estejam registrados tanto no granitoide quanto nas sub-bacias, é difícil estabelecer uma correlação segura entre os eventos que lhes deram origem.

#### 4.4.3 - Juntas

Em geral constituem a feição estrutural mais recente na área de estudo. Entretanto, relações geométricas observadas entre algumas ordens de juntas e os veios de quartzo despertaram para a possibilidade de existirem juntas anteriores aos veios, que poderiam ter influenciado ou mesmo condicionado a colocação destes. Esse fato motivou a busca de uma melhor compreensão dessas estruturas.

### ***Conceitos básicos***

Uma junta é considerada uma fratura sem preenchimento que, em escala de observação, não apresenta dilatação e deslizamento entre as superfícies que a definem (Hancock 1985). As juntas sistemáticas são aquelas estruturas aproximadamente planares que pertencem a um conjunto regularmente orientado ou que apresentam uma variação angular definida de suas orientações (Dunne & Hancock 1994).

Em um dado afloramento, as juntas sistemáticas paralelas entre si constituem um grupo denominado de ordem de junta (Gout & Verbeek 1983 *in* Dunne & Hancock 1994). Segundo Dunne & Hancock (1994), em escala regional as juntas pertencentes a uma ordem não devem apresentar necessariamente a mesma direção em todos os afloramentos, porém devem possuir uma relação angular característica com um dado *trend* estrutural. Onde duas ou mais ordens de juntas estão dispostas simetricamente entre si ou a um sistema de referência têm-se um sistema de juntas. Um sistema de juntas conjugado representa duas ordens contemporâneas que apresentam entre si um ângulo  $2\theta$  agudo.

### ***Tratamento estatístico***

Na área de estudo as juntas sistemáticas possuem comprimentos métricos a decamétricos e apresentam superfícies com mergulhos que variam de  $30^\circ$  a  $90^\circ$ . Nesse estudo apenas as fraturas com mergulhos maiores que  $70^\circ$  foram analisadas, pois sua abundância permitiu o desenvolvimento de estudos estatísticos. O alto ângulo de mergulho permitiu que as juntas fossem representadas através de seus azimutes. Para esse fim foram empregados histogramas (Fig. 4.31), curvas de frequência suavizadas (Fig. 4.32) e diagramas de rosetas (Fig. 4.33).

A partir desses diagramas, as principais ordens de juntas existentes em cada afloramento foram separadas. Para cada ordem, determinou-se a média, a mediana, a moda e o desvio-padrão, a partir dos dados brutos. Os resultados constam da tabela 4.5. Daqui em diante, as ordens de juntas serão denominados conforme a sua direção média (ex.:  $20^\circ\text{Az}$ ,  $35^\circ\text{Az}$ ).

A análise dos dados mostra uma grande heterogeneidade de ordens quando se compara os diferentes afloramentos (Tab. 4.5). Algumas dessas ordens são recorrentes em grande parte das estações. Essas ordens são  $20^\circ\text{Az}$ ,  $35^\circ\text{Az}$ ,  $65^\circ\text{Az}$ ,  $115^\circ\text{Az}$ ,  $155^\circ\text{Az}$  e  $175^\circ\text{Az}$  e com menor frequência têm-se  $50^\circ\text{Az}$  e  $90^\circ\text{Az}$ .

Os critérios de campo não permitem estabelecer conclusivamente as relações temporais entre as diferentes ordens e a presença de várias ordens em cada afloramento dificulta a definição dos sistemas conjugados gerados em cada fase, porém algumas relações importantes devem ser ressaltadas.

Nos metassedimentos é possível notar o desenvolvimento de juntas paralelas à clivagem de crenulação (Fig. 4.7b). A atitude dessas ordens varia em geral entre 45° e 65°Az conforme foi observado nos pontos 08, 16, 17, 19, 40, 48, 51, 55, 62 e 63. Nos afloramentos 19, 48, 55 e 62 algumas dessas fraturas estão parcialmente preenchidas por quartzo (Fig. 4.13b) e no ponto 17 esse paralelismo desenvolve-se em relação aos veios associados ao minério. Juntas seladas com direção NNE (10°-20°Az) são mais raras e ocorrem nos pontos 17, 48 e 55.

No *stock* de Barra Verde (pontos 12 e 39) a ordem 155°Az está parcialmente preenchida por veios associados ao minério. Nos locais investigados do plúton Serrita a principal direção de veios e de juntas seladas é paralela às ordens 150°Az (pontos 41 e 47) e 135°Az (ponto 42).

**Tabela 4.5** – Conjuntos de juntas (I a V) obtidos para cada afloramento a partir da análise dos histogramas das figuras 4.31 e 4.32. Para cada conjunto, estão expressos as medidas de tendência central (média, mediana e moda) e dispersão (desvio padrão). A variação angular é indicada pelo azimute mínimo e máximo de cada conjunto.

MM-17	I	II	III	IV	V
<i>Varição angular (°Az)</i>	0-34	71-85	100-130	138-160	165-175
<i>Média</i>	20,1	77,8	114,6	150,4	170,7
<i>Mediana</i>	22	78	115	155	170
<i>Moda</i>	24	80	115	155	170
<i>Desvio Padrão</i>	7,4	4,2	9,8	6,2	2,7
<i>Número de dados</i>	15	21	8	28	11

MM-39	I	II	III	IV	V
<i>Varição angular (°Az)</i>	40-62	100-110	140-166	170-190 (10)	
<i>Média</i>	51,7	103,7	157,5	183,2 (3,2)	
<i>Mediana</i>	52	102,5	158	185,5 (5,5)	
<i>Moda</i>	40	100	155	190	
<i>Desvio Padrão</i>	6,6	4,8	7,9	6,8	
<i>Número de dados</i>	19	4	10	10	

MM-43	I	II	III	IV	V
<i>Varição angular (°Az)</i>	20-50	97-130			
<i>Média</i>	35,2	115			
<i>Mediana</i>	35	115			
<i>Moda</i>	30	120			
<i>Desvio Padrão</i>	10,1	10,2			
<i>Número de dados</i>	11	15			

MM-46	I	II	III	IV	V
<i>Varição angular (°Az)</i>	114-140				
<i>Média</i>	126,9				
<i>Mediana</i>	125				
<i>Moda</i>	135				
<i>Desvio Padrão</i>	8				
<i>Número de dados</i>	19				

Tabela 4.5 – cont.

MM-47	I	II	III	IV	V
<i>Varição angular (°Az)</i>	11-35	55-95	118-144	150-180	
<i>Média</i>	24,2	70,6	129	162,7	
<i>Mediana</i>	24	70	126,5	160	
<i>Moda</i>	20	65	120	160	
<i>Desvio Padrão</i>	8,6	9,8	9,5	9,3	
<i>Número de dados</i>	10	13	10	11	
MM-48	I	II	III	IV	V
<i>Varição angular (°Az)</i>	12-50	60-75	80-102	140-160	
<i>Média</i>	30,6	67,1	88,8	150	
<i>Mediana</i>	30	66,5	87	150	
<i>Moda</i>	25	65	80	145	
<i>Desvio Padrão</i>	10	4,8	7,5	7	
<i>Número de dados</i>	22	12	12	7	
MM-49	I	II	III	IV	V
<i>Varição angular (°Az)</i>	25-45	55-70	85-105	113-135	150-172
<i>Média</i>	37,5	63,2	94,2	118,7	158,6
<i>Mediana</i>	37,5	65	93,5	115	157,5
<i>Moda</i>	35	70	90	115	150
<i>Desvio Padrão</i>	7,6	7,1	6,7	8,3	8,7
<i>Número de dados</i>	6	7	12	7	6
MM-50	I	II	III	IV	V
<i>Varição angular (°Az)</i>	15-28	35-40	55-70	85-130	140-175
<i>Média</i>	20,1	36,7	62,1	105,2	160,1
<i>Mediana</i>	17,5	35	62	101	161
<i>Moda</i>	15	35	62	#	170
<i>Desvio Padrão</i>	6,3	2,6	4,4	17	10
<i>Número de dados</i>	6	6	9	6	16
MM-53	I	II	III	IV	V
<i>Varição angular (°Az)</i>	35-40	55-65	105-120	125-150	
<i>Média</i>	37	60	110,25	137,6	
<i>Mediana</i>	36,5	60	108	137,5	
<i>Moda</i>	35	55	#	130	
<i>Desvio Padrão</i>	2,4	5	6,8	8,2	
<i>Número de dados</i>	4	5	4	12	
MM-55	I	II	III	IV	V
<i>Varição angular (°Az)</i>	60-76	115-135	140-162	174-195 (15)	
<i>Média</i>	63,5	123,8	151,5	185,3 (5,3)	
<i>Mediana</i>	61	124	152	188 (8)	
<i>Moda</i>	60	124	152	190 (10)	
<i>Desvio Padrão</i>	5,5	5,4	6,8	7,9	
<i>Número de dados</i>	8	17	8	7	



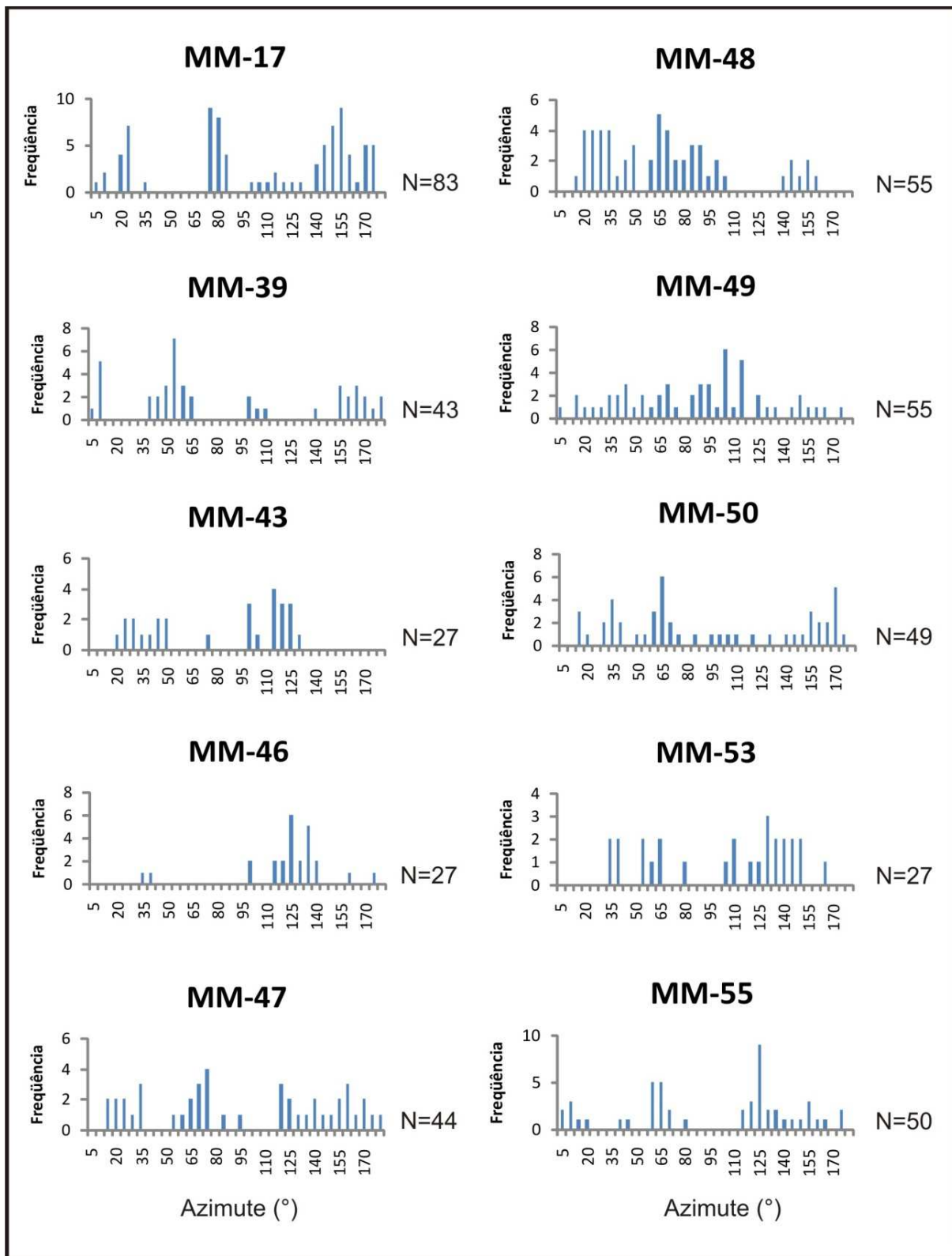
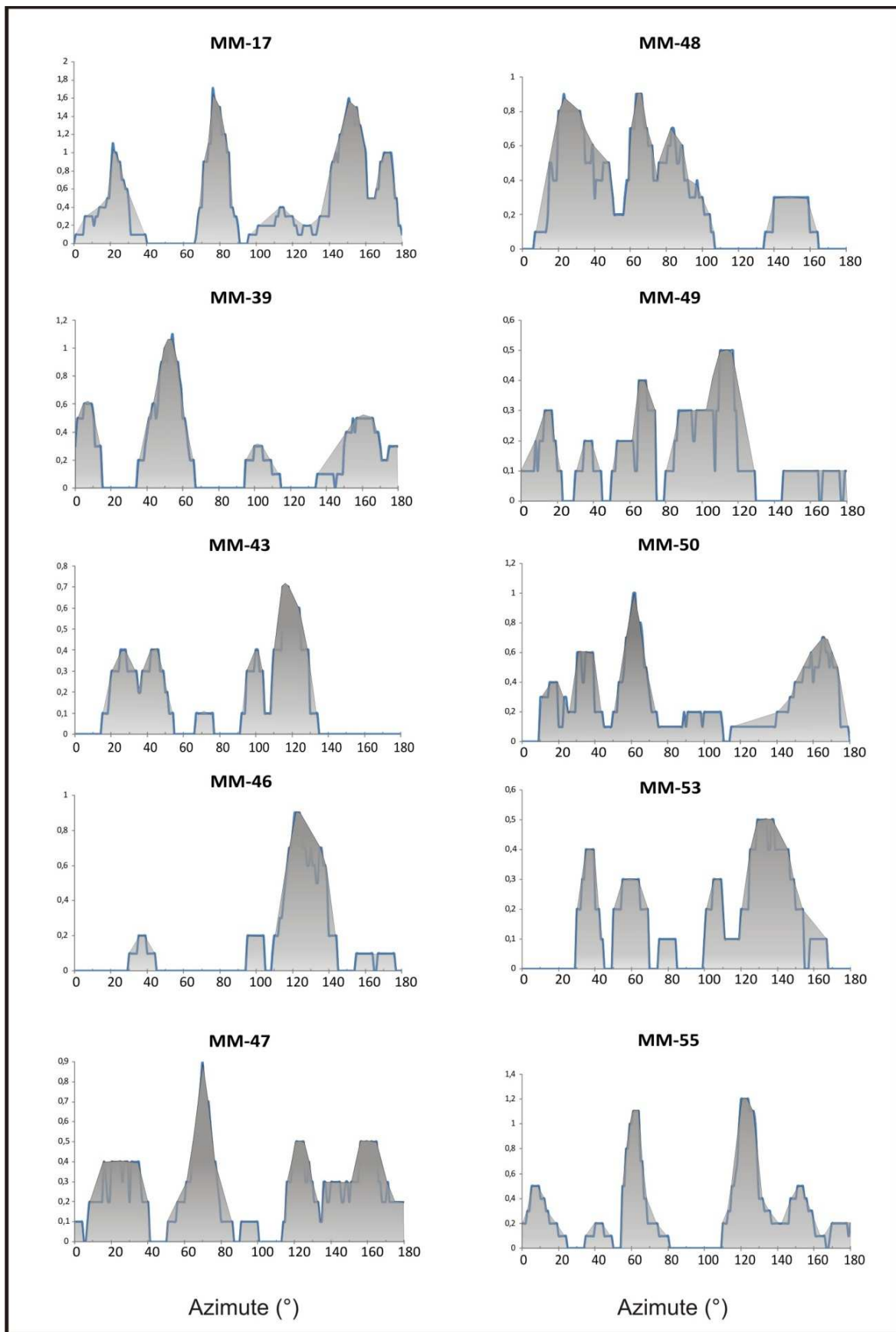


Figura 4.31 – Histogramas de frequência de azimutes de juntas para as diversas estações de coleta. O intervalo de classe utilizado foi de 5°.



**Figura 4.32** – Curvas de frequência suavizadas delineiam a distribuição dos azimutes de juntas para cada ponto. Os gráficos foram feitos utilizando-se a metodologia de Goldstein & Marshak (1988) as médias móveis obtidas em intervalos de 10° para intervalos de classes de 1°.

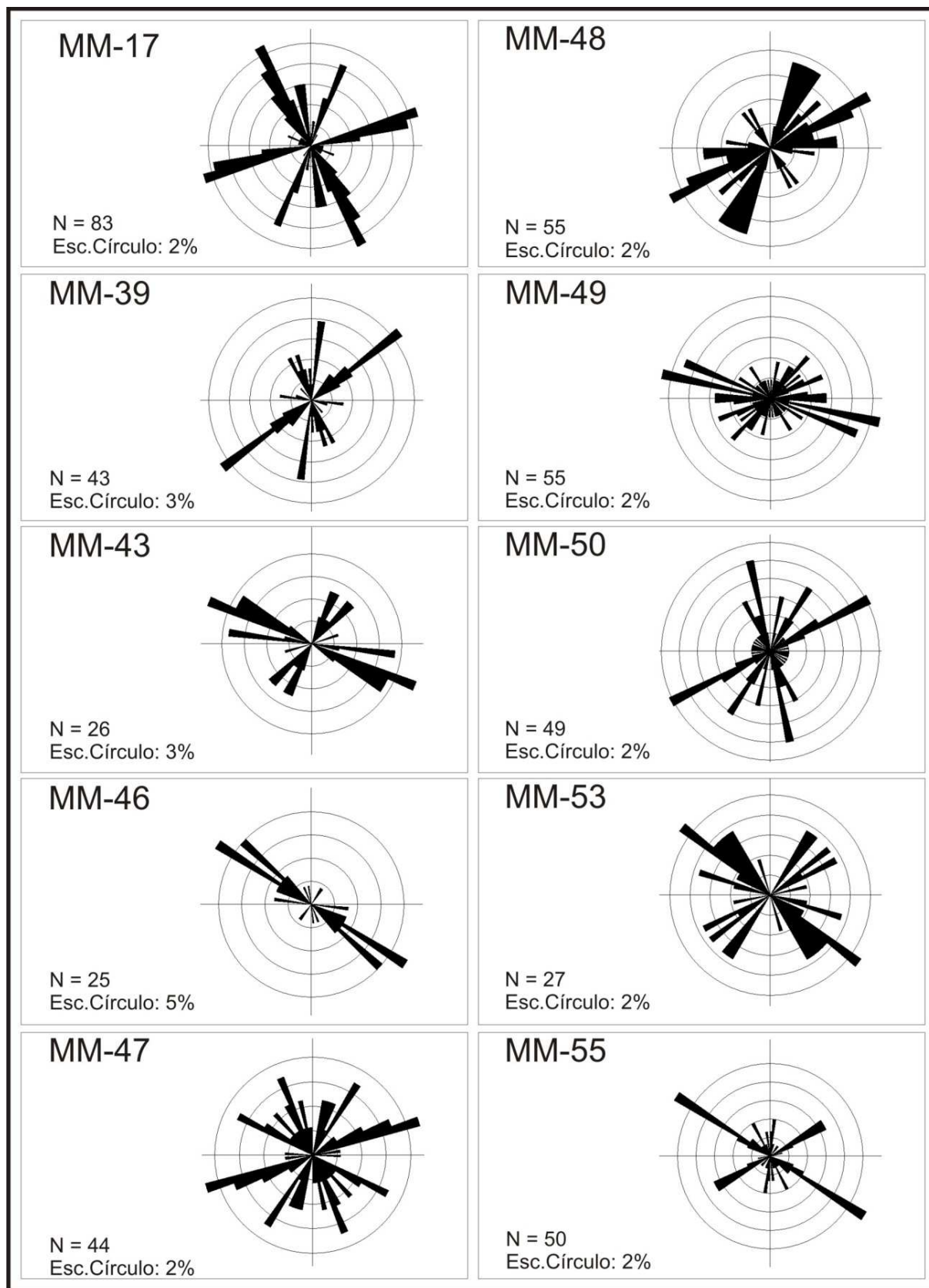


Figura 4.33 – Diagrama de roseta obtido para cada ponto. O ângulo de setor utilizado é igual a 5°.

## **4.3 - INTERPRETAÇÃO DA TRAMA FRÁGIL-DÚCTIL/ FRÁGIL**

### **4.3.2 – Introdução**

A análise cinemática e dinâmica de estruturas de comportamento frágil-dúctil e frágil compreende uma tarefa complexa, em parte pela diversa gama de variáveis que influenciam a formação de fraturas nos maciços rochosos, em parte pela dificuldade de obter a quantificação de algumas dessas variáveis. Adicionalmente, essas estruturas formam-se em zonas da crosta ricas em fluido e normalmente a deformação está associada com variação positiva de volume, o que torna ainda mais complexa a análise (Watterson 1999). Outro fator complicador é a presença constante de deformações superpostas, sejam elas pertencentes ou não a um mesmo evento deformacional (Dunne & Hancock 1994).

Considerando-se que a deformação impressa na rocha é utilizada para analisar a cinemática e a gênese das estruturas, deve-se atentar para fatores que influenciam a morfologia e a orientação dessas estruturas. Estes fatores são normalmente obtidos através de estudos experimentais e estão intrinsecamente relacionados a variáveis ambientais (temperatura, pressão de confinamento, pressão de fluido, regime de deformação) e litológicas (mineralogia, porosidade, permeabilidade, tipo e orientação da anisotropia, espessura da camada) (Donath 1961, Knipe 1989, Peacock & Sanderson 1992, Dunne & Hancock 1994, Watterson 1999).

O objetivo desse item é discutir, à luz dos atuais dados, a evolução dos veios  $V_3$  que hospedam o minério.

### **4.3.3 – Discussão dos dados**

De maneira geral, os veios de quartzo associados aos minerais-minério são carentes de indicadores cinemáticos macroscópicos e microscópicos, como horizontes deslocados, veios fibrosos ou cristais alongados (elongated blocky). Isto inviabiliza a caracterização do movimento relativo das paredes dos veios e conseqüentemente a análise cinemática clássica.

