UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**“ANÁLISE ESTRUTURAL E CARACTERIZAÇÃO DO
MAGMATISMO DA ZONA DE CISALHAMENTO
MAJOR GERCINO, SC”**

Cláudia Regina Passarelli

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1996

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**“ANÁLISE ESTRUTURAL E CARACTERIZAÇÃO DO
MAGMATISMO DA ZONA DE CISALHAMENTO
MAJOR GERCINO, SC”**

Cláudia Regina Passarelli

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	nome
Presidente:	Miguel Angelo Stipp Basei
Examinadores:	Marcos Egydio da Silva
	Hans Dirk Ebert

ass.

Handwritten signatures of the jury members, including Miguel Angelo Stipp Basei, Marcos Egydio da Silva, and Hans Dirk Ebert, written in blue ink over horizontal lines.

SÃO PAULO
1996

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005526

**“ANÁLISE ESTRUTURAL E CARACTERIZAÇÃO DO
MAGMATISMO DA ZONA DE CISALHAMENTO
MAJOR GERCINO, SC”**

Cláudia Regina Passarelli

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

**SÃO PAULO
1996**

"Por meses foi-se devorando livros enciclopédicos e aulas didáticas dentro de uma sala de aula.

Pôde-se dessa maneira chegar a um certo conhecimento, um estágio relativamente bom. Porém, há necessidade de mais conhecimento. Onde encontrá-lo, senão na própria natureza?

E assim vai o geólogo rumo ao campo. Enfrentando o verão tórrido, o inverno inclemente, a deliciosa primavera ou o melancólico outono, rumo campo a dentro, caminhando por verdadeiras trilhas caprinas.

Depois de dias de bons e maus momentos, se depara com o alvo: lá está a 'fratura exposta da crosta'. Um amontoado de 'pedras' para os leigos, é na realidade fonte inesgotável de informações para o geólogo.

Aos poucos, pacientemente, vai juntando lascas e pedaços de rocha, para mais tarde juntar tudo como um verdadeiro quebra-cabeças.

Essa falha na crosta é, na realidade, um livro aberto para o geólogo que de camada em camada lê a história 'milénar' ali escrita.

Com essas informações de inúmeros mapeamentos, irá confeccionar sua 'tese', na certeza de ter cumprido parte de sua missão."

João Passarelli

ÍNDICE.....	i
-------------	---

ÍNDICE DAS FIGURAS	iii
ÍNDICE DAS TABELAS	v
ÍNDICE DAS PRANCHAS FOTOGRÁFICAS	vi
AGRADECIMENTOS	xi
RESUMO	xiii
ABSTRACT	xv

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVOS	2
1.2 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	2
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO	4
3. MÉTODOS	6
3.1 MAPEAMENTO DA REGIÃO	6
3.2 COLETA DE AMOSTRAS ORIENTADAS	7
3.3 MÉTODO DE FRY	8
3.4 EIXOS-C DE QUARTZO	13
3.5 ANÁLISES GEOQUÍMICAS	17
3.6 ANÁLISES GEOCRONOLÓGICAS	17
3.7 ANÁLISES PETROGRÁFICAS	22
3.8 TERMINOLOGIA DAS ROCHAS MILONÍTICAS	23
4. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS NA ÁREA	25
5. ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO (ZCMG).....	32
5.1 ASPECTOS GERAIS	32
5.2 ROCHAS MILONÍTICAS	35
5.3 GRANITÓIDES CENTRAIS	57
6. TERRENOS A NORTE DA ZCMG	84
7. TERRENOS A SUL DA ZCMG	86
8. ANÁLISE ESTRUTURAL	90

8.1 FAIXA MILONÍTICA NORTE	90
8.2 FAIXA MILONÍTICA SUL	94
8.3 GRANITÓIDES CENTRAIS	95
8.4 GRUPO BRUSQUE	101
8.5 ESTRUTURAS RÚPTEIS	104
9. ANÁLISE CINEMÁTICA E DEFORMACIONAL DA ZCMG	105
9.1 INDICADORES CINEMÁTICOS	105
9.2 EIXOS-C DE QUARTZO	114
9.3 MÉTODO DE FRY.....	129
9.4 DIAGRAMA DE FLINN	132
9.5 DEFORMAÇÃO CISALHANTE	135
10. GEOQUÍMICA DAS ROCHAS	139
11. GEOCRONOLOGIA	151
11.1 ASSOCIAÇÃO GRANITÓIDE ROLADOR	151
11.2 ASSOCIAÇÃO GRANITÓIDE FERNANDES	154
11.3 ROCHAS MILONÍTICAS E FILITOS DO GRUPO BRUSQUE.....	155
11.4 DISCUSSÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS	157
12. CONCLUSÕES	162
13. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	167
APÊNDICES.....	173
1. DADOS GEOQUÍMICOS	174
2. CONSTANTES RADIOMÉTRICAS	179

ANEXOS

1. MAPA GEOLÓGICO
2. MAPA DE FOTOLINEAMENTOS
3. MAPA DE PONTOS LITOLÓGICO
4. MAPA DE PONTOS LITOLÓGICO / ESTRUTURAL

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1 - Localização da área no CDF (conforme Basei, 1985).	1
Figura 2 - Localização da área.	5
Figura 3 - Feições geométricas de um agregado de empacotamento hexagonal.	11
Figura 4 - Determinação da elipse de deformação.	12
Figura 5 - Cristal uniaxial positivo (quartzo) mostrando a indicatriz.	15
Figura 6 - Esboço Geológico da Zona de Cisalhamento Major Gercino (SC).	34
Figura 7 - Feição de escala microscópica de milonito granítico.	47
Figura 8 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) dos granitóides da AGR e AGF.	58
Figura 9 - Milonitos graníticos FMN -ZCMG.	91
Figura 10 - Milonitos do Grupo Brusque - FMN - ZCMG.	93
Figura 11 - Milonitos graníticos - FMS - ZCMG.	94
Figura 12 - Granitos foliados.	96
Figura 13 - Granitos com feições cataclásticas próximos à FMN.	98
Figura 14 - Granitos com feições cataclásticas próximos à FMS.	99
Figura 15 - Granitos centrais miloníticos.	100
Figura 16 - Foliação S_2 - Grupo Brusque.	101
Figura 17 - Foliação S_3 - Grupo Brusque.	102
Figura 18 - Foliações S_2 , S_3 e S_4 - Grupo Brusque.	103
Figura 19 - Estruturas rúpteis tardias da ZCMG.	104
Figura 20 - Indicadores cinemáticos mesoscópicos da ZCMG.	106
Figura 21 - Cominuição de porfiroclasto de feldspato potássico.	109
Figura 22 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-31.	116
Figura 23 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-32.	117
Figura 24 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-38.	118
Figura 25 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-114.	120
Figura 26 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-171.	121
Figura 27 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-172.	122
Figura 28 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-186.	123
Figura 29 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-198.	124

Figura 30 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-199.	125
Figura 31 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-162.	126
Figura 32 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-304.	127
Figura 33 - Mapa da ZCMG com a representação das elipses de deformação.	131
Figura 34 - Representação das rochas miloníticas-ZCMG em Diagrama de Flinn.	134
Figura 35 - Perfis da deformação cisalhante (γ) da FMN e FMS da ZCMG.	136
Figura 36 - Diagrama de Irvine & Baragar (1971).	140
Figura 37 - Diagrama de Irvine & Baragar (1971).	140
Figura 38 - Diagrama R1 x R2 de Batchelor & Bowden (1985).	141
Figura 39 - Diagrama Maniar & Piccoli (1989).	143
Figura 40 - Diagramas Harker da AGR e AGF, e termos miloníticos da ZCMG.	145
Figura 41 - Diagrama de Multielementos da AGR e milonitos.	146
Figura 42 - Diagrama de Multielementos da AGF e milonitos.	147
Figura 43 - Diagrama de Elementos Terras Raras da AGR e milonitos.	148
Figura 44 - Diagrama de Elementos Terras Raras da AGF e milonitos.	149
Figura 45 - Diagrama U/Pb em zircões de monzogranito (MG-220) da AGR.	152
Figura 46 - Isócrona Rb/Sr AGR.	153
Figura 47 - Isócrona Rb/Sr AGF.	154
Figura 48 - Perfil K-Ar no trecho Botuverá-Florianópolis (SC).	161

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela 1 - Associações mineralógicas da AGF.....	66
Tabela 2 - Associações mineralógicas da AGR.	79
Tabela 3 -Dados obtidos pelo Método de Fry nos milonitos da ZCMG.....	130
Tabela 4 -Elipsidades e forma dos elipsóides de milonitos da ZCMG.	133
Tabela 5 -Valores de γ e θ' no setor NE da faixa milonítica norte.	137
Tabela 6 - Valores de γ e θ' no setor central da faixa milonítica norte.	137
Tabela 7 - Valores de γ e θ' no setor SW da faixa milonítica norte.	138
Tabela 8 - Valores de γ e θ' da faixa milonítica sul.....	138
Tabela 9 - Índices de Shand da AGR.....	142
Tabela 10 - Índices de Shand da AGF.	142
Tabela 11 - Dados analíticos U-Pb, amostra MG-220 (AGR).....	151
Tabela 12 - Dados analíticos Rb-Sr em rocha total da AGR.....	152
Tabela 13 - Dados analíticos K-Ar da amostra MG-296 (AGR).....	153
Tabela 14 - Dados analíticos Rb-Sr em rocha total da AGF.	154
Tabela 15 - Dados analíticos K-Ar da AGF.	155
Tabela 16 - Dados analíticos K-Ar de rochas miloníticas da ZCMG.	156
Tabela 17- Dados analíticos K-Ar em frações finas minerais.....	156
Tabela 18 - Dados analíticos K-Ar do CDF.	158

ÍNDICE DAS PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

Prancha 1	36
Foto 1 - Protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-124).	
Foto 2 - Protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-31).	
Foto 3 - Milonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-32).	
Foto 4 - Milonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-31B).	
Prancha 2	39
Foto 1 - Milonito S-C granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-78).	
Foto 2 - Protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-357).	
Foto 3 - Milonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-256).	
Foto 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-186).	
Prancha 3	45
Foto 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 200 x) de milonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-256).	
Foto 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de milonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-32).	
Foto 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de <i>augen</i> milonito (amostra MG-305).	
Foto 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de milonito granítico S-C da faixa milonítica norte (amostra MG-78).	
Prancha 4	49
Foto 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-124).	
Foto 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-38).	
Foto 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-340).	

Foto 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-199).	
Prancha 5	52
Foto 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-198).	
Foto 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de milonito / ultramilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-114).	
Foto 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de milonito do Grupo Brusque (amostra MG-187).	
Foto 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica sul (amostra MG-219).	
Prancha 6	55
Foto 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica sul (amostra MG-172).	
Foto 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica sul (amostra MG-172).	
Foto 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica sul (amostra MG-357).	
Foto 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de milonito de veio de quartzo (amostra MG-88).	
Prancha 7	60
Foto 1 - Sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies porfiróide (amostra MG-292).	
Foto 2 - Sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies porfiróide (amostra MG-318).	
Foto 3 - Sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies porfiróide (amostra MG-306).	
Foto 4 - Sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies porfiróide (amostra MG-306).	

Prancha 8	63
Foto 1 - Sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies de textura inequigranular (amostra MG-43).	
Foto 2 - Sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies de textura equi a inequigranular (amostra MG-333).	
Foto 3 - Monzogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies de textura equi a inequigranular (amostra MG-270).	
Foto 4 - Quartzo-alkali-sienito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), (amostra MG-300).	
Prancha 9	67
Foto 1 - Sienogranito sub-vulcânico da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-44.	
Foto 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-43.	
Foto 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-318.	
Foto 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-318.	
Prancha 10	70
Foto 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-264.	
Foto 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-157.	
Foto 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de sienogranito isótopo da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-304.	
Foto 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-162.	

Prancha 11	73
Foto 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de monzogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies porfiróide (amostra MG-221).	
Foto 2 - Monzogranito da Associação Granitóide Rolador (AGR), fácies porfiróide (amostra MG-362).	
Foto 3 - Monzogranito da Associação Granitóide Rolador (AGR), fácies porfiróide (amostra MG-139).	
Foto 4 - Monzogranito da Associação Granitóide Rolador (AGR), fácies de textura equi a inequigranuar (amostra MG-297).	
Prancha 12	77
Foto 1 - Granodiorito da Associação Granitóide Rolador (AGR), fácies porfiróide (amostra MG-360).	
Foto 2 - Tonalito da Associação Granitóide Rolador (AGR), amostra MG-232.	
Foto 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de monzogranito da Associação Granitóide Rolador (AGR), amostra MG-101.	
Foto 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de monzogranito da Associação Granitóide Rolador (AGR), amostra MG-101.	
Prancha 13	81
Foto 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de monzogranito da Associação Granitóide Rolador (AGR), amostra MG-223.	
Foto 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de riebeckita-quartzo-monzonito da Associação Granitóide Rolador (AGR), amostra MG-1.	
Foto 3 - Riólito porfirítico da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-8, não alterado.	

Prancha 14	88
Foto 1 - Monzogranito do Complexo Granito-migmatítico (CGM), amostra MG-347.	
Foto 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de monzogranito do Complexo Granito-migmatítico (CGM), amostra MG-349.	
Foto 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de monzogranito do Complexo Granito-migmatítico (CGM), amostra MG-343.	
Prancha 15	107
Foto 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico (amostra MG-124).	
Foto 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico (amostra MG-198).	
Prancha 16	112
Foto 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico (amostra MG-172).	
Foto 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico (amostra MG-219).	
Foto 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico (amostra MG-198).	

AGRADECIMENTOS

Durante a realização deste trabalho e no decorrer destes anos de formada, convivi com pessoas que em muito contribuíram para meu crescimento profissional.

Inicialmente, gostaria de agradecer meu orientador e amigo Miguel Angelo Stipp Basei, que me incentivou, orientou e confiou na minha capacidade profissional. Extendo este agradecimento especial ao amigo Oswaldo Siga Jr. (Osbaldo), pela incalculável contribuição em várias etapas deste trabalho. A estes dois geólogos, agradeço profundamente o apoio durante as dificuldades por mim encontradas.

Durante os trabalhos de campo, agradeço o apoio, atenção e paciência recebidos por Reynaldo Peña Castellon (Cuca), Paulo Alves de Souza (Strupis), Oswaldo Siga Jr., Mário da Costa Campo Neto, Miguel A. S. Basei e Ossama Mohamed Harara (*the summers*, na neblina).

Em minha iniciação nos estudos sobre o Método de Fry e Eixos-c de quartzo, não poderia esquecer a ajuda inestimável de Jose Pablo Perez, Paulo Cesar Santarém (Tudo Blue), Prof. Marcos Egydio da Silva e do Prof. Antenor Zanardo.

Nas descrições petrográficas, recebi grande auxílio do Prof. Gergely Szabó, Silvio Vlach e Annabel Perez Aguilar.

Durante os trabalhos realizados no CPGeo, gostaria de agradecer o Sr. Décio D. Rosas, Walter M. Spröesser, Artur T. Onoe, Ivone K. Sonoki, Elmano Gouveia de Almeida, Helen M. Sonoki, Key Sato, Solange Lucena de Souza e Liliane Petronilho.

Nas confecções de lâminas e polimento das fatias de rochas, gostaria de agradecer Samuel Pedro Egídio (Samuca), Cláudio Hopp e seus funcionários, em especial Paulo Augusto Morgato e Giovani de Carvalho, pela atenção recebida.

Na confecção de figuras e mapas, agradeço profundamente o amigo Reynaldo Peña Castellon, por todo trabalho. Este agradecimento igualmente se

estende a amiga Rita Parise Conde e Márcia Cristina da Ponte, e à Ivone K. Sonoki, pelo esclarecimento de inúmeras dúvidas no setor de informática.

No decorrer do trabalho, inúmeras discussões e sugestões, foram de grande importância para maior compreensão da geologia da área. Tenho imensa gratidão por Miguel A. S. Basei e Mário da Costa Campos Neto.

Às secretárias Nícia M. B. Zalaf e Sônia G. C. Vieira, meus sinceros agradecimentos pela atenção recebida.

Ao Prof. Benjamim B. de B. Neves e Rômulo Machado, pelo interesse demonstrado.

No setor gráfico, agradeço ao Sr. Dalton Machado da Silva e sua equipe pelo auxílio na encadernação e reprodução deste trabalho, e no setor fotográfico ao Sr. Jaime de Souza Marcos e ao Prof. João B. Moreschi.

Na fase final, agradeço Oswaldo Siga Jr., Paulo Alves de Souza e meu orientador, pelas revisões, correções e incentivo.

Aos amigos Elizete Domingues Salvador (Xhó), Ossama Mohamed Harara, Paulo Alves de Souza, Annabel Perez Aguilar, Rosa Bello, Adriana Queiroz e Deise A. Aguiar pelo carinho e grande apoio oferecidos.

À FAPESP, agradeço a bolsa de Mestrado por mim recebida, no período de 03/93 a 08/95 (processo nº 92/3729-3)

Agradeço a ajuda espiritual doada com muito amor, pelos assistentes e amigos da FEESP, que me deram muita força e coragem nos momentos mais difíceis.

Finalmente gostaria de agradecer aos meus amados pais João (pá) e Mirna (mã), e a minha irmã predileta Yara (Tatinha), por tudo.

RESUMO

Este trabalho se constitui na caracterização geométrica e cinemática da Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), no trecho Canelinha - Garcia, região centro-leste do estado de Santa Catarina. Este lineamento faz parte do importante sistema de cisalhamento de direção NE-SW que afeta a região sul-brasileira e uruguaia. Ao longo de toda sua extensão, a ZCMG separa duas áreas geologicamente diferentes que correspondem, em Santa Catarina, aos domínios interno (granitóides) e intermediário (supracrustais) do Cinturão Dom Feliciano (CDF). Esta zona de cisalhamento possui estruturação geral NE, com características dúcteis-rúpteis e movimentação predominantemente dextral. A geração das rochas miloníticas deu-se, principalmente, no grau metamórfico xisto-verde.

Na região estudada, a ZCMG caracteriza-se por uma faixa milonítica principal a noroeste (faixa milonítica norte), com cataclasitos até ultramilonitos, predominando rochas com texturas protomiloníticas e miloníticas, e uma faixa milonítica sudeste (faixa milonítica sul), onde predominam rochas miloníticas. Entre essas faixas ocorre um conjunto de granitóides associado ao desenvolvimento da ZCMG. A faixa milonítica norte limita os metassedimentos do Grupo Brusque a noroeste dos granitóides centrais e a faixa milonítica sul faz o contato entre esses mesmos granitóides e os granitóides do Complexo-Granito-Migmatítico (Domínio Interno do CDF).

O magmatismo cálcio-alcálico ocorrente na área está representado pelos granitóides da Associação Granitóide Rolador (AGR) e da Associação Granitóide Fernandes (AGF) compreendendo rochas metaluminosas a peraluminosas. A AGR apresenta, predominantemente, biotita-monzogranitos cinzentos, porfíricos a porfiróides, e na AGF predomina uma série petrográfica de anfibólio-sienogranitos róseos, porfiróides.

Este magmatismo granítico teve grande expressão no Neoproterozóico, entre 670 e 590 Ma (conforme datações isocrônicas Rb/Sr RT e U/Pb em zircões), denotando adicionalmente, através das razões iniciais $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$, importante

contribuição de material crustal na sua formação. O padrão de resfriamento mostra-se um pouco mais jovem, entre 580 e 560 Ma, conforme dados K-Ar em biotitas.

A ZCMG teve uma evolução cinemática complexa, caracterizada pelas estruturas mesoscópicas, análises obtidas pelo método de Fry e pelos eixos-c de quartzo. Tais análises estruturais, mostram uma movimentação predominantemente dextral, com uma importante componente oblíqua associada. A orientação da faixa milonítica, em relação ao campo de tensores determinados, indica que importante componente da deformação foi por cisalhamento puro, tendo acarretado, em inflexões locais, movimentações sinistrais.

Esta componente coaxial é sugerida por petrotramas de concentrações simétricas e elipses de deformação com eixo Z a 90° da foliação milonítica, bem como pela existência de porfiroclastos simétricos em seções delgadas.

As rochas miloníticas da ZCMG apresentam orientação cristalográfica desenvolvida sob temperaturas relativamente baixas, indicada pelo metamorfismo no fácies xisto-verde e pelos petrotramas. Apesar da baixa temperatura, esta orientação originou-se em condições de alta taxa de deformação, evidenciada pela presença de minerais deformados e estirados e pela geração de rochas miloníticas e ultramiloníticas, onde comumente ocorre, total paralelização das superfícies S e C. Idades K-Ar obtidas em biotitas e muscovitas destas rochas, concentram-se no intervalo 570 e 540 Ma, representando épocas relacionadas ao resfriamento destas, a temperaturas inferiores a 250-300°C.

Reativações rúpteis tardias (com direções em torno de N-S e N50W) são indicadas por estruturas lineares bem caracterizadas em fotografias aéreas e imagens de radar, por fraturamentos repetitivos em afloramentos, bem como pela presença, em seções delgadas, de fraturamentos transgranulares de minerais. Estas movimentações tardias são também indicadas pelas informações geocronológicas obtidas através do método K-Ar em frações finas, que acusaram idades entre 230 e 206 Ma (Triássico médio a superior e Jurássico inferior). Tais dados obtidos em frações finas minerais, foram interpretados como relativos a condições metamórficas de baixo grau ou muito baixo grau (transição rúptil-dúctil).

ABSTRACT

This work describes the geometric and kinematic characteristics of the Major Gercino Shear Zone (MGSZ) in the Canelinha - Garcia area. This shear zone is one of the major lineaments that affect all southern Brazilian Precambrian terrains. In Santa Catarina State it separates, along its whole extension, the supracrustal rocks of the Brusque belt (northern part) from the Granitoid belt (southern). This zone is characterized by a regional NE trend and a dextral sense of movement where ductile-brittle structures predominate.

The MGSZ is composed of two mylonitic belts separated by granitoid rocks probably associated to the development of the shear zone. Both shear zones show cataclastic to ultramylonitic rocks, but mylonites and protomylonites predominate. Most of mylonitic rocks were produced under green schist metamorphic conditions at high strain rate.

The calc-alkaline granitoids present in the area can be grouped in two granitoid associations with meta to peraluminous affinities. The Rolador Granitoid Association (RGA) is characterized by greyish porphyritic biotite-monzogranites and the Fernandes Granitoid Association (FGA) by coarse-grained to porphyritic pinkish amphibole-syenogranites. The U-Pb and Rb-Sr ages range from 670 to 590 Ma with the Sr^{87} / Sr^{86} initial ratios suggesting a crustal contribution in the generation of these rocks.

Despite the sinistral displacement often observed, most of the mesoscopic structures and kinematic indicators show predominance of dextral movement with an important oblique component. The results of the c-axes analyses in quartz-rich rocks are in good agreement with this interpretation also indicating a coaxial deformation produced by pure shear strain as can be seen in the symmetric pattern of the preferred orientations of the c axes in many of the diagrams obtained in the MGSZ.

The importance of the pure shear component is also emphasized by the results of the Fry method. Many z axes of the strain ellipses are at high angle to the shear foliation. Symmetric porphyroclasts also corroborate this hypothesis.

The micaceous minerals formed during the shear development indicate K-Ar ages around 555 ± 15 Ma. Brittle reactivations of the shear zone have been placed by K-Ar in fine-fraction materials at Triassic time (215 ± 15 Ma).

1. INTRODUÇÃO

A Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) faz parte do importante sistema de cisalhamento com direção NE-SW, que afeta a porção pré-cambriana da região sul brasileira e uruguaia. O segmento estudado situa-se na região centro-este do estado de Santa Catarina, abrangendo os municípios de São João Batista, Canelinha, Tijipió, Major Gercino e Garcia.

Ao longo de toda sua extensão a ZCMG separa duas áreas geologicamente diferentes que correspondem, em Santa Catarina, aos domínios interno (granitóides) e intermediário (supracrustais) do Cinturão Dom Feliciano (CDF), como definidos por Basei (1985), (Fig.1).

Foram realizadas análises petrológicas, geoquímicas, estruturais e geocronológicas, de diferentes litotipos ocorrentes na região, que possibilitaram uma melhor caracterização da ZCMG, bem como uma maior compreensão da geologia da área.

Figura 1 - Localização da área no CDF (conforme Basei, 1985).

1.1 OBJETIVOS

O estudo da ZCMG é de grande interesse pois, esta representa uma megaestrutura de expressão litosférica, responsável pela compartimentação dos terrenos pré-cambrianos de Santa Catarina. Apesar de sua importância no contexto geológico-estrutural do sul do país, poucos estudos em semi-detalle foram realizados ao longo deste lineamento.

O objetivo principal deste estudo, é a contribuição no conhecimento da evolução geológico-estrutural da Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), em Santa Catarina. A abordagem é relacionada aos aspectos estruturais associados ao desenvolvimento de uma zona de cisalhamento.

Portanto, procedeu-se na caracterização geométrica e cinemática da ZCMG, com a 1) execução de um mapa geológico na escala 1:100.000; 2) caracterização geométrica e determinação das elipsóides de deformação finita; 3) caracterização cinemática através de indicadores macro, meso e microscópicos; 4) estudo petrográfico e geoquímico do magmatismo associado; e 5) determinação da idade da ZCMG e de suas reativações através da datação dos minerais gerados nesses processos.

1.2 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A área apresenta quatro unidades morfológicas principais relacionadas às características geológicas de seus constituintes.

A primeira, representada pelos metassedimentos do Grupo Brusque, está relacionada a morros com cristas relativamente pronunciadas e algumas áreas escarpadas, com altitudes máximas em torno de 500 m. Em fotografias aéreas apresenta tonalidade escura, principalmente devido à vegetação mais densa. O padrão de drenagem é subdendrítico a retangular.

A segunda unidade está representada pela faixa milonítica norte da ZCMG, relacionada, principalmente, a áreas do vale do Rio Tijucas e algumas serras, apresentando um padrão de drenagem fortemente estruturado.

A terceira unidade está representada pelos granitóides centrais e pelos granitóides do Domínio Interno. Apresenta morros com cristas mais arredondadas, chegando a altitude de aproximadamente 650 m. Em fotografias aéreas os granitóides apresentam tonalidades claras, principalmente devido à vegetação mais escassa. Apresenta um padrão de drenagem subdendrítico.

A quarta unidade, representada pela faixa milonítica sul da ZCMG, está relacionada às serras de direção marcadamente NE, por vezes escarpadas, correspondendo às Serras da Dona, da Boa Vista, do Macaco Branco e do Major. Em fotografias aéreas apresenta tonalidades escuras, principalmente devido a alta densidade da vegetação. A rede de drenagem é fortemente estruturada.

A rede hidrográfica, tem no Rio Tijucas (direção predominante NE) seu principal representante. Seus afluentes principais têm direção aproximada NW-SE, sendo estes, a sul do Rio Tijucas, Rio da Galera, Ribeirão Fernandes, Ribeirão Arataca, Ribeirão do Louro, Ribeirão dos Porcos e Ribeirão das Congonhas; e a norte, Rio Águas Claras e Rio Boa Esperança. Na porção SE da área, estes afluentes apresentam um importante alinhamento NE-SW, controlado pelas Serras da Dona, da Boa Vista, do Macaco Branco e do Major.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSOS

A área de estudo situa-se na região centro-este do Estado de Santa Catarina, abrangendo os municípios de São João Batista, Canelinha, Tijipió, Major Gercino e Garcia. Está inserida na porção central da Folha Topográfica São João Batista (SG-22-Z-D-II-3), na porção extremo noroeste da Folha Topográfica Biguaçu (SG-22-Z-D-II-4) e na porção extremo sudeste da Folha Topográfica Aguti (SG-22-Z-D-I-4), todas editadas pelo Instituto de Geografia e Estatística (IBGE) em 1974, na escala de 1:50.000.

