

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**GRANITÓIDES SINTECTÔNICOS DA REGIÃO DE PORTO BELO, SC: UMA ABORDAGEM
PETROLÓGICA E ESTRUTURAL DO MAGMATISMO EM ZONAS DE CISALHAMENTO**

Maria de Fátima Bitencourt

ORIENTADOR: DR. LAURO VALENTIM STOLL NARDI

CO-ORIENTADOR: DR. PETER CHRISTIAN HACKSPACHER

COMISSÃO EXAMINADORA:

DR. HANS D. EBERT

DR. LAURO V.S. NARDI

DR. LÉO A. HARTMANN

DR. JEAN MICHEL LEGRAND

DR. ROBERTO DALL'AGNOL

TESE DE DOUTORADO

1996

Bitencourt, Maria de Fátima.

Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento / Maria de Fátima Bitencourt. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1996.

310 f. il.

Tese (doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1996.

1. Geoquímica. 2. Granitóides Sintectônicos. 3. Geologia Estrutural.
4. Petrologia. 5. Porto Belo: SC. 6. Zona de Cisalhamento Major Gercino.
I. Título.

Catálogo na Fonte

Renata Cristina Grün / CRB10/1113

*Para o Lauro, meu espírito gêmeo,
E para a Natália, minha essência de vida.*

Agradecimentos

A finalização deste trabalho demorou bem mais tempo que o normal, de modo que, desde o embrião da idéia até sua conclusão, muitas pessoas foram e vieram, cada uma delas adicionando um afeto, uma ajuda ou uma experiência, direta ou indiretamente relacionados com este trabalho. Portanto, cabe aqui um agradecimento coletivo a todas estas pequenas partes que somam o todo da minha vida nos últimos anos, inclusive as partes menores e as nem tão boas assim, pois todas elas tiveram ao menos uma vírgula de bom. Também aos meus amigos recém-resgatados...todos.

À Natália e Fernanda, que do alto de suas adolescências tiveram a sabedoria e a compreensão de mulheres, e representarão sempre a força vital, apoio, torcida e motivação em todas as áreas da minha vida. Às minhas crianças Gustavo, Bruno, Lucas B., Marcos, Helena e Leli, que nem imaginam a paz e a leveza que me transmitem. E também às minhas crianças fisicamente mais distantes, mas igualmente próximas do meu coração, Mariana B., Rafael, Daniela, Marcela, Marcelo, Márcio, Mariane, Mariele, Betina, Álvaro, Martina, Marta, Lucas C., Mariana F. e Pedro. Em especial a todos os Bitencourt e agregados, que construíram uma muralha de proteção e carinho nas horas pesadas. E mais especial ainda, à minha irmã Wlândia, que até pedra já tinha moído no mestrado, mas não desistiu de ficar por perto.

Aos meus alunos, presentes e passados, força-motriz da minha vontade de aprender mais, e grandes companheiros de campo. Em especial ao Evandro (Pardal) Gottardo, cujas perguntas inteligentes sempre me obrigaram a pensar antes e depois de responder. Em dupla com Fábio (Cabeça) Souza, é também responsável pela base dos mapas digitalizada no Autocad (que nenhum de nós conhecia direito) e acabou virando aprendiz de feiticeiro junto comigo no Corel Draw, sob a supervisão do feiticeiro-mor, Cristiano Prado. Este último,

que afinal nem tinha nada a ver com o peixe, até horas de namoro perdeu, em pleno sábado à tarde...valeu!

A edição de tabelas e gráficos teve muitas mãos, além das minhas: Andréa, Natália e Wlândia digitaram, importaram e editaram incansavelmente, além de serem grandes companheiras. E também um agradecimento especial à minha grande editora-chefe, Nance Nardi, pela paciência infinita com o meu detalhismo gráfico.

Aos então bolsistas de iniciação científica, cujo auxílio nos trabalhos de campo e laboratório foi inestimável: Marcelo Guaragna, Renata Schmit, Carlos Sommer, Eduardo Rüther, Rodrigo Monteiro de Rosa Cruz e Roberto Kirchheim; em especial à dupla Rodrigo-Roberto, grandes companheiros e os únicos capazes de decifrar meus hieróglifos na caderneta de campo.

A todos os funcionários do Instituto de Geociências, pela paciência e apoio nas mais diversas áreas. Um agradecimento especial aos funcionários do setor de segurança da UFRGS, na pessoa do Sr. Osadir, zeloso anjo da guarda nas minhas longas noites de trabalho no campus.

À Profª Maria do Carmo de Lima e Cunha, pela revisão criteriosa de boa parte do texto. Também aos professores Clóvis Carlos Carraro e Dejanira Saldanha, do Departamento de Geodésia, pelo auxílio na interpretação de imagens e fotografias aéreas.

Ao Peter e à Daisy, pela hospitalidade nas minhas estadias em Rio Claro, bem como ao Dall'Agnol e à Regina, que também abriram sua casa em Nancy.

Aos orientadores deste trabalho, Lauro Nardi e Peter Hackspacher, pelas incansáveis discussões.

À vó Lia e ao pai da Natália, que cuidaram muito bem dela nas minhas muitas vezes longas ausências. E, mais uma vez, à própria Natália, que sempre soube apreciar a qualidade antes da quantidade na nossa convivência.

À Bebeth, que me ensinou a olhar para dentro com amor e aprovação, e que forma, juntamente com Marta e Paulo Renato, um trio simbiótico e acolhedor. Às “gurias” - Arlene, Lucília, Raqueli, Sílvia e Vera - cujas experiências me ajudaram a entender melhor as minhas.

E em especial à minha grande amiga Beth, apoio vital e grande abrigo na hora do temporal - um brinde a uma amizade tão forte que resistiu a anos de distância física, e que o destino trouxe para perto na hora exata.

Je remercie au Dr. Bernard Bonin pour l'assistance à l'Université Paris-Sud, Orsay, pendant les travaux de sonde. Je remercie aussi aux technicians des laboratoires d'analyses où j'ai obtenue des nombreuses determinations minérales, pour leur patience aux repondre a mes aussi nombreuses et ignorantes questions sur la sonde: Mr Oscar Soncini, du Museum d'Histoire Naturelle, Mr Hubert Remy et Mr Michel Fiabin, de l'Université de Paris VI, bien que a Elise, de l'Université de Nancy.

Thanks are also due to Dr. Wolfgang Unzog, from the University of Graz, Austria, for his kindness in adapting his Strain Program to my digitizer and plotter, and also for the manual, which were extremely useful for the strain analysis chapter.

And finally, to my partner and friend JH, whose peace of mind and e-mail support were vital for my soul at this very end.

SUMÁRIO

Resumo.	xxi
Abstract.	xxiii

Capítulo I - INTRODUÇÃO

1. Objetivos e Estruturação do Texto.	2
2. A Recristalização Dinâmica Eo- a Tardi-magmática dos Granitóides: colocação do problema.	4
3. Aspectos Fisiográficos Gerais.	9
4. Metodologia	
4.1 Mapeamento Geológico e Estrutural.	10
4.2 Análises Petrográficas e Microestruturais.	12
4.3 Análise Quantitativa da Deformação.	13
4.4 Análises Químicas de Rochas.	14
4.5 Análises Químicas de Minerais.	15

Capítulo II - CONTEXTO GEOLÓGICO/GEOTECTÔNICO REGIONAL

1. Introdução.	17
2. Compartimentação do Setor Meridional da Província Mantiqueira.	19
2.1 Núcleos Arqueanos/Paleoproterozóicos.	20
2.2 Cinturão Tijucas.	22

2.3 Cinturão Vila Nova..	23
2.4 Cinturão Granítico Dom Feliciano..	24
2.5 Sequências Vulcano-sedimentares de Cobertura.	28
2.6 Magmatismo Granítico Tardi- a Pós-orogênico..	28
3. Geologia do Escudo Catarinense.	29
3.1 Complexo Granulítico, Grupo Itajaí e Suíte Intrusiva Subida..	30
3.2 Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó.	33
3.3 Zona de Cisalhamento Major Gercino..	34
3.4 Grupo Brusque e Suítes Intrusivas Valsungana e Guabiruba.	35
3.5 Cinturão Granítico Dom Feliciano..	38
3.5.1 Complexo Camboriú.	38
3.5.2 Granitóides Pedras Grandes.	39
4. Concepções Geotectônicas para o Escudo Catarinense..	40
5. O Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro e a Correlação de Estruturas Transcorrentes no Setor Meridional da Província Mantiqueira.	43

Capítulo III - GEOLOGIA E ESTRUTURA DA REGIÃO DE PORTO BELO

1. Contexto Geológico e Estrutural da Região de Porto Belo..	45
2. Caracterização Litoestrutural das Unidades Estratigráficas..	48
2.1 Complexo Camboriú..	48
2.2 Metagranitóides de Quatro Ilhas..	53
2.3 Metagranito Mariscal.	58
2.4 Reconstituição Geométrica dos Metagranitóides..	62
2.5 Complexo Granítico Estaleiro..	66
2.5.1 Características Gerais..	66
2.5.2 Granodiorito Estaleiro.	68
2.5.3 Intrusões Máficas..	71
2.5.4 Veios Graníticos..	74
2.5.5 Reconstituição da Geometria do Complexo.	75
2.6 Suíte Intrusiva Zimbros..	76
2.6.1 Características Gerais..	76
2.6.2 Granito Zimbros..	77
2.6.3 Granito Morro dos Macacos e Dioritos Associados.	83

2.6.4 Rochas Hipabissais.	87
Fácies Hipabissal Félsica.. . . .	88
Fácies Hipabissal Máfica e Diques Compostos.	90
3. Coluna Estratigráfica Proposta e Discussão da Nomenclatura.	94

**Capítulo IV - CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA, TEXTURAL
E MICROESTRUTURAL DOS GRANITÓIDES**

1. Metagranitóides de Quatro Ilhas.	97
2. Metagranito Mariscal.	108
3. Complexo Granítico Estaleiro.	114
3.1 Granodiorito Estaleiro.. . . .	114
3.2 Enclaves Microgranulares Máficos.. . . .	125
3.3 Intrusões Máficas.	128
3.4 Veios Graníticos.	129
4. Suíte Intrusiva Zimbros.. . . .	130
4.1 Granito Zimbros.	130
4.2 Enclaves e Diques Sinplutônicos do Granito Zimbros..	136
4.3 Granito Morro dos Macacos.	137
4.4 Fácies Hipabissal Félsica.	140
4.5 Fácies Hibapissal Máfica.	141
5. Evolução Microestrutural do Granodiorito Estaleiro.	142

Capítulo V - ANÁLISE CINEMÁTICA

1. Introdução.	155
2. Principais Métodos de Quantificação.. . . .	155
2.1 Métodos do Tipo Centro-a-centro.. . . .	155
2.2 Métodos de Projeção.. . . .	157
2.3 O Método R_r/δ	158
2.4 Métodos Algébricos, Elipticidade Média e Elipse Média.	160
3. Aplicabilidade da Análise Quantitativa à Deformação de Corpos Intrusivos. 161	
4. Discussão dos Resultados Obtidos nas Rochas de Porto Belo.	162

4.1 Granodiorito Estaleiro.	162
4.2 Granito Zimbros e Diques Félsicos.	172
4.3 Diques Compostos.	174
5. Indicadores Cinemáticos na ZCMG.	177

Capítulo VI - GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE DOS GRANITÓIDES

1. Introdução.	181
2. Caracterização e Variação Composicional das Rochas Graníticas.	182
2.1 Metagranitóides.	181
2.2 Granodiorito Estaleiro.	190
2.3 Suíte Intrusiva Zimbros.	200
3. Química Mineral das Fases Máficas.	204
3.1 Anfibólios.	204
3.1.1 Variação Composicional e Geotermobarometria.	204
3.1.2 Variação Composicional dos Anfibólios de Porto Belo.	207
3.2 Biotitas.	212
3.2.1 Generalidades.	212
3.2.2 Parâmetros Composicionais.	213
3.2.3 Características Composicionais da Biotita Primária dos Granitóides de Porto Belo.	214
3.2.4 Variação Composicional da Biotita nos Granitóides.	216
3.2.5 Granodiorito Estaleiro.	220
4. Dados Geocronológicos Rb/Sr em Rocha Total.	223

Capítulo VII - CONSIDERAÇÕES FINAIS. 225

Referências Bibliográficas. 229

- Anexo I - Mapa Geológico da Região de Porto Belo
- Anexo II - Mapa de Localização e Amostragem
- Anexo III - Tabelas de Resultados Analíticos

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Contexto geológico/geotectônico regional.	21
Figura 2 - Esboço geológico do Escudo Catarinense.	31
Figura 3 - Mapa geológico da região de Porto Belo.	47
Figura 4 - Distribuição espacial das principais estruturas nos diferentes domínios e litologias da ZCMG.	49
Figura 5 - Feições mesoscópicas do Complexo Camboriú.	51
Figura 6 - Feições mesoscópicas dos metagranitóides de Porto Belo.	55
Figura 7 - Planta esquemática de relações de campo nos MgQI.	57
Figura 8 - Feições mesoscópicas dos metagranitóides de Porto Belo.	61
Figura 9 - Feições mesoscópicas da fácies indeformada do Granodiorito Estaleiro. . .	63
Figura 10 - Feições mesoscópicas do Complexo Granítico Estaleiro.	65
Figura 11 - Representação em bloco-diagrama das relações internas do Complexo Granítico Estaleiro.	67
Figura 12 - Feições mesoscópicas do Complexo Granítico Estaleiro.	73
Figura 13 - Feições mesoscópicas do Granito Zimbros.	79

Figura 14 - Feições mesoscópicas do Granito Zimbros.....	81
Figura 15 - Feições mesoscópicas do Granito Morro dos Macacos e Fácies Hipabissal Félsica.....	85
Figura 16 - Representação em bloco-diagrama de diques sinplutônicos no Granito Morro dos Macacos.	87
Figura 17 - Feições mesoscópicas da Fácies Hipabissal Máfica e diques compostos. . .	91
Figura 18 - Feições mesoscópicas dos diques compostos.	93
Figura 19 - Composição modal dos granitóides de Porto Belo no diagrama QAP.....	99
Figura 20 - Feições petrográficas e microestruturais dos Metagranitóides de Quatro Ilhas.....	101
Figura 21- Feições microestruturais dos Metagranitóides de Quatro Ilhas.	103
Figura 22 - Diagramas das modificações composicionais dos feldspatos nos MGQI. .	105
Figura 23 - Feições petrográficas e microestruturais dos Metagranitóides de Quatro Ilhas e Metagranito Mariscal.	107
Figura 24 - Feições texturais e microestruturais do Metagranito Mariscal.....	111
Figura 25 - Feições texturais e microestruturais do Granodiorito Estaleiro.....	117
Figura 26 - Diagramas de variação dos teores de An, Ba e Sr de cristais de plagioclásio do GE.	119
Figura 27 - Diagramas de variação composicional do plagioclásio em diferentes	

contextos microestruturais do GE.	121
Figura 28 - Feições texturais e microestruturais do GE.	123
Figura 29 - Feições texturais de enclaves e intrusões máficas do CGE.	127
Figura 30 - Feições microestruturais de quartzo e feldspatos do GE.	147
Figura 31 - Feições microestruturais dos feldspatos do GE.	151
Figura 32 - Diagrama comparativo de resultados de análise quantitativa nos feldspatos do Granodiorito Estaleiro.	163
Figura 33 - Resultados do método Rf/ö na análise da deformação dos feldspatos.	167
Figura 34 - Resultado da aplicação do método Rf/ö na análise da deformação dos feldspatos do Granodiorito Estaleiro.	168
Figura 35 - Resultado da aplicação do método Rf/ö nos feldspatos da fácies milonítica do Granodiorito Estaleiro.	169
Figura 36 - Resultado da aplicação do método Rf/ö nos enclaves máficos da borda do CGE e da SIZ.	171
Figura 37 - Relações geológicas e distribuição espacial das rochas máficas e félsicas em dique composto da SIZ.	173
Figura 38 - Resultado da aplicação do método Rf/ö nos enclaves máficos contidos no centro ácido de intrusão composta.	175
Figura 39 - Relação espacial entre as foliações Sm e Sm' na Ponta do Estaleiro.	178
Figura 40 - Diagramas de variação de elementos maiores e menores para os Metagranitóides de Quatro Ilhas.	183

Figura 41 - Diagramas de variação de elementos maiores e menores para o Metagranito Mariscal.	184
Figura 42 - Variação do conteúdo de elementos traços com a diferenciação nos metagranitóides.	187
Figura 43 - Variação da razão Rb/Ba com o teor de SiO ₂ nos Metagranitóides de Quatro Ilhas	188
Figura 44 - Diagrama de Brown (1981) para os metagranitóides de Porto Belo.	188
Figura 45 - Relação alumina-álcalis-cálcio dos metagranitóides de Porto Belo.	189
Figura 46 - Variação da razão FeO*/(FeO*+MgO) com o teor de SiO ₂ nos metagranitóides de Porto Belo.	189
Figura 47 - Padrões de ETR para os metagranitóides de Porto Belo.	190
Figura 48 - Diagramas de variação de elementos maiores, menores e traços com a diferenciação no Granodiorito Estaleiro.	191
Figura 49 - Diagramas de variação de elementos traços com a diferenciação no Granodiorito Estaleiro.	193
Figura 50 - Relação alumina-álcalis-cálcio do Granodiorito Estaleiro.	194
Figura 51 - Diagrama de Brown (1981) para o Granodiorito Estaleiro.	194
Figura 52 - Variação da razão FM* com o teor de SiO ₂ no Granodiorito Estaleiro.	195
Figura 53 - Padrões de ETR do Granodiorito Estaleiro.	195
Figura 54 - Diagramas de variação de elementos maiores e menores com a diferenciação nas rochas da Suíte Intrusiva Zimbros.	196

Figura 55 - Diagrama de Brown (1981) para as rochas da Suíte Intrusiva Zimbros. . .	197
Figura 56 - Relação alumina-álcalis-cálcio das rochas da Suíte Intrusiva Zimbros. . .	197
Figura 57 - Variação da razão $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ com o grau de diferenciação na Suíte Intrusiva Zimbros.	198
Figura 58 - Diagramas de variação de elementos traços com a diferenciação nas rochas da Suíte Intrusiva Zimbros.	199
Figura 59 - Padrões de ETR da Suíte Intrusiva Zimbros.	200
Figura 60 - Padrões de elementos traços nos granitóides de Porto, normalizados pelos valores de Pearce <i>et al.</i> (1984).	201
Figura 61 - Granitóides de Porto Belo no diagrama discriminante de Pearce <i>et al.</i> (1984).	203
Figura 62 - Nomenclatura dos anfibólios no diagrama de classificação do IMA.	208
Figura 63 - Variação da razão catiônica #fm com o teor de Al^{I} dos anfibólios do GE e correlação da razão #fm de anfibólio e biotita coexistentes.	209
Figura 64 - Biotitas dos granitóides de Porto Belo discriminadas no diagrama $\text{Al}^{\text{I}} \times \text{Mg}$ de Nachitt <i>et al</i> (1985).	215
Figura 65 - Diagrama $\text{Al}^{\text{I}} \times \text{\#fm}$ para as biotitas dos granitóides de Porto Belo.	219
Figura 66 - Diagrama $\text{Ti} \times \text{\#fm}$ para as biotitas dos granitóides de Porto Belo.	219
Figura 67 - Diagrama catiônico $\text{Ti} \times \text{Al}^{\text{VI}}$ para as biotitas do Granodiorito Estaleiro. . .	222
Figura 68 - Diagrama catiônico $\text{Al}^{\text{VI}} \times \text{Mg}$ para as biotitas do Granodiorito Estaleiro. .	221

LISTA DE QUADROS

Quadro 01 - Simbologia de estruturas planares e lineares.....	46
Quadro 02 - Coluna estratigráfica da área de Porto Belo.....	95
Quadro 03 - Denominação dos métodos e parâmetros de análise quantitativa da deformação.	159
Quadro 04 - Valores máximos de σ^2 para o ajuste da distribuição às curvas-è.....	160
Quadro 05 - Resultados da aplicação de métodos de análise quantitativa nos feldspatos da fácies indeformada do Granodiorito Estaleiro.....	165
Quadro 06 - Resultados da aplicação de métodos de análise quantitativa nos feldspatos das fácies transcional e milonítica do Granodiorito Estaleiro.....	166
Quadro 07 - Simbologia das amostras nos diagramas de elementos maiores e traços.	182
Quadro 08 - Idades Rb/Sr	223

LISTA DE TABELAS

Tabela III-1 Análises representativas de epidotos.	261
Tabela III-2 Análises representativas de ilmenitas dos granitóides de Porto Belo.	262
Tabela III-3 Análises químicas de magnetitas dos granitóides de Porto Belo.	263
Tabela III-4 Análises químicas representativas de feldspatos dos Metagranitóides de Quatro Ilhas.	264
Tabela III-5 Análises químicas e fórmulas estruturais de biotitas dos metagranitóides de Porto Belo.	266
Tabela III-6 Análises representativas de feldspatos do Metagranito Mariscal.	268
Tabela III-7 Análises químicas e fórmulas estruturais de muscovitas do Metagranito Mariscal.	270
Tabela III-8 Análises químicas de feldspatos do Granodiorito Estaleiro.	271
Tabela III-9 Composição química e fórmula estrutural dos anfibólios do Complexo Granítico Estaleiro.	277
Tabela III-10 Análises químicas e fórmulas estruturais de biotitas do Granodiorito Estaleiro.	279
Tabela III-11 Análises químicas e fórmulas estruturais de muscovitas do Granodiorito Estaleiro.	285
Tabela III-12 Análises de feldspatos de enclaves máficos do Complexo Granítico	

Estaleiro.	286
Tabela III-13 Análises químicas e fórmulas estruturais de biotitas de enclaves máficos do Complexo Granítico Estaleiro..	287
Tabela III-14 Análises de feldspatos da Suíte Intrusiva Zimbros.....	288
Tabela III-15 Composição química e fórmula estrutural dos anfibólios da Suíte Intrusiva Zimbros.	293
Tabela III-16 Análises químicas e fórmulas estruturais de biotitas das Rochas da Suíte Intrusiva Zimbros.....	294
Tabela III-17 Análises químicas e fórmulas estruturais de biotitas do Granito Zimbros	298
Tabela III-18 Resultados analíticos de elementos maiores, traços e valores normativos CIPW para os Metagranitóides de Quatro Ilhas.....	299
Tabela III-19 Resultados analíticos de elementos maiores, traços e valores normativos CIPW para o Metagranito Mariscal.....	300
Tabela III-20 Resultados analíticos de elementos maiores, traços e valores normativos CIPW para o Granodiorito Estaleiro.....	301
Tabela III-21 Resultados analíticos de elementos maiores, traços e valores normativos CIPW para veios e enclaves microgranulares máficos.	304
Tabela III-22 Resultados analíticos de elementos maiores, traços e valores normativos CIPW para as rochas da Suíte Intrusiva Zimbros.	305
Tabela III-23 Resultados analíticos de maiores, traços e ETR em amostras selecionadas dos granitóides de Porto Belo.....	308
Tabela III-24 Dados analíticos Rb/Sr para os granitóides estudados.....	310

Resumo

A região de Porto Belo se localiza no extremo nordeste da Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), que representa uma das zonas de transcorrência contidas no denominado Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro - uma descontinuidade de escala crustal, ativa durante o Neoproterozóico. Os Metagranitóides de Quatro Ilhas e o Metagranito Mariscal constituem os corpos graníticos mais antigos reconhecidos na área, sendo intrusivos numa associação de ortognaisses quartzo-feldspáticos, cuja estruturação principal ocorreu durante um regime tangencial, provavelmente de idade Brasiliana/Panafricana. A tectônica tangencial está registrada nos metagranitóides, principalmente no controle geométrico das encaixantes. O Complexo Granítico Estaleiro é constituído pelo Granodiorito Estaleiro e por uma grande quantidade de veios graníticos dispostos em gerações sucessivas, contendo também corpos tabulares máficos concordantes. O posicionamento deste complexo foi controlado pela tectônica da ZCMG, constituindo uma intrusão eotranscorrência. A Suíte Intrusiva Zimbros é composta pelos granitos Zimbros e Morro dos Macacos, e por rochas riolíticas e básicas que formam um enxame de diques paralelos ao corpo plutônico principal. A coexistência de líquidos ácidos e básicos numa mesma intrusão gera diques compostos em volume subordinado. As rochas desta suíte intrudiram o conjunto de granitóides mais antigos em condições rasas, e o seu posicionamento é tardi-transcorrência. As características petrográficas e microestruturais dos granitóides compreendem feições indicativas de sua formação em meio líquido, bem como a evolução contínua das condições de cristalização sintectônica, culminando com a formação de microestruturas típicas de estado sólido, em temperaturas mais baixas. Microestruturas de alta temperatura compreendem subgrãos prismáticos e basais em padrão *chessboard* no quartzo, bem como a rotação progressiva de subgrãos para grãos recristalizados nos feldspatos. Produtos de transformações *subsolidus* das micas incluem a neoformação de biotita verde azulada, muscovita e clorita às expensas da biotita magmática. A progressão da deformação magmática para a de estado sólido é também registrada no comportamento dos feldspatos do Granodiorito Estaleiro e do Granito Zimbros, que

apresentam alto grau de orientação para valores de R_s próximos da unidade, progredindo para valores de R_s mais elevados em direção ao centro da zona de cisalhamento. A forma e orientação de enclaves máficos contidos nos diques riolíticos denotam movimento horário das paredes durante a intrusão. O mesmo sentido de movimento é perceptível na relação espacial de *shear bands* com a foliação principal e na assimetria de sombras de pressão em feldspatos. Os padrões geoquímicos dos granitóides posicionados sucessivamente são compatíveis com a evolução do magmatismo em ambientes pós-colisionais. Os metagranitóides de Quatro Ilhas e Mariscal têm afinidade cálcico-alcálica alto-K, com maior contribuição crustal registrada no último; o Complexo Granítico Estaleiro mostra afinidade shoshonítica, enquanto o magmatismo da Suíte Intrusiva Zimbros tem caráter moderadamente alcalino, tardi- a pós-orogênico.

Abstract

The region of Porto Belo is located on the northeastern end of the Major Gercino Shear Zone (MGSZ), which is one of the several shear zones within the so-called Southern Brazilian Shear Belt (SBSB) - a major crustal-scale discontinuity which was active during the Neoproterozoic. The Quatro Ilhas Metagranitoids and the Mariscal Metagranite are the oldest recognized granitic bodies in the area; they intrude an association of quartz-feldspathic orthogneisses, whose main structure was built under a tangential regime, probably of Brasiliano/Panafrican age. The tangential regime is registered in the metagranitoids mainly as a geometrical control of country rocks. The Estaleiro Granitic Complex is composed of the Estaleiro Granodiorite and a large amount of granitic veins in successive generations, as well as minor mafic tabular intrusions. The emplacement of this complex was controlled by the MGSZ transcurrent tectonics, and it constitutes an early-transcurrence intrusion. The Zimbros Intrusive Suite (ZIS) is composed of the Zimbros and Morro dos Macacos granites and by rhyolitic and basic rocks which constitute a dyke swarm parallel to the main plutonic body. A minor volume of composite dykes is part of the swarm, due to the coexistence of acid and basic liquids within a single intrusion. The rocks of this suite have intruded the older granites assemblage at high-level conditions, during a late-transcurrence period. Petrographic and microstructural features of the granitoids indicate their formation within a liquid environment, as well as their continuous evolution through syntectonic magmatic crystallization, towards the formation of typical solid-state, low-temperature microstructures. High-temperature microstructures are represented by prismatic and basal subgrain boundaries, constituting a chessboard pattern in quartz, as well as progressive rotation of subgrains to recrystallized grains in feldspars. Subsolidus reaction products of micas include bluish-green, new biotite, muscovite and chlorite formed from the magmatic old biotites. The progression from magmatic to solid-state deformation is also registered in the behaviour of feldspars from the Estaleiro Granodiorite and the Zimbros Granite, which show a highly developed preferred orientation, in contrast with near-unit R_s values farther from the main shear zone, and develop progressively higher R_s

values towards the high-strain zones. The shape and orientation of mafic enclaves in rhyolitic dykes indicate a dextral shear sense of the walls during intrusion. The same sense of movement is indicated by the angular relation of shear bands to the main foliation in high-strain zones and by the vorticity of pressure shadows in feldspars. Geochemical patterns of successively intruded granitoids point to a magmatic evolution in post-collisional environments. The early-formed Quatro Ilhas and Mariscal metagranitoids show a high-K, calc-alkaline affinity, with a major crustal contribution recognized in the latter; the Estaleiro Granitic Complex has a shoshonitic affinity and is followed by the Zimbros magmatism, of mildly alkaline, late- to post-orogenic character.

Capítulo I

INTRODUÇÃO

A abordagem integrada da geologia das rochas graníticas tem se tornado uma tendência crescente nas últimas décadas, tanto pela necessidade geral de se obter uma visão holística dos fenômenos geológicos quanto pelos resultados positivos que a mesma vem trazendo para o entendimento da evolução da crosta. Sendo seu constituinte principal, as rochas graníticas fornecem importantes informações sobre as propriedades reológicas e evolução composicional da crosta, e visto como um sistema particular, cada corpo granítico representa uma história evolutiva multifacetada, que comporta aspectos estruturais, composicionais (químico-mineralógicos) e cronológicos interdependentes.

O posicionamento dos granitóides é governado pela interação entre o campo tensional global e a reação mecânica das rochas encaixantes. A tensão global, por sua vez, resulta da interação entre o campo tensional regional e as tensões internas ao sistema magmático e geradas por ele, como suas forças de flutuação, tensões termais e gradientes de tensão relacionados à diferença de viscosidade entre magmas coexistentes. As componentes internas da tensão estão, portanto, relacionadas a variáveis como composição químico-mineralógica, temperatura e velocidade de resfriamento, as quais interagem com as propriedades físicas das rochas encaixantes para determinar a relação final entre elas. Por outro lado, o campo tensional externo resulta da distribuição das tensões na crosta, a qual é também afetada pela presença de grandes volumes de rochas graníticas, como é comum nos cinturões orogênicos. O resfriamento de grandes massas graníticas num espaço de tempo prolongado impõe modificações de natureza física na crosta, na medida em que a reologia da mesma é progressivamente modificada, causando mesmo uma redistribuição das tensões em função das mudanças relativamente bruscas de comportamento físico dos magmas ao atravessar dois limiares reológicos principais.

Evidências da presença simultânea de magmas graníticos e basálticos na mesma câmara são abundantes em diversas situações geológicas, e o grau de interação entre esses dois materiais de propriedades reológicas distintas constitui um fator determinante nas propriedades físicas de

ambos. Um dos efeitos mais marcantes desta interação diz respeito à heterogeneidade de propriedades físicas que se estabelece em pequena escala, ocasionando uma grande variação na taxa de deformação desses materiais. A aplicação direta de parâmetros comumente tidos como confiáveis na avaliação de temperaturas de deformação torna-se questionável, já que a base teórica dessas determinações consiste na presença de taxas de deformação "normais", entendidas como tal aquelas observadas no âmbito do metamorfismo e da deformação de estado sólido. Por outro lado, o desenvolvimento de critérios para distinguir processos geológicos similares é também uma questão de tempo e, apesar da grande contribuição representada pelos resultados experimentais, o processo de maturação científica desses critérios requer a comprovação de sua validade em situações naturais, quando o máximo de variáveis possa ser testado por meio da aplicação de parâmetros diversos.

1. Objetivos e Estruturação do Texto

A opção de uma abordagem integrada traz embutida a premissa de que, para levá-la a termo, é necessário descrever e analisar comparativamente as características de cada intrusão na área estudada. Em contraposição ao trabalho de investigação de processos específicos, que visa aprofundar e testar critérios já estabelecidos, este trabalho visa buscar semelhanças e diferenças entre os processos que ocorrem no limiar de dois campos, distintos mas transicionais, representados pela cristalização magmática e pela transformação *subsolidus*, quando acompanhadas de deformação.

O mapeamento geológico-estrutural de detalhe da região de Porto Belo constitui o primeiro objetivo deste trabalho, visando individualizar as intrusões e estabelecer a relação estratigráfica entre os granitóides, bem como a relação do magmatismo com o evento de transcorrência representado pela Zona de Cisalhamento Major Gercino.

A discussão de aspectos petrográficos, estruturais e químicos é centralizada nas rochas graníticas; entretanto, são apresentados também alguns dados obtidos em enclaves e diques máficos interpretados como contemporâneos, no intuito de embasar algumas considerações sobre a interação dos mesmos com os granitóides encaixantes.

Os dados geoquímicos são utilizados como ferramenta auxiliar na estratigrafia dos granitóides, bem como no estabelecimento da evolução do magmatismo em escala mais ampla.

Por consequência da opção efetuada em favor da integração de dados, muitas questões não são aprofundadas e permanecem abertas. Uma vez estabelecida a cronologia das intrusões, selecionou-se o Granodiorito Estaleiro como ponto referencial de detalhamento, uma vez que esta unidade, por seu posicionamento relativo, exemplifica a convergência dos processos estudados. As intrusões mais antigas e mais jovens são caracterizadas e utilizadas como critérios comparativos.

A apresentação dos dados é precedida de uma introdução sobre a recristalização dinâmica sinmagmática, destinada a apresentar e delimitar o tema tratado.

O capítulo II tem por objetivo fornecer uma visão geral do contexto geológico do qual faz parte a área estudada, apresentando também algumas interpretações de dados pré-existentes, que conduzem à formulação de um modelo de condicionamento estrutural mais amplo.

O capítulo III constitui a principal base de integração do trabalho, apresentando a geologia, estratigrafia e estrutura das rochas graníticas até a escala mesoscópica. No capítulo IV são apresentados e discutidos os dados petrográficos e microestruturais das unidades reconhecidas, acompanhados da caracterização químico-mineralógica geral de cada uma delas.

A análise cinemática, centralizada nos granitóides sintranscorrência, é apresentada no capítulo V e estendida à zona de cisalhamento como um todo. Uma abordagem mais detalhada dos pressupostos envolvidos nos diversos métodos de quantificação da deformação precede a discussão dos dados, com o intuito de situar a discussão e avaliar a aplicabilidade desses métodos.

No capítulo VI o magmatismo granítico é caracterizado do ponto de vista petrológico e geoquímico, com base em dados de química global e química mineral de fases máficas. Neste capítulo, procurou-se caracterizar também as condições de cristalização e avaliar as modificações que se seguiram, no estado sólido. Adicionalmente, são apresentados e discutidos os dados geocronológicos Rb-Sr obtidos em rocha total. As considerações finais são apresentadas no capítulo VII.

O mapa geológico de Porto Belo, bem como o mapa de localização e amostragem, constam nos anexos I e II. As tabelas de resultados analíticos completos de minerais e de rochas, bem como de determinações isotópicas, são organizadas no anexo III.

2. A recristalização dinâmica eo- a tardi-magmática dos granitóides: colocação do problema

O reconhecimento de feições de recristalização em granitóides, sobretudo de quartzo e feldspatos, tem levado diversos autores a utilizar o prefixo *meta* para se referir às rochas que apresentam tais feições. Neste sentido, o emprego de uma nomenclatura metamórfica, como "metagranitóides" ou "ortognaisses" tem implícita a afirmativa de que a rocha esteve submetida a um evento de metamorfismo, responsável pelas feições de recristalização **no estado sólido** que ela apresenta. Logo, é importante examinar uma a uma as definições envolvidas e as conseqüências interpretativas que tais designações apresentam.

Em princípio, deve ser lembrado que a utilização de um ou outro termo para classificar uma rocha é passível de escolha, já que uma mesma rocha pode receber diferentes designações de acordo com a feição ou processo que se queira ressaltar. Tome-se como exemplo uma rocha metamórfica em que hornblenda e plagioclásio cálcico constituem mais de 80% em volume, e que apresenta uma xistosidade bem marcada pelos minerais inequidimensionais. Neste caso, pode-se literalmente **escolher** quando se fizer referência a esta rocha, os termos *anfíbolito*, *plagioclásio-hornblenda xisto* ou *metabasito*, conforme se queira enfatizar, respectivamente, sua composição mineralógica e grau metamórfico, sua estrutura ou o tipo de rocha que lhe deu origem. Por outro lado, deve-se avaliar qual dos 3 termos é o mais preciso para designar inequivocamente a rocha e, ainda, qual deles representa mais concretamente a mesma. Neste caso, o primeiro termo informa adequadamente o grau metamórfico e a composição mineralógica da rocha, mas nada diz acerca da sua estrutura, que tanto poderia ser maciça como foliada, resultando no mesmo nome. O terceiro termo informa sua gênese ortometamórfica, mas não precisa sua mineralogia e, conseqüentemente, seu grau metamórfico, nem sua estrutura. Já o segundo termo traduz não só a mineralogia, e conseqüentemente o grau metamórfico, como também o tipo de metamorfismo envolvido - dado pela estrutura xistosa - e a seqüência pré-metamórfica, implícita na composição, sendo evidentemente o mais informativo dos três. Por outro lado, não se pode considerar errada qualquer das outras designações, e a escolha é muitas vezes conseqüência do objetivo imediato, na classificação.

Quando se estuda uma rocha granítica, a principal feição mesoscópica utilizada como modificador do seu nome é a sua estrutura planar, ou foliação. Assim, é possível se referir a ela

como um *granodiorito foliado*, como um *ortognaisse granodiorítico*, ou como um *metagranodiorito*. Entretanto, em contraposição ao exemplo anterior, os três termos não têm necessariamente o mesmo significado, visto que a estrutura planar das rochas ígneas pode ser gerada por diferentes mecanismos, e não está restrita à atuação de tensão diferencial durante o metamorfismo. A foliação de uma rocha granítica pode ser dada por: (i) um alinhamento exclusivamente de **forma** dos cristais, sem deformação interna - neste caso, a gênese da foliação é facilmente atribuída ao fluxo do magma durante a cristalização, e pode ser gerada sem a presença de tensão externa, ou seja, não implica um condicionamento tectônico específico durante a sua formação; (ii) um alinhamento predominantemente de **forma** dos cristais, acompanhado de alguma deformação interna dos mesmos; e (iii) por um alinhamento de forma localmente preservado, acompanhado de uma trama com deformação interna concordante. Nos últimos dois casos sua gênese é discutível.

Considerando-se que toda a modificação interna da forma é obtida através de processos de plasticidade intracristalina, cuja atuação é demonstradamente dirigida pela ativação termal, dever-se-ia então perguntar qual a origem desta energia termal. Assim, a temperatura de 450 a 550 °C, amplamente utilizada como limite inferior para a recristalização de feldspatos por rotação de rede é geralmente aceita, e derivada tanto de dados experimentais (*e.g.* Tullis *et al.* 1990) quanto de resultados de estudos regionais (Fitzgerald & Stunitz 1994, entre outros). Por outro lado, é necessário questionar a origem de tal temperatura e em que momento da história da rocha ela foi atingida. Se as feições de recristalização citadas são encontradas em rochas metassedimentares quartzo-feldspáticas, como metarcóseos e metagrauvas, não há dúvida de que a única origem possível das mesmas está relacionada a um processo metamórfico, em condições bem diversas daquelas sob as quais a rocha se formou e, neste caso, poder-se-ia aplicar o conceito de "...transformações mineralógicas e estruturais **no estado sólido**". Entretanto, em se tratando de rochas graníticas, é evidente que, em alguma etapa da sua formação, esta rocha esteve submetida a temperaturas desta ordem, fato implícito na trajetória de cristalização do magma que lhe deu origem. Assim, é preciso admitir pelo menos duas alternativas distintas em relação à sua história geológica, e a escolha de uma delas tem diferentes implicações.

Atualmente, o estudo das microestruturas encontradas em quartzo e feldspatos tem se intensificado, como consequência da necessidade de balizar as condições de temperatura nas zonas de cisalhamento dúctil, a maior parte das quais se estabelece sobre rochas graníticas, por força do próprio comportamento reológico das mesmas (Ramsay 1982). Por outro lado, é também

demonstrado que as zonas de cisalhamento agem como grandes descontinuidades crustais, condicionando o posicionamento de magmas graníticos em sucessivas gerações ao longo de sua história ativa, ou mesmo após cessada a atividade tectônica, permanecendo como zonas de fraqueza e vias de acesso aos magmas em ascensão. Assim, se estabelece um vínculo estreito entre a atividade magmática e a história geológica das zonas de cisalhamento, em que o intervalo de tempo da primeira é claramente contido e menor que o da última. Logo, o início e término da cristalização de um determinado magma posicionado dentro de uma zona de cisalhamento ativa é geralmente sucedido no tempo pela continuidade da história deformacional da mesma, acarretando a necessidade de se estabelecer a posição, do modo mais preciso possível, da atividade magmática em relação à atividade tectônica. Os termos pré-, sin- e pós-cinemático têm sido geralmente empregados para descrever esta relação. Na busca de termos ainda mais exatos, autores como Tobisch & Paterson (1990) utilizam o termo *intradeformacional* para se referir a uma dada intrusão ocorrida entre duas fases de deformação que compõem um evento cinemático mais amplo. Com o mesmo objetivo, no presente trabalho, serão utilizados os termos eo-, meso- e tardi-cinemático como subdivisões da condição sincinemática.

Considerando-se, portanto, que a cristalização de um magma granítico pode ocorrer **durante** a movimentação de uma zona de cisalhamento, ainda que esta cristalização se complete bem antes do término da atividade tectônica, faz-se necessário analisar de que forma a tensão externa pode se transferir para o magma à medida que o mesmo se aproxima do comportamento sólido pelo aumento de sua porcentagem de cristais e, ainda, de que forma a dinâmica da cristalização pode atuar no sentido de permitir a distribuição heterogênea da tensão na intrusão como um todo, já que a relação volumétrica líquido/cristais é geralmente variável numa mesma câmara magmática. Assim, pode-se tomar como exemplo uma situação hipotética, mas provável, em que a trajetória de cristalização permite a ocorrência de acumulações de cristais feldspáticos precoces. Nesta escala restrita, a quantidade de líquido entre os cristais é muito pequena, e o agregado vai se comportar essencialmente como um sólido, mesmo antes de o conjunto atingir o valor crítico de 55 a 70% de cristais geralmente aceito (Arzi 1978, Van der Molen & Paterson 1979, entre outros). Neste caso, os cristais precoces fatalmente se tocam e interferem mutuamente, e na presença de tensão externa são passíveis de desenvolver feições de recristalização marginal, ainda que de forma restrita e localizada, já que o meio circundante tem

comportamento próximo do hidrostático, ainda que não necessariamente incompressível. As temperaturas em que tais estruturas serão impressas nos cristais serão evidentemente compatíveis com os dados experimentais, já que estarão situadas acima da *solidus*. A continuidade da cristalização das mesmas fases vai resultar na formação de cristais de feldspatos mais tardios, que podem ou não apresentar as mesmas feições, já que a sua distribuição irregular na câmara pode determinar, em certos locais, que o volume maior de líquido absorva a tensão, não se transmitindo aos cristais. Assim, tem-se **ao mesmo tempo**, a ocorrência de **cristalização** propriamente, a partir do líquido, e a de **recristalização dinâmica** nos cristais que fazem parte de acumulações precocemente formadas. Uma vez que a atividade tectônica transcende a magmática no tempo, os processos de recristalização podem continuar a ocorrer à medida que a temperatura decresce até a *solidus*, e mesmo após, quando a temperatura do corpo decrescer para se equilibrar com a da encaixante. O estabelecimento da *solidus* atua como um limiar crítico, na medida em que a **escala** do processo de transmissão e distribuição da tensão externa muda, pelo fato de o corpo em sua totalidade ser capaz de reagir como um sólido e, conseqüentemente, a escala dos processos de recristalização passa a ser determinada essencialmente pela dinâmica da zona de cisalhamento, condicionando a deformação a zonas estreitas, como conseqüência do *strain softening*. Uma vez que a fonte de calor do corpo é essencialmente decorrente da temperatura do magma, a temperatura determinada pelas feições microestruturais observadas nos feldspatos, embora coerente com os valores determinados, nada tem a ver com a temperatura da zona, que pode estar localizada em profundidades relativamente rasas e, portanto, ser caracterizada por condições de temperatura bem inferiores. Nestes casos, a determinação da temperatura da zona deveria ser balizada pelas feições microestruturais compatíveis com as temperaturas **mais baixas** observadas, já que estas estariam mais próximas do valor de equilíbrio *subsolidus* da rocha granítica.

Se tomadas as feições de recristalização dinâmica como indicativas de metamorfismo, então a recristalização restrita de agregados precocemente formados faria com que a rocha fosse denominada de metagranitóide, o que contraria a lógica da sua história, já que na escala mais ampla não se trata de uma transformação **no estado sólido**. Assim, a terminologia se aplicaria unicamente a uma escala restrita do corpo e, portanto, não expressa adequadamente os processos a que esteve submetida, podendo mesmo resultar em interpretação errônea, quando não inserida num contexto mais amplo. Por outro lado, a rocha granítica normalmente apresentará uma foliação, já que cristalizou **durante** a atividade tectônica da zona de cisalhamento. Tal estrutura pode ser heterogeneamente distribuída, e dada por um alinhamento essencialmente de forma, em

determinadas porções da intrusão, e constituir uma foliação milonítica em outras. Neste caso, parece mais adequado descrever as feições de deformação de estado sólido geradas nas zonas de alta deformação milonítica e denominar a rocha de acordo com a sua nomenclatura ígnea acompanhada de adjetivos que melhor descrevam suas feições dominantes. No exemplo apresentado, se a deformação milonítica estiver restrita a zonas discretas, e a rocha apresenta uma foliação de forma amplamente predominante no volume global do corpo, perdem-se importantes informações denominando o conjunto de metagranito, quando então seria necessário informar que a foliação predominante não é metamórfica, mas ígnea sintectônica.

O problema gerado pelo emprego dessa nomenclatura é agravado quando não se têm rochas encaixantes atingidas pela mesma zona de cisalhamento, caso este em que a deformação da rocha granítica se torna o único parâmetro possível para determinar as condições da zona. Por outro lado, o exame cuidadoso das feições texturais e composicionais que possibilitam o estabelecimento da ordem de cristalização das fases no magma granítico pode resultar numa contribuição valiosa para o estabelecimento da partição da deformação durante e após a cristalização. Ainda, a trajetória temperatura x tempo também auxilia na interpretação dessas feições já que permite descartar um evento de metamorfismo, *i.e.*, aquecimento de um corpo já cristalizado e frio, quando então ocorreriam reações indicativas de metamorfismo progressivo, em contraposição às reações retrogressivas observadas num granitóide sintectônico.

A transformação de anfibólio precocemente cristalizado em biotita, comumente observada em granitóides cálcico-alcálicos pouco diferenciados representa, no sentido restrito, a transformação, muitas vezes parcial, de um sólido. No entanto, esta transformação envolveu essencialmente uma reação com a fase líquida, e mesmo que o produto dessa transformação mostre-se alinhado, dimensional e óticamente, ele não representa uma evidência de metamorfismo. Em adição, o reequilíbrio de plagioclásio cálcico e biotita, gerando epidoto e clorita é comumente observado em granitóides cujo condicionamento geológico permite descartar a ocorrência de metamorfismo, constituindo pois transformações de reequilíbrio tardi- a pós-magmático, e portanto no estado sólido, sem que haja intervenção de uma fonte externa de calor para desencadear essas reações. O papel dos fluidos, concentrados progressivamente em direção ao final da cristalização, pode ser fundamental em promover essas reações em granitóides sintectônicos, fazendo com que estas transformações sejam ainda mais intensas do que numa

situação de aquecimento progressivo bem posterior à cristalização, visto que o calor adicional necessário para promover a difusão e as reações de transformação já está presente, proveniente do próprio magma, e sua distribuição é facilitada pela existência de descontinuidades planares, no caso a foliação composta, gerada pela deformação milonítica sincrônica. Desta forma, um granitóide sintectônico de composição adequada pode apresentar intensa formação de muscovita, clorita ou mesmo nova biotita a partir da biotita primária, de albita, epidoto e micas brancas a partir do plagioclásio mais cálcico. Todas estas transformações são possíveis, desde que haja disponibilidade de fluidos capazes de promover e catalizar as reações, e o processo pode transicionar de forma quase impossível de determinar, para um conjunto de transformações em que os fluidos passam a ser também fornecidos pelo meio externo, como seria o caso de um granito sintectônico de posicionamento precoce em relação à história ativa da zona de cisalhamento. Neste caso, a "estratigrafia" magmática cuidadosamente estabelecida em conjunto com a história deformacional pode representar um informação valiosa, que provavelmente seria perdida se as feições deformacionais eo- a tardi-magmáticas forem atribuídas a um evento metamórfico.

3. Aspectos Fisiográficos Gerais

Localizada nos municípios de Bombinhas e Porto Belo, a área de estudo constitui uma península com aproximadamente 80km², abrangendo também as duas ilhas mais próximas.

A porção sudoeste da área é recoberta por mata Atlântica, pobre de afloramentos *in situ*, exceto nos leitos de cursos d'água. A porção leste tem mata secundária e grande quantidade de aluvião, também pobre em afloramentos *in situ*. Entretanto, toda a costa mostra afloramentos de rocha fresca e sem cobertura, formando grandes costões, com exposições contínuas de até 500-600 m, acessíveis pelo continente ou de barco.

Ao longo da costa, quase todas as unidades apresentam boas exposições, pouco alteradas e freqüentemente contínuas por centenas de metros. Mais para o interior, onde a cobertura vegetal é expressiva, a quantidade e qualidade dos afloramentos está relacionada ao tipo litológico. Assim, as rochas do Complexo Granítico Estaleiro e da Suíte Intrusiva Zimbros geralmente apresentam bons afloramentos, ainda que mais freqüentemente na forma de blocos, enquanto as demais unidades, sobretudo o Metagranito Mariscal, apresentam extensas porções encobertas por solo ou intensamente alteradas.

4. Metodologia

A metodologia utilizada neste trabalho consiste na aplicação de diferentes técnicas de estudo em rochas graníticas, no intuito de compreender e integrar os diversos aspectos da geologia destas rochas. Por meio desta integração, procurou-se obter uma visão global das rochas graníticas nos seus aspectos estratigráficos, petrológicos e estruturais, bem como uma visão comparativa do comportamento das unidades mapeadas. A base do trabalho é representada pelo mapeamento geológico e estrutural de detalhe da área, seguido de estudos petrográficos em todas as unidades reconhecidas, com ênfase nos granitóides. A aplicação de métodos de análise quantitativa da deformação foi efetuada em subunidades selecionadas - Granodiorito Estaleiro, Granito Zimbros e Rochas Hipabissais da Suíte Intrusiva Zimbros. Paralelamente, realizou-se um trabalho de reconhecimento geoquímico, tanto em rocha como em minerais, em todos os granitóides, rochas hipabissais e seus enclaves, bem como um estudo mais detalhado da composição química de fases cristalizadas e recristalizadas no Granodiorito Estaleiro. Adicionalmente, efetuaram-se determinações isotópicas Rb/Sr em rocha total nos granitóides e nas rochas hipabissais ácidas.

4.1 Mapeamento Geológico e Estrutural

Os trabalhos de campo totalizaram 120 dias distribuídos em 7 períodos de 15 a 20 dias cada. O mapeamento 1:25 000 foi precedido de um reconhecimento regional, com o objetivo de delimitar a área e os tipos de problemas em que se desejava centrar a discussão. Nesta etapa utilizaram-se mapas geológicos pré-existentes, nas escalas 1:500 000 (Silva et al. 1987), 1:250 000 (Schulz Jr. *et al.* 1970) e 1:50 000 (Trainini *et al.* 1978). O mapa geológico resultante é apresentado no anexo I. A localização dos afloramentos descritos, com indicação das técnicas aplicadas em cada um deles é apresentada no anexo II.

Uma vez delimitada a área de interesse, efetuaram-se trabalhos de mapeamento geológico, utilizando-se como base cartográfica o mapa 1:25 000, reconstituído a partir da carta topográfica 1:50 000 (Folha Camboriú - SG-22-Z-D-II-2/III-1 MI-2894-2/2895) confeccionada pelo IBGE,

e de fotografias aéreas 1:25 000. A reconstituição da base cartográfica foi efetuada nas dependências do Departamento de Geodésia e Astronomia da UFRGS, utilizando-se aparelho Map-O-Graph, modelo 55.

Na porção sudoeste da área, onde a cobertura vegetal é espessa, foram efetuados 07 perfis ortogonais à estrutura principal, através de picadas orientadas com bússola. Nestes perfis, apesar da escassez de afloramentos *in situ*, pode-se delinear a forma e as relações de contato do Granito Zimbros com suas encaixantes, permitindo também avaliar a densidade de diques no enxame localizado a sudeste do mesmo.

No Complexo Granítico Estaleiro selecionaram-se duas áreas-chaves para efetuar levantamentos de ultradetalhe. Na Praia do Estaleiro, seção tipo da unidade, realizou-se um levantamento, na escala 1:500, acompanhado de diversos perfis na escala 1:50, por meio dos quais se obteve uma visão em 3D das relações geométricas entre o granodiorito e seus veios félsicos, diques e enclaves máficos, além da localização e densidade de zonas de ultramilonitos. O detalhamento efetuado na segunda subárea, na localidade conhecida como Salão, próximo à Praia do Caeté, tem como objetivo principal obter uma noção quantitativa do volume de veios félsicos intrusivos no Granodiorito Estaleiro. Dada à situação especialmente favorável desta área, obteve-se um mapa na escala 1:100, a partir do levantamento topográfico, bem como um perfil integrado a partir da reconstituição de fotografias tomadas nos cortes verticais equivalentes. Utilizando-se um curvímetro, procedeu-se à avaliação quantitativa da proporção de material félsico em planta e em perfil, cuja integração permitiu obter uma noção bastante razoável do volume de veios. Em ambas subáreas efetuou-se também uma avaliação estatística de indicadores cinemáticos de escala mesoscópica.

Nas rochas do Complexo Granítico Estaleiro efetuaram-se também diversos perfis transversais à zona de cisalhamento, partindo-se da fácies indeformada em direção às zonas de mais alta deformação, os quais foram posteriormente integrados para análise quantitativa da deformação e investigação das transformações minerais que a acompanham.

Efetuuou-se ainda um terceiro levantamento topográfico no extremo norte da Praia de Zimbros, com o intuito de avaliar as dimensões e grau de orientação preferencial de enclaves microgranulares máficos em um dos diques da Fácies Hipabissal Félsica (Suíte Intrusiva Zimbros). Os resultados obtidos são discutidos no capítulo V.

4.2 Análises Petrográficas e Microestruturais

Durante o mapeamento geológico foram coletadas cerca de 600 amostras de rocha, das quais foram confeccionadas cerca de 350 lâminas delgadas, com os seguintes objetivos: (i) caracterização dos granitóides e rochas hipabissais, bem como de sua variação faciológica; (ii) controle petrográfico detalhado das subunidades onde se realizaram estudos de química global e determinações isotópicas; (iii) seleção de problemas específicos para estudos de química mineral; (iv) caracterização e comparação das microestruturas observadas nas subunidades, com ênfase no Complexo Granítico Estaleiro e Suíte Intrusiva Zimbros; (v) obtenção de composições modais.

A análise das microestruturas foi efetuada em seções orientadas, na maior parte dos casos cortadas no plano principal XZ (perpendicular à foliação e paralelo à lineação). Numa população de amostras orientadas confeccionaram-se lâminas especiais, com dimensões de 10cm x 7cm, as quais permitiram avaliar relações texturais e microestruturais de fenocristais de feldspatos e microenclaves máficos em rochas de granulação grossa a muito grossa.

Na maior parte dos casos, a classificação petrográfica dos granitóides no diagrama QAP de Streckeisen (1976) teve por base a contagem modal de pontos em seções delgadas, com exceção dos Metagranitóides de Quatro Ilhas. Devido à granulação muito grossa dessas rochas, com fenocristais e/ou porfiroclastos de mais de 2 cm, em média, foram utilizados os dados normativos para classificação no triângulo QAP. O caráter peritítico dos fenocristais de feldspato alcalino, com morfologia e proporção muito variável das pertitas, impõe uma correção dos dados de norma, visto que o vértice P, neste método, é tomado como o somatório de Ab e An normativos. Desta forma, o vértice A é subestimado, já que representa apenas a quantidade de Or normativo, desconsiderando a albita, na forma de pertitas. Tomando como referência a composição do plagioclásio determinada por microsonda eletrônica, e o seu caráter homogêneo, não zonado, a correção do vértice A foi efetuada com base no excesso de componente Ab normativa para a composição do plagioclásio determinado. O cálculo de mesonorma mostrou-se efetivo, na medida em que o teor de biotita calculado é coerente com o determinado em amostra de mão. Entretanto, na fácies leucogranítica desta unidade, a mesonorma tende a superestimar o teor de máficos e subestimar o teor de ortoclásio, razão pela qual optou-se pelo uso da norma CIPW, introduzindo-se a mesma correção para o excesso de Ab normativo.

4.3 Análise Quantitativa da Deformação

A seleção das litologias investigadas obedeceu aos seguintes critérios: (i) pertencer a unidades litoestratigráficas onde foram efetuados trabalhos de maior detalhamento estrutural; (ii) apresentar feições estruturais passíveis de investigação por meio de métodos quantitativos; (iii) conter marcadores de diferentes comportamentos reológicos, que pudessem permitir a comparação de resultados obtidos por diferentes métodos; (iv) apresentar boas exposições, permitindo a coleta de amostras e/ou a tomadas de fotografias no plano XZ. Com base nesses critérios, as investigações se concentraram no Granodiorito Estaleiro, Granito Zimbros e Fácies Hipabissais.

No Granodiorito Estaleiro, investigou-se o comportamento dos feldspatos com relação ao desenvolvimento da foliação primária e à sua progressão para a foliação milonítica. Nas rochas da Suíte Intrusiva Zimbros, foram investigados comparativamente o comportamento de enclaves máficos e feldspatos nas bordas do Granito Zimbros, tomando como base as zonas de maior e menor desenvolvimento da foliação aí observadas, em escala mesoscópica. O estudo de enclaves efetuado nas rochas da Fácies Hipabissal Félsica permitiu comparar os efeitos resultantes do condicionamento filoneano destas rochas em relação à intrusão de maior porte, enquanto a investigação dos enclaves máficos nos diques compostos tem por objetivo controlar os parâmetros que afetam seu comportamento reológico e a distribuição das trajetórias de fluxo e deformação em relação aos limites da intrusão. Secundariamente, permitiu também investigar alguns aspectos relativos à influência do grau de contaminação do material máfico no seu comportamento reológico.

Nas rochas selecionadas, a obtenção de dados foi efetuada de acordo com o tipo de afloramento e a escala dos marcadores. No GE, trabalhou-se com amostras de mão, onde o plano XZ e a direção X foram previamente marcados; as amostras foram serradas nos planos XZ e YZ, e as faces polidas fotografadas. No GZ foram tomadas as medidas de X, Z e ϕ dos enclaves no afloramento, com auxílio de trena e bússola, e as mesmas medidas nos feldspatos, em fotografias orientadas. Nos diques da FHF, realizou-se um levantamento com alidade e prancheta, que resultou em um mapa na escala 1:100, onde foram plotados os centros dos enclaves medidos, bem como a localização de fotografias orientadas, para o tratamento posterior de enclaves muito pequenos. Nos diques compostos, um levantamento similar foi efetuado, com trena e bússola, e o mapa resultante é apresentado na figura 15, em versão simplificada. No caso de medidas diretas, no afloramento, o ângulo ϕ é referenciado ao Norte ou aos limites do corpo - no caso dos diques, enquanto nas amostras de mão se refere ao traço da foliação no plano observado (XZ ou YZ).

Para a obtenção dos dados em laboratório utilizaram-se os programas INSTRAIN 3.0 (Erslev 1992), para aplicação de métodos do tipo centro-a-centro, e STRAIN 2.0 (Unzog 1991), para digitalização, conversão de arquivos e aplicação dos demais métodos.

A partir de fotografias ampliadas, de afloramento ou amostra de mão, foram preparadas transparências contendo os contornos dos marcadores e uma linha de referência, representada pelo traço da foliação e/ou lineação. A digitalização do perímetro dos marcadores foi então efetuada, cada um deles sendo definido por um número máximo de 30 pontos, fazendo-se coincidir a linha de referência da transparência com um dos lados da mesa digitalizadora. Os marcadores são tratados como polígonos, determinando-se as coordenadas do centro e das extremidades do eixo maior(x) e menor(z). A partir desses dados, obtém-se também a área do polígono, a razão x/z entre o eixo maior e menor, e a orientação do eixo maior com relação à linha de referência. Desta forma, a partir de um único arquivo de entrada para cada transparência, é possível aplicar diferentes métodos de análise, respeitando-se os pressupostos de cada método, principalmente no que se refere ao número de marcadores.

4.4 Análises Químicas de Rochas

Um total de 114 amostras dos granitóides, 16 amostras de rochas hipabissais félsicas e 13 amostras de enclaves microgranulares máficos foi analisado para elementos maiores, Rb, Sr, Zr e Ba. Os resultados analíticos completos são apresentados no anexo III. O número mais elevado de análises efetuado no Granodiorito Estaleiro justifica-se com base no objetivo de monitorar as possíveis modificações químicas relacionadas à progressão da fácies indeformada para a fácies milonítica nesta subunidade.

As análises químicas de elementos maiores e traços foram realizadas no Laboratório de Geoquímica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, UFRGS. O procedimento de rotina do laboratório compreende inicialmente a moagem das amostras até 200 *mesh*, seguida de ataque químico para análise de Na₂O, Fe₂O₃, MgO e MnO por Espectrofotometria de Absorção Atômica em equipamento Perkin Elmer, Modelo 703. Para obtenção das dosagens de SiO₂, Al₂O₃, CaO, K₂O, P₂O₅ e TiO₂ - efetuadas por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X em equipamento Rigaku, Modelo 3063p - utilizaram-se frações de

amostra de 0,65g fundidas com tetraborato de lítio e óxido de lantânio na proporção de 1:10. A dosagem de FeO foi efetuada por método colorimétrico, após ataque das amostras com ácido fluorídrico e titulação com sulfato amoniacal. As determinações de Rb, Sr, Ba e Zr foram efetuadas a partir de pastilhas prensadas, contendo 2,25g de amostra e ácido bórico na proporção de 1:9.

Com base nos dados iniciais, selecionaram-se amostras representativas do conjunto para análise de ETR, Nb, Y, Cs, Hf, Th e Ta, visando investigar aspectos petrogenéticos e posicionamento geotectônico. Estas análises foram realizadas pelo GeoLab, Geosol, utilizando o método de Espectrometria de Plasma de Indução Acoplada (ICP).

O tratamento dos dados geoquímicos foi efetuado utilizando-se o programa NEWPET (Clarke 1994).

As determinações isotópicas Rb/Sr em rocha total foram efetuadas no laboratório do CPgeo-USP, pelo Prof. Dr. Enio Soliani Jr., utilizando Espectrômetro de Massa modelo VG-354, segundo a metodologia apresentada por Kawashita (1972).

4.5 Análises Químicas de Minerais

As análises químicas de minerais foram efetuadas nas seguintes instituições e equipamentos:

- * Laboratoire de Petrologie Mineralogique - Université Paris VI - microsonda eletrônica Camebax SX-50, 4 espectrômetros, e Camebax Micro Beam, 3 espectrômetros;

- * Laboratoire de Minéralogie du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris - microsonda eletrônica Camebax Micro Beam, 3 espectrômetros;

- * Laboratoire de Micro Analyses - Université de Nancy I - microsonda eletrônica Camebax Datanim, 3 espectrômetros.

As condições operacionais utilizadas na maior parte dos casos incluem potencial de aceleração de 15 kV, tempo de contagem de 8 a 10s, corrente de amostra de 10 a 40 nA, dependendo da mineralogia analisada, e feixe de 10 à A. Para obtenção de análises mais precisas em feldspatos finamente peritíticos utilizou-se feixe desfocado até 20 à A.

Cerca de 1500 determinações foram obtidas nos granitóides, rochas hipabissais e enclaves máficos, e os dados analíticos representativos, acompanhados de proporções moleculares e fórmulas estruturais, são apresentados no anexo III.

Os dados referentes à composição química de minerais se destinam a dois objetivos principais: (i) a caracterização química da mineralogia primária, recristalizada e neoformada de todos os granitóides; (ii) a estimativa de condições de P e T utilizando a composição dos anfibólios, (iii) o estudo mais detalhado das transformações minerais que acompanham a deformação progressiva do Granodiorito Estaleiro. Para atingir o último objetivo, e tendo em conta a complexidade inerente ao estudo de margens recristalizadas e sombras de pressão em feldspatos, cada campo analisado foi primeiramente desenhado, para que se pudesse recolocar a análise de forma puntual, permitindo assim avaliar as características microestruturais de forma integrada com sua modificação composicional.

Em consequência dos problemas de fechamento de análises químicas das biotitas do Granodiorito Estaleiro, constatados em todos os equipamentos de microsonda utilizados, foram efetuadas análises de 06 concentrados de biotita por via úmida, para Ba, Sr, Zr, Rb, Ni, Co, Cr, Pb, Zn, Li e Cu.

No tratamento dos dados analíticos foram utilizados o programa MINFILE 5.0 (Afifi & Essene 1988), para o cálculo de fórmulas estruturais dos silicatos, e o programa RECALC2 (Griffin *et al.* 1991), para os óxidos.

A fórmula estrutural dos anfibólios foi calculada com base em 23 oxigênios e 13 cátions, seguindo as sugestões de Robinson *et al.* (1982) e sua classificação seguiu a nomenclatura de Leake (1978), tendo em conta as correções de Rock & Leake (1984). Para o cálculo da fórmula estrutural de minerais anidros utilizou-se como base o número ideal de oxigênios e para as micas 24(O, OH, F, Cl).

Capítulo II

CONTEXTO GEOLÓGICO/GEOTECTÔNICO REGIONAL

1. Introdução

As áreas pré-cambrianas do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina compõem o setor

meridional da Província Mantiqueira (Fig. 1a), assim denominada por Almeida *et al.* (1977). A similaridade de associações de rochas e de grandes traços tectônicos observados em ambas, bem como sua extensão geográfica para sul, no Escudo Uruguaio, têm levado diversos autores a tratá-las como uma área contínua, generalizando interpretações geológicas e modelos geotectônicos, estabelecidos em uma ou outra região, para as demais (Hasui *et al.* 1975; Frago Cesar 1980; Jost & Hartmann 1984; Frago Cesar *et al.* 1986, 1990; Basei 1990a; Basei & Hawkesworth 1993; Fernandes *et al.* 1992a; Silva *et al.* 1994). Assim, e apesar de muitas vezes empregados com distintas conotações, termos como Cráton Rio de La Plata, Cinturão Dom Feliciano, Cinturão Tijuca e Batólito Pelotas tornaram-se usuais na literatura como designações geotectônicas comuns a essas três áreas de escudo.

Nos últimos quinze anos, duas grandes linhas de concepção vêm sendo observadas nesses modelos, envolvendo a relação entre os processos geológicos reconhecidos em áreas pré-cambrianas. A primeira é representada pela aplicação direta da tectônica de placas aos terrenos pré-cambrianos, que tende a considerar a porção leste e central desses domínios como um cinturão orogênico formado no Ciclo Brasileiro, interpretando as seqüências vulcano-sedimentares de cobertura como bacias molássicas, ou molassóides.

Na conceituação original de Frago Cesar (1980), o Cinturão Dom Feliciano (CDF) representaria uma faixa móvel brasileira, marginal ao núcleo cratônico situado a norte e oeste (Cráton Rio de La Plata - Almeida *et al.* 1973), dele fazendo parte o cinturão granítico e as seqüências metamórficas supracrustais do Sistema de Dobramentos Tijuca (Hasui *et al.* 1975). Grande parte dos diferentes modelos geotectônicos concebidos posteriormente, nesta mesma linha, tem mantido a concepção inicial, diferindo principalmente quanto à existência e localização de uma ou mais associações de arco magmático no cinturão granítico (*e.g.* Frago Cesar *et al.* 1986; Tommasi 1991; Fernandes *et al.* 1992a). Têm como contraponto modelos como os de Basei (1985) e Basei & Hawkesworth (1993), para o Escudo Catarinense, que consideram o cinturão granítico como resultado de intenso retrabalhamento crustal.

Uma linha de concepção distinta é observada nos trabalhos de Silva & Dias (1981a), Silva (1983a, 1984a, b; 1987, 1991), Silva *et al.* (1994), Hartmann *et al.* (1994) e Chemale Jr. *et al.* (1994a), diferenciando-se da primeira fundamentalmente pelo entendimento do evento brasileiro como uma extensiva granitogênese. Exclui, portanto, do Cinturão Dom Feliciano, as seqüências metavulcano-sedimentares, as quais são consideradas, tanto em Santa Catarina como no Rio Grande do Sul, como remanescentes de terrenos paleo- a mesoproterozóicos retrabalhados

durante o Ciclo Brasileiro.

Interpretações alternativas do significado geotectônico do cinturão granítico são observadas também em trabalhos menos abrangentes, como o de Bitencourt & Nardi (1993), que entendem esta extensa faixa granítica como manifestação de magmatismo tardi- a pós-colisional, com importante contaminação crustal, embora sugiram a possível existência de um magmatismo de arco em associações de metagranitóides e ortognaisses mais antigos. Neste caso, o período de subducção pré-colisional seria responsável pela contaminação do manto, propiciando a geração posterior de magmatismo shoshonítico e alcalino, tanto em zonas de cisalhamento transcorrentes quanto em ambientes extensionais.

Do ponto de vista da estruturação dessas áreas, dois padrões deformacionais, comportando cada um deles diferentes fases, vêm sendo sistematicamente reconhecidos, tanto no setor central (Ebert & Artur 1991; Fiori 1991) como no setor meridional da PM (Fragoso Cesar *et al.* 1990; Tommasi 1991; Fernandes *et al.* 1992a), ainda que atribuídos a processos e ambientes geotectônicos diversos. O padrão mais antigo é relacionado a uma tectônica tangencial, em condições mínimas de fácies anfíbolito, responsável pela geração de zonas de cisalhamento dúctil subhorizontais de grande escala, com sentido de transporte para W (Fernandes *et al.* 1992a), NW (Ebert & Artur 1991) ou ainda NW/SE (Fiori 1991; Fragoso Cesar *et al.* 1990). O padrão subsequente é representado por uma tectônica transcorrente, gerando zonas de cisalhamento subverticais de direção NE e caráter dúctil-rúptil (*e.g.*, Fernandes *et al.* 1992a; Fragoso Cesar *et al.* 1990). O sentido de movimento determinado nestas zonas é horário no setor central da PM (Fiori 1991; Ebert & Artur 1991) e no Escudo Catarinense (Caldasso *et al.* 1988; Bitencourt *et al.* 1989a; Passarelli *et al.* 1993). No Escudo Sul-rio-grandense registra-se um movimento anti-horário para as zonas transcorrentes nordeste (Gomes 1990; Mesquita 1991; Fernandes *et al.* 1992a), também constatado no Escudo Uruguaio (Oyhantçabal *et al.* 1993a), onde as zonas principais infletem para a direção NNE.

Na região de Santana da Boa Vista, RS, contida no Cinturão Tijucas, Porcher & Fernandes (1990) definiram um regime tangencial marcado por zonas de cisalhamento dúctil subhorizontais com transporte do topo para NE, associadas pelos autores aos estágios precoces do regime transcorrente.

Na concepção de Fragoso Cesar *et al.* (1990) o regime tangencial é caracterizado como

uma tectônica de escamas, atribuída a uma colisão continente-continente (Cráton Rio de La Plata - Cráton do Kalahari), enquanto Tommasi (1991) e Fernandes *et al.* (1992a) atribuem ao mesmo regime a movimentação transversal ao cinturão orogênico, em decorrência de uma colisão arco-continente (Associação de Arco Magmático I - Cráton do Kalahari); a movimentação longitudinal posterior do cinturão teria ocorrido nas zonas de cisalhamento subhorizontais e subverticais, com transporte para NE, nas primeiras, e anti-horário nas últimas.

Até recentemente, a quase totalidade dos dados geocronológicos utilizados para embasar os modelos geotectônicos concebidos para o setor meridional da PM era constituída por determinações Rb-Sr em rocha total, exceção feita ao trabalho de Basei (1985), no Escudo Catarinense. O uso mais extensivo de outros métodos geocronológicos, iniciado por Machado *et al.* (1990) na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense, e ampliado nos trabalhos de Chemale Jr. *et al.* (1995a, b) e Babinski *et al.* (1995a, b), traz uma nova perspectiva para a concepção de modelos, e de certa forma se compatibiliza com a escala de progressivo detalhe com que vêm sendo efetuados os trabalhos de mapeamento geológico e estrutural nessas áreas.

2. Compartimentação do Setor Meridional da Província Mantiqueira

Por não ser objetivo deste trabalho revisar ou discutir modelos já propostos para elucidar as complexas relações entre atividade tectônica, metamórfica e magmática observadas nessas áreas de escudo, é utilizada a compartimentação mais genérica da PM (modificada de Chemale Jr. *et al.* 1995b), mostrada na figura 1b, a qual tem por base a similaridade de associações de rochas, coerência de dados geológicos e geocronológicos disponíveis, e correlações previamente efetuadas por outros autores. A breve caracterização de cada compartimento tem o propósito de fornecer uma visão geral do contexto geotectônico em que se insere o Escudo Catarinense, do qual faz parte a área estudada. Desta forma, podem ser reconhecidos no setor meridional da PM os seguintes compartimentos: Núcleos Arqueanos/Paleoproterozóicos (NAP); Cinturão Tijucas (CT); Cinturão Vila Nova (CVN); Cinturão Granítico Dom Feliciano (CGDF) e Sequências Vulcano-sedimentares de Cobertura (SVC).

2.1 Núcleos Arqueanos/Paleoproterozóicos

Os domínios arqueanos aparentemente preservados de retrabalhamento brasileiro estão restritos à porção oeste do Escudo Uruguaio, interpretada como terreno do tipo granito-*greenstone* (Fragoso Cesar 1980; Fragoso Cesar & Soliani Jr. 1984) e denominada Bloco Florida por Fragoso Cesar (1991). Nesta região ocorrem gnaisses granítico-dioríticos com idade Rb-Sr superior a 2,0 Ga (Umpierre & Halpern 1971; Cingolani *et al.* 1990), além de seqüências metavulcano-sedimentares de baixo grau, intrudidas por granitóides de 1970 Ma (Umpierre & Halpern 1971). Enxames de diques máficos de direção NEE, não deformados e não metamorfizados, intrudem esta associação de rochas. Dados geocronológicos obtidos por diversos métodos (K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd) nesses diques máficos apontam uma idade de 1800 Ma (Bossi *et al.* 1990) caracterizando, na opinião destes autores, um importante episódio de extensão crustal naquele período. No mesmo domínio geográfico, a cobertura cratônica estaria representada por seqüências sedimentares anquimetamórficas (Chemale Jr. *et al.* 1995a).

No Rio Grande do Sul e em Santa Catarina, os núcleos antigos são representados, respectivamente, pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC) (Nardi & Hartmann 1979) e pelo Complexo Granulítico de Santa Catarina (CGSC) (Hartmann *et al.* 1979). Em ambos os casos admite-se, a partir dos dados geocronológicos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd, o retrabalhamento paleo- a mesoproterozóico de seqüências geradas no Arqueano (Hartmann *et al.* 1979; Basei 1985; Soliani Jr. 1986; Hartmann 1987; Chemale Jr. *et al.* 1995a).

No Escudo Sul-rio-grandense, o magmatismo relacionado ao Ciclo Brasileiro que afeta esta associação é representado por rochas intrusivas e extrusivas de afinidade shoshonítica e

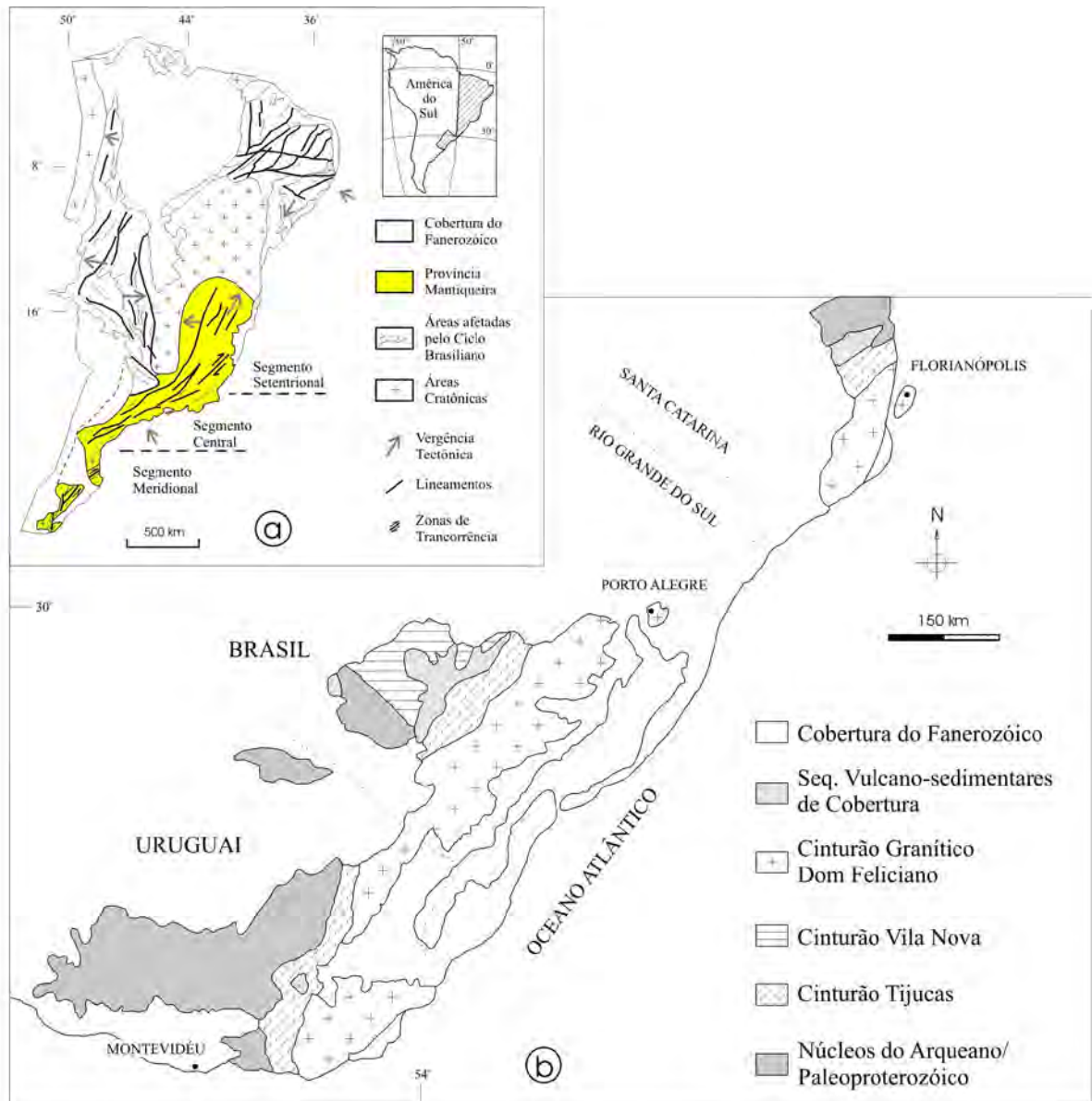


Figura 1 - Contexto geológico/geotectônico regional (modificado de Chemale Jr. *et al.* 1995a): (a) localização da Província Mantiqueira e principais traços tectônicos das áreas de escudo do Brasil e Uruguai; (b) compartimentação do Segmento Meridional da PM.

alcalina. De acordo com Lima (1995), este magmatismo é tardi- a pós-orogênico, tendo ocorrido em área continental e relativamente distante dos principais focos de deformação.

2.2 Cinturão Tijucas

Conforme a delimitação adotada neste trabalho, o Cinturão Tijucas (CT) corresponde à maior parte da área de ocorrência do Sistema de Dobramentos Tijucas (Hasui *et al.* 1975) e da Associação de Bacia Marginal (ABM) (Fernandes *et al.* 1992a). Excluem-se, portanto, as seqüências metamórficas supracrustais do Cinturão Vila Nova (CVN), total ou parcialmente incluídas nas denominações anteriores.

O CT, de provável idade mesoproterozóica, estende-se de Santa Catarina ao Uruguai, ao longo de uma faixa de direção NE, que inflete para NNE no sentido sul. Limita-se a leste, ao longo de toda sua extensão, com o Cinturão Granítico Dom Feliciano, em geral através de zonas de cisalhamento de grande escala; a oeste, limita-se com núcleos arqueanos no extremo nordeste de Santa Catarina e no Uruguai, e com as seqüências vulcano-sedimentares de cobertura na parte sudoeste de Santa Catarina e no Rio Grande do Sul. Dados geocronológicos são escassos neste compartimento da PM, e a idade mínima em torno de 1600 Ma admitida para a sedimentação é aceita por correlação com os dados apresentados por Basei (1985, 1990b), para Santa Catarina.

Ao longo deste cinturão predominam seqüências metamórficas supracrustais de fácies xistos verdes a anfibolito, correspondentes ao Grupo Brusque - Santa Catarina; Grupo Porongos - Rio Grande do Sul; e Grupo Lavallega - Uruguai.

Estruturas relacionadas a um regime tangencial, representado por zonas de cisalhamento subhorizontais, são reconhecidas por diversos autores no Grupo Porongos (*e.g.* Remus *et al.* 1987; Porcher & Fernandes 1990; Remus *et al.* 1991; Mello *et al.* 1992). Na região de Santana da Boa Vista, Porcher & Fernandes (1990) determinaram um sentido de movimento do topo para NE ao longo da foliação milonítica subhorizontal, enquanto na região de Pinheiro Machado, a Sul, Mello *et al.* (1992) referem um movimento para NW, mencionando também lineações de estiramento com direção NW e NE. Estruturas associadas a um regime tangencial mais antigo são igualmente apontadas no Grupo Brusque (Basei 1985; Silva 1987, 1991; Chemale Jr. *et al.* 1995a). Uma

vergência tectônica para NW, baseada principalmente na geometria de dobras, zonação metamórfica e geometria de zonas de falha, é postulada por Basei (1985), nas diversas etapas de evolução do cinturão.

A ocorrência de porções de embasamento gnáissico tectonicamente intercalado às rochas supracrustais do CT é apontada, entre outros autores, por Jost & Bitencourt (1980), Porcher & Fernandes (1990), Remus *et al.* (1990, 1991) - no Rio Grande do Sul - e por Silva & Dias (1981b), Basei (1985), Silva (1987, 1991) e Caldasso *et al.* (1994a) - em Santa Catarina.

Rochas plutônicas e vulcânicas milonitizadas, tectonicamente intercaladas nessas seqüências, são referidas em todo o Cinturão Tijucas, e autores como Remus *et al.* (1991) sugerem que, ao menos em parte, possam representar granitóides de colocação sincinemática à deformação principal.

No interior do CT são também descritas rochas peralcalinas milonitizadas, representadas pelos Gnaisses Alcalinos do Arroio Capané (Hartmann & Jost 1980) e pelos milonitos alcalinos e peralcalinos da região de Candiota (Camozzato *et al.* 1994). Dados geocronológicos obtidos na primeira ocorrência indicam idades de 529 ± 21 Ma - Rb-Sr (Lafon *et al.* 1990; Chemale Jr. *et al.* 1995a).

2.3 Cinturão Vila Nova

O Cinturão Vila Nova (Chemale Jr. *et al.* 1995b) é um compartimento tectônico formado pelas associações de embasamento atribuídas ao Bloco São Gabriel (Jost & Hartmann 1984), na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense. As unidades atribuídas a este cinturão, considerado uma extensão do Cinturão Ribeira neste compartimento da PM, correspondem à Associação de Arco Magmático II (AAMII) e à Associação Ofiolito-Melange (AOM) de Fernandes *et al.* (1992a), bem como à porção da Associação de Bacia Marginal (ABM), dos mesmos autores, situada na região de Caçapava do Sul.

De acordo com a delimitação presentemente utilizada, o Cinturão Vila Nova compreende metagranitóides e ortognaisses monzograníticos a dioríticos, com intercalação de corpos ultramáficos e mármores de fácies anfíbolito (Grupo Cambaí), e seqüências metavulcano-sedimentares, intercaladas com rochas máficas e ultramáficas de fácies xistos verdes a anfíbolito inferior, com intrusões graníticas sintectônicas (Supergrupo Vacacaí).

Os dados Rb-Sr apresentados por Silva F^o & Soliani Jr. (1987) na associação de gnaisses da região de Vila Nova se referem a três seqüências distintas: (a) gnaisses dioríticos, interpretados como paraderivados, de 703 ± 41 Ma; (b) tonalitos e trondhjemitos de 673 ± 65 Ma injetados, ao longo de planos de *thrusting*, nos planos axiais de dobras F_2 geradas sobre o bandamento principal dos primeiros; e (c) granodioritos e monzogranitos de 643 ± 28 Ma, injetando discordantemente o conjunto, ou aproveitando planos pré-existentes. Todas as litologias apresentam R_0 em torno de 0,704.

Os dados U-Pb apresentados por Chemale Jr. *et al.* (1995a) indicam idade de 704 ± 13 Ma para os gnaisses dioríticos da mesma região, interpretados como ortoderivados. Os mesmos autores apresentam, ainda, uma reinterpretação dos dados isocrônicos Rb-Sr da seqüência (a) acima, obtendo um valor de 645 ± 53 Ma e mesma razão inicial. Na região de Lavras do Sul, valores Rb-Sr de 701 ± 61 Ma, com R_0 de 0,7038, são apresentadas por Kraemer *et al.* (1994) para metatonalitos e metatrondhjemitos, por eles correlacionados à associação de gnaisses estudada por Silva F^o & Soliani Jr. (1987) na região de Vila Nova.

De acordo com Babinski *et al.* (1995a), os resultados de análises U-Pb e Sm-Nd nos ortognaisses, aliados ao valor U-Pb de 753 ± 2 Ma (Machado *et al.* 1990), obtido em metatufos da Formação Campestre - Supergrupo Vacacaí, atribuem ao Cinturão Vila Nova características geológicas e isotópicas compatíveis com sua geração em ambiente de arco vulcânico, assinalando um importante episódio de acreção juvenil no período situado entre 750 e 700 Ma no setor meridional da PM. Nas demais áreas de escudo deste setor não foram ainda encontradas associações similares.

2.4 Cinturão Granítico Dom Feliciano

O CGDF corresponde à denominada Associação de Arco Magmático I (AAMI) de Fernandes *et al.* (1992a), bem como ao Batólito Pelotas, definido por Frago Cesar *et al.* (1986) e estendido para Santa Catarina e Uruguai por Sallet *et al.* (1990). Em Santa Catarina, este cinturão equivale ao Domínio Interno do CDF (Basei 1985) e na compartimentação do setor meridional da PM proposta por Jost & Hartmann (1984), ao Maciço Pelotas, composto pelos

Blocos Dom Feliciano, Encruzilhada do Sul e Florianópolis.

O uso do termo Cinturão Granítico Dom Feliciano (*sensu* Bitencourt & Nardi 1993) é uma opção aqui efetuada, em detrimento de outras designações, diante dos seguintes argumentos: (i) por se considerar que o magmatismo granítico é o principal processo geológico, aliado à intensa atividade tectônica, responsável pela estruturação deste cinturão no período situado ao redor de 600 Ma; (ii) o termo Batólito Pelotas traz embutida a premissa de um batólito andinótipo, geneticamente vinculado à história evolutiva de ambientes de arco magmático (Fragoso Cesar *et al.* 1986; Fernandes *et al.* 1990, 1992a); (iii) a designação "Domínio Interno do Cinturão Dom Feliciano", além de não ser extensiva à região costeira do Rio Grande do Sul, admitida como raiz de arco magmático (Basei 1985), vincula o magmatismo do cinturão a um processo de subducção do tipo A, iniciado entre 700 e 650 Ma atrás.

O estudo comparativo deste magmatismo em porções do Cinturão Granítico Dom Feliciano, efetuado por Bitencourt & Nardi (1993) sugere a sua vinculação com os padrões evolutivos geralmente encontrados em cinturões tardi- a pós-colisionais.

O Cinturão Granítico Dom Feliciano tem sua maior área de ocorrência na região leste da PM, com manifestações isoladas, a ele correlacionáveis, no interior dos demais compartimentos. É composto por ortognaisses graníticos e por um grande volume de granitóides, precoces ou tardios em relação a eventos tectônicos abrangentes, de natureza tangencial ou transcorrente, com um volume menos expressivo de intrusões mais básicas, as quais freqüentemente apresentam uma estreita vinculação temporal com o magmatismo ácido. Núcleos provavelmente pré-brasilianos remanescentes são descritos no interior do CGDF, como anortositos, orto- e paragnaisses no Escudo Sul-rio-grandense (Chemale Jr. *et al.* 1995a), gnaisses migmatíticos de composição tonalítico-trondjhemítica (Silva 1984b, 1987; Basei 1985) e rochas supracrustais (Silva & Dias 1981c) no Escudo Catarinense. Entretanto, os dados geocronológicos disponíveis não são conclusivos, permitindo apenas identificar essas ocorrências como as unidades mais antigas no interior do CGDF. Adicionalmente, intrusões graníticas e básicas desvinculadas de eventos deformacionais são descritas na literatura, sob a designação genérica de "intrusões tardias" ou "granitos pós-tectônicos".

A estratigrafia dos granitóides é ainda precariamente conhecida, acarretando muitas incertezas quanto à proporção relativa de gnaisses (migmatitos) *versus* granitóides (metagranitóides), e de magmatismo associado aos regimes tangencial e transcorrente. As denominações Complexo Pinheiro Machado - RS (Fragoso Cesar 1991) e Complexo Camboriú -

SC (Chemale Jr. *et al.* 1995a) parecem adequadas ao estágio de conhecimento, e refletem esse grau de incerteza.

O entendimento das relações estratigráficas nessas associações, necessário para embasar concepções geotectônicas mais amplas, só é possível a partir de uma abordagem integrada, incluindo detalhamento estrutural, petrológico e geoquímico, nas diversas áreas de ocorrência, acompanhada da aplicação de métodos geocronológicos adequados. No estágio atual de conhecimento, a situação ideal ainda não se verifica, de forma que os dados da literatura são forçosamente conflitantes (*e.g.* Soliani Jr. 1986; Tommasi *et al.* 1992; Fernandes *et al.* 1992b; Frantz & Nardi 1992a, b; Basei 1985; Silva 1987; Caldasso *et al.* 1988).

Na concepção de Babinski *et al.* (1995b) o CDF representa um típico terreno granítico-gnáissico-migmatítico, que contém unidades brasileiras e remanescentes de seqüências mais antigas. As unidades brasileiras compreenderiam: (a) os complexos Pinheiro Machado (RS) e Camboriú (SC), ambos sincrônicos à tectônica tangencial; (b) o denominado Sienito Piquiri (RS) (Tessari & Picada 1966); (c) granitóides meta- e peraluminosos cedo- a tardi-transcorrência; (d) granitóides pós-tectônicos; e (e) corpos gabróicos estratiformes e enxames de diques riolíticos pós-tectônicos.

Com base na subdivisão mostrada acima, Babinski *et al.* (1995b) apresentam dados geocronológicos U-Pb de 623 ± 2 Ma a 610 ± 5 Ma para as rochas relacionadas à fase tangencial, nos complexos Pinheiro Machado (RS) e Camboriú (SC). No mesmo local amostrado, no Rio Grande do Sul, dados Rb-Sr de *ca.* 830 Ma foram obtidos por Soliani Jr. (1986) em granitóides por ele atribuídos à fase precoce, e *ca.* 732 Ma (Tommasi 1991; Fernandes *et al.* 1992b), em rochas deformadas durante o regime tangencial com transporte para W, descrita por Tommasi (1991) e Tommasi *et al.* (1992) na região de Piratini-RS.

A evolução geocronológica do magmatismo sintranscorrência na Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu - ZCDC (RS), com base em isócronas Rb-Sr (Koester *et al.* 1994), aponta idades de 672 ± 22 Ma para o magmatismo metaluminoso, e entre 630 ± 22 e 617 ± 48 Ma para os termos peraluminosos, valores interpretados pelos autores como o período de tempo em que a ZCDC esteve ativa.

Dentre os granitóides metaluminosos relacionados à transcorrência, no Escudo Sul-riograndense, Babinski *et al.* (1995b) obtiveram isócronas U-Pb de 595 ± 1 Ma (Granito Arroio

Moinho - Gomes 1990) e 594 ± 5 Ma (Monzogranito Pitangueiras - Fragoso Cesar 1991). Os granitóides datados constituem sub-unidades desmembradas dos complexos graníticos Dom Feliciano e Encruzilhada (Tessari & Picada 1966), respectivamente, com isócronas Rb-Sr de 570 ± 13 Ma e 540 ± 13 Ma referidas por Chemale Jr. *et al.* (1995a).

O Granito Arroio Moinho é sincinemático à ZCDC e tem características químicas intermediárias entre as da série cálcico-alcalina e alcalina (Gomes 1990). As feições deformacionais nele descritas podem ser interpretadas como indicativas de sua colocação tardia em relação à transcorrência. Por outro lado, as mesmas características podem também indicar um posicionamento precoce em relação a este regime, em zonas de mais baixo *strain* a ele relacionadas.

Nos granitóides do Complexo Granítico Encruzilhada, de tendência alcalina (UFRGS 1992), Bitencourt *et al.* (1993) consideram a ausência de feições deformacionais de estado sólido nas bordas conhecidas do mesmo, em contato com filonitos da ZCDC, como sugestivas de seu posicionamento posterior à deformação transcorrente NE, envolvendo mecanismos de *stoping* em condições epizonais. No entanto, os dados não permitem ainda descartar uma condição temporal-espacial similar à discutida para o Granito Arroio Moinho. Relações de assimilação de rochas correlacionáveis ao Sienito Piquiri (580 ± 25 Ma Rb-Sr - Cordani *et al.* 1974) pelos granitóides deste complexo são também descritas por Bitencourt *et al.* (1993), e interpretadas como indicativas de uma pequena diferença de temperatura, idade e nível crustal entre ambos.

Com efeito, se as determinações U-Pb em granitóides de características similares confirmarem esses valores, a relação temporal entre a tectônica tangencial e a transcorrente deve ser reavaliada, comportando mais de uma interpretação: (i) se os granitóides relacionados à transcorrência representam a sua fase principal, ainda que em zonas transtensivas (como proposto por Babinski *et al.* 1995b), a relação temporal entre o regime tangencial e transcorrente adquire um intervalo bem menor que o anteriormente acreditado (da ordem de 20 Ma); (ii) se os granitóides relacionados à transcorrência representarem uma fase tardia em relação à mesma, então fica descaracterizada a ocorrência de dois regimes deformacionais, e a relação entre a tectônica tangencial e a transcorrente passa a ser antes espacial que temporal. Adicionalmente, a extensão de trabalhos de detalhamento estrutural nas áreas de escudo poderá vir a demonstrar a existência de mais de um regime tangencial, atuantes em diferentes períodos, vinculados ou não ao regime transcorrente.

2.5 Sequências Vulcano-sedimentares de Cobertura

Estas seqüências são representadas pelo Grupo Itajaí, SC (Silva 1987), e pelo Grupo Camaquã, RS (Robertson 1966). Na concepção de Chemale Jr. *et al.* (1995a), o Grupo Itajaí, em associação com os granitóides indeformados de afinidade alcalina da Suíte Intrusiva Subida (Silva 1987), forma a assim denominada Associação Plutono-vulcano-sedimentar Itajaí, enquanto o Grupo Camaquã, em conjunto com as suítes graníticas indeformadas de idade brasileira, é denominado Associação Plutono-vulcano-sedimentar Seival. Ambas as associações teriam caráter tardi- a pós-orogênico, representando as manifestações tardias do denominado Evento Dom Feliciano (Chemale Jr. *et al.* 1995b).

2.6 Magmatismo Granítico Tardi- a Pós-orogênico

A maior parte das rochas relacionadas ao magmatismo tardi- a pós-orogênico (Nardi 1994; Lima 1995) no Escudo Sul-rio-grandense pode ser reunida em duas unidades principais - a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS) e a Suíte Intrusiva Saibro (SISa) - cuja ocorrência transcende a compartimentação tectônica aqui efetuada.

A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS) foi originalmente definida por Nardi & Lima (1985), no Cinturão Vila Nova, e ampliada por Lima & Nardi (1992), abrangendo os granitóides de mesma afinidade intrusivos no CVN e nos terrenos mais antigos, a oeste. A ASLS é constituída por rochas efusivas básicas a intermediárias, depósitos piroclásticos, corpos hipabissais monzoníticos a riolíticos, lamprófios espessartíticos e rochas monzograníticas a granodioríticas (Lima 1995). Os dados geocronológicos Rb-Sr (Soliani Jr. 1986; Barros 1992; Lima 1995) indicam um período de 650 a 600 Ma para este magmatismo.

Granitóides de afinidade shoshonítica sincrônicos à tectônica transcorrente têm ocorrência esparsa no interior do CGDF, no Escudo Uruguaio (Oyhantçabal *et al.* 1993a) e na região de Canguçu - RS (Bitencourt & Nardi 1993; Nardi 1994).

A Suíte Intrusiva Saibro - SISa (RS) foi originalmente definida por Nardi & Bonin (1991), reunindo as rochas da série alcalina relacionadas ao magmatismo brasileiro. Ampliada por Gastal

et al. (1992), a SISa é composta por rochas metaluminosas e peralcalinas de caráter pós-orogênico, onde predominam granitos *hipersolvus* e *subsolvus*, com raros sienitos. Rochas relacionadas a esta unidade intrudem principalmente as associações litológicas do Cinturão Vila Nova e os terrenos mais antigos, a oeste. No interior do CGDF, a SISa é representada pelo Sienito Piquiri e corpos sieníticos menores, a ele correlacionados.

Embora não incluído na referida suíte, o Granito Bela Vista (Philipp *et al.* 1991) é uma manifestação do magmatismo peralcalino na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense. De modo análogo, este magmatismo é representado, no Escudo Uruguaio, pela Formação Sierra de Animas, constituída por traquitos, sienitos e granitos alcalinos (Oyhantçabal *et al.* 1993b), para a qual é referida uma idade Rb-Sr de 520 ± 5 Ma (Cingolani *et al.* 1993).

3. Geologia do Escudo Catarinense

Em comparação ao nível de conhecimento cartográfico do Escudo Sul-rio-grandense, o Escudo Catarinense, principalmente no que se refere ao cinturão granítico, encontra-se num estágio mais precário de conhecimento. A quase totalidade dos trabalhos de mapeamento se deve aos projetos da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), primeiramente em escala 1:250000 (Schulz Jr. & Albuquerque 1969; Schulz Jr. *et al.* 1970; Albuquerque *et al.* 1971) e após, em escala 1:50 000 (Kaul 1976; Trainini *et al.* 1978; Silva & Dias 1981c); atualmente encontram-se em fase final dois outros projetos em escala 1:100 000, com resultados preliminares apresentados por Wildner *et al.* (1990), Zanini *et al.* (1994) e Caldasso *et al.* (1994a, b). Entretanto, os mapas resultantes permanecem na maior parte inéditos, à exceção de pequenas ilustrações que acompanham as publicações em encontros e congressos. A única compilação cartográfica disponível é a efetuada por Silva & Bortoluzzi (1987), na escala 1:500 000.

O esboço geológico da figura 2 mostra a distribuição espacial das principais associações litológicas e traços estruturais do Escudo Catarinense. As informações nele apresentadas foram compiladas principalmente de Silva & Bortoluzzi (1987), com informações adicionais extraídas de Caldasso *et al.* (1988) - cartografia da Suíte Valsungana, e de Silva (1991) - designação da ZTIP. A delimitação de ambas as zonas de cisalhamento reflete o pensamento da autora deste trabalho e, assim como algumas opções de designações estratigráficas, decorre da interpretação de diversas descrições encontradas na literatura (citadas ao longo do texto), acrescidas de

observações de caráter regional, efetuadas na fase de reconhecimento deste trabalho.

As principais associações litoestruturais e dados geocronológicos disponíveis são resumidos a seguir, de norte para sul, no intuito de fornecer um quadro geral da geologia do Escudo Catarinense; ao final do mesmo, são também sintetizadas as principais concepções geotectônicas relativas ao Pré-cambriano do estado de Santa Catarina.

3.1 Complexo Granulítico, Grupo Itajaí e Suíte Intrusiva Subida

Na região situada a norte da Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó (ZTIP) predomina o Núcleo Arqueano/Paleoproterozóico representado pelo Complexo Granulítico de Santa Catarina (CGSC), parcialmente recoberto por associações vulcano-sedimentares e intrudido por granitóides alcalinos. A região do CGSC corresponderia, na compartimentação de Basei (1985), ao antepaís do Cinturão Dom Feliciano, e as seqüências metavulcano-sedimentares ao seu Domínio Externo, interpretado como uma antefossa molássica preenchida por sedimentos turbidíticos, representando a fácies metamórfica anquizonal do cinturão.

O CGSC (Hartmann *et al.* 1979; Hartmann 1988) é composto por gnaisses polifásicos predominantemente básicos, com volume subordinado de ortognaisses trondhjemíticos, rochas cálcio-silicatadas, piroxenitos, anortositos, formações ferríferas, anfibolitos, quartzitos e raras ocorrências de silimanita gnaisses. A foliação metamórfica principal tem direção geral NE, com mergulho subvertical, de acordo com Hartmann (1988), ao passo que uma direção preferencial NW do bandamento é referida por Basei *et al.* (1992). No limite sul do Complexo com as litologias do Grupo Brusque, Silva & Dias (1981b) descrevem numerosas feições de milonitização progressiva sobre rochas granulíticas, incluindo a formação de filonitos com cianita e cloritóide.

Os dados geocronológicos disponíveis apontam idades Rb-Sr de 2700 Ma (Hartmann *et al.* 1979), com um evento termotectônico superposto entre 1800 e 2000 Ma, indicado pelas determinações K-Ar (Hartmann *et al.* 1979; Basei & Teixeira 1987). Determinações Pb-Pb em rocha total e U-Pb em zircões (Basei 1985) indicam idades de 2100 Ma e 2400 a 2800 Ma, respectivamente (cfe. discussão apresentada em Basei & Teixeira 1987, p. 100).

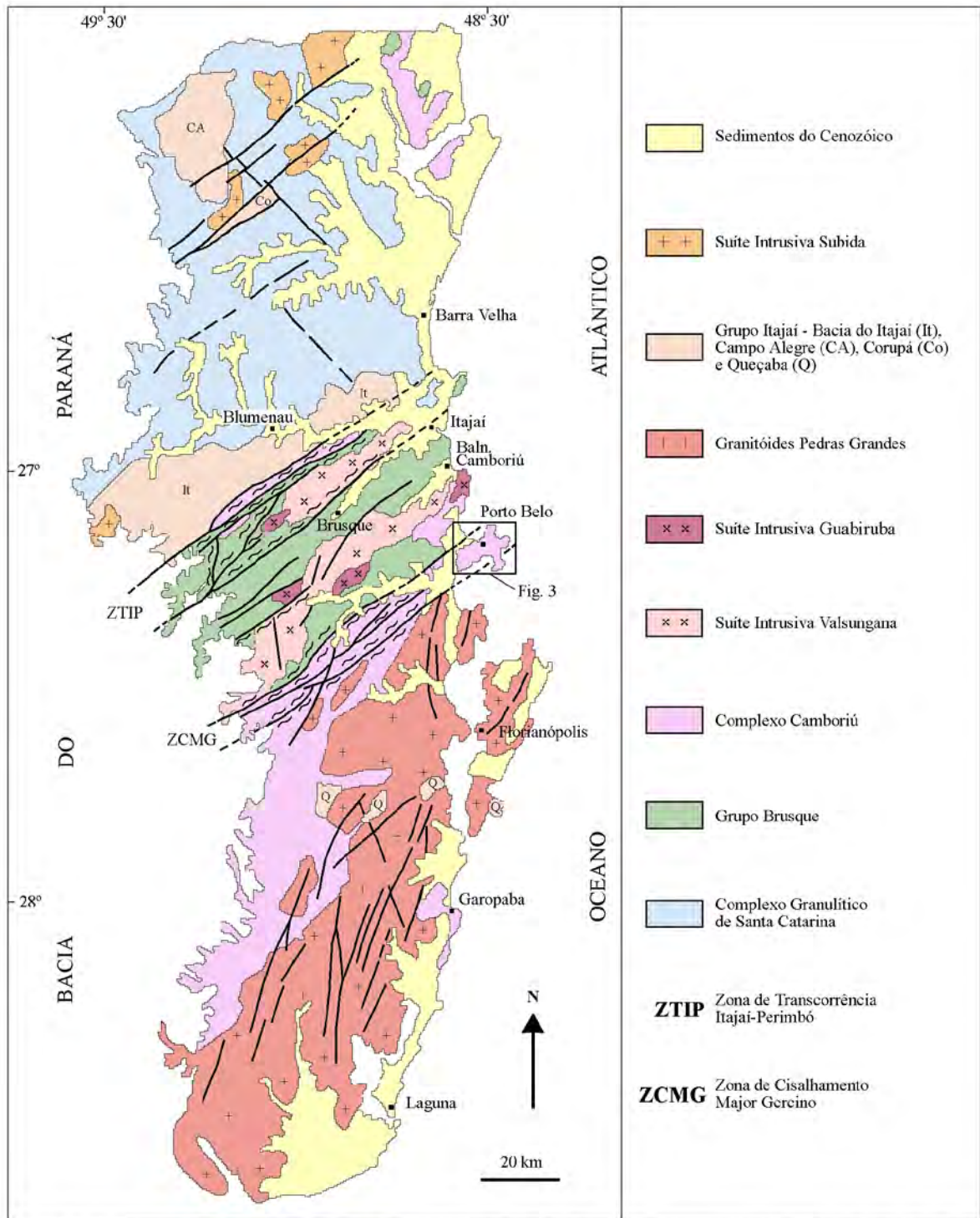


Figura 2 - Esboço geológico e principais traços estruturais do Escudo Catarinense (compilado e adaptado de Silva & Bortoluzzi 1987; Silva 1991; Caldasso *et al.* 1988).

As seqüências vulcano-sedimentares são reunidas por Silva (1987) sob a denominação de

Grupo Itajaí, o qual é composto pelas bacias do Itajaí, Campo Alegre, Corupá e Queçaba. A Bacia de Queçaba, representada por pequenas áreas descontínuas na porção sul do estado, é questionada por outros autores. A ocorrência mais a oeste (Fig. 2) é denominada Formação Queçaba e correlacionada ao Grupo Brusque, enquanto as demais são denominadas Riólitos Cambirella ou Suíte Plutono-vulcânica Cambirella (e.g. Wildner *et al.* 1990; Zanini & Branco 1994), interpretada como parte do "magmatismo Pedras Grandes".

Por constituir a ocorrência mais expressiva dessas seqüências, a Bacia do Itajaí é talvez a melhor estudada, comportando diferentes interpretações, tais como bacia de *strike-slip* (Krebs *et al.* 1990), bacia flexural (Rostirolla 1991) e rifte passivo, ou impactógeno (Citroni 1993).

Sob a denominação de Suíte Intrusiva Subida (SIS), Silva (1987) reúne seis corpos graníticos, isótopos e circunscritos, de caráter alcalino a peralcalino, que intrudem tanto as rochas do embasamento como as de cobertura, alguns deles gerando expressiva auréola de metamorfismo de contato nas encaixantes. A presença de aegirina, riebeckita e barkevikita nos derrames riolíticos associados à Bacia de Campo Alegre, e de mineralogia similar observada em vários corpos da SIS (riebeckita-arfvedsonita granitos e sienitos peralcalinos), tem levado diversos autores a interpretá-los como manifestações do mesmo magmatismo epizonal (Albuquerque *et al.* 1971; Silva & Dias 1981c; Basei 1985). A denominação Suíte Plutono-vulcânica Subida é proposta por Basei (1985), tendo em vista a estreita vinculação por ele observada entre os tufos e brechas vulcânicas interestratificados com a seqüência sedimentar da Bacia do Itajaí e o Granito Subida, intrusivo na mesma.

Isócronas Rb-Sr, obtidas por Basei (1985) e reinterpretadas por Chemale Jr. *et al.* (1995a), indicam, para as rochas vulcânicas da Bacia do Itajaí, 544 ± 20 Ma e 523 ± 92 Ma, respectivamente. Do mesmo modo, os dados Rb-Sr no Granito Subida, segundo os mesmos autores, fornecem isócronas de 546 ± 10 Ma e 535 ± 22 Ma, respectivamente. Uma isócrona Rb-Sr com valor de 536 ± 65 Ma apresentada por Basei (1985) e Basei & Teixeira (1987) para as "vulcânicas da Bacia de Campo Alegre" ratifica, na opinião dos últimos, a correlação temporal do magmatismo nas duas bacias. Valores U-Pb (580 ± 6 Ma), Sm-Nd (TDM - 1940 Ma) e K-Ar (535 - 525 Ma), para a intrusão sienítica de Corupá são referidos por Siga Jr. *et al.* (1994).

3.2 Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó

A presença de rochas miloníticas ao longo de uma extensa faixa de direção 045° a 050° , próximo ao limite dos metamorfitos do Grupo Brusque com as seqüências da Bacia do Itajaí, ao longo do então denominado Lineamento Perimbó, foi reconhecida por Silva & Dias (1981b). Na descrição dos autores, a foliação milonítica, subvertical e com direção média 045° , afetaria tanto as rochas do CGSC como as do Grupo Brusque, formando uma faixa de cerca de 15km de espessura para sul daquele lineamento, onde os contatos litológicos se encontrariam transpostos por efeito desta estrutura planar, então associada a uma faixa rúptil (Zona Rúptil Itajaí-Gaspar). Reinterpretando o significado das estruturas descritas, Silva (1991) denominou esta faixa Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó (ZTIP), designação adotada neste trabalho.

Assim, presume-se que a ZTIP constitua uma zona de cisalhamento de 10 a 15km de espessura, contendo diversas zonas menores em padrão anastomosado, ao longo das quais ocorre uma milonitização transcorrente dúctil a dúctil-rúptil sobre rochas granulíticas e metavulcano-sedimentares, com geração de milonitos, ultramilonitos e filonitos.

Uma representação similar desses segmentos é observada na figura que acompanha o trabalho de Caldaso *et al.* (1988, p. 1115). No trabalho, os autores atribuem à movimentação principal dos diversos segmentos transcorrentes, no Neoproterozóico, um sentido de movimento horário. Mencionam também uma fase de reativação dos mesmos, supostamente no Eopaleozóico, responsável pela formação de cataclasitos e brechas, e caracterizada por movimentos inversos, com componentes de rejeito lateral anti-horária e oblíqua. Esta movimentação em nível crustal raso seria responsável pela formação do Sistema de Falhas Itajaí Mirim (não representado na figura 2), com soerguimento do bloco SE, ". . . caracterizando um rejeito inverso em plano de alto ângulo (maior de 50°). " (Caldaso *et al.* 1988, p. 1111).

Por outro lado, Basei & Hawkesworth (1993) acreditam que o Lineamento de Perimbó tenha características de falha inversa durante boa parte de sua extensão. O movimento do topo para NW ao longo deste lineamento seria responsável pelo cavalgamento da faixa metamórfica de baixo grau sobre a Bacia do Itajaí, o que levaria a associar esta movimentação a um regime crustal mais raso, e conseqüentemente posterior à movimentação transcorrente, caso sejam comprovadas as condições mais dúcteis atribuídas à última (Silva & Dias 1981b; Silva 1987, 1991; Caldaso *et al.* 1988). Não se pode desconsiderar, ainda, a hipótese de que a mencionada movimentação represente um período de reativação de domínios transpressivos no interior da ZTIP. A

interpretação desta possível componente de *upthrust*, sua extensão e sua relação temporal com o regime de transcorrência permanecem em aberto.

3.3 Zona de Cisalhamento Major Gercino

A "Falha Major Gercino" foi primeiramente reconhecida por Schulz Jr. & Albuquerque (1969). A designação, ora utilizada, Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), bem como seu caráter transcorrente e movimento lateral horário em condições dúcteis-rúpteis, na região de Porto Belo, foram propostos por Bitencourt *et al.* (1989a). O mesmo sentido de movimento foi também reconhecido na sua extensão para sudoeste por Passarelli *et al.* (1993) e Passarelli & Basei (1994). A ZCMG, na delimitação proposta neste trabalho, engloba a denominada Zona de Transcorrência Major Gercino-Porto Belo (ZTMP) de Silva (1991). No mesmo trabalho, o autor menciona registros esparsos de um regime tangencial pretérito, preservado em áreas localizadas desta zona.

O reconhecimento regional efetuado durante este trabalho, na extensão para sudoeste da área de Porto Belo, ao longo da direção da zona, permite sugerir: (i) a ZCMG constitui uma megaestrutura, composta por diversos segmentos anastomosados, que representam zonas de alta deformação nela contidas; (ii) a delimitação apresentada na figura 2, ainda que preliminar, corresponderia a uma espessura mínima da ordem de 20 km para a megaestrutura; (iii) diversos corpos graníticos, atualmente indiferenciados sob a denominação Complexo Camboriú, têm seu posicionamento controlado pela tectônica transcorrente da ZCMG, dela fazendo parte, e sua cartografia deve levar em conta sua relação cronológica com este regime; (iv) o episódio de deformação principal no interior da ZCMG se deu em regime de transcorrência dúctil a dúctil-rúptil, com a geração de rochas miloníticas; rochas da série cataclástica e estruturas indicativas de comportamento frágil são associadas a outro episódio deformacional, em nível crustal mais raso e temperatura mais baixa; (v) os termos ZCMG e Lineamento Major Gercino não são aqui usados como sinônimos, já que este último provavelmente representa uma zona de alta deformação situada próxima ao limite norte da megaestrutura, podendo ter sofrido reativações posteriores, de caráter frágil.

De modo similar ao já discutido para a ZTIP, uma componente de *upthrust* com igual

sentido, provavelmente tardia e/ou posterior à movimentação transcorrente da ZCMG, é apontada por Basei (1985) e Basei & Hawkesworth (1993) ao longo do Lineamento Major Gercino.

3.4 Grupo Brusque e Suítes Intrusivas Valsungana e Guabiruba

A faixa contida entre a ZTIP e a ZCMG é constituída principalmente pelas seqüências metavulcano-sedimentares do Grupo Brusque (GB), assim denominado por Trainini *et al.* (1978), as quais são intrudidas por duas suítes graníticas. Na compartimentação de Basei (1985), este conjunto corresponderia ao Domínio Intermediário do Cinturão Dom Feliciano, constituindo a fácies epizonal de metamorfismo do mesmo.

Ainda que passível de diferentes interpretações, é consenso entre diversos autores o caráter tectônico dos contatos externos do Grupo Brusque, através das duas zonas de cisalhamento mencionadas.

O caráter vulcano-sedimentar do GB foi inicialmente reconhecido por Silva & Dias (1981a), sendo a cartografia de seqüências vulcânicas e vulcano-sedimentares ampliada por Silva (1983a, b) e Silva *et al.* (1985). Nesses trabalhos, a geologia do GB foi associada à evolução de seqüências do tipo *greenstone belts*, supondo-se para esta unidade uma idade mínima de 1800 Ma, por correlação com terrenos similares conhecidos.

O detalhamento das seqüências metassedimentares do GB foi efetuado por Basei (1985), sendo sua deposição considerada compatível com um ambiente de margem continental passiva. O contato tectônico subhorizontal, com aloctonia da seqüência metassedimentar sobre a seqüência metavulcano-sedimentar, é proposto por Basei *et al.* (1994), na região de Tijucas.

Na reconstituição paleoambiental efetuada por Silva (1991), detalhando principalmente as seqüências vulcano-sedimentares, o ambiente de deposição do GB seria compatível com um processo de rifteamento intracontinental, sugerindo a possibilidade de geração de assoalho oceânico durante esta fase de extensão crustal. Os sistemas deposicionais, na fase inicial, seriam predominantemente marinhos - controlados por sedimentação clástica imatura associada a derrames subaquosos variolíticos e intrusões tabulares máficas e ultramáficas, precedendo a deposição de um espesso pacote pelítico-psamítico. São ressaltadas, ainda, mudanças rápidas de fácies, em fossas profundas, seguindo-se o soerguimento, exposição subaérea dos pacotes, e atuação de processos rápidos de erosão, com posterior deposição em sistemas de correntes de turbidez. O

relaxamento termal estaria representado no espesso pacote terrígeno, depositado em ambiente marinho raso, de distribuição geográfica mais expressiva que as seqüências vulcano-sedimentares.

Essas seqüências, possivelmente depositadas no Mesoproterozóico (Basei 1990b), mostram registro de pelo menos duas fases de metamorfismo, de idade discutível, bem como de um extensivo regime tangencial anterior ao regime transcorrente (Basei 1985; Silva 1991). As condições de metamorfismo relacionadas à fase tangencial variam de fácies xistos verdes a anfíbolito inferior, em regime de baixa P/T.