Um problema similar é abordado na análise de juntas, conforme apresentado por Hancock (1995). Esse autor sugeriu a utilização de diversos critérios, que tratados em conjunto, auxiliariam no diagnóstico da natureza genética das juntas.

Nesse âmbito utilizou-se das características texturais, mineralógicas e geométricas dos veios com intuito de elucidar sua evolução. Inicialmente serão tratados os veios de minério encaixados nos metassedimentos do Grupo Salgueiro, seguidos por aqueles encaixados no Stock Barra Verde. Por fim serão traçadas considerações a respeito dos dados de juntas presentes na área.

### ***Veios Encaixados no Grupo Salgueiro***

Os veios do Grupo Salgueiro agrupam-se em três ordens principais, representadas pelas direções E-W (ESE-WNW/ENE-WSW), N-S (NNW-SSE) e NE-SW. Entre estes os dois primeiros correspondem aos veios de quartzo hospedeiros do minério. A seguir, as suas principais características: a textura *blocky*; as deformações dúctil e rúptil sobrepostas; assim como a geometria e o ambiente de formação dos veios serão analisadas e/ou confrontados com dados da literatura, com o objetivo de balizar a sua história evolutiva.

#### *Textura Blocky*

Os *sets* associados ao minério apresentam predominantemente textura *blocky*. Segundo Oliver & Bons (2001), essa textura está relacionada principalmente à rápida nucleação de novos cristais durante a formação do veio. Processos como recristalização dinâmica da trama original ou fraturamento caótico durante a formação do veio também podem originar essa textura. No caso dos veios em estudo, a rápida nucleação do quartzo é assumida como o principal processo de formação da textura, visto que a recristalização dinâmica e o fraturamento (*e.g.* brechas) ocorrem de maneira localizada.

Segundo Urai *et al.* (1991 *in* Passchier & Trouw 2005) para o desenvolvimento da textura *blocky* é necessário que a taxa de abertura do veio seja superior à taxa de crescimento do mineral quartzo, caso contrário se formariam cristais fibrosos ou alongados. Do ponto de vista físico-químico, isto ocorreria em função da supersaturação do fluido em sílica (Oliver & Bons 2001). Estes autores sugerem que a supersaturação, em geral, está relacionada a uma súbita queda de pressão ocasionada pela formação de fraturas associadas a falhas, ou pelo aprisionamento abrupto de fluidos que ascenderam através de fraturas (*e.g.* *mobile hydrofractures*). A formação de brechas e fraturas, em veios já consolidados, provavelmente contribuiria de maneira localizada para formação da textura *blocky*.

#### *A deformação dúctil nos veios V<sub>3</sub>*

Os veios apresentam uma deformação dúctil heterogênea, geralmente concentrada nos veios maiores. O quartzo, via de regra, mostra evidências de deformação intracristalina (extinção ondulante irregular e lamelas de deformação) e *recovery* (bandas de deformação e subgrãos). A recristalização, em geral concentrada nos limites de grãos e nas bandas de recristalização, possui características típicas de *bulging*. A presença de filossilicatos em algumas amostras sugere a atuação de mecanismos de dissolução e precipitação e evidencia a presença de fluidos durante a deformação.

Essas características indicam que o veio foi submetido a uma deformação cristal-plástica, em faixas de temperatura entre 280° a 400°C (Stipp *et al.* 2002, Passchier & Trow 2005). Temperaturas similares (290°-310°C) foram atribuídas por Beurlen *et al.* (1997) para a formação do minério.

*A deformação frágil nos veios V<sub>3</sub>: fraturas e brechas*

As características texturais de algumas amostras dos veios em estudo (e.g. Figs. 4.17b, c e d) permitem inferir que, de maneira geral, a deformação rúptil foi posterior à recristalização do quartzo. Uma síntese das principais características das estruturas rúpteis sobrepostas aos veios de minério V<sub>3</sub> e respectivas interpretações encontra-se nas tabelas 4.6 e 4.7.

**Tabela 4.6** – Síntese das principais feições das fraturas que deformam os veios V<sub>3</sub> associados ao minério.

	Fraturas I	Fraturas II
Características Macroscópicas	Padrões anastomosados; Posição paralela às paredes dos veios; Localmente com estrias de falha.	Idem.
Características Microscópicas	Preenchimento: sulfetos, minerais opacos <i>l.s.</i> e seus produtos de alteração. Quartzo recristalizado associado à sericita e carbonato. Por vezes envoltas por zonas de recristalização.	Sem preenchimento, mas, podem apresentar delgados filmes de coloração avermelhada (óxido/hidróxidos?).
Interpretação	Desenvolvimento de fraturas nos veios V <sub>3</sub> em associação com percolação de fluidos com conteúdo metalífero.	Formação de fraturas “secas”. Percolação (posterior ?) de fluidos com precipitação de óxidos/hidróxidos.
Exemplos	Fig. 4.13c e 4.14a	4.13f

As fraturas I, preenchidas, sugerem que o fatramento sobreposto seria contemporâneo à atividade hidrotermal. Além disso, a precipitação mineral indica que as fraturas estariam associadas a uma deformação com formação de sítios de dilatação. Quanto às fraturas II, sem preenchimento, é difícil estabelecer sua relação temporal. É provável que sejam correlacionadas a uma fase posterior, porém não se pode descartar que algumas delas sejam contemporâneas às fraturas I.

De toda forma, o paralelismo das fraturas I e II em relação às paredes dos veios de quartzo indica que parte da deformação foi acomodada ao longo da direção dos veios. Estes funcionaram como zonas de fraqueza preexistentes, reaproveitadas nas deformações subseqüentes.

A formação das brechas (Tab. 4.7) registra uma história polifásica na deformação dos veios (Figs. 4.14 e 4.15). As brechas em mosaico I e II são caracterizadas por texturas como *large triangular*

*texture* e *cockade*. Essas texturas indicam a precipitação mineral em cavidades geradas durante a deformação frágil.

**Tabela 4.7** – Síntese das brechas observadas na área.

Brecha	Mosaico I	Mosaico II	Fissural I
Características Macroscópicas	Fragmentos angulosos. Textura de preenchimento de cavidades do tipo <i>large open space fill triangular texture</i> . Padrão em quebra-cabeças.	Fragmentos de galena subangulosos. Textura <i>cockade</i> . Vênulas de quartzo posteriores.	Clastos angulosos. Ausência de cimento. Cobertura de óxido/hidróxido.
Características Microscópicas	Posterior a recristalização do quartzo. Cimento constituído por quartzo, galena e pirita.	Cimento crustiforme composto por quartzo microcristalino ou cristalino, pirita e covellita.	Fragmentação da rocha sem cimentação associada.
Interpretação	Deformação dilatacional associada à percolação de fluidos com conteúdo metalífero. Abrangência limitada do fraturamento.	Deformação com dilatação associada. Elevada pressão de fluidos. Textura típica de sistemas epitermais e mais raramente mesotermais.	Fluxo cataclástico sem dilatação associada. Presença restrita de fluido.
Exemplos	Fig. 4.14a,b,c e 4.15a	Fig. 4.14d e 4.15b	4.14e e f

Nas brechas em mosaico I (Figs. 4.14a, b e c, 4.15a) o padrão em quebra-cabeças (*jigsaw-puzzle pattern*), com pouca rotação dos fragmentos associada, é sugestivo de brechas formadas por mecanismos de fraturamento hidráulico e/ou crítico (Jébrak 1997). A heterogeneidade de ocorrência dessas brechas e a baixa razão entre o volume de cimento e fragmentos indicam que o processo de dilatação nas brechas em mosaico I ocorreu de forma limitada no local.

A textura *cockade*, nas brechas em mosaico II (Figs. 4.14d e 4.15b), mostra uma razão maior entre cimento e fragmentos do que nas brechas do tipo mosaico I e indica que a dilatação foi mais expressiva. Essa textura é comum em sistemas epitermais e mais raras em sistemas mesotermais (Dong *et al.* 1997, Dowling & Morrison 1989 *in* Hagemann *et al.* 1992). Na amostra MM-22, ela é visivelmente posterior à precipitação de galena, a qual constitui o cimento das brechas em mosaico I.



Isso implica que a formação das brechas em mosaico (I e II) ocorreu em mais de um ciclo de fraturamento com diferentes taxas de dilatação distintas em condições físico-químicas distintas.

A presença de cimento de sulfetos nas brechas em mosaico I e II sugere que, assim como as fraturas, as brechas funcionaram como importantes dutos de canalização de fluidos com conteúdo metálico.

As brechas fissurais (Fig. 4.14f) são caracterizadas por fragmentos angulares e pouca dilatação. Segundo Jébrak (1997), essas características indicam a atuação dos mecanismos de propagação de fraturas e desgaste por abrasão, associados ao processo de cominuição tectônica em ambientes crustais rasos, sem necessariamente ter havido associação direta com elevadas pressões de fluidos.

#### *Geometria e ambiente de formação dos veios do minério*

Os veios de quartzo hospedeiros do minério de ouro ( $V_3$ ) são caracterizados por ângulos de mergulho subverticalizados e inexistem veios subhorizontalizados. Isso indica que os veios foram gerados sob um campo de tensão cujo paleotensor mínimo ( $\sigma_3$ ) se encontrava em posição horizontal. Essa geometria permite sugerir tanto um ambiente extensional quanto direcional para formação desses veios.

O desenvolvimento de zonas de cisalhamento direcionais na Zona Transversal, as quais registram a transição entre os regimes dúctil e rúptil-dúctil (Vauchez *et al.* 1995) e mantiveram-se ativas até o Cambriano (547-512 Ma) (Hollanda *et al.* 2010), favorece a hipótese de um ambiente direcional para a formação dos veios, embora o regime extensional não possa ser descartado.

Considerando esse contexto, a presença de duas ordens principais de veios de minério, E-W/ESE-WNW/ENE-WSW e N-S/NNW-SSE, levou a duas hipóteses para a colocação desses corpos. Na primeira hipótese, essas ordens corresponderiam a fraturas de tração formadas sob dois campos de tensão distintos, com direções de compressão máxima ( $\sigma_1$ ) aproximadamente E-W e NNW-SSE.

No segundo caso, os veios estariam associados a sítios de dilatação desenvolvidos a partir de irregularidades em fraturas de cisalhamento. Essas fraturas exibem ângulos de diedro ( $2\theta$ ) que variam entre  $60^\circ$  e  $80^\circ$  e estariam sob um mesmo campo de tensão com direção NE-SW. Embora esses valores sejam ligeiramente superiores ao esperado para fraturas híbridas ou de cisalhamento (Hancock 1985, Peacock & Sanderson 1992), essas variações seriam esperadas para falhas formadas na base da zona sismogênica em função do aumento da pressão de confinamento (Watterson 1999).

Ambas as hipóteses seriam correlacionáveis aos campos de tensão interpretados para as fases  $P_3$  e  $P_4$ , cujas direções de  $\sigma_1$  variam entre NW-SE e NNW-SSE ( $140^\circ$  a  $160^\circ$  Az). Entretanto a primeira hipótese implica que, intermitente ao principal campo de tensão regional, tenha ocorrido uma permuta

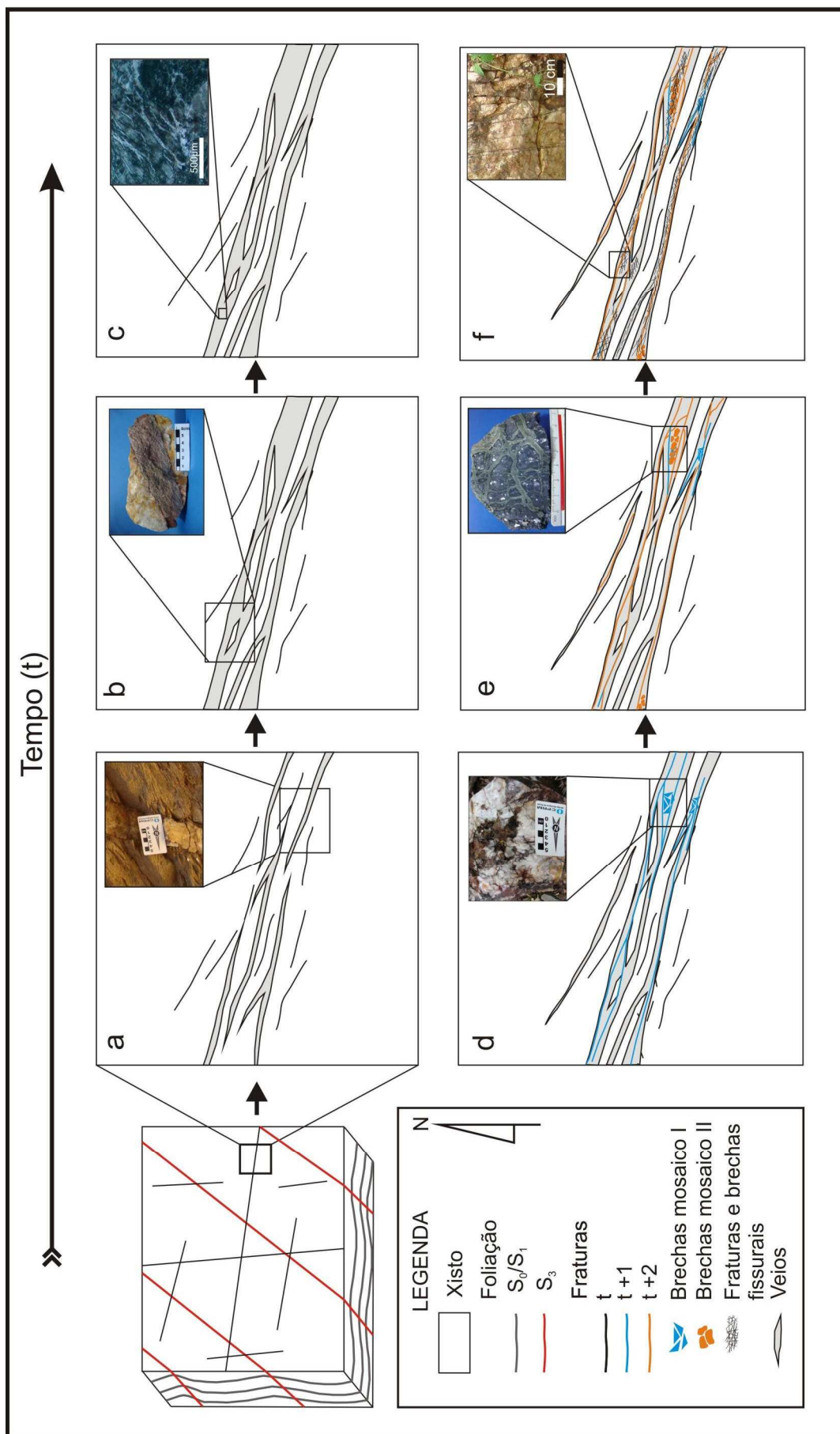
de  $\sigma_1$  para a direção aproximada E-W. Tal campo é similar ao esperado para o desenvolvimento das lineações de crenulação de direção N-S (Fig. 4.3). Infelizmente o registro dessa fase de deformação de deformação N-S é escasso na área e não foi possível estabelecer sua relação cronológica com as fases P<sub>3</sub> e P<sub>4</sub>.

#### *Modelo de evolução dos veios*

Apesar da gênese das fraturas que induziram a formação dos veios ser controversa, as características apresentadas anteriormente indicam que, após sua consolidação, os veios foram submetidos a vários ciclos de deformação, em parte intercalados por atividade hidrotermal. A sucessão de episódios de deformação dúctil (recristalização dinâmica do quartzo) e frágil (com formação de fraturas e brechas), que sucedeu a nucleação das fraturas e a formação dos veios, indica que estes constituíram zonas de deformação ativas durante um intervalo de tempo prolongado. Registra, também, a mudança nos mecanismos de acomodação dessa deformação.

A figura 4.34 apresenta as diferentes fases de evolução propostas para a ordem veios de minério com direção E-W, em um ambiente direcional. Considera-se que os veios de direção N-S/NNW-SSE tiveram uma evolução similar. Em **a** e **b**, está representada a nucleação de fraturas ramificadas, que assinalam uma rápida propagação dessas descontinuidades (Atkinson 1987, Lawn 1993 *in* Trepmann 2002). O fraturamento foi seguido pela precipitação mineral e formação dos veios, conforme indicado pela textura *blocky*. A rápida dilatação e o caráter anastomosado das fraturas induziram a formação de xenólitos da encaixante. É possível que tenha ocorrido mais que um ciclo de fraturamento/precipitação conforme indicado pela sequência **a-b** da figura 4.34, no entanto, com base nos atuais dados, não é possível afirmar tal fato. Após a consolidação dos veios, estes foram submetidos a uma deformação em condições frágeis-dúcteis (Fig. 4.34c), como registrado pelas microestruturas presentes no quartzo. Provavelmente, esta deformação concentrou-se nos veios, já que esses constituem a principal zona de fraqueza do maciço. A fase seguinte (Fig. 4.34d) marca o desenvolvimento de fraturas e brechas, que, embora em caráter restrito, forneceram novos sítios de percolação e precipitação de fluidos (brechas tipo mosaico I; fraturas tipos I, II?).

A textura *cockade*, presente nas brechas em mosaico II, sugere mais uma fase de fraturamento, tardia, associada a uma precipitação mineral em condições crustais mais rasas (Fig. 4.34e). Após esta fase, ainda teriam se desenvolvido fraturas tipo II e as brechas do tipo fissural I (Fig. 4.34f), em condições oxidantes e com pouca atividade de fluidos. Não foi possível determinar se essa última fase está relacionada a um evento de deformação mais recente.



**Figura 4.34** - Modelo de evolução dos veios de minério (E-W) encaixados no metassedimento. A sigla (t+n) refere-se aos sucessivos intervalos de tempo onde formaram-se as fraturas. As fotografias representam feições típicas formadas para cada estágio.

### ***Veios encaixados no stock Barra Verde***

Os veios associados ao minério no *Stock Barra Verde* apresentam como principal feição a textura *blocky* dos cristais de quartzo. Conforme discutido anteriormente, essa textura sugere uma rápida abertura das paredes dos veios e precipitação mineral.

No granitóide, os filões apresentam espessuras e comprimentos relativamente menores em relação aos do metassedimento, embora a quantidade de veios por área seja maior. Sua orientação é marcada por uma direção  $150^{\circ}\text{Az}$  e por mergulhos subverticalizados. A deformação, registrada pelas microestruturas, foi incipiente está homoganeamente distribuída entre os veios e a encaixante, já que ambos apresentam texturas de deformação similares.

Tais características sugerem que esses veios se formaram a partir de fraturas de tração, em um campo de tensão cuja direção de compressão mínima ( $\sigma_3$ ) era subhorizontal e tinha orientação NE-SW ( $60^{\circ}$ - $240^{\circ}\text{Az}$ ). Considerando um ambiente direcional durante a formação dos veios, obtêm-se um paleotensor  $\sigma_1$  com direção aproximada NW-SE ( $150^{\circ}\text{Az}$ ). Tal campo é correlacionável ao interpretado para as fases  $P_3$  e  $P_4$ .

É interessante ressaltar que a distribuição unimodal dos veios no granitóide indica que não há registro da modificação do campo de tensão durante a formação do minério, o que explica a deformação incipiente presente nesses veios. Isso favorece a hipótese de formação dos veios sob um campo de tensão único, embora também seja possível que a permuta no campo de tensão, responsável pela ordem de veios de minério E-W nos metassedimentos, não tenha sido suficiente para desenvolver zonas de dilatação significativas no granitóide durante o evento mineralizador.

### ***Juntas***

A grande diversidade de ordens observadas em um mesmo afloramento é a característica mais comum na área. Segundo Hancock (1985) isso indica que o desenvolvimento de juntas ocorreu sob a atuação de diferentes campos de tensão, algo esperado tendo em vista tratar-se de um terreno pré-cambriano. Essa diversidade inviabilizou a determinação segura de sistemas de juntas conjugados.

O paralelismo observado entre as ordens de juntas de  $45^{\circ}$  a  $65^{\circ}\text{Az}$  (e.g. ponto 55) e a clivagem de crenulação  $\text{Sc}_3$  indica a influência que a trama dúctil exerceu na nucleação das estruturas frágeis. A presença de juntas seladas e veios encaixados nessas fraturas indica que, pelo menos em parte, a formação dessas estruturas foi concomitante a uma atividade hidrotermal.

## CAPÍTULO 5

### CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

---

#### 5.1 - INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CORRELAÇÃO COM INFORMAÇÕES DA LITERATURA

Os estudos de cunho estrutural e petrológico desenvolvidos durante essa dissertação contribuíram para o entendimento da evolução dos veios de quartzo associados às ocorrências de Au(Ag)-Pb e de suas rochas encaixantes nos municípios de Serrita-PE e Parnamirim-PE.

Os metassedimentos encaixantes das ocorrências de minério foram caracterizados como metarritmitos, compostos por níveis pelíticos a semi-pelíticos intercalados por níveis siltíticos de composição quartzosa a arcoseana. Tais litologias constituem, provavelmente, metaturbiditos de idade toniana (Brito & Cruz 2011), que foram informalmente correlacionados ao Grupo Salgueiro. Foram identificadas quatro fases de deformação dúctil nessas rochas, conforme mostra a tabela 4.3, as quais foram correlacionadas ao Ciclo Brasileiro.

As fases de deformação  $P_1$  e  $P_2$  são associadas a uma tectônica compressional e registram o desenvolvimento de dobramentos e foliações de baixo ângulo. As relações texturais dada pelos porfiroblastos de granada e plagioclásio indicam que o pico metamórfico, assinalado pela paragênese  $grt + pl + bio + chl$ , é contemporâneo a essas fases de deformação. Caby *et al.* (2009) obtiveram temperaturas entre 425°-440°C e pressões de 6 kbar para granada filitos nos entornos do Plúton Serrita. Segundo os autores essas condições prevaleceram durante o desenvolvimento da trama de baixo ângulo e caracterizam um metamorfismo com pressões relativamente elevadas na área. Na Zona Transversal, assume-se que o desenvolvimento da trama de baixo ângulo ocorreu entre 640 e 610 Ma (*e.g.* Medeiros 2004, Neves 2003, Neves *et al.* 2006).

A fase  $P_3$  está associada a uma tectônica compressional de direção NW-SE, a qual mostra vergência para SE e apresenta um incremento no gradiente de deformação no setor SE da área. O desenvolvimento de dobras suaves a abertas com superfícies axiais subverticalizadas são comumente relatadas na Zona Transversal e foram consideradas por alguns autores como contemporâneas ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento transcorrentes (Neves *et al.* 2005, Archanjo *et al.* 2008, Caby *et al.* 2009).