A área delimitada para este trabalho, cujos limites geográficos são os meridianos $48^{\circ} 40'$ e $49^{\circ} 06'$ oeste e os paralelos $27^{\circ} 15'$ e $27^{\circ} 30'$ sul, possui aproximadamente 650 km^2 , (Fig.2), abrangendo a ZCMG, com extensão longitudinal, de 52 km .

Figura 2 - Localização da área.

As principais vias de acesso são as rodovias federais BR-116 e BR-101. Perpendicularmente à BR-101, em direção a oeste, ainda uma estrada que une a cidade de Tijucas aos municípios de Canelinha e São João Batista. A partir desta, a área pode ser atingida por estrada vicinal que corre no sentido NE-SW, ligando os municípios de Tijipió, Major Gercino e Garcia.

3. MÉTODOS

Este trabalho foi iniciado a partir do levantamento bibliográfico, com a integração da geologia local e regional; da fotointerpretação geológica preliminar, através do detalhamento das redes de drenagem e separação de domínios geomorfológicos. Para esta etapa utilizou-se:

- a bibliografia local e regional disponível da área de estudo;
- folhas topográficas de: São João Batista (SG-22-Z-D-II-3); Biguaçu (SG-22-Z-D-II-4), Tijucas (SG-22-Z-D-II-2) e Aguti (SG-22-Z-D-I-4), editadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em 1974, na escala 1:50.000;
- fotografias aéreas na escala 1:60.000 da Diretoria do Serviço Geográfico (Seção de fotografia-laboratório aerofotográfico) de maio de 1966.

3.1 MAPEAMENTO DA REGIÃO

Foram realizadas 4 etapas de campo na área, que totalizaram o estudo de 391 afloramentos. O reconhecimento litológico e estrutural da área desde o município de Canelinha até o vilarejo de Garcia (SC), compreendeu:

- o reconhecimento e a determinação das relações dos litotipos presentes, através da elaboração de perfis transversais à estruturação principal da área, para definição dos diferentes domínios de granitóides ocorrentes e a delimitação das ocorrências de rochas protomiloníticas e miloníticas para a caracterização espacial da zona de cisalhamento;
- definição de domínios estruturais homogêneos para as análises estruturais;
- coleta de amostras para análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas;
- coleta de amostras orientadas em 42 afloramentos sendo que destes, 26 amostras foram laminadas procedendo-se as análises estruturais;

-elaboração de mapa de afloramentos e integração com dados pré-existent;

-microscopia ótica de amostras não orientadas: caracterização petrográfica, deformacional e estabelecimento do metamorfismo que atuou na zona de cisalhamento;

-microscopia ótica de amostras orientadas: caracterização petrográfica e estrutural da foliação milonítica, determinação dos centros de porfiroclastos para posicionamento do elipsóide de deformação através do método de Fry; caracterização cinemática através da determinação dos eixos-c de quartzo e análise de indicadores cinemáticos;

-elaboração de mapa geológico-estrutural através da integração dos dados obtidos e de dados existentes.

O material utilizado para o mapeamento geológico incluiu:

-folhas topográficas de: São João Batista (SG-22-Z-D-II-3); de Biguaçu (SG-22-Z-D-II-4), Tijucas (SG-22-Z-D-II-2) e Aguti (SG-22-Z-D-I-4), editadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em 1974, na escala 1:50.000;

-88 seções delgadas orientadas e não orientadas;

-53 seções delgadas em cortes XZ (normais à foliação milonítica Sm e paralelos à lineação de estiramento Lm) e YZ (normais à foliação milonítica Sm e normais à lineação de estiramento mineral)

-diagrama de Schmidt-Lambert e diagramas estatísticos;

-*software* Stereonet (*for windows*, versão 2.06, 1992-1993, Un. of Western Ontario) para confecção de diagramas em geral;

-platina universal de 4 eixos.

3.2 COLETA DE AMOSTRAS ORIENTADAS

A coleta de amostras orientadas ocorreu, preferencialmente, em afloramentos com foliação milonítica e lineação de estiramento mineral bem evidenciadas, com o seguinte procedimento:

1) Anotação do plano orientado, marcando-se a horizontal do plano na amostra com uma seta indicativa de que a leitura foi feita na ponta norte. Faz-se a anotação na amostra coletada se o plano orientado é positivo ou negativo (normal ou invertido). De preferência orienta-se um plano normal para maior facilidade de manuseio posterior.

2) Realização de cortes XZ (normal à S_m e paralelo à L_m) e YZ (normal à S_m e normal à L_m). Realizados os cortes determina-se a direção destes. Marca-se a direção dos cortes do mesmo modo com que se marcou o plano orientado no campo. Como último passo desta etapa, a certificação de que as seções delgadas foram realizadas nos cortes na posição normal.

Quanto à utilização das seções delgadas orientadas para estudos de eixos-c de quartzo, são utilizados os cortes XZ não importando a direção do corte, apenas se o corte é normal (positivo). Já para a aplicação do Método de Fry, são utilizados os cortes XZ e YZ, importando também a direção dos cortes, pois a partir desta direção determinam-se as direções dos eixos do elipsóide de deformação.

3.3 MÉTODO DE FRY

Um dos métodos utilizados para análise da deformação é conhecido como método centro a centro (Ramsay & Huber, 1983). Este método envolve a determinação dos centros de partículas que foram originalmente, os vizinhos estatisticamente mais próximos, definindo-se linhas entre estes centros e analisando as mudanças no comprimento das mesmas. Este método é utilizado em rochas que contém oólitos, clastos, porfiroclastos ou porfiroblastos.

Entretanto, não se pode determinar a deformação somente através da forma do objeto pois, a relação entre esta forma depois da deformação é uma função complexa da interação entre a forma original, diferença de competência entre o objeto e a matriz e a influência dos objetos vizinhos. A diferença de competência pode sugerir que os menos competentes se deformam por algum

mecanismo de fluxo plástico e os mais competentes por uma deformação mais rúptil (cataclase).

Quando isto ocorre, não se pode tirar medidas das formas dos mais e menos competentes para chegar na deformação total da rocha. Então o método centro a centro, permite que a deformação total da rocha seja calculada através da redistribuição dos pontos na rocha deformada e, das distâncias entre estes pontos como elementos lineares estendidos.

Se a rocha original possui uma distribuição inicial dos pontos totalmente randômico, é impossível usar a distribuição dos pontos para calcular a deformação, pois a distribuição resultante, após a deformação, permanece randômica. Entretanto, em muitas situações geológicas a distribuição dos pontos não é randômica de modo geral. Os pontos são dispersos, mas distribuídos de modo que as distâncias entre eles são mais ou menos constantes, denominada por Ramsay & Huber (1983) de distribuição estatisticamente uniforme. Neste caso, não observam-se grandes concentrações e vazios como em uma distribuição verdadeiramente randômica.

Esta distribuição geralmente ocorre porque os objetos têm um tamanho inicial característico e isto significa que as separações centro a centro dos vizinhos próximos é controlada pela geometria intrínseca do pacote. Este agregado de pontos com esta distribuição, tem propriedades geométricas especiais quando deformados: há uma maior separação dos pontos paralela ao eixo maior da elipse de deformação (X) e uma aproximação máxima das distâncias paralela ao eixo menor da elipse de deformação (Z). As distâncias entre os pontos na rocha deformada é uma função da elongação na direção da junção dos pontos. Assim, há possibilidade da determinação da deformação através de duas técnicas: Método centro a centro-vizinhos mais próximos e Método de Fry.

O Método centro a centro-vizinhos mais próximos é utilizado em agregados de objetos que inicialmente são distribuídos uniformemente (distâncias entre os centros das partículas são uniformes ou inicialmente estatisticamente constantes)

e quando os centros das partículas são facilmente definidos: conglomerados, grãos de arenitos, oóides, etc.

O Método de Fry permite uma solução gráfica, de modo prático e acurado, sendo uma das vantagens em relação ao método anterior. O princípio do método baseia-se em que o agregado a ser estudado possua partículas de tamanhos estatisticamente uniformes, produzindo uma série de centros de vizinhos (Fig. 3A). Relativamente ao centro do ponto A, todos os pontos circundantes, têm uma distribuição espacial que reflete a média do tamanho da partícula e o tipo do empacotamento. A distância entre os centros das partículas AB, BC, etc., não pode ser muito próxima a duas vezes o valor do raio das mesmas ($2r$) e para cada ponto como o A, existem seis vizinhos próximos a uma distância $2r$. As partículas circundantes estão situadas a distâncias de $2\sqrt{3}r$, como AD, AE, etc., e em volta de A existem seis deles. Também há centros com distâncias, em relação ao ponto A, de $4r$ como AF, AG, etc. Se as partículas têm raios idênticos, e o empacotamento é perfeito, esta repetição zonal das distâncias dos centros a partir de qualquer centro, mostrarão variações periódicas regulares. Entretanto, em agregados naturais, a regularidade diminui com a distância a partir de qualquer ponto escolhido. Com uma deformação superimposta (Fig. 3B), as distâncias entre os centros das partículas modificam-se proporcionalmente ao valor da deformação longitudinal, ao longo desta direção, que é proporcional aos diâmetros da elipse de deformação. Como os valores das distâncias periódicas são sistematicamente modificados de acordo com a forma da elipse, esta geometria pode ser utilizada para estabelecer a forma e orientação desta elipse.

Figura 3 - Feições geométricas de um agregado de empacotamento hexagonal regular não deformado (A) e homogeneamente deformado (B). Os discos circulares possuem raios iguais (r). Extraído de Ramsay & Huber (1983).

O uso do método de Fry em isolado não é aconselhado, pois uma de suas premissas baseia-se no fato de que o centro de cada cristal sempre permanece como o centro, mesmo a rocha sofrendo deformação posterior, premissa esta, nem sempre respeitada. Entretanto, quando utilizado para a determinação qualitativa da orientação espacial dos esforços principais de uma zona de cisalhamento, esse fato não constitui um grande problema. É entretanto, recomendada a utilização dessa metodologia em conjunto com outras informações.

Outra questão importante relaciona-se ao tipo da rocha para qual o método é utilizado. Comprovou-se que este método é inadequado em rochas muito xistosas, pois sua matriz micácea absorve muito a deformação, não obtendo-se bons resultados, já que a análise do método é realizada em porfiroclastos. Nestes casos a relação entre a R_f (razão entre os eixos X e Z do elipsóide de deformação) e o ângulo entre o eixo X e a horizontal de referência, torna-se muito irregular, resultando em um elipsóide cujos valores não são confiáveis.

Utilizaram-se os cortes XZ e YZ de 13 rochas miloníticas e protomiloníticas graníticas orientadas. Com os cortes prontos, porfiroclastos de feldspatos ou

quartzo foram desenhados em câmara-clara. Estes desenhos podem ser feitos em lupa ou microscópio, dependendo da granulometria da amostra. A partir dos desenhos plotam-se os centros dos porfiroclastos em papel, que são transferidos para um *overlay* em tamanho adequado com a tela do microcomputador a ser utilizado. Os cálculos foram efetuados com o auxílio do programa *Strain* (W. Unzog, Graz, Áustria, versão 06/1990) utilizando-se o método *Traditional Plot*.

Parte das amostras foram trabalhadas manualmente, utilizando-se o procedimento apresentado por Ramsay & Huber (1983), descrito a seguir (Fig. 4).

1. Em um pedaço de papel marcou-se os centros das partículas, numerando os pontos;

2. Com um *overlay* transparente marcou-se um ponto de referência em cima de um dos centros das partículas (1). O próximo passo foi traçar as posições de todos os outros pontos (2, 3, etc.) no *overlay*;

3. Movimentou-se o *overlay*, mantendo um azimuth constante, colocando o ponto de referência em cima do ponto (2). A seguir, foram traçadas as posições de todos os outros pontos (1, 3, 4, etc.) no *overlay*;

4. Repetiu-se para todos os outros pontos este procedimento.

Figura 4 - Determinação da elipse de deformação através do Método de Fry. A: mostra o *overlay* centrado no ponto 1 e todos os outros pontos localizados. B: mostra o *overlay* centrado no ponto 2 e todos os outros pontos localizados em relação ao ponto 2. C: mostra o diagrama final. A distribuição elíptica das densidades dos pontos oferece a forma e orientação da elipse de deformação. Extraído de Ramsay & Huber (1983).

Após o emprego deste método pode-se observar:

A) um vazio no centro do *overlay*: ocorre pelo fato de que duas partículas originais, não podem ficar mais próximas do que a soma de seus raios. Se o vazio for circular, é indicativo de que a rocha não sofreu deformação, se for elíptico, houve deformação. Se nenhum vazio aparecer após a plotagem de 50 movimentos no *overlay*, implica que o agregado inicial possuía um arranjo completamente randômico. Neste caso, nenhuma solução pode ser encontrada: a rocha pode estar tanto deformada como não deformada.

B) ocorre uma forte concentração de pontos ao redor do vazio de forma circular ou elíptica. Esta concentração se relaciona à menor e mais comum distância entre as partículas no pacote. Se o tamanho das partículas era razoavelmente constante e o empacotamento pronunciado (alta concentração de porfiroclastos) esta concentração será bem marcada, e se as partículas iniciais tinham uma forma variada, ou empacotamento não pronunciado, a concentração será fraca.

3.4 EIXOS-C DE QUARTZO

Quando uma rocha é deformada, comumente ela desenvolve uma orientação preferencial das direções cristalográficas dos minerais que a constituem. Normalmente representa-se o padrão de uma orientação preferencial de uma direção cristalográfica particular.

O estudo das orientações cristalográficas preferenciais é de grande interesse para a geologia estrutural porque o *fabric* desenvolvido é governado: 1) por mecanismos da deformação; 2) pela forma do elipsóide de deformação finita (oblato, prolato, deformação plana) e 3) pelo padrão da deformação ou arcabouço cinemático (Schmid & Casey, 1986).

O estudo do *fabric* cristalográfico do quartzo, permite informações importantes relacionadas a: 1) estágios da deformação finita; 2) padrão da deformação (coaxial ou não coaxial) e 3) sentido do cisalhamento.

Além disso, permite a inferência do sistema operante de deslizamento e consequentemente, da temperatura atuante, bem como da importância da presença de fluidos durante a deformação.

O *fabric* de diferentes populações de quartzo, pode esclarecer sobre parte da história deformacional. Os *fabrics* de porfiroclastos podem ser produtos do arcabouço cinemático presente durante a maior parte da história da deformação plástica do cristal. Por outro lado, os *fabrics* de agregados recristalizados, devem registrar apenas os últimos estágios da deformação plástica (Kirschner & Teyssier, 1991).

Para a medição dos eixos-c de quartzo, utilizou-se a Platina Universal de 4 eixos, onde nos cortes XZ de rochas miloníticas e protomiloníticas graníticas foram medidos, em 12 amostras, de 100 a 200 eixos-c, com uma média de 160 eixos por amostra.

Antes de iniciar a medição é necessário a verificação da existência ou não de uma orientação preferencial com o auxílio da placa de gipso. Posteriormente, caracterizam-se as populações de quartzo existentes na amostra (recristalizados, serrilhados, recuperados, com extinção ondulante, etc.).

A indicatriz dos minerais uniaxiais é um elipsóide de revolução, cujo eixo coincide com o eixo óptico e, portanto, paralelo ao eixo cristalográfico c do mineral (Fig. 5).

Figura 5: Cristal uniaxial positivo (quartzo) mostrando a indicatriz.

O princípio da medição na platina universal é a orientação do raio lento do quartzo (eixo-Z do elipsóide de revolução) na posição horizontal E-W.

Antes do início das medidas deve-se centralizar a platina exterior com as objetivas que serão utilizadas (que dependerão da granulometria da amostra), e em seguida centralizar o eixo vertical interno com a platina fixa, com o auxílio dos parafusos internos. Inicia-se a medição, obedecendo-se o seguinte procedimento:

- posicionar todos os eixos da platina em 0° ;
- selecionar o grão e com os nicóis cruzados inicia-se a identificação do raio lento (Z):
- extinguir o grão de quartzo através do eixo vertical interno da platina;
- girar 45° da posição de extinção: nesta posição o mineral se apresenta na máxima luminosidade, portanto, as duas direções de vibração do mineral são

paralelas às vibrações do raio lento e rápido do acessório, quando introduzido no microscópio;

-introduzir a placa de gipso (raio rápido paralelo ao maior comprimento do acessório): se houver adição nas cores de interferência, significa que a direção do raio lento do mineral é paralela à direção do raio lento do acessório, então gira-se a platina 45° no sentido horário; se houver subtração nas cores de interferência, significa que a direção do raio lento do mineral é paralela à direção do raio rápido do acessório, então gira-se a platina 45° no sentido anti-horário.

Esta primeira etapa pode ser realizada de um modo mais simples, sem o auxílio da placa de gipso:

-extinguir o grão;

-quebrar a extinção com o eixo E-W; se quebrar totalmente, o grão já está na posição correta para o próximo passo; se não quebrar a extinção, ou quebrar muito pouco, movimenta-se o grão para outra posição de extinção.

Neste estágio o eixo-c do quartzo, ou raio lento, está na posição E-W da platina.

-girar o eixo E-W : houve quebra na extinção;

-reestabelecer a extinção no eixo N-S, com o menor ângulo possível;

-testar novamente o eixo E-W, o grão deve permanecer extinto;

-colocar o eixo E-W na posição horizontal 0° ;

-girar 45° a platina exterior: se a seção se iluminar então o eixo-Z está paralelo a E-W, e a medida já está correta (ex: 240, 50 D); se a seção se extingue, então o eixo-Z está perpendicular a E-W anota-se o ângulo complementar daquele observado, mudando-se o caimento do mesmo (ex: 240, 40 E).

É muito importante anotar-se o tipo de grão de quartzo medido, e se foram medidas diferentes populações de grãos, diferenciar as medidas.

Posteriormente, as medidas foram tratadas em microcomputadores em programa Stereonet.

3.5 ANÁLISES GEOQUÍMICAS

Foram realizadas análises de elementos maiores, traços e terras raras em um total de 25 amostras, sendo 19 amostras de granitóides isótopos e 6 amostras de rochas miloníticas. Estas análises foram realizadas em laboratório no Canadá (Activation Laboratories Ltd). O preparo do material procedeu-se como segue:

- seleção de amostras pouco alteradas;
- seleção de amostras de perfis representativos, incluindo os corpos granitóides e as rochas miloníticas;
- quebra manual e posterior britagem em britador de mandíbulas;
- quarteamento e moagem.

A partir dos dados obtidos, utilizou-se o programa Newpet para a confecção de gráficos e diagramas. As análises químicas estão apresentadas no Apêndice 1.

Para o presente estudo foram utilizadas somente amostras de rochas frescas (verificadas em lâminas delgadas), assumindo-se, como premissa para o tratamento dos dados geoquímicos, que as variações observadas nos teores dos elementos se referem à composição original da rocha, ou então, às modificações introduzidas pelas transformações relacionadas aos processos de cisalhamento.

3.6 ANÁLISES GEOCRONOLÓGICAS

O método K-Ar em biotita dos granitóides isótopos foi utilizado para a obtenção da idade do resfriamento dos mesmos e em biotitas e muscovitas neoformadas, para obter-se a idade de movimentação da zona de cisalhamento, neste caso, as idades de resfriamento das rochas miloníticas. As análises K-Ar em frações finas, realizadas em laboratórios da IGDL-UG (Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, Univ. Gottingen Alemanha), permitem a datação de materiais submetidos a condições metamórficas de baixo grau. Conforme

discutido por Basei *et al.* (1995), por este método pode-se obter as idades de superposição termo-tectônica em condições rúptil-dúctil.

O método Rb-Sr em rocha total foi utilizado para se obter uma melhor aproximação da idade de formação dos corpos granitóides. Adicionalmente, a diferença dos resultados obtidos em relação aos dados K-Ar, indicará um episódio de aquecimento posterior na região. Estas análises também proporcionarão dados isotópicos para uma modelagem petrogenética, pois a razão inicial (Sr^{87}/Sr^{86}) é um indicador importante para área fonte do material analisado.

O método U-Pb não é recomendável para rocha total devido a alta mobilidade do U, sendo utilizado em fases minerais de maior resistência a alteração. Este método foi utilizado em zircões, nos dois grupos de granitos, fornecendo a época de cristalização deste mineral e, conseqüentemente, a idade de formação desses corpos ígneos. Dessa forma, determina-se a idade de colocação dos granitóides associados à zona de cisalhamento.

As constantes radiométricas utilizadas encontram-se no Apêndice 2.

3.6.1 Preparação das amostras

É aqui apresentada a rotina utilizada nos laboratórios do CPGeo para a preparação das amostras relativas aos seguintes métodos:

A) Método Rb-Sr - Rocha Total

Realiza-se a quebra das amostras, em pedaços com cerca de 5cm para sua utilização no britador de mandíbulas. Após o uso deste, os fragmentos são reduzidos a dimensões inferiores a 0,3 mm, após a quarteação, a fração escolhida é pulverizada a uma granulometria inferior a 200 *mesh* (0,074 mm).

Nesta fase o material está pronto para a análise por fluorescência de raios-X, para determinação dos teores de Rb e Sr e conseqüente escolha das amostras a serem analisadas quimicamente.

Ataque químico:

- coloca-se aproximadamente 0,1g de amostra em béquer 'savillex' ao qual são adicionados 1 ml de ácido nítrico (HNO_3) concentrado e 2ml de ácido fluorídrico (HF) concentrado;

- coloca-se em ultrassom por aproximadamente 45 minutos;

- deixa-se em aquecimento sob lâmpada, em evaporador, por uma noite;

- dissolve-se com ácido clorídrico (HCl) 6N destilado e deixa-se sob lâmpada por uma noite;

- evapora-se até a secura e dissolve-se com HCl 2,62 N;

- transfere-se a amostra para um tubo de centrifuga;

- centrifuga-se durante tempo necessário para que o líquido fique transparente, ou seja, com o resíduo totalmente depositado no fundo. Após filtragem e passagem na coluna, devidamente calibrada, adiciona-se algumas gotas de ácido perclórico (HClO_4) a 50% e coloca-se para secar em evaporadores até a secagem total. Este ácido elimina a matéria orgânica da resina que por ventura escapou da coluna. O resíduo seco é levado para espectrômetro de massa para a análise isotópica.

B) Método K-Ar - minerais

Para o método K-Ar em minerais as amostras são fragmentadas manualmente a frações submilimétricas em um almofariz de ferro ou em britador de mandíbulas. Este material é então submetido a uma bateria de peneiras acoplada a um equipamento vibratório para a obtenção da amostra no intervalo granulométrico desejado. Foi utilizada, principalmente, a fração 60-100 M, mas foram extraídas as frações de 35-60 e também 100-150 M para todas as amostras.

O intervalo granulométrico é definido para cada amostra de acordo com sua granulometria original e o grau de inclusões contidas nos minerais selecionados. Utilizou-se na separação e concentração dos minerais o separador eletromagnético 'Frantz', a mesa vibratória e o Bromofórmio.

O separador 'Frantz' consiste em um eletroimã que permite a separação de minerais, baseada em sua susceptibilidade magnética.

A amostra com seus minerais já concentrados (proveniente do separador Frantz) é colocada sobre a placa vibratória, que ao ser acionada proporciona uma concentração gradativa de minerais placóides que tendem a ficar retidos, sendo que os minerais prismáticos rolam devido a vibração. Esse é o processo mais comum utilizado para se separar biotitas de anfibólios. Nesta etapa utilizou-se também a separação manual.

A separação pelo líquido pesado Bromofórmio ($d=2,89 \text{ g/cm}^3$) é utilizada para complementação dos procedimentos anteriores. Os minerais menos densos (quartzo e feldspato) permanecem em suspensão no líquido, enquanto que os de maior densidade (anfíbólio, biotita) tendem a decantar. Neste processo utiliza-se um funil de vidro que possui em sua extremidade basal um tubo de borracha com um dispositivo de interrupção de fluxo; ao se colocar o bromofórmio no funil, adiciona-se a amostra, processando-se a separação. Após um intervalo de tempo necessário para separação, o dispositivo de fluxo é aberto, sendo coletado apenas o material mais pesado, enquanto que o mais leve permanece no funil. Este processo é efetuado dentro da capela de exaustão para evitar o escape de gases nocivos. O material coletado é lavado com álcool e submetido à secagem sob lâmpadas refletoras.

C) Método K-Ar em frações finas de minerais

A metodologia que se segue é conforme Ahrendt *et al.* (1993). O método convencional K-Ar em frações finas de minerais é utilizado em terrenos de baixo grau metamórfico. Foi importante a utilização desta metodologia para milonitos da ZCMG para determinar-se a idade do pico de episódios de deformação de baixo grau, pois neste caso a temperatura de bloqueio do sistema é muito próxima da temperatura de formação das sericitas (principal material gerado nesses processos). Pelo fato das granulometrias serem muito finas, esses materiais são

mais sensíveis a eventos térmicos posteriores de baixo grau metamórfico ou muito baixo grau.

A metodologia consiste na separação de frações finas minerais: menor que $2\ \mu\text{m}$ e menor que $0,2\ \mu\text{m}$. O Argônio foi extraído em uma linha de vidro, a vácuo, e sua composição isotópica medida em um espectrômetro de massa de gás nobre VG 1200 C. A quantidade de Ar^{40} radiogênico foi determinada pelo método de diluição isotópica usando um *spike* Ar^{38} altamente enriquecido. O Potássio foi determinado em duplicata por espectrometria de emissão atômica. O erro analítico para os cálculos da idade K-Ar é dado em um nível de confiança de 95 % (2σ).

D) Método U-Pb em zircões

Para este método foram coletadas em torno de 20 kg de amostra que, após fragmentação em britador de mandíbulas, foram reduzidas a granulação inferior a 100 *mesh* em moinho de disco.

Esse material é passado na mesa vibratória, e a porção rica em minerais pesados é tratada com líquidos densos (Bromofórmio, Iodeto de Metileno). Os concentrados 'pesados' dos líquidos densos, são passados no separador magnético 'Frantz', de modo que se obtenha, no final, várias frações magnéticas (M6, M5,...) ricas em zircões.

Quando necessário realiza-se a lavagem com ácido nítrico (HNO_3), principalmente para eliminação de sulfetos.

A purificação final de cada uma das frações é realizada por catação manual sob lupa binocular. Nesta etapa, é realizada a abrasão de pequena quantidade de zircões com quantidade menor de pirita, por aproximadamente 3 horas. Em seguida, a fração é lavada com HNO_3 para retirada de pirita e posteriormente com água (mili-Q), no ultrassom.

O ataque químico é realizado com ácido fluorídrico (HF) e HNO_3 em micro-bombas de Teflon (envoltas em um *Kit* de aço) em estufa a 200°C , por dois dias.

Posteriormente evapora-se o HF e adiciona-se HCl dentro das bombas por 24 horas.

Retira-se a alíquota (CI-composição isotópica e DI-diluição isotópica), que é levada na coluna para separação do U e Pb e posteriormente utiliza-se o espectrômetro de massa para as medidas das razões isotópicas.

3.7 ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Analizaram-se seções delgadas de granitóides isótopos e de rochas miloníticas, em um total de 88 seções delgadas orientadas e não orientadas; 53 seções delgadas em cortes XZ (normais à foliação milonítica Sm e paralelos à lineação de estiramento Lm) e YZ (normais à foliação milonítica Sm e normais à lineação de estiramento mineral).