O magmatismo granítico que intrude o Grupo Brusque é representado pelas suítes intrusivas Valsungana (SIV) e Guabiruba (SIG), originalmente denominadas por Trainini *et al.* (1978).

A Suíte Intrusiva Valsungana tem sido objeto de diferentes interpretações e delimitações cartográficas (cfe. histórico e discussão em Silva 1987, p. 65 e segs.). A cartografia adotada neste trabalho foi extraída de Caldasso *et al.* (1988), que se referem às duas ocorrências principais da SIV como Maciço Norte e Maciço Sul.

Ambos os maciços têm dimensões batolíticas e são alongados na direção NE-SW, compreendendo (hornblenda)-biotita monzogranitos e sienogranitos de textura porfirítica grossa, com abundantes fenocristais de feldspatos, além de titanita, alanita, zircão e apatita como acessórios. Um alinhamento de fluxo magmático localizado é mencionado, bem como a ocorrência de foliação milonítica e lineação de estiramento concordantes com as das rochas encaixantes, restritas às imediações dos contatos por falha.

Na interpretação de Caldasso *et al.* (1988), os granitóides da Suíte Valsungana teriam se posicionado por meio de mecanismo transtrativo associado a zonas de cisalhamento transcorrentes de movimento horário. Por outro lado, Silva (1987, 1991), acredita que parte da ocorrência a norte deva ser excluída da suíte, tendo em vista sua composição e estrutura, compatíveis com uma associação de ortognaisses mais antigos, sincrônica à fase tangencial que afetou o Grupo Brusque.

Os dados geocronológicos disponíveis restringem-se ao Maciço Sul. Os dados U-Pb obtidos por Basei (1985) nesta ocorrência, e reinterpretados por Chemale Jr. *et al.* (1995a) apontam valores de 647 ± 12 Ma e 648 ± 40 Ma, respectivamente. Os dados Rb-Sr e K-Ar (Basei 1985) indicam valores de 622 ± 64 Ma (com $R_0 = 0,7105$), e 500 a 640 Ma, respectivamente, e dados Sm-Nd (Mantovani *et al.* 1987) de amostras compostas, apontam idades-modelo em torno

de 2,0 Ga.

A Suíte Intrusiva Guabiruba compreende uma série de pequenos corpos de leucogranitos com biotita (muscovita) que intrudem tanto os granitóides da SIV como os metamorfitos do Grupo Brusque. Se, por um lado, não ocorrem controvérsias na literatura quanto à delimitação desses corpos, é digno de nota as referências a feições texturais e estruturais conflitantes nos diferentes trabalhos, tais como:

Silva (1987, p. 67) descreve os granitóides da SIG como ". . . um granito bastante homogêneo regionalmente, exibindo dois tipos de foliação: primária ou superimposta aparentemente em zonas de cisalhamento dúctil, nas quais os pequenos *stocks* são em geral intrusionados. A foliação primária inclui bandamento composicional, paralelismo de restos xenolíticos intactos ou mesmo *schlierens* de assimilação. A foliação secundária, no estado sólido, acentua as direções de fluxo primário, deforma a mineralogia original, gerando milonitos de composição granítica. "

Por sua vez, Caldasso *et al.* (1988, p. 1108) referem que: "A presença de enclaves. . . é sempre insignificante, sendo raros até mesmo aqueles de natureza autolítica (nódulos de concentrações de máficos). . . A textura desses granitos é fina a média, quase sempre equigranular e isótropa. . . Suas orientações de fluxo ígneo são difíceis de serem observadas; quando presentes são assinaladas pela orientação de enclaves e por trilhas de *schlieren*. . . não apresentam foliações/lineações tectônicas, salvo nos contatos por falha, onde desenvolve-se, também, milonitos. "

Embora mencionem algumas características em comum, essas referências indicam ao menos um grau de representatividade díspar das feições descritas. Ambas as descrições se referem também à presença de acessórios como titanita, zircão, granada, apatita e fluorita, embora somente a segunda mencione a ocorrência de alanita.

Os granitóides da SIG são correlacionados aos das suítes Subida e Pedras Grandes por Silva (1987), e sua geração é atribuída a um magmatismo intraplaca, resultante de fusão crustal. Por outro lado, Caldasso *et al.* (1988) concluem que os granitóides da SIG seriam cogenéticos aos da SIV, ambos originados por fusão crustal e posicionados quase simultaneamente.

As informações sobre a SIG, acima apresentadas, têm em comum a interpretação de sua gênese como produto de fusão crustal (também compartilhada por Basei 1985). Entretanto, as contradições apontadas sugerem um quadro mais complexo, possivelmente comportando mais de um tipo de magmatismo nesta suíte.

Os dados Rb-Sr apresentados por Basei (1985) indicam 644 ± 19 e 601 ± 40 Ma para dois diferentes corpos da mesma, ao passo que as determinações U-Pb em zircões, conforme discutido também por Basei & Teixeira (1987) não têm significado geológico, reforçando a necessidade de um estudo mais apurado desses corpos e dos possíveis processos modificadores a que foram submetidos, antes de serem adequadamente posicionados na estratigrafia do cinturão.

3.5 Cinturão Granítico Dom Feliciano

Os terrenos situados a sul da ZCMG fazem parte do CGDF, na compartimentação adotada neste trabalho, compreendendo o Complexo Camboriú e os Granitóides Pedras Grandes. Na compartimentação efetuada por Basei (1985), esta região corresponde ao "Domínio Interno" do Cinturão Dom Feliciano, onde predominariam migmatitos e granitóides deformados, intrudidos por granitóides tardi- a pós-orogênicos, constituindo assim a fácies mesozonal do mesmo.

3.5.1 Complexo Camboriú

A designação Complexo Camboriú é sugerida por Chemale *et al.* (1995a), e corresponde aproximadamente à definição original do Complexo Tabuleiro de Schulz Jr. *et al.* (1970), retirando-se do mesmo os granitóides tardios já cartografados. Conforme observação daqueles autores, o Complexo Camboriú, de idade neoproterozóica, corresponde a uma associação de gnaisses, migmatitos e granitos, cuja foliação subhorizontal é afetada pela tectônica transcorrente mais jovem, provavelmente incluindo também corpos graníticos brasileiros não mapeados, intrusivos em zonas de cisalhamento transcorrentes.

O Complexo Camboriú (CC), conforme mostrado na figura 2, corresponde às áreas cartografadas por Silva (1987) como Faixas Granito-gnáissicas Garopaba, Santa Rosa de Lima, Porto Belo e São Francisco do Sul, bem como a uma parte da faixa Itajaí-Faxinal. Inclui também os Granitóides Foliados e Migmatitos do Domínio Interno (Basei 1985).

Este termo, de maneira análoga ao Complexo Pinheiro Machado (RS), parece refletir melhor as controvérsias estratigráficas referidas a seguir, as quais justificam, no momento, a designação adotada por Chemale Jr. *et al.* (1995a). A cartografia de detalhe nessas áreas trará como consequência o progressivo desmembramento desta unidade ampla.

No extremo nordeste do estado, a pequena área atribuída ao CC, e previamente interpretada por Silva (1987) como um núcleo migmatítico (de injeção) policíclico, é incorporada ao denominado Batólito Paranaguá (Basei *et al.* 1990) ou Cinturão Granítico Costeiro (Siga Jr.

& Basei 1993). As duas ocorrências do CC observadas no interior do Grupo Brusque correspondem, respectivamente e de norte para sul, à Faixa Ribeirão da Prata de Basei (1985) - por ele interpretada como produto de retrabalhamento do CGSC, com geração de granitos isótopos; e ao Granitóide Faxinal, de Caldasso *et al.* (1988) - considerado epizonal, tardi- a pós-transcorrência e possivelmente associado a uma fácies hipabissal. No interior da ZCMG, a sudoeste de Porto Belo, uma parte deste complexo foi previamente designada Suíte São Pedro de Alcântara e Suíte Intrusiva Pedras Grandes por Basei (1985), que as considerou parte do magmatismo granítico de caráter tardi- a pós-orogênico.

Por outro lado, independente da designação estratigráfica adotada, é consenso entre os autores que estas rochas representam granitóides de diversas composições e estruturas, relacionados à tectônica tangencial ou transcorrente, fazendo parte, portanto, do Cinturão Granítico Dom Feliciano, conforme adotado neste trabalho.

Dados geocronológicos referidos por Basei & Teixeira (1987) nos denominados "Granitóides Foliados" apontam valores de 624 a 650 Ma (Rb-Sr) e 620 ± 16 Ma (U-Pb).

3.5.2 Granitóides Pedras Grandes

A designação Granitóides Pedras Grandes (GPG) é aqui utilizada em referência à grande área granítica que perfaz mais da metade da região situada a sul da ZCMG. Esta região foi previamente cartografada por Silva (1987) como Suíte Intrusiva Pedras Grandes, a qual comportaria granitóides pós-tectônicos, anorogênicos, de epizona. Nesta região, são descritos desde dioritos e tonalitos até sienogranitos e quartzo-monzonitos, foliados ou não.

De modo similar ao Complexo Camboriú, esta unidade apresenta muitas controvérsias do ponto de vista cartográfico, optando-se aqui pelo termo genérico, em detrimento de "Suíte Intrusiva", tendo em vista que: (i) não está ainda demonstrada a cogeneticidade ou contemporaneidade das litologias que o compõem, sendo razoável a possibilidade de comportar diversas suítes graníticas; (ii) não há consenso quanto à cartografia desses granitóides, o que fica claro na definição da Suíte Intrusiva Maruim (Wildner *et al.* 1990), que abrange parte das áreas previamente designadas Suíte Granitóide São Pedro de Alcântara (Basei 1985), parte da Faixa Granito-Gnáissica Santa Rosa de Lima e parte da Suíte Intrusiva Pedras Grandes (Silva 1987); (iii) diversos nomes locais foram também estabelecidos no interior desta unidade por Zanini *et al.*

(1994), não coerentes com aqueles empregados por Silva *et al.* (1994) na mesma área.

Independente das considerações acima, pode-se observar a predominância de lineamentos NNE no interior desta área, contrastando com as direções NE da faixa central. A tectônica de caráter mais rúptil e direção NNE observada por Hackspacher & Flores (1987) e Ferreira & Almeida (1989), parece ser relativamente tardia e de nível raso, controlando, em diversas etapas de reativação, a mineralização de fluorita do sul do estado (Bastos Neto *et al.* 1994).

Uma isócrona de referência de 586 ± 4 Ma é apresentada por Basei & Teixeira (1987) para os granitóides relacionados à Suíte Granitóide São Pedro de Alcântara, bem como uma isócrona U-Pb de 600 ± 7 Ma, referente ao denominado Granito Santa Luzia, por eles correlacionado à mesma suíte. Na denominada Suíte Plutono-vulcânica Pedras Grandes, os mesmo autores referem como principal idade de posicionamento os valores Rb-Sr isocrônicos de 516 ± 12 Ma, em leucogranitos, e de 552 ± 17 Ma em tufos riolíticos.

4. Concepções Geotectônicas para o Escudo Catarinense

Os modelos geotectônicos desenvolvidos para o Escudo Catarinense, desde o final da década de 70, sempre se mostraram mais dicotômicos que aqueles concebidos para os terrenos pré-cambrianos mais a sul. A década de 80 foi marcada, em Santa Catarina, por acirradas discussões acerca da evolução monocíclica *versus* policíclica daqueles terrenos, tendo como ponto central as seqüências do Grupo Brusque, entendidas por alguns como parte integrante da Orogênese Brasileira, desde a sua sedimentação até sua estruturação final, e visualizadas por outros como seqüências metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone*, perfuradas por granitóides pós-tectônicos ou anorogênicos (*e.g.* Basei 1985; Silva 1987).

Já no início da década de 90 passa a se observar uma convergência crescente de idéias, como resultado natural da obtenção de um número cada vez maior de dados, abrangendo observações de campo e determinações isotópicas.

Na concepção desenvolvida por Basei (1985), o Cinturão Dom Feliciano resulta de um ciclo orogênico neoproterozóico, de caráter ensialico, tendo como antepaís os terrenos granulíticos a norte, relacionados ao Cráton Rio de La Plata. Os domínios externo (DE),

intermediário (DM) e interno (DI), por ele reconhecidos neste cinturão, são considerados blocos independentes, tanto do ponto de vista litológico como isotópico; seus limites são tectônicos, representados pelo Lineamento Perimbó (DE - DM) e Lineamento Major Gercino (DM - DI). Ao longo desses lineamentos, o antepaís e os diferentes domínios do CDF teriam sido cavalgados, de SE para NW, no período tardi-orogênico.

Neste modelo, a evolução estrutural do cinturão esteve ligada predominantemente a uma tectônica de empurrão, com sentido de transporte constante, de SE para NW, reconhecida nos diversos domínios e estágios orogênicos, e o magmatismo seria resultante de extensivo retrabalhamento crustal. Assim, a primeira fase de cavalgamento (D_2) teria ocorrido no período sinorogênico, ao redor de 650 Ma, com a implantação, em todo o cinturão, da foliação regional principal, S_2 , e geração do magmatismo granítico no DM e DI; a segunda fase de cavalgamento seria tardi-orogênica (D_3), com a reativação inversa dos mesmos lineamentos ao redor de 540 Ma, após soerguimento regional e sedimentação do Grupo Itajaí. A fase D_4 , ocorrida no período pós-orogênico, em torno de 520 Ma, corresponderia à reativação transcorrente dos mesmos lineamentos.

Depreende-se, neste contexto, que a história transcorrente da Zona de Cisalhamento Major Gercino seria entendida como reativação tardia da tectônica tangencial principal, sem magmatismo orogênico por ela condicionado.

Na discussão apresentada por Basei & Hawkesworth (1993), os três domínios representariam blocos com diferentes posições geográficas relativas, ainda não justapostos, ao redor de 650 Ma, época atribuída ao primeiro pico metamórfico do Grupo Brusque. A configuração atual teria se verificado somente após 540 Ma, correspondente ao segundo pico metamórfico, por eles reconhecido no Grupo Itajaí e nos granitóides do Domínio Interno. Nesta época, teria ocorrido a aproximação e amalgamamento dos diferentes blocos, com vergência para NW, representando a ZCMG e ZTIP zonas de sutura intracontinental. Se nos estágios finais desta colisão múltipla, conforme postulado por esses autores, o movimento ao longo dessas zonas foi tangencial oblíquo, com topo para NW, então o movimento lateral direito da ZCMG ficaria restrito a um curto espaço de tempo, correspondente ao início do processo de colagem.

O período relativo à aglutinação desses blocos (*ca.* 540 Ma) coincide com o clímax da chamada "Orogênese Rio Doce" (550 ± 50 Ma), referida por Basei *et al.* (1992) e Citroni (1993) como responsável pela estruturação final dos terrenos situados no extremo norte de Santa Catarina e sul do Paraná.

As principais diferenças apreendidas das interpretações de Silva (1991) e Silva *et al.* (1994) referem-se ao papel das seqüências supracrustais do Grupo Brusque e à evolução do magmatismo granítico, tendo em comum com o primeiro modelo o caráter eminentemente crustal atribuído à granitogênese.

De acordo com Silva (1991), a interpretação paleoambiental do GB implicaria processos de extensão, afinamento e rifteamento com envergadura suficiente para fragmentar e separar blocos continentais e gerar os canais de ascensão de magmas mantélicos. Assim, se o GB for considerado parte integrante da evolução do CDF, a presença de derrames subaquosos variolíticos e almofadados, bem como de exalitos de fundo oceânico, registrados no mesmo, implicaria a exclusão de modelos colisionais do tipo A para a região. Por outro lado, o regime de baixa P/T do metamorfismo, aliado às características paleobaciais e à ausência de vulcanismo e plutonismo compatíveis, seriam fatores restritivos a tentativas de reconstituição de crosta oceânica e arcos insulares. Ainda, as características paleoambientais seriam incompatíveis com as de bacias intracratônicas rasas ou plataformais, descartando a inserção deste Grupo num contexto de margem continental passiva. A natureza não magnésiana dos derrames variolíticos excluiria sua vinculação com derrames komatiíticos arqueanos, mantendo-se, na interpretação deste autor, as afinidades genéricas do Grupo Brusque com associações de riftes proterozóicos. Adicionalmente, admite como plausível a hipótese de que a seqüência sedimentar terrígena constitua uma unidade alóctone, mais jovem, tectonicamente imbricada na associação vulcano-sedimentar, e sugere que seja considerada como terreno suspeito em relação à evolução paleoproterozóica do restante do cinturão metamórfico.

De acordo com Silva *et al.* (1994), o Cinturão Dom Feliciano seria delimitado, a norte, pela ZCMG, considerada um limite de escala crustal com as seqüências do Grupo Brusque, as quais teriam uma evolução desvinculada do CDF, e representariam terrenos paleo- a mesoproterozóicos retrabalhados. O Cinturão Dom Feliciano é correlacionado, por esses autores, aos cinturões neoproterozóicos Gariep-Malmersbury, na África, e considerado como um cinturão granítico (e migmatítico), com poucos remanescentes de bacias crustais, correspondendo ao Batólito Pelotas. Igualmente, consideram o magmatismo granítico como predominantemente tardi- a pós-tectônico, onde se destacariam associações metaluminosas de derivação crustal. Propõem para este magmatismo uma classificação químico-tectônica, destacando-se: (i)

granitóides pré- a sintangenciais; (ii) granitóides relacionados à transcorrência, subdivididos em sintranscorrentes e tardi- a pós-tectônicos; e (iii) granitóides pós-tectônicos.

O magmatismo do primeiro grupo, de volume subordinado, seria representado por complexos granítico-gnáissicos potássicos, com componentes xenolíticos predominantemente do tipo TTG, dos quais teriam derivado por fusão crustal. Tal processo seria seguido da atuação de processo de assimilação e injeção, dando origem a migmatitos.

Dentre os granitóides relacionados à transcorrência, aqueles do primeiro subgrupo teriam uma distribuição discreta no cinturão e seriam representados por granitóides sintranscorrência, classificados em peraluminosos "tipo-S", e metaluminosos "tipo-I". O segundo subgrupo, perfazendo 90% do Batólito Pelotas, compreenderia granitóides tardi- a pós-tectônicos biotíticos metaluminosos de derivação crustal, "tipo I-Caledoniano", com volume subordinado de associações cálcico-alcálicas expandidas, mantélicas, interpretadas como tardi- a pós-colisionais.

O último grupo seria composto por granitóides epizonais metaluminosos "tipo-A", compreendendo (hornblenda)-biotita leucogranitos *subsolvus*, álcali-granitos, quartzo-sienitos e sienitos, com variedades *hipersolvus* restritas aos termos peralcalinos. Para este grupo também é proposta uma gênese anatélica crustal, tendo como protólito uma associação metaluminosa do tipo TTG, previamente desidratada pela extração de líquidos metaluminosos não-empobrecidos.

Finalmente, é cogitada para explicar a geração deste grande volume de magmas crustais, bem como o caráter subordinado de contribuição mantélica, a interveniência de mecanismos de aporte de calor por meio de plumas do manto (Hartmann *et al.* 1994), possibilitando assim o retrabalhamento crustal em grande escala.

5. O Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro e a Correlação de Estruturas Transcorrentes no Setor Meridional da Província Mantiqueira

As zonas de cisalhamento de caráter transcorrente representam estruturas comuns ao longo de toda a Província Mantiqueira expressando, em grande parte, a evolução estrutural da crosta no final do Proterozóico. No Setor Meridional da PM, a Zona de Cisalhamento Major Gercino, a Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu e a Zona de Cisalhamento Sierra Ballena são mais freqüentemente mencionadas, embora diversas estruturas similares, formalmente denominadas ou não, façam parte do conjunto.

A concepção de uma estrutura única, da qual as três zonas mencionadas representariam segmentos lineares, parece estar baseada principalmente na orientação das mesmas, seu caráter transcorrente e idades similares (*e.g.* Basei 1990; Tommasi *et al.* 1994), não comportando, portanto, diferentes sentidos de movimento na mesma época. Embora alguns autores atribuam à ZCMG um movimento anti-horário, como resultado da interpretação da mesma como extensão da ZCDC, o sentido horário da primeira, constatado em diversos trabalhos, impõe limitações ao modelo.

O Cinturão Granítico Dom Feliciano, conforme a concepção utilizada neste trabalho, é constituído por um grande volume de rochas magmáticas, cuja intrusão foi controlada em sucessivas etapas pela mesma descontinuidade de escala crustal, ativa durante o Ciclo Brasileiro, a qual é presentemente referida como **Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb)**.

O CCSb comporta diversas zonas de cisalhamento, anastomosadas e de espessura quilométrica, as quais representam ramificações no interior da descontinuidade maior, tanto na porção leste como na porção oeste destas áreas de escudo. Assim, a correlação entre as zonas de transcorrência deve levar em conta a cinemática determinada em cada uma delas, bem como a evolução do magmatismo associado.

Independente de modelos e interpretações mais amplas, a íntima relação entre o magmatismo e a atividade tectônica nestas zonas é reconhecida por muitos autores (*e.g.* Tommasi & Vauchez 1994), embora não necessariamente uma relação de causa-efeito. Um volume significativo de granitóides do CGDF é constituído por intrusões sintectônicas, mas a estratigrafia interna do mesmo, que vem sendo progressivamente estabelecida por diversos autores, aponta no sentido de uma longa atividade magmática, relacionada a diferentes pulsos de movimento no interior das zonas de cisalhamento que compõem o cinturão.

O CGDF transcende o CCSb tanto no espaço como no tempo, o que é indicado pela ocorrência de diversos corpos graníticos de idade similar fora das zonas principais de deformação, bem como pela ocorrência de intrusões tardi- a pós-tectônicas, discordantes das estruturas miloníticas, no interior de zonas de alta deformação.

Capítulo III

GEOLOGIA E ESTRUTURA DA REGIÃO DE PORTO BELO

As rochas pré-cambrianas da região de Porto Belo têm sido incluídas em uma única unidade litoestratigráfica nos trabalhos previamente efetuados, de escala regional, correspondendo ao Complexo Taboleiro (Schulz Jr. *et al.* 1970), Faixa Granito-gnáissica de Porto Belo (Silva 1987), Granitóides Foliados e Migmatitos (Basei 1985) e Complexo Camboriú (Chemale Jr. *et al.* 1995a). O mapeamento geológico 1:25 000 efetuado neste trabalho permitiu individualizar unidades litoestratigráficas passíveis de representação, não apenas na escala de detalhe como também em escala de semi-detalhe.

Neste capítulo, são definidas e caracterizadas as unidades litoestratigráficas reconhecidas, abordando suas variações texturais, composicionais e estruturais, bem como as relações geológicas indicativas de sua posição temporal e espacial relativa. A estratigrafia proposta tem por base as relações geológicas observadas em cada unidade, com apoio de dados petrográficos, estruturais e geoquímicos, detalhados em capítulos específicos. O mapa geológico da área (Anexo I) é apresentado na figura 3 em versão simplificada. O quadro 1 resume a simbologia utilizada ao longo do texto para designar diferentes feições estruturais.

1. Contexto Geológico e Estrutural da Região de Porto Belo

A região de Porto Belo é quase inteiramente contida no extremo nordeste da ZCMG (Fig. 2), excetuando-se o extremo sudeste da área, onde as estruturas a ela relacionadas são muito localizadas. O embasamento dos granitóides é constituído por uma associação de ortognaisses quartzo-feldspáticos, para os quais se mantém a designação Complexo Camboriú (Chemale Jr. *et al.* 1995a). Nesta associação, a principal estruturação ocorreu durante um regime tangencial, responsável pela geração de um bandamento gnáissico milonítico originalmente subhorizontal, cuja geometria acha-se modificada por dobramentos precoces e tardios, e intensamente transposta pela

deformação transcorrente superposta nas zonas de alta deformação da ZCMG. Os Metagranitóides de Quatro Ilhas (MgQI) e o Metagranito Mariscal (MgM) constituem as unidades graníticas, intrusivas neste embasamento, que mostram o registro de uma tectônica tangencial durante ou após a sua colocação, bem como deformação controlada pela tectônica transcorrente em estado sólido. Em decorrência de terem sido submetidas a dois eventos tectônicos, com conseqüente cristalização/recristalização, ainda que parcial, são designadas pelo prefixo "meta" seguido de sua denominação petrográfica.

Quadro 01 - Simbologia de estruturas planares e lineares

E_A	Estruturas associadas ao evento mais antigo, de caráter tangencial
E_m	Estruturas associadas ao evento de transcorrência principal
E_t	Estruturas dúcteis-rúpteis tardias
S_0, L_0	Foliação e lineação magmáticas primárias
S_{b-A}	Bandamento metamórfico-milonítico relacionado ao evento tangencial
S_A, S_{0-A}	Foliação milonítica e composta - magmático-deformacional - do evento tangencial
S_m, S_{0-m}	Foliação milonítica e composta - magmático-deformacional - do evento de transcorrência principal
S_m, S_{m^*}	Foliações miloníticas progressivas do evento de transcorrência principal
S_t	Foliação milonítica tardia
L_A, L_{0-A}	Lineação de estiramento e lineação composta do evento tangencial
L_m, L_{0-m}	Lineação de estiramento e lineação composta do evento de transcorrência principal
L_t	Lineação de estiramento tardia

Intrusivos neste conjunto, e tendo seu posicionamento controlado pelo regime de transcorrência, encontram-se o Complexo Granítico Estaleiro (CGE) e a Suíte Intrusiva Zimbros (SIZ). Estruturas dúcteis-rúpteis tardias, E_t , são registradas em todas as litologias, raramente apresentando rejeito significativo em megascale.

As litologias mais jovens são representadas por raros diques de olivina diabásio, de direção NS ou NW, correlacionáveis ao magmatismo básico cretáceo Serra Geral, e por coberturas sedimentares do Cenozóico.

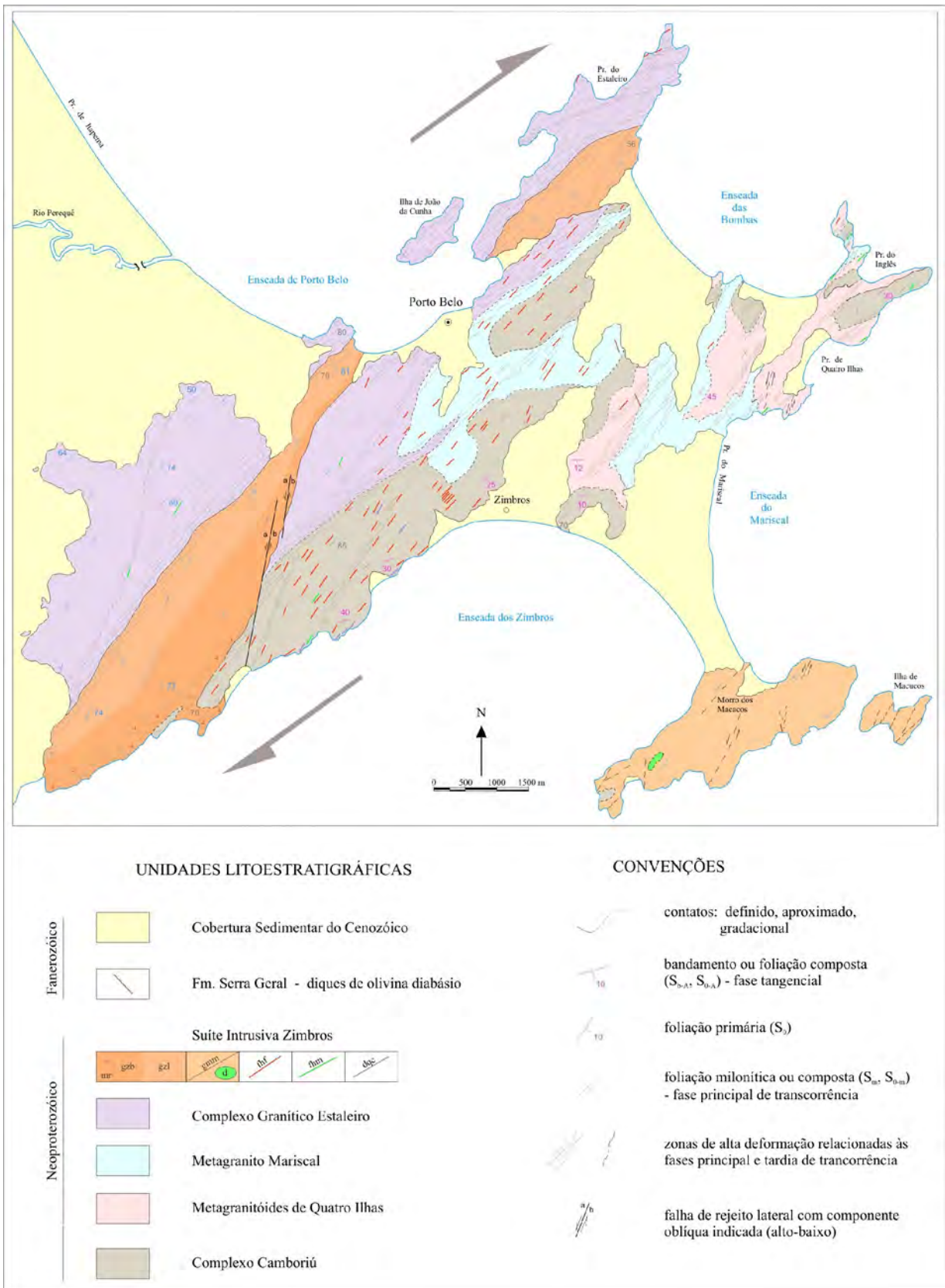


Figura 3 - Mapa geológico da região de Porto Belo, SC.

domínios estruturais na área estudada. O domínio sul se caracteriza pela direção média 030° - 040° da zona principal (Fig 4a, b), mostrando uma tendência assimétrica no sentido de direções 015° - 020° , a qual reflete a presença de uma importante ramificação da ZCMG na escala de mapeamento (Fig. 3). Esta faixa milonítica mais estreita tem características similares às da zona principal e sentido de movimento antitético. O domínio norte constitui a porção mais fortemente deformada da área, e é caracterizado por uma inflexão das estruturas em ambas as litologias afetadas para uma direção média 050° - 060° , com uma tendência pouco evidente à ocorrência de mergulhos mais suaves da foliação milonítica (Fig. 4c, d). O domínio leste se caracteriza por um maior espaçamento das zonas de alta deformação transcorrente (Fig. 3), as quais passam a constituir faixas estreitas e discretas, desenvolvidas sobre as litologias do Complexo Camboriú e metagranitóides nele intrusivos. Nestas zonas discretas, a foliação milonítica tem direção média 045° (Fig. 4e). Ainda neste domínio, a distribuição das estruturas planares relacionadas ao evento tangencial (Fig. 4f) mostra acentuada dispersão, tendendo a conformar uma guirlanda compatível com uma orientação originalmente subhorizontal. A orientação das lineações se mantém nos quadrantes nordeste-sudoeste, também com acentuada dispersão.

As estruturas dúcteis-rúpteis tardias (Fig. 4g) têm direção NNE e mergulho subvertical, com uma componente oblíqua demonstrada pelo caimento acentuado das lineações de estiramento.

2. Caracterização Litoestrutural das Unidades Estratigráficas

2.1 Complexo Camboriú

Na região estudada, o Complexo Camboriú constitui uma associação onde predominam ortognaisses quartzo-feldspáticos de composição granítica, granodiorítica e tonalítica; biotita gnaisses finamente laminados têm ocorrência subordinada, geralmente restrita a xenólitos nos

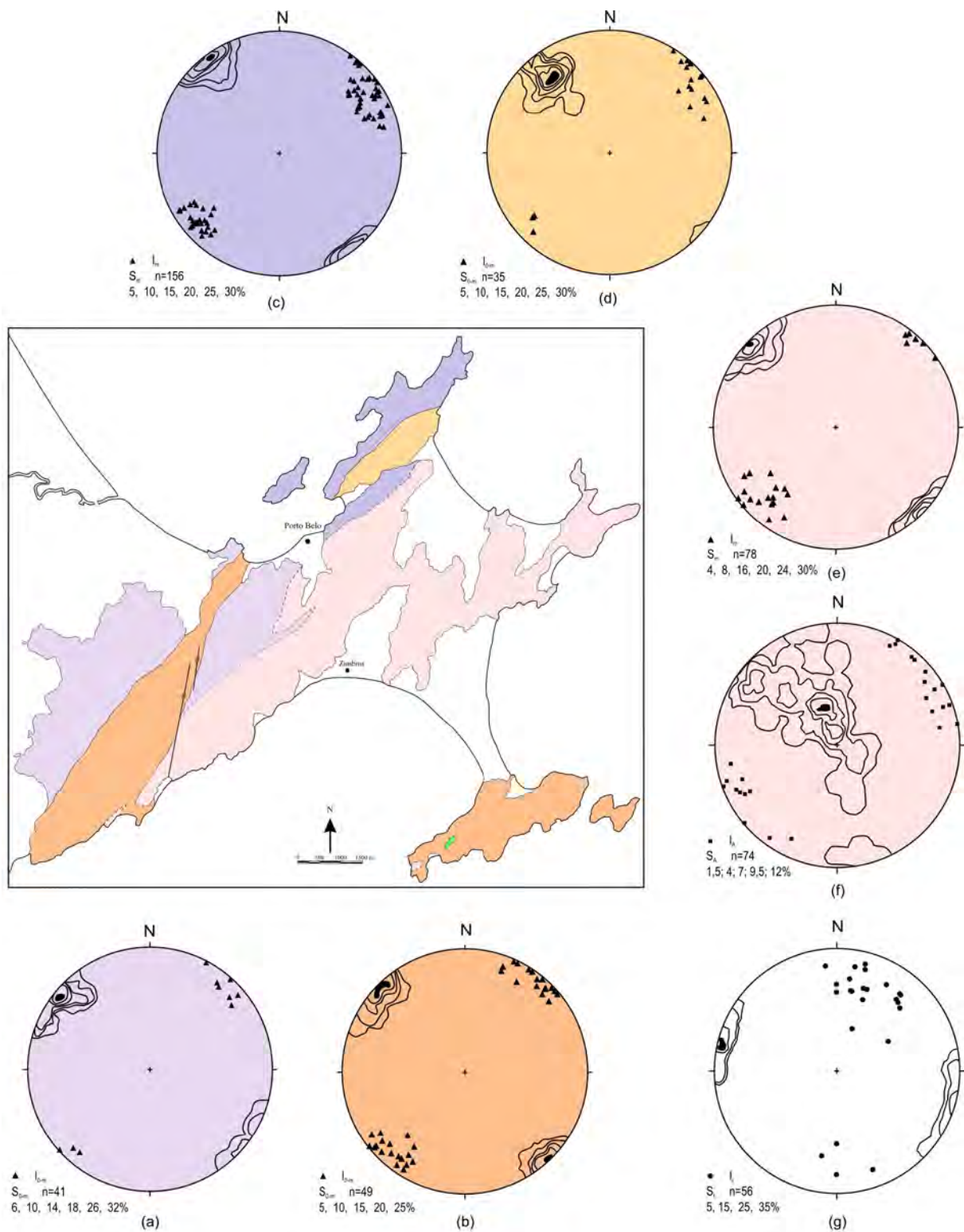


Figura 4 - Distribuição espacial das principais estruturas planares e lineares nos diferentes domínios e litologias da ZCMG. (a) e (b) Domínio sul - Complexo Granítico Estaleiro e Granito Zimbros; (c) e (d) Domínio norte - Complexo Granítico Estaleiro e Granito Zimbros; (e) Domínio leste - Complexo Camboriú e metagranitoides; (f) Domínio leste - estruturas pré-transcorrência; (g) Estruturas tardias, pós-ZCMG, presentes em todos os domínios.

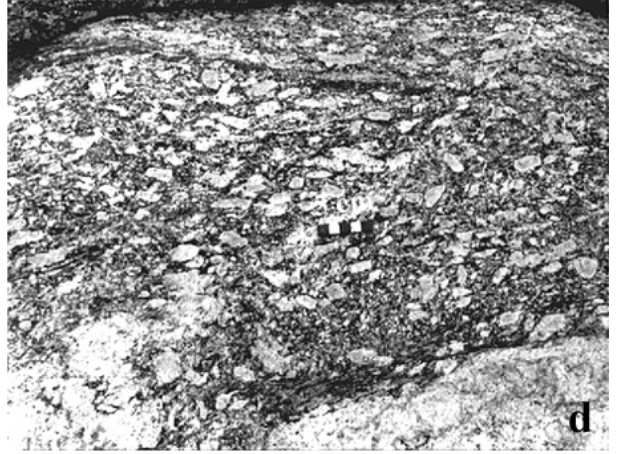
demais. Protólitos graníticos são predominantes em volume sobre as composições tonalíticas. As relações estratigráficas internas desta associação não foram estudadas, restringindo-se este trabalho a uma abordagem mais ampla das mesmas. Entretanto, por meio de mapeamento de detalhe, é possível individualizar subunidades na mesma, bem como organizá-las espacial e temporalmente.

Diversas gerações de veios micrograníticos, aplíticos e pegmatíticos transectam essas rochas, sobretudo próximo aos contatos com os granitóides mais jovens. Em tais situações, o conjunto poderia ser descrito como um migmatito de injeção (Fig. 5a). O estudo mais detalhado desta associação pode, ainda, revelar a presença de feições migmatíticas, indicativas de sua fusão parcial, as quais não foram observadas neste trabalho.

As litologias do embasamento têm ocorrência mais expressiva na região centro-sul da área; diversas porções descontínuas são também observadas no extremo nordeste, além de duas pequenas áreas, parcialmente contidas nos granitos Zimbros e Morro dos Macacos (SIZ), que podem representar tanto megaxenólitos como porções residuais de uma grande área originalmente contínua, já que em ambos os casos um dos limites é a linha de costa.

A história pré-transcorrência do Complexo Camboriú compreende ao menos um episódio metamórfico importante, com a geração do bandamento gnáissico milonítico em condições mínimas de fácies anfíbolito, conforme já mencionado por Silva (1991); esta estrutura é também observada nos xenólitos que ocorrem em todos os granitóides da área. O bandamento gnáissico, S_{b-A} é definido pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas decimétricas com bandas biotíticas finas e irregulares, ou por uma laminação fina e regular, alternando as mesmas composições, nos tipos mais ricos em biotita.

Figura 5 - Feições mesoscópicas do Complexo Camboriú: (a) megaxenólito de metatonalito contido em ortogneisse monzogranítico, invadido por veios aplíticos e pegmatíticos; (b) xenólitos de biotita gnaisses e anfíbolitos em ortogneisse monzogranítico - vista para oeste; (c) metadiabásio contendo veios quartzo-feldspáticos dobrados e transpostos, principalmente nas bordas da intrusão; observar ao fundo o contato intrusivo e discordante do bandamento gnáissico; (d) aspecto macroscópico da fácies biotítica, observando-se o alinhamento dimensional de megacristais de feldspatos contornados pela foliação marcada pela biotita; (e) vista em planta dos MgQI, com textura porfiroclástica realçada pela deformação em estado sólido sobre a rocha mostrada em (d); (f) contato concordante subhorizontal entre a fácies leucogranítica e o embasamento gnáissico; (g) xenólito de biotita gnaisse parcialmente assimilado ao longo da foliação S_{0-A} , na fácies leucogranítica.



Xenólitos centimétricos a decimétricos de biotita gnaisses laminados, anfibólitos bandados, xistos básicos e dioríticos são encontrados na maior parte dos tipos litológicos (Fig. 5b). Observam-se, ainda, lentes de metatonalitos e metadioritos com dimensões da ordem de 3,5m x 0,5m, além de grandes corpos de xisto básico, com comprimento exposto superior a 20m e largura de 1 a 2m, que constituem antigos diques de diabásio metamorfozados (Fig. 5c). A superposição de feições deformacionais relativas à fase transcorrente ocorre com frequência aproveitando antigos contatos litológicos.

Enclaves tectônicos são também observados, e seus contatos se mostram transpostos e paralelizados com a foliação milonítica subvertical em zonas de alta deformação relacionadas à fase transcorrente da ZCMG. Algumas dessas ocorrências, como a presente na localidade de Retiro dos Padres (Praia do Inglês) foram correlacionadas por Silva (1991) a rochas metavulcanoclásticas do Grupo Brusque. Nesses casos, é comum a presença de veios quartzo-feldspáticos dobrados e transpostos, restritos às rochas máficas, de modo análogo ao observado no interior de metadiabásios (Fig. 5c). Apesar da similaridade desses dois tipos de ocorrência, os diques de diabásio aqui mencionados devem ser diferenciados de possíveis fragmentos de litologias do Grupo Brusque, já que o seu contato intrusivo e discordante é registrado nas zonas de baixa deformação transcorrente.

O bandamento gnáissico é afetado por dobras isoclinais recumbentes, com eixos de orientação média 030° - 210° . Dobras tardias, ainda relacionadas ao mesmo evento, bem como a superposição de estruturas vinculadas ao evento transcorrente, obliteram em grande parte a geometria original desta superfície. A direção média do bandamento é da ordem de 065° a 085° , com predomínio de baixo ângulo de mergulho para sul, e apenas em exposições esparsas pode-se reconstituir sua posição original subhorizontal. A lineação de estiramento contida nestas superfícies é pouco proeminente, geralmente subparalela àquela desenvolvida na deformação transcorrente. Embora não tenham sido efetuados trabalhos de detalhamento estrutural nesta unidade, é digno de nota a virtual ausência de lineações de estiramento com alto ângulo de obliquidade na superfície de bandamento. Por outro lado, um trabalho de detalhe pode vir a demonstrar a presença das mesmas, possivelmente obliteradas pela deformação subsequente, ou mesmo o seu registro em áreas contíguas e correlacionáveis.

Nas proximidades de zonas de alta deformação transcorrente, os ortognaisses adquirem

uma foliação milonítica subvertical, que tende a mascarar suas relações geométricas mais antigas. O bandamento inflete para a direção média 040° - 050° , em virtude da presença de dobras normais de eixo NE, mostrando deformação dúctil-rúptil das bandas, estruturas de adelgaçamento-espessamento de veios e bandas, "esfiapamento" de enclaves e ruptura de charneiras de dobras pré-existentes. As rochas sofrem redução tectônica do seu tamanho de grão, formando faixas de ultramilonitos de espessura métrica a decamétrica. Afastando-se das zonas de alta deformação transcorrente, o reflexo da mesma sobre as litologias do embasamento se restringe a um fraturamento regular, progressivamente mais espaçado, de orientação concordante com a da foliação milonítica. Nessas zonas de baixa deformação é possível observar que a direção do bandamento original era próxima da direção da ZCMG, diferindo da geometria da mesma principalmente por seus baixos ângulos de mergulho.

2.2 Metagranitóides de Quatro Ilhas

Os Metagranitóides de Quatro Ilhas (MgQI) predominam na porção nordeste da área, constituindo exposições contínuas por centenas de metros ao longo da costa, e se estendem para sudoeste segundo faixas irregulares, de orientação aproximadamente NS a NNE. Ocorrências não representáveis na escala de mapeamento são também observadas nas áreas onde predominam as litologias do Complexo Camboriú.

Esta unidade é formada por biotita granitóides porfiríticos foliados, de granulação grossa a muito grossa, composição monzogranítica a granodiorítica, com presença subordinada de sienogranitos, e raros termos tonalíticos. Os megacristais, de feldspato alcalino e/ou plagioclásio, têm dimensões de 2-3mm a 6-7cm, raramente atingindo até 10cm de comprimento. A variação do teor de biotita é responsável pela geração de duas fácies petrográficas, de contato gradacional, uma menos diferenciada, rica em máficos, contendo alanita como acessório principal, e outra leucogranítica, onde esporadicamente se observa granada como acessório. A gradação entre as fácies é perceptível em escala de afloramento, em distâncias da ordem de algumas dezenas de metros. Na fácies biotítica, a textura oftálmica é acentuada (Fig. 5d), com grandes cristais de feldspato alcalino e plagioclásio contornados pela foliação, marcada pelo alinhamento de biotita. Como a foliação gerada no evento transcorrente tem direção próxima à da estrutura planar

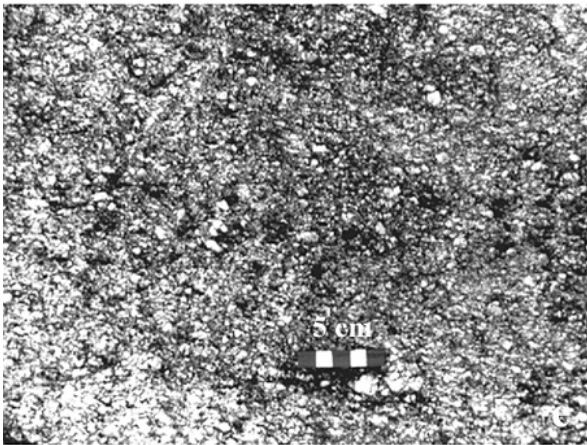
original, a visualização em planta dessas litologias, quando fortemente afetadas pelo último, ressalta o seu caráter porfiroclástico (Fig. 5e).

As melhores exposições desta unidade são encontradas na Praia de Quatro Ilhas, em cuja porção sul, denominada Ponta de Fora (Anexo I), encontram-se bons afloramentos da fácies biotítica. Para norte e para sul deste local, percebe-se sua gradação para a fácies leucogranítica.

A geometria original da intrusão dos MgQI nas rochas do embasamento é bastante mascarada pela deformação transcorrente, que tende a trazer as estruturas primárias à concordância ao longo de estruturas nordeste subverticais. Entretanto, em alguns locais, como na Ponta da Garoupa e ao longo da costa, entre as praias de Quatro Ilhas e Mariscal, os contatos desses granitóides com o bandamento subhorizontal dos ortognaisses sugerem uma geometria original de corpos tabulares concordantes, à maneira de folhas (Fig. 5f). A forma sinuosa dos contatos, em planta, bem como a ocorrência de megaxenólitos de litologias do embasamento em concordância com a foliação primária ou composta dessas rochas, são também sugestivas desta geometria original.

Xenólitos de litologias do embasamento são abundantes, com formas e tamanhos muito variados, e feições indicativas de diferentes graus de assimilação. Na fácies leucogranítica, xenólitos alongados de gnaiss granodiorítico com dimensões de 1m x 6-7cm até 4m x 15cm mostram limites nítidos com a encaixante, terminações em cunha e alinhamento dimensional paralelo à foliação local. A proporção elevada desses xenólitos e suas dimensões alongadas geram, em conjunto com a encaixante, uma feição localizada de bandamento composto, com direção regular e espessura de bandas da ordem de 10 a 20cm. Xenólitos de xistos máficos formam lentes com até 20cm de comprimento, paralelas à foliação local. Mais raramente, observam-se grandes xenólitos de biotita gnaiss finamente laminado, com contornos em forma de cúspide e contatos

Figura 6 - Feições mesoscópicas dos metagranitóides de Porto Belo: (a) vista ampla dos MgQI com megaxenólitos de gnaisses laminados, sendo o conjunto invadido por veios leucocráticos de granulação fina, relacionados ao Metagranito Mariscal; (b) zona de alta deformação transcorrente, com transposição das estruturas mostradas na figura 7; (c) transposição da foliação composta S_{0-A} dos MgQI pela foliação S_m - vista em planta; (d) faixa de ultramilonitos no interior dos MgQI, fácies leucogranítica, alternada a zonas onde a textura original é bem preservada; (e) aspecto macroscópico do Metagranito Mariscal; (f) xenólito de MgQI no MgM, nas imediações do contato; (g) detalhe do fragmento menor, parcialmente digerido, observado na foto anterior, no alto, em segundo plano.



pouco nítidos com a encaixante, provavelmente resultantes de assimilação parcial pelo magma granítico (Fig. 5g).

Megaxenólitos de gnaisses quartzo-feldspáticos biotíticos, finamente bandados e de contatos difusos com a encaixante, ocorrem ao longo da costa, entre Quatro Ilhas e Mariscal. O conjunto é invadido por veios graníticos de granulação fina, cuja proveniência a partir do Metagranito Mariscal, intrusivo no mesmo, é com frequência constatada. Nesses locais, geram-se feições bastante complexas devidas à posição subhorizontal do bandamento dos gnaisses, à natureza difusa dos contatos e ao caráter concordante da unidade Quatro Ilhas com a superfície de bandamento (Fig. 6a).

De modo mais restrito, os Metagranitóides de Quatro Ilhas apresentam veios com espessura média de 50cm e extensão visível de até 50m ao longo da foliação principal, mostrando uma relação peculiar com a encaixante. A rocha tem coloração cinza escura, granulação fina e composição monzogranítica a granodiorítica, rica em biotita. Além de posicionados predominantemente ao longo da foliação principal, os veios apresentam uma foliação interna concordante com a da encaixante e limites difusos, por vezes passando progressivamente a *schlierens* máficos. Internamente, ou ao longo dos contatos, esses veios têm megacristais de feldspato alcalino similares aos da rocha encaixante, e seu caráter transicional localizado é marcado pelo aumento progressivo da quantidade de megacristais até que o volume relativo dos dois materiais caracterize *schlierens* máficos na encaixante (Fig. 7). Ramificações localizadas desses veios posicionadas em alto ângulo com a foliação são dobrados mas mantêm as mesmas características dos veios maiores, com megacristais de feldspato alcalino contidos no material monzogranítico fino ou acavalados no contato. Enclaves de material idêntico, mostrando relações semelhantes com a encaixante, podem representar fragmentos destes veios transportados ao longo da foliação. Nas proximidades dos enclaves, aumenta a ocorrência de *schlierens* máficos, dispostos de forma aproximadamente concêntrica em relação aos mesmos. Embora a proporção deste tipo de material nos MgQI seja restrita, no global, as feições descritas são sugestivas da ocorrência de um magmatismo básico contemporâneo.

Observam-se, ainda, veios pegmatíticos com muscovita e turmalina, de várias gerações, concordantes ou não com a foliação principal, frequentemente mostrando *boudinage*.

Megacristais idiomórficos de feldspatos são raros nesta unidade; entretanto, percebe-se,

em alguns locais, o alinhamento de planos de macla de Carlsbad paralelo à foliação determinada pelas micas.

A foliação principal dessas rochas, S_{0-A} , constitui um bandamento descontínuo, dado pela

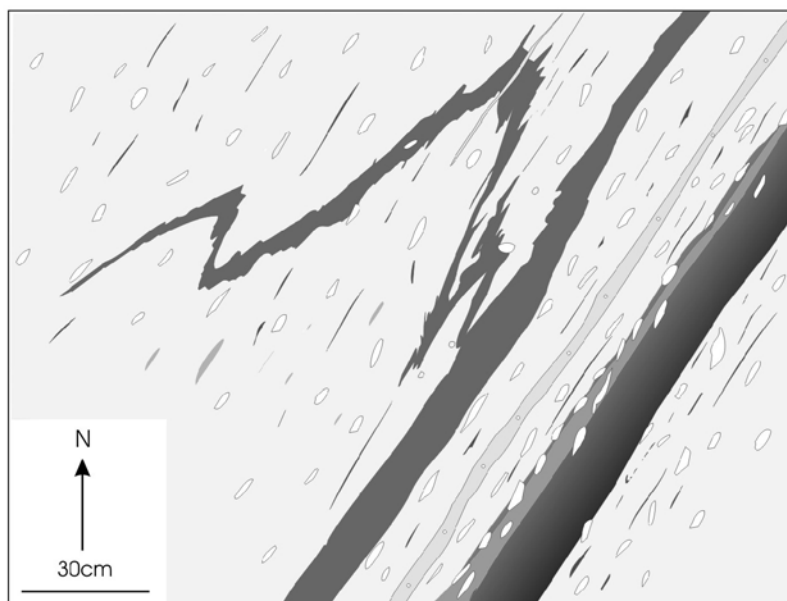


Figura 7 - Veios máficos nos Metagranitóides de Quatro Ilhas mostrando relações de contemporaneidade com a encaixante, na forma de fenocristais acavalados nos contatos e fragmentação progressiva do material máfico até a formação de *schlierens*.

distribuição irregular de biotita em ambas as fácies, paralela ao alinhamento dimensional dos cristais de feldspatos. Em locais pouco afetados pelo evento de transcorrência, percebem-se zonas estreitas de fluxo de alta temperatura concentrado ao longo de superfícies subhorizontais, provavelmente vinculadas à deformação tardi-magmática a *subsolidus* desses granitóides. No interior das mesmas, o caráter primário da mineralogia é reforçado pelo quimismo das biotitas alinhadas na foliação (Cap. VI). Em apenas dois afloramentos foram reconhecidas dobras recumbentes de pequena escala afetando o bandamento primário. Os dobramentos tardios da foliação e/ou a interferência da deformação de estado sólido subsequente são provavelmente responsáveis por seu mergulho variável (Fig. 4f). Quando observada, a lineação de estiramento dos feldspatos é paralela ao seu alinhamento dimensional, com direção 050° a 070° . Estas estruturas são comumente mascaradas por lineações de intersecção entre a superfície original e a foliação subvertical do evento de transcorrência.

Em zonas de alta deformação transcorrente são identificáveis faixas, com cerca de 30m de

espessura, onde as intercalações de material máfico originalmente controladas pela geometria da foliação primária, S_{0-A} , se mostram dobradas, transpostas e alternadas ao longo da foliação milonítica subvertical, S_m , gerando uma protolaminação da rocha (Fig. 6b); nestas faixas, os porfiroclastos de feldspatos se encontram extremamente estirados, intercalando-se zonas onde a textura original é preservada, com zonas estreitas de intensa transposição das estruturas precoces (Fig. 6c), ou mesmo faixas de ultramilonitos de 1 a 2m de espessura (Fig. 6d).

2.3 Metagranito Mariscal

O Metagranito Mariscal (MgM) é intrusivo nas unidades anteriores, constituindo duas porções mais extensas na parte centro-norte e leste da área, corpos de menor porte no extremo nordeste e diversas ocorrências esparsas, não representáveis na escala de mapeamento, no interior das unidades mais antigas.

Os afloramentos mais elucidativos desta unidade são encontrados no extremo norte da Praia do Mariscal, onde podem ser observadas suas variações texturais e suas relações geológicas de mesoescala com os Metagranitóides de Quatro Ilhas e com as litologias do embasamento.

O MgM é constituído por rochas de coloração cinza clara, textura heterogranular média a fina, desenvolvendo de forma localizada uma textura porfirítica, marcada por pórfiros esparsos de plagioclásio e feldspato alcalino, subidiomórficos ou arredondados, com 1cm de comprimento, em média, em matriz heterogranular (Fig. 6e). Compreende sienogranitos a monzogranitos ricos em quartzo, com muscovita e biotita, raramente apresentando granada como acessório. A estrutura planar principal, S_{0-A} , é uma foliação descontínua, marcada pelo alinhamento de micas e feldspatos e realçada por *schlierens* biotíticos, contendo uma lineação mineral pouco pronunciada, dada pelo alinhamento de pequenos pórfiros de feldspatos. Nas ocorrências maiores, e fora das zonas de transcorrência, a atitude originalmente subhorizontal da foliação pode ser reconstituída. As estruturas planares e lineares são melhor observadas próximo aos limites de pequenas intrusões, onde apresentam uma disposição geométrica controlada pela forma das mesmas.

Em diversos afloramentos se constata a presença de concentrações de pórfiros, formando

porções irregulares, decimétricas a centimétricas, cujos contatos são difusos ou gradacionais com a fácies dominante. Tais concentrações são mais abundantes nas proximidades de contatos, e em diversos afloramentos é possível estabelecer sua relação de proveniência a partir da digestão progressiva de fragmentos de gnaisses do embasamento e dos MgQI (Fig. 6f, g). Em certos casos, é possível constatar também a formação de *schlierens* biotíticos pelo mesmo processo.

Nas proximidades dos contatos com as rochas do embasamento há uma diminuição gradual e pouco evidente do tamanho de grão, observável apenas em distâncias relativamente grandes. Tal variação textural é também acompanhada de uma ligeira acentuação do caráter porfirítico do granitóide, ressaltando-se o contraste de tamanho entre pórfiros e matriz.

Os contatos entre o Metagranito Mariscal e os Metagranitóides de Quatro Ilhas são geralmente difusos e interdigitados, subparalelos à foliação subhorizontal (Fig. 8a), sugerindo um baixo contraste de viscosidade entre ambos. Apesar das modificações geométricas devidas à ação de zonas de alta deformação transcorrente, em determinadas áreas, como aquela situada entre as praias de Bombas e Bombinhas, é possível reconstituir de modo fragmentário uma intercalação métrica a decamétrica, ao longo de superfícies subhorizontais, entre os gnaisses do Complexo Camboriú, os Metagranitóides de Quatro Ilhas e o Metagranito Mariscal, onde o último apresenta uma grande variação textural em escala mesoscópica, possivelmente resultante da intensa assimilação de fragmentos das encaixantes. Contatos nítidos e retilíneos são comuns quando o MgM forma corpos alongados, de 15 a 50m de espessura, com direção subparalela à da foliação principal das encaixantes e mergulho um pouco mais elevado, ou mesmo subvertical. Neste caso, o MgM é representado por termos mais diferenciados, mostrando alinhamento de fluxo, paralelo às paredes da intrusão, marcado tanto pela orientação dimensional de minerais como de xenólitos (Fig. 8b).

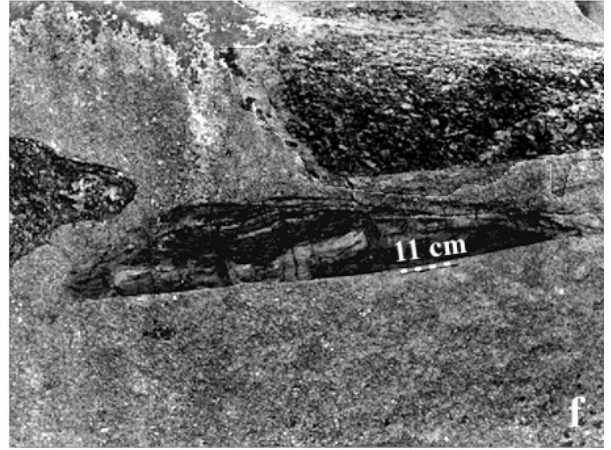
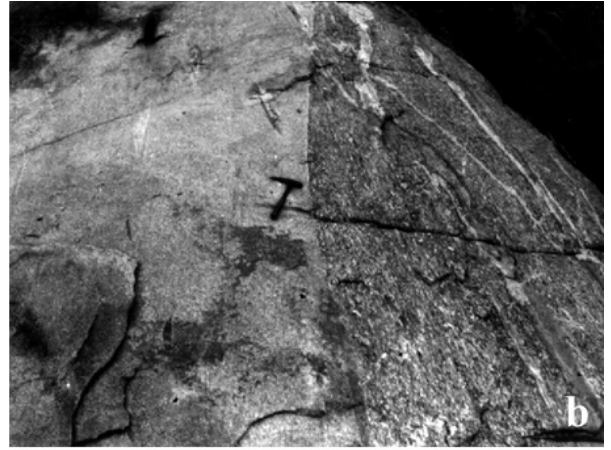
É também comum a ocorrência desses granitóides na forma de pequenas apófises, com espessura aparente de 2 a 3m, ou de uma série de veios com 10 a 20cm de espessura, com orientação variável, tanto nas rochas do embasamento como nos MgQI (Fig. 8c). Nestes casos, mostram uma foliação interna, marcada por alinhamento dimensional de cristais e/ou bandamento composicional, paralela aos limites da intrusão. A quantidade de veios desta unidade nas demais é às vezes grande o suficiente para caracterizar uma estrutura arterítica (Fig. 6a), similar à de um migmatito de injeção. O Metagranito Mariscal é também com frequência cortado por veios aplíticos e pegmatíticos que contêm muscovita e turmalina.

Xenólitos das rochas encaixantes são abundantes nesta unidade. Possuem em geral 20 a

50cm de comprimento e constituem fragmentos de granitóides porfiríticos biotítico, correlacionáveis aos MgQI, biotita gnaisses finamente laminados, pegmatitos, gnaisses graníticos e, mais raramente, grandes lentes de metatonalito fino (Fig. 8d). Nos corpos maiores, fragmentos de composição quartzo-feldspática mostram contatos difusos, sugestivos de baixo contraste de temperatura, além de formas irregulares (Fig. 8e). Já as pequenas intrusões e apófises tendem a mostrar fragmentos mais angulosos e de contatos nítidos (Fig. 8f), de forma análoga às relações observadas em escala mais ampla. Não são observados, nesta unidade, xenólitos correlacionáveis ao Complexo Granítico Estaleiro, mesmo próximo aos seus contatos; por outro lado, deve-se ter em conta que a referida região de contato é pobre em afloramentos de boa qualidade; os critérios indiretos utilizados para estabelecer a posição relativa entre essas duas unidades são discutidos no item relativo ao CGE.

Nas proximidades das zonas de transcorrência, verifica-se uma verticalização progressiva dos contatos e estruturas planares, bem como sua transposição parcial (Fig. 8g). Nas zonas de mais alta deformação formam-se milonitos de granulação média a fina, onde o MgM é reconhecido principalmente pela presença de porfiroclastos de feldspatos e muscovita, além de fitas de quartzo recristalizado. Em zonas estreitas, desenvolvem-se ultramilonitos de granulação muito fina (Fig. 8h).

Figura 8 - Feições mesoscópicas dos metagranitóides de Porto Belo: (a) contato subhorizontal, interdigitado e difuso entre o MgM e o MgQI, ao longo de $S_{0,A}$, ressaltado pela posição subhorizontal do conjunto; (b) contato intrusivo nítido e retilíneo do MgM, à esquerda, no MgQI, à direita, com alinhamento de xenólitos, no primeiro, paralelo ao contato; (c) veios e apófises do MgM cortando discordantemente os MgQI e seus xenólitos; (d) megaxenólito lenticular de metatonalito fino contido no MgM; observar veios félsicos dobrados, restritos à rocha máfica; (e) fragmentos de gnaisses quartzo-feldspáticos de formas irregulares e limites difusos; (f) fragmentos angulosos de MgQI (acima) e biotita gnaisse (abaixo), em apófise do MgM; (g) verticalização do contato e estruturas planares nas proximidades de zona de transcorrência; vista para NE; (h) estreita zona de ultramilonitos desenvolvida sobre o MgM.



2.4 Reconstituição geométrica dos metagranitóides

A reconstituição geométrica em megaescala de zonas de cisalhamento subhorizontais que afetam o embasamento ortognáissico e os metagranitóides não pode ser efetuada, exceto de modo fragmentário, nas zonas pouco afetadas pelo evento de transcorrência. Nesta escala, o controle espacial dos metagranitóides pela estruturas E_A é sugerido pela geometria sinuosa de seus contatos, em planta, que reflete a interação esperada entre superfícies de baixo ângulo e o plano da topografia. Em mesoescala, a ocorrência destas rochas na forma de pequenas intercalações com os ortognaisses, em áreas onde os últimos predominam, sugere a introdução de pequenos volumes de magma ao longo de descontinuidades das encaixantes, representadas pela superfície de bandamento. Esta concordância é especialmente notável nos MgQI, ao passo que no MgM são observados dois tipos de controle espacial da foliação de fluxo, que é subhorizontal nos corpos maiores e alternadamente subhorizontal ou subvertical nos corpos menores que intrudem os MgQI e o CC. Estas características sugerem um controle espacial da foliação pela geometria dos contatos, independente de sua posição.

Nas rochas do embasamento, a principal estrutura penetrativa em escala macroscópica é representada pelo bandamento gnáissico milonítico, S_{b-A} , gerado em condições de fácies anfibolito, cuja atitude originalmente subhorizontal pode ser reconstituída em zonas pouco afetadas por dobramentos subseqüentes. Nos metagranitóides, a superfície principal é uma foliação S_{0-A} marcada pelo alinhamento dimensional de fases primárias, que evolui para uma foliação composta, magmático-deformacional, condicionada pela mesma geometria. A atitude da foliação principal nas três unidades é subparalela (Fig. 4f), e a dispersão observada está relacionada não apenas à superposição das estruturas da fase de transcorrência mas também a duas fases de dobramento

Figura 9 - Feições mesoscópicas da fácies indeformada do Granodiorito Estaleiro: (a) aspecto macroscópico do GE, com enclave microgranular máfico contendo feldspatos ovóides; (b) variação textural do GE, com fenocristais maiores de feldspato alcalino e menores de plagioclásio; (c) enclave máfico com auréola irregular de contaminação no contato com a encaixante; (d) enclave diorítico mostrando relações de interação e contaminação com a encaixante, com formação de *schlierens* concêntricos; (e) formação de *schlierens* por desmembramento de enclaves dioríticos, realçando a foliação de fluxo magmático; (f) lineação de fluxo magmático marcada pelo arranjo subparalelo de fenocristais de feldspatos; vista em corte; (g) foliação de fluxo subvertical, marcada por alinhamento de feldspatos e biotita, com bandamento primário irregular, marcado por alternância de *schlierens* máficos e concentrações quartzo-feldspáticas; vista em planta.



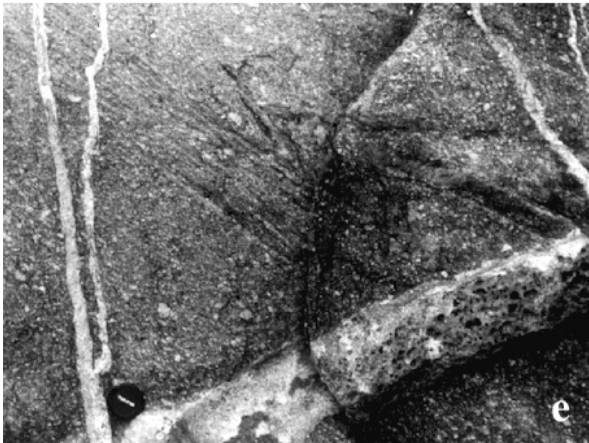
observadas nas rochas do CC e nos MgQI, associadas ao evento de baixo ângulo. A primeira geração é representada por dobras isoclinais recumbentes com eixo de direção 030° as quais afetam o bandamento milonítico S_{b-A} dos ortognaisses e a foliação primária S_{0-A} dos MgQI. A segunda fase é representada por dobras normais abertas, de eixo aproximadamente EW. Finalmente, dobras normais de eixo 230-050, associadas ao evento de transcorrência, afetam o conjunto.

Retirando-se os efeitos das fases de dobramentos precoces e tardios, é possível reconstituir aproximadamente a posição subhorizontal das estruturas S_A , compatível com observações pontuais em zonas de baixa deformação transcorrente.

Lineações de estiramento são esparsamente preservadas nas três unidades, em virtude da deformação subsequente, cujas estruturas apresentam direções próximas, tendendo a mascarar estruturas lineares pretéritas por lineações de intersecção. Entretanto, as atitudes disponíveis, tomadas principalmente nos metagranitóides (Fig. 4f) mostram uma ampla faixa de dispersão nos quadrantes NE e SW, compatível com sua atitude originalmente situada neste quadrante, dada a orientação das fases de dobramento reconhecidas.

De forma preliminar, as observações em escala mesoscópica permitem deduzir que a estrutura pré-transcorrência é compatível com um episódio de deformação milonítica de caráter tangencial, marcado por estruturas planares subhorizontais, com transporte do topo para SW. A orientação NE da lineação de estiramento associada às estruturas de baixo ângulo de mergulho sugere uma vinculação das mesmas com a cinemática do evento de transcorrência. Portanto, caso os trabalhos de detalhamento venham a confirmar a representatividade destas atitudes, retirados os efeitos de dobramentos tardios, é possível que as estruturas E_A representem ao menos em parte,

Figura 10 - Feições mesoscópicas do Complexo Granítico Estaleiro: (a) aspecto macroscópico do Granodiorito Estaleiro, fácies milonítica, destacando-se o estiramento dos minerais félsicos - vista em planta; (b) enclave máfico pouco contaminado, de contatos nítidos com a encaixante milonítica - vista em corte; (c) bandamento de fluxo preservado na fácies milonítica - vista em planta; (d) mesma estrutura vista em corte tridimensional, ressaltando-se a concordância espacial entre o bandamento de fluxo e a foliação milonítica, ambos subverticais; (e) antigo enclave máfico dobrado, fragmentado e parcialmente preservado em zona de alta deformação milonítica, sendo o conjunto recortado por veios graníticos tardios - vista em planta; (f) relações de interação e contaminação de enclaves máficos preservadas em zona de alta deformação milonítica - vista em planta; (g) intrusão tabular máfica concordante na zona de máxima deformação milonítica, contendo finos veios graníticos paralelos ou oblíquos aos contatos; (h) formação de *schlierens* máficos no GE, nas proximidades de intrusão máfica concordante com a foliação milonítica e veios graníticos - vista em planta.



registros de outro evento tangencial, de idade meso- ou paleoproterozóica, nas litologias do CC.

Por outro lado, a ocorrência de feições primárias bem preservadas e controladas pela geometria de S_A sugere que o posicionamento dos metagranitóides foi controlado pelas estruturas E_A , o que admite duas hipóteses: (i) estas intrusões seriam tardi-cinemáticas ao evento tangencial, e por isso não apresentam deformação de estado em grande escala, relacionada ao mesmo; (ii) o posicionamento dessas intrusões teria sido controlado pela tectônica transcorrente na sua fase mais precoce, mas o controle da estrutura das encaixantes teria sido prioritário, devido ao volume relativamente reduzido de magma de cada corpo tabular. A superposição das estruturas relacionadas ao evento de transcorrência não permite distinguir claramente entre as duas alternativas sem um mapeamento estrutural de detalhe. Entretanto, é importante ressaltar que, em qualquer dos casos, os dados de campo sugerem uma proximidade de ambos os eventos no tempo.

2.5 Complexo Granítico Estaleiro

2.5.1 Características Gerais

O Complexo Granítico Estaleiro (CGE) é composto pelo Granodiorito Estaleiro (GE) e por uma expressiva quantidade de veios graníticos dispostos em gerações sucessivas, constituindo por vezes marcadores da evolução deformacional do mesmo; corpos tabulares de rochas básicas a intermediárias têm ocorrência subordinada.

Os afloramentos mais representativos desta unidade são encontrados ao longo da costa, a nordeste da cidade de Porto Belo, e ao longo da estrada vicinal a sul de Perequê (Anexo II). A denominação da mesma deve-se à Praia do Estaleiro, onde se observam exposições contínuas por centenas de metros, com afloramentos elucidativos de suas relações internas.

A porção oeste do complexo, que se estende para além dos limites da área mapeada, se distingue pela virtual ausência de deformação das rochas e pela pequena quantidade de veios graníticos e corpos tabulares menos diferenciados. No sentido leste e nordeste, pode-se acompanhar a evolução progressiva e heterogênea de sua deformação, expressa tanto pela

morfologia das estruturas planares e lineares como pelo grau de desenvolvimento das mesmas. A transição das estruturas é acompanhada pelo aumento da quantidade de veios graníticos e do volume de material básico, estes na forma de corpos tabulares, enclaves e *schlierens*.

O CGE é seccionado pelos granitóides da Suíte Intrusiva Zimbros (SIZ) na porção central de sua área aflorante; a parte situada a oeste da SIZ limita-se com uma extensa área de cobertura cenozóica, na porção sudoeste, e é interrompida pela linha de costa a nordeste; a parte situada a leste da SIZ tem seus contatos com o Complexo Camboriú e com o Metagranito Mariscal encobertos por solo e vegetação, ou intensamente obliterados em zonas de alta

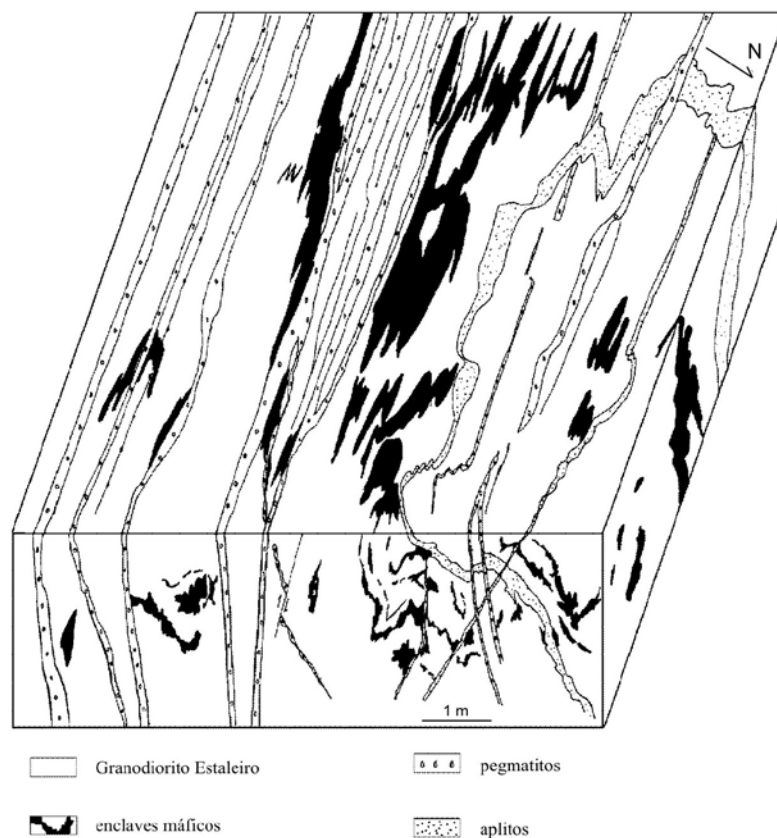


Figura 11 - Bandamento primário subhorizontal dado pela alternância de enclaves máficos no GE, e injeções sucessivas de aplitos e pegmatitos concordantes ou não com S_0 , estirados ou dobrados de acordo com sua posição relativa original.

deformação transcorrente. Evidências indiretas, discutidas ao longo do texto, foram utilizadas para reconstituir a possível geometria original deste complexo, bem como para estabelecer sua posição estratigráfica em relação às unidades com as quais não faz contato (MgQI) ou tem contatos encobertos (CC e MgM).

2.5.2 Granodiorito Estaleiro

O Granodiorito Estaleiro é uma rocha de coloração cinza escura, com fenocristais de plagioclásio e de feldspato alcalino de 1cm em média, em matriz heterogranular média (Fig. 9a, b); em raros casos, os fenocristais de feldspato alcalino tardio atingem até 10cm de comprimento, exibindo trilhas concêntricas de inclusões biotíticas. O teor de minerais máficos é em geral elevado, predominando amplamente a biotita, por vezes acompanhada de anfibólio. Os principais acessórios são alanita, titanita e magnetita.

Em sua porção pouco ou nada afetada pela deformação, o Granodiorito Estaleiro é isótropo ou exibe uma foliação de forma, S_0 , com grau de desenvolvimento variável. Contém enclaves máficos de composição diorítica a quartzo diorítica, com teor elevado de biotita, mostrando diferentes graus de interação e contaminação pela encaixante. Estes enclaves têm dimensões de poucos centímetros até 1m de comprimento, e formas subesféricas, elipsoidais ou irregulares, geralmente relacionadas ao grau de interação com a encaixante. Tal interação é expressa pela presença de fenocristais de feldspatos ovóides no interior ou acavalados no contato de enclaves elipsoidais pouco contaminados (Fig. 9a), ou na geração de porções hibridizadas, de contatos irregulares e difusos com a rocha encaixante (Fig. 9c). Nesses casos, observa-se também a geração de *schlierens* biotíticos, concêntricos em relação ao enclave, provenientes de seu desmembramento (Fig. 9d).

Nesta fácies, estruturas planares e lineares primárias, quando presentes, são marcadas pelo alinhamento dimensional de fenocristais de feldspatos e minerais máficos, gerando uma trama $S > L$, realçada pelo alinhamento de enclaves microgranulares e *schlierens* máficos (Fig. 9e). Ocasionalmente, forma-se um bandamento, em geral irregular e descontínuo, marcado pela alternância de *schlierens* máficos com porções mais félsicas. Nas porções félsicas, o alinhamento dimensional de feldspatos é concordante com a direção do bandamento (Fig. 9e, f, g), constituindo uma lineação mineral subhorizontal. A estrutura planar primária é geralmente subvertical, com direção NE, e apenas no extremo oeste do complexo são observados mergulhos de até 50° para NW ou SE.

Os veios graníticos são raros na fácies indeformada, subparalelos ou em alto ângulo com

a foliação primária. Constituem aplitos de coloração rósea a esbranquiçada, biotita microgranitos, leucogranitos finos e, subordinadamente, pegmatitos. Apresentam 3 a 5cm de espessura, em média, raramente atingindo 30cm. Em diversos casos, as intrusões exibem uma foliação de fluxo magmático, dada pelo alinhamento dimensional de seus minerais paralelo às paredes.

No sentido leste e nordeste, o Granodiorito Estaleiro mostra um aumento progressivo de deformação *subsolidus*, gradando para uma fácies milonítica, mas preserva a maior parte de suas feições texturais primárias, e a unidade é reconhecível mesmo nas porções mais deformadas. A trama de forma, S_0 , característica das porções indeformadas, torna-se mais fortemente desenvolvida e evolui de modo progressivo para uma trama milonítica, em geral concordante com a primeira, caracterizando uma foliação composta, S_{0-m} .

Quando a milonitização se mostra heterogênea em escala de afloramento, percebe-se uma tendência à diminuição do tamanho e aumento do grau de arredondamento dos pórfiros, ligeiro acréscimo no teor de máficos, bem como estiramento progressivo dos minerais félsicos, gerando-se fitas de quartzo e feldspatos lentiformes muito alongados (Fig. 10a). Entretanto, devido ao caráter heterogêneo da deformação, cristais idiomórficos são ainda frequentes, principalmente quando observados no plano YZ. Nas porções mais deformadas, por vezes se constata o alinhamento dos planos de maclas de Carlsbad ou Albita-Carlsbad de fenocristais preservados. Trilhas concêntricas de inclusões biotíticas nos fenocristais de feldspato alcalino são igualmente visíveis.

As variações composicionais de enclaves máficos são similares às observadas na fácies indeformada. Comparando a morfologia desses enclaves nas duas fácies, percebe-se que o grau de desmembramento e contaminação dos mesmos pela encaixante não está diretamente relacionado ao aumento da deformação milonítica, identificando-se com frequência a presença de enclaves máficos pouco contaminados e bandamento de fluxo preservado na última (Fig. 10b, c), concordante com a foliação milonítica subvertical (Fig. 10d). Por outro lado, no interior da fácies milonítica as zonas de mais alta deformação ficam registradas também na modificação dessas feições primárias, que podem constituir *schlierens* máficos dobrados e fragmentados, cuja vinculação genética é constatada apenas localizadamente, em exposições favoráveis (Fig. 10e, f).

A principal estrutura planar nesta fácies é uma foliação composta, S_{0-m} , somando-se as feições de fluxo primárias com as de estado sólido, superimpostas. Em direção à zona de mais alta

deformação, a foliação milonítica, S_m , passa a predominar e sucessivas foliações são geradas, marcando a progressão da deformação de estado sólido, por vezes concentrada em zonas tardias de ultramilonitos, e mascarando as feições magmáticas originais. A lineação de estiramento é subhorizontal, com ângulo de caimento máximo de 15° para NE ou SW.

Embora as estruturas planares S_0 e S_{0-m} sejam mais comumente concordantes e subverticais, é importante mencionar a ocorrência de estrutura planar composta com baixo ângulo de mergulho, restrita ao extremo nordeste do complexo, na região compreendida entre Porto Belo e Bombas, a qual coincide também com a zona de mais alta deformação observada no mesmo. Nesta região, é possível reconstituir uma posição originalmente subhorizontal da foliação primária, apesar da intensa deformação milonítica superimposta, acompanhada de sucessivas fases de dobramento em diferentes escalas (Fig. 11). Na mesma região, é também registrado o máximo volume de veios graníticos e de material máfico associado ao GE, o que pode ser utilizado, em conjunto com a posição originalmente subhorizontal da foliação primária ou composta, como indicação indireta de que esta seria uma zona de borda ou topo na geometria original do corpo.

A ocorrência de xenólitos de rochas encaixantes no Granodiorito Estaleiro é bastante rara, restringindo-se a algumas lentes de xistos básicos observadas próximo ao contato com as litologias do Complexo Camboriú; já outros corpos básicos xistosos, ocorrentes na zona de deformação máxima, têm mais de uma gênese possível e serão discutidos no próximo item. Por outro lado, a composição do GE não é favorável à preservação de xenólitos de encaixantes mais diferenciadas, tendo em conta a capacidade de assimilação deste magma, favorecida não apenas por sua composição, compatível com temperaturas mais altas, como também por seu conteúdo provavelmente elevado de água (Cap. VI). A composição restrita dos xenólitos nele observados é compatível com esta consideração teórica.

Na porção central do complexo, o Granodiorito Estaleiro apresenta uma discreta diminuição do tamanho de grão, principalmente de seus fenocristais, em direção ao contato sul com as litologias do Complexo Camboriú. Tal modificação textural, observada também em suas porções pouco deformadas, não parece relacionada à zona de alta deformação milonítica subvertical que se estabelece no contato, sugerindo mais provavelmente uma taxa de resfriamento um pouco maior em direção à encaixante. O aumento progressivo do caráter milonítico do GE, da proporção de veios graníticos e *schlierens* máficos a ele associados, em direção ao contato,

aliados à ausência de foliação milonítica subhorizontal no conjunto, constituem também evidências indiretas de seu caráter intrusivo no Complexo Camboriú.

A posição estratigráfica do CGE em relação ao Metagranito Mariscal é passível de discussão, principalmente devido à má qualidade dos afloramentos do último na porção centro-norte da área. As seguintes considerações podem ser tecidas acerca desta relação: (i) a geometria do contato, traçado com base em fotointerpretação e interpolação de pontos próximos, é sugestiva de que o primeiro é mais jovem; (ii) a ocorrência comum de foliação subhorizontal no MgM, não observada no GE próximo a esses contatos, constitui uma evidência indireta no mesmo sentido; (iii) essas duas unidades têm um marcante contraste composicional, sendo o MgM proveniente de um magma bastante diferenciado e, conseqüentemente, de temperatura mais baixa; a ausência de xenólitos de uma unidade na outra é explicável, sendo o GE mais jovem, dada sua maior capacidade de assimilação de materiais muito diferenciados; por outro lado, é uma evidência desfavorável ao posicionamento mais jovem do MgM, que apresenta comumente fragmentos de encaixantes mais diferenciadas que o GE, mas não mostra xenólitos do mesmo, o que seria esperado caso fosse nele intrusivo.

A relação temporal entre o CGE e os Metagranitóides de Quatro Ilhas decorre da discussão anterior, já que o último é intrudido pelo Metagranito Mariscal.

2.5.3 Intrusões Máficas

Estas rochas são observadas apenas na porção leste do CGE, com ocorrência mais expressiva no extremo nordeste do mesmo. Constituem corpos tabulares com espessura de 30cm até 3m e continuidade visível de até 50m, por vezes formando uma sucessão de corpos lenticulares alongados. São rochas de composição basáltica a diorítica, e normalmente contêm finos veios aplíticos e/ou pegmatíticos, concordantes ou oblíquos em relação aos seus limites, os quais são paralelos à foliação principal local do Granodiorito Estaleiro e à xistosidade interna das intrusões (Fig. 10g).

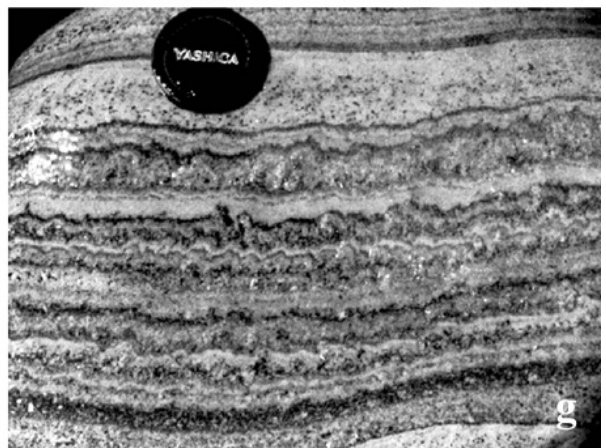
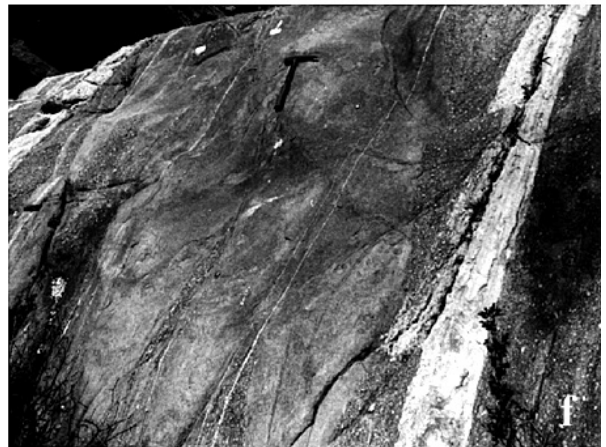
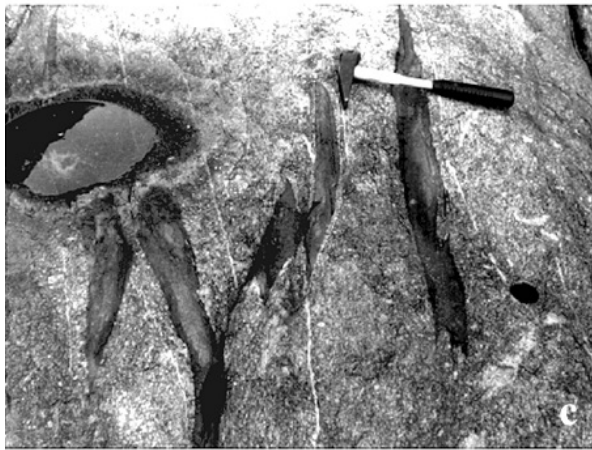
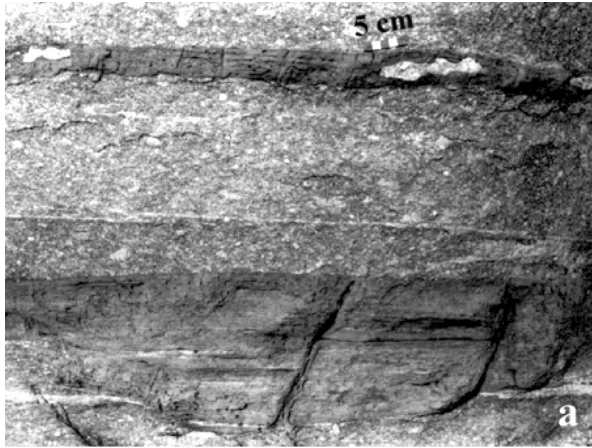
Nas proximidades desses corpos tabulares, é comum a presença de *schlierens* ao longo da foliação, cuja abundância decresce no sentido oposto (Fig. 10h). Nestes casos, é possível estabelecer uma relação de proveniência dos mesmos a partir da interação entre o material máfico e o magma ácido, de modo similar ao observado nos enclaves, a qual sugere que, ao menos em

parte, essas intrusões constituem diques sinplutônicos.

Quando localizadas em zonas de alta deformação milonítica, as rochas máficas constituem xistos, cuja foliação principal, ainda paralela aos limites da intrusão, é plano axial de dobras desenvolvidas sobre veios aplíticos e pegmatíticos, freqüentemente transpondo estes veios e isolando algumas charneiras de dimensões centimétricas. A continuidade deste processo pode reduzir antigos veios a pequenas lentes esparsas, muito estreitas, de material granítico fino, com estrutura de adelgaçamento-espessamento, observando-se também a transposição parcial dos limites da intrusão (Fig. 12a). Nestes casos, nem sempre é possível distinguir entre corpos originalmente sinplutônicos e xenólitos de composição similar.

Nos locais em que a foliação composta é subhorizontal, constituem corpos básicos concordantes, alternados a espessos veios de aplitos e pegmatitos, mostrando feições de adelgaçamento-espessamento e formando ramificações que cortam localizadamente a orientação primária (Fig. 12b). À medida que a foliação milonítica se torna mais importante, observa-se sua ruptura e transposição parcial, que originam fragmentos lenticulares alongados, indicativos do sentido de transporte da foliação milonítica no local (Fig. 12c).

Figura 12 - Feições mesoscópicas do Complexo Granítico Estaleiro: (a) rochas máficas xistosas na zona de deformação máxima do CGE, com foliação paralela aos contatos parcialmente transpostos, e contendo lentes leucograníticas, com estrutura de adelgaçamento-espessamento - vista em planta; (b) alternância de intrusões tabulares máficas e veios aplíticos e pegmatíticos espessos no GE, ao longo da foliação subhorizontal, com veios graníticos tardios recortando o conjunto; (c) fragmentos lenticulares gerados pela ruptura e transposição parcial de intrusões tabulares máficas originalmente discordantes durante a movimentação da foliação milonítica - vista em planta; (d) proporção e distribuição de veios graníticos na fácies milonítica do GE; (e) veio mais precoce de granodiorito fino na fácies milonítica do GE, sendo o conjunto recortado por gerações sucessivas de estreitos veios aplíticos - vista em planta; (f) fragmentos alongados do GE em veio granodiorítico fino da mesma geração de (e), situado em zona de mais baixa deformação, na fácies milonítica - vista em corte; (g) estratificação primária no interior de veio aplítico-pegmatítico, marcada por concentrações e prismas alinhados de turmalina; bloco fora da posição original.



2.5.4 Veios Graníticos

Os veios graníticos apresentam uma ampla variação composicional, bem como proporção relativa e dimensões muito variáveis. A abundância e diversidade composicional dos mesmos aumentam progressivamente em direção à zona de deformação máxima, e a proporção de 20% em volume é atingida no extremo nordeste do complexo. Esses veios ocorrem também em proporções relativamente elevadas próximo aos contatos do CGE com o Complexo Camboriú, Metagranito Mariscal e numa porção restrita, próxima ao extremo sul do seu limite oeste com os granitóides da Suíte Intrusiva Zimbros. Compreendem granodioritos e monzogranitos finos, bem como gerações sucessivas e recorrentes de microgranitos, aplitos e pegmatitos ricos em turmalina, os dois últimos perfazendo o maior volume (Fig. 12d). Em geral têm foliação paralela aos seus limites e freqüentemente mostram também as foliações miloníticas progressivas desenvolvidas na encaixante.

Os veios mais antigos observados constituem granodioritos, com variações localizadas para quartzo dioritos, de coloração cinza média e granulação fina, espessura de 30 a 60cm, subverticais e paralelos à foliação principal local, mostrando uma foliação interna principal também paralela aos seus limites (Fig. 12e). As intrusões mais possantes contêm fragmentos do Granodiorito Estaleiro encaixante, com dimensões de até 1m x 10cm, alinhados paralelamente aos limites da intrusão (Fig. 12f). Ocasionalmente, contêm também fenocristais de feldspatos ovóides, por vezes acavalados no contato com a encaixante. Em termos composicionais são similares ao Granodiorito Estaleiro, apresentando também a mesma afinidade geoquímica (Cap. VI). São cortados por aplitos e pegmatitos e registram as foliações miloníticas progressivas do Complexo.

Microgranitos, aplitos e pegmatitos, com espessuras desde milimétricas até métricas, formam gerações sucessivas, posicionadas ao longo das foliações miloníticas progressivas ou, mais raramente, cortando todas elas. Diversos veios, alguns dos quais constituem associações aplito-pegmatito, mostram uma estrutura primária interna, marcada pelo alinhamento de prismas de turmalina (Fig. 12g). Sucessivos dobramentos, transposição, *boudinage* e estruturas de adelgaçamento-espessamento são comumente observados nesses veios.

Na região onde se encontra o máximo volume de veios graníticos, o CGE é intrudido pelos granitóides da Suíte Intrusiva Zimbros, tornando plausível a hipótese de que os mesmos tenham

se originado a partir de fases finais relacionadas à cristalização dos últimos. Entretanto, em extensas exposições ao longo da costa é possível constatar que o Granodiorito Estaleiro, contendo inúmeros veios graníticos, é seccionado pelos granitóides da SIZ, o que, aliado à evolução estrutural observada nos primeiros, torna improvável sua vinculação genética com a unidade mais jovem. Conseqüentemente, a ocorrência mencionada no extremo sul do contato oeste da SIZ indicaria que os granitóides mais jovens teriam intrudido a borda do CGE, sendo o aumento da proporção de veios compatível com uma feição relacionada aos contatos deste com sua encaixante, possivelmente representada pelos ortognaisses do Complexo Camboriú.

2.5.5 Reconstituição da Geometria do Complexo

Tomando-se como válida a relação do volume de veios com as zonas de borda da intrusão original do CGE, tendo em conta a distribuição da fácies indeformada, e considerando a relação espacial, previamente descrita, da foliação primária com a foliação composta, a geometria original do CGE, apesar de bastante fragmentada pela história geológica posterior ao seu posicionamento, poderia ser, ao menos em parte, reconstituída. A porção leste representaria uma borda de limites subverticais, os quais infletem para uma posição subhorizontal no sentido norte, em direção ao topo original. O extremo nordeste do complexo, onde se observa a deformação máxima, o maior volume de veios graníticos e de material máfico, e a foliação composta subhorizontal, representaria a porção de topo da intrusão.

Observações efetuadas na fase de reconhecimento regional deste trabalho indicam que as rochas do CGE voltam a aflorar a oeste da cobertura cenozóica, numa pequena área próxima ao Sertão de Santa Luzia, até o contato com as litologias do Grupo Brusque. Nesta área pode-se constatar, de leste para oeste, uma progressão, em distância inferior a 1 km, da fácies indeformada do GE, com raros veios aplíticos, para termos foliados, e após para termos miloníticos similares àqueles descritos na área de Porto Belo. As rochas do Grupo Brusque, a noroeste, apresentam uma forte foliação milonítica de atitude (060° ; 65° NW), a qual transpõe antigos contatos subhorizontais entre quartzitos e granada-muscovita xistos.

Estas constatações são coerentes com a descrição apresentada para a mesma região, a qual refere "...granito gnáissico regional, representado por gnaisse cataclástico, de composição granodiorítica, enriquecido em porfiroclastos de plagioclásio e ortoclásio, fortemente deformados...foliação subverticalizada, em discordância angular da

unidade máfica, que aflora nas proximidades." (Silva *et al.* 1985, p.40). A unidade máfica referida faz parte da Seqüência (Meta) Vulcano-sedimentar Rio do Oliveira - Grupo Brusque (Silva 1984a).

As informações reunidas sugerem que as encaixantes do CGE, a oeste, são as litologias do Grupo Brusque. A progressão das estruturas do Granodiorito Estaleiro em direção ao contato é similar àquela observada na área de Porto Belo, no contato com as litologias do Complexo Camboriú, através de zonas subverticais de alta deformação transcorrente, relacionadas à ZCMG. Deduz-se também que, embora intrusivo no Grupo Brusque, o CGE não é contemporâneo ao metamorfismo principal do mesmo, mas à tectônica transcorrente, posterior. Estes dados são coerentes com aqueles apresentados por Silva (1991), que menciona contatos tectônicos entre as rochas do Grupo Brusque e granitóides gnáissicos encaixantes, com a tectônica transcorrente provocando a transposição das estruturas dos metamorfitos do GB próximo aos contatos.

2.6 Suíte Intrusiva Zimbros

2.6.1 Características Gerais

A Suíte Intrusiva Zimbros (SIZ) compreende duas subunidades plutônicas, denominadas Granito Zimbros (GZ) e Granito Morro dos Macacos (GMM), e uma subunidade hipabissal, constituída por duas fácies de composição contrastante, denominadas Fácies Hipabissal Félsica (FHF) e Fácies Hipabissal Máfica (FHM). A denominação da unidade refere-se à Enseada dos Zimbros, a sul de Porto Belo, ao longo da qual todas as subunidades se encontram bem expostas.

O Granito Morro dos Macacos não mostra relações de campo com as demais subunidades, e a sua inclusão na suíte é principalmente embasada por suas características petrográficas e geoquímicas afins. Dentre as rochas hipabissais, a fácies félsica, mais expressiva em volume, é representada por um enxame de diques riolíticos, enquanto a máfica compreende principalmente diques de diabásio paralelos aos primeiros. Os Diques Compostos da Enseada dos Zimbros (Bitencourt *et al.* 1989b; Nardi & Bitencourt 1993) são estruturas geradas a partir da coexistência

dessas duas fácies num mesmo corpo tabular.

Na região da Praia da Lagoa, Borba & Lopes (1985) mencionam a ocorrência de diques e *sills* de riolito pórfiro com direção NE, e sugerem uma possível correlação dos mesmos com o vulcanismo eopaleozóico do Grupo Itajaí. No presente trabalho, as intrusões mapeadas na mesma região (Anexo I) são atribuídas à SIZ, registrando-se aí diques ácidos e compostos.

2.6.2 Granito Zimbros

O Granito Zimbros (GZ) constitui um corpo alongado na direção NE-SW, com aproximadamente 12km² de área aflorante. Apresenta um comprimento total de 14km, interrompido na porção mediana pela linha de costa; sua porção sul atinge 1,5km de largura, enquanto a norte tem no máximo 0,75km de largura. As melhores exposições são encontradas entre a Ponta Grande e a Ponta de Santa Luzia, extremo sudoeste da enseada, e a norte da Praia de Bombas (Anexo I).

Integralmente contido na ZCMG, o GZ é intrusivo nas unidades anteriores; a porção norte, mais estreita, é encaixada de ambos os lados pelas rochas do CGE, enquanto a porção sul limita-se a oeste com as mesmas rochas e a leste com as litologias do Complexo Camboriú. Seu contato sul é em parte deslocado por falhas verticais de direção NNE, com movimento lateral esquerdo e componente oblíqua subordinada.

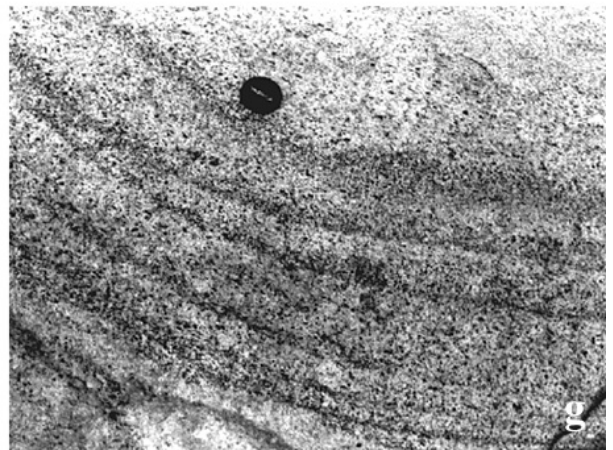
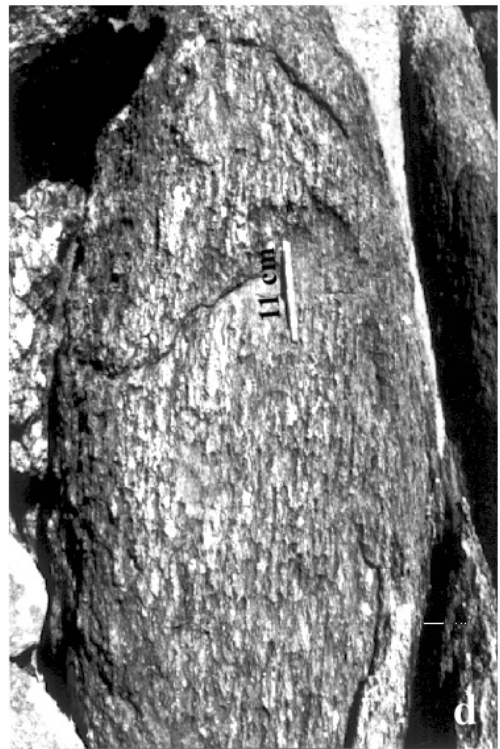
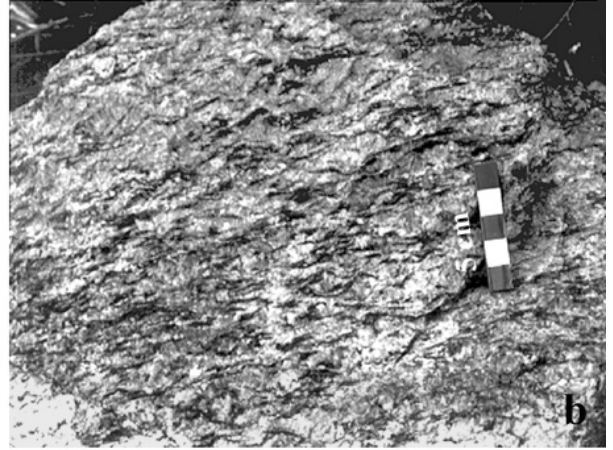
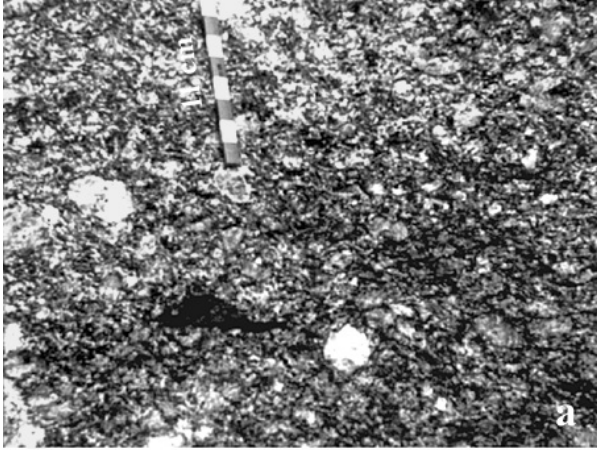
O GZ é composto por biotita sienogranitos a monzogranitos foliados, de coloração cinza clara a rosada, textura heterogranular grossa a porfirítica, onde se destacam megacristais de feldspato alcalino peritítico de 2 a 3cm, em média. O plagioclásio tende a formar fenocristais menores e mais idiomórficos, sendo também característicos fenocristais ou agregados de quartzo azulado de 0,5cm, em média. Os principais acessórios são alanita, titanita e ilmenita. Os minerais máficos ocorrem sob a forma de agregados e concentrações irregulares, com teores variáveis em escala de afloramento. Em megaescala, esta variação permite individualizar duas fácies petrográficas (Fig. 13a, b), uma biotítica e outra leucogranítica, de contatos transicionais. A fácies biotítica, que se caracteriza por um teor de máficos de 15 a 10%, é predominante na borda sudeste, resumindo-se a uma faixa progressivamente mais estreita para nordeste, até a porção mediana da intrusão, onde é interrompida pela linha de costa. Nesses granitóides, é comum a presença de ovóides de feldspato alcalino, ocasionalmente manteados por plagioclásio. A fácies

leucogranítica é, de modo geral, mais diferenciada, tendendo a apresentar uma granulação mais grossa e menor conteúdo de titanita e alanita; seu teor de máficos é com frequência inferior a 5%. Os granitóides desta fácies integram cerca de metade da porção sul da intrusão e toda a parte norte da mesma.

Estruturas planares subverticais desenvolvidas durante e após a cristalização são paralelas e tendem a acompanhar os contornos do corpo, com geometria grosseiramente sigmoidal na parte mais larga da intrusão (Anexo I). A lineação contida nesses planos tem caimento variável de zero a 25° para NE ou SW. Nas porções centrais do corpo predominam estruturas primárias, constituindo uma trama S-L marcada pelo alinhamento dimensional de feldspatos, lamelas ou agregados de biotita, e enclaves microgranulares máficos alongados. Em ambos os feldspatos, percebe-se com frequência a orientação preferencial de seus planos de macla ao longo da foliação. A componente de deformação *subsolidus* cresce de modo heterogêneo em direção às bordas do corpo, refletindo-se no estiramento de cristais e agregados de quartzo, e na geração de estruturas de deformação dúctil e dúctil-rúptil nos feldspatos (Fig. 13c, d).

Zonas de alta deformação transcorrente, onde a estrutura principal é uma foliação composta, S_{0-m} , são frequentes próximo aos contatos da intrusão. Com espessura de algumas dezenas de metros, são em geral discretas no interior do GZ, e com frequência não se estendem para a encaixante, de forma que seus contatos intrusivos são observados em diversos locais, ao longo de zonas de baixa deformação. No extremo nordeste da intrusão, estas zonas de cisalhamento têm direção 050° e mergulho de até 40° para SE (Fig. 4d e 13e). Subordinadamente,

Figura 13 - Feições mesoscópicas do Granito Zimbros: (a) fácies biotítica com foliação S_0 marcada pelo alinhamento de fenocristais ovóides de feldspatos, agregados de biotita e enclaves máficos; (b) fácies leucogranítica com foliação S_0 marcada por agregados alongados de biotita e cristais ou agregados de feldspatos pouco deformados; (c) e (d) equivalentes de (a) e (b), respectivamente, na borda milonítica, observando-se o estiramento dos feldspatos, com formação de sombras de pressão e caudas de recristalização ao longo da foliação S_{0-m} ; (e) zona de alta deformação transcorrente, com faixa estreita de ultramilonitos na borda leucogranítica do GZ; (f) xenólito do Granodiorito Estaleiro com veios graníticos na fácies leucogranítica do GZ, de textura fina; (g) estratificação primária do GZ, marcada pela alternância de leitos mais ricos em máficos com leitos quartzo-feldspáticos.

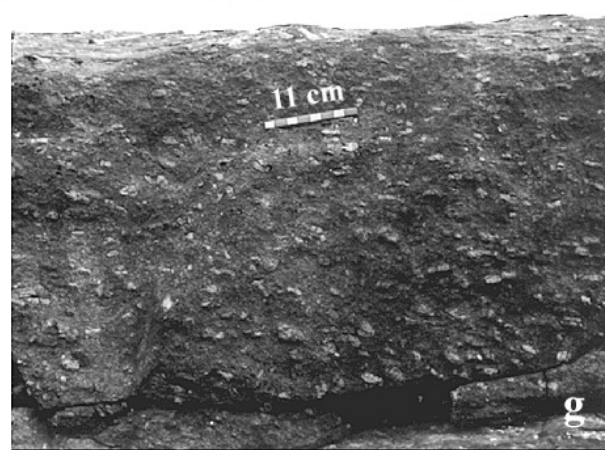
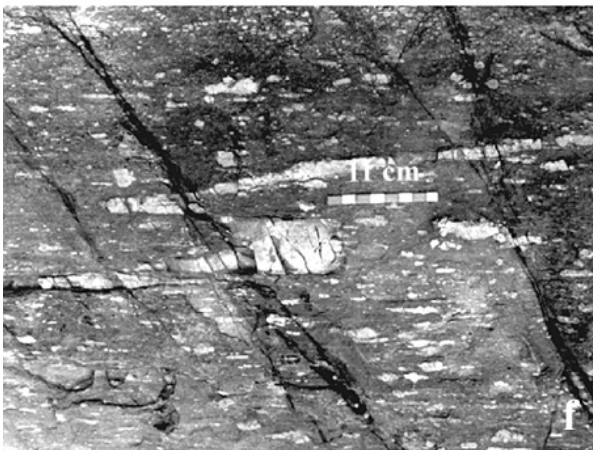
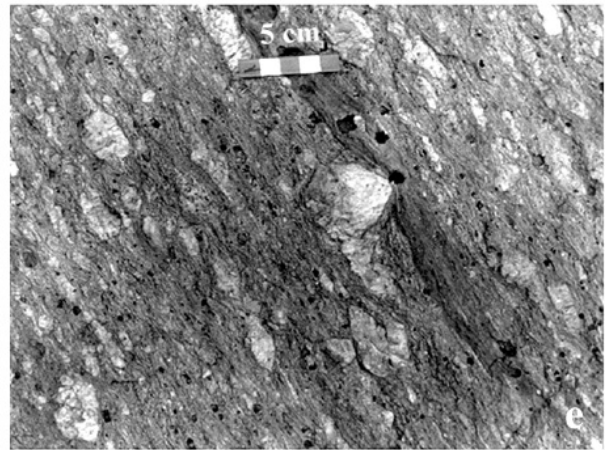
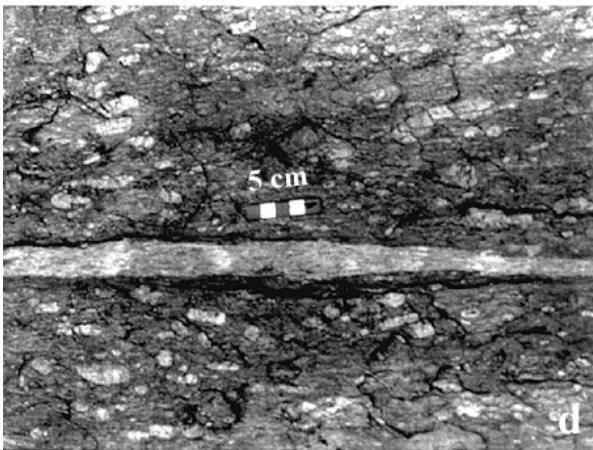
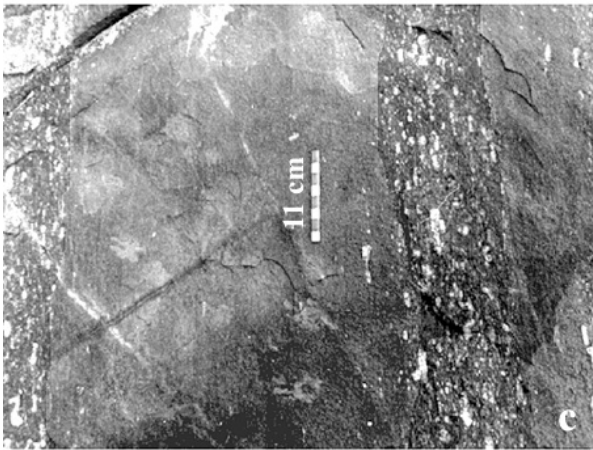
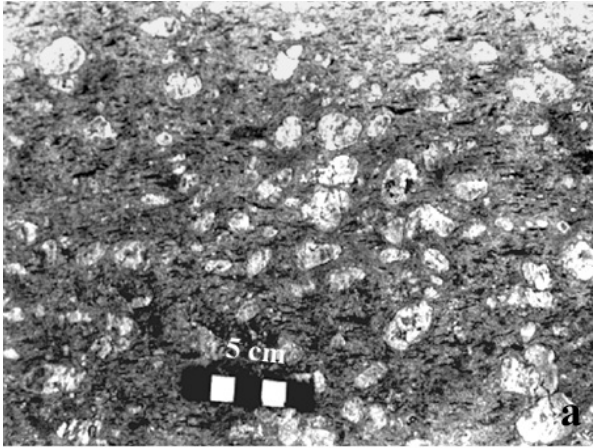


faixa milonítica mais espessa, que se estende para as rochas encaixantes com direção média (050°) e mergulho subvertical; ao longo da mesma se alternam milonitos e ultramilonitos com zonas de mais baixa deformação, onde as relações texturais primárias se encontram bem preservadas. A porção mediana e mais estreita do corpo, sobretudo sua borda sul, parece ter sido uma zona mais protegida da deformação durante e após o posicionamento. Neste caso, mesmo próximo aos contatos, não são visíveis estruturas miloníticas; as estruturas primárias, S_0-I_0 , são dominantes, com feições deformacionais de estado sólido muito localizadas. Por outro lado, são perceptíveis efeitos discretos de rotação corporal das estruturas primárias, relacionados às falhas NNE que deslocam o contato.

Conforme a litologia encaixante, observam-se dois grupos de feições texturais relacionadas à borda da intrusão. Em direção às bordas encaixadas pelo CGE, o Granito Zimbros mostra apenas uma discreta diminuição no tamanho dos cristais, com quantidades restritas de matriz quartzo-feldspática. A ocorrência de rochas porfiríticas finas restringe-se a distâncias inferiores a 1m do contato com xenólitos de até 5m x 1,5m do Granodiorito Estaleiro (Fig. 13f). Em apenas um afloramento, próximo ao contato da fácies leucogranítica com o Complexo Granítico Estaleiro, no extremo norte do corpo, foi identificada uma estratificação primária no GZ. É marcada pela alternância de estratos subhorizontais de espessura variável, contendo biotita e anfibólio, com estratos quartzo-feldspáticos (Fig. 13g), nos quais os cristais de feldspato alcalino apresentam planos de macla de Carlsbad subparalelos aos planos de estratificação.

Já na borda sudeste, encaixada pelas litologias do Complexo Camboriú, há um aumento relativamente abrupto do caráter porfirítico do GZ, com a formação de rochas de textura similar

Figura 14 - Feições mesoscópicas do Granito Zimbros: (a) textura porfirítica da margem resfriada do GZ biotítico, com muitos ovóides de feldspatos, além de pequenos enclaves máficos estirados; (b) corpos tabulares máficos intercalados ao GZ na margem resfriada; (c) detalhe de (b), mostrando o limite difuso dos corpos máficos e a ocorrência de porções da rocha encaixante no interior dos mesmos; (d) enclave félsico de textura fina contido em enclave diorítico, ambos estirados; (e) agregados glomeroporfiríticos de feldspatos, às vezes constituindo obstáculos ao fluxo de material máfico e félsico, que tendem a contorná-los; (f) formação de enclaves félsicos por dobramento, estiramento e fragmentação de veios graníticos; (g) alinhamento dimensional de cristais de feldspatos no plano da foliação (XY).



à da fácies hipabissal félsica (Fig. 14a) ao longo de uma margem resfriada com cerca de 100m de espessura, em média. No interior desta faixa percebem-se variações texturais irregulares, relacionadas ao tamanho de grão da matriz e à proporção de fenocristais, bem como xenólitos centimétricos a métricos das litologias encaixantes.

Na região compreendida entre a Praia Vermelha e a Ponta Grande (Anexo I) encontram-se boas exposições da borda de contato do GZ com as litologias do embasamento. Nesta área, os granitóides biotíticos passam progressivamente, numa distância transversal de cerca de 50m, a riolitos porfiríticos de matriz fina, culminando na formação de zonas afíricas de alguns centímetros de espessura, alternadas ao longo da foliação com riolitos pórfiros, de matriz afanítica, onde se destacam fenocristais lenticulares de quartzo azul.

Feições relacionadas à interação entre o magma granítico e um magma básico coexistente, em diversas escalas, são observadas em toda a extensão da intrusão, embora sejam mais abundantes na região de contato da fácies biotítica com as rochas do Complexo Camboriú. Enclaves microdioríticos, com dimensões variáveis entre 1-2cm e 30-40cm de comprimento maior, são mais abundantes nesta zona, e mostram um grau de contaminação geralmente menor que o observado na fácies leucogranítica encaixada pelo CGE. Contêm pórfiros de feldspatos da ordem de 1 a 2cm, freqüentemente ovóides ou manteados e, mais raramente, ocelos de quartzo azulado com 0,5 a 1cm de tamanho.

Injeções tabulares máficas de granulação fina são comuns, de contatos geralmente difusos, às vezes formando pequenos enxames, concordantes com a foliação local, na borda do corpo granítico (Fig. 14b). Sua espessura varia de 5 a 50cm, e alguns corpos mais possantes podem ser seguidos ao longo da direção por dezenas de metros. Estes corpos tabulares, interpretados como diques sinplutônicos, contêm cristais, agregados, fragmentos, veios ou apófises centimétricos da rocha encaixante (Fig. 14c). A composição variável reflete diferentes graus de contaminação do material originalmente básico.

Enclaves félsicos são menos freqüentes e apresentam texturas e estruturas indicativas de mais de uma proveniência. Nos termos mais félsicos, próximo à borda oeste, constituem autólitos angulosos, de 20 a 50cm de comprimento, alongados, de limites difusos ou marcados por finas coroas de biotita. Em composição, são similares à encaixante, com granulação ainda mais grossa dos feldspatos, imersos em matriz muito fina. Nas zonas miloníticas que caracterizam a borda

máfica, os enclaves félsicos são estirados, atingindo dimensões de 20cm x 2cm. Contêm fenocristais muito estirados de quartzo e feldspatos em matriz de granulação muito fina, e são encontrados no interior de alguns diques sinplutônicos e enclaves dioríticos (Fig. 14d). Em ambos os casos, provavelmente representam fragmentos de margens félsicas retrabalhadas, o que é também coerente com o grau de estiramento de seus minerais. Um terceiro tipo de fragmento félsico é constituído por agregados glomeroporfiríticos de feldspatos, com pequena quantidade de quartzo e biotita, na forma de bolsões irregulares os quais, em zonas de alta deformação, tornam-se lenticulares alongados, com recristalização parcial de seus constituintes. Enclaves máficos alongados contornam e se amoldam ao redor dessas concentrações (Fig. 14e), que representam possivelmente segregações localizadas de fases precoces, devidas ao fluxo do magma félsico. Restritos às zonas miloníticas de borda ocorrem ainda fragmentos de microgranitos e aplitos, cuja proveniência a partir do desmembramento de antigos veios é por vezes constatada (Fig. 14f).

Em direção às porções mais deformadas que caracterizam a borda da intrusão, os fenocristais de feldspatos tornam-se progressivamente mais estirados, gerando estruturas em lápis, em geral com caudas de recristalização ou com sombras de pressão (Fig. 14c). Na fácies leucogranítica, a componente dúctil-rúptil de deformação dos feldspatos é mais acentuada. A deformação tende a ressaltar a diferença de tamanho de grão entre fenocristais e matriz, somando-se ao efeito textural proveniente da velocidade de resfriamento nas margens do corpo. Em alguns enclaves máficos observa-se que os fenocristais de feldspato localizados no centro do mesmo mantêm-se subidiomórficos, enquanto os da borda são estirados. O quartzo permanece azulado e torna-se fitado. Por outro lado, é comum a ocorrência de fenocristais com faces retas, e a observação de planos de corte XY permite constatar seu alinhamento dimensional subparalelo à lineação de estiramento (Fig. 14g).