A fase  $P_4$  está relacionada ao desenvolvimento da ZC Parnamirim e, a sul da área, da ZC Pernambuco. Essas estruturas são interpretadas como um par conjugado formado sob um evento regional compressivo de direção NW-SE/NNW-SSE, similar ao descrito para outros sistemas de cisalhamento da Zona Transversal (Neves & Mariano 1999, Rodrigues & Archanjo 2008, Archanjo *et al.* 2008). Dessa forma as fases  $P_3$  e  $P_4$  poderiam ser agrupadas sob um mesmo evento tectônico, sejam elas de evolução diacrônica ou não. O início da formação das zonas de cisalhamento ocorreu entre

590-580 Ma (Guimarães & Silva Filho 1998, Neves 2003, Archanjo *et al.* 2008). Regionalmente, essas estruturas mantiveram-se ativas até o Cambriano (512 Ma), conforme registrado por Hollanda *et al.* (2010), ao mesmo tempo que as temperaturas diminuíram, causando a transição entre os campos de deformação dúctil e frágil-dúctil (Vauchez *et al.* 1995, Neves & Mariano 1999).

O *Stock Barra Verde* é composto por granodioritos a quartzo-monzodioritos e, assim como o Plúton Serrita, apresenta trama isotrópica e desenvolvimento de foliação de borda. Essas rochas exibem uma deformação incipiente marcada pela extinção ondulante e formação de subgrãos no quartzo e maclas de deformação no plagioclásio, além de microfraturamento. No Pluton Serrita ocorrem zonas de cisalhamento frágeis-dúcteis com espessuras milimétricas a centimétricas, direção NE-SW e cinemática dextral, com componente normal. Neves (1986) também relata zonas de cisalhamento com até 100 metros de espessura e direção E-W. Com base nos atuais dados não foi possível estabelecer uma correlação entre as zonas de cisalhamento e as fases de deformação descritas nos os metassedimentos.

Os veios de minério ( $V_3$ ) encaixados nos metassedimentos marcaram os estágios finais da evolução do Ciclo Brasileiro, já em condições de fácies xisto-verde inferior (Beurlen *et al.* 1997). O presente estudo sugere que a colocação desses veios tenha ocorrido em sítios de dilatação desenvolvidos em um ambiente direcional, tardios em relação à fase  $P_4$ . Indica-se duas hipóteses que poderiam explicar a formação desses sítios de dilatação. Na primeira hipótese os sítios de dilatação seriam formados a partir de fraturas de tração, formados sob dois campos de tensão distintos, com direções de compressão máxima ( $\sigma_1$ ) em NNW-SSE e E-W. A hipótese alternativa é que os veios tenham sido colocados em sítios extensionais associados ao desenvolvimento de fraturas de cisalhamento, desenvolvidas sob uma tensão máxima de direção NW-SE ( $145^\circ$  Az).

A morfologia anastomosada e a textura *blocky* dos veios de minério sugerem que o seu desenvolvimento esteja relacionado a processos de fraturamento, associados a elevadas taxas de deformação (propagação da fratura e abertura das paredes), seguidos por uma rápida precipitação de quartzo. Tais feições são tipicamente relacionadas a veios associados a zonas de falha (Oliver & Bons 2001, Trepmann 2002).

As evidências de deformação dos veios, como a recristalização do tipo de *bulging* no quartzo e as diversas gerações de fraturas e brechas, indicam que estes funcionaram como zonas de acomodação da deformação subsequente. Registram a evolução deformacional em condições de transição frágil/frágil-dúctil, já descrita por Scholz (1990), em temperaturas de  $290^\circ$  e  $310^\circ\text{C}$ , estimadas por Beurlen *et al.* (1997). As brechas em mosaico I e II assinalam o final dessa evolução, ainda em concomitância com precipitação de sulfetos. As relações mineralógicas e texturais observadas, tais como a presença de quartzo, pirita e galena no preenchimento das brechas em mosaico I em contraste com quartzo microcristalino e covellita na brecha em mosaico II, indicam que a brechação

desenvolveu-se em condições crustais progressivamente mais rasas. As brechas fissurais são tardias em relação a atividade dos fluidos mineralizadores e podem representar um evento de deformação posterior.

Os veios de minério encaixados no *Stock Barra Verde* mostram uma evolução estrutural distinta dos encaixados nos metassedimentos, embora apresentem a mesma composição química, conforme a discussão de Beurlen *et al.* (1997). Interpretou-se, aqui, que esses veios são contemporâneos aos dos metassedimentos, mas se diferenciam devido ao comportamento mecânico distinto de sua rocha encaixante frente à deformação. As feições macro e microtexturais dos veios, tais como, a presença de cavidades parcialmente preenchidas por cristais euédricos, a deformação incipiente e a distribuição unimodal das orientações, sugerem que eles tenham se formado a partir de fraturas de tração, cujo tensor principal apresentou direção  $150^\circ \text{Az}$  ( $\sigma_1$ ).

Apesar dos fluidos mineralizadores possuírem a mesma composição, o caráter da alteração hidrotermal dos veios de quartzo difere nas duas rochas. Nos metassedimentos, os halos de alteração não foram bem definidos, mesmo em escala de lâmina, e as evidências restringem-se a presença de alteração seletiva para carbonato e, mais raramente, ouro micrométrico disseminado.

No granitoide observa-se uma nítida gradação entre zonas distais aos veios, pouco alteradas, e zonas proximais com alteração intensa. A reatividade entre o fluido mineralizador e a rocha encaixante também é expressa nos veios e vênulas, as quais mostram paredes irregulares típicas de veios de substituição (Dunne & Hancock 1994).

Nessas rochas os halos de alteração proximais compreendem sericita fengítica, quartzo, subordinadamente carbonatos, pirita e arsenopirita, galena e raramente calcopirita e pirrotita. A sericita apresenta teores relativamente anômalos de F, o que sugere a influência da composição da encaixante em sua formação. A alteração distal compreende uma sericitização incipiente associada a uma alteração de natureza propilítica (cloritização + carbonatação). Essas alterações foram superpostas a uma fase de alteração pretérita, pervasiva em todo corpo, e que está provavelmente relacionada a processos de autometassomatismo induzido por fluidos residuais da cristalização do próprio granitoide.

Tanto nos veios encaixados nos metassedimentos quanto no granitoide, foram definidos três estágios principais na evolução da assembléia dos minerais-minério. O primeiro estágio é representado pela precipitação de sulfetos, o segundo foi responsável pela substituição parcial ou total destes minerais em condições mais “oxidantes” e o último corresponde à fase de alteração supergênica. Nos veios dos metassedimentos, os estágios 1 e 2 estão intrinsecamente relacionados às diferentes fases de deformação frágil que sugerem condições crustais progressivamente mais rasas.



Segundo Beurlen *et al.* (1997), os fluidos formadores do minério são de natureza aquo-carbônica, mostram salinidade média de 6,9% NaCl<sub>eq</sub> e exibem características típicas de processos de imiscibilidade de fluidos, tanto para os veios encaixados no metassedimento quanto no granitoide. Apesar desta similaridade composicional, as análises químicas, efetuadas no presente trabalho, indicaram composições isotópicas de Pb distintas entre as galenas presentes nos veios do metassedimento e do granitoide. Este fato indica fontes híbridas para o Pb e, de maneira preliminar, sugere que ambas as litologias encaixantes são potenciais áreas fontes para o elemento e consequentemente para os demais metais (*e.g* Au e Ag).

O ouro foi observado apenas nos veios dos metassedimentos (amostras MM-11 e MM-25) e ocorre sob a forma livre, por vezes disposto segundo fraturas seladas e/ou na parede dos veios, ou intercrescido com a pirita em cimentos de brecha. Isso indica uma estreita relação entre a deposição do ouro e a deformação dos veios. Análises semiquantitativas MEV-EDS mostram razões Au/Ag ~ 5, as quais são comuns em jazidas de ouro mesotermal (Figueiredo 2000).

Segundo Foster & Groves (1993) e Mikucki (1998), em condições de pH neutro a levemente alcalino, com concentrações de enxofre e temperaturas moderadas a altas, semelhantes ao assumido para as ocorrências estudadas, o complexo tiosulfetado Au[(HS)<sub>2</sub>]<sup>-1</sup> é a principal forma de transporte do ouro, em soluções. Nessas condições os mecanismos mais prováveis que induziram a deposição do ouro são a precipitação de sulfetos, a interação entre fluido-encaixante e a imiscibilidade de fluidos induzida pela queda abrupta de pressão.

As características, como forte controle estrutural, mineralização posterior ao pico metamórfico em condições de fácies xisto verde inferior, fluidos de baixas salinidades, fontes distintas para os metais e a associação petrotectônica, permitem correlacionar essas ocorrências às jazidas de ouro do tipo ouro orogênico mesozonal, conforme definido por Groves *et al.* (1998). Nesses depósitos os fluidos são originados a partir da desidratação metamórfica nas porções mais profundas da crosta, induzidas em decorrência dos processos orogênicos (Foster & Groves 1993, Pitcairn *et al.* 2006).

## 5.2 - CONCLUSÕES

Os principais resultados e conclusões gerados neste trabalho, acerca das ocorrências filoneanas de Serrita-PE/ Parnamirim-PE e de suas rochas encaixantes, metarritmitos e granitoides, correlacionados ao Grupo Salgueiro e à Suíte Serrita, respectivamente, seguem abaixo:

## **5.2.1- Rochas Encaixantes**

### ***Os Metassedimentos do Grupo Salgueiro***

Os metassedimentos exibem quatro fases de deformação dúctil (P<sub>1</sub> a P<sub>4</sub>). As duas primeiras fases, compressivas, caracterizadas por estruturas de baixo ângulo, foram correlacionadas ao desenvolvimento da trama de baixo ângulo na Zona Transversal, ocorrida entre 640 e 610 Ma (*e.g.* Medeiros 2004, Neves 2003, Neves *et al.* 2006).

A fase P<sub>3</sub> foi desenvolvida em regime compressivo e resultou na formação de uma clivagem de crenulação plano-axial a dobras de eixos na direção NE-SW. Com base na direção das superfícies axiais estima-se uma direção de encurtamento máximo aproximadamente NW-SE.

A fase P<sub>4</sub> compreendeu o desenvolvimento das zonas de cisalhamento direcionais em um regime compressivo, em escala regional e possui direção de encurtamento similar à da fase P<sub>3</sub>.

Estas fases foram correlacionadas ao início da formação das zonas de cisalhamento na Zona Transversal, entre 590-580 Ma (Guimarães & Silva Filho 1998; Neves 2003; Archanjo *et al.* 2008), com provável continuidade até Cambriano (512 Ma) (Hollanda *et al.* 2010).

O metamorfismo dos metassedimentos é definido por paragêneses típicas da fácies xisto-verde (pl + mos + chl ± bio ± grt ± epi) e indicam condições que variam entre a zona da clorita e da granada do metamorfismo Barroviano. Temperaturas similares foram obtidas por Caby *et al.* (2009) em granada xistos da região.

Os porfiroblastos de granada e plagioclásio possuem caráter sin-tectônico em relação a S<sub>1</sub> ou intertectônico em relação a S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub>, o que sugere que o pico metamórfico foi alcançado em concomitância com as deformações de baixo ângulo (P<sub>1</sub> e P<sub>2</sub>).

A deformação frágil nos metassedimentos é representada pela presença de veios, mesofalhas e várias ordens de juntas. Os veios foram classificados em três grupos (V<sub>1</sub>, V<sub>2</sub> e V<sub>3</sub>) em função de sua relação geométrica com os elementos da trama dúctil. Entre os veios V<sub>3</sub> ocorrem os veios de quartzo associados ao minério.

O paralelismo entre as ordens de juntas 45°Az - 60°Az e a clivagem de crenulação indicam a influência da trama dúctil na nucleação das estruturas frágeis. O preenchimento parcial dessas ordens por veios de quartzo sugere que, pelo menos em parte, o fraturamento ocorreu concomitância com atividade hidrotermal.

### ***Os Granitóides da Suíte Serrita***

Os granitóides possuem trama isotrópica, exceto nas bordas dos corpos onde se observar uma foliação incipiente definida pela biotita. A cronologia de colocação desses corpos não está bem

estabelecida, porém a existência de zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis, no Plúton Serrita, sugere uma colocação anterior à fase P<sub>4</sub>.

Os veios presentes nesses corpos foram divididos em veios quartzo-feldspáticos e veios de quartzo, entre os quais estão associados os veios de minério. O primeiro grupo predomina no Plúton Serrita e parece estar relacionado à atividade pegmatítica enquanto o segundo predomina no *Stock Barra Verde*.

No *Stock Barra Verde* foram identificadas mesofalhas posteriores aos veios de minério, as quais apresentam nucleação e/ou reativação em no mínimo três fases de deformação. O principal sistema de falhas é o de componente normal, cujo paleotensor indicou tratar-se de um regime extensional, com direção de máxima extensão em ENE-WSW.

### **5.2.2 - Os Veios de Minério**

Os veios de minério apresentam significantes contrastes na morfologia, orientação e deformação entre os veios encaixados nos metassedimentos e nos granitóide, o que sugere uma evolução estrutural distinta entre estes.

#### ***Evolução Estrutural***

Nos metassedimentos a colocação dos veios se desenvolveu a partir de fraturas anastomosadas, cuja propagação e dilatação se deram em um curto intervalo de tempo. O processo de rápida abertura dessas fraturas induziu uma rápida nucleação e precipitação do quartzo, em zonas de dilatação geradas nessas falhas, possivelmente em função de uma súbita queda da pressão de fluido. É provável que a colocação e a evolução dos veios, alguns com espessuras maiores que 3 m, tenha sido um processo recorrente de ciclos de propagação de fraturas e precipitação mineral.

Após sua cristalização, os veios constituíram importantes zonas de acomodação da deformação, a qual é caracterizada por distribuição e intensidade heterogêneas. Inicialmente, essa deformação ocorreu em regime frágil-dúctil, conforme é registrado pela recristalização do tipo *bulging*, no quartzo. A presença de sericita e carbonato associada a zonas de recristalização sugere uma contemporaneidade com a atividade hidrotermal.

Segue uma fase de deformação frágil, marcada pela presença de brechas e fraturas, as quais podem conter preenchimento de sulfetos, principalmente pirita e galena. A relação entre essa fase de deformação frágil e o minério é indicada pela associação de ouro com a pirita e, também, de ouro livre preenchendo fraturas seladas.

As diferenças morfológicas e mineralógicas entre as brechas em mosaico encontradas nos veios indicam diferentes condições para sua formação e sugerem que a deformação prosseguiu em níveis crustais gradativamente mais rasos.

Nos granitóides a colocação dos veios foi controlada pelo desenvolvimento de fraturas de tração com direção NW-SE (150°Az), o que reflete em sua distribuição de orientação unimodal e a ausências de deformação associada.

Interpreta-se que o contraste de deformação entre os veios hospedados no granitóide e no xisto foram induzidos pelo comportamento reológico distinto de suas encaixantes.

Sugere-se que em ambos os casos essas fraturas estariam relacionadas às etapas finais da evolução da fase P<sub>4</sub>. Nesse contexto assinala-se duas hipóteses para formação dos veios nos metassedimentos. Uma polifásica, na qual os veios seriam formados a partir de fraturas de tração, com paleotensores máximos de direção NNW-SSE e E-W e uma monofásica, em que teriam se desenvolvidos por um sistema conjugado de fraturas de cisalhamento, sob um paleotensor regional de direção aproximada NW-SE.

### ***Evolução Petrológica***

A alteração hidrotermal induzida pelos veios de minério foi distinta entre os metassedimentos e os granitóides. No metassedimento, o halo de alteração é imperceptível a olho nu, mas em escala de lâmina é indicado por carbonatação e, mais raramente, por grãos de ouro micrométricos disseminados.

Nas litologias do *Stock Barra Verde* os halos de alteração são bem definidos e caracterizam-se nas porções proximais ao veio por uma intensa sericitização, silicificação e, subordinadamente, carbonatação e sulfetação, e nas porções distais pela cloritização além da carbonatação e sericitização incipientes.

Essas alterações obliteram um estágio anterior definido pela potassificação e fluoritização, ambos interpretados como produtos de um metassomatismo em temperaturas elevadas, induzido por fluidos residuais da cristalização magmática.

Foram distinguidos três estágios de evolução da assembleia mineral, nos veios. O primeiro estágio está relacionado com a formação e, nos metassedimento, dos veios, nos quais se cristalizaram quartzo, arsenopirita, galena, pirita, e, no granitoide, também calcopirita e pirrotita. A precipitação desses minerais provavelmente ocorreu em mais de um ciclo, e, no caso dos veios dos metassedimentos, esses ciclos estavam intrinsecamente associados à deformação do veio.

O segundo estágio compreende a oxidação dos minerais formados anteriormente, concomitante ou não com a precipitação de novas espécies minerais. Os principais produtos desse estágio são a hematita e a covellita. Nos veios dos metassedimentos, a covellita está associada ao quartzo microcristalino em brechas com textura *cockade*, o que lhe sugere condições de formação em níveis crustais relativamente mais rasos. O terceiro estágio corresponde à alteração supergênica dos minerais-minério, o que resultou na formação de limonita e outros argilo-minerais.

A composição isotópica de Pb para galenas de veios encaixados no metassedimento e no granitóide sugerem fontes distintas para os minerais. Preliminarmente, a comparação desses dados com as razões isotópicas de rocha-total das rochas encaixantes indica que essas litologias poderiam formar uma fonte híbrida para o Pb, e conseqüentemente para os demais metais.

As condições de colocação e deformação na fácies xisto-verde inferior atribuem a essas ocorrências um caráter mesozonal. A composição dos fluidos, o forte controle estrutural, sua formação posterior ao pico metamórfico e à colocação dos corpos ígneos, assim como a existência de fontes múltiplas para os metais são compatíveis com jazidas do tipo ouro orogênico. Dessa forma, em âmbito regional, as ocorrências de Au, Ag, e Pb de Serrita-PE e Parnamirim-PE marcaram os estágios finais da orogênese Brasileira na Zona Transversal.

## Referências

- Allègre J.A. 2008. *Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 489 p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. São Paulo, IG/Universidade de São Paulo, Boletim 7, 45-80 p.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R. 1977 Províncias estruturais brasileiras. *In: Simp. Geol. Nord.*, 8, *Resumos*, p. 363.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* **17**:1-29.
- Angelier J. (1994). Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. *in: P. Hancock (ed.) Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, p. : 53-100.
- Archanjo C.J., Hollanda M.H.B.M., Rodrigues S.W.O., Brito Neves B.B., Armstrong R. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Jour. Struc. Geol.*, **30**:310-326.
- Arlegui L. & Simón J.L. 2001. Geometry and distribution of regional joint sets in a non-homogeneous stress field: case study in the Ebro basin (Spain). *Jour. Struc. Geol.*, **23**:297:313.
- Barbosa O. 1970. Geologia econômica de parte da região do Médio São Francisco. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 140, p. 98.
- Best M.G. 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell Science Ltd, Malden, 729 p.
- Beurlen H., Silva R.R.M., Santos R.B. 1997. Auriferous Quartz Veins from Northeastern Brazil: A Fluid-Inclusion Study. *Intern. Geol. Rev.*, **39**: 578-588.
- Bittar S.M.B., Lima E.S., Campos Neto M. 1996. Caracterização termobarométrica das rochas metavulcanossedimentares da Faixa de Dobramento Piancó-Alto Brígida, na área de Macacos-Piaus e na área a sul de Piancó-PB. *In: SBG, 39° Cong. Bras. Geol., Anais*, 6, p. 149.
- Bittar, S. M. B. 1998. *Faixa Piancó-Alto Brígida: terrenos tectonoestratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 126 p.
- Brito M.F.L. & Cruz R.F. 2011. O Complexo Metavulcanossedimentar da região de Salgueiro/PE, Zona Transversal, Província Borborema, NE do Brasil. *In: SBG, XXIV Simp. Geol. Nord., Anais*, p. 201.
- Brito Neves B.B. 1975 *Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 198 p.
- Brito Neves B.B., Schumus W.R.V., Basei M.A.S. 1990. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do Sistema de Dobramentos Piancó-Alto Brígida. *In: SBG, 36° Cong. Bras. Geol., 5, Anais*, p. 2697.
- Brito Neves B.B., Van Schumus W.R., Santos E.J. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:173-184.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p.: 151-182.
- Caby R., Arthaud M.H., Archanjo C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasileiro belt of northeast Brazil: Geodynamic implications, *Jour. South Am. Earth Sci.*, **8**: 235-246.
- Caby R., Sial A.N., Ferreira V.P. 2009. High pressure thermal aureoles around two Neoproterozoic synorogenic magmatic epidoto-bearing granitoids, Northeastern Brazil. *Jour. South Amer. Ear. Scien.*, **27**:184-196.
- Campelo, R.C. 1999. *Análise de terrenos na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: Integração de dados geológicos e gravimétricos*. Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 130 p.
- Campos Neto M.C., Bittar S.M.B., Brito Neves B.B. 1994. Domínio Tectônico Rio Pajeú – Província Borborema: orogêneses superpostas no Ciclo Brasileiro/Pan-africano. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 38, *Anais*, p. 221.