A microscopia ótica de amostras não orientadas possibilitou a caracterização petrográfica dos diferentes tipos de granitóides, propiciando, nas rochas miloníticas, o estabelecimento do metamorfismo que atuou na zona de cisalhamento. Nas amostras orientadas, a microscopia ótica permitiu a caracterização estrutural da superfície principal das rochas miloníticas e também a caracterização cinemática da ZCMG, através da análise dos indicadores cinemáticos.

Para a determinação da moda das rochas de granulometria grossa (35 amostras), foram confeccionadas 'fatias' das rochas com áreas de 100 cm² ou 200 cm² submetidas à tintura de Cobaltonitrito de Sódio. O procedimento e materiais utilizados estão descritos a seguir.

Dissolver 14g do composto em quantidade suficiente de H₂O destilada, adicionando 10 ml de ácido acético, completar com H₂O destilada até perfazer um total de 200 ml em uma proveta. Esta quantidade de solução é suficiente para 20 fatias.

Colocar ácido fluorídrico (HF) concentrado em um recipiente plástico e a solução de Cobaltonitrito de Sódio em uma bandeja plástica.

Emerge-se a fatia da rocha no HF concentrado, durante cerca de 50 s. Em seguida, lava-se a amostra com H₂O comum, e efetua-se a secagem da fatia. Depois de seca, colocar a fatia de rocha na solução preparada de Sódio/Cobaltonitrito durante aproximadamente 50s. Após esse tempo, lavar a fatia em água corrente com pouca vazão para retirada do excesso. É interessante aplicar *spray* acrílico na amostra depois de seca, para não se perder a coloração adquirida.

O Sódio/Cobaltonitrito tem a propriedade de tingir, diferencialmente, feldspatos potássicos de plagioclásios, permitindo, desta forma, sua fácil identificação. A solução de Cobaltonitrito, depois de preparada, tem validade por cerca de 4 horas. Após este período, nota-se que a reação é incompleta.

Sobre a superfície assim tratada, é colocada uma malha transparente, efetuando-se a contagem dos minerais. O tamanho da malha dependerá da granulometria da amostra. Os valores modais obtidos foram plotados em diagrama QAP (quartzo, feldspato potássico, plagioclásio).

3.8 TERMINOLOGIA DAS ROCHAS MILONÍTICAS

Para adequada compreensão do texto, é relacionada abaixo a terminologia utilizada, tendo em vista o uso variável dos termos referentes às rochas cataclásticas e miloníticas.

Rochas cataclásticas: rochas sem uma foliação bem definida, caracterizadas pelo fraturamento dos grãos. Incluem os protocataclasitos e cataclasitos conforme Sibson (1977); e rochas cataclásticas de Philpotts (1990).

Protomilonitos: rochas com estruturas de fluxo, apresentando fragmentos visíveis macroscopicamente, geralmente lenticulares. Os porfiroclastos perfazem de 50 a 90% da rocha (Higgins, 1971; Sibson, 1977; Philpotts, 1990).

Milonitos: rochas com estrutura de fluxo, com porfiroclastos geralmente maiores que 0,2 mm. Estes porfiroclastos perfazem de 10 a cerca de 50% da rocha. (Higgins, 1971; Sibson, 1977; Philpotts, 1990).

S-C Milonitos: milonitos onde observam-se as superfícies S (relacionada ao acúmulo da deformação finita) e C (relacionada às descontinuidades deslocadas ou zona relativamente com maior deformação cisalhante). Estas superfícies desenvolvem-se simultaneamente (Lister & Snoke, 1984).

Augen milonitos: apresentam porfiroclastos mono ou policristalinos maiores que 0,2 mm de diâmetro, em forma de lentes, moldados por uma matriz fina (Bard, 1980).

Ultramilonitos: apresentam estruturas de fluxo, textura afanítica e seus porfiroclastos reduzidos a menos que 0,2 mm, que perfazem cerca de 10% da rocha. É facilmente confundido com rochas metassedimentares. Representam o mais alto estágio dentro do processo de milonitização. Estas rochas são geralmente mais escuras que os termos descritos anteriormente (Higgins, 1971; Sibson, 1977; Philpotts, 1990).

Filonitos: rochas de textura milonítica à ultramilonítica, apresentando enriquecimento de filossilicatos durante o processo de deformação, que se inicia com a sericitização dos feldspatos (Higgins, 1971; Sibson, 1977 e Hippert, 1994).

4. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS NA ÁREA

Os trabalhos de mapeamento geológico nos terrenos pré-cambrianos em Santa Catarina tiveram grande impulso somente no final da década de 60. Dentre os trabalhos de mapeamento regional, abrangendo a área de interesse, aqui destacam-se aqueles desenvolvidos pelo DNPM/CPRM, como Schulz Jr. *et al.* (1969), Schulz Jr. *et al.* (1970) e Albuquerque *et al.* (1971).

A Zona de Cisalhamento Major Gercino foi referida primeiramente por Schulz Jr. *et al.* (1969), como **Falha Major Gercino** para separar o Grupo Taboleiro do Grupo Brusque. O Grupo Taboleiro compreenderia gnaisses, dioritos e migmatitos em geral, além de granitóides, predominando tipos grossos e porfíróides, sendo a rocha mais representativa biotita-gnaisses.

Segundo aqueles autores, dentro da tectônica rígida, a Falha Major Gercino é considerada como uma grande falha inversa de mais de 20 km de comprimento na quadrícula Rio do Sul, se estendendo para a quadrícula Florianópolis. Tem direção NE e coloca em contato o Grupo Taboleiro com o Grupo Brusque (Granodiorito Valsungana e Formação Botuverá). Este falhamento, mostra reativações como brechações sucessivas e diques riolíticos e de diabásio brechados já encaixados em falhas, além de apresentar continuidade em rochas gondwânicas. Subordinadamente, falhas menores com orientação NW são reconhecidas, bem como diques de riólito com esta direção preferencial, conforme Schulz Jr. *et al.* (1969) e Schulz Jr. *et al.* (1970).

Segundo Albuquerque *et al.* (1971), em estudo das quadrículas Blumenau, Joinville, Rio do Sul, Florianópolis, Tubarão e Laguna, ali se evidenciam diferentes fases tectônicas. A primeira caracteriza-se por fraturamento das rochas do embasamento (Grupo Taboleiro) de direção principal NE, falhas de dezenas de km, posteriormente cortadas por falhamentos de direção E-W de menor envergadura. Nesta fase ocorrem intrusões de diversos corpos granitóides. Subordinadamente, ocorrem fraturamentos de direção NW. A segunda fase está relacionada a falhamentos de direção NE que perturbaram a Formação Botuverá.

Em meados da década de 70, importante contribuição foi dada por Hasui *et al.* (1975), os quais, compilando os dados disponíveis sobre as faixas dobradas ao longo da região costeira entre o estado da Bahia e Uruguai, apresentam uma segmentação tectônica longitudinal e transversal, realizando uma importante correlação entre as sequências apresentadas. Neste trabalho, diferenciou-se o Segmento Setentrional (Faixa Dobrada Paraíba do Sul e Faixa Dobrada Ribeira) e o Segmento Meridional. Neste último foram identificados transversalmente de NW para SE: Sistema Dobrado Apiaí, Maciço Mediano Joinville, Sistema Dobrado Tijucas, Maciço Mediano Pelotas e o Sistema Dobrado Uruguai Oriental.

O Segmento Meridional, com *trend* estrutural NNE, situa-se entre o vale do Rio Ribeira do Iguape e o Uruguai. Conforme aqueles autores, este segmento é composto por sequências de ectinitos e complexos migmatíticos, ambos intrudidos por corpos graníticos sin e pós-tectônicos. As sequências de ectinitos são nomeadas de Grupo Açungui no Paraná e sul do estado de São Paulo, Grupo Brusque em Santa Catarina, Grupo Porongos no Rio Grande do Sul e Grupo Lavalleya no Uruguai, todos relacionados ao Ciclo Brasileiro. Os Complexos Migmatíticos, na grande maioria, formaram-se neste ciclo, havendo porém, porções de um ciclo mais antigo, rejuvenescidas durante o evento Brasileiro. A primeira zona gnáissico-migmatítica está representada pelo Complexo Cristalino no Paraná, que é denominada em Santa Catarina de Complexo Taboleiro (porção norte), e a segunda zona gnáissico-migmatítica pelo Complexo Taboleiro (porção sul) em Santa Catarina e o 'Cráton' Dom Feliciano no Rio Grande do Sul. São reconhecidas falhas que separam as unidades de ectinitos e as zonas gnáissico-migmatíticas no Rio Grande do Sul (Dorsal do Canguçu) e em Santa Catarina.

No final da década de 70, houve uma melhor definição das rochas cristalinas pré-cambrianas ocorrentes a sul da Falha Major Gercino. Até então, os corpos granitóides presentes entre este lineamento e uma faixa milonítica menos espessa mais a sul, eram chamados de Grupo Taboleiro, assim como os corpos granitóides ocorrentes a sul desta faixa milonítica citada. Foi de Trainini *et al.* (1978) a redefinição destes corpos e a melhor caracterização desta falha. A Suíte Pedras Grandes ocorreria entre estes dois lineamentos e também mais a sul,

intrusiva no Complexo-Metamórfico-Migmatítico (anteriormente denominado de Grupo Taboleiro).

Trainini *et al.* (*op cit.*), optou por denominá-la **Lineamento Major Gercino** principalmente por sua grande extensão linear e por representar uma zona de falha com reativações. Este lineamento, segundo os referidos autores, faz o contato do Grupo Brusque com o Granito Major Gercino (Suíte Pedras Grandes). Conforme descrito pelos autores, ao longo desta falha desenvolveu-se uma faixa cataclástica com espessura variável, alcançando em alguns locais 1,5 km, englobando termos de composição granítica e metamórfica que variam desde a rocha cataclasada até blastomilonito e filonito. Este lineamento, de direção N50E, constitui um complexo sistema de falhas com características transcorrentes, ou normais (reativação posterior), que separaria dois compartimentos: um bloco a SE, que inclui principalmente granitos e migmatitos (Maciço Mediano Pelotas) e um a NW, representado pela Formação Botuverá e intrusões de granitos associados (Sistema Dobrado Tijucas), originalmente definidos por Hasui *et al.* (1975).

No início da década de 80, a partir das primeiras sugestões referentes à idade de metamorfismo e da granitogênese das faixas de dobramento, novos dados estruturais evidenciaram as vergências tectônicas dos cinturões do S-SE brasileiro. Através destes resultados, Fragozo Cesar (1980), definiu o Cinturão Dom Feliciano (CDF), principalmente no estado do Rio Grande do Sul, individualizando-o da Faixa Ribeira, de estruturação brasileira, com vergência tectônica para NW em direção aos terrenos mais antigos.

Este cinturão, que se desenvolveu ao longo da margem sudeste do Cráton Rio de la Plata, inclui terrenos formados ou intensamente retrabalhados no Ciclo Brasileiro, apresentando um zoneamento metamórfico importante com suas porções mais internas situadas a sudeste e uma vergência tectônica para NW contra o ante-país.

Basei (1985) subdividiu esta unidade, em Santa Catarina, apresentando a compartimentação tectônica interna do CDF e caracterizando associações

litológicas, geocronológicas e geoquímicas distintas. Este autor subdividiu esta unidade de SE para NW em três domínios: Interno, Intermediário e Externo.

O Domínio Interno é caracterizado por rochas granitóides foliadas associadas a migmatitos. Esta associação é cortada por granitóides quartzo-monzonitos da Suíte São Pedro de Alcântara, e a fase mais nova de magmatismo representada pela Suíte Pedras Grandes, constituída por biotita-granitos róseos. A separação entre este Domínio e o Domínio Intermediário é feita pela **Zona de Falha Major Gercino**. O autor descreve esta falha com características de falha inversa, com mergulhos de 20 a 60° para SE e com movimentação para NW, apresentando uma zona de milonitos a blastomilonitos de cerca de 1000 m de largura. Esta unidade é constituída principalmente por milonitos e blastomilonitos de granitóides, originados por um importante cavalgamento que colocou os granitóides do Domínio Interno sobre as rochas do Grupo Brusque. O limite sul desta unidade com as rochas do Domínio Interno é dado por um falhamento vertical com importante componente transcorrente.

O Domínio Intermediário é caracterizado pelas rochas metassedimentares do Grupo Brusque. Em Santa Catarina corresponde a sequências rítmicas de xistos, quartzo-xistos e quartzitos, perto da base, e para o topo são intercalados com carbonatos e rochas cálcio-silicáticas, frequentemente acompanhadas por basaltos. Esta sequência é cortada por biotita-granito porfirítico e quartzo-monzonito da Suíte Valsungana e muscovita-biotita-granito da Suíte Guabiruba.

O Domínio Externo é caracterizado pelos metassedimentos anquimetamórficos do Grupo Itajaí com importante magmatismo ácido associado, afetado pelo Granito Subida. O contato entre os metassedimentos do Grupo Brusque com o Grupo Itajaí é representado pelo Lineamento Perimbó, que em boa parte de sua extensão tem características de falhamento inverso.

Anjos (1985), em um enfoque mais estrutural, caracterizou dentro do Sistema de Falhas Serra da Mantiqueira, a **Falha Major Gercino**, de direção ENE, que constituiria o limite da Faixa Dobrada Tijucas (Hasui *et al.* 1975) com o Complexo Metamórfico-Migmatítico de Santa Catarina (Trainini *et al.* 1978). Este autor enfatiza o papel importante deste e de outros falhamentos (Falha Itajaí-

Lages) na disposição e preservação dos principais elementos geotectônicos que compõem o escudo Sul Rio Grandense e Catarinense. Segundo o autor, estes falhamentos atuaram ora como transcorrências de caráter dextral, ora como falhas tensionais com movimentos verticais ao longo de diversos ciclos orogênicos.

Através de imagens MSS/TM do Landsat, juntamente com dados geológicos, Anjos (*op cit.*) reconheceu diversas direções de fraturamento na região. Ao lineamento mapeado como Falha Major Gercino, associam-se os feixes de fraturamento N60E, exibindo movimentação de caráter dextral durante o Ciclo Brasileiro, representando *"um grande alinhamento, interpretado como uma falha ou contatos do embasamento profundo ou de vulcanismo de direção N65E"* (Anjos, *op cit.*: p. 47). Esta estrutura encontra-se segmentada e deslocada por estruturas de direção NW e NNW, prolongando-se sobre os sedimentos da Bacia do Paraná, como confirmado em interpretações das imagens de satélite e dados de campo. Em termos geofísicos, o autor observa que o elemento mais constante em perfil realizado é um baixo gravimétrico coincidente com a Falha Major Gercino.

Com ênfase nos resultados geocronológicos dos terrenos pré-cambrianos de Santa Catarina e sua implicação tectônica, Basei & Teixeira (1987), apresentaram grande contribuição para melhor compreensão deste importante lineamento. Os autores apresentam idades modelo Nd para os granitóides do Domínio Interno do CDF, que possuem valores entre 1.290 e 1.690 Ma, sugerindo que estes granitóides brasileiros representam a fusão no Proterozóico Superior (entre 600 e 520 Ma) de material diferenciado do manto durante o Proterozóico Médio. Já no Domínio Intermediário do CDF, os valores concentram-se ao redor de 2000 Ma. Segundo os autores, estas idades modelo Nd, confirmam as indicações de origem crustal da granitogênese do CDF, fornecendo também as principais épocas de acreção à crosta do material precursor desses granitóides. Portanto, através desta metodologia identificou-se que os terrenos a norte do **Lineamento Major Gercino** têm uma vivência crustal mais antiga ($\cong$ 2000 Ma) do que os terrenos a sul deste lineamento (1.300 - 1.700 Ma). Esta observação permitiu aos autores, a caracterização do Lineamento Major Gercino como a

principal descontinuidade crustal destes terrenos Pré-Cambrianos, sugerindo uma zona de sutura de uma subducção do tipo A.

Apenas no final da década de 80 iniciaram-se os estudos mais específicos do Lineamento Major Gercino. Foi de Bitencourt *et al.* (1989) a primeira caracterização deste lineamento como **Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG)**, sendo que as feições de falhas estariam provavelmente relacionadas a reativações desta faixa milonítica. Apresenta direção NE-SW, de caráter transcorrente através de uma faixa de 5 a 6 km de espessura, afetando principalmente granitóides brasileiros de afinidade cálcio-alcálica e ortognaisses encaixantes. Segundo esses autores, a ZCMG apresentaria um caráter rúptil-dútil com movimentação lateral dextral.

Basei (1990), dentro de um enfoque regional, apresenta o **Lineamento Major Gercino-Dorsal do Canguçu** como sendo uma estrutura neoproterozóica que separa, ao longo de cerca de 1200 km, terrenos supracrustais de terrenos granito-migmatíticos. Segundo o autor, esta zona de cisalhamento apresenta uma evolução geológica complexa, com uma componente inicial de cavalgamento, que 'joga' o cinturão granítico sobre os metassedimentos. Apenas depois de atingir o pico metamórfico, este lineamento apresenta características de falhamento transcorrente, evidenciando rochas miloníticas redobradas e cisalhadas em episódios posteriores. Esta estrutura, considerada como de escala litosférica, demarca importantes diferenças isotópicas (Pb, Nd e Sr) entre as rochas constituintes dos dois segmentos crustais que separa. O referido autor conclui que estes segmentos crustais não tiveram uma evolução conjunta durante toda a sua história geológica, sendo este lineamento uma sutura entre duas placas litosféricas, demarcada também, por anomalias gravimétricas negativas e lineares (Mantovani *et al.*, 1989, 1991 e Hallinan *et al.*, 1993).

Passarelli *et al.* (1993) e Passarelli & Basei (1994), em trabalhos mais direcionados à ZCMG, caracterizam sua movimentação dextral, indicando a interação entre as componentes de cisalhamento puro e simples durante a fase de deformação cisalhante principal. Dados referentes a eixos-c de quartzo e resultados obtidos pelo Método de Fry, permitiram uma melhor definição dos

mecanismos atuantes na ZCMG caracterizando um mecanismo de deformação relacionado ao deslizamento dos planos basais do quartzo, sugerindo baixas temperaturas. O posicionamento das elipses de deformação sugere um esforço principal em torno de N50W.

Também em 1993, Bitencourt & Nardi, através de estudos geoquímicos, correlacionaram grande parte das rochas granitóides brasileiras do sul do Brasil e Uruguai a regimes transcorrentes associados a estágios tardios de eventos colisionais. Na região de Porto Belo, SC (que inclui um pequeno segmento da ZCMG), os autores identificaram uma zona de cisalhamento de baixo ângulo, com *trend* geral NE-E-W, precedendo movimentos transcorrentes, com superfícies de alto mergulho, de direção NE e com uma direção de transporte NEE-SWW, compatível com os primeiros estágios do regime transcorrente. Os autores associaram duas unidades graníticas intimamente relacionadas a estas estruturas.

Bitencourt *et al.* (1995), em estudos de enclaves máficos, reconstituíram a geometria sigmoidal da foliação primária da intrusão estudada (Suíte Intrusiva Zimbros). Essa reconstituição teria se dado através da relação da forma e da orientação dos enclaves com os da elipse de deformação finita. Esta orientação é compatível com um regime de fluxo não-coaxial de sentido horário durante o posicionamento, que é concordante com o sentido de movimento da ZCMG em Porto Belo.

Basei *et al.* (1995), a partir dos dados geocronológicos da ZCMG, sugerem uma evolução policíclica para a ZCMG, com picos em 640 ± 20 Ma (Orogênese Brasileira), 550 ± 20 Ma (Orogênese Rio Doce) e 220 ± 15 Ma (reativação Triássica); idades obtidas, respectivamente, pelos métodos U-Pb em zircões e K-Ar em frações finas minerais. A idade 550 ± 20 Ma relaciona-se a idades regionalmente obtidas em K-Ar minerais.

5. ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO

5.1 ASPECTOS GERAIS

A ZCMG possui características dúcteis-rúpteis, estruturação geral NE e movimentação predominantemente dextral. Esta estruturação é facilmente visualizada no mapa de fotolineamentos (Anexo 2), onde observa-se o predomínio de estruturas lineares de direção N50E, relacionadas ao desenvolvimento da ZCMG. Este *trend* NE é observado nas faixas miloníticas norte e sul, mas também apresentam importante desenvolvimento no restante da área fotointerpretada. É possível que grande parte destes lineamentos representem a superposição nos terrenos adjacentes à ZCMG, decorrente dos esforços envolvidos no desenvolvimento desta zona de cisalhamento. As estruturas NE presentes nas faixas miloníticas, possivelmente representam as foliações Ss, que por vezes apresentam-se ligeiramente oblíquas às paredes da zona de cisalhamento.

Na região estudada, a ZCMG caracteriza-se por uma faixa milonítica principal a noroeste (FMN), com largura variável entre 1 e 3.75 km, apresentando desde cataclasitos até ultramilonitos, predominando rochas com texturas protomiloníticas e miloníticas, e uma faixa milonítica sudeste (FMS), com largura entre 500 m e 2 km, onde ocorrem milonitos e ultramilonitos. Entre essas faixas ocorre um conjunto de granitóides (Fig.6; Anexo 1).

A faixa milonítica norte limita os metassedimentos do Grupo Brusque (mica-quartzo xistos, filitos e subordinadamente quartzitos) a noroeste dos granitóides centrais. A faixa milonítica sul faz o contato entre esses mesmos granitóides e os granitóides do Complexo Granito-Migmatítico (Domínio Interno do CDF).

Os granitóides centrais, normalmente pouco deformados, foram subdivididos em duas associações principais. Na primeira, predomina uma série petrográfica de sienogranitos róseos, grossos, porfiróides, a anfibólio e, na segunda associação, monzogranitos porfiríticos a porfiróides.

Localmente, e cortando esses granitóides, ocorrem riólitos, diques básicos, aplitos e vulcânicas ácidas.

O contato dos milonitos do Grupo Brusque com os milonitos graníticos se faz através de um imbricamento tectônico de ambos. As faixas de metassedimentos miloníticos apresentam-se mescladas com veios e vênulas de protomilonitos e milonitos graníticos.

A passagem entre os granitóides centrais da ZCMG e as rochas miloníticas dá-se, em ambas as faixas (norte e sul), de modo bastante heterogêneo. Apesar de haver, de modo geral, um incremento da deformação da porção central do domínio dos granitóides em direção às faixas miloníticas laterais, ocorre uma alternância entre zonas com alta taxa de deformação com lentes onde as características ígneas estão bem preservadas e são as feições predominantes.

Esta passagem pode ser caracterizada de noroeste para sudeste:

FMN: 1) termos miloníticos (protomilonitos e milonitos) → granitos levemente foliados (predomínio da foliação ígnea); 2) milonitos → protomilonitos → granitos foliados → granitos isótipos com faixas protomiloníticas e miloníticas; 3) milonitos → granitos isótipos com faixas miloníticas → granitos isótipos.

FMS: 1) milonitos → protomilonitos → granitos isótipos; 2) milonitos → granitos isótipos com faixas miloníticas → granitos isótipos.

Por vezes a passagem dos termos mais deformados para os não deformados não é caracterizada, observando-se apenas rochas miloníticas *in situ* → blocos de granitos isótipos.

São comuns falhas subordinadas com direção principal N20E que cortam a ZCMG e geram rejeitos aparentes, laterais dextrais, de até 500 m, falhas com direção principal N-S, com rejeitos aparentes, laterais sinistrais, e falhas com direção principal N50W, indiscriminadas. Estas feições também podem ser visualizadas no mapa de fotolineamentos (Anexo 2), onde observam-se estruturas lineares secundárias de direção NNE, representando, por vezes, falhas de rejeito direcional, fotointerpretados, rúpteis. Estruturas lineares de direção NW são mais raras e pouco representativas, por vezes representando falhamentos rúpteis de provável rejeito direcional. Fraturamentos com direções em torno de N-S e N50W são observados em afloramentos.

Figura 6 - Esboço Geológico da Zona de Cisalhamento Major Gercino (SC)

5.2 ROCHAS MILONÍTIICAS

As rochas miloníticas ocorrem em zonas de cisalhamento, desenvolvendo-se principalmente por processos dúcteis (processos plásticos, deslizamentos intracristalinos, etc.), havendo porém, processos rúpteis importantes associados (cominuição dos grãos, principalmente daqueles mais competentes). Os termos miloníticos e ultramiloníticos são bem foliados, geralmente apresentando, como também os protomilonitos, marcadores lineares bem definidos. Dos termos protomiloníticos a ultramiloníticos observa-se uma redução total no tamanho dos grãos em relação à rocha original. Geralmente contém estruturas assimétricas (pares S-C, porfiroclastos assimétricos, entre outros), decorrentes de uma deformação não coaxial. Porém, podem apresentar também estruturas simétricas, sugerindo a interação entre deformação coaxial e não coaxial, podendo haver, entretanto, o predomínio de uma ou de outra.

As zonas miloníticas podem se desenvolver em qualquer escala e em rochas de qualquer *fabric* e composição originais (Mawer, 1986).

5.2.1 CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS

A) FAIXA MILONÍTICA NORTE

Os protomilonitos, cujos protólitos prováveis são os granitos da Associação Fernandes, apresentam cor cinza azulado a cinza rosado, com cor de alteração alaranjada ou esverdeada (prancha 1, foto 1). A textura protomilonítica é evidenciada pela presença de porfiroclastos de feldspato potássico de até 2 x 1 cm, tipo σ , clastos menores de feldspato branco e de quartzo, até 1 cm, em matriz média, hololeucocrática a leucocrática, a quartzo, feldspatos, anfibólio e biotita. A foliação protomilonítica é caracterizada pela orientação, estiramento e rotação dos minerais, observando-se também desenvolvimento de sericitas.

PRANCHA 1

FOTO 1 - Protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-124), alterado, apresentando porfiroclastos de feldspato potássico róseo sigmoidais, com faixas miloníticas. O plano apresentado da amostra é invertido.

FOTO 2 - Protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-31) próximo ao contato com milonitos do Grupo Brusque. Apresenta faixas miloníticas. Amostra não orientada.

FOTO 3 - Milonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-32), mostrando o forte estiramento dos minerais. Amostra não alterada.

FOTO 4 - Milonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-31B). Amostra alterada.

1

2

3

4

Estes protomilonitos podem passar gradualmente para milonitos, onde há menor quantidade de porfiroclastos, sendo estes mais estirados; ou podem apresentar faixas miloníticas bem delimitadas de até 50 cm (prancha 1, foto 2), com cor de alteração variegada e percolação de manganês. Nesta superfície milonítica os porfiroclastos chegam no máximo a 5 mm. Estas faixas podem apresentar-se totalmente epidotizadas.

Os milonitos apresentam cor cinza quando frescos (prancha 1, foto 3) e cor de alteração esbranquiçada a róseos (prancha 1, foto 4); são hololeucocráticos a leucocráticos, de granulação fina, apresentando foliação milonítica caracterizada por total estiramento dos minerais. Os porfiroclastos de feldspato potássico possuem até 5 mm de comprimento (no geral 2 mm); o quartzo apresenta-se como porfiroclastos tipo σ , ou como filmes. A foliação milonítica apresenta planos com desenvolvimento de sericitas. Estes milonitos podem apresentar apenas filmes dos minerais, não se observando, mesoscopicamente, os porfiroclastos. Normalmente a foliação milonítica está bem marcada, ocorrendo, no entanto, locais onde a rocha se apresenta como uma 'massa' cinza esverdeada, com alguns porfiroclastos milimétricos de feldspato potássico e anfibólio.

Apresentam, não raramente, faixas ultramiloníticas intercaladas. Milonitos S-C podem ser encontrados (prancha 2, foto 1).