2.6.3 Granito Morro dos Macacos e Dioritos Associados

O Granito Morro dos Macacos (GMM) constitui um corpo de aproximadamente 4km² de área aflorante, localizado no extremo sudeste da área mapeada. Sua denominação é relativa à feição topográfica de mesmo nome, no extremo leste da Enseada dos Zimbros, onde se encontram exposições representativas de suas variações. Esta subunidade não apresenta relações de contatos

com as demais, à exceção de uma pequena área de rochas do embasamento na sua porção sudoeste (Anexo I), a qual pode representar um megaxenólito. Seu limite noroeste é encoberto por sedimentos do Cenozóico, formando um istmo de areia de 3,5km de extensão, e os demais limites são representados pela linha de costa.

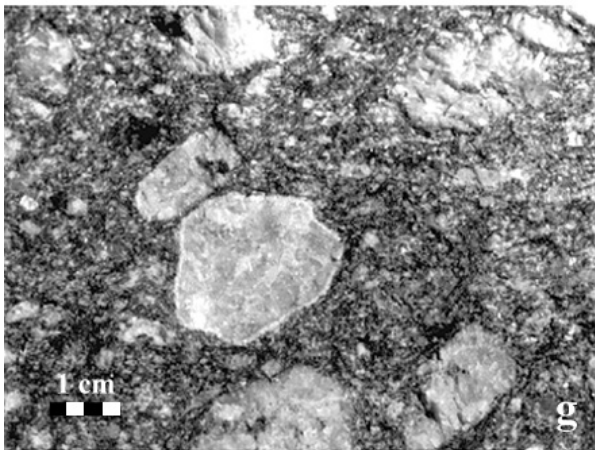
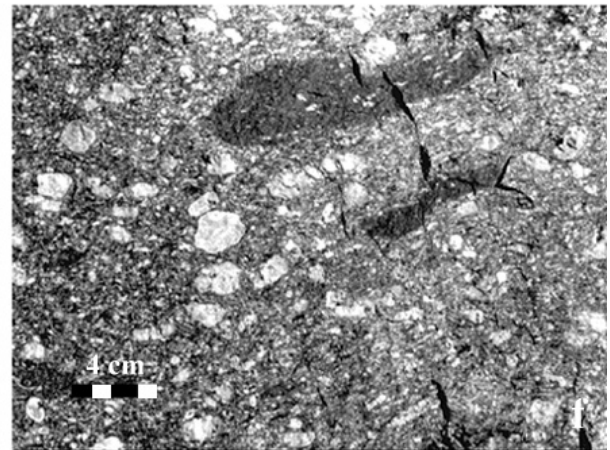
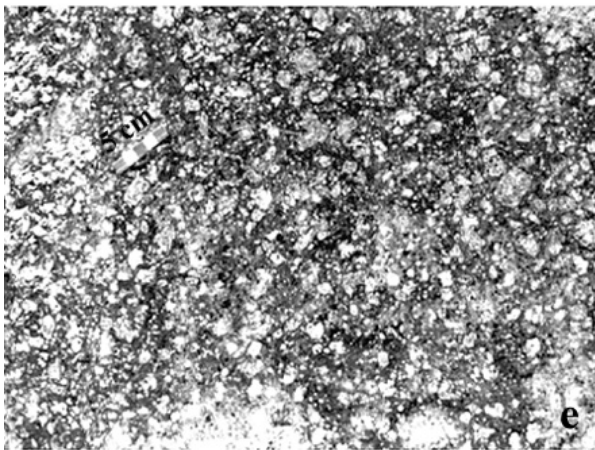
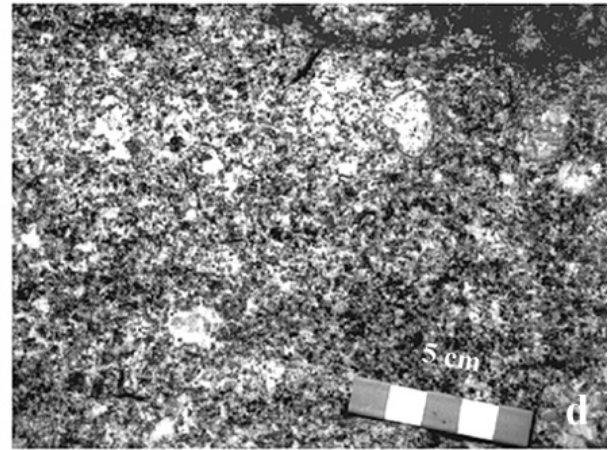
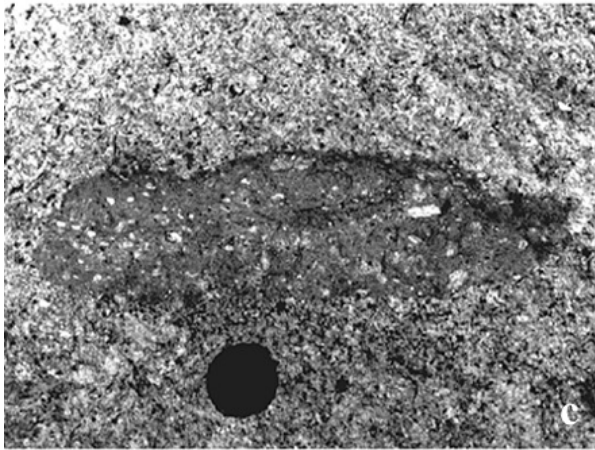
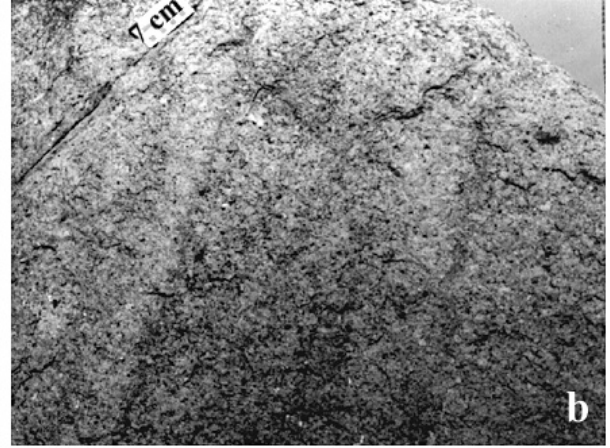
Nesta subunidade predominam biotita sienogranitos a monzogranitos de coloração rósea a cinza clara, granulação média a grossa, ricos em quartzo e relativamente pobres em minerais máficos (Fig. 15a). Os termos equigranulares são dominantes e, de modo esporádico, observam-se megacristais esparsos de feldspato alcalino com 2cm de comprimento. O quartzo, ao contrário do observado no GZ, na FHF e na FHM, não mostra coloração azulada. A biotita forma agregados irregulares ou alongados, similares àqueles observados na fácies leucogranítica do GZ.

De modo geral, essas rochas não apresentam foliação e lineação bem desenvolvidas. Um fraco alinhamento dimensional de feldspatos e agregados de biotita ocorre de forma localizada, com zonas de alta deformação muito estreitas e esparsas, onde a componente dútil é significativa. Em apenas um afloramento foi observada uma estratificação primária semelhante àquela descrita no GZ, com estratos quartzo-feldspáticos mais espessos e limites mais difusos entre as bandas de diferente composição (Fig. 15b).

Enclaves microgranulares máficos com bordas crenuladas, ninhos de biotita e trilhas de máficos são feições comuns; veios aplíticos e pegmatíticos são raros.

A região em torno da Praia da Tainha parece constituir uma porção do corpo especialmente rica em enclaves máficos. Nos afloramentos à beira-mar e nas encostas, constituídos por grandes blocos arredondados do GMM, ocorrem de 3 a 4 enclaves por bloco, chegando a dezenas deles nos blocos maiores. Seus tamanhos variam de 3-4cm até 50cm e sistematicamente

Figura 15 - Feições mesoscópicas do Granito Morro dos Macacos e Fácies Hipabissal Félsica: (a) aspecto textural característico do GMM, com alinhamento subhorizontal incipente dos cristais de feldspatos; (b) estratificação primária no GMM, dada pela alternância de leitos quartzo-feldspáticos com leitos irregulares, onde os minerais máficos são mais abundantes; (c) enclave microgranular máfico com forte contaminação devida à quantidade de xenocristais de feldspatos e quartzo; (d) rochas dioríticas associadas ao GMM, contendo feldspatos arredondados, manteados por plagioclásio (parte inferior esquerda) ou com textura ocelar marcada por anel de anfibólios (no alto à direita); (e) riolitos porfiríticos não-foliados, porção central de dique da FHF; (f) riolitos da FHF com foliação de fluxo, S_0 , marcada pelo alinhamento de fenocristais de feldspatos e enclaves microgranulares máficos alongados; xenocristais de feldspatos no interior dos enclaves máficos mostram-se igualmente alinhados; fenocristais de feldspatos prismáticos ou ovóides e manteados; (g) detalhe da foto anterior - fenocristal arredondado e embainhado de feldspato alcalino manteado por plagioclásio; (h) lineação de estiramento no plano da foliação, S_{0-m} , em zona milonítica na borda de dique dacítico da FHF.



contêm grande quantidade de feldspatos idiomórficos a ovóides e, subordinadamente, de quartzo, gerando uma variação composicional desde diorítica até granodiorítica. Contatos difusos entre os enclaves e a encaixante granítica (Fig. 15c), sugestivos de um maior grau de interação entre os dois tipos de rochas são comuns nesta subunidade, e se assemelham às relações observadas nos termos mais leucocráticos do GZ. Porções quartzo dioríticas de contatos praticamente gradacionais, com 50 cm de diâmetro maior, assemelham-se aos enclaves, mas o material tem granulação já um pouco mais grossa e menor teor de máficos que os enclaves menores.

Imediatamente a nordeste desta localidade ocorre um pequeno corpo de rochas anfibólio-dioríticas a quartzo-dioríticas de granulação fina a média, com concentrações elipsoidais de minerais máficos (anfíbólio e biotita). Estas rochas exibem fenocristais de feldspatos ovóides e manteados, por vezes mostrando muitas inclusões de minerais máficos e textura ocelar, caracterizada por uma fina coroa de anfibólios ao redor de pórfiros ovóides (Fig. 15d). Fenocristais de quartzo são raros e xenomórficos, com 0,4 cm, no máximo. Embora passíveis de representação cartográfica (Anexo I), o caráter muito localizado destas rochas e suas possíveis relações genéticas com os enclaves dioríticos, provavelmente contemporâneos ao magmatismo granítico, permitem mantê-las na mesma unidade estratigráfica.

De modo localizado, observam-se injeções sinplutônicas, com 10 a 20cm de espessura e extensão superior a 3m, mostrando no global uma estrutura de adelgaçamento-espessamento (Fig. 16). No seu interior ocorrem às vezes enclaves ultramáficos, representados por diminutas concentrações de minerais máficos em forma de gotas, alinhadas paralelamente aos limites dos mesmos e, de modo menos freqüente, pequenos xenocristais de quartzo. De forma localizada, os diques mostram feições de estrangulamento e ruptura, com as estrições preenchidas pelo material granítico encaixante, bem como um esfiapamento das terminações, com formação de *schlierens* máficos. Paralelo a esses corpos tabulares o Granito Morro dos Macacos desenvolve uma foliação de fluxo subvertical, marcada principalmente pelo alinhamento de minerais máficos, com pequena componente de deformação *subsolidus*, responsável pelo estiramento incipiente do quartzo; estreitas zonas de ultramilonitos de direção NNE intersectam e deslocam esses diques.

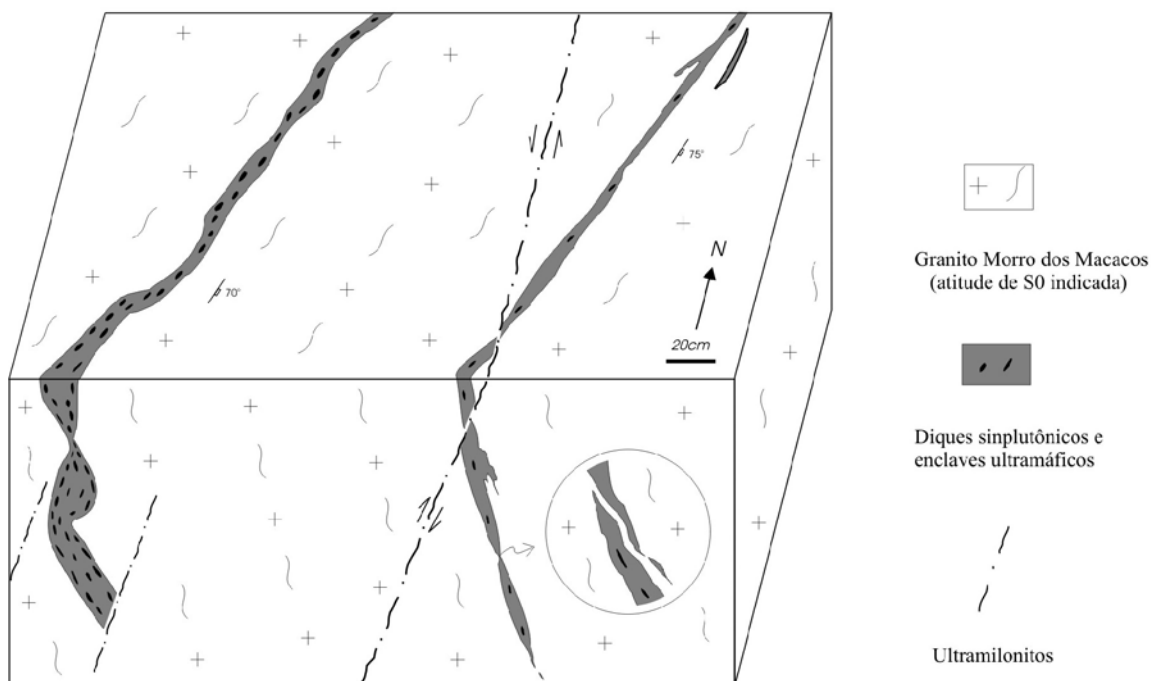


Figura 16 - Diques sinplutônicos no Granito Morro dos Macacos, contendo xenocristais de quartzo e pequenos enclaves ultramáficos em forma de gotas; zonas discretas de ultramilonitos seccionam as estruturas primárias. O inserto mostra as terminações irregulares dos corpos máficos, com estrangulamento e formação de *schlierens*.

2.6.4 Rochas Hipabissais

As rochas hipabissais da SIZ constituem um enxame de diques, os quais intrudem o Complexo Camboriú, o Metagranito Mariscal e o Complexo Granítico Estaleiro ao longo de uma faixa de cerca de 1km de largura, com orientação 045° , situada a sudeste do GZ (Fig. 3). Raras intrusões são observadas fora desta faixa principal, nos Metagranitóides de Quatro Ilhas, mais a nordeste, e nos extremos nordeste e sudoeste do Complexo Granítico Estaleiro. As melhores exposições se encontram na parte centro-oeste da enseada, entre a Praia Vermelha e a Vila de Zimbros (Anexo I).

Cerca de 120 diques foram mapeados, dos quais 85% são ácidos, 10% são básicos e 5% são compostos. Nas regiões mais afastadas da faixa principal, as intrusões básicas predominam.

Independente de sua composição, as rochas hipabissais mostram-se controladas pela geometria das zonas de transcorrência, encontrando-se, via de regra, paralelas à foliação milonítica ou em ângulo de até 15° , geralmente no sentido anti-horário da mesma. A faixa de maior

densidade de corpos filoneanos coincide com uma zona de baixa deformação milonítica sobre as litologias do embasamento, onde as intrusões transectam o bandamento gnáissico, raramente desenvolvendo estruturas de arrasto no contato. Xenólitos das rochas encaixantes com até 60cm de comprimento são comuns, sobretudo nas intrusões ácidas.

Fácies Hipabissal Félsica

Os diques de composição riolítica a dacítica têm espessura de 2 a 4m, em média, raramente atingindo 30m. Sua extensão visível é da ordem de 50 a 70m, embora alguns corpos mais espessos possam ser acompanhados por mais de 500m. Próximo à localidade de Zimbros, em um percurso de 1 km, transversal à direção da foliação milonítica, foi possível identificar 12 desses corpos, espaçados de 20 a 50m, em média. Em alguns casos, o espaçamento entre diques de pequeno porte é da ordem de 10m.

As rochas da FHF têm coloração rósea a cinza clara, com textura porfirítica (Fig. 15e) marcada por fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio de 2 a 5cm de comprimento, e fenocristais de quartzo com 0,5 a 1cm de tamanho, em média, em matriz fanerítica fina a muito fina. Os fenocristais de feldspatos são idiomórficos, arredondados ou ovóides, freqüentemente manteados por plagioclásio (Fig. 15f, g). Agregados glomeroporfiríticos de feldspatos são também comuns, e suas dimensões atingem até 2,5 x 0,25m, com morfologia e orientação similares àquelas observadas no Granito Zimbros. O quartzo azul é característico, com formas arredondadas a amebóides nas porções menos deformadas. O mineral máfico dominante é a biotita, com rara ocorrência de anfibólio.

No extremo noroeste da península, intrusivos no Complexo Granítico Estaleiro, ocorrem diques com 10 a 15m de espessura, de riolitos pórfiros hololeucocráticos. Algumas destas intrusões mostram uma morfologia zonada, em que as bordas, com aproximadamente 30cm de espessura, têm coloração cinza escura, granulação muito fina e se caracterizam pela ausência de fenocristais. No centro da intrusão a rocha, de coloração rósea e granulação fina, contém pequenos pórfiros de feldspato alcalino e de quartzo azul. Não se observam diferenças composicionais do centro para a borda, ambos constituindo riolitos. Estas características

provavelmente resultam do efeito provocado pelo fluxo mais intenso do magma nas bordas da intrusão, denominado "Efeito de Bagnold" (Barrière 1976), responsável pela tendência de os fenocristais se deslocarem para o centro de intrusões pouco espessas, em decorrência do maior gradiente de fluxo verificado nas bordas.

Enclaves microgranulares máficos são abundantes nos diques riolíticos, à exceção dos termos hololeucocráticos anteriormente descritos, onde estão ausentes. Apresentam formas em geral alongadas segundo a direção do fluxo (Fig. 15f), com dimensões muito variáveis, desde 1-2cm até 1,60m de comprimento, e composição básica a intermediária. No interior destes enclaves observam-se fenocristais de feldspato alcalino manteado e, subordinadamente, de quartzo azul.

A ocorrência de veios é pouco significativa nestas rochas; constituem biotita microgranitos ou aplitos, concordantes ou não com a foliação, exibindo alinhamento de minerais paralelo às suas paredes. Em certos veios concordantes de biotita microgranito observam-se pequenos cristais de quartzo azulado. Mais raramente, ocorrem fragmentos de aplito com formas variadas, de 10cm a 1m de comprimento; em alguns casos, estes fragmentos exibem uma de suas extremidades lentiforme e a outra serrilhada, com formas que se encaixam como peças de um quebra-cabeça nos fragmentos adjacentes.

A foliação dessas rochas é vertical, geralmente bem desenvolvida e paralela às bordas da intrusão, contendo uma lineação mineral cujo caimento varia de zero a 32° para SW. É marcada pelo alinhamento dimensional de fenocristais de feldspatos e lamelas de biotita, com feições de deformação dúctil superpostas em grau variável. Tais feições são melhor desenvolvidas nos fenocristais de quartzo, os quais mostram formas lenticulares e mantêm sua coloração azul. De modo menos conspícuo, percebe-se, ainda, um estiramento dos fenocristais de feldspatos, que desenvolvem também estruturas de caráter rúptil.

Nos corpos mais espessos, constata-se uma geometria em forma de "S" da foliação. No centro da intrusão, a foliação de fluxo magmático predomina e tem direção NNE. Em direção às bordas, torna-se progressivamente uma foliação composta, infletindo de ambos os lados para a direção NE, paralela ao contato.

Nas porções mais fortemente miloníticas, o alongamento dos enclaves é extremo, com razões X/Z de até 170 (Cap. VI), e sua foliação interna é paralela à da encaixante, bem como ao seu alongamento. A textura da rocha torna-se então porfiroclástica, com pórfiros estirados de feldspato alcalino e de quartzo azul fitado. Veios micrograníticos e apliticos mostram estruturas progressivas de *boudinage*, ruptura e transposição, adquirindo a aparência de xenólitos, de modo

similar ao observado na borda do GZ. A lineação de estiramento do quartzo e dos feldspatos torna-se extremamente desenvolvida, sobretudo nas bordas de algumas intrusões (Fig. 15h), mantendo-se paralela à lineação de fluxo. No centro de algumas intrusões observam-se zonas estreitas e discretas, onde a intensa milonitização reduz muito o tamanho de grão, distinguindo-se apenas longas fitas de quartzo azulado numa matriz ultramilonítica.

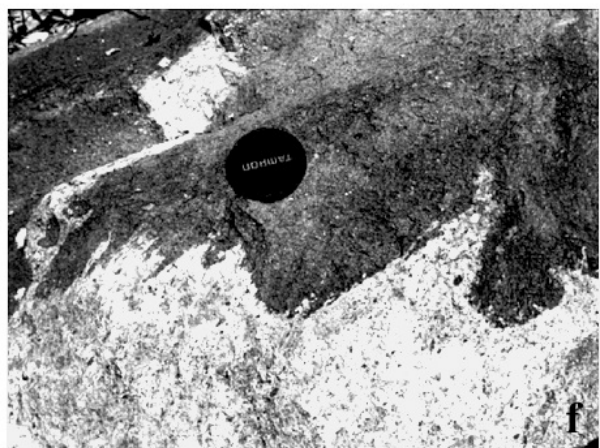
Fácies Hipabissal Máfica e Diques Compostos

A fácies Hipabissal Máfica é constituída principalmente por diabásios, os quais formam diques individuais ou integram intrusões compostas. Os diques básicos se encontram nas imediações dos compostos ou afastados do enxame principal. Em qualquer dos casos, as rochas máficas exibem as mesmas características composicionais, texturais e estruturais observadas no enxame principal.

As rochas desta fácies têm coloração cinza escura a preta e textura muito fina a afanítica; contêm plagioclásio, piroxênio, anfibólio e ilmenita. Xenocristais lenticulares ou amebóides de quartzo azulado são mais freqüentes nos termos próximos ou integrantes de intrusões compostas, ao passo que cristais centimétricos de feldspato alcalino, ovóides ou manteados por plagioclásio, são observados, com maior ou menor freqüência, em todas as intrusões descritas.

As intrusões máficas mais distantes do enxame principal tendem a ser mais espessas, constituindo então corpos tabulares verticais de 2 a 3m de espessura (Fig. 17a), cuja continuidade pode ser acompanhada por mais de 200m, sem relação aparente com a fácies félsica. Nesses casos, podem ser confundidos com os diques de diabásio relacionados ao vulcanismo cretáceo,

Figura 17 - Feições mesoscópicas da FHM e diques compostos: (a) dique básico isolado, intrusivo nos Metagranitóides de Quatro Ilhas; (b) disposição das bordas máficas, centro félsico e enxame de enclaves em intrusão composta; (c) enclave de grande porte, separado da margem da margem máfica, à esquerda, por estreita faixa de material félsico, com uma das extremidades desmembrada em fragmentos menores; (d) detalhe da foto anterior, mostrando a geração de fragmentos menores a partir do maior, todos com formas elípticas alongadas e paralelas à borda da intrusão; observar também o deslocamento horário da foliação principal ao longo de estruturas Sm'; (e) formas angulosas e contatos nítidos de enclaves máficos fragmentados; (f) enclave máfico de contatos crenulados e interdigitados com a encaixante félsica.



sendo a foliação de fluxo ou milonítica paralela às bordas sua principal característica distintiva. A

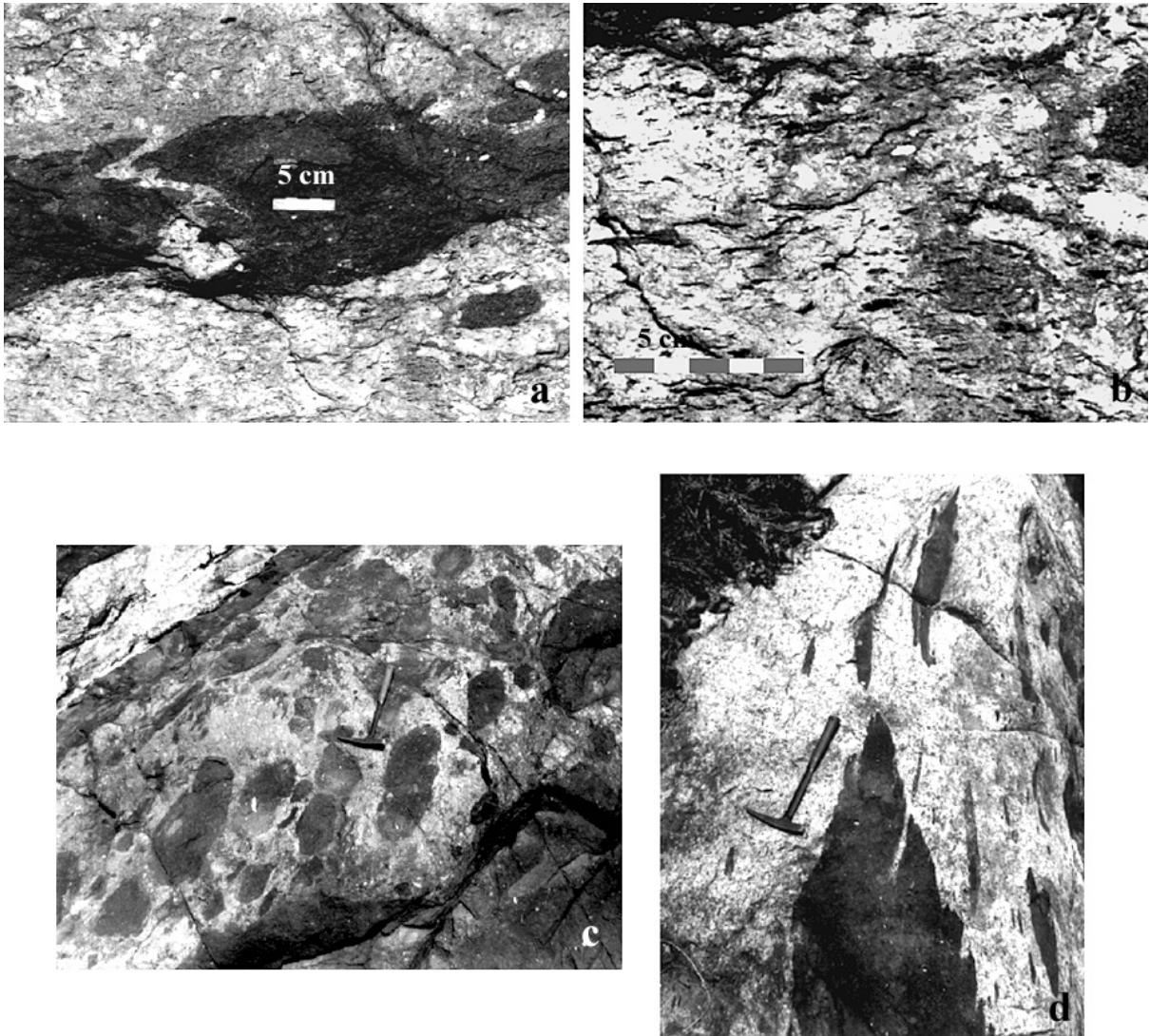
mineralogia e o condicionamento estrutural dos diques básicos da SIZ são critérios adicionais para distinguí-los das intrusões mais jovens visto que, na região de Porto Belo, estas constituem diques de olivina diabásio de direção NS ou NW.

Os Diques Compostos da Enseada dos Zimbros são intrusões tabulares constituídas por uma associação de termos hipabissais máficos e félsicos, em que as rochas máficas formam faixas de espessura irregular, dispostas em uma das margens do dique, ou em ambas, além de diques individuais paralelos à intrusão principal. A parte central dessas intrusões é formada por riolitos e dacitos de características similares às descritas para a FHF, contendo proporções variáveis de enclaves microgranulares máficos. O conjunto tem espessura da ordem de 3 a 6m, com extensão aflorante de até 200m e condicionamento estrutural similar ao dos diques riolíticos da unidade. As rochas encaixantes são ortognaisses do Complexo Camboriú, onde se observam também xenólitos de gnaisses graníticos, anfibolitos e xistos básicos. Em alguns diques compostos, a borda máfica contém faixas de 20cm de espessura, de textura afírica, limitadas em ambos os lados por faixas de textura pórfira, onde fenocristais ripiformes de plagioclásio alinhados paralelamente ao contato definem uma estrutura pilotaxítica.

A nordeste da Praia Triste (pontos 197 e 288 - Anexo II) encontra-se um dos exemplos mais ilustrativos desse tipo de associação, em que as rochas básicas constituem margens de limites nítidos, com espessura variável ao longo da direção entre 0,2 e 2m, e pequenos diques ou lentes intrusivos nos ortognaisses do embasamento, com espessura de 0,3 a 2m. Em certos locais, é possível constatar a continuidade dos diques individuais com as bordas máficas, constituindo ramificações destas nas encaixantes. Na parte central da intrusão, composta por riolitos e dacitos, ocorre um enxame de enclaves máficos com formas e dimensões variadas, atingindo individualmente até 2m de comprimento maior (Fig. 17b).

Alguns enclaves de maior porte são separados da margem máfica apenas por uma estreita faixa de material félsico (Fig. 17c), e o seu desmembramento progressivo em fragmentos menores é também perceptível (Fig. 17d). As massas de material máfico mostram formas angulosas ou arredondadas, e contatos geralmente crenulados com a encaixante félsica (Fig. 17e, f). Em certos locais, observam-se também pequenas injeções do magma félsico seccionando o material máfico (Fig. 18a). A composição varia de basáltica a diorítica, principalmente próximo aos contatos. Em casos extremos, de enclaves menores que 2cm (Fig. 18b), a composição é quase exclusivamente biotítica.

Figura 18 - Feições mesoscópicas dos diques compostos: (a) injeção de material félsico seccionando enclave máfico; (b) detalhe da foto anterior, mostrando enclaves biotíticos muito pequenos e alongados; (c) enclaves com



baixa elipticidade na porção central de dique composto, com eixo maior oblíquo em relação aos limites da intrusão; (d) enclaves com alta elipticidade próximo à borda da intrusão, com eixo maior paralelo à mesma.

A geometria sigmoidal da foliação composta é ressaltada pela orientação do maior comprimento dos enclaves máficos. Próximo às bordas, a foliação tem uma componente milonítica mais acentuada e é paralela aos limites da intrusão, infletindo no sentido anti-horário em direção à parte central. Do mesmo modo, observa-se um aumento na razão de alongação X/Z dos enclaves do centro (Fig. 18c) para a borda (Fig. 18d). Os resultados quantitativos destas variações são discutidos no capítulo V, onde é também apresentado o mapa de detalhe da intrusão composta. Xenólitos da encaixante apresentam formas angulosas, limites nítidos, e tendem a se alinhar

também paralelamente à foliação da porção ácida central. Nestes casos, a foliação composta apenas os contorna.

A foliação das rochas máficas é menos evidente que a das félsicas associadas, sendo marcada principalmente pelo alinhamento de anfibólios, paralelo às margens da intrusão, exceto em dois diques isolados, posicionados em zonas de alta deformação transcorrente a norte da Praia de Bombinhas (Anexo I), onde as rochas básicas são xistosas. Nas rochas félsicas, a foliação é marcada pelo alinhamento de biotita, feldspatos e enclaves máficos, evoluindo para uma estrutura milonítica, com estiramento do quartzo e dos feldspatos, e geração de caudas de recristalização nos últimos.

3. Coluna Estratigráfica Proposta e Discussão da Nomenclatura

Não obstante as tentativas de uniformização de nomenclatura estratigráfica efetuadas por comissões diversas, aquela referente às rochas ígneas, sobretudo as intrusivas, de áreas pré-cambrianas, ainda é ambígua. Assim, o uso de bom senso resulta, em muitos casos, mais efetivo que o de definições formais. A coluna estratigráfica proposta para a região de Porto Belo é sumarizada no quadro 2. De modo geral, as designações utilizadas são conformes às sugestões contidas no Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (CBNE) (Petri *et al.* 1986), exceto pelo emprego do adjetivo composicional no Complexo Granítico Estaleiro, que será discutido em separado.

Por decorrência natural da escala de mapeamento, não mais aqui se justifica o emprego de designações amplas, como a utilizada na compartimentação genérica apresentada no capítulo anterior. Em vista disso, os granitóides individualizados foram desmembrados do Complexo Camboriú, o qual fica restrito, na área de Porto Belo, às rochas metamórficas que constituem o embasamento dos mesmos. A adoção de uma unidade hierarquicamente superior, que comporte as divisões aqui propostas como subunidades, seria aconselhável; no entanto, esta proposição é considerada prematura, não apenas pelas dimensões relativamente reduzidas da área estudada, mas também pelo estágio atual de conhecimento das demais áreas de ocorrência do CC, que impossibilitam uma correlação adequada. A partir do maior detalhamento dessas áreas, e desde

Quadro 2 - Coluna estratigráfica proposta para a região de Porto Belo.

Fanerozóico	Cobertura Sedimentar do Cenozóico			
	Formação Serra Geral - diques de olivina diabásio			
Neoproterozóico	Suíte Intrusiva Zimbros	Granito Zimbros	Granito Morro dos Macacos	Rochas Hipabissais
		Biotita sieno- a monzogranitos foliados (S_0 e S_{0-m}), textura heterogranular a porfírica, quartzo azulado, enclaves microgranulares e diques sinplutônicos máficos; fácies biotítica, com margem resfriada, e fácies leucogranítica, gradacionais.	Biotita sieno- a monzogranitos, teor de máficos inferior a 5%, textura equi- a heterogranular média, foliação S_0 pouco desenvolvida; enclaves microgranulares e diques sinplutônicos máficos; raros corpos maiores de diorito.	Enxame de diques riolíticos (Fácies Hipabissal Félsica), com menor proporção de diques máficos (Fácies Hipabissal Máfica), foliados e subparalelos à foliação principal local; diques compostos formados por centro félsico e bordas máficas, contemporâneos; quartzo azul como fenocristais nos termos félsicos e xenocristais nos máficos.
	Complexo Granítico Estaleiro	(Hornblenda)-biotita granodiorito porfírico (Granodiorito Estaleiro) com matriz heterogranular média a fina, isótropo ou foliado (S_0), passando a milonítico (S_{0-m}); enclaves e <i>schlierens</i> dioríticos, diques sinplutônicos quartzo-dioríticos a granodioríticos; veios graníticos abundantes, principalmente na porção milonítica; corpos tabulares máficos subordinados.		
	Metagranito Mariscal	Biotita-muscovita sienogranito foliado, heterogranular médio a fino, pórfiros de feldspatos, esparsos ou em concentrações localizadas; abundantes xenólitos de rochas encaixantes; foliação (S_{0-A}) transposta por S_m em zonas de alta deformação.		
	Metagranitóides de Quatro Ilhas	Biotita granitóides porfíricos, foliados, de granulação grossa a muito grossa, textura oftálmica; granodioritos a monzogranitos, com sienogranitos subordinados; variação gradacional entre termos leucograníticos e biotíticos; abundantes xenólitos de rochas encaixantes; foliação (S_{0-A}) subparalela à dos gnaisses encaixantes, transposta por S_m em zonas de alta deformação.		
??	Complexo Camboriú	Ortognaisses de composição granítica a granodiorítica; ocorrência subordinada de biotita gnaisses e metatonalitos; bandamento gnáissico (S_{0-A}) de fácies anfíbolito, originalmente subhorizontal, transposto por S_m em zonas de alta deformação.		

que seja possível estabelecer uma vinculação entre as mesmas e a região de Porto Belo, as unidades aqui propostas poderão ser reunidas sob uma designação estratigráfica maior, mantendo-se o termo geográfico Camboriú, em razão de sua precedência.

Na designação do Complexo Granítico Estaleiro, o emprego do termo complexo é compatível com a sugestão do CBNE para designar também misturas estruturalmente complexas de diversos tipos de uma única classe. Embora seja desaconselhado pelo mesmo código o emprego de termos relativos a composição para unidades desta hierarquia, a opção aqui efetuada justifica-se por ser mais informativa, já que mais de 90% do mesmo tem composição granítica. De outra parte,

embora seja mais comum o emprego do termo suíte para casos similares, optou-se pelo termo complexo tendo em vista que: (i) o CGE mostra uma relação temporal estreita com um importante episódio de milonitização, representando um dos poucos casos registrados na bibliografia em que todas as etapas do processo de intrusão sintectônica se encontram registradas, com a progressão de termos isótopos, foliados e miloníticos; (ii) a interação do magma granítico com um magma básico contemporâneo é responsável por uma série de feições de contaminação e hibridização as quais, nas zonas de alta deformação que caracterizam a borda do complexo, são passíveis de diferentes interpretações; caso não houvessem boas exposições da porção indeformada e de sua progressão, essas feições seriam provavelmente interpretadas como produto de deformação e metamorfismo, levando, por conseqüência, ao emprego do termo "metagranitóides" para o conjunto; (iii) a composição do GE favorece a preservação de xenólitos de composição básica, e a distinção entre estes e enclaves máficos e diques sinplutônicos fragmentados nem sempre é possível, principalmente nas zonas de borda do complexo. Assim, e tendo-se em conta que muitos dos argumentos acima são forçosamente resultantes de interpretações, optou-se pelo emprego de "Complexo Granítico", em detrimento de "Suíte Intrusiva", com o objetivo de tornar esta designação o mais coerente e informativa possível, mesmo sabendo-se não ser este procedimento, de acordo com o código, estritamente correto.

Capítulo IV
CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA, TEXTURAL
E MICROESTRUTURAL DOS GRANITÓIDES

Neste capítulo são apresentadas as características mineralógicas e petrográficas dos granitóides, enclaves e diques, bem como suas principais feições microestruturais. A descrição textural e microestrutural é acompanhada de características composicionais consideradas relevantes para cada espécie, com ênfase na mineralogia dos granitóides.

1. Metagranitóides de Quatro Ilhas

Os Metagranitóides de Quatro Ilhas constituem predominantemente monzogranitos a granodioritos (Fig. 19) foliados, compreendendo duas fácies petrográficas de relação gradacional, uma biotítica, contendo alanita como acessório característico, e uma leucocrática, ocasionalmente com granada. Como acessórios comuns a ambas ocorrem zircão, apatita, ilmenita e, subordinadamente, turmalina.

Independente de suas variações composicionais originais, estas rochas apresentam, além de características microestruturais relacionadas à cristalização magmática, feições compatíveis com os dois eventos deformacionais a que foram submetidas. A foliação S_{0-A} é marcada pelo alinhamento de lamelas de biotita castanha, acompanhado do alinhamento dimensional subparalelo de megacristais ou agregados lentiformes de plagioclásio e feldspato alcalino, determinando sua textura oftálmica característica. Efeitos do evento transcorrente estão irregularmente impressos, na forma de planos de cisalhamento discretos, associados à foliação milonítica S_m em zonas de alta deformação. Tendo em vista a rotação de estruturas comumente observada em mesoescala, muitas vezes não se pode assegurar a correspondência de uma dada microestrutura com um ou outro evento. Optou-se, portanto, pela descrição das mesmas e discussão do seu significado mais amplo

como indicadores de condições de P, T e $\dot{\epsilon}$. Feições rúpteis e dúcteis-rúpteis tardias (S_1) são localizadas.

Análises químicas e fórmulas estruturais de epidoto, ilmenita, feldspatos e biotitas são apresentados nas tabelas 1, 2, 4 e 5, respectivamente, no anexo III.

Megacristais de **plagioclásio** têm composição An_{31-41} , na fácies biotítica, e An_{16-19} na fácies leucocrática, com zonação rara e incipiente. Inclusões são pouco abundantes, compreendendo biotita, apatita, zircão, ilmenita e quartzo. Sua alteração é pouco expressiva, e freqüentemente restrita aos núcleos de alguns megacristais e inclusões; produtos de alteração compreendem epidoto, micas brancas e plagioclásio sódico (An_{11-14}).

Esses megacristais são geralmente alongados e apresentam maclas de crescimento segundo as leis da Albita e Albita-Carlsbad longitudinais, subparalelas ao plano da foliação principal. Extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos grandes, com desorientação de 4 a 7° são comuns (Fig. 20a). A ocorrência de subgrãos com esta morfologia é compatível com temperaturas muito elevadas de deformação, já que implicam a ativação de vários sistemas de deslizamento ao mesmo tempo que, para os feldspatos, só é possível em temperaturas acima de 550°C (Fitz Gerald & Stunitz 1993). Adicionalmente, a proximidade de orientação entre as regiões recuperadas e o restante do grão é sugestiva de um processo de rotação progressiva da rede cristalina como mecanismo de acomodação do movimento das deslocções, processo termicamente ativado que, nos feldspatos, exige temperaturas compatíveis com as da fácies anfíbolito superior (Tullis & Yund 1991).

Os contatos dos megacristais de plagioclásio são geralmente irregulares e sinuosos, diretamente com quartzo e biotita na foliação, sem evidências de redução de tamanho nos limites de grão (Fig. 20b). Subordinadamente, cerca de 10% de seu perímetro apresenta estreitas lentes descontínuas, compostas por grãos feldspáticos muito finos (0,01mm, em média) acompanhados de lamelas de micas também muito finas. Nestas lentes, os grãos feldspáticos são geralmente equidimensionais, têm a mesma composição do megacristal e contatos retos a suavemente curvilíneos. Pode-se observar a desorientação progressiva dos grãos finos a partir do grão parental e a sua relação de proveniência a partir da rotação de subgrãos no megacristal.

A recristalização de megacristais de plagioclásio através da rotação progressiva de subgrãos é também observada em estreitas faixas intragrão (Fig. 20c), evoluindo no sentido de

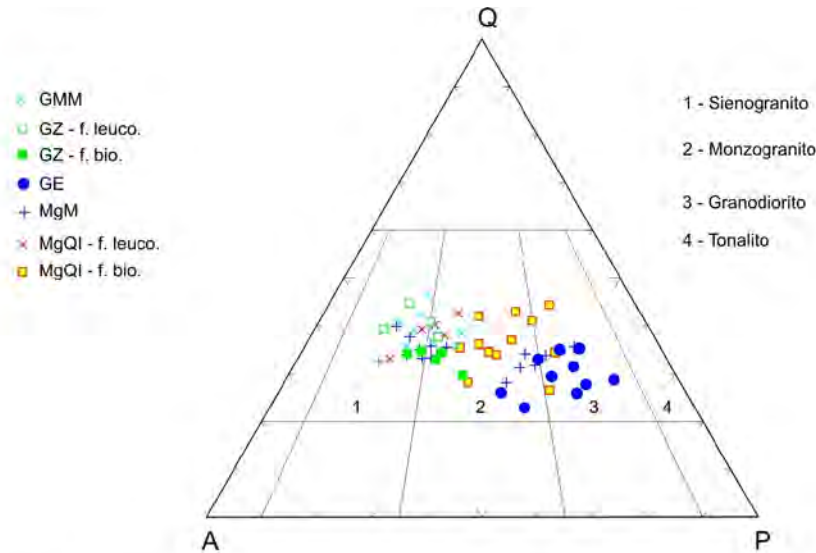


Figura 19 - Composição modal dos granitóides de Porto Belo no diagrama QAP. Campos numerados correspondem à nomenclatura recomendada pela IUGS (Streckeisen 1976).

paulatinamente separar o megacristal em fragmentos menores, que são após retomados pelos processos de recristalização-recuperação nos novos limites. Desta forma, gera-se um novo tamanho de grão na rocha, intermediário entre megacristais e matriz, representado por fragmentos xenomórficos de 0,5 a 1,5mm de tamanho, formas irregulares e contatos serrilhados, com orientação sempre próxima daquela do grão original.

As microestruturas constatadas nos feldspatos sugerem um crescimento orientado dos mesmos e não são compatíveis com uma reorientação posterior de grãos primários, no estado sólido.

Possíveis feições de acumulação são localizadamente preservadas, em ambas as fácies, na forma de agregados glomeroporfíricos de plagioclásio e/ou feldspato alcalino, com pequena quantidade de biotita castanha, que às vezes marcam a estrutura oftálmica. Nesses agregados, os contatos entre grãos são interpenetrados, límpidos ou com faixa muito estreita de grãos recristalizados, e seus fenocristais, de 1 a 2mm, já mostram formação de subgrãos (Fig. 20d, e).

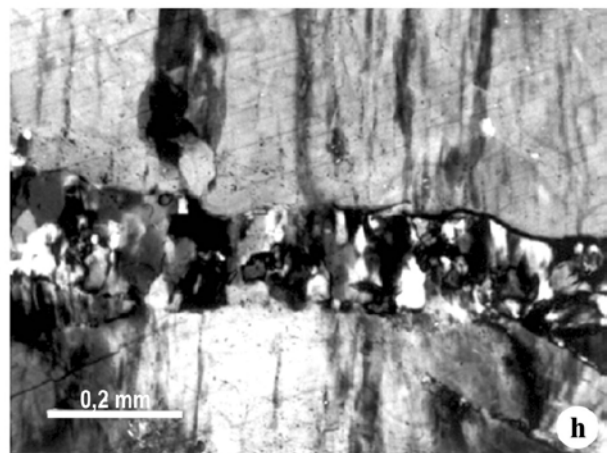
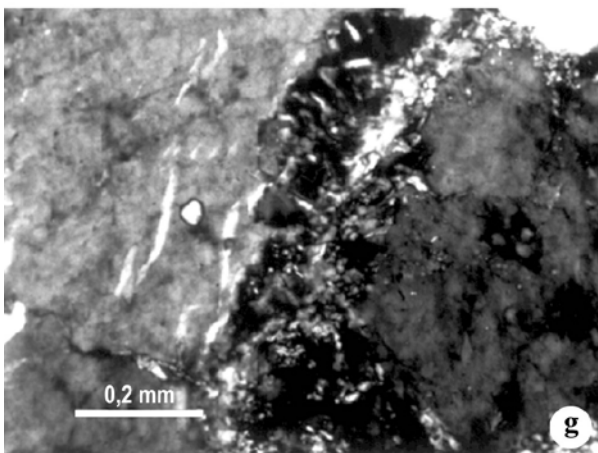
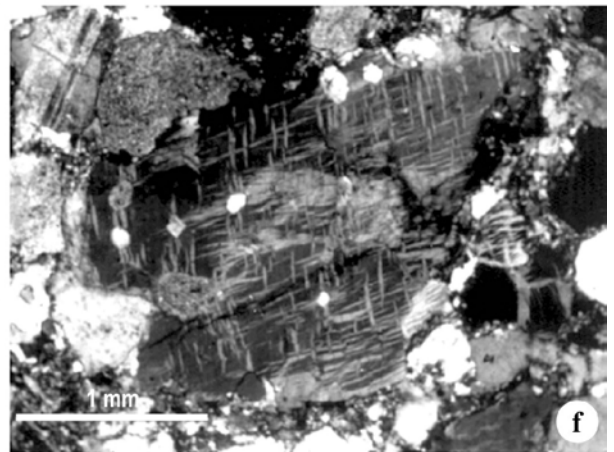
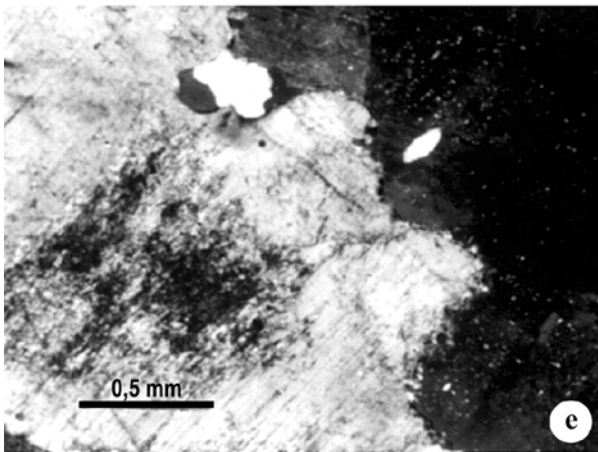
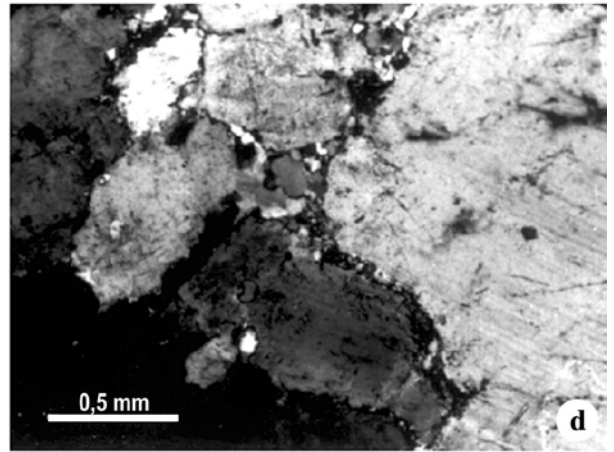
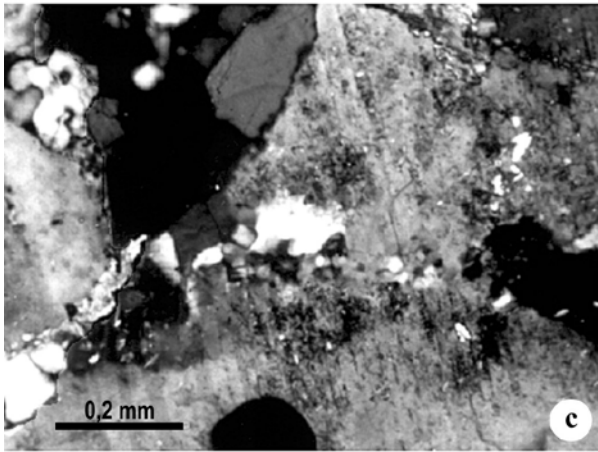
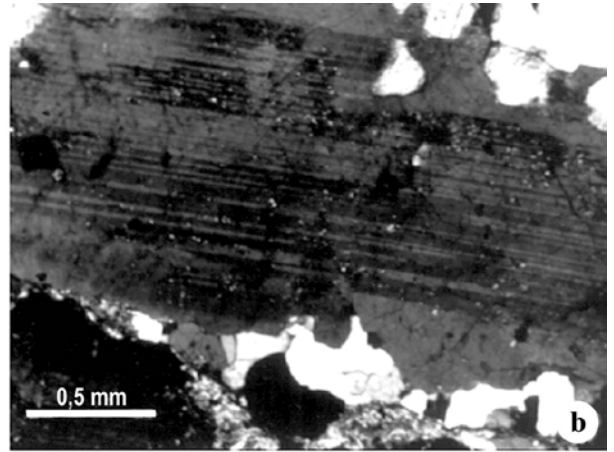
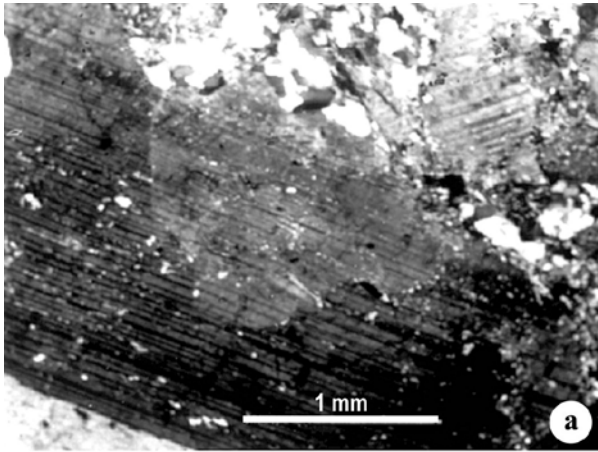
Megacristais de **feldspato alcalino** são geralmente maiores que os de plagioclásio e têm composição $Or_{94-96}Ab_{6-4}$. São pertíticos, com proporções médias de 85:15 entre fase potássica e fase sódica (An_5), na fácies biotítica, e 80:20 na fácies leucocrática. A morfologia das micropertitas é muito variável, mesmo em escala de lâmina, predominando pertitas do tipo fitas e tranças (Fig. 20f) e, subordinadamente, fios, filmes e manchas. A ocorrência de estrutura *tweed* ou dupla macla é heterogênea na mesma seção, constituindo por vezes porções irregulares num único grão. Inclusões, geralmente abundantes, compreendem plagioclásio (An_{31}), biotita, apatita

e quartzo, além de alanita, restrita à fácies biotítica. O plagioclásio das inclusões é geralmente muito alterado e apresenta auréolas albíticas. A biotita inclusa em ambas as espécies mostra transformação, parcial ou total, em muscovita ou clorita.

Esses megacristais são alongados e têm seus planos de macla de Carlsbad subparalelos à foliação principal. São, por vezes, bordejados por cristais arredondados de plagioclásio (An_{27a32}), com quartzo e feldspato alcalino subordinados, de ordem de tamanho 10 vezes inferior ao seu, formando um conjunto lenticular que é envolvido pela foliação. Esta microestrutura pode estar relacionada a um processo de sineusis durante a cristalização, e é diferenciada das estruturas manto-núcleo geradas por deformação por quatro critérios principais: (i) o tamanho de grão, de em média 0,5mm, cerca de 20 vezes maior que a média dos grãos recristalizados; (ii) a composição dos grãos menores, que independe da composição do megacristal; e (iii) a orientação cristalográfica independente dos cristais menores, mesmo quando têm composição semelhante e (iv) os contatos curvos, de equilíbrio, entre os grãos menores e os megacristais. A presença de agregados mirmequíticos é comum nas bordas dos megacristais e no contato dos mesmos com cristais menores de plagioclásio. A deformação desses intercrescimentos é também observada, com sua progressiva incorporação à matriz recristalizada (Fig. 20g).

À semelhança dos megacristais de plagioclásio, os cristais maiores de feldspato alcalino apresentam extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos. Quando não são bordejados

Figura 20 - Feições petrográficas e microestruturais dos Metagranitóides de Quatro Ilhas; todas as fotomicrografias tomadas em LP: (a) subgrão em megacristal de plagioclásio, com desorientação de 6 a 7°; onde se observa a continuidade das maclas de crescimento; (b) contatos de megacristal de plagioclásio, em equilíbrio com quartzo e biotita; (c) recristalização de plagioclásio em faixas intragrão, observando-se a desorientação progressiva dos grãos neoformados; (d) agregado glomeroporfirítico de plagioclásio (p) e feldspato alcalino (k), com quartzo e biotita intersticiais; (e) feição semelhante à da foto (d), mostrando em detalhe os contatos interpenetrados, já com início de formação de subgrãos (seta); (f) micropertitas do tipo fitas e tranças; (g) agregado mirmequítico deformado, parcialmente incorporado à matriz recristalizada; (h) agregados granoblásticos pertíticos em fratura intragrão.



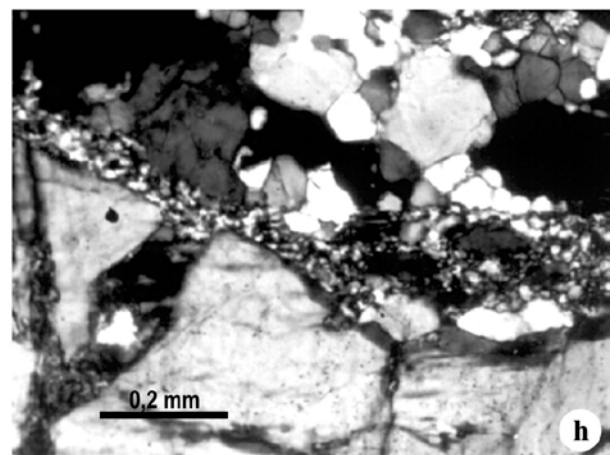
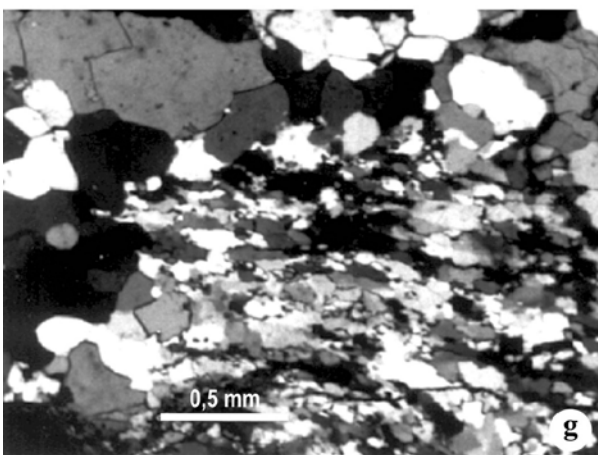
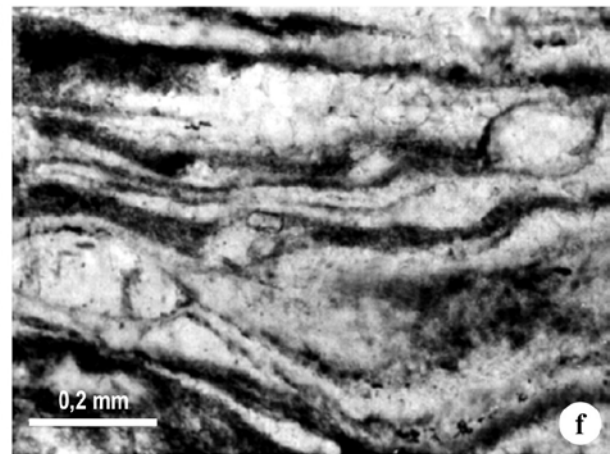
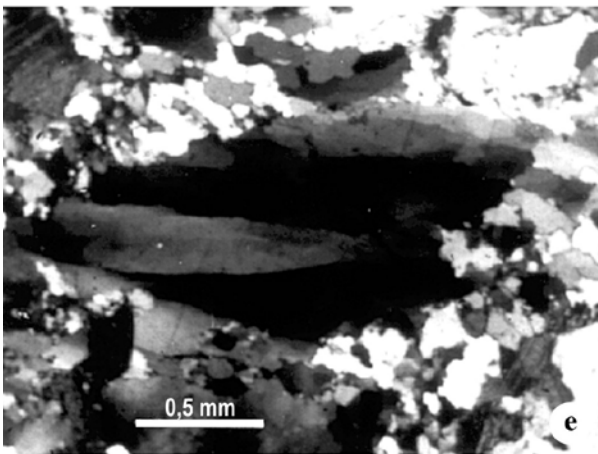
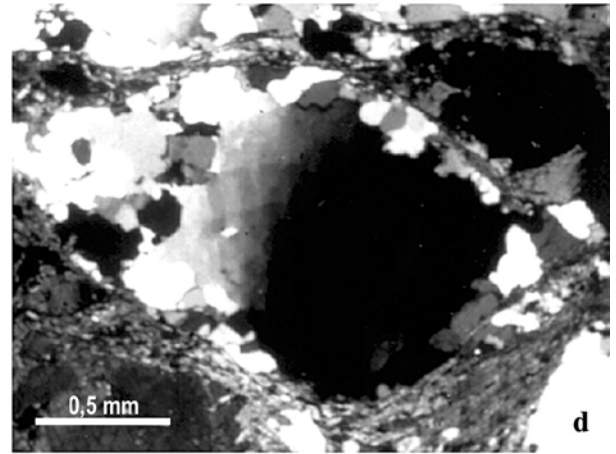
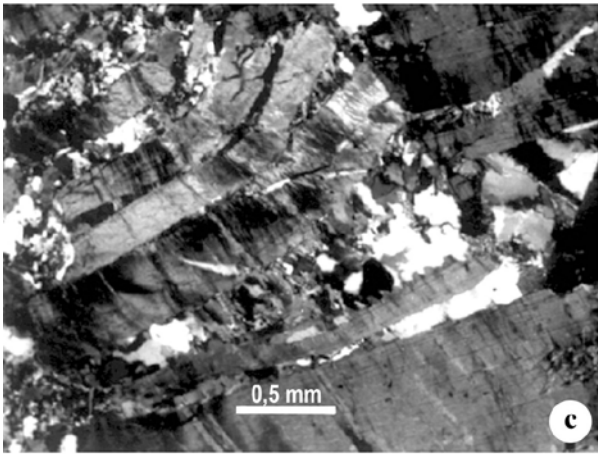
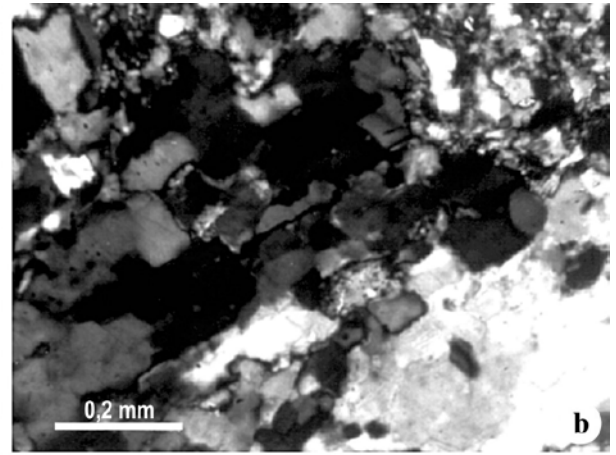
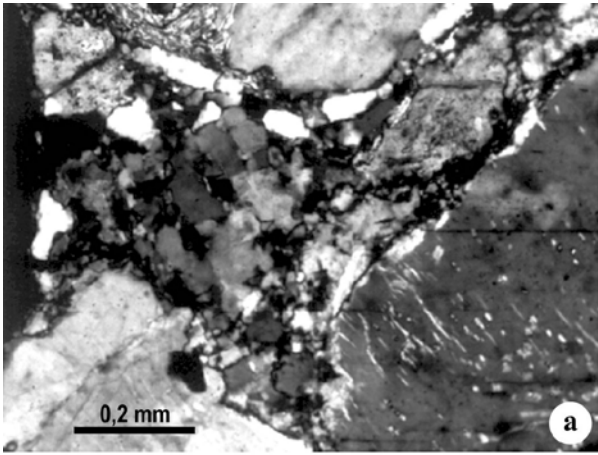
por grãos feldspáticos menores, seu contato é direto com as micas na foliação e, subordinadamente, formam-se lentes descontínuas de grãos feldspáticos muito finos, pertíticos, de morfologia similar àquela descrita para os limites do plagioclásio. A formação de agregados granoblásticos pertíticos em fraturas intragrão é também comum, observando-se uma desorientação progressiva dos grãos recristalizados, no sentido do centro da faixa recristalizada (Fig. 20h). Na fácies leucogranítica este processo parece mais avançado, notando-se mais freqüentemente a ocorrência de agregados granoblásticos pertíticos já independentes do megacristal original (Fig. 21a, b).

Fraturas extensionais são comuns nos porfiroclastos, sobretudo de feldspato alcalino, e sua gênese não pode ser inequivocamente atribuída ao evento de temperatura mais alta. Entretanto, a morfologia dos grãos que preenchem estas fraturas (Fig. 21c) é compatível com a dos grãos recristalizados da matriz, com a qual podem às vezes mostrar continuidade física. Assim, é possível que o comportamento rúptil dos feldspatos represente o estágio final da deformação de alta temperatura, precedendo, portanto, a fase transcorrente, de temperatura mais baixa.

Em ambos os feldspatos, os processos de recristalização e recuperação nos limites de grãos podem ser localizadamente muito avançados, formando-se então lentes de grãos finos, que contêm apenas um pequeno fragmento residual do megacristal original. Entretanto, são pouco proeminentes, e tendem a ser um pouco mais avançados na fácies leucogranítica que na fácies biotítica.

A composição dos novos grãos de plagioclásio é semelhante à do grão original a ligeiramente mais sódica (Fig. 22). Nas lentes recristalizadas, o plagioclásio é com freqüência acompanhado de quartzo, que pode estar relacionado à deformação de antigos intercrescimentos mirmequíticos.

Figura 21 - Feições microestruturais dos Metagranitóides de Quatro Ilhas; todas as fotomicrografias tomadas em LP, exceto quando indicado: (a) agregado granoblástico de feldspato alcalino na fácies leucocrática; (b) detalhe da foto (a), mostrando a pequena diferença de orientação dos grãos recristalizados; (c) fraturas extensionais em micropertita, contendo quartzo e feldspatos granoblásticos, em continuidade com a matriz à esquerda da foto; (d) quartzo do tipo taboleiro de xadrez margeado por cristais granoblásticos, equidimensionais e livre de *strain*; (e) fita monocristalina de quartzo com subgrãos paralelos ao maior alongamento, circundada por agregado granoblástico de quartzo equidimensional e livre de *strain*; (f) textura porfiroclástica relacionada ao evento de transcorrência, com clastos de feldspatos lenticulares em matriz de grão ultrafino - LN; (g) formação de grãos de quartzo equidimensionais e sem deformação, denotando um período de crescimento estático (*annealing*) sobre antigos grãos alongados, de contatos suturados; (h) início de formação de grãos ultrafinos por recristalização associada ao evento transcorrente.



Novos grãos formados nas bordas dos megacristais de feldspato alcalino apresentam maior variação composicional que a observada nos novos grãos que bordejam o plagioclásio, o que parece ser consequência das diferenças morfológicas iniciais de seus limites, bem como da tendência a separar a fase sódica e potássica recristalizadas (Fig. 22). Neste caso, os grãos recristalizados são representados por albita (An_{5-8}) e feldspato alcalino (Or_{94-100}). Os grãos recristalizados nas faixas intragrão têm composição regular $Or_{97}Ab_3$.

O **quartzo** é predominantemente granoblástico equidimensional, de contatos retos e extinção normal, com 0,2mm, em média, formando agregados alongados a lenticulares. Subordinadamente, e com maior frequência na fácies leucogranítica, observam-se grãos de 1 a 2mm de tamanho, que contêm duas gerações de subgrãos ortogonais (basais e prismáticos), formando um padrão do tipo tabuleiro de xadrez (*chessboard pattern* - Kruhl 1996) circundados por grãos granoblásticos de tamanho 10 vezes menor (Fig. 21d). O quartzo pode ocorrer, ainda, como fitas monocristalinas com dimensões de 1cm x 1mm, circundadas por agregados granoblásticos de 0,2mm (Fig. 21e).

A deformação de mais baixa temperatura, relacionada ao evento transcorrente, é responsável pela geração de faixas discretas, marcadas por agregados de grãos ultrafinos, com porfiroclastos residuais de feldspatos (Fig. 21f). A formação de agregados granoblásticos de quartzo, livres de *strain*, sobre agregados de grãos alongados, de contatos suturados, provavelmente recristalizados por migração dos limites de grãos (Fig. 21g), denota um episódio tardio de recristalização estática (*annealing*). A formação de coroas de grãos ultrafinos nas bordas ou em fraturas de porfiroclastos de feldspatos parece retomar também antigos cristais granoblásticos de quartzo (Fig. 21h), o que implicaria duas fases distintas de recristalização estática. Entretanto, esse tipo de evidência é muito localizado, sendo mais frequente a formação de grande quantidade de matriz tectônica muito fina entre fragmentos angulosos de feldspatos (Fig. 23a).

A **biotita** predominante tem coloração castanha escura a avermelhada para n_g , formando lamelas de 0,2 até 2mm isorientadas na foliação, com extinção normal a ondulante e, subordinadamente, *kink bands*. Comumente contém inclusões de **zircão** e de **apatita**; mais raramente, na fácies leucocrática, pode apresentar pequenas inclusões globulares de quartzo.

A composição da biotita castanha se caracteriza por altos valores de TiO_2 , da ordem de 2,5 a 3%, e razões catiônicas $\#fm = \{Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Mg)\}$ também elevadas, de 0,68 a 0,72 na fácies

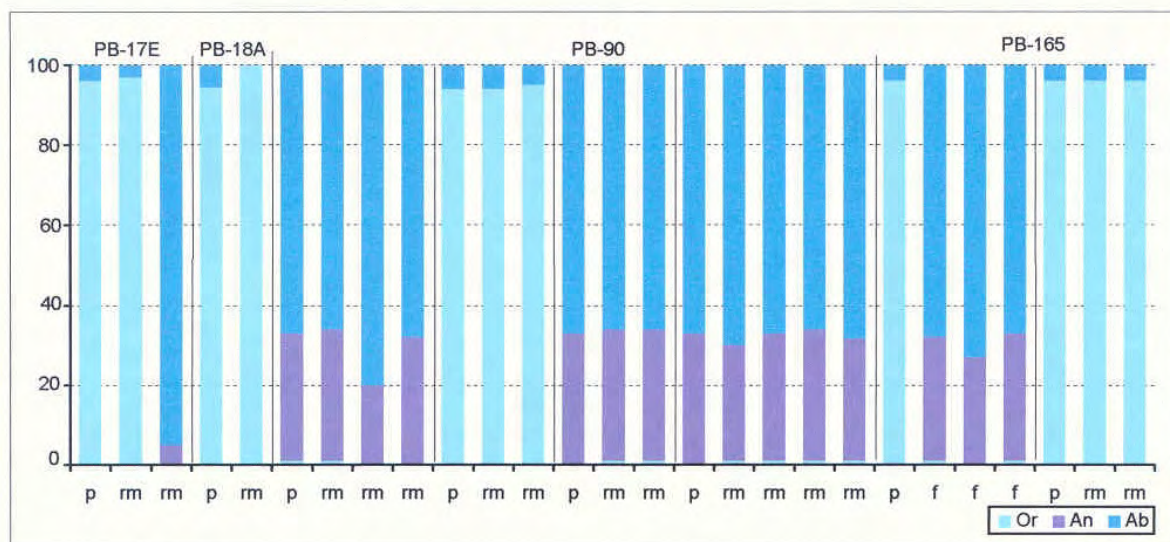


Figura 22 - Modificações composicionais dos feldspatos nos MgQI relacionadas à recristalização marginal (rm) ou em fraturas (f) dos pórfiros (p).

biotítica e de 0,80 a 0,91 na fácies leucocrática. Esta variação é controlada principalmente pela composição da rocha, mostrando comportamento compatível com a evolução composicional de biotitas no decorrer da diferenciação magmática, conforme discutido no capítulo VI.

Os produtos de transformação da biotita castanha, em diferentes condicionamentos estruturais e petrológicos, são muscovita, clorita, biotita castanha de grão muito fino e biotita verde, todos eles gerando, como subproduto, grãos muito finos e xenomórficos de titanita, acompanhados ou não de minerais opacos.

A formação de **muscovita** a partir da biotita castanha é relativamente precoce na história evolutiva desses granitóides. Tal processo é observado em estágios progressivos e com grau de desenvolvimento heterogêneo, tanto em escala de amostra como em escala regional. Observam-se intercrescimentos epitaxiais de muscovita com biotita castanha, culminando com a formação de lamelas de muscovita da mesma ordem de tamanho (ms1), sem relação clara de proveniência. Em algumas lamelas da ordem de 1,5mm são às vezes perceptíveis resíduos da biotita original (Fig. 23b). A muscovita assim formada pode apresentar, ainda, recristalização marginal posterior, originando uma estreita coroa de lamelas ultrafinas, de mesma composição.

A designação **muscovita1** (ms1) é utilizada em referência a um grupo textural, sem conotação de gênese primária, que compreende lamelas bem formadas, de mesma ordem de tamanho da biotita e dos feldspatos, constituindo com a primeira um importante marcador da

foliação S_A . Em contraposição, a designação textural **muscovita2** (ms2) refere-se à muscovita de grão fino a muito fino, que apresenta relações texturais de proveniência tanto a partir de biotita quanto de feldspatos ou, ainda, de muscovita1. Esta geração de ms2 parece indistintamente associada aos dois eventos tectônicos, sendo observada como marcador de ambas as foliações, em associação de proveniência com os feldspatos, a biotita castanha e a muscovita1.

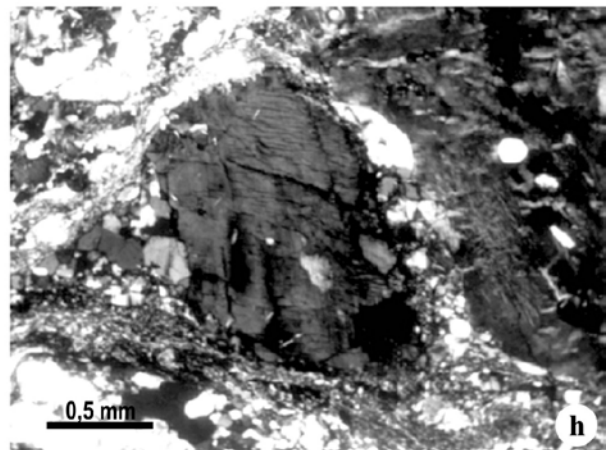
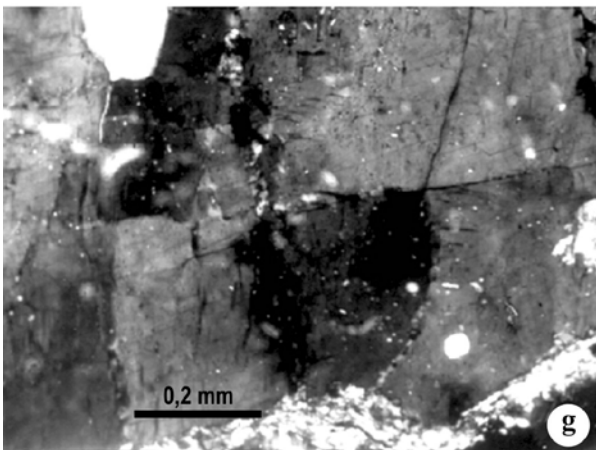
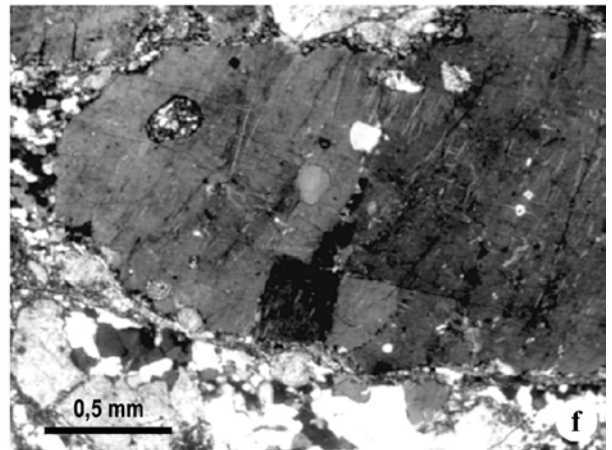
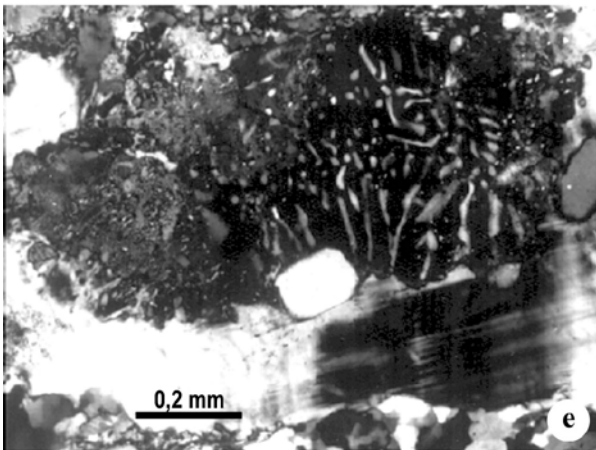
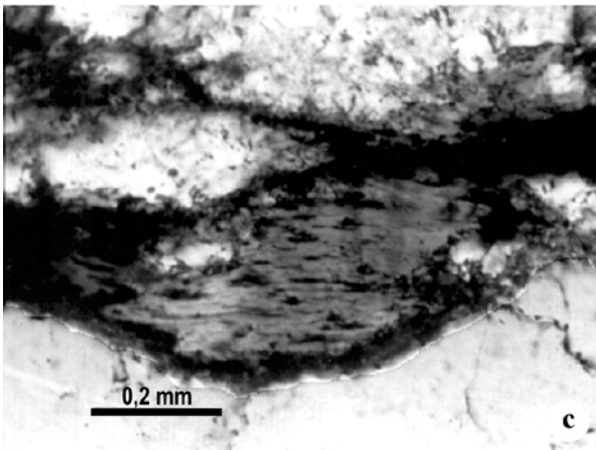
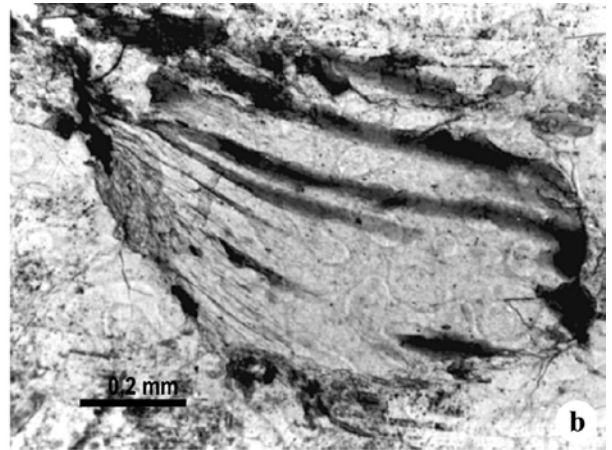
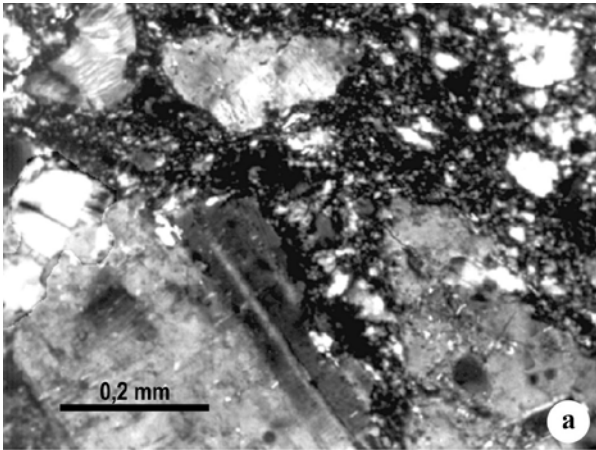
A transformação parcial de biotita em **clorita** ocorre em todas as amostras, mas com pequena intensidade, seja na forma de intercrescimentos epitaxiais, seja na forma de bordas esverdeadas, com cloritização parcial. Lamelas individuais são raramente observadas.

Uma geração de biotita neoformada se caracteriza por seu tamanho de grão menor, coloração verde a verde azulada para n_g , e cores de interferência mais elevadas. Esta geração é subordinada em volume, geralmente limitando-se a quantidades-traço. Seu reduzido tamanho de grão, em média 0,2mm, bem como sua ocorrência comum como parte do material que preenche fraturas e estrições de megacristais de feldspatos, sugerem que a formação desta biotita está associada com o evento de temperatura mais baixa.

Este grupo de biotitas apresenta teores de TiO_2 menores que 1% e caráter mais aluminoso que as biotitas castanhas, além de mostrar uma razão catiônica #fm ligeiramente mais baixa e não apresentar evolução composicional compatível com a diferenciação magmática, como observado nas primeiras.

As lamelas maiores de biotita castanha podem constituir porfiroclastos de extinção fortemente ondulante, apresentando estreitas coroas de grãos ultrafinos (Fig. 23c) de três composições possíveis:

Figura 23 - Feições petrográficas e microestruturais dos Metagranitóides de Quatro Ilhas (a, b, c) e Metagranito Mariscal (d a h); todas as fotomicrografias tomadas em LP, exceto quando indicado: (a) estágio avançado de formação de matriz por redução tectônica do tamanho de grão de antigos fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino; (b) biotita residual em lamela bem formada de muscovita - LN; (c) biotita castanha porfiroclástica, com coroa de grãos ultrafinos de biotita, titanita e minerais opacos - LN; (d) pertitas do tipo chamus, restritas às bordas dos cristais de feldspato alcalino; (e) agregados mirmequíticos marginais; (f) grãos recristalizados por rotação progressiva de subgrãos em feldspato alcalino; (g) detalhe da desorientação progressiva dos subgrãos da foto anterior; (h) fenocristal de feldspato alcalino com fratura de extensão preenchida por agregado quartzo-feldspático em continuidade com a matriz, e sombra de pressão contendo quartzo granoblástico.



(i) biotita castanha \pm titanita \pm opacos; (ii) muscovita + titanita + opacos e (iii) biotita verde azulada + titanita + opacos.

A **alanita** é o principal acessório da fácies biotítica, formando cristais prismáticos idiomórficos de até 2mm de comprimento, comumente com coroas de epidoto. A titanita, gerada como subproduto das transformações da biotita, presente em ambas as fácies, é xenomórfica e de grão fino. O **zircão**, presente em ambas as fácies, é prismático, idiomórfico e freqüentemente zonado. **Apatita** e **turmalina** verde ocorrem também em pequenas quantidades. A **granada** é muito rara, mesmo na fácies leucocrática, formando poucos cristais arredondados de coloração rósea.

O mineral opaco é **ilmenita**, apresentando teores muito baixos de Fe_2O_3 (hematita) e proporções moleculares de Ilmenita (FeTiO_3) de 90 a 93%, com Pirofanita (MnTiO_3) de 7 a 9%.

Plagioclásio, apatita, ilmenita e zircão são fases precoces, juntamente com a biotita. O quartzo é relativamente precoce, visto ocorrer, embora de forma subordinada, como inclusão no plagioclásio. O feldspato alcalino é a fase mais tardia.

2. Metagranito Mariscal

O Metagranito Mariscal compreende sienogranitos a monzogranitos (Fig. 19) foliados, com biotita e muscovita; termos granodioríticos são raros. Zircão, apatita e ilmenita são os acessórios mais freqüentes, enquanto granada e turmalina ocorrem esporadicamente. A superposição de microestruturas relacionadas à cristalização por feições deformacionais é similar à descrita previamente nos Metagranitóides de Quatro Ilhas. A foliação principal, S_{0-A} , é marcada pelo alinhamento dimensional das micas e dos cristais maiores de feldspatos, enquanto a foliação S_m é marcada por planos de cisalhamento discreto, contendo lamelas muito finas de micas brancas, acompanhadas por grãos de ilmenita e titanita igualmente finos, xenomórficos e alongados.

Estas rochas apresentam textura heterogranular média a fina, sem uma bimodalidade evidente nos tamanhos de grão, observando-se variações praticamente contínuas nos tamanhos dos feldspatos de 0,2 até 2mm, em média. Fenocristais esparsos de plagioclásio idiomórfico a subidiomórfico de 1 a 2cm, em média, configuram uma textura porfirítica, perceptível em escala

mesoscópica. Mais raramente, podem ser observados aglomerados de megacristais. Apófises e pequenas intrusões por vezes apresentam textura heterogranular fina a microporfírica, caracterizada por microfenocristais subidiomórficos de feldspato alcalino da ordem de 0,5mm em matriz muito fina. Os efeitos deformacionais pós-cristalização, relativos ao evento trans-corrente, de mais baixa temperatura, tendem a gerar uma bimodalidade mais evidente das texturas, acentuando-se o caráter porfiroclástico dos feldspatos e das micas, principalmente da muscovita.

Análises químicas e fórmulas estruturais de ilmenita, biotita, feldspatos e muscovita são apresentadas nas tabelas 2, 5, 6 e 7, respectivamente, anexo III.

O **feldspato alcalino** tem composição média $Or_{92-98}Ab_{8-2}$. Seus grãos são comumente xenomórficos a subidiomórficos, alongados ou arredondados. Inclusões de biotita, plagioclásio e zircão são comuns nos cristais maiores. Pequenos glóbulos ou gotículas alongadas de quartzo são por vezes observados em cristais tardios, especialmente abundantes nos termos muito diferenciados. As inclusões de plagioclásio, da ordem de 0,1mm, são em geral muito alteradas (An_6), com auréolas albíticas no contato com o hospedeiro; do mesmo modo, as inclusões de biotita se encontram freqüentemente cloritizadas. Micropertitas regulares, do tipo fios e fitas, são as mais comumente observadas e têm composição $Or_{95}Ab_5$ para a fase potássica e $Ab_{98}An_1Or_1$ para as lamelas; o volume de lamelas é em geral pequeno, com a fase sódica representando, na maior parte dos casos, menos de 10% do grão. O desenvolvimento de micropertitas parece especialmente mais intenso nos cristais menores de feldspato alcalino, com freqüência formando-se apenas nas bordas dos mesmos (Fig. 23d). Em corte perpendicular à foliação principal e paralelo ao alongamento dos cristais maiores, o padrão principal de geminação é dado por maclas com morfologia em flâmula, características do tipo periclina, e subordinadamente por geminações segundo a lei de Carlsbad. Estrutura *tweed* e dupla macla são mais evidentes em corte oblíquo ao maior alongamento desses cristais, sugerindo uma orientação também cristalográfica do feldspato alcalino na foliação principal. O padrão *tartan* propriamente dito parece restrito aos cristais menores. Nos termos finos a microporfíricos é comum a ocorrência de trilhas de inclusões de minerais opacos de granulação muito fina nos micropórfiros de feldspato potássico, por vezes restritas ao seu núcleo.

Agregados mirmequíticos são em geral bem desenvolvidos, predominando os tipos marginais descritos por Phillips (1974), nas suas variedades bulbosa e planar (Fig. 23e).

A formação de subgrãos com rotação progressiva para grãos recristalizados (Fig. 23f, g) é pouco comum, e parece restrita a alguns cristais maiores. Fraturas transversais ao maior

alongamento dos grãos, invadidas por material de granulação mais fina (Fig. 23h) em continuidade física com a matriz, são interpretadas como microestruturas geradas antes da cristalização completa do líquido magmático. Recristalização em fissuras intragrão é relativamente abundante, bem como recristalização marginal, formando estruturas manto-núcleo, mas a desorientação progressiva dos grãos finos não é claramente observada (Fig. 24a). Extinção ondulante é comum, bem como a presença de sombras de pressão compostas por agregados de quartzo granoblástico (Fig. 23h).

O **plagioclásio** predominante é xenomórfico, de composição média An_{18-20} , sem zonação aparente e com maclas polissintéticas ausentes ou mal definidas. Grãos finos da matriz variam de An_{18-20} nos termos menos diferenciados, até An_{2-11} nos mais diferenciados. Variedades microporfíricas, que são em geral mais diferenciadas, podem apresentar microfenocristais de plagioclásio com composição An_{2-5} . Inclusões são pouco freqüentes, e compreendem biotita, zircão e, mais raramente, quartzo globular.

Uma geração de fenocristais de plagioclásio com tamanho maior que 3mm é constatada em algumas amostras, destacando-se por seu caráter subidiomórfico, composição mais cálcica e zonação acentuada, às vezes mostrando aglomerados de grãos menores no seu contorno. A determinação da composição desses cristais é dificultada, tanto por sua ocorrência restrita como pelo seu grau de alteração avançado, principalmente nos núcleos de cristais zonados. Por isso, as composições determinadas (An_{26-29}) são consideradas mínimas, sendo os cristais originais possivelmente ainda mais cálcicos. A presença de cristais desse tipo também em agregados glomeroporfíricos de escala mesoscópica, mencionados no capítulo III, bem como as características geoquímicas do grupo de amostras que os contém (Cap. VI), sugerem a atuação de processos de acumulação e/ou assimilação na sua gênese. Agregados glomeroporfíricos de escala microscópica são raramente observados (Fig. 24b). Uma interpretação alternativa, relacionando os mesmos a xenocristais, resíduos de fusão de rochas metamórficas, é desfavorecida pelo seu caráter zonado e maclado, com maclas do tipo albita e albita-Carlsbad bem definidas, mais compatíveis com a morfologia comum do plagioclásio magmático. Entretanto, independente da gênese desse agregados glomeroporfíricos, uma população de plagioclásio mais precoce é

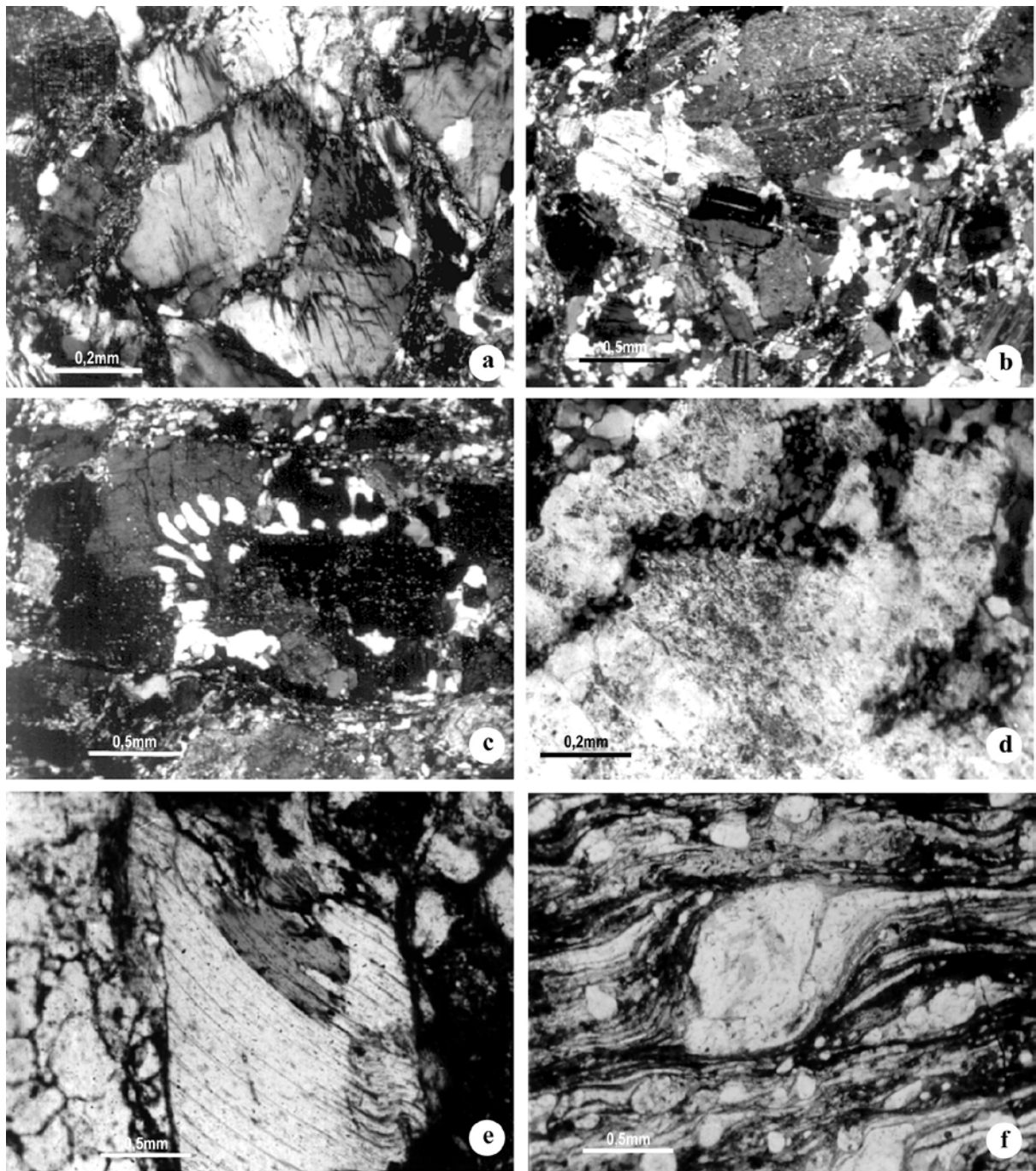


Figura 24 - Feições texturais e microestruturais do Metagranito Mariscal; todas as fotomicrografias tomadas em LP, exceto quando indicado: (a) coroas de recristalização marginal e em fissuras de fenocristais de feldspato alcalino; (b) agregado glomeroporfírico de plagioclásio com contatos interpenetrados; (c) coroa de inclusões globulares de quartzo em torno de núcleo precoce de plagioclásio; (d) subgrãos com rotação progressiva para grãos recristalizados em microfissuras de plagioclásio; (e) inclusão de biotita em muscovita bem formada - LN.

regularmente observada no Metagranito Mariscal, em geral mais alterada, zonada, e raramente contendo inclusões de plagioclásio ainda mais alterado. A ocorrência de inclusões globulares de quartzo, dispostas em torno de um núcleo mais cálcico e mais alterado, pode marcar o limite entre a cristalização precoce e a mais tardia, contemporânea à do feldspato alcalino (Fig. 24c).

Microestruturas relacionadas à deformação do plagioclásio em alta temperatura são muito

raras quando comparadas às do feldspato alcalino. Apenas ocasionalmente são identificados subgrãos com rotação progressiva para grãos recristalizados em microfissuras (Fig. 24d) e não são observadas estruturas manto-núcleo geradas por recristalização marginal. Entretanto, extinção ondulante é comum, bem como sombras de pressão preenchidas por agregados de quartzo granoblástico.

O grau de transformação dos feldspatos é variável, mas tende a ser, em termos comparativos, mais avançado no plagioclásio que no feldspato alcalino, atingindo um extremo nas inclusões e cristais precoces, mais cálcicos. Ambos geram principalmente micas brancas, disseminadas ou ao longo das clivagens. Adicionalmente, geram-se albita e pequenas quantidades de epidoto a partir do plagioclásio. A maior quantidade de epidoto observada nos cristais de plagioclásio de características texturais indicativas de cristalização precoce é também sugestiva de sua composição original mais cálcica.

Feições relacionadas à deformação de mais alta temperatura desta unidade, como a formação de subgrãos e recristalização de feldspatos por rotação progressiva dos mesmos, são similares às observadas nos MGQI. Entretanto, tais feições são relativamente mais raras e localizadas, em particular no que se refere ao plagioclásio, o que pode ser atribuído a três fatores, alternativa ou conjuntamente: (a) a energia deformacional foi amplamente propagada através de processos difusivos, traduzindo-se antes em transformações minerais que permitiram equilibrar a rede sem acumular deslocamentos; (b) o *strain softening* efetivou-se pela deformação das micas, em especial a muscovita, relativamente abundante, que apresenta maior facilidade de deslizamento intracristalino (Bell & Wilson 1981) e tem a mesma ordem de tamanho dos feldspatos; (c) a intrusão desta unidade ocorreu quando o campo tensional já havia ultrapassado seu pico. Adicione-se a isto os efeitos da deformação transcorrente, mais amplamente impressos nestas rochas, que podem ter, em grande parte, obliterado microestruturas previamente formadas.

Em zonas de alta deformação transcorrente, ambos os feldspatos ocorrem como porfiroclastos com rotação horária, embora o feldspato alcalino seja mais comum nesta condição (Fig. 24f), o que pode ser também resultado de sua maior abundância na rocha original, principalmente na condição de fenocristal.

O **quartzo** é predominantemente granoblástico equidimensional, com tamanho médio de 0,1 a 0,2mm. Em termos microestruturais, é similar ao da unidade anterior, mas os cristais

grandes, com padrão *chessboard*, são mais raros.

Muscovita e **biotita** ocorrem em proporções relativas variáveis, ora predominando a primeira, ora a última. Ambas são, em geral, bem formadas e de tamanho compatível com o dos feldspatos. A presença de inclusões de biotita em muscovita (Fig. 24e), bem como a relação inversa, embora mais rara, sugerem sua contemporaneidade. Ambas podem conter, ainda, inclusões de zircão e de apatita.

A muscovita mostra razões catiônicas #fm relativamente baixas, principalmente devidas ao seu baixo teor de Fe^t (0,30 auf, em média). Apresenta, ainda, alto teor de Al^t (> 5 auf), desviando significativamente de composições fengíticas.

A **biotita** primária tem coloração castanha escura a avermelhada para n_g, e suas principais características composicionais compreendem teor de TiO₂ da ordem de 2% e razão catiônica #fm de 0,70 a 0,75. Contrariamente ao constatado na maior parte dos granitóides estudados, a principal transformação da biotita é sua cloritização parcial ou total, não sendo observada formação de nova biotita.

O **zircão**, principal mineral acessório, é geralmente prismático arredondado, sendo a **apatita** e a **turmalina** verde subordinadas. A **granada** é muito rara e, quando ocorre, está em parte substituída por clorita, dificultando a determinação de sua composição.

O mineral opaco é **ilmenita**, com proporções moleculares de ilmenita (FeTiO₃) de 94%, com pirofanita (MnTiO₃) de 5% e teor de Fe⁺³ desprezível. Sua ocorrência, independente daquela associada às transformações da biotita, é restrita, formando cristais em geral xenomórficos, que apenas raramente atingem 0,2mm.

3. Complexo Granítico Estaleiro

3.1 Granodiorito Estaleiro

As rochas desta unidade mostram ampla predominância de granodioritos, com variação subordinada para monzogranitos (Fig. 19). O máfico dominante é a biotita, com anfibólio subordinado. Os principais acessórios são titanita, alanita, magnetita, zircão e apatita.

A textura porfirítica é marcada por fenocristais de feldspatos de 1 a 2 cm, em média, em proporção da ordem de 50-55%. A matriz mostra textura seriada, contendo plagioclásio (An_{2-28}), quartzo e feldspato alcalino (Or_{96-97}). A proporção de fenocristais é pouco afetada pela deformação de estado sólido, apresentando uma redução máxima de 10% nos termos miloníticos. Análises químicas e fórmulas estruturais de epidoto, magnetita, feldspatos, anfibólio, biotita e muscovita constam nas tabelas 1, 3, 8, 9, 10 e 11, respectivamente, no anexo III.

Os fenocristais de **plagioclásio** são em geral subidiomórficos a idiomórficos, de composição An_{23-43} . É comum a presença de maclas polissintéticas e marcada zonação, normal ou oscilatória, com variação de An_{39} a An_{25} no mesmo grão. Os cristais contêm poucas inclusões, de plagioclásio, biotita, anfibólio e minerais opacos. Pequenas inclusões de feldspato alcalino peritítico também ocorrem, embora raras e restritas às porções mais externas de cristais zonados (Fig. 25a). Fenocristais de tamanho maior que 1 cm podem apresentar zonações complexas, com células muito cálcicas (An_{40-42}), de forma e distribuição irregular no grão, e porções intersticiais de plagioclásio sódico (An_{22-24}) (Fig. 25b), semelhantes a cristais de morfologia celular descritos por Hibbard (1981). Manteamento parcial por feldspato alcalino peritítico é ocasionalmente observado (Fig. 25c).

A transformação parcial do plagioclásio gera micas brancas, epidoto e albita. O grau de transformação não mostra relação evidente com o grau de desenvolvimento da foliação de estado sólido, sendo de modo geral muito heterogêneo, mesmo em escala de lâmina. A observação de rochas mesoscopicamente isotrópicas, da fácies indeformada, indica um forte controle composicional na determinação da condição de desequilíbrio desta espécie. Neste caso, observa-

se a transformação preferencialmente mais intensa de núcleos de cristais com zonação normal, anéis mais cálcicos de cristais com zonação oscilatória e porções irregulares de cristais com zonação complexa. Do mesmo modo, as inclusões de plagioclásio precoce mostram-se preferencialmente mais alteradas ($An_{11 \text{ a } 22}$), culminando com a formação de auréolas de albita (An_2) (Fig. 25d).

Feições relacionadas à deformação progressiva desta fase incluem extinção ondulante, geração de subgrãos por rotação da rede, recristalização marginal, encurvamento de maclas e cristalização/recristalização em microfissuras. Do ponto de vista composicional (Fig. 26 e 27), observam-se nos subgrãos teores de anortita muito próximos aos do grão parental, com variações nos valores de Sr e Ba semelhantes às observadas em um mesmo grão zonado e indeformado. A recristalização marginal tende a formar grãos significativamente mais sódicos (An_{10-15}), com teores de Sr mais baixos que os do grão parental.

Os fenocristais de **feldspato alcalino** são subidiomórficos a xenomórficos, micro-pertíticos e de tamanho geralmente maior que os de plagioclásio. De maneira subordinada, podem constituir megacristais com tamanho superior a 5 cm. As pertitas são em geral finas, do tipo fios e filmes, constituindo a fase sódica em torno de 6% do grão. A composição média é $Ab_{6-3}Or_{94-97}$, na fase hospedeira, e $Ab_{97}Or_1An_2$, nas lamelas. O desenvolvimento de estrutura *tweed* ou dupla macla é geralmente incompleto e restrito a porções irregulares dos grãos, sendo observado principalmente nos megacristais.

Estes fenocristais, especialmente os maiores, são em geral tardios, contendo muitas inclusões de plagioclásio, biotita, anfibólio, apatita, minerais opacos, titanita, epidoto, alanita e quartzo. As inclusões de plagioclásio são prismáticas ou xenomórficas e, juntamente com as de biotita, podem estar orientadas paralelamente ao maior alongamento do cristal ou, ainda, arrançadas em zonas concêntricas (Fig. 25e). Localizadamente, pode-se observar uma descontinuidade na cristalização desta espécie, marcada pela presença de um núcleo de contornos embainhados envolvido pela fase mais tardia (Fig. 25f); entretanto, nota-se a continuidade das micropertitas e estrutura *tweed* do núcleo para a borda.

Seus contatos são comumente irregulares e, por vezes, intergranulares com a matriz. Nas bordas dos fenocristais, é comum a ocorrência de pequenos grãos de albita exsolvida, por vezes em continuidade ótica com a fase sódica das micropertitas (Fig. 25g). Esta feição é referida como

coroas de albíta perigranular, diferenciando-se textural e geneticamente das coroas de recristalização marginal por sua morfologia, composição e tamanho de grão. Faixas marginais de plagioclásio tardio, com composição An_{25} a 27 , compatível com a da matriz, são também comuns, apresentando espessura irregular e contatos côncavo-convexos com a fase potássica (Fig. 25h).

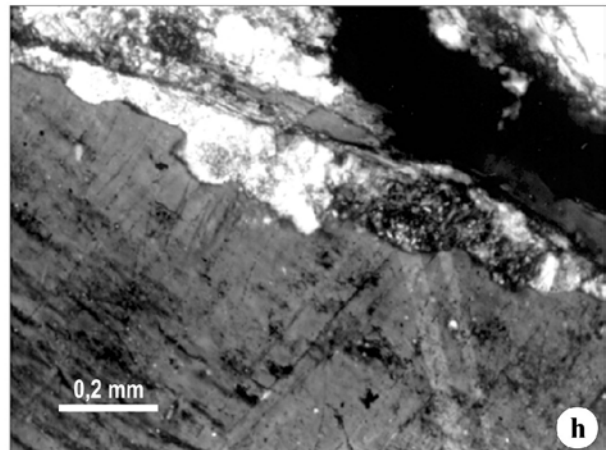
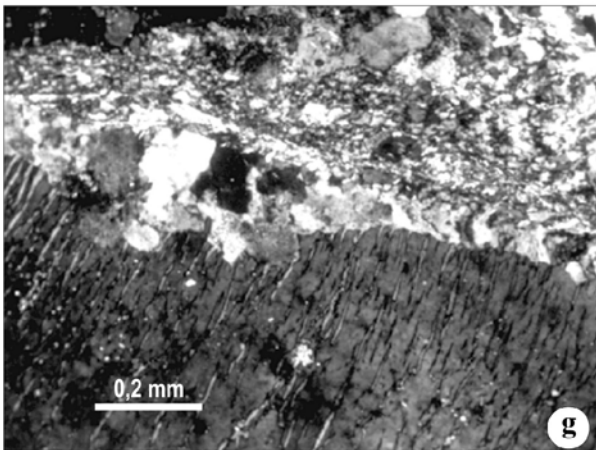
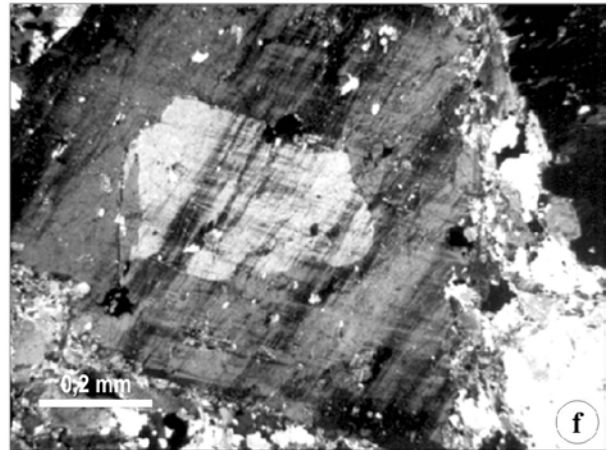
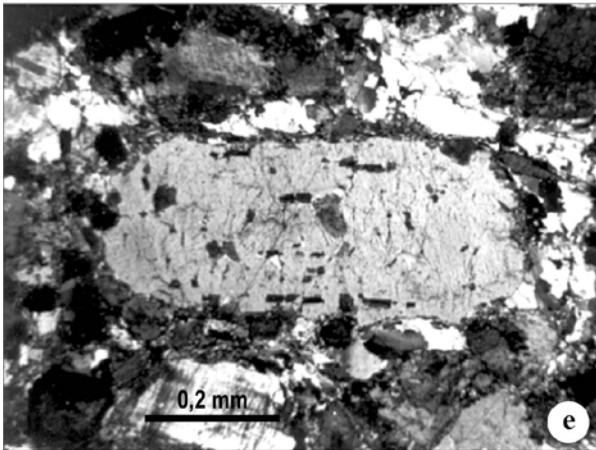
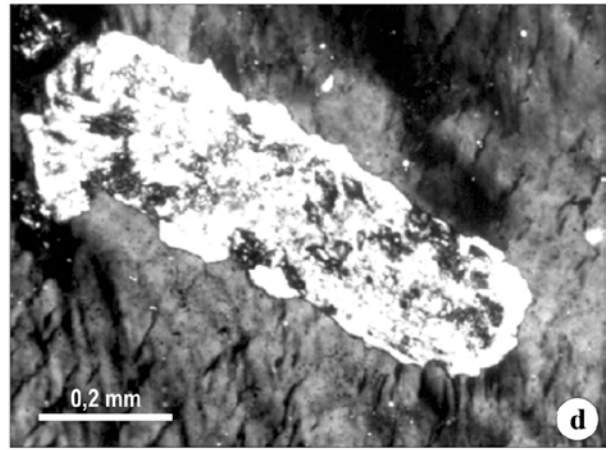
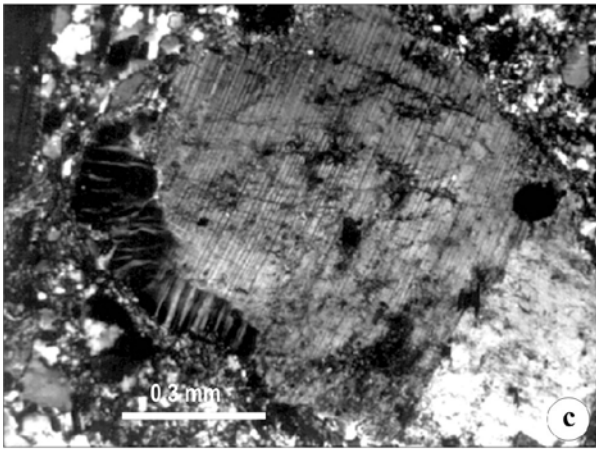
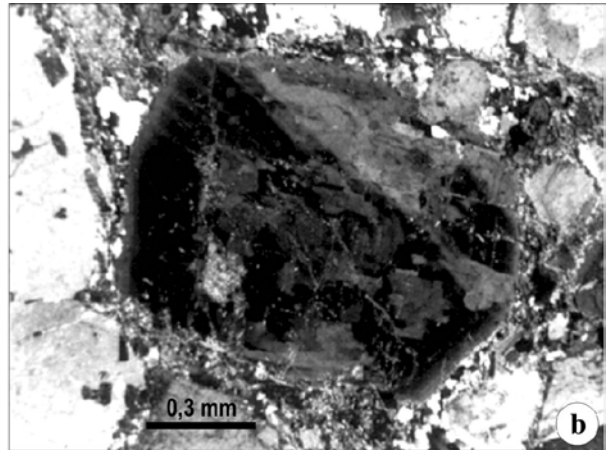
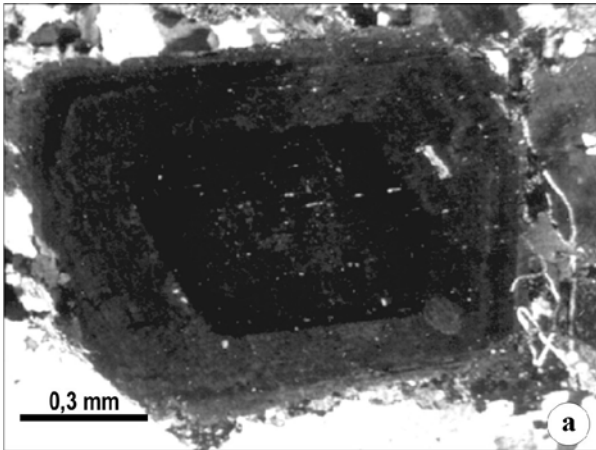
A ocorrência de mirmequitos não parece diretamente relacionada à deformação de estado sólido. Esses intercrescimentos podem apresentar a forma de bulbos localizados nas margens de fenocristais de feldspato alcalino, de anéis parciais em torno de fenocristais de plagioclásio, no contato com a fase potássica, e de faixas estreitas, intergranulares (Fig. 28a-e), sendo observados tanto nos termos não-deformados quanto nos termos miloníticos, sem localização preferencial com respeito à foliação.

Em contraste com o plagioclásio, o feldspato alcalino apresenta, em geral, um baixo grau de alteração, resultando em lamelas muito finas de micas brancas, principalmente na periferia dos fenocristais, ou irregularmente distribuídas no grão.

Feições microestruturais relacionadas à deformação progressiva do feldspato alcalino incluem principalmente a formação de subgrãos e agregados poligonais formados por rotação de rede, recristalização marginal e em fraturas. Do ponto de vista composicional, os grãos recristalizados são similares ao grão parental, observando-se, no entanto, uma tendência de separação das fases sódica e potássica nos agregados ultrafinos recristalizados.

Sombras de pressão são feições comumente observadas nas extremidades de fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio, quando contornados pela foliação. Estas microestruturas mostram grau variável de assimetria e podem ser agrupadas em quatro tipos, com base em sua morfologia e composição.

Figura 25 - Feições texturais e microestruturais do Granodiorito Estaleiro; todas as fotomicrografias tomadas em LP, exceto quando indicado: (a) fenocristal de plagioclásio de morfologia celular; (b) inclusão de feldspato alcalino pertítico na porção mais externa de fenocristal de plagioclásio zonado; (c) mantemento parcial de plagioclásio por feldspato alcalino pertítico; (d) auréola albítica em inclusão alterada de plagioclásio em feldspato alcalino; (e) inclusões arranjadas em zonas concêntricas em megacristal de feldspato alcalino; (f) núcleo embainhado de feldspato alcalino, com borda mais tardia; (g) coroa de albíta perigranular em continuidade ótica com a fase sódica das pertitas, contrastando com estreita faixa de grãos finos, recristalizados, formando corredores de deformação magmática; (h) Faixa marginal de plagioclásio tardio em fenocristal de feldspato alcalino.



Tipo 1 - observado apenas em fenocristais de plagioclásio da fácies indeformada, com S_0 , caracteriza-se por agregados de grão fino, sem orientação preferencial ou recristalização, e contém a seguinte associação:

- (1) plagioclásio + K-feldspato + quartzo + biotita castanha.
(An_{18 a 31}) (Or₉₆₋₉₇)

Tipo 2 - ocorre em fenocristais de plagioclásio (2a) e de feldspato alcalino (2b), mostrando características texturais semelhantes ao tipo 1 e diferenciando-se do mesmo pela associação mineralógica:

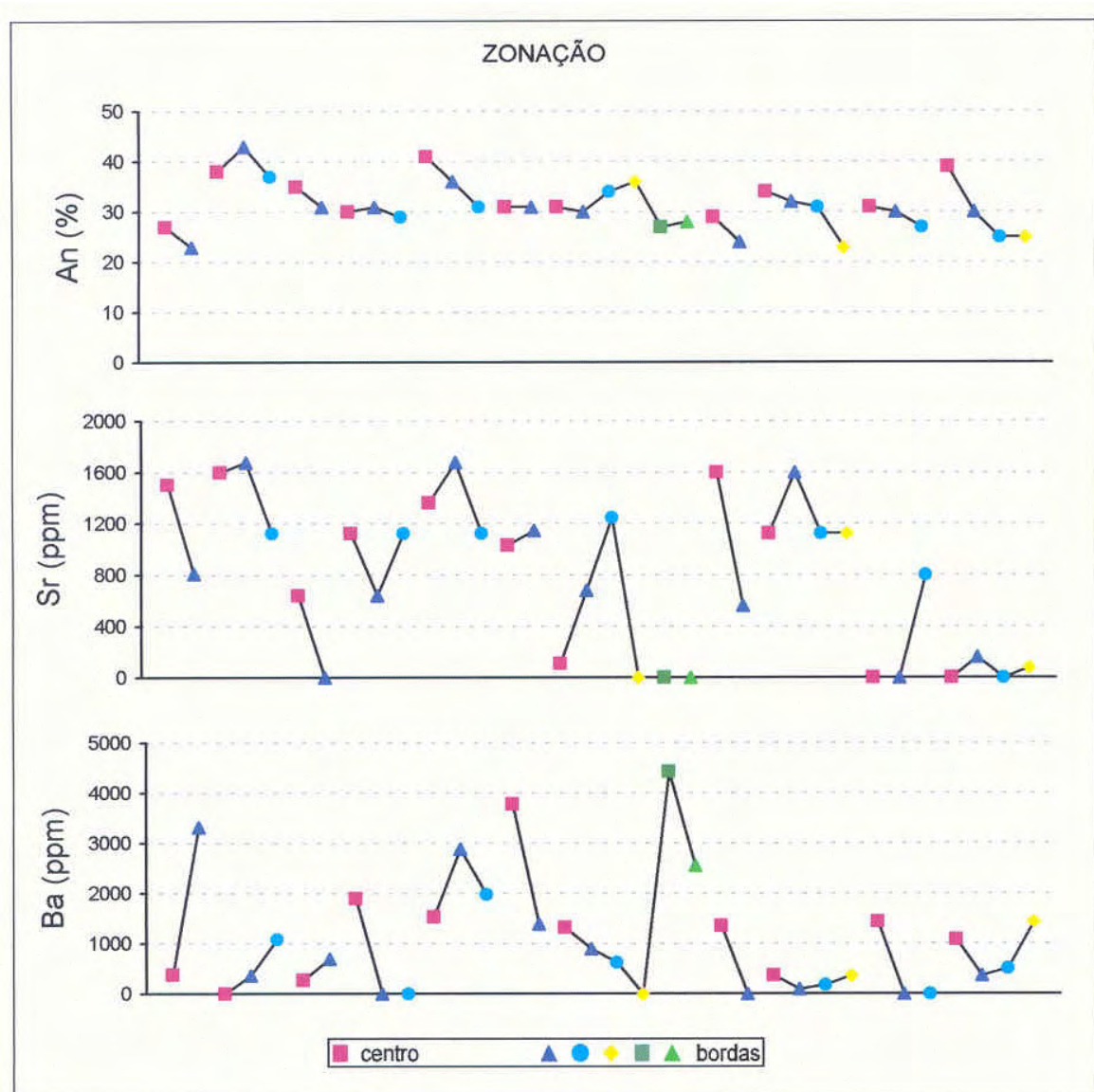
- (2a) plagioclásio + K-feldspato + quartzo;
(An_{5 a 20}) (Or₉₄₋₉₈)
- (2b) albita + oligoclásio + K-feldspato + quartzo.
(An₃) (An₂₇) (Or₉₆)

Tipo 3 - restrito aos fenocristais de feldspato alcalino e observado tanto em rochas indeformadas quanto em rochas miloníticas, é composto por grãos finos, equidimensionais a arredondados, contendo a associação:

- (3) albita ± quartzo (- K-feldspato).
(An_{2 a 11})

Tipo 4 - observado em rochas deformadas em grau variável, compõe-se de grãos muito finos, de contatos curvos e interpenetrantes. A composição do material fino (lado direito da expressão) varia de acordo com a composição do clasto (lado esquerdo da expressão) distinguindo-se 3 subtipos:

- (4a) K-feldspato ↔ K-feldspato ± albita ;
(Or₉₇) (An₇₋₈)



(4b) plagioclásio → albita + oligoclásio + biotita verde azulada + quartzo;

(An₈) (An_{11 a 27})

(4c) Ca-plagioclásio → Ca-plagioclásio + biotita verde azulada + quartzo.

Figura 26 - Variação dos teores de An, Ba e Sr com a zonação composicional dos cristais de plagioclásio do GE.

Tipo 5 - observado apenas nas rochas da fácies milonítica, tanto em clastos de feldspato alcalino quanto em clastos de plagioclásio, compõe-se de grãos finos e equidimensionais de quartzo.

Em todos os tipos descritos é possível observar, ainda, quantidades-traço de micas brancas de grão muito fino.