- Chiaradia M., Fontboté L. 2003. Separate lead isotope analyses of leachate and residue rock fractions: implications for metal source tracing in ore deposit studies. *Mineral. Dep.*, **38**:185-195.
- Chiaradia M., Fontboté L., Paladines A. 2004. Metal Sources in Mineral Deposits and Crustal Rocks of Ecuador (1° N–4° S): A Lead Isotope Synthesis. *Econ. Geol.*, **99**:1085-1106.
- Coetzee J., Twist D. 1989. Disseminated Tin Mineralization in the Roof of the Bushveld Granite Pluton at the Zaaiploaats Mine, with Implications for the Genesis of Magmatic Hydrothermal Tin Systems. *Econ. Geol.*, **84**:1817-1834.
- Colletini C., Paola N., Gouly N.R. 2006. Switches in the minimum compressive stress direction induced by overpressure beneath a low-permeability fault zone. *Terra Nova*, **18**:224-231.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas – SIG: Programa Geologia do Brasil. Folha SB-24, Jaguaribe. Brasília: CPRM, CD-ROM 17/41.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas – SIG: Programa Geologia do Brasil. Folha SC-24, Aracaju. Brasília: CPRM, CD-ROM 24/41.
- Davidson I. 1987. Acresção de terrenos e colisão oblíqua do Proterozóico Superior na Faixa Sergipana. In: Simp. Nac. Est. Tect., 1, *Boletim de Resumos*, p.87.
- Dantas J.R.A., Barros L.B., Souza V.C., Mont'Alverne A.A.F. 2000. Distritos Mineiros do Nordeste Oriental. Recife, DNPM. 90 p.
- Dantas J. R. A. & Vieira Filho, J. A. 1990. Cadastro dos Garimpos em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, Projeto Garimpo. Recife, DNPM.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. Pearson Education Limited, Harlow, 549 p.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J. H. Gonçalves (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil (Textos, mapas & SIG)*. CPRM/SGB, Editora da Universidade de Brasília, p.: 227-334.
- Delvaux D. 2009 Programa WinTensor, versão 1.4.23. Royal Museum of Central Africa, Dept. Geology and Mineralogy, Tervuren, Belgium. Disponível em <http://www.damiendelvaux.be/Tensor/WinTensor/win-tensor.html>. Acessado em 01/02/2009.
- Delvaux D. & Sperner B. (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: D. Nieuwland (ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geological Society, London, Special Publications, **212**: 75-100.
- Doe B.R., Stacey J.S. 1974. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: A review. *Econ. Geol.*, **69**:757-776.
- Donath F.A. 1961. Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**:985-990.
- Dong G., Morrison G., Jaireth S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland – Classification, Origin, and Implication. *Econ. Geol.*, **90**:1841-1856.
- Dunne W.M. & Hancock P.L. 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: P.L. Hancock, (ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, p.:101-121.
- Dunne W.M. & North C.P. 1990. Orthogonal fracture systems at the limits of thrusting: an example from southwestern Wales. *Jour. Struc. Geol.*, **12**:207-215.
- Ebert H. 1962. Bastil und regional metamorphose in Prakambrischen grundgebirge brasiliens, *Tchermarks Min. U. Petr. Mitt.*, **8**: 49-81.
- Eggleton R.A. & Banfield J.F. 1985. The alteration of granitic biotite to chlorite. *Amer. Mineral.*, **70**:902-910.
- Faure G. 1986. *Principles of isotope geology*. John Wiley and Sons, New York, 589 p.

- Fernandez-Turiel J. L., Saavendra J., Vaquer R., Duran M. E., Querol X. 1991. Late and postmagmatic alterations in the tin-bearing batholith of Ricobayo (Iberian Massif, NW Spain). *Acta Geol. Hisp.*, **26**:17-22.
- Ferreira V.P., Sial A.N., Santos E.J., Jardim de Sá E.F., Medeiros V.C. 1997. Granitoids in characterization of terranes: the Borborema province, northeastern Brazil. *In: Inter. Symp. Gran. Assoc. Mineral, Salvador, Anais*, p. 197.
- Ferreira V.P., Sial A.N., Pimentel M.M., Moura C.A.V. 2004. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, Northeastern Brazil. *In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B Brito Neves. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: A evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida.* Editora Beca, p.: 189-201.
- Foster D.I. & Groves R.P. 1993. Archean lode gold deposits. *In: R.P. Foster (ed.), Gold Metallogeny and Exploration*, Chapman & Hall, London, p.: 63-96.
- Figueiredo B.R. 2000. *Minérios e ambiente*. Editora Unicamp, Campinas, 400 p.
- Goldstein A. & Marshak, S. 1988. Analysis of fracture array geometry. *In: S. Marshak, G. Mitra (eds.), Basic Methods of Structural Geology*. Prentice Hall, New Jersey, p.: 246-267.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposits: *Ore Geol. Rev.*, **13**:7-27.
- Guimarães I.P. & Da Silva Filho A.F. 1998. Nd- and Sr-isotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasileiro Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. *Int. Geol. Rev.*, **40**:500-527.
- Hancock P.L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Jour. Struc. Geol.*, **7**:437-457.
- Hagemann S.G., Groves D.I., Ridley J.R., Vearncombe J.R. 1992. The Archean lode gold deposits at Wiluma, Western Australia: high-level brittle style mineralization in a strike-slip regime. *Econ. Geol.*, **87**:1022-1053.
- Hollanda M.H.B.M., Archanjo C.J., Souza L.C., Armstrong R., Vasconcelos, P.M. 2010. Cambrian mafic to felsic magmatism and its connections with transcurrent shear zones of the Borborema Province (NE Brazil): Implications for the late assembly of the West Gondwana. *Precam. Res.*, **178**:1-14.
- Jardim de Sá, E.F. 1994 *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 803 p.
- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.E., Fuck R.A., Kawashita K. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**(4):472-480.
- Jébrak M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geol. Rev.*, **12**:111-134.
- Knipe R.J. 1989. Deformations mechanisms – recognition from natural tectonites. *Jour. Struc. Geol.*, **11**:127-146.
- MacFarlane A.W., Petersen U. 1990. Pb isotopes of the Hualgayoc Area, Northern Peru: Implications for Metal Provenance and Genesis of a Cordilleran Polymetallic Mining District. *Econ. Geol.*, **85**:1303-1327.
- Mariano G., Neves S.P., Silva Filho A.F. 1999. Dioritos da associação potássica cálcio-alcalina, Província Borborema, NE Brasil: geoquímica do manto litosférico e implicações para o conceito de terrenos. *In: SBGq, Cong. Bras. Geoq.*, **7**, *Resumos Expandidos*, p. 543.
- Miranda, E. E. 2010. Brasil em Relevo: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <http://www.relevobr.cnpem.embrapa.br>>. Acesso em: 11 mar. 2010.
- Mikucki E.J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review. *Ore Geol. Rev.*, **13**:307-321.
- Medeiros V.C. 2004. *Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil*. Tese de Doutorado, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200 p.

- Medeiros V.C., Jardim de Sá, E.F. 2009. O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil) redefinição e proposta de formalização. *Rev. Geol.*, **22**(2):124-136.
- Melo A.A. & Assunção P.R.S. 1984. O Cinturão Móvel Transversal – especulações sobre uma possível evolução à luz da tectônica global. *In: SBG, 33° Cong. Bras. Geol., Anais*, 7, p. 3348.
- Mont'Alverne A.A.F., Anjos F.T., Cintra J.R.F., Dantas J.R.A., Santos R.B., Souza V.C. 1995. Projeto Serrita-Cedro, Fase I. Recife, DNPM, 29 p.
- Moura M.A., Botelho N.F., Olivo G.R., Kyser T.K. 2006. Granite-Related Paleoproterozoic, Serrinha Gold Deposit, Southern Amazonia, Brazil: Hydrothermal Alteration, Fluid Inclusion and Stable Isotope Constraints on Genesis and Evolution. *Econ. Geol.*, **101**:585-605.
- Muller A., Ihlen P.M., Kronz A. 2008. Quartz chemistry in polygeneration Sveconorwegian pegmatites, Froland, Norway. *Eur. J. Mineral.*, **20**:447-463.
- Neves S.P. 1986. Petrologia e geoquímica dos *stocks* graníticos de Serrita, Pernambuco. *Rev. Bras. Geol.*, **16**(1): 86-94.
- Neves, S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana, *Tect.*, **22**(4): 1031-1045
- Neves S.P. & Mariano G. 1999 Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Jour. Struc. Geol.*, **21**:1369-1383.
- Neves S.P. & Mariano G. 2001. Província Borborema: orógeno acrescionário ou intracontinental? *Est. Geol.*, **11**:26-36 p.
- Neves, S.P., Silva J.M.R., Mariano G. 2005. Oblique lineations in orthogneisses and supracrustal rocks: vertical partitioning of strain in a hot crust (eastern Borborema Province, NE Brazil). *Jour. Struc. Geol.*, **27**:1513-1527.
- Neves S.P, Bruguier O., Vauchez A., Bosch D., Silva J. M. R., Mariano G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precam. Res.*, **149**:197-216.
- Neves S.P, Bruguier O., Bosch D., Silva J.M.R., Mariano G. 2008. U–Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): Timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Jour. South Amer. Ear. Sci.* **25**: 285-297.
- Oliver N.H.S. & Bons P.D. 2001. Mechanisms of fluid flow and fluid-rock interaction in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from vein-wallrock patterns, geometry and microstructure. *Geof.*, **1**:137-162.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlim, 366 p.
- Peacock D.C.P. & Sanderson D.J. 1992. Effects of layering and anisotropy on fault geometry. *Jour. Geol. Soc.*, **149**:793-802.
- Pierkarz G.F. 1992. *O Granito Passa-Três – PR e as mineralizações auríferas associadas*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 221 p.
- Pluijm B.A. & Marshak S. 2004. *Earth Structure: an introduction structural geology and tectonics*. Norton & Company Inc., New York, 656 p.
- Pitcairn I. K., Teagle, D.A.H., Craw, D., Kerrich, R., Brewer, T.S. 2006. Sources of Metals and Fluids in Orogenic Gold Deposits: Insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand. *Econ. Geol.* **101**:1525-1546.
- Ragan D.M. 1973. *Structural Geology: an introduction to geometrical techniques*. Chichester:J. Wiley, New York, 208 p.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1987 The techniques of modern structural geology. Academic Press, London, v.2.
- Rodrigues S.W.O. & Archanjo C.J. 2008. Microestruturas e tramas de eixo C de quartzo em milonitos do Sistema de Cisalhamento Campina Grande (PB), Província Borborema. *Rev. Bras. Geoc.*, **38**: 392-405.

- Santos, E.J. 1995 *O Complexo Granítico Lagoas das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 219 p.
- Santos, E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, *Anais*, p. 47.
- Santos, E.J. 1999. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica Belém do São Francisco, *Folha SC.24-X-A*. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM. CD-ROM.
- Santos, E.J. 2000. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros, V.C. (ed.) Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: *Aracaju NE, Folha SC.24-X*. Escala 1:500.000. Brasília, CPRM. CD-ROM.
- Santos E.J. & Brito Neves B.B. 1984. Província Borborema In: Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher, p.:123-186.
- Santos E.J., Coutinho M.G.N., Costa M.P.A., Ramalho R. 1984. A região de dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton São Luis e as bacias marginais. In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984 *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, p.: 131-189.
- Santos E.J. & Medeiros V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Rev.Bras. Geoc.*, **29**(1):73-84 p.
- Sasmaz A., Önal A., Sagioglu A., Önal M., Akgul B. 2005. Origin and nature of the mineralizing fluids of thrust zone fluorites in Çelikhan (Adiyaman, Eastern Turkey): A geochemical approach. *Geochem. Jour.*, **39**:131-139.
- Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J. H. Gonçalves (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil (Textos, mapas & SIG)*. CPRM/SGB, Editora da Universidade de Brasília, p.: 5-54.
- Schobbenhaus, C. & Campos D.A. 1984. A Evolução da plataforma sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984. *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, 501 p.
- Sial A.N. 1986 Granites types of northeast Brazil: current knowledge. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(1), 54-72 p.
- Sial A.N., Pessoa, D.A., Villarreal H.S., Lima E.S., Rodrigues Da Silva M. R., Castro C. C, Borba G. S. 1981. Petrologia e geoquímica do Batólito Bodocó e stocks de Serrita, Pernambuco. In: SBG, X Simp. Geol. Nord, *Anais*, p.388.
- Scholz C.H. 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, Cambridge, 439 p.
- Siivola J., Schmid R. 2007. List of Mineral Abbreviations - Recommendations by IUGS Subcomission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web Version 01.02.07. Disponível em [http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper\\_12.pdf](http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf). Acessado em 22/09/2007.
- Silva Filho M.A. 1984. A faixa de dobramento Piancó: síntese do conhecimento e novas considerações. In: SBG, 33° Cong. Bras. Geol., *Anais*, 7, p. 3337.
- Silva Júnior J.M.F. 1997. *Um regime rúptil, pós-siluro-devoniano no Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, Nordeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 137 p.
- Stipp M., Stunitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Jour. Struc. Geol.*, **24**:1861-1864.
- Stoffregen R. 1987. Genesis of Acid-Sulfate Alteration and Au-Cu-Ag Mineralization at Summitville, Colorado. *Econ. Geol.*, **82**:1575-1591.
- Taylor R. 2009. *Ore Textures: Recognition and Interpretation*. Springer, Berlin, 288 p.
- Tischendorf G., Gottesmann B., Förster H.J., Trumbull R.B. 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineral. Mag.*, **61**:809-834.

- Torres H.H.F. & Santos E.J. 1983. Projeto Serrita – Atividades desenvolvidas em 1982 e programação para 1983. Recife, CPRM. 30 p.
- Torres H.H.F., Barros F.A.R., Santos E.J., Farina M., Maranhão R.J.L. 1986. Projeto Serrita – Relatório Final de Pesquisa, alvarás 3176/85, 4193/85, 4910/85 e 2750/86. Recife, CPRM. 1 v.
- Trepmann C.A. 2002. *Microstructural Criteria for Synseismic Loading and Postseismic Creep in the Uppermost Plastosphere: An Example From the Sesia Zone, Western Alps*. Tese de doutorado, Faculty of Geoscience, Ruhr-University, Germany, 93 p.
- Van Schumus W.R., Brito Neves B.B, Hackspacher P., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the Eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Jour. South Amer. Ear. Sci.*, **8**:267-288.
- Vauchez A., Neves S.P., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M.H., Amaro V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil, *J. South Am. Earth Sci.*, **8**: 247-266.
- Yardley B.W.D. 2004. *Introdução à petrologia metamórfica*. Tradução R. A. Fuck. Universidade de Brasília, Brasília, 432 p.
- Watterson J. 1999. The future of failure: stress or strain?. *Jour. Struc. Geol.*, **21**:939-948.
- Woodcock N. H. & Mort K. 2008. Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geol. Mag.*, **145**:435-440.
- Zartman R.E., Doe B.R. 1981. Plumbotectonics - The model. *Tecton.*, **75**:135-162.
- Zhou C., Wei C., Guo J., Li C. 2001. The Source of Metals in the Qilinchang Zn-Pb Deposit, Northeastern Yunnan, China: Pb-Sr Isotope Constraints. *Econ. Geol.*, **96**:583-598.

## **Anexos**

---

**Anexo I** – Pontos e coordenadas

**Anexo II** – Descrição petrográfica dos metassedimentos

**Anexo III** – Descrição petrográfica dos granitóides

**Anexo IV** – Análise modal dos granitóides

**Anexo V** – Análises de microsonda dos minerais-minério

**Anexo VI** – Análises de microsonda dos silicatos

**Anexo VII** – Dados estruturais da trama dúctil

**Anexo VIII** – Dados estruturais e descrição dos veios de minério no  
metassedimento

**Anexo IX** – Mapa geológico da área de estudo

**Anexo X** – Mapa de veios de quartzo associados ao minério  
(Torres *et al.* 1986)



## Anexo I

### Pontos e coordenadas

Ponto	UTM E (m)	UTM N (m)	Obs.:	Ponto	UTM E (m)	UTM N (m)	Obs.:
MM-01	453788	9129497		MM-29	465109	9136488	
MM-02	457600	9127244		MM-30	464460	9128093	
MM-03	454751	9128143		MM-31*	470911	9130550	L(CP)
MM-04	459252	9126108		MM-32*	470429	9130546	
MM-04a	459490	9125717		MM-32a	470484	9130400	
MM-05	468378	9119552		MM-33	470687	9133492	
MM-06	473018	9113123		MM-34*	477612	9134959	
MM-07	471368	9116508		MM-35	476365	9131339	
MM-08	470712	9118477	L(O)	MM-36	476824	9130911	
MM-09*	470634	9130342		MM-37	474540	9130237	
MM-09a*	470513	9130364		MM-38	471252	9136175	
MM-10*	472055	9132184		MM-39	471723	9130658	
MM-10a*	469685	9132621		MM-40	472026	9129776	
MM-11*	470081	9132351	L, Q, IG	MM-41*	461314	9121928	L(CP)
MM-11a*	469685	9132621		MM-42	465675	9122136	
MM-12*	471426	9130816	L(O, CP), Q, IG	MM-43	467044	9121299	
MM-13	471259	9130705	L(CP)	MM-44	466472	9120524	
MM-14*	471615	9131314	L(CP)	MM-45	463386	9126572	
MM-15	469907	9128854		MM-46	462590	9126362	
MM-16	470642	9132473		MM-47	460377	9120935	
MM-17*	469325	9135217	L	MM-48	469736	9132875	
MM-18	470555	9133950		MM-49*	437650	9115234	L(O)
MM-19	470562	9133642		MM-49a*	438329	9114899	
MM-20	472072	9130179		MM-50	436509	9113912	
MM-21	473970	9135299		MM-51	436762	9112724	
MM-22*	473900	9133986	L, M, IG	MM-52	437394	9106178	
MM-23	469624	9125622		MM-53	463936	9131876	
MM-24*	469226	9126088	L	MM-54	463758	9133513	
MM-25*	464914	9139335		MM-54a	463667	9133884	
MM-26*	466161	9140036	L	MM-55	463450	9135186	L(O)
MM-27	463241	9139033		MM-56	471586	9142696	
MM-28	462516	9138881		MM-57	457104	9129671	

Siglas: L - lâmina delgada (O - orientada, CP - contagem de pontos), Q - análise de microsonda, M - análise de MEV-EDS; IG - isótopo de Pb em galena, IR - isótopo de Pb em rocha total.

(\*) Garimpo inativo.

Ponto	UTM E (m)	UTM N (m)	Obs.:	Ponto	UTM E (m)	UTM N (m)	Obs.:
MM-58	459450	9128148		MM-70b*	471335	9130160	L(O)
MM-59	477585	9130483	L(O), IR	MM-71	437708	9114742	
MM-60	479480	9130577	IR	MM-71a	437677	9114544	
MM-61	463337	9128936		MM-72	471818	9131499	L, IR
MM-62	462076	9128957		MM-73*	471647	9131009	
MM-63	470093	9130028		MM-74	470626	9130434	
MM-64	468903	9131445		MM-75	471287	9130933	L(CP), IR
MM-65	467758	9131456		MM-76	471488	9131114	L(CP), IR
MM-66	466436	9133806		MM-77	471114	9130794	L, IR
MM-67	465612	9131876		MM-78	471151	9130782	
MM-68	469848	9135125		MM-79	471261	9130774	L(CP), IR
MM-69	469687	9134496		MM-80	471340	9130963	L, Q, IG
MM-70*	471302	9130165	L(O)	MM-81*	471150	9130626	L(CP)
MM-70a*	471334	9130203	L(O)	MM-82	471484	9130673	L

Siglas: L - lâmina delgada (O - orientada, CP - contagem de pontos), Q - análise de microsonda, M - análise de MEV-EDS; IG - isótopo de Pb em galena, IR - isótopo de Pb em rocha total.

(\*) Garimpo inativo.

## Anexo II

### Descrição petrográfica dos metassedimentos

#### AMOSTRA: MM-24a

#### TEXTURA

A rocha é encaixante direta dos veios de minério. Possui intercalações milimétricas entre níveis metapelíticos e níveis metapsamíticos. Os níveis metapsamíticos são compostos principalmente quartzo, plagioclásio e carbonato e subordinadamente clorita, biotita e opacos. Nos níveis metapelíticos predomina moscovita e clorita e subordinadamente ocorre biotita, turmalina, plagioclásio, quartzo e carbonato. Paralelo a esses níveis desenvolve-se uma xistosidade ( $S_1$ ), a qual é definida pela textura lepidoblástica dos filossilicatos.

#### MINERALOGIA

	% modal
A <b>moscovita</b> possui grãos subidiomórficos a idiomórficos e mostra granulação fina. Possui textura lepidoblástica, alinhada segundo a foliação principal ( $S_1$ ). Ocorre também em grãos decussados que sugerem a presença de uma geração tardia do mineral. Está intercrescida com biotita e clorita.	33,2
O <b>quartzo</b> ocorre nos níveis mais metapsamíticos e exhibe grãos xenomórficos com contatos interlobados a amedóides. Os grãos estão levemente alongados segundo a foliação e exibem extinção ondulante e formação de subgrãos.	25,2
O <b>plagioclásio</b> apresenta grãos subidiomórficos a idiomórficos de granulação fina e por vezes exhibe maclas polissintéticas. Geralmente está orientado segundo a foliação e possui inclusões de apatita e minerais opacos. O mineral mostra substituição parcial para carbonato e está levemente saussuritizado.	19,2
A <b>clorita</b> ocorre em palhetas subidiomórfica de granulação fina. Exhibe coloração pleocroísmo verde claro/incolor e cor de interferência anômala. Possui textura lepidoblástica e está intercrescida com biotita e moscovita. Assim como estas, também apresenta grãos de textura decussada. A clorita e a biotita são as principais micas observadas nos níveis metapsamíticos.	8,7
O <b>carbonato</b> apresenta grãos subidiomórficos e em geral mostra formas amebóides de aspecto intersticial. Ocorre preferencialmente nas camadas metapsamíticas, nas quais se associa ao quartzo e ao plagioclásio.	8
A <b>biotita</b> mostra grãos tabulares de granulação fina. Está intercrescida com moscovita e clorita. Assim com as outras micas, não apresenta indícios de deformação, tais como kink ou extinção ondulante.	4,6
Os <b>opacos</b> ocorrem preferencialmente nos níveis metapelíticos. Possuem formas tabulares e orientam-se segundo a foliação. Provavelmente trata-se de hematita, opaco identificado nas seções delgadas polidas (e.g. RF-152). Está alterado para um agregado de cor acastanhada (limonita?).	1
O <b>epidoto</b> ocorre em grãos subidiomórficos que mostram granulação fina. Geralmente é observado nos níveis metapelíticos.	<1
O <b>zircão</b> possui grãos subidiomórficos a idiomórficos, com tamanhos médios de 100 $\mu\text{m}$ . Estão presentes nas camadas metapelíticas.	<1
A <b>turmalina</b> mostra cristais idiomórficos de granulação fina. Apresenta textura decussada e por vezes mostra inclusões orientadas segundo a foliação. Exhibe um leve zonamento, marcado pela coloração verde clara no centro e marrom nas bordas.	<1

**AMOSTRA: MM-26****TEXTURA**

Rocha encaixante direta dos veios de minério. Possui granulação fina (0,5 mm) e intercalação de níveis micáceos (metapelíticos) e quartzo-feldspáticos (metapsamíticos). Os níveis metapsamíticos predominam e são compostos de plagioclásio e quartzo além de micas e porfiroblastos de granada subordinados. Os níveis metapelíticos, em que predominam os filossilicatos, são milimétricos e ocorrem intercalados. Paralelo aos níveis desenvolve-se uma xistosidade ( $S_1$ ) dada pela textura lepidoblástica das micas. Essa foliação mostra um aspecto anastomosado e contorna os grãos de granada, quartzo e plagioclásio.