Ocorrem comumente milonitos bandados, caracterizados pelo estiramento dos feldspatos e quartzo, mostrando filmes ($\cong$ de 1mm) quartzo-feldspáticos e filmes ricos em máficos (biotita e anfibólio). Quando alterados, mostram cores esbranquiçadas (níveis quartzo-feldspáticos) e níveis cinzentos (máficos e sulfetos associados). Nesta rochas também há neoformação de muscovitas.

Veios quartzo-feldpáticos e veios de quartzo cortando a foliação milonítica são comuns.

Os protomilonitos, cujos protólitos prováveis são os granitos da Associação Rolador (prancha 2, foto 2), apresentam cor cinza, com porfiroclastos de feldspato potássico de 3 mm a 1 cm, de quartzo normalmente ovalados, e de plagioclásio, em matriz cinza azulada fina a quartzo, fitas feldspáticas e máficos

PRANCHA 2

FOTO 1 - Milonito S-C granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-78).

FOTO 2 - Protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-357). Apresenta porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio.

FOTO 3 - Milonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-256), apresentando forte estiramento dos minerais (filmes quartzo-feldspáticos e filmes ricos em máficos).

FOTO 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-186). Apresenta quartzo com extinção ondulante e em recuperação. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita, clorita, epídoto, zircão, apatita, titanita, alanita e granada.

1

2

3

4

(predominantemente biotita). Os porfiroclastos são do tipo σ (mais abundantes) e δ . É comum apresentarem faixas métricas a centimétricas miloníticas, filoníticas e de milonitos bandados. Pares S-C são encontrados.

Os milonitos apresentam cor cinza, granulação fina, com porfiroclastos de 2 a 3 mm, esparsos e bastante estirados, de feldspato potássico, plagioclásio (menores) e normalmente filmes de quartzo (prancha 2, foto 3). Normalmente intercalam-se ou passam gradualmente para ultramilonitos e filonitos, de cor cinza esverdeada e aspecto xistoso, sendo rara a ocorrência de porfiroclastos de feldspato potássico.

Pares S-C e estruturas dobradas sigmoidais são observadas. Veios de quartzo, por vezes azulados, cortando esses pacotes são comuns.

Os milonitos do Grupo Brusque apresentam cor de alteração variegada, predominando a cor vinho nos termos mais pelíticos e cor esbranquiçada nos termos mais psamíticos. Reconhece-se a rocha como um milonito de metassedimento pois, normalmente, possui apenas uma foliação intensa bem marcada e caracterizada pela orientação de sericitas e cloritas. São comuns veios de quartzo boudinados e estirados na foliação principal.

B) FAIXA MILONÍTICA SUL

Os protomilonitos apresentam cor cinza, com porfiroclastos de feldspato potássico, normalmente tipo σ , de até 2 cm, e menores de quartzo. A matriz é média, hololeucocrática a leucocrática, composta por quartzo, feldspatos e máficos, podendo apresentar quartzo azulado como filmes, e feldspatos bastante estirados, por vezes com sulfetos disseminados. A foliação protomilonítica pode apresentar percolação de manganês. Os protomilonitos podem gradar para milonitos ou apresentar faixas miloníticas métricas (até 5m).

Não raro ocorrem veios quartzo-feldspáticos ($\cong 2$ cm) paralelos à foliação milonítica, veios aplíticos perpendiculares à foliação milonítica, sendo os aplitos afetados por esta, além de inúmeros veios de quartzo cortando a foliação milonítica.

Os milonitos a ultramilonitos apresentam cor cinza escuro, cor de alteração esbranquiçada, granulação fina a muito fina, com porfiroclastos milimétricos de feldspato potássico estirados e rotacionados, em matriz leucocrática rica em biotitas. Observa-se neoformação de muscovitas na foliação milonítica e veios de quartzo (até 30 cm) paralelos a ela. Pares S-C são encontrados.

5.2.2 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

A) ASPECTOS GERAIS

As rochas miloníticas geradas a partir dos granitóides encontram-se no fácies xisto-verde, em presença de biotita. Caracterizam-se por biotitas e muscovitas iso-orientadas, paralelas aos porfiroclastos de feldspatos e quartzo, juntamente com minerais do grupo do epidoto.

Os milonitos graníticos mostram o predomínio da cominuição dos grãos e da recristalização dinâmica sobre a recristalização estática. O quartzo predomina em grãos estirados com forte extinção ondulante; microgranular ou em recuperação com contatos serrilhados. Grãos recristalizados, com extinção homogênea e com contatos poligonais são subordinados. Nos feldspatos predomina a cominuição e saussuritização, sendo rara a recristalização de microclínios.

O 'retrometamorfismo' é bem caracterizado, com biotitas alterando anfibólios, cloritas alterando biotitas e muscovitas; além de forte epidotização.

Nos xistos miloníticos do Grupo Brusque, o metamorfismo da ZCMG encontra-se no fácies xisto-verde, zona da biotita gradando localmente à zona da clorita.

Uma movimentação tardia mais dútil é sugerida pela presença de fraturas ou microfalhas na foliação milonítica, que afetam porfiroclastos de feldspatos e, mais raramente, de quartzo.

B) FAIXA MILONÍTICA NORTE

As rochas miloníticas, cujos protólitos prováveis são os granitos da Associação Fernandes, caracterizam-se principalmente pela presença de anfibólios, geralmente alterados, alanita e granada ocorrem como acessórios característicos.

Os milonitos apresentam porfiroclastos de microclínio e ortoclásio, normalmente peritéticos. Os porfiroclastos, na maioria tendendo a formas simétricas, às vezes apresentam-se sigmoidais mostrando indicação dextral. É normal porfiroclastos de feldspato potássico apresentarem cominuição nas bordas. Formas gráficas ou mirmequíticas podem ser recuperadas. Muitas vezes, oligoclásios também formam porfiroclastos, geralmente bastante saussuritizados apresentando alguma deformação nas macias.

Os grãos de quartzo normalmente estão recuperados, já formando subgrãos tendendo à extinção homogênea (prancha 2, foto 4). Os grãos maiores, mais estirados, ainda possuem extinção ondulante. É muito comum a recristalização dinâmica, onde apresentam-se microgranulares com contatos serrilhados.

Os máficos comuns são anfibólios, biotitas e cloritas. Os anfibólios são do grupo da hornblenda (provavelmente hastingsita) e geralmente estão alterados para biotitas e cloritas (prancha 3, foto 1).

As biotitas marrons ocorrem bastante deformadas com forte extinção ondulante, e também já recuperadas, bem formadas. É comum se alterarem para cloritas e não raro alteram anfibólios. Biotitas verdes, normalmente bem formadas, também são comuns.

É comum estes milonitos apresentarem faixas com concentrações de máficos e faixas predominantemente quartzo-feldspáticas. (prancha 3, foto 2).

Os *augen* milonitos encontrados apresentam-se de duas formas: A) com matriz fina a quartzo, sericita, biotitas verdes, cloritas e alguns feldspatos; com lentes sigmóides policristalinas de quartzo recristalizado ou em recuperação. Neste caso, observa-se quase que a total seritização dos feldspatos; e B) com matriz fina a quartzo, epídoto, zoisita / clinozoisita e alguns feldspatos; com lentes policristalinas compostas por quartzo normalmente em recuperação e ortoclásio e microclínio com contatos poligonizados (prancha 3, foto 3). Estes últimos normalmente ocorrem fora da faixa milonítica, sendo que as lentes policristalinas representam feições ígneas preservadas.

Os milonitos S-C (prancha 3, foto 4), caracterizam-se pela iso-orientação dos máficos (biotita e anfibólio), que se concentram em filmes, juntamente com feldspatos na Sc e os grãos de quartzo tendem a se posicionarem na Ss. Em alguns milonitos S-C, as muscovitas posicionam-se tanto orientadas com outros máficos na foliação Sc, como com grãos de quartzo na foliação Ss. Os grãos de quartzo apresentam-se, principalmente, microgranulares com contatos serrilhados. Alguns ainda mostram-se bastante estirados com extinção ondulante.

Ainda há milonitos caracterizados por apresentarem pequenos porfiroclastos (pouco evidentes) de feldspato potássico, de biotitas com forte extinção ondulante, ou ainda apresentarem uma textura aproximadamente equigranular. Tipicamente, estes milonitos apresentam faixas ricas em granadas com inclusões de quartzo e zoisita. Este conjunto inclui também alguns milonitos S-C.

As granadas, possivelmente pré-cinemáticas (Toteu & Macaudière, 1984; Passchier *et al.* 1992), apresentam um fraturamento bem marcado e inclusões orientadas de epídoto e quartzo. Estas definem uma foliação interna Si, observada em seção delgada, com um padrão sigmoidal (Fig. 7), tendendo a retilínea no centro e progressivamente mais curva nas bordas. Não foram observados estiramento ou sombras de pressão. A forma das inclusões sugere que o porfiroclasto sofreu deformação que resultou em giro.

PRANCHA 3

FOTO 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 200 x) de milonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-256). Apresenta alteração de anfibólio para biotita. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, anfibólio, biotita, sericita, clinozoisita / zoisita, granada e zircão.

FOTO 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de milonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-32), mostrando alternância de bandas micáceas e quartzo-feldspáticas. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita, epídoto, clinozoisita / zoisita, zircão, apatita, titanita, granada e turmalina.

FOTO 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de *augen* milonito (amostra MG-305). A lente apresenta microclínio, quartzo, sericita e epídoto. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, sericita, epídoto e clinozoisita / zoisita.

FOTO 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de milonito granítico S-C da faixa milonítica norte (amostra MG-78). A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, anfibólio, biotita, clorita, epídoto, alanita, titanita e apatita.

1

2

3

4

Figura 7 - Feição de escala microscópica de milonito granítico. 7A) seção onde identifica-se porfiroclasto de granada com pequena rotação indicada por inclusões de quartzo e epidoto. Os minerais são identificados pelas letras G (granada); B (biotita); M (muscovita); FK (feldspato potássico); C (clorita), sendo o restante quartzo. 7B) detalhe do fraturamento da granada em luz natural.

Os protomilonitos apresentam fortes feições cataclásticas afetando os porfiroclastos. Este fraturamento afeta apenas os porfiroclastos, sendo relacionado com a fase principal do cisalhamento. Ocorrem também fraturamentos posteriores afetando a foliação milonítica. Os porfiroclastos de microclínio e ortoclásio são pertíticos, ocorrem extremamente fraturados, com fraturas preenchidas principalmente por quartzo serrilhados. Cloritas e sericitas também ocorrem preenchendo fraturas. Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam-se extremamente sericitizados e fraturados.

A matriz da rocha é composta por quartzo, sericita, clorita, epidoto e feldspatos menores. Os grãos de quartzo apresentam-se, na sua maioria,

serrilhados e alguns maiores, estirados, ainda possuem extinção ondulante. Ocasionalmente apresentam-se como porfiroclastos. É muito comum as rochas protomiloníticas apresentarem faixas miloníticas e mostrarem-se epidotizadas (prancha 4, foto 1).

Há rochas que se encontram na faixa milonítica, não apresentando, entretanto, feições miloníticas. São meta-sienogranitos, às vezes levemente foliados e normalmente com razoável fraturamento. Sua presença é explicada pela preservação da rocha com características ígneas em lentes (*pods*) onde a deformação da ZCMG não foi importante.

Na faixa milonítica há rochas que apresentam textura típica cataclástica, de granulação grossa. Os grãos de quartzo apresentam forte extinção ondulante, estirados em formas sigmóides. Nos contatos com outros minerais, apresentam-se serrilhados e microgranulares. Os feldspatos apresentam-se fortemente fraturados. Microclínios e ortoclásios são pertíticos (*spot* e *string*), apresentando fraturas preenchidas por quartzo. Oligoclásio apresenta-se fortemente saussuritizado com inclusões de zircão e anfibólio. A biotita marrom está bastante estirada, frequentemente se alterando para clorita.

Os protomilonitos, cujos protólitos prováveis são os granitos da Associação Rolador, apresentam porfiroclastos de oligoclásio, normalmente fortemente saussuritizados (prancha 4, foto 2) e com alguma deformação nas maclas e porfiroclastos de microclínio e ortoclásio normalmente pertíticos.

Os porfiroclastos normalmente apresentam-se fraturados, mostrando o processo de cominuição (prancha 4, foto 3), e até micro-falhados. Raramente encontra-se uma textura típica *mortar*, quando existente há recristalização de microclínio. Em alguns milonitos observa-se o reequilíbrio do plagioclásio, ocorrendo formação de plagioclásio mais sódico a partir do oligoclásio (prancha 4, foto 4). Onde a cominuição é menos intensa ocorrem porfiroclastos de formas sigmoidais ou simétricas, onde pode-se encontrar sombras de pressão mais comumente de quartzo recristalizado (prancha 5, foto 1) e raramente de quartzo e microclínio recristalizados.

PRANCHA 4

FOTO 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-124), mostrando forte epidotização, cloritização e sericitização, com indicações cinemáticas dextrais e sinistrais. As setas indicam as movimentações dextrais. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, anfibólio, clorita, epídoto, sericita e apatita.

FOTO 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-38), mostrando plagioclásio saussuritizado com indicação dextral. Apresenta sombra de pressão assimétrica, constituída principalmente por quartzo recristalizado. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita, muscovita, epídoto, clinozoisita / zoisita, sericita, zircão, apatita, titanita, alanita.

FOTO 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-340), apresentando forte cominuição de feldspato potássico. As fraturas são preenchidas principalmente por quartzo e sericita. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, sericita e epídoto.

FOTO 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-199), apresentando reequilíbrio do oligoclásio em um plagioclásio mais sódico. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita, sericita e zircão.

1

2

3

4

É comum possuírem faixas miloníticas intercaladas. Por vezes observa-se o padrão anastomosado desta foliação milonítica observando em lâmina foliação milonítica lado a lado com a faixa protomilonítica.

Nestes milonitos e protomilonitos, os grãos de quartzo, na sua maioria, apresentam-se com forte extinção ondulante (bastante estirados) e também já tendendo à recuperação, ambos os casos apresentam contatos serrilhados. São raros apresentarem-se totalmente recristalizados. Há locais onde encontram-se totalmente serrilhados e há raros locais onde predomina a recristalização com contatos poligonizados.

Os máficos presentes são a biotita, muscovita, clorita e biotita verde e os acessórios mais comuns são zircão, apatita, titanita e alanita.

As biotitas com pleocroísmo de marrom-claro a marrom-avermelhado, apresentam-se tanto com extinção ondulante como homogênea. Apresentam-se geralmente bastante orientadas e normalmente alteram-se para cloritas ou biotitas verdes.

São comuns muscovitas bem formadas, formando *mica-fish*, apresentando, por vezes, sua clivagem paralela à foliação Ss. Também pode-se encontrar ondulada com extinção ondulante. Em algumas rochas há cristais muito bem formados de epidoto.

Há também *augen* milonitos caracterizados por porfiroclastos de microclínio, quartzo e plagioclásio. Os microclínios apresentam início de cominuição, com fraturamentos preenchidos principalmente por quartzo, também mirmequitas, clorita e epidoto. Apresentam-se pertíticos (tipo *spot*) e com inclusões de plagioclásio. Estes apresentam-se hipidiomórficos e bastante saussuritizados. Os grãos de quartzo apresentam-se estirados tendendo a sigmoidais, com extinção ondulante, também cominuídos e com fraturamentos preenchidos por quartzo microgranular. A matriz contém biotitas verdes bastante deformadas, anedrais, biotitas marrons mais preservadas, sericitas, quartzo, feldspatos, apatita, opacos e alta quantidade de epidoto. Há texturas típicas cataclásticas onde a cominuição e a epidotização são bastante intensas.

PRANCHA 5

FOTO 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-198), mostrando porfiroclasto com cauda simétrica. Apresenta faixas quartzo-feldspáticas e micáceas. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita, sericita, epídoto, clinozoisita / zoisita, zircão, apatita, titanita e alanita.

FOTO 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de milonito / ultramilonito granítico da faixa milonítica norte (amostra MG-114), apresentando indicação dextral (par S-C) ou '*back-rotation*' (cap. 9, pg. 96) e recristalização de porfiroclasto de quartzo. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita e sericita.

FOTO 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de milonito do Grupo Brusque (amostra MG-187). A rocha é constituída predominantemente por quartzo, sericita e zircão.

FOTO 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica sul (amostra MG-219), apresentando quartzo com extinção ondulante e contatos serrilhados nas bordas. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita, muscovita, epídoto, sericita e zircão.

1

2

3

4

Os ultramilonitos, cujos protólitos são dificilmente caracterizados, apresentam porfiroclastos de quartzo em forma de lentes sigmoidais, formadas por vários grãos de quartzo recristalizados ou em recuperação (provável grão de quartzo estirado com extinção ondulante, posteriormente recristalizado). A foliação milonítica, bem marcada, é dada pela orientação principalmente das sericitas, biotitas-verdes, cloritas e também quartzo e alguns feldspatos. Observa-se em alguns ultramilonitos, claramente o par S-C (prancha 5, foto 2). Há casos em que não se observa uma foliação milonítica, apenas uma 'massa' constituída principalmente por quartzo, sericita e epidoto.

Os filitos miloníticos, são compostos principalmente por quartzo e sericita, apresentando zircão como acessório. Os grãos de quartzo apresentam-se bastante estirados com extinção ondulante, ocorrendo também grãos recuperados e também microgranulares com contatos serrilhados. A foliação milonítica é caracterizada pelos grãos de quartzo estirados e sigmoidais e pela orientação das sericitas (prancha 5, foto 3).

C) FAIXA MILONÍTICA SUL

As rochas miloníticas apresentam grãos de quartzo, que na sua maioria possuem extinção ondulante, fortemente estirados, podendo estar em recuperação, apresentando seus contatos serrilhados (prancha 5, foto 4). Há porções isoladas em que o quartzo apresenta-se totalmente recristalizado, com contatos poligonizados.

Em protomilonitos, os feldspatos potássicos, normalmente peritéticos, formam porfiroclastos bastante fraturados. As fraturas são preenchidas por material da matriz: quartzo, clorita e epidoto, mostrando o processo de cominuição (prancha 6, foto 1). Os porfiroclastos menores apresentam formas sigmoidais.

PRANCHA 6

FOTO 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica sul (amostra MG-172), apresentando porfiroclastos de feldspato potássico fraturados. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita, muscovita, epídoto e alanita.

FOTO 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica sul (amostra MG-172), com *mica-fish*, indicando movimentação dextral.

FOTO 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico da faixa milonítica sul (amostra MG-357), mostrando alteração de anfibólio para biotita e clorita. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, anfibólio, biotita, clorita, epídoto, clinozoisita / zoisita, apatita, alanita e titanita.

FOTO 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de milonito de veio de quartzo (amostra MG-88). Os grãos de quartzo apresentam contatos serrilhados.

1

2

3

4

Os plagioclásios, na maioria, se apresentam muito saussuritizados, por vezes observando-se apenas seu pseudomorfo. Formam porfiroclastos menores que os de feldspato potássico, podendo ter formas subeudrais ou mais estiradas.

Os máficos mais comuns observados são biotita, clorita e muscovita. As muscovitas normalmente são idiomórficas, formando *mica-fish* (prancha 6, foto 2), onde observa-se a sua clivagem paralela a Ss. As biotitas normalmente estão estiradas e orientadas na foliação milonítica. As cloritas apresentam-se entre os grãos, preenchendo fraturas e alterando biotitas. Os acessórios comuns nestas rochas são alanita, zircão e apatita.

Também podem apresentar como máfico anfibólio (grupo da hornblenda), já apresentando alteração para biotita e clorita (prancha 6, foto 3). Nestas rochas os acessórios comuns são alanita, epídoto, titanita e apatita.

Veios de quartzo paralelos à foliação milonítica apresentam-se miloníticos, mostrando recristalização dinâmica do quartzo (prancha 6, foto 4).

5.3 GRANITÓIDES CENTRAIS

Os granitóides centrais da ZCMG (Fig.6; Anexo 1) ocorrem entre as duas faixas miloníticas descritas anteriormente. São normalmente pouco deformados e foram subdivididos em duas associações principais. Na primeira, Associação Granitóide Rolador (AGR), predomina uma série petrográfica de biotita-monzogranitos cinzentos, porfiríticos a porfiróides e na segunda, Associação Granitóide Fernandes (AGF), anfibólio-sienogranitos róseos, grossos e porfiróides.

As análises modais das Associações Granitóide Rolador e Fernandes, encontram-se plotadas em diagrama QAP (Streckeisen, 1976), conforme ilustrado na Fig. 8.

Figura 8 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) apresentando a classificação petrográfica para os granitóides centrais da ZCMG.

5.3.1 ASSOCIAÇÃO GRANITÓIDE FERNANDES

A) CARATERÍSTICAS MACROSCÓPICAS

Nesta associação predominam sienogranitos, com valores modais de feldspato potássico de aproximadamente 45 a 58%; quartzo de 19 a 35% e plágioclásio de 13 a 27%. Os teores de máficos variam de menos que 5 % a 10%. Pode ser subdividida em duas fácies principais, descritas a seguir.

Fácies Porfiróide

São rochas hololeucocráticas a leucocráticas, rosadas a cinza rosadas, de textura porfiróide, com cristais de feldspato potássico hipidiomórficos a xenomórficos, em matriz média-grossa, predominantemente granodiorítica. Não raro, apresentam cores de alteração esbranquiçadas, com cristais de feldspato potássico e plagioclásio hipidiomórficos (prancha 7, foto 1). Esta matriz contém grãos de quartzo xenomórficos, plagioclásio hipidiomórficos, feldspato potássico xenomórficos e anfibólios hipidiomórficos a idiomórficos, geralmente agrupados (prancha 7, foto 2). Como máfico, ocorrem também biotitas. Texturas *rapakivi* são encontradas, observando-se no centro do grão feldspato potássico e nas bordas plagioclásio (prancha 7, foto 3 e detalhe na foto 4).

Os megacristais de feldspato potássico são comumente abundantes e tabulares, possuindo cerca de 3 x 1 cm, por vezes há megacristais de plagioclásio, menores que de feldspato potássico, de até 1 x 0,5 cm. Os grãos de quartzo possuem em torno 0,5 x 0,5 cm. Excepcionalmente, encontram-se megacristais de feldspato potássico de até 8 x 1,5 cm e grãos de quartzo de até 1,5 x 0,5 cm.

Fácies equigranular a inequigranular

Constituem-se em sienogranitos hololeucocráticos a leucocráticos, rosados a cinza rosados, apresentando textura fanerítica xenomórfica, de granulação média a grossa, com cristais xenomórficos de feldspato potássico de até 2 x 1,5 cm e cristais um pouco menores de plagioclásio de até 1,5 x 1 cm, geralmente hipidiomórficos. Os grãos de quartzo são xenomórficos e os máficos (biotita e anfibólio) são xenomórficos a hipidiomórficos, encontrando-se agrupados (prancha 8, foto 1). Granitos equigranulares de granulação fina-média também ocorrem. Ocasionalmente, apresentam granulação muito grossa, são inequigranulares, com cristais de feldspato potássico e plagioclásio

PRANCHA 7

FOTO 1 - Sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies porfiróide (amostra MG-292). A amostra está tingida com solução de Sódio/Cobaltonitrito.

FOTO 2 - Sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies porfiróide (amostra MG-318).

FOTO 3 - Sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies porfiróide (amostra MG-306). A amostra está tingida com solução de Sódio/Cobaltonitrito.

FOTO 4 - Sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies porfiróide (amostra MG-306). A foto mostra em detalhe a textura *rapakivi*. A amostra está tingida com solução de Sódio/Cobaltonitrito.

1

2

3

4

hipidiomórficos, podendo ocorrer textura *rapakivi*. Nestes locais, podem apresentar pequenas porções de granulação mais fina, com maior concentração de máficos (prancha 8, foto 2).

Dentro deste domínio podem ocorrer variações composicionais. Os termos monzograníticos que ocorrem neste domínio apresentam 24 a 43% de feldspato potássico, 26 a 32% de quartzo, 28 a 46% de plagioclásio e 5 a 10% de máficos (prancha 8, foto 3). São rochas cinza a cinza rosadas, hololeucocráticas a leucocráticas, geralmente de textura granítica, equi a inequigranulares, de granulação média, com cristais de feldspato potássico xenomórficos a hipidiomórficos em torno de 1,2 x 0,6 cm, plagioclásio em torno de 1 x 0,5 cm, hipidiomórfico a xenomórfico, não raramente formando textura *rapakivi* e quartzo xenomórfico. Os máficos (biotita e anfibólio) apresentam-se entre os grãos.

Localmente podem se apresentar ricos em quartzo, posicionando-se próximo ao campo dos granitóides ricos em quartzo, com valores modais de aproximadamente 55% de quartzo, 30% de feldspato potássico, 10% de plagioclásio e menos que 5% de máficos. São hololeucocráticos, de cor cinza, porfíricos, com megacristais esparsos de feldspato potássico de até 2 x 2cm e grãos de quartzo de até 0,5 cm, em matriz fina equigranular, rica em quartzo, a feldspatos, biotita (de até 3mm), anfibólio e raramente muscovita.

Termos quartzo-alkali-sienitos podem ocorrer (prancha 8, foto 4). São rochas hololeucocráticas, inequigranulares, de granulação grossa a muito grossa, com mais de 80% de feldspato potássico, com cristais de feldspato potássico xenomórficos, quartzo xenomórfico e anfibólios ocorrem entre os grãos. Faixas com grande concentração de feldspato potássico são comuns, posicionadas no campo dos alkali-feldspato-granitos.

Raramente estes granitos apresentam enclaves. Quando ocorrem, são constituídos por um material cinza esverdeado de granulação muito fina.

Estes granitos podem apresentar termos sub-vulcânicos, provavelmente corpos isolados, sienograníticos, caracterizados por textura porfírica com

PRANCHA 8

FOTO 1 - Sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies de textura inequigranular (amostra MG-43). A amostra está tingida com solução de Sódio/Cobaltonitrito.

FOTO 2 - Sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies de textura equi a inequigranular, apresentando textura tipo *rapakivi* e fácies fina rica em máficos (amostra MG-333). A amostra está tingida com solução de Sódio/Cobaltonitrito.

FOTO 3 - Monzogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies de textura equi a inequigranular (amostra MG-270), com textura *rapakivi*. A amostra está tingida com solução de Sódio/Cobaltonitrito.

FOTO 4 - Quartzo-alkali-sienito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), (amostra MG-300). A amostra está tingida com solução de Sódio/Cobaltonitrito.

1

2

3

4

megacristais de feldspato potássico em torno de 2 x 1cm e matriz muito fina sienogranítica, a feldspato potássico, quartzo e pouco plagioclásio, com menos de 5% de máficos (predominantemente anfibólio). Na matriz há cristais maiores de plagioclásio com cerca de 0,5 x 0,3 cm idiomórficos, cristais de quartzo globulares até 0,4 cm e anfibólios, hipidiomórficos a xenomórficos, em torno de 0,3 cm (prancha 9, foto 1).

Granitos finos ocorrem como 'diques' nos sienogranitos, ocorrendo também no contato entre as duas associações graníticas. Apresentam cor cinza claro, granulação fina, localmente porfiríticos, com megacristais de quartzo de até 3 x 2 cm, hololeucocráticos. Apresentam composição granodiorítica, ricos em quartzo; a plagioclásio, feldspato potássico, biotita e muscovita.

Os aplitos cortam os sienogranitos como veios de granulometria fina, cor alaranjada, hololeucocráticos a quartzo, feldspatos, e comumente com grande quantidade de muscovita fina.

Diques de riólitos também podem ser encontrados. São afaníticos, maciços e hololeucocráticos. Por vezes apresentam-se paralelos à superfície cataclástica do sienogranito, apresentando-se brechados. Diques de rocha intermediária e básica são raros. As rochas intermediárias caracterizam-se pela cor verde escura, com feldspato branco e pontuações de biotita. Dique de rocha básica (aproximadamente 2 m de espessura) apresenta cor escura e textura afanítica.

B) CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

Os sienogranitos caracterizam-se principalmente por sua granulação grossa a quartzo, feldspato potássico, oligoclásio e albita. O máfico predominante é o anfibólio (grupo da hornblenda) e secundariamente a biotita. Os acessórios mais comuns são alanita, zircão, titanita e apatita. Epidoto e clinozoisita / zoisita também estão presentes. Granadas e carbonatos ocorrem subordinadamente.

A associação mineralógica principal da AGF, teve seu reequilíbrio no fácies xisto-verde, evidenciada pela paragênese: anfibólio, alterando-se para biotita e

clorita + albita + clinozoisita / zoisita + epídoto + carbonato. Às vezes o único máfico presente é a clorita. A característica marcante destes granitos é a presença de anfibólios (grupo da hornblenda) e alanitas bem desenvolvidas como acessório. Deformações em maclas de plagioclásio, geralmente muito saussuritizados, e recristalização de quartzo são comuns.

As associações mineralógicas presentes nestas rochas, podem ser observadas na Tabela 1, sendo que todas incluem os minerais principais: quartzo, feldspato potássico e oligoclásio.

MÁFICOS PRINCIPAIS	MINERAIS ACESSÓRIOS							
	AL	AP	CLI/ZOI	EP	GRAN	MUSC	TIT	ZIR
BIO / CL								
BIO / CL								
BIO / CL								
BIO / CL								
HBL/ BIO/ CL								
CL								

Tabela 1 - Associações mineralógicas da AGF. AL (alanita), AP (apatita), CLI/ZOI (clinozoisita e/ou zoisita), EP (epídoto), GRAN (granada), MUSC (muscovita), TIT (titanita), ZIR (zircão), BIO (biotita), CL (clorita) e HBL (anfibólios do grupo da hornblenda).

Os grãos de quartzo apresentam-se geralmente com forte extinção ondulante (grãos maiores), enquanto que outros apresentam-se em recuperação, com tendência de se subdividirem em subgrãos com extinção homogênea de contatos irregulares; são comuns também grãos de quartzo microgranulares de contatos serrilhados.

Os feldspatos potássicos, normalmente são perfiticos. As perfitas mais comuns são do tipo *string*, *spot* (prancha 9, foto 2) e *fire-fakes*, conforme Bard (1980).

PRANCHA 9

FOTO 1 - Sienogranito sub-vulcânico da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-44. A amostra está tingida com solução de Sódio/Cobaltonitrito.

FOTO 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-43, apresentando pertitas do tipo *spots*. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita, zircão e alanita.

FOTO 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-318, mostrando anfibólio alterando-se para biotita. Apresenta inclusões de titanita e zircão. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, anfibólio, biotita, clorita, titanita, zircão e carbonato.

FOTO 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-318, mostrando alteração de biotita para clorita.

1

2

3

4

Os plagioclásios com teores baixos de anortita (An), oligoclásios, geralmente estão bastante saussuritizados com alterações principalmente de sericita, epídoto e zoisita. É comum apresentarem deformações nas maclas e posteriores microfalhas, observando-se lado a lado feições rúpteis-dúcteis.

O máfico predominante nestes granitos são os anfibólios do grupo da hornblenda (provável hastingsita), mas também são comuns as biotitas. As hornblendas apresentam forte pleocroísmo de verde-oliva a marrom-claro, geralmente encontram-se alteradas para biotita, clorita, epídoto e carbonato (prancha 9, foto 3). Em algumas rochas apenas se reconhece o pseudomorfo do anfibólio pela sua clivagem característica em seção basal.

As biotitas normalmente se alteram para cloritas (prancha 9, foto 4) e, por vezes, se apresentam crenuladas ou mesmo intercrescidas com feldspatos (prancha 10, foto 1) ou com muscovitas.

Assim como existem granitos bastante preservados, há também, próximo às faixas miloníticas, bem como nas zonas mais internas, granitos com fortes feições cataclásticas, apresentando forte fraturamento dos minerais (prancha 10, foto 2). Nessas zonas internas podem ocorrer granitos isótopos com faixas miloníticas, caracterizadas pela presença de epídotos neoformados, hipidiomórficos a idiomórficos, concentrados juntamente com clinozoisita / zoisita e quartzo microgranular (prancha 10, foto 3).

Estas rochas podem apresentar grãos de quartzo com forte extinção ondulante com fraturas conjugadas preenchidas por quartzo microgranular, deformação e microfalhas em albitas, titanitas mostrando claramente planos de deslizamento, albitas microfalhadas (prancha 10, foto 4) e porfiroclastos com formas sigmoidais.

Já outras mostram melhor o início do processo de cominuição, onde observa-se a 'infiltração' de fluidos da matriz quebrando os minerais maiores (prancha 11, foto 1).

PRANCHA 10

FOTO 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-264, mostrando biotitas intercrescidas com feldspatos. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita, muscovita, zircão, granada e alanita.

FOTO 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-157, apresentando fraturamento de feldspato potássico. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita, epídoto, clinozoisita / zoisita, apatita e alanita.

FOTO 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de sienogranito isótropo da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-304, mostrando formação de epídoto em faixa milonítica. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, clorita, sericita, epídoto, clinozoisita / zoisita e zircão.

FOTO 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de sienogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-162, apresentando alanita e plagioclásio microfalhados. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, clorita, clinozoisita / zoisita, alanita, zircão e titanita.

1

2

3

4

5.3.2 ASSOCIAÇÃO GRANITÓIDE ROLADOR

A) CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS

Nesta associação, predominam monzogranitos com valores modais de 25 a 34% de feldspato potássico, 23 a 33% de quartzo e 32 a 47% de plagioclásio. Os teores de máficos variam entre 5 a 15%. Apresentam duas fácies principais, descritas a seguir.

Fácies porfirítica a porfiróide

Predominam rochas leucocráticas de cor cinza médio, textura porfirítica a porfiróide, a megacristais hipidiomórficos a xenomórficos de feldspato potássico, em torno de 2 x 1 cm, chegando excepcionalmente a 8 x 6,5 cm, e cristais menores de plagioclásio tabulares, normalmente hipidiomórficos de até 1 x 0,5 cm, excepcionalmente até 4 cm. A matriz, granodiorítica a tonalítica, é fina-média cinza escura a cinza esverdeada, composta por quartzo xenomórfico, plagioclásio hipidiomórfico (cristais maiores), feldspato potássico xenomórfico a hipidiomórfico e biotita (prancha 11, foto 2). Em algumas rochas há razoáveis concentrações de biotitas, às vezes, em faixas de 3 a 4 cm (prancha 11, foto 3). Estes granitos podem apresentar porções mais finas, com menor quantidade de máficos.

Fácies equigranular a inequigranular

São monzogranitos cinza a cinza rosados, hololeucocráticos a leucocráticos, de textura granítica e granulação média (raramente grossa), com cristais de feldspato potássico geralmente xenomórficos em torno de 0,5 x 0,5 cm, plagioclásio hipidiomórfico a idiomórfico em torno de 0,6 x 0,4 cm e grãos de quartzo xenomórficos (prancha 11, foto 4). Nesses corpos, enclaves microgranulares, geralmente ovais, são comuns, apresentando cor cinza escuro, destacando-se pequenos cristais de feldspato róseo, ricos em máficos.

PRANCHA 11

FOTO 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de monzogranito da Associação Granitóide Fernandes (AGF), fácies porfiróide (amostra MG-221), apresentando infiltração de fluidos da matriz em microclínio. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita, epídoto, zircão, titanita e alanita.

FOTO 2 - Monzogranito da Associação Granitóide Rolador (AGR), fácies porfiróide (amostra MG-362).

FOTO 3 - Monzogranito da Associação Granitóide Rolador (AGR), fácies porfiróide (amostra MG-139) apresentando faixa centimétrica com concentração de biotita. A amostra está tingida com solução de Sódio/Cobaltonitrito.

FOTO 4 - Monzogranito da Associação Granitóide Rolador (AGR), fácies de textura equi a inequigranuar (amostra MG-297). A amostra está tingida com solução de Sódio/Cobaltonitrito.

1

2

3

4

Monzogranitos equigranulares ocorrem, geralmente com granulação mais fina (fina a fina-média), de cor cinza, apresentando como máficos anfibólio e biotita.

Localmente ocorrem faixas enriquecidas em feldspato potássico, atingindo composições sienograníticas. Nestes locais os megacristais de feldspato potássico podem chegar até 8 cm.

Algumas rochas posicionam-se no campo dos granodioritos, apresentando 16 a 24% de feldspato potássico, 24 a 31% de quartzo e cerca de 52% de plagioclásio (prancha 12, foto 1). São leucocráticas, de cor cinza, com textura porfiróide, a megacristais hipidiomórficos esparsos de feldspato potássico, de até 2 x 1,5 cm, em matriz fina-média a plagioclásio (hipidiomórfico a xenomórfico), quartzo (xenomórfico) e máficos (predominantemente biotita) agrupados. Estas rochas podem apresentar porções essencialmente tonalíticas, de cor cinza escuro, inequigranulares, de textura fina-média, com cristais esparsos maiores de plagioclásio e quartzo xenomórfico (prancha 12, foto 2).

Em um único local foi observado um riebekita-quartzo-monzonito, com 47% de plagioclásio, 40 % de feldspato potássico, 10% de quartzo e menos que 5% de máficos. A rocha se apresenta isótropa, de cor cinza, porfiróide, com megacristais hipidiomórficos de feldspato potássico de até 3 x 2 cm e menores de plagioclásio, em matriz fina a anfibólios, feldspatos, biotita verde, e pouca quantidade de quartzo.

Veios de granito hololeucocrático a leucocrático, quartzo-feldspáticos a biotita, de granulação fina são comuns. Ocasionalmente, os monzogranitos apresentam bolsões quartzo-feldspáticos de granulação grossa. Quando o monzogranito a megacristais apresenta foliação incipiente ou faixa milonítica, estes veios apresentam-se paralelos a esta direção.

Veios aplíticos hololeucocráticos e de granulação fina são comuns. Há locais onde são afetados por foliação milonítica, que sofre refração neste corpo em relação aos monzogranitos. Veios de quartzo são comuns.

Riólitos possuem razoável frequência, são porfiríticos, de matriz afanítica com megacristais de feldspato potássico e quartzo (até 4 mm). Apresenta cor grafite quando fresco e branco quando alterado.

Granitos finos ocorrem próximo ao contato do monzogranito a megacristais com o sienogranito porfiróide. Apresentam composição monzogranítica, cor cinza claro, granulação fina, localmente porfirítico, com megacristais de quartzo de até 3 x 2 cm, hololeucocrático, ricos em quartzo; a feldspato potássico, plagioclásio, biotita e muscovita.

Diques de rochas básicas são raros, apresentando até 6 m de espessura. Caracterizam-se pela cor cinza escuro, textura inequigranular, matriz afanítica a fanerítica fina, com aproximadamente 70% de máficos e 30% de ripas milimétricas de plagioclásio. Apresentam forte esfoliação esferoidal.

B) CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

Petrograficamente estas rochas se caracterizam por sua textura hipidiomórfica (prancha 12, foto 3) a megacristais de feldspato potássico e plagioclásio em matriz média.

Os minerais presentes são quartzo, feldspato potássico, oligoclásio, biotitas e cloritas. Os acessórios mais comuns são apatita, titanita e alanita, ocorrendo também zircão e muscovitas, raramente turmalinas.

A associação mineralógica principal da AGR, teve seu reequilíbrio no fácies xisto-verde, evidenciada pela paragênese: biotita alterando-se para clorita + albita + clinozoisita / zoisita + epidoto. A característica principal destes granitos é a presença de biotitas titaníferas como máfico, e titanitas bem desenvolvidas como acessório. Apresentam cristais de plagioclásio normalmente muito saussuritizados, com leve deformação nas maclas e raramente, recristalização de feldspato potássico.

PRANCHA 12

FOTO 1 - Granodiorito da Associação Granitóide Rolador (AGR), fácies porfiróide (amostra MG-360). A amostra está tingida com solução de Sódio/Cobaltonitrito.

FOTO 2 - Tonalito da Associação Granitóide Rolador (AGR), amostra MG-232.

FOTO 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de monzogranito da Associação Granitóide Rolador (AGR), amostra MG-101, apresentando texturas preservada. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita, titanita, zircão, apatita e turmalina.

FOTO 4 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de monzogranito da Associação Granitóide Rolador (AGR), amostra MG-101, mostrando pertitas tipo *fire-flakes* e *strings* (em fio). A seta indica pertitas do tipo *strings*.

1

2

3

4

As associações mineralógicas presentes nestas rochas, podem ser observadas na Tabela 2, sendo que todas incluem os minerais principais: quartzo, feldspato potássico e oligoclásio.

MÁFICOS PRINCIPAIS	MINERAIS ACESSÓRIOS							
	AL	AP	CLI/ZOI	EP	MUSC	TIT	TURM	ZIR
BIO / CL								
BIO / CL								
BIO / CL								
BIO / CL								
BIO / CL								
BIO / CL								

Tabela 2 - Associações mineralógicas da AGR. AL (alanita), AP (apatita), CLI/ZOI (clinossóisita e/ou zoisita), EP (epídoto), MUSC (muscovita), TIT (titanita), ZIR (zircão), BIO (biotita) e CL (clorita).

Os grãos de quartzo, normalmente xenomórficos, na sua maioria estão em recuperação, formando subgrãos com tendência à extinção homogênea, sendo comuns já tenderem a total recristalização com contatos poligonizados. Os grãos maiores apresentam ainda extinção ondulante. É comum, em contatos com outros minerais ou mesmo em fraturas apresentarem-se microgranulares e serrilhados.

Os feldspatos potássicos são normalmente pertíticos, sendo as pertitas mais comuns do tipo *spots* e *string*; também encontram-se do tipo *fire-flakes* (prancha 12, foto 4).

Os oligoclásios, geralmente se apresentam bastante saussuritizados (alteração de epídoto, zoisita, sericita e carbonato), sendo comum a presença de mirmequitas nas bordas. É comum apresentarem leve deformação das maclas (prancha 13, foto 1).

O máfico predominante nestes granitos são as biotitas, possivelmente titaníferas, com pleocroísmo de marrom claro / marrom escuro avermelhado, geralmente hipidiomórficas; comumente alteram-se para cloritas. Biotitas verdes

são menos comuns. Muscovitas são raras, ocorrendo alteradas ou mais preservadas.

Rochas com feições cataclásticas são observadas tanto em zonas próximas às faixas miloníticas, como nas porções mais internas dos granitos. São caracterizadas principalmente pela cominuição dos grãos de feldspato e quartzo, podendo ocorrer microclínios microfalhados. Estas rochas apresentam fraturas geralmente preenchidas por quartzo, epídoto, clorita e hidróxidos de ferro. Nestas rochas também observam-se plagioclásios e biotitas dobrados, juntamente com feições mais rúpteis.

Os riebeckita-quartzo-monzonitos apresentam feldspato potássico, oligoclásio, riebeckita, anfibólio verde (grupo da hornblenda), biotita verde e quartzo. Como acessórios ocorrem titanita, epídoto, zircão e apatita. Os feldspatos potássicos apresentam vários tipos de pertitas: *string*, *graphic* e *spots*, e mesopertitas. As riebeckitas, normalmente hipidiomórficas e de hábito fibroso, normalmente ocorrem associadas aos anfibólios verdes (prancha 13, foto 2).

5.3.3 DEMAIS ROCHAS

Riólitos

Estes corpos apresentam maior expressão nos monzogranitos a megacristais da Associação Rolador. São riólitos porfiríticos de matriz afanítica a megacristais de feldspato potássico e quartzo de até 4 mm, hololeucocráticos e isótipos. Apresentam cor grafite quando frescos (prancha 13, foto 3) e branca quando alterados.

Ocorrem em exposição descontínua por aproximadamente 500m, como diques (com espessuras em torno de 20 m) e sobre o granito, como *sills*.

PRANCHA 13

FOTO 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de monzogranito da Associação Granitóide Rolador (AGR), amostra MG-223, apresentando deformação das maclas de plagioclásio. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita, epídoto, apatita, titanita e alanita.

FOTO 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de riebeckita-quartzo-monzonito da Associação Granitóide Rolador (AGR), amostra MG-1. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, riebeckita, anfibólio verde, biotita, epídoto, zircão, apatita e titanita.

FOTO 3 - Riólito porfirítico da Associação Granitóide Fernandes (AGF), amostra MG-8, não alterado.

1

2

3

Veios aplíticos

São hololeucocráticos, de granulação fina, a quartzo, feldspato potássico, sericita. Geralmente estes corpos possuem uma foliação de direção N70W com mergulhos variáveis para NE, possivelmente relacionada com a colocação do corpo. Esta foliação é caracterizada pela orientação do quartzo e das muscovitas finas, não apresentando-se estirados. Estes veios estão presentes principalmente entre os sienogranitos grossos.

Rochas básicas

Estas rochas ocorrem como diques nas duas associações de granitóides. Os diques são raros, sendo o mais representativo com espessura de aproximadamente 6 m entre os monzogranitos. Mostram forte esfoliação esferoidal, cor cinza-esverdeado escuro, textura inequigranular, com ripas de plagioclásio em torno de 2 mm, em matriz afanítica a fanerítica fina. Por vezes apresentam sulfetos disseminados. Não são observadas estruturação ou deformação nestes corpos.

Granitóides a duas micas

Estes granitóides ocorrem no contato entre o sienogranito porfiróide da AGF e o monzogranito a megacristais da AGR, ocorrendo também como diques no sienogranito porfiróide. Caracterizam-se pela cor cinza claro, granulação fina, são isótipos a foliados, hololeucocráticos, localmente porfiríticos, com megacristais de quartzo de até 3 x 2 cm. Apresentam composição granodiorítica, ricos em quartzo (55-60%); a plagioclásio (20-25%), feldspato potássico (5-10%) e como máficos ($\cong$ 5%), biotita, clorita e muscovita e como acessório, zircão. Quando associados aos sienogranitos porfiróides mostram-se foliados, assim como os sienogranitos, ocorrendo xenólitos do sienogranito porfiróide no granodiorito fino e vice-versa.

6. TERRENOS A NORTE DA ZCMG

Os terrenos que ocorrem a norte da ZCMG correspondem aos metassedimentos do Grupo Brusque. Na área mapeada, predominam sequências de filitos, xistos, quartzitos e filitos grafitosos. O bandamento composicional (S_0) é caracterizado por diferença granulométrica e composicional: níveis pelíticos e mais arenosos, e níveis sericíticos e carbonosos.

Na porção SE de ocorrência do Grupo Brusque, predominam pacotes de xistos, compostos por: granada-biotita-muscovita-quartzo-xistos, biotita-muscovita-quartzo-xistos, biotita-quartzo-xistos e quartzo-xistos. Apresentam geralmente cor cinza escuro quando frescos, e cores variegadas quando alterados, predominando a cor vinho.

Os granada-biotita-muscovita-quartzo-xistos, apresentam intercalações com bancos de quartzitos micáceos, com espessuras de 5 a 10 cm. Apresentam porfiroblastos abundantes de granadas milimétricas. Os biotita-muscovita-quartzo-xistos ocorrem em pacotes homogêneos, e também, intercalados com biotita-quartzo-xistos a granada. Estes xistos podem incluir porfiroblastos de granada e andalusita.

No restante da ocorrência dos metassedimentos do Grupo Brusque na área, ocorrem pacotes de filitos (sericíticos e grafitosos) e quartzitos, predominando os filitos sericíticos. Estes apresentam cor cinza azulado quando frescos e cor vinho quando alterados; os filitos grafitosos são negros. Os quartzitos são rochas normalmente maciças, de cor esbranquiçada, geralmente de granulação fina.

Os filitos sericíticos geralmente se apresentam intercalados com quartzitos ou metarenitos e com filitos grafitosos. Por vezes ocorrem como sequências rítmicas.

As alternâncias mais comuns são de filitos / metarenitos ou quartzo-filitos e filitos / filitos grafitosos. São intercalações normalmente decimétricas. Quando estes ocorrem intercalados, há predomínio dos filitos sericíticos, com espessuras

de até 1m, e por vezes há o predomínio dos quartzitos, normalmente micáceos de até 60 cm de espessura.

As intercalações mais comuns observadas, envolvem alternância de duas litologias: filito sericítico / filito grafitoso; filito sericítico / quartzito micáceo e filito grafitoso / quartzito micáceo. Nestas áreas ocorrem subordinadamente níveis xistosos: biotita-xistos intercalados com metarenitos finos e quartzo-xistos com filitos grafitosos. Não raro estas sequências apresentam ritmicidade, que ocorre entre quartzitos micáceos / filito grafitoso e quartzito micáceo / filito sericítico. São muito comuns veios de quartzo cortando estas sequências.

Os granitóides intrusivos no Grupo Brusque, apresentam-se como bolsões e veios, restando xenólitos de xistos dentro destes. Possuem cor cinza claro, são hololeucráticos, isótropos a levemente foliados, equigranulares, de composição monzogranítica a granodiorítica, ricos em quartzo; a feldspato potássico, plagioclásio e em torno de 5% de máficos (biotita). Podem apresentar restitos em torno de 2 x 1 cm compostos por biotita (mais de 90%) e muscovita. Por vezes apresentam porções pegmatíticas de granulação grossa, não foliados, com muscovitas bem desenvolvidas. Esses granitóides, cuja melhor expressão dá-se na cachoeira do Rio do Alho, são correlacionados por Basei (1985) aos Granitóides do tipo São João Batista, podendo representar um magmatismo anatético (fusão dos metassedimentos do Grupo Brusque) pouco após o pico deformacional dos metassedimentos.

7. TERRENOS A SUL DA ZCMG

Os terrenos a sul da ZCMG, estão representados predominantemente por rochas granitóides.

Os granitóides intrusivos são leucocráticos, cinza médio, porfiróides a porfiríticos, a megacristais de feldspato potássico de até 5 cm, em matriz de granulação fina a média quartzo-feldspática, localmente com concentrações máficas (predominantemente biotitas). Por vezes apresentam textura *rapakivi*, onde observa-se um núcleo de feldspato potássico com cor de alteração avermelhada e uma borda de plagioclásio com cor de alteração creme. Geralmente os grãos de quartzo são xenomórficos e os feldspatos (potássico e plagioclásio) são hipidiomórficos a idiomórficos.

Na área também ocorrem granitóides leucocráticos de composição predominantemente monzogranítica (próximo ao campo dos granodioritos e quartzo-monzonitos), cinzentos, isótipos a foliados, localmente cataclásticos (prancha 14, foto 1), porfiróides, a megacristais de feldspatos centimétricos hipidiomórficos a idiomórficos (até 7 cm). A matriz é fina, cinza escura, apresentando concentrações de biotitas. Anfibólio também ocorre como máfico, normalmente hipidiomórficos a idiomórficos, como inclusões em feldspato potássico.

Estas rochas podem apresentar texturas interessantes, como a textura gráfica (prancha 14, foto 2). Petrograficamente caracterizam-se por feldspatos idiomórficos a hipidiomórficos (feldspato potássico perítico e plagioclásio saussuritizado); biotitas, cloritas e muscovitas como máficos e, granadas e titanitas como acessórios. As biotitas normalmente se alteram para cloritas, associadas com phrenitas (prancha 14, foto 3).

Ocorrem corpos filonianos quartzo-feldspáticos hololeucocráticos, porfiríticos, a megacristais centimétricos de feldspato potássico em matriz fina e, sienogranitos equigranulares, leucocráticos, de granulação média, além de riólitos porfiríticos.

Os granitóides deformados podem apresentar textura tipo *augen* onde os feldspatos distribuem-se em faixas, em forma de olhos em matriz fina. Veios quartzo-feldspáticos são encontrados.

Neste domínio também ocorrem rochas migmatíticas, de estruturação complexa, caracterizando-se por zonas mais gnáissicas, bem foliadas e zonas mais xistosas ricas em biotitas. Nestes locais *boudins* de rochas anfibolíticas são observados (afloramentos SCMB 284a 288, conforme Basei, 1985). Normalmente estas rochas apresentam composição tonalito-granodiorítica.

Regionalmente neste domínio são observadas rochas migmatíticas, sempre com uma foliação bem marcada. O leucossoma tem composição predominantemente quartzo-monzonítica, de cor cinza claro, granoblástico, porfíroide a porfirítico, com megacristais centimétricos de feldspatos (brancos e róseos), localmente granatíferos. O mesossoma (restrito) tem como litotipos principais, anfibolitos, hornblenda-gnaisses e biotita-gnaisses xistosos (Basei *op.cit*).

PRANCHA 14

FOTO 1 - Monzogranito do Complexo Granito-migmatítico (CGM), amostra MG-347, apresentando feições cataclásticas. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita, muscovita, granada e titanita. A amostra está tingida com solução de Sódio/Cobaltonitrito.

FOTO 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de monzogranito do Complexo Granito-migmatítico (CGM), amostra MG-349, apresentando textura gráfica.

FOTO 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de monzogranito do Complexo Granito-migmatítico (CGM), amostra MG-343, apresentando phrenita, e biotitas alterando para cloritas. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita, phrenita, zircão, apatita e turmalina.

1

2

3

8. ANÁLISE ESTRUTURAL

A ZCMG, de estruturação geral NE, caracteriza-se por uma faixa milonítica principal a noroeste (FMN), composta por rochas miloníticas graníticas e de metassedimentos, e uma faixa milonítica sudeste (FMS), onde ocorrem rochas miloníticas granitóides. Em função da quantidade de dados e da variação observada em campo, nas foliações miloníticas da FMN, subdividiu-se a área em três setores estruturais: NE, central e SW, representados no Anexo 4. Os milonitos graníticos foram tratados separadamente dos milonitos do Grupo Brusque.

Os corpos graníticos presentes entre estas duas faixas miloníticas, mostram-se normalmente isótipos, porém podem apresentar-se foliados, miloníticos e com feições cataclásticas. Estas estruturas, analisadas separadamente, serão discutidas neste capítulo.

Adicionalmente foram analisados os dados estruturais referentes aos metassedimentos do Grupo Brusque aflorantes na área, não afetados pela movimentação desta zona de cisalhamento.

O conjunto dos dados estruturais serão apresentados e discutidos a seguir.

8.1 FAIXA MILONÍTICA NORTE

A foliação milonítica nos milonitos graníticos apresenta uma variação sistemática ao longo da faixa principal de milonitos, no trecho estudado da ZCMG. Na porção NE a foliação possui uma direção preferencial de N65E e passa, no domínio central, para N54E e daí para N10E na porção SW. Os mergulhos variam em torno de valores subverticais (Fig.9).

As lineações de estiramento, contidas na foliação milonítica, estão definidas principalmente por porfiroclastos de feldspato, por fitas de quartzo e são, em geral, paralelas a uma lineação mineral a biotitas. Orientam-se preferencialmente para N55E (setor NE), N45E e S57W (setor central) e S20W

(setor SW) e apresentam caimentos fracos, mas que atingem valores intermediários a altos nos setores central e sudoeste (Fig.9).

Figura 9 - Milonitos graníticos FMN -ZCMG. A) setor NE, B) setor central e C) setor SW.

Algumas dobras abertas afetando a foliação milonítica são observadas, com planos axiais de direção em torno de N40E e mergulhos intermediários a altos para SE. Os eixos destas dobras mostram-se subparalelos a paralelos às lineações de estiramento minerais (Lm): N50E/23° e S30W/44°.