As sombras de pressão do tipo 1 têm composição compatível com a de um líquido residual, e poderiam representar pequenos bolsões de líquido capturado entre os fenocristais, em condições similares às descritas por Hibbard (1987). A composição das sombras do tipo 2b é compatível com sua proveniência a partir do fenocristal de feldspato alcalino, possivelmente por exsolução da componente albítica, sem que seja necessária a interveniência de deformação, mas a sua formação, bem como o processo de exsolução em si, poderia também ser catalisada pela deformação. Já o tipo 2a, presente na extremidade do plagioclásio, possui um significado diferente; a composição dos grãos potássicos na sombra não pode ser facilmente compatibilizada com a do fenocristal, de modo que a hipótese referida para a formação do tipo 1 parece mais plausível.

As sombras de pressão do tipo 3 poderiam representar uma evolução do tipo 2b, em que a separação das fases sódica e potássica pode ter sido avançada; entretanto, a ausência de feldspato alcalino na associação mineralógica é desfavorável. Uma alternativa poderia ser o retrabalhamento deformacional de anéis de albita perigranular, como os observados nos termos não-deformados.

As sombras de pressão do tipo 4 têm composição compatível com sua proveniência a partir do porfiroclasto, por recristalização nas extremidades. A presença de biotita verde azulada no agregado é compatível com a ocorrência de transformações tardi-magmáticas da biotita associadas à recristalização dos feldspatos.

O **quartzo** é xenomórfico e intersticial, formando grãos de 0,4mm, em média, de contatos predominantemente serrilhados e extinção ondulante ou normal. Sua deformação progressiva leva à geração de subgrãos ou grãos recristalizados em forma de fitas mono ou policristalinas.

A **biotita** principal tem coloração castanha a verde escura para n_g , formando lamelas subidiomórficas de 1 a 2mm de comprimento, em média, geralmente alinhadas na foliação e contendo inclusões de zircão e de apatita. Contatos retos, de equilíbrio, com os feldspatos são comuns, embora localizadamente possam ocorrer texturas simplectíticas e franjas de reação com o feldspato alcalino. Em raros cristais apresenta textura sagenítica, marcada por inclusões aciculares e entrecruzadas de rutilo ou de titanita nos planos basais.

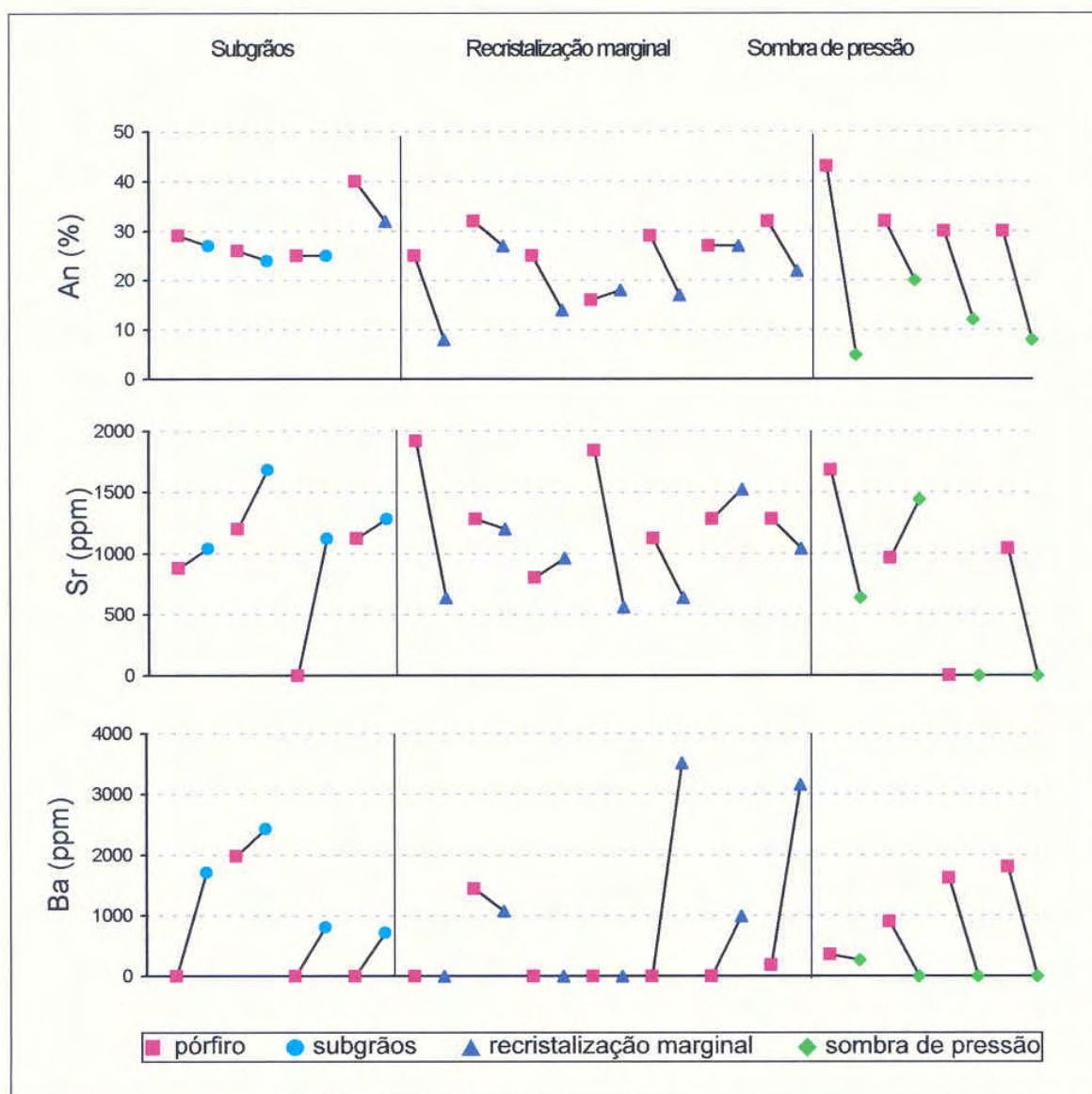


Figura 27 - Variação composicional dos cristais de plagioclásio em diferentes contextos microestruturais do GE.

A biotita castanha se caracteriza por seu alto teor de Ti^{vi} (0,20 a 0,30 auf), com valores relativamente baixos de Al^{vi} (0,40 a 0,65 auf) e razão catiônica #fm de 0,41 a 0,53, mostrando uma variação composicional compatível com a diferenciação magmática da rocha. A coloração castanha esverdeada a verde escura parece traduzir principalmente uma variação no sentido de diminuir os teores de Ti^{vi} , com aumento irregular de Al^{vi} e Mg (Cap. VI), mantendo inalterados os teores de K.

A formação de **muscovita** a partir da biotita é mais comum na periferia de fenocristais de feldspato alcalino (Fig. 28f), em rochas com índice de diferenciação $\{ID = (q + ab + or)_{norm} -$

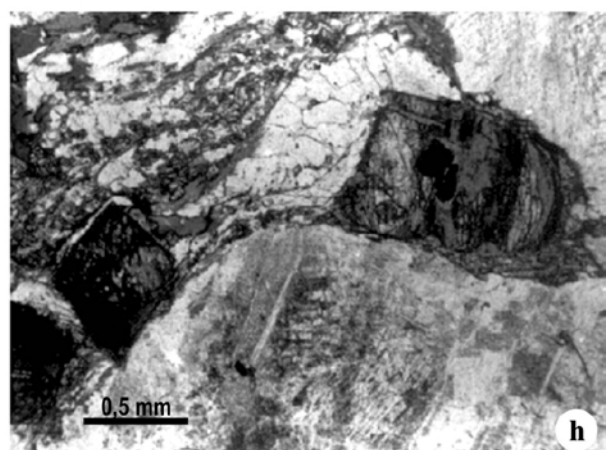
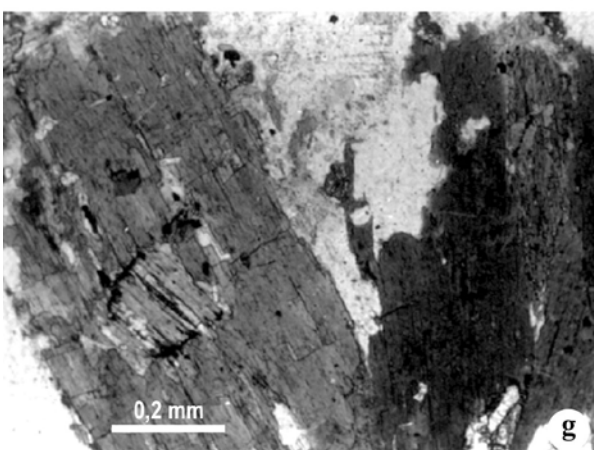
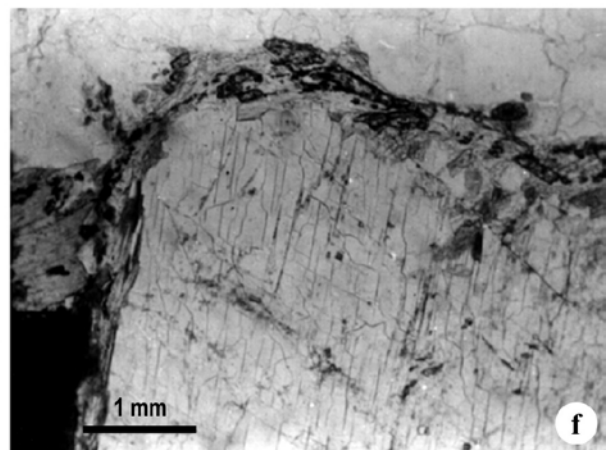
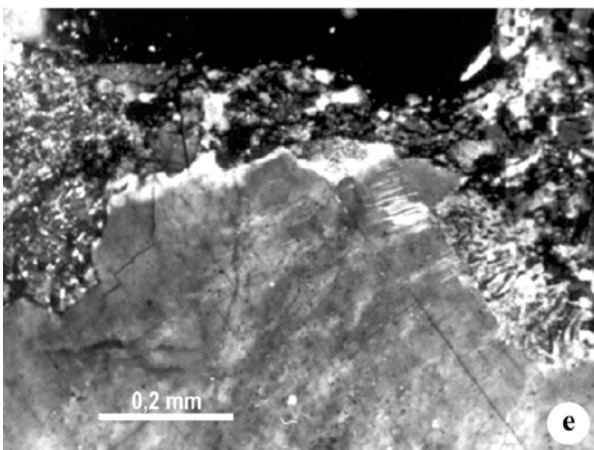
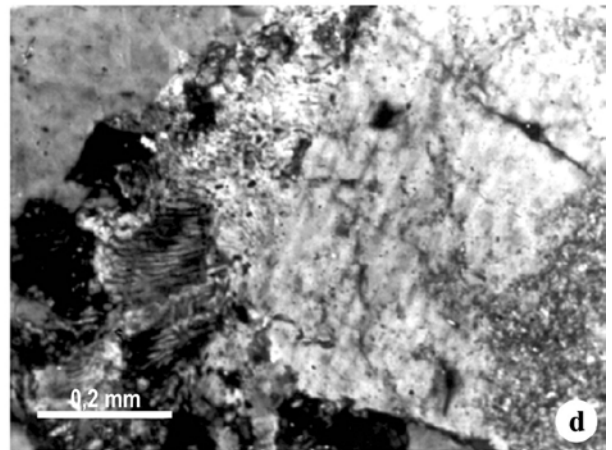
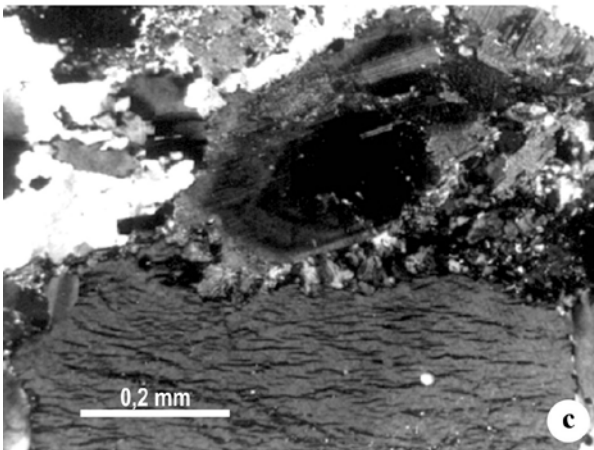
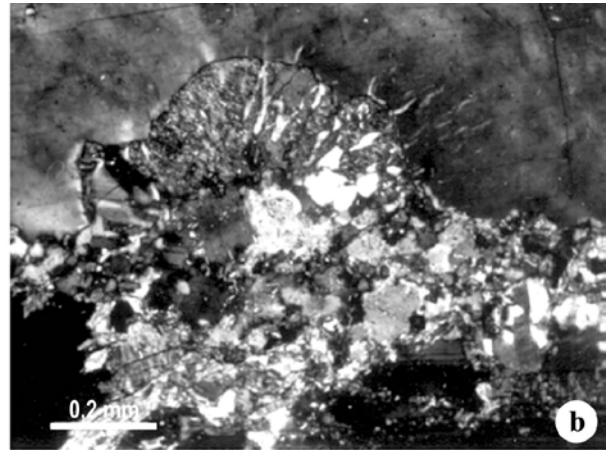
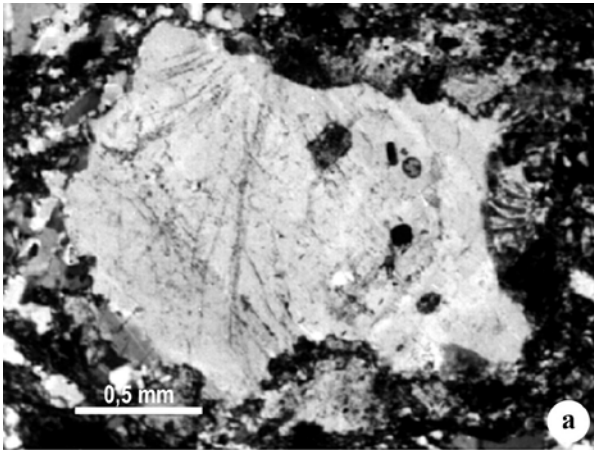
Thorton & Tuttle 1960} relativamente alto ($ID > 80$), independente do grau de deformação. Por outro lado, as rochas mais diferenciadas que apresentam maior deformação de estado sólido tendem a ser também mais ricas em muscovita neoformada. O controle composicional, possivelmente relacionado à razão #fm mais alta da biotita original, parece ter sido prioritário na transformação biotita-muscovita visto que, mesmo em rochas muito deformadas, esta transformação não ocorre nos termos pouco diferenciados, tendendo a modificação no sentido da geração de clorita, ou mesmo de nova biotita. Em contraposição à composição da muscovita observada no MgM, a muscovita do GE é relativamente rica em Fe^{+2} e Mg^{+2} , embora a razão #fm seja similar; seu teor de Al^I , por outro lado, é significativamente mais baixo, tendendo para composições mais fengíticas.

A biotita neoformada se caracteriza por sua tonalidade verde azulada para n_g e pelo tamanho reduzido de suas lamelas. Sua presença é comum em sombras de pressão e microfissuras, geralmente associada a quartzo e feldspatos recristalizados. Quando em contato com a biotita primária, é acompanhada de cristais xenomórficos de titanita e de magnetita, de granulação muito fina.

A biotita verde azulada destaca-se por teores de Ti^{vi} próximos de zero, acompanhados por teores elevados de Al^{vi} (0,61 a 0,85 auf) e razão $Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Mg)$ um pouco mais baixa que a das biotitas castanhas e verde escuras. Suas variações composicionais não são conformes com a diferenciação, observando-se, por vezes, *trends* inversos (ver capítulo VI).

O **anfibólio** é uma fase precoce; seus cristais são subidiomórficos a idiomórficos e, de modo geral, constituem núcleos da ordem de 0,2mm em meio a agregados de biotita castanha ou verde escura, acompanhados ou não por epidoto e minerais opacos. Localizadamente, forma grãos de até 1mm de tamanho e apresenta relações de mútua inclusão com cristais de biotita castanha (Fig. 28g), indicativas de uma superposição temporal na cristalização dessas duas espécies, em equilíbrio.

Figura 28 - Feições texturais e microestruturais do Granodiorito Estaleiro; fotomicrografias em LP, exceto quando indicado: (a) contatos reativos de feldspato alcalino tardio com a matriz, com geração de mirmequitos na extremidade do cristal; (b) mirmequitos do tipo bulbos na margem de fenocristal de feldspato alcalino; (c) anel mirmequítico em torno de fenocristal de plagioclásio, no contato com feldspato alcalino pertítico; (d) faixa de mirmequitos intergranulares; (e) intercrescimento mirmequítico na extremidade de fenocristal de feldspato pertítico; (f) formação de muscovita às expensas de biotita castanha na periferia de fenocristal de feldspato alcalino - LN; (g) relações de inclusão mútua entre biotita castanha (B) e anfibólio (A) - LN; (h) porfiroclasto de alanita (Al) segmentado e rotacionado, com coroa de epidoto (setas) - LN.



Do ponto de vista composicional são anfibólitos cálcicos, na sua maior parte magnésio-hornblendas, com ocorrência subordinada de hornblenda edenítica.

A **titanita** primária é idiomórfica a subidiomórfica, com tamanho da ordem de 1mm, comumente contendo inclusões xenomórficas de titano-magnetita. Acompanhando as transformações da biotita, observa-se a formação de uma segunda geração de titanita, diferenciada da primeira pelo modo de ocorrência, caráter xenomórfico e ordem de tamanho marcadamente menor dos cristais.

A **alanita** ocorre como cristais prismáticos alongados, comumente zonados, com tamanho da ordem de 0,5mm, raramente apresentando estreitas coroas de epidoto nas rochas indeformadas. Com o aumento da deformação de estado sólido, os cristais tornam-se porfiroclásticos (Fig. 28h) e tendem a desenvolver coroas de epidoto progressivamente mais espessas, até constituir pequenos núcleos residuais em agregados de epidoto bem formado.

O **epidoto** mostra um teor de pistacita $\{X_{\text{pist}} = \text{Fe}^{+3}/(\text{Fe}^{+3} + \text{Al})\}$ variável de acordo com sua localização. Os grãos que acompanham as micas finas na foliação milonítica apresentam valor de 0,20, enquanto os que ocorrem ao redor de alanita ou próximo a cristais de plagioclásio têm em média 0,28. De acordo com os critérios de Tulloch (1986), o teor de X_{pist} de 0,28 é mais alto que o esperado para epidotos provenientes da transformação do plagioclásio (0 a 0,24) e compatível com o intervalo de valores X_{pist} de epidotos primários (0,25 a 0,29). Por outro lado, os autores não discutem o teor de Fe^{+3} esperado em epidotos provenientes de alanita, e admitem teores muito elevados de X_{pist} quando provêm de biotita ou hornblenda (0,36-0,48). Desta forma, tendo em conta o caráter xenomórfico dos epidotos e feições texturais indicativas de substituição de outras espécies, principalmente do plagioclásio e da alanita, é mais plausível que sua gênese seja secundária, sendo o seu alto conteúdo de pistacita possivelmente relacionado à composição da alanita.

A **apatita** forma cristais prismáticos alongados, com tamanho muito variável, desde agulhas muito finas até prismas de 0,4mm de comprimento. O **zircão** ocorre como pequenos prismas, por vezes zonados. Em raras amostras são observadas quantidades-traço de **turmalina** schorlítica, com pleocroísmo de n_o verde azulado para n_e rosa.

Os minerais opacos, representados por **magnetita**, são predominantemente xenomórficos, com tamanho da ordem de 0,5mm. Sua pureza composicional é revelada por teores de TiO_2

próximos de zero, o que pode ser indicativo do seu reequilíbrio *subsolidus*.

As relações texturais observadas permitem sugerir que a cristalização se deu inicialmente com a formação de anfibólio, acompanhado de uma geração de plagioclásio precoce (inclusa em plagioclásio e em feldspato alcalino) cujo teor de anortita não é determinável devido à sua intensa alteração. A cristalização de biotita teve início quando o anfibólio ainda constituía uma fase estável (Fig. 28g); no decorrer do processo, passa a substituir parcialmente os cristais de anfibólio previamente formados. A cristalização de plagioclásio prossegue, e se superpõe com o início de formação de feldspato alcalino pertítico, como indicado pela ocorrência localizada de inclusões do último nas zonas externas do primeiro. A cristalização de feldspato alcalino prolonga-se mesmo em relação à formação de quartzo, propiciando o crescimento tardio de núcleos daquele mineral que englobam todas as demais espécies. Os minerais acessórios podem ser divididos em dois grupos: o primeiro, constituído por apatita, zircão e magnetita, é relativamente precoce, possivelmente precedendo a formação de biotita castanha; o segundo, composto por alanita e titanita, é incluído apenas por feldspato alcalino tardio.

3.2 Enclaves Microgranulares Máficos

As rochas que constituem enclaves microgranulares máficos apresentam mineralogia muito semelhante à de suas encaixantes, com variações importantes no que se refere à proporção de minerais máficos e de alguns acessórios, além da virtual ausência de feldspato alcalino. Apresentam uma variação composicional de diorito a quartzo diorito, por vezes constituindo tonalitos nas porções mais homogeneizadas e contatos com a encaixante. A textura é equigranular fina, com pórfiros esparsos, e o teor de minerais máficos varia de 25 a 40%, predominando amplamente a biotita sobre o anfibólio. Análises químicas e fórmulas estruturais de epidoto, magnetita, anfibólio, feldspatos e biotita são apresentadas nas tabelas 1, 3, 9, 12 e 13, respectivamente, no anexo III.

O **plagioclásio** tem em média 0,1 a 0,2mm, formando cristais xenomórficos a arredondados, sem zonação, maclados ou não, com composição An_{27-37} . Pode formar microfenocristais de 1 a 2mm, em média, caracteristicamente xenomórficos, raramente zonados, mostrando contatos rendilhados com a matriz. A composição destes fenocristais é An_{35-38} . De modo esporádico, são observados fenocristais subidiomórficos de plagioclásio de até 4,5mm de

tamanho, com núcleo de morfologia celular e borda não-celular, em que o contato é marcado por um anel de inclusões de biotita (Fig. 29a). Esse tipo de fenocristal mostra variação composicional e zonação similares às dos fenocristais do granodiorito, sendo comumente observados no contato enclave-encaixante, parcialmente contido em ambos (Fig. 29b, c).

A **biotita** é o mineral máfico principal; forma lamelas de 0,2 a 2mm, com características morfológicas e composicionais similares às da rocha encaixante, excetuando-se sua razão catiônica #fm, que tende a ser mais baixa.

O **anfíbólio**, determinado como hornblenda magnesianas, é semelhante ao da rocha encaixante. Sua composição química, no que se refere ao teor de alumínio total (Al^l) e razão catiônica #fm configura um *trend* linear com as variações observadas no granodiorito, ressaltando-se o seu caráter menos aluminoso e mais magnesiano (Cap. VI). Suas relações texturais e de proveniência com a biotita são também similares às observadas na encaixante.

O **quartzo**, quando presente, constitui principalmente bolsões e agregados arredondados ou alongados, com até 4,5mm de tamanho. Nas bordas de alguns enclaves, pode ocorrer de forma intersticial.

O **epidoto** é em geral mais abundante que na rocha encaixante, disseminado ou formando agregados em torno de cristais de **alanita**. A **apatita** também ocorre em maior quantidade que na encaixante e sua morfologia é acicular, com agulhas de até 0,4mm de comprimento, disseminadas ou constituindo inclusões no plagioclásio. Já a **titanita** e o **zircão** apresentam as mesmas características observadas na encaixante.

Alguns enclaves apresentam um maior grau de interação com a encaixante granodiorítica originando-se, no contato, uma alternância de bandas félsicas e *schlierens* biotíticos. As bandas félsicas se caracterizam pelo teor de máficos da ordem de 10% e aumento do teor de quartzo, constituindo leucotonalitos de granulação compatível com a da rocha encaixante.

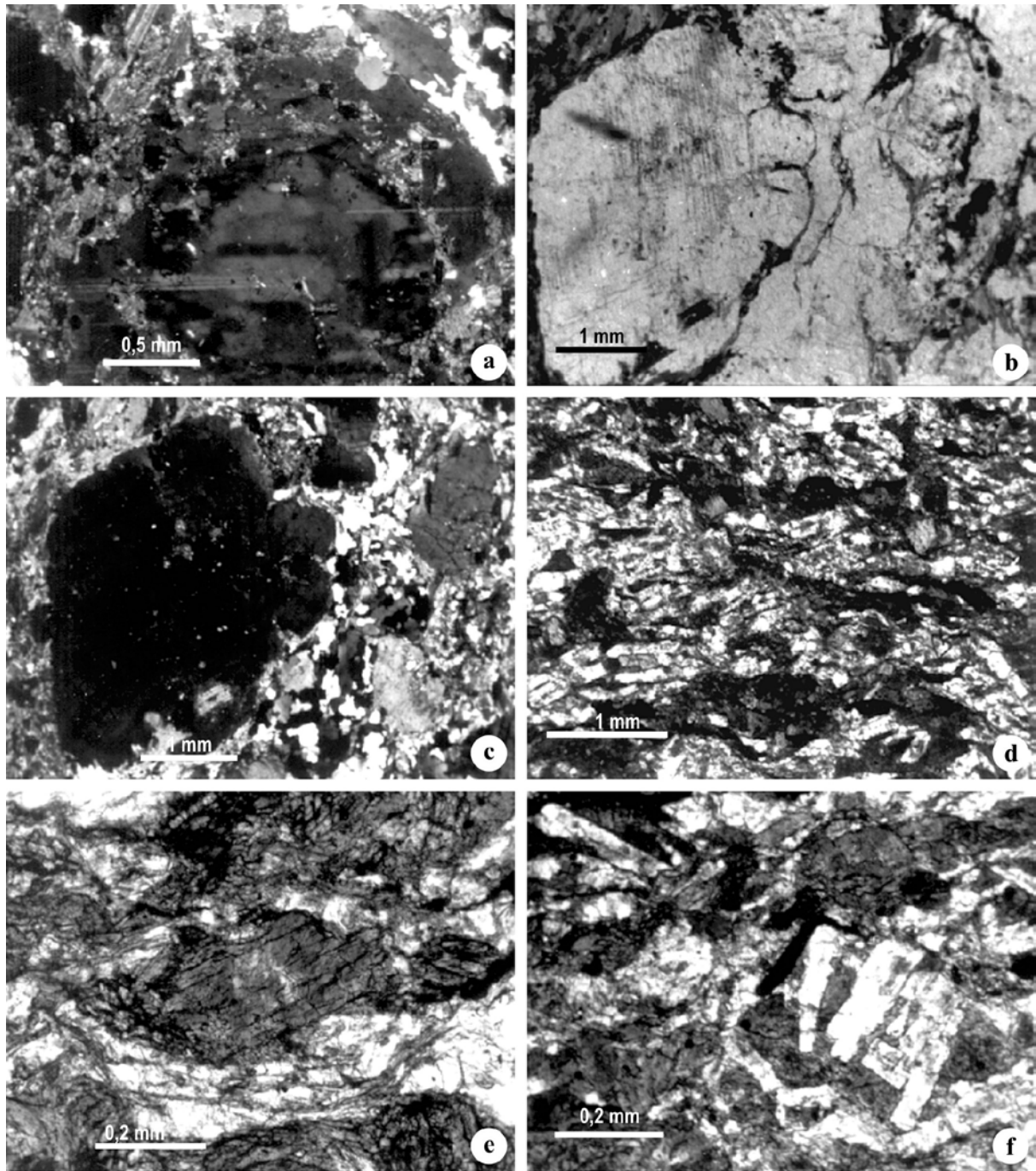


Figura 29 - Feições texturais de enclaves e intrusões máficas do Complexo Granítico Estaleiro: (a) fenocristal de plagioclásio com núcleo celular, separado da borda não-celular por linha de inclusões - LP; (b) e (c) fenocristal de plagioclásio parcialmente contido em enclave máfico (à esquerda da foto) e na encaixante granodiorítica (à direita) - LN e LP, respectivamente; (d) cristais ripiformes de plagioclásio alinhados em intrusão máfica - LP; (e) porfiroclasto de anfibólio (A), com borda de biotita castanha de grão muito fino (seta) - LN; (f) possível textura de substituição de antigos piroxênios por agregados de anfibólio - LN.

3.3 Intrusões Máficas

Os corpos tabulares máficos têm composição diorítica a quartzo diorítica predominante, e basáltica subordinada. São rochas equigranulares finas, com poucos pórfiros de plagioclásio. Sua foliação é geralmente bem desenvolvida, marcada pelo alinhamento de biotita e anfibólio.

Os fenocristais de **plagioclásio** têm 0,6 até 3,5mm de tamanho, com contornos em geral arredondados e contatos difusos com a matriz. Apresentam forte zonação oscilatória e inclusões de biotita castanha, zircão e apatita. Apesar de contidos em rochas fortemente foliadas, os fenocristais não mostram evidências de deformação interna, como extinção ondulante ou recristalização marginal. Por outro lado, sua transformação parcial em agregados de epidoto e micas brancas é geralmente avançada, com a formação de porções albíticas, principalmente nos núcleos de cristais zonados.

A matriz tem granulação fina a muito fina, com 0,08 a 0,1mm, em média. Nos termos mais básicos, contém cristais de plagioclásio ripiformes alinhados (Fig. 29d). Nos termos dioríticos e quartzo dioríticos, a transformação dos minerais da matriz é geralmente avançada, originando grandes quantidades de epidoto e albita às expensas do plagioclásio cálcico.

A **biotita** predominante é castanha escura, formando lamelas finas, de 0,1mm em média, que atingem no máximo 0,3mm de comprimento. Nos termos mais deformados, são observadas pequenas quantidades de **muscovita** e **clorita** intercrescidas com biotita.

Nos termos mais básicos, o mineral máfico predominante é o **anfíbólio**, determinado opticamente como hornblenda comum. Seus cristais têm em média 0,5 a 0,7mm de comprimento e são alinhados na foliação. Podem mostrar estreitas coroas de biotita castanha, de granulação muito fina e contatos nítidos ou, ainda, constituir porfiroclastos (Fig. 29e), com agregados de epidoto nas bordas. Muito raramente observam-se feixes de prismas finos de anfibólio, compondo agregados associados a minerais opacos, sugestivos de uma textura de substituição de antigos grãos de piroxênio intercrescidos com plagioclásio (Fig. 29f).

O **quartzo** é raro e intersticial, constituindo, nos quartzo dioritos, agregados e bolsões lenticulares, bem como agregados granoblásticos nas rochas mais deformadas.

O **epidoto** é abundante nestas rochas, com tamanhos variáveis entre 0,06 e 0,9mm, tanto localizado sobre cristais de plagioclásio como disseminado na rocha, e por vezes perfazendo até 10% em volume. Suas relações texturais são sugestivas de seu caráter secundário, com proveniência a partir das transformações do plagioclásio e anfibólio.

A **titanita** ocorre em duas gerações; a primeira, provavelmente magmática, é constituída por cristais idiomórficos da ordem de 0,3mm e a segunda, representada por grãos xenomórficos finos acompanhados de minerais opacos, é geralmente associada às transformações dos minerais máficos.

Os minerais acessórios compreendem **apatita**, como prismas curtos e raramente aciculares, **zircão**, idiomórfico e, muito raramente, quantidades traços de **turmalina** schorlítica com n_o verde escuro e n_e amarelo claro.

3.4 Veios Graníticos

Os veios graníticos podem ser reunidos em dois grandes grupos composicionais. O primeiro, constituído por biotita granodioritos a monzogranitos, mostra relações de campo indicativas de que sua intrusão ocorreu quando a encaixante ainda não era totalmente sólida. O segundo grupo compreende microgranitos, aplitos e pegmatitos com turmalina e muscovita, não estudados em detalhe, concentrando-se as observações petrográficas no primeiro, já que o mesmo foi caracterizado do ponto de vista geoquímico.

As rochas do primeiro grupo são composicional e texturalmente similares ao Granodiorito Estaleiro, destacando-se como diferenças principais a ausência de anfibólio, a textura sistematicamente mais fina e o seu caráter um pouco mais diferenciado.

A biotita predominante nestas rochas é castanha esverdeada a verde escura, e apenas raramente castanha escura, em contraposição à encaixante. Do mesmo modo, a associação muscovita + titanita + opacos, proveniente da alteração da biotita, é mais abundante nestas rochas que nas suas encaixantes com o mesmo grau de deformação.

Contatos intergranulares dos fenocristais de feldspato alcalino são também mais comuns nestas rochas, bem como o desenvolvimento de texturas granofíricas e simplectíticas na matriz.

Fraturas extensionais preenchidas por material da matriz são especialmente abundantes nos fenocristais de feldspato alcalino, e suas pertitas, finas na origem, evoluem para fitas e manchas

com o aumento da deformação de estado sólido. Nos pórfiros de plagioclásio e feldspato alcalino é mais evidente, pelo seu tamanho reduzido, o paralelismo de seus planos de macla com a foliação magmática.

Nas regiões onde a deformação de estado sólido é importante, os feldspatos mostram abundante recristalização marginal e formação de matriz por redução tectônica do tamanho de grão, acompanhada de quartzo granoblástico.

4. Suite Intrusiva Zimbros

4.1 Granito Zimbros

O Granito Zimbros é constituído por biotita monzogranitos a sienogranitos foliados, contendo alanita, apatita, zircão, titanita e ilmenita como principais acessórios, além de pequenas quantidades de fluorita. Compreende rochas heterogranulares a porfiríticas, onde se destacam megacristais de feldspato alcalino de 2 a 3cm, em média, com ampla variação de tamanho dos constituintes principais na matriz, entre 0,5 e 5mm.

A diminuição gradual do teor de biotita, de cerca de 15% nos termos mais máficos, até 4-5% nos termos leucograníticos, reflete sua principal variação composicional. Estes termos tendem a apresentar granulação mais grossa dos feldspatos, bem como menor abundância de titanita como acessório.

Os principais parâmetros primários de variação textural relacionados à geometria do corpo, e nem sempre correlacionáveis à variação composicional, referem-se à ocorrência de matriz feldspática fina ou muito fina em diversas proporções, ao contraste de tamanho pórfiros-matriz e ao grau de heterogranularidade dos pórfiros em escala macro e microscópica.

Nas bordas encaixadas por rochas do embasamento, predominam termos mais acentuadamente porfiríticos, evoluindo para rochas texturalmente similares às da fácies hipabissal ácida em margens resfriadas. A matriz é muito fina (< 0,05mm) a afanítica, perfazendo mais de 70% da rocha, com fenocristais de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino.

Já em direção às bordas encaixadas por rochas do CGE, observa-se, em relação ao centro do corpo, o aparecimento de pequenas quantidades de matriz feldspática fina ($< 0,5\text{mm}$), bem como a ocorrência de pórfiros mais heterogranulares na zona de contato, com uma variação quase contínua em direção ao tamanho matriz, assemelhando-se aos termos característicos do centro do corpo.

Por outro lado, o grau de desenvolvimento e a morfologia das estruturas planares e lineares introduzem um parâmetro adicional de variação textural, relacionado à proporção crescente de deformação *subsólida* em direção às bordas da intrusão. Nas porções internas do corpo, a foliação e a lineação são essencialmente marcadas pelo alinhamento dimensional de feldspatos e micas. Em direção às bordas, a morfologia dessas estruturas caracteriza um aumento progressivo de deformação interna dos minerais alinhados, sobretudo de fases mais suscetíveis, como o quartzo, culminando na formação de uma foliação milonítica de distribuição heterogênea, que se desenvolve mais intensamente em faixas planares de alta deformação. A interferência desses vários parâmetros torna às vezes muito difícil a partição das variações texturais observadas, sobretudo na margem sudeste do corpo, onde o seu contato com as rochas do embasamento induziu seu resfriamento mais rápido contra as mesmas, somando-se este efeito à tendência de redução tectônica do tamanho de grão em zonas de alta deformação.

Apesar do grau de incerteza gerado pela interferência dos processos magmáticos e deformacionais nas bordas do corpo, o caráter intrinsecamente heterogêneo da deformação milonítica permitiu separar com certo grau de confiança as feições texturais características da cristalização magmática e sua modificação progressiva, utilizando-se para tanto o exame comparativo de termos composicionalmente similares da borda e do centro do corpo, bem como de termos similares situados alternadamente em zonas de alta e baixa deformação, em escala de afloramento. Análises químicas e fórmulas estruturais de epidoto, ilmenita, anfíbios, feldspatos, biotita e muscovita são apresentadas nas tabelas 1, 2, 13, 14, 16 e 17, respectivamente, no anexo III.

O **feldspato alcalino** forma principalmente grandes cristais xenomórficos de contatos intersticiais, contendo muitas inclusões prismáticas de plagioclásio, geralmente muito transformadas em albita/oligoclásio ($\text{An}_{2\text{ a }19}$) + epidoto + micas brancas \pm calcita, com a geração de auréolas albíticas (An_6) no contato com a fase potássica. Inclusões de quartzo indeformado, de limites aproximadamente retilíneos, ocorrem esporadicamente, enquanto inclusões de biotita castanha são mais escassas e restritas às bordas dos megacristais. Em raros casos, o feldspato

alcalino contém manchas relativamente grandes e irregulares de plagioclásio, que constituem antigos cristais parcialmente reabsorvidos, sendo o inverso também observado.

Os megacristais de feldspato alcalino são geralmente pertíticos, com proporção da ordem de 30 a 40% de fase sódica (An_1) e composição média Or_{95-97} na fase potássica. As pertitas são largas, do tipo tranças e veios irregulares, evoluindo localizadamente para manchas. A tendência à formação de pertitas do tipo manchas é progressivamente acentuada nas zonas de mais alta deformação milonítica da borda da intrusão. A ocorrência de estrutura *tweed* e dupla macla é comum, tanto de forma homogênea quanto na forma de manchas localizadas nos megacristais.

Nos termos mais máficos, torna-se mais evidente a ocorrência de uma população de feldspato alcalino mais precoce, e texturalmente diferente, embora coexistente com os megacristais tardios. Nestas rochas, observam-se cristais ovóides, manteados ou não por plagioclásio, por vezes formando agregados glomeroporfíricos de contatos muito interpenetrados, principalmente nos termos próximos à borda do corpo. Nos termos porfíricos relacionados às margens resfriadas contra o embasamento, estes fenocristais podem apresentar um manteamento por plagioclásio de morfologia celular. Em algumas amostras ocorrem feições de descontinuidade no crescimento dos megacristais, semelhantes a uma textura de manteamento, em que o núcleo é ovóide e separado do manto, de mesma orientação ótica, por um estreito agregado de cristais de quartzo e biotita castanha. A natureza mais tardia deste manto é sugerida pela abundância de pequenas inclusões arredondadas de quartzo e albita (An_2), em contraposição ao núcleo, livre de inclusões, bem como por seus contatos irregulares e intersticiais. Em termos composicionais, os teores de Ba (7000 - 4000 ppm) e Sr (1800 - 800 ppm) são marcadamente mais elevados no núcleo em comparação ao manto.

O **plagioclásio** forma cristais geralmente idiomórficos a subidiomórficos com maclas polissintéticas bem desenvolvidas, de composição média An_{18-22} . Zonação normal ou oscilatória (An_{35} a 19) são comuns. Ocasionalmente, observam-se fenocristais de morfologia celular, com células muito cálcicas (An_{35-40}) "cimentadas" por oligoclásio (An_{15-18}). Agregados de cristais subidiomórficos mais cálcicos, parcialmente englobados por feldspato alcalino, são comuns. De maneira subordinada, o plagioclásio forma cristais xenomórficos, contendo inclusões de biotita castanha nas bordas ou manchas irregulares de feldspato alcalino no núcleo. Cristais ovóides e manteados por feldspato alcalino são por vezes observados nos termos mais máficos. Nos termos

relacionados à margem resfriada contra o embasamento, o plagioclásio forma também agregados glomeroporfíricos.

As relações texturais dos feldspatos do GZ são comparáveis àquelas apresentadas por Hibbard (1995, p. 242 e seg.) para sistemas de mistura heterogênea de magmas.

Ambos os feldspatos apresentam orientação dimensional de seus cristais, e freqüentemente são perceptíveis os traços de seus planos de macla paralelos à foliação magmática. Fraturas sin-magmáticas dos feldspatos mais precoces são comuns, preenchidas pela cristalização de espécies tardias, como feldspato alcalino em fraturas de plagioclásio, plagioclásio sódico e quartzo em feldspato alcalino, e biotita castanha de grão fino, em ambos. Do mesmo modo, é comum o preenchimento de fraturas pelo material de granulação mais fino, mostrando continuidade física a partir da matriz.

Nas regiões periféricas da intrusão, e sobretudo nos termos mais leucocráticos da zona de contato com o CGE, a componente rúptil é mais acentuada. Desta forma, a fragmentação intensa dos cristais de plagioclásio e feldspato alcalino gera um tamanho de grão intermediário, representado por cristais geralmente angulosos, que muitas vezes podem ser remontados como peças de um quebra-cabeça. A natureza magmática destas fraturas é reforçada pela ocorrência de feições de alta temperatura, como: (i) formação de pertitas com morfologia do tipo flâmula restrita às bordas dos fragmentos; (ii) formação de grãos finos de albita ou intercrescimentos mirmequíticos na periferia de fragmentos de feldspato alcalino em contato com plagioclásio tardio. Microestruturas relacionadas à deformação de alta temperatura de ambos os feldspatos, como a sua recristalização por rotação progressiva de subgrãos, ocorrem de forma muito localizada, restritas às bordas de fenocristais precoces, em especial nos contatos de grãos em agregados glomeroporfíricos.

Os cristais ou zonas mais cálcicas de plagioclásio são em geral muito alterados, independente do grau de deformação *subsólido* da rocha. Contêm epidoto abundante e bem formado, enquanto as composições mais sódicas têm um grau de alteração crescente com a deformação, gerando-se principalmente micas brancas. De modo análogo, o feldspato alcalino tende a mostrar cristais límpidos, mesmo nas zonas de alta deformação, desenvolvendo mais comumente uma rede de fissuras tardias preenchidas por agregados de grãos muito finos, recristalizados por nucleação e migração de limites.

O **quartzo** constitui um bom marcador da evolução deformacional dessas rochas durante a cristalização, e freqüentemente é a única espécie a mostrar microestruturas de deformação dúctil,

quando os feldspatos já se apresentam fraturados. Na região central e menos foliada da intrusão, o quartzo tem morfologia semelhante à do GMM, com grandes cristais xenomórficos de extinção ondulante. Subgrãos basais e prismáticos de limites ortogonais, caracterizando o padrão *chessboard*, são muito comuns, em particular na zona central da intrusão. Mesmo nas zonas mais fortemente miloníticas, essas microestruturas de alta temperatura permanecem, sendo apenas parcialmente retomadas pela deformação de estado sólido em temperatura mais baixa. Nas porções mais foliadas, em direção às bordas da intrusão, o quartzo forma lentes monocristalinas alongadas na foliação, com subgrãos prismáticos, paralelos ao maior alongamento das lentes, progredindo para bandas de deformação com nucleação de pequenos grãos nos limites das mesmas. Com frequência, a recristalização de grãos maiores para agregados finos é incompleta, observando-se com a lâmina comparadora sua desorientação progressiva a partir do grão maior. A recristalização do quartzo, apesar de incompleta na maior parte dos casos, mascara a natureza de seus contatos originais, dificultando a determinação de seu posicionamento em relação à ordem de cristalização da rocha. Entretanto, as raras inclusões facetadas deste mineral em feldspatos são sugestivas de seu caráter precoce, nos termos menos deformados, o que é reforçado por sua ocorrência comum como fenocristal nas margens de resfriamento. Em zonas de alta deformação, o quartzo é inteiramente recristalizado para agregados de cristais finos granoblásticos ou alongados e, nestes casos, as condições de deformação passam a ser melhor indicadas pelo comportamento dos feldspatos.

Com a finalidade de investigar a causa da coloração azul do quartzo na SIZ, foram efetuados diversos perfis em microsonda eletrônica, os quais não indicaram a presença de impurezas titaníferas, como ilmenita ou rutilo, comumente referidas como causa desta coloração (Zolensky *et al.* 1988 e referências citadas). Os cristais de quartzo foram também investigados por meio de microscopia eletrônica de varredura, não sendo também constatada a presença de inclusões submicroscópicas. Por isso, entende-se como mais provável que a gênese da coloração azul do quartzo, neste caso, resulte da acumulação de defeitos intracristalinos. O caráter precoce do quartzo nas rochas da SIZ, aliado à condição sintectônica da cristalização do magma, tornam plausível a hipótese de que a coloração azul esteja relacionada a cristais com grande densidade de deslocamentos, acumuladas já no início da história de cristalização, em temperaturas muito elevadas. É plausível, ainda, que a coloração azul, traduzindo as distorções a nível de rede cristalina, esteja

também relacionada à formação do padrão *chessboard* por ativação simultânea do deslizamento prismático e basal, no campo de estabilidade do quartzo de alta temperatura, conforme discutido por Kruhl (1996a). Medidas sistemáticas da orientação de eixo-c nestas rochas seriam necessárias para comprovar esta vinculação. Entretanto, a pronunciada estabilidade de microestruturas de alta temperatura no quartzo, referida por Kruhl (1996a, b), poderia explicar porquê a cor azul não desaparece nos agregados parcialmente recuperados e recristalizados, nos termos miloníticos.

A **biotita** primária tem coloração castanha escura para n_g , formando agregados de lamelas intersticiais, geralmente isorientadas na foliação. Não raro, é também observada como lamelas intersticiais em agregados glomeroporfíricos de feldspatos. Inclusões de quartzo e ilmenita são comuns. Constata-se, com frequência, uma associação de agregados de biotita castanha com epidoto, principalmente nos termos mais máficos, independente do grau de deformação da rocha. Embora seja mais freqüente entre lamelas, o epidoto ocorre, às vezes, como inclusões na biotita, onde é acompanhado por titanita xenomórfica.

A alteração *subsolidus* da biotita gera intercrescimentos epitaxiais com **muscovita** nos termos mais diferenciados, ou transformação parcial em clorita, ambos os processos sendo comumente acompanhados da formação de agregados finos de titanita e ilmenita ao longo das clivagens. Extinção ondulante e *kink bands* são muito comuns, principalmente nas lamelas maiores. Em zonas de mais alta deformação, nas bordas da intrusão, a neoformação de muscovita e clorita a partir da biotita castanha é característica.

A biotita castanha apresenta razão catiônica #fm de 0,73 a 0,85, sendo as razões mais elevadas características dos termos mais leucocráticos. Parâmetros como a razão #fm, teor de Al^t e Ti^{vi} apresentam uma variação compatível com a diferenciação magmática. Modificações pós-magmáticas são responsáveis pela queda nos valores de Ti^{vi} e Al^{vi}, mas não afetam a razão #fm.

A **muscovita** neoformada, em geral fina e fengítica, tem teor elevado de Mg⁺² e constitui lamelas isorientadas na foliação, acompanhadas por titanita e ilmenita de grão fino.

A **alanita** apresenta cristais geralmente prismáticos e zonados, com até 2mm de comprimento, de caráter tardio, englobando parcialmente cristais de quartzo ou mostrando bordas intercrescidas com biotita castanha e ilmenita. A **apatita** ocorre como prismas curtos ou cristais aciculares de até 1mm de comprimento, dispostos sobre fenocristais de plagioclásio nos termos porfíricos das margens resfriadas. A **titanita** raramente ocorre como cristais idiomórficos, exceto nos termos mais máficos, onde sua abundância também é maior que nos termos mais félsicos. Entretanto, o grau de transformação comumente observado neste mineral, com a

formação de agregados xenomórficos e secundários, tanto a partir de grãos primários como a partir das transformações da biotita, torna difícil precisar sua abundância original como fase primária. O mineral opaco é **ilmenita**, caracterizada pela ausência de componente hematita e proporções moleculares de pirofanita (MnTiO_3) relativamente elevadas nos termos mais máficos (13 a 15%) e mais baixas nos termos leucocráticos (8 a 9%).

4.2 Enclaves e Diques Sinplutônicos do Granito Zimbros

Os diques sinplutônicos são encontrados apenas na margem milonítica do GZ, de forma que suas características petrográficas refletem em grande parte a deformação *subsolidus* do conjunto. Sua granulação é mais fina que a da encaixante, mas a composição mineralógica e características texturais são similares. Os fenocristais de feldspato alcalino e de plagioclásio mostram alinhamento subparalelo de seus planos de maclas, em concordância com o alinhamento das micas. A biotita castanha é parcialmente transformada em muscovita e, em determinados casos, a muscovita neoformada é dominante. Seus cristais são com frequência porfiroclásicos, com 1mm em média.

Os enclaves máficos podem ser separados em dois grupos, de acordo com o grau de contaminação que apresentam. O primeiro é constituído por rochas com baixo grau de contaminação e interação com a encaixante, e o segundo é representado por rochas granodioríticas já bastante equilibradas com a composição da encaixante.

Os enclaves menos contaminados são basálticos a dioríticos, contendo raros núcleos de clinopiroxênio envolvidos por anfibólio e biotita castanha, fenocristais de plagioclásio cálcico (An_{45-55}) de 1mm de comprimento, por vezes com textura ocelar, dada por coroas de anfibólio de grão fino. A ocorrência de texturas do tipo *fritted margins* é ocasionalmente observada nos fenocristais de plagioclásio. O quartzo é pouco abundante e com frequência mostra também textura ocelar, com coroa de biotita castanha. Os minerais acessórios são zircão, alanita, titanita e apatita acicular. O alinhamento dimensional de biotita, anfibólio e plagioclásio marca a foliação.

Os enclaves mais contaminados têm composição variável de quartzo diorítica a monzogranítica. Destacam-se fenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio (An_{29-32}), e agregados

glomeroporfiríticos de 2-3mm, de plagioclásio, em matriz fina, quartzo-feldspática, com biotita castanha alinhada. Observa-se raramente a ocorrência de fenocristais de plagioclásio dendrítico, com 0,8mm de tamanho, intensamente transformado, formando ilhas de mesma orientação ótica em grandes cristais tardios de feldspato alcalino. Antigos fenocristais de quartzo com até 1,5mm mostram coroas de recristalização marginal, onde sobram pequenos núcleos do grão original. Os minerais acessórios compreendem zircão, apatita acicular, titanita e, ocasionalmente, fluorita.

4.3 Granito Morro dos Macacos

O Granito Morro dos Macacos tem mineralogia e textura semelhantes às dos termos mais leucocráticos do Granito Zimbros, diferindo destes principalmente pelo seu teor de quartzo mais elevado e pela virtual ausência de orientação preferencial de seus constituintes. É composto por biotita sienogranitos a monzogranitos, com teor de minerais máficos pouco variável, e geralmente inferior a 6%. Os minerais acessórios principais são titanita, alanita, apatita e zircão, com fluorita subordinada. A textura dominante é equigranular a heterogranular grossa, com cristais da ordem de 7mm, em média, variando a mineralogia principal entre 3mm e 1,5cm. Cristais de feldspato alcalino com tamanho maior que 2cm são esporadicamente observados. Foliação e lineação estão geralmente ausentes ou se desenvolvem de forma muito incipiente e localizada, na forma de um discreto alinhamento dimensional de biotita e feldspatos, melhor observadas em escala mesoscópica, de forma que a trama microscópica característica não mostra feições de alinhamento ou deformação interna significativas.

O **feldspato alcalino** (Or_{95-96}) forma os cristais maiores, xenomórficos e de contatos irregulares, intersticiais. Seus cristais, em geral pertíticos, têm morfologia e composição similares às do GZ, embora com menor proporção da fase sódica, que atinge no máximo 30% do grão. Estrutura *tweed* é comum, freqüentemente desenvolvida de forma homogênea no grão, enquanto a dupla macla propriamente dita tem distribuição mais irregular, em geral constituindo manchas isoladas nos cristais. Inclusões são abundantes, com morfologia, composição e relações texturais similares às descritas no Granito Zimbros. Inclusões de feldspato alcalino subidiomórfico da ordem de 1,5mm são menos freqüentes nesses cristais tardios, e podem, por sua vez, conter inclusões de quartzo e plagioclásio no centro do grão. Pequenas inclusões de titanita, apatita e fluorita são também observadas. Os contatos irregulares e intersticiais às demais espécies, observados tanto

nos cristais maiores como nos menores, atestam uma gênese tardia do feldspato alcalino, embora a ocorrência, ainda que rara, de inclusões da mesma espécie, indique que houve um crescimento anterior deste mineral.

Fraturas transversais, de natureza extensional, são comumente observadas nos cristais maiores de feldspato alcalino. Constituem fraturas estreitas, de traços aproximadamente retos, e podem intersectar inclusões, mas não se propagam para os cristais adjacentes. Algumas são preenchidas apenas por grãos de quartzo indeformados e de extinção normal; outras contêm agregados de biotita castanha parcialmente cloritizada e clorita, e ainda outras podem conter agregados de epidoto como material de preenchimento.

O plagioclásio constitui cristais idiomórficos a subidiomórficos de 4mm, em média, com maclas polissintéticas bem desenvolvidas, raramente ocorrendo como grãos maiores, de até 1cm. A composição média varia entre An_{19} e An_{15} , observando-se raras inclusões de plagioclásio mais cálcico e zonado nesses cristais. Agregados de cristais precoces fortemente zonados mostram variação composicional de An_{28-31} , nos núcleos, para An_{17-23} , nas bordas, constituindo zonações normais ou oscilatórias; alguns cristais podem conter inclusões idiomórficas de zircão nas zonas intermediárias. Cristais de morfologia celular são muito raros.

Contatos reativos entre o plagioclásio e o feldspato alcalino são comuns, observando-se três tipos principais de microestruturas nessas zonas: (a) auréolas límpidas nos grãos de plagioclásio, de composição $An_{1 a 8}$, em forma de meia-lua, restritas às porções onde os dois grãos se tocam, e de contatos interpenetrantes com a fase potássica; (b) anéis de mirmequitos marginais; e (c) pequenos grãos de albita intergranular, por vezes formando estruturas do tipo coroa trocadas.

Em relação ao feldspato alcalino, o plagioclásio mostra um grau de alteração sempre mais elevado. Os núcleos de cristais zonados apresentam o maior grau de transformação, com a geração de material castanho de grão muito fino, aparentemente sem afetar seu teor de An, que se mantém comparável ao de núcleos pouco alterados, ou de agregados de epidoto e micas brancas, modificando a composição original para $An_{11 a 17}$. As bordas dos cristais zonados são menos alteradas, bem como os cristais não-zonados, formando-se apenas micas brancas de grão muito fino.

Ao contrário do observado no feldspato alcalino, o plagioclásio não apresenta

fraturamento significativo, mas pode mostrar encurvamento de planos de macla polissintética em alguns cristais.

O **quartzo** forma cristais da ordem de 3 a 4mm, raramente ultrapassando 5mm de tamanho. Está presente em geral como grandes agregados de grãos xenomórficos interpenetrados, embora faces aproximadamente retas possam ocorrer. Ocasionalmente, percebem-se cristais xenomórficos isolados de plagioclásio (An_{18}) ou de feldspato alcalino (Or_{96}) no centro desses agregados. Os cristais de quartzo não mostram orientação preferencial e sua deformação interna é marcada principalmente por extinção ondulante ou em mosaico, com formação muito incipiente e localizada de subgrãos prismáticos e basais em padrão *chessboard*.

A **biotita** tem cor castanha escura para n_g e ocorre como lamelas equidimensionais xenomórficas a subidiomórficas da ordem de 1mm de tamanho, excepcionalmente ultrapassando 4mm. É mais comumente observada como agregados intersticiais, acompanhada por alanita, epidoto, apatita, zircão e minerais opacos. Lamelas maiores e isoladas podem conter inclusões arredondadas de quartzo da ordem de 0,1mm próximo à borda, além de zircão, minerais opacos e apatita. Textura sagenítica, marcada por inclusões aciculares muito finas e desorientadas de rutilo, é por vezes observada. Sua cloritização parcial, embora comum, é pouco avançada, raramente gerando-se lamelas individuais de clorita. Mais comumente são observados apenas tons castanhos variegados à luz natural e a presença dos subprodutos desta transformação, como grãos finos e xenomórficos de minerais opacos e titanita, freqüentemente alinhados nas clivagens ou em microfissuras.

Seus contatos com os feldspatos, sobretudo com o plagioclásio, são freqüentemente interdigitados, por vezes formando-se franjas de reação nas bordas de lamelas maiores. Agregados de grão fino, contendo biotita e seus produtos de transformação, podem se estender, em continuidade com a lamela da qual provêm, penetrando ao longo de microfissuras e planos de macla do plagioclásio.

Feições deformacionais associadas à biotita são muito pouco desenvolvidas, restringindo-se à sua extinção ondulante quase sempre fraca e, muito raramente, formação de *kink bands* em lamelas maiores.

A biotita primária se caracteriza por sua alta razão catiônica #fm, da ordem de 0,80, e alto teor de Ti^{vi} (0,36 a 0,46 auf), sendo as transformações parciais observadas ao microscópio traduzidas, principalmente, pela diminuição dos teores de Ti^{vi} , seguido da diminuição dos teores de K^A .

A **alanita** ocorre como cristais tardios, às vezes parcialmente englobados, ou de contatos interdigitados com quartzo e biotita. Os cristais são idiomórficos a subidiomórficos, de 0,4 a 0,7mm de comprimento e, por vezes, zonados. A **titanita** primária forma cristais idiomórficos ou xenomórficos de até 1,5mm de tamanho. **Zircão** e **apatita** são pouco abundantes e bem formados, enquanto a **fluorita** ocorre como pequenos cristais xenomórficos, principalmente inclusos em feldspato alcalino. Os **minerais opacos** são raros, exceto a população de grão muito fino associada à alteração da biotita, e sua composição química não foi determinada

4.4 Fácies Hipabissal Félsica

As rochas desta fácies compreendem riolitos e dacitos de textura porfirítica, marcada por fenocristais de feldspato alcalino perítico, plagioclásio e quartzo da ordem de 3mm a 1cm, em matriz fina a muito fina, contendo quartzo, feldspatos e biotita. O anfibólio é subordinado, geralmente em desequilíbrio textural, fazendo parte de agregados biotíticos magnesianos interpretados como microenclaves máficos. Os minerais acessórios são titanita, alanita, apatita, zircão, ilmenita e fluorita. Termos muito diferenciados podem conter magnetita em lugar de ilmenita como mineral opaco.

Estas rochas apresentam uma foliação de fluxo bem marcada pelo alinhamento dimensional das fases máficas e da matriz quartzo-feldspática, com alinhamento paralelo ou subparalelo dos fenocristais. É comum a ocorrência de agregados glomeroporfiríticos, principalmente de feldspato alcalino, formados por cristais de contatos muito interpenetrados, contornados pela foliação de fluxo. Fraturas sin-magmáticas de cristais e agregados precoces são usualmente preenchidas pelo material da matriz, em continuidade com a mesma.

Texturas de desequilíbrio são bastante freqüentes, como fenocristais de plagioclásio dendrítico ou celular, manteados por feldspato alcalino, ocelos de quartzo e de plagioclásio com finas coroas de biotita e/ou anfibólio, ovóides de feldspato alcalino manteados por plagioclásio ou por feldspato alcalino tardio, bem como agregados biotíticos substituindo parcialmente cristais de anfibólio.

É também comum a presença de fenocristais lenticulares muito alongados de quartzo, com

feições de embainhamento e efeitos localizados de deformação intracristalina, tais como subgrãos prismáticos ou ortogonais, em padrão *chessboard*.

Termos muito diferenciados correspondem a riolitos hololeucocráticos, com microfenocristais idiomórficos de feldspato alcalino, plagioclásio sódico subordinado, e lentes de quartzo.

4.5 Fácies Hibapissal Máfica

As rochas máficas que constituem diques individuais ou bordas de diques compostos têm textura fina a muito fina, enquanto as que constituem enclaves têm granulação um pouco mais grossa. Em ambos os casos são compostas por clinopiroxênio, anfibólio, plagioclásio e ilmenita, com teores subordinados de biotita. Ocelos alongados de quartzo são observados de forma localizada, sempre marginados por uma fina coroa de anfibólio ou piroxênio de granulação fina. De acordo com os valores normativos CIPW apresentados por Nardi & Bitencourt (1993), classificam-se como quartzo-hiperstênio basaltos.

Efeitos de transformação mineralógica tardi-magmática a *subsolidus* são marcantes, principalmente sobre os minerais máficos, com frequência responsáveis pela ocorrência de núcleos remanescentes das fases primárias imersos numa matriz de anfibólio actinolítico com forte orientação preferencial. Agregados pseudomórficos de hornblenda sobre piroxênios são também comuns. Clorita, epidoto, micas brancas, calcita e albita ocorrem como minerais secundários.

A composição química de plagioclásio, piroxênio, anfibólio, biotita e ilmenita é discutida por Nardi & Bitencourt (1993). Baixos valores de fechamento de análise são comuns na mineralogia máfica, possivelmente em consequência de suas transformações parciais.

O clinopiroxênio varia de augita titanífera a subcálcica, refletindo-se a variação composicional na ocorrência de discreto pleocrísimo em tons de rosa nos primeiros. Cristais fibrosos de magnésio-hornblenda se dispõem ao redor de núcleos de piroxênio, e o conjunto é circundado por anéis, às vezes incompletos, de actinolita verde clara e biotita castanha, ambos contendo também ilmenita de grão muito fino.

A razão #fm da hornblenda varia de 0,57 a 0,63 e a da biotita de 0,45 a 0,60. O teor de titânio varia entre 0,045 e 0,112 auf, na primeira e 0,225 a 0,375 auf na última.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes e fortemente alinhados, com 0,4 a 0,7mm de

comprimento, em média. Maclas e padrões de zonação complexos são freqüentes e sua composição varia de An₅₆ a An₆₄. Pequenos cristais xenomórficos na matriz podem atingir An₃₄. Em contraposição à mineralogia máfica, os cristais de plagioclásio são em geral inalterados. Localizadamente, encontram-se fenocristais de plagioclásio com 2 a 3mm de comprimento, de contornos arredondados ou embainhados, margeados por agregados máficos de grão muito fino. Alguns desses fenocristais apresentam núcleos irregulares, constituídos de plagioclásio de grão muito fino, parcialmente substituídos por micas brancas. Texturas do tipo *fritted margins* (Stimac & Pearce 1992) são também constatadas nesses cristais, na forma de margens irregulares que se projetam em direção ao núcleo dos mesmos.

5. Evolução Microestrutural do Granodiorito Estaleiro

Para efeito de descrição e melhor compreensão da evolução microestrutural do GE, a deformação é referida a quatro estágios, tomando-se como limite superior a ocorrência significativa de feições diagnósticas do comportamento atribuído ao estágio seguinte.

O estágio **eo-magmático** diz respeito às condições deformacionais desde o início da cristalização (comportamento newtoniano até 30-35% de cristais), com o desenvolvimento progressivo das propriedades de um corpo de Bingham até o seu limite superior, tomado como o volume crítico de 65 a 70% de cristais (Arzi 1978, Van der Molen & Paterson 1979). Nas rochas estudadas, as estruturas desse estágio são em geral compatíveis com o comportamento do tipo Bingham, exceto raras indicações do comportamento mais precoce dado pelo alongamento e fragmentação de enclaves máficos, com a geração de *shlierens*. O plano XY da foliação e a direção X de lineação são marcados pela orientação preferencial de forma de anfibólio, biotita, plagioclásio e feldspato alcalino. Esta orientação varia de irregular e descontínua, perceptível apenas ao microscópio, até uma estrutura mais regular e penetrativa, observável em escala mesoscópica. Enclaves máficos comumente encontrados nessas rochas mostram-se alongados, com foliação interna paralela à da encaixante. A intensidade do desenvolvimento da foliação magmática é por vezes maior nos enclaves que na encaixante, indicando um comportamento

menos viscoso dos mesmos.

O estágio **tardi-magmático** é equivalente às condições "submagmáticas" referidas por Paterson *et al.* (1989) para designar o intervalo de deformação de um magma com volume de cristais superior ao volume crítico referido. Emprega-se aqui o termo "tardi-magmático" em detrimento do proposto por Paterson *et al.* (1989) com o intuito de enfatizar a vinculação do processo deformacional com a presença de líquido até que as condições da *solidus* sejam atingidas. Acima deste ponto crítico, o fraturamento sin-magmático pode ocorrer (Efeito de Sederholm) e a interferência mútua dos cristais pode gerar deformação intracristalina localizada, especialmente em sítios de acúmulo de tensão, como porções mais ricas em fenocristais, onde é maior a probabilidade de interferência mútua. Por outro lado, é passível de discussão a restrição do fraturamento sin-magmático às condições referidas. A taxa de deformação elevada, necessária para a geração dessas estruturas, pode estar presente de modo heterogêneo na câmara já nos estágios precoces da cristalização, e isto poderia facilitar o comportamento rúptil dos feldspatos antes que o volume crítico tenha sido atingido pelo conjunto.

Nas rochas estudadas, a foliação e lineação geradas no estágio anterior tornam-se mais marcantes, mantendo a mesma orientação espacial. A foliação é anastomosada em torno dos fenocristais e ao longo dela se alinham também os minerais de cristalização tardia. Sombras de pressão, embora de ocorrência subordinada, têm a mesma composição da matriz, representadas pelos tipos (1) e (2b), descritos anteriormente. Fraturas extensionais nos fenocristais de feldspatos são igualmente preenchidas pela matriz. Os enclaves máficos são muito alongados, mas mostram pouca deformação interna.

Próximo ao limite superior deste estágio, o quartzo começa a apresentar deformação intracristalina considerável, visto que os feldspatos formam o arcabouço rígido, induzindo seu comportamento plástico. Do mesmo modo, transformações tardi-magmáticas podem ser observadas nos minerais reativos.

As estruturas geradas no estágio *subsolidus*, ou seja, próximo às condições físicas da curva *solidus*, denotam um comportamento sólido do agregado, mas o termo mantém a vinculação dos processos de deformação com os de cristalização, tendo-se ou não pequenos volumes de líquido ainda presente. Tomando-se como referencial as curvas de estabilidade propostas por Nekvasil (1991) e os critérios petrológicos apresentados no capítulo VI, podem-se estimar temperaturas da ordem de 650°C para as composições estudadas, com pressão da ordem de 4,5 a 5,5 kbar e teor de água da ordem de 4%, como condições da curva *solidus*. Estas temperaturas são

compatíveis com as da fácies anfibolito médio a superior, de modo que são atribuídas a este estágio as estruturas formadas no estado sólido em alta temperatura.

Como ponto referencial para o início deste estágio tomou-se a formação significativa de matriz feldspática, por recristalização dinâmica dos fenocristais e da matriz primária. As rochas adquirem, então textura porfiroclástica, variando progressivamente de protomilonitos a milonitos. As micas podem também começar a se comportar como porfiroclastos. Estruturas manto-núcleo evoluem para caudas de recristalização, em que o material ultrafino recristalizado se alonga na foliação e tem composição idêntica à do grão parental (sombras de pressão do tipo 4).

A foliação é marcada por minerais magmáticos parcialmente transformados, acompanhados dos produtos dessas transformações, e pela matriz recristalizada. O quartzo é predominantemente granoblástico. Os enclaves máficos são lenticulares e xistosos, frequentemente mostrando estruturas de estrição e ruptura.

Em direção ao limite superior deste estágio, *i.e.*, em temperatura decrescente, tem início a formação de estruturas do tipo *shear bands*, gerando faixas de deformação concentrada, heterogeneamente distribuídas e em baixo ângulo com a foliação principal, conforme discutido por Gapais (1989). A evolução do comportamento frágil-dúctil dos feldspatos culmina com a geração de ultramilonitos em zonas estreitas e localizadas. As estruturas assim geradas balizam as condições de deformação externas ao corpo ígneo, já que o mesmo vai resfriar até o equilíbrio térmico com as rochas encaixantes.

Nas rochas estudadas, a quantidade de matriz recristalizada aumenta significativamente, diminuindo paralelamente o tamanho dos porfiroclastos de feldspatos. A biotita é comumente porfiroclástica e passam a ocorrer também quantidades significativas de seus produtos de recristalização, clorita, muscovita e nova biotita.

Localizadamente, observa-se a superposição de estruturas formadas neste estágio em estruturas formadas nos anteriores.

Os estágios de comportamento reológico acima discutidos são artificiais, e em geral não exprimem a transição que ocorre em situações naturais. Entretanto, a progressão observada nas rochas do Complexo Granítico Estaleiro exprime aproximadamente uma evolução segundo esses estágios, com superposição de estruturas de um para o outro.

De acordo com o grau de desenvolvimento e a natureza de sua foliação principal, as rochas

do CGE recaem em três conjuntos:

(i) **Fácies indeformada** - abrange termos mesoscopicamente isotropos e termos em que a foliação é dada apenas pelo alinhamento de forma dos cristais, sem deformação interna; a estrutura dessas rochas é referida como Iso e S_0 , respectivamente, sendo compatível com as condições do estágio eo-magmático;

(ii) **Fácies transicional** - constituída por termos foliados, em que a estrutura planar é composta, S_{0-m} , mas a deformação de estado sólido é incipiente ou subordinada; as condições são compatíveis com as do estágio tardi-magmático de deformação, transicionando para o estágio *subsolidus*.

(iii) **Fácies milonítica** - caracterizada pelo desenvolvimento avançado da componente milonítica, S_m , na foliação composta, com frequência obliterando relações primárias. As feições desenvolvidas denotam uma progressão da deformação milonítica de alta temperatura para a deformação de média a baixa temperatura.

O quartzo da fácies indeformada é tipicamente intersticial, formando agregados de grãos equidimensionais, sem orientação preferencial. Entretanto, dada a facilidade de deformação de sua rede nos estágios subsequentes, efeitos deformacionais de baixa temperatura, como extinção ondulante e formação de subgrãos, são onipresentes, mesmo nos agregados indeformados (Fig. 30a).

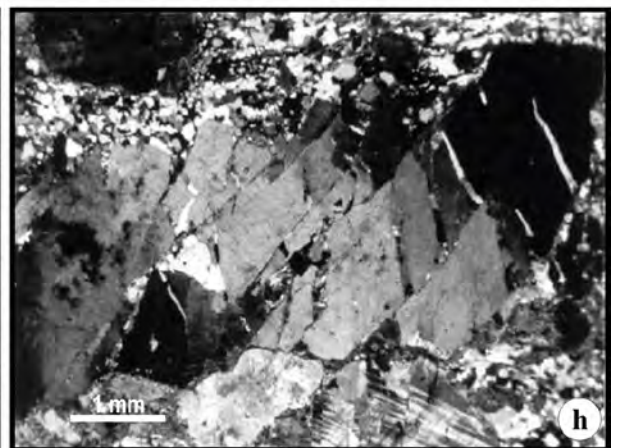
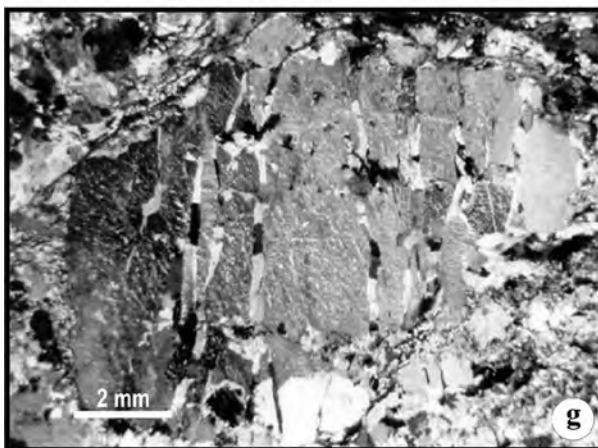
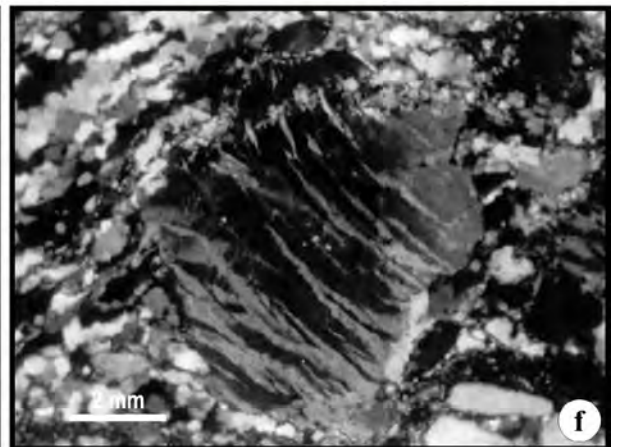
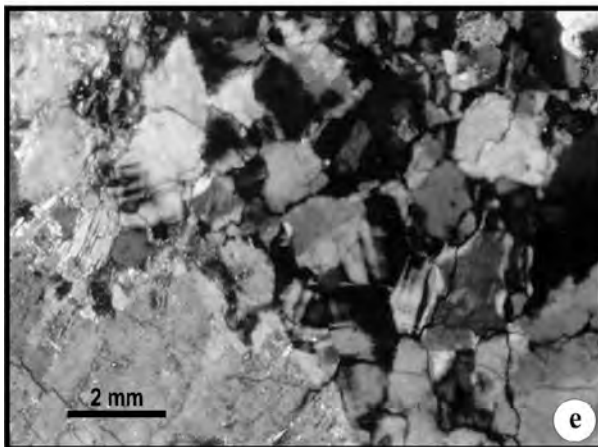
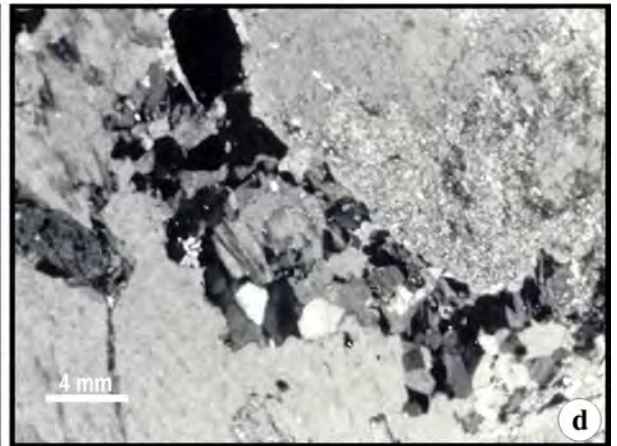
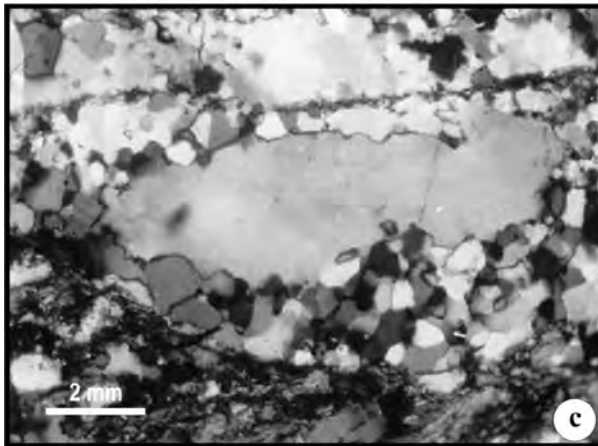
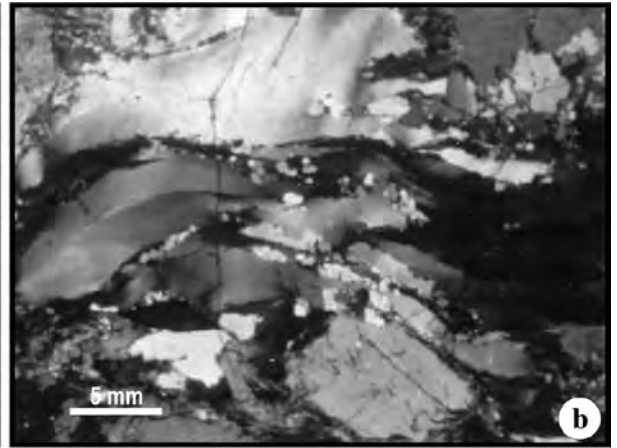
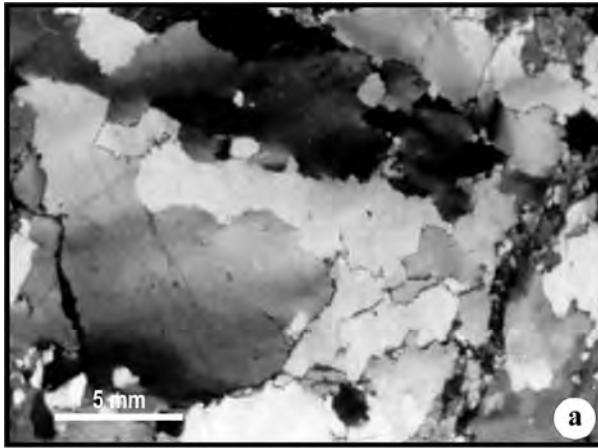
Na fácies transicional o quartzo mostra intensa deformação dúctil, formando-se fitas monocristalinas ou agregados alongados, de contatos serrilhados, extinção fortemente ondulante e subgrãos prismáticos (Fig. 30b). Com a progressão para a fácies milonítica, o quartzo forma agregados granoblásticos alongados ou fitados, ou, ainda forma agregados recristalizados de grão fino na matriz. Subordinadamente, observam-se grãos alongados maiores, com extinção fracamente ondulante, circundados por agregados granoblásticos de grão mais fino (Fig. 30c). A continuidade da deformação em temperatura decrescente parece afetar preferencialmente a morfologia do quartzo, seja na formação de coroas de grãos ultrafinos, indicativos de migração de limites, seja na formação de grãos alongados, de contatos serrilhados.

Os fenocristais de feldspato alcalino das rochas indeformadas contêm micropertitas regulares e finas, do tipo fios e filmes, na classificação de Smith & Brown (1988). Já nas rochas miloníticas, a evolução se dá no sentido de separar as fases sódica e potássica, gerando-se pertitas do tipo fitas (Fig. 30f), que parecem relacionadas à intensidade de deformação milonítica.

Uma das feições mais características do feldspato alcalino da fácies indeformada, não

observada no plagioclásio, é a presença muito localizada de agregados granoblásticos de mesma composição na borda de fenocristais ou nas regiões de contato entre grãos maiores. Neste caso, formam-se grãos poligonais de feldspato alcalino de orientação ótica próxima à do grão parental, observando-se uma progressão de subgrãos para grãos recristalizados (Fig. 30d, e). A desorientação progressiva dos subgrãos raramente se preserva, sendo mais comum a ocorrência de agregados granoblásticos poligonais intersticiais aos fenocristais, sem relação evidente de proveniência dos mesmos. Esta feição é também observada nas rochas da fácies transicional e é muito raramente preservada nas rochas miloníticas. Entretanto, a preservação destas relações nas rochas com menor intensidade de deformação no estado sólido permite sugerir que a sua formação ocorreu desde o estágio de deformação eo-magmática. O caráter pertítico dos feldspatos nesses agregados indica que a sua formação ocorreu em temperatura superior à da curva *solvus*, o que é também coerente com a determinação experimental de temperatura para a recristalização de feldspatos a partir de recuperação dinâmica, compatível com a da fácies anfíbolito superior (Tullis & Yund, 1985, 1987).

Figura 30 - Feições microestruturais de quartzo e feldspatos do Granodiorito Estaleiro: (a) grãos equidimensionais de quartzo com extinção ondulante, típicos da fácies indeformada; (b) fitas monocristalinas de quartzo com formação de pequenos grãos recristalizados por migração de contatos nas bordas - amostra da fácies transicional, com S_{0-m} ; (c) monocristal de quartzo com extinção ondulante parcialmente invadido por agregados granoblásticos de quartzo - amostra da fácies transicional, com S_{0-m} ; (d) agregado granoblástico de feldspatos no contato entre fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio, em rocha isotrópica; (e) detalhe de agregados granoblásticos de feldspato alcalino pertítico muito localizados, preferencialmente posicionados no espaço entre fenocristais - amostra da fácies indeformada; (f) pertitas do tipo fitas em feldspato alcalino da fácies milonítica, possivelmente gerada por deformação de antigas pertitas finas; (g) fraturas de extensão em feldspato alcalino, preenchidas por quartzo indeformado; (h) fraturas tardias, de cisalhamento, em fenocristal de feldspato pertítico em contato com cristais finos e recristalizados da matriz.



Na fácies transicional, o feldspato alcalino, ao contrário do observado no plagioclásio, mostra extinção normal, e suas microestruturas parecem estar relacionadas à sua ordem de tamanho. Quando constitui megacristais tardios o seu comportamento parece ser mais rígido, o que torna difícil distinguir as microestruturas formadas precocemente na fácies indeformada (Fig. 30g) daquelas relacionadas à deformação subsequente, já no estado sólido propriamente dito (Fig. 30h).

A matriz feldspática é constituída por grãos finos e intersticiais, mostrando orientação preferencial em domínios, melhor observada quando os agregados ocupam o espaços estreitos entre dois pórfiros. Em rochas pouco foliadas da fácies transicional, observam-se localizadamente **corredores de deformação** (Fig. 25g), caracterizados pela formação de estreitas faixas de matriz feldspática ultrafina (menor que 0,02 mm), não diretamente relacionada às bordas de fenocristais, mas preferencialmente localizadas entre pórfiros. Tais corredores provavelmente representam microambientes de contato entre pórfiros, permitindo a recristalização dinâmica de suas bordas mesmo quando a rocha como um todo não se encontrava ainda totalmente sólida.

Na condição de fase cristalizada precocemente, os fenocristais de plagioclásio mostram a história deformacional mais longa no curso da cristalização sintectônica. Feições resultantes de sua deformação intracristalina podem começar a ocorrer de forma esparsa, mesmo nas rochas mesoscopicamente indeformadas, como extinção ondulante e microfraturas localizadas, cicatrizadas pela recristalização do tipo *bulging* (Bell & Johnson 1989), como mostra a figura 31a. As feições de deformação intracristalina mais evidentes são encontradas nas rochas mais foliadas, ainda que de maneira subordinada, em volume, e suas características texturais primárias são preservadas.

Intercrescimentos mirmequíticos são abundantes, principalmente nos termos mais diferenciados, e não parecem mostrar uma posição preferencial em relação ao maior alongamento do grão. Feições de desequilíbrio, na forma de contatos reativos entre estes fenocristais e a matriz, gerando uma espécie de *front* de matriz que avança para dentro do fenocristal, são comumente preservadas. Estes *fronts* parecem se localizar preferencialmente na face que está em contato com a foliação, equivalente ao plano XY de deformação local, embora possam ocorrer subordinadamente também nas extremidades dos fenocristais. Estas feições, indicativas de reação entre fases primárias, podem ter se formado também em estágios subsequentes. Entretanto,

principalmente no que se refere aos intercrescimentos mirmequíticos, seu desaparecimento progressivo nos demais estágios, com sua progressiva incorporação à matriz tectônica, é sugestivo de que a força motriz da sua geração não foi deformacional, conforme discutido por Vernon (1991).

Na fácies transicional os fenocristais de plagioclásio podem apresentar extinção ondulante e bandas de deformação, com encurvamento de maclas polissintéticas, por vezes formando estruturas do tipo *kink bands*, em que os traços dos planos de maclas estão rotacionados de até 12°. Subordinadamente, observam-se microfissuras subdividindo um fenocristal em duas ou três partes, com desorientação da ordem de 5 a 7° entre elas. Seus contatos são geralmente retos e de equilíbrio com a biotita e com a matriz feldspática. Podem apresentar, ainda, microfraturas extensionais, de traço curvo e limites difusos, cicatrizadas por quartzo e feldspatos de grão fino, de composição compatível com a da matriz primária, além de biotita castanha de grão fino. A orientação dessas microfraturas é em geral ortogonal ao maior comprimento dos prismas e frequentemente pode-se observar uma continuidade física entre a matriz e o material que as preenche (Fig. 31 b, c). A morfologia dessas fraturas, bem como a natureza do material cristalizado no seu interior, atesta sua formação em alta temperatura, quando havia ainda disponibilidade de líquido para cicatrizá-las. Pode-se estabelecer uma evolução na formação desse tipo de feição, para microfraturas de cisalhamento, em que o deslocamento é marcado pelo crescimento sintectônico de quartzo e feldspatos, alongados e com forte orientação preferencial, por vezes acompanhados de epidoto alongado na mesma direção (Fig. 31d). Em ambos os casos, os fenocristais de plagioclásio mostram ainda o registro de estruturas mais precoces, de alta temperatura, como a migração de limites de *kink* (Fig. 31b, d).

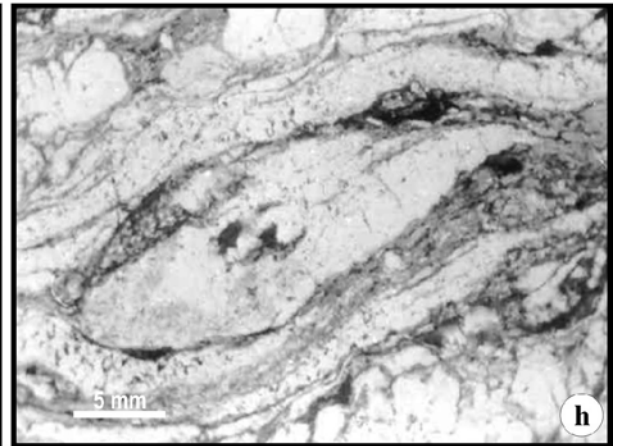
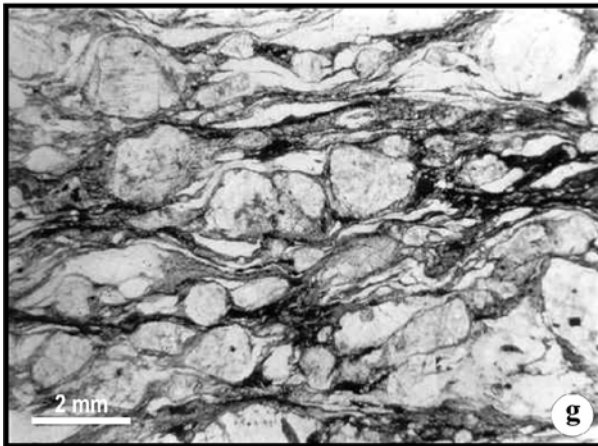
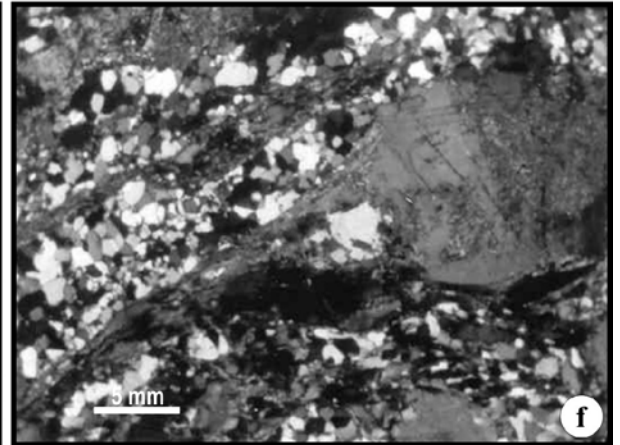
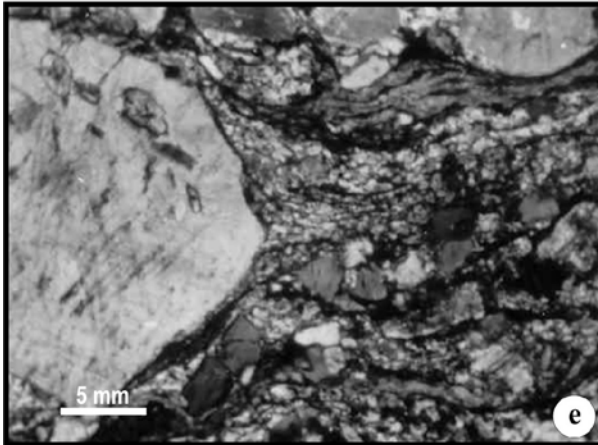
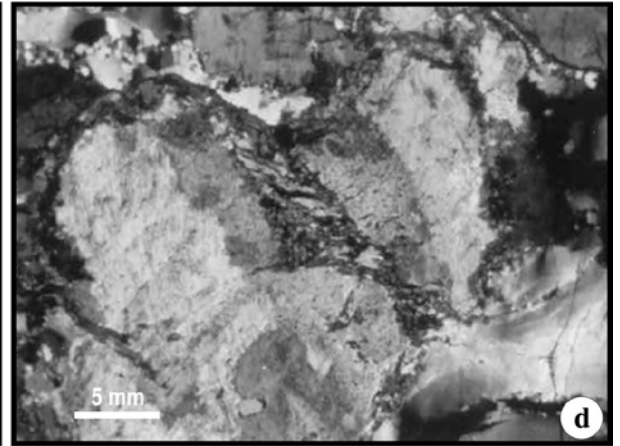
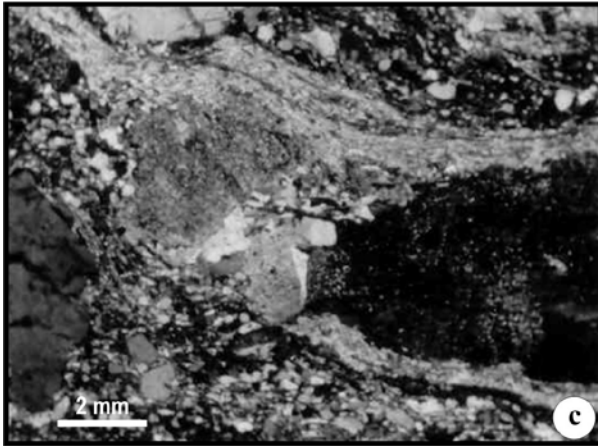
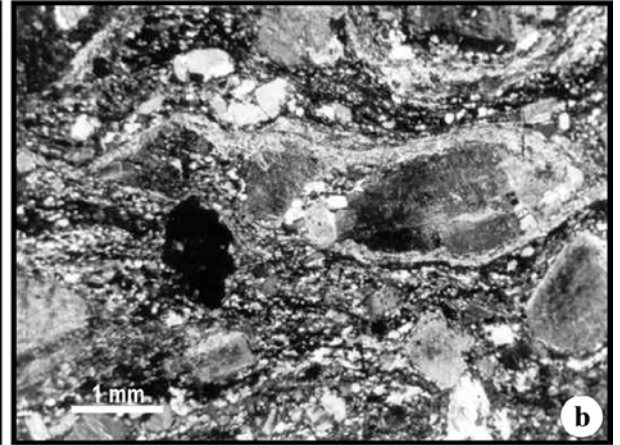
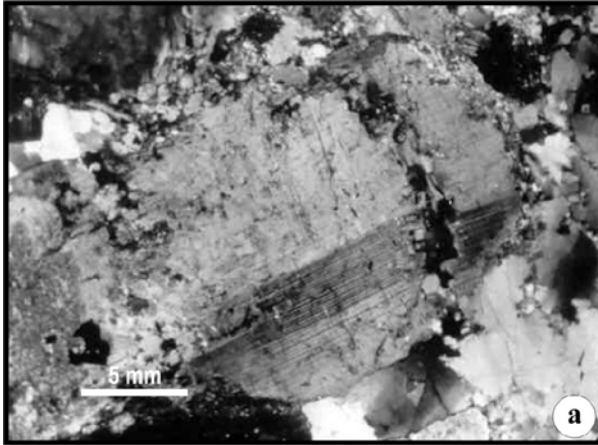
Nos termos mais deformados da fácies transicional as estruturas manto-núcleo estão presentes tanto no plagioclásio quanto no feldspato alcalino, sendo, no entanto, mais abundantes e melhor desenvolvidas nos últimos. Constituem coroas de grãos ultrafinos, de composição semelhante à do grão parental, de contatos curvos e interpenetrados, com morfologia compatível com a sua geração por migração de limites de grãos. De modo geral, a orientação cristalográfica dos feldspatos nessas coroas é coerente e próxima da do grão parental. Entretanto, não se observa nas mesmas uma evolução progressiva do grão parental para os novos grãos, e seu grau de desorientação é sistematicamente superior a 12°. A interpretação desse tipo de feição como indicador de temperatura é controversa. O resultado de estudos experimentais de Tullis & Yund (1985, 1991) atribui a sua formação, nos feldspatos, ao processo de reptação de deslocações

acomodado por recristalização, que é favorecido em temperaturas mais baixas em relação à rotação de subgrãos. Entretanto, autores como Drury & Urai (1990) e Kruhl (1996b) acreditam que a necessidade de ativação simultânea de muitos planos cristalográficos para a formação dessas microestruturas nos feldspatos exige temperaturas muito mais elevadas.

A presença de sombras de pressão e caudas de recristalização é comum nas extremidades de porfiroclastos de plagioclásio e de feldspato alcalino (Fig. 31e, f)). Nos porfiroclastos de plagioclásio, observa-se uma progressão de subgrãos para grãos finos, recristalizados, de composição mais sódica, por vezes acompanhados de lamelas ultrafinas de micas brancas e de biotita verde azulada. Nos porfiroclastos de feldspato alcalino, as caudas de recristalização contêm grãos ultrafinos recristalizados de ortoclásio e albita, acompanhados ou não por quartzo e micas brancas.

A deformação interna dos porfiroclastos de feldspato alcalino é também observada na evolução morfológica das pertitas. A disposição regular em fios e filmes, característica das rochas indeformadas, dá lugar a uma morfologia mais irregular, na forma de fitas mais largas, às vezes entrelaçadas (Fig. 30f). Eventualmente podem se formar, em rochas muito deformadas, pertitas ainda mais irregulares, do tipo manchas. A modificação da morfologia da pertitas é bastante heterogênea, sendo a passagem de um tipo para o outro frequentemente incompleta.

Figura 31 - Feições microestruturais dos feldspatos do Granodiorito Estaleiro: (a) Recristalização de plagioclásio em fratura sinmagmática extensional; observar também a formação de grãos recristalizados por rotação progressiva de subgrãos na extremidade oposta do fenocristal - amostra da fácies transicional, com S_{0-m} ; (b) grande porfiroclasto de plagioclásio muito alterado, segmentado por fraturas de extensão transversais e mostrando subgrãos mais precoces no fragmento maior - amostra da fácies milonítica; (c) detalhe da foto anterior, mostrando a cristalização de quartzo com orientação preferencial e alongamento ortogonal às paredes da fratura, em concordância com a orientação da matriz; observa-se também a rotação de fragmentos do clasto maior; (d) feição de migração de limites de *kink* em fenocristal de plagioclásio na fácies transicional; a fratura paralela aos limites contém epidoto recristalizado, indicando movimento horário da mesma durante a recristalização; (e) matriz recristalizada em baixa temperatura, na extremidade de porfiroclasto de feldspato alcalino; (f) sombra de pressão em porfiroclasto de plagioclásio, contendo albita, oligoclásio, quartzo e feldspato alcalino; (g) morfologia da foliação S_m , com quartzo fitado e caudas de recristalização nos porfiroclastos de feldspatos indicando movimento horário; (h) agregado lenticular contendo quartzo e feldspato alcalino pertítico, cercado por micas brancas de grão muito fino, indicando sentido de movimento horário.



Desta forma, pertitas irregulares coexistem com pertitas finas, regulares, na mesma seção, mas a ocorrência das primeiras só é registrada nas rochas deformadas, coincidindo o seu aparecimento com a presença de estruturas manto-núcleo na mesma rocha.

A recristalização dinâmica dos feldspatos pode ocorrer também através da formação de grãos ultrafinos iniciada em microfissuras, processo este que é também mais abundante e melhor desenvolvido nos porfiroclastos de feldspato alcalino. Nesse caso, a nucleação de grãos recristalizados, de morfologia e composição semelhante à das estruturas manto-núcleo, ocorre ao longo de microfissuras. Os grãos ultrafinos mantêm com o grão parental uma orientação cristalográfica mais próxima, podendo-se por vezes observar sua desorientação progressiva. Entretanto, em faixas recristalizadas mais largas, a morfologia dos contatos entre novos grãos torna-se progressivamente, em direção ao centro da faixa, mais interpenetrada e suturada, assemelhando-se à das estruturas manto-núcleo. Esta morfologia parece indicar a atuação conjunta de recuperação dinâmica e recristalização dinâmica como mecanismos encarregados de impedir o *work hardening* e promover o estado de equilíbrio energético nos limites de grãos e/ou subgrãos. A recuperação dinâmica como mecanismo de acomodação das deslocções é característica de altas temperaturas, enquanto a recristalização por migração de limites é passível de discussão, embora aceita por diversos autores como característica de temperaturas mais baixas, compatíveis com a fácies xistos verdes a anfíbolito médio. No caso estudado, ambos os mecanismos parecem ter sido ativos, e a morfologia desta microestrutura é semelhante à apresentada por Bell & Johnson (1989), que propõem um mecanismo de recristalização por rotação favorecida pelo abaulamento dos contatos (*buldge-assisted rotation-recrystallization*). Tal mecanismo envolve tanto a migração quanto o abaulamento de limites de alto ângulo, além da rotação de subgrãos e de material dentro de microfissuras previamente geradas para a formação de novos grãos. No caso estudado, a rotação de subgrãos observada próximo aos contatos com o grão parental, nas microfissuras, indica que o mecanismo de recuperação foi inicialmente dominante. Com a progressão da deformação, os grãos ultrafinos formados mais longe do contato, no centro das faixas, passam a mostrar uma morfologia suturada, típica de recristalização por migração de limites. Feições semelhantes são observadas em microfissuras geradas no estágio tardio, dúctil-rúptil.

A proporção relativa de matriz feldspática aumenta às expensas da recristalização marginal

dos porfiroclastos e representa um somatório de matriz original não recristalizada, grãos ultrafinos, provenientes da recristalização dinâmica dos pórfiros, e grãos ultrafinos com forte orientação preferencial, aparentemente resultantes de recristalização dinâmica da matriz original. A alternância de filmes de micas com estreitas faixas de grãos quartzo-feldspáticos ultrafinos marca um bandamento incipiente e localizado, possivelmente ressaltando estruturas originais, como *schlierens*.

Os enclaves máficos constituem biotita xistos ou biotita-hornblenda xistos alongados paralelamente à foliação da encaixante granodiorítica, cujo teor de máficos é frequentemente mais elevado na imediações dos mesmos.

A transição para o estágio sólido de média a baixa temperatura, na fácies milonítica, é marcada por um comportamento progressivamente menos dúctil da rocha como um todo, e dos feldspatos em particular (Fig. 31g, h).

Ambos os feldspatos apresentam coroas de recristalização marginal mais espessas, alongando-se na foliação como caudas, onde não podem mais ser distinguidas dos grãos ultrafino provenientes da recristalização da matriz, exceto pela diferença de composição

No feldspato alcalino a formação de grãos ultrafinos é em geral mais avançada que no plagioclásio, culminando com a formação de lentes de grão ultrafino da ordem de 5 mm de comprimento, contendo apenas um pequeno núcleo do feldspato pertítico original. Os porfiroclastos maiores (antigos megacristais) são recortados por microfissuras preenchidas por agregados ultrafinos, que se tornam progressivamente mais largas e tendem a separar o grande grão em vários grãos menores, separados pela matriz neoformada. Na maior parte dos casos, esses fragmentos não mostram rotação, e é possível remontar a geometria dos grãos através da sua orientação ótica, observada com o comparador, e da continuidade das lamelas de pertita. Em alguns casos, pode-se observar a ocorrência de pertitas mais largas nas bordas desses fragmentos, sem continuidade com o fragmento adjacente, indicando que a sua formação se deu após a fragmentação do grão.

Capítulo V

ANÁLISE CINEMÁTICA

1. Introdução

A análise quantitativa da deformação tem por base a comparação da forma e posição de marcadores passivos no estado inicial (pré-deformação) e final (pós-deformação). Os diferentes métodos de análise trazem embutidas diferentes premissas com relação a: (i) estado inicial - no que se refere à forma (circular ou elíptica) e orientação - preferencial ou aleatória; (ii) tipo de modificação que o marcador registra: orientação preferencial de forma, rotação passiva, etc...; (iii) a repartição da deformação entre o marcador e a matriz, que é influenciada pela viscosidade relativa, pelo grau de seleção do agregado de marcadores deformados, bem como pela concentração inicial dos mesmos. Como forma de contornar as limitações de cada método, e também no intuito de testar sua validade, foram empregados neste trabalho pelo menos três diferentes métodos para cada caso estudado, e os seus resultados comparados. No quadro 3 constam os principais métodos e parâmetros descritivos utilizados.

2. Principais Métodos de Quantificação

2.1 Métodos do Tipo Centro-a-centro

Os métodos do tipo centro-a-centro têm origem na técnica concebida por Ramsay (1967) para o tratamento de marcadores esféricos, a qual considera apenas o deslocamento relativo dos centros de objetos adjacentes por efeito da deformação, pressupondo uma distribuição inicial densa e uniforme dos mesmos e baixo contraste de ductilidade com a matriz.

Quadro 3 - Denominação dos métodos e parâmetros utilizados na análise quantitativa da deformação.

$X > Y > Z$	eixos principais do elipsóide de deformação
XZ, XY, YZ	planos principais do elipsóide de deformação
R	razão axial (eixo maior/eixo menor) de um marcador
R_i	razão axial de um marcador elíptico no estado inicial
R_f	razão axial de um marcador elíptico no estado final
R_s	razão axial da elipse de deformação
ϵ	ângulo entre o eixo maior do marcador e a direção de extensão máxima no estado inicial
δ	ângulo entre o eixo maior do marcador e a direção de extensão máxima no estado final
(H), (δ)	média harmônica e média vetorial
F	flutuação - máximo intervalo angular dos valores de δ
MOE	<i>Mean Object Ellipse</i> (Erslev & Ge 1990)
ENFry	<i>Enhanced Normalized Fry</i> (Erslev & Ge 1990)
SURFOR	<i>Surface Orientation</i> (Panozzo 1984)

Com base em pressupostos similares, o método gráfico de Fry (1979) independe da forma inicial dos marcadores e tem sido amplamente utilizado; permite visualizar a densidade da distribuição dos centros no diagrama e estabelecer a forma e orientação da elipse de deformação. A aplicação do método considera os marcadores como objetos passivos que se deformam de maneira homogênea com a matriz, a partir de uma distribuição inicial estatisticamente uniforme (*antichuster*) de seus centros e um elevado grau de seleção do agregado. A aplicação do método

na análise de marcadores com viscosidade muito superior à da matriz pode gerar uma dispersão da distribuição que resulta do deslocamento relativo dos centros dos marcadores, sem que tenha havido modificação de sua forma. A interveniência de processos de quebra e recristalização marginal de grãos pode também introduzir uma acentuada dispersão da distribuição, dificultando a determinação precisa da elipse final, principalmente quando se tenta utilizar cristais de feldspatos como marcadores, sendo o resultado sistematicamente subestimado.

Uma das limitações mais importantes deste método é a subjetividade envolvida no ajuste visual da elipse de deformação com base no vazio central do diagrama. O método NFry (Erslev 1988) introduz a normalização das distâncias entre centros para definir melhor o vazio central, eliminando a interferência do tamanho de grão e, conseqüentemente, do baixo grau de seleção do agregado. A introdução de um fator de seleção caracteriza outra variante deste método (ENFry - Erslev & Ge 1990), que tem por objetivo eliminar, de forma imparcial, todos os pontos que não contribuem para o anel de máxima densidade. Entretanto, a escolha do fator de seleção não foge à subjetividade, e pode alterar consideravelmente o resultado. McNaught (1994) discute as limitações do método NFry e ENFry, no que se refere à inserção de uma elipse de melhor ajuste para representar a forma de objetos irregulares e ao cálculo da elipse final. O uso alternativo de polígonos irregulares, com centro e área conhecidos, proposto pelo autor, representa uma aproximação mais realista da forma dos marcadores, já utilizada por Unzog (1990), porém o método alternativo de determinação da elipse final depende ainda de fatores subjetivos. Além disso, a variante EFry é mais fortemente afetada pela presença de maiores quantidades de matriz no agregado analisado, resultando numa maior flutuação dos resultados para diferentes fatores de seleção. Finalmente, uma limitação de ordem prática do método Fry se refere ao número elevado de marcadores - cerca de 200 - necessário para minimizar os efeitos de subjetividade discutidos acima.

2.2 Métodos de Projeção

As técnicas que envolvem projeções de contornos são representados pelo método SURFOR (Panozzo 1983, 1984) e pela generalização do mesmo, denominada método dos diâmetros de Feret (Lapique 1987), que se diferencia do primeiro por representar os marcadores por seus contornos verdadeiros, e não reduzidos a um determinado número de segmentos. Estes

métodos não impõem restrições à forma inicial do marcador, mas são fortemente limitados pela presença de uma anisotropia inicial, já que têm como pressuposto a orientação aleatória dos limites de grãos na rocha indeformada. O método SURFOR consiste em projetar os 8 segmentos que representam o contorno de cada marcador sobre uma reta de referência, que é rotacionada de incrementos sucessivos. Os valores cumulativos das projeções são representados por uma função de distribuição, e a razão axial da elipse de deformação (R_s) é dada pela razão entre os valores máximo e mínimo desta função, sendo a orientação de seu eixo maior representada pelo ângulo que o valor máximo faz com a reta de referência. Por conseqüência, o tratamento de populações de marcadores com baixo grau de seleção de tamanho resulta numa acentuada influência da forma dos marcadores maiores sobre o resultado final. Panozzo (1984) chama a atenção para os diferentes pressupostos de distribuição aleatória envolvidos no método SURFOR em contraposição ao método Fry, o primeiro relativo à orientação das superfícies e o último à posição dos centros. Neste sentido, os dois métodos seriam complementares, e a obtenção de resultados muito díspares indicaria a presença de orientação preferencial inicial. Por outro lado, a obtenção de resultados próximos indicaria a ausência de orientação preferencial inicial, e a elipse obtida corresponderia à elipse de deformação finita. A aplicação dos dois métodos em tramas artificiais modelizadas por Lapique (1987) fornece resultados compatíveis com estas indicações, reforçando a validade de ambos quando utilizados em conjunto.

2.3 O Método R_f/θ

As técnicas do tipo R_f/θ têm por base as relações matemáticas originalmente estabelecidas por Ramsay (1967, p.201-220), fundamentando o princípio de que a forma e orientação final de um conjunto de marcadores é função da elipse de deformação, bem como da forma e orientação inicial dos mesmos. Os pressupostos do método envolvem o tratamento dos marcadores como objetos de forma aproximadamente elipsoidal no estado indeformado, o caráter homogêneo da deformação na escala analisada e o comportamento passivo dos marcadores em relação à matriz, implicando a ausência de contraste de viscosidade significativo entre ambos. Em contraposição aos métodos anteriormente discutidos, as técnicas R_f/θ permitem separar padrões característicos

de conjuntos de marcadores com distribuição aleatória e preferencial no estado indeformado e não são sensíveis a variações de tamanho dos objetos analisados.

Análises comparativas dos resultados de várias técnicas de análise quantitativa efetuados por Hanna & Fry (1979), Lapique (1987) e Champenois (1989) apontam o método Rf/ö como uma das técnicas mais confiáveis de estimativa da deformação. Os dois últimos autores enfatizam o alto grau de independência dos resultados diante de variáveis como forma dos marcadores, razões axiais iniciais e caráter não aleatório da distribuição inicial.

Em conseqüência do tratamento estatístico necessário para avaliar a influência de fatores como a presença de orientação preferencial e a validade da elipse de deformação obtida, inúmeras técnicas de aplicação desses princípios básicos têm sido desenvolvidas, incluindo métodos gráficos e numéricos. Algumas das contribuições mais importantes para o aprimoramento do método são apresentadas por Dunnet (1969), Dunnet & Siddans (1971), Borradaile (1976, 1984), Lisle (1977, 1985), Peach & Lisle (1979), Le Theoff (1979), De Paor (1980) e Ramsay & Huber (1983) - no que se refere ao tratamento global dos dados, limitações e aplicabilidade do método a diferentes regimes deformacionais, além de diversas alternativas de soluções gráficas (Elliot 1970, De Paor 1988) e algébricas (Robin 1977, Hutton 1979), destinadas a facilitar o manuseio dos dados e superar limitações. Embora estas contribuições tenham sido bem sucedidas no sentido de aperfeiçoar o método, uma de suas principais limitações ainda reside nas alternativas existentes para determinar de modo confiável a deformação de marcadores que apresentam alto contraste de viscosidade em relação à matriz, conforme a discussão apresentada por De Paor (1988).

Um aspecto importante a ser considerado na aplicação de qualquer método atualmente é o tempo envolvido no processamento manual dos dados. O processo de plotagem dos dados Rf/ö e o cálculo das médias harmônica e vetorial destes parâmetros é bastante simples, principalmente tendo em conta que a precisão dos resultados não muda consideravelmente para um número de medidas acima de 50, conforme constatado por Ramsay & Huber (1983, p.74) e Lisle (1985, p.11). Entretanto, a interpretação dos dados, no que se refere ao ajuste da melhor envoltória e, conseqüentemente, os cálculos de R_s e R_v , envolvem um nível de subjetividade que somente pode ser minimizado pela aplicação de testes estatísticos à população de marcadores e o uso comparativo de pelo menos dois métodos diferentes de cálculo desses valores.

A técnica utilizada neste trabalho é a apresentada por Lisle (1985), que reúne a maior parte das modificações introduzidas desde a sua concepção original, tendo por base o programa desenvolvido por Peach & Lisle (1979).

Os valores críticos de χ^2 , apresentados por Lisle (1985), para medir o grau de ajuste às curvas teóricas são mostrados no quadro 4. Valores de χ^2 menores que o crítico são indicativos de que a distribuição é bem ajustada e compatível com um modelo de deformação passiva de marcadores aleatórios. Por outro lado, um baixo grau de ajuste às curvas teóricas, com a constatação de valores χ^2 acima do crítico, pode resultar do comportamento não passivo dos marcadores ou de sua orientação não aleatória no estado inicial.

Quadro 4 - Valores máximos de χ^2 admitidos no ajuste da distribuição às curvas- ϵ para margens de erro de 10 e 5% (Lisle 1985, p.17).

N	10%	5%
25-50	4,60	5,99
51-100	12,02	14,07
>100	24,77	27,59

2.4 Métodos algébricos, elipticidade média e elipse média

O método da elipse média (MOE - *Mean Object Ellipse*) deriva dos métodos antigos de cálculo da elipticidade média, em que a razão axial considerada representativa de uma dada população era obtida pela média das razões axiais dos marcadores. A maior similaridade entre os resultados obtidos pela média harmônica e os valores reais de R_s foi demonstrado por Lisle (1977), em contraposição aos valores mais elevados da média geométrica e, sobretudo, da média aritmética. Entretanto, todos os cálculos de média, seja ela aritmética, harmônica ou geométrica, tendem a superestimar a razão de deformação dos marcadores, principalmente para baixos valores de *strain*, quando tendem a refletir principalmente os valores da razão inicial.

3. Aplicabilidade da Análise Quantitativa à Deformação de Corpos Intrusivos

O comportamento reológico dos magmas durante a cristalização resulta da interação de fatores físicos, químicos e composicionais, destacando-se a temperatura, o grau de cristalinidade (\ddot{O}) e a composição química dos mesmos. O crescimento da viscosidade efetiva (ζ) e da resistência ao fluxo ($\dot{\sigma}_0$) com o grau de cristalinidade (\ddot{O}), discutido por Fernandez & Gasquet (1994), configura trajetórias paralelas de evolução reológica para magmas graníticos e basálticos no curso da cristalização. Em ambos os casos, a mudança do comportamento viscoso newtoniano para o viscoplástico é verificada quando o material ultrapassa o primeiro limiar reológico (LR1), correspondendo a um valor de $\ddot{O} \approx 0,3-0,35$; uma vez ultrapassado o segundo limiar reológico (LR2), quando $\ddot{O} \approx 0,65-0,7$, verifica-se um comportamento sólido. Os valores de LR1 e LR2 balizam, respectivamente, o limite superior dos campos reológicos I - newtoniano ou viscoso, II - viscoplástico, e III - sólido, definidos por Fernandez (1984).

A coexistência de dois magmas de composição contrastante numa mesma intrusão determina muitas vezes a ocorrência simultânea de diferentes comportamentos reológicos para um mesmo conjunto de variáveis externas, estabelecendo distintos tipos de interação entre os líquidos à medida que se aproximam do equilíbrio térmico. A viscosidade efetiva do líquido ácido é mais elevada que a do básico para um mesmo grau de cristalinidade, mas numa dada temperatura o volume de cristais é muito mais elevado no último. Deste modo, uma vez atingido o equilíbrio térmico, as propriedades reológicas relativas dos magmas coexistentes podem se inverter, e a temperatura de inversão (T_{IR}) é próxima à do segundo limiar reológico do magma básico (Fernandez & Gasquet 1994). Uma vez atingida T_{IR} , o material máfico se comporta como um sólido, enquanto o félsico ainda flui de modo viscoplástico, permitindo assim a fragmentação do primeiro. Com o decréscimo da temperatura, o magma félsico ultrapassa também o limiar de comportamento pseudoplástico e o conjunto passa a se comportar como um sólido.

Considerando-se como fluxo magmático aquele verificado no curso da cristalização de um magma (Nicolas 1992), os dados referidos acima tornam evidente que o termo abrange diferentes campos de comportamento reológico, e não apenas o fluxo viscoso do tipo sólidos em suspensão, verificado apenas nos estágios muito precoces da cristalização. Se, por um lado, a interveniência de fatores como o resfriamento lento de grandes volumes de magma, a distribuição heterogênea de seu conteúdo de cristais e sua interação com magmas de composição contrastante tendem a dificultar a distinção entre a deformação magmática e a de estado sólido, sobretudo em intrusões

sintectônicas de grande porte, o estudo de pequenas intrusões tabulares permite minimizar grande parte deles. A velocidade de resfriamento dessas intrusões tabulares contribui muito para acelerar a evolução reológica do magma e, no caso de intrusões compostas, aproxima os valores dos limiares reológicos, mesmo na presença de grandes contrastes composicionais.

Já em intrusões graníticas de maior porte, o comportamento dos feldspatos como marcadores da deformação é controverso, e diversos autores consideram que os mesmos não constituem marcadores passivos, sendo a deformação absorvida pela matriz mais fina e micácea. Entretanto, dois aspectos podem ser considerados antes de analisar os dados quantitativos obtidos nesse tipo de marcador: (i) a comparação de resultados obtidos pela aplicação de métodos com diferentes pressupostos iniciais, que pode auxiliar na avaliação do comportamento do marcador, e (ii) a fração da história deformacional representada pelo período em que os feldspatos se comportaram rigidamente.

O segundo aspecto é crítico quando se analisa a deformação sincristalização magmática, visto que a viscosidade do meio cresce rápida e progressivamente com o grau de cristalinidade. É provável que o intervalo correspondente a um contraste de viscosidade suficientemente elevado para permitir a rotação livre dos cristais seja muito curto nos magmas graníticos. Assim, a componente de rotação rígida poderia ficar registrada no alto grau de alinhamento dos cristais em rochas protegidas da deformação subsequente, mas tenderia a se tornar insignificante à medida que a cristalização prossegue.