**MINERAIS****%  
modal**

O **plagioclásio** apresenta grãos subidiomórficos, os quais estão alongados segundo a foliação principal. O mineral possui inclusões de apatita, quartzo, opacos, biotita e moscovita. Essas inclusões em geral possuem formas elípticas e definem uma foliação interna planar, e mais raramente levemente arqueada. A foliação interna está paralelizada ou levemente rotacionada em relação à foliação externa. Isso confere ao plagioclásio um caráter sin- a pós-tectônico em relação a foliação principal da rocha. O plagioclásio pode apresentar também inclusões de titanita e está alterado de maneira incipiente nas bordas e nas fraturas para um fino agregado mineral, provavelmente sericita.

35

O **quartzo** mostra grãos xenomórficos de granulação fina. Os grãos possuem contatos retilíneos e estão alongados segundo a foliação principal. Por vezes, forma lentes submilimétricas também paralelas a foliação. Apresenta extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos.

30

A **moscovita** possui granulação fina e desenvolve textura lepidoblastica. Essa textura define uma foliação de caráter anastomosado ( $S_1$ ). Esses grãos não apresentam indícios de deformação e normalmente contornam grãos de plagioclásio, granada e porfiroblastos de granada. Embora em número reduzido, ocorrem também cristais de textura decussada. Isso sugere um crescimento pós-deformacional.

15

A **clorita** possui granulação fina. Mostra pleocroísmo verde claro/incolor e cor de interferência anômala, com tonalidades marrons. Possui textura lepidoblástica e esta intercrescida a moscovita e biotita. Assim com a moscovita e a biotita também apresenta grãos decussados.

10

A **biotita** apresenta granulação fina e normalmente está intercrescida com a clorita e em menor proporção com a moscovita. Possui textura lepidoblástica e raramente ocorre em grãos decussados. Alguns grãos mostram uma alteração incipiente para sericita.

7

A **granada** ocorre em dois porfiroblastos de tamanho médio de 1,3 mm. Estes estão quase completamente substituídos por um fino agregado de sericita e um material de coloração acastanhada, provavelmente hidróxido de ferro. A foliação contorna o mineral, o que lhe confere um caráter sin- a pós-foliação.

&lt;1

A **turmalina** possui grãos idiomórficos e está disposta de maneira aleatória pela rocha. É comum apresentar um zonamento de cor, verde claro no centro e marrom na borda.

&lt;1

Os **opacos** apresentam normalmente grãos tabulares e têm granulação fina. Dispõem-se paralelos a foliação da rocha. Provavelmente trata-se de hematita, conforme observado em outras amostras.

2

A **apatita** ocorre em grãos idioblásticos e possui granulação fina. Normalmente ocorre como inclusões orientadas no plagioclásio, no qual define uma foliação interna, ou dispersa pela matriz.

&lt;1

A **titanita** ocorre com grãos idioblásticos de granulação fina. Por vezes ocorre como inclusão em grãos de plagioclásio, no qual se orienta segundo a foliação interna.

&lt;1

O **zircão** possui grãos idioblásticos de granulação fina.

&lt;1

O **carbonato** está presente em apenas na parte inferior uma porção da lâmina, em um nível quartzoso. Os grãos estão associados a quartzo e subordinadamente moscovita. Possui cristais xenomórficos de aspecto amebóide e que envolvem parcialmente ou totalmente os grãos de quartzo.

&lt;1

**AMOSTRA: MM-49****TEXTURA**

A amostra possui intercalação entre níveis micáceos (metapelíticos) e quartzo-feldspáticos (metapsamíticos), entre os quais o último predomina. Possui foliação definida pela textura lepidoblástica dos filossilicatos (moscovita>clorita>biotita) e da hematita pelo alongamento do quartzo e do plagioclásio. A foliação possui caráter anastomosado e é paralela aos níveis metapelíticos e metapsamíticos.

**MINERAIS****%  
modal**

A **moscovita** apresenta grãos subidiomórficos com granulação fina (moda entre 0,1-0,2 mm). Está intercrescida a clorita, hematita e biotita. Possui textura lepidoblástica a qual define uma foliação anastomosada que circunda os grãos de plagioclásio e quartzo. Exibe extinção ondulante e kink bands. Ocorre também em grãos muito finos (sericita) que mostram textura decussada e substituem o plagioclásio.

33

O **plagioclásio** mostra grãos subidiomórficos a idiomórficos, os quais apresentam granulação fina (máx. 0,5 mm) e quase nunca exibem maclas. Mostra formas arredondadas a amendoadas e alinha-se segundo a foliação principal. Possui textura poiquiloblástica, dada por inclusões de apatita e em menor grau opacos e um fino agregado escuro. As inclusões definem uma foliação interna, a qual está orientada segundo a foliação principal e algumas vezes rotacionada em relação a esta. Isso indica um crescimento sin-tectônico em relação a essa foliação.

30

O **quartzo** ocorre em vênulas paralelas à foliação principal e como constituinte da rocha. No primeiro caso exibe granulação entre fina a média (grãos de até 1,5 mm) e contatos interlobados a amebóides. Como constituinte da rocha, o quartzo apresenta granulação relativamente mais fina (0,1-0,4 mm) e seus contatos são interlobados a retilíneos. Em ambos os casos o mineral está alongado segundo a foliação principal e apresenta extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos.

21

A **clorita** possui grãos subidiomórficos a xenomórficos e granulação fina. Exibe textura lepidoblástica. Apresenta pleocroísmo verde-claro/incolor e cores de interferência anômalas (marrons escuras). Está intercrescida com moscovita, biotita e hematita.

11

A **hematita** mostra grãos subidiomórficos e textura lepidoblástica. Possui granulação fina e está intercrescida a moscovita, clorita e biotita.

3

A **biotita** apresenta textura nematoblástica e ocorre em grãos muito finos, em geral intercrescidos a moscovita e clorita.

2

O **carbonato** ocorre em agregados de grãos xenomórficos de contatos retilíneos. Está associado aos níveis mais quartzosos na parte superior da lâmina (provavelmente um veio), juntamente com rutilo, moscovita e clorita.

&lt;1

A **apatita** está presentes na forma de grãos idiomórficos a xenomórficos, os quais normalmente estão inclusos no feldspato. Os cristais podem apresentar formas ovaladas ou arredondadas.

&lt;1

A **turmalina** exibe cristais idiomórficos e granulação fina. Apresenta textura decussada, o que indica um crescimento pós-deformacional.

&lt;1

O **ouro** ocorre em pequenos grãos xenomórficos dispersos pela rocha.

&lt;1

**AMOSTRA: MM-55****TEXTURA**

A rocha apresenta intercalações ente níveis micáceos (metapelíticos) e quartzo-feldspáticos (metapsamíticos). Paralela a esses níveis observa-se uma foliação ( $S_1$ ). Essa foliação é definida pela textura lepidoblástica dos filossilicatos e pelo alojamentos dos grãos de quartzo e o plagioclásio. Nos níveis micáceos desenvolve-se uma segunda foliação ( $S_2$ ), dada por uma crenulação gradacional. Essa crenulação é aproximadamente perpendicular a  $S_1$  no plano da seção.

**MINERAIS****%  
modal**

O **plagioclásio** possui grãos subidiomórficos e granulação fina. Os grãos mostram formas arredondadas a amendoadas e normalmente estão orientados segundo a foliação  $S_1$ . Possuem uma foliação interna definida por inclusões de quartzo, apatita e opacos e, por vezes, bordas límpidas. A foliação interna é planar e raramente arqueada. É concordante a  $S_1$  ou ligeiramente rotacionada em relação a esta.

12

O <b>quartzo</b> ocorre em cristais xenomórficos de granulação fina. Possui contatos retilíneos a interlobados e está alongado segundo $S_1$ .	20
A <b>moscovita</b> possui palhetas subidiomórficas a idiomórficas. Apresenta textura lepidoblástica, a qual define uma foliação anastomosada ( $S_1$ ). O mineral interresce com os demais filossilicatos. Nos níveis micáceos mostra granulação mais fina (sericita) e exibe extinção ondulante e dobras.	32
A <b>clorita</b> apresenta palhetas de granulação fina e mostra textura lepidoblástica. Juntamente com a moscovita e a biotita define a foliação $S_1$ .	32
A <b>biotita</b> ocorre em raras palhetas de granulação fina. Possui textura lepidoblástica e interresce com a biotita e a moscovita.	2
Os <b>opacos</b> exibem palhetas subidiomórficas e idiomórficas que estão orientadas segundo a foliação $S_1$ .	2
A <b>turmalina</b> ocorre com cristais idiomórficos. Apresenta textura decussada.	<1
A <b>apatita</b> possui grãos prismáticos de granulação fina. Geralmente ocorre como inclusões.	<1

#### AMOSTRA: MM-59

##### TEXTURA

A rocha apresenta intercalações submilimétricas entre níveis micáceos e quartzosos. Intercalados a esses níveis ocorrem vênulas de composição quartzosa. A foliação  $S_1$  é paralela a esses níveis e é definida pela textura lepidoblástica dos filossilicatos e pelo estiramento do quartzo. Essa foliação mostra dobras desarmônicas. Essas dobras desenvolvem uma forte crenulação na rocha, especialmente nos níveis micáceos.

##### MINERAIS

	% modal
A <b>clorita</b> ocorre em palhetas subidiomórficas e possui granulação fina. Está interrescida a moscovita e biotita. Mostra textura lepidoblástica, a qual define a foliação $S_1$ . O mineral está dobrado e mostra extinção ondulante.	32
A <b>moscovita</b> tem grãos subidiomórficos a idiomórficos e granulação fina. Mostra textura lepidoblástica, orientada segundo $S_1$ . Possui extinção ondulante e grãos dobrados.	20
A <b>biotita</b> apresenta palhetas subidiomórficas a idiomórficas e tamanhos relativamente maiores que os demais filossilicatos (cristais de até 1,5 mm). Possui textura lepidoblástica e mostra extinção ondulante e grãos dobrados.	5
O <b>quartzo</b> têm grãos xenomórficos de granulação fina. Os cristais estão alongados segundo a foliação $S_1$ e mostram extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos. Ocorre também em vênulas, nos quais apresenta granulação relativamente mais grossa.	40
A <b>titanita</b> é o principal mineral acessório e ocorre disperso por toda amostra. Possui cristais idiomórficos de granulação fina e, assim como a apatita e o zircão, está incluso nos demais minerais.	2%
O <b>zircão</b> mostra cristais idiomórficos de granulação fina e ocorre como inclusões.	<1
A <b>apatita</b> apresenta cristais prismáticos e idiomórficos. Geralmente ocorre como inclusões.	<1%
O <b>carbonato</b> ocorre em grãos xenomórficos que define um estreito leito intercalado à rocha. Esse leito é milimétrico, descontínuo e praticamente monomineralico.	<1%
O <b>epidoto</b> aparece em raros grãos. Esses são subidiomórficos e comumente estão associados à clorita.	<1%

#### AMOSTRA: MM-70C

##### TEXTURA

A rocha possui xistosidade bem desenvolvida, a qual é definida pela textura lepidoblástica das micas. Essa xistosidade define a foliação  $S_1$ , a qual apresenta um caráter anastomosado. A amostra está bastante alterada o que dificulta a identificação dos minerais e a estimativa modal dos minerais.

##### MINERAIS

O **quartzo** possui grãos xenoblásticos e tem contatos interlobados. Apresenta extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos. Os grãos possuem um alongamento segundo a foliação  $S_1$ , embora isto não seja nítido em toda a amostra.



O <b>plagioclásio</b> mostra alteração quase completa para um agregado terroso ou para sericita.
A <b>moscovita</b> apresenta palhetas com textura lepidoblástica bem desenvolvida. Essa textura define uma foliação anastomosada. O mineral ocorre de maneira subordinada em cristais decussados.
A <b>biotita</b> mostra palhetas subidiomórficas e geralmente interresce a moscovita. Apresenta grãos de textura lepidoblástica e subordinadamente decussada.
Os <b>opacos</b> formam finos agregados granulares. Em geral estão associados com as porções mais alteradas da rocha.
A <b>sericita</b> possui finas palhetas e normalmente ocorre associada aos agregados de alteração.
Os <b>agregados de alteração</b> mostram um aspecto terroso, por vezes de coloração avermelhada. Quase sempre estão associados aos minerais opacos e a grãos de plagioclásio. Confere a amostra um aspecto turvo.

**Amostra: MM-72**

**TEXTURA**

Rocha xistosa com indício de três fases de deformação. A primeira fase é registrada pelo desenvolvimento de foliação paralela ao acamamento sedimentar ( $S_1$ ). Essa foliação é dada pelo alinhamento de filossilicatos (moscovita, biotita e clorita), granada e hematita, além do estiramento dos grãos de quartzo. Possui um caráter anastomosado. Paralelo a essa foliação ocorrem níveis de quartzo (vênulas), os quais mostra uma granulação relativamente maior que a da rocha. A segunda foliação ( $S_2$ ) é mais tênue e faz um ângulo de aproximadamente  $10^\circ$  com a primeira, no plano da seção delgada. Esta é marcada preferencialmente pelo alinhamento de filossilicatos e normalmente trunca a primeira. A terceira fase de deformação está bem desenvolvida nos níveis ricos em filossilicatos. Compreende uma crenulação gradacional ( $S_3$ ) que foi desenvolvida aproximadamente perpendicular às outras foliações. Em alguns locais observa-se o crescimento de filossilicatos paralelos a essa foliação.

<b>MINERAIS</b>	<b>% modal</b>
A <b>moscovita</b> tem granulação fina e ocorre em palhetas subidiomórficas a idiomórficas. Normalmente está interrescida com a clorita e a biotita e mostra textura lepidoblástica. Assim como os demais filossilicatos apresenta três orientações distintas, paralelas às foliações $S_1$ , $S_2$ e $S_3$ .	50
O <b>quartzo</b> apresenta textura granoblástica e tem granulação fina. Ocorre também em níveis segregados (vênulas) dispostos paralelos ao acamamento sedimentar e a foliação $S_1$ . Nesses níveis possui granulação relativamente maior que no restante da rocha. Em ambos os casos os grãos estão estirados segundo a foliação $S_1$ .	17,5
O <b>plagioclásio</b> ocorre em grãos xenomórficos a subidiomórficos e mostra granulação fina. Os grãos geralmente são poiquiloblásticos e mostram inclusões de quartzo e apatita. Pode mostrar substituição para moscovita.	9
A <b>clorita</b> possui granulação fina e cristais subidiomórficos. O mineral possui pleocroísmo verde claro/ incolor e cor de interferência anômala, na cor marrom escura. Interresce com a moscovita e a biotita e possui textura lepidoblástica.	7,5
A <b>biotita</b> apresenta granulação fina e grãos subidiomórficos. Apresenta textura lepidoblástica e geralmente mostra halos pleocróicos definidos pelo zircão.	6
A <b>hematita</b> possui palhetas subidiomórficas de granulação fina. Apresenta textura lepidoblástica, disposta segundo a foliação $S_1$ .	5
A <b>granada</b> forma porfiroblastos xenomórficos, de granulação fina a média (até 1,5 mm). Esses defletem a foliação principal da rocha ( $S_1$ ) e em alguns casos cresceram alongados segundo essa foliação.	2,5
O <b>epidoto</b> ocorre em grãos subiomórficos a idiomórficos de granulação fina. Estão normalmente associados aos níveis ricos em filossilicatos e interrescem especialmente com a biotita.	2,5
A <b>turmalina</b> apresenta grãos idiomórficos de granulação fina. Apresenta textura decussada e por vezes pode mostrar zonamento de cor.	<1
O <b>zircão</b> apresenta cristais idiomórficos de granulação fina. Ocorrem com inclusões na biotita e desenvolvem nela halos pleocróicos.	<1

## Anexo III

### Descrição petrográfica dos granitóides

#### EXEMPLO DE AMOSTRAS COM ALTERAÇÃO INCIPIENTE (DISTAIS AOS VEIOS)

##### AMOSTRA: MM-81

##### TEXTURA

A rocha é holocristalina e apresenta textura equigranular com granulação média. Possui texturas pertítica e anti-pertítica, na qual a última é predominante. A textura anti-pertítica provavelmente está relacionada a substituição do plagioclásio por k-feldspato. A rocha foi submetida a uma deformação de baixo grau (300°-400° C), conforme sugere o acervo de estruturas; microfraturamento de quartzo e feldspato, maclas de deformação no plagioclásio e deformação cristal-plástica do quartzo (extinção ondulante, formação de subgrão e novos grãos, migração de borda de grão). A presença de microfraturas preenchidas por quartzo, carbonato, moscovita, biotita e feldspato indica que a deformação ocorreu na presença de fluidos. As principais alterações observadas na rocha são: a potassificação, que é marcada pela substituição do plagioclásio por k-feldspato, a propilitização indicada pela cloritização da biotita e carbonatação do plagioclásio e a sericitização incipiente do plagioclásio.

##### MINERALOGIA

	%
	Modal
O <b>plagioclásio</b> possui cristais subédricos que apresentam granulação média (entre 2 e 5 mm). Normalmente possui anti-pertitas, as quais ocorrem como bolsões irregulares no interior ou nas bordas dos cristais. Em alguns casos desenvolvem-se auréolas de k-feldspato que envolvem completamente os cristais de plagioclásio. Possui inclusões de biotita, fluorita, moscovita e topázio. Apresenta maclas de deformação e grãos fraturados, indícios de deformação de baixo grau (300°-400 °C) (Passchier & Throw 2005). As fraturas podem estar preenchidas por moscovita, quartzo, carbonato e mais raramente k-feldspato.	65
O <b>feldspato potássico</b> apresenta cristais anédricos a subédricos e granulação média, que varia entre 1 a 3 mm. Ocorre em grãos com aspecto intersticial e sob a forma de anti-pertita ou de auréolas em torno do plagioclásio. Pode desenvolver delgadas lamelas pertíticas.	8
O <b>quartzo</b> mostra granulação média (aprox. 3 mm) e mostra grãos anédricos. Os grãos exibem contatos interlobados ou ameboides e normalmente ocorrem em agregados. Pode apresentar inclusões de plagioclásio, titanita e moscovita. Os cristais mostram fraturas, extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos. As fraturas podem estar preenchidas por biotita.	18,6
A <b>biotita</b> exibe cristais majoritariamente anédricos, com granulação fina a média 0,5-1,5 mm. Está parcialmente cloritizada e normalmente apresenta inclusões de titanita e zircão. Está associada a moscovita, quartzo e mais raramente ao carbonato.	3,4
O <b>carbonato</b> apresenta grãos anédricos que mostra granulação fina. Seus grãos têm contatos irregulares, com hábitos ameboides ou intersticiais. Está intercrescido com plagioclásio, moscovita, quartzo e mais raramente biotita. Ocorre também preenchendo fraturas.	1
A <b>moscovita</b> possui cristais anédricos a subédricos com granulação fina a média, entre 0,5 e 1,0 mm. Está associada ao quartzo, biotita, carbonato e plagioclásio. Neste último ocorre comumente sob a forma de inclusões.	3
A <b>titanita</b> ocorre em cristais euédricos e subédricos que mostram granulação fina. Normalmente está associada à biotita e a apatita.	1
A <b>fluorita</b> está presente na forma de grãos anédricos de granulação fina. Está inclusa no plagioclásio, onde pode preencher fraturas. Associa-se também à biotita, moscovita e mais raramente zircão e titanita.	<1
O <b>topázio</b> exibe hábito prismático e mostra granulação fina. Pode apresentar tonalidades levemente amareladas. Diferencia-se da apatita pelo sinal óptico biaxial (+). Geralmente está incluso no plagioclásio ou associado à biotita e fluorita.	<1
A <b>apatita</b> ocorre em cristais euédricos, normalmente prismáticos, que exibem granulação fina. Pode estar inclusa no plagioclásio ou associada à biotita, moscovita e titanita.	<1
O <b>zircão</b> apresenta pequenos grãos inclusos na biotita, normalmente ocasionando halos pleocróicos. Pode também mostrar grãos arredondados que possuem tamanhos relativamente maiores.	<1
<b>NOME DA ROCHA:</b> Granodiorito	

**AMOSTRA: MM-76a****TEXTURA**

A rocha é holocristalina e apresenta textura equigranular com granulação média. Possui texturas pertítica e anti-pertítica, na qual a última é predominante. A textura anti-pertítica provavelmente está relacionada à substituição do plagioclásio por k-feldspato. A rocha foi submetida a uma deformação de baixo grau (300°-400° C), conforme sugere o acervo de estruturas; microfraturamento de quartzo e feldspato, maclas de deformação no plagioclásio, kink bands nas micas e deformação cristal-plástica do quartzo (extinção ondulante, formação de subgrão, novos grãos e em menor grau migração de borda de grão). A presença de microfraturas preenchidas por quartzo, carbonato, moscovita e feldspato indica que a deformação ocorreu na presença de fluidos. As principais alterações observadas na rocha são: a potassificação que é marcada pela substituição do plagioclásio por k-feldspato e moscovita; e a propilitização indicada pela cloritização da biotita e carbonatação do plagioclásio.