O comportamento da foliação milonítica nos milonitos gerados a partir das rochas do Grupo Brusque apresenta algumas diferenças em relação àquele observado nos milonitos graníticos. Como pode ser observado na Figura 10, a direção da foliação milonítica nos setores NE e central é praticamente constante, sendo seus mergulhos preferencialmente para NW no setor NE e para SE no setor central. Apesar da maior dispersão e da pequena quantidade de dados, no setor SW, há uma mudança na direção preferencial da foliação milonítica (N39E e N05E) com caimentos intermediários para SE, bem como, caimentos subverticais para SE e NW.

As lineações de estiramento são registradas principalmente por porfiroclastos estirados de quartzo, estiramento de filossilicatos e de porfiroclastos de cloritóide. São poucas as lineações medidas, apresentando direções tanto para NE (em torno de N30E), como para SW (S55W), com mergulhos intermediários a baixos.

Figura 10 - Milonitos do Grupo Brusque - FMN - ZCMG. A) setor NE, B) setor central e C) setor SW.

8.2 FAIXA MILONÍTICA SUL

A sudeste dos granitóides ocorre uma faixa milonítica, menos espessa que a FMN, variando de 500 m a 2 km de espessura. A foliação milonítica tem direção preferencial para N50E, com caimentos fortes, principalmente para NW (Fig.11). As lineações de estiramento observadas apresentam direção preferencial S50W, com caimentos intermediários a baixos (máx. S50W/20°). Este lineamento faz parte de uma das ramificações da zona de cisalhamento.

Figura 11 - Milonitos graníticos - FMS - ZCMG.

8.3 - GRANITÓIDES CENTRAIS

Estruturalmente os granitos centrais de ambas associações apresentam-se desde isótipos, foliados (Fig.12) com feições cataclásticas (Figs.13 e 14) ou francamente miloníticos (Fig.15), alterando-se apenas as proporções em que os termos estruturais ocorrem: Associação Fernandes isótipos (45%), com feições cataclásticas (31%), foliados (19%) e miloníticos (5%); Associação Rolador: isótipos (60%), foliados (33%), com feições cataclásticas (4%) ou miloníticos (3%).

Os granitos isótipos caracterizam-se por não possuir qualquer orientação. Ocasionalmente, apresentam faixas epidotizadas subverticais; planos de fratura, com mergulhos intermediários, preenchidos por material quartzo-feldspático fino; e faixas miloníticas centimétricas, com mergulhos intermediários a subverticais.

Os sienogranitos foliados da AGF, caracterizam-se por possuírem uma superfície geralmente de aspecto anastomosado, ondulada, com orientação e leve estiramento de megacristais de feldspatos e quartzo. Muitas vezes caracteriza-se por um deslocamento fino. É normal verificar-se estiramento de quartzo e apenas alinhamento dos feldspatos.

Os monzogranitos foliados da AGR, caracterizam-se por possuírem uma foliação incipiente, fina, podendo haver orientação dos megacristais e dos máficos. Raramente há estiramento mineral de feldspato potássico e quartzo. Esta foliação, possivelmente representa o fluxo ígneo (foliação primária), pois muitas vezes observa-se apenas a orientação dos minerais.

A origem magmática das foliações observadas nos granitos da AGR e AGF (Fig.12), é favorecida por sua definição pelo alinhamento de minerais ígneos, normalmente idiomórficos a hipidiomórficos, conforme avaliado por Paterson *et al.* (1989). Esta é caracterizada principalmente pelo alinhamento de feldspatos em uma matriz quartzo-feldspática normalmente não deformada.

Por vezes os megacristais orientados na foliação apresentam-se rotacionados. Veios quartzo-feldspáticos podem ocorrer paralelos a foliação. Ocasionalmente, estas rochas levemente foliadas apresentam planos paralelos à

foliação preenchidos por epídoto, cortando grãos de feldspatos. Estas rochas também apresentam planos de fraturas repetitivos, espaçados e por vezes preenchidos por caulim. Raramente apresentam faixas miloníticas.

Fraturas em feldspatos preenchidas por quartzo, deformação nas maclas de plagioclásio (prancha 13, foto 1), presença de mirmequitas e agregados de plagioclásio e quartzo no contato de dois feldspatos potássicos, sugerem a existência de fluxo sub-magmático, conforme Paterson (*op cit.*).

Figura 12 - Granitos foliados.

Os sienogranitos da AGF com feições cataclásticas caracterizam-se por possuírem uma foliação definida por um deslocamento espaçado ou por planos de fraturamento repetitivos, principalmente de feldspatos, e raramente pela orientação de minerais. Muitas vezes observa-se somente um intenso fraturamento do corpo. Comumente esta superfície é caracterizada por clivagem de espaçamento em torno de 1cm. O material normalmente se apresenta muito quebradiço. Em alguns locais estes fraturamentos são preenchidos por material

composto por quartzo, feldspato e epídoto. Há casos em que nestes planos de fraturas há recristalização de quartzo.

Por vezes o sienogranito cataclástico apresenta faixas protomiloníticas e miloníticas de até 2 m epidotizadas e com estiramento mineral, paralelas à superfície cataclástica. Localmente, ocorrem fraturas preenchidas por feldspato branco totalmente caulinizados e por epídoto, sendo que próximo ao contato com riólito, mostra-se bastante foliado e com forte estiramento de quartzo (lineações subverticais), com *mullions* de quartzo.

Não raro esta superfície cataclástica se apresenta ondulada, caracterizando-se como uma clivagem de espaçamento 0.3 cm, com forte fraturamento de feldspato potássico e pela orientação de minerais.

Os monzogranitos da AGR, raramente apresentam faixas cataclásticas com zonas de forte fraturamento e de brechação com preenchimento de epídoto.

As superfícies cataclásticas podem estar relacionadas à movimentação principal desta zona de cisalhamento, de características dúcteis-rúpteis. Entretanto, a associação destas superfícies com as reativações da ZCMG, em condições mais rúpteis, não é descartada.

A Figura 13 mostra o comportamento desta superfície nos granitos centrais situados próximos à faixa milonítica norte. Este diagrama apresenta o conjunto de dados dos setores NE, central e SW da área (Anexo 4). No setor NE a superfície cataclástica apresenta direções preferenciais para NE e NW com mergulhos para SE e NE respectivamente. Nos setores central e SW, as direções preferenciais são para NE e N-S com mergulhos para SE, e para E e W respectivamente.

Figura 13 - Granitos com feições cataclásticas próximos à FMN.

A Figura 14 mostra o comportamento desta superfície nos granitos centrais situados próximos à faixa milonítica sul. Este diagrama apresenta o conjunto de dados dos setores central e SW da área (Anexo 4). No setor central a superfície cataclástica apresenta direções preferenciais para NE com mergulhos para SE e NW. No setor SW, as direções preferenciais são para NEE e NW com mergulhos para NW e NE respectivamente. Neste setor dobras com planos axiais N40E/80NW foram observadas.

Figura 14 - Granitos com feições cataclásticas próximos à FMS.

Rochas miloníticas também ocorrem no domínio dos granitos. As foliações miloníticas observadas apresentam orientações similares às observadas nas faixas miloníticas da ZCMG (Fig.15).

A AGF apresenta termos miloníticos e protomiloníticos, caracterizados por uma foliação milonítica definida pelo estiramento de porfiroclastos de feldspato e quartzo. Estas rochas apresentam-se tanto nas porções internas do corpo, como próximo às faixas miloníticas laterais.

Na Associação Rolador, ocorrem protomilonitos com porfiroclastos de feldspato potássico, de até 2cm, e quartzo estirados em matriz média com alta quantidade de quartzo e máficos. Por vezes apresentam faixas miloníticas de até 3 m.

Figura 15 - Granitos centrais miloníticos.

8.4 GRUPO BRUSQUE

A foliação principal nos metassedimentos do Grupo Brusque é definida por um bandamento diferenciado S_2 ou por uma xistosidade S_3 , normalmente paralela ao bandamento composicional S_0 .

A superfície S_2 (Fig.16) é uma foliação fina e penetrativa diferenciada, caracterizada por filmes de quartzo e filmes xistosos, menores que 2 mm. Quando se recupera a S_2 , observa-se ao longo dela porfiroblastos de granadas e de alumino-silicatos relacionados a esta fase. Por vezes são observados apenas seus pseudomorfos. Esta superfície normalmente se apresenta crenulada pela S_3 .

Figura 16 - Foliação S_2 - Grupo Brusque.

Na foliação S_3 (Fig.17), de transposição, observa-se o fechamento de dobras isoclinais da superfície S_2 , clivagem diferenciada. A S_3 é uma xistosidade no grau fraco, com recristalização de sericitas e cloritas.

Figura 17 - Foliação S_3 - Grupo Brusque.

A superfície principal destes metassedimentos caracteriza-se por uma S_2 , quando distantes da zona milonítica; e quando próximos à zona milonítica, a superfície principal é a foliação S_3 . Quando os metassedimentos estão próximos à zona de cisalhamento, a foliação S_3 torna-se muito mais acentuada, sendo que o bandamento diferenciado S_2 é pouco preservado no interior desta intensa xistosidade.

Esta superfície S_3 transpõe totalmente as superfícies anteriores. Nestas áreas, quando se recupera a S_2 , esta apresenta-se intensamente crenulada. Próximo às zonas miloníticas a S_3 é paralela à foliação milonítica. Por vezes observa-se a superfície S_3 crenulada, ou levemente ondulada, por uma superfície espaçada S_4 (Fig.18), apresentando um espaçamento de cerca de 2 mm.

Figura 18 - Foliações S_2 , S_3 e S_4 - Grupo Brusque.

8.5 ESTRUTURAS RÚPTEIS

As feições rúpteis tardias relacionam-se principalmente a planos de fraturas posteriores à foliação milonítica ou cataclástica. São fraturamentos com direções em torno de N-S e N50W, comumente observados em afloramentos (Fig. 19). Podem estar associadas a falhas subordinadas com direção em torno de N-S que cortam a ZCMG e geram rejeitos aparentes, laterais dextrais e sinistrais, e falhas com direção principal N50W, indiscriminadas. Estas feições podem ser visualizadas no mapa de fotolineamentos (Anexo 2), onde observam-se estruturas lineares secundárias de direção NNE, representando, por vezes, falhas de rejeito direcional, fotointerpretados, rúpteis e estruturas lineares de direção NW (menos representativas), por vezes representando falhamentos de provável rejeito direcional.

Figura 19 - Estruturas rúpteis tardias da ZCMG.

9. ANÁLISE CINEMÁTICA E DEFORMACIONAL DA ZCMG

A análise cinemática da ZCMG foi caracterizada através do estudo dos indicadores macro, meso e microscópicos; *fabrics* de eixos-c de quartzo e relação dos eixos das elipsóides de deformação com a foliação milonítica. A análise da deformação deu-se através da caracterização do seu padrão (coaxial ou não coaxial) e de sua quantificação.

9. 1 INDICADORES CINEMÁTICOS

Os indicadores cinemáticos macroscópicos foram caracterizados pelo padrão das estruturas lineares observado em fotografias aéreas e imagens de radar, podendo ser visualizadas em mapa de fotolineamentos (Anexo 2). Neste mapa, algumas estruturas provavelmente relacionadas à foliação Ss, por vezes apresentam-se oblíquas à parede da zona de cisalhamento, indicando uma movimentação dextral.

Os indicadores cinemáticos mesoscópicos incluem: sistemas de porfiroclastos (Passchier & Simpson, 1986) do tipo σ_a elipsoidal (Fig.20a); porfiroclastos do tipo δ com deflexão da foliação milonítica, em protomilonito granítico, não apresentando cauda (Fig.20b); porfiroclastos do tipo σ_a elipsoidal com sombra de pressão, (Fig.20c); porfiroclastos do tipo σ_a oblongo com sombra de pressão, em protomilonito granítico (Fig.20d); falhas Anti-Riedel (R'), em milonito e protomilonito graníticos (Figs.20e, 20f); relação entre as superfícies S e C (conforme definido em Lister & Snoke, 1984) em protomilonito granítico (Fig.20g); microfraturas de porfiroclastos de feldspatos preenchidos por quartzo, em milonito granítico (Fig.20h); estruturas dobradas sigmoidais, em milonito granítico (Fig.20i); e grãos de feldspato deslocado em matriz dúctil, em milonito granítico (Fig.20j), conforme Simpson & Schmid (1983).

Figura 20 - Indicadores cinemáticos mesoscópicos da ZCMG. Q (quartzo), FK (feldspato potássico).

As seções delgadas com indicadores cinemáticos dividem-se em três grupos principais. No primeiro grupo os indicadores cinemáticos são representados principalmente por porfiroclastos de feldspato rotacionados em protomilonito granítico, sugerindo indicação dextral (prancha 15, foto 1). Este grupo também engloba os milonitos S-C (prancha 3, foto 4) com indicação dextral e ultramilonitos, onde se recuperam as superfícies S e C (prancha 5, foto 2), indicando movimentação dextral. Este último pode representar um exemplo de *back-rotation* em segmentos da foliação, conforme Hanmer & Passchier (1991).

PRANCHA 15

FOTO 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico (amostra MG-124). Sugere movimentação dextral. A rocha é constituída predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, anfibólio, clorita, sericita, epidoto, e apatita.

FOTO 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico (amostra MG-198), apresentando porfiroclastos simétricos.

1

2

Protomilonitos com *mica-fish*, conforme Lister & Snoke (1984) e Hanmer & Passchier (1991), (prancha 6, foto 2) com indicação dextral e porfiroclastos com sombras de pressão assimétricas (prancha 4, foto 2) também são comuns. Observam-se também cominuição de porfiroclastos de feldspatos com caudas assimétricas compostas por fragmentos do porfiroclasto e por quartzo, sericita e biotita (Fig. 21), indicando movimentação dextral. Esta movimentação é confirmada pela presença de *mica-fish* e pelo padrão sigmóide da foliação milonítica nesta seção delgada.

Figura 21 - Cominuição de porfiroclasto de feldspato potássico indicando movimentação dextral. Os minerais são identificados pelas letras FK (feldspato potássico); B (biotita) e o restante quartzo. A porção hachurada é composta predominantemente por biotita, além de sericita e quartzo microgranular.

O segundo grupo está representado por rochas miloníticas que apresentam porfiroclastos simétricos, não observando-se uma componente rotacional importante, caracterizando importante contribuição de deformação coaxial. Estas feições são exemplificadas na prancha 15, foto 2 (porfiroclastos de feldspatos simétricos) e na prancha 5, foto1 (porfiroclasto de feldspato com cauda simétrica).

O terceiro grupo de seções delgadas apresenta indicações dextrais e sinistrais, como pode ser observado nas fotos: prancha 4 foto 1, e prancha 16, fotos 1, 2 e 3. A foto 1 (prancha 4) apresenta porfiroclastos de feldspato sigmoidais dextrais e sinistrais; a foto 1 (prancha 16) apresenta falhas normais de alto ângulo (Simpson, 1986) sugerindo movimentações dextral e sinistral e *mica-fish* de indicação dextral; a foto 2 (prancha 16) apresenta *mica-fish*, indicando movimentação dextral e sigmoidal de quartzo sugerindo movimentação sinistral; a foto 3 (prancha 16) mostra indicações cinemáticas imprecisas.

A persistência de porfiroclastos simétricos em seções delgadas, bem como análises do padrão dos eixos-c de quartzo e dos resultados obtidos pelo método de Fry, sugerem que uma importante componente da deformação foi por cisalhamento puro, acarretando, em inflexões locais, movimentações sinistrais.

A presença de feldspatos tende a perturbar a deformação na matriz quartzosa adjacente, acarretando em anomalias e microestruturas localizadas (Hanmer & Passchier, 1991; Lloyd, *et al.* 1992). Segundo os autores, particularmente a rotação de fragmentos de feldspatos podem impor localmente um sentido de cisalhamento oposto (sinistral) ao da zona de cisalhamento dextral. Este efeito é mais óbvio em taxas de deformação mais baixas, sendo que a altas taxas de deformação, o efeito antitético da rotação de feldspatos não produz microestruturas no quartzo com sentido de movimento oposto.

A foliação S dentro da faixa milonítica (Anexo 2) se dispõem obliquamente à parede da faixa, indicando uma movimentação dextral e a maioria dos indicadores cinemáticos também sugerem esta movimentação. O fato de no mesmo afloramento, amostra ou lâmina observarem-se marcadores cinemáticos opostos, pode ser devido:

A) à partição da deformação (conforme definido por Ramsay & Huber, 1983), que no caso da ZCMG são observados principalmente dois tipos de mecanismos de deformação, por plasticidade cristalina, onde observam-se os minerais bastante estirados; bem como deslocamento de bordas de grãos, em milonitos que não se observam um *fabric* bem desenvolvido;

B) orientação original dos clastos, podendo apresentar, dependendo da orientação do eixo maior do objeto, rotação dextral ou sinistral dentro de uma movimentação geral dextral;

C) movimento relativo entre a matriz e o objeto rígido.

PRANCHA 16

FOTO 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico (amostra MG-172), apresentando indicações dextrais e sinistrais.

FOTO 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25 x) de protomilonito granítico (amostra MG-219), apresentando indicações dextrais e sinistrais, e quartzo com forte extinção ondulante.

FOTO 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 100 x) de protomilonito granítico (amostra MG-198), apresentando porfiroclastos simétricos.

1

2

3

9.2 EIXOS-C DE QUARTZO

O *fabric* desenvolvido é governado por mecanismos da deformação e pelo padrão da deformação ou arcabouço cinemático (Schmid & Casey, 1986). Então o estudo do *fabric* cristalográfico do quartzo, permite informações importantes relacionadas aos estágios da deformação finita, padrão da deformação (coaxial ou não coaxial) e sentido do cisalhamento. Ademais, permite a inferência do sistema operante de deslizamento e conseqüentemente, da temperatura operante, bem como da importância da presença de fluidos durante a deformação.

Estudos documentam uma boa correlação entre os *fabrics* cristalográficos e estados da deformação finita (Price, 1985; Schmid & Casey, 1986).

O *fabric* de diferentes populações de quartzo, podem esclarecer sobre parte da história deformacional. Os *fabrics* de porfiroclastos podem ser produtos do arcabouço cinemático presente durante a maior parte da história da deformação plástica do cristal. Por outro lado, os *fabrics* de agregados recristalizados, devem gravar apenas os últimos estágios da deformação plástica (Kirschner & Teyssier, 1991).

A mudança de temperatura durante a história deformacional pode gerar diferentes *fabrics*: a temperaturas mais baixas o deslizamento basal $\langle a \rangle$ é mais fácil de ser ativado e a temperaturas mais altas o deslizamento prismático $\langle a \rangle$ se torna mais fácil (Tullis et al. 1973; Kirschner & Teyssier *op cit.*).

A alta concentração de fluidos pode favorecer o deslizamento prismático e a baixa concentração de fluidos o deslizamento basal (Kirschner & Teyssier *op cit.*).

A altas taxas de deformação o *fabric* de eixo-c é orientado quase que perpendicular a X. Conseqüentemente o plano de *slip* do cristal deve ser paralelo ao plano do cisalhamento (Lloyd et al. 1992).

Neste trabalho foram realizadas análises em Platina Universal de 4 eixos, em rochas protomiloníticas e miloníticas graníticas, seccionadas paralelamente à lineação de estiramento (cortes XZ). Foram medidos, em 12 amostras, de 100 a 200 eixos-c, com uma média de 160 eixos por amostra.

No milonito MG-31 (setor central da FMN) foram medidos 200 eixos-c de quartzo recristalizados ou de subgrãos de quartzo recuperados. Geralmente estes apresentam-se segregados em faixas. O diagrama da Figura 22 apresenta um padrão de guirlanda cruzada do tipo I (Lister, 1977; Schmid & Casey 1986). Este *fabric* é caracterizado pela tendência de duas guirlandas se encontrarem a alguma distância do eixo intermediário Y e serem conectadas através de Y por uma guirlanda simples mais ou menos ortogonal ao plano da foliação. Entretanto observa-se que a guirlanda de trend NE-SW é mais populosa que a NW-SE, e a guirlanda simples próxima a Y é oblíqua à foliação. Esta assimetria pode evidenciar uma componente rotacional (dextral) da deformação.

Este diagrama também se assemelha àqueles transicionais entre guirlanda cruzada tipo I e guirlanda de círculo mínimo, sugerindo uma deformação intermediária entre deformação plana e achatamento (Schmid & Casey 1986, fig.5, amostra RL8330).

Este *fabric* sugere que o deslizamento dos grãos de quartzo foi basal $\langle a \rangle$, referentes às concentrações perpendiculares à foliação milonítica, rômnicos (concentrações intermediárias) e prismático $\langle a \rangle$, concentrações ao redor do eixo-Y do elipsóide de deformação (Price, 1985; Schmid & Casey 1986). Observa-se nesta amostra múltiplas direções de *slip*, favorecendo então a recristalização ou mesmo a formação de subgrãos, como foi observado.

Conforme os autores supracitados, este padrão é típico de deformação coaxial plana ou deformação intermediária entre achatamento e deformação plana. Tal hipótese é corroborada pela plotagem da amostra correspondente, no campo entre deformação plana e achatamento, em Diagrama de Flinn (Fig.34), apresentado no seguinte capítulo.

Figura 22 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-31.

No milonito MG-32 (setor central da FMN), foram medidos 141 eixos-c de subgrãos de quartzo recuperados (Fig.23). Apresenta um padrão cujos máximos dos eixos-c concentram-se ao longo de pequenos círculos centrados ao redor do polo da foliação, podendo-se até estar transicionando para o padrão de guirlanda cruzada do tipo I (Lister, 1977; Schmid & Casey 1986). Este *fabric* pode ser correlacionado a uma deformação no campo do achatamento geral (Price, 1985; Schmid & Casey 1986), o que novamente está de acordo com os resultados apresentados adiante neste trabalho. Este diagrama sugere um deslizamento basal $\langle a \rangle$ e rômboico dos grãos de quartzo (Price, *op cit*; Schmid & Casey *op cit*).

Figura 23 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-32.

No protomilonito MG-38 (setor SW da FMN) foram medidos 140 eixos-c de subgrãos de quartzo recuperados, com extinção homogênea e com tendência de contatos poligonais (Fig.24). Mostra um padrão semelhante ao anteriormente referido, apresentando porém, uma assimetria em relação à foliação milonítica. Este padrão pode ser interpretado como uma deformação no campo do achatamento não coaxial, ou seja, a assimetria observada sugere uma componente rotacional na deformação, com sentido de movimento dextral.

Conforme Schmid & Casey 1986, guirlandas de pequenos círculos são correlacionadas com valores de $K < 1$ (achatamento). Este sistema é indicativo de deslizamento basal e rômbo. O prisma $\langle a \rangle$ não é ativado, caracterizando um *fabric* relacionado à deformação por encurtamento axial (*axisymmetric flattening*), conforme Lister (1981) e Price (1985).

Figura 24 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-38.

No milonito MG-114 (setor SW da FMN), foram medidos 200 eixos-c de grãos de quartzo recristalizados ou subgrãos de quartzo recuperados, normalmente em faixas segregadas (Fig.25). Este milonito, já com fortes feições de filonito, apresenta grande quantidade de sericitas, cloritas e biotitas verdes. Este *fabric* sugere a transição entre guirlandas cruzadas do tipo I (deformação coaxial) e guirlandas únicas, ou seja, aumento da componente rotacional na trajetória da deformação (penúltimo estágio apresentado por Schmid & Casey, 1986, fig.14). Conforme estes autores, este padrão seria compatível com uma movimentação sinistral.

Comparando este diagrama com aqueles descritos por Price (1985; fig. 9 amostras 27 a 29, 35, 37 e 38) este padrão é semelhante àqueles transicionais entre o padrão de círculos mínimos e guirlandas cruzadas do tipo I, posicionando-se no campo do achatamento geral. Entretanto, neste trabalho, a amostra posiciona-se no campo do achatamento axial, em Diagrama de Flinn (Fig.34). Conforme este autor, a variação no desenvolvimento da guirlanda parcial através de Y, está relacionada à magnitude da componente da deformação plana relativa à componente do *axisymmetric flattening* da deformação.

Entretanto, comparando-se com diagramas elaborados por Hippertt (1994) onde ilustra a orientação preferencial dos eixos-c de quartzo durante o processo de progressiva filonitização, a amostra em questão situa-se no estágio 2, sugerindo uma movimentação dextral, com uma importante componente coaxial na deformação. A partir deste estágio o processo de plasticidade cristalina começa a diminuir e a transferência de solução começa a crescer. Neste processo o deslizamento prismático $\langle a \rangle$ é ativado, e o eixo-c de quartzo tende a se posicionar paralelamente à posição de maior estiramento.

A presença de indicadores dextrais (*back-rotation* em segmentos da foliação, conforme Hanmer & Passchier, 1991) em seções delgadas (prancha 5, foto 2) corroboram esta interpretação.

Figura 25 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-114.

No protomilonito MG-171 (setor SW da FMN) foram medidos 160 polos de eixos-c de subdomínios de grãos de quartzo com extinção ondulante e subgrãos recuperados (Fig.26). Apresenta um *fabric* transicional entre guirlanda cruzada do tipo I e o padrão de concentração em pequeno círculo, sugerindo uma deformação intermediária entre deformação plana e achatamento, confirmado pela plotagem das elipsidades em Diagrama de Flinn.

Conforme Lister (1981) e Price (1985, fig. 12, amostras 43 a 45), este *fabric* é característico de guirlanda cruzada do tipo I, típico de deformação plana. Segundo Price (*op cit.*) é relacionado a baixas taxas de deformação. Nota-se a ausência de deslizamento prismático $\langle a \rangle$, ocorrendo apenas o basal $\langle a \rangle$ (Lister, *op cit.*).

O diagrama posiciona-se onde se dá o início do aumento da componente rotacional da deformação com um movimento sinistral, confirmado pelos indicadores cinemáticos observados em afloramento (Figs. 20c e 20d).

Figura 26 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-171.

No protomilonito MG-172 (setor NE da FMS) foram medidos 100 eixos-c de subdomínios de quartzo com extinção ondulante (Fig.27). Apresenta um *fabric* pouco caracterizado, podendo representar uma transição entre concentração em pequenos círculos e guirlanda cruzada do tipo I. Apresenta principalmente deslizamento basal e prismático $\langle a \rangle$.

Este *fabric* mostra semelhanças com aqueles intermediários entre pequenos círculos e guirlanda cruzada do tipo I, apresentados por Price (1985, fig. 9, amostra 32), resultante de deformação no campo do achatamento geral. Apresenta também semelhanças com diagramas apresentados por Lister (1981) característicos de encurtamento axial, mas com importante componente rotacional associada.

A assimetria dos polos de eixo-c, sugere uma componente rotacional da deformação de caráter sinistral. Entretanto, indicadores dextrais e sinistrais são observados no afloramento e seção delgada (prancha 16, foto1).

Figura 27 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-172.

No milonito MG-186 (setor central da FMN), foram medido eixos-c de subdomínios de grãos de quartzo com extinção ondulante e subgrãos recuperados, apresentando um *fabric* típico de pequenos círculos (Fig.28). Apresenta simetria monoclínica, controlada pela distribuição dos máximos dos polos de eixos-c de quartzo ao longo de dois círculos mínimos em torno do eixo-Z e simétricos em relação a foliação milonítica. Corresponde a valores de $K < 1$ (campo do achatamento). Este é um caso bastante ilustrativo de cisalhamento puro, onde os planos de *slip* basais formam um ângulo aproximado de 90° entre si e se posicionam a 45° da foliação milonítica.

Conforme Lister (1981) e Price (1985, fig.6, amostra 7), este diagrama apresenta semelhança com *fabrics* do campo do *axisymmetric flattening*, com deslizamento principal basal (a).

Figura 28 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-186.