4. Discussão dos Resultados Obtidos nas Rochas de Porto Belo

4.1 Granodiorito Estaleiro

A orientação preferencial e a razão de deformação de fenocristais de feldspatos no Granodiorito Estaleiro foram quantificadas com base em perfis transversais à zona de mais alta deformação da ZCMG, tomando como referencial o traço da foliação no plano principal XZ. Diversos métodos foram aplicados ao mesmo conjunto de dados, com o objetivo de comparar

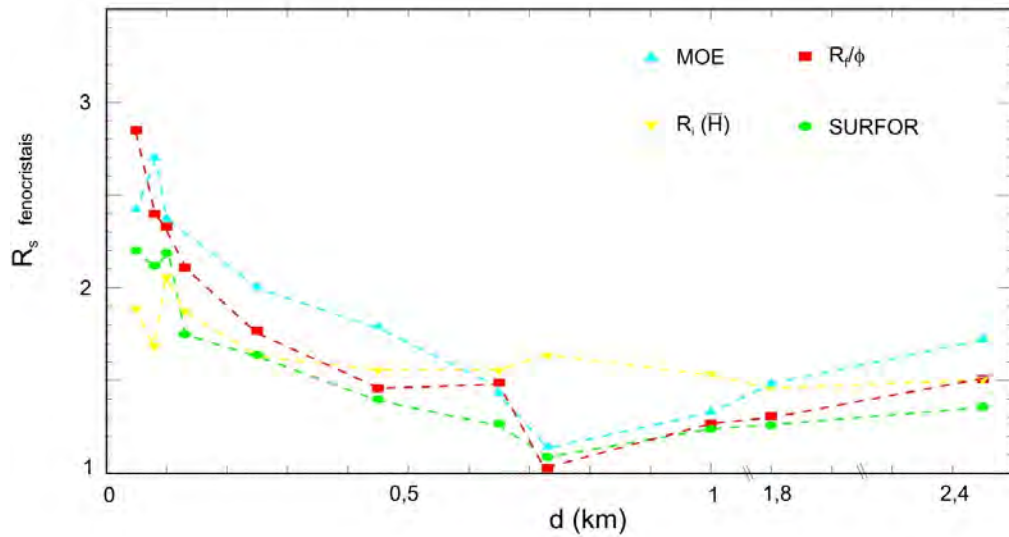
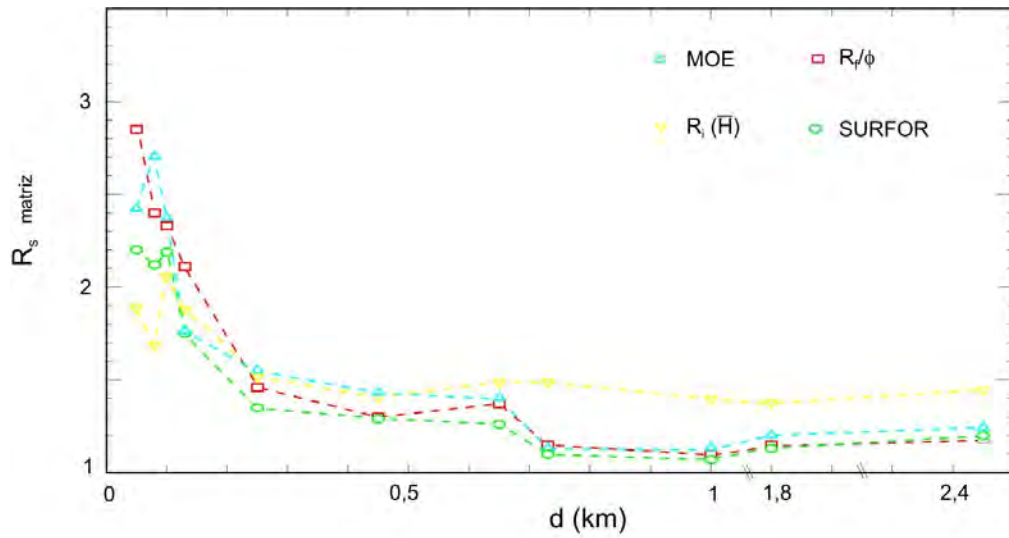


Figura 32 - Diagramas comparativos dos resultados obtidos por meio de diferentes métodos de análise quantitativa nos feldspatos do Granodiorito Estaleiro. Nomenclatura conforme o quadro 3.

os resultados, estabelecer a existência ou não de orientação preferencial nos termos indeformados e investigar as possíveis causas desta orientação e sua vinculação com a deformação transcorrente da ZCMG.

Considerando-se o possível comportamento distinto dos fenocristais em relação à matriz quartzo-feldspática, efetuaram-se medidas dos dois conjuntos separados e do total de marcadores, independente do tamanho de grão. Nos quadros 5 e 6 são apresentados comparativamente os resultados obtidos nos diversos métodos em cada amostra, e na figura 32 os valores de R_s obtidos são plotados contra a distância ao centro da zona.

O exame dos resultados permite concluir que a maior parte dos métodos gráficos apresenta resultados coerentes entre si, ainda que baseados em diferentes pressupostos. Os valores obtidos pelo método SURFOR são especialmente sensíveis à heterogeneidade do tamanho de grão das rochas, razão pela qual o mesmo não foi aplicado ao conjunto de marcadores. A avaliação em separado dos fenocristais e da matriz mostrou-se justificada, já que a maior parte dos métodos fornecem valores um pouco diferentes para os dois tamanhos, especialmente no que se refere à razão inicial dos mesmos.

De modo geral todos os métodos utilizados, e em especial o método SURFOR, tendem a subestimar um pouco os valores de R_s nas rochas miloníticas, retratando mais fielmente os baixos valores. Entretanto, todos os resultados apontam um aumento da razão R_s com a diminuição da distância ao centro da zona, enquanto os valores de \bar{o} permanecem próximos de zero, mesmo nas fácies indeformadas.

Os resultados obtidos nos feldspatos do GE são interpretados em dois aspectos distintos: (a) a variação dos valores de R_s com a distância ao centro da zona, e (b) os valores da média vetorial de \bar{o} .

As figuras 33 a 35 apresentam os diagramas $R_f \times \bar{o}$ e $R_i \times \bar{o}$ para amostras representativas de cada variedade e permitem comparar a intensidade, orientação e assimetria da deformação nas diferentes fácies do GE.

Nas fácies indeformadas ou pouco deformadas (Fig. 33 e 34), a razão inicial (R_i) dos marcadores - entre 1,5 e 1,6 - é coerente com a razão de forma dos feldspatos, sugerindo também que as estimativas de R_s são realistas. Já nos termos miloníticos (Fig. 35), a razão inicial é um

pouco superestimada, sugerindo que os valores de R_s estariam, conseqüentemente, um pouco subestimados.

Quadro 5 - Resultados da aplicação de diversos métodos quantitativos na análise da deformação dos feldspatos do Granodiorito Estaleiro - fácies indeformada.

Rochas Isótropas ou com Foliação Primária S_0																
Método		R_f/φ (Peach & Lisle 1979; Lisle 1985)						MOE (Erslev & Ge 1990)			SURFOR (Panozzo 1983)		ENFry (Erslev & Ge 1990)			
Amostra		N	R_f	R_i	R_s	φ	χ^2	R_s	φ	e(%)	R_s	φ	R_s	φ	fs\np	e(%)
5	g	65	1,76	1,50	1,51	10°	5,92	1,73	7°	16,08	1,36	10°	-	-	-	-
3	p	94	1,48	1,44	1,18	-3°	3,45	1,25	-12°	15,42	1,20	12°	-	-	-	-
0	t	159	1,58	1,50	1,23	4°	5,21	1,43	0°	16,66	-	-	1,44	1°	1,10	15,70
[109]																
	g	62	1,56	1,46	1,31	23°	4,77	1,49	14°	14,07	1,26	24°	-	-	-	-
2	p	105	1,40	1,37	1,15	4°	5,95	1,21	1°	13,11	1,13	15°	-	-	-	-
6	t	167	1,45	1,41	1,15	16°	4,10	1,30	10°	13,98	-	-	1,32	20°	1,15	13,40
[155]																
	g	57	1,62	1,53	1,27	8°	5,28	1,34	4°	17,42	1,24	6°	-	-	-	-
2	p	109	1,40	1,39	1,10	8°	11,83	1,14	2°	14,67	1,07	16°	-	-	-	-
3	t	166	1,47	1,45	1,12	3°	12,19	1,19	3°	16,42	-	-	1,20	-1°	1,10	16,06
[119]																
2	g	65	1,63	1,63	1,03	0°	7,77	1,15	1°	21,22	1,09	8°	-	-	-	-
8	p	117	1,50	1,48	1,15	14°	5,99	1,14	8°	17,67	1,10	26°	-	-	-	-
1	t	182	1,54	1,53	1,14	12°	5,14	1,14	5°	19,06	-	-	1,11	6°	1,10	16,22
[115]																
g = fenocristais		p = matriz		t = fenocristais + matriz			N = n° de marcadores									
e = margem de erro no ajuste da elipse		fs = fator de seleção			np = n° de pares											

Nos termos indeformados, (Fig. 33a, b), as distribuições são altamente simétricas em relação ao referencial, e seus valores de R_s próximos da unidade são compatíveis com as feições estruturais descritas nesta fácies; a razão R_f , tanto nos fenocristais como na matriz, reflete basicamente a razão inicial dos marcadores; os valores de ϕ são bastante baixos e positivos (horários) em relação à linha de referência - representada pelo traço de S_0 no plano XZ ou pela

Quadro 6 - Resultados da aplicação de diversos métodos quantitativos na análise da deformação dos feldspatos do Granodiorito Estaleiro - fácies transicional e milonítica.

Rochas com Foliação Composta S_{0-m}																
Método		R_f/φ (Peach & Lisle 1979; Lisle 1985)						MOE (Erslev & Ge 1990)			SURFOR (Panozzo 1983)		ENFry (Erslev & Ge 1990)			
Amostra		N	R_f	R_i	R_s	φ	χ^2	R_s	φ	e(%)	R_s	φ	R_s	φ	fs/np	e(%)
2	g	54	1,69	1,55	1,49	21°	7,11	1,44	13°	17,35	1,27	21°	-	-	-	-
7	p	109	1,62	1,48	1,37	6°	9,44	1,41	2°	14,51	1,26	16°	-	-	-	-
1	t	163	1,64	1,49	1,44	9°	8,35	1,41	6°	15,63	-	-	1,41	9°	1,25	13,29
[117]																
2	g	62	1,76	1,55	1,46	0°	8,65	1,80	-5°	16,29	1,40	2°	-	-	-	-
8	p	117	1,50	1,39	1,30	-7°	3,26	1,44	-8°	12,91	1,29	0°	-	-	-	-
0	t	179	1,58	1,45	1,33	-5°	3,18	1,57	-6°	14,16	-	-	1,71	-7°	1,20	19,80
[113]																
2	g	63	2,02	1,63	1,77	6°	10,81	2,01	-1°	18,16	1,64	9°	-	-	-	-
7	p	88	1,71	1,51	1,46	6°	2,68	1,56	-1°	15,36	1,35	11°	-	-	-	-
9	t	151	1,83	1,56	1,58	6°	7,21	1,78	-1°	16,78	-	-	1,82	4°	1,10	19,31
[96]																
Rochas com Foliação Milonítica S_m																
277t		84	2,66	1,87	2,11	1°	16,95	1,77	0°	27,79	1,75	9°	1,81	2°	1,45	23,25
[83]																
116t		74	3,23	2,05	2,33	5°	17,89	2,38	3°	29,57	2,19	7°	3,28	2°	1,05	18,80
[83]																
22t		86	2,80	1,68	2,40	-1°	18,88	2,71	0°	19,33	2,12	8°	2,89	1°	1,00	13,72
[53]																
22Bt		82	3,35	1,88	2,85	14°	22,39	2,43	12°	28,24	2,20	19°	2,29	13°	1,00	22,23
[89]																
g = fenocristais		p = matriz		t = fenocristais + matriz		N = n° de marcadores										
e = margem de erro no ajuste da elipse		fs = fator de seleção		np = n° de pares												

direção de S_0 local, ainda que não representada na amostra (no caso de termos isotropos). Em certos casos (Fig. 33a) é constatado um comportamento diferencial entre os fenocristais e a matriz, que se reflete em razões mais elevadas nos primeiros. Como os valores R_s são muito

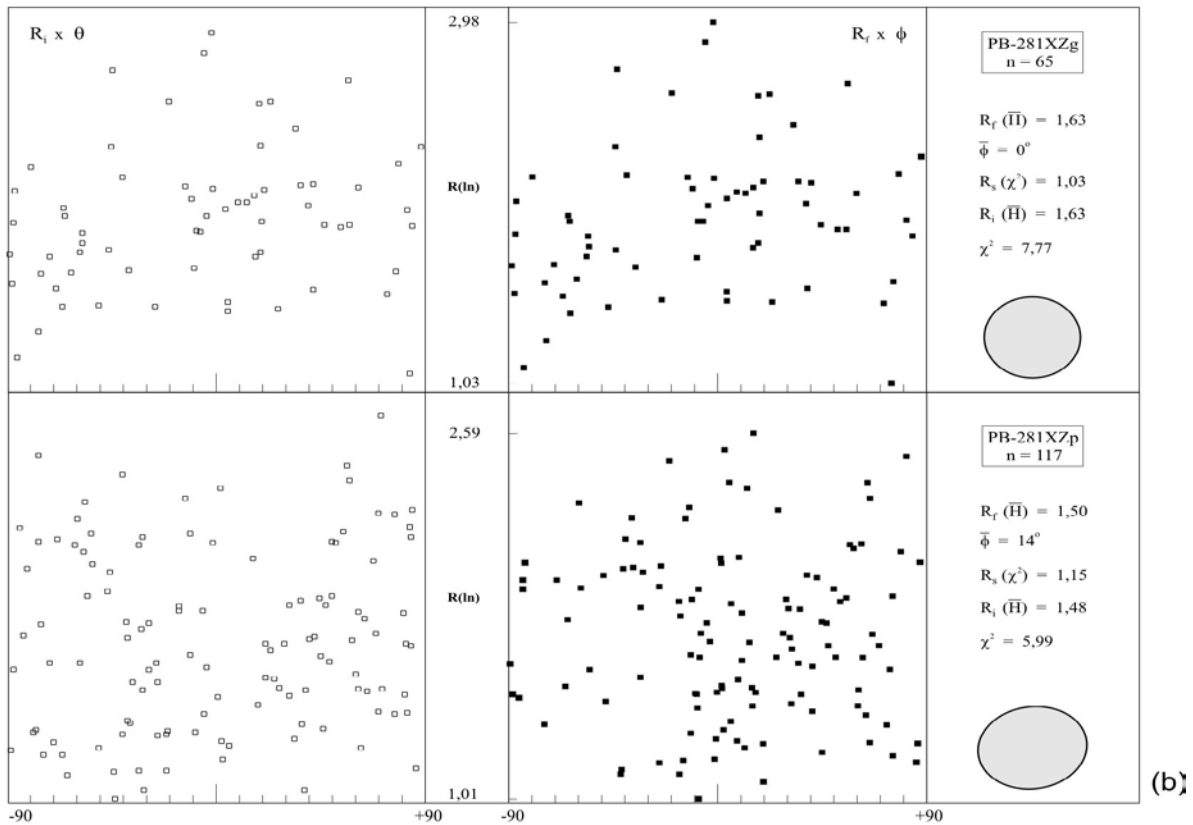
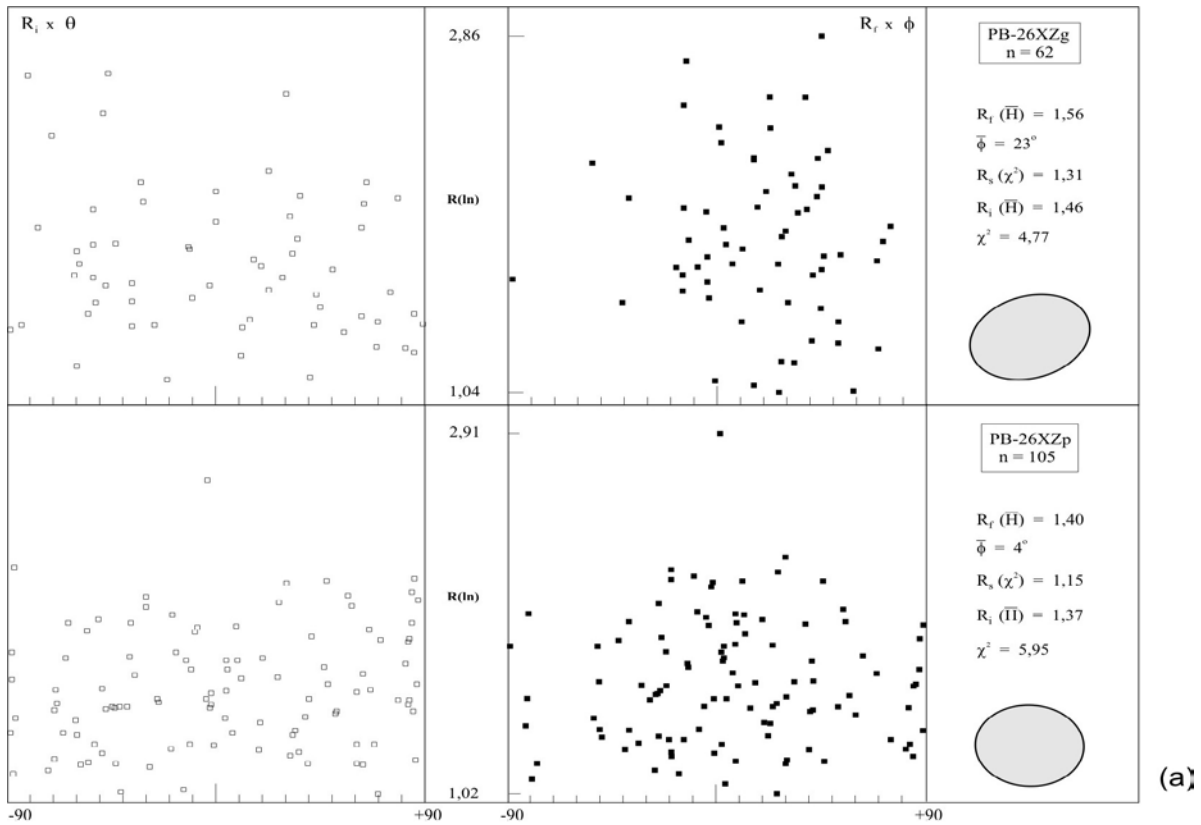


Figura 33 - Resultados da aplicação do método $R_f \times \phi$ nos feldspatos da fácies indeformada do Granodiorito Estaleiro e valores obtidos nos testes estatísticos recomendados por Lisle (1985).

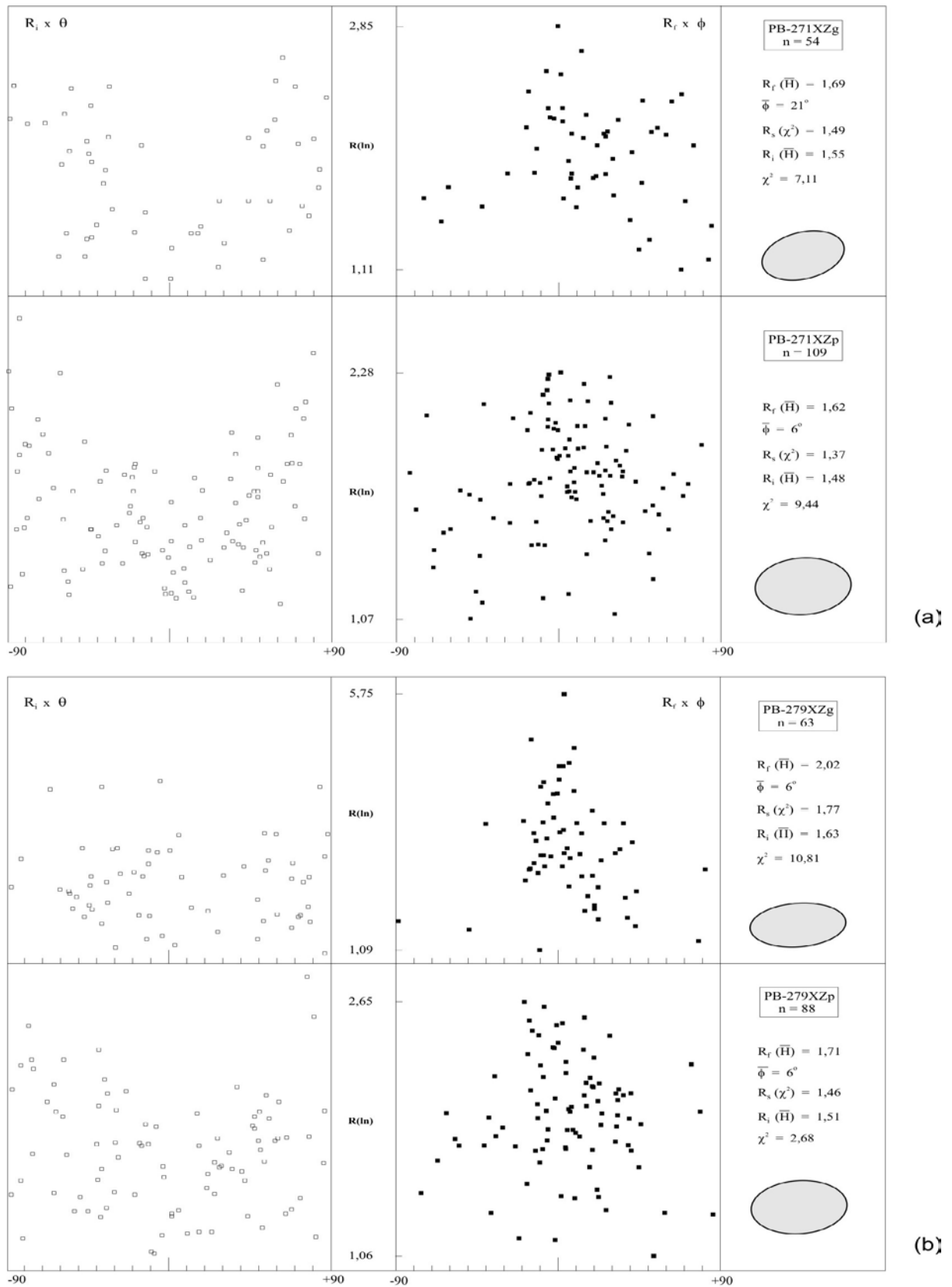


Figura 34 - Resultados da aplicação do método Rf x ϕ nos feldspatos da fácies transicional do Granodiorito Estaleiro e valores obtidos nos testes estatísticos recomendados por Lisle (1985).

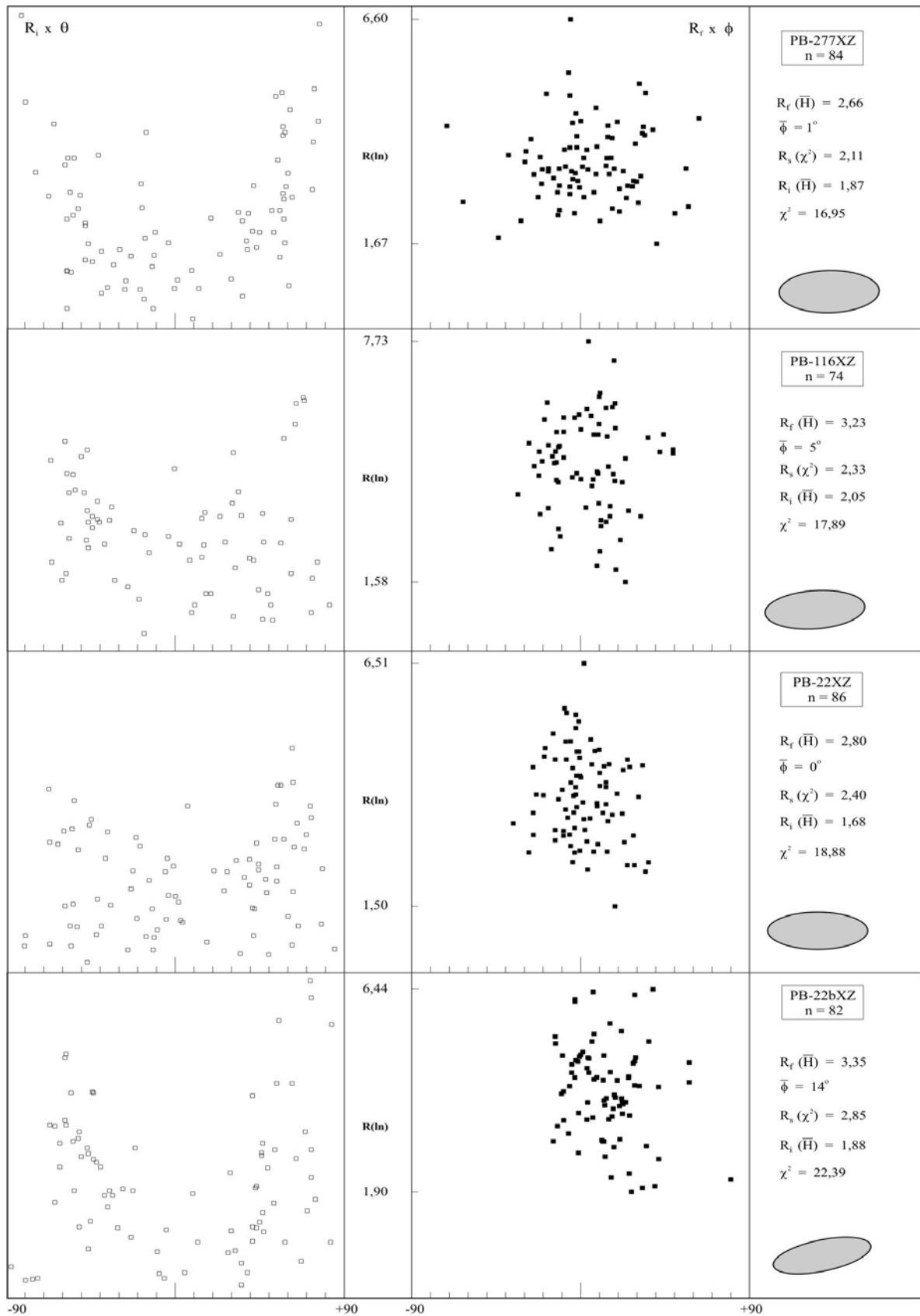


Figura 35 - Resultados da aplicação do método $R_f \times \phi$ nos feldspatos da fácies milonítica do Granodiorito Estaleiro e valores obtidos nos testes estatísticos recomendados por Lisle (1985).

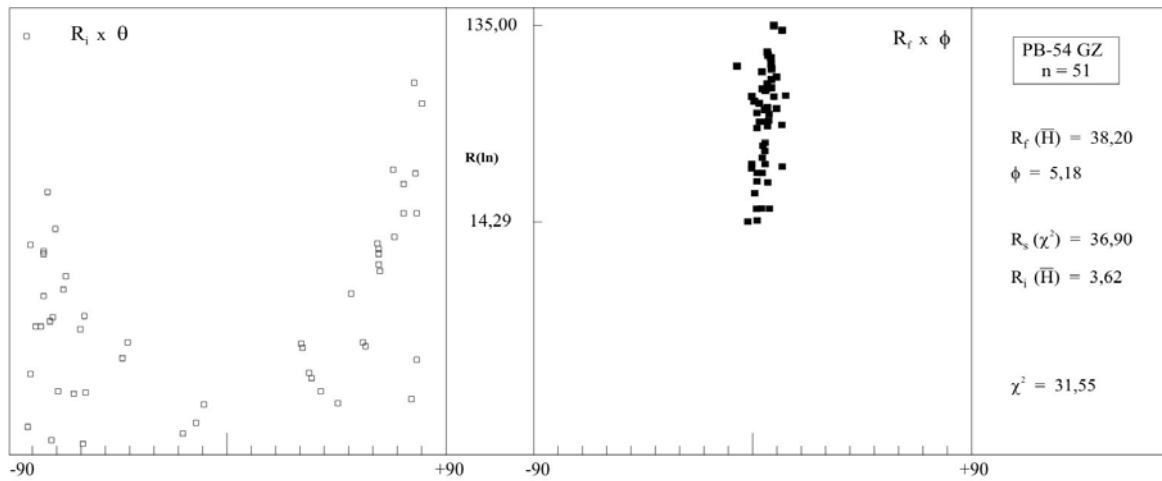
baixos, é mais provável que os mesmos estejam a refletir uma discreta orientação preferencial inicial dos fenocristais, com ângulo positivo de 23° em relação à foliação primária.

Nos termos menos deformados da fácies transicional (Fig. 34a), a razão R_s é ainda baixa, mas a distribuição assume uma forma mais assimétrica, indicando um sentido de movimento horário, compatível com o determinado na ZCMG por outros meios. A assimetria da distribuição torna-se progressivamente mais significativa em direção ao centro da zona, nas amostras miloníticas, indicando a importância crescente do fluxo de estado sólido nestas rochas, e sugerindo também o controle de tensões externas ainda nas rochas da fácies indeformada foliada. De modo mais irregular, observa-se a tendência a uma maior assimetria nos fenocristais em relação à matriz na mesma amostra, o que seria compatível com o comportamento diferencial esperado para o conjunto durante o fluxo magmático não-coaxial. Nos termos transicionais, o aumento da componente deformacional de estado sólido, estabelecido com base em critérios microestruturais, se reflete numa maior aproximação entre os valores de δ dos fenocristais e da matriz, mantendo-se os valores R_s dos primeiros mais elevados.

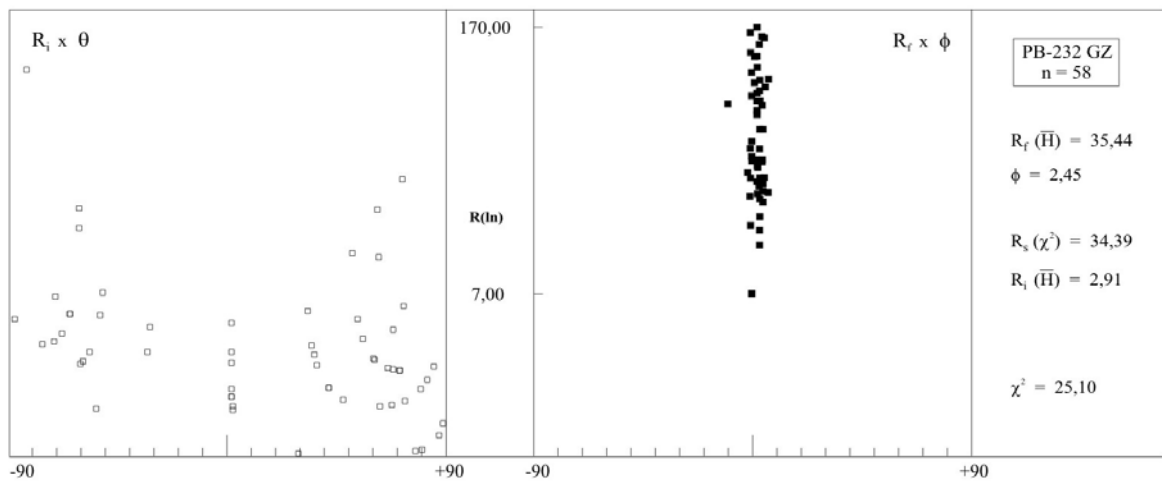
Os valores de R_s são baixos, mesmo nas rochas miloníticas (Fig. 35), em contraposição ao alto grau de orientação preferencial indicado pelos baixos valores de δ . Mesmo que se admitam as limitações dos métodos de quantificação, no que se refere a uma possível componente de rotação corporal na deformação de corpos rígidos, é difícil compatibilizar valores tão baixos de δ , diante de razões de deformação igualmente baixas, sem cogitar o papel do fluxo magmático como causa da orientação preferencial. Adicionalmente, a coincidência desses padrões entre as rochas da fácies indeformada e as da fácies milonítica, passando pela transicional, é indicativa de que o mesmo campo tensional externo controlou os processos magmáticos precoces, tardios e *subsolidus*.

Adicionalmente, ressalta-se a divergência de comportamento mais marcante entre fenocristais e matriz na amostra da fácies transicional (Fig. 34a) tomada como parâmetro para o início de deformação de estado sólido significativa, representado pelo aparecimento de coroas de recristalização marginal nos feldspatos e formação de biotita verde azulada em fraturas e sombras de pressão. Uma vez que a componente deformacional de estado sólido se torna efetiva, os valores de R_s crescem nos fenocristais e na matriz; entretanto, a deformação mais intensa dos fenocristais é observada (Fig. 34b), sem uma correlação com os valores de δ .

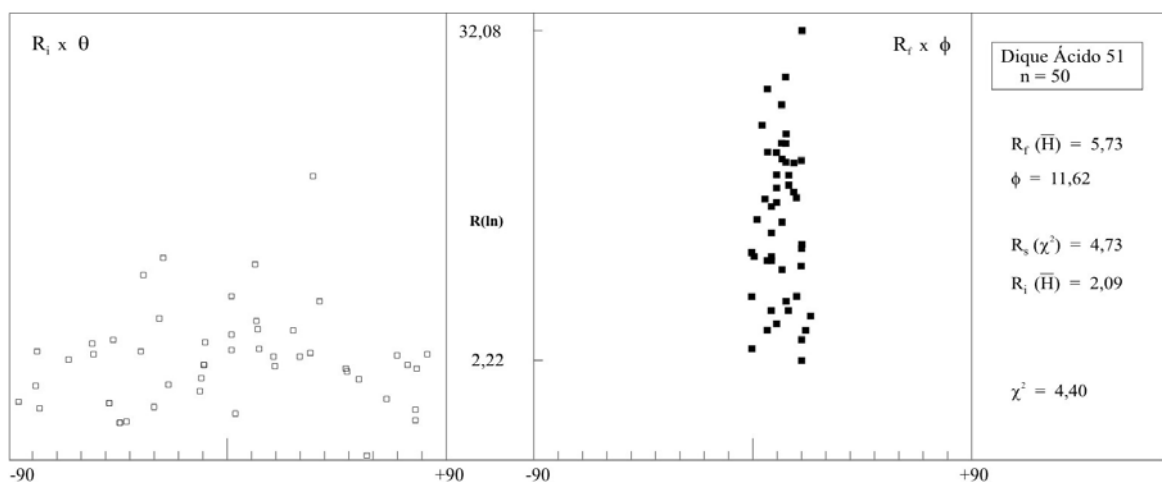
A distribuição dos marcadores na fácies milonítica se caracteriza por altos valores de δ^2 ,



(a)



(b)



(c)

Figura 36 - Resultados da aplicação do método $R_f \times \phi$ aos enclaves máficos da borda milonítica do Granito Zimbros (a, b) e de diques da Fácies Hipabissal Félsica (c).

indicativos de que um ou mais pressupostos do método não se aplica à mesma, já que o número de marcadores é suficientemente elevado. De acordo com Lisle (1985) os principais motivos para um resultado desse tipo seriam a presença de orientação preferencial inicial e o alto contraste de viscosidade entre os marcadores e a matriz. Conforme discutido anteriormente, considera-se improvável, após a cristalização parcial do magma, que o contraste de viscosidade entre os fenocristais e a matriz seja suficientemente alto para permitir a rotação livre dos marcadores. Por outro lado, este contraste pode ser suficiente para resultar numa quantificação subestimada dos valores de R_s , o que seria esperado, tendo em vista as feições de recristalização marginal comuns nessas rochas. Entretanto, a orientação preferencial dos marcadores, adquirida durante a fase magmática, poderia ter o efeito de uma deformação anterior, gerando uma aparente superposição de eventos.

Os dados obtidos para os feldspatos do GE indicam uma razão de deformação sempre muito inferior àquela percebida nos enclaves microgranulares máficos (da ordem de 5:1), enquanto os baixos valores de δ são característicos de ambos. Os valores subestimados de R_s na fácies milonítica são esperados, haja vista as feições de deformação dos feldspatos aí observadas, como a presença de coroas de recristalização marginal.

Tomando-se como significativos os valores muito baixos de δ obtidos nos vários métodos, e considerando-se um modelo de deformação passiva dos marcadores, o pico da orientação preferencial de forma (equivalente a δ) indica a direção de estiramento máximo instantâneo. Portanto, o regime de deformação, tendo como referencial a foliação S_0 e S_{0-m} , foi do tipo não-coaxial com assimetria horária, provavelmente com uma contribuição significativa de cisalhamento puro. Referindo-se ao regime de fluxo magmático, a história de posicionamento é compatível com o fluxo não-coaxial horário da ZCMG.

4.2 Granito Zimbros e Diques Félsicos

Os marcadores estudados no GZ são os fenocristais de feldspatos e os enclaves microgranulares máficos. Os dados obtidos para o comportamento dos fenocristais são similares aos discutidos para o GE, e os diagramas não são apresentados. Em contraposição, a análise dos

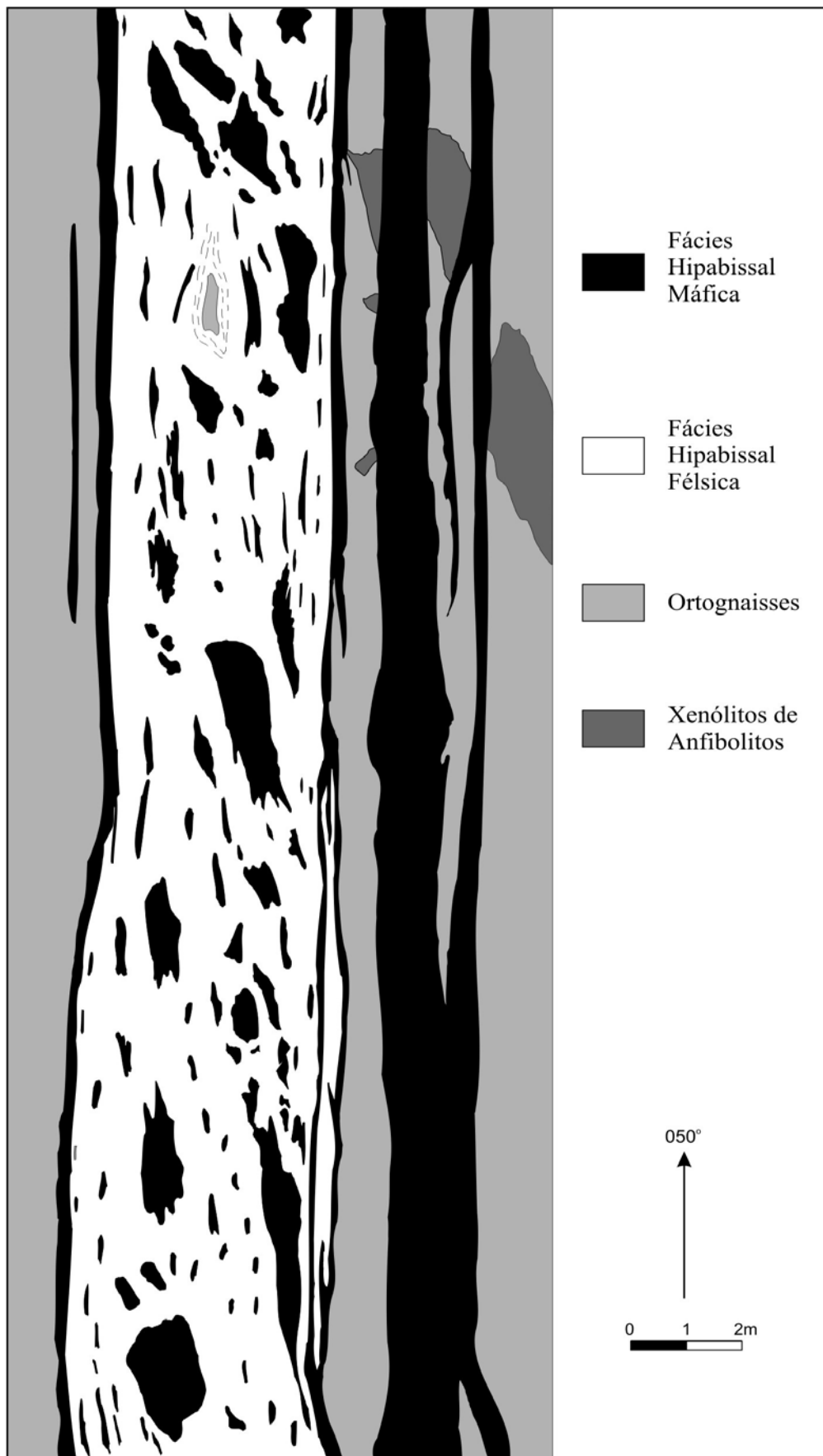


Figura 37 - Relações geológicas e distribuição espacial das rochas máficas e félsicas em dique composto da SIZ, intrusivo em ortognaisses.

enclaves máficos em diferentes locais na borda milonítica do corpo revela valores anormalmente elevados de R_f (Fig. 36a, b), acompanhados de valores de δ em torno de zero, com valores de F (Flutuação) muito baixos. Estas características invalidam a aplicação direta de qualquer dos métodos usados para determinação de R_s , e o baixo grau de ajuste da distribuição às curvas teóricas é retratado nos valores muito elevados de σ^2 . Entretanto, podem ser utilizadas para analisar comparativamente o comportamento desses marcadores em diferentes condicionamentos. Comparando-se os resultados do mesmo tipo de marcador na borda do GZ e nos diques félsicos, observam-se valores mais realistas nos últimos, o que pode estar ligado a diversos fatores.

Os enclaves máficos do granito poderiam ser provenientes do desmembramento de antigos diques sinplutônicos no decorrer do resfriamento e deformação, o que invalidaria o seu uso como marcador. Por outro lado, o tempo de resfriamento no corpo maior parece um fator preponderante quando tomado em conjunto com a presença simultânea de duas composições. Neste caso, a interação entre os dois materiais é favorecida, e o comportamento reológico relativo tende a ser mais homogêneo, uma vez que as duas composições se aproximam durante a mistura. A presença de tensões diferenciais acompanhando o processo de mistura favorece uma interação maior entre as duas composições, resultando também na hibridização observada do ponto de vista composicional.

Os valores obtidos para a deformação dos enclaves máficos nos diques félsicos são provavelmente mais realistas, o que se reflete em valores razoáveis dos parâmetros estatísticos (Fig. 36c). Embora os dados obtidos no GZ não permitam avaliar quantitativamente a deformação, a comparação dos valores obtidos nos enclaves da borda granítica com aqueles obtidos nos diques félsicos contemporâneos permitem sugerir que o resfriamento mais lento dos primeiros teve um papel significativo no decorrer do processo de deformação sincristalização, possivelmente no sentido de permitir a interação mais prolongada dos enclaves com a encaixante, levando a um comportamento mais uniforme dos dois materiais inicialmente contrastantes, ou mesmo promovendo o comportamento mais dúctil dos enclaves máficos em relação à rocha granítica.

4.3 Diques Compostos

O comportamento passivo de enclaves máficos em magmas graníticos é reconhecido por diversos autores (*e.g.* Didier 1987, Fernandez & Barbarin 1991), e sua forma tende a refletir o

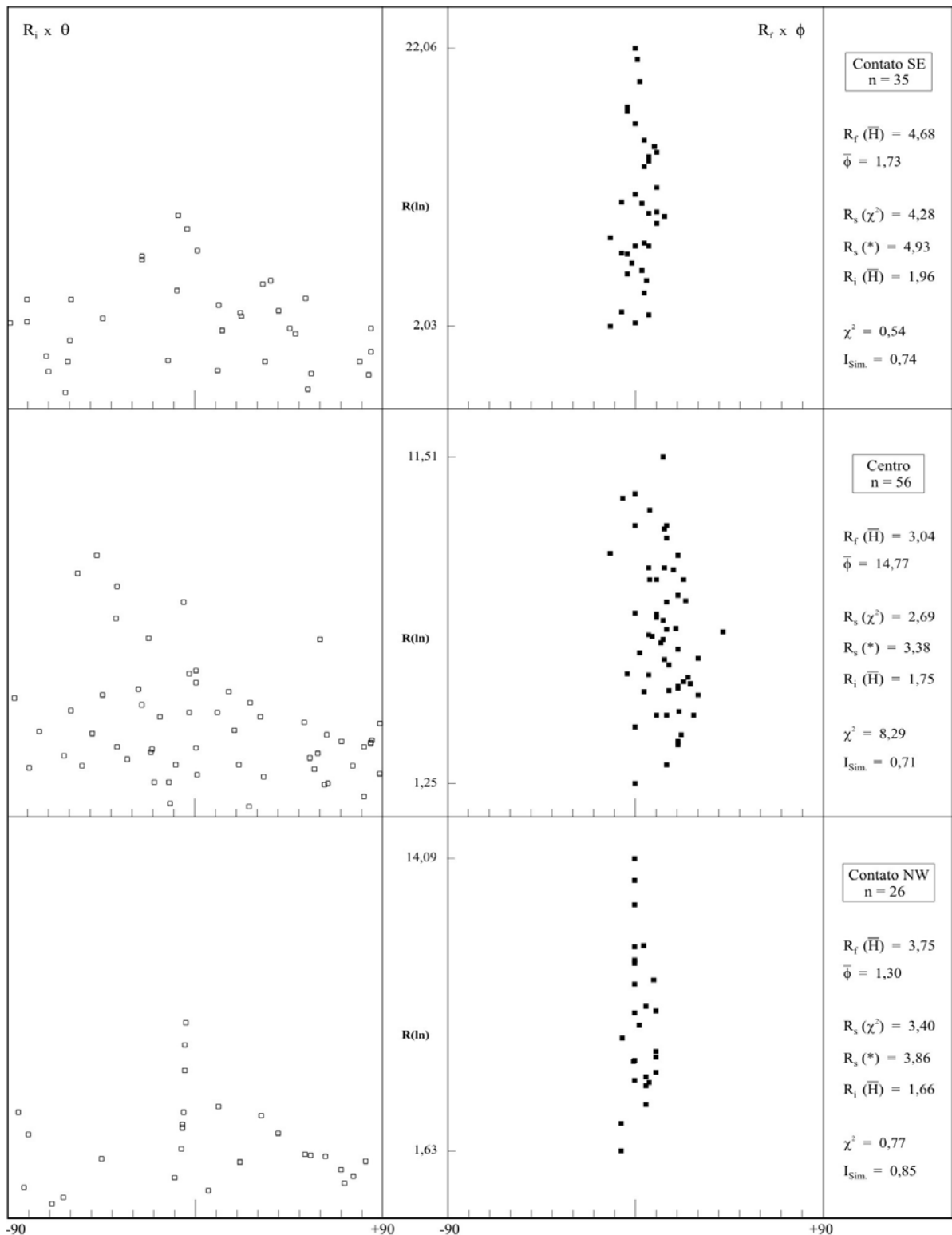


Figura 38 - Resultados da aplicação do método R_f / ϕ em enclaves máficos contidos na porção fêlsica da intrusão composta da figura 37 e valores obtidos nos testes estatísticos recomendados por Lisle (1985) - $R_s(*)$ = valor de R_s calculado pelo método de Ramsay & Huber (1983).

elipsóide de deformação finita durante o processo de intrusão. Isto é especialmente válido para intrusões rasas de pequeno porte, cujo resfriamento rápido torna negligenciáveis os efeitos da inversão reológica do material máfico em relação ao ácido. Por outro lado, o fluxo magmático tende a ser canalizado próximo às paredes de intrusões tabulares, e a foliação magmática tende a se paralelizar ao contatos. A modificação desta relação angular em direção ao centro do dique, onde a intensidade do fluxo é mais baixa, caracteriza o denominado efeito de *pincement aux épontes* (Blanchard *et al.* 1979) que define o sentido de movimento durante a intrusão. Assim, se os contatos da intrusão são paralelos ao plano de movimento, o estudo da forma e orientação de marcadores passivos permite uma boa aproximação quantitativa da deformação finita durante o posicionamento.

Os resultados da análise quantitativa da deformação nos Diques Compostos da Enseada dos Zimbros, aqui discutidos, são apresentados por Bitencourt *et al.* (1995). O esboço da figura 37 resulta do mapeamento de detalhe de uma das principais intrusões compostas da Enseada dos Zimbros, realizado neste trabalho.

Na porção central da intrusão, evidências de que ambas as composições constituíam líquidos à época do posicionamento são representadas pelos contatos lobados e crenulados entre os enclaves e a encaixante, atestando seu baixo contraste de viscosidade (ver figura 18, p. 93). A presença de xenocristais de quartzo com textura ocelar nas rochas máficas, e de plagioclásio dendrítico ou celular com manteamento por feldspato alcalino, nas félsicas (Cap. IV), constituem evidências adicionais no mesmo sentido. Por outro lado, uma pequena defasagem de tempo no posicionamento das bordas máficas é indicada pela morfologia da borda SE, cuja ramificação no interior da parte félsica indica que o magma ácido já se encontrava próximo de seu segundo limiar reológico, sendo então capaz de se fraturar na época em que o magma básico se instalou. Desta forma, na época em que teve início a interação observada no centro do dique composto, os dois magmas tinham viscosidades próximas, enquanto no momento em que se injetaram as bordas máficas o magma félsico constituía a fase mais viscosa. Em escala meso- e macroscópica, estruturas indicativas de inversão de propriedades reológicas entre os enclaves máficos e a encaixante ocorrem de modo esporádico, como injeções de material félsico nos primeiros e feições de rasgamento e separação dos últimos.

A presença de tensão externa na época do posicionamento é atestada pelo caráter

composto da foliação, bem como pelas feições deformacionais observadas nos enclaves e sua disposição espacial em relação à geometria do corpo, discutidas no capítulo III.

Tratados separadamente os dados referentes à zona central e às zonas de contato (Fig. 38), os resultados permitem uma reconstituição bastante coerente da geometria da foliação, dada pela variação sistemática de θ na zona central, cujo valor positivo de cerca de 15° se contrapõe aos valores próximos de zero nas zonas de contato. A maior razão axial observada no contato SE em relação ao NW pode ser resultado da maior concentração de enclaves naquela região, sobretudo de enclaves de grande porte (Fig. 17b, p. 91), propiciando a formação de um corredor de deformação entre essas grandes massas e a encaixante mais rígida, o que iria favorecer a estiramento dos enclaves menores durante o fluxo. Embora o número de medidas nos contatos, sobretudo no contato NW, seja relativamente baixo, o teste de ajuste da distribuição nas curvas- χ^2 resulta em valores de χ^2 muito inferiores ao valor crítico de 4,6 para $n < 50$ (Quadro 4), confirmando um alto grau de ajuste da distribuição nas curvas teóricas. Os valores dos índices de simetria (I_{sim}) são também superiores aos índices críticos apresentados por Lisle (1985, p.15) para margens de erro de 5 e 10% nas três populações, sugerindo a ausência de orientação preferencial inicial dos marcadores. Os valores de R_s obtidos pela técnica R_f/θ de Ramsay & Huber (1983) mostram-se de 13 a 25% mais elevados que os obtidos neste tratamento, refletindo a diferença comumente observada entre os cálculos que utilizam a média harmônica e a geométrica.

Admitindo-se que a variação dos parâmetros de forma e orientação dos enclaves reflete a do elipsóide de deformação finita, pode-se então reconstituir a geometria sigmoidal da foliação primária na intrusão estudada, a qual é indicativa da movimentação horária de suas paredes durante o posicionamento, compatível com o sentido de movimento da ZCMG em Porto Belo. Do mesmo modo, a variação das razões axiais observadas entre a zona central e os contatos reflete a progressão do fluxo viscoplástico para o fluxo de estado sólido esperado nas regiões de resfriamento mais rápido, que constituiriam zonas de mais alta deformação.

5. Indicadores Cinemáticos na ZCMG

Feições de escalas diversas, discutidas nos capítulos anteriores, são utilizadas como indicadores do movimento transcorrente da ZCMG. Em escala megascópica, pode-se tomar como

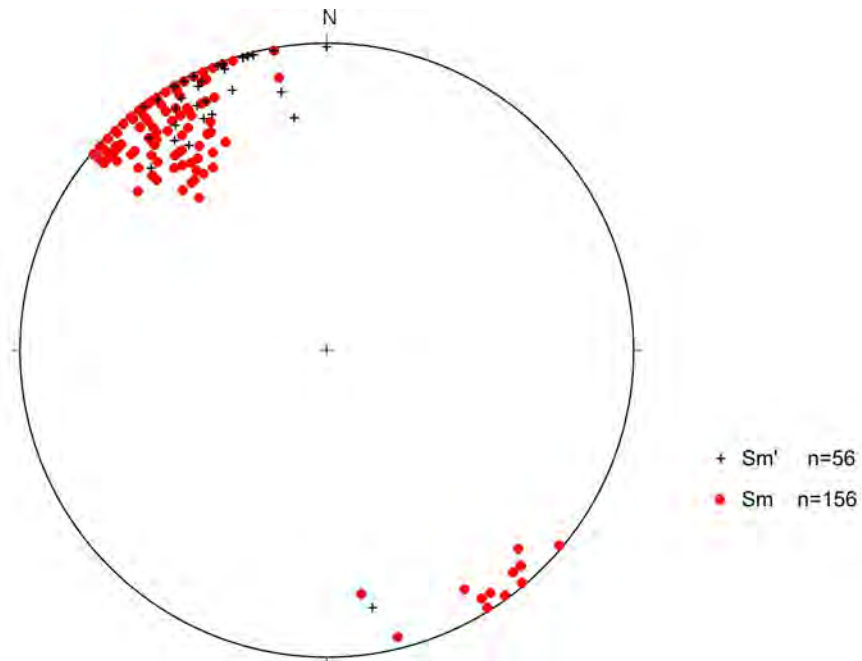


Figura 39 - Relação espacial entre a foliação milonítica principal S_m e S_m' na região da Ponta do Estaleiro.

indicador a relação entre a foliação milonítica principal e a foliação progressiva em zonas de alta deformação, tanto no GE como na borda do GZ. Em ambos os casos, a morfologia de S_m' , as feições de menor escala por elas apresentadas e a disposição espacial das mesmas em relação à foliação milonítica principal apontam um movimento horário para a ZCMG em Porto Belo (Fig. 39).

Do mesmo modo, a disposição de enclaves máficos no interior das intrusões compostas da SIZ, apresentada no ítem anterior indica uma movimentação horária das paredes durante o posicionamento do magma.

Adicionalmente, os dados de macroescala obtidos na análise quantitativa do GE indicam amplo predomínio de rotação horária sobre anti-horária. Em microescala, o desenvolvimento de caudas de recristalização e sombras de pressão, bem como a disposição espacial de *shear bands* (Fig. 24f e 31g, h) em relação à foliação milonítica principal indicam o mesmo sentido de movimento.

Uma componente oblíqua no movimento transcorrente horário da ZCMG torna-se

progressivamente mais acentuada nas estruturas mais tardias a ela relacionadas, dadas por lineações de estiramento com caimento de cerca de 20 a 25° SW, em média. Aliada ao sentido de movimento da zona, esta componente tende a elevar o bloco noroeste em relação ao sudeste, possivelmente expondo níveis crustais mais profundos no sentido sudoeste.

As relações entre veios graníticos e o Granodiorito Estaleiro no que se refere à cronologia e ao volume dos mesmos, descritas no capítulo III, sugerem a presença de um episódio de descompressão no final da cristalização do GE, abrindo espaço para a entrada de cerca de 20% de material félsicos, em volume, o que seria compatível com o movimento ascendente do conjunto magma-cristais auxiliado pela tensão externa. Do mesmo modo, o movimento ascendente propiciou a colocação do GZ em níveis rasos, o que é demonstrado pela presença de margens resfriadas e corpos hipabissais contemporâneos.

Capítulo VI

GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE DOS GRANITÓIDES

1. Introdução

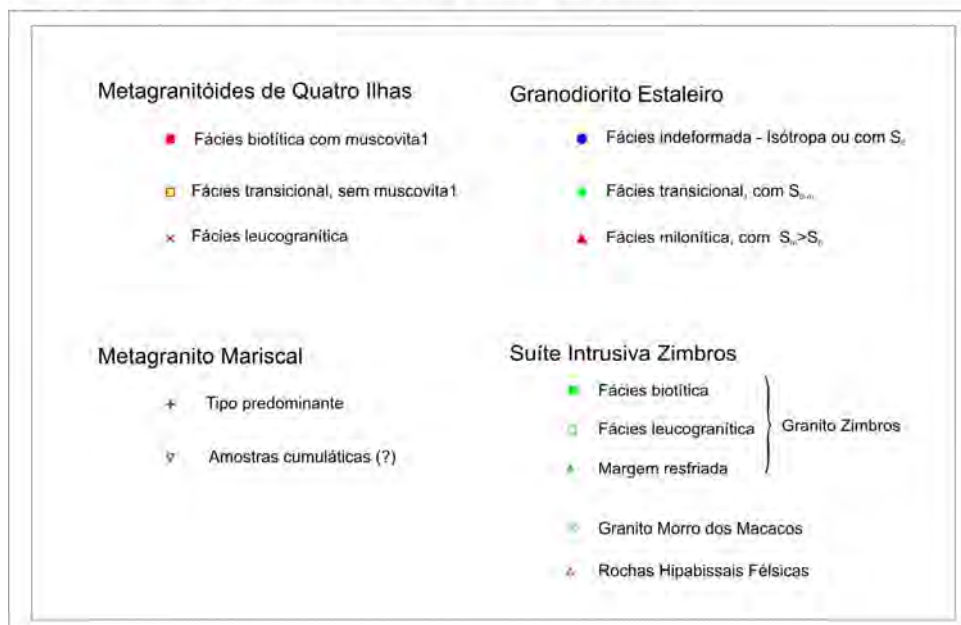
Neste capítulo os granitóides de Porto Belo são caracterizados e discutidos em seus aspectos composicionais e evolutivos, com base nos dados de química de rochas e de minerais. Adicionalmente, são apresentados os dados isotópicos Rb/Sr obtidos em rocha total. Os dados analíticos completos constam nas tabelas do anexo III. No quadro 7 é apresentada a simbologia utilizada para discriminar os granitóides e suas variações nos diagramas geoquímicos.

2. Caracterização e Variação Composicional das Rochas Graníticas

2.1 Metagranitóides

As unidades graníticas mais precoces reconhecidas na região de Porto Belo, representadas pelos Metagranitóides de Quatro Ilhas e pelo Metagranito Mariscal, mostram um intervalo composicional relativamente amplo, e os valores obtidos para teores de elementos maiores e traços são representativos de amostras pouco ou nada afetadas pelo evento de transcorrência. As amostras analisadas em ambas as unidades refletem as variações composicionais e texturais discutidas no capítulo IV, características das diferentes fácies petrográficas ou de variações texturais e composicionais importantes dentro de cada fácies. Assim, as rochas da fácies biotítica dos MgQI são separadas em dois subgrupos, o primeiro compreendendo os termos mais máficos, onde se registra também a ocorrência de muscovita precocemente formada às expensas da biotita, e o segundo os termos de igual mineralogia acessória, cujo teor de máficos é transicional em direção à fácies leucogranítica, e nos quais a muscovita magmática não é observada. Já no

Quadro 7 - Simbologia utilizada nos diagramas geoquímicos.



MgM, as variações texturais são mais irregulares e, principalmente, se refletem em escalas diversas, sendo possivelmente conseqüência da atuação de processos distintos. Em razão da abundância de fragmentos de rochas encaixantes verificada nesta unidade, bem como da interação dos mesmos com o magma granítico, observada em escala mesoscópica, a seleção de amostras teve como critério principal a representatividade das mesmas como parâmetro da evolução magmática, evitando-se, portanto, a análise de amostras coletadas próximo aos xenólitos.

Os resultados analíticos para elementos maiores e traços, bem como valores normativos CIPW constam nas tabelas 18, 19 e 23, anexo III.

A composição dos metagranitóides é apresentada na forma de diagramas binários de variação (Fig. 40, 41 e 42), os quais relacionam teores de elementos maiores, menores e traços ao conteúdo de SiO_2 , tomado como parâmetro da diferenciação magmática destas rochas. Os MgQI se caracterizam por um intervalo amplo e relativamente contínuo de valores de SiO_2 (Fig. 40), enquanto o MgM (Fig. 41) apresenta um intervalo estreito, de valores relativamente elevados, com a maior parte das amostras analisadas contidas entre 70 e 74% de SiO_2 . Ambas as unidades são constituídas por granitóides cálcico-alcalinos alto-K, com base nos parâmetros de Le Maitre (1989), e apresentam composições químicas similares, considerando-se o grau de diferenciação. Perturbações localizadas dos padrões lineares em determinados intervalos de valores de

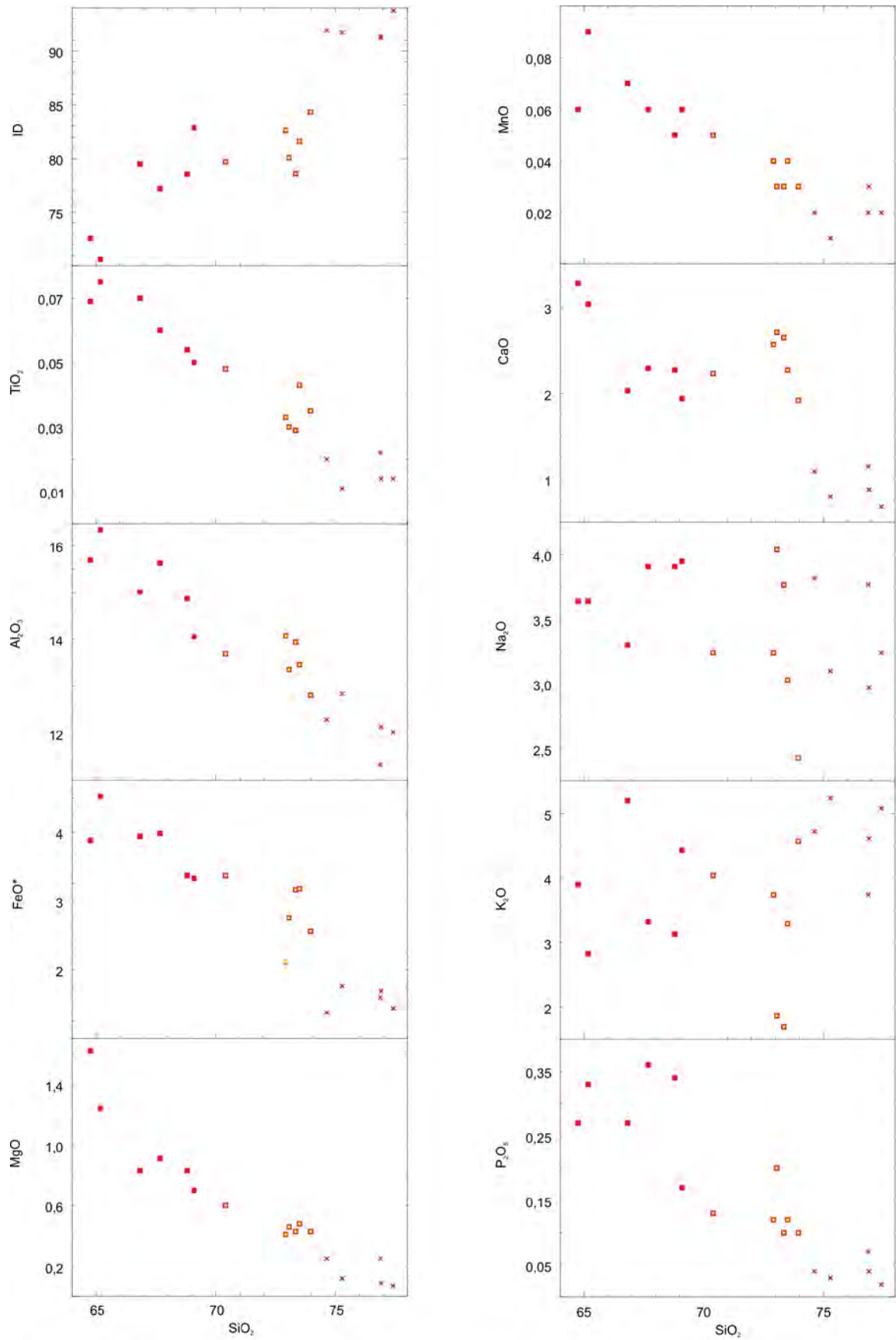


Figura 40 - Diagramas de variação de elementos maiores e menores (% peso) em relação aos teores de SiO₂ como índice de diferenciação nos Metagranitóides de Quatro Ilhas.

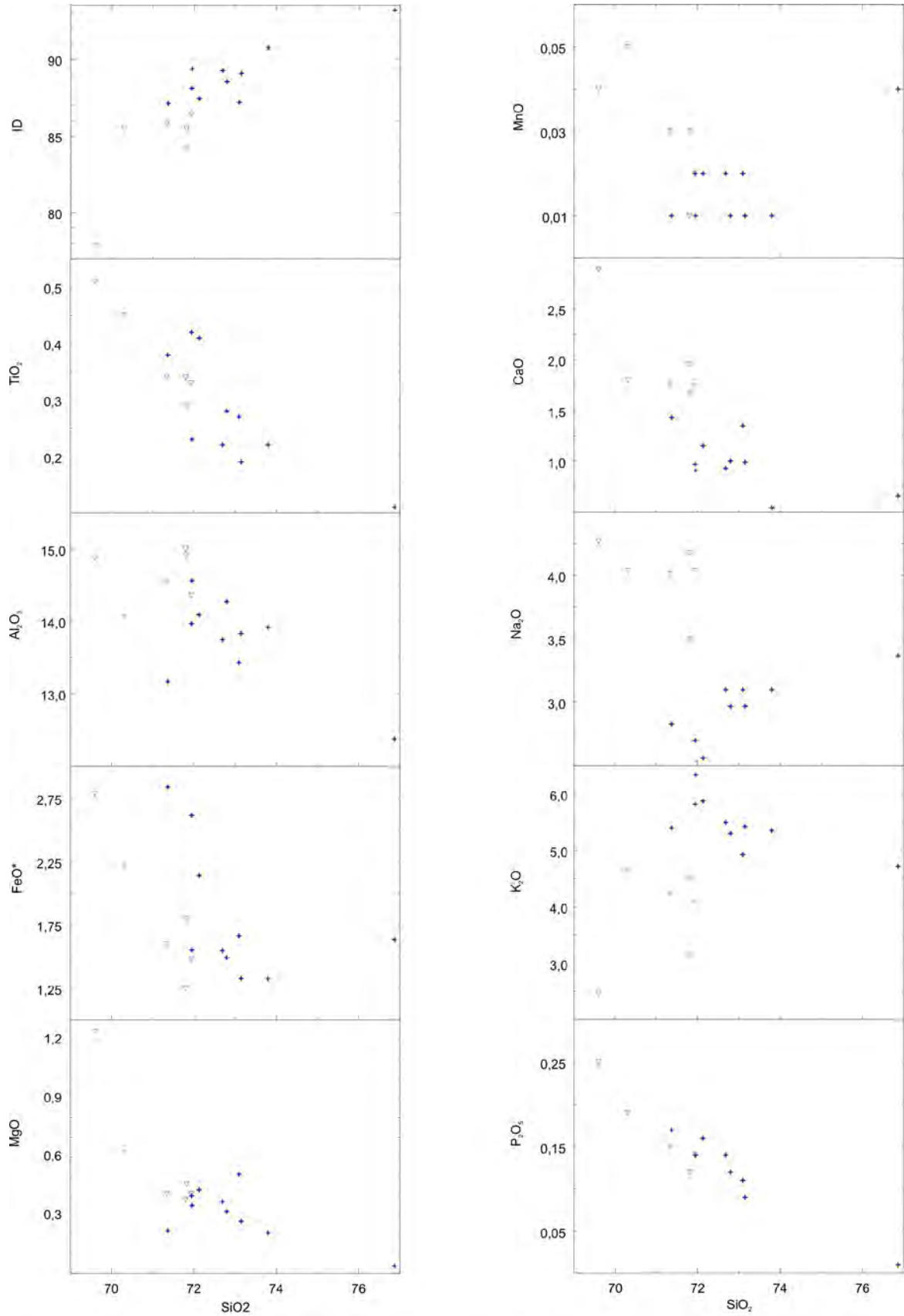


Figura 41 - Diagramas de variação de elementos maiores e menores (% peso) em relação aos teores de SiO₂ como índice de diferenciação no Metagranito Mariscal.

sílica são observadas em ambos os casos, sugerindo a atuação de processos de diferenciação diversificados durante sua evolução magmática.

Os MgQI apresentam tendências lineares relativamente bem marcadas para a maior parte dos elementos maiores e menores (Fig. 40), além de alguns elementos traços (Fig. 42a), como Zr e Sr. Por outro lado, a variação dos teores de Al_2O_3 , CaO, Ba, Sr e Rb, para um mesmo intervalo de SiO_2 , é sugestiva da atuação de processos de acumulação mineral ao longo da evolução magmática. Nos intervalos com SiO_2 até cerca de 70%, os altos teores de FeO^* e MgO, aliados a valores também elevados de Ba, Sr e Rb, indicam a presença de acumulações máficas, compostas principalmente por biotita e plagioclásio. A variação na proporção relativa destas fases se reflete no comportamento da razão Rb/Ba com a diferenciação (Fig. 43), apontando uma maior contribuição do plagioclásio nos termos menos diferenciados. No intervalo de 70 a 75% de SiO_2 , os teores elevados de CaO, Sr e Ba de um grupo de amostras, associados a baixos valores de Rb, sugerem a formação de acumulações félsicas, à base de plagioclásio e feldspato alcalino, refletindo-se também nos valores regularmente baixos da razão Rb/Ba observados na figura 43. A presença de acumulações feldspáticas se reflete também na variação dos valores de $\text{ID}=(q+ab+or)_{\text{norm}}$. (Thorton & Tuttle 1960) neste intervalo, razão pela qual o teor de SiO_2 se mostra mais confiável como índice de diferenciação.

No intervalo de altos valores de SiO_2 (acima de 75%), característico da fácies leucogranítica, observa-se um empobrecimento regular em CaO, FeO^* , MgO, Ba, Sr e Zr, compatível com a evolução normal de líquidos muito diferenciados. O crescimento regular dos teores de Rb e da razão Rb/Ba neste intervalo é também indicativo da atuação pouco significativa de processos acumulativos nos termos mais evoluídos, refletindo antes a tendência normal de enriquecimento em Rb que acompanha a diferenciação.

O comportamento da razão $\text{FM}^* = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ em relação à diferenciação, aliado ao comportamento do TiO_2 , sugere a presença de ilmenita, acompanhando principalmente as acumulações félsicas. Os teores relativamente elevados de P_2O_5 , principalmente nos termos mais pobres em sílica, sugerem a presença de apatita nas acumulações máficas, enquanto a elevação dos teores de Zr indica a presença de zircão como fase cumulática em todo o curso da diferenciação. A presença de alanita nas acumulações máficas e félsicas é também sugerida pelo enriquecimento expressivo destas rochas em ETR leves, sendo também compatível com as observações petrográficas.

De forma semelhante aos MgQI, o Metagranito Mariscal apresenta uma variação marcante

no teor de elementos maiores, menores e traços, como Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Rb, Sr e Ba para um mesmo grau de diferenciação. Dentre os elementos maiores (Fig. 41), a variação mais marcante é relacionada com o teor de Na_2O , acompanhado de CaO e, de forma mais irregular, de Al_2O_3 ; as amostras enriquecidas nesses elementos apresentam também teores excepcionalmente elevados de Sr e Ba (Fig. 42b). Tais padrões geoquímicos sugerem a participação de processos de acumulação de fases precoces e/ou pré-existentes ao longo da história magmática desses granitóides, sendo a principal delas o plagioclásio, que responde pela elevação dos teores de Al_2O_3 , CaO , Na_2O , Sr e Ba em um grupo de amostras de valores baixos a médios de SiO_2 em relação ao conjunto. Os teores muito elevados de Sr e Ba tornam improvável uma vinculação destes padrões com um possível efeito de assimilação de rochas encaixantes. O comportamento similar do Al_2O_3 , FeO^* e MgO nos termos menos diferenciados sugere a presença também de biotita entre as fases acumuladas, em proporções variáveis, o que seria reforçado pelos baixos teores de Rb da maior parte das amostras com alto Na_2O e CaO , e pelos teores elevados das demais. Ainda, a presença de zircão e apatita entre estas fases é indicada pelos teores elevados de Zr e P_2O_5 deste conjunto, em concordância com o caráter precoce destes minerais observado petrograficamente. Algumas amostras exibem também um padrão geoquímico compatível com a presença de feldspato alcalino entre as fases acumuladas, em quantidade provavelmente inferior à de plagioclásio, acompanhado igualmente de zircão e apatita.

Considerando-se a relação cálcio-álcalis, ambos os granitóides mostram um comportamento compatível com o de rochas cálcico-alcálicas, segundo os parâmetros de Brown (1981) (Fig. 44), observando-se um empobrecimento mais acentuado em CaO nos MgM.

O grau de saturação em alumina com respeito a álcalis e cálcio aponta para ambos os granitóides um caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso (Fig. 45), também indicado pelo baixo conteúdo de coríndon normativo, mesmo em termos muito diferenciados. A razão $\text{FM}^* = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ é elevada (Fig. 46), atingindo valores compatíveis com os de granitóides da série alcalina citados por Whalen *et al.* (1987), nos termos mais diferenciados. Os MgQI apresentam um crescimento regular da razão FM^* com a diferenciação, bem como um decréscimo no grau de saturação em alumina, compatíveis com as tendências observadas em granitóides de afinidade cálcico-alcálica. Os conteúdos relativamente baixos de CaO , bem como a razão Rb/Sr

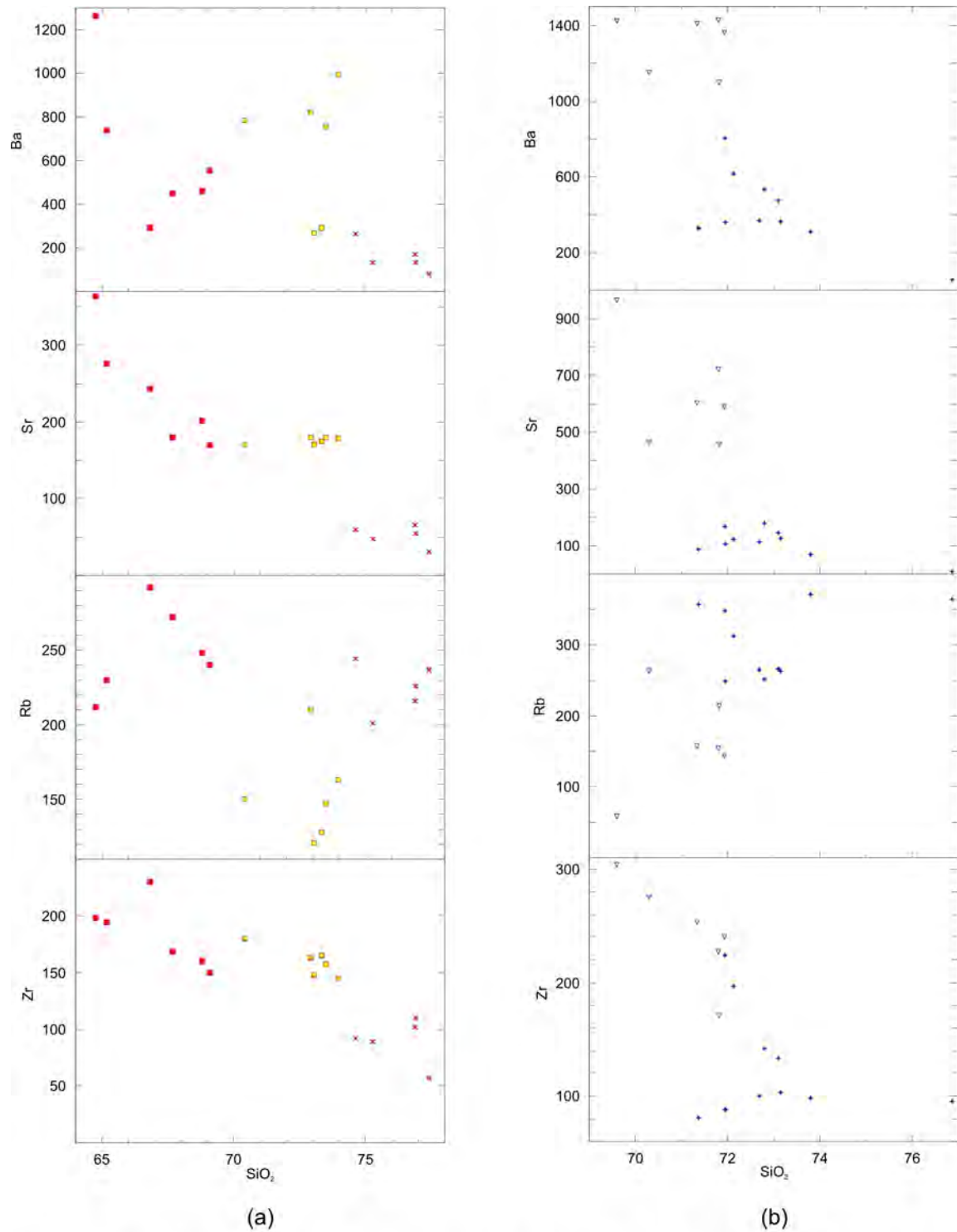


Figura 42 - Variação do conteúdos de elementos traços (em ppm) com a diferenciação, referida ao teor de SiO₂ nos Metagranitóides de Quatro Ilhas (a) e no Metagranito Mariscal (b).

elevada, observados principalmente no MgM, são compatíveis com os valores referidos por Ague
Os padrões de ETR dos MgQI e do MgM são similares (Fig. 47), ressaltando-se o caráter

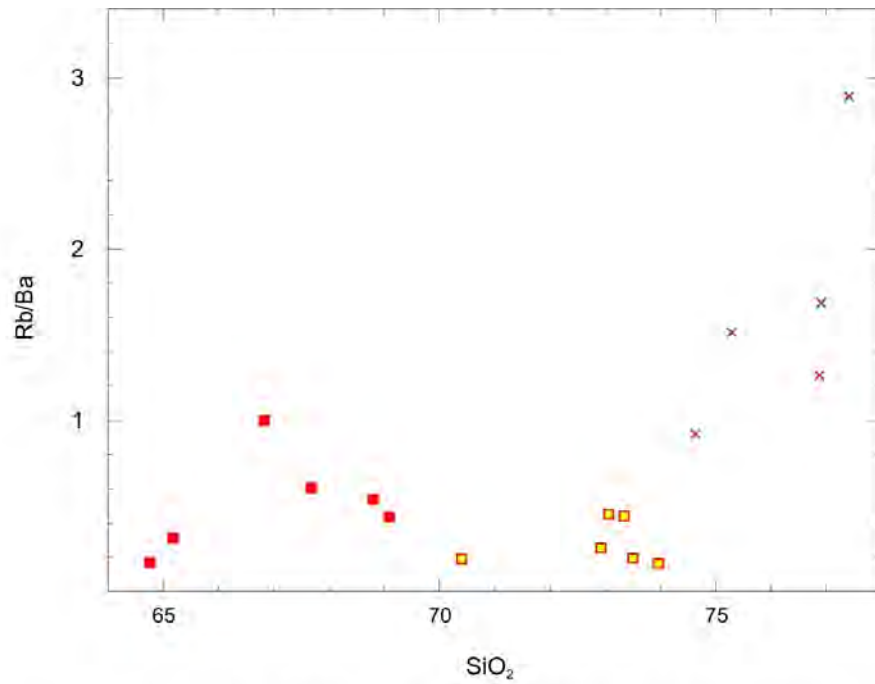


Figura 43 - Variação da razão Rb/Ba com o teor de SiO_2 nos Metagranitóides de Quatro Ilhas.

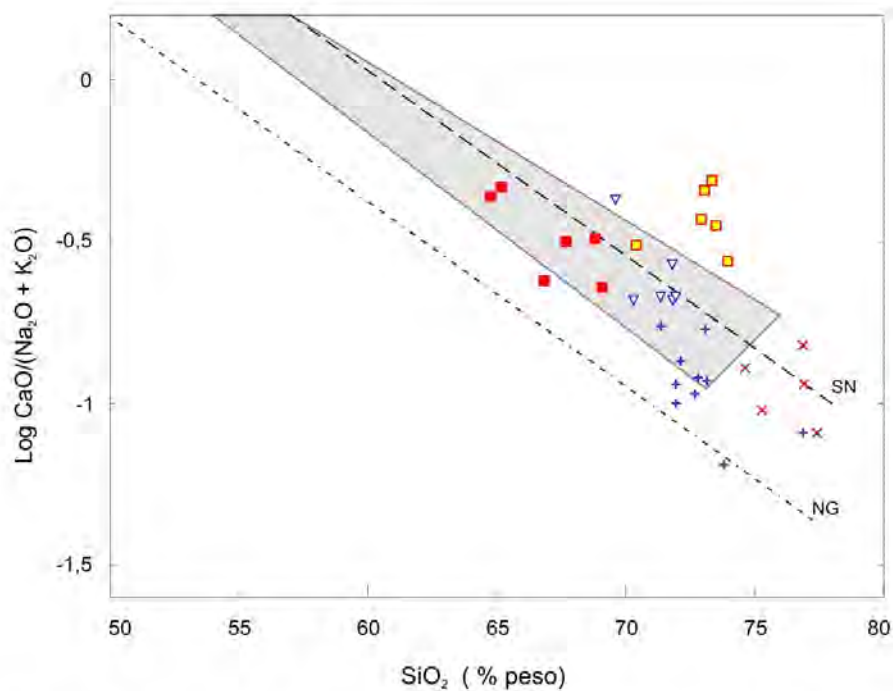


Figura 44 - Relação cálcio-álcalis *versus* sílica para os metagranitóides de Porto Belo no diagrama proposto por Brown (1981); campo sombreado - andesitos e riolitos de arcos magmáticos; SN - *trend* dos granitóides do Batólito Sierra Nevada e NG - *trend* das rochas do Arco Continental da Nova Guiné.

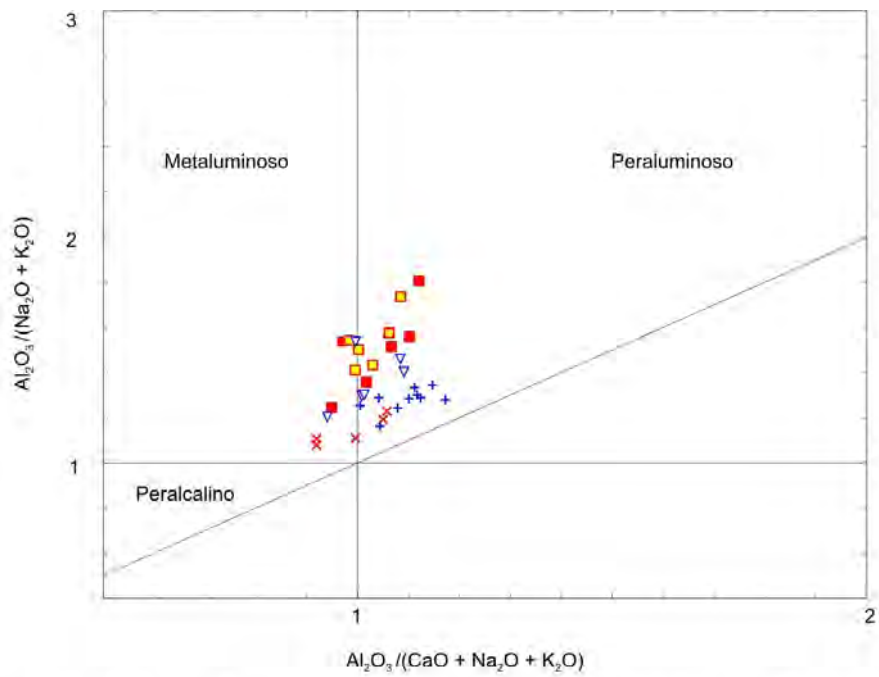


Figura 45 - Relação alumina-álcalis-cálcio dos metagranitóides de Porto Belo, com base nos parâmetros de Shand.

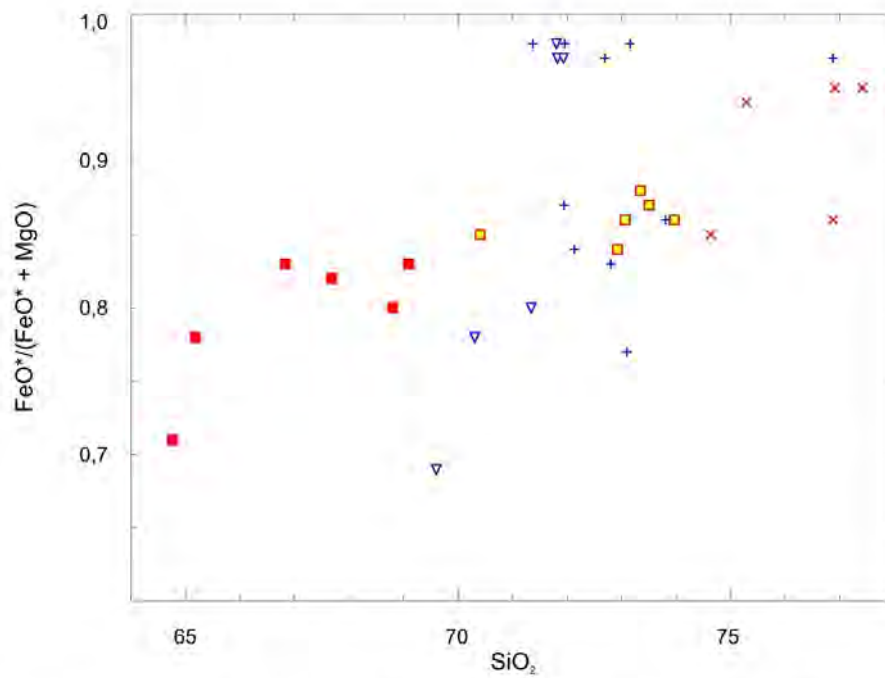


Figura 46 - Variação da razão $FeO^*/(FeO^* + MgO)$ com o teor de SiO_2 nos metagranitóides de Porto Belo.

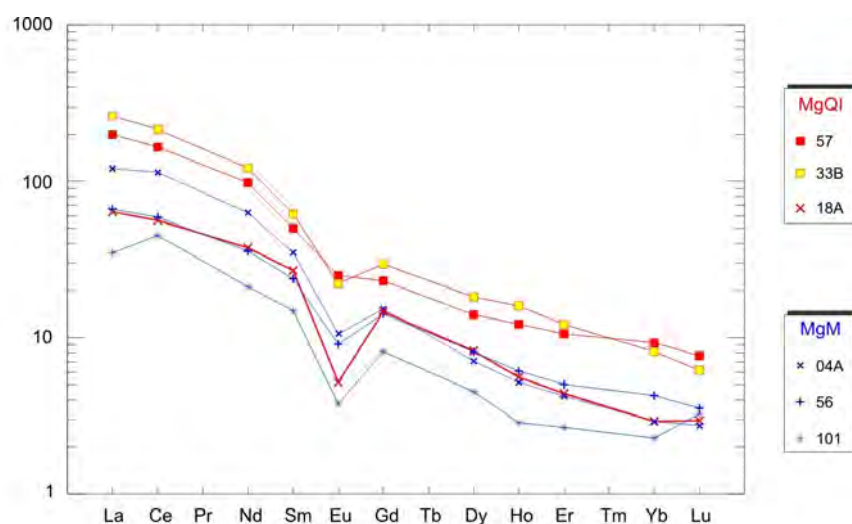


Figura 47 - Padrões de elementos terras raras dos metagranitóides de Porto Belo, normalizados pelos valores condríticos de Sun (1982).

mais enriquecido dos primeiros. Ambos apresentam enriquecimento dos ETRL, anomalias negativas de Eu bem marcadas, principalmente nos termos mais diferenciados, e um grau de fracionamento dos ETRP relativamente elevado, expresso por razões Ce_N/Yb_N em torno de 20 nos MgQI e de 15 a 40 no MgM. A tendência ao empobrecimento em ETR, acompanhada do incremento das anomalias negativas de Eu com o aumento do grau de diferenciação, constatado principalmente nos MgQI, são características comuns aos granitóides da série cálcio-alkalina alto-K, conforme revisado por Nardi (1989).

2.2 Granodiorito Estaleiro

O conjunto de amostras desta litologia reflete a variação composicional observada tanto na fácies indeformada como na fácies milonítica do Granodiorito Estaleiro. As relações dos teores de elementos maiores, menores e traços com o índice de diferenciação, referido ao conteúdo de SiO_2 , são apresentadas nas figuras 48 e 49. A simbologia utilizada diferencia três grandes grupos, conforme os critérios discutidos no capítulo IV. O primeiro é composto por 22 amostras indeformadas, compreendendo rochas isótropas ou com foliação primária (S_0); o segundo grupo é representado por 17 amostras de rochas com foliação S_m ou S_{0-m} , em que as feições deformacionais de estado sólido são bem desenvolvidas, e o último abrange as rochas com

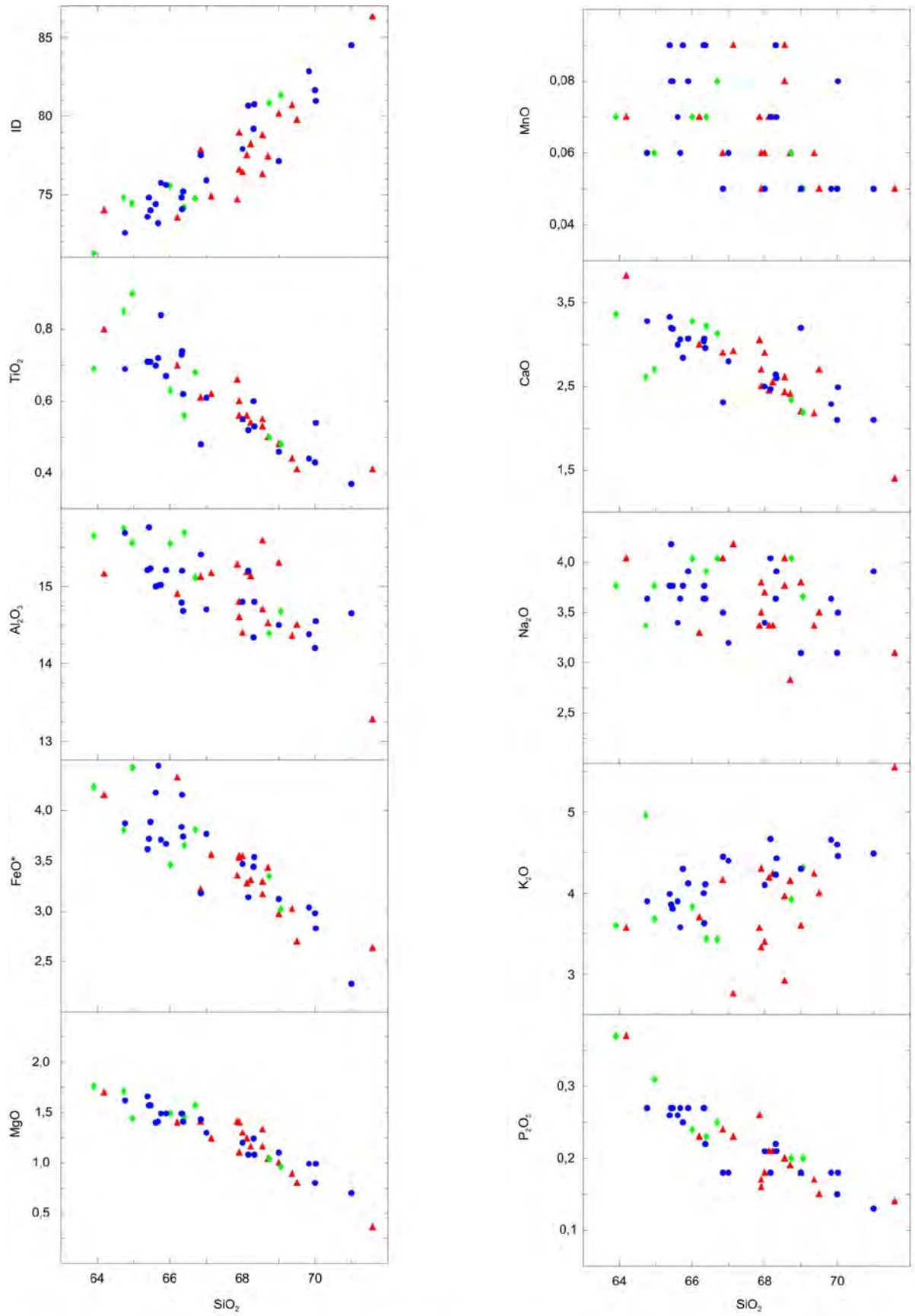


Figura 48 - Diagramas de variação de elementos maiores e menores (% óxido) tendo os teores de SiO_2 como índice de diferenciação no Granodiorito Estaleiro..

intensidade de deformação intermediária, onde a foliação S_{0-m} está presente, mas as estruturas de deformação de estado sólido são pouco pronunciadas.

As amostras da fácies indeformada se distribuem em um intervalo amplo e contínuo de valores de SiO_2 (64-74%), apresentando boa correlação com o ID (Fig. 48). Com exceção do K_2O , os demais óxidos apresentam decréscimo com o aumento da diferenciação, destacando-se o comportamento altamente compatível do Ti, Al, Fe, Mg, Ca e P.

A relação dos teores de Al_2O_3 e álcalis-cálcio indica um caráter metaluminoso para estas rochas (Fig. 50), também assinalado pelos valores de coríndon normativo inferiores a 1% (Tab. III-20). A variação dos teores de cálcio e álcalis, ilustrada na figura 51 em relação à sílica, mostra um comportamento similar ao das rochas cálcico-alcálicas de arcos magmáticos, como descrito por Brown (1981). Também a razão $FeO^*/(FeO^* + MgO)$ em rocha total, crescendo de 0,69 a 0,78 com o aumento da diferenciação (Fig. 52), é similar àquelas observadas em rochas de afinidade cálcico-alcálica ou shoshonítica. Os teores de K_2O em relação a SiO_2 , permitem identificar estas rochas como pertencentes à série cálcico-alcálica alto-K ou à shoshonítica, preferindo-se esta última pela localização das amostras no campo saturado do diagrama TAS, conforme sugestão de Le Maitre (1989).

Os elementos traços Ba e Sr apresentam leve tendência a decrescer com a diferenciação, enquanto o Rb mostra uma tendência inversa apenas perceptível. As concentrações de Zr situam-se em torno de 140-200 ppm, aproximando-se dos teores de saturação em temperaturas da ordem de $750^\circ C$ conforme os dados de Watson & Harrison (1983) para sistemas com alcalinidade similar. As concentrações destes elementos traços assemelham-se às características de rochas de afinidade shoshonítica, embora o Sr (360-530 ppm) não atinja os valores típicos destas rochas, aproximando-se mais de rochas cálcico-alcálicas alto-K. A pouca variação nos teores desses elementos durante a diferenciação não permite elucidar os mecanismos envolvidos, seja a cristalização fracionada de conjuntos de fases com coeficiente de partição global próximos da unidade, ou mistura de líquidos magmáticos com graus de diferenciação diversos.

As concentrações de ETR, representadas na figura 53, definem padrões com forte fracionamento das terras raras pesadas em relação às leves ($CeN/YbN \sim 17$), moderado conteúdo de ETRL ($CeN \sim 100$) e ausência de anomalias significativas de Eu, assemelhando-se aos padrões

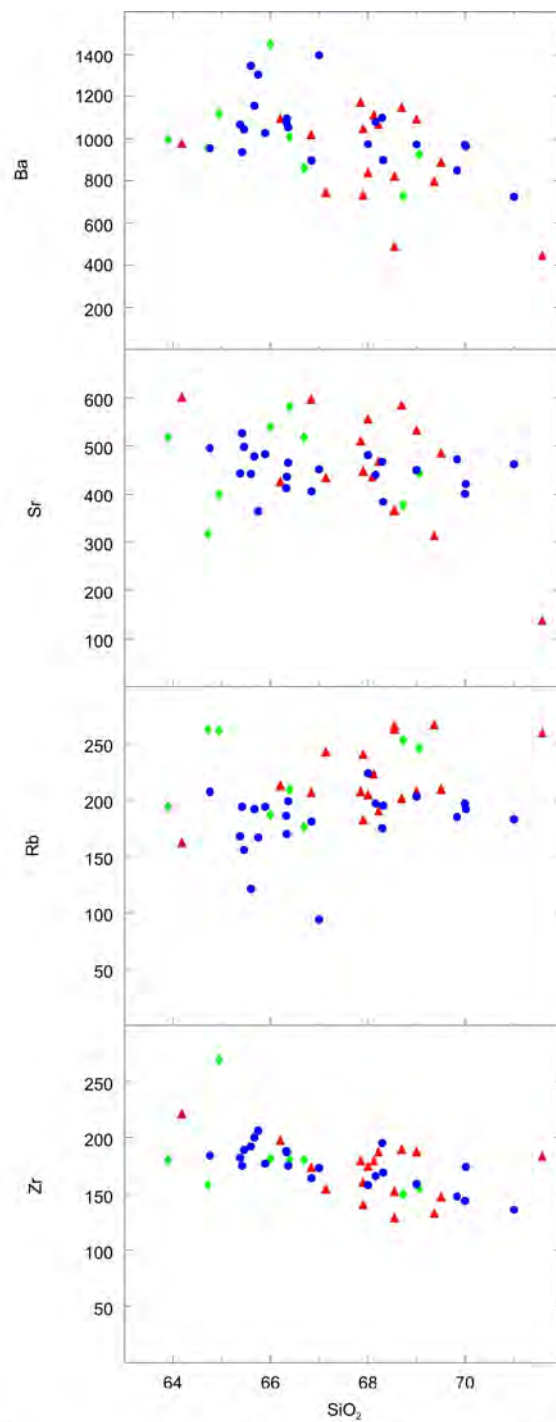


Figura 49 - Diagramas de variação de elementos traços com a diferenciação, medida pelo teor de SiO₂ no Granodiorito Estaleiro.

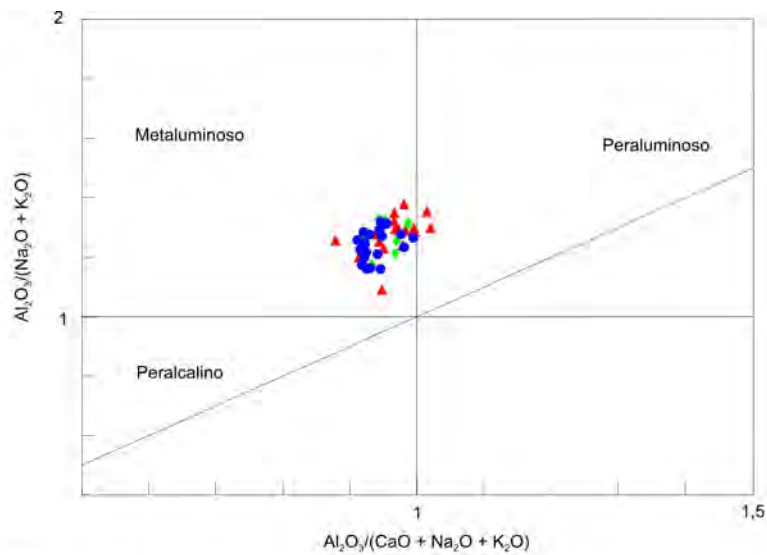


Figura 50 - Relação alumina-álcalis-cálcio do Granodiorito Estaleiro com base nos parâmetros de Shand.

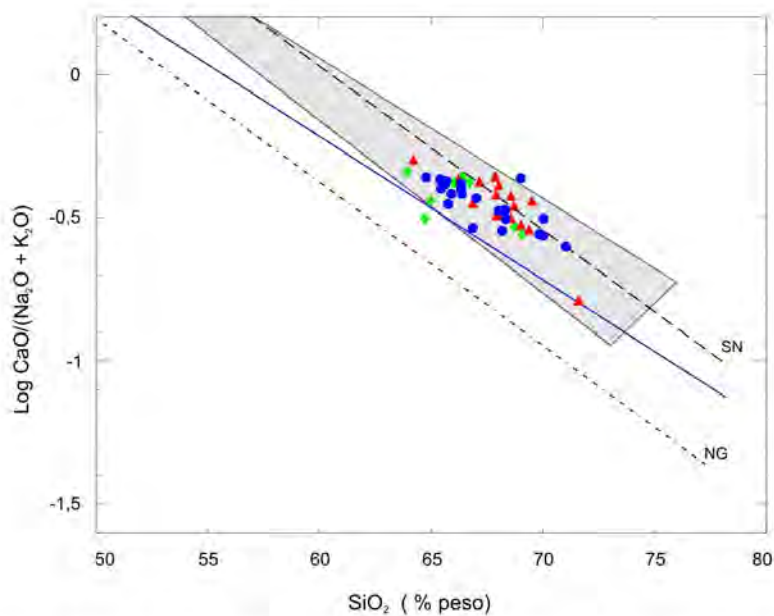


Figura 51 - Relação cálcio-álcalis *versus* sílica para o Granodiorito Estaleiro no diagrama proposto por Brown (1981); campo sombreado - andesitos e riolitos de arcos magmáticos; SN - *trend* dos granitóides do Batólito Sierra Nevada e NG - *trend* das rochas do Arco Continental da Nova Guiné.

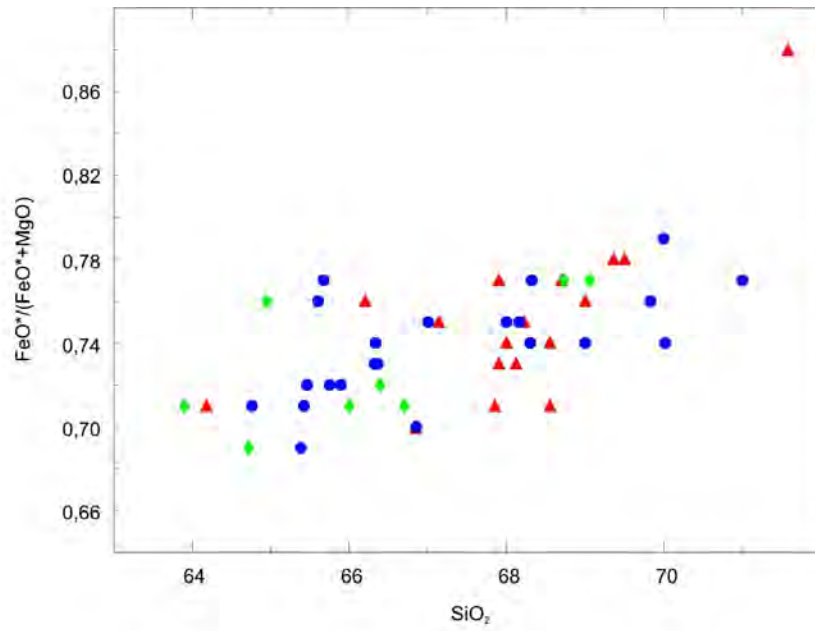


Figura 52 - Variação da razão $FM^* = FeO^*/(FeO^*+MgO)$ com o teor de SiO_2 no Granodiorito Estaleiro.

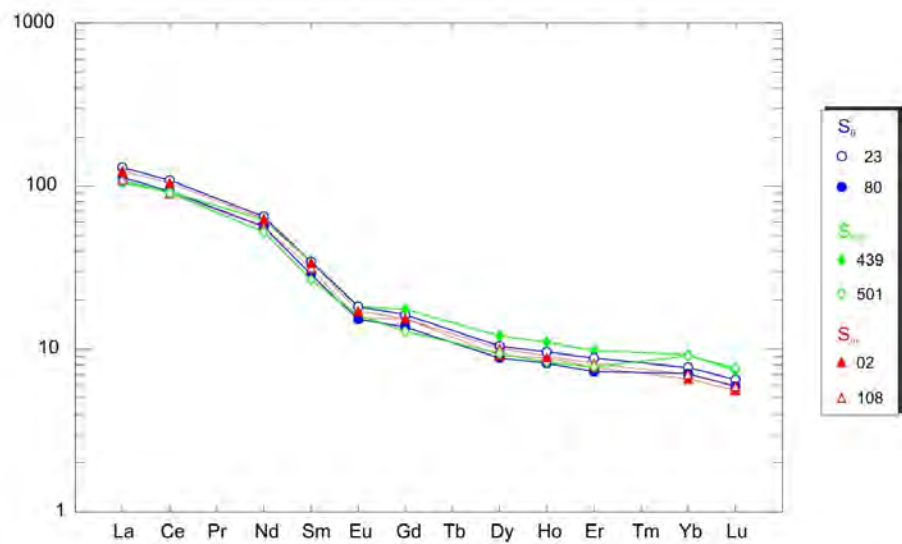


Figura 53 - Padrões de elementos terras raras do Granodiorito Estaleiro, normalizados pelos valores condriticos de Sun (1982).

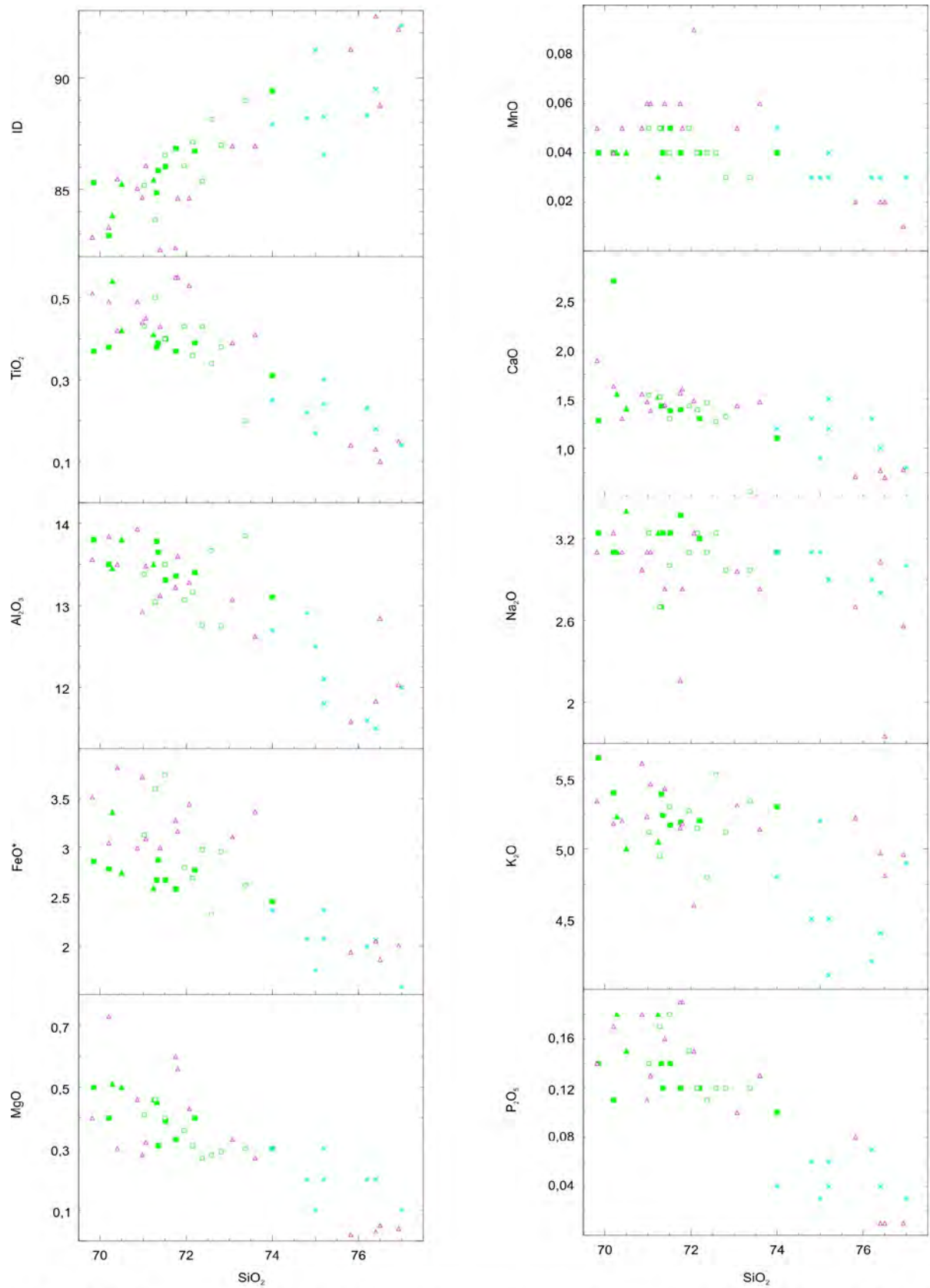


Figura 54 - Diagramas de variação de elementos maiores e menores (%peso) em relação aos teores de SiO₂, como índice de diferenciação.

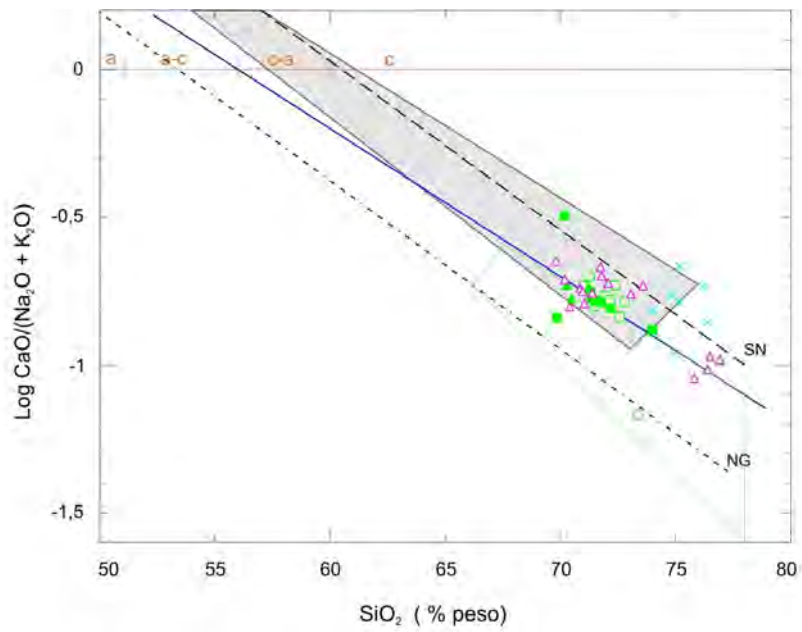


Figura 55 - Relação cálcio-álcalis versus sílica para as rochas da Suíte Intrusiva Zimbros no diagrama proposto por Brown (1981); campo sombreado - andesitos e riolitos de arcos magmáticos; SN - trend dos granitóides do Batólito Sierra Nevada e NG - trend das rochas do Arco Continental da Nova Guiné. Campo delimitado em verde - granitóides metaluminosos da associação alcalina (Nardi 1992).

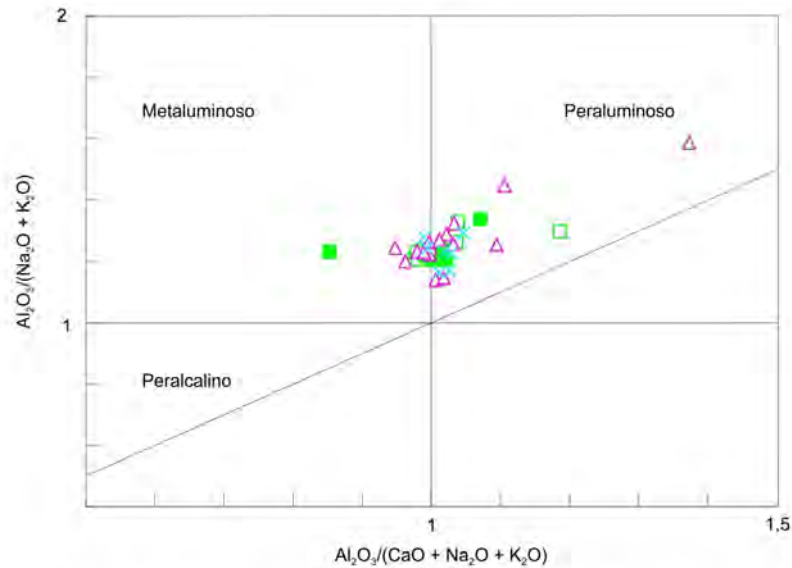


Figura 56 - Relação alumina-álcalis-cálcio das rochas da Suíte Intrusiva Zimbros, com base nos parâmetros de Shand.

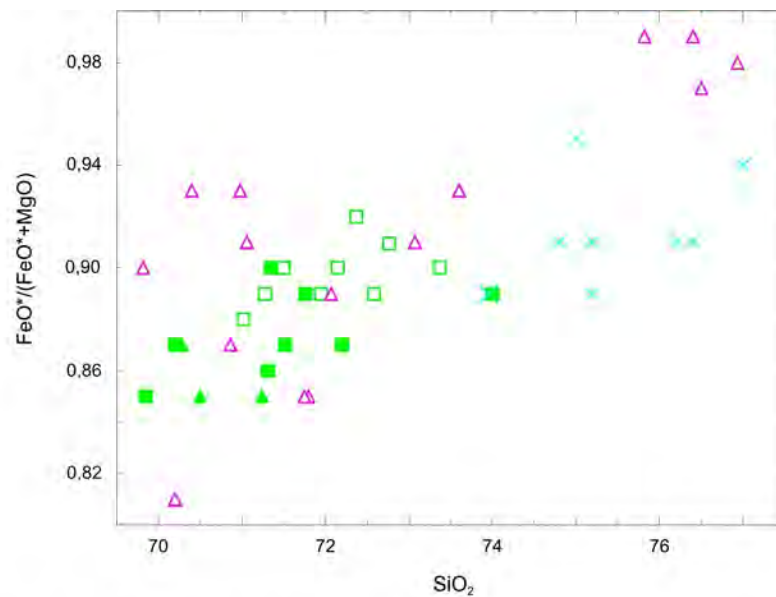


Figura 57 - Variação da razão $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ com o grau de diferenciação medido pelos teores de SiO_2 na Suíte Intrusiva Zimbros..

de granitóides cálcico-alcálicos alto-K ou shoshoníticos, conforme descritos por Nardi (1989). Embora as amostras analisadas abranjam um vasto intervalo de diferenciação, os teores de ETR não mostram variação significativa, o que é reconhecido como um comportamento normal na evolução da série shoshonítica. Os teores de Nb, Y, Th e Ga (Tab. III-23) são também consistentes com a afinidade shoshonítica ou cálcico-alcálica dessas rochas.

A composição química dos termos miloníticos desta subunidade é em geral muito similar à dos termos indeformados, principalmente no que se refere aos padrões de variação de TiO_2 , FeO^* e MgO com a diferenciação. Por outro lado, constata-se uma variação significativa no comportamento de K_2O (Fig. 48) em parte das amostras miloníticas, não correlacionável à intensidade de sua deformação. Parte das amostras com baixo conteúdo de K_2O mostra também um decréscimo na concentração de Ba, mas se observa, do mesmo modo, um decréscimo dos teores deste último independente do primeiro. Variações subordinadas e não sistemáticas são observadas também nos teores de Al_2O_3 e CaO . Os baixos teores de K_2O de parte das amostras miloníticas, acompanhados ou não de pequenas variações dos teores de CaO e Al_2O_3 , são responsáveis pela tendência ao aumento no grau de peraluminosidade destas rochas, conforme observado na figura 50. Na maior parte dos termos deformados do GE constata-se uma elevação dos teores de Rb (Fig. 49), podendo-se estabelecer um valor-limite em torno de 200ppm, acima

do qual se situam quase todas as amostras miloníticas.

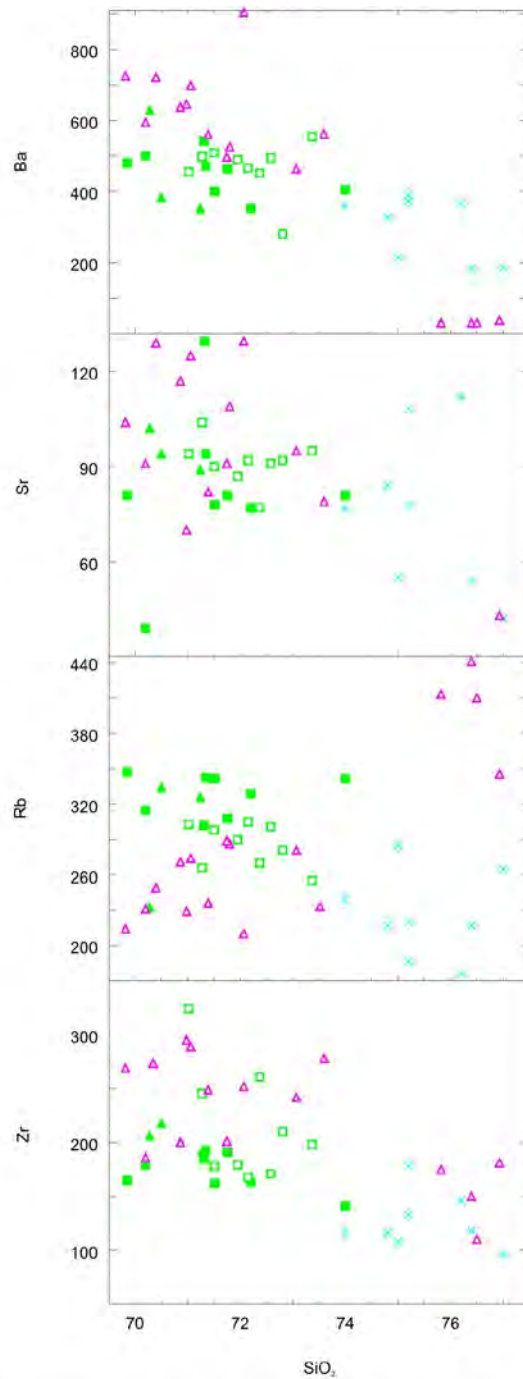


Figura 58 - Diagramas de variação de elementos traços (em ppm) com a diferenciação, medida pelo teor de SiO₂, para as rochas graníticas e hipabissais ácidas da Suíte Intrusiva Zimbros.

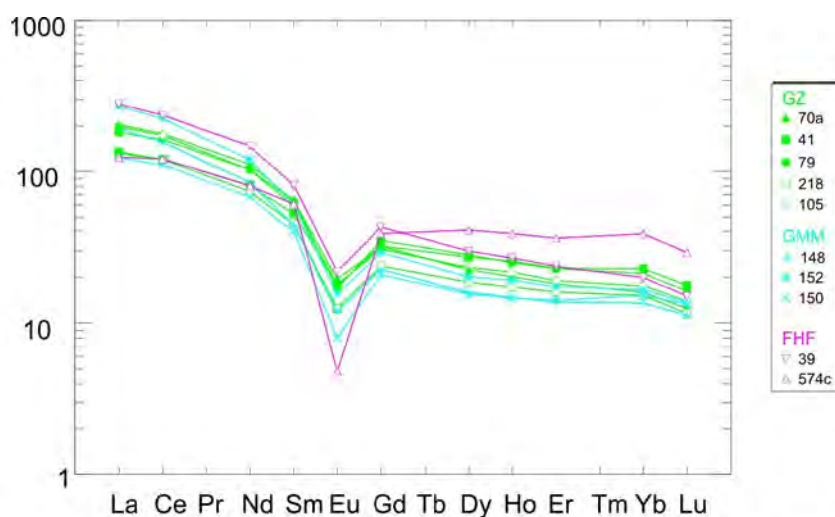


Figura 59 - Padrões de elementos terras raras da Suíte Intrusiva Zimbros, normalizados pelos valores condriticos de Sun (1982).