**MINERALOGIA**

%  
Modal

O **plagioclásio** ocorre em cristais subédricos a anédricos, com granulação fina a média. Apresenta anti-pertita na forma de bolsões ou sob a forma de auréolas que envolvem parcial ou totalmente os grãos. Possui deformação indicada pela presença de maclas de deformação e fraturas. As fraturas podem estar preenchidas por veios de quartzo com carbonato e moscovita. Altera-se para moscovita e com menor frequência para carbonato. 60,1

O **feldspato potássico** possui grãos a subédricos a anédricos de granulação fina e também associado à anti-pertita. Pode apresentar textura pertita em lamelas finas ou do tipo *flames*. Não é possível estimar a proporção de grãos primários e secundários. 23,8

O **quartzo** apresenta grãos anédricos com contatos interlobados ou ameboides. Os grãos exibem extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos. Está associado com moscovita e carbonato e possui inclusões de plagioclásio. 8,3

A **moscovita** ocorre em grãos subédricos a anédricos e possui granulação fina. Está presente em grãos tabulares, comumente intercrescidos com quartzo, carbonato e biotita, ou em cristais aciculares inclusos no plagioclásio. 3,1

A **biotita** possui grãos anédricos e tem granulação fina. Está parcialmente ou totalmente cloritizada. Está intercrescida com moscovita e contém inclusões de titanita e zircão. Apresenta *kink bands* e extinção ondulante. 2,6

O **carbonato** mostra grãos anédricos que exibem contornos intersticiais a amebóides. Normalmente está associado ao quartzo e a moscovita. 2

A **apatita** possui grãos euédricos e apresenta granulação fina. Normalmente está inclusa na biotita, k-feldspato ou plagioclásio. <1

O **zircão** apresenta cristais de granulação fina anédricos a subédricos e na biotita normalmente apresenta halo de alteração hidrotermal. <1

A **titanita** mostra grãos euédricos a anédricos. Está comumente associada à biotita e possui alteração para argilo-mineral (leucóxênio?). <1

**NOME DA ROCHA:** Quartzo-monzodiorito

**AMOSTRA: MM-12g-I****TEXTURA**

A rocha é holocristalina e apresenta textura equigranular com granulação média. O plagioclásio é o principal mineral essencial e caracteriza-se por exibir textura anti-pertítica. Adicionalmente observa-se a sericitização, fluoritização e argilização do plagioclásio e a cloritização da biotita. A microtrama é composta por fraturamento e maclas de deformação no plagioclásio e deformação cristal-plástica do quartzo (extinção ondulante, formação de subgrão). Fraturas intergranulares afetam todos os minerais e podem estar parcialmente preenchidas por material de coloração laranja.

**MINERALOGIA**

%  
Modal

O **plagioclásio** possui grãos tabulares subédricos que mostram granulação fina a média (em média 0,5 a 2 mm). Apresenta textura anti-pertítica e halos de k-feldspato em torno de seus grãos. Está intercrescido com biotita e possui inclusões de carbonato, moscovita, zircão e apatita. A deformação é indicada por maclas de deformação e por grãos fraturados. Em alguns locais observa-se moscovita nessas fraturas. Os grãos são cobertos por uma fina “poeira” escura, provavelmente argilo-minerais resultantes de alteração intempérica. 55,5

O <b>quartzo</b> mostra granulação fina a média (tam. máx. 2,5 mm) e grãos anédricos. Os grãos mostram contatos são interlobados e normalmente ocorrem em agregados. Estes exibem formas e tamanhos irregulares. Possui inclusões de moscovita. A deformação é indicada pela extinção ondulante irregular e formação de subgrãos. O quartzo ocorre também preenchendo fraturas da ordem de 200 µm.	20,4
O <b>feldspato potássico</b> está associado à alteração do plagioclásio ou ocorre em grãos anédricos distribuídos pela matriz. Na primeira forma ocorre como anti-pertita, mesopertita ou pseudomórfos de plagioclásio. Exibe inclusões de plagioclásio e mais raramente moscovita. Não é possível quantificar a porcentagem de grãos primários e secundários.	19,9
A <b>biotita</b> exibe grãos subédricos a anédricos e têm granulação fina a média (tam. máx. 2 mm). Está intercrescida com plagioclásio e moscovita e é substituída por clorita ao longo das clivagens. Possui inclusões de zircão que formam halos pleocróicos.	1,8
A <b>moscovita</b> apresenta granulação fina e ocorre tanto em hábito acicular quanto lamelar. Sob a forma acicular, está inclusa no plagioclásio e mostra orientação cristalográfica. Os grãos lamelares são subédricos a anédricos e estão intercrescidos a clorita, biotita e plagioclásio.	1,8
A <b>clorita</b> ocorre intercrescida nas clivagens da biotita, por vezes substituindo completamente esse mineral. Apresenta cor de interferência cinza e seu sinal óptico é uniaxial negativo.	<1
A <b>fluorita</b> possui grãos anédricos com morfologias ameboides. Está presente normalmente nas bordas dos grãos de plagioclásio.	<1
A <b>apatita</b> apresenta grãos prismáticos com granulação fina. Ocorre como inclusão na biotita e no plagioclásio.	<1
O <b>zircão</b> mostra cristais subédricos a euédricos e está incluso na biotita e no plagioclásio.	<1
<b>NOME DA ROCHA:</b> Quartzo-monzodiorito	

EXEMPLO DE AMOSTRAS COM ALTERAÇÃO INTENSA, MODERADA E INCIPIENTE  
(PROXIMAIS AOS VEIOS).

**AMOSTRA: MM-12**

**TEXTURA**

A rocha é holocristalina e apresenta textura equigranular com granulação média. O plagioclásio mostra textura anti-pertítica. O acervo microestrutural da rocha é composto por microfraturamento de quartzo e feldspato, maclas de deformação no plagioclásio e deformação cristal-plástica do quartzo (extinção ondulante, formação de subgrão e novos grãos), o que sugere uma deformação de baixo grau (300°-400° C). A presença de microfraturas preenchidas por quartzo, carbonato, moscovita, biotita e feldspato indica que a deformação ocorreu na presença de fluidos. As principais alterações observadas na rocha são: a potassificação, sericitização, e, em menor grau, a propilitização.

MINERALOGIA	% Modal
O <b>plagioclásio</b> apresenta grãos subédricos a anédricos e sua granulação varia entre fina a média (tamanho máx. 4 mm). Alguns grãos apresentam zonamento oscilatório, ressaltado pela alteração diferenciada no cristal. Pode estar intercrescido com a biotita e mais de 60% dos grãos de mostram a presença de anti-pertita. A anti-pertita ocorre em formas irregulares distribuídas em manchas no interior dos grãos ou em auréolas envolvendo-os. Os cristais estão fraturados e mostram macla de deformação. Possui alteração para sericita preferencialmente nas fraturas, clivagens e bordas dos grãos.	54,8
O <b>feldspato potássico</b> está presente na forma de grãos ou como intercrescimento com o plagioclásio. No primeiro caso possui granulação fina a média (tam. máx. 2 mm) e grãos anédricos, que mostram bordas sinuosas. Possui diferentes graus de triclinização. É comum exibir inclusões irregulares de plagioclásio, provavelmente oriundas do processo de substituição. Quando presente como anti-pertita ocorre “manchas” irregulares no plagioclásio ou como auréolas que envolvem esse mineral.	17
O <b>quartzo</b> ocorre comumente compondo aglomerados monominerálicos, os quais apresentam formas irregulares e tamanhos que variam entre 2 e 3 mm. Os grãos são anédricos e possuem contatos interlobados a ameboides e granulação fina (moda: 1 mm). Contém inclusões de plagioclásio e moscovita. Apresenta extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos.	17
A <b>moscovita</b> exibe grãos anédricos a subédricos e ocorre tanto em cristais muito finos (0,1 mm) no interior dos plagioclásios quanto em grãos finos (até 1 mm) intercrescidos com a biotita e o plagioclásio. Está associada também ao carbonato, quartzo e opacos. Alguns cristais mostram extinção ondulante e <i>kinkbands</i> .	8,2

O <b>carbonato</b> apresenta grãos anédricos que mostram granulação fina. Geralmente apresenta contatos amebóides. Está associado à moscovita, quartzo e opacos e substitui a biotita e o plagioclásio.	1,9
A <b>biotita</b> ocorre em grãos anédricos de granulação fina. Possui pleocroísmo nas tonalidades palha e castanho. É rica em halos pleocróicos gerados por zircão e inclusões de apatita. Mostra alteração para sericita e, próximo ao veio de quartzo, é substituída para sericita. Nesses locais associa-se um fino agregado castanho (leucoxênio?) e carbonato.	1
A <b>clorita</b> está associada ao processo de alteração da biotita juntamente com a moscovita, carbonato e um agregado acastanhado.	<1
A <b>apatita</b> exhibe prismas euédricos e geralmente está inclusa na biotita. Porém ocorre também inclusa no quartzo e no plagioclásio.	<1
O <b>zircão</b> apresenta grãos euédricos a subédricos e estão inclusos em sericita, plagioclásio, biotita e no veio de quartzo. Na biotita possui cristais metamictizados e nela promove halos pleocróicos.	<1
A <b>arsenopirita</b> , assim com os demais minerais-minério, aparece disseminada nas proximidades dos veios de quartzo e normalmente está associada a moscovita, clorita e em menor percentagem ao carbonato. Mostra granulação fina, é subédrica e exhibe seções retangulares, romboédricas e trapezoidais.	<1
A <b>pirita</b> tem grãos subédricos a anédricos, de coloração amarela palha. Possui intercrescimento com a arsenopirita e apresenta textura poiquiloblástica. Contém inclusões de moscovita, microclina e quartzo.	<1
A <b>calcopirita</b> mostra grãos anédricos de granulação fina. Ocorre intercrescida às clivagens da moscovita ou associada com limonita.	<1
A <b>vênula</b> é composta por quartzo e em menor percentagem por moscovita. O quartzo apresenta textura <i>blocky</i> (maciça) e possui grãos com contatos retilíneos a interlobados. Os grãos exibem extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos. Possui duas trilhas de inclusões fluidas bem marcadas. A moscovita dispõe-se aproximadamente perpendicular em relação à parede do veio.	<1
NOME DA ROCHA: Granodiorito	

#### AMOSTRA: MM-12h

##### TEXTURA

A rocha é holocristalina e equigranular. É composta por grãos anédricos a subédricos de granulação fina a média (entre 0,5 e 2 mm). Apresenta uma assembléia de minerais ígneos (primários) e uma assembléia de minerais de alteração. O plagioclásio é o principal mineral primário e mostra anti-pertita nas bordas e no centro dos grãos. Trata-se provavelmente de um processo substituição. O mineral também é substituído por moscovita e mais raramente quartzo, carbonato e/ou clorita. A principal assembleia de alteração hidrotermal da rocha é moscovita, clorita, feldspato potássico, carbonato e sulfetos. Os grãos de quartzo mostram extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos enquanto os feldspato apresentam fraturas e catáclase. As venulações apresentam formas anastomosadas e relações de superposição, o que indica mais de uma fase de fraturamento.

##### MINERALOGIA

%  
Modal

O <b>plagioclásio</b> apresenta grãos subédricos a anédricos, com granulação média e tamanhos máximos de 2 mm. Cerca de 2/3 dos plagioclásios exibem anti-pertitas. Essas formam bolsões irregulares nas bordas ou mesmo no interior dos grãos. Em grãos em estágios avançados desse processo o plagioclásio é completamente substituído por feldspato potássico. Os cristais apresentam maclas de deformação e fraturas. Comumente possui alteração para moscovita, clorita, carbonato e quartzo. A substituição por quartzo ocorre preferencialmente nas bordas e/ou fraturas.	26,3
O <b>feldspato potássico</b> exhibe tanto em cristais de granulação média (tam. máx. 2 mm) que têm formas anédricas a subédricas, quanto em grãos menores que 1 mm que são anédricos. Apresentam diferentes graus de triclinização, conforme indicado pelo desenvolvimento da macla "tartan". Mesmo que não seja exclusivamente, estão relacionados ao processo de substituição do plagioclásio. Pode apresentar pertita ou alteração para quartzo nas bordas ou fraturas.	25,4
O <b>quartzo</b> ocorre em agregados monominerálicos, os quais contem fragmentos de moscovita, plagioclásio e opacos e são ricos em inclusões fluidas bifásicas. Os grãos de quartzo são anédricos e possuem granulação fina a média, com tamanhos máximos entre 1 e 2 mm. Seus contatos são interlobados ou localmente amebóides. Exibem extinção ondulante, bandas de deformação e formação de subgrãos e novos grãos. O quartzo está presente também em pequenos veios, onde associa-se a carbonato, moscovita e mais raramente aos minerais opacos.	21

A <b>moscovita</b> possui cristais subédricos a anédricos e mostra granulação fina, com tamanhos máximos de 1 mm. Está associada alteração do plagioclásio e também ocorre nos veios. Em ambos os casos está associada a carbonato e a um agregado de coloração castanha.	24,3
O <b>carbonato</b> possui grãos anédricos com granulação fina. Está quase sempre associado a moscovita, quartzo e clorita. Altera o plagioclásio. Pode ocorrer também associado aos veios de quartzo.	1,9
As <b>vênulações</b> são compostas por quartzo, moscovita e carbonato e subordinadamente opacos e um agregado de coloração castanha. Apresentam espessuras máximas de 0,02 mm e possuem formas anastomosadas, subparalelas entre si. A algumas poucas ramificações perpendiculares foram observadas. É possível observar o crescimento de cristais de moscovita, clorita e carbonato sobre os veios, ou seja pós-venulação. A presença de veios dentro de veios sugere a formação dessas estruturas ocorreu em mais de uma fase de fraturamento.	1
O <b>agregado acastanhado</b> apresenta formas irregulares e possui coloração castanha escura. Está associado aos minerais opacos, envolvendo-os parcial ou totalmente, e também impregna nas clivagens da moscovita. Pode tratar-se de limonita.	< 1
O <b>zircão</b> possui cristais euédricos com hábito prismático curto, zonados e cor de interferência no meio da segunda ordem. Ocorre também em pequenos cristais de hábito prismático longo e granulação mais fina.	<1
Os <b>opacos</b> estão associados com moscovita, carbonato e/ou clorita e alteram para um agregado de coloração castanha. Não raro estão presentes carbonato e/ou clorita. Foi observado um cristal com inclusão de plagioclásio.	<1

**NOME DA ROCHA:** Carbonato-moscovita-metassomatito (composição monzogranítica)

#### **AMOSTRA: MM-12d**

##### **TEXTURA**

Compreende uma rocha holocristalina com intensa alteração hidrotermal e com predomínio da textura decussada, dada pela moscovita. A textura primária está presente em raros pontos da lâmina, onde se observa grãos subédricos de plagioclásio parcialmente preservados. Os veios apresentam textura maciça e grãos de moscovita crescidos perpendiculares as suas paredes. É possível distinguir na amostra os seguintes tipos de alteração hidrotermal; sericitização, cloritização, potassificação, carbonatação, sulfetação e silicificação.

##### **MINERALOGIA**

%  
Modal

Foram identificados 3 **veios** interconectados que apresentam espessuras de 1,5, 2,5 e 6 mm. São compostos por quartzo (60,8%), carbonato (7,5%) e fragmentos da encaixante (31,7%). Os fragmentos da encaixante compreendem moscovita (85%), quartzo (9%) e carbonato (6%). Os contatos desses veios com a encaixante são difusos, normalmente definidos pela diminuição de quartzo e aumento de abundância de moscovita e em menores proporções carbonato, plagioclásio e microclina. Nesses locais, os filossilicatos dispõem-se perpendicularmente às paredes dos veios e não raro chegam a atravessá-lo completamente. Em alguns cristais observa-se *kink bands* e extinção ondulante.

Os veios mostram o predomínio do quartzo com textura *blocky* e granulação média a grossa. Esse mineral possui extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos. Exibe bordas retilíneas, exceto em locais com recristalização (subgrãos e novos) onde elas tendem a ser “recortadas”. No veio de 2,5 mm o quartzo mostra bandas de inclusões paralelas as paredes do veio e trilhas de inclusões simetricamente dispostas a 50° desta. Os carbonatos e as micas formaram-se preferencialmente nas bordas do veio. O veio mais espesso apresenta vários fragmentos da parede do veio. Os cristais de quartzo apresentam textura *blocky*. Os contornos dos grãos são irregulares com morfologia semelhante a um serrote e a recristalização é mais intensa que nos outros veios.

29,1

A **moscovita** está presente tanto nos veios quanto na rocha encaixante. Possui cristais subédricos a anédricos, com granulação fina, com tamanhos médios entre 0,5 e próximo aos veios entre 0,8 e 1 mm. Na encaixante apresenta palhetas com textura decussada. Em ambos os casos está intercrescida com carbonato e quartzo. Está presente também como pequenas palhetas orientadas segundo certas direções cristalográficas no plagioclásio.

41,9



O <b>quartzo</b> está presente na rocha sob a forma de agregados monominerálicos. Estes se conectam aos veios. O mineral exhibe grãos anédricos com contatos interlobados a ameboides e apresenta inclusões de todos os minerais presentes na rocha. Os cristais mostram extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos.	18,8
O <b>carbonato</b> ocorre tanto na matriz quanto nos veios de quartzo. Na matriz possui grãos anédricos e granulação fina. Nos veios ou próximo a eles, possui granulação média a grossa. Normalmente mostra maclas polissintéticas acunhadas ou deformadas.	5,5
O <b>feldspato potássico</b> exhibe grãos anédricos e granulação fina e poucos grãos subédricos com granulação média (máx. 2 mm). Apresenta diferentes graus de triclinização e também está associado à alteração do plagioclásio na forma de anti-pertita. Raramente apresenta substituição por moscovita.	3,1
O <b>plagioclásio</b> possui grãos anédricos que mostram granulação fina. Em locais onde a textura primária da rocha está parcialmente preservada, observa-se grãos maiores (até 2 mm) subédricos. Comumente estão parcial ou totalmente envolvidos por quartzo, moscovita, carbonato e mais raramente k-feldspato, na forma de anti-pertita. Possui maclas de deformação e fraturas.	1,2
O <b>zircão</b> exhibe cristais euédricos em prismas que chegam até 1 mm de comprimento. O zonamento é comum no mineral. Comumente ocorre como inclusão na moscovita e mais raramente no carbonato, clorita e quartzo.	0,4
O <b>rutilo</b> mostra cristais prismáticos que possuem granulação fina. Esses cristais estão dispostos geometricamente em agregados, na variedade sagenita. Ocorrem normalmente associados a moscovita e ao carbonato.	<1
A <b>fluorita</b> aparece em grãos irregulares, normalmente muito fraturados, no interior de grãos de carbonato.	<1
A <b>pirita</b> apresenta grãos subédricos a anédricos presentes no veio de quartzo. Os grãos estão associados à limonita. Esse mineral provavelmente é um produto de alteração.	<1
A <b>limonita</b> ocorre no veio de quartzo em grãos anédricos e provavelmente está relacionado à alteração da pirita.	<1
<b>NOME DA ROCHA:</b> Carbonato-moscovita-metassomatito (composição monzogranítica)	

## Anexo IV

### Análise modal de amostras com alteração incipiente (distais aos veios).

Amostra	Pl	Kfs	Qz	Bio	Zrn	Ap	Tit	Ms	Cb	Vênulas	Ag. Alt.	Ep	Fl	Toz	Lm	Rt	Sulf	Hem	Total
MM-81	65	8	18,6	3,4	<1	<1	1	3	1	0	#	<1	<1	<1	#	#	#	#	100
MM-76	60,1	23,8	8,3	2,6	<1	<1	<1	3,1	2	0	<1	#	#	#	#	#	#	#	99,9
MM-12g-I	55,5	19,9	20,4	1,8	<1	<1	#	1,8	#	0	#	#	<1	#	#	#	#	#	99,4
MM-12g-II	50	24,6	16,4	4,7	<1	<1	<1	1,9	1,6	0	#	<1	0,7	<1	#	#	#	#	99,9
MM-13	49,7	20,6	21,4	4,7	<1	#	<1	1,6	1,9	0	#	#	#	#	#	#	#	#	99,9
MM-41	64	14,2	18,5	2,8	<1	<1	<1	0,4	#	0	#	#	#	#	#	#	#	#	99,9
MM-75	54,5	23,7	14,22	2,84	<1	<1	<1	3,32	0,47	0	0	0,47	0,47	#	#	#	#	#	99,99
MM-79	56,01	19,92	16,18	3,32	<1	<1	1,24	1,66	1,66	0	#	#	<1	#	#	#	#	#	99,99

### Análise modal de amostras com alteração intensa, moderada e incipiente (proximais aos veios).

Amostra	Pl	Kfs	Qz	Bio	Zrn	Ap	Tit	Ms	Cb	Vênulas	Ag. Alt.	Ep	Fl	Toz	Lm	Rt	Sulf	Hem	Total
MM-81a	21,2	15,4	17,2	#	#	<1	#	43	#	2,3	<1	#	#	#	#	#	#	#	99,1
MM-81b	33,3	12,8	22,4	#	<1	<1	#	20,9	<1	10,5	#	<1	#	#	#	#	#	#	99,9
MM-12	54,8	17	17	1	<1	<1	#	8,2	1,9	<1	<1	#	#	#	#	#	<1	#	99,9
MM-12d	1,2	3,1	18,7	#	0,4	#	#	41,9	5,5	29,1	#	#	<1	#	<1	<1	<1	#	99,9
MM-12e	47,7	20,1	19,9	1,1	<1	#	#	8,9	2,2	<1	<1	#	<1	#	<1	<1	<1	<1	99,9
MM-12f	32,2	13,9	21,5	#	<1	<1	#	26,9	#	5,4	#	#	#	#	<1	<1	<1	<1	99,9
MM-12h	26,3	25,4	21	#	<1	#	#	24,3	1,9	1	<1	#	#	#	#	#	<1	<1	99,9
MM-12i	42,6	20	20,1	#	<1	<1	#	11,9	5,3	<1	<1	#	#	#	#	#	<1	<1	99,9
MM-14	7,6	7,6	27,7	#	<1	#	#	53,1	#	3,9	<1	#	#	#	<1	#	#	#	99,9
MM-31	24,5	16,2	21,7	#	<1	#	#	25,5	#	12	<1	#	#	#	#	#	#	#	99,9
MM-12c-I	8,17	9,09	21,82	#	<1	#	#	45,91	4,1	10,9	<1	#	#	#	#	#	#	#	99,99

**Siglas:** Pl - plagioclásio; Kfs - k-feldspato; Qz - quartzo; Bio - biotita; Zrn - zircão; Ap - apatita; Tit - titanita; Ms - moscovita; Cb - carbonatos; Ag. Alt. - agregados argilosos de alteração; Ep - epidoto; Fl - fluorita; Toz - topázio; Lm - limonita; Rt - rutilo; Sulf - sulfetos (pirita, galena, arsenopirita, pirrotita, calcopirita, covellita); Hem - hematita.

## Anexo V

### Análises de microsonda dos minerais-minério

Arsenopirita em halos de alteração hidrotermal do granitóide.