No milonito granítico MG-198 (setor central da FMN), foram medidos 160 eixos-c de subdomínios de grãos de quartzo com extinção ondulante e subgrãos recuperados (Fig.29). Esta amostra apresenta o padrão semelhante ao da amostra MG-186, mas já descaracterizado, pois seus contornos não se apresentam simétricos em relação à foliação milonítica. Sugere-se deslizamentos basal e rômbico.

Em seção delgada, a amostra apresenta porfiroclastos simétricos (prancha 5, foto 1 e prancha 15, foto 2) e sugestões de movimentação dextral (Fig.21).

Figura 29 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-198.

Na amostra MG-199 (setor central da FMN) foram medidos 180 eixos-c de subgrãos recristalizados, com extinção homogênea, em faixas segregadas (Fig.30). A amostra apresenta um padrão semelhante a amostra MG-186. Ambos os casos são típicos de deformação coaxial em um campo de achatamento ou de uma compressão axial (Tullis, 1977; Lister, 1981; Dell'Angelo & Tullis 1989; Schmidt & Casey 1986; Tommasi *et al.* 1994). São sugeridos deslizamentos romboédricos e basais.

Figura 30 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-199.

As amostras MG-162 e MG-304 constituem-se em sienogranitos deformados, não apresentando uma orientação preferencial bem definida. Situam-se fora das faixas miloníticas.

A amostra MG-162 representa um sienogranito com feições cataclásticas e dúcteis. Foram medidos 120 eixos-c de porfiroclastos de quartzo, com forte extinção ondulante, medindo-se vários domínios de cada grão (Fig. 31). O diagrama sugere deslizamento principal basal $\langle a \rangle$.

Figura 31 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-162.

A amostra MG-304 trata-se de um sienogranito deformado. Foram medidos 140 eixos-c de quartzo com extinção ondulante, medindo-se um subdomínio de cada grão (Fig.32). Este diagrama mostra um padrão muito semelhante aos apresentados por Sakakibara *et al.* (1992, figs. 5c e 7). Os autores correlacionam este *fabric* com guirlandas cruzadas do tipo I (Lister, 1977), embora apresente grande dispersão nas concentrações dos eixos-c.

Este *fabric* é relacionado a uma deformação plana, com deslizamento basal e prismático $\langle a \rangle$ (Lister, 1981).

Figura 32 - Eixos-c de quartzo - amostra MG-304.

A análise dos petrotramas mostra claramente o predomínio de deformação coaxial no setor central da ZCMG, preferencialmente no campo do achatamento e, nos demais setores da ZCMG, observa-se que a componente não coaxial da deformação é mais acentuada, também no campo do achatamento. Os deslizamentos preferenciais ocorrentes (predominantemente basais), sugerem temperaturas relativamente baixas quando do desenvolvimento destas rochas miloníticas (Mainprice & Nicolas, 1989).

Nas amostras cujas curvas de contorno dos polos de eixo-c tendem a uma simetria em relação a foliação milonítica, mas suas densidades não são simétricas, a indicativa é de uma deformação não coaxial superposta a uma deformação coaxial (conforme simulações citadas em Lee *et al.*, 1987).

No entanto, como observado por Kirchner & Teyssier (1991), o *fabric* de agregados cristalinos gravam apenas os últimos estágios da deformação plástica. Este fato pode sugerir que os dois processos (deformação coaxial e não coaxial) atuaram conjuntamente na ZCMG, pela análise dos *fabrics* obtidos a partir de grãos de quartzo com extinção ondulante e recristalizados com extinção homogênea.

O ângulo de abertura da guirlanda de círculo mínimo foi correlacionado com mudanças na taxa de deformação e temperaturas para *fabrics* produzidos experimentalmente por Tullis (1977). O ângulo de abertura aumenta continuamente com o aumento da temperatura ou com o decréscimo da taxa de deformação (Tullis, *op cit.*; Schmid & Casey, 1986). A partir destas observações, as amostras MG-31, 38, 171, 186 e 199 estariam correlacionadas a baixas temperaturas ou taxas de deformação elevadas.

9.3 MÉTODO DE FRY

Procurando-se determinar o campo de orientações do eixo de encurtamento máximo (Z), a orientação das elipses de deformação e consequente sentido de movimento da ZCMG, procedeu-se a análise de centros de porfiroclastos, em amostras orientadas, pelo método de Fry (Fry, 1979) tal como apresentado em Ramsay & Huber (1983).

A forma do elipsóide de deformação finita (oblato, prolato, deformação plana) está intimamente relacionada aos mecanismos e padrão da deformação ou arcabouço cinemático (Schmid & Casey, 1986). Então a caracterização dos elipsóides de deformação, permite a obtenção de informações importantes relacionadas ao padrão da deformação (coaxial ou não coaxial) e sentido do cisalhamento.

Foram realizadas onze análises em rochas miloníticas e protomiloníticas, cujos dados encontram-se plotados na Tabela 3. Na análise pontual (relação entre o eixo-Z e a direção da foliação milonítica no afloramento) obteve-se, em nove amostras, indicações de movimentação lateral dextral. Uma amostra forneceu relação compatível com deformação coaxial. Uma relação de movimento lateral esquerdo foi obtida.

AMOSTRA	ROCHA	Sm	Lm	EIXOS DO ELIPSÓIDE DE DEFORMAÇÃO			SENTIDO DO MOVIMENTO	
				EIXO X	EIXO Y	EIXO Z	ANÁLISE PONTUAL	ANÁLISE GERAL
MG-31	milonito granítico	N43E/40SE	S34W/11	S50E/12	S62W/15	N60W/77	dextral	dextral/puro
MG-32	milonito granítico	N55E/64SE	S40W/34	N15E/16	S83E/74	S86W/34	dextral	dextral
MG-38	protomilonito granítico	N35E/67NW	S65W/67	S05E/41	N38E/35	S75W/25	dextral	dextral
MG-114	milonito granítico	N45E/60NW	S50W/09	S35W/6	N17E/77	S25E/32	cis. puro	cis. puro
MG-171	protomilonito granítico	N55E/70SE	S30W/40	S55W/38	N27W/25	S27E/10	sinistral	sinistral/cis. puro
MG-172	milonito granítico	N47E/56NW	S55W/21	N22W/18	S33W/51	S67E/53	dextral	dextral
MG-186	milonito granítico	N65E/69SE	N60E/66	S20E/47	S07E/5	N55W/41	dextral	dextral
MG-187	milonito Gr. Brusque	N60E/75SE	S60W/03	N47E/7	S13E/59	N58W/14	dextral	dextral
MG-198	protomilonito granítico	N40E/77SE	N50E/33	N30E/23	N87W/65	N75W/17	dextral	dextral
MG-218	milonito Gr. Brusque	N46E/78SE	N44E/32	N53E/36	N20W/67	N72W/29	dextral	dextral
MG-237	milonito granítico	N80E/80SE	N30W/20	N27E/22	—	N80W/54	dextral	dextral
MG-340	protomilonito granítico	N55E/85NW	S45W/50	S40W/66	N15E/21	N37W/12	dextral	cis. puro

Tabela 3 - Dados obtidos pelo Método de Fry em milonitos da ZCMG.

A observação em mapa, (Fig. 33) da relação entre a orientação das elipses de deformação e os limites da faixa milonítica da ZCMG (análise geral), permite caracterizar uma movimentação predominantemente dextral, com uma componente coaxial importante.

A extrapolação dos resultados da análise pontual para uma análise geral é em função da coerência obtida entre as orientações das elipses de deformação determinadas. É importante ressaltar, no entanto, que nem sempre existe concordância entre as orientações do eixo X (direção de extensão principal) dos elipsóides e as lineações de estiramento medidas nos afloramentos. Estas últimas, possuem caimentos preferenciais para S40W (subordinadamente para N50E), enquanto que seis orientações obtidas para o eixo X apresentam direção em torno de N45E. Como pode ser observado na Tabela 3, as demais exibem valores fortemente oblíquos em relação às direções das lineações de estiramento.

FIGURA 33 - MAPA DA ZCMG COM A REPRESENTAÇÃO DAS ELIPSES DE DEFORMAÇÃO

9.4 DIAGRAMA DE FLINN

Utilizou-se o método de classificação do elipsóide de deformação usando dois valores das elipsidades de dois planos principais da elipse: XY e YZ.

O valor da elipsidade, ou seja, a razão entre os eixos X e Z da elipse de deformação varia entre 2.09 e 3.31 (Tabela 4). Observa-se que há pequena correlação entre os valores das elipsidades e o posicionamento das rochas em relação à parede da faixa milonítica. Comparando-se os resultados obtidos com aqueles discutidos por Ramsay & Huber (1983), em um cisalhamento simples, observa-se que este não pode ter sido o único processo atuante na ZCMG. Pois seriam esperadas maiores elipsidades no centro da faixa milonítica e menores elipsidades próximas às paredes da zona de cisalhamento, que neste caso normalmente não ocorre.

O parâmetro (K) define a posição geral da plotagem do elipsóide: $K = R_{xy} - 1/R_{yz} - 1$. Elipsóides com valores $0 < K < 1$, são oblatos e posicionam-se no campo do achatamento aparente; com valores de $K=0$, posicionam-se no campo do achatamento uniaxial e valores $1 < K < \infty$ estão relacionados a elipsóides prolatos, do campo da constricção aparente.

O parâmetro (D) relaciona-se à distância do ponto à origem: $D = \{(R_{xy}-1)^2 + (R_{yz} - 1)^2\}^{1/2}$. O valor (D) pode estar diretamente relacionado à taxa de deformação.

AMOSTRA	ROCHA	SETOR NA ZCMG	Rxz	Ryz	Rxy	K	D	ELIPSÓIDE	CAMPO NO DIAGRAMA DE FLINN
MG-31	milonito granítico	central	2.09	1.47	1.42	0.89	0.63	OBLATO	deformação plana
MG-32	milonito granítico	central	2.92	2.35	1.24	0.18	1.37	OBLATO	achatamento aparente geral
MG-38	protomilonito granítico	SW	2.56	2.3	1.11	0.08	1.30	OBLATO	achatamento aparente uniaxial
MG-114	milonito granítico	SW	2.33	2.25	1.04	0.03	1.25	OBLATO	achatamento aparente uniaxial
MG-171	protomilonito granítico	SW	2.38	1.57	1.52	0.91	0.77	OBLATO	deformação plana
MG-172	milonito granítico	NE	2.37	1.9	1.25	0.28	0.93	OBLATO	achatamento aparente geral
MG-186	milonito granítico	central	3.08	2.11	1.46	0.41	1.2	OBLATO	achatamento aparente geral
MG-187	milonito Gr. Brusque	central	2.44	2.00	1.22	0.22	1.02	OBLATO	achatamento aparente geral
MG-198	protomilonito granítico	central	2.44	1.83	1.33	0.40	0.89	OBLATO	achatamento aparente geral
MG-218	milonito Gr. Brusque	central	2.71	1.89	1.43	0.48	0.98	OBLATO	achatamento aparente geral
MG-340	protomilonito granítico	SW	3.31	2.11	1.57	0.51	1.24	OBLATO	achatamento aparente geral

Tabela 4 - Elipsidades e forma dos elipsóides de milonitos da ZCMG.

O Diagrama de Flinn (Fig. 34) é construído baseado na comparação das duas elipsidades R_{xy} e R_{yz} e visa, essencialmente, uma descrição da forma do elipsóide, não tendo relação com os valores absolutos da deformação e dilatação volumétrica (Ramsay & e Huber, 1983). A origem do gráfico (1,1) representa uma forma esférica.

Figura 34 - Representação das rochas miloníticas - ZCMG em Diagrama de Flinn.

Sugere-se então, a partir destes dados, a atuação de uma achatamento muito importante, relacionado a um cisalhamento puro que, atuando em conjunto com um cisalhamento simples de movimento dextral, pode ter possibilitado a colocação dos corpos ígneos presentes na área.

O fato de todos os elipsóides de deformação obtidos se posicionarem no campo do achatamento, pode caracterizar o caráter transpressivo desta zona de cisalhamento.

Os setores NE e central da ZCMG apresentam variações significativas na taxa de deformação (Tabelas 5 e 6, Fig. 35), ocorrendo faixas com alta taxa de deformação intercaladas com faixas de taxas mais baixas nas porções centrais das faixas miloníticas. Entretanto, notam-se diferenças importantes entre os dois setores onde observa-se o padrão bastante heterogêneo da deformação. O setor NE apresenta na borda norte da faixa milonítica altos valores na taxa de deformação, e na borda sul valores baixos. Já no setor central ocorre o inverso, com valores elevados da taxa de deformação na borda sul da faixa milonítica e valores baixos na borda norte.

AFLORAMENTO	Sm	Sc	θ'	$\gamma = 2 / \operatorname{tg} 2\theta'$
MG-377	N70E	N70E	0°	∞
MG-120	N75E	N70E	5°	11
MG-376	N85E - E/W	N70E	15° a 20°	2 a 4
MG-121	N45E - N57E	N67E	10° a 22°	2 a 6
MG-122	N74E	N70E	4°	14
MG-375	N75E - N85E	N70E	5° a 15°	4 a 11
B-3-93	N45E	N55E	10°	6
MG-373	N50E	N50E	0°	∞
MG-229	N30E - N60E	N50E	10° a 20°	2 a 6
MG-374	N20E - N70E	N50E	20° a 30°	1 a 2
B-3-96	N30E	N55E	25°	2

Tabela 5 - Valores de γ e θ' no setor NE da faixa milonítica norte.

AFLORAMENTO	Sm	Sc	θ'	$\gamma = 2 / \operatorname{tg} 2\theta'$
MG-187	N60E	N70E	10°	6
MG-379	N65E	N70E	5°	11
MG-380	N45E	N70E	25°	2
MG-381	N50E	N70E	20°	2
MG-382	N70E	N70E	0°	∞
MG-186	N50E - N65E	N70E	5° a 20°	2 a 11
MG-76	N55E	N55E	0°	∞
MG-77	N45E	N50E	5°	11
MG-255	N60E - E/W	N50E	10° a 40°	0.5 a 6
MG-79	N70E	N50E	20°	2
MG-378	N40E - N50E	N50E	0° a 10°	6 a ∞

Tabela 6 - Valores de γ e θ' no setor central da faixa milonítica norte.

O setor SW da faixa milonítica norte (Tabela 7, Fig. 35) apresenta uma tendência de altas taxas de deformação nas porções mais centrais da faixa milonítica e taxas mais baixas nas bordas.

AFLORAMENTO	Sm	Sc	θ°	$\gamma = 2 / \tan 2\theta^{\circ}$
MG-35	N/S - N15E	N35E	20° a 35°	1 a 2
MG-36	N/S - N25E	N35E	10° a 35°	1 a 6
MG-37	N20E - N25E	N35E	10° a 15°	4 a 6
MG-38	N25E - N45E	N35E	10°	10 a ∞
MG-40	N/S - N15E	N35E	25° a 45°	0.05 a 2

Tabela 7 - Valores de γ e θ° no setor SW da faixa milonítica norte.

Em perfil realizado na faixa milonítica sul (Tabela 8, Fig. 35), observa-se que as regiões com taxas elevadas de deformação se concentram nas paredes da faixa milonítica e nas porções centrais.

AFLORAMENTO	Sm	Sc	θ°	$\gamma = 2 / \tan 2\theta^{\circ}$
MG-72	N40E - N65E	N60E	5° a 20°	2 a 11
MG-96	N38E - N45E	N60E	15° a 22°	2 a 4
MG-98	N60E	N60E	0°	∞
MG-99	N45E	N60E	15°	4
MG-100	N45E - N55E	N60E	5° a 15°	4 a 11

Tabela 8 - Valores de γ e θ° da faixa milonítica sul.

10. GEOQUÍMICA DAS ROCHAS

Na Associação Granitóide Rolador (AGR) predominam monzogranitos, a megacristais de feldspatos, em matriz granodiorítica a tonalítica. Os minerais presentes são quartzo, feldspato potássico, oligoclásio, biotitas e cloritas. Os acessórios mais comuns são apatita, titanita e alanita, ocorrendo também zircão e muscovitas, raramente turmalinas. Estes monzogranitos se caracterizam por uma associação cálcio-alcálica 'normal' ou a médio potássio, como definido por Lameyre & Bowden (1982).

As rochas da Associação Granitóide Fernandes (AGF) se caracterizam principalmente por sua composição sienogranítica, a quartzo, feldspato potássico e oligoclásio. O máfico predominante é o anfibólio do grupo das hornblendas e secundariamente a biotita. Os acessórios mais comuns são zircão, alanita, titanitas, apatitas e menos comumente granadas. Epídoto, zoisita e carbonatos podem ocorrer como minerais secundários. Caracterizam-se por uma associação predominantemente cálcio-alcálica monzonítica ou a alto potássio, apresentando similaridades com granitóides aluminosos de províncias alcalinas, conforme apresentado por Lameyre & Bowden (1982).

Foram realizadas análises de elementos maiores, traços e terras raras em 19 amostras de granitóides isótipos das AGR e AGF, e de 6 amostras de rochas miloníticas. Estas análises foram realizadas em laboratório no Canadá (Activation Laboratories Ltd). Os dados químicos apresentam-se no Apêndice 1.

O caráter cálcio-alcálico destas rochas pode ser observado no diagrama AFM (Fig.36) de Irvine & Baragar (1971).

Figura 36 - Diagrama de Irvine & Baragar (1971).

No diagrama Na₂O+K₂O x SiO₂ de Irvine & Baragar (1971), Fig.37, observa-se que as rochas plotam no campo sub-alcálico (cálcio-alcálico de alto potássio), sendo que duas amostras representadas pelo riebeckita-quartzo-monzonito (AGR) e alcali-feldspato-granito (AGF) plotam no campo alcalino.

Figura 37 - Diagrama de Irvine & Baragar (1971).

O mesmo ocorre em diagrama R1x R2, onde as amostras de ambas associações posicionam-se entre o campo cálcio-alcálico e sub-alcálico (Fig.38), sendo as amostras que plotam no campo 4, posicionam-se entre as subalcálicas e as alcalinas.

Figura 38 - Diagrama R1 x R2 de Batchelor & Bowden (1985).

Em relação aos índices de Shand (Tabela 9), a AGR mostra um caráter metaluminoso a peraluminoso, sempre com valores de A/CNK muito próximos a 1, sugerindo então um caráter subaluminoso onde $A/CNK=1$. A única amostra que se diferencia é a MG-1, cuja razão A/NK está próxima ao campo das rochas peralcalinas.

AMOSTRA	A	NK	CNK	A/CNK	CAMPO
MG-1	0.156	0.151	0.192	0.81	METALUMINOSO
MG-220	0.140	0.101	0.143	0.98	METALUMINOSO
MG-245	0.142	0.103	0.144	0.99	METALUMINOSO
MG-249	0.134	0.111	0.130	1.03	PERALUMINOSO
MG-277	0.151	0.103	0.143	1.06	PERALUMINOSO
MG-296	0.146	0.104	0.148	0.99	METALUMINOSO
MG-315	0.145	0.104	0.145	1.00	SUBALUMINOSO

Tabela 9: Índices de Shand da AGR.

Na AGF, nota-se um caráter muito semelhante, mostrando afinidades metaluminosas a peraluminosas, também com rochas subaluminosas, e sempre com valores A/CNK em torno de 1 (Tabela 10).

AMOSTRA	A	NK	CNK	A/CNK	CAMPO
MG-73	0.121	0.104	0.119	1.02	PERALUMINOSO
MG-93	0.138	0.103	0.139	0.99	METALUMINOSO
MG-264	0.122	0.100	0.118	1.03	PERALUMINOSO
MG-281	0.135	0.100	0.126	1.07	PERALUMINOSO
MG-299	0.131	0.107	0.134	0.98	METALUMINOSO
MG-300	0.174	0.138	0.175	0.99	METALUMINOSO
MG-318	0.151	0.118	0.149	1.01	PERALUMINOSO
MG-333	0.130	0.106	0.130	1.00	SUBALUMINOSO

Tabela 10: Índices de Shand da AGF.

O gráfico de Maniar & Piccoli (1989), Fig.39 confirma estes dados, onde as rochas de ambas associações se posicionam no campo entre as rochas metaluminosas e peraluminosas, com exceção da amostra MG-1, que se situa próxima ao campo das rochas peralcalinas.

Figura 39 - Diagrama Maniar & Piccoli (1989).

O diagrama de Harker, $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$ (Fig.40a), apresenta uma relação negativa, mostrando uma certa semelhança entre os granitos das duas associações graníticas. Os termos miloníticos, em linhas gerais, apresentam enriquecimento relativo em SiO_2 e empobrecimento em Al_2O_3 .

O comportamento dos granitos das duas associações mostra-se um pouco distinto em diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{CaO}$ (Fig. 40b). Os granitos da AGR tendem a ser mais enriquecidos em Ca em relação aos granitos da AGF. A AGR mostra uma certa constância nos valores de Ca das rochas menos silicosas para as rochas mais silicosas; já os granitos da AGF tendem ao empobrecimento do Ca nos termos mais ricos em SiO_2 . Os termos miloníticos de ambas associações apresentam empobrecimento em Ca e enriquecimento de SiO_2 .

Os diagramas $\text{SiO}_2 \times \text{MgO}$ (Fig.40c) e $\text{SiO}_2 \times \text{FeO}$ (Fig. 40d) sugerem a existência de *trends* distintos para as duas associações graníticas, ambas apresentando o decréscimo de Mg e Fe para os termos mais silicosos. Os termos miloníticos apresentam nítido empobrecimento em Mg e Fe.

Em diagramas $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ (fig 40e) e $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O}$ (Fig. 40f), há uma tendência da constância nos valores de K e Na nas rochas da AGR, mostrando os pontos analíticos relativamente concentrados. Já as amostras dos granitos da AGF mostram-se extremamente dispersas, podendo refletir possíveis modificações durante o metamorfismo que atuou nestas rochas. Observa-se apenas a tendência do aumento destes álcalis nos termos mais silicosos. Analisando-se com mais detalhe, há tendência nos milonitos, cujos protólitos prováveis são da AGR, se enriquecerem em K e empobrecerem em Na; entretanto, observa-se o inverso nos milonitos da AGF.

Em diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{TiO}_2$ (Fig. 40g), observa-se que os granitos da AGF, em linhas gerais, são mais empobrecidos em Ti que os da AGR, sendo os termos miloníticos, de ambas associações, mais empobrecidos neste elemento.

O diagrama Ba x Sr (Fig. 40h), sugere a existência de *trends* distintos para as duas associações graníticas, onde a AGF apresenta teores bem mais baixos de Sr em relação à AGR. Os termos miloníticos apresentam empobrecimento relativo nos teores dos dois elementos.

Figura 40 - Diagramas Harker das associações graníticas e termos miloníticos da ZCMG.

O diagrama de multielementos da AGR e milonitos gerados mostra um fracionamento suave mostrando enriquecimento dos elementos leves em relação ao condrito, chegando a 100 vezes (Rb), e empobrecimento dos elementos pesados.

Observam-se anomalias negativas de Ba e Nb, pouco acentuadas, e leve anomalia de Hf e Zr (Fig.41). Os milonitos apresentam um padrão muito semelhante, tendendo a manter as características geoquímicas dos seus protólitos, mostrando apenas anomalias negativas de Ba mais pronunciadas.

Figura 41 - Diagrama de Multielementos da AGR e milonitos. Normalização de Pearce *et al.* (1984).

O diagrama de Multielementos da AGF (Fig.42) mostra um fracionamento suave, além de enriquecimento em elementos leves em relação ao condrito chegando, a 80 vezes nos teores de Rb. Pode mostrar teores muito semelhantes ao condrito nos elementos Hf, Zr e Sm, como também empobrecimento destes e de Y e Yb. Observam-se anomalias negativas de Ba, Nb, Hf e Zr, mais acentuadas em relação aos granitóides da AGR. Os milonitos já tendem a apresentar uma maior diferenciação em relação aos seus protólitos, mostrando

um empobrecimento de K₂O, Rb, Ba, Th, Nb, Ce, Hf, Zr, e Sm e leve enriquecimento de Ta em relação à média.

Figura 42 - Diagrama de Multielementos da AGF e milonitos.

Em comparação com diagramas de Pearce *et al.* (1984), observa-se certa semelhança com granitóides sin-colisionais, mostrando porém diferenças marcantes, como por exemplo as concentrações dos demais elementos pesados a partir do Ce. Considerando-se o trabalho de Batchelor & Bowden (1985), as associações graníticas (AGR e AGF) posicionam-se no campo de rochas sin-colisionais a pós-orogênicas e o riebekita-quartzo-monzonito e as rochas mais alcalinas da AGF no campo tardi-orogênico (Fig. 38).

A principal diferença entre os Diagramas de Multielementos da AGR e da AGF está na distribuição dos elementos Hf, Zr e Sm, sendo que na AGF a distribuição desses elementos se assemelha à composição do condrito. Já na AGR há relativo empobrecimento destes elementos em relação ao condrito.

O Diagrama de Terras Raras ressalta o comportamento geoquímico distinto entre as rochas analisadas das associações AGR e AGF, verificando-se porém, em ambas associações, maior enriquecimento em TR leves em relação aos pesados, o que é comum em rochas granitóides.

O Diagrama de Terras Raras da AGR (Fig.43) mostra um leve fracionamento, apresentando enriquecimento de todos TR leves em relação ao condrito. Observa-se nitidamente anomalias negativas de Eu. Os milonitos apresentam um padrão muito similar em relação aos protólitos, notando-se principalmente, anomalias negativas de Eu mais acentuadas.

Figura 43 - Diagrama de Elementos Terras Raras da AGR e milonitos.

O Diagrama de Terras Raras da AGF (Fig. 44) mostra um leve fracionamento, apresentando enriquecimento de todos ETR leves em relação ao condrito. Observam-se nitidamente anomalias negativas de Eu, mais acentuadas que na AGR, e leve anomalia negativa de Tb na amostra MG-318. Os termos miloníticos apresentam um empobrecimento relativo, principalmente, dos ETR leves em relação aos protólitos, com anomalias negativas de Eu mais acentuadas.

Figura 44 - Diagrama de Elementos Terras Raras da AGF e milonitos.

As anomalias negativas de Eu sugerem o envolvimento de processos crustais na geração destes corpos granitóides e indicam a participação do feldspato nos processos de fusão parcial e cristalização fracionada, sugerindo a retenção de algum plagioclásio na fonte do magma. Pode-se observar, em linhas gerais, que os granitos da AGF são relativamente mais enriquecidos em ETR que os granitos da AGR (Figs. 43 e 44).

Em linhas gerais, o processo de milonitização envolve enriquecimento em Tb, Yb e empobrecimento em Eu e um leve enriquecimento em La, Ce, Pr, Nd e Sm. Esta interpretação baseia-se, principalmente, no perfil que abrange desde a rocha isótropa (monzogranito), protomilonítica até milonítica, correspondendo, respectivamente, às amostras MG-220, MG-219 e MG-172 da AGR.

Pode-se sugerir algumas correlações entre os granitos da AGR e AGF e aqueles estudados na ZCMG, nos arredores de Porto Belo (SC), por Bitencourt & Nardi (1993, figs. 3, 4 e 5). A correlação foi efetuada através dos diagramas de Multielementos (normalização de Pearce *et al.*, 1984), de Elementos Terras Raras e de diagrama Ba x Sr.

Os granitos da AGR apresentam semelhanças geoquímicas com os granitos do Complexo Estaleiro, relacionados à primeira fase do magmatismo sin-transcorrente da ZCMG (Bitencourt & Nardi, 1993). A principal diferença observada se refere aos teores de Yb, que se mostram mais baixos na AGR quando comparados ao Complexo Estaleiro.