A variação do conteúdo de K_2O , Ba, Sr e Rb observada nos termos miloníticos, bem como a ausência de correlação sistemática entre estes elementos sugere que as transformações mineralógicas destas rochas constituem um importante fator de controle na fixação desses elementos em relação ao grau de deformação. Por outro lado, o comportamento coerente de CaO , Na_2O , Al_2O_3 e Sr no intervalo de 66-68% SiO_2 sugere a ocorrência de processos de segregação-acumulação de plagioclásio durante o fluxo, anterior aos processos deformacionais de estado sólido.

A composição dos veios graníticos precoces desta unidade (Fig. 12e), descritos no capítulo III (p.74), é compatível com a mesma afinidade geoquímica do GE, como demonstram seus teores elevados de Ba e Sr (Tab. III-21).

2.3 Suíte Intrusiva Zimbros

O estudo geoquímico da SIZ é restrito aos termos ácidos, neste trabalho, representados pelo Granito Zimbros, Granito Morro dos Macacos e rochas riolíticas da Fácies Hipabissal Félsica. As rochas da Fácies Hipabissal Máfica foram estudadas por Nardi & Bitencourt (1993).

Os conteúdos de elementos maiores em amostras representativas da Suíte Intrusiva Zimbros, ilustrados em relação à SiO_2 na figura 54, mostram uma certa similaridade composicional

entre os tipos constituintes desta suíte. Destaca-se, no entanto, o caráter mais diferenciado do Granito Morro dos Macacos em relação aos demais granitos, e um maior enriquecimento em Fe e Ti nas rochas da fácies hipabissal.

A relação cálcio-álcalis no diagrama proposto por Brown (1981), expressa na figura 55, é similar à das rochas de séries cálcico-alcálicas, invadindo parcialmente o campo dos granitos

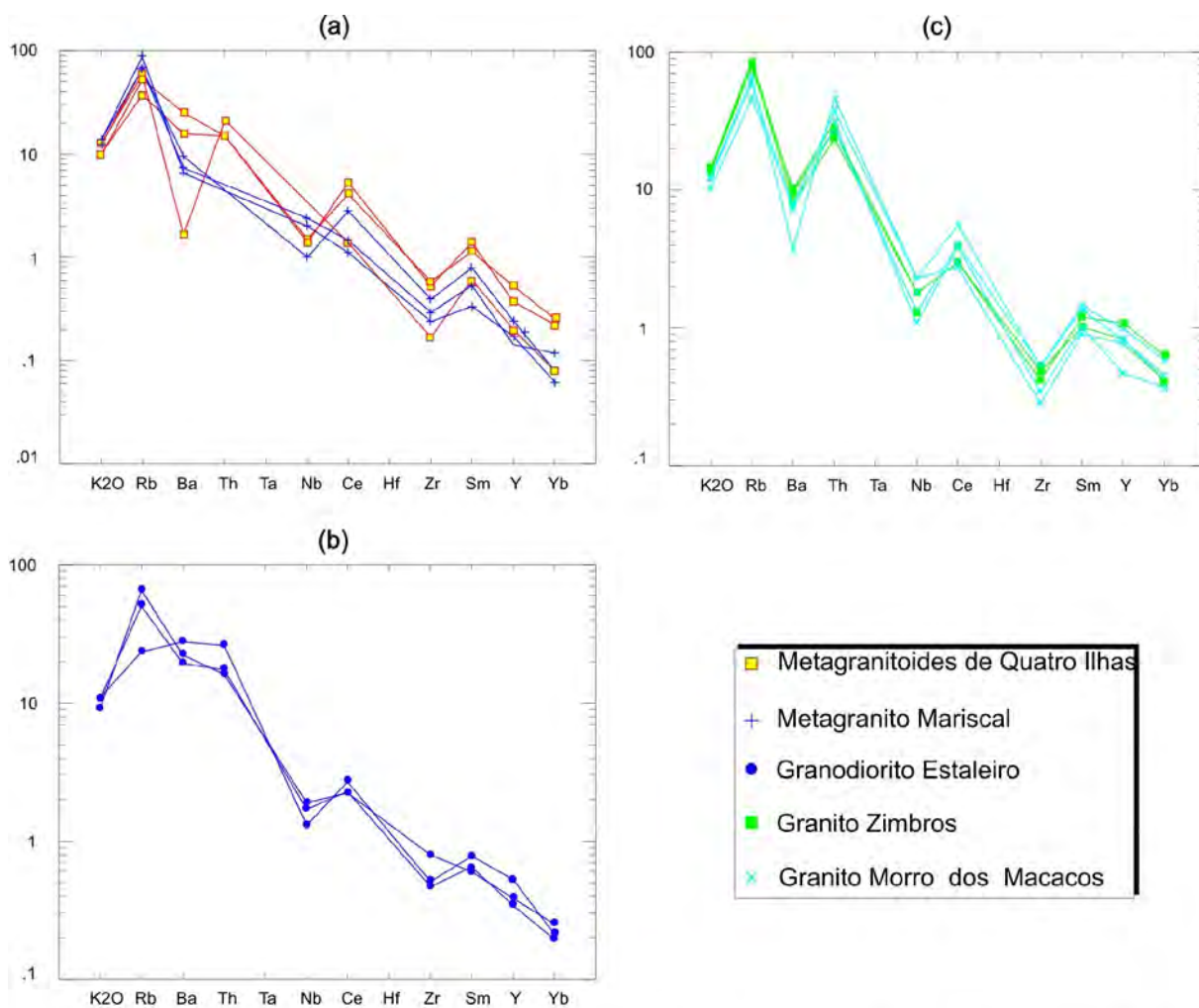


Figura 60 - Padrões de elementos traços dos granitóides de Porto Belo normalizados pelos valores sugeridos por Pearce *et al.* (1984). (a) Metagranitóides de Quatro Ilhas e Metagranito Mariscal; (b) Granodiorito Estaleiro; (c) Granito Zimbros e Granito Morro dos Macacos, Suíte Intrusiva Zimbros.

metaluminosos de associações alcalinas, definido por Nardi (1992). Comparando os conteúdos molares de alumina, álcalis e cálcio (Fig. 56) constata-se o caráter fracamente peraluminoso a metaluminoso dessas rochas, com a proporção molar A/CNK entre 0,9 e 1,1.

As razões FM^* são elevadas (Fig. 57), crescendo de 0,85 a 0,99, como geralmente ocorre nas rochas da associação alcalina saturada em SiO_2 (Anderson 1983; Whalen *et al.* 1987; Nardi

1992). Nas rochas hipabissais, esta razão adquire os valores mais elevados, comparáveis aos observados em riolitos anorogênicos por Ewart (1979).

Os teores de Ba, Sr, Rb e Zr apresentados na figura 58, tendo SiO_2 como referência, aproximam-se dos valores normais entre granitos metaluminosos da associação alcalina, destacando-se os teores mais elevado de Zr, Sr e Ba e menores de Rb das rochas hipabissais menos diferenciadas.

Os diferentes *trends* apresentados por esses elementos traços e alguns elementos maiores (Fe, K, Ti) nos quatro conjuntos litológicos constituintes da Suíte Intrusiva Zimbros (Fig. 54) indicam que os processos de diferenciação atuantes foram diversificados, gerando por vezes *trends* opostos em relação ao índice de diferenciação, como no caso do Rb (Fig. 58). Os processos envolvidos na geração das fácies do Granito Zimbros e do Granito Morro dos Macacos podem ser compreendidos principalmente pelo fracionamento e acumulação de biotita, apatita, zircão e feldspatos. Já a evolução dos líquidos responsáveis pela geração dos corpos hipabissais pode ter sido dominada pela cristalização fracionada de feldspatos, apatita, zircão e fases ferromagnesianas como clinopiroxênios, conforme sugerido pelo comportamento dos elementos maiores e traços estudados. Sugere-se, portanto, que a principal diferença na evolução destas rochas está relacionada ao momento do fracionamento mineral, que teria sido mais precoce nos líquidos que geraram o sistema subvulcânico. Processos envolvendo mistura e contaminação por magmas básicos são evidenciados pelas relações de campo e provavelmente originam parte das diferenças entre as fácies plutônicas e as hipabissais, além de um aumento do teor de CaO generalizado, mascarando um provável caráter original mais álcali-cálcico desses líquidos.

Os padrões de ETR na Suíte Intrusiva Zimbros (Fig. 59) assemelham-se aos descritos para os granitos metaluminosos da associação alcalina pós-orogênica (Nardi 1992), com intensas anomalias negativas de Eu, Ce_N próximo de 200 e Ce_N/Yb_N em torno de 12. Observa-se ainda, embora considerando o pequeno número de análises de ETR, que nas rochas subvulcânicas se define um forte enriquecimento relativo das ETRP em relação às ETRL com o aumento da diferenciação, caracterizando um padrão *crossover*. Esse tipo de padrão tem sido associado com diversas causas, como discutido recentemente em Gastal *et al.* (1995); descarta-se, no entanto, a interferência do F, uma vez que o Zr se comporta de forma compatível. Sugere-se que a presença de fases ricas em ETRL, como alanita, acompanhando o fracionamento de grandes

quantidades de feldspatos além das demais fases mais precoces, indicado pelo forte decréscimo de Sr, Eu, Ba, pode ser o responsável pela inversão dos padrões de ETR. O caráter enriquecido em cálcio dessas rochas, em relação aos demais granitos metaluminosos da associação alcalina, reforça a hipótese de fracionamento de fases como alanita e apatita controlando o comportamento dos ETR, como sugerido por Rapp & Watson (1986).

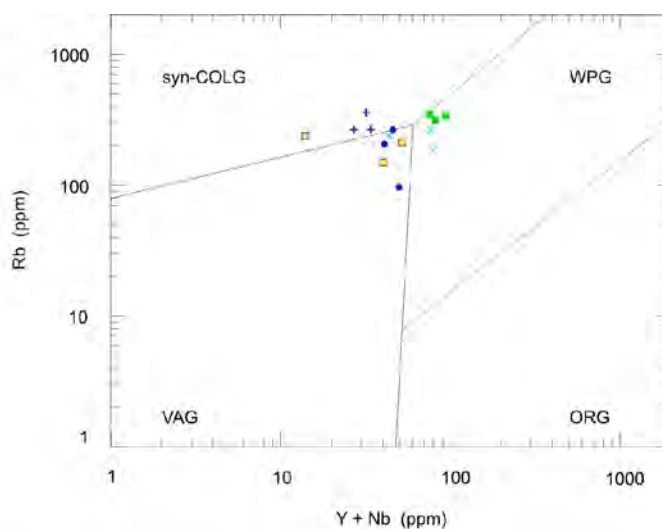


Figura 61 - Granitóides de Porto Belo no diagrama discriminante de Pearce *et al.* (1984).

Com base nas evidências geoquímicas precedentes, sugere-se que os granitos e riolitos da SIZ são correlacionáveis com os tipos metaluminosos *strictu sensu* da associação alcalina, como definido por Gastal *et al.* (1995), assemelhando-se a alguns dos corpos da Suíte Intrusiva Saibro, definida por Nardi & Bonin (1991), no Rio Grande do Sul. As mesmas evidências apontam também para uma forte similaridade com o magmatismo granítico pós-orogênico ou tardi- a pós-colisional, permitindo ainda correlacionar esta suíte com litologias similares, como as do Complexo Granítico Encruzilhada na porção mais ao sul deste cinturão (Bitencourt *et al.* 1993). Essas ocorrências sugerem uma ampla distribuição do magmatismo granítico de afinidade alcalina no Cinturão Granítico Dom Feliciano, nos estágios tardi- a pós-transcorrência.

O caráter moderadamente alcalino das rochas básicas da SIZ, definido por Nardi & Bitencourt (1993), reforça a vinculação das rochas desta suíte com a série alcalina saturada. Do mesmo modo, aponta para uma origem dos líquidos graníticos relacionada com magmas primários mantélicos, talvez contaminados por materiais crustais.

Os padrões de elementos traços normalizados pelos valores sugeridos por Pearce *et al.* (1984), mostrados na figura 60, são similares aos de granitóides de arcos continentais evoluídos

nos metagranitóides (Fig. 60a) e no Granodiorito Estaleiro (Fig. 60b), com uma contribuição crustal mais evidente no Metagranito Mariscal. Nas rochas da SIZ (Fig. 60c), esses padrões são compatíveis com os de granitóides metaluminosos da série alcalina. O caráter tardi-orogênico, pós-colisional do magmatismo granítico de Porto Belo é também evidenciado na relação Rb x (Nb+Y), apresentada na figura 61.

O *trend* composicional identificado nos granitóides estudados, evoluindo de cálcico-alcalino alto-K a shoshonítico, e finalmente a moderadamente alcalino, associa-se em geral aos ambientes pós-colisionais, refletindo a evolução das fontes mantélicas modificadas pela subducção para manto litosférico continental. Tal condição final explica a similaridade composicional do magmatismo básico da SIZ com os basaltos baixo-Ti da Bacia do Paraná, constatada por Bitencourt & Nardi (1993).

3. Química Mineral das Fases Máficas

3.1 Anfibólios

3.1.1 Variação Composicional e Geotermobarometria

A composição dos anfibólios varia segundo uma série de vetores de substituição, envolvendo desde trocas simples entre cátions divalentes (R^{+2}) nos sítios octaédricos, até complexas substituições acopladas de cátions em diferentes sítios estruturais para manter o equilíbrio estequiométrico. Entre as equações utilizadas por diversos autores para descrever estas trocas, são pertinentes à presente discussão aquelas que envolvem as componentes independentes edenítica e Al-tschermakítica, cuja combinação linear resulta em substituições do tipo hastingsítica e pargasítica, conforme apresentado abaixo (dados de Vyhnal *et al.* 1991, e bibliografia referida).





A utilização do teor de Al^I na hornblenda (Al^I-Hb) como geobarômetro, conforme originalmente concebido por Hammarstrom & Zen (1986), se restringe a rochas de afinidade cálcico-alcálica em estágio final de consolidação contendo uma associação mineralógica magmática e em equilíbrio, constituída por quartzo + hornblenda + plagioclásio sódico + K-feldspato + biotita + magnetita + titanita ± epidoto. A equação original de Hammarstrom & Zen (1986), que relaciona o conteúdo de Al^I com a pressão litostática, foi derivada empiricamente e, após, reformulada por Hollister *et al.* (1987), com embasamento termodinâmico e dados adicionais. A importância da associação mineralógica restritiva foi demonstrada nos experimentos de Rutter *et al.* (1989) e a primeira calibração experimental efetuada por Johnson & Rutherford (1989). Em todas as versões deste geobarômetro, a substituição Al-tschermakítica é considerada como a principal variável dependente da pressão, e responsável pela redistribuição do Al^I na estrutura da hornblenda.

A relação empregada neste trabalho resulta da calibração experimental obtida por Schmidt (1992) em condições saturadas, para composições tonalíticas e granodioríticas, intervalos de P=2,5-13 kbar e T=700-655°C:

$$P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = -3,01 + 4,76Al^I \quad (r^2=0,99),$$

pressupondo a mesma associação mineralógica restritiva. A utilização de H₂O como fase fluida, ao invés de H₂O + CO₂, como empregado por Johnson & Rutherford (1989), permite evitar o deslocamento da curva *solidus* para temperaturas muito altas e ampliar o intervalo das condições de pressão para as quais os resultados são válidos. Adicionalmente, considera-se que a composição do anfíbólio sofre um reequilíbrio contínuo por reação com o líquido magmático até a curva *solidus*, razão pela qual deve-se tomar o teor de Al^I das bordas dos cristais como referencial, e que as modificações *subsólidas* possam ser descartadas.

A utilização da composição da hornblenda como geotermômetro, proposta por Blundy & Holland (1990), tem por base o predomínio de substituições edeníticas na composição de hornblendas coexistentes com plagioclásio em rochas saturadas em SiO₂; a relação obtida é

expressa como:

$$T = 0,677P - 48,98 + Y/-0,0429 - 0,008314 \ln K,$$

sendo $K = (Si-4)/(8-Si) X_{Ab}$

$$Y = 0 \text{ para } X_{Ab} < 0,5$$

$$Y = -8,06 + 25,5(1-X_{Ab})^2 \text{ para } X_{Ab} > 0,5$$

e onde Si é o número de átomos de Si por unidade de fórmula na hornblenda, X_{Ab} é a fração molar de albita no plagioclásio, T em °K e P em kbar.

Na concepção de Blundy & Holland (1990), o papel desempenhado pela substituição edenítica na distribuição do Al na hornblenda, sabidamente favorecida em temperaturas elevadas (Spear 1981; Graham & Navrotsky 1986), invalidaria o uso do geobarômetro Al^I -Hb. Destacam-se na série de discussões que sucedeu esta crítica (Hammarstrom & Zen 1992, Rutherford & Johnson 1992, Poli & Schmidt 1992, Blundy & Holland 1992a, b) os seguintes pontos relacionados ao controle de P e/ou T sobre a composição dos anfibólios: (i) a importância da associação mineralógica tampão e as condições praticamente isotérmicas próximo à curva *solidus*, conforme a sugestão original de Hammarstrom & Zen (1986); (ii) a dificuldade prática de delimitar os vetores de substituição responsáveis pela distribuição do Al^{IV} na estrutura do anfibólio, principalmente no que se refere à contribuição relativa de substituições edeníticas e tschermakíticas; (iii) o desdobramento da condição original referente ao equilíbrio do anfibólio aproximadamente nas condições da curva *solidus*, o que torna o seu teor de Al independente da temperatura e, portanto, das variações edeníticas associadas a temperaturas mais elevadas; (iv) o papel desempenhado pelo aumento da atividade de SiO_2 durante a cristalização, no sentido de inibir a entrada de Al^{IV} na estrutura do anfibólio (Spulber & Rutherford 1983), que pode ser provocado pela diminuição da temperatura, da fugacidade de oxigênio ou da pressão (Rutherford & Johnson 1992), e (v) a limitação representada por composições globais alcalinas e peraluminosas na aplicação do geotermômetro, que podem acarretar um excesso de álcalis no sítio A ou de Al^{VI} , exercendo, portanto, um controle adicional na distribuição tanto do Al^{IV} como do Al^{VI} .

Os dados apresentados por Vyhnal *et al.* (1991) para granitóides apalachianos demonstram

a importância da combinação linear de vetores de substituição edeníticos e tschermakíticos, refletindo portanto as variações de P e T em diferentes momentos da trajetória de cristalização. Utilizando a reação proposta por Speer (1987) para a formação de biotita a partir do anfibólio, e as considerações de Abbot Jr. (1981), Vyhnal *et al.* (1991) ressaltam que, admitindo-se como válida a seqüência:

- (1) líquido → anfibólio
- (2) líquido + anfibólio → biotita
- (3) líquido → biotita

a substituição tschermakítica, relacionada à pressão, seria efetiva apenas em (2), equivalente ao intervalo peritético da cristalização, enquanto nos demais a substituição edenítica, relacionada à temperatura, seria dominante. Aditem, portanto, que o conteúdo de Al na hornblenda pode refletir as condições de pressão, de temperatura ou de ambas.

3.1.2 Variação Composicional dos Anfibólios de Porto Belo

O anfibólio é uma fase importante no Granodiorito Estaleiro e nas rochas dioríticas associadas ao GMM, e ocorre de modo subordinado nas rochas hipabissais félsicas da SIZ. Constitui também uma fase importante nos enclaves e rochas hipabissais máficas desta suíte, não discutidos neste trabalho. O estudo das variações composicionais do anfibólio e a discussão de sua validade como geotermobarômetro se restringe ao CGE e aos termos félsicos da SIZ.

Os anfibólios estudados (Fig. 62a, b) são variedades cálcicas na classificação da IMA (International Mineralogical Association) apresentada por Leake (1978) e modificada por Rock & Leake (1984), contendo mais de 1,3 átomos de Ca por unidade de fórmula (auf). No Granodiorito Estaleiro e nos enclaves e *schlierens* máficos a ele associados predominam magnésio-hornblendas, enquanto nos dioritos associados ao Granito Morro dos Macacos ferro-hornblendas são características (Fig. 62a). Já nas rochas riolíticas da SIZ predominam as variedades hastingsíticas (Fig. 62b).

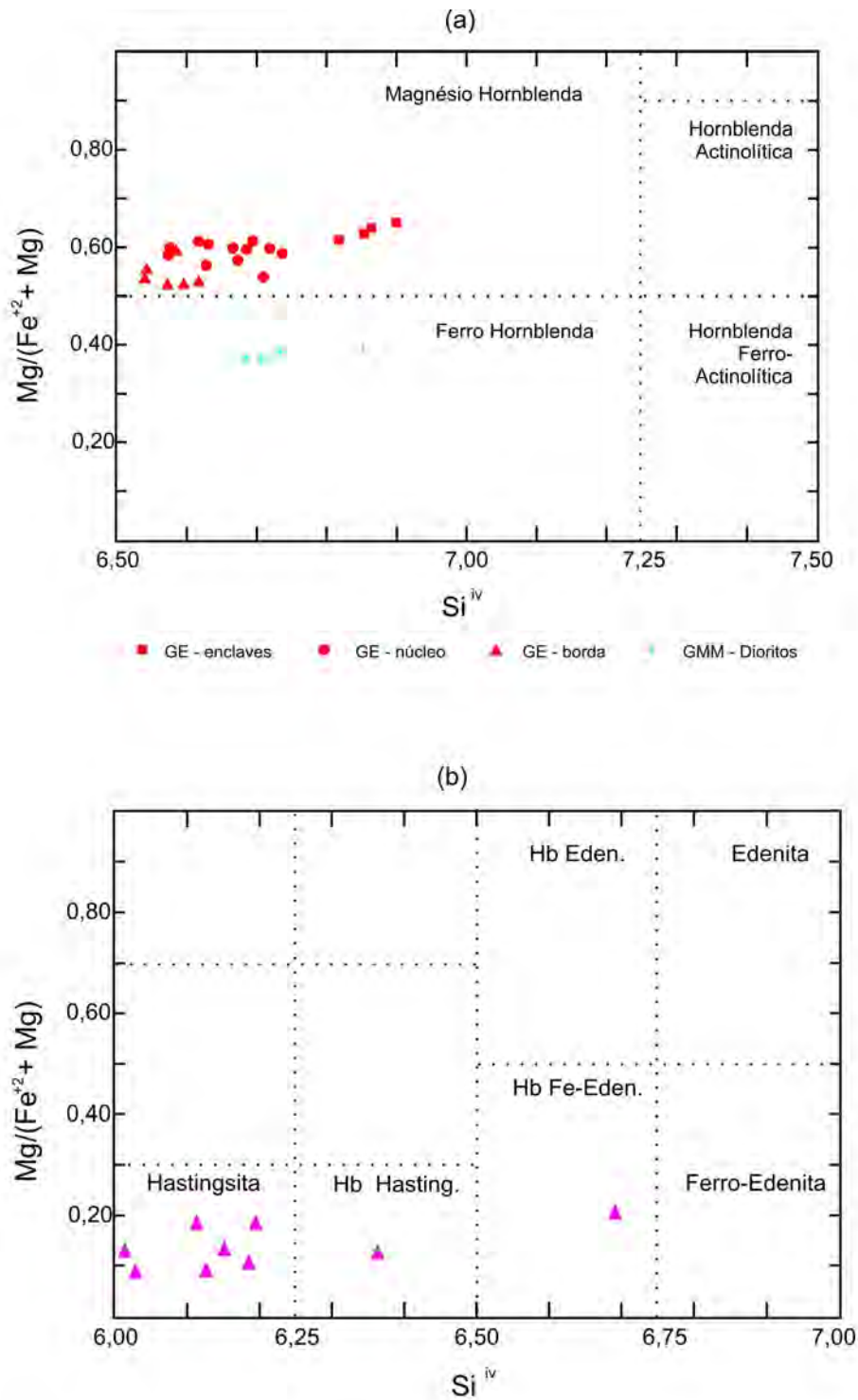


Figura 62 - Nomenclatura dos anfibólios no diagrama de classificação do IMA (Leake 1978):
 (a) Granodiorito e enclaves máficos do Estaleiro, e dioritos do Morro dos Macacos;
 (b) Rochas Hipabissais Félsicas da SIZ.

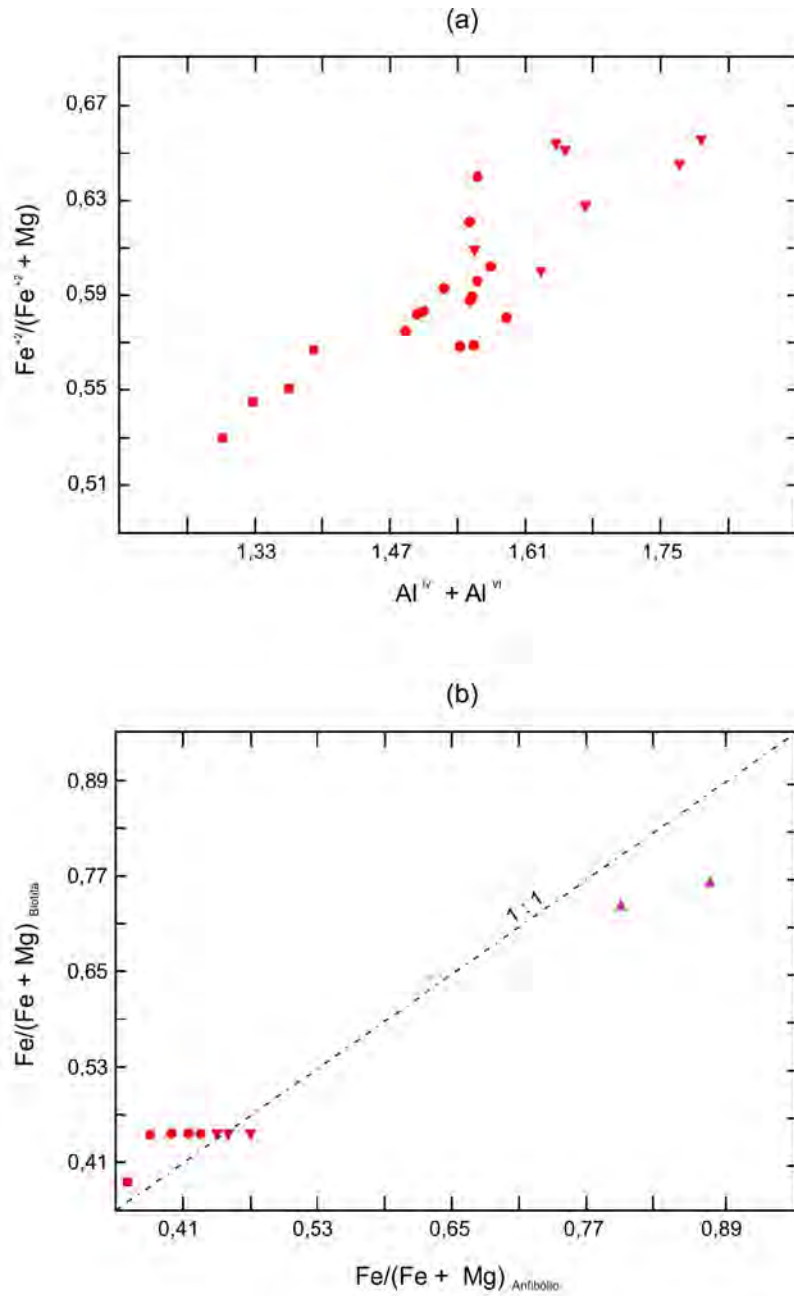


Figura 63 - (a) Variação da razão catiônica #fm com o teor de Al^{IV} dos anfibólios do Granodiorito Estaleiro; (b) Correlação da razão catiônica #fm entre anfibólio e biotita coexistentes (médias por amostra) no Granodiorito Estaleiro, enclaves e *schlierens* máficos, dioritos do Morro dos Macacos e rochas hipabissais félsicas da SIZ. Simbologia como na figura 62.

As variações composicionais dos anfibólios do Granodiorito Estaleiro, relacionadas à sua história de cristalização, são demonstradas por análises de centro e borda de alguns cristais sem zonação aparente. Na maior parte dos casos, essas variações apresentam uma relação linear com a composição dos anfibólios de enclaves e *schlierens* a ele associados, e denunciam a ausência de reequilíbrio nestas porções máficas durante a cristalização do magma granítico. A razão catiônica $\#fm = (Fe^{+2}/Fe^{+2} + Mg)$ é baixa nos enclaves e cresce com o teor de $Al^I = (Al^{IV} + Al^{VI})$, do núcleo para as bordas dos cristais (Fig. 63a).

O caráter mais magnésiano dos anfibólios precoces, bem como o crescimento da razão $\#fm$ com o teor de Al^I , são indicativos de média a alta fugacidade de O_2 (Czamanske *et al.* 1981) durante a cristalização. Neste aspecto, os anfibólios dos enclaves estudados diferem daqueles caracterizados por diversos autores (*e.g.* Barbarin 1988; Dorais *et al.* 1990) em situações de mistura heterogênea de magmas, onde em geral a razão $\#fm$ é similar nos enclaves e na encaixante. Tomando-se a composição das bordas dos cristais como indicativas das condições de equilíbrio com o líquido no final da cristalização, o que é corroborado pelas observações petrográficas, pode-se utilizar o valor médio de 1,60 a 1,70 Al^I como parâmetro para avaliar a pressão total próximo às condições da *solidus* do granodiorito.

Evidência adicional da condição de equilíbrio atingida nas bordas dos cristais de anfibólio do GE é representada pela relação entre a razão $\#fm$ do anfibólio e da biotita correspondente. Os valores plotados na figura 63b correspondem a uma média de núcleos e outra de bordas para anfibólios da mesma amostra, no caso do GE, e uma média por amostra nos demais. Observa-se, na figura, que a relação é muito próxima de 1:1 nas bordas dos cristais do GE e nos dioritos associados ao GMM, afastando-se desta proporção nos demais. O coeficiente próximo a 1 é atribuído por Speer (1984) antes à estrutura do anfibólio que às condições físicas, verificando-se um intervalo de valores entre 1,1 e 0,66 para o mesmo. Entretanto, para o mesmo autor, a variação do coeficiente é determinada pela composição química da rocha, associação mineralógica, química mineral e condições físicas. Ainda, autores como Mason (1985) admitem que esta relação reflete a formação de biotita às expensas de anfibólio durante a cristalização.

A diferença composicional observada nos anfibólios do GE poderia, ainda, refletir algum tipo de reequilíbrio deste mineral associado à deformação *subsólida* da rocha. Entretanto, as tendências composicionais observadas na figura 63a, como o crescimento de Al^I , principalmente

dado pelo Al^{iv} , com conseqüente decréscimo de Si^{iv} , bem como o aumento da razão #fm, acompanhados de modo mais irregular pelo aumento do teor de $(Na + K)^A$, são opostas àquelas apontadas por diversos autores em anfibólitos secundários (e.g. Czamanske *et al.* 1981; Vynhal *et al.* 1991; Hammarstrom & Zen 1992).

A aplicação do geobarômetro Al^I -Hb segundo a formulação de Schmidt (1992) à composição das bordas de cristais de anfibólito do GE resulta em valores de 4,7 a 5,5 kbar. Utilizando esses valores na formulação de Blundy & Holland (1990) obtêm-se temperaturas da ordem de $740^\circ C (\pm 75^\circ C)$ para a *solidus* do granodiorito. Este valor é coerente com o intervalo de temperatura de 830 a $770^\circ C$ obtida por meio da formulação de Watson & Harrison (1983) para a solubilidade do zircão em amostras com distintos graus de diferenciação.

Os anfibólitos das rochas hipabissais félsicas da SIZ apresentam razão catiônica #fm e teor de Al^I muito elevados (0,80-0,90 e de 2,00-2,50, respectivamente), mas não mostram correlação entre esses dois parâmetros. Por outro lado, apresentam forte correlação positiva entre Al^{iv} e Fe^{+3} , a qual reflete, juntamente com o elevado teor de álcalis no sítio A, a predominância de uma combinação linear entre a substituição Fe-tschermakítica e edenítica na geração de variedades hastingsíticas.

As características petrográficas, discutidas no capítulo IV apontam para uma condição de desequilíbrio do anfibólito nestas rochas, onde por vezes fazem parte de microenclaves máficos apenas parcialmente reequilibrados com a rocha félsica. Neste caso, as análises químicas resultam não-estequiométricas tanto para o anfibólito como para a bitotita que o acompanha, e ambos apresentam razões #fm anormalmente baixas. De modo coerente, algumas análises químicas de rocha (e.g. am. 39, tabela III-22) demonstram o mesmo tipo de contaminação, refletida em razões FM^* anormalmente baixas. Apenas as análises estequiométricas são apresentadas na tabela III-19.

Se as características petrográficas de fato refletem o desequilíbrio entre microenclaves máficos e o magma granítico, então a primeira condição para o uso do geobarômetro Al^I -Hb, não é satisfeita, e os resultados não podem ser utilizados. Com efeito, os valores de P assim obtidos, de 8 a 9 kbars, não são coerentes com as demais características geológicas. Tendo-se em conta que estas rochas são hipabissais e mostram também texturas indicativas de rápido resfriamento, é esperado que a condição de equilíbrio não tenha sido atingida.

3.2 Biotitas

3.2.1 Generalidades

Em todos os grupos de granitóides estudados, a biotita constitui o mineral máfico mais importante. Conforme descrito no capítulo IV, é acompanhada de teor subordinado de anfibólio no Granodiorito Estaleiro, e quantidade significativa de muscovita, texturalmente primária e secundária, no Metagranito Mariscal e nos Metagranitóides de Quatro Ilhas. A presença de muscovita texturalmente secundária é registrada nos termos mais diferenciados do Granodiorito Estaleiro e, de forma mais significativa, no Granito Zimbros. A fase óxido que acompanha a biotita é representada por ilmenita em quase todos os grupos, excetuando-se o Granodiorito Estaleiro e os termos muito diferenciados da SIZ, que contêm magnetita.

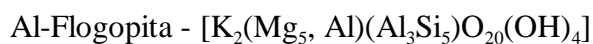
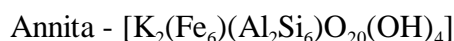
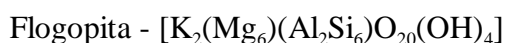
É também uma característica comum a todos os granitóides estudados o desequilíbrio textural da biotita, relacionado ao seu reequilíbrio *subsolidus*, notadamente mais acentuado nos termos localizados nas bordas das intrusões, ou em zonas de alta deformação milonítica. Dentre estas rochas, o Granito Morro dos Macacos, da Suíte Intrusiva Zimbros, e a facies indeformada do Granodiorito Estaleiro apresentam um menor grau de desequilíbrio textural, permitindo uma melhor comparação entre as diferentes tendências evolutivas na mesma unidade. Nas demais unidades, são discutidas possíveis tendências evolutivas distintas com base em relações texturais e composicionais.

A transformação parcial de biotita em clorita é também observada, em diferentes graus, em todas as rochas de Porto Belo. Este processo não será discutido do ponto de vista químico. As determinações de composição mineral foram efetuadas sobre cristais previamente selecionados, excluindo-se os grãos com indício textural de cloritização, bem como resultados analíticos indicativos desse tipo de transformação. Foram utilizados como critérios para a seleção de análises o fechamento das mesmas, o equilíbrio da fórmula estrutural e o limite inferior arbitrado em aproximadamente 9% de K_2O . As análises de biotita do Granodiorito Estaleiro revelaram-se problemáticas com relação ao fechamento e equilíbrio da fórmula estrutural. Determinações efetuadas em diferentes equipamentos de microsonda eletrônica mostraram que a possibilidade de erro analítico neste caso é remota, razão pela qual foram analisados concentrados de biotita

para elementos como Li, Cr, Co, Pb e Ni. Quantidades muito pequenas desses elementos foram detectadas, mas não se observa uma relação sistemática, capaz de justificar os baixos fechamentos. Por outro lado, um alto grau de oxidação da biotita verde escuro é plausível, especialmente tendo-se em conta as relações texturais que apresenta e seu caráter gradacional para a biotita primária. As análises mostradas na tabela III-10 representam as fórmulas mais estequiométricas possíveis, o que nem sempre coincide com fechamentos aceitáveis. Ainda, a existência de duas gerações de biotita na mesma rocha dificulta a separação dos concentrados para a aplicação de métodos analíticos mais específicos, principalmente para quantificar a proporção $Fe^{+2}:Fe^{+3}$, de modo que não se pode descartar a possibilidade de influência deste fator.

3.2.2 Parâmetros composicionais

Do ponto de vista composicional o termo **biotita** se refere a um ponto qualquer contido no plano delimitado pelos seguintes extremos:



Os dois primeiros termos são consensuais na bibliografia, ao passo que os dois últimos são discutíveis. As composições utilizadas correspondem às apresentadas por Guidotti (1984), com exceção do emprego do termo eastonita. No que se refere ao extremo **siderofilita**, a composição mais aluminosa está de acordo com o uso mais corrente, adotado também por Dymek (1983) e Nachitt *et al.* (1985), entre outros, sendo o termo **Al-annita** empregado para designar a composição mais pobre em alumínio, referida como siderofilita por Deer *et al.* (1966, p. 212), Anderson (1980) e Harrison (1990), entre outros. Analogamente, o extremo **Al-flogopita** corresponde à composição da **eastonita** referida pelos mesmo autores. A existência de eastonita na natureza é questionável (ver discussão e referências em Dymek, 1983), e a designação é

considerada em desuso por Guidotti (1984), como correspondente magnesiano da siderofilita. Entretanto, observa-se na prática uma tendência a conservar o seu uso, embora com distintos significados. Por um lado, autores como Nachitt (1985) mantêm o uso do termo mas o restringem à composição mais pobre em alumínio; neste sentido, o termo **Al-flogopita** parece mais adequado. Por outro lado, autores como Dymek (1983) e Hoisch (1989) reservam esta designação ao correspondente teórico da siderofilita, sendo neste sentido empregado no presente trabalho, com o propósito prático de evitar a repetição de fórmulas complexas ao longo do texto.

A biotita dos granitóides estudados apresenta variações composicionais tanto a nível de amostra quanto a nível de unidade, refletindo principalmente as tendências da diferenciação magmática, a composição global da rocha, a associação mineralógica em equilíbrio e as modificações ocorridas em condições *subsolidus*. A interação desses fatores gera um conjunto de modificações complexas, cuja maior parte se dá através de substituições múltiplas, muitas vezes controladas por todos os fatores ao mesmo tempo.

3.2.3 Características Composicionais da Biotita Primária dos Granitóides de Porto Belo

Os principais parâmetros utilizados na discriminação da biotita das diversas unidades estratigráficas compreendem a razão catiônica $\#fm$, dada pela relação $(Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg)$, teor de Ti^{vi} , Mg^{vi} e $Al^t = Al^{(iv+vi)}$.

Nas figuras 64 a 66 são apresentadas análises representativas das biotitas primárias de todos os granitóides nos diagramas Al^t x Mg^{vi} (Fig. 64), Al^t x $\#fm$ (Fig. 65) e Ti^{vi} x $\#fm$ (Fig. 66).

As biotitas dos Metagranitóides de Quatro Ilhas e do Metagranito Mariscal são composicionalmente semelhantes em quase todos os aspectos, destacando-se das demais pelo alto teor de Al^t , acompanhado de Mg^{vi} , razão $\#fm$ média a alta e teor de Ti^{vi} também médio a alto. Os termos muito diferenciados dos MgQI mostram razões $\#fm$ destacadamente elevadas, e sua composição é próxima à do extremo teórico siderofilita (Fig. 65).

A composição das biotitas primárias do Granodiorito Estaleiro é mais flogopítica que as demais, apresentando também um intervalo relativamente amplo de valores de Al^t para o mesmo

intervalo de #fm, com variações no sentido de termos mais eastoníticos (Fig. 65). Seu teor de Ti^{vi} varia de 0,2 a 0,3 auf, crescendo com a razão #fm.

O Granito Zimbros tem biotitas bastante aluminosas (Fig. 64), porém menos magnesianas que as biotitas dos metagranitóides. Seu caráter mais siderofíltico, dado pela acentuada correlação positiva entre o teor de Al^I e a razão #fm, é similar ao das biotitas de termos muito diferenciados dos MgQI, diferindo das mesmas por seu baixo conteúdo de Ti^{vi} .

As bitotitas do Granito Morro dos Macacos são mais anníticas que as demais, caracterizando-se por seus baixos teores de Al^I e Mg^{vi} , acompanhado de alta razão #fm e alto teor de Ti^{vi} .

No diagrama idealizado por Nachit *et al.* (1985) (campos marcados na Fig. 64) as biotitas dos granitóides de Porto Belo têm comportamento geral compatível com o de granitóides cálcico-alcalinos, com os termos mais diferenciados da SIZ apresentando já relações típicas de granitóides subalcalinos. Observa-se, ainda, uma discreta tendência de similaridade com granitóides aluminopotássicos no GE e no MgM.

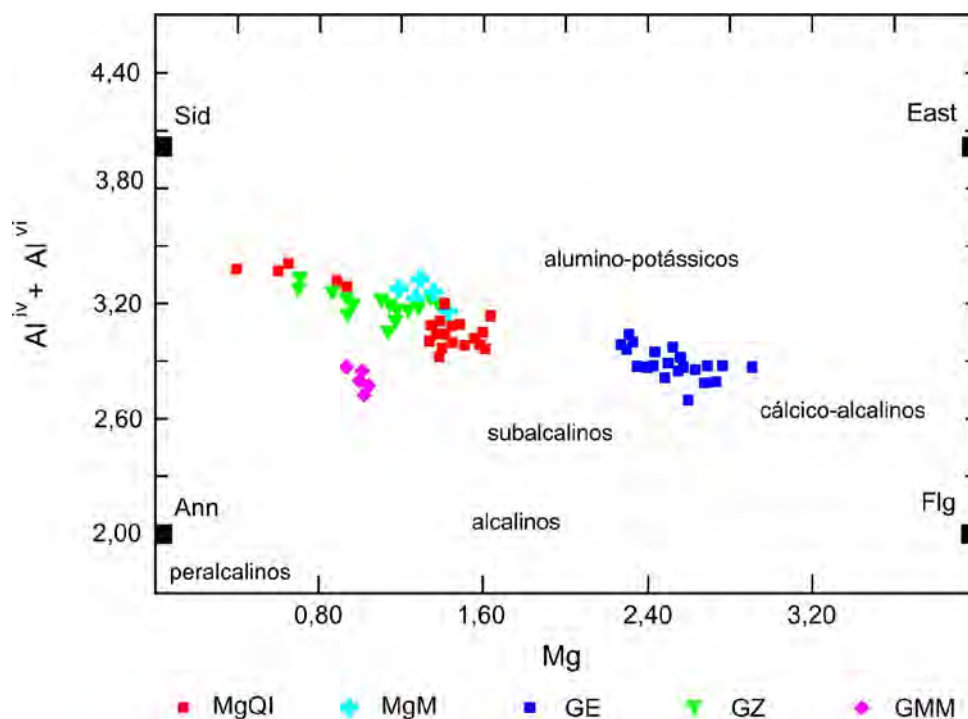


Figura 64 - Biotitas dos granitóides de Porto Belo discriminadas no diagrama $Al^I \times Mg$; com os campos delimitados por Nachitt *et al.* (1985).

3.2.4 Variação composicional da biotita nos granitóides

A biotita castanha dos Metagranitóides de Quatro Ilhas se caracteriza por seu teor elevado de Al^{vi} em relação aos principais íons tetraédricos (Mg e Fe^{+2}), indicadas pela alta fração molar de siderofilita (X_{sd}) em ambas as fácies, e sobretudo na fácies leucocrática. É também característico das biotitas desta unidade sua saturação em Al^{vi} relativo ao Al^{iv} , indicando um mecanismo de enriquecimento naquele elemento independente de trocas do tipo Al-Tschermak. A razão #fm é elevada, em ambas as fácies, em particular na fácies leucocrática, onde se aproxima da unidade. O teor de Ti^{vi} , embora caracteristicamente mais elevado que nas biotitas verde azuladas, neoformadas, é relativamente variável numa única amostra, refletindo possivelmente o seu reequilíbrio *subsolidus* incompleto.

A evolução composicional da biotita com a diferenciação é comparada à da rocha, medida pelo aumento dos teores de SiO_2 desta. O comportamento da razão FM_{bio} e FM_{roc} é similar, enquanto o teor de alumina mostra tendência similar na facies biotítica e inversa na facies leucocrática.

A variação composicional das micas nas duas unidades mais antigas é controlada por diferentes fatores, alguns atuando de forma independente, outros interrelacionados. O principal fator independente é representado pelas estruturas planares que estas rochas apresentam, S_A , a estrutura planar dominante é relacionada ao posicionamento e deformação magmática da intrusão e S_m , a estrutura planar milonítica superposta à primeira e de desenvolvimento restrito a faixas discretas. Os fatores interrelacionados compreendem a afinidade e proveniência do magma granítico, suas condições de diferenciação e as variações da composição global da rocha, principais determinantes da associação mineralógica que acompanha as micas e de alguns parâmetros composicionais das mesmas. Tais fatores são provavelmente mais importantes na determinação das tendências composicionais das micas primárias; entretanto, não se pode descartar a extensão de sua influência nas transformações *subsolidus* que se seguem ao final da cristalização, ou mesmo nas transformações metamórficas propriamente, já que representam aspectos determinantes ou influentes na composição global. Por outro lado, as condições de temperatura são marcadamente distintas durante os dois eventos, conforme evidenciado pelas microestruturas relativas a cada um deles, o que permite também uma separação, ainda que

limitada, das feições de transformação observadas.

A fácies biotítica dos MgQI compreende a porção relativamente menos diferenciada da unidade, de caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, onde a biotita é a mica mais abundante, coexistindo com plagioclásio (andesina) e feldspato alcalino. A fase óxido é predominantemente ilmenita, embora em poucas amostras seja acompanhada também por magnetita em pequena quantidade. A facies leucocrática, de relação gradacional com a primeira, é constituída por rochas igualmente metaluminosas a fracamente peraluminosas, atingindo índices de diferenciação muito elevados ($ID > 90$), onde a biotita representa menos de 5% em volume, coexistindo com plagioclásio sódico (oligoclásio) e feldspato alcalino; a fase óxido é representada apenas por ilmenita.

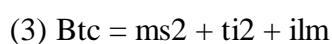
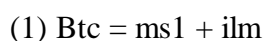
As principais transformações da biotita primária compreendem a formação de muscovita e de nova biotita, em diferentes condicionamentos estruturais; a formação de clorita é subordinada. As designações *muscovita1* (ms1) e *muscovita2* (ms2) são utilizadas em referência a distintos grupos texturais, sem conotação de gênese primária, conforme discutido no capítulo IV.

No evento formador de S_A o principal produto de transformação da biotita é a muscovita, acompanhada por titanita e ilmenita de grão fino a muito fino, em geral dispostos ao longo das clivagens das micas. Embora amplamente dominante, a muscovita é às vezes acompanhada também da geração de clorita sobre a mesma lamela. A ausência de epidoto no conjunto é compatível com o grau de alteração geralmente baixo do plagioclásio em ambas as facies. A transformação biotita castanha - muscovita1 pode ser avançada, particularmente em termos muito ricos em máficos, onde a muscovita pode atingir a mesma ordem de tamanho da biotita, e texturas indicativas de sua proveniência são apenas localizadamente preservadas. O fator determinante para a formação de muscovita1 parece ser a composição global da rocha, especificamente a baixa razão FM^* , associada ao teor elevado em Al_2O_3 e baixo grau de diferenciação. Assim, a ocorrência de muscovita1 não é observada nos termos leucocráticos, restringindo-se àquelas rochas menos diferenciadas e mais aluminosas da facies biotítica, que apresentam razões FM^* menores que 0,84. É provável que a formação desta muscovita, não estudada quimicamente, esteja relacionada à fase de cristalização final dos granitóides, visto que o conjunto é retomado pela deformação de estado sólido, com a formação de coroas de recristalização marginal sobre lamelas já parcialmente transformadas.

A ocorrência de ms2 fora do condicionamento estrutural característico de S_m é também

observada, embora relativamente subordinada. Suas relações texturais são indicativas de proveniência a partir da biotita castanha e dos feldspatos, em ambas as fácies, e sua ocorrência e composição não mostram relação sistemática com a composição global da rocha.

Desta forma, as possíveis reações de transformação da biotita castanha podem ser assim resumidas, em ordem decrescente de importância:



Durante o evento transcorrente, gerador da foliação S_m , a mineralogia néo-formada tem tamanho de grão caracteristicamente fino a ultrafino, compreendendo principalmente muscovita₂, formada por recristalização marginal de biotita castanha e de muscovita₁ do evento anterior, e biotita verde azulada. Em nenhum dos casos, pode-se observar uma relação sistemática com a composição global da rocha.

Por outro lado, a geração de biotita verde azulada (btaz) parece mais abundante em rochas menos diferenciadas, o que pode refletir, na verdade, a maior abundância de biotita castanha primária como controle composicional. Além disso, dois condicionamentos microestruturais são evidentes na formação da nova biotita (i) sua proveniência direta da biotita castanha, indicada pela formação na nova biotita nas bordas da antiga, acompanhada de titanita e ilmenita de grão muito fino, segundo a reação (4); e (ii) sua localização em fraturas e sombras de pressão do plagioclásio, onde é também acompanhada de epidoto, sugerindo a participação daquele mineral, possivelmente segundo a reação (5).

A formação da biotita verde azulada envolve o progressivo empobrecimento da biotita original em Ti^{vi} , tendendo a zero no produto final, o qual é acompanhado de um decréscimo menos significativo de Fe^{vi} e Al^{iv} , com enriquecimento em Al^{vi} , Mg^{vi} e Si^{iv} . A tendência progressiva da transformação pode ser observada na mesma amostra, tomando-se conjuntos de análises do mesmo grão ou de grãos próximos, apresentadas na tabela III-4.

As relações observadas entre Mg^{vi} - Si^{iv} , e entre Ti^{vi} - Al^{iv} indicam a atuação de um mecanismo de substituição do tipo Ti-Tsckermak, envolvendo Mg como cátion R^{+2} :

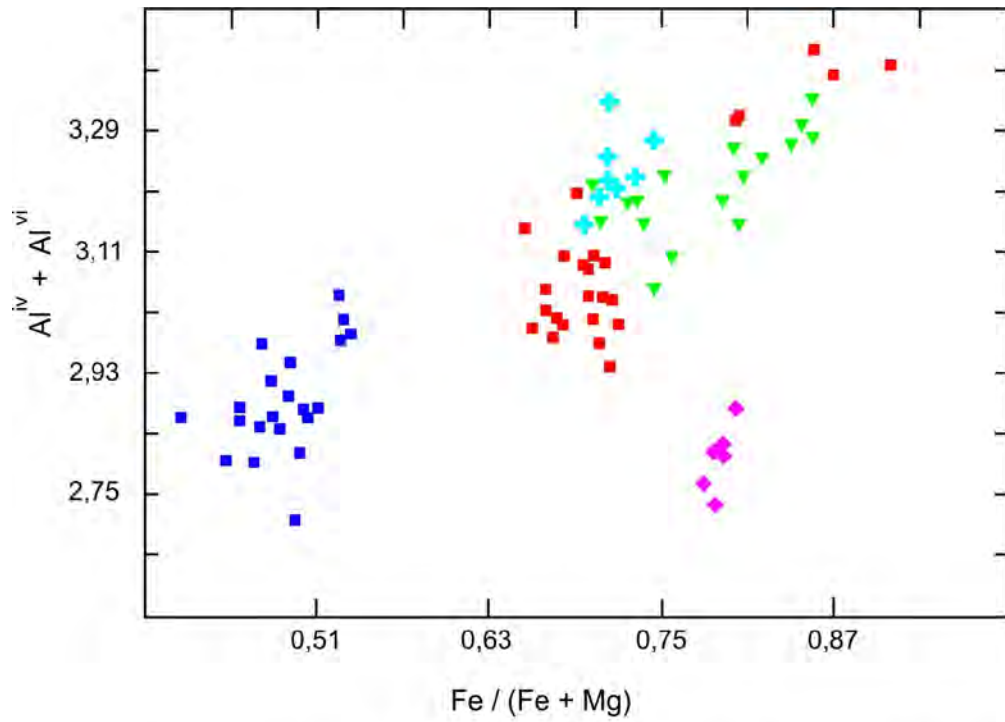


Figura 65 - Diagrama Al^{iv} versus $\#fm$ para as biotitas dos granitóides de Porto Belo. Simbologia como na figura 64.

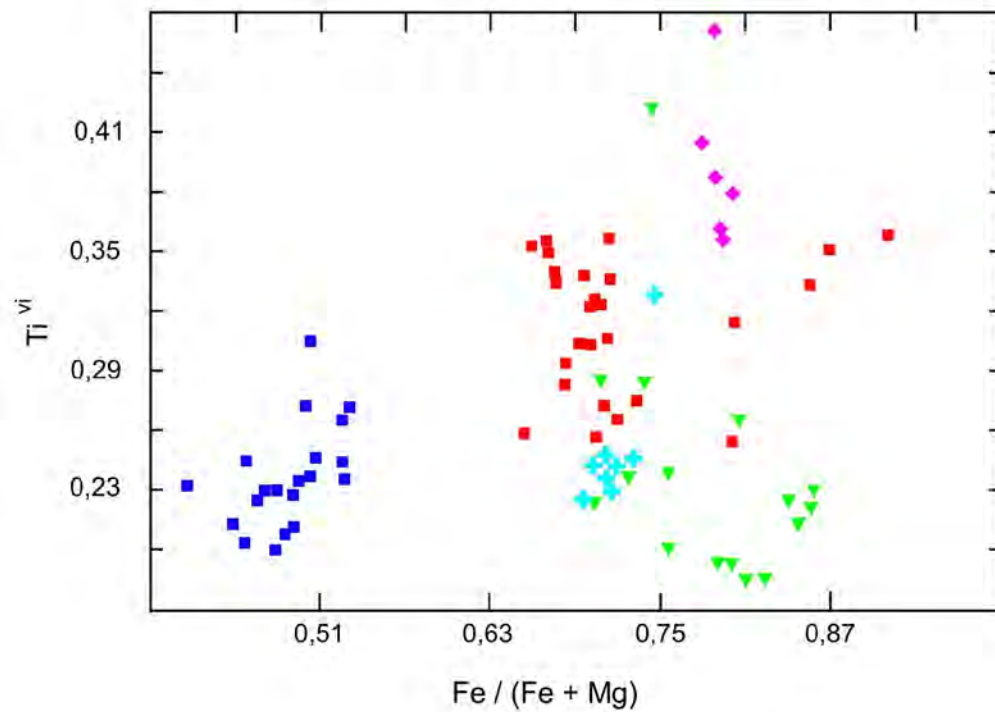


Figura 66 - Diagrama Ti^{vi} versus $\#fm$ para as biotitas dos granitóides de Porto Belo. Simbologia como na figura 64.



Por outro lado, a correlação positiva entre Fe^{vi} e Ti^{vi} , bem como a relação negativa aproximadamente 1:1 entre $(\text{Fe} + \text{Ti})^{\text{vi}}$ e Al^{vi} e a ausência de correlação positiva entre $\text{Al}^{\text{iv}}-\text{Al}^{\text{vi}}$, que poderia representar uma alternativa de substituição do tipo Al-Tschermak, sugere uma substituição Ti-espinélio, envolvendo Fe como cátion R^{+3} , do tipo:



Ainda, a forte correlação positiva observada entre Ti^{vi} e Al^{iv} e entre Al^{vi} e Si^{iv} permite sugerir um mecanismo de substituição acoplada do tipo:



Considerando que a transformação observada se desenvolveu em diferentes graus, e provavelmente de forma heterogênea, e considerando-se a relação comumente 2:1 observada entre $(\text{Fe}:\text{Mg})^{\text{vi}}$, pode-se generalizar a substituição final de biotita castanha para biotita verde azulada como uma combinação linear dos tipos $\{(1.1) + 2(1.2) + (1.3)\}$ acima, resultando na relação final:



3.2.5 Granodiorito Estaleiro

A biotita do GE constitui um dos principais marcadores da deformação e sua transformação tardi-magmática a *subsolidus* é geralmente incompleta. Conforme discutido no capítulo IV, as relações texturais e microestruturais demonstram a existência de três diferentes tipos de biotita nestas rochas, distinguidos petrograficamente pela cor de ng: a biotita castanha (btc), a biotita verde escuro (btvd) e a biotita verde azulada (btaz), cujas características principais são discriminadas nas figuras 67 a 68. A biotita verde escura mostra relações de gradação com a

castanha, e a composição dos termos intermediários, plotados com simbologia diferente, denota a atuação conjunta de diferentes mecanismos de substituição. Já a biotita verde azulada ocorre em sítios microestruturais específicos e não apresenta uma evolução gradacional clara a partir das demais.

A biotita verde escura distingue-se da castanha principalmente por seu teor mais baixo de Ti^{vi} , que é acompanhado, de forma mais irregular, por um acréscimo de Al^{vi} e Mg (Fig.68). Já a biotita verde azulada mostra teores de Ti^{vi} próximos de zero, sendo também tipicamente mais magnesianas e mais ricas em Al^{vi} . Embora nos três grupos se observe uma tendência de decréscimo de Al^{vi} em favor do Mg^{vi} , é digno de nota o trend ortogonal apresentado na passagem de um grupo para o outro (Fig. 68), no sentido do acréscimo concomitante de Al^{vi} e Mg^{vi} . Tal característica parece indicar: (i) que mais de um mecanismo foi ativo ao mesmo tempo na compensação do Ti^{vi} na estrutura da biotita, envolvendo outros cátions além de Al e Mg ; (ii) que o trend de evolução no interior de cada grupo envolve processos diferentes, notadamente na biotita verde azulada, onde a correlação negativa entre esses dois cátions é mais evidente; (iii) que a tendência de aumento simultâneo de Al^{vi} com Mg é observada tanto no processo ígneo como no metamórfico.

A razão #fm das btc aumenta com a razão FM^* da rocha, ou seja, com a diferenciação. A razão #fm das btvd aumenta também com a razão FM^* da rocha e é sempre menor do que a das btc da mesma amostra. Já as btvdaz não obedecem ao *trend* primário, mas a razão #fm é sempre mais baixa que as demais na mesma amostra.

O teor de Al^I cresce com a razão #fm nas biotitas primárias, e não se observa claramente o mesmo com relação ao aumento da diferenciação da rocha, seja ele medido por ID ou por SiO_2 . Relações similares entre o teor relativo de Fe-Mg na biotita e na rocha são observadas por Czamanske *et al.* (1981) nos granitóides que contêm magnetita como fase óxido.

Já nas biotitas neoformadas, o comportamento do Al^I com a razão #fm e com os parâmetros de diferenciação da rocha é o oposto daquele observado nas primárias, incluindo a relação com a razão FM^* da rocha.

As características petrográficas, microestruturais e químico-mineralógicas da biotita, tomadas em conjunto, sugerem uma evolução contínua entre o processo magmático precoce e tardio de cristalização e reequilíbrio da mesma com o magma e fluidos finais (formação da btc e passagem btc-btvd), transicionando por sua vez para processos característicos do estado sólido, com a formação de biotita verde azulada.

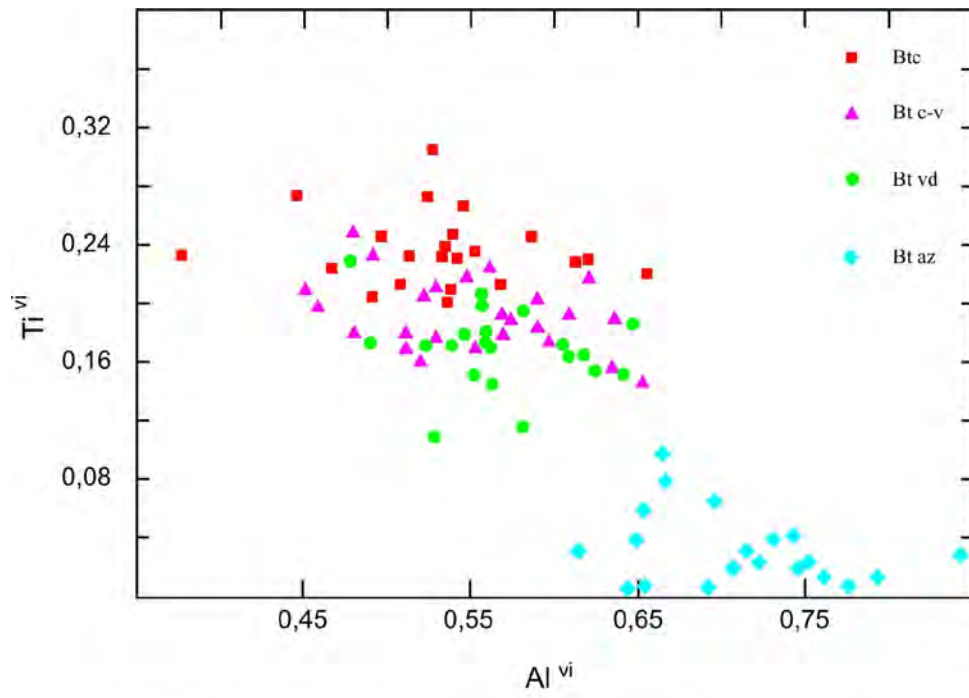


Figura 67 - Diagrama catiônico Ti x Al para as biotitas do Granodiorito Estaleiro.

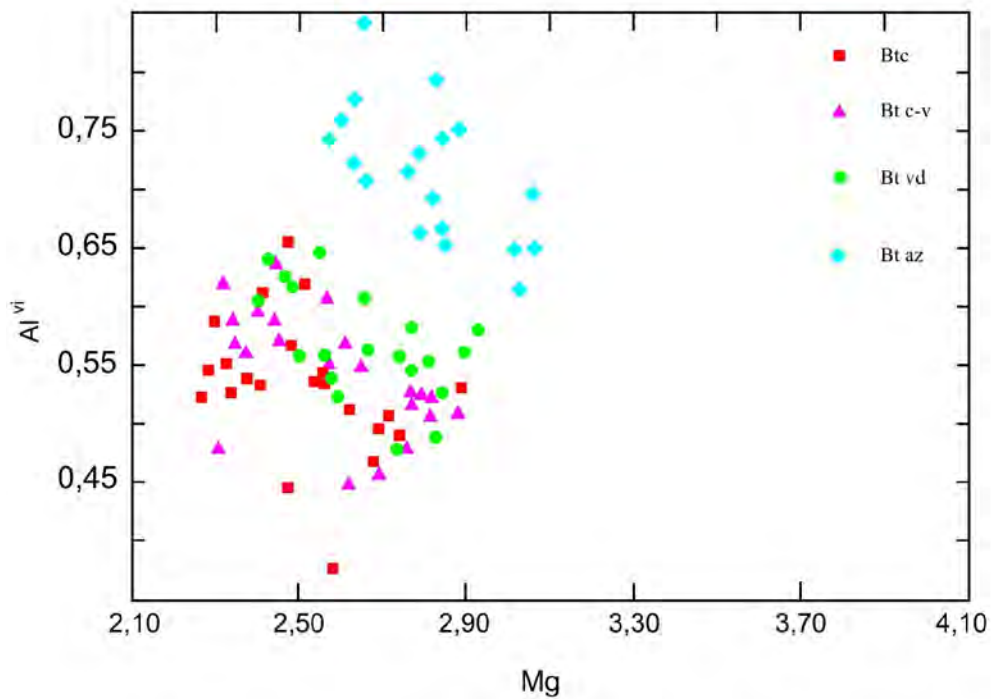


Figura 68 - Diagrama catiônico Al^{vi} x Mg para as biotitas do Granodiorito Estaleiro.

2. Dados Geocronológicos Rb/Sr em Rocha Total

Determinações Rb/Sr em rocha total foram efetuadas nos granitóides de Porto Belo, em trabalho conjunto com o Dr. Enio Soliani Jr., nos laboratórios da UFRGS e da USP. Os resultados obtidos, calculados segundo os métodos de Williamsom (1968) e de York (1969) são mostrados no quadro 8, a título de comparação, e os resultados analíticos apresentados na tabela 24, anexo III.

Quadro 8 - Valores das idades Rb/Sr e razões iniciais resultantes de diferentes modelos para o cálculo das isócronas em rocha total.

Modelo de York (1969) (95% de confiança, 2σ)	Unidade Litoestratigráfica	Modelo de Williamson (1968) (2σ)
726 ± 170 Ma R ₀ = 0,706598	Metagranitóides de Quatro Ilhas	708 ± 34 Ma R ₀ = 0,70755 MSWD = 3,86
600 ± 79 Ma R ₀ = 0,714152	Metagranito Mariscal	643 ± 18 Ma 0,71025 MSWD = 6,14
648 ± 41 Ma R ₀ = 0,708752	Granodiorito Estaleiro	657 ± 17 Ma R ₀ = 0,70856 MSWD = 6,85
655 ± 89 Ma R ₀ = 0,705757	Suíte Intrusiva Zimbros (Granitóides)	668 ± 23 Ma R ₀ = 0,70470 MSWD = 8,29
642 ± 79 Ma R ₀ = 0,708935	Suíte Intrusiva Zimbros (Granitóides e Rochas Hipabissais)	673 ± 19 Ma R ₀ = 0,70725 MSWD = 5,78

Os dados mostrados no quadro 8 denotam uma ampla margem de variação dos resultados, que em alguns casos contrariam evidências de campo muito fortes, como é o caso do Granito Zimbros em relação aos demais.

A possibilidade de tais inconsistências se deverem à superposição dos processos de deformação nas características primárias da rocha, abrindo o sistema Rb/Sr, é fortemente considerada. Em razão da ocorrência ampla de processos de recristalização que envolveram rotação de rede cristalina e migração de limites de grãos nas rochas estudadas, e tendo em conta a discussão destes processos apresentada por Gromet (1991), optou-se por apresentar os resultados apenas a título de divulgação, deixando-se a questão em aberto até a obtenção de determinações por outros métodos.

Capítulo VII

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro constitui uma descontinuidade de escala crustal, ativa nos estágios finais da Orogênese Brasileira. Representa um cinturão transpressivo, composto por inúmeras zonas de cisalhamento anastomosadas, e afeta as áreas de escudo do RS, SC e Uruguai, controlando também o magmatismo granítico Neoproterozóico. Sendo uma estrutura pós-colisional, representa o subproduto de uma provável colisão frontal brasileira, como resultado da resolução local dos tensores compressivos a ela associados.

A Zona de Cisalhamento Major Gercino faz parte do CCSb, constituindo uma das ramificações de espessura quilométrica nele contidas. A direção média da ZCMG é $045-050^\circ$ e seu movimento é transcorrente horário, com uma componente oblíqua subordinada, que tende a elevar o bloco noroeste em relação ao sudeste. O sentido de movimento contrasta com o de outras zonas transcorrentes similares descritas no RS e Uruguai, o que é esperado em diferentes ramificações contidas no mesmo cinturão. Em menor escala, esta relação é observada também na região de Porto Belo, onde zonas de cisalhamento transcorrente de orientação $020-030^\circ$, geradas nas mesmas condições de P-T sobre o Complexo Granítico Estaleiro, apresentam movimento anti-horário.

Na região de Porto Belo, a ZCMG se estabeleceu sobre um embasamento representado pelo Grupo Brusque e os ortognaisses do Complexo Camboriú, e concentrou a deformação sobre os granitóides gerados sincronicamente ao seu movimento. Neste sentido, a descontinuidade por ela representada teve também o papel de focalizar o magmatismo, como de modo geral no CCBs, facilitando a geração e ascensão de magmas ácidos e básicos contemporâneos. Por outro lado, os granitóides sintectônicos ao movimento de transcorrência constituem marcadores da evolução cinemática da zona, visto que as estruturas tardi-magmáticas evoluem progressivamente para estruturas *subsólidas*, e posteriormente para estruturas de estado sólido de mais baixa temperatura. Uma vez estabelecida esta progressão em corpos individuais sucessivamente posicionados, a evolução cinemática da zona fica registrada principalmente nas estruturas tardias

de cada intrusão.

Nos granitóides de Porto Belo, as estruturas planares e lineares mostram uma componente de alinhamento de forma incompatível com os baixos valores de R_s registrados. Sua disposição espacial concordante e seu caráter progressivo em direção às estruturas tardias e de baixa temperatura, atestam que as condições externas não se modificaram, de modo que o alto grau de alinhamento dos marcadores estruturais reflete a rotação corporal dos mesmos durante o fluxo magmático precoce. Uma vez estabelecida, a estrutura planar magmática passa a atuar como descontinuidade na rocha e como concentradora do strain softening à medida que os processos de estado sólido se intensificam. Em estágio mais avançado, a continuidade da movimentação externa resulta na acumulação das tensões em planos conjugados, retomando antigas estruturas magmáticas de temperatura mais elevada e formando estruturas do tipo *shear bands*, cuja posição relativa constitui um indicador cinemático confiável.

Nas porções graníticas em que o volume de magma básico coexistente é mais significativo, o contraste reológico dos dois materiais induz a formação de estruturas típicas da deformação *subsolidus* em menor escala, haja vista a inversão reológica observada no decorrer do resfriamento. Em presença de tensão externa, as rochas básicas, mais reativas, respondem de modo mais efetivo por meio de modificações mineralógicas, dissipando a tensão acumulada por meio das reações que envolvem difusão e neocristalização, promovendo assim o *strain softening*. A parte félsica, por outro lado, assume um comportamento mais rúptil, dado principalmente pelo arcabouço quartzo-feldspático, observando-se, nas rochas estudadas, um comportamento mais rúptil do feldspato alcalino em relação ao plagioclásio.

As condições de P, calculadas a partir do geobarômetro Al^t-Hb no Granodiorito Estaleiro, eotranscorrência, são estimadas em 4,5 a 5 kbars. Supondo-se um gradiente normal de pressão, estas condições equivalem a cerca de 15 km de profundidade, compatível com uma temperatura da ordem de 450°C nas encaixantes. Estruturas de alta temperatura registradas nos granitóides, como o alinhamento e equilíbrio de anfibólios e biotitas magmáticos, a formação de padrões *chessboard* no quartzo, a recristalização dinâmica localizada por rotação de subgrãos nos feldspatos e o alto grau de alinhamento de fenocristais em contraposição a baixos valores de R_s , refletem, portanto, temperaturas magmáticas da intrusão sintectônica, ao invés das condições P-T ambientais. De modo análogo, a evolução progressiva de algumas dessas estruturas para o estágio

subsolidus, como a recristalização parcial de agregados granoblásticos precoces de quartzo e feldspatos, também não reflete condições P-T ambientais. Estas condições podem ser avaliadas a partir das estruturas de estado sólido que se estabelecem quando a intrusão passa a se equilibrar termicamente com as encaixantes. Assim, a formação de estruturas manto-núcleo em fenocristais, e a geração de agregados ultrafinos na matriz, com a progressão de rochas protomiloníticas para ultramiloníticas, envolvem processos de recristalização dinâmica em quartzo e feldspatos compatíveis com temperaturas da fácies xistos verdes médio a superior.

Os metagranitóides de Quatro Ilhas e Mariscal constituem as intrusões mais antigas, e o seu posicionamento foi provavelmente controlado pela estrutura subhorizontal pré-existente nas encaixantes. Embora não se possa descartar a possibilidade de que a tectônica tangencial tenha sido impressa nestes granitóides e obliterada pelo evento transcorrente, as evidências de proximidade temporal entre a cristalização dos mesmos e o evento de transcorrência sugerem que, ainda que controladas pela geometria da deformação tangencial, a intrusão desses magmas é tardia ou posterior em relação a este evento. O Complexo Granítico Estaleiro, registrando principalmente as estruturas de alto ângulo, posicionou-se sincronicamente ao evento de transcorrência, e o controle das estruturas subhorizontais das encaixantes é apenas localizadamente constatado. O nível crustal estimado para o posicionamento do GE é provavelmente válido também para os metagranitóides. Já os líquidos correspondentes à SIZ cristalizaram a profundidades mais rasas, conforme evidenciado pela presença de margens resfriadas e rochas hipabissais. Os dois corpos graníticos pertencentes à SIZ diferem na sua posição espacial em relação à ZCMG. Enquanto o GZ se encontra no centro da zona de deformação máxima, o GMM posicionou-se fora da zona de deformação principal, raramente registrando estruturas relacionadas à mesma.

As relações de campo, bem como suas características estruturais, sugerem um intervalo de tempo reduzido entre o posicionamento do GE e do GZ. Por outro lado, o posicionamento do último se deu em condições mais rasas, implicando um movimento ascendente dos granitóides mais precoces, possivelmente ainda durante a fase de cristalização tardia do GE. A decompressão resultante propiciou a geração e colocação de um grande volume de líquido altamente diferenciado, na forma de veios aplíticos e pegmatíticos.

Os dados químicos de rochas e de minerais permitem definir a evolução do magmatismo granítico de termos relacionáveis à série cálcico-alcalina alto-K, passando pela série shoshonítica e culminando com o magmatismo básico e granítico relacionados à série alcalina saturada. Tal

evolução é melhor compreendida num contexto pós-colisional, onde as fontes mantélicas, afetadas pela subducção precedente, têm influência progressivamente decrescente no quimismo dos líquidos magmáticos, gerando feições compatíveis com as do magmatismo pós-orogênico.

Os principais processos que controlam as variações composicionais de cada unidade são representados pelo fracionamento por fluxo, podendo gerar segregações minerais, pela mistura com líquidos básicos e pelas transformações mineralógicas associadas à deformação milonítica. O principal efeito geoquímico relacionado à milonitização é o aumento da peraluminosidade e a mobilização moderada dos elementos litófilos de grande raio iônico (K, Rb, Ba, Sr), ocasionando uma maior dispersão no conjunto de dados.

Embora não seja objetivo deste trabalho a avaliação quantitativa da contribuição relativa das diversas fontes possíveis na geração do magmatismo pós-colisional estudado, consideram-se os dados obtidos como coerentes com fontes mantélicas previamente modificadas por contaminação crustal, refletindo-se numa evolução similar à do magmatismo orogênico de margens continentais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbot Jr., R.N. 1981. AFM liquidus projections for granitic magmas, with special reference to hornblende, biotite, and garnet. *Am. Miner.*, **66**:103-110.
- Afifi, A.M. & Essene, E.J. 1988. A microcomputer program for storage and manipulation of chemical data on minerals. *Am. Miner.*, **73**:446-448.
- Ague, J.J. & Brimhall, G.H. 1988b. Magmatic arc asymmetry and distribution of anomalous plutonic belts in the batholiths of California: effects of assimilation, crustal thickness, and depths of crystallization. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**:912-927.
- Albuquerque, L.F.F.; Arioli, E.E.; Dias, A.A. & Kirchner, C.A. 1971. *Geologia das Quadrículas de Blumenau e Joinville, Santa Catarina*. Porto Alegre, 101 p. Conv. DNPM/CPRM. (Relatório Interno)
- Almeida, F.F.M.; Amaral, G.; Cordani, U.G. & Kawashita, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. *In*: Nairn, A.E.M. & Stehli, F.G. (eds.) *The Ocean Basin and Margins*. New York, Plenum. p. 411-446.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In*: Simp. Geol. Nord., 8, Campina Grande, 1977. *Atas...* Campina Grande. SBG, p. 363-391.
- Anderson, J.L. 1980. Mineral equilibria and crystallization conditions in the Late Precambrian

- Wolf River Rapakivi Massif, Wisconsin. *Am. J. Sci.*, **280**:289-332.
- Anderson, J.L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **161**:133-154.
- Arzi, A.A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**:173-184.
- Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A.; Van Schmus, R. & Silva, L.C. 1995a. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology* (submetido).
- Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A.; Van Schmus, W.R. & Silva, L.C. 1995b. U-Pb zircon and Sm-Nd results from the Brasiliano Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* (submetido).
- Barbarin, B. 1988. Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-La-Vêtre Monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). *Can. J. Earth Sci.*, **25**:49-59.
- Barrière, M. 1976. Flowage differentiation: limitation of the "Bagnold Effect" to the narrow intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **55**:139-145.
- Barros, C.E. 1992. *Petrografia e Litoquímica do Monzogranito Santo Antônio - Dom Pedrito*, RS. Porto Alegre. 139 p. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Basei, M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. São Paulo. 195 p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo.
- Basei, M.A.S. 1990a. The Major Gercino-Dorsal do Canguçu Shear Zone. *In: Colloquium on African Geology*, 15, Nancy, France, 1990. *Abstracts...* p. 166.

- Basei, M.A.S. 1990b. O Grupo Brusque: Uma evolução monocíclica? *In: Congr. Bras. Geol.*, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal. SBG, **6**:2649-2657.
- Basei, M.A.S.; Campos Neto, M.C. & Siga Jr., O. 1994. Geologia do Grupo Brusque na região de Canelinha, SC. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. de Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos...* Baln. de Camboriú. SBG/DNPM/CPRM, **1**:243-244.
- Basei, M.A.S. & Hawkesworth, C. 1993. O magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (SC) e sua importância no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região sul-brasileira. *In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata*, 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993. *Resumenes Extensos...* Montevideo. Dinamige-Fac. Agron., **2**:41.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Machiavelli, A. & Mancini, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**:216-221.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., O. & Reis Neto, J.M. 1990. O Batólito Paranaguá: proposição, idade, considerações genéticas e implicações tectônicas. *In: Congr. Bras. Geol.*, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG, **4**:1684-1699.
- Basei, M.A.S. & Teixeira, W. 1987. Geocronologia do Pré-Cambriano/Eo-Paleozóico de Santa Catarina. *In: Silva, L.C. & Bortoluzzi, C.A. (eds.) Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina - E = 1:500.000*. Florianópolis, DNPM/CODISC. p. 91-130. (Série Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, **1**)
- Bastos Neto, A.C.; Dardenne, M.A. & Touray, J.C. 1994. O Distrito Fluorítico de Santa Catarina: mineralizações, alterações hidrotermais e contexto geodinâmico. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos...* Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, **2**:146-147.
- Bell, T.H. & Johnson, S.E. 1989. The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-feldspar in the Woodroffe Thrust mylonite zone,

- central Australia. *J. Metam. Geol.*, **7**:151-168.
- Bell, I.A. & Wilson, C.J.L. 1981. Deformation of biotite and muscovite: TEM microstructure and deformation model. *Tectonophysics*, **78**:201-228.
- Bitencourt, M.F.; Gastal, M.C.P.; Kirchheim, R.; Costa, K.B. & Toledo, A.F.L. 1993a. Reavaliação preliminar das relações estratigráficas do Complexo Granítico Encruzilhada. *In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambrico de La Cuenca del Plata*, 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993. *Resumenes Extensos...* Montevideo, Dinamige-Fac. Agron., **2**:34.
- Bitencourt, M.F.; Hackspacher, P.C. & Nardi, L.V.S. 1989a. A Zona de Cisalhamento Major Hercino - Santa Catarina. *In: Simp. Nac. Est. Tect.*, 2, Fortaleza, 1989. *Atas...* Fortaleza, SBG, p. 214-216.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 1993. Late- to Post-collisional Brasileiro Magmatism in Southernmost Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.*, **65**:3-16.
- Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S. & Hackspacher, P.C. 1989b. Diques Compostos da Enseada dos Zimbros, Região de Porto Belo, SC. *In: Congr. Bras. Geol.*, 2, Rio de Janeiro, 1989. *Bol. Resumos Expandidos...* Rio de Janeiro, SBGq, **1**:177-181.
- Bitencourt, M.F.; Hackspacher, P.C. & Nardi, L.V.S. 1995. Análise Cinemática dos Diques Compostos da Enseada dos Zimbros (SC) com Base na Deformação de Enclaves Máficos. *In: Simp. Nac. Est. Tect.*, 5, Gramado, 1995. *Resumos...* Porto Alegre, SBG, p.178-181.
- Blanchard, J.P.; Boyer, P. & Gagny, C. 1979. Un nouveau critère de mise en place dans une caisse filonienne: le "pincement" des minéraux aux épontes. *Tectonophysics*, **53**:1-25.
- Blundy, J. D. & Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**:208-224.

- Blundy, J. D. & Holland, T.J.B. 1992a. "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer" - reply to the comment of Poli and Schmidt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**:278-282.
- Blundy, J. D. & Holland, T.J.B. 1992b. "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer": Reply to the comments of Hammarstrom and Zen, and Rutherford and Johnson. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**:269-272.
- Borba, C. & Lopes, O.F. 1984. O Grupo Brusque e seu Embasamento na região de Itapema (SC). *In: Simp. Sul-Bras. Geol.*, 2, Florianópolis, 1984. *Anais...Florianópolis, SBG*, p. 24-31.
- Borradaile, G.J. 1976. A strain study of a granite gneiss transition and accompanying schistosity formation in the Betic orogenic zone, SE Spain. *J. Geol. Soc. London*, **132**:417-428.
- Borradaile, G.J. 1984. Strain analysis of passive elliptical markers: success of de-straining methods. *J. Struct. Geol.*, **6**:433-437.
- Bossi, J.; Campal, N.; Civetta, L.; Demarchi, G.; Girardi, V.A.V.; Mazzuchelli, M.; Piccirillo, G.M.; Rivalenti, G.; Sinigoi, S.; Teixeira, W. & Fragoso Cesar, A.R.S. 1990. Aspectos petrológicos e geocronológicos do enxame de diques básicos pré-cambrianos do Uruguai. *In: Workshop Diques Máficos do Brasil*, 2, São Paulo, 1990. *Bol. Esp. IG/USP*, p. 6-13.
- Brown, G.C. 1981. Space and time in granitic plutonism. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A301**:321-336.
- Caldasso, A.L.S.; Camozzato, E.; Ramgrab, G.E. & Silva, M.A.S. 1988. Os granitóides Valsungana, Guabiruba e Faxinal no contexto dos metamorfitos do Complexo Brusque, Santa Catarina. *In: Congr. Bras. Geol.*, 35, Belém, 1988. *Anais... Belém, SBG*, **3**:1104-1116.
- Caldasso, A.L.S.; Krebs, A.S.J. & Silva, M.A.S. 1994a. Geologia da Folha Botuverá (SG.22-Z-D-I-2), Estado de Santa Catarina. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos... Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM*, **2**:78-79.

- Caldasso, A.L.S.; Krebs, A.S.J. & Silva, M.A.S. 1994b. Geologia da Folha Brusque (SG.22-Z-D-II-1), Estado de Santa Catarina. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos...* Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, **2**:79.
- Camozzato, E.; Sander, A.; Ramgrab, G.E. & Wildner, W. 1994. Milonitos alcalinos-peralcalinos da região de Candiota, RS. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos...* Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, **3**:89-90.
- Champenois, M. 1989. Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de l'évolution structurale de zones déformées: application à une zone de cisaillement pan-africaine de l'Adrar des Iforras (Mali) et aux orthogneiss du massif du Grand Paradis (Alps, Italie). Thèse, I.N.P.L., 210 p.
- Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1994a. Tectonic evolution of southern Brazil in the Brasiliano Cycle. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. de Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos...* Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, **1**:626-627.
- Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1995a. Stratigraphy and tectonism of the Precambrian and Early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. Excursion Guidebook. *Acta Geol. Leop.*, **42**:5-117.
- Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1995b. Stratigraphy and Tectonism of Brasiliano Cycle in Southern Brazil. *In: Proterozoic Crust and Metallogenic Evolution*. Namíbia (no prelo).
- Cingolani, C.; Bossi, J.; Varela, R. & Navarro, R. 1990. Nuevos datos geológicos y geocronológicos del Macizo Granítico de Cerro Colorado, Florida, Uruguay. *In: Congr. Geol. Uruguay*, 1, Montevideo, 1990. *Atas...* Montevideo, **1**:101-106.
- Cingolani, C.; LLambias, E.; Varela, R.; Campal, N. & Bossi, J. 1993. Avances sobre la cronoestratigrafía del magmatismo no-orogénico fini-brasiliano en el Uruguay: Formaciones

- Sierra de Animas y Sierra de Rios. *In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata*, 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993. *Resumenes Extensos...* Montevideo, Dinamige-Fac. Agron., **2**:35.
- Citroni, S.B. 1993. Interpretação da bacia do Itajaí como um rift continental. *In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata*, 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993. *Resumenes Extensos...* Montevideo, Dinamige-Fac. Agron., **1**:12
- Clarke, D. 1994. NEWPET - A petrological program. Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland, Canada (inédito).
- Cordani, U.G.; Halpern, M. & Berenholc, M. 1974. Comentários sobre as Determinações Geocronológicas na Folha Porto Alegre. *In: Carta geológica do Brasil ao Milionésimo, texto explicativo das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim*. Brasília, DNPM, p. 70-84.
- Czamanske, G.K.; Ishihara, S. & Atkin, S.A. 1981. Chemistry of Rock-Forming Minerals of the Cretaceous-Paleocene Batholith in Southwestern Japan and Implications for Magma Genesis. *J. Geoph. Res.*, **86(B11)**:10431-10469.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. & Zussman, M.A. 1966. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. London, Longman, 528p.
- De Paor, D.G. 1980. Some limitations of the $R_f/\bar{\sigma}$ technique of strain analysis. *Tectonophysics*, **64**:T29-T31.
- De Paor, D.G. 1988. $R_f/\bar{\sigma}$ strain analysis using an orientation net. *J. Struct. Geol.*, **10**:323-333.
- Didier, J. 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rund.*, **76**:41-50.
- Dorais, M.J.; Whitney, J.A. & Roden, M.F. 1990. Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. *J. Petrol.*, **31**:853-881.

- Drury, M.R. & Urai, J.L. 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, **172**:235-253.
- Dunnet, D. 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, **7**:117-156.
- Dunnet, D. & Siddans, A.W.B. 1971. Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. *Tectonophysics*, **12**:307-325.
- Dymek, R.F. 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Am. Miner.*, **68**:880-899.
- Ebert, H.D. & Artur, A.C. 1991. Geologia estrutural e evolução tectônica do Complexo Socorro e dos metamorfitos encaixantes ao longo das zonas de cisalhamento de Extrema e Camanducaia, Quadrícula Extrema, MG e SP. In: Simp. Nac. Est. Tect., 3, Rio Claro, 1991. *Bol. Res. Estendidos e Rot. Excursões...* Rio Claro, UNESP/SBG, p. 31-33.
- Elliot, D. 1970. Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**:2221-2236.
- Erslev, E.A. 1988. Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates. *J. Struct. Geol.*, **10**:201-209.
- Erslev, E. 1992. *Instruction Manual for INSTRAIN 3.0*. Colorado State University, inédito, 10p.
- Erslev, E.A. & Ge, H. 1990. Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis. *J. Struct. Geol.*, **12**:1047-1059.
- Ewart, A. 1979. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In: Barker, F. (ed) *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier, p. 13-121.

- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1990. Esboço Estrutural de Parte do Batólito Pelotas - Região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geol. Leop.*, **30**:117-138.
- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992a. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *J. South Am. Earth Sci.*, **5**:77-96.
- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C.; Koester, E.; Kraemer, G.; Scherer, C.M.S. & Menegat, R. 1992b. Granitóides brasileiros precoces do Cinturão Dom Feliciano: caracterização geoquímica e discussão estratigráfica. *Pesquisas*, **19**:195-215.
- Fernandez, A.N. 1984. *Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques. Application à l'étude structurale des granitöides*. Clermont-Ferrand. 238 p. Tese de Doutorado, Univ. Blaise Pascal.
- Fernandez, A.N. & Barbarin, B. 1991. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: Didier, J. & Barbarin, B. (eds.) *Enclaves and Granite Petrology*. Amsterdam, Elsevier. p. 263-275.
- Fernandez, A.N. & Gasquet, D. 1994. Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**:316-326.
- Ferreira, A.C. & Almeida, T.I.R. 1989. Tectônica transcorrente e imagens TM-Landsat aplicadas à prospecção de fluorita e barita em Santa Catarina. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**:207-223.
- Fiori, A.P. 1991. Tectônica de cavalgamento no Grupo Açungui. In: Simp. Nac. Est. Tect., 3, Rio Claro, 1991. *Bol. Res. Estendidos e Rot. Excursões...* Rio Claro, UNESP/SBG, p. 134-136.
- Fitz Gerald, J.D. & Stünitz, H. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, **221**:269-297.

- Fragoso Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. *In: Congr. Bras. Geol.*, 31, Baln. Camboriu, 1980. *Anais...* Baln. Camboriú, SBG, **5**:2879-2892.
- Fragoso Cesar, A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo. 367 p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo.
- Fragoso Cesar, A.R.S.; Figueiredo, M.C.H.; Soliani Jr., E. & Faccini, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/ Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: Congr. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, **3**:1322-1343.
- Fragoso Cesar, A.R.S.; Machado, R.; Monteiro, R.L. & Sallet, R. 1990. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense: uma introdução ao problema. *Acta Geol. Leop.*, **30**:75-92.
- Fragoso Cesar, A.R.S. & Soliani Jr., E. 1984. Compartimentação tectônica do Cráton Rio de la Plata. *In: Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, **5**:2426-2434.
- Frantz, J.C. & Nardi, L.V.S. 1992a. O magmatismo granítico da região oriental do Escudo Sul-rio-grandense: uma revisão. *Pesquisas*, **19**:183-189.
- Frantz, J.C. & Nardi, L.V.S. 1992b. Litoquímica e evolução dos granitóides cálcio-alcalinos da região de Canguçu,RS. *Pesquisas*, **19**:13-25.
- Fry, N. 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, **60**:89-105.
- Gapais, D. 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. *Geology*, **17**:1144-1147.

- Gastal, M.C.P.; Schmitt, R.S. & Nardi, L.V.S. 1992. Granitóides da parte centro-sudeste do Escudo Sul-rio-grandense. Novos dados e discussão sobre a gênese e tipologia do magmatismo alcalino. *Pesquisas*, **19**:174-182.
- Gastal, M.C.P.; Vasquez, M.; Gotardo, E.; Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 1995. Diversidade composicional entre granitos metaluminosos de afinidade alcalina: exemplos do Escudo Sul-rio-grandense, RS. *In: Simp. Sul-Bras. Geol.*, 6, Porto Alegre, 1995. *Atas...* Porto Alegre, SBG, p.63-66.
- Gomes, M.E.B. 1990. *Petrologia do Granito Arroio Moinho (Canguçu/RS) geoquímica e deformação*. Porto Alegre. 199 p. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Graham, C.M. & Navrotsky, A. 1986. Thermochemistry of the tremolite-edenite amphiboles using fluorine analogues and applications to amphibole-plagioclase-quartz equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**:18-32.
- Griffin, B.J.; Muhling, J.R.; Carrol, G.W. & Rock, N.M.S. 1991. Recalc2 - A package for processing mineral analysis produced by electron microprobe. *Am. Miner.*, **76**:295-298.
- Gromet, L.P. 1991. Direct dating of deformational fabrics. *In: Heaman, L. & Ludden, J.N. 1991. Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology. Short Course Handbook. Mineralogical Association of Canada*, v.19, cap.5, p.167-189.
- Guidotti, C.V. 1984. Micas in metamorphic rocks. *In: Bailey, S.W. (ed.), Micas. Rev. Mineral.*, **13**:357-468.
- Hackspacher, P.C. & Flores, J.A.A. 1987. Contribuição sobre o controle estrutural das jazidas de fluorita na estrutura de Canela Grande, sudeste de Santa Catarina. *In: Simp. Sul-Bras. Geol.*, 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG, **2**:543-550.
- Hammarstrom, J.M. & Zen, E-An 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Miner.*, **71**:1297-1313.

- Hammarstrom, J.M. & Zen, E-An 1992. Discussion of Blundy and Holland's (1990) "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**:264-266.
- Hanna, S.S. & Fry, N. 1979. A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas. *J. Struct. Geol.*, **1**:155-162.
- Harrison, T.N. 1990. Chemical variation in micas from the Cairngorm pluton, Scotland. *Mineral. Magazine*, **376**:355-366.
- Hartmann, L.A. 1987. Isócrona Sm-Nd de 2,1 Ga em minerais de duas amostras do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *In: Congr. Bras. Geoq.*, 1, Porto Alegre, 1987. *Anais... Porto Alegre, SBGq*, **1**:105-111.
- Hartmann, L.A. 1988. Geoquímica de terras raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luis Alves, no extremo sul do Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, **2**:1-14.
- Hartmann, L.A.; Chemale Jr., F. & Silva, L.C. 1994. Mantle plume tectonics in the Brasiliano Cycle of the Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos... Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM*, **1**:623-624.
- Hartmann, L.A. & Jost, H. 1980. Gnaisses alcalinos da Antiforme Capané (RS). *Acta Geol. Leop.*, **4**:13-25.
- Hartmann, L.A.; Silva, L.C. & Orlandi Fº, V. 1979. Complexo Granulítico de Santa Catarina - Descrição e implicações genéticas. *Acta Geol. Leop.*, **6**:93-112.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.R. & Coimbra, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **5**:257-266.

- Hibbard, M.J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**:158-170.
- Hibbard, M.J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. New Jersey, Prentice-Hall, 587p.
- Hibbard, M.J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *J. Geol.*, **95**:543-561.
- Hibbard, M.J. & Waters, R.J. 1985. Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos*, **18**:1-12.
- Hoisch, T.D. 1989. A muscovite-biotite geothermometer. *Am. Miner.*, **74**:565-572.
- Hollister, L.S.; Grissom, G.C.; Peters, E.K.; Stowell, H.H. & Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Miner.*, **72**:231-239.
- Hutton, D.H.W. 1979. The strain history of a Dalradian slide: using pebbles with low fluctuations in axis orientation. *Tectonophysics*, **55**:261-273.
- Johnson, M.C. & Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**:837-841.
- Jost, H. & Bitencourt, M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geol. Leop.*, **7**:27-59.
- Jost, H. & Hartmann, L.A. 1984. A Província Mantiqueira - Setor Meridional. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (eds.) 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p. 345-368.
- Kaul, P.F.T. 1976. *Projeto Brusque Serra do Taboleiro*. Porto Alegre. 165 p. Conv. DNPM/CPRM. (Relatório Interno)

- Kawashita, K. 1972. *O método Rb/Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as Bacias do Paraná e Amazonas*. São Paulo. 111 p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo.
- Koester, E.; Kraemer, G.; Fernandes, L.A.D. & Nardi, L.V.S. 1994. Magmatismo cálcico-alkalino e peraluminoso sintectônico à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, RS. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos...* Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, **1**:166-167.
- Kraemer, G.; Koester, E.; Soliani Jr., E. & Fernandes, L.A.D. 1994. Dados isotópicos Rb/Sr para metatonalitos da região de Lavras do Sul - RS. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos...* Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, **2**:378-379.
- Krebs, A.S.J.; Silva, M.A.S.; Dias, A.A.; Lopes, R.C. & Camozzato, E. 1990. O Grupo Itajaí na Folha de Botuverá (SC) - Modelo geométrico/cinemático e relações com o Cinturão Granulítico e Cinturão Metavulcano-sedimentar Brusque - instalação, preenchimento e inversão da bacia. *In: Congr. Bras. Geol.*, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG, **6**:2966-2975.
- Kruhl, J.H. 1996a. Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *J. Metam. Geol.*, **14**:581-589.
- Kruhl, J.H. 1996b. Crystal deformation during syntectonic crystallization of igneous rocks. *In: International Conference on Syntectonic Crystallization of Igneous Rocks*, Waxemberg, Austria. *Book of Abstracts*, Frankfurt, German Science Foundation, p. 54-56.
- Lafon, J.M.; Hartmann, L.A. & Azambuja, J.C. 1990. Datação Rb-Sr de gnaisses alcalinos do Arroio Capané, RS. *In: Congr. Bras. Geol.*, 36, Natal, 1990. *Bol. Resumos...* Natal, SBG, p. 341.

- Lapique, F. 1987. *Traitement informatique de la déformation finie et interprétation de l'évolution tectonique Pan-Africaine de la région de Timgaouine (Hoggar, Algérie)*. Nancy. 224 p. Tese de Doutorado, Univ. Nancy I.
- Leake, B.E. 1978. Nomenclature of Amphiboles. *Mineral. Mag.*, **42**:553-563.
- Le Maitre, R.W. 1989. *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publ., London, 193p.
- Le Theoff, B. 1979. Non-coaxial deformation of elliptical particles. *Tectonophysics*, **53**:T7-T13.
- Lima, E.F. 1995. *Petrologia das Rochas Vulcânicas e Hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul-ASLS, RS*. Porto Alegre. 338 p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1992. O magmatismo shoshonítico no estado do Rio Grande do Sul. Uma revisão. *Pesquisas*, **19**:190-194.
- Lisle, R.J. 1977. Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geol. Mijn.*, **56**:140-144.
- Lisle, R.J. 1985. *Geological Strain Analysis: A Manual for the R/ö Method*. Oxford, Pergamon Press. 100p.
- McNaught, M. 1994. Modifying the normalized Fry method for aggregates of non-elliptical grains. *J. Struct. Geol.*, **16**:493-503.
- Machado, N.; Koppe, J.C. & Hartmann, L.A. 1990. Upper Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **3**:87-90.
- Mantovani, M.S.M.; Hawkesworth, C.J. & Basei, M.A.S. 1987. Nd and Pb isotope studies bearing on the crustal evolution of Southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:263-268.

- Mason, G.H. 1985. The mineralogy and textures of the Coastal Batholith, Peru. *In: Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds.) Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes.* New York, John Wiley & Sons, p.155-166.
- Mello, F.M.; Machado, R. & Fragoso Cesar, A.R.S. 1992. O sistema de cavalgamentos Porongos em sua localidade tipo, município de Pinheiro Machado-RS. *In: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, 1992. Bol. Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, **2**:365-366.
- Mesquita, M.J.M. 1991. Determinação do sentido de movimento da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, RS. *In: Simp. Nac. Est. Tect., 3, Rio Claro, 1991. Bol. Res. Estendidos e Rot. Excursões...* Rio Claro, UNESP/SBG, p. 113-114.
- Nachitt, H.; Razafimahefa, N.; Stussi, J.M. & Carron, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *C.R. Acad. Sc. Paris, t.301, Série II, n°11*:813-818.
- Nardi, L.V.S. 1989. Geoquímica dos elementos terras raras nas rochas graníticas da região centro sul do Brasil. *In: Formoso, M.L.L.; Nardi, L.V.S. & Hartmann, L.A. (eds.) Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil.* Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/SBGq. p. 71-82.
- Nardi, L.V.S. 1992. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesquisas, 18*:44-57.
- Nardi, L.V.S. 1994. Evolução do magmatismo neoproterozóico sintranscorrente do sul do Brasil: implicações geotectônicas. *In: Congr. Bras. Geol., 38, Baln. Camboriú, 1994. Bol. Resumos Expandidos...* Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, **1**:137-138.
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 1993. Tholeiitic, Late-orogenic Basic Magmatism in the Region of Porto Belo, Southern Brazil. *In: Semana de Geol., 9, e Congr. Geoq. Países de Língua Portuguesa, 2, Porto, 1993. Memórias...* Porto, Univ. do Porto\Fac. de Ciências\Museu e Lab. Mineral. e Geol., **3**:131-135.

- Nardi, L.V.S. & Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro Intrusive Suite, Southern Brasil - A case study. *Chem. Geol.*, **92**:197-211.
- Nardi, L.V.S. & Hartmann, L.A. 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sulriograndense. *Acta Geol. Leop.*, **6**:45-75.
- Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul. *Rev. Bras. Geoc.*, **15**:139-146.
- Nekvasil, H. 1992. Ternary feldspar crystallization in high-temperature felsic magmas. *Am. Miner.*, **77**:592-604.
- Nicolas, A. 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *J. Petrol.*, **33**:891-915.
- Oyhantçabal, P.; Derrégibus, M.; Muzio, R.; De Souza, S. & Peel, E. 1993a. Complejo Granítico Solis de Mataojo: Evidencias de magmatismo sincolisional relacionado a subducción. *In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambrico de La Cuenca del Plata*, 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993. *Resumenes Extensos...* Montevideo, Dinamige-Fac. Agron., **2**:39.
- Oyhantçabal, P.; De Souza, S. & Muzio, R. 1993b. Geología y aspectos estructurales del borde orogénico en el extremo sur del Cinturón Dom Feliciano. *In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambrico de La Cuenca del Plata*, 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993. *Resumenes Extensos...* Montevideo, Dinamige-Fac. Agron., **1**:22.
- Panozzo, R.H. 1983. Two-dimensional analysis of shape-fabric using projections of digitized lines in a plane. *Tectonophysics*, **95**:279-294.
- Panozzo, R. 1984. Two-dimensional strain from the orientation of lines in a plane. *J. Struct. Geol.*, **6**:215-221.
- Passarelli, C.R. & Basei, M.A.S. 1994. Contribuição ao Estudo Cinemático da Zona de Cisalhamento Major Gercino - SC. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. Camboriú, 1994. *Bol.*

Resumos Expandidos... Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, **2**:252-253.

Passarelli, C.R.; Basei, M.A.S. & Campos Neto, M.D.C. 1993. Caracterização Geométrica e Cinemática da Zona de Cisalhamento Major Gercino e sua Importância na Compartimentação dos Terrenos Pré-Cambrianos de Santa Catarina. *In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambrico de La Cuenca del Plata*, 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993. *Resumenes Extensos...* Montevideo, Dinamige-Fac. Agron., **1**:23.

Peach, C.J. & Lisle, R.J. 1979. A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computers & Geosciences*, **5**:325-334.

Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.

Petri, S.; Coimbra, A.M.; Amaral, G.; Ojeda y Ojeda, H.; Fúlfaro, V.J. & Ponçano, W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**:372-415.

Philipp, R.P.; Gomes, M.E.B.; Almeida, D.P.M. & Pintaúde, D. 1991. Granito Bela Vista: um exemplo do magmatismo alcalino no setor oriental do Escudo Sul-Riograndense. *In: Congr. Bras. Geoq.*, 3, São Paulo, 1991. *Resumos...* São Paulo, SBGq, **1**:152-157.

Phillips, E.R. 1974. Myrmekite - one hundred years later. *Lithos*, **7**:181-194.

Poli, S. & Schmidt, M.W. 1992. A comment on "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**:273-278.

Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D. 1990. Relações Embasamento/ "Cobertura" na Porção Ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um Esboço Estrutural. *Pesquisas*, **17**:72-84.

Ramsay, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. New York, McGraw-Hill, 568p.

- Ramsay, J.G. 1982. Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts. *In: Hsu, K. (ed) Mountain Building Processes*. London, Academic Press, p.111-127.
- Ramsay, J.G. & Huber, M.I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis*. Londres, Academic Press. 307p.
- Rapp, R.P. & Watson, E.B. 1986. Monazite solubility and dissolution kinetics: implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**:304-316.
- Remus, M.V.D.; Faccini, U.F.; Tedesco, M.A. & Philipp, R.P. 1987. Evolução estrutural dos Metamorfitos Porongos a sul do Rio Camaquã (RS). *In: Simp. Sul-Bras. Geol.*, 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG, **1**:223-243.
- Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A. & Ribeiro, M. 1991. Nota sobre a geologia dos metamorfitos de pressão intermediária e granitóides associados na região de Pinheiro Machado/RS. *Acta Geol. Leop.*, **34**:175-190.
- Remus, M.V.D.; Philipp, R.P.; Faccini, U.F. & Junges, S.L. 1990. Contribuição ao estudo geológico-estrutural dos Gnaisses Encantadas e das relações com as Supracrustais Porongos na região de Santana da Boa Vista, RS. *In: Congr. Bras. Geol.*, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG, **5**:2358-2370.
- Robertson, J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brasil. *Notas e Estudos Esc. Geol. UFRGS*, **1**:41-54.
- Robin, P.Y.F. 1977. Determination of geologic strain using randomly oriented strain markers of any shape. *Tectonophysics*, **42**:T7-T16.
- Robinson, P.; Spear, F.S.; Schumacher, J.C.; Laird, J.; Klein, C.; Evans, B.W. & Doolan, B.L. 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *In:*

- Veblen, D.R. & Ribbe, P.H. (ed) *Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations*. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy 9B, p.1-227.
- Rock, N.M.S. & Leake, B.E. 1984. The International Mineralogical Association amphibole nomenclature scheme: computerization and its consequences. *Mineral. Mag.*, **48**:211-227.
- Rostirolla, S.P. 1991. *Tectônica e sedimentação da Bacia do Itajaí - SC*. Ouro Preto. 131 p. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ouro Preto.
- Rutherford, M.J. & Johnson, M.C. 1992. Comment on Blundy and Holland's (1990) "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer." *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**:266-268.
- Rutter, M.J.; Van der Laan, S.R. & Wyllie, P.J. 1989. Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer: Aluminum in hornblende at 10 kbar pressure. *Geology*, **17**:897-900.
- Sallet, R.; Ferreira, A.C.; Frago Cesar, A.R.S.; Monteiro, R. & Machado, R. 1990. O Arcabouço Granítico Transalcalino Tardi-orogênico do Batólito Pelotas e sua Potencialidade para Mineralizações de Fluorita. *Acta Geol. Leop.*, **30**:213-227.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**:304-310.
- Schulz Jr., A. & Albuquerque, L.F.F. 1969. *Geologia da Quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina*. Porto Alegre. 109 p. DNPM. (Relatório Interno)
- Schulz Jr., A.; Albuquerque, L.F.F. & Rodriguez, C.S. 1970. *Geologia da Quadrícula de Florianópolis, SC*. Porto Alegre. 75 p. DNPM. (Relatório Interno)

- Shimamoto, T. & Ikeda, Y. 1976. A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. 1. Basic theory. *Tectonophysics*, **36**:315-317.
- Siga Jr., O. & Basei, M.A.S. 1993. Modelagem geocronológica do setor NE de Santa Catarina e SE do Paraná, Brasil. *In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambriico de la Cuenca del Plata*, 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993. *Resumenes Extensos...* Montevideo, Dinamige-Fac. Agron., **2**:30.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Reis Neto, J.M. & Buba, R.M. 1994. Maciços graníticos da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e implicações tectônicas. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos...* Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, **2**:400-401.
- Silva, L.C. 1983a. O Complexo Metamórfico Brusque e a Sequência Vulcano-Sedimentar Rio Itajaí-Mirim (SC). *In: Simp. Sul-Bras. Geol.*, 1, Porto Alegre, 1983. *Atas...* Porto Alegre, SBG. p. 253-265.
- Silva, L.C. 1983b. Basalto Variolítico com Matriz Ultramáfica Quench. Primeiras evidências de derrames komatiíticos(?) na Sequência Vulcano-Sedimentar Rio Itajaí-Mirim (SC). *In: Simp. Sul-Bras. Geol.*, 1, Porto Alegre, 1983. *Atas...* Porto Alegre, SBG, p. 266-272.
- Silva, L.C. 1984a. As Sequências Metavulcano-Sedimentares do tipo "Greenstone Belt" e de Cobertura do Escudo Catarinense. *In: Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, **3**:2590-2598.
- Silva, L.C. 1984b. Os Terrenos Metamórficos de Médio e Alto grau do Pré-Cambriano de Santa Catarina. *In: Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, **3**:3069-3080.
- Silva, L.C. 1986. *Roteiro para o Reconhecimento nos Granitóides do Segmento Meridional do Escudo Catarinense*. Florianópolis. CODISC/CPRM. 33p. (Inédito)
- Silva, L.C. 1987. Geologia do Pré-Cambriano/Eo-Paleozóico de Santa Catarina. *In: Silva, L.C. & Bortoluzzi, C.A. (eds.) Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa*

- Catarina - E = 1:500.000*. Florianópolis, DNPM/CODISC. p. 11-90. (Série Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, 1)
- Silva, L.C. 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, **21**:60-73.
- Silva, L.C.; Aumond, J.J.; Oliveira, J.M.P. & Lopes, R.M.M. 1985. Sequência (Meta) Vulcano-sedimentar Rio do Oliveira e seu Embasamento Granito-Gnáissico. *In: Simp. Sul-Bras. Geol.*, 2, Florianópolis, 1985. *Res. e Rot. Excursões...* Florianópolis, SBG, p. 33-48.
- Silva, L.C. & Bortoluzzi, C.A. (eds.) 1987. *Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina*. Florianópolis, DNPM/CODISC. Escala 1:500 000. (Série Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, 1)
- Silva, L.C. & Dias, A.A. 1981a. Os Segmentos Mediano e Setentrional do Escudo Catarinense: II - Organização e Evolução Geotectônica. *Acta Geol. Leop.*, **10**:121-140.
- Silva, L.C. & Dias, A.A. 1981b. Os Segmentos Mediano e Setentrional do Escudo Catarinense: I - Geologia. *Acta Geol. Leop.*, **10**:3-120.
- Silva, L.C. & Dias, A.A. 1981c. *Projeto Timbó-Barra Velha, Brasil*. Porto Alegre. 282 p. Conv. DNPM/CPRM. (Relatório Interno)
- Silva, L.C.; Scheepers, R.; Hartmann, L.A.; Chemale Jr., F.; Gresse, P. & Walraven, F. 1994. Tectonic setting and granitic evolution in Pan-African/Brasiliano belts: the southern afro-brazilian connection. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos...* Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, **1**:627-629.
- Silva Fº, B.C. & Soliani Jr., E. 1987. Origem e evolução dos Gnaisses Cambaí: exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. *In: Simp. Sul-Bras. Geol.*, 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG, **1**:127-145.

- Smith, J.V. & Brown, W.L. 1988. *Feldspar Minerals, Vol. I - Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties*, 2^a ed., Springer Verlag, Berlim, 828 p.
- Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. São Paulo. 425 p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo.
- Spear, F.S. 1981. Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**:355-364.
- Speer, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In: Bailey, S.W. (ed.), *Micas. Rev. Mineral.*, **13**:299-356.
- Speer, J.A. 1987. Evolution of magmatic assemblages in granitoid rocks: the hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South Carolina. *Am. Miner.*, **72**:863-878.
- Spulber, S. & Rutherford, M.J. 1983. The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental study. *J. Petrol.*, **24**:1-25.
- Stimac, J.A. & Pearce, T.H. 1992. Textural evidence of mafic-felsic magma interaction in dacite lavas, Clear Lake, California. *Am. Miner.*, **77**:795-809.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.
- Sun, S. 1982. Chemical composition and origin of earth's primitive mantle. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **46**:179-192.
- Tessari, R.I. & Picada, R.S. 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Bol. Div. Fom. Prod. Min.*, DNPM, **124**, 147 p.
- Thorton, C.P. & Tuttle, O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks I: Differentiation Index. *Am. J. Sci.*, **258**:664-684.

- Tobisch, O.T. & Paterson, S.R. 1990. The Yarra granite: an intradeformational pluton associated with ductile thrusting, Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **102**:693-703.
- Tommasi, A. 1991. *Evolução Cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro*. Porto Alegre. 207 p. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Tommasi, A.; Fernandes, L.A.D.; Porcher, C.C. & Vauchez, A. 1992. Evolução cinemática das porções internas do Cinturão Dom Feliciano, região de Piratini, RS. *Pesquisas*, **19**:143-154.
- Tommasi, A.; Vauchez, A.; Fernandes, L.A.D. & Porcher, C.C. 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, **13**:421-437.
- Trainini, D.R.; Dias, A.A.; Krebs, A.S.J.; Souza, E.C.; Capeletti, I.; Toniolo, J.A.; Silva, L.C. & Silva, M.A.S. 1978. *Projeto Vidal Ramos-Biguaçu*. Porto Alegre. 303 p. Conv. DNPM/CPRM. (Relatório Interno)
- Tullis, J.; Dell'Angelo, L. & Yund, R.A. 1990. Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization. *Geophys. Monogr.*, **56**:67-81.
- Tullis, J. & Yund, R.A. 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, **13**:238-241.
- Tullis, J. & Yund, R.A. 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms and microstructures. *Geology*, **15**:606-609.
- Tullis, J. & Yund, R.A. 1991. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *J. Struct. Geol.*, **13**:987-1000.

- Tulloch, A.J. 1986. Comment on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance." *Geology*, **14**:186-187.
- UFRGS 1992. *Mapeamento geológico de Parte das Folhas de Encruzilhada do Sul e Delfino*. Porto Alegre. 7 vol. Trabalhos de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Umpierre, M. & Halpern, M. 1971. Edades estroncio rubidio en rocas cristalinas del sur de la Republica Oriental del Uruguay. *Rev. Assoc. Geol. Argentina*, **26**:133-151.
- Unzog, W. 1990. Beispiele von strainanalysen in kristallinebieten. Symposium TSK III, Kurzfassungen, Graz, p.265-266.
- Unzog, W. 1991. Informationen zum Programm STRAIN 2.0. Universität Salzburg, 26p.
- Van der Molen, I. & Paterson, M.S. 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**:299-318.
- Vernon, R.H. 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks. *J. Struct. Geol.*, **9**:979-985.
- Vyhnal C.R.; McSween Jr., H.Y. & Speer, J.A. 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Am. Miner.*, **76**:176-188.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Let.*, **64**:295-304.
- Whalen, J.B.; Currie, K. L. & Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**:407-419.
- Wildner, W.; Ramgrab, G.E.; Zanini, L.F.P.; Branco, P.M. & Camozzato, E. 1990. Suíte Intrusiva Maruim: um batólito calcialcalino zonado do Escudo Catarinense. *In: Congr. Bras. Geol.*,

36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG, **4**:1821-1835.

Williamson, J.H. 1968. Least-squares settings of a straight line. *Can. J. Phys.*, **46**:1845-1847.

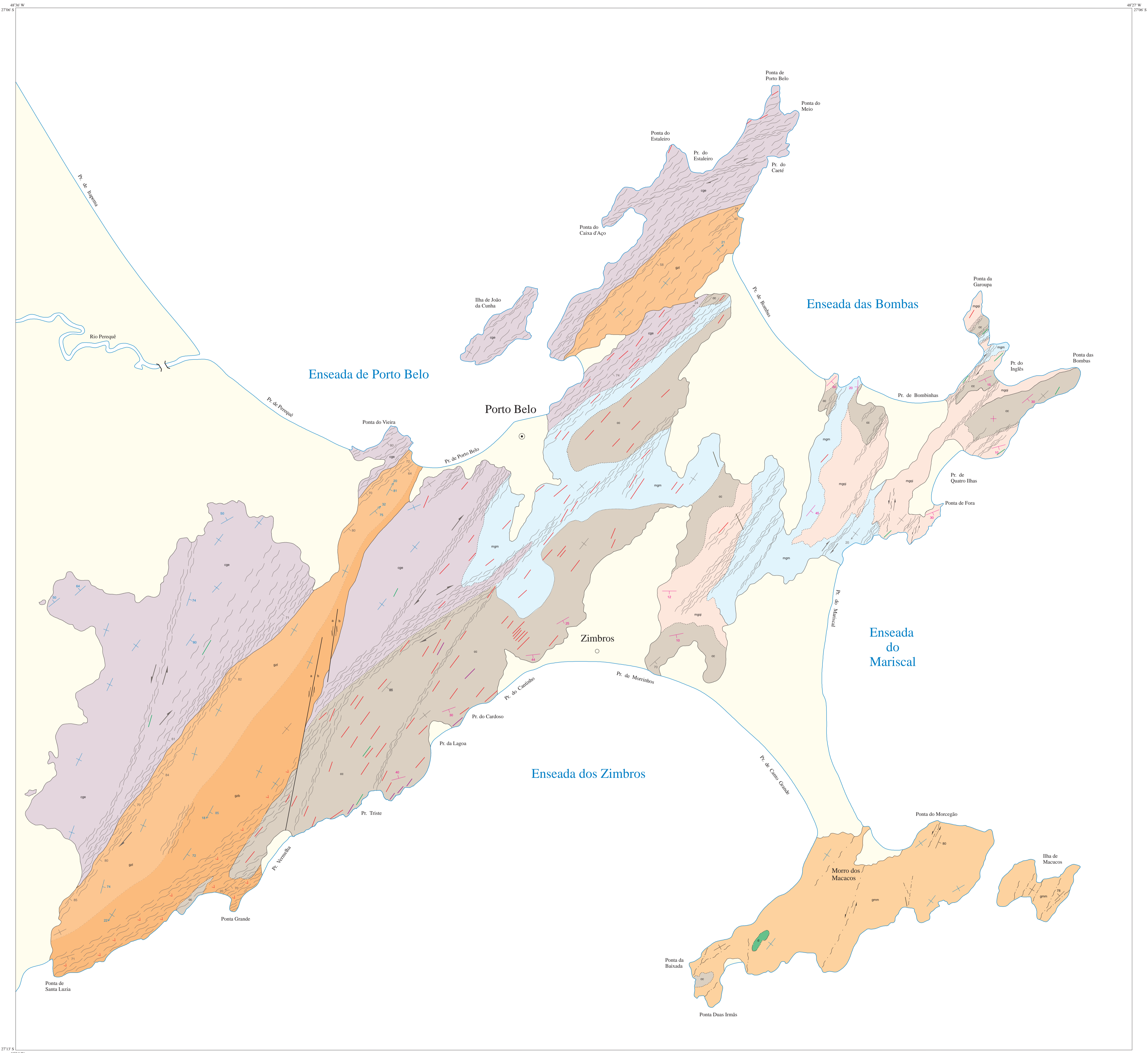
York, D. 1969. Least-squares best fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Let.*, **5**:320-324.