AMOSTRA	Local do Tiro	S	Fe	As	Pb	Au	Ag	Total	S at%	Fe at%	As at%	Pb at%	Au at%	Ag at%	Textura
MM12-Qm	Borda	21,68	36,30	43,31	0,00	0,01	0,00	101,31	35,55	34,11	30,34	0,00	0,00	0,00	Fraturado e intercrescida com galena e limonita.
MM12-Qm	Centro	20,90	35,56	44,30	0,00	0,00	0,05	100,83	34,70	33,83	31,42	0,00	0,00	0,02	
MM12-Qm	Centro	21,08	35,70	43,96	0,15	0,15	0,00	101,04	34,92	33,89	31,11	0,04	0,04	0,00	Intercresce com pirita, hematita e possui inclusões de galena.
MM12car	Borda	21,94	35,42	41,71	0,14	0,00	0,05	99,25	36,51	33,78	29,65	0,04	0,00	0,03	
MM12car	Centro	21,56	35,11	42,38	0,00	0,00	0,00	99,06	36,06	33,65	30,27	0,00	0,00	0,00	Parcialmente incluso em pirita.
MM12car	Centro	21,91	35,14	42,40	0,13	0,00	0,00	99,57	36,41	33,46	30,09	0,03	0,00	0,00	
MM12car	Borda	22,27	35,69	41,67	0,00	0,00	0,03	99,67	36,79	33,79	29,41	0,00	0,00	0,02	Grãos isolados associados, espacialmente associados a pirita.
MM12car	#	22,30	36,02	41,19	0,00	0,00	0,03	99,59	36,82	34,08	29,05	0,00	0,00	0,02	
MM12car	#	22,93	36,11	40,49	0,02	0,00	0,01	99,60	37,63	33,95	28,38	0,00	0,00	0,01	Intercresce com pirrotita e galena.
MM12-Qf	#	20,58	34,81	42,71	0,13	0,00	0,00	98,24	35,00	33,93	31,03	0,03	0,00	0,00	
MM12-Qf	Borda	20,90	35,58	43,93	0,02	0,19	0,00	100,65	34,77	33,92	31,22	0,01	0,05	0,00	

As análises estão apresentadas em percentagem peso e percentagem atômica (at %).

As análises foram efetuadas para os elementos Ag, As, Au, Cu, Fe, Pb e S. Os elementos com valores inferiores a 0,05 foram suprimidos na apresentação dos dados.

Arsenopirita em veio de quartzo encaixado no xisto.

AMOSTRA	Local do Tiro	S	Fe	As	Pb	Au	Ag	Total	S at%	Fe at%	As at%	Pb at%	Au at%	Ag at%	Textura
MM-11	Borda	20,38	35,66	44,62	0,02	0,00	0,00	100,70	34,03	34,12	31,82	0,01	0,00	0,00	Agregado em veio de quartzo. Grãos fraturados. Fraturas preenchidas por pirita, quartzo e galena.
MM-11	Centro	21,99	35,76	42,59	0,00	0,00	0,00	100,39	36,22	33,76	29,97	0,00	0,00	0,00	
MM-11	#	21,44	35,80	43,53	0,00	0,00	0,00	100,77	35,41	33,89	30,71	0,00	0,00	0,00	
MM-11	#	21,14	35,51	43,66	0,12	0,12	0,02	100,60	35,13	33,80	30,98	0,03	0,03	0,01	
MM-11	#	21,32	35,82	42,61	0,07	0,00	0,03	99,88	35,49	34,16	30,29	0,02	0,00	0,01	
MM-11	#	21,20	36,76	43,16	0,03	0,00	0,00	101,17	34,92	34,69	30,36	0,01	0,00	0,00	
MM-11	#	20,73	36,05	43,68	0,00	0,00	0,02	100,49	34,53	34,40	31,07	0,00	0,00	0,01	
MM-11	#	20,69	35,36	43,92	0,02	0,00	0,00	100,00	34,64	33,93	31,41	0,00	0,00	0,00	
MM-11	#	20,78	35,27	44,09	0,00	0,00	0,00	100,15	34,74	33,78	31,48	0,00	0,00	0,00	

Galena de halos de alteração no granitoide.

AMOSTRA	Local do Tiro	S	Cu	Pb	Ag	Total	S at%	Cu at%	Pb at%	Ag at%	Observações
MM-80	Centro	12,83	0,00	87,21	0,12	100,16	48,72	0,00	51,14	0,14	Galena intercrescida com pirita.
MM-80	Borda	12,61	0,00	85,88	0,11	98,60	48,66	0,00	51,20	0,13	
MM-80	Borda	12,59	0,00	87,37	0,16	100,13	48,18	0,00	51,63	0,18	
MM-80	Centro	12,97	0,03	86,60	0,19	99,78	49,11	0,05	50,63	0,21	Galena em preenchimento de fraturas
MM-80	#	12,77	0,00	86,38	0,09	99,24	48,86	0,00	51,04	0,10	
MM-80	#	12,72	0,00	86,49	0,00	99,21	48,78	0,00	51,22	0,00	Galena intercrescida com pirita, pirrotita e arsenopirita.
MM-80	#	12,77	0,04	86,63	0,07	99,51	48,76	0,08	51,08	0,08	
MM-80	#	12,65	0,04	85,84	0,06	98,60	48,75	0,07	51,10	0,07	Galena intercrescida com pirita, pirrotita e arsenopirita.

As análises estão apresentadas em percentagem peso e percentagem atômica (at %).

As análises foram efetuadas para os elementos Ag, As, Au, Cu, Fe, Pb e S. Os elementos com valores inferiores a 0,05 foram suprimidos na apresentação dos dados.

Galena no veio de quartzo encaixado no xisto.

AMOSTRA	Local do Tiro	S	Cu	Pb	Ag	Total	S at%	Cu at%	Pb at%	Ag at%	Observações
MM-11	#	12,76	0,00	87,11	0,10	99,97	48,61	0,00	51,27	0,11	Galena em preenchimento de fraturas. Está intercrescida com pirita.
MM-11	#	12,76	0,00	87,40	0,08	100,27	48,52	0,00	51,33	0,09	
MM-11	#	12,75	0,00	85,22	0,05	98,02	49,19	0,00	50,76	0,05	
MM-11	#	12,78	0,00	86,15	0,15	99,09	48,89	0,00	50,92	0,17	

Calcopirita em halo de alteração hidrotermal do granitóide.

AMOSTRA	Local do Tiro	S	Fe	Cu	Pb	Au	Total	S at%	Fe at%	Cu at%	Pb at%	Au at%	Ag at%	Observações
MM12i	#	34,15	30,17	36,14	0,07	0,00	100,53	49,03	24,82	26,13	0,01	0,00	0,00	Intercrescida com galena
MM12i	#	34,03	30,22	36,10	0,06	0,00	100,42	48,93	24,91	26,14	0,01	0,00	0,00	
MM12i	#	34,39	30,16	35,75	0,04	0,11	100,46	49,33	24,79	25,83	0,01	0,02	0,00	Intercrescida com pirrotita.

Pirita em halo de alteração hidrotermal do granitóide.

AMOSTRA	Local do Tiro	S	Fe	As	Au	Ag	Total	S at%	Fe at%	Cu at%	As at%	Au at%	Ag at%	Observações
MM-80	#	52,70	45,96	0,04	0,00	0,00	98,81	66,65	33,31	0,00	0,02	0,00	0,00	Pirita intercrescida com galena.
MM-12	Borda	52,70	45,35	1,37	0,00	0,02	99,50	66,46	32,77	0,02	0,74	0,00	0,01	Pirita parcialmente envolta arsenopirita.
MM-12	Centro	51,66	45,24	1,62	0,00	0,03	98,56	65,98	33,11	0,01	0,88	0,00	0,01	
MM-12	Centro	52,39	46,30	0,46	0,17	0,00	99,33	66,20	33,52	0,00	0,25	0,04	0,00	Pirita envolve parcialmente arsenopirita.
MM-12	Borda	51,59	45,91	1,26	0,02	0,03	98,80	65,76	33,53	0,00	0,69	0,00	0,01	
MM-12	#	52,22	45,99	0,62	0,00	0,00	98,82	66,24	33,43	0,00	0,33	0,00	0,00	Pirita euédrica com inclusões de albita.
MM-12	#	51,64	45,97	1,35	0,00	0,02	99,03	65,72	33,52	0,00	0,74	0,00	0,01	

As análises estão apresentadas em percentagem peso e percentagem atômica (at %).

As análises foram efetuadas para os elementos Ag, As, Au, Cu, Fe, Pb e S. Os elementos com valores inferiores a 0,05% em todas as análises foram suprimidos na apresentação dos dados.

Pirita em halo de alteração hidrotermal do granitóide – cont.

AMOSTRA	Local do Tiro	S	Fe	As	Au	Ag	Total	S at%	Fe at%	Cu at%	As at%	Au at%	Ag at%	Observações
MM12i	#	52,82	47,08	0,01	0,00	0,01	99,94	66,17	33,80	0,02	0,01	0,00	0,00	Pirita intercrescida com galena.
MM-80*	#	51,73	45,01	1,10	0,00	0,00	97,94	66,32	33,06	0,00	0,60	0,00	0,00	
MM-80*	#	51,12	44,97	0,25	0,07	0,00	96,42	66,38	33,46	0,00	0,14	0,02	0,00	Pirita inclusa em pirrotita
MM-80*	#	50,52	46,63	0,29	0,00	0,03	97,62	65,26	34,52	0,03	0,16	0,00	0,01	

Pirita em veio de quartzo encaixado no xisto.

AMOSTRA	Local do Tiro	S	Fe	As	Au	Ag	Total	S at%	Fe at%	Cu at%	As at%	Au at%	Ag at%	Observações
MM-11	#	52,29	46,58	0,02	0,00	0,00	98,94	66,18	33,78	0,03	0,01	0,00	0,00	Pequenos grãos de pirita próximos a grãos maiores de arsenopirita.
MM-11	#	51,80	46,12	0,05	0,03	0,01	98,21	66,14	33,75	0,05	0,03	0,01	0,00	
MM-11	#	53,41	46,38	0,13	0,31	0,08	100,65	66,60	33,14	0,05	0,07	0,06	0,03	Grãos euédricos de pirita em preenchimento de fratura de arsenopirita.
MM-11*	#	52,70	44,16	0,08	0,02	0,03	97,19	67,47	32,40	0,04	0,04	0,00	0,01	
MM-11	#	52,40	46,11	0,00	0,27	0,01	98,85	66,41	33,49	0,04	0,00	0,05	0,00	Grão muito fino preenche fratura de arsenopirita e intercresce com galena.
MM-11*	#	49,07	43,58	0,45	0,00	0,00	93,15	66,09	33,64	0,00	0,26	0,00	0,00	
MM-11*	#	51,01	44,90	0,55	0,00	0,01	96,72	66,22	33,40	0,03	0,31	0,00	0,00	

Pirrotita em halo de alteração hidrotermal do granitoide.

AMOSTRA	Local do Tiro	S	Fe	Total	S at%	Fe at%	Observações
MM12Qf*	Pirrotita	38,43	59,44	97,94	53,01	46,97	Intercrescida com pirita, arsenopirita e galena
MM12Qf	Pirrotita	38,67	59,28	98,11	53,21	46,74	
MM12Qf	Pirrotita	38,72	60,07	98,81	52,93	47,06	
MM12Qf*	Pirrotita	38,78	59,07	97,98	53,37	46,58	Intercrescida com calcopirita e hematita
MM12Qf	Pirrotita	38,97	59,35	98,33	53,40	46,60	

As análises estão apresentadas em percentagem peso e percentagem atômica (at %).

As análises foram efetuadas para os elementos Ag, As, Au, Cu, Fe, Pb e S. Os elementos com valores inferiores a 0,05% em todas as análises foram suprimidos na apresentação dos dados.

(\*) O asterisco indica as análises que apresenta fechamentos de má qualidade.

## Anexo VI – Análise de microsonda dos silicatos

Análises químicas de moscovitas do halo de alteração hidrotermal do granitoide.															
Amostra	MM-12d									MM12c-I					
SiO <sub>2</sub>	47,86	46,95	47,85	47,86	46,95	47,37	47,30	47,29	46,95	48,77	48,15	46,98	46,70	47,10	47,37
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,13	0,13	0,09	0,13	0,58	0,19	0,39	0,55	0,48	0,44	0,57	0,64	0,44	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,91	29,64	31,07	31,52	29,64	29,90	30,25	30,50	30,26	27,99	27,50	29,92	30,00	29,87	30,49
FeO	3,72	4,82	3,85	3,42	3,26	3,53	4,29	3,44	4,06	4,56	5,05	4,10	4,24	3,25	3,40
MnO	0,03	0,06	0,01	0,06	0,02	0,00	0,06	0,04	0,09	0,10	0,04	0,07	0,00	0,02	0,00
MgO	1,24	1,69	1,19	1,16	1,28	1,49	1,23	1,34	1,60	2,10	2,14	1,77	1,99	1,86	1,54
CaO	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,13	0,11	0,14	0,13	0,12	0,14	0,14	0,14	0,12	0,17	0,13	0,16	0,19	0,16
K <sub>2</sub> O	11,06	10,77	11,09	11,35	11,32	11,07	10,95	11,17	11,04	10,98	11,00	11,30	11,16	10,88	11,08
F	0,80	1,12	0,82	0,97	1,02	0,99	0,97	1,31	1,05	1,47	1,08	0,87	1,10	0,99	0,97
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
Total	95,84	94,85	95,77	96,19	95,87	94,64	94,98	95,07	95,30	95,94	95,13	95,37	95,53	94,20	95,27
Fórmula estrutural calculada com base em 22O e ferro total é igual ao FeO.															
Si	6,45	6,45	6,46	6,43	6,46	6,48	6,46	6,45	6,41	6,63	6,61	6,41	6,37	6,46	6,43
Ti	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,02	0,04	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,05	0,07
<sup>IV</sup> Al	1,55	1,55	1,54	1,57	1,54	1,52	1,54	1,55	1,59	1,37	1,39	1,59	1,63	1,54	1,57
<sup>VI</sup> Al	3,37	3,25	3,40	3,43	3,27	3,30	3,34	3,36	3,27	3,11	3,06	3,23	3,20	3,29	3,31
Fe+2	0,42	0,55	0,43	0,38	0,00	0,40	0,49	0,39	0,46	0,52	0,58	0,47	0,48	0,37	0,39
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,25	0,35	0,24	0,23	0,26	0,30	0,25	0,27	0,33	0,43	0,44	0,36	0,41	0,38	0,31
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04
K	1,90	1,89	1,91	1,95	1,99	1,93	1,91	1,94	1,92	1,90	1,93	1,97	1,94	1,90	1,92
H	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Textura	A			IP		IP		V		IM		V		V	

A - agregado monomineralico de moscovitas; IP - intercrescido com plagioclásio; V - crescido em vênula; IM - intercrescido com microclina.



Análises químicas de moscovitas do halo de alteração hidrotermal do granitoide.

Amostra	MM-12c-II									
SiO <sub>2</sub>	47,47	47,82	48,11	48,68	48,05	45,95	47,92	47,13	46,56	47,96
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,43	0,38	0,38	0,48	0,44	0,29	0,49	0,42	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,50	30,82	30,35	30,54	27,13	30,25	29,59	29,21	30,60	30,84
FeO	3,75	3,78	3,65	3,44	4,67	4,36	3,18	4,30	3,75	3,34
MnO	0,04	0,00	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,05	0,00
MgO	1,12	1,14	1,36	1,33	2,20	1,41	2,03	2,16	1,29	1,35
CaO	0,02	0,01	0,02	0,00	0,06	0,04	0,02	0,00	0,05	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,13	0,09	0,13	0,16	0,16	0,14	0,18	0,14	0,19
K <sub>2</sub> O	11,20	10,95	11,24	10,98	10,89	10,85	10,86	10,79	10,77	11,22
F	0,64	0,60	0,78	1,29	1,18	0,60	0,96	0,68	0,82	1,13
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,01	0,03
Total	94,99	95,44	95,66	96,25	94,36	93,85	94,62	94,71	94,10	95,90
Fórmula estrutural calculada com base em 22O e ferro total é igual ao FeO.										
Si	6,46	6,46	6,50	6,53	6,64	6,36	6,53	6,52	6,40	6,47
Ti	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,01	0,04	0,03
<sup>IV</sup> Al	4,89	4,91	4,83	4,83	4,42	4,93	4,76	4,85	4,96	4,90
<sup>VI</sup> Al	1,54	1,54	1,50	1,47	1,36	1,64	1,47	1,48	1,60	1,53
Fe+2	3,36	3,37	3,33	3,36	3,06	3,29	3,29	3,37	3,36	3,37
Mn	0,43	0,43	0,41	0,39	0,54	0,50	0,36	0,38	0,43	0,38
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,23	0,23	0,27	0,27	0,45	0,29	0,41	0,26	0,26	0,27
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
K	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05
H	1,95	1,89	1,94	1,88	1,92	1,92	1,89	2,00	1,89	1,93
Si	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Textura	V-Py		V		IP		A		V	

A - agregado monomineralico de moscovitas; IP - intercrescido com plagioclásio; V - crescido em vênula; V-Py - crescido em vênula e intercrescido com pirita.

Análises químicas de moscovitas do halo de alteração hidrotermal do granitoide.

Amostra	MM-12f								
SiO <sub>2</sub>	48,66	47,09	47,22	47,68	48,32	47,66	48,31	47,30	
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,42	0,50	0,45	0,51	0,36	0,41	0,40	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,72	26,99	30,16	30,71	29,66	29,96	29,66	29,91	
FeO	4,30	3,86	3,54	3,86	3,28	3,02	3,14	3,26	
MnO	0,02	0,00	0,00	0,04	0,05	0,07	0,00	0,00	
MgO	2,07	1,77	1,20	0,98	2,12	1,55	1,52	1,42	
CaO	0,02	0,04	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,11	0,11	0,17	0,21	0,12	0,16	0,15	
K <sub>2</sub> O	11,06	10,72	11,22	11,34	11,44	11,22	11,16	11,34	
F	1,49	0,78	0,73	0,54	0,96	0,93	1,05	1,11	
Cl	0,01	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	
Total	95,33	91,49	94,38	95,54	96,17	94,52	94,97	94,43	
Fórmula estrutural calculada com base em 22O e ferro total é igual ao FeO.									
Si	6,65	6,67	6,47	6,46	6,51	6,51	6,57	6,49	
Ti	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	
<sup>IV</sup> Al	1,35	1,33	1,53	1,54	1,49	1,49	1,43	1,51	
<sup>VI</sup> Al	3,12	3,17	3,34	3,36	3,22	3,34	3,32	3,33	
Fe+2	0,49	0,46	0,41	0,44	0,37	0,35	0,36	0,37	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	
Mg	0,42	0,37	0,25	0,20	0,43	0,32	0,31	0,29	
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,04	0,03	0,03	0,04	0,06	0,03	0,04	0,04	
K	1,93	1,94	1,96	1,96	1,97	1,96	1,93	1,98	
H	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
Textura	A		IP		IP		A		

Siglas: A - agregado monominerálico de moscovitas; IP – intercrescido com plagioclásio.

Análises químicas de plagioclásios do halo de alteração hidrotermal do granitoide.

Amostra	MM12f			
SiO <sub>2</sub>	69,69	68,82	66,38	64,68
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,01	0,00	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,61	19,67	19,75	18,87
FeO	0,00	0,06	0,00	0,00
MnO	0,00	0,07	0,00	0,01
MgO	0,02	0,01	0,01	0,00
CaO	0,06	0,12	0,11	0,11
Na <sub>2</sub> O	9,89	10,08	9,26	9,26
K <sub>2</sub> O	0,09	0,10	0,09	0,07
F	0,10	0,07	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	99,43	98,98	95,60	93,01
Fórmula estrutural calculada em base de 32O.				
Si	12,13	12,06	12,01	12,04
Al	4,02	4,06	4,21	4,14
Fe <sup>+3</sup> (*)	0,00	0,01	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	3,34	3,43	3,25	3,34
Ca	0,01	0,02	0,02	0,02
K	0,02	0,02	0,02	0,02
Porcentagem Molar de anortita (An), albita (Ab) e ortoclásio (Or).				
An	0,33	0,64	0,63	0,67
Ab	99,07	98,72	98,73	98,87
Or	0,59	0,63	0,64	0,46

(\*) Fe<sup>2+</sup> recalculado para em Fe<sup>3+</sup> segundo as relações: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%) = FeO\*(1,111349) ou Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (at%) = FeO (at%)\*[159,69/(2\*71,846)].

## Anexo VII

### Dados estruturais da trama dúctil

Ponto	$S_0 // S_1$		$S_2 // Sax_2$		$S_3 // Sax_3$		lm		lx		lc <sub>2</sub>		lc <sub>3</sub>		lint(S <sub>1</sub> /S <sub>2</sub> )		b <sub>2</sub>		b <sub>3</sub>	
MM-01	66	62									140	34								
MM-02	120	20					100	16												
MM-04	63	17	120	80									30	20					40	16
MM-04a	310	40											23	18						
MM-05	127	46					75	22												
MM-06	116	21									188	11								
MM-07	147	50	132	50	290	76	110	42			194	30	98	36			137	44		
MM-08*	134	29	134	29	320	63	109	42	125	22	105	24	215	27			93	22		
MM-09	7	52					315	17			290	20	65	30						
MM-09a	15	42					340	10					65	30						
MM-10	3	10			325	55					85	3	40	5						
MM-10a	75	20																		
MM-11	115	18			327	65	60	7					45	6						
MM-11a	87	17																		
MM-15	49	21			335	88	130	6					60	15	90	16				
MM-16	183	15			327	72	65	4					232	3	50	2			242	2
MM-17	165	34	143	27	347	70					105	21	78	4	90	21	160	25	265	5
MM-18	135	21											55	6	125	20				
MM-19	165	34	150	24	330	76							76	8	108	10	138	11		
MM-20	106	26											40	13	113	23				
MM-21	122	21			333	82							49	9						
MM-22	148	20			324	49							58	4					55	2

<b>Ponto</b>	<b>S<sub>0</sub> // S<sub>1</sub></b>		<b>S<sub>2</sub>//Sax<sub>2</sub></b>		<b>S<sub>3</sub>//Sax<sub>3</sub></b>		<b>lm</b>		<b>lx</b>		<b>lc<sub>2</sub></b>		<b>lc<sub>3</sub></b>		<b>lint(S<sub>1</sub>/S<sub>2</sub>)</b>		<b>b<sub>2</sub></b>		<b>b<sub>3</sub></b>		
MM-23	84	27									92	22	50	16	88	22					
MM-24	75	16	114	16			80	10							115	15					
MM-25	201	14											85	4							
MM-26	122	27											70	14							
MM-27	137	29					70	4													
MM-28**					141	73			228	26										50	10
MM-29	163	60					260	17					76	6							
MM-30	5	23			300	80							56	17							
MM-32a	333	18																			
MM-33	130	25											56	6				80		10	
MM-34	95	17											52	11			128	15			
MM-35	152	56			322	73							243	2						49	20
MM-36					330	50											112	22			
MM-37	125	20			316	40							45	8						40	10
MM-38	157	25											67	5							
MM-40	15	13	110	20	320	81							232	4	120	21	108	9	224	12	
MM-41***	190	80																			
MM-42***	294	80																			
MM-43***	90	90																			
MM-44***	115	80																			
MM-45***	175	60																			
MM-46***	170	85																			
MM-48	20	80	140	18																	
MM-49	11	26					315	19			120	27	45	30							
MM-50	345	47			247	80			265	8											
MM-51					331	67					70	19					100	10	72	12	
MM-52	152	86					242	32													

Ponto	$S_0 // S_1$		$S_2 // Sax_2$		$S_3 // Sax_3$		lm		lx		lc <sub>2</sub>		lc <sub>3</sub>		lint( $S_1/S_2$ )		b <sub>2</sub>		b <sub>3</sub>	
MM-53	146	22			160	58	110	6			182	7	52	4	117	5				
MM-54	192	32									105	12								
MM-54a	185	43	180	48					55	8					275	12				
MM-55	181	18	141	17	160	64					111	10	72	4						
MM-57**	15	78			158	87														
MM-58					126	81					115	12	30	4					35	2
MM-59	113	51			324	46							52	10					52	10
MM-60	0	90			325	31													42	5
MM-61	50	2			110	60														
MM-62	38	20			128	77														
MM-63	23	75			326	85														
MM-64	160	28	94	18	313	79					135	14	50	10	110	10				
MM-65	148	26	119	17	327	85														
MM-66	162	30	139	26					117	20										
MM-67	98	16	141	37	147	74	110	17	110	17	85	5	225	13	105	3	90	2		
MM-68	144	19	130	21	325	72							55	2						
MM-69	158	22			330	73							245	5						
MM-70	350	24			10	80														
MM-70a	42	86	263	22											316	20				
MM-70b	60	22											50	20						
MM-71a	55	50							115	32										
MM-72	225	30	270	20	145	80									270	10				

As atitudes estão expressas em direção de mergulho e ângulo de mergulho, nessa ordem. (\*) Foliação  $S_2$  é milonítica. (\*\*) No local da foliação  $S_3$  está representada a foliação milonítica associada a fase  $P_4$ . (\*\*\*) No local da foliação  $S_1$  está representada a foliação de borda do corpo magmático.