Zanini, L.F.P. & Branco, P.M. 1994. Geologia das Folhas Florianópolis (SG.22-Z-D-V) e Lagoa (SG.22-Z-D-VI) - Estado de Santa Catarina. *In*: Congr. Bras. Geol., 38, Baln. Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos...* Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, **2**:95-96.

Zolensky, M.E.; Sylvester, P.J. & Paces, J.B. 1988. Origin and significance of blue coloration in quartz from Llano Rhyolite (llanite), North-central Llano County, Texas. *Am. Miner.*, **73**:313-323.

Anexo I

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE PORTO BELO



COLUNA ESTRATIGRÁFICA

- Cobertura Sedimentar do Cenozóico
- Formação Serra Geral - diques de olivina diabásio
- Suite Intrusiva Zimbros**
 - gzi
 - gmm
 - mgn
 - mgt
 - cc
- Granito Zimbros (gz)** - biotita sieno- a monzogranitos foliados (S_1 e S_{2-3}), textura heterogranular a porfirítica, quartzo azulado, enclaves microgranulares e diques sinplutônicos máficos; fácies biotítica (gzb), com margem resfriada (mr), e fácies leucogranítica (gzl), gradacionais.
- Granito Morro dos Macacos (gmm)** - biotita sieno- a monzogranitos, teor de máficos inferior a 5%, textura equi- a heterogranular média, foliação (S_1) pouco desenvolvida; enclaves microgranulares e diques sinplutônicos máficos; raros corpos maiores de diorito (d).
- Rochas Hipabissais** - enxame de diques riolíticos (hfr), com menor proporção de diques máficos (hfm), foliados e subparalelos à foliação principal local; diques compostos (dq) formados por centro félsico e bordas máficas, contemporâneos; quartzo azul como fenocristais nos termos félsicos e xenocristais nos máficos.
- Complexo Granítico Estaleiro**
(Hornblenda)-biotita granodiorito porfirítico (Granodiorito Estaleiro) com matriz heterogranular média a fina, isótropo ou foliado (S_1), passando a milonítico (S_{2-3}); enclaves e *schlierens* dioríticos, diques sinplutônicos quartzo-dioríticos a granodioríticos; veios graníticos abundantes, principalmente na porção milonítica; corpos tabulares máficos subordinados.
- Metagranito Mariscal**
Biotita-muscovita sienogranito foliado, heterogranular médio a fino, pórfiros de feldspatos, esparsos ou em concentrações localizadas; abundantes xenólitos das rochas encaixantes; foliação (S_{2-3}) transposta por S_1 em zonas de alta deformação.
- Metagranitóides de Quatro Ilhas**
Biotita granitóides porfiríticos, foliados, de granulação grossa a muito grossa, textura ofálmica; granodioritos a monzogranitos, sienogranitos subordinados; variação gradacional entre termos leucograníticos e biotíticos; abundantes xenólitos das rochas encaixantes; foliação (S_{2-3}) subparalela à dos gnaisses encaixantes, transposta por S_1 em zonas de alta deformação.
- Complexo Camboriú**
Ortoгнаisses de composição granítica a granodiorítica; ocorrência subordinada de biotita gnaisses e metatonalitos; bandamento gnássico (S_{2-3}) de fácies anfíbolito, originalmente subhorizontal, transposto por S_1 em zonas de alta deformação.

CONVENÇÕES

- contatos: definido, aproximado, gradacional
- bandamento ou foliação composta (S_{2-3} , S_{2-3}) relacionados ao evento tangencial
- foliação primária (S_1)
- foliação milonítica ou composta (S_{2-3} , S_{2-3}), relacionadas à fase principal de transcorrência
- foliação milonítica tardia (S_1)
- lineação mineral ou de estiramento com caimento superior a 10°
- zonas de alta deformação relacionadas à fase principal de transcorrência
- zonas de alta deformação relacionadas à fase tardia de transcorrência
- falha de rejeito lateral, com componente oblíqua indicada (alto - baixo)

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
TESE DE DOUTORADO

ANEXO I

MAPA GEOLÓGICO
DA REGIÃO DE PORTO BELO, SC

1995

0 500 1000 1500 m
ESCALA 1:25 000

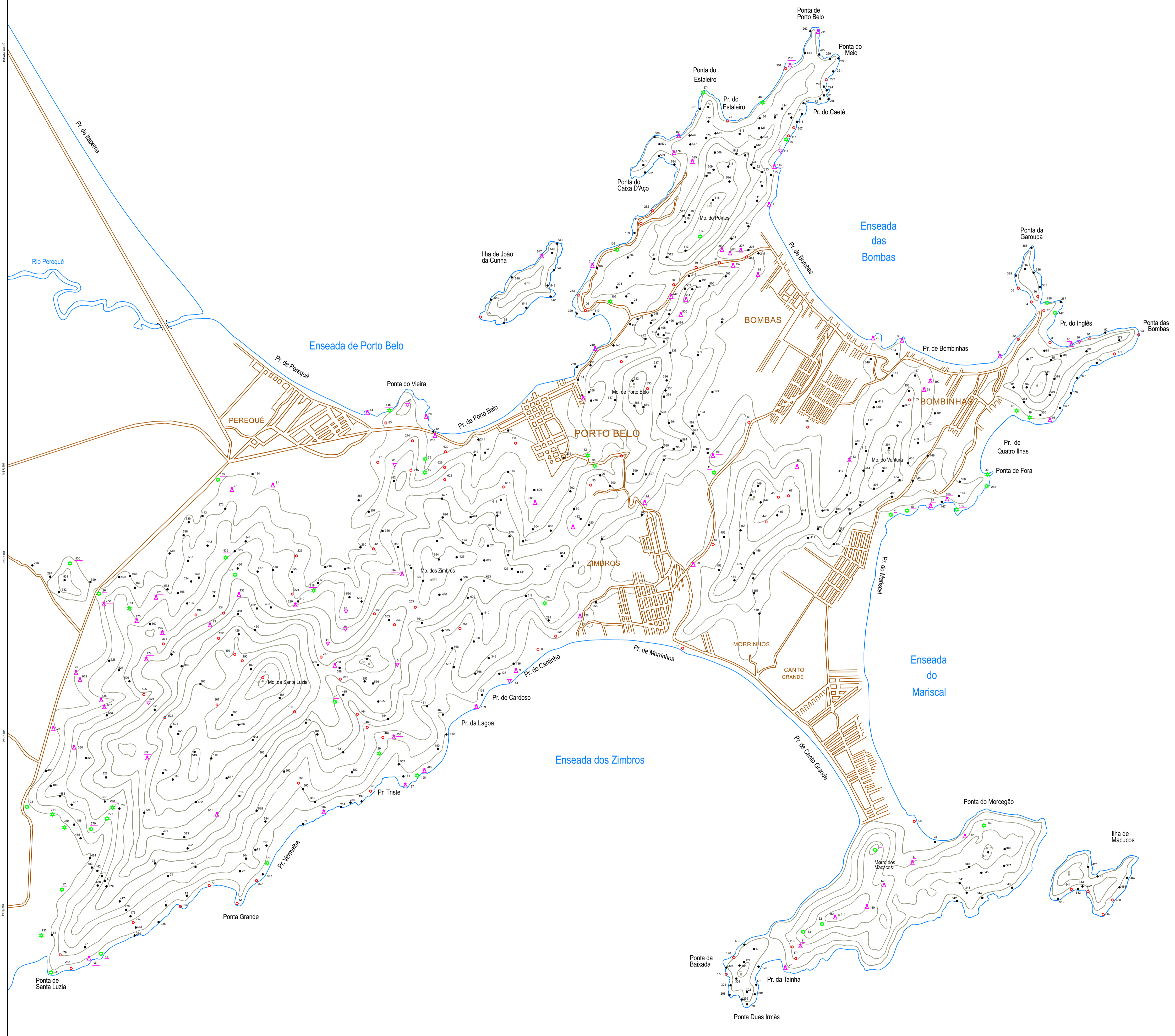
Maria de Fátima Bitencourt

Localização Geográfica da Área

Anexo II
MAPA DE LOCALIZAÇÃO E AMOSTRAGEM

48°36'S
27°06'S

48°27'W
27°06'S



48°36'W
27°13'S

LEGENDA

- Ponto descrito
- ◊ Amostra laminada
- ◊ Amostra com química mineral
- △ Análise química em rocha total
- ☆ Química global e química mineral
- 165 Determinações Rb-Sr
- Curva de nível (equidistância 40 m)
- 100 Cota
- Estrada
- ▭ Núcleo Urbano

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
TESE DE DOUTORADO

ANEXO II

**MAPA DE LOCALIZAÇÃO E AMOSTRAGEM
REGIÃO DE PORTO BELO, SC**

1995

0 500 1000 1500 m
ESCALA 1:25 000

Maria de Fátima Bitencourt

Base cartográfica: ampliação de parte de carta topográfica 1:50 000 (IBGE 1983), Folha Camboriú - 8G-23-D-11-0/11-1 - M-2894-2/2895-1, modificada a partir de interpretação de fotografias aéreas 1:25 000 (1994).

Localização Geográfica da Área

Anexo III
TABELAS DE RESULTADOS ANALÍTICOS

Tabela III-1 - Análises representativas de epidotos; teor de Fe₂O₃ calculado a partir de FeO.

Det. nº	CGE (GE)				(e.GE)	MgQI	SIZ (GZ)
	B4	E19	BB41	BB99	Q46	K36	L8
SiO ₂	37,05	37,47	37,76	36,63	37,96	37,73	38,28
TiO ₂	0,02	-	-	-	-	0,14	0,18
Al ₂ O ₃	23,05	25,73	22,85	22,93	22,80	23,67	25,54
Fe ₂ O ₃	14,10	10,14	13,79	13,62	12,75	12,92	11,40
FeO	0,03	0,04	-	0,03	-	0,03	0,03
MnO	0,30	0,16	0,33	0,16	0,05	0,26	0,18
CaO	22,52	22,94	22,25	22,00	23,09	23,07	22,62
Total	97,07	96,49	96,98	95,37	96,65	97,82	98,23
<i>Fórmula Estrutural para 25 Oxigênios</i>							
Si ^{iv}	5,967	5,980	6,067	5,988	6,107	6,005	6,008
Al ^{iv}	0,033	0,020	-	0,012	-	-	-
Z	6,000	6,000	6,067	6,000	6,107	6,005	6,008
Al ^{vi}	4,343	4,820	4,327	4,406	4,323	4,440	4,725
Fe ⁺³	1,709	1,218	1,667	1,676	1,543	1,547	1,346
Ti	0,002	-	-	-	-	0,017	0,021
Fe ⁺²	0,003	0,004	-	0,003	-	0,003	0,003
Mn ⁺²	0,021	0,012	0,023	0,010	0,005	0,017	0,012
Y	6,078	6,054	6,017	6,095	5,871	6,024	6,107
Mn ⁺²	0,020	0,010	0,022	0,012	0,002	0,018	0,012
Fe ⁺³	0,002	0,002	-	0,002	-	0,002	0,002
Ca	3,886	3,923	3,830	3,853	3,980	3,934	3,804
X	3,908	3,935	3,852	3,867	3,982	3,954	3,818
Σ _{cations}	15,986	15,989	15,936	15,962	15,960	15,983	15,933
X _{pist.}	0,28	0,20	0,28	0,27	0,26	0,26	0,22

Tabela III-2 - Análises representativas de ilmenitas dos granitóides de Porto Belo.

Unidade	MgQI		MgM		SIZ (GZ)				(e.GZ)			SIZ (FHF)			(eFH) (dMM)		
Am. nº	33B	285	147	105	230	231	269	70C	314	15	39	40	153				
Det. nº	Q64	Q66	K33	FF2	L37	M37	M55	M26	J33	L3	FF11	GG5 1	J9	J62	J71	J16	K96
SiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	53,62	53,19	53,03	54,19	53,15	52,17	53,35	53,31	51,20	54,43	53,62	54,32	51,30	53,76	54,84	52,38	54,16
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0,38	-	-	-	-	-	0,03	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	0,05	nd	0,15	0,05	0,13	0,08	0,01	0,03	0,01	0,05	0,12	0,04	0,18	-	0,06	nd
FeO	43,59	43,76	45,23	39,13	42,75	39,17	38,26	40,31	41,00	43,43	39,48	40,17	43,86	43,76	43,70	44,29	44,82
MnO	4,27	4,04	3,19	2,14	3,98	6,85	6,80	5,81	6,36	3,49	3,26	1,35	4,05	3,30	3,45	3,38	3,60
NiO	-	-	nd	-	-	0,05	0,07	-	-	5,00	0,11	-	-	0,19	-	-	nd
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-	-	-	0,03
CaO	0,08	0,20	-	0,02	0,08	0,02	0,16	0,01	0,13	0,22	-	0,05	0,03	0,02	0,15	0,05	0,05
Total	101,6	101,2	101,5	95,63	100,0	98,39	98,72	99,83	98,72	101,6	96,52	96,01	99,30	101,2	102,1	100,2	102,67
<i>Fórmula Estrutural para 6 Oxigênios</i>																	
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Ti	2,002	1,994	1,988	2,104	2,012	2,008	2,034	2,011	1,972	2,022	2,070	2,102	1,966	2,010	2,026	1,988	2,002
Cr	0,000	0,002	nd	0,006	0,002	0,006	0,004	-	0,002	-	0,002	0,004	0,002	0,008	0,000	0,002	nd
Mn	0,180	0,170	0,134	0,094	0,170	0,296	0,292	0,248	0,276	0,146	0,142	0,058	0,174	0,138	0,144	0,144	0,150
Fe ⁺²	1,810	1,822	1,872	1,690	1,800	1,676	1,622	1,692	1,730	1,794	1,710	1,728	1,838	1,820	1,796	1,860	1,842
Fe ⁺³	-	0,184	0,012	-	-	-	-	-	0,026	-	-	-	0,032	-	-	0,010	-
Ó _{cations}	3,992	4,172	4,006	3,894	3,984	3,986	3,952	3,974	4,006	3,962	3,924	3,892	4,014	3,978	3,966	4,004	3,996
FeTiO ₃	90,78	90,70	92,69	94,42	91,09	84,60	84,10	86,25	84,76	91,81	92,03	96,34	89,66	92,09	92,22	92,09	92,26
MnTiO ₃	9,01	8,50	6,67	5,23	8,59	14,98	15,14	12,59	13,52	7,47	7,63	3,28	8,53	7,03	7,37	7,16	7,51
MgTiO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07	-	-	-	0,09
R2TiO ₃	0,21	0,53	-	0,06	0,22	0,16	0,60	0,03	0,35	0,70	0,24	0,15	0,08	0,44	0,41	0,13	0,14
Ó	100,0	99,73	99,36	99,71	99,90	99,74	99,84	98,87	98,63	99,98	99,90	99,77	98,34	99,56	100,0	99,38	100,00
Fe ₂ O ₃	-	0,092	0,344	-	-	-	-	-	0,677	-	-	-	0,821	-	-	2,262	-
Hematita	-	0,172	0,644	-	-	-	-	-	1,306	-	-	-	1,576	-	-	0,497	-

Tabela III-3 - Análises químicas representativas de magnetitas dos granitóides de Porto Belo.

Am. nº	CGE (GE)										(e .GE)	SIZ (FHF)	
	23a	44d	108	271	279						161	574b	
Det. nº	H38	I9	BB15	BB50	D41	BB1	BB2	A65	B67	B105	Q37	L23	L27
SiO ₂	-	-	-	-	0,04	-	-	0,33	0,03	0,01	-	-	0,02
TiO ₂	0,03	-	-	-	0,41	-	0,05	0,08	0,11	0,04	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0,10	0,06	0,04	-	0,01	-
Cr ₂ O ₃	nd	0,10	0,12	0,16	0,25	0,37	0,22	0,06	nd	nd	0,97	-	0,04
FeO	91,26	91,92	92,36	91,47	92,20	93,30	91,66	91,04	92,20	93,07	93,17	91,98	91,76
MnO	0,11	0,26	0,12	-	0,16	0,13	0,06	-	0,21	-	-	0,15	0,22
Mg	0,03	-	-	-	-	-	0,02	0,07	-	0,06	-	-	-
CaO	0,01	0,04	0,05	-	0,01	-	0,06	0,05	0,03	0,01	-	0,04	0,03
Ni	nd	0,06	-	-	0,11	-	0,09	nd	nd	nd	-	-	0,09
Total	91,44	92,38	92,65	91,63	93,18	93,80	92,16	91,72	92,65	93,23	94,14	92,18	92,16
<i>Fórmula Estrutural para 32 Oxigênios</i>													
Mg	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,031	0,000	0,027	0,000	0,000	0,000
Al	-	-	-	-	-	-	-	0,037	0,022	0,014	-	0,004	-
Ti	0,006	-	-	-	0,095	-	0,012	0,019	0,025	0,009	-	-	-
Cr	nd	0,025	0,029	0,040	0,061	0,090	0,054	0,015	nd	nd	0,234	-	0,010
Mn	0,029	0,068	0,031	-	0,042	0,034	0,016	-	0,055	-	-	0,040	0,058
Fe ⁺²	7,959	7,903	7,952	8,000	8,035	7,966	7,944	8,075	7,969	7,980	8,000	7,947	7,916
Fe ⁺³	15,987	15,975	15,971	15,960	15,724	15,910	15,922	15,705	15,907	15,964	15,766	15,996	15,978
Σ _{cations}	23,995	23,971	23,983	24,000	23,957	24,000	23,957	23,882	23,978	23,994	24,000	23,987	23,962
Usp	0,09	-	-	-	1,19	-	0,15	0,24	0,31	0,12	-	-	-

Tabela III-4 - Análises químicas representativas de feldspatos dos Metagranitóides de Quatro Ilhas (p=pórfiro, p.a.=pórfiro alterado, mz=matriz,rf=recristalização em fraturas, rm=recristalização marginal, f=grãos finos não-recristalizados, h=hospedeiro, l=lamela, c=centro, b=borda).

Am.	17e								18a													
	p		p.a.		h		l		rm		mz		p		mz		p		p		rm	
Det.nº	DD34	DD31	DD33	DD35	DD36	DD32	DD39	DD29	GG3	GG4	GG8	GG6	GG9	GG2	GG5	GG7	GG10					
SiO ₂	62,62	64,57	64,90	64,32	71,31	63,86	67,08	63,91	64,90	63,88	63,20	63,87	63,95	64,65	64,60	64,64	64,79					
TiO ₂	0,01	0,01	0,06	-	0,05	-	0,04	0,02	-	0,06	0,04	0,03	0,04	-	-	-	-					
Al ₂ O ₃	23,32	22,03	21,75	18,29	17,48	17,90	20,74	18,54	23,03	22,60	22,79	22,80	22,52	18,43	16,09	18,68	18,92					
Cr ₂ O ₃	-	0,04	-	-	0,20	-	0,31	0,09	0,16	0,27	0,40	0,11	0,34	-	0,31	0,33	0,85					
FeO	-	0,05	0,58	0,04	0,31	-	0,14	-	-	-	0,13	0,11	-	0,24	0,11	0,61	0,07					
MnO	0,08	0,88	0,70	-	0,70	-	0,37	-	-	-	-	0,02	0,31	-	-	0,07	-					
MgO	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-	0,04	0,03	0,01	-					
CaO	4,07	3,06	2,24	-	1,36	-	0,97	-	3,45	3,70	3,47	3,48	3,66	-	-	-	-					
Na ₂ O	9,44	10,07	10,36	0,50	9,09	0,38	10,94	0,58	9,75	9,41	9,74	9,57	9,64	0,48	0,62	0,61	-					
K ₂ O	0,05	0,06	0,06	16,78	0,08	16,52	0,10	16,50	0,03	0,20	0,07	0,10	0,16	16,83	16,56	16,97	16,70					
BaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd					
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	-	-					
Total	99,61	100,8	100,7	99,93	100,6	98,66	100,7	99,64	101,3	100,1	99,84	100,1	100,6	100,7	98,32	101,9	101,3					
Ab	81	85	89	4	92	3	95	5	84	81	83	83	82	4	5	5	-					
An	19	14	11	-	8	-	5	-	16	18	17	17	17	-	-	-	-					
Or	-	-	-	96	-	97	-	95	-	1	-	-	1	96	95	95	100					

Am.	33b								90													
	p		p		p		p		p		p		p		p		p		p		p	
Det.	Q55	Q58	Q60	Q68	Q67	K11	K13	K15	K19	K26	K23	K24	K25	K6	K3	K4	K2					
SiO ₂	59,07	58,44	58,72	59,03	63,24	60,26	59,98	59,63	58,42	60,46	59,84	63,83	61,06	64,61	64,60	64,60	64,48					
TiO ₂	0,01	-	0,01	-	0,04	-	-	-	-	0,05	0,01	-	-	0,07	0,06	-	0,03					
Al ₂ O ₃	25,42	25,51	25,56	24,80	18,19	25,75	25,84	24,44	25,89	25,23	24,07	23,18	25,49	18,39	18,44	18,49	18,62					
Cr ₂ O ₃	0,04	-	-	0,06	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd					
FeO	0,14	0,39	0,13	0,92	-	0,06	0,10	0,09	-	-	0,23	0,07	0,05	0,08	-	0,05	0,05					
MnO	0,05	0,06	0,80	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,05	-	0,05	-	-					
MgO	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,00	0,01	-	-	-	-	0,03	-	-					
CaO	7,13	7,18	7,05	7,14	-	6,78	7,21	6,57	7,61	6,65	6,78	4,11	6,57	-	-	0,04	-					
Na ₂ O	7,54	7,47	7,76	7,82	0,43	7,47	7,62	7,71	7,02	7,60	7,54	9,26	7,82	0,68	0,71	0,65	0,54					
K ₂ O	0,17	0,23	0,09	0,23	17,59	0,24	0,09	0,10	0,10	0,10	0,19	0,09	0,11	15,51	15,83	15,56	16,03					
BaO	0,05	-	0,15	-	0,50	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd					
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd					
Total	99,62	99,28	100,3	100,0	99,99	100,6	100,8	99,54	99,04	100,1	98,65	100,6	101,2	99,34	99,72	99,39	99,75					
Ab	65	65	66	66	4	66	65	68	62	67	66	80	68	6	6	6	5					
An	34	34	33	33	-	33	34	32	37	32	33	20	32	-	-	-	-					
Or	1	1	1	1	96	1	1	1	1	1	1	1	1	94	94	94	95					

Continua...

III-4(Cont...1)

Am.	165																
	mz	p	p	rm	rm	c	b	p	p	rm	rm	rm	rm	p	c	c	b
Det.	K9	FF43	FF 38	FF41	FF 42	CC3	CC7	DD4	DD6	DD3	DD5	DD7	DD8	CC1	CC8	DD1	DD2
SiO ₂	64,73	57,45	58,42	58,69	58,95	60,57	59,46	59,26	59,79	60,76	60,01	59,36	59,65	63,80	63,57	64,13	63,81
TiO ₂	0,01	0,21	-	0,03	-	-	-	0,02	0,13	-	0,03	0,11	0,08	-	-	-	0,01
Al ₂ O ₃	18,71	27,00	25,21	25,10	25,12	25,25	25,27	24,76	25,20	24,85	25,50	25,21	25,37	18,63	18,27	18,37	18,44
Cr ₂ O ₃	nd	-	1,04	0,39	-	-	0,06	0,05	-	-	0,01	0,07	0,06	-	0,12	0,03	-
FeO	-	0,11	0,48	-	0,54	0,07	0,07	0,22	0,07	-	0,17	0,06	-	0,04	-	0,09	-
MnO	0,07	-	-	-	0,54	-	0,03	0,02	0,05	-	0,09	0,06	-	-	0,01	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-	0,02	-	-	-	0,03	-
CaO	-	8,13	6,71	6,82	6,30	6,60	6,72	6,74	6,86	6,12	6,68	6,94	6,32	-	-	-	-
Na ₂ O	0,51	6,31	7,48	7,43	7,63	7,62	7,29	7,66	7,74	8,18	7,72	7,68	7,81	0,59	0,37	0,33	0,53
K ₂ O	16,15	0,05	0,03	0,11	0,02	0,14	0,21	0,07	0,12	0,09	0,08	0,12	0,05	16,90	17,21	17,59	17,03
BaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	100,2	99,26	99,37	98,57	99,10	100,3	99,11	98,80	99,96	100,0	100,3	99,63	99,34	99,69	99,55	100,6	99,82
Ab	5	58	67	66	69	67	66	67	67	70	67	66	69	5	3	3	5
An	-	42	33	33	31	32	33	33	32	29	32	33	32	-	-	-	-
Or	95	-	-	1	-	1	1	-	1	1	1	1	-	95	97	97	95

Am.n°	165								285								
	p	rf	f	f	f	p	p		p	p	i	p	rm	rm	mz		
Det.n°	FF 32	FF35	FF 34	FF36	FF 37	V1	K30	V3	V5	V2	V7	FF29	FF 27	FF28	K35	K38	V4
SiO ₂	63,54	63,95	59,68	60,87	60,03	58,65	59,64	57,40	58,97	63,25	60,78	64,38	63,14	63,94	64,44	65,13	59,81
TiO ₂	-	-	-	-	-	nd	-	nd	nd	nd	nd	0,08	-	-	0,06	0,06	nd
Al ₂ O ₃	17,99	18,57	24,94	24,05	24,82	25,66	26,57	26,05	26,19	18,08	24,93	18,82	18,47	18,56	18,00	18,53	24,73
Cr ₂ O ₃	-	0,38	0,38	0,27	1,06	nd	nd	nd	0,11	nd	nd	-	0,06	0,28	nd	nd	nd
FeO	-	0,02	-	0,11	-	0,11	0,14	-	-	-	0,09	0,91	-	0,60	-	0,01	-
MnO	0,84	-	-	-	-	nd	0,05	nd	nd	nd	nd	0,37	0,71	-	-	-	nd
MgO	-	-	-	-	-	nd	-	nd	nd	nd	nd	-	-	-	-	-	nd
CaO	-	-	6,36	5,31	6,32	7,56	7,84	7,37	7,51	0,05	6,52	-	-	-	-	-	6,57
Na ₂ O	0,47	0,31	7,65	7,87	7,31	7,23	7,09	7,15	7,38	0,69	7,87	0,46	0,44	0,41	0,63	0,55	8,03
K ₂ O	16,38	16,65	0,05	0,04	0,15	0,21	0,11	0,08	0,17	16,83	0,16	16,27	16,41	16,47	15,82	16,12	-
BaO	nd	nd	nd	nd	nd	-	nd	0,76	-	0,13	-	nd	nd	nd	nd	-	-
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	-	nd	1,33	0,91	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	1,02
Total	99,22	99,88	99,10	98,52	99,69	99,42	101,4	100,1	101,2	99,03	100,4	101,3	99,23	100,3	98,96	100,4	100,2
Ab	4	3	68	73	67	63	62	63	63	6	68	4	4	4	6	5	69
An	-	-	31	27	32	36	38	36	36	-	31	-	-	-	-	-	31
Or	96	97	1	-	1	1	1	-	1	94	1	96	96	96	94	95	-

Tabela III-5 - Análises químicas e fórmulas estruturais de biotitas dos metagranitóides de Porto Belo.

Am. nº	Metagranitóides de Quatro Ilhas																	
	17E		18A			33B							90					
	U58	U59	U52	U54	U55	Q59	Q61	Q62	Q63	U63	K7	K8	K20	K21	K22	K27	K28	K29
SiO ₂	34,07	33,83	33,14	32,46	32,61	34,18	34,92	34,48	35,07	34,90	34,93	35,22	34,71	34,75	35,08	35,04	35,29	34,95
TiO ₂	2,61	2,10	2,94	2,73	2,88	0,15	2,59	2,86	2,59	0,60	2,73	2,41	2,28	2,83	2,23	2,17	0,41	0,87
Al ₂ O ₃	17,52	17,35	17,71	17,75	17,58	18,53	17,27	16,64	16,70	18,05	16,35	16,77	16,22	16,30	16,04	16,14	17,78	17,31
FeO	26,93	27,19	29,80	28,55	29,28	23,73	23,85	25,30	25,10	24,26	24,88	24,34	25,67	25,56	25,70	25,90	24,22	25,59
MnO	0,30	0,24	0,32	0,80	0,37	0,14	0,28	0,06	-	0,57	0,37	0,49	0,38	0,33	0,47	0,35	0,35	0,39
MgO	3,71	3,78	1,67	2,68	2,46	7,06	5,98	6,22	6,10	6,22	6,02	6,37	5,88	5,75	5,59	6,13	6,80	6,40
BaO	-	-	-	-	-	0,01	0,32	0,36	0,18	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	nd	nd	nd	nd	nd	0,05	-	-	-	-	-	0,01	0,05	0,05	0,00	0,03	0,05	-
Na ₂ O	0,03	-	0,07	0,09	0,03	0,07	-	0,01	0,06	0,10	0,04	0,03	0,06	0,11	0,04	0,03	0,06	0,05
K ₂ O	9,03	9,24	9,25	9,39	9,38	10,29	10,36	10,38	10,18	9,28	9,66	9,45	9,35	9,51	9,65	9,41	9,50	9,32
F	0,45	0,36	0,19	0,30	0,16	0,48	0,27	0,07	0,03	0,66	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	94,64	94,09	95,11	94,74	94,74	94,69	95,84	96,38	96,01	94,64	94,99	95,09	94,59	95,19	94,80	95,21	94,45	94,87
<i>Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)</i>																		
Si ^{iv}	5,466	5,475	5,374	5,288	5,310	5,428	5,484	5,421	5,501	5,537	5,522	5,534	5,527	5,499	5,580	5,544	5,566	5,529
Al ^{iv}	2,534	2,525	2,626	2,712	2,690	2,572	2,516	2,579	2,499	2,463	2,478	2,466	2,473	2,501	2,420	2,456	2,434	2,471
Σ _T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,779	0,782	0,759	0,698	0,684	0,897	0,680	0,504	0,588	0,912	0,568	0,638	0,572	0,538	0,588	0,554	0,871	0,756
Ti ^{vi}	0,314	0,256	0,359	0,334	0,353	0,018	0,306	0,338	0,305	0,072	0,324	0,284	0,273	0,337	0,267	0,258	0,048	0,104
Fe ⁺²	3,613	3,679	4,041	3,891	3,987	3,152	3,132	3,326	3,292	3,219	3,289	3,198	3,418	3,383	3,419	3,427	3,194	3,385
Mn ⁺²	0,040	0,032	0,045	0,110	0,050	0,019	0,037	0,008	0,000	0,077	0,050	0,065	0,051	0,045	0,064	0,047	0,047	0,052
Mg	0,887	0,912	0,404	0,651	0,597	1,672	1,400	1,458	1,426	1,471	1,419	1,492	1,395	1,357	1,325	1,447	1,600	1,509
Σ _O	5,635	5,662	5,607	5,684	5,671	5,757	5,555	5,635	5,612	5,750	5,650	5,677	5,709	5,660	5,663	5,734	5,761	5,806
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,020	0,022	0,011	0,000	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ca	nd	nd	nd	nd	nd	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,009	0,008	0,001	0,005	0,008	0,000
Na	0,009	0,000	0,021	0,027	0,010	0,022	0,000	0,003	0,018	0,031	0,013	0,008	0,019	0,033	0,013	0,008	0,017	0,015
K	1,848	1,908	1,914	1,951	1,948	2,085	2,075	2,082	2,037	1,878	1,948	1,895	1,900	1,920	1,958	1,900	1,912	1,881
Σ _A	1,856	1,908	1,935	1,978	1,959	2,116	2,095	2,107	2,066	1,909	1,961	1,904	1,927	1,961	1,971	1,913	1,937	1,896
F	0,228	0,184	0,100	0,156	0,082	0,241	0,134	0,035	0,015	0,331	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
#fm	0,80	0,80	0,91	0,86	0,87	0,65	0,69	0,69	0,70	0,69	0,70	0,68	0,71	0,71	0,72	0,70	0,67	0,69
n _g	c	c	c	c	c	az	c	c	c	az	c	c	c	c	c	c	az	az

Continua...

Am.nº	Metagranitóides de Quatro Ilhas									Metagranito Mariscal									
	165			285			04c			56			147d						
Det.nº	U45	U46	U47	U48	U49	CC5	CC6	DD9	K31	K34	K37	U3	U4	U5	U27	U30	U36	U39	U43
SiO ₂	35,00	34,95	35,17	34,48	35,59	34,91	35,24	35,84	35,02	35,51	35,09	35,51	34,57	34,67	34,33	34,23	34,65	34,02	34,64
TiO ₂	2,57	2,74	2,47	2,96	2,73	2,92	3,01	3,03	2,21	2,86	3,00	1,91	1,94	2,02	2,05	2,76	1,92	2,02	1,49
Al ₂ O ₃	16,49	16,63	16,07	15,57	15,99	16,29	16,75	16,36	17,04	16,37	16,33	17,06	16,98	16,99	17,12	17,55	17,76	17,06	17,06
FeO	24,68	24,40	24,61	25,67	24,89	25,70	24,76	23,22	23,94	24,43	23,99	24,82	24,06	24,35	25,66	25,89	23,93	24,47	24,78
MnO	0,29	0,23	0,19	0,52	0,25	0,17	0,20	0,38	0,25	0,32	0,30	0,57	0,50	0,51	0,26	0,07	0,55	0,09	0,46
MgO	5,64	5,79	6,40	5,75	5,81	6,92	6,88	6,71	7,04	6,57	6,63	6,10	5,49	5,40	5,30	4,94	5,33	5,56	5,86
BaO	-	-	-	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	nd	nd	nd	nd	nd	-	-	-	0,04	0,17	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na ₂ O	0,04	0,03	0,08	0,21	0,10	0,06	0,03	0,10	0,08	0,08	0,09	0,01	0,04	0,02	0,07	0,05	0,11	0,08	0,14
K ₂ O	9,18	9,48	9,23	9,00	9,43	10,13	10,01	9,95	9,72	9,39	9,59	9,07	9,51	9,60	9,58	9,63	9,35	9,14	9,27
F	0,60	0,44	0,45	0,45	0,40	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,60	0,33	0,76	0,07	0,37	0,54	0,36	0,18
Total	94,8	94,69	94,67	94,61	95,19	97,10	96,88	95,59	95,34	95,71	95,02	95,64	93,42	94,33	94,43	95,49	94,14	92,81	93,89
<i>Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)</i>																			
Si ^{iv}	5,572	5,542	5,579	5,522	5,619	5,428	5,453	5,578	5,482	5,539	5,516	5,573	5,555	5,551	5,542	5,422	5,521	5,504	5,539
Al ^{iv}	2,428	2,458	2,421	2,478	2,321	2,572	2,547	2,422	2,518	2,461	2,484	2,427	2,445	2,449	2,518	2,578	2,479	2,496	2,461
Σ _T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,665	0,650	0,582	0,461	0,593	0,414	0,508	0,579	0,626	0,550	0,540	0,729	0,771	0,757	0,704	0,698	0,885	0,757	0,753
Ti ^{vi}	0,307	0,327	0,294	0,357	0,324	0,341	0,350	0,355	0,260	0,336	0,355	0,225	0,235	0,243	0,246	0,329	0,231	0,246	0,180
Fe ⁺²	3,286	3,236	3,264	3,438	3,286	3,342	3,204	3,022	3,134	3,188	3,154	3,258	3,234	3,261	3,427	3,429	3,188	3,310	3,314
Mn ⁺²	0,039	0,031	0,026	0,071	0,034	0,022	0,026	0,050	0,033	0,042	0,040	0,076	0,068	0,069	0,035	0,009	0,074	0,013	0,062
Mg	1,340	1,369	1,514	1,372	1,367	1,604	1,587	1,557	1,642	1,529	1,554	1,426	1,315	1,289	1,263	1,166	1,266	1,341	1,397
Σ _O	5,637	5,613	5,680	5,699	5,604	5,724	5,676	5,564	5,696	5,644	5,643	5,714	5,623	5,619	5,675	5,631	5,614	5,667	5,706
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	nd	nd	nd	nd	nd	0,000	0,000	0,000	0,007	0,028	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na	0,012	0,010	0,023	0,066	0,032	0,018	0,009	0,030	0,025	0,025	0,027	0,005	0,011	0,007	0,023	0,016	0,035	0,025	0,044
K	1,863	1,917	1,867	1,838	1,899	2,009	1,976	1,976	1,941	1,869	1,922	1,815	1,949	1,960	1,951	1,946	1,900	1,887	1,892
Σ _A	1,876	1,928	1,890	1,905	1,931	2,028	1,985	2,006	1,973	1,922	1,949	1,820	1,960	1,967	1,974	1,962	1,935	1,912	1,936
F	0,301	0,218	0,227	0,229	0,199	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,298	0,166	0,386	0,036	0,183	0,272	0,186	0,092
#fm	0,71	0,70	0,68	0,71	0,71	0,68	0,67	0,66	0,66	0,68	0,67	0,70	0,71	0,72	0,73	0,75	0,72	0,71	0,70
n _g	c	c	c	c	c	c	c	c	cc		c	c	c	c	c	c	c	c	c

Tabela III-6 - Análises representativas de feldspatos do Metagranito Mariscal.

Am.nº	04C							04F									
	p	p	p	p	sp	p.a.	au	p	sp	sp	sp	mz	p	p	p	p	
Det.nº	DD43	DD44	DD40	DD41	DD46	V39	V40	V36	V45	V46	V47	V57	V58	V59	V32	V54	V31
SiO ₂	64,34	64,00	64,40	64,40	63,95	63,38	63,48	66,25	61,77	64,37	63,82	63,29	63,20	64,25	64,04	65,09	64,66
TiO ₂	-	0,01	0,12	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Al ₂ O ₃	22,81	23,71	18,39	19,03	18,28	23,13	23,10	20,99	24,00	18,37	23,17	22,80	23,23	18,18	22,53	22,16	18,59
Cr ₂ O ₃	0,24	-	-	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
FeO	-	-	0,17	0,20	0,06	0,08	0,04	0,03	-	0,20	0,14	-	0,06	-	0,02	0,06	-
MnO	0,17	-	0,02	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MgO	-	-	0,01	-	0,02	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	3,86	3,98	-	-	-	4,05	4,10	2,20	5,45	-	4,09	4,30	4,34	0,11	3,67	3,06	0,08
Na ₂ O	9,47	9,59	0,68	0,57	0,41	9,34	9,26	10,57	8,55	1,13	9,07	9,09	9,25	0,45	9,65	10,40	0,76
K ₂ O	0,07	0,06	16,82	16,68	17,45	0,06	0,09	0,14	0,12	16,16	0,45	0,11	0,13	16,40	0,08	0,10	15,71
BaO	nd	nd	nd	nd	nd	-	0,13	-	0,20	0,20	0,13	-	-	-	-	-	0,10
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	-	-	-	-	-	-	0,11	-	0,06	0,18	-	-
Total	100,9	101,3	100,6	100,9	100,2	100,0	100,2	100,2	100,1	100,4	100,9	99,68	100,2	99,45	100,2	100,9	99,90
Ab	81	81	6	5	3	80	80	89	73	9	78	79	79	4	82	86	7
An	18	19	-	-	-	19	20	10	26	-	20	20	20	-	17	14	-
Or	-	-	94	95	97	-	-	1	1	90	2	1	1	96	-	-	93

Am.nº	04F								11								
	p	p	p	sp	p		rm		p	p	i		rm	p.a.	p	p	
Det.nº	V35	V34	V42	V44	V53	V49	V50	V51	V52	V9	V13	V12	V15	V16	V18	V17	V19
SiO ₂	61,31	65,08	64,38	64,77	64,73	65,03	68,33	65,14	72,09	64,59	64,63	68,57	65,75	74,71	67,28	64,85	64,87
TiO ₂	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Al ₂ O ₃	24,59	18,55	18,61	18,38	18,51	18,32	19,77	18,33	15,07	18,43	18,34	19,78	20,61	16,32	20,50	18,24	18,57
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
FeO	-	0,06	-	0,05	-	-	-	0,17	0,18	-	0,12	0,08	0,15	0,18	0,10	0,10	0,14
MnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MgO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	6,13	0,05	0,14	-	0,02	0,14	0,25	0,04	0,01	0,02	0,03	1,23	1,49	0,86	1,11	0,01	0,19
Na ₂ O	8,33	0,52	0,71	0,59	0,45	0,45	11,66	0,39	0,26	0,47	0,39	10,75	10,83	9,15	11,11	0,32	0,39
K ₂ O	0,10	16,40	16,01	10,46	16,62	16,49	0,09	16,58	13,80	16,57	16,65	0,07	0,11	0,03	0,09	16,69	16,54
BaO	-	-	-	-	0,03	0,13	-	0,50	0,13	0,30	0,23	-	-	-	-	-	-
SrO	-	-	-	-	0,02	-	-	0,08	-	0,08	-	-	-	-	0,11	-	-
Total	100,5	100,7	99,85	100,2	100,4	100,6	100,1	101,2	101,5	100,5	100,4	100,5	98,94	101,2	100,3	100,2	100,7
Ab	71	5	6	5	4	4	98	4	3	4	4	94	92	95	94	3	4
An	29	-	1	-	-	1	1	-	-	-	-	6	7	5	5	-	-
Or	-	95	93	95	96	95	1	96	97	96	96	-	1	-	1	97	96

Continua...

III-6(cont...1)

Am n°	11											56				147D					
Det.n°	p		mz		p		sp		mz			p		p		p		p		p.a.	p
	V21	V24	V10	V27	V28	V29	V22	V23	V25	V26	V30	DD14	DD10	DD11	DD15	FF1	FF8				
SiO ₂	64,37	64,54	68,58	64,31	64,83	64,41	64,67	66,84	66,07	66,55	67,78	62,35	63,28	63,13	63,89	63,34	62,84				
TiO ₂	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	-	0,11	0,02	-	-	0,05				
Al ₂ O ₃	18,48	18,33	19,61	18,39	18,35	18,42	18,35	21,03	20,87	20,70	20,08	23,33	18,35	18,57	18,38	23,24	18,05				
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	-	-	-	0,21	0,45	0,07				
FeO	-	-	0,13	0,06	0,13	0,09	0,05	0,02	0,01	0,03	-	0,04	0,08	-	0,33	0,17	-				
MnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	-	-	0,25	-	0,70	-				
MgO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	-	0,01	-	-	0,01	-				
CaO	0,03	0,12	0,48	0,26	0,01	0,10	0,07	1,47	2,18	1,50	0,68	4,13	0,08	0,07	0,05	3,67	-				
Na ₂ O	0,90	0,45	11,54	0,71	0,48	0,40	0,92	10,95	10,45	10,93	11,39	9,26	0,78	0,21	0,50	9,60	0,68				
K ₂ O	15,79	16,20	0,08	15,88	16,06	16,45	15,82	0,11	0,10	0,03	-	0,12	16,20	16,69	16,57	0,06	16,57				
BaO	0,40	0,06	0,23	0,06	0,13	0,33	0,26	0,07	0,23	0,33	0,03	nd	nd	nd	nd	nd	nd				
SrO	-	0,06	-	-	-	-	-	-	0,17	-	0,02	nd	nd	nd	nd	nd	nd				
Total	99,97	99,76	100,7	99,67	99,99	100,2	100,1	100,5	100,1	100,1	99,97	99,77	98,89	98,94	99,93	101,2	98,26				
Ab	8	4	97	6	4	4	8	92	89	93	97	80	7	2	4	82	6				
An	-	1	2	1	-	-	-	7	10	7	3	19	-	-	-	17	-				
Or	92	95	1	92	96	96	92	1	1	-	-	1	93	98	95	-	94				

Am.n°	147d											286								
Det n°	l		h		mz		pc			pc		p		au		mz				
	FF6	FF7	FF5	FF3	FF9	DD22	DD19	DD20	DD25	DD26	DD23	DD24	DD16	DD17	DD18					
SiO ₂	67,55	63,80	63,06	63,56	63,36	67,24	68,75	67,73	68,36	68,08	64,56	65,11	66,09	66,63	65,10					
TiO ₂	0,07	0,02	0,07	0,05	0,03	0,07	-	-	0,06	-	0,11	0,03	-	0,07	0,06					
Al ₂ O ₃	20,12	18,52	18,50	18,95	22,87	20,23	19,92	20,29	20,53	20,21	18,70	18,56	21,38	20,87	18,53					
Cr ₂ O ₃	0,21	0,03	0,84	0,40	0,21	-	0,70	0,07	-	0,18	0,28	0,06	0,10	0,06	-					
FeO	-	-	-	-	0,46	0,08	0,04	-	0,07	0,25	0,12	0,05	0,66	0,04	0,16					
MnO	0,59	0,48	0,03	-	0,05	-	0,06	0,22	0,08	-	0,02	-	-	0,06	-					
MgO	0,02	0,02	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-					
CaO	0,20	-	-	0,11	3,82	0,47	0,55	0,95	0,58	0,37	-	-	2,15	1,47	-					
Na ₂ O	11,51	0,54	0,62	0,52	9,73	11,18	11,54	10,97	11,32	11,61	0,25	0,40	9,63	10,55	0,42					
K ₂ O	0,20	16,65	17,05	16,50	0,13	0,17	0,07	0,04	0,10	0,05	17,32	16,72	0,04	-	17,27					
BaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd					
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd					
Total	100,47	100,06	100,17	100,14	100,66	99,44	101,63	99,67	101,10	100,75	101,36	100,93	100,05	99,75	101,54					
Ab	98	5	5	5	82	97	97	95	97	98	2	4	89	93	4					
An	1	-	-	-	18	2	3	5	3	2	-	-	11	7	-					
Or	1	95	95	95	1	1	-	-	-	-	98	96	-	-	96					

Tabela III-7 - Análises químicas e fórmulas estruturais de muscovitas do Metagranito Mariscal.

Am. nº	04c				04f		11			56				147d	
Det. nº	U2	U1	U6	U7	U12	U13	U19	U21	U26	U28	U31	U33	U37	U41	U42
SiO ₂	45,53	45,00	45,57	45,55	45,05	44,87	46,68	47,08	46,95	46,88	45,49	45,84	46,44	45,76	46,10
TiO ₂	0,77	0,75	0,58	0,36	0,61	0,50	0,42	0,31	0,52	1,94	0,90	0,84	0,77	0,58	0,68
Al ₂ O ₃	35,01	31,49	33,55	34,35	34,24	35,19	30,79	30,80	30,58	29,91	33,91	34,07	32,26	33,66	33,20
FeO	1,36	2,29	2,54	2,12	2,11	1,60	4,41	4,01	4,17	3,49	2,55	2,70	2,97	2,86	2,65
MnO	0,10	0,08	-	-	0,05	-	0,08	0,14	-	0,05	0,09	0,02	0,10	-	0,00
MgO	0,38	0,55	0,53	0,48	0,44	0,31	1,19	1,13	1,20	1,25	0,51	0,55	0,93	0,70	0,67
Na ₂ O	0,37	0,42	0,58	0,26	0,25	0,32	0,21	0,26	0,23	0,22	0,60	0,68	0,21	0,35	0,47
K ₂ O	10,81	10,91	10,76	11,09	11,35	10,81	11,05	11,04	11,15	11,12	10,35	10,46	11,04	10,56	10,58
F	0,13	0,41	0,46	0,09	0,11	-	0,17	0,22	0,09	0,18	0,02	0,07	0,28	-	0,18
Total	94,45	93,89	94,57	94,28	94,20	93,59	95,00	94,98	94,89	95,04	94,42	95,22	95,00	94,48	94,53
<i>Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)</i>															
Si ^{iv}	6,140	6,168	6,202	6,177	6,138	6,104	6,371	6,412	6,401	6,379	6,162	6,165	6,296	6,199	6,248
Al ^{iv}	1,860	1,832	1,798	1,823	1,862	1,896	1,629	1,588	1,599	1,621	1,838	1,835	1,704	1,801	1,752
Σ T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	3,703	3,579	3,582	3,667	3,635	3,747	3,323	3,356	3,315	3,175	3,574	3,564	3,450	3,572	3,550
Ti ^{vi}	0,078	0,077	0,059	0,036	0,062	0,051	0,043	0,032	0,054	0,199	0,092	0,085	0,078	0,059	0,069
Fe ⁺²	0,153	0,262	0,289	0,241	0,240	0,182	0,503	0,457	0,476	0,397	0,289	0,303	0,337	0,324	0,300
Mn ⁺²	0,011	0,009	0,000	0,000	0,006	0,000	0,009	0,017	0,000	0,006	0,010	0,002	0,012	0,000	0,000
Mg	0,076	0,113	0,108	0,097	0,088	0,063	0,242	0,229	0,244	0,254	0,102	0,109	0,189	0,141	0,135
Σ O	4,021	4,040	4,038	4,041	4,031	4,043	4,120	4,091	4,089	4,031	4,067	4,063	4,066	4,096	4,055
Na	0,097	0,112	0,153	0,068	0,067	0,085	0,055	0,069	0,061	0,058	0,158	0,177	0,056	0,093	0,125
K	1,860	1,908	1,867	1,918	1,973	1,876	1,923	1,918	1,939	1,930	1,788	1,795	1,910	1,825	1,830
Σ A	1,957	2,020	2,020	1,986	2,040	1,961	1,978	1,987	2,000	1,988	1,946	1,972	1,966	1,918	1,955
F	0,056	0,180	0,197	0,037	0,047	0,000	0,074	0,093	0,037	0,077	0,009	0,028	0,121	0,000	0,075
# fm	0,67	0,70	0,73	0,71	0,73	0,74	0,67	0,67	0,66	0,61	0,74	0,74	0,64	0,70	0,69
(Si:Al) ^{iv}	3,30	3,37	3,45	3,39	3,30	3,22	3,91	4,04	4,00	3,93	3,35	3,36	3,69	3,44	3,57

Tabela III-8 - Análises químicas de feldspatos do Granodiorito Estaleiro. (au=auréola em inclusão, b=borda, c=centro alterado, h=hospedeiro, i=inclusão, i,a=inclusão alterada, l=lamela, mz=matriz, mzt=matriz recristalizada, p=pórfiro, p.a.=pórfiro alterado, rf=recristalização em fraturas, rm=recristalização marginal, sg=subgrãos, sp=sombra de pressão).

Am.nº	22																	
Det.	p	rm	p	sg	p	p	sg	p	sg	p	i	p	rm	rm	p	rm	mz	
	I32	I33	I37	I38	I39	I40	I41	I44	I46	I50	I49	BB31	BB32	BB33	I31	I34	I35	
SiO ₂	62,94	66,58	61,39	63,00	61,24	61,30	64,60	61,59	63,58	60,61	65,17	64,37	63,58	64,18	64,00	65,25	61,54	
TiO ₂	-	0,02	-	-	-	-	0,23	-	-	-	0,02	-	0,12	-	-	-	-	
Al ₂ O ₃	23,94	21,11	24,47	23,81	24,63	23,75	23,73	23,61	23,84	24,34	18,60	18,24	18,70	18,56	18,35	18,67	24,21	
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	-	0,03	0,01	0,06	0,05	0,04	-	0,05	-	0,13	0,01	-	-	0,10	0,01	
FeO	0,04	0,18	0,15	0,10	-	0,04	0,05	0,09	0,00	0,06	0,03	-	0,14	0,02	0,08	4,00	0,11	
MnO	-	-	-	-	-	-	0,03	0,01	0,05	0,03	-	-	0,02	0,09	-	0,05	0,03	
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	
CaO	5,27	1,73	6,16	5,14	6,21	5,35	4,67	5,33	5,08	6,17	-	-	-	-	-	-	5,61	
Na ₂ O	8,67	10,65	8,07	7,90	7,86	8,33	7,89	8,58	8,42	7,82	0,41	0,51	0,58	0,43	0,35	0,68	8,25	
K ₂ O	0,33	0,13	0,13	0,06	0,04	0,05	0,13	0,10	0,05	0,10	16,79	16,60	16,50	16,70	18,38	16,28	0,12	
BaO	-	-	-	0,19	-	0,22	0,27	-	0,09	0,02	0,39	0,20	0,47	0,88	0,41	0,23	0,25	
SrO	0,24	0,08	0,11	0,13	0,13	0,15	0,21	nd	0,14	0,22	0,19	0,09	0,10	0,11	0,12	0,11	0,23	
Total	101,5	100,5	100,5	100,4	100,1	99,25	101,9	99,35	101,3	99,42	101,6	100,1	100,2	100,9	99,69	101,4	100,4	
Ab	73	91	70	73	70	74	75	74	75	69	4	4	5	4	3	6	72	
An	25	8	29	27	30	26	24	25	25	30	-	-	-	-	-	-	27	
Or	1	1	1	-	-	-	1	1	-	1	96	96	95	96	97	94	1	

Am.nº	22				23A								26A					
Det.	mz	mz	c	b	p	p	p	p	p	p	p	p	p	p	p	p		
	I42	I43	H31	H32	H36	H40	H42	H48	G4	G9	G10	G11	G13	G19	G18	G21	G25	
SiO ₂	68,02	65,24	60,69	62,10	60,10	60,01	63,18	64,01	61,90	62,04	61,62	61,44	61,18	59,80	64,60	64,30	63,92	
TiO ₂	-	-	0,05	0,04	0,01	0,07	0,05	-	-	-	-	0,04	0,01	0,04	-	0,00	-	
Al ₂ O ₃	19,21	22,66	24,08	23,14	24,40	24,25	18,49	18,46	24,30	23,82	24,74	25,10	24,84	25,48	19,10	18,55	19,24	
Cr ₂ O ₃	-	0,04	nd	nd	nd	nd	nd	nd	-	-	-	0,00	0,02	-	-	0,05	0,08	
FeO	0,07	0,11	0,05	0,14	0,09	0,17	0,30	-	0,16	0,09	0,13	0,08	0,09	0,09	0,05	0,12	0,06	
MnO	-	-	-	-	-	0,02	0,11	-	0,06	0,06	-	0,02	-	-	-	-	0,10	
MgO	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	0,01	0,09	0,02	0,01	-	-	-	-	
CaO	0,47	3,17	5,64	4,66	6,18	6,62	0,02	-	5,39	5,19	6,04	5,66	5,82	6,84	-	0,02	0,03	
Na ₂ O	11,32	8,55	8,24	8,61	7,97	7,78	0,63	0,58	8,34	8,48	8,33	8,28	8,25	7,67	0,55	0,71	0,67	
K ₂ O	0,10	0,37	0,12	0,40	0,14	0,24	15,47	16,06	0,09	0,12	0,14	0,12	0,15	0,25	15,72	15,13	15,51	
BaO	0,15	0,27	0,04	0,37	0,11	0,08	1,29	0,33	-	0,01	0,03	0,02	0,09	0,02	0,16	0,43	0,86	
SrO	-	0,21	0,19	0,10	0,05	0,07	0,17	0,09	0,09	0,12	0,09	0,11	0,09	0,16	0,21	0,20	0,28	
Total	99,34	100,6	99,10	99,57	99,05	99,30	99,71	99,56	100,3	99,94	101,2	100,9	100,4	100,3	100,4	99,51	100,7	
Ab	97	81	72	75	69	67	6	5	73	74	71	72	72	66	5	7	6	
An	2	17	27	23	30	32	-	-	26	25	28	27	28	33	-	-	-	
Or	1	2	1	2	1	1	94	95	1	1	1	1	-	1	95	93	96	

Continua...

III-8(Cont...1)

Am.nº	44d																
	<i>c</i>	<i>b1</i>	<i>b2</i>	<i>sp</i>	<i>sp</i>	<i>sp</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>rm</i>	<i>rm</i>	<i>rm</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>sp</i>	<i>sp</i>	<i>mz</i>	<i>mz</i>
Det.	l1	l2	l3	l6	l7	l8	l10	l15	l12	l13	l16	l17	l18	l19	l20	l22	l24
SiO ₂	57,93	57,11	58,98	63,95	66,49	63,54	59,08	60,01	61,48	62,89	64,21	60,80	61,40	64,08	63,33	64,42	66,97
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,16	-	-	-	0,77
Al ₂ O ₃	25,91	26,46	25,69	18,09	20,26	18,29	25,01	25,10	24,19	24,15	24,01	24,47	24,72	18,30	23,08	24,10	20,95
Cr ₂ O ₃	0,08	0,05	0,01	-	0,06	0,02	0,02	0,01	-	-	0,08	0,08	-	0,01	-	0,04	-
FeO	-	0,02	0,10	0,05	-	0,01	0,09	0,09	0,04	0,07	0,02	0,03	-	0,33	0,29	0,11	0,13
MnO	-	-	0,02	0,01	0,10	-	0,02	-	0,06	0,04	0,07	0,01	-	-	-	-	0,16
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-
CaO	7,90	9,07	7,62	-	0,95	-	7,03	6,83	5,65	5,42	4,94	6,32	6,28	-	4,21	3,11	1,80
Na ₂ O	7,09	6,55	7,16	0,41	11,15	0,53	7,72	7,91	8,42	6,96	6,59	8,01	7,40	0,40	9,08	7,47	9,42
K ₂ O	0,10	0,12	0,06	17,29	0,09	16,98	0,14	0,14	-	0,08	0,08	0,11	-	16,31	0,09	0,07	0,01
BaO	-	0,04	0,12	0,70	0,03	0,87	-	0,16	0,12	0,12	-	0,02	0,10	0,74	-	0,13	-
SrO	0,20	0,21	0,14	0,15	0,08	0,07	-	0,16	0,15	0,17	0,12	0,01	0,12	-	0,18	0,16	0,06
Total	99,21	99,63	99,90	100,6	99,21	100,3	99,11	100,4	100,1	99,90	100,1	99,86	100,2	100,3	100,3	99,61	100,3
Ab	62	56	63	4	95	5	66	67	73	70	70	69	68	3	79	81	90
An	38	43	37	-	5	-	33	32	27	30	29	30	32	-	20	19	10
Or	-	1	-	96	-	95	1	1	-	-	1	1	-	97	1	-	-

Am.nº	44d				108							115a					
	<i>mz</i>	<i>mz</i>	<i>mz</i>	<i>mz</i>	<i>p</i>	<i>rm</i>	<i>rm</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>rm</i>	<i>rf</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>P</i>	<i>P</i>	<i>P</i>	<i>P</i>
Det.	l25	l26	l27	l28	B16	B18	B20	B21	B25	B26	B27	B17	B24	AA17	AA18	AA19	AA20
SiO ₂	63,13	66,02	61,13	66,58	62,13	64,15	64,38	62,22	63,88	64,55	62,69	64,07	64,17	60,65	60,47	60,79	60,64
TiO ₂	-	-	-	-	-	0,59	-	-	0,38	-	-	-	-	-	0,51	-	-
Al ₂ O ₃	23,87	19,43	24,10	21,96	24,08	22,52	22,19	23,79	22,87	23,10	18,77	18,37	18,34	25,01	24,63	24,31	24,08
Cr ₂ O ₃	-	0,01	-	0,02	-	-	-	-	0,02	-	0,05	0,05	-	0,08	0,06	0,11	0,06
FeO	0,06	0,15	0,15	0,02	0,07	-	0,08	-	0,26	-	0,07	-	0,03	0,14	-	-	0,04
MnO	-	0,03	0,05	0,03	0,18	0,01	-	0,06	-	0,05	-	0,01	-	-	0,07	0,02	-
MgO	0,01	-	-	-	-	0,02	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	4,90	-	5,53	2,84	5,36	3,35	2,98	5,02	3,30	3,80	-	-	-	5,84	6,31	5,67	5,72
Na ₂ O	8,60	0,32	8,38	8,36	8,63	10,16	10,21	9,00	9,52	9,90	0,41	0,85	0,69	8,46	8,32	8,39	8,20
K ₂ O	0,08	14,81	0,09	-	0,19	0,08	0,04	0,08	0,10	0,03	16,48	16,66	16,34	7,00	-	0,07	0,09
BaO	0,58	-	0,16	0,13	-	0,26	-	-	-	-	0,93	0,35	0,21	-	0,07	0,09	-
SrO	0,10	0,04	-	0,08	0,10	0,11	0,12	0,28	0,23	0,07	0,05	0,15	0,15	0,17	0,12	0,17	0,23
Total	101,3	100,8	99,59	100,0	100,7	101,2	100,0	100,4	100,6	101,5	99,45	100,5	99,93	100,4	100,6	99,62	99,06
Ab	73	3	73	84	74	84	86	76	84	82	4	7	6	72	70	73	72
An	24	-	27	16	25	16	14	24	16	18	-	-	-	28	30	27	28
Or	-	97	-	-	1	-	-	-	-	-	96	93	94	-	-	-	-

Continua...

III-8(cont...2)

Am.	116											135f					
	<i>c</i> C9	<i>b</i> H77	<i>p</i> X28	<i>sg</i> Y1	<i>p</i> C17	<i>p</i> H82	<i>p</i> D7	<i>c</i> Y2	<i>b1</i> Y6	<i>b2</i> Y3	<i>rm</i> Y9	<i>c</i> D13	<i>b1</i> D14	<i>b2</i> D10	<i>c</i> H87	<i>b</i> H88	<i>mzr</i> D12
SiO ₂	58,78	59,65	58,21	60,50	59,66	59,68	63,31	59,46	64,49	60,45	63,95	57,05	58,56	59,59	59,38	60,10	63,39
TiO ₂	-	0,09	-	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	0,24	-	0,12	0,05	-
Al ₂ O ₃	25,33	24,56	25,69	24,43	24,74	24,52	18,54	24,64	22,05	24,18	22,23	26,15	25,43	24,59	24,81	24,61	18,37
Cr ₂ O ₃	0,01	nd	-	0,04	0,04	nd	0,11	0,02	0,05	-	-	0,14	0,06	0,11	nd	nd	-
FeO	0,02	0,66	0,11	0,20	0,19	0,12	0,04	0,07	-	0,08	0,02	0,04	0,07	0,12	0,03	0,29	0,07
MnO	-	-	0,04	0,05	0,11	0,14	0,03	-	0,06	-	-	-	0,04	0,10	-	0,02	0,07
MgO	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-
CaO	7,15	6,46	8,22	6,31	6,10	6,18	-	6,27	5,67	6,08	3,44	8,54	7,31	6,35	6,48	6,35	-
Na ₂ O	7,42	7,89	6,64	7,62	8,23	8,09	0,53	8,23	7,07	8,20	9,17	6,65	7,28	7,85	7,85	7,76	0,67
K ₂ O	0,04	0,17	0,10	0,06	0,07	0,07	15,75	0,12	0,88	0,07	0,05	0,16	0,07	0,13	0,20	0,12	15,58
BaO	0,03	0,08	-	0,08	-	0,30	1,19	0,21	-	-	0,39	0,17	0,32	0,22	0,42	0,15	0,89
SrO	0,08	-	0,14	0,16	0,10	0,15	0,22	0,14	0,08	0,14	0,08	0,17	0,21	0,14	0,13	0,14	0,08
Total	98,86	99,56	99,15	99,45	99,24	99,27	99,72	99,16	99,55	99,20	99,34	99,07	99,59	99,20	99,42	99,61	99,12
Ab	65	68	59	68	71	70	5	70	69	71	83	58	64	69	68	68	6
An	35	31	40	32	29	30	-	30	31	29	17	41	36	31	31	31	-
Or	-	1	1	-	-	-	95	-	-	-	-	1	-	-	1	1	94

Am.nº	135f										271						
	<i>p.a</i> H68	<i>p</i> H51	<i>p</i> H64	<i>i.a</i> H66	<i>mz</i> H56	<i>mz</i> H57	<i>mz</i> H69	<i>p</i> D19	<i>p</i> D16	<i>p</i> D24	<i>i.a.</i> D23	<i>au</i> D21	<i>p</i> D33	<i>p</i> D28	<i>p</i> D43	<i>i</i> D45	<i>mz</i> D32
SiO ₂	62,26	64,50	64,83	65,91	66,67	65,72	64,28	58,52	58,66	63,94	66,84	66,87	63,14	62,47	63,28	66,66	60,68
TiO ₂	0,01	-	-	-	0,01	-	0,09	-	0,20	-	-	0,34	-	0,16	-	-	-
Al ₂ O ₃	23,95	18,95	18,54	21,63	21,00	21,73	18,45	25,18	25,38	18,66	20,39	19,71	18,56	18,74	18,78	20,10	24,06
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,03	0,06	0,05	0,07	0,04	0,01	-	-	0,15	0,11
FeO	0,28	0,04	-	0,02	0,19	0,19	0,09	0,20	0,08	0,05	-	-	0,08	0,14	-	-	0,17
MnO	-	-	0,66	0,46	-	0,01	-	0,02	-	-	-	0,11	0,04	-	0,06	-	0,06
MgO	0,01	-	0,02	0,01	0,02	0,01	-	-	-	-	-	-	-	0,30	-	0,01	-
CaO	4,51	0,08	0,00	2,37	1,85	2,79	-	7,43	6,98	-	0,74	0,40	-	-	-	1,08	5,67
Na ₂ O	8,77	0,73	0,56	10,57	10,64	10,30	0,40	7,42	7,49	1,13	11,01	11,33	0,48	0,70	0,69	11,32	8,31
K ₂ O	0,63	15,39	15,77	0,34	0,31	0,15	16,19	0,09	0,07	14,42	0,23	0,12	15,75	15,68	15,19	0,10	0,06
BaO	0,02	0,26	0,38	0,57	0,13	0,23	0,72	-	0,04	0,96	0,04	0,05	0,83	0,79	0,77	-	0,05
SrO	0,10	0,16	0,15	0,10	0,06	0,09	0,07	0,11	0,05	0,11	0,16	0,02	0,15	0,14	0,22	0,12	0,11
Total	100,5	100,1	100,3	101,9	101,0	101,2	100,3	99,00	99,01	99,32	99,48	98,99	99,04	99,12	98,99	99,54	99,28
Ab	75	7	5	87	90	86	4	64	66	11	95	97	4	6	6	95	73
An	21	-	-	11	9	13	-	36	34	-	4	2	-	-	-	5	27
Or	4	93	95	2	1	1	96	-	-	89	1	1	96	94	94	-	-

Continua...

III-8(Cont...3)

Am.n°		277																
Det.	mz D46	mz D47	p B2	p B17	rm B18	p B21	rf B25	p B28	sp B31	sp B29	sp B30	c B39	b1 B38	b2 B37	b3 B36	b4 B35	b5 B40	
SiO ₂	63,97	60,31	61,26	64,75	67,36	61,00	61,72	60,46	64,94	64,31	64,70	60,85	60,08	59,86	59,01	61,35	60,63	
TiO ₂	-	-	-	0,05	-	-	0,03	-	0,07	-	-	-	-	0,02	-	0,01	-	
Al ₂ O ₃	18,40	24,03	24,62	18,61	21,42	25,05	24,69	24,91	21,76	18,66	18,66	25,25	24,90	25,65	26,20	24,42	24,52	
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
FeO	0,06	-	0,02	0,05	0,10	0,20	0,10	0,26	0,18	0,06	-	0,08	0,06	0,12	0,08	0,14	0,23	
MnO	-	0,08	-	0,05	-	0,10	-	-	0,01	-	0,15	-	0,08	-	-	0,02	-	
MgO	-	-	0,02	0,01	-	0,01	0,01	-	-	-	-	-	0,02	-	0,01	0,02	0,00	
CaO	-	5,88	5,66	0,02	2,21	6,29	5,45	6,43	2,49	-	0,04	6,58	6,45	7,14	7,59	5,68	5,95	
Na ₂ O	0,40	8,36	8,14	0,40	10,14	7,97	8,42	8,16	10,18	0,62	0,42	8,02	8,16	7,60	7,32	8,40	8,23	
K ₂ O	16,03	0,02	0,15	16,19	0,10	0,13	0,14	0,21	0,07	15,62	16,02	0,23	0,35	0,25	0,36	0,22	0,32	
BaO	-	0,18	0,22	0,41	0,18	0,07	0,08	0,18	-	1,30	1,39	0,15	0,10	0,07	-	0,49	0,28	
SrO	0,15	0,13	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	0,01	0,09	0,16	-	-	-	
Total	99,05	99,03	100,1	100,5	101,5	100,8	100,6	100,6	99,70	100,6	101,4	101,2	100,3	100,9	100,6	100,7	100,2	
Ab	4	72	72	4	89	69	73	69	88	6	4	68	68	65	62	72	70	
An	-	28	27	-	11	30	26	30	12	-	-	31	30	34	36	27	28	
Or	96	-	1	96	1	1	1	1	-	94	96	1	2	1	2	1	2	

Am.n°		278																
Det.	p.a. D50	p.a. E15	p E1	p E3	p E8	sp E9	c E23	b E24	mz E4	mz E13	mz E7	p.a. BB10	c BB13	b BB14	h B53	l B52	p B48	
SiO ₂	62,68	66,96	64,07	64,29	64,24	67,34	63,59	63,63	65,83	66,54	64,19	61,02	60,81	61,78	64,78	68,74	64,48	
TiO ₂	-	-	0,43	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05	
Al ₂ O ₃	22,28	19,94	18,02	18,05	18,36	19,93	18,45	18,14	20,95	21,00	17,74	23,87	24,61	23,68	18,43	20,16	18,31	
Cr ₂ O ₃	-	0,04	0,01	0,02	-	-	0,02	-	0,02	-	0,09	0,04	-	0,05	-	-	-	
FeO	0,12	-	0,64	0,13	0,04	-	-	0,16	-	0,16	-	0,02	0,18	0,36	-	0,04	-	
MnO	0,03	-	-	0,04	0,07	0,07	0,02	0,09	0,04	-	-	-	-	-	-	0,03	-	
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	
CaO	3,79	0,68	-	-	-	0,65	-	-	2,13	1,29	-	5,26	6,18	5,04	-	0,58	-	
Na ₂ O	10,01	11,19	0,27	0,50	0,44	10,94	0,36	0,35	10,56	11,12	0,40	8,74	8,38	8,70	0,33	11,61	0,31	
K ₂ O	0,09	0,07	16,66	16,64	16,88	0,64	17,22	17,02	0,12	0,04	17,01	0,11	0,13	0,11	15,97	0,18	15,58	
BaO	-	-	0,30	-	-	-	0,01	0,35	0,06	-	0,27	0,14	0,15	-	0,35	0,13	0,42	
SrO	0,19	0,13	-	0,01	0,02	0,01	0,09	0,10	-	0,09	0,12	0,04	0,20	0,07	0,08	-	-	
Total	99,19	99,01	100,4	99,68	100,0	99,58	99,76	99,84	99,71	100,2	99,82	99,24	100,6	99,79	99,94	101,5	99,15	
Ab	82	96	2	4	4	93	3	3	89	94	3	75	71	75	3	96	3	
An	17	3	-	-	-	3	-	-	10	6	-	25	29	24	-	3	-	
Or	1	1	98	96	96	4	97	97	1	-	97	-	-	1	97	1	97	

Continua...

III-8(Cont...4)

Am.n°	279										280						
	<i>rf</i>	<i>p</i>	<i>sp</i>	<i>sp</i>	<i>p</i>	<i>sp</i>	<i>p</i>	<i>sp</i>	<i>sp</i>	<i>sp</i>	<i>c</i>	<i>b1</i>	<i>b2</i>	<i>b3</i>	<i>p</i>	<i>rm</i>	<i>h</i>
Det.	B50	B56	B60	B59	BB3	BB4	BB5	BB7	BB8	B65	G40	G41	G42	G43	G27	G30	X8
SiO ₂	64,38	64,79	64,18	65,86	63,77	68,24	64,07	63,83	67,60	61,00	59,90	60,45	60,63	61,85	61,75	61,11	64,13
TiO ₂	-	-	0,03	0,04	-	-	0,37	-	-	0,02	0,04	-	-	0,05	-	-	-
Al ₂ O ₃	18,19	18,60	18,50	20,56	18,17	20,77	18,45	18,49	19,69	24,40	26,42	25,86	25,85	24,29	24,99	24,56	18,47
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	-	-	0,01	-	-	nd	-	-	0,02	-	0,08	0,12	0,09
FeO	0,06	-	-	0,01	0,06	0,11	0,07	0,02	0,03	0,09	0,04	0,11	0,10	0,18	0,09	0,25	0,01
MnO	0,12	0,04	0,01	-	-	0,13	-	0,01	-	-	-	0,04	-	-	0,02	0,04	-
MgO	-	-	-	-	0,01	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
CaO	-	-	-	1,70	-	1,38	-	-	0,51	5,80	6,98	6,50	6,53	4,83	5,64	5,46	-
Na ₂ O	0,53	0,82	0,35	10,95	0,46	9,78	0,46	0,46	11,36	8,44	7,47	7,62	7,75	8,85	8,23	8,18	0,53
K ₂ O	15,50	15,01	15,69	0,03	16,76	0,08	16,27	16,97	0,05	0,08	0,19	0,26	0,21	0,13	0,21	0,12	16,22
BaO	0,31	0,31	0,52	-	0,28	0,11	0,61	0,35	0,03	0,03	0,04	0,01	0,02	0,04	-	0,11	0,66
SrO	-	-	-	-	0,02	0,18	0,01	0,02	0,01	-	0,14	0,20	0,14	0,14	0,16	0,19	0,13
Total	99,09	99,57	99,28	99,15	99,53	100,8	100,3	100,1	99,28	99,86	101,2	101,0	101,2	100,4	101,2	100,1	100,2
Ab	5	8	3	92	4	92	4	4	97	72	65	67	67	76	72	73	5
An	-	-	-	8	-	7	-	-	3	27	34	32	31	23	27	27	-
Or	95	92	97	-	96	1	96	96	-	1	1	1	1	1	1	1	95

Am.	280										281						
	<i>l</i>	<i>p</i>	<i>sp</i>	<i>sp</i>	<i>p</i>	<i>c.a.</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>b1</i>	<i>b2</i>	<i>c</i>	<i>b1</i>	<i>b2</i>	<i>b3</i>	<i>p</i>	<i>i.a.</i>	<i>h</i>
Det.	X9	G37	G38	G39	BB38	BB49	BB48	A35	A37	A38	A57	A54	A55	A56	BB35	BB34	BB43
SiO ₂	68,70	64,27	68,21	68,02	60,71	66,22	60,54	59,97	61,19	60,96	58,21	60,73	61,51	61,67	64,08	61,80	63,50
TiO ₂	-	0,01	-	-	-	-	-	0,08	-	-	0,01	-	0,09	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	20,15	18,87	20,17	20,28	24,40	20,99	24,53	25,73	25,38	24,28	26,41	25,15	24,46	24,59	18,36	23,40	18,54
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,04	0,11	0,06	0,18	0,05	0,09	-	0,04	-	-	-	0,03	0,05	0,07
FeO	-	0,16	0,11	0,09	0,06	0,07	0,06	-	0,16	0,16	-	-	-	-	0,11	-	0,12
MnO	0,04	0,02	-	-	-	0,09	-	-	0,05	-	-	-	-	-	0,02	0,07	0,06
MgO	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-
CaO	0,49	0,03	0,14	0,44	5,54	1,42	6,46	6,76	6,41	5,73	8,29	6,34	5,57	5,46	-	4,63	-
Na ₂ O	11,50	0,65	11,18	11,30	8,59	10,65	8,15	8,17	8,26	8,55	7,11	8,34	9,06	8,87	0,54	8,93	0,48
K ₂ O	0,20	15,89	0,26	0,21	0,05	0,20	0,04	0,09	0,14	0,24	0,05	0,08	0,14	0,23	16,59	0,14	16,92
BaO	-	0,54	0,60	0,07	-	0,21	0,01	0,16	-	-	0,12	0,04	0,06	0,16	0,31	0,08	0,24
SrO	0,12	0,18	0,15	0,06	0,23	0,19	0,15	-	-	0,10	-	0,02	-	0,01	0,16	0,11	0,09
Total	101,2	100,6	100,8	100,5	99,69	100,1	100,1	101,0	101,7	100,0	100,2	100,7	100,9	101,0	100,2	99,21	100,0
Ab	97	6	98	97	74	92	69	68	69	72	61	70	74	74	5	77	4
An	2	-	1	2	26	7	31	31	30	27	39	30	25	25	-	22	-
Or	1	94	1	1	-	1	-	1	1	1	-	-	1	1	95	1	96

Continua...

III-8(Cont...5)

Am.n°	439A												524				
	<i>l</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>sp</i>	<i>p</i>	<i>sp</i>	<i>mz</i>	<i>mz</i>	<i>p</i>	<i>m</i>	<i>rm</i>	<i>p</i>	<i>mz</i>
Det.	BB42	N10	B92	B95	N4	N7	B96	B97	B1 12	B1 13	B93	B94	AA2	AA4	AA6	AA8	AA9
SiO ₂	68,98	61,57	60,66	59,72	61,59	60,20	63,83	65,53	63,83	62,81	61,78	60,95	59,89	61,02	62,63	64,03	67,08
TiO ₂	-	-	-	-	-	0,06	-	0,04	-	0,02	-	0,04	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	19,21	24,30	24,96	25,22	24,01	25,44	18,42	20,87	18,69	23,15	23,54	24,13	22,77	25,13	23,38	18,18	19,97
Cr ₂ O ₃	0,33	-	nd	nd	0,02	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,17	0,33	-	-	0,22
FeO	-	0,10	0,02	0,11	0,08	0,18	0,02	0,12	0,08	0,17	0,10	0,25	1,23	0,19	0,13	0,10	0,05
MnO	-	-	-	-	0,02	0,06	0,07	-	-	-	0,00	-	-	-	-	0,16	-
MgO	-	0,02	-	0,01	-	-	0,01	-	0,01	-	0,02	0,02	-	-	0,02	-	-
CaO	0,47	5,30	6,24	6,93	4,99	6,54	-	1,71	-	4,41	5,03	5,58	6,93	6,10	4,56	-	0,50
Na ₂ O	10,45	8,46	7,87	7,63	8,79	7,89	0,47	10,74	0,35	9,07	8,74	8,45	8,11	8,47	9,07	0,42	11,56
K ₂ O	0,56	0,17	0,10	0,11	0,07	0,18	15,38	0,06	15,58	0,09	0,12	0,13	0,13	0,07	0,09	16,98	0,04
BaO	0,27	-	-	-	0,11	0,19	0,84	-	0,58	-	0,06	0,12	0,02	0,35	0,04	0,56	0,08
SrO	0,15	nd	0,11	-	nd	nd	-	-	-	-	-	0,09	0,16	0,13	0,32	0,08	-
Total	100,4	99,92	99,96	99,73	99,68	100,7	99,04	99,07	99,11	99,73	99,40	99,75	99,41	101,5	100,6	100,5	99,50
Ab	94	74	69	66	76	68	5	92	3	78	75	73	67	71	78	4	97
An	3	25	30	33	24	31	-	8	-	21	24	27	32	29	22	-	3
Or	3	1	1	1	-	1	96	-	97	1	1	-	1	-	-	96	-

Am.n°	524										530						
	<i>mz</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>sp</i>	<i>sp</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>p</i>	<i>au</i>	<i>mz</i>	<i>mz</i>	<i>mz</i>
Det.	AA10	AA12	AA11	AA13	AA14	Y18	F12	Y19	Y28	F9	F11	Y32	F20	F18	F6	Y21	F7
SiO ₂	62,90	60,30	60,06	64,33	67,15	57,28	58,85	61,74	59,20	59,54	59,62	62,98	63,82	67,88	63,16	64,03	63,37
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	22,69	24,70	24,47	18,78	21,16	26,25	25,66	23,43	25,18	25,35	25,45	18,07	18,40	19,71	22,56	18,40	18,26
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0,05	0,04	0,01	0,03	0,02	-	-	-	0,05	0,05	-	0,14	0,04
FeO	0,03	0,12	0,09	0,24	0,81	0,20	0,03	0,19	0,14	0,05	0,23	0,05	0,02	-	0,05	0,04	-
MnO	0,07	0,08	0,11	0,04	-	0,03	-	0,04	0,04	-	-	-	0,03	-	-	0,12	-
MgO	-	-	-	-	0,30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	3,52	6,24	6,14	-	1,73	8,19	7,58	4,76	6,77	7,00	6,90	-	-	0,30	3,72	-	-
Na ₂ O	9,18	8,44	7,96	0,62	10,41	6,68	7,23	8,64	7,56	7,45	7,63	0,40	0,52	11,87	9,33	0,43	0,33
K ₂ O	0,19	0,18	0,11	16,04	0,38	0,17	0,07	0,10	0,13	0,23	0,26	16,92	16,40	0,09	0,10	16,67	16,79
BaO	-	-	0,20	-	-	0,20	0,03	-	-	-	-	0,58	0,71	0,29	0,12	0,52	0,66
SrO	0,10	0,15	0,13	0,06	-	0,21	0,17	0,16	0,20	0,01	0,09	0,07	0,10	-	0,05	0,13	0,10
Total	98,68	100,2	99,27	100,1	100,0	99,25	99,63	99,09	99,24	99,63	100,2	99,07	100,0	100,2	99,09	100,5	99,55
Ab	82	70	70	6	90	59	63	76	66	65	66	3	5	98	81	4	3
An	17	29	30	-	8	40	37	23	33	34	33	-	-	2	18	-	-
Or	1	1	-	94	2	1	-	1	1	1	1	97	95	-	1	96	97

Tabela III-9 - Composição química e fórmula estrutural dos anfibólios do Complexo Granítico Estaleiro

		Granodiorito Estaleiro										
Am. nº	116					281						
Det. nº	C1	C5	C14	C15	H71	A52	A61	A62	A63	P7	P10	P17
SiO ₂	43,58	43,11	44,24	42,46	43,73	43,93	43,71	44,07	44,13	44,18	43,43	44,20
TiO ₂	1,21	0,56	0,78	0,51	0,76	0,97	1,16	1,04	0,99	1,17	0,93	1,05
Al ₂ O ₃	9,22	9,98	8,73	9,75	8,63	9,02	8,79	8,72	8,84	8,77	9,17	8,40
Cr ₂ O ₃	0,08	0,01	0,09	0,10	0,00	0,00	0,12	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
FeO	18,24	18,54	16,82	18,70	18,50	18,76	18,81	17,81	18,68	18,79	19,26	18,59
MnO	0,54	0,56	0,58	0,72	0,42	0,89	0,68	0,76	0,78	0,62	0,54	0,73
MgO	9,73	9,40	10,86	9,22	9,70	10,14	10,11	10,19	10,42	10,07	9,46	10,47
CaO	11,91	11,76	11,66	11,50	11,65	11,09	11,10	11,40	11,54	11,70	11,83	11,58
Na ₂ O	1,31	1,46	1,16	1,32	1,16	1,55	1,63	1,47	1,46	1,31	1,28	1,12
K ₂ O	1,13	1,20	0,96	1,30	1,00	1,04	1,08	1,06	1,12	1,06	1,08	0,86
Total	96,95	96,58	95,88	95,58	95,56	97,39	97,17	96,52	98,01	97,69	96,97	96,99
<i>Fórmula Estrutural para 23 Oxigênios e 13 Cátions (-CNK)</i>												
Si ^{iv}	6,616	6,571	6,693	6,540	6,707	6,576	6,576	6,673	6,583	6,628	6,595	6,631
Al ^{iv}	1,384	1,429	1,307	1,460	1,293	1,424	1,424	1,327	1,417	1,372	1,405	1,369
Σ ^T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,265	0,363	0,249	0,309	0,267	0,167	0,135	0,230	0,137	0,178	0,236	0,116
Cr	0,010	0,001	0,011	0,012	0,000	0,000	0,014	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,355	0,431	0,565	0,576	0,481	0,834	0,755	0,526	0,726	0,585	0,522	0,804
Ti	0,138	0,064	0,089	0,059	0,088	0,109	0,131	0,118	0,111	0,132	0,106	0,119
Mg	2,202	2,136	2,449	2,117	2,217	2,263	2,267	2,300	2,318	2,253	2,142	2,341
Fe ⁺²	1,961	1,932	1,563	1,833	1,891	1,515	1,612	1,729	1,604	1,773	1,925	1,528
Mn	0,069	0,072	0,074	0,094	0,055	0,113	0,087	0,097	0,099	0,079	0,069	0,093
Σ ^M	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,937	1,920	1,890	1,898	1,915	1,779	1,789	1,849	1,845	1,881	1,925	1,861
Na	0,063	0,080	0,110	0,102	0,085	0,221	0,211	0,151	0,155	0,120	0,075	0,139
Σ ^B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,323	0,352	0,230	0,292	0,259	0,228	0,263	0,280	0,268	0,261	0,301	0,186
K	0,219	0,233	0,185	0,255	0,196	0,199	0,208	0,206	0,214	0,203	0,209	0,165
Σ ^A	0,542	0,585	0,415	0,547	0,455	0,427	0,470	0,486	0,482	0,464	0,510	0,351
#fm	0,47	0,48	0,39	0,46	0,46	0,40	0,42	0,43	0,41	0,44	0,47	0,40
Al _t	1,65	1,79	1,56	1,77	1,56	1,59	1,56	1,56	1,55	1,55	1,64	1,49
Ps	4,84	5,52	4,40	5,41	4,42	4,56	4,41	4,40	4,39	4,37	4,80	4,06

Continua...

Am. nº	Granodiorito Estaleiro								<i>Schlieren</i> e Enclaves Máficos			
	281		439A						530		281A	
	BB37	BB44	B100	B104	B106	B107	B109	N11	Y16	F4	H6	H22
SiO ₂	44,60	44,17	43,08	43,20	43,71	44,10	43,56	44,54	45,61	44,76	45,53	46,37
TiO ₂	0,61	1,37	0,98	0,76	0,92	0,88	0,86	0,79	0,79	0,30	0,53	0,85
Al ₂ O ₃	8,57	8,70	9,34	9,06	8,64	8,44	8,81	8,43	7,71	7,75	7,47	7,40
Cr ₂ O ₃	0,09	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,20	0,00	0,00
FeO	17,79	16,86	19,48	19,08	18,26	18,78	19,27	17,56	16,48	16,89	15,77	15,52
MnO	0,74	0,76	0,56	0,78	0,53	0,54	0,57	0,55	0,52	0,69	0,48	0,52
MgO	10,30	10,53	9,42	9,64	10,43	10,17	9,81	10,68	11,41	11,00	12,03	12,23
CaO	11,25	11,25	11,26	11,18	11,27	11,35	11,45	11,55	11,47	11,55	11,93	11,61
Na ₂ O	1,35	1,43	1,34	1,22	1,18	1,00	1,03	1,24	1,08	1,27	1,16	1,27
K ₂ O	1,07	1,05	1,12	1,04	1,01	0,95	0,98	0,96	0,90	0,87	1,05	0,90
Total	96,37	96,13	96,58	95,97	95,95	96,20	96,35	96,35	95,98	95,28	95,95	96,67
<i>Fórmula Estrutural para 23 Oxigênios e 13 Cátions (-CNK)</i>												
Si ^{iv}	6,735	6,684	6,540	6,573	6,618	6,664	6,598	6,719	6,852	6,815	6,862	6,899
Al ^{iv}	1,265	1,316	1,460	1,427	1,382	1,336	1,402	1,281	1,148	1,185	1,138	1,101
Σ ^T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,260	0,236	0,211	0,198	0,161	0,167	0,172	0,217	0,217	0,205	0,188	0,195
Cr	0,011	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,001	0,024	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,614	0,496	0,751	0,849	0,815	0,822	0,822	0,598	0,571	0,575	0,438	0,477
Ti	0,069	0,156	0,112	0,087	0,105	0,099	0,098	0,090	0,089	0,034	0,060	0,095
Mg	2,319	2,376	2,132	2,187	2,355	2,291	2,215	2,402	2,555	2,497	2,703	2,713
Fe ⁺²	1,632	1,638	1,722	1,578	1,496	1,551	1,620	1,617	1,499	1,575	1,550	1,454
Mn	0,095	0,097	0,072	0,100	0,068	0,070	0,073	0,070	0,066	0,089	0,062	0,066
Σ ^M	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,820	1,824	1,831	1,822	1,828	1,837	1,859	1,867	1,846	1,884	1,926	1,851
Na	0,180	0,176	0,169	0,178	0,172	0,163	0,141	0,133	0,154	0,116	0,074	0,149
Σ ^B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,215	0,244	0,226	0,183	0,173	0,129	0,163	0,229	0,161	0,259	0,265	0,218
K	0,206	0,203	0,217	0,202	0,195	0,182	0,189	0,185	0,172	0,169	0,201	0,171
Σ ^A	0,422	0,446	0,443	0,384	0,368	0,311	0,352	0,414	0,333	0,428	0,466	0,389
fm	0,41	0,41	0,45	0,42	0,39	0,40	0,42	0,40	0,37	0,39	0,36	0,35
Al _i	1,53	1,55	1,67	1,63	1,54	1,50	1,57	1,50	1,37	1,39	1,33	1,30
Ps	4,25	4,38	4,94	4,73	4,33	4,15	4,48	-	-	-	-	-

Tabela III-10 - Análises químicas e fórmulas estruturais de biotitas do Granodiorito Estaleiro.

Det. nº	22							23A				26A			
	014	013	010	019	020	021	012	H35	H45	H33	H39	G3	G6	G23	G14
SiO ₂	36,86	36,76	36,88	37,54	36,64	36,89	35,52	36,51	36,55	36,09	36,22	37,26	36,60	36,68	36,73
TiO ₂	1,98	1,83	1,62	1,65	1,46	0,34	0,52	2,04	2,62	1,55	1,69	1,76	2,01	2,13	1,67
Al ₂ O ₃	16,30	15,93	15,65	16,05	15,77	17,22	17,75	15,75	15,76	16,07	15,59	15,97	14,86	15,84	16,36
Cr ₂ O ₃	-	0,03	0,01	0,08	0,09	-	0,05	-	-	-	-	0,18	0,12	-	0,05
FeO	18,17	18,61	18,90	18,18	19,02	17,58	17,79	18,69	18,35	18,36	17,99	18,52	19,54	19,10	18,00
MnO	0,39	0,28	0,23	0,37	0,36	0,27	0,48	0,44	0,39	0,21	0,52	0,50	0,29	0,46	0,33
MgO	10,57	10,81	10,62	10,73	11,28	12,27	12,50	10,44	10,15	11,06	10,70	11,29	11,20	10,35	11,47
BaO	-	0,07	-	-	-	-	-	0,54	0,47	0,22	0,41	0,06	0,26	-	0,11
CaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,09	0,03	0,10	0,10	0,14	-	0,07	0,04
Na ₂ O	0,06	0,07	0,05	0,10	0,06	0,10	0,04	0,09	0,06	0,05	0,07	0,14	0,03	0,08	0,08
K ₂ O	9,98	9,59	9,72	9,64	9,40	9,49	9,86	9,53	9,76	9,84	9,49	9,21	9,49	9,55	9,80
F	0,83	1,03	0,72	1,03	0,89	0,75	0,93	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cl	-	0,02	-	0,01	-	0,01	0,01	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	95,14	95,03	94,41	95,38	94,98	94,92	95,43	94,12	94,14	93,55	92,78	95,03	94,40	94,26	94,63
<i>Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)</i>															
Si ^{iv}	5,662	5,671	5,715	5,744	5,655	5,632	5,446	5,658	5,654	5,613	5,677	5,671	5,667	5,659	5,620
Al ^{iv}	2,338	2,329	2,285	2,256	2,345	2,368	2,554	2,342	2,346	2,387	2,323	2,329	2,333	2,341	2,380
ÓT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,613	0,568	0,573	0,638	0,523	0,730	0,653	0,534	0,528	0,559	0,556	0,536	0,378	0,539	0,569
Ti ^{vi}	0,229	0,212	0,189	0,189	0,170	0,039	0,060	0,237	0,305	0,181	0,200	0,201	0,234	0,247	0,192
Cr	0,000	0,004	0,001	0,009	0,010	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,014	0,000	0,006
Fe ⁺²	2,334	2,401	2,450	2,327	2,455	2,244	2,282	2,422	2,374	2,388	2,357	2,357	2,530	2,464	2,303
Mn ⁺²	0,051	0,037	0,030	0,047	0,047	0,035	0,062	0,057	0,051	0,028	0,069	0,064	0,038	0,060	0,043
Mg	2,420	2,486	2,453	2,448	2,596	2,792	2,856	2,412	2,341	2,565	2,499	2,562	2,585	2,380	2,617
ÓO	5,647	5,708	5,697	5,659	5,801	5,841	5,918	5,663	5,599	5,720	5,681	5,743	5,779	5,691	5,730
Ba	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,028	0,013	0,025	0,004	0,016	0,000	0,006
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,005	0,016	0,016	0,023	0,000	0,012	0,007
Na	0,018	0,021	0,016	0,030	0,018	0,030	0,012	0,027	0,018	0,014	0,021	0,041	0,009	0,024	0,023
K	1,956	1,887	1,922	1,882	1,851	1,848	1,929	1,885	1,926	1,953	1,897	1,788	1,875	1,880	1,913
ÓA	1,974	1,913	1,938	1,912	1,870	1,878	1,940	1,960	1,978	1,996	1,962	1,856	1,900	1,915	1,948
F	0,403	0,503	0,355	0,499	0,435	0,362	0,449	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cl	0,000	0,005	0,000	0,003	0,000	0,003	0,001	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
#fm	0,49	0,49	0,50	0,49	0,49	0,45	0,44	0,50	0,50	0,48	0,49	0,48	0,49	0,51	0,47
n _g	c	c	c-v	c-v	v	az	az	c	c	v	v	c	c	c	c-v

Continua...

III-10(Cont...1)

Det. nº	44d						108		115a				116		
	G16	O24	O22	O26	O27	O29	BB28	BB29	Z31	Z32	Z34	Z35	D1	H75	C4
SiO ₂	37,01	36,44	36,03	36,83	36,71	36,43	37,46	37,50	36,63	36,67	36,74	36,77	36,98	36,32	36,68
TiO ₂	1,69	2,31	2,13	1,77	1,77	1,45	1,44	1,29	1,59	1,50	0,07	0,13	2,01	1,91	1,83
Al ₂ O ₃	16,31	16,53	15,77	16,28	16,03	16,23	16,53	16,81	16,34	16,38	17,23	17,18	15,85	15,21	15,88
Cr ₂ O ₃	0,12	0,04	0,04	0,02	0,09	0,07	0,10	-	0,03	0,00	-	-	0,03	-	-
FeO	17,63	19,91	20,00	19,02	19,73	19,35	18,87	18,95	20,02	19,69	18,60	18,88	16,06	17,89	16,69
MnO	0,41	0,35	0,49	0,44	0,45	0,39	0,48	0,46	0,38	0,27	0,24	0,37	0,36	0,27	0,31
MgO	11,26	10,04	9,97	10,70	10,49	10,40	11,03	10,95	10,23	10,47	11,47	11,37	12,67	11,51	12,16
BaO	0,05	0,22	0,37	0,22	-	-	-	-	0,16	0,03	-	0,19	0,12	0,12	0,04
CaO	0,04	nd	nd	nd	nd	nd	-	-	nd	nd	nd	nd	0,05	0,04	-
Na ₂ O	0,01	0,14	0,08	0,06	0,04	0,06	-	0,06	0,07	0,07	0,04	0,01	-	0,07	0,06
K ₂ O	9,71	9,69	9,83	9,38	9,19	9,58	9,89	10,14	9,59	9,81	9,46	9,33	9,01	9,45	9,86
F	nd	0,88	0,75	0,68	0,34	0,75	nd	nd	0,54	0,58	0,73	0,84	nd	nd	nd
Cl	nd	0,03	0,05	-	0,02	-	nd	nd	0,04	0,02	0,01	0,01	nd	nd	nd
Total	94,25	96,58	95,51	95,39	94,88	94,72	95,80	96,16	95,61	95,48	94,59	95,07	93,14	92,77	93,51

Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)

Si ^{iv}	5,666	5,570	5,594	5,647	5,649	5,644	5,669	5,661	5,631	5,634	5,653	5,650	5,669	5,670	5,647
Al ^{iv}	2,334	2,430	2,406	2,353	2,351	2,356	2,331	2,339	2,369	2,366	2,347	2,350	2,331	2,330	2,353
O _T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ⁱⁱⁱ	0,609	0,547	0,480	0,589	0,557	0,607	0,618	0,651	0,590	0,599	0,777	0,761	0,533	0,468	0,529
Ti ⁱⁱⁱ	0,195	0,265	0,249	0,204	0,205	0,169	0,164	0,146	0,184	0,174	0,009	0,015	0,232	0,224	0,212
Cr	0,015	0,005	0,005	0,003	0,011	0,008	0,012	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
Fe ⁺²	2,258	2,545	2,596	2,439	2,540	2,507	2,388	2,392	2,573	2,530	2,394	2,426	2,059	2,336	2,149
Mn ⁺²	0,054	0,046	0,064	0,057	0,059	0,051	0,062	0,059	0,049	0,035	0,032	0,048	0,047	0,036	0,040
Mg	2,571	2,287	2,308	2,446	2,406	2,403	2,489	2,464	2,343	2,389	2,631	2,603	2,896	2,678	2,791
ÓO	5,701	5,695	5,703	5,738	5,778	5,746	5,732	5,713	5,744	5,737	5,841	5,852	5,769	5,742	5,721
Ba	0,003	0,013	0,023	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,002	0,000	0,012	0,007	0,007	0,002
Ca	0,007	nd	nd	nd	nd	nd	0,000	0,000	nd	nd	nd	nd	0,008	0,006	0,000
Na	0,002	0,042	0,025	0,017	0,013	0,017	-	0,018	0,020	0,019	0,013	0,004	-	0,021	0,018
K	1,897	1,889	1,947	1,834	1,805	1,894	1,909	1,953	1,881	1,923	1,858	1,829	1,762	1,882	1,937
ÓA	1,909	1,944	1,994	1,864	1,818	1,911	1,909	1,970	1,911	1,944	1,871	1,845	1,777	1,916	1,957
F	nd	0,425	0,367	0,332	0,167	0,370	nd	nd	0,260	0,281	0,353	0,408	nd	nd	nd
Cl	nd	0,008	0,014	0,000	0,006	0,000	nd	nd	0,011	0,005	0,003	0,001	nd	nd	nd
#fm	0,47	0,53	0,53	0,50	0,51	0,51	0,49	0,49	0,52	0,51	0,48	0,48	0,42	0,47	0,44
η _g	c-v	c	c-v	c-v	v	v	v	c-v	c-v	c-v	az	az	c	c	c-v

Continua...

III-10 (Cont...2)

Det. nº	135F				271						277				
	Y5	H89	H53	H62	P49	P46	P41	D18	D30	P48	01	05	07	B6	B5
SiO ₂	36,83	36,26	36,71	36,18	36,64	36,53	36,68	36,77	36,83	36,84	38,59	37,28	36,77	37,16	37,33
TiO ₂	1,68	1,96	2,36	1,48	2,12	1,76	1,56	1,51	1,50	1,32	1,93	2,02	1,80	1,92	1,61
Al ₂ O ₃	16,24	15,55	15,55	16,33	15,92	15,79	15,71	15,95	15,73	15,98	15,69	16,66	15,63	16,25	16,16
Cr ₂ O ₃	0,08	nd	nd	nd	0,02	0,03	-	0,02	0,05	-	0,02	-	0,01	nd	nd
FeO	16,00	17,32	19,13	19,06	17,69	17,97	17,70	17,33	17,54	17,29	16,91	17,73	18,41	18,36	17,22
MnO	0,39	0,34	0,43	0,38	0,36	0,27	0,33	0,39	0,54	0,41	0,36	0,28	0,41	0,34	0,31
MgO	12,14	11,85	10,81	11,22	11,78	11,97	12,25	12,31	12,37	12,28	10,98	11,16	11,01	11,36	11,19
BaO	0,28	0,44	0,31	-	0,25	0,03	-	0,18	0,23	0,11	0,52	0,07	-	0,10	-
CaO	0,06	0,05	-	0,27	nd	nd	nd	-	-	nd	nd	nd	nd	-	-
Na ₂ O	0,01	0,04	0,08	0,07	0,05	0,05	0,06	-	0,03	0,04	0,09	0,10	0,06	0,07	0,15
K ₂ O	10,20	9,34	9,73	9,37	9,39	9,45	9,11	9,58	9,40	9,54	9,64	10,02	9,60	9,85	9,93
F	nd	nd	nd	nd	0,63	0,54	0,82	0,57	0,80	0,80	0,42	0,45	0,66	nd	nd
Cl	nd	nd	nd	nd	0,02	0,02	0,01	nd	nd	-	0,05	0,01	0,03	nd	nd
Total	93,91	93,15	95,11	94,36	94,88	94,41	94,23	94,61	95,02	94,62	95,21	95,78	94,40	95,41	93,90

Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)

Si ^{iv}	5,647	5,632	5,634	5,575	5,620	5,626	5,655	5,642	5,648	5,660	5,851	5,646	5,687	5,642	5,725
Al ^{iv}	2,353	2,368	2,366	2,425	2,380	2,374	2,345	2,358	2,352	2,340	2,149	2,354	2,313	2,358	2,275
ÓT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ⁱⁱⁱ	0,581	0,479	0,446	0,539	0,497	0,492	0,510	0,526	0,491	0,553	0,655	0,619	0,537	0,549	0,646
Ti ⁱⁱⁱ	0,194	0,229	0,272	0,171	0,245	0,204	0,181	0,174	0,173	0,152	0,220	0,230	0,209	0,219	0,185
Cr	0,010	nd	nd	nd	0,003	0,004	0,000	0,002	0,006	0,000	0,002	0,000	0,001	nd	nd
Fe ⁺²	2,052	2,250	2,455	2,457	2,269	2,315	2,283	2,224	2,249	2,221	2,144	2,246	2,381	2,331	2,208
Mn ⁺²	0,051	0,044	0,056	0,050	0,047	0,035	0,043	0,051	0,070	0,054	0,046	0,036	0,054	0,044	0,040
Mg	2,775	2,744	2,473	2,578	2,693	2,747	2,816	2,816	2,828	2,813	2,481	2,520	2,539	2,571	2,557
ÓO	5,662	5,746	5,703	5,795	5,754	5,797	5,832	5,792	5,817	5,793	5,549	5,651	5,721	5,715	5,636
Ba	0,017	0,027	0,019	0,000	0,015	0,002	0,000	0,011	0,014	0,007	0,031	0,004	0,000	0,006	0,000
Ca	0,010	0,009	0,000	0,045	nd	nd	nd	0,000	0,000	nd	nd	nd	nd	0,000	0,000
Na	0,003	0,013	0,024	0,020	0,015	0,015	0,017	0,000	0,009	0,013	0,028	0,029	0,019	0,020	0,043
K	1,995	1,850	1,905	1,841	1,837	1,857	1,792	1,875	1,839	1,871	1,865	1,936	1,894	1,908	1,943
ÓA	2,025	1,902	1,950	1,907	1,868	1,874	1,809	1,886	1,862	1,890	1,924	1,969	1,913	1,934	1,987
F	nd	nd	nd	nd	0,306	0,262	0,398	0,277	0,388	0,388	0,200	0,216	0,323	nd	nd
Cl	nd	nd	nd	nd	0,005	0,006	0,004	nd	nd	0,000	0,013	0,003	0,009	nd	nd
#fm	0,43	0,45	0,50	0,49	0,46	0,46	0,45	0,44	0,44	0,44	0,46	0,47	0,48	0,48	0,46
η _g	v	v	c	v	c	c	c-v	c-v	v	v	c	c	c	c-v	v

Continua...

III-10 (Cont...3)

Det. nº	277			279							280				
	B26	B33	O9	B45	P1	P2	P5	B55	B57	P4	G31	G46	G48	G28	G35
SiO ₂	37,57	37,07	36,95	37,31	36,78	37,31	36,78	37,62	37,94	37,46	36,74	37,31	36,56	37,32	37,51
TiO ₂	0,21	-	0,27	1,89	1,97	1,32	1,34	0,17	0,25	0,21	2,01	1,49	1,36	1,41	1,51
Al ₂ O ₃	17,18	16,91	16,68	15,99	16,39	16,49	16,49	16,56	17,47	16,82	16,18	16,21	16,69	15,77	16,14
Cr ₂ O ₃	nd	nd	0,03	nd	0,03	0,03	0,09	nd	nd	-	0,01	0,10	0,04	0,03	0,03
FeO	16,75	17,57	17,02	19,36	19,63	19,55	19,02	18,40	17,68	18,63	18,31	18,41	17,44	17,29	17,93
MnO	0,19	0,34	0,33	0,28	0,44	0,55	0,35	0,65	0,11	0,46	0,29	0,26	0,28	0,22	0,38
MgO	12,79	12,42	12,06	10,14	10,42	10,71	10,81	11,75	11,77	11,56	11,21	11,73	11,72	11,58	11,80
BaO	0,44	0,69	0,52	-	0,28	-	0,14	0,23	-	0,07	0,09	0,24	-	0,13	0,28
CaO	-	-	nd	-	nd	nd	nd	0,03	0,06	nd	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02
Na ₂ O	0,09	0,04	0,17	0,10	0,11	0,01	0,07	0,09	0,05	0,10	0,10	0,09	0,13	0,04	0,06
K ₂ O	9,51	10,05	9,75	9,30	9,52	9,21	9,61	9,31	9,05	9,69	9,75	9,77	9,60	9,68	9,86
F	nd	0,45	0,56	nd	0,55	0,84	0,88	nd	nd	0,82	nd	nd	nd	nd	nd
Cl	nd	0,05	0,10	nd	0,02	0,01	0,01	nd	nd	0,03	nd	nd	nd	nd	nd
Total	94,72	95,59	94,45	94,36	96,14	96,03	95,59	94,81	94,40	95,85	94,70	95,62	93,84	93,49	95,52

Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)

Si ^{iv}	5,686	5,654	5,688	5,728	5,614	5,682	5,643	5,732	5,737	5,704	5,623	5,654	5,614	5,747	5,682
Al ^{iv}	2,314	2,346	2,312	2,272	2,386	2,318	2,357	2,268	2,263	2,296	2,377	2,346	2,386	2,253	2,318
ÓT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,749	0,693	0,715	0,621	0,562	0,642	0,625	0,707	0,852	0,723	0,541	0,550	0,635	0,609	0,563
Ti ^{vi}	0,023	0,000	0,031	0,218	0,226	0,151	0,154	0,019	0,029	0,024	0,231	0,170	0,156	0,163	0,172
Cr	nd	nd	0,003	nd	0,004	0,004	0,011	nd	nd	0,000	0,001	0,011	0,004	0,003	0,004
Fe ⁺²	2,120	2,241	2,191	2,486	2,506	2,490	2,441	2,345	2,237	2,372	2,343	2,333	2,240	2,227	2,271
Mn ⁺²	0,025	0,044	0,043	0,036	0,057	0,071	0,046	0,084	0,014	0,059	0,038	0,033	0,036	0,029	0,049
Mg	2,885	2,824	2,768	2,321	2,371	2,432	2,471	2,670	2,654	2,624	2,558	2,650	2,682	2,658	2,664
ÓO	5,802	5,802	5,751	5,682	5,725	5,789	5,748	5,824	5,786	5,803	5,712	5,748	5,753	5,690	5,723
Ba	0,026	0,041	0,031	0,000	0,017	0,000	0,008	0,014	0,000	0,004	0,005	0,014	0,000	0,008	0,017
Ca	0,000	0,000	nd	0,000	nd	nd	0,000	0,006	0,010	nd	0,002	0,003	0,005	0,003	0,003
Na	0,026	0,012	0,051	0,030	0,033	0,003	0,019	0,025	0,015	0,030	0,030	0,025	0,039	0,012	0,018
K	1,835	1,955	1,915	1,821	1,854	1,789	1,881	1,809	1,745	1,882	1,904	1,888	1,880	1,902	1,905
ÓA	1,887	2,008	1,997	1,851	1,903	1,792	1,908	1,854	1,771	1,916	1,940	1,931	1,924	1,925	1,943
F	nd	0,217	0,270	nd	0,265	0,405	0,426	nd	nd	0,395	nd	nd	nd	nd	nd
Cl	nd	0,013	0,027	nd	0,005	0,003	0,003	nd	nd	0,008	nd	nd	nd	nd	nd
#fm	0,42	0,44	0,44	0,52	0,51	0,51	0,50	0,47	0,46	0,47	0,48	0,47	0,46	0,46	0,46
η _g	az	az	az	c-v	c-v	v	v	az	az	az	c	c-v	c-v	v	v

Continua...

III-10 (Cont...4)

Det. nº	280			281								439a			
	G29	G34	G49	P12	P19	P22	P24	A40	P6	A46	P21	B72	B73	N1	B91
SiO ₂	37,22	36,39	36,40	36,94	37,20	37,64	36,79	37,92	36,92	37,98	37,72	36,90	36,91	37,18	37,51
TiO ₂	0,36	0,69	0,85	1,84	1,57	1,57	1,70	1,53	1,56	0,58	0,11	2,01	1,41	1,51	1,02
Al ₂ O ₃	17,05	17,15	16,61	15,38	16,14	16,20	15,17	16,02	16,24	16,56	17,50	15,79	15,86	16,14	16,26
Cr ₂ O ₃	-	0,08	0,00	0,01	0,04	0,06	0,04	0,04	0,05	-	-	nd	nd	0,15	nd
FeO	16,44	17,06	17,02	17,04	17,89	17,54	18,18	17,53	17,21	15,03	16,86	18,17	18,01	16,65	17,16
MnO	0,29	0,34	0,27	0,45	0,38	0,54	0,44	0,54	0,51	0,50	0,50	0,44	0,22	0,62	0,31
MgO	12,52	12,44	12,09	11,80	12,26	12,22	11,68	12,21	12,20	13,56	12,59	11,48	12,15	12,79	12,99
BaO	0,16	0,02	0,07	-	-	-	0,20	-	-	-	-	-	-	0,18	-
CaO	0,03	0,02	0,08	nd	nd	nd	nd	-	nd	0,02	nd	-	0,04	-	-
Na ₂ O	0,06	0,14	0,07	0,05	0,11	0,13	0,10	0,06	0,02	0,03	0,14	0,08	0,13	-	0,06
K ₂ O	9,82	9,70	9,43	9,79	9,45	9,44	9,41	9,59	9,96	9,54	9,44	9,33	9,54	9,96	9,35
F	nd	nd	nd	0,88	0,68	0,66	0,73	nd	0,78	nd	0,70	nd	nd	0,40	nd
Cl	nd	nd	nd	0,04	0,03	0,01	0,02	nd	0,05	nd	0,07	nd	nd	-	nd
Total	93,95	94,03	92,90	94,23	95,75	96,02	94,47	95,44	95,48	93,80	95,63	94,20	94,26	95,58	94,65

Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)

Si ^{iv}	5,679	5,572	5,635	5,708	5,643	5,678	5,693	5,715	5,627	5,745	5,684	5,659	5,655	5,630	5,679
Al ^{iv}	2,321	2,428	2,365	2,292	2,357	2,322	2,307	2,285	2,373	2,255	2,316	2,341	2,345	2,370	2,321
ÓT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,744	0,667	0,664	0,509	0,528	0,558	0,459	0,559	0,546	0,696	0,792	0,513	0,519	0,511	0,581
Ti ^{vi}	0,041	0,080	0,098	0,214	0,179	0,179	0,198	0,173	0,178	0,066	0,012	0,232	0,162	0,172	0,116
Cr	0,000	0,010	0,001	0,005	0,007	0,005	0,005	0,00	0,006	0,000	0,000	nd	nd	0,018	nd
Fe ⁺²	2,098	2,184	2,203	2,202	2,27	2,212	2,352	2,209	2,194	1,902	2,125	2,330	2,308	2,109	2,173
Mn ⁺²	0,037	0,044	0,036	0,059	0,049	0,069	0,058	0,069	0,066	0,064	0,064	0,057	0,028	0,080	0,039
Mg	2,848	2,839	2,790	2,719	2,772	2,747	2,695	2,743	2,772	3,058	2,828	2,625	2,774	2,887	2,932
ÓO	5,768	5,823	5,792	5,704	5,803	5,772	5,767	5,758	5,761	5,786	5,822	5,757	5,792	5,776	5,842
Ba	0,010	0,010	0,004	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000
Ca	0,005	0,005	0,013	nd	nd	nd	nd	0,000	nd	0,004	nd	0,000	0,007	0,000	0,000
Na	0,018	0,018	0,022	0,015	0,032	0,039	0,029	0,018	0,006	0,009	0,041	0,024	0,040	0,000	0,017
K	1,911	1,911	1,862	1,930	1,829	1,817	1,858	1,843	1,936	1,840	1,815	1,825	1,865	1,924	1,807
ÓA	1,944	1,944	1,901	1,945	1,861	1,857	1,899	1,861	1,942	1,852	1,856	1,849	1,912	1,935	1,824
F	nd	nd	nd	0,428	0,326	0,317	0,356	nd	0,376	nd	0,334	nd	nd	0,192	nd
Cl	nd	nd	nd	0,012	0,008	0,003	0,005	nd	0,012	nd	0,018	nd	nd	0,000	nd
#fm	0,42	0,42	0,44	0,45	0,45	0,45	0,47	0,45	0,44	0,38	0,43	0,47	0,45	0,42	0,43
n _g	az	az	az	c	c-v	c-v	c-v	v	v	az	az	c	c-v	c-v	v

Continua...

Det. nº	439a					524					530				
	N6	B68	B69	N2	N3	Z25	Z26	Z30	Z24	Z28	Y23	Y24	F10	F12	F3
SiO ₂	37,64	36,57	37,41	37,36	37,49	35,91	36,16	36,32	36,01	36,66	36,02	36,79	37,39	36,86	36,83
TiO ₂	1,29	-	0,31	-	0,34	2,35	2,05	2,13	1,55	0,17	2,02	1,78	1,57	1,81	0,95
Al ₂ O ₃	16,32	16,98	16,28	16,91	16,90	16,42	16,67	16,95	16,49	17,04	16,05	15,92	15,42	15,22	15,71
Cr ₂ O ₃	0,06	nd	nd	0,10	0,15	0,06	0,07	-	0,02	-	0,02	0,04	0,10	-	0,05
FeO	16,67	17,52	16,63	15,76	16,18	19,98	20,30	19,97	20,54	19,12	17,11	16,56	17,47	18,38	17,22
MnO	0,43	0,31	0,43	0,34	0,44	0,43	0,32	0,37	0,34	0,21	0,41	0,38	0,47	0,33	0,44
MgO	12,93	13,26	13,35	14,17	13,67	9,87	10,19	10,12	10,21	11,21	11,89	12,18	12,10	11,40	12,40
BaO	0,21	-	-	0,26	0,05	0,24	0,22	0,15	-	-	0,13	0,01	0,24	0,27	0,35
CaO	-	0,07	0,08	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	0,11	0,01	-	-	0,02
Na ₂ O	-	0,06	0,13	0,10	0,02	0,05	0,08	0,03	0,01	0,06	0,09	-	0,09	0,08	0,07
K ₂ O	9,93	9,33	9,51	9,81	9,67	9,80	9,42	9,76	9,58	9,59	9,74	10,36	10,02	10,18	10,01
F	0,24	nd	nd	0,59	-	0,69	0,52	0,56	0,30	0,71	nd	nd	nd	nd	nd
Cl	nd	nd	nd	nd	nd	-	0,01	0,01	0,02	0,04	nd	nd	nd	nd	nd
Total	95,72	94,09	94,13	95,40	94,91	95,80	96,00	96,37	95,07	94,81	93,59	94,03	94,87	94,53	94,05

Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)

Si ^{iv}	5,666	5,590	5,695	5,638	5,648	5,538	5,542	5,540	5,566	5,650	5,568	5,644	5,707	5,684	5,674
Al ^{iv}	2,334	2,410	2,305	2,362	2,352	2,462	2,458	2,460	2,434	2,350	2,432	2,356	2,293	2,316	2,326
ÓT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,562	0,649	0,615	0,646	0,648	0,523	0,553	0,588	0,570	0,745	0,492	0,523	0,481	0,450	0,527
Ti ^{vi}	0,146	0,000	0,036	0,000	0,039	0,273	0,236	0,244	0,180	0,020	0,235	0,205	0,180	0,210	0,110
Cr	0,007	nd	nd	0,012	0,018	0,007	0,008	0,000	0,003	0,000	0,002	0,005	0,012	0,000	0,006
Fe ⁺²	2,099	2,239	2,118	1,989	2,038	2,577	2,601	2,548	2,655	2,464	2,212	2,125	2,230	2,370	2,219
Mn ⁺²	0,055	0,040	0,056	0,043	0,056	0,056	0,042	0,048	0,044	0,027	0,054	0,049	0,061	0,043	0,057
Mg	2,902	3,021	3,029	3,188	3,070	2,270	2,328	2,301	2,352	2,575	2,740	2,786	2,753	2,621	2,848
ÓO	5,770	5,949	5,853	5,878	5,869	5,707	5,768	5,729	5,804	5,831	5,734	5,693	5,717	5,694	5,767
Ba	0,012	0,000	0,000	0,015	0,003	0,015	0,013	0,009	0,000	0,000	0,008	0,001	0,014	0,016	0,021
Ca	0,000	0,012	0,013	0,000	0,000	nd	nd	nd	nd	nd	0,018	0,002	0,000	0,000	0,003
Na	0,000	0,018	0,039	0,029	0,006	0,015	0,022	0,009	0,004	0,018	0,027	0,000	0,027	0,024	0,021
K	1,907	1,820	1,847	1,889	1,858	1,927	1,842	1,899	1,890	1,885	1,921	2,028	1,951	2,003	1,967
ÓA	1,919	1,850	1,899	1,933	1,867	1,957	1,877	1,917	1,894	1,903	1,974	2,030	1,992	2,043	2,013
F	0,114	nd	nd	0,282	0,000	0,337	0,251	0,270	0,146	0,346	nd	nd	nd	nd	nd
Cl	nd	nd	nd	nd	nd	0,000	0,003	0,003	0,005	0,010	nd	nd	nd	nd	nd
#fm	0,42	0,43	0,41	0,38	0,40	0,53	0,53	0,53	0,53	0,49	0,45	0,43	0,45	0,47	0,44
n _g	v	az	az	az	az	c	c	c	c-v	az	c-v	c-v	c-v	c-v	v

Tabela III-11 - Análises químicas e fórmulas estruturais de muscovitas do Granodiorito Estaleiro.

Am. nº	22		46-7			81		108		277	278		279	524	
Det. nº	I51	P30	P35	P36	P40	O12	O13	BB19	BB22	B20	E18	E20	B63	AA15	AA16
SiO ₂	46,80	45,57	46,42	45,79	44,43	48,59	47,09	48,08	45,95	46,92	46,33	49,09	46,24	47,05	45,59
TiO ₂	-	0,42	0,45	0,40	0,55	0,31	0,25	-	0,30	0,15	-	-	0,29	0,65	0,97
Al ₂ O ₃	31,23	30,53	31,18	30,90	30,32	31,28	30,35	30,75	27,92	31,09	30,78	29,85	30,24	30,08	29,87
FeO	4,18	4,90	4,37	4,47	5,79	3,28	4,15	5,18	6,35	3,93	4,27	4,04	5,71	4,64	4,32
MnO	-	0,09	0,01	-	-	0,65	-	0,10	0,05	0,03	0,03	0,19	0,00	0,12	-
MgO	1,29	2,13	1,95	1,69	2,53	1,12	1,20	1,72	2,92	1,80	1,20	1,17	2,15	1,77	1,54
BaO	0,05	0,40	0,50	0,16	0,15	0,14	0,17	0,21	-	0,52	0,11	0,18	-	0,60	0,12
Na ₂ O	0,15	0,16	0,17	0,18	0,11	0,05	0,03	0,11	0,12	0,29	0,12	0,70	0,17	0,15	0,17
K ₂ O	11,41	10,61	10,74	10,73	10,47	11,12	10,95	10,02	11,41	10,78	11,49	10,42	10,45	11,25	11,07
F	nd	0,22	0,08	0,16	0,19	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	95,11	95,04	95,87	94,46	94,54	96,54	94,19	96,17	95,02	95,51	94,33	95,64	95,27	96,31	93,65
<i>Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)</i>															
Si ^{iv}	6,367	6,259	6,288	6,289	6,157	6,475	6,453	6,446	6,348	6,356	6,370	6,596	6,308	6,369	6,323
Al ^{iv}	1,633	1,741	1,712	1,711	1,843	1,525	1,547	1,554	1,652	1,644	1,630	1,404	1,692	1,631	1,677
ΣT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	3,375	3,202	3,265	3,291	3,110	3,387	3,354	3,305	2,895	3,321	3,357	3,324	3,171	3,168	3,205
Ti ^{vi}	0,000	0,043	0,046	0,041	0,057	0,031	0,026	0,000	0,031	0,015	0,000	0,000	0,030	0,066	0,101
Fe ⁺²	0,476	0,563	0,496	0,513	0,671	0,365	0,476	0,581	0,734	0,446	0,491	0,454	0,652	0,525	0,501
Mn ⁺²	0,000	0,010	0,001	0,000	0,000	0,073	0,000	0,011	0,006	0,003	0,003	0,022	0,000	0,014	0,000
Mg	0,262	0,435	0,393	0,346	0,523	0,222	0,245	0,344	0,601	0,364	0,246	0,234	0,438	0,357	0,318
ΣO	4,115	4,254	4,201	4,195	4,361	4,079	4,101	4,242	4,306	4,149	4,104	4,042	4,290	4,138	4,126
Ba	0,003	0,022	0,027	0,009	0,008	0,007	0,009	0,011	0,000	0,028	0,006	0,009	0,000	0,032	0,007
Na	0,040	0,043	0,044	0,047	0,030	0,013	0,008	0,029	0,032	0,077	0,032	0,182	0,045	0,039	0,046
K	1,980	1,859	1,856	1,880	1,850	1,890	1,914	1,714	2,011	1,863	2,015	1,786	1,819	1,943	1,959
ΣA	2,023	1,923	1,927	1,935	1,888	1,911	1,931	1,753	2,043	1,968	2,053	1,978	1,873	2,014	2,011
F	nd	0,096	0,033	0,068	0,084	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
#fm	0,65	0,56	0,56	0,60	0,56	0,62	0,66	0,63	0,55	0,55	0,67	0,66	0,60	0,60	0,61
(Si:Al) ^{iv}	3,90	3,60	3,67	3,68	3,34	4,24	4,17	4,15	3,84	3,87	3,91	4,70	3,73	3,91	3,77

Tabela III-12 - Análises de feldspatos de enclaves máficos do Complexo Granítico Estaleiro.

Am.nº	80A						161A						281A				
Det.nº	Q29	Q30	Q32	Q33	Q34	Q40	Q41	Q48	Q49	Q53	Q39	Q47	Q52	H2	H24	H17	H1
SiO ₂	57,78	60,31	57,45	57,64	60,02	60,04	58,79	60,79	61,97	60,02	63,34	62,36	62,90	59,46	58,97	61,12	58,12
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0,04	-	0,11	0,12	0,01	-	0,04	0,01	0,10	0,05	0,10
Al ₂ O ₃	25,46	24,36	26,19	26,02	24,18	24,18	25,31	24,01	23,81	24,08	18,38	18,57	18,21	25,17	25,13	24,84	25,52
Cr ₂ O ₃	1,25	0,19	0,06	0,61	1,43	0,01	-	0,03	0,09	-	0,03	-	-	nd	nd	nd	nd
FeO	-	0,34	0,04	0,48	-	0,20	-	0,07	0,36	0,22	0,18	-	0,16	-	0,04	0,21	0,13
MnO	0,09	-	0,39	0,63	-	0,51	0,53	0,04	-	0,49	0,04	-	0,07	0,03	-	-	0,22
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	-	-	-	-	0,02	-	-
CaO	7,23	6,19	7,81	7,80	5,54	5,95	7,00	5,91	4,91	5,44	-	-	-	6,94	7,51	6,06	7,84
Na ₂ O	7,45	7,68	7,00	6,94	8,32	8,15	6,87	7,94	7,81	8,37	0,69	0,80	0,59	7,52	7,28	8,01	7,28
K ₂ O	0,10	0,05	0,12	0,15	0,12	0,22	0,18	0,19	0,07	0,24	16,98	16,54	17,02	0,10	0,07	0,08	0,17
BaO	-	-	0,31	-	-	-	0,28	0,24	-	0,21	0,68	0,75	0,43	0,30	0,01	0,24	0,25
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,08	0,10	0,11	0,12
Total	99,36	99,12	99,37	100,3	99,61	99,26	99,00	99,22	99,13	99,25	100,3	99,0	99,4	99,61	99,23	100,7	99,75
Ab	65	69	61	61	73	70	63	70	74	73	6	7	5	66	64	70	62
An	35	31	38	38	27	29	36	29	26	26	-	-	-	34	36	30	37
Or	-	-	1	1	-	1	1	1	-	1	94	93	95	-	-	-	1

Tabela III-13 - Análises química e fórmulas estruturais de biotitas de enclaves máficos do Complexo Granítico Estaleiro.

Am. nº	80A				161A								281A		
Det. nº	030	032	033	035	038	044	045	042	043	036	037	040	H4	H7	H23
SiO ₂	37,38	37,27	37,22	36,93	36,72	36,51	36,71	36,56	36,71	36,0	37,11	35,75	37,75	37,48	37,46
TiO ₂	1,40	1,32	1,43	1,35	2,09	2,16	2,23	2,27	1,88	2,06	1,83	1,57	1,53	1,62	1,66
Al ₂ O ₃	16,53	16,23	16,28	16,58	15,60	15,92	16,94	15,66	16,17	15,84	16,85	17,50	15,03	15,33	14,74
Cr ₂ O ₃	-	0,02	0,03	-	0,05	0,09	-	0,03	0,07	0,03	-	0,17	nd	nd	nd
FeO	16,06	17,15	16,79	16,69	18,39	18,04	18,08	18,65	18,31	18,62	17,14	19,67	15,48	15,24	15,84
MnO	0,48	0,45	0,38	0,35	0,39	0,56	0,41	0,38	0,27	0,35	0,55	0,17	0,17	0,24	0,27
MgO	12,61	12,01	11,97	12,10	10,96	11,29	11,30	11,02	11,38	11,02	1,41	10,25	13,72	13,52	13,92
BaO	0,15	0,07	-	-	-	0,37	-	0,07	-	0,37	0,45	0,30	0,08	0,60	0,34
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,07	0,07	0,03	0,09	0,11	0,07	0,08	0,06	0,04	0,06
K ₂ O	9,67	9,70	9,47	9,40	9,80	9,53	9,64	9,57	9,33	9,78	9,91	9,83	10,21	10,18	9,50
F	0,60	0,69	0,94	0,97	0,45	0,45	0,49	0,45	0,31	0,73	0,31	0,61	nd	nd	nd
Cl	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	-	0,01	0,03	-	0,03	0,03	0,08	nd	nd	nd
Total	94,93	94,99	94,59	94,42	94,52	95,00	95,17	94,73	94,52	95,34	95,46	96,36	94,07	94,35	93,83
<i>Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)</i>															
Si ^{iv}	5,671	5,689	5,698	5,660	5,667	5,609	5,608	5,634	5,630	5,611	5,631	5,475	5,745	5,707	5,723
Al ^{iv}	2,329	2,311	2,302	2,340	2,333	2,391	2,392	2,366	2,370	2,389	2,369	2,525	2,255	2,293	2,277
ΣT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,627	0,609	0,635	0,656	0,504	0,491	0,532	0,478	0,553	0,489	0,644	0,633	0,440	0,458	0,378
Ti ^{vi}	0,160	0,152	0,164	0,156	0,242	0,250	0,257	0,263	0,217	0,239	0,209	0,181	0,175	0,186	0,191
Cr	0,000	0,002	0,003	0,000	0,006	0,011	0,000	0,003	0,008	0,003	0,000	0,021	nd	nd	nd
Fe ⁺²	2,038	2,188	2,150	2,140	2,373	2,318	2,310	2,404	2,348	2,400	2,175	2,518	1,970	1,940	2,024
Mn ⁺²	0,062	0,058	0,049	0,045	0,051	0,072	0,053	0,049	0,035	0,046	0,045	0,072	0,022	0,031	0,035
Mg	2,852	2,732	2,733	2,765	2,522	2,586	2,573	2,531	2,601	2,532	2,582	2,340	3,112	3,069	3,170
ΣO	5,739	5,741	5,734	5,762	7,698	5,728	5,725	5,728	5,762	5,709	5,655	5,765	5,719	5,684	5,798
Ba	0,009	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,023	0,027	0,018	0,005	0,036	0,020
Na	0,014	0,015	0,016	0,010	0,010	0,021	0,020	0,010	0,027	0,033	0,021	0,025	0,018	0,013	0,017
K	1,871	1,888	1,850	1,838	1,930	1,865	1,879	1,881	1,825	1,924	1,919	1,920	1,983	1,977	1,852
ΣA	1,894	1,907	1,866	1,848	1,940	1,911	1,899	1,895	1,852	1,980	1,967	1,963	2,013	2,043	1,896
F	0,286	0,335	0,453	0,471	0,220	0,219	0,235	0,220	0,152	0,355	0,150	0,295	nd	nd	nd
Cl	0,003	0,006	0,008	0,006	0,009	0,000	0,003	0,007	0,000	0,007	0,007	0,020	nd	nd	nd
#fm	0,42	0,44	0,44	0,44	0,48	0,47	0,47	0,49	0,47	0,49	0,46	0,52	0,39	0,39	0,39
η _g	C-V	C-V	C-V	C-V	C	C	C	C	C-V	C	V	V	C-V	C-V	C-V

Tabela III-14 - Análises de feldspatos da Suíte Intrusiva Zimbros (au=auréola, b=borda, cel=célula, c=centro, i=inclusão, i.a.=inclusão alterada, int=interstício;h=hospedeiro, l=lamela, m=matriz, p=pórfiro, p.a.=pórfiro alterado, nd=não determinado).

Granito Zimbros																	
Am.nº	54						79										
	p	c	b	mz	mz	mz	p	p	p	i	n	mz	p	i	p	p	p
Det.nº	L59	L58	L60	L52	L64	M7	L54	L65	M2	M1	M8	M9	J51	J49	J52	J55	J59
SiO ₂	61,97	60,21	62,43	64,98	64,89	64	63,40	64,15	64,29	67,04	64,62	66,01	64,80	66,45	62,97	60,84	64,27
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0,04	-	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	23,67	24,29	22,84	21,07	21,87	18,26	18,55	18,66	18,52	20,11	18,27	21,06	18,91	19,69	23,03	24,22	18,18
Cr ₂ O ₃	-	0,08	-	-	-	0,04	0,11	-	0,03	0,02	-	0,05	-	0,04	-	0,01	-
FeO	0,05	0,07	0,13	0,10	0,05	-	0,05	0,03	-	0,04	0,09	-	0,06	0,10	0,04	0,15	-
MnO	-	0,03	0,07	0,08	0,04	-	0,04	0,20	-	0,02	0,06	0,09	-	0,03	0,07	0,05	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	0,01
CaO	4,40	5,40	3,86	2,15	2,75	-	-	-	-	0,75	-	1,60	0,01	0,41	4,02	5,76	-
Na ₂ O	9,17	8,39	9,38	10,69	10,25	0,40	0,38	0,41	0,48	11,32	0,36	10,60	0,59	11,76	9,51	8,17	0,45
K ₂ O	0,09	0,11	0,06	0,14	0,06	16,69	16,17	16,09	16,29	0,06	16,89	0,01	16,88	0,13	0,11	0,13	17,43
BaO	0,28	-	0,05	0,02	0,25	0,28	0,26	0,26	0,48	0,20	-	-	0,42	0,20	0,13	0,08	0,34
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,02	-	-	0,06	0,01
Total	99,63	98,61	98,82	99,23	100,2	99,68	99,00	99,80	100,1	99,58	100,3	99,42	101,7	98,81	99,88	99,48	100,7
Ab	79	73	81	89	87	3	3	4	4	96	3	92	5	97	81	71	4
An	21	26	19	10	13	0	0	0	0	4	0	8	0	2	19	28	0
Or	0	1	0	1	0	97	97	96	96	0	97	0	95	1	0	1	96

Am.nº	79			105						115b						
	i	au	c	b1	b2	p	p	p	p	p	mz	mz	mz	c	b1	b2
Det. nº	J57	J58	L29	L31	L35	L30	L43	L33	L34	L44	L41	L42	L48	GG59	GG60	GG61
SiO ₂	65,09	67,43	64,13	64,03	64,10	66,82	64,17	64,09	65,58	64,46	67,60	67,38	64,05	61,09	61,84	63,36
TiO ₂	-	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,21	-	0,03
Al ₂ O ₃	23,12	20,76	18,82	18,33	18,25	20,79	18,63	22,16	22,73	18,37	20,25	20,43	18,35	24,39	24,31	23,21
Cr ₂ O ₃	0,09	-	0,06	-	0,01	0,07	-	0,01	0,02	-	-	-	0,03	-	-	0,02
FeO	0,09	-	-	0,12	-	-	0,06	-	-	0,15	-	-	0,07	0,20	-	-
MnO	-	-	0,16	0,05	-	0,01	-	0,03	0,05	-	0,02	0,03	0,04	0,17	0,32	-
MgO	0,01	nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,04	-
CaO	3,76	1,25	-	-	-	1,17	-	2,92	3,24	-	0,89	1,06	-	5,86	5,43	4,13
Na ₂ O	8,64	10,72	0,48	0,52	0,36	10,37	0,42	9,86	9,13	0,40	11,06	11,04	0,42	8,07	8,30	9,36
K ₂ O	0,05	0,09	17,00	17,05	16,92	0,47	16,60	0,08	0,08	16,74	0,13	0,04	16,14	0,12	0,05	0,13
BaO	0,22	0,39	0,38	-	0,06	0,29	0,11	0,10	0,05	0,06	-	-	0,38	nd	nd	nd
SrO	0,05	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	101,12	100,64	101,05	100,10	99,70	99,99	99,99	99,25	100,88	100,18	99,95	99,98	99,48	100,14	100,29	100,24
Ab	80	93	4	4	3	91	4	86	83	4	95	95	4	71	73	80
An	19	6	0	0	0	6	0	14	16	0	4	5	0	28	27	19
Or	0	1	96	96	97	3	96	0	1	96	1	0	96	1	0	1

Continua...

Granito Zimbros																		
Am.nº	115b					218					231B							
Det.nº	p	p	p	p	p	c	b1	b2	b3	p	p	p	p	mz	mz	mz	mz	
	GG62	GG57	EE20	EE27	EE19	EE34	EE33	EE31	EE35	M11	M12	M13	M18	M20	M17	M19	M21	
SiO ₂	64,72	64,31	63,95	64,60	67,24	59,35	61,30	65,02	64,73	66,27	67,08	64,52	64,17	63,94	67,09	67,58	67,15	
TiO ₂	-	-	0,03	-	0,07	-	-	0,02	-	0,04	-	0,02	-	0,05	-	-	-	
Al ₂ O ₃	18,41	18,65	18,66	18,71	19,77	25,75	24,27	22,17	22,15	21,06	20,34	18,18	18,45	18,53	20,82	19,99	20,40	
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0,87	-	-	0,09	0,30	-	0,04	0,06	-	0,03	0,44	0,06	-	
FeO	0,21	0,46	-	0,26	-	0,34	-	-	0,24	0,04	0,12	0,22	-	0,15	0,08	0,06	0,01	
MnO	0,22	0,25	0,02	0,32	0,47	0,82	-	-	0,31	-	0,03	0,04	-	-	0,07	0,08	0,09	
MgO	-	-	-	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
CaO	-	-	-	-	0,11	7,06	5,28	2,70	3,13	1,41	0,97	-	-	-	1,45	0,63	0,80	
Na ₂ O	0,37	0,33	1,00	0,48	11,65	7,35	8,30	10,20	9,96	11,30	10,95	0,52	0,49	0,42	11,03	10,79	11,07	
K ₂ O	17,45	17,32	16,35	17,05	0,15	0,06	0,10	0,02	0,00	0,06	0,05	16,48	16,61	16,46	0,09	0,08	0,08	
BaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,18	0,10	0,48	0,23	-	0,69	-	-	
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Total	101,4	101,3	100,0	101,4	100,3	100,7	99,25	100,2	100,8	100,4	99,68	100,5	99,95	99,58	101,8	99,27	99,60	
Ab	3	3	9	4	99	65	73	87	85	93	95	5	4	4	93	96	96	
An	0	0	0	0	0	35	26	13	15	6	5	0	0	0	7	3	4	
Or	97	97	91	96	1	0	1	0	0	0	0	95	96	96	0	0	0	

Am. nº	231b				269					282							
Det. nº	mz	mz	mz	p	c	b	b	mz	mz	mz	h	l	h	l	mz	p	
	M30	M31	M32	J37	J42	J41	J43	J30	J38	J45	X123	X124	X126	X127	X106	X109	
SiO ₂	64,49	64,69	64,25	62,64	64,68	68,24	68,25	64,29	63,08	66,81	64,16	68,30	64,44	68,24	66,91	63,98	
TiO ₂	-	0,03	-	-	-	-	0,52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Al ₂ O ₃	18,47	18,62	18,37	18,51	22,78	21,38	21,25	18,57	22,47	21,25	18,90	19,73	18,10	20,07	20,92	22,50	
Cr ₂ O ₃	0,07	-	-	0,08	-	0,01	0,05	0,09	0,05	0,06	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
FeO	-	0,07	0,08	0,02	0,07	-	0,09	0,12	-	0,07	-	-	-	-	-	-	
MnO	0,04	-	0,01	-	-	-	0,05	0,01	0,04	-	-	-	-	-	-	-	
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	3,84	1,62	1,47	0,00	3,52	2,02	0,00	0,30	0,00	0,23	1,51	3,75	
Na ₂ O	0,42	0,40	0,28	0,37	9,30	9,65	8,09	0,50	9,80	10,48	0,43	10,46	0,49	11,27	10,53	9,30	
K ₂ O	16,28	16,89	16,82	18,09	0,01	0,11	0,12	16,75	0,07	0,11	16,48	0,70	16,37	0,15	0,14	0,11	
BaO	-	0,05	0,18	0,33	0,10	-	-	-	0,08	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
SrO	nd	nd	nd	-	0,01	0,04	-	0,07	0,04	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Total	99,77	100,75	99,99	100,04	100,79	101,05	99,89	100,40	99,15	100,80	99,97	99,49	99,40	99,96	100,01	99,64	
Ab	4	4	2	3	81	91	90	4	83	90	4	94	4	98	92	81	
An	0	0	0	0	19	8	9	0	16	9	0	1	0	1	7	18	
Or	96	96	98	97	0	1	1	96	0	1	96	4	96	1	1	1	

Continua...

III-14(Cont...2)

Am.nº	Granito Zimbros						Rochas Hipabissais Félicas										
	282						12b				15			39			
	p.a.	p.a.	p.a.	p.a.	p.a.	p.a.	cel	int	cel	int	p	p	p	mz	p	p	mz
Det.nº	X119	X122	X128	X129	X130	X132	GG40	GG41	GG42	GG43	GG45	GG44	GG54	GG50	J4	J66	J7
SiO ₂	60,12	62,32	63,64	64,77	63,09	62,67	59,09	66,04	59,19	65,14	59,21	64,52	59,03	64,80	60,39	64,64	71,45
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0,07	-	0,04	-	-	0,05	-	0,01	-	-	-
Al ₂ O ₃	24,99	23,66	22,73	22,41	23,35	23,12	26,28	20,77	26,02	21,99	25,75	18,85	25,51	21,48	25,70	18,45	20,05
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,02	-	-	-	-	0,06	1,57	0,08	0,12	-	0,03
FeO	-	0,23	-	0,01	-	0,10	0,25	0,04	0,15	-	0,22	-	-	0,34	0,60	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	0,05	-	0,14	0,03	0,09	-	-	0,03	0,08	0,06
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-
CaO	6,75	4,80	3,82	3,02	4,31	3,45	7,67	1,53	7,46	2,50	7,60	-	6,69	2,09	1,72	-	0,20
Na ₂ O	7,66	8,78	9,60	9,74	9,30	9,06	7,38	10,75	7,40	9,81	7,41	1,23	7,94	10,64	6,96	0,53	10,08
K ₂ O	0,06	0,23	0,13	0,08	0,04	0,38	0,13	0,00	0,09	0,00	0,04	16,43	0,10	0,09	3,75	17,08	0,05
BaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	-	0,64	0,06
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,11	0,12	-
Total	99,58	100,0	99,92	100,0	100,1	98,78	100,9	99,18	100,3	99,61	100,3	101,2	100,8	99,53	99,38	101,5	102,0
Ab	67	76	81	85	79	81	63	93	64	88	64	10	68	90	67	4	99
An	33	23	18	15	20	17	36	7	36	12	36	0	32	10	24	0	1
Or	0	1	1	0	0	2	1	0	0	0	0	90	0	0	9	96	0

Am. nº	Rochas Hipabissais Félicas															
	39		94					574c								
	mz	mz	c	b	c	b1	b2	p	sp	p	p	p	i	p	mz	mz
Det. nº	J72	J73	GG18	GG20	GG12	GG13	GG15	L12	L13	L15	L16	L19	L20	L25	L26	L21
SiO ₂	64,66	68,22	56,32	56,36	63,95	63,90	63,23	64,15	64,89	66,96	67,78	68,34	67,22	64,24	67,52	63,54
TiO ₂	-	-	0,16	-	0,03	-	-	0,03	-	-	-	0,02	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	18,39	20,19	26,75	27,05	18,80	18,43	18,48	18,42	18,60	20,26	20,38	19,96	19,66	18,13	20,04	18,36
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	-	-	-	-	0,84	0,19	-	0,07	0,03	-	-	0,01	0,02	0,07
FeO	-	0,26	-	0,32	-	0,24	-	-	0,07	0,07	0,02	0,05	0,02	0,01	0,01	0,05
MnO	-	0,01	-	0,01	0,67	-	-	0,01	-	-	0,03	-	0,05	-	0,04	0,05
MgO	-	0,03	-	0,02	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-
CaO	-	0,89	8,59	8,35	-	0,08	-	-	-	0,60	0,85	0,36	0,28	-	0,45	-
Na ₂ O	0,43	11,09	6,38	6,34	0,81	0,60	0,53	0,30	0,53	11,32	10,35	10,53	11,70	0,43	11,48	0,26
K ₂ O	17,46	0,04	0,17	0,55	16,38	16,75	16,80	17,46	17,26	0,03	0,05	0,08	0,05	16,87	0,06	16,70
BaO	0,28	-	nd	nd	nd	nd	nd	0,29	-	-	0,31	-	-	0,06	-	0,01
SrO	0,01	0,10	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	101,26	100,85	98,37	99,00	100,64	100,02	99,88	100,85	101,35	99,31	99,80	99,34	98,98	99,75	99,65	99,04
Ab	4	96	57	56	7	5	5	3	4	97	95	98	99	4	98	2
An	0	4	42	41	0	0	0	0	0	3	4	2	1	0	2	0
Or	96	0	1	3	93	95	95	97	96	0	0	0	0	96	0	98

Continua...

III-14(Cont...3)

Am. nº	Enclaves Máficos GZ								Diques Sinplutônicos GZ							
	70c				314a				231a							
	L1	L4	L6	L11	FF17	FF20	FF21	FF18	FF23	EE5	EE7	EE10	EE17	EE4	EE12	
SiO ₂	56,17	54,00	53,65	55,69	59,70	59,81	60,40	64,95	64,79	63,81	63,99	63,49	63,47	67,52	64,41	
TiO ₂	0,04	0,06	-	0,02	-	0,02	0,07	-	0,11	-	-	0,01	0,03	-	-	
Al ₂ O ₃	27,37	29,09	29,85	28,12	25,78	24,84	25,54	18,79	18,58	18,72	18,37	18,54	18,79	20,17	18,38	
Cr ₂ O ₃	0,02	-	0,07	0,02	-	-	-	0,04	0,14	0,75	0,40	-	-	0,32	0,05	
FeO	0,40	0,03	0,37	0,65	-	0,32	0,23	0,30	-	0,07	-	0,02	0,97	-	-	
MnO	-	0,04	0,01	-	0,18	0,08	-	-	-	0,14	-	0,17	-	0,09	-	
MgO	0,03	-	-	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
CaO	9,53	11,48	11,60	9,96	6,59	6,12	6,26	-	-	-	-	0,01	0,01	0,67	-	
Na ₂ O	6,27	5,19	5,28	6,05	7,92	8,18	7,92	0,60	0,40	0,66	0,49	0,58	0,79	10,91	0,38	
K ₂ O	0,21	0,10	0,07	0,38	0,05	0,12	0,11	16,33	16,72	16,18	16,95	15,95	16,07	0,10	17,14	
Total	100,04	100,00	101,01	101,15	100,22	99,72	100,81	101,25	100,83	100,33	100,20	98,77	100,13	99,78	100,36	
Ab	54	45	45	51	68	70	69	5	4	6	4	5	7	96	3	
An	45	55	55	47	32	29	30	95	0	0	0	0	0	3	0	
Or	1	0	0	2	0	1	1	0	96	94	96	95	93	1	97	

Am. nº	Enclaves Máficos da FHF														
	40					226A									
	p		p.a.		mz			c		b		plagioclásio celular			
Det. nº	EE14	J13	J19	J14	J15	J26	J27	J22	J25	G G23	GG24	G G26	GG27	G G29	GG34
SiO ₂	66,44	64,75	64,95	64,90	67,06	67,72	63,69	63,71	64,58	59,18	60,11	57,71	57,62	57,94	52,99
TiO ₂	-	-	-	0,06	-	0,22	-	-	-	0,08	0,04	0,13	-	-	0,10
Al ₂ O ₃	20,14	18,67	21,68	18,58	21,14	20,86	18,21	18,71	18,34	24,80	23,80	25,65	25,78	26,01	28,91
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,05	0,04	-	-	-	0,02	0,32	0,88	1,08	0,35	-	-
FeO	-	0,08	0,07	0,07	0,04	0,10	0,03	-	-	0,21	0,40	0,97	0,18	0,59	0,36
MnO	0,08	0,03	-	-	-	0,07	-	0,03	-	-	-	-	0,10	0,75	0,05
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,16
CaO	1,17	-	2,77	-	1,63	1,16	-	0,03	-	7,03	5,60	7,88	7,53	7,99	11,23
Na ₂ O	11,15	0,99	10,04	0,38	9,45	10,64	0,27	0,78	0,42	7,53	8,52	6,83	7,40	6,61	5,00
K ₂ O	0,06	16,41	0,09	17,56	-	0,04	17,69	16,82	17,46	0,19	0,07	0,56	0,14	0,14	0,19
BaO	nd	0,37	-	0,01	-	0,14	0,11	0,71	0,41	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SrO	nd	0,07	0,10	0,04	0,13	0,00	0,04	0,18	0,08	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	99,04	101,37	99,70	101,65	99,49	100,95	100,04	100,97	101,31	99,34	99,42	100,81	99,10	100,03	98,99
Ab	94	8	86	3	91	94	2	7	7	65	73	59	63	59	44
An	5	0	13	0	9	6	0	0	0	34	27	38	36	40	55
Or	1	92	1	97	0	0	98	93	93	1	0	3	1	1	1

Continua...

III-14(Cont...4)

Granito Morro dos Macacos																		
Am.n	05									152								
Det.n	c	b	c	b1	b2	b3	p	i.a.	au	c.a.	m	m	mz	mz	mz	n.a.	b1	b2
	K41	K43	K49	K48	K50	K51	K58	K52	K53	K59	K62	K61	K69	K70	K71	K75	K74	K73
SiO ₂	62,23	65,70	63,54	63,13	63,64	65,36	65,51	61,56	67,36	65,45	69,40	65,39	68,22	65,14	65,51	64,72	65,85	63,63
TiO ₂	0,05	-	0,02	-	0,02	0,01	-	0,01	0,03	0,05	-	-	0,02	-	0,04	-	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	23,76	21,04	23,19	23,61	23,45	22,71	18,40	24,54	20,64	22,63	20,25	18,59	20,62	18,73	18,83	23,08	22,28	23,12
FeO	0,14	0,09	0,01	0,13	0,10	0,13	-	0,05	-	0,09	-	-	0,07	0,05	0,07	0,04	0,05	0,07
MnO	-	0,01	0,05	-	0,10	0,02	0,05	0,01	0,03	0,03	-	-	-	-	-	-	-	0,03
MgO	-	0,01	-	-	0,01	-	0,01	-	0,02	-	-	0,02	0,01	0,02	-	0,01	0,01	-
CaO	5,86	2,49	4,51	4,86	4,36	3,53	-	6,19	1,76	3,25	0,24	0,04	1,07	-	-	3,62	3,00	4,54
Na ₂ O	8,38	10,30	9,09	8,68	9,10	9,57	0,45	8,00	10,81	9,90	11,55	0,48	11,20	0,96	0,54	9,61	10,30	8,99
K ₂ O	0,11	0,06	0,14	0,14	0,15	0,05	15,90	0,13	0,03	0,07	0,02	15,99	0,09	15,57	16,20	0,10	0,06	0,02
Total	100,5	99,68	100,5	100,5	100,9	101,4	100,3	100,5	100,7	101,5	101,5	100,5	101,3	100,5	101,2	101,2	101,6	100,4
Ab	72	88	78	76	78	80	4	70	92	84	99	4	95	9	5	82	86	78
An	28	12	21	23	21	17	0	30	8	15	1	0	5	0	0	17	14	22
Or	1	0	1	1	1	0	96	1	0	0	0	95	0	91	95	1	0	0

Dioritos																		
Am.n	152									153								
Det.n	p	p	c	b1	b2	b3	c	b	c	b1	b2	c1	c2	b1	b2	b3	b4	b5
	K68	K80	K83	K82	K84	K81	K87	K86	K92	K91	K90	K104	K102	K101	K105	K106	K107	K108
SiO ₂	63,80	61,07	55,82	61,73	64,07	55,60	53,84	59,03	56,27	55,74	60,45	58,88	60,99	60,78	62,55	61,30	60,46	61,51
TiO ₂	0,03	-	-	-	0,07	-	0,17	0,03	0,04	0,08	0,05	0,05	-	0,04	-	0,06	-	-
Al ₂ O ₃	23,22	25,23	27,44	24,83	23,79	28,09	28,93	26,12	27,49	28,45	25,25	26,08	24,95	24,52	23,36	24,04	25,06	24,49
FeO	0,14	0,13	0,25	0,05	-	0,19	0,03	0,25	0,04	0,27	0,13	0,14	0,11	-	0,02	0,13	0,17	0,11
MnO	-	-	0,08	0,05	-	0,04	-	0,03	0,09	-	-	0,03	-	0,09	0,07	0,01	0,09	0,04
MgO	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	0,03
CaO	4,03	6,35	10,18	5,87	4,22	10,28	11,71	8,15	9,78	10,27	6,59	7,56	6,33	6,14	5,19	5,78	6,87	5,82
Na ₂ O	9,46	7,86	5,82	8,48	9,08	5,53	4,67	6,97	5,75	5,68	7,81	6,70	7,74	8,00	8,63	7,97	7,42	8,03
K ₂ O	0,05	0,12	0,14	0,12	0,06	0,12	0,10	0,13	0,12	0,08	0,11	0,14	0,02	0,13	0,14	0,07	0,14	0,11
Total	100,7	100,8	99,73	101,1	101,3	99,84	99,44	100,7	99,57	100,6	100,4	99,58	100,1	99,69	99,95	99,36	100,2	100,1
Ab	0	69	50	72	79	49	42	60	51	50	68	61	69	70	74	71	66	71
An	81	31	49	27	20	50	58	39	48	50	32	38	31	30	25	28	34	29
Or	19	1	1	1	0	1	1	1	1	0	1	1	0	1	1	0	1	1

Continua...

Tabela III-15 - Composição química e fórmula estrutural dos anfibólio da Suíte Intrusiva Zimbros.

Am. nº	GMM (diorito)				FHF (riolitos)								
	153				15								39
Det. nº	K93	K97	K98	K99	GG46	GG47	GG48	GG53	Z38	Z39	Z42	J61	J10
SiO ₂	44,32	43,19	43,36	43,62	37,92	38,35	37,67	39,61	37,59	37,24	38,20	42,25	39,49
TiO ₂	1,38	1,21	1,52	1,41	0,51	0,36	0,41	0,16	0,21	0,33	0,15	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	7,17	8,11	8,21	7,47	12,73	12,47	11,66	10,56	13,37	12,85	13,20	8,84	13,08
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,48	0,00	0,00	0,79	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06
FeO	22,99	24,03	23,92	24,03	29,12	28,77	28,62	29,67	29,24	30,20	27,07	27,96	27,45
MnO	0,46	0,43	0,45	0,51	0,04	0,66	0,85	0,31	0,49	0,29	0,50	0,55	0,37
MgO	7,14	6,47	6,56	6,88	1,55	1,77	2,12	2,05	1,96	1,46	2,88	3,69	3,08
CaO	11,51	11,50	11,41	11,35	10,93	10,88	11,03	10,94	11,32	11,23	11,10	10,96	11,51
Na ₂ O	0,88	1,03	1,09	1,30	1,35	1,31	1,49	1,67	1,09	1,30	1,26	1,40	1,34
K ₂ O	1,02	1,04	1,12	1,03	2,00	1,83	1,84	1,50	1,83	1,76	1,81	1,41	2,08
Total	96,87	97,00	97,64	97,60	96,63	96,40	95,69	97,26	97,12	96,65	96,16	97,07	98,46
<i>Fórmula Estrutural para 23 Oxigênios e 13 Cátions (-CNK)</i>													
Si ^{iv}	6,853	6,703	6,683	6,729	6,132	6,186	6,156	6,362	6,010	6,027	6,113	6,695	6,198
Al ^{iv}	1,147	1,297	1,317	1,271	1,868	1,814	1,844	1,638	1,990	1,973	1,887	1,305	1,802
Σ ^T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,161	0,188	0,175	0,088	0,560	0,559	0,404	0,362	0,531	0,480	0,604	0,348	0,620
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,061	0,000	0,000	0,100	0,000	0,000	0,000	0,001	0,007
Fe ⁺³	0,386	0,486	0,475	0,512	0,500	0,619	0,620	0,544	0,818	0,746	0,679	0,518	0,479
Ti	0,160	0,141	0,176	0,164	0,062	0,044	0,050	0,019	25,000	0,040	0,018	0,000	0,000
Mg	1,645	1,497	1,507	1,582	0,374	0,426	0,516	0,491	0,467	0,352	0,687	0,871	0,720
Fe ⁺²	2,587	2,632	2,608	2,588	3,438	3,262	3,291	3,441	3,092	3,342	2,943	3,187	3,124
Mn	0,060	0,057	0,059	0,067	0,005	0,090	0,118	0,042	0,066	0,040	0,068	0,074	0,049
Σ ^M	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,907	1,912	1,884	1,876	1,894	1,881	1,931	1,883	1,939	1,947	1,903	1,861	1,936
Na	0,093	0,088	0,116	0,124	0,106	0,119	0,069	0,117	0,061	0,053	0,097	0,139	0,064
Σ ^B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,171	0,222	0,210	0,265	0,317	0,290	0,404	0,403	0,277	0,355	0,294	0,291	0,344
K	0,201	0,206	0,220	0,203	0,413	0,377	0,384	0,307	0,373	0,363	0,370	0,285	0,417
Σ ^A	0,372	0,428	0,430	0,468	0,730	0,667	0,787	0,710	0,650	0,718	0,664	0,576	0,760
fm	0,61	0,64	0,63	0,62	0,90	0,88	0,86	0,88	0,87	0,90	0,81	0,79	0,81
Al _i	1,31	1,49	1,49	1,36	2,43	2,37	2,25	2,00	2,52	2,45	2,49	1,65	2,42
Ps	3,22	4,06	4,09	3,46	8,55	8,29	7,69	6,51	8,99	8,67	8,85	4,86	8,52

Tabela III-16 - Análises químicas e fórmulas estruturais de biotitas das Rochas da Suíte Intrusiva Zimbros.

		Granito Zimbros															
Am.n	28				54				79				105				
Det.n	X112	X113	X117	X121	L49	L50	M5	M10	J46	J48	J53	J54	L36	L38	L39	L40	L45
SiO ₂	34,36	34,33	34,45	34,01	34,99	35,10	35,55	35,37	34,66	34,47	34,12	34,82	34,50	35,53	34,05	35,65	34,38
TiO ₂	1,53	1,55	2,22	0,67	2,00	1,87	1,89	0,34	0,78	1,97	0,82	0,37	1,10	1,61	1,06	1,23	1,59
Al ₂ O ₃	17,25	17,22	16,90	17,71	17,12	16,84	17,32	17,88	16,79	16,37	17,10	18,34	18,05	16,99	18,14	18,21	17,29
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	0,05	-	0,01	-	-	0,12	-	-	0,01	0,04	-	0,09	0,16
FeO	29,38	29,23	29,03	29,46	25,67	25,36	24,30	23,73	27,81	26,10	27,64	26,76	28,03	26,61	28,30	27,86	27,75
MnO	0,35	0,53	0,64	0,57	0,39	0,48	0,41	0,59	0,43	0,42	0,53	0,36	0,27	0,45	0,43	0,30	0,53
MgO	3,57	3,92	3,96	3,91	5,36	5,92	5,77	6,58	4,55	4,78	4,73	4,78	3,90	3,99	3,99	4,02	3,91
BaO	nd	nd	nd	nd	0,09	0,26	0,16	-	-	0,01	-	-	-	0,25	0,23	0,19	0,10
CaO	-	0,06	0,07	0,08	-	0,05	-	-	-	-	-	-	0,13	-	-	-	-
Na ₂ O	-	0,05	0,03	0,11	-	-	0,05	-	0,06	-	-	0,10	0,02	0,05	0,03	0,06	0,10
K ₂ O	9,30	9,81	9,59	9,36	9,77	9,07	9,89	9,49	10,64	10,06	10,35	10,32	9,68	9,57	9,01	9,66	9,38
F	nd	nd	nd	nd	0,63	0,39	0,40	0,68	nd	nd	nd	nd	-	0,26	-	0,29	0,17
Total	95,74	96,70	96,89	95,88	96,07	95,34	95,75	94,66	95,72	94,30	95,29	95,85	95,69	95,35	95,24	97,56	95,36
<i>Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)</i>																	
Si ^{iv}	5,492	5,452	5,450	5,444	5,523	5,549	5,576	5,595	5,549	5,547	5,482	5,507	5,484	5,648	5,444	5,551	5,500
Al ^{iv}	2,508	2,548	5,550	2,556	2,477	2,451	2,424	2,405	2,451	2,453	2,518	2,493	2,516	2,352	2,556	2,449	2,500
Σ ^T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,742	0,674	0,601	0,785	0,708	0,686	0,778	0,929	0,716	0,652	0,721	0,925	0,866	0,831	0,862	0,893	0,760
Ti ^{vi}	0,184	0,185	0,264	0,081	0,237	0,222	0,223	0,040	0,094	0,238	0,099	0,044	0,131	0,192	0,127	0,144	0,191
Cr	nd	nd	nd	nd	0,006	0,000	0,001	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,001	0,005	0,000	0,011	0,020
Fe ⁺²	3,927	3,882	3,841	3,943	3,389	3,353	3,187	3,139	3,723	3,512	3,714	3,539	3,726	3,537	3,784	3,628	3,713
Mn ⁺²	0,047	0,071	0,086	0,077	0,052	0,064	0,054	0,079	0,058	0,057	0,072	0,048	0,036	0,061	0,58	0,040	0,072
Mg	0,851	0,928	0,934	0,933	1,261	1,395	1,349	1,552	1,086	1,147	1,133	1,127	0,924	0,946	0,951	0,933	0,933
Σ ^O	5,751	5,740	5,726	5,819	5,654	5,721	5,593	5,740	5,678	5,622	5,739	5,684	5,686	5,572	5,582	5,648	5,689
Ba	nd	nd	nd	nd	0,006	0,016	0,010	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,016	0,014	0,012	0,006
Ca	0,000	0,010	0,012	0,014	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,015	0,09	0,034	0,000	0,000	0,015	0,000	0,019	0,000	0,000	0,031	0,006	0,015	0,009	0,018	0,031
K	1,896	1,987	1,936	1,911	1,967	1,829	1,979	1,915	2,173	2,065	2,122	2,082	1,963	1,941	1,838	1,919	1,914
Σ ^A	1,896	2,013	1,957	1,959	1,973	1,854	2,004	1,915	2,192	2,066	2,122	2,113	1,991	1,972	1,861	1,949	1,952
F	nd	nd	nd	nd	0,315	0,195	0,198	0,340	nd	nd	nd	nd	0,000	0,131	0,000	0,143	0,086
#fm	0,82	0,81	0,80	0,81	0,73	0,71	0,70	0,67	0,77	0,75	0,77	0,76	0,80	0,79	0,80	0,80	0,80
ng	c	c	c	c-v	c	c	c	v	c-v	c	c-v	v	c-v	c	c-v	c-v	c

Continua...

III-16(Cont...1)

Am.	Granito Zimbros												Diques Simpl		Enclaves Máficos		
	115b				218				231B		269		231a		70c		
Det.	GG58	Z3	Z4	Z5	EE26	EE28	EE29	EE30	M23	M24	J29	J31	EE9	EE13	L9	L7	L10
SiO ₂	35,31	34,32	33,69	34,10	35,63	34,83	35,91	34,70	35,60	34,88	35,07	35,47	35,36	34,69	36,22	37,01	36,27
TiO ₂	1,86	1,77	1,87	1,82	2,39	1,40	2,36	2,36	0,95	0,87	1,67	3,57	1,78	1,83	1,68	1,86	0,69
Al ₂ O ₃	17,34	17,45	17,23	17,68	16,80	17,68	17,34	16,74	17,55	18,05	17,18	16,61	18,11	17,84	16,75	16,98	18,06
Cr ₂ O ₃	-	0,00	0,03	-	0,36	0,28	0,87	-	0,02	0,11	0,06	-	-	0,57	-	-	-
FeO	27,18	29,06	29,84	29,57	22,23	24,85	24,00	24,53	25,44	25,59	25,11	25,46	25,02	24,47	23,77	22,69	23,26
MnO	0,21	0,43	0,44	0,41	0,50	-	-	1,25	0,37	0,20	0,56	0,21	0,05	-	0,29	0,21	0,29
MgO	2,91	2,94	2,84	2,85	5,14	4,88	4,90	4,92	5,56	5,45	4,58	4,88	5,24	4,86	7,94	7,71	7,98
BaO	-	0,07	-	-	nd	nd	nd	nd	-	0,34	-	-	nd	nd	0,07	-	0,28
CaO	-	nd	nd	nd	-	0,05	-	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,01	0,11	0,13	0,01	0,07	0,05	0,02	-	0,08	0,05	-	0,07	-	-	0,12	-	-
K ₂ O	9,90	9,24	9,12	9,44	10,14	9,57	10,37	10,05	9,07	9,52	10,53	10,32	10,23	9,91	10,57	10,39	10,33
F	nd	0,65	0,52	0,48	nd	nd	nd	nd	0,25	0,09	nd	nd	nd	nd	1,05	1,08	0,54
Total	94,72	96,04	95,70	96,36	93,26	93,59	95,77	94,55	94,91	95,15	94,17	96,59	95,79	91,17	98,46	97,93	97,70
<i>Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)</i>																	
Si ^{iv}	5,644	5,02	5,442	5,455	5,672	5,568	5,600	5,537	5,617	5,518	5,586	5,532	5,528	5,515	5,556	5,650	1,554 9
Al ^{iv}	2,356	2,498	2,558	2,545	2,328	2,432	2,400	2,463	2,383	2,482	2,414	2,468	2,472	2,485	2,444	2,350	2,451
ΣT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,910	0,800	0,723	0,787	0,824	0,899	0,788	0,686	0,880	0,884	0,812	0,585	0,865	0,858	0,584	0,705	0,805
Ti ^{vi}	0,224	0,213	0,227	0,219	0,286	0,168	0,277	0,283	0,113	0,104	0,200	0,419	0,209	0,219	0,194	0,214	0,079
Cr	0,000	0,000	0,003	0,000	0,045	0,035	0,107	0,000	0,002	0,014	0,008	0,000	0,000	0,072	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	3,633	3,896	4,031	3,955	2,960	3,322	3,130	3,274	3,357	3,386	3,345	3,321	3,271	3,253	3,049	2,897	2,976
Mn ⁺²	0,28	0,058	0,061	0,055	0,067	0,000	0,000	0,169	0,049	0,027	0,076	0,028	0,007	0,000	0,038	0,027	0,038
Mg	0,693	0,702	0,684	0,679	1,220	1,163	1,139	1,170	1,308	1,285	1,088	1,135	1,221	1,152	1,816	1,755	1,820
ΣO	5,489	5,670	5,729	5,695	5,403	5,588	5,441	5,582	5,709	5,699	5,527	5,486	5,574	5,554	5,680	5,597	5,718
Ba	nd	0,005	0,000	0,000	nd	nd	nd	nd	0,000	0,021	0,000	0,000	nd	nd	0,004	0,000	0,017
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,003	0,033	0,040	0,004	0,022	0,015	0,006	0,000	0,024	0,015	0,000	0,021	0,000	0,000	0,036	0,000	0,000
K	2,019	1,889	1,880	1,927	2,059	1,952	2,063	2,046	1,826	1,921	2,140	2,053	2,040	2,010	2,068	2,023	2,016
ΣA	2,022	1,927	1,920	1,931	2,081	1,976	2,069	2,046	1,853	1,958	2,140	2,074	2,040	2,010	2,108	2,023	2,033
F	nd	0,330	0,267	0,243	nd	nd	nd	nd	0,125	0,045	nd	nd	nd	nd	0,509	0,521	0,261
#fm	0,84	0,85	0,85	0,85	0,71	0,74	0,73	0,74	0,72	0,72	0,75	0,75	0,73	0,74	0,63	0,62	0,62
ng	c	c	c	c	c	c-v	c	c	c-v	c-v	c-v	c	c	c	c	c	c

Continua...

III-16(Cont...2)

Am.	Enclaves Máficos				Granito Morro dos Macacos								Dioritos			
	314a				05				152				153			
Det.	FF12	FF14	FF16	FF19	K39	K46	K56	K57	K63	K66	K67	K76	K77	K88	K95	K100
SiO ₂	36,41	36,74	36,22	36,18	35,61	35,19	35,44	35,94	35,20	35,48	35,47	35,76	35,49	35,69	35,92	36,18
TiO ₂	1,26	1,18	1,83	2,09	3,39	3,87	3,24	2,37	1,41	2,99	3,12	3,03	3,19	1,61	2,01	1,99
Al ₂ O ₃	16,81	17,03	16,36	16,57	14,78	14,60	15,04	15,74	15,85	15,00	13,96	15,10	15,47	15,24	14,78	14,95
Cr ₂ O ₃	0,05	0,23	-	0,18	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
FeO	22,79	24,02	22,78	23,29	27,45	28,12	28,07	27,89	27,97	28,55	29,41	28,29	28,31	25,24	25,70	24,82
MnO	0,26	0,24	0,21	0,65	0,50	0,41	0,33	0,41	0,46	0,47	0,43	0,44	0,47	0,25	0,32	0,35
MgO	6,72	6,95	5,95	6,16	4,39	4,26	4,26	4,72	4,47	4,15	4,77	4,16	3,96	7,57	7,51	7,82
BaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	0,01	-	-	-	0,14	0,08	-	-	0,13	0,02	0,04	0,10	0,01	0,09	-	-
Na ₂ O	0,10	0,04	0,02	0,11	0,05	0,04	0,04	0,02	0,15	0,08	0,04	0,09	0,10	0,07	0,07	0,06
K ₂ O	9,78	9,83	10,06	10,18	8,98	9,38	9,54	9,53	8,98	9,34	9,47	9,09	9,48	9,28	9,65	9,65
F	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	94,19	96,26	93,43	95,41	95,29	95,94	95,95	96,63	94,62	96,08	96,70	96,07	96,47	95,04	95,96	95,82

Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)

Si ^{iv}	5,716	5,668	5,747	5,652	5,664	5,596	5,627	5,645	5,652	5,637	5,634	5,659	5,607	5,632	5,638	5,657
Al ^{iv}	2,284	2,332	2,253	2,348	2,336	2,404	2,373	2,355	2,348	2,363	2,366	2,341	2,393	2,368	2,362	2,343
ΣT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^m	0,826	0,765	0,807	0,703	0,435	0,334	0,441	0,558	0,653	0,444	0,248	0,476	0,487	0,466	0,372	0,412
Ti ^m	0,149	0,137	0,218	0,246	0,406	0,463	0,387	0,279	0,171	0,357	0,372	0,361	0,379	0,191	0,237	0,234
Cr	0,006	0,028	0,000	0,022	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe ⁺²	2,992	3,099	3,023	3,043	3,652	3,740	3,727	3,664	3,756	3,793	3,907	3,744	3,740	3,330	3,373	3,245
Mn ⁺²	0,035	0,031	0,028	0,086	0,067	0,055	0,044	0,055	0,062	0,064	0,058	0,060	0,062	0,033	0,043	0,047
Mg	1,573	1,598	1,407	1,435	1,041	1,009	1,007	1,105	1,069	0,983	1,130	0,980	0,932	1,781	1,757	1,822
ΣO	5,581	5,659	5,483	5,534	5,602	5,601	5,606	5,661	5,711	5,642	5,715	5,622	5,601	5,800	5,783	5,760
Ba	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,023	0,014	0,000	0,000	0,023	0,003	0,006	0,018	0,002	0,015	0,000	0,000
Na	0,030	0,012	0,006	0,033	0,015	0,011	0,013	0,007	0,046	0,023	0,013	0,029	0,030	0,022	0,020	0,018
K	1,959	1,935	2,036	2,029	1,824	1,904	1,932	1,910	1,841	1,892	1,918	1,834	1,912	1,868	1,931	1,925
ΣA	1,991	1,947	2,043	2,062	1,862	1,929	1,945	1,916	1,910	1,919	1,938	1,881	1,944	1,904	1,951	1,943
F	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
#fm	0,66	0,66	0,68	0,68	0,78	0,79	0,79	0,77	0,78	0,79	0,78	0,79	0,80	0,65	0,66	0,64
ng	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c

Continua...

Am.	Riolitos e Dacitos da Fácies Hipabissal Félsica												Enclaves Máficos						
	12B			15			39			94			40		226a				
Det.	Z43	Z44	Z45	Gg49	Z40	J63	J64	J70	J11	J12	GG21	GG22	J17	J20	Z47	GG31	GG33	GG36	
SiO ₂	34,90	25,38	35,05	35,04	34,23	34,66	34,43	34,31	35,18	35,74	33,80	34,34	34,45	33,61	37,12	36,40	37,52	37,36	
TiO ₂	2,24	2,39	2,89	2,04	2,13	1,49	1,00	1,37	0,58	0,88	0,95	1,73	0,70	0,92	2,17	2,19	1,98	1,21	
Al ₂ O ₃	16,33	16,77	16,44	15,37	15,91	15,42	16,45	16,13	16,42	15,66	17,42	16,85	16,91	18,18	15,90	15,82	16,64	17,29	
Cr ₂ O ₃	nd	0,04	0,02	0,83	-	0,04	-	0,11	0,13	-	0,06	-	0,08	0,10	0,08	-	0,05	-	
FeO	25,46	24,72	26,17	27,87	28,52	27,49	27,47	27,53	28,81	27,48	26,65	26,30	28,82	28,89	17,94	16,74	15,22	15,71	
MnO	0,23	0,27	0,33	1,04	0,31	0,53	0,27	0,27	0,40	0,28	0,59	0,37	0,45	0,21	0,24	0,45	0,40	0,26	
MgO	6,06	6,02	5,84	4,81	4,60	5,64	5,53	4,80	5,57	5,44	3,97	3,88	3,60	3,57	12,33	12,56	12,90	12,38	
BaO	0,24	-	0,11	-	0,01	-	-	-	0,04	-	nd	nd	-	0,12	0,27	nd	nd	nd	
CaO	nd	nd	nd	0,05	nd	0,02	-	-	-	-	0,06	-	0,06	0,09	nd	-	-	0,03	
Na ₂ O	0,07	0,03	0,07	nd	0,03	-	-	-	0,04	0,07	-	0,05	0,07	0,08	0,04	0,09	0,06	0,10	
K ₂ O	9,57	9,72	9,66	9,70	8,90	10,02	9,96	10,49	10,12	10,54	9,50	9,92	10,13	10,02	9,53	10,38	10,24	10,55	
F	0,90	0,96	0,85	nd	0,58	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Total	95,98	96,30	97,43	96,75	95,23	95,31	95,11	95,01	97,29	96,09	93,00	93,44	95,27	95,79	95,62	94,63	95,01	94,89	
<i>Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)</i>																			
Si ^{iv}	5,531	5,553	5,481	5,550	5,518	5,561	5,519	5,533	5,542	5,673	5,519	5,574	5,557	5,392	5,612	5,566	5,639	5,638	
Al ^{iv}	2,469	2,447	5,519	5,450	2,482	2,439	2,481	2,467	2,458	2,327	2,481	2,426	2,443	2,608	2,388	2,434	2,361	2,362	
ΣT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
Al ^{vi}	0,581	0,656	0,511	0,419	0,541	0,476	0,627	0,598	0,590	0,602	0,872	0,797	0,772	0,829	0,444	0,417	0,586	0,713	
Ti ^{vi}	0,267	0,282	0,340	0,243	0,258	0,180	0,121	0,166	0,069	0,105	0,117	0,211	0,085	0,111	0,247	0,252	0,224	0,137	
Cr	0,000	0,005	0,002	0,104	0,000	0,005	0,000	0,014	0,016	0,000	0,008	0,000	0,010	0,013	0,009	0,000	0,006	0,000	
Fe ⁺²	3,374	3,245	3,422	3,691	3,846	3,688	3,683	3,713	3,795	3,648	3,639	3,570	3,888	3,876	2,268	2,141	1,913	1,983	
Mn ⁺²	0,031	0,036	0,044	0,140	0,042	0,072	0,037	0,037	0,053	0,038	0,082	0,051	0,061	0,029	0,031	0,058	0,051	0,033	
Mg	1,431	1,408	1,363	1,136	1,105	1,349	1,321	1,154	1,308	1,287	0,966	0,939	0,866	0,854	2,780	2,863	2,890	2,785	
ΣO	5,684	5,633	5,682	5,732	5,791	5,770	5,788	5,682	5,832	5,680	5,684	5,568	5,582	5,711	5,779	5,731	5,670	5,652	
Ba	0,015	0,000	0,007	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	nd	nd	0,000	0,008	0,016	nd	nd	nd	
Ca	nd	nd	nd	0,008	nd	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,010	0,015	nd	0,000	0,000	0,005	
Na	0,022	0,009	0,020	nd	0,011	0,000	0,000	0,000	0,012	0,022	0,000	0,016	0,022	0,025	0,012	0,027	0,017	0,029	
K	1,935	1,947	1,928	1,960	1,831	2,051	2,037	2,158	2,034	2,134	1,979	2,054	2,085	2,051	1,838	2,025	1,963	2,031	
ΣA	1,971	1,956	1,955	1,968	1,842	2,054	2,037	2,158	2,048	2,156	1,990	2,070	2,117	2,099	1,866	2,052	1,981	2,065	
F	0,450	0,476	0,423	nd	0,298	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
#fm	0,70	0,70	0,72	0,76	0,78	0,73	0,74	0,76	0,74	0,74	0,79	0,79	0,82	0,82	0,45	0,43	0,40	0,42	
ng	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	

Tabela III-17 -Análises químicas e fórmulas estruturais do Granito Zimbros.

Am.nº	54					79		231B				231A				269	
Det.nº	L51	L55	L56	L61	M4	J56	J60	M16	M22	M28	M29	J34	J39	EE2	EE3	EE15	EE16
SiO ₂	46,44	46,95	46,22	47,34	47,54	49,22	47,18	47,46	47,03	48,28	47,38	49,63	47,98	45,72	45,65	45,53	45,08
TiO ₂	0,42	0,32	0,51	0,45	0,92	0,59	-	0,08	0,12	0,25	0,13	-	0,90	0,07	0,87	0,94	1,13
Al ₂ O ₃	30,18	31,20	32,07	32,20	31,31	31,69	29,99	30,88	31,94	32,41	31,68	32,95	31,51	33,59	34,52	33,94	34,98
Cr ₂ O ₃	0,10	-	0,09	-	0,06	0,13	0,06	-	0,06	0,12	-	0,04	-	0,17	-	0,06	0,15
FeO	4,93	3,60	3,00	2,89	3,08	4,31	6,95	4,15	4,11	3,53	3,95	4,39	4,23	2,93	2,07	2,13	2,19
MnO	0,07	0,11	0,07	0,07	-	0,12	0,02	0,09	0,07	0,01	-	0,05	0,03	0,19	-	-	0,03
MgO	1,66	1,43	1,25	1,25	1,37	1,26	1,75	1,41	1,19	1,27	1,33	1,27	1,10	1,05	0,74	0,69	0,61
BaO	-	0,02	0,17	-	0,24	0,12	-	-	-	0,24	0,38	0,05	0,30	nd	nd	nd	nd
Na ₂ O	0,14	0,13	0,42	0,17	0,17	0,06	0,04	0,13	0,13	0,13	0,11	0,13	0,27	0,12	0,66	0,56	0,52
K ₂ O	11,18	11,09	10,92	10,92	10,99	9,68	11,13	11,06	10,72	10,10	11,11	9,34	11,83	11,54	11,12	11,09	10,75
F	0,28	0,50	0,19	0,18	-	nd	nd	0,63	0,64	0,11	0,23	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	95,40	95,35	94,91	95,47	95,68	97,18	97,12	95,89	96,01	96,45	96,30	97,85	98,15	95,38	95,63	94,94	95,44
<i>Fórmula Estrutural com Base em 24 (O,OH,F,Cl)</i>																	
Si ^{iv}	6,349	6,377	6,281	6,360	6,386	6,470	6,367	6,427	6,347	6,403	6,372	6,450	6,353	6,178	6,116	6,146	6,047
Al ^{iv}	1,651	1,623	1,719	1,640	1,614	1,530	1,633	1,573	1,653	1,597	1,628	1,550	1,647	1,822	1,884	1,854	1,953
ΣT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	3,213	3,371	3,418	3,459	3,343	3,379	3,137	3,355	3,428	3,468	3,393	3,498	3,271	3,527	3,567	3,546	3,577
Ti ^{vi}	0,043	0,033	0,052	0,045	0,093	0,058	0,000	0,008	0,012	0,025	0,013	0,000	0,090	0,007	0,088	0,095	0,114
Cr	0,011	0,000	0,010	0,000	0,006	0,014	0,006	0,000	0,006	0,013	0,000	0,004	0,000	0,018	0,000	0,006	0,016
Fe ⁺²	0,564	0,409	0,341	0,325	0,346	0,474	0,784	0,470	0,464	0,391	0,444	0,477	0,468	0,331	0,232	0,240	0,246
Mn ⁺²	0,008	0,013	0,008	0,008	0,000	0,013	0,002	0,010	0,008	0,001	0,000	0,006	0,003	0,022	0,000	0,000	0,003
Mg	0,338	0,290	0,253	0,250	0,274	0,247	0,352	0,285	0,239	0,251	0,267	0,246	0,217	0,212	0,148	0,139	0,122
ΣO	4,177	4,115	4,082	4,087	4,063	4,185	4,282	4,128	4,157	4,150	4,117	4,231	4,049	4,117	4,035	4,027	4,078
Ba	0,000	0,001	0,009	0,000	0,013	0,006	0,000	0,000	0,000	0,012	0,020	0,003	0,016	nd	nd	nd	nd
Na	0,037	0,034	0,111	0,044	0,044	0,015	0,010	0,034	0,034	0,033	0,029	0,033	0,069	0,031	0,171	0,147	0,135
K	1,950	1,922	1,893	1,872	1,883	1,623	1,916	1,911	1,846	1,709	1,906	1,549	1,998	1,989	1,901	1,910	1,840
ΣA	1,987	1,957	2,013	1,916	1,940	1,645	1,927	1,945	1,880	1,755	1,955	1,584	2,083	2,025	2,072	2,056	1,975
F	0,121	0,215	0,082	0,076	0,000	nd	nd	0,270	0,273	0,046	0,098	nd	nd	nd	nd	nd	nd
fm	0,62	0,59	0,57	0,56	0,56	0,66	0,69	0,62	0,66	0,61	0,62	0,66	0,68	0,61	0,61	0,63	0,67
(Si:Al) ⁱ																	
^v	3,847	3,928	3,655	3,878	3,957	4,228	3,899	4,085	3,840	4,009	3,913	4,163	3,858	3,390	3,247	3,315	3,097

Tabela III-18 - Resultados analíticos de elementos maiores, menores e traços e valores normativos CIPW para os Metagranitóides de Quatro Ilhas. Óxidos em porcentagem peso; elementos traços em ppm.

Am. nº	MgQI																
	04	17d	18a	19b	30a	33a	56b	57	57d	88	88a	90	99	99a	165	285	391
SiO ₂	67,68	75,29	77,41	76,91	66,83	70,40	68,80	64,76	65,18	73,34	73,06	72,92	76,88	74,63	73,50	73,96	69,09
TiO ₂	0,60	0,11	0,14	0,14	0,70	0,48	0,54	0,69	0,75	0,29	0,30	0,33	0,22	0,20	0,43	0,35	0,50
Al ₂ O ₃	15,63	12,84	12,02	12,14	15,01	13,69	14,87	15,69	16,34	13,94	13,36	14,08	11,34	12,29	13,46	12,81	14,06
Fe ₂ O ₃	0,39	0,46	-	0,09	0,82	0,13	0,42	1,34	0,60	0,20	0,45	0,60	0,03	-	0,73	0,70	0,93
FeO	3,63	1,35	1,43	1,61	3,20	3,25	2,99	2,67	3,98	2,98	2,35	1,57	1,57	1,37	2,52	1,93	2,49
MnO	0,06	0,01	0,02	0,03	0,07	0,05	0,05	0,06	0,09	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,04	0,03	0,06
MgO	0,91	0,12	0,07	0,09	0,83	0,60	0,83	1,62	1,24	0,43	0,46	0,41	0,25	0,25	0,48	0,43	0,70
CaO	2,29	0,80	0,68	0,88	2,03	2,23	2,27	3,28	3,04	2,65	2,71	2,57	1,15	1,09	2,27	1,92	1,94
Na ₂ O	3,91	3,10	3,24	2,97	3,30	3,24	3,91	3,64	3,64	3,77	4,04	3,24	3,77	3,82	3,03	2,43	3,95
K ₂ O	3,32	5,24	5,08	4,61	5,20	4,04	3,13	3,90	2,83	1,69	1,86	3,74	3,74	4,72	3,29	4,57	4,43
P ₂ O ₅	0,36	0,03	0,02	0,04	0,27	0,13	0,34	0,27	0,33	0,10	0,20	0,12	0,07	0,04	0,12	0,10	0,17
P.F.	0,69	0,42	0,14	0,26	0,77	0,71	0,65	0,90	0,65	0,42	0,84	0,35	0,71	0,84	0,43	0,40	1,31
Total	99,47	99,77	100,2	99,77	99,03	98,95	98,80	98,82	98,67	99,84	99,66	99,97	99,75	99,28	100,3	99,63	99,63
Rb	272	201	237	226	292	150	248	212	230	128	121	210	216	244	147	163	240
Ba	449	133	82	134	292	786	460	1263	738	290	269	823	171	265	755	992	553
Sr	180	48	31	55	244	171	202	364	276	175	171	180	66	60	180	179	170
Zr	168	89	57	110	230	180	160	198	194	165	148	163	102	92	157	145	150
Valores normativos CIPW																	
q	24,51	34,54	36,54	38,88	21,38	28,46	26,98	18,74	23,15	36,71	34,94	33,13	37,36	31,25	36,52	36,78	23,26
c	2,30	0,69	-	0,76	1,01	0,24	1,74	0,16	2,55	1,33	0,25	0,32	-	-	1,08	0,61	-
or	19,61	30,95	30,00	27,22	30,71	23,86	18,48	23,04	16,71	9,98	10,98	22,09	22,09	27,99	19,43	26,99	26,16
ab	33,07	26,22	27,41	25,12	27,41	27,41	33,07	30,79	30,79	31,89	34,17	27,41	31,89	32,32	25,63	20,55	33,41
an	9,01	3,77	3,24	4,10	8,31	10,21	9,04	14,51	12,92	12,49	12,13	11,96	2,97	2,42	10,47	8,87	7,55
di	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,97	2,43	-	-	0,81
hy	7,73	2,24	2,60	2,93	6,24	6,66	6,41	6,79	8,83	5,96	4,65	2,94	2,14	1,61	4,58	3,51	4,42
mt	0,57	0,67	0,01	0,13	1,19	0,19	0,61	1,95	0,87	0,29	0,65	0,87	0,04	0,01	1,06	1,02	1,35
il	1,14	0,21	0,27	0,27	1,33	0,91	1,03	1,31	1,43	0,55	0,57	0,63	0,42	0,38	0,82	0,67	0,95
ap	0,84	0,07	0,05	0,09	0,63	0,30	0,79	0,63	0,77	0,23	0,47	0,28	0,16	0,10	0,28	0,23	0,40
Total	98,78	99,36	100,1	99,50	98,21	98,24	98,15	97,92	98,02	99,43	98,81	99,63	99,04	98,51	99,87	99,23	98,31
ID	77,19	91,71	93,95	91,22	79,50	79,73	78,53	72,57	70,65	78,58	80,09	82,63	91,34	91,56	81,58	84,32	82,83
FM*	0,82	0,94	0,95	0,95	0,83	0,85	0,80	0,71	0,78	0,88	0,86	0,84	0,86	0,85	0,87	0,86	0,83
Am.nº	04	17d	18A	19B	30A	33B	56B	57	57d	88	88A	90	99	99A	165	285	391

Tabela III-19 - Resultados analíticos de elementos maiores, menores e traços e valores normativos CIPW para o Metagranito Mariscal. Óxidos em porcentagem peso; elementos traços em ppm.

	MgM															
Am. nº	04A	04E	11	12	29C	31A	56	57A	66	101	147D	166	286	413	507	605A
SiO ₂	73,10	72,80	73,80	71,80	71,82	73,15	72,69	71,95	71,93	71,37	71,94	72,13	76,87	71,34	70,30	69,60
TiO ₂	0,27	0,28	0,22	0,34	0,29	0,19	0,22	0,23	0,33	0,38	0,42	0,41	0,11	0,34	0,45	0,51
Al ₂ O ₃	13,43	14,27	13,92	15,00	14,91	13,83	13,75	14,56	14,36	13,17	13,97	14,09	12,38	14,54	14,06	14,87
Fe ₂ O ₃	0,15	0,17	0,04	0,33	0,21	-	-	0,27	0,21	1,81	0,94	0,39	0,34	0,08	0,30	1,04
FeO	1,53	1,34	1,29	0,95	1,61	1,32	1,54	1,31	1,29	1,21	1,77	1,79	1,33	1,53	1,94	1,85
MnO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,05	0,04
MgO	0,51	0,32	0,21	0,38	0,46	0,27	0,37	0,35	0,41	0,22	0,40	0,43	0,04	0,41	0,62	1,24
CaO	1,35	1,00	0,54	1,96	1,67	0,99	0,93	0,91	1,74	1,43	0,97	1,15	0,66	1,75	1,80	2,89
Na ₂ O	3,10	2,97	3,10	4,18	3,50	2,97	3,10	2,70	4,04	2,83	2,70	2,56	3,37	4,01	4,04	4,27
K ₂ O	4,93	5,30	5,35	3,14	4,50	5,43	5,50	6,34	4,09	5,40	5,82	5,88	4,72	4,23	4,65	2,45
P ₂ O ₅	0,11	0,12	-	-	0,12	0,09	0,14	0,14	0,14	0,17	0,14	0,16	0,01	0,15	0,19	0,25
P.F.	1,15	1,08	1,02	0,80	0,70	0,79	0,81	0,90	0,81	1,59	0,67	0,55	0,45	1,19	1,24	1,06
Total	99,65	99,66	99,50	98,89	99,82	99,04	99,07	99,67	99,37	99,59	99,76	99,56	100,32	99,60	99,64	100,07
Rb	266	252	371	154	214	263	265	249	143	357	348	312	364	157	263	58
Ba	474	532	311	1428	1100	362	367	359	1362	327	805	616	57	1410	1151	1424
Sr	146	179	69	720	457	126	114	106	589	87	168	123	<30	604	464	965
Zr	133	142	98	227	171	103	100	88	240	81	224	197	95	253	275	304
	Valores normativos CIPW															
q	31,85	32,13	32,94	30,30	29,26	31,88	30,56	29,10	28,09	31,30	30,88	31,05	36,82	26,89	23,82	27,27
c	0,80	2,12	2,05	1,16	1,53	1,48	1,34	1,94	0,46	0,48	1,80	1,81	0,55	0,54	-	0,54
or	29,12	31,30	31,60	18,54	26,58	32,07	32,48	37,44	24,16	31,89	34,37	34,73	27,87	24,98	27,46	14,47
ab	26,22	25,12	26,22	35,36	29,61	25,12	26,22	22,84	34,18	23,94	22,84	21,66	28,51	33,92	34,18	36,12
an	5,98	4,18	2,68	9,72	7,50	4,32	3,70	3,60	7,72	5,98	3,90	4,66	3,21	7,70	6,49	12,70
di	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,01
hy	3,55	2,67	2,51	1,87	3,50	2,80	3,42	2,69	2,71	0,66	2,81	3,39	2,21	3,26	3,70	4,85
mt	0,22	0,25	0,06	0,48	0,30	0,42	-	0,39	0,31	2,63	1,37	0,57	0,49	0,12	0,44	1,51
il	0,51	0,53	0,42	0,65	0,55	0,36	0,42	0,44	0,63	0,72	0,80	0,78	0,21	0,65	0,86	0,97
ap	0,26	0,28	-	-	0,28	0,21	0,33	0,33	0,33	0,40	0,33	0,37	0,02	0,35	0,44	0,58
Total	98,51	98,58	98,48	98,08	99,11	98,66	98,47	98,77	98,59	98,00	99,10	99,02	99,89	98,41	98,40	99,01
ID	87,19	88,55	90,76	84,20	85,45	89,07	89,26	89,38	86,43	87,13	88,09	87,44	93,20	85,79	85,46	77,86
FM*	0,77	0,83	0,86	0,98	0,97	0,98	0,81	0,82	0,78	0,93	0,87	0,84	0,97	0,80	0,78	0,69
Am. nº	04A	04E	11	12	29C	31A	56	57A	66	101	147D	166	286	413	507	605A

Tabela III-20 - Resultados analíticos de elementos maiores, menores e traços e valores normativos CIPW para o Granodiorito Estaleiro. Óxidos em porcentagem peso, elementos traços em ppm.

Am. nº	02	21	22B	23	24B	25B	26	27	43C	44A	44D	45A	46	80	108	116
SiO ₂	68,00	65,60	68,22	67,00	65,67	68,16	68,00	70,00	67,85	67,90	66,20	67,90	69,00	69,00	69,50	64,18
TiO ₂	0,55	0,70	0,54	0,61	0,72	0,52	0,55	0,43	0,66	0,60	0,70	0,56	0,48	0,46	0,41	0,80
Al ₂ O ₃	14,40	15,00	15,13	14,70	15,01	15,20	14,80	14,20	15,28	14,60	14,90	14,80	15,30	14,50	14,50	15,16
Fe ₂ O ₃	1,50	2,20	1,12	1,30	1,41	0,40	1,30	1,20	0,67	1,70	1,70	1,50	1,30	0,80	1,00	1,35
FeO	2,20	2,20	2,30	2,60	3,22	2,78	2,30	1,90	2,75	2,00	2,80	2,20	1,80	2,40	1,80	2,94
MnO	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,05	0,05	0,07	0,05	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,07
MgO	1,30	1,40	1,16	1,30	1,41	1,08	1,20	0,80	1,41	1,10	1,40	1,40	1,00	1,10	0,80	1,70
CaO	2,90	3,00	2,55	2,80	3,06	2,47	2,50	2,10	3,05	2,50	3,00	2,70	2,20	3,20	2,70	3,82
Na ₂ O	3,70	3,40	3,37	3,20	3,64	4,04	3,40	3,10	3,37	3,50	3,30	3,80	3,80	3,10	3,50	4,04
K ₂ O	3,40	3,90	4,24	4,40	3,58	4,67	4,10	4,60	3,57	4,30	3,70	3,33	3,60	4,30	4,00	3,57
P ₂ O ₅	0,18	0,26	0,21	0,18	0,27	0,18	0,21	0,15	0,26	0,16	0,23	0,17	0,18	0,18	0,15	0,37
P.F.	0,90	1,30	0,71	0,80	0,89	0,75	0,80	0,60	0,77	0,50	1,00	0,70	0,90	0,70	0,80	1,03
Total	99,01	99,03	99,62	98,95	98,94	100,32	99,21	99,13	99,71	98,91	99,00	99,12	99,61	99,79	99,21	99,03
Rb	204	121	190	94	192	197	223	197	207	182	212	240	207	203	209	162
Ba	836	1344	1066	1395	1156	1079	974	971	1170	1045	1093	730	1090	973	884	974
Sr	554	442	467	451	478	440	481	401	509	447	425	446	531	450	484	600
Zr	174	192	187	173	200	166	158	144	179	160	197	140	187	159	147	221
							Valores Normativos CIPW									
q	25,05	22,59	24,66	22,86	21,25	18,90	24,94	28,26	25,09	23,94	23,76	24,78	26,75	25,52	26,52	22,91
c	-	0,35	0,86	0,01	0,23	-	0,73	0,66	0,95	0,03	0,56	0,44	1,58	-	-	-
or	20,08	23,03	25,04	25,99	21,14	27,58	24,21	27,17	21,08	25,40	21,85	19,67	21,26	25,40	23,62	19,49
ab	31,30	28,76	28,51	27,07	30,79	34,18	28,76	26,22	28,51	29,61	27,92	32,15	32,14	26,22	29,61	31,59
an	12,64	13,18	11,28	12,71	13,41	9,55	11,03	9,44	13,43	11,36	13,38	12,28	9,74	12,95	12,04	11,73
di	0,46	-	-	0,33	-	1,29	-	-	-	0,25	-	-	-	1,46	0,31	2,92
hy	5,01	4,67	5,42	6,04	7,18	6,09	5,32	3,87	7,04	4,10	6,19	5,47	4,02	5,09	3,73	5,34
mt	2,18	3,20	1,63	1,89	2,05	0,58	1,89	1,74	0,97	2,47	2,47	2,18	1,89	1,16	1,45	1,81
il	1,05	1,33	1,03	1,16	1,37	0,99	1,05	0,82	1,26	1,14	1,33	1,07	0,91	0,88	0,78	1,41
ap	0,42	0,61	0,49	0,42	0,63	0,42	0,49	0,35	0,61	0,37	0,54	0,40	0,42	0,42	0,35	0,80
Total	98,19	97,73	98,91	98,15	98,05	99,57	98,41	98,53	98,94	98,41	98,00	98,42	98,71	99,09	98,41	98,00
ID	76,43	74,39	78,21	75,92	73,18	80,66	77,91	81,65	74,68	78,94	73,53	76,59	80,15	77,14	79,75	73,99
FM*	0,74	0,76	0,75	0,75	0,77	0,75	0,75	0,79	0,71	0,77	0,76	0,73	0,76	0,74	0,78	0,71
Foliação	S _m	Iso	S _m	Iso	Iso	Iso	Iso	S ₀	S _{0-m}	S _m	S _m	S _m	S _m	S ₀	S _m	S _m
Am. nº	02	21	22B	23	24B	25B	26	27	43C	44A	44D	45A	46	80	108	116

Continua...

III-20(Cont...1)

Am. nº	135	158	161C	193	207	247A	249	262	271	272	273	274	275	276	277	278	
SiO ₂	68,32	68,12	65,42	69,06	67,14	69,36	68,55	64,72	66,00	65,89	65,46	66,36	69,83	71,00	66,84	71,58	
TiO ₂	0,53	0,56	0,71	0,48	0,62	0,44	0,53	0,85	0,63	0,67	0,71	0,62	0,44	0,37	0,61	0,41	
Al ₂ O ₃	14,80	15,18	15,76	14,67	15,17	14,36	14,70	15,75	15,55	15,21	15,23	14,68	14,38	14,65	15,12	13,28	
Fe ₂ O ₃	1,49	0,55	0,99	1,28	0,88	1,19	0,38	0,72	1,40	0,99	1,50	0,76	1,41	0,51	1,02	0,05	
FeO	2,20	2,78	2,83	1,87	2,77	1,95	2,95	3,16	2,20	2,78	2,54	3,06	1,77	1,82	2,30	2,59	
MnO	0,07	0,07	0,08	0,05	0,09	0,06	0,09	0,06	0,07	0,08	0,08	0,09	0,05	0,05	0,06	0,05	
MgO	1,08	1,24	1,57	0,96	1,24	0,89	1,33	1,71	1,49	1,49	1,57	1,41	0,99	0,70	1,41	0,36	
CaO	2,60	2,45	3,20	2,19	2,92	2,18	2,61	2,61	3,28	3,07	3,19	2,96	2,29	2,10	2,90	1,40	
Na ₂ O	3,91	3,37	4,18	3,64	4,18	3,37	4,04	3,37	4,04	3,91	3,77	3,64	3,64	3,91	4,04	3,10	
K ₂ O	4,43	4,19	3,86	4,31	2,76	4,24	2,92	4,96	3,83	4,12	3,81	4,11	4,66	4,49	4,16	5,55	
P ₂ O ₅	0,21	0,21	0,27	0,20	0,23	0,17	0,20	0,27	0,24	0,27	0,27	0,22	0,18	0,13	0,24	0,14	
P.F.	0,88	0,60	0,57	0,96	1,05	0,77	0,77	0,95	1,02	0,47	0,90	1,07	0,85	0,78	0,84	0,79	
Total	100,52	99,32	99,44	99,67	99,05	98,98	99,07	99,13	99,75	98,95	99,03	98,98	100,49	100,51	99,54	99,30	
Rb	195	222	194	246	242	266	262	262	187	194	156	199	185	183	206	259	
Ba	898	1111	935	925	742	795	485	954	1448	1028	1045	1055	849	724	1017	442	
Sr	384	436	526	443	433	313	364	317	539	483	498	465	472	462	596	137	
Zr	169	179	175	155	154	132	128	158	181	177	189	175	148	136	173	183	
							Valores Normativos CIPW										
q	21,50	24,24	16,66	25,09	23,23	27,13	24,88	16,99	18,76	18,21	19,61	20,13	24,53	24,91	19,09	27,33	
c	-	1,15	-	0,51	0,55	0,67	0,63	0,74	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	
or	26,16	24,75	22,80	25,46	16,30	25,04	17,25	29,30	22,62	24,33	22,50	24,27	27,52	26,52	24,57	32,78	
ab	33,08	28,51	35,36	30,79	35,36	28,51	34,18	28,51	34,18	33,08	31,89	30,79	30,79	33,08	34,18	26,22	
an	9,75	10,78	12,84	9,56	12,98	9,70	11,64	11,18	12,98	11,78	13,38	11,58	9,13	9,16	10,83	5,93	
di	1,46	-	1,05	-	-	-	-	-	1,40	1,39	0,56	1,39	0,86	0,34	1,63	0,09	
hy	4,03	6,94	6,74	4,06	6,59	4,19	7,70	8,17	5,00	6,35	6,03	6,95	3,50	3,97	5,20	4,98	
mt	2,17	0,80	1,44	1,86	1,28	1,73	0,55	1,05	2,03	1,44	2,18	1,10	2,05	0,74	1,48	0,07	
il	1,01	1,07	1,35	0,91	1,18	0,84	1,01	1,62	1,20	1,28	1,35	1,18	0,84	0,70	1,16	0,78	
ap	0,49	0,49	0,63	0,47	0,54	0,40	0,47	0,63	0,56	0,63	0,63	0,51	0,42	0,30	0,56	0,33	
Total	99,64	98,72	98,87	98,71	98,00	98,21	98,30	98,18	98,73	98,48	98,13	98,91	99,64	99,73	98,70	98,51	
ID	80,74	77,50	74,82	81,34	74,89	80,68	76,30	74,80	75,56	75,62	74,00	75,20	83,00	84,51	78,00	86,33	
FM*	0,77	0,73	0,71	0,77	0,75	0,78	0,71	0,69	0,71	0,72	0,72	0,73	0,76	0,77	0,70	0,88	
Foliação	S ₀	S _m	S ₀	S _{0-m}	S _m	S _m	S _m	S _{0-m}	S _{0-m}	S ₀	S ₀	S ₀	S ₀	Iso	S _m	S _m	
Am. nº	135	158	161C	193	207	247A	249	262	271	272	273	274	275	276	277	278	

Continua...

III-20(Cont...2)

Am. nº	279	280	281	330A	435B	439	439A	501	525	530	578	585	635	637	638	639
SiO ₂	68,55	66,70	66,32	66,85	65,38	63,90	66,39	64,95	65,75	64,76	68,09	68,70	68,73	66,33	68,30	70,02
TiO ₂	0,55	0,68	0,73	0,48	0,71	0,69	0,56	0,90	0,84	0,69	0,57	0,50	0,50	0,74	0,60	0,54
Al ₂ O ₃	15,59	15,11	14,79	15,41	15,21	15,65	15,69	15,56	15,02	15,69	14,72	14,52	14,39	15,20	14,34	14,55
Fe ₂ O ₃	0,60	0,99	0,91	0,93	0,83	1,56	1,23	1,80	0,88	1,34	1,27	1,17	1,40	1,11	1,38	0,59
FeO	2,63	2,92	3,02	2,34	2,87	2,83	2,55	2,84	2,92	2,67	2,36	2,38	2,09	3,16	2,20	2,30
MnO	0,08	0,08	0,09	0,05	0,09	0,07	0,07	0,06	0,09	0,06	0,07	0,06	0,06	0,09	0,09	0,08
MgO	1,16	1,57	1,49	1,43	1,66	1,76	1,45	1,44	1,49	1,62	2,48	1,04	1,04	1,49	1,24	0,99
CaO	2,43	3,13	3,04	2,31	3,33	3,36	3,22	2,70	2,84	3,28	2,52	2,41	2,34	3,07	2,64	2,49
Na ₂ O	3,77	4,04	3,64	3,50	3,77	3,77	3,91	3,77	3,77	3,64	3,37	2,83	4,04	3,77	3,64	3,50
K ₂ O	3,96	3,43	4,00	4,45	3,99	3,60	3,44	3,68	4,30	3,90	4,17	4,15	3,92	3,63	4,23	4,46
P ₂ O ₅	0,20	0,25	0,27	0,18	0,26	0,37	0,23	0,31	0,25	0,27	0,24	0,19	0,20	0,27	0,22	0,18
P.F.	0,85	1,28	1,14	0,87	1,32	0,86	0,77	1,11	1,09	0,90	0,67	0,91	0,92	1,01	1,23	0,70
Total	100,37	100,18	99,44	98,80	99,42	98,42	99,51	99,12	99,24	98,82	100,53	98,86	99,63	99,87	100,11	100,40
Rb	265	176	186	181	168	194	209	261	167	207	213	201	253	170	175	192
Ba	819	860	1080	895	1067	997	1009	1117	1302	954	1105	1146	728	1095	1099	963
Sr	366	517	413	406	443	517	582	399	364	495	435	584	376	436	467	421
Zr	152	180	188	164	182	180	180	269	206	184	183	189	150	187	195	174
Valores Normativos CIPW																
q	23,49	20,32	20,41	21,62	18,13	18,11	20,78	20,83	18,46	18,74	23,00	28,98	23,51	20,74	23,42	25,03
c	1,16	-	-	1,07	-	0,33	0,23	1,21	-	0,16	0,66	1,45	-	0,13	-	-
or	23,39	20,26	23,62	26,28	23,57	21,26	20,32	21,73	25,40	23,04	24,63	24,51	23,15	21,44	24,98	26,34
ab	31,89	34,18	30,79	29,61	31,89	31,89	33,08	31,89	31,89	30,79	28,51	23,94	34,18	31,89	30,79	29,61
an	10,75	12,96	12,20	10,28	12,79	14,25	14,47	11,37	11,36	14,51	10,93	10,71	9,55	13,46	10,29	10,82
di	-	0,77	0,92	-	1,67	-	-	-	0,90	-	-	-	0,62	0,02	1,12	0,30
hy	6,46	7,09	7,00	6,38	6,88	7,27	6,48	5,93	6,67	6,79	8,63	5,27	4,25	7,53	4,61	5,31
mt	0,87	1,44	1,32	1,35	1,21	2,27	1,79	2,62	1,28	1,95	1,85	1,70	2,03	1,61	2,01	0,86
il	1,05	1,29	1,39	0,91	1,35	1,31	1,07	1,71	1,60	1,31	1,09	0,95	0,95	1,41	1,14	1,03
ap	0,47	0,58	0,63	0,42	0,61	0,86	0,54	0,72	0,58	0,63	0,56	0,44	0,47	0,63	0,51	0,42
Total	99,52	98,90	98,30	97,93	98,10	97,56	98,74	98,01	98,15	97,92	99,86	97,95	98,71	98,86	98,88	99,70
ID	78,77	74,76	74,83	77,51	73,59	71,27	74,18	74,45	75,75	72,57	76,15	77,42	80,84	74,08	79,20	80,97
FM*	0,74	0,71	0,73	0,70	0,69	0,71	0,72	0,76	0,72	0,71	0,59	0,77	0,77	0,74	0,74	0,74
Foliação	S _{0-m}	S _{0-m}	S ₀	Iso	S _{0-m}	S _{0-m}	S _{0-m}	S ₀	S ₀	S ₀	S _m	S _m	S ₀	S ₀	S ₀	Iso
Am. nº	279	280	281	330A	435B	439	439A	501	525	530	578	585	635	637	638	639

Tabela III-21- Resultados analíticos de elementos maiores, menores e traços e valores normativos CIPW para veios e enclaves microgranulares máficos. Óxidos em porcentagem peso; elementos traços em ppm.

Am. nº	CGE (veios)			CGE (enclaves)				GZ				GMM			FHF	
	44B	46A	46C	27a	80a	281a	547	01	43a	70c	314a	153a	169c	172	09B	258
SiO ₂	68,40	68,43	63,94	52,30	48,43	57,86	56,17	70,50	46,90	56,87	68,69	65,66	51,23	69,78	57,91	48,17
TiO ₂	0,50	0,62	0,86	1,20	1,46	1,68	0,68	0,48	2,00	2,04	0,78	1,11	1,13	0,61	1,97	1,32
Al ₂ O ₃	16,30	15,23	15,56	16,80	18,48	15,39	13,72	13,80	16,20	14,01	14,04	13,89	13,54	13,44	13,89	20,08
Fe ₂ O ₃	1,10	1,34	2,00	3,30	3,26	2,69	2,33	0,90	3,10	2,43	1,05	0,47	2,68	0,87	1,73	2,01
FeO	1,10	1,54	2,24	5,20	8,54	4,80	5,12	2,60	8,20	8,87	3,50	4,52	9,47	2,65	7,20	5,92
MnO	0,02	0,04	0,06	0,20	0,17	0,12	0,18	0,04	0,19	0,18	0,07	0,10	0,28	0,08	0,16	0,14
MgO	0,60	0,83	2,19	5,40	4,11	4,64	6,63	0,60	6,90	2,30	0,76	1,20	5,78	0,66	2,40	5,94
CaO	2,10	2,57	3,76	5,80	4,05	4,49	5,64	1,60	8,90	5,38	1,91	3,57	2,83	1,90	4,95	9,34
Na ₂ O	4,20	4,18	4,58	3,40	4,18	2,70	2,70	3,00	3,60	2,02	2,83	3,91	3,10	3,82	2,83	3,30
K ₂ O	3,40	3,24	2,17	3,50	4,95	3,17	4,10	5,10	1,00	3,00	4,61	3,99	6,45	4,47	3,70	0,71
P ₂ O ₅	0,14	0,22	0,33	0,44	0,12	0,57	0,31	0,50	0,34	0,79	0,29	0,37	0,28	0,18	0,45	0,42
P.F.	1,00	0,57	1,36	1,60	1,36	1,35	1,41	0,50	1,50	1,30	0,53	0,89	2,98	1,48	1,62	1,47
Total	98,86	98,81	99,05	99,14	99,11	99,46	98,99	99,62	98,83	99,19	99,06	99,68	99,75	99,94	98,81	98,82
Rb	183	155	234	273	382	297	214	310	18	171	338	157	611	278	308	33
Ba	1457	1597	855	341	1165	732	1506	388	293	597	346	919	293	195	492	238
Sr	873	932	904	406	435	271	301	87	286	183	77	228	88	87	145	368
Zr	252	300	314	140	195	367	109	178	135	232	209	337	108	232	215	121
								Valores normativos CIPW								
q	25,83	25,26	18,31	-	-	13,27	3,39	29,13	-	16,07	28,19	17,87	-	24,84	11,95	-
c	2,23	0,70	-	-	-	0,72	-	1,63	-	-	1,62	-	-	-	-	-
or	20,08	19,13	12,82	20,67	29,23	18,73	24,22	30,12	5,90	17,71	27,22	23,56	38,08	26,40	21,85	4,19
ab	35,53	35,36	38,75	28,76	16,88	22,84	22,85	25,38	27,21	17,08	23,94	33,07	19,15	32,31	23,94	27,91
an	9,50	11,31	15,49	20,24	17,03	18,55	13,21	4,67	25,07	20,29	7,58	8,56	3,98	6,32	14,26	37,87
ne	-	-	-	-	10,00	-	-	-	1,74	-	-	-	3,83	-	-	-
di	-	-	0,80	4,56	1,88	-	10,29	-	13,69	1,04	-	5,71	6,81	1,63	6,17	4,63
hy	1,81	2,83	6,21	11,94	-	15,57	18,23	4,81	-	16,44	6,29	6,35	-	4,10	11,71	7,09
ol	-	-	-	3,26	14,93	-	-	-	14,61	-	-	-	18,33	-	-	9,25
mt	1,60	1,95	2,91	4,80	4,74	3,91	3,39	1,31	4,50	3,53	1,53	0,68	3,89	1,26	2,51	2,92
il	0,95	1,18	1,64	2,28	2,78	3,20	1,29	0,91	3,80	3,88	1,48	2,11	2,15	1,16	3,75	2,51
ap	0,33	0,51	0,77	1,03	0,28	1,33	0,72	1,17	0,79	1,84	0,68	0,86	0,65	0,42	1,05	0,98
Total	97,86	98,24	97,69	97,54	97,75	98,11	97,58	99,12	97,33	97,89	98,53	98,79	96,86	98,46	97,19	97,35
FM*	0,79	0,78	0,66	0,61	0,74	0,77	0,67	0,85	0,62	0,83	0,86	0,81	0,67	0,84	0,79	0,57
Am. nº	44B	46A	46C	27A	80A	281A	547	01	43A	70C	314A	153A	169C	172A	09B	258

Tabela III-22 - Resultados analíticos de elementos maiores, menores e traços e valores normativos CIPW para as rochas da Suíte Intrusiva Zimbros. Óxidos em porcentagem peso; elementos traços em ppm.

		GZ																
Am. nº	01c	28b	41	42	54	70a	79	105	114b	208	208a	213	213a	213b	213c	218	220	
SiO ₂	71,50	72,81	74,00	72,20	70,50	70,28	70,20	73,37	72,37	71,95	72,58	71,02	72,15	71,35	71,76	69,85	71,52	
TiO ₂	0,40	0,38	0,31	0,39	0,42	0,54	0,38	0,20	0,43	0,43	0,34	0,43	0,36	0,39	0,37	0,37	0,40	
Al ₂ O ₃	13,50	12,75	13,10	13,40	13,80	13,45	13,50	13,85	12,76	13,07	13,67	13,38	13,16	13,65	13,36	13,80	13,31	
Fe ₂ O ₃	1,60	0,71	0,50	0,30	0,60	0,43	0,20	0,01	0,22	0,16	0,01	0,71	0,71	0,31	0,34	0,32	0,25	
FeO	2,30	2,32	2,00	2,50	2,20	2,97	2,60	2,61	2,78	2,65	2,31	2,49	2,05	2,59	2,27	2,57	2,44	
MnO	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	
MgO	0,40	0,29	0,30	0,40	0,50	0,51	0,40	0,30	0,27	0,36	0,28	0,41	0,31	0,31	0,33	0,50	0,39	
CaO	1,30	1,32	1,10	1,30	1,40	1,55	2,70	0,56	1,46	1,43	1,27	1,54	1,39	1,43	1,39	1,28	1,38	
Na ₂ O	3,00	2,97	3,10	3,20	3,40	3,10	3,10	2,97	3,10	3,10	3,24	3,24	3,24	3,24	3,37	3,24	3,24	
K ₂ O	5,30	5,12	5,30	5,20	5,00	5,23	5,40	5,34	4,80	5,27	5,53	5,12	5,15	5,24	5,19	5,65	5,17	
P ₂ O ₅	0,18	0,12	0,10	0,12	0,15	0,18	0,11	0,12	0,11	0,15	0,12	0,14	0,12	0,12	0,12	0,14	0,14	
P.F.	0,50	0,88	0,50	0,60	0,80	0,85	0,50	0,60	0,81	0,59	0,32	0,59	0,54	0,55	0,43	0,63	0,57	
Total	100,0	99,70	100,3	99,65	98,81	99,13	99,13	99,95	99,15	99,21	99,70	99,12	99,22	99,22	98,97	98,39	98,86	
Rb	298	281	341	329	334	232	315	255	270	290	301	303	305	342	308	347	341	
Ba	509	281	405	353	384	628	501	554	452	490	495	455	466	472	464	480	401	
Sr	90	92	81	77	94	102	39	95	77	87	91	94	92	94	81	81	78	
Zr	178	210	141	163	218	206	179	198	261	179	171	324	168	193	191	165	162	
		Valores normativos CIPW																
q	29,86	31,63	31,90	28,95	26,96	26,73	24,84	32,32	30,82	28,72	28,08	27,55	29,31	27,49	27,68	24,52	28,08	
c	0,90	0,21	0,50	0,43	0,61	0,30	-	2,46	0,07	0,03	0,33	0,04	0,02	0,34	-	0,36	0,21	
or	31,30	30,24	31,30	30,71	29,53	30,89	31,89	31,54	28,35	31,12	32,66	30,24	30,41	30,95	30,65	33,37	30,53	
ab	25,38	25,12	26,22	27,07	28,76	26,22	26,22	25,12	26,22	26,22	27,41	27,41	27,41	27,41	28,51	27,41	27,41	
an	5,27	5,76	4,80	5,66	5,96	6,51	6,97	1,99	6,52	6,11	5,52	6,72	6,11	6,31	6,00	5,43	5,93	
di	-	-	-	-	-	-	4,93	-	-	0,09	-	-	-	-	0,10	-	-	
hy	3,31	3,83	3,57	4,77	4,17	5,55	2,51	5,27	4,96	5,02	4,45	4,39	3,43	4,70	4,12	5,16	4,68	
mt	2,32	1,03	0,73	0,44	0,87	0,62	0,29	0,01	0,32	0,23	0,01	1,03	1,03	0,45	0,49	0,46	0,36	
il	0,76	0,72	0,59	0,74	0,80	1,03	0,72	0,38	0,82	0,82	0,65	0,82	0,69	0,74	0,70	0,70	0,76	
ap	0,42	0,28	0,23	0,28	0,35	0,42	0,26	0,28	0,26	0,35	0,28	0,33	0,28	0,28	0,28	0,33	0,33	
Total	99,52	98,82	99,85	99,05	98,01	98,28	98,63	99,35	98,34	98,62	99,38	98,53	98,68	98,67	98,54	97,76	98,29	
ID	86,54	86,99	89,42	86,73	85,25	83,84	82,95	88,97	85,39	86,07	88,15	85,20	87,13	85,85	86,84	85,30	86,02	
FM*	0,90	0,91	0,89	0,87	0,85	0,87	0,87	0,90	0,92	0,89	0,89	0,88	0,90	0,90	0,89	0,85	0,87	
Am. nº	01C	28B	41	42	54	70A	79	105	114B	208	208A	213	213A	213B	213C	218	220	

Continua...

Tabela III-22 - (Cont. ...1)

Am. nº	GZ			dsp				GMM					
Am. nº	233	269	631	54a	231a	05	06	07	142	148	150	151	152
SiO ₂	71,24	71,31	71,28	69,50	70,87	76,20	76,40	74,80	75,20	74,00	77,00	75,00	75,20
TiO ₂	0,41	0,38	0,50	0,37	0,38	0,23	0,18	0,22	0,24	0,25	0,14	0,17	0,30
Al ₂ O ₃	13,50	13,78	13,04	14,30	14,32	11,60	11,50	12,90	12,10	12,70	12,00	12,50	11,80
Fe ₂ O ₃	0,37	0,45	0,93	0,70	0,25	0,10	0,40	0,30	0,30	0,40	0,20	0,50	0,40
FeO	2,25	2,26	2,76	2,50	1,97	1,90	1,70	1,80	1,80	2,00	1,40	1,30	2,00
MnO	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,04
MgO	0,46	0,45	0,46	0,40	0,32	0,20	0,20	0,20	0,20	0,30	0,10	0,10	0,30
CaO	1,52	1,43	1,52	1,30	0,99	1,30	1,00	1,30	1,20	1,20	0,80	0,90	1,50
Na ₂ O	3,24	2,70	2,70	3,30	2,90	2,90	2,80	3,10	2,90	3,10	3,00	3,10	2,90
K ₂ O	5,05	5,39	4,95	5,50	5,57	4,20	4,40	4,50	4,50	4,80	4,90	5,20	4,10
P ₂ O ₅	0,18	0,14	0,17	0,14	0,16	0,07	0,04	0,06	0,04	0,04	0,03	0,03	0,06
P.F.	0,73	0,56	0,63	0,80	0,91	0,40	0,40	0,60	0,60	0,90	0,40	0,40	0,50
Total	98,98	98,90	98,99	98,85	98,68	99,13	99,05	99,81	99,11	99,74	100,00	99,23	99,10
Rb	326	302	266	383	336	176	217	217	220	238	265	285	186
Ba	351	542	498	569	579	366	182	327	373	359	187	215	390
Sr	89	131	104	84	73	112	54	84	78	77	42	55	108
Zr	191	185	245	343	325	146	118	116	133	117	96	108	178
						Valores normativos CIPW							
q	28,20	30,18	31,57	24,71	29,26	38,99	39,81	35,41	37,14	33,34	38,03	34,30	37,84
c	0,37	1,24	0,88	0,89	2,11	0,09	0,41	0,71	0,37	0,32	0,38	0,21	0,01
or	29,82	31,83	29,23	32,48	32,89	24,80	25,98	26,57	26,57	28,35	28,94	30,71	24,21
ab	27,41	22,84	22,84	27,92	24,53	24,53	23,68	26,22	24,53	26,22	25,38	26,22	24,53
an	6,36	6,18	6,43	5,53	3,86	5,99	4,70	6,06	5,69	5,69	3,77	4,27	7,05
di	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
hy	4,35	4,36	4,71	4,47	3,66	3,58	3,05	3,25	3,22	3,77	2,48	2,00	3,67
mt	0,54	0,65	1,35	1,02	0,36	0,15	0,58	0,44	0,44	0,58	0,29	0,73	0,58
il	0,78	0,72	0,95	0,70	0,72	0,44	0,34	0,42	0,46	0,48	0,27	0,32	0,57
ap	0,42	0,33	0,40	0,33	0,37	0,16	0,09	0,14	0,09	0,09	0,07	0,07	0,14
Total	98,25	98,34	98,36	98,05	97,77	98,73	98,65	99,21	98,51	98,84	99,60	98,83	98,60
ID	85,43	84,85	83,64	85,11	86,69	88,33	89,48	88,20	88,25	87,91	92,34	91,24	86,58
FM*	0,85	0,86	0,89	0,89	0,87	0,91	0,91	0,91	0,91	0,89	0,94	0,95	0,89
Am. nº	233	269	631	54A	231A	05	06	07	142	148	150	151	152

Continua...

Tabela III-22 - (Cont. ...2)

Rochas Hipabissais - FHF																
Am. n°	13d	14	39	40a	63	94	202	226	228	237	252a	264	264a	500b	553	574c
SiO ₂	72,07	71,06	71,39	70,40	70,86	73,60	71,80	70,20	70,98	69,82	76,93	76,40	75,82	73,07	71,75	76,50
TiO ₂	0,53	0,45	0,43	0,42	0,49	0,41	0,55	0,49	0,44	0,51	0,15	0,13	0,14	0,39	0,55	0,10
Al ₂ O ₃	13,28	13,48	13,12	13,50	13,93	12,62	13,60	13,84	12,92	13,56	12,03	11,83	11,58	13,07	13,22	12,84
Fe ₂ O ₃	0,31	0,72	0,45	0,90	0,29	0,79	0,48	0,05	0,45	0,29	1,26	1,14	0,26	0,55	0,25	0,60
FeO	3,16	2,44	2,59	3,00	2,73	2,65	2,73	3,00	3,31	3,25	0,87	1,02	1,70	2,61	3,05	1,32
MnO	0,09	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,06	0,05	0,01	0,02	0,02	0,05	0,06	0,02
MgO	0,43	0,32	2,36	0,30	0,46	0,27	0,56	0,73	0,28	0,40	0,04	0,03	0,02	0,33	0,60	0,05
CaO	1,48	1,38	1,44	1,30	1,55	1,47	1,60	1,63	1,47	1,89	0,78	0,77	0,71	1,43	1,56	0,70
Na ₂ O	3,24	3,10	2,83	3,10	2,97	2,83	2,83	3,24	3,10	3,10	2,56	3,03	2,70	2,96	2,16	1,75
K ₂ O	4,60	5,46	5,43	5,20	5,61	5,14	5,18	5,18	5,23	5,34	4,96	4,97	5,22	5,31	5,15	4,81
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,16	0,42	0,18	0,13	0,19	0,17	0,11	0,14	0,01	0,01	0,08	0,10	0,19	0,01
P.F.	0,41	0,55	0,37	0,50	0,45	0,43	0,39	0,57	0,51	0,62	0,50	0,44	0,51	0,56	0,45	0,19
Total	99,75	99,15	100,63	99,09	99,57	100,40	99,96	99,14	98,86	98,97	100,10	99,79	98,76	100,43	98,99	98,89
Rb	210	274	236	249	271	233	286	231	229	214	345	441	413	281	289	410
Ba	904	698	561	721	638	562	526	595	646	725	38	<30	<30	464	497	<30
Sr	131	125	82	129	117	79	109	91	70	104	43	<30	<30	95	91	<30
Zr	252	289	249	273	200	278	193	186	295	269	181	150	175	242	201	110
							Valores normativos CIPW									
q	30,05	27,61	26,30	28,54	26,79	32,64	30,08	25,29	27,53	24,98	41,23	37,77	37,60	30,56	33,71	45,57
c	0,64	0,27	0,35	1,41	0,59	0,04	0,88	0,35	-	-	1,06	0,09	0,39	0,09	1,71	3,51
or	27,17	32,25	32,07	30,71	33,13	30,35	30,59	30,59	30,89	31,54	29,29	29,35	30,83	31,36	30,41	28,40
ab	27,41	26,22	23,94	26,22	25,12	23,94	23,94	27,41	26,22	26,22	21,65	25,63	22,84	25,04	18,27	14,80
an	6,36	6,00	6,10	3,70	6,51	6,44	6,69	6,97	5,89	7,31	3,80	3,75	3,00	6,44	6,50	3,41
di	-	-	-	-	-	-	0,06	-	0,60	1,00	-	-	-	-	-	-
hy	5,91	4,05	9,65	4,91	5,20	4,32	5,20	6,55	5,48	5,46	0,43	0,83	2,77	4,61	6,09	1,93
mt	0,45	1,05	0,65	1,31	0,42	1,15	0,70	0,07	0,65	0,42	1,83	1,66	0,38	0,80	0,36	0,87
il	1,01	0,86	0,82	0,80	0,93	0,78	1,05	0,93	0,84	0,97	0,29	0,25	0,27	0,74	1,05	0,19
ap	0,35	0,30	0,37	0,98	0,42	0,30	0,44	0,40	0,26	0,33	0,02	0,02	0,19	0,23	0,44	0,02
Total	99,34	98,60	100,26	98,59	99,12	99,97	99,57	98,57	98,35	98,35	99,60	99,35	98,25	99,87	98,54	98,70
ID	84,62	86,07	82,31	85,47	85,05	86,94	84,61	83,30	84,64	82,86	92,17	92,75	91,27	86,95	82,39	88,77
FM*	0,89	0,91	0,56	0,93	0,87	0,93	0,85	0,81	0,93	0,90	0,98	0,99	0,99	0,91	0,85	0,97
Am. n°	13d	14	39	40A	63	94	202	226	228	237	252A	264	264A	500B	553	574C

Tabela III-23 - Resultados analíticos de elementos maiores, traços e ETR em amostras selecionadas dos granitóides de Porto Belo

Unidade	Suíte Intrusiva Zimbros									
	Granito Zimbros					Granito Morro dos Macacos			FHF	
Amostra	41	70A	79	105	218	148	150	152	39	574c
SiO ₂	74,00	70,28	70,20	73,37	69,85	74,00	77,00	75,20	71,39	76,50
TiO ₂	0,31	0,54	0,38	0,20	0,37	0,25	0,14	0,30	0,43	0,10
Al ₂ O ₃	13,10	13,45	13,50	13,85	13,80	12,70	12,00	11,80	13,12	12,84
Fe ₂ O ₃	0,50	0,43	0,20	0,00	0,32	0,40	0,20	0,40	0,45	0,60
FeO	2,00	2,97	2,60	2,61	2,57	2,00	1,40	2,00	2,59	1,32
MnO	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,06	0,02
MgO	0,30	0,51	0,40	0,30	0,50	0,30	0,10	0,30	2,36	0,05
CaO	1,10	1,55	2,70	0,56	1,28	1,20	0,80	1,50	1,44	0,70
Na ₂ O	3,10	3,10	3,10	2,97	3,24	3,10	3,00	2,90	2,83	1,75
K ₂ O	5,30	5,23	5,40	5,34	5,65	4,80	4,90	4,10	5,43	4,81
P ₂ O ₅	0,10	0,18	0,11	0,12	0,14	0,04	0,03	0,06	0,16	0,01
P. F.	0,50	0,85	0,50	0,60	0,63	0,90	0,40	0,50	0,37	0,19
Total	100,35	99,13	99,13	99,95	98,39	99,74	100,00	99,10	100,21	98,64
Rb	341	232	315	255	347	238	265	186	236	410
Cs	9	7	9	nd	9	6	<5	<5	6	8
Ba	405	628	501	554	480	359	187	390	561	30
Sr	81	102	39	95	81	77	42	108	82	30
Ga	24	24	25	nd	21	21	19	19	25	31
Nb	18	12	13	nd	18	11	23	23	22	22
Zr	141	206	179	198	165	117	96	178	249	110
Y	76	49	69	nd	58	33	54	57	73	100
Th	19	20	25	nd	22	23	37	30	11	62
La	44,51	67,55	59,62	65,02	43,45	63,34	40,76	89,33	92,72	41,19
Ce	104,80	154,10	141,20	150,30	104,20	136,00	96,16	195,30	204,40	105,10
Nd	51,17	70,61	65,01	65,17	46,59	53,20	43,09	75,87	93,20	50,86
Sm	10,75	13,07	12,94	12,03	9,13	9,05	8,09	12,26	16,50	12,47
Eu	1,35	1,50	1,31	1,39	0,96	0,91	0,62	1,20	1,69	0,37
Gd	8,89	8,86	9,67	8,50	6,58	6,25	5,77	8,04	11,85	10,72
Dy	9,32	7,72	9,65	8,00	6,41	5,46	5,32	6,92	10,25	14,02
Ho	1,97	1,56	1,93	1,67	1,33	1,13	1,12	1,48	2,07	2,99
Er	5,17	4,09	5,15	4,29	3,59	3,08	3,17	3,90	5,34	8,16
Yb	5,04	3,50	4,68	3,87	3,34	2,96	3,33	3,63	4,40	8,52
Lu	0,60	0,42	0,55	0,47	0,39	0,38	0,45	0,46	0,51	0,99

Continua...

Tabela III-23(Cont...1)

Unidade	Granodiorito Estaleiro Fácies Indeformada			Granodiorito Estaleiro Fácies Milonítica			Metagranitóides de Quatro Ilhas			Metagranito Mariscal		
	Amostra	23	80	501	02	108	439	18A	33B	57	04A	56
SiO ₂	67,00	69,00	64,95	68,00	69,50	63,90	77,41	70,40	64,76	73,10	72,69	71,37
TiO ₂	0,61	0,46	0,90	0,55	0,41	0,69	0,14	0,48	0,69	0,27	0,22	0,38
Al ₂ O ₃	14,70	14,50	15,56	14,40	14,50	15,65	12,02	13,69	15,69	13,43	13,75	13,17
Fe ₂ O ₃	1,30	0,80	1,80	1,50	1,00	1,56	0,00	0,13	1,34	0,15	0,00	1,81
FeO	2,60	2,40	2,84	2,20	1,80	2,83	1,43	3,25	2,67	1,53	1,54	1,21
MnO	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,07	0,02	0,05	0,06	0,02	0,02	0,01
MgO	1,30	1,10	1,44	1,30	0,80	1,76	0,07	0,60	1,62	0,51	0,37	0,22
CaO	2,80	3,20	2,70	2,90	2,70	3,36	0,68	2,23	3,28	1,35	0,93	1,43
Na ₂ O	3,20	3,10	3,77	3,70	3,50	3,77	3,24	3,24	3,64	3,10	3,10	2,83
K ₂ O	4,40	4,30	3,68	3,40	4,00	3,60	5,08	4,04	3,90	4,93	5,50	5,40
P ₂ O ₅	0,18	0,18	0,31	0,18	0,15	0,37	0,02	0,13	0,27	0,11	0,14	0,17
LOI	0,80	0,70	1,11	0,90	0,80	0,86	0,14	0,71	0,90	1,15	0,81	1,59
Total	98,95	99,79	99,12	99,09	99,21	98,42	100,25	99,95	98,82	99,65	99,28	99,59
Rb	94	203	261	204	209	194	237	150	212	266	265	357
Cs	8	21	26	nd	nd	nd	5	5	12	5	7	16
Ba	1395	973	1117	836	884	997	82	786	1263	474	367	327
Sr	451	450	399	554	484	517	31	171	364	146	114	87
Ga	25	23	25	nd	nd	nd	19	21	21	27	21	32
Nb	13	17	19	nd	nd	nd	<10	14	15	<10	24	20
Zr	173	159	269	174	147	180	57	180	198	133	100	81
Y	37	24	27	nd	nd	nd	14	26	37	17	<10	12
Th	21	14	13	nd	nd	nd	17	12	12	<10	<10	<10
La	42,84	37,20	35,76	40,68	36,04	34,43	21,01	86,08	65,75	39,79	21,77	11,46
Ce	94,21	80,31	78,40	90,62	78,13	79,99	48,68	186,30	143,40	98,52	50,92	38,91
Nd	40,95	35,55	33,02	39,68	35,38	38,91	23,63	76,36	61,68	39,60	22,56	13,36
Sm	6,99	5,82	5,40	6,86	6,39	7,03	5,46	12,54	10,15	7,12	4,82	3,01
Eu	1,40	1,17	1,24	1,32	1,19	1,41	0,40	1,71	1,92	0,81	0,70	0,29
Gd	4,48	3,76	3,54	4,25	4,21	4,83	4,04	8,16	6,36	4,21	3,91	2,25
Dy	3,57	3,02	3,23	3,12	3,45	4,12	2,82	6,24	4,81	2,43	2,78	1,55
Ho	0,74	0,63	0,64	0,68	0,70	0,85	0,43	1,23	0,94	0,40	0,47	0,22
Er	1,98	1,64	1,75	1,73	1,83	2,20	0,99	2,73	2,38	0,95	1,13	0,60
Yb	1,69	1,55	2,00	1,44	1,54	2,03	0,64	1,79	2,04	0,64	0,94	0,50
Lu	0,22	0,20	0,26	0,19	0,20	0,35	0,10	0,21	0,26	0,09	0,12	0,11

Tabela III-24 - Dados analíticos Rb/Sr para os granitóides estudados.

Nº am. (Unid.)	Nº Lab. SPR	X ($\pm 2,8\%$) Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Y ($\pm 0,01\%$) S ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Nº am. (Unid.)	Nº Lab. SPR	X ($\pm 2,8\%$) Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Y ($\pm 0,01\%$) S ⁸⁷ /Sr ⁸⁶
04 (1)	62	4,322	0,75170	44D (3b)	82	1,505	0,72158
56B (1)	61	3,738	0,74595	262 (3b)	85	2,214	0,73175
57 (1)	58	1,964	0,72847	274 (3b)	81	1,206	0,72057
88 (1)	59	2,671	0,73325	278 (3b)	86	7,568	0,77902
165 (1)	60	2,656	0,73275	279 (3b)	84	2,309	0,72835
04A (2)	67	4,673	0,75713	635 (3b)	83	2,255	0,72777
11 (2)	71	14,755	0,83792	439A (3b)	79	1,133	0,71930
13A (2)	65	3,503	0,74014	114B (4a)	282	8,001	0,78142
56 (2)	68	5,606	0,76412	218 (4a)	283	9,725	0,80026
101 (2)	70	10,676	0,80922	233 (4a)	284	10,533	0,80656
166 (2)	69	7,720	0,77761	05 (4b)	105	4,566	0,74844
26 (3a)	76	1,336	0,72105	06 (4b)	108	10,447	0,79956
135 (3a)	77	1,486	0,72310	07 (4b)	106	7,526	0,77476
272 (3a)	78	1,168	0,72021	40A (4c)	279	5,213	0,75653
276 (3a)	74	1,547	0,72253	553 (4c)	281	6,768	0,77944
530A (3a)	75	1,352	0,71999	252A (4c)	285	13,901	0,83845
22B (3b)	80	1,390	0,72323				

(1) Metagranitóides de Quatro Ilhas

(2) Metagranito Mariscal

(3) Granodiorito Estaleiro

(a) Fácies Indeformada

(b) Fácies Milonítica

(4) Suíte Intrusiva Zimbros

(a) Granito Zimbros

(b) Granito Morro dos Macacos

(c) Rochas Hipabissais - Fácies Félsica