## Anexo VIII

### Dados estruturais e descrição dos veios de minério no metassedimento

Ponto	Direção de mergulho	Mergulho	Espessura (m)	Características Macroscópicas		
MM-09	185	85	1,0-1,4	Veio de quartzo leitoso de coloração cinza clara. Elevada intensidade de fraturas e muitos planos percolados por hidróxidos. É comum a presença de fragmentos do veio com <i>boxworks</i> .		
	20	88				
MM-09a	20	89				
	20	90				
	30	80				
mm-10	180	85			0,2-0,5	Veios de quartzo leitoso, brancos, brechados e com cavidades preenchidas por argilo-minerais de coloração ocre e galena. Nota-se vários planos de fraturas, nos quais é possível observar estrias de falha.
	185	89				
mm-11	175	72			0,2-0,5	Veios de quartzo leitoso, brancos a levemente ferruginosos, rico em cavidades por vezes preenchidas por material argiloso na cor ocre. Possuem ramificações. Apresentam paredes lisas, composta por um delgado filme de filossilicatos orientados (lineação mineral), ou ásperas, ricas em boxwoks. São variavelmente fraturados, ricos em xenólitos da encaixantes e apresentam bolsões de arsenopirita e brechas e fraturas preenchidas por galena. Observa-se, ocasionalmente, grãos de ouro livre a olho nu.
	170	75				
	180	72				
	175	88				
	170	78				
mm-17	170	68	0,4	Veio de quartzo leitoso, de coloração branca a cinza clara. Possui cavidades por vezes preenchidas por material ocre argiloso. Por vezes apresenta textura brechada com percolação de material de óxido/hidróxido. Xenólitos da encaixante são comuns.		
	341	84				
mm-24	90	68	0,3-0,5	Veio de quartzo leitoso, de coloração branca a cinza. Possui fraturas e cavidades por material ocre argiloso e alguns locais também possui sulfetos (calcopirita, azurita e pirita).		
	95	78				



	85	68		
Ponto	Direção de mergulho	Mergulho	Espessura (m)	Características Macroscópicas
mm-25	5	64	0,4-0,6	Veios de quartzo leitosos, de cor branca, ora pouco fraturado ora ricos em brechas. Apresenta xenólitos da encaixante e grandes massas de um mineral alterado (hematita?) e material argiloso de coloração ocre.
	330	60		
mm-32	250	60	2 a 5	Veio de quartzo leitoso, de cor branca, bem fraturado. Veio com composição mineralógica monotôna. Pode não estar associado diretamente ao minério.
mm-34	272	85	0,5	Veio de quartzo leitoso, de cor branca e composicionalmente monotôno. Possui ramificações e está bem fraturado. As fraturas estão preenchidas por delgados filmes avermelhados.
mm-49	10	88	0,01-0,9	Veio de quartzo leitoso, branco, rico em cavidades preenchidas por material ocre argiloso. Os veios variam de fraturados a brechados e o preenchimento por óxido/hidróxido é comum. Neste local onde o veio está exposto é possível visualizar várias ramificações entre os veios.
	160	80		
	350	76		
	160	76		
	342	88		
	340	80		
	165	80		
	350	85		
	355	88		
	350	70		
	340	58		
	345	85		
	340	85		
148	78			
350	60			

Ponto	Direção de mergulho	Mergulho	Espessura (m)	Características Macroscópicas
MM-70	20	78	0,01-0,6	Veio de quartzo leitoso e que exhibe comumente ramificações. Possui fraturas e brechas, por vezes com preenchimento de óxidos ou com delgadas lâminas de hidróxidos.
	15	70		
	15	80		
	12	64		
	0	88		
	352	70		
	10	70		
	15	55		
	3	80		
	215	40		
	212	60		
	195	88		
	195	60		

## **Anexo IX**

---

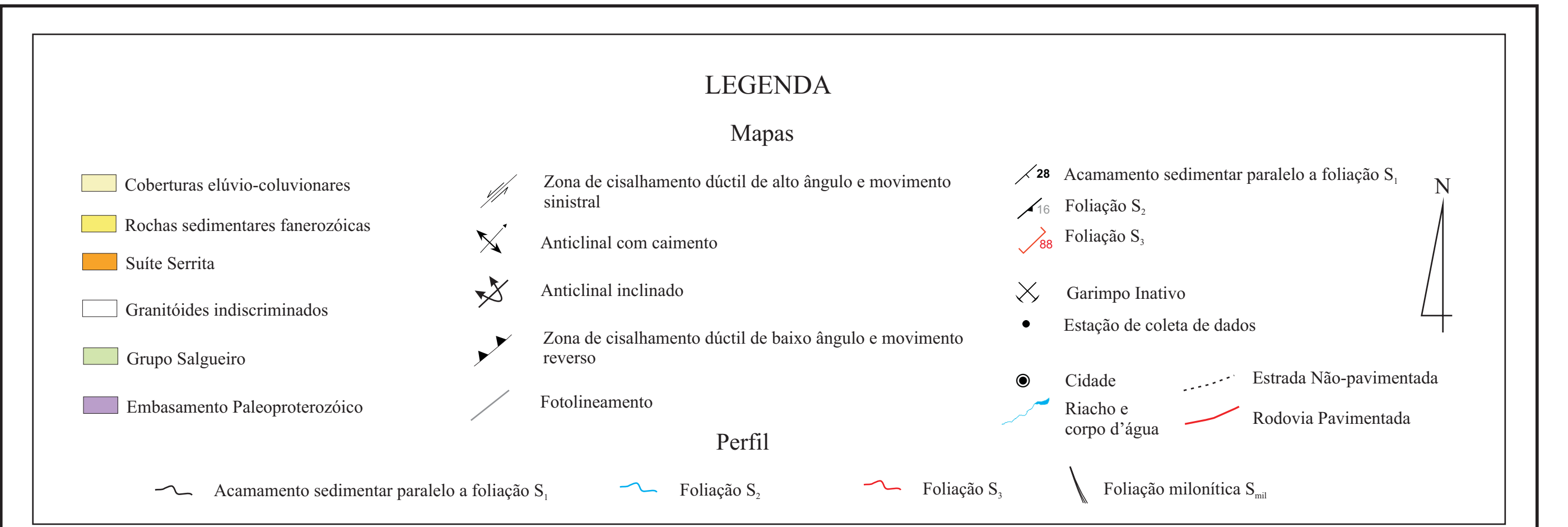
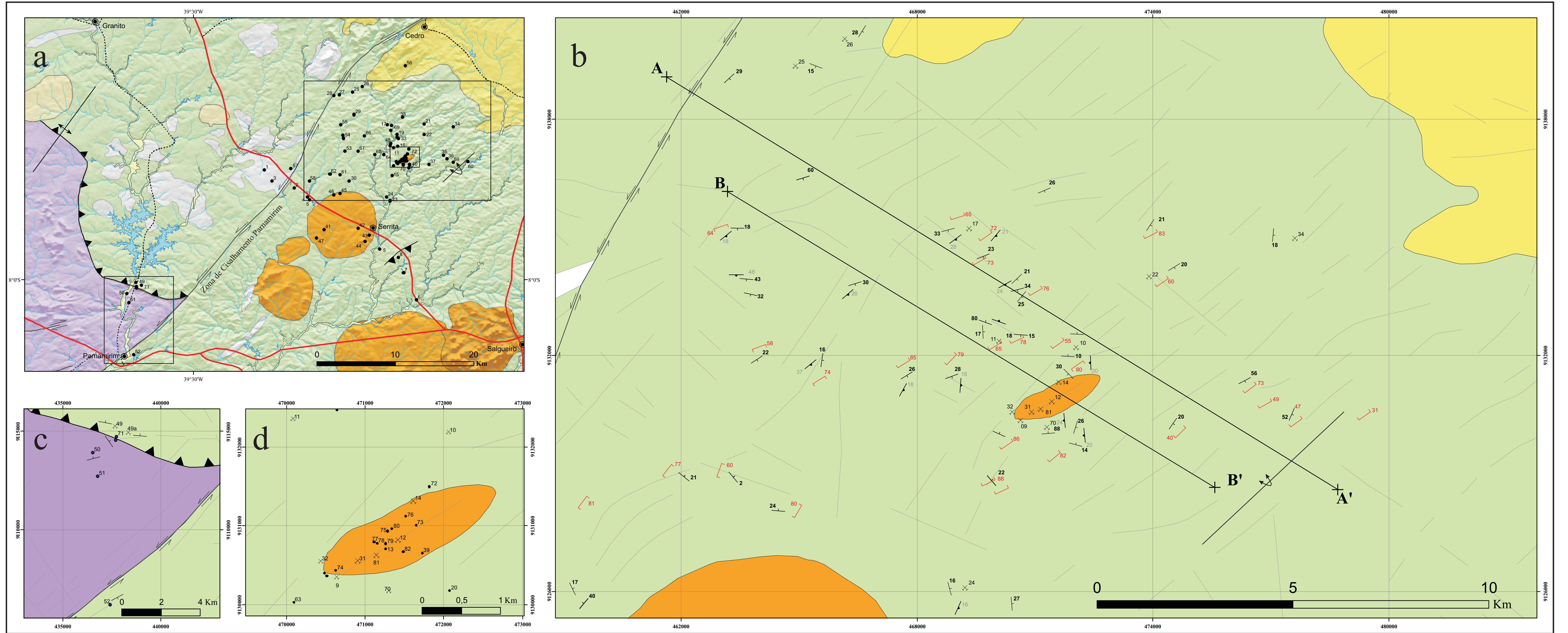
### **Mapa geológico da área de estudo**

## **Anexo X**

---

### **Mapa de veios de quartzo associados ao minério (Torres *et al.* 1986)**





Figuras:

(a) Estações de coleta de dados inseridas sobre mapa geológico regional. Os retângulos indicam as áreas de detalhadas nas figuras (b),(c) e (d). Escala 1:250.000.

(b) Mapa litostrutural da região a nordeste da cidade de Serrita, a qual apresenta as ocorrências dos veios de minério. Os perfis A-A' e B-B' estão apresentados na figura (e). Escala 1:50.000.

(c) Mapa litostrutural e de pontos da área do garimpo Açude do Chapéu, a norte de Parnamirim. Escala 1:100.000.

(d) Mapa geológico e de pontos do Stock Barra Verde e áreas adjacentes. Escala 1:25.000.

(e) Perfis geológicos interpretativos das seções A-A' e B-B' destacadas na figura (b). I - Zona de cisalhamento Paranaímim. Ponto 28. II - Relação entre S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>. Ponto 17. III - Dobras d, assimétricas. Ponto 59. IV - Foliação de crenulação S<sub>3</sub>. Ponto 55. V - Dobras suaves d, Ponto 16. VI - Dobras d, apertadas. Ponto 35.

Universidade Federal de Ouro Preto  
Escola de Minas - Departamento de Geologia  
Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Minerais

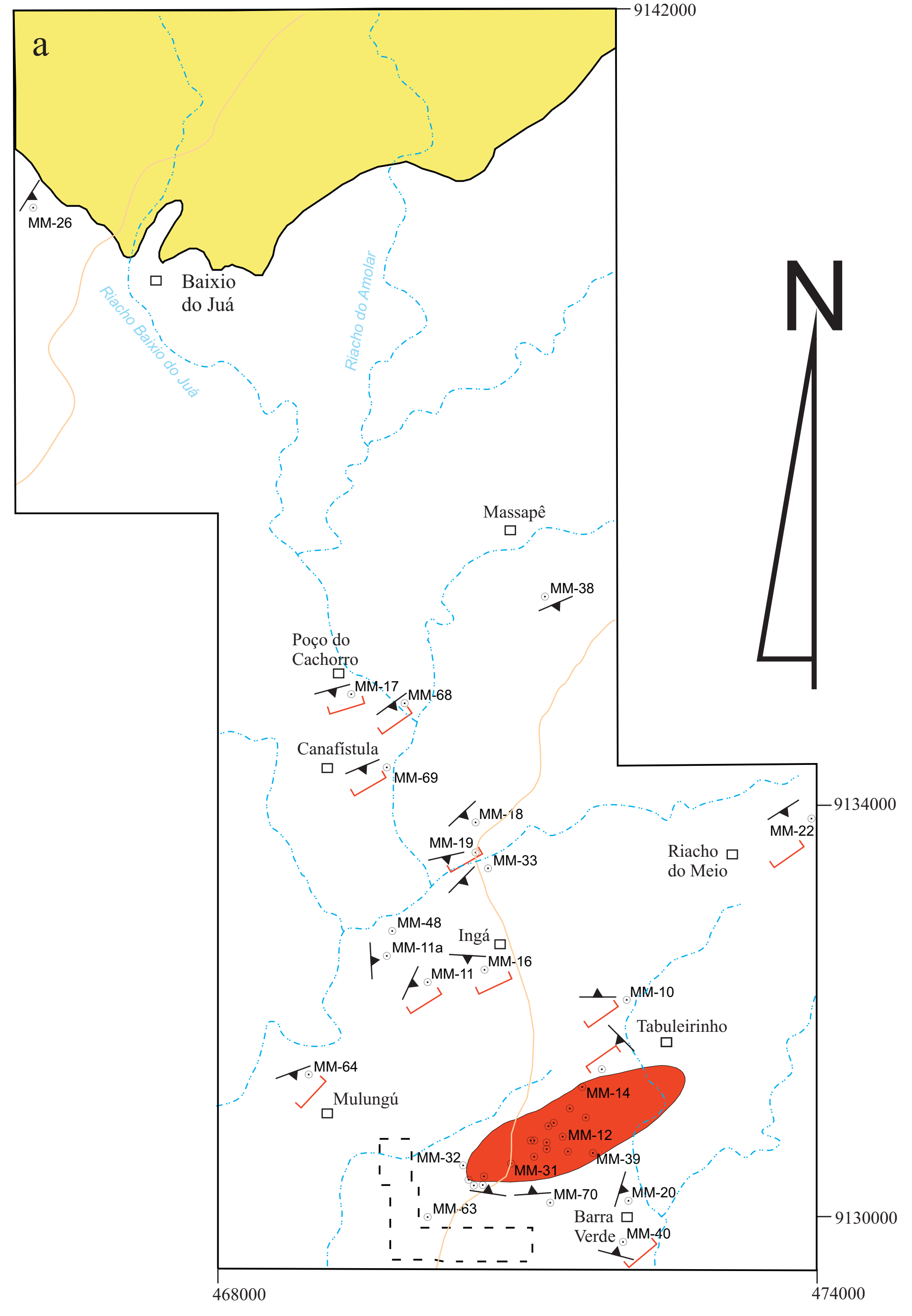
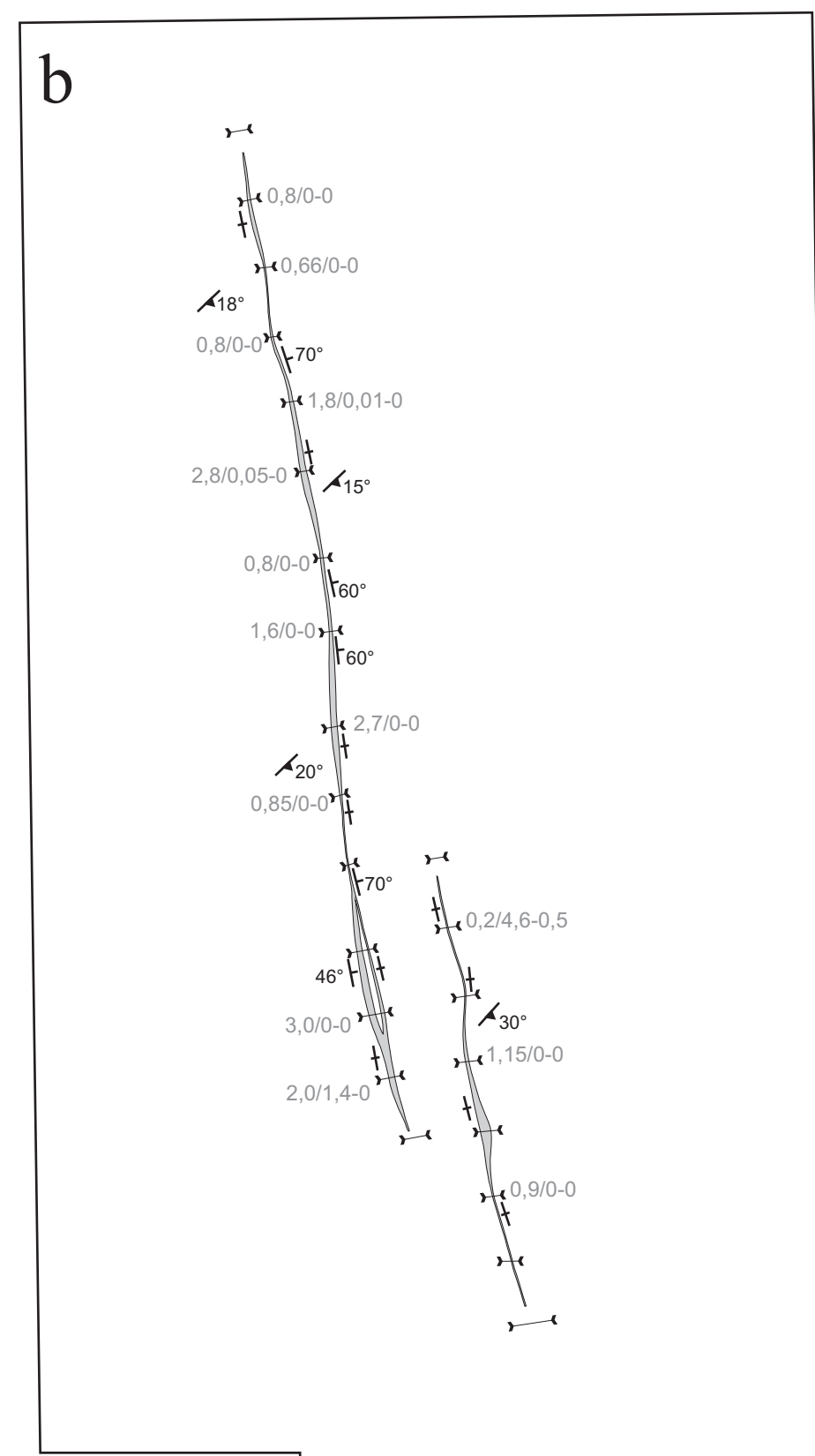
Mapas geológicos modificados da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004), Folhas Aracaju (SC.24) e Jaguaribe (SB.24).

Datum WGS 1984 - UTM Zona 24 Sul

Executor: Marcelo de Souza Marinho  
Co-orientação: Prof. Dr. Newton Souza Gomes

Orientação e revisão: Prof. Dra. Caroline Janete Souza Gomes  
Ouro Preto - MG  
Fevereiro de 2012





**CONVENÇÕES**

- Sedimentos fanerozóicos.
- Granitóide (*Stock Barra Verde*) ocorre sob a forma de pequenos corpos e localmente encaixam os filões.
- Xisto à quartz, plagioclásio e moscovita. Clorita e granada ocorrem subordinadamente.
- Veios de quartzo, aflorantes ou sob a forma de blocos, exibem cisalhamento moderado a pouco desenvolvido, textura maciça e cor branca a cinza clara
- Veios de quartzo apresentam forte alteração hidrotermal extensiva as encaixantes.
- Atitude do veio de quartzo; veio de quartzo vertical
- Atitude da foliação dos xistos encaixantes ( $S_1$ )
- Atitude da clivagem de crenulação dos xistos encaixantes ( $S_2$ )
- Trincheira com indicação da espessura do filão (m) e teores de Au e Ag (ppm), dados nessa ordem.
- Estrada de terra
- Riacho
- Localização aproximada da área apresentada na figura b.
- Localidades
- Estações de coleta de dados

Universidade Federal de Ouro Preto  
Escola de Minas - Departamento de Geologia  
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Minerais

Mapas geológicos modificados do Relatório Final do Projeto Serrita (CPRM 1986). O mapa (b) está representado em escala 1:2.500.

Base cartográfica original - SUDENE - 1968 - Datum Córrego Alegre(UTM) Zona 24 Sul

Executor Marcelo de Souza Marinho	Orientação e revisão Prof. Dra. Caroline Janette Souza Gomes Co-orientação Prof. Dr. Newton Souza Gomes	Ouro Preto - MG Fevereiro de 2012
--------------------------------------	--	--------------------------------------