Já os granitos da AGF, mostram semelhanças geoquímicas com aqueles da Suíte intrusiva Zimbros, também associados à fase transcorrente da ZCMG (Bitencourt & Nardi, *op cit.*). Estas semelhanças são facilmente visualizadas em diagramas de multielementos, Terras Raras e de Ba x Sr, onde observa-se o padrão similar na distribuição dos elementos. As diferenças se referem principalmente aos teores de Yb (menos elevados na AGF) e teores um pouco mais altos de Ba na AGF em relação à Suíte intrusiva Zimbros.

11. GEOCRONOLOGIA

Foram selecionadas amostras dos granitóides das Associações Rolador e Fernandes para estudos geocronológicos através dos métodos U-Pb em zircões e Rb-Sr em rocha total. Adicionalmente, o método K-Ar em minerais (biotitas e muscovitas) e frações finas (argilo minerais) foi aplicado nessas rochas e nos metassedimentos do Grupo Brusque, e seus representantes miloníticos. Os dados obtidos serão discutidos neste capítulo. As constantes radiométricas utilizadas encontram-se no Apêndice 2.

11.1 ASSOCIAÇÃO GRANITÓIDE ROLADOR (AGR)

Análises U-Pb em zircões foram realizadas em biotita-monzogranito isótropo (amostra MG-220) a megacristais de feldspato potássico e plagioclásio, localizada na Folha Biguaçu, nas imediações do município de Canelinha (Anexo 3). Nesta amostra, foram utilizadas as frações magnéticas M(1), M(2), M(3) e M(4), que em diagrama Concórdia se apresentaram relativamente bem alinhadas, indicando idade de 640 ± 59 Ma (2σ), intercepto superior com a curva Concórdia, (Fig. 45). Os dados analíticos encontram-se na Tabela 11.

FRAÇÃO MAGNÉTICA	U (ppm)	Pb (ppm)	Pb^{204}/Pb^{206}	Pb^{207}/Pb^{206}	Pb^{208}/Pb^{206}	Pb^{208}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}	IDADE (Ma) Pb^{207}/Pb^{206}
M(4)	59.1	79.29	0.002085	0.090419	0.196956	0.055267	0.458622	610
M(3)	58.9	93.02	0.003030	0.104384	0.225171	0.057219	0.476940	619
M(2)	59.0	23.43	0.003259	0.108838	0.230271	0.073207	0.622128	661
M(1)	59.6	56.53	0.000744	0.072002	0.138158	0.080579	0.680130	646

Tabela 11 - Dados analíticos U-Pb, amostra MG-220 (AGR).

A idade obtida de 640 ± 59 Ma é interpretada como relacionada à época de cristalização dos zircões e, consequente, formação desse corpo ígneo.

Figura 45 - Diagrama U/Pb em zircões de biotita-monzogranito (MG-220) da AGR.

Amostras de granitos isótopos da Associação Rolador (Anexo 3), foram adicionalmente analisadas através do método Rb-Sr, apresentando seus pontos analíticos relativamente concentrados em diagrama isocrônico (Rb^{87}/Sr^{86} entre 1.24 e 1.99), Tabela 12.

Nº Lab.	Nº campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sr^{87}/Sr^{86}	erro (1 σ)	Rb^{87}/Sr^{86}	erro (1 σ)
13076	MG-220	monzogranito	212.8	488.9	0.72003	0.00009	1.261	0.036
13078	MG-277	monzogranito	260.3	426.1	0.72543	0.00010	1.771	0.050
13079	MG-296	monzogranito	201.9	471.5	0.72040	0.00014	1.241	0.035
13080	MG-304	monzogranito	195.5	441.5	0.72104	0.00009	1.283	0.036
13081	MG-315	monzogranito	246.3	358.3	0.72721	0.00010	1.993	0.056

Tabela 12 - Dados analíticos Rb-Sr em rocha total da Associação Granitóide Rolador.

A isócrona obtida, quando utilizado o método Williamson (1968), forneceu uma idade de 667 ± 47 Ma (1 σ) para uma Ri de 0.70847 (Fig.46). Entretanto, a pouca dispersão destes pontos, permite, com pequenas mudanças de inclinação da reta, variações significativas na idade.

Os dados apresentados não permitem caracterizar com precisão a idade de formação destas rochas, no entanto, observam-se para as razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ valores relativamente elevados, próximos a 0.710, sugerindo a participação de material crustal na formação destes granitos.

O método K-Ar foi aplicado na amostra MG-296 (datada através do método Rb/Sr RT, Tabela 13), localizada a sul do vilarejo Macaco Branco na Folha São João Batista (Anexo 3), fornecendo, em concentrado de biotitas, idade de 575 ± 12 Ma (1σ). Tal valor, mais jovem que os obtidos através dos métodos U/Pb e Rb/Sr, indica a época de resfriamento dessas rochas (colocação a níveis mais superiores, com temperaturas inferiores a 250°C) ou perda parcial de Argônio ocorrida pelo metamorfismo fácies xisto-verde da ZCMG.

Nº Lab.	Nº campo	Rocha	Material	$\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$	$\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{39}$	% K	erro (%)	Idade (Ma) (1σ)
7407	MG-296	monzogranito	biotita	3.7075	2663.10	6.1457	0.8	575 ± 12

Tabela 13 - Dados analíticos K-Ar da amostra MG-296 (AGR).

11.2 ASSOCIAÇÃO GRANITÓIDE FERNANDES (AGF)

O método Rb-Sr em rocha total, foi aplicado em seis amostras desta associação granitóide (Anexo 3). Os dados estão apresentados na Tabela 14.

Nº Lab.	Nº campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sr^{87}/Sr^{86}	erro (1 σ)	Rb^{87}/Sr^{86}	erro (1 σ)
13077	MG-93	sienogranito	214.2	156.9	0.74393	0.00009	3.966	0.112
13083	MG-300	qzo-alkali-sienito	297.8	221.3	0.74453	0.00009	3.908	0.110
13084	MG-318	sienogranito	225.3	182.0	0.73992	0.00008	3.594	0.101
13085	MG-333	sienogranito	265.4	112.2	0.76726	0.00010	6.890	0.194
13086	MG-264	sienogranito	260.1	074.3	0.79804	0.00013	10.22	0.286
13087	MG-299	sienogranito	250.8	130.3	0.75677	0.00010	5.598	0.158

Tabela 14-Dados analíticos Rb-Sr em rocha total da Associação Granitóide Fernandes.

Esses dados, em diagrama isocrônico (método Williamson, 1968), se apresentam bem distribuídos e alinhados, indicando uma idade de 594 ± 22 Ma (1σ) para uma $Ri = 0.71017$ (Fig. 47). A Ri obtida, mostra-se similar a dos granitos da Associação Rolador sendo relativamente elevada, sugerindo a presença de material crustal em sua formação.

Figura 47 - Isócrona Rb/Sr AGF.

O método K-Ar foi aplicado em três rochas graníticas desta Associação: amostras MG-281, localizada no vilarejo Canudos; MG-318 e MG-331, localizadas próximas ao vilarejo Macaco Branco a sul do município de Tijipió, todas na Folha São João Batista (Anexo 3). Os dados obtidos em biotitas foram respectivamente de 561 ± 18 Ma, 572 ± 10 Ma e 584 ± 25 Ma (Tabela 15). Tais valores, relativamente próximos, indicam épocas relacionadas ao resfriamento destes corpos graníticos, pouco inferiores (cerca de 10 a 15 Ma) à época de formação dos mesmos; ou perdas parciais de Argônio ocorridas pelo metamorfismo fácies xisto-verde da ZCMG.

Nº Lab.	Nº campo	Rocha	Material	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁸	Ar ³⁸ /Ar ³⁶	% K	erro (%)	Idade (Ma) (1σ)
7406	MG-331	sienogranito	biotita	3.0954	1587.70	5.4128	3.4	584 ± 25
7408	MG-281	monzogranito	biotita	3.0030	1392.30	5.0224	1.9	561 ± 18
7409	MG-318	sienogranito	biotita	3.5445	5494.70	6.2718	0.6	572 ± 10

Tabela 15 - Dados analíticos K-Ar da Associação Granitóide Fernandes.

11.3 ROCHAS MILONÍTICAS E FILITOS DO GRUPO BRUSQUE

Para as rochas miloníticas graníticas foram realizadas três análises K-Ar em muscovitas do milonito granítico, localizado próximo ao vilarejo Centro de Fernandes, a leste do município de Tijipió (amostra MG-257), biotitas do protomilonito granítico localizado na estrada Tijipió - Major Gercino a cerca de 3 km de Tijipió (amostra MG-198), e muscovitas de protomilonito granítico (amostra MG-219), localizada próximo ao vilarejo Papagaios, a sul do município de Canelinha, Folha Biguaçu (Anexo 3). Obteve-se, respectivamente, idades de 569 ± 14 Ma, 569 ± 10 Ma e 539 ± 13 Ma. Tais idades representam épocas relacionadas ao resfriamento das rochas miloníticas da ZCMG. Os dados analíticos estão apresentados na Tabela 16.

Nº Lab.	Nº campo	Rocha	Material	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁸	Ar ³⁸ /Ar ³⁶	% K	erro (%)	Idade (Ma) (1σ)
7411	MG-257	milonito	muscovita	4.2294	4477.20	8.3392	1.4	569 ± 14
7417	MG-219	protomilonito	muscovita	3.5745	3732.60	8.3860	1.2	539 ± 13
7420	MG-198	protomilonito	biotita	3.1011	5095.70	7.1709	0.5	569 ± 10

Tabela 16 - Dados analíticos K-Ar de rochas miloníticas da ZCMG.

Com a finalidade de se obter dados radiométricos que caracterizassem as condições metamórficas de baixo grau (fácies xisto-verde, zona da clorita ou ainda mais baixo) relacionadas ao próprio desenvolvimento da ZCMG, ou de possíveis reativações da mesma, foram realizadas análises de K-Ar em frações finas (menores que 2 μ m e menores que 0,2 μ m) em laboratórios da IGD-UG (Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, Univ. Gottingen Alemanha). Os dados estão apresentados na Tabela 17.

Nº campo	Rocha	Material	% K	Ar ⁴⁰ STP	Idade (2σ)
BR-7-93	filito	f.f < 2 μ m	3.74	74.58	532 ± 13
BR-9-93	biotita-clorita-filonito	f.f < 2 μ m	1.90	26.70	377 ± 9
BR-10-93	milonito	f.f < 2 μ m	5.31	42.03	230 ± 6
BR-10-93	milonito	f.f < 0.2 μ m	4.46	31.29	206 ± 5
BR-12-93	turmalinito	f.f < 2 μ m	6.72	129.38	516 ± 11
BR-14-93	filito	f.f < 2 μ m	0.46	5.89	359 ± 9

Tabela 17 - Dados analíticos K-Ar em frações finas minerais. Análises realizadas na IGD-UG, Alemanha (Basei *et al.* 1995; Ahrendt *et al.*, em preparação).

Em milonito granítico (amostra BR-10-93, faixa milonítica norte) localizado no município de Tijipió, duas análises foram realizadas: para a fração menor que 2 μ m obteve-se a idade de 230 ± 6 Ma, e para a fração menor que 0,2 μ m, de 206 ± 5 Ma. Outra análise foi realizada em biotita-clorita-filonito (amostra BR-9-93, faixa milonítica norte) localizado 500m a norte do município de Tijipió, obtendo-se, em fração menor que 2 μ m, uma idade de 377 ± 9 Ma.

Análise em filito do Grupo Brusque (amostra BR-7-93), localizado a cerca de 500m a norte da faixa milonítica norte, forneceu a idade de 532 ± 13 Ma em fração menor que 2 μ m. Análises em filitos (amostra BR-14-93) e turmalinitos (amostra BR-12-93) do Grupo Brusque, localizados a norte do município de São

João Batista, forneceram idades, em frações menores que $2\mu\text{m}$, de 516 ± 11 Ma e 359 ± 9 Ma, respectivamente.

Acredita-se que os valores mais jovens (206 e 230 Ma) representem épocas provavelmente relacionadas à reativação da ZCMG, com neoformação de argilo-minerais em condições metamórficas de baixo grau, possivelmente associadas aos processos rúpteis relacionados à abertura do Atlântico Sul. Os valores mais antigos (532 e 516 Ma), referem-se a amostras mais afastadas da faixa milonítica (Anexos 3 e 4), sugerindo porções mais preservadas deste tectonismo Triássico-Jurássico, indicando idades pouco inferiores às obtidas em biotitas e muscovitas da ZCMG. As idades intermediárias (359 e 377 Ma) se referem a rochas posicionadas em zonas externas da faixa milonítica (Anexos 3 e 4), podendo refletir perdas parciais de Ar desses argilo-minerais.

11.4 DISCUSSÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Através dos dados U-Pb em zircões, obteve-se idade de 640 ± 59 Ma, para os granitóides da AGR. Os dados Rb-Sr em rocha total indicaram idades de 667 ± 47 Ma (AGR) e 594 ± 22 Ma (AGF). Tais valores caracterizam a importância do Neoproterozóico na formação do expressivo magmatismo que ocorre nessa região. As razões iniciais ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) relativamente elevadas, em torno de 0.710, sugerem contribuição de material crustal na formação destes corpos.

Considerando-se as idades obtidas, os granitóides da Associação Rolador se mostram pouco mais antigos (~ 50 Ma) que aqueles da Associação Fernandes. Entretanto, quando consideram-se os erros envolvidos nessas idades, reflexo da qualidade dos diagramas, nota-se que as idades do magmatismo Rolador e Fernandes podem ser bastante próximas ou até mesmo idênticas. Dados adicionais seriam necessários através desses métodos, para melhor posicionamento desse magmatismo.

Um perfil K-Ar foi construído, com os dados K-Ar disponíveis entre a cidade de Nova Trento (NW) e proximidades da cidade de Florianópolis (SE), Fig.48. Este perfil inclui os dados obtidos deste trabalho, datações em frações finas e datações K-Ar de Basei (1985) em filitos do Grupo Brusque e em rochas granitóides da Suíte Valsungana e Guabiruba, em migmatitos do Complexo Granito-migmatítico e em rochas granitóides da Suíte São Pedro de Alcântara. Os dados de Basei (*op cit.*) estão apresentados na Tabela 18.

Nº campo	Rocha	Material	% K	Ar ⁴⁰ (ccSTP/g) x 10 ⁻⁴	Idade	Pontos no perfil K-Ar
SCMB-4B	granitóide	muscovita	7.04	1.974	607 ± 17	17
SCMB-11	migmatito	biotita	7.15	1.792	552 ± 10	18
SCMB-13	diorito	biotita	5.73	1.492	571 ± 19	16
SCMB-19	granitóide	biotita	4.23	1.189	608 ± 12	15
SCMB-25	granitóide	biotita	1.06	2.681	554 ± 9	13
SCMB-107	granodiorito	biotita	7.03	1.771	554 ± 11	4
SCMB-490	granitóide	biotita	7.35	2.036	601 ± 22	1
NT-01-35	gnaisse	biotita	6.74	1.832	592 ± 19	2
NT-02-18	granitóide	biotita	5.82	1.616	602 ± 10	2
SCMB-201	granitóide	biotita	6.94	1.778	562 ± 8	3
SCMB-202	granodiorito	biotita	6.21	1.861	642 ± 15	4
SCMB-202	granodiorito	biotita	6.22	1.712	598 ± 14	4
SCMB-203	xisto	biotita	7.01	1.747	549 ± 14	5
SCMB-208	granitóide	biotita	6.36	1.608	556 ± 40	19
SCMB-209	granitóide	biotita	6.25	1.733	601 ± 10	14

Tabela 18 - Dados analíticos K-Ar do Domínio Interno e Intermediário do Cinturão Dom Feliciano. Análises realizadas por Basei, 1985.

O perfil K-Ar sugere a existência de dois patamares importantes: o primeiro relacionado aos terrenos a norte e a sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino, mostrando idades em torno de 600 Ma; o segundo, corresponderia às rochas localizadas principalmente na ZCMG, apresentando idades em torno de 570 Ma. Pelo acima exposto, há uma forte sugestão que os terrenos a norte da ZCMG (Suíte Granitóide Valsungana, pontos 1, 2 e 4 no perfil K-Ar), bem como parte dos terrenos a sul (Suíte São Pedro de Alcântara, pontos 14 a 17), alcançaram condições de resfriamento antes que a ZCMG, que teria permanecido aquecida por mais tempo.

Observa-se, no entanto, a existência de idades referentes aos terrenos a norte da ZCMG (Suíte intrusiva Guabiruba e um biotita-xisto do Grupo Brusque, pontos 3 e 5 respectivamente) muito semelhantes às aquelas observadas no interior da zona de cisalhamento. O mesmo ocorre com os terrenos a sul da ZCMG, em migmatitos (pontos 18 e 19) e em biotitas da Suíte São Pedro de Alcântara (ponto 13), ambos no Complexo Granito-Migmatítico. Este fato sugere que, quando do desenvolvimento da ZCMG, toda região deve ter sido aquedida.

Outro fato interessante refere-se aos dados K-Ar relativos à própria ZCMG, onde observam-se idades pouco mais antigas para os granitóides centrais (pontos 8 a 11) e uma tendência de idades mais jovens em direção às faixas miloníticas norte (pontos 6 e 7) e sul (ponto 12). A faixa milonítica sul mostrou idade um pouco mais jovem em relação as demais idades obtidas, podendo indicar também que esta faixa milonítica permaneceu em temperaturas superiores a 250°C por um período um pouco mais longo que as demais rochas da zona de cisalhamento. Entretanto, ressalta-se que esta sugestão baseia-se em apenas uma datação, necessitando de dados adicionais que confirmem tal hipótese.

Pelas datações em frações finas minerais, pode-se obter as idades da superposição termo-tectônica em condições rúptil-dúctil. Isto se deve ao fato de que materiais de granulometrias muito finas (menor que 2 μ m e menor que 0.2 μ m), são mais fáceis de serem gerados em eventos térmicos posteriores, de baixo grau ou muito baixo grau metamórfico. É importante a utilização desta metodologia para milonitos da ZCMG para se determinar a idade do pico de episódios de deformação de baixo grau.

As análises em frações finas indicam valores que variam entre 532 e 206 Ma. Esse intervalo é muito grande para ser considerado como um período contínuo de atividades da ZCMG. Assim, em um exame de maior detalhe desses dados observa-se que os valores mais antigos, de 525 $\pm$ 10 Ma, corresponde a um filito cerca de 500m afastado da faixa milonítica. Esta idade então pode ser relacionada ao evento metamórfico principal, um pouco mais jovem que aqueles obtidos nas demais rochas pelo método K-Ar. Os valores mais jovens (220 $\pm$ 15 e 206 $\pm$ 5 Ma) correspondem a milonitos retrometamórficos da própria faixa de

cisalhamento, e os valores intermediários (377 ± 9 e 359 ± 9 Ma) correspondem a filonitos situados entre os dois termos precedentes. No perfil, observa-se que as idades ficam mais jovens quanto mais próximas da ZCMG.

Os dois valores das frações finas obtidos em milonitos da ZCMG são bastante significativos, pois tratam-se de idades provenientes da mesma rocha, tendo sido realizadas análises em frações abaixo de $2 \mu\text{m}$ (230 ± 6 Ma) e ainda mais finas, abaixo de $0,2 \mu\text{m}$ (206 ± 5 Ma). Esta última, devido a granulometria muito fina é ainda mais sensível a qualquer evento térmico posterior.

Figura-48 – Perfil K–Ar no trecho, Botuverá–Florianópolis(SC)

12. CONCLUSÕES

Ao longo de toda sua extensão, a ZCMG separa duas áreas geologicamente diferentes que correspondem, em Santa Catarina, aos domínios interno (granitóides) e intermediário (supracrustais) do Cinturão Dom Feliciano (CDF), como definidos por Basei (1985). A ZCMG se caracteriza por uma estruturação geral NE, com características dúcteis-rúpteis e movimentação predominantemente dextral, desenvolvida em baixas temperaturas.

Na região estudada a ZCMG é composta por uma faixa milonítica principal a noroeste (FMN), onde se observam desde cataclasitos até ultramilonitos com predominância de rochas com texturas protomiloníticas e miloníticas e, uma faixa milonítica sudeste (FMS), onde predominam milonitos. A faixa milonítica norte limita os metassedimentos do Grupo Brusque a noroeste dos granitóides centrais e a faixa sul faz o contato entre esses mesmos granitóides e os granitóides do Complexo-Granito-Migmatítico (Domínio Interno do CDF).

O magmatismo cálcio-alcalino que ocorre entre a FMN e a FMS está representado pelos granitóides da Associação Granitóide Rolador (AGR), e da Associação Granitóide Fernandes (AGF), que compreendem rochas metaluminosas a peraluminosas. A AGR está representada, predominantemente, por biotita-monzogranitos cinzentos, porfiríticos a porfiróides, e a AGF por uma série petrográfica de anfibólio-sienogranitos róseos, porfiróides. Estes granitóides, que apenas ocorrem entre essas duas faixas miloníticas, apresentam formas alongadas e, suas porções mais externas, envolvidas no processo de cisalhamento. Nas porções mais centrais mostram-se normalmente pouco deformados. A foliação de origem magmática observada nestes corpos é mais evidente nos granitos da AGR do que na AGF. Um fluxo sub-magmático (Paterson *et al.* 1989) também é encontrado nos granitos de ambas associações.

Foi obtida em amostras de um biotita-monzogranito (AGR), a idade de 640 ± 59 Ma (U-Pb em zircões), sendo interpretada como relacionada a época de cristalização dos zircões, correspondendo a época de colocação desse corpo. Os dados Rb-Sr em RT, indicaram idades de 667 ± 47 Ma para esses granitos e 594 ± 22 Ma para as rochas da AGF. As razões iniciais ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) relativamente elevadas, em torno de 0.710, sugerem contribuição de material crustal na formação das duas associações.

Considerando-se as idades obtidas, os granitos da AGR mostram-se um pouco mais antigos que aqueles da AGF. Entretanto, a provável ausência de xenólitos de granitos da AGR em rochas da AGF, pode indicar que os primeiros não estavam totalmente sólidos quando da intrusão dos granitos da AGF.

A idade de colocação dos granitóides da AGR e da AGF em relação à deformação da zona de cisalhamento, sugere uma colocação pré a sin-cinemática desses granitos. Essa interpretação é corroborada pelos seguintes fatores:

A) falta de evidências de controle tectônico na formação do *fabric* magmático interno dos granitos (Fig.12) afastados das faixas miloníticas. O controle tectônico claro no desenvolvimento do *fabric* interno é apenas observado próximo às bordas dos granitos com as faixas miloníticas;

B) em vários locais, observa-se a trajetória das foliações, seguindo os contatos dos granitos.

Entretanto, a cristalização do magma pode ter sido contemporânea ao desenvolvimento da zona de cisalhamento, verificado, em alguns locais, pela rotação da foliação magmática para a direção do cisalhamento (Anexo 1), e por uma passagem contínua da deformação no estado magmático para deformação no estado sólido (presença de fluxo sub-magmático). Segundo Neves & Vauchez (1995), estas características indicam, claramente, que os estágios tardios do fluxo magmático foram governados pela cinemática da zona de cisalhamento.

É importante ressaltar que nos granitos não são observados xenólitos das rochas encaixantes, o que seria forte sugestão de que o *emplacement* destes foi anterior à movimentação da zona de cisalhamento.

A evolução cinemática complexa desta zona de cisalhamento é confirmada pelas estruturas mesoscópicas, análises obtidas pelo método de Fry e pelos eixos-c de quartzo. Tais análises mostram uma movimentação transcorrente dextral, com uma importante componente oblíqua associada. A orientação da faixa milonítica estudada em relação ao campo de tensores deduzidos (esforço principal N65W), permitiu caracterizar que uma importante componente da deformação estava associada a um cisalhamento puro, o que pode ter acarretado, em inflexões locais da foliação milonítica, movimentações sinistrais.

A componente coaxial é evidenciada por *fabrics* de eixos-c de quartzo com concentrações simétricas e elipses de deformação com eixo Z a 90° da foliação milonítica. A existência de porfiroclastos simétricos, por vezes com sombras de pressão simétricas também sugerem uma componente da deformação por cisalhamento puro.

A partição da deformação (conforme definido por Ramsay & Huber, 1983), a orientação original dos clastos e o movimento relativo entre a matriz e o objeto rígido, também são utilizadas para explicar a presença de indicadores cinemáticos opostos, porém cogenéticos.

A deformação no estado sólido, deu-se principalmente a baixas temperaturas (fácies xisto-verde), evidenciada principalmente pela mineralogia das rochas miloníticas, pela presença de filonitos, pela substituição de feldspatos por micas, pelo fraturamento dos minerais e também pelo predomínio de deslizamento basal dos grãos de quartzo. Entretanto, algumas evidências sugerem o envolvimento de temperaturas moderadas para a geração destas rochas, devido a presença de fraturamentos em plagioclásio e presença de deslizamento prismático <a> e basal do quartzo, como observado por Tommasi *et al.* (1994) para a zona de cisalhamento na região de Quitéria-Capivarita (RS).

Apesar das rochas miloníticas da ZCMG apresentarem uma orientação cristalográfica desenvolvida em temperaturas relativamente baixas, esta originou-se sob condições de alta taxa de deformação, evidenciada pela presença de minerais deformados e estirados e pela geração de rochas miloníticas e ultramiloníticas, onde houve total paralelização das superfícies S e C. A

mineralogia observada e as altas taxas de deformação obtidas, podem explicar as características dúcteis da ZCMG associadas a baixas temperaturas. A presença de água no sistema, favorecendo o processo de cristalização de minerais micáceos, que atuam como verdadeiros lubrificantes, podem contribuir no aumento das condições de ductibilidade.

O caráter transpressivo da ZCMG, é caracterizado principalmente pela forte componente de achatamento observada (Método de Fry e Diagrama de Flinn), possuindo uma significativa componente de deformação coaxial.

Na área estudada não foi evidenciada a movimentação de baixo ângulo com direção de transporte NEE-SWW, precedendo a movimentação transcorrente, conforme observada na ZCMG, em Porto Belo (SC), por Bitencourt & Nardi (1993).

Datações K-Ar em muscovitas e biotitas das rochas miloníticas, apresentaram idades em torno de 540 Ma (FMS) e 570 Ma (FMN), representando épocas relacionadas ao resfriamento destas rochas. A idade de 540 Ma da FMS, pode indicar, preliminarmente, que esta faixa milonítica seria mais jovem do que a FMN. Estas idades correspondem a um período de grande atividade termo-tectônica na região, devendo estar relacionadas a importante fase de movimentação da ZCMG. As idades K-Ar obtidas em granitóides das duas associações concentram-se ao redor de 560 ± 25 Ma, semelhantes, portanto, às obtidas em rochas miloníticas.

Basei *et al.* (1992) sugerem ter ocorrido nesse mesmo período, importante etapa da justaposição do cinturão granítico costeiro aos terrenos situados a norte da ZCMG, aproximação esta que representaria uma fase dentro do processo colisional que envolveu toda a porção oriental sul-brasileira. Dentro desse quadro a ZCMG poderia representar a sutura de uma colisão oblíqua dextral.

As análises K-Ar em frações finas para rochas miloníticas, indicaram valores ao redor de 215 ± 10 Ma e foram obtidas em milonitos retrometamórficos da faixa de cisalhamento norte. O valor de 377 ± 9 Ma refere-se a filonitos situados nas zonas mais externas da faixa milonítica, e podem refletir perda parcial de Ar dos argilo-minerais datados.

A possibilidade de intrusão passiva de corpos graníticos em zonas de cisalhamento transpressivas, pode ser explicada em função da parte central da zona de cisalhamento, tornar-se, periodicamente, uma área de dilatação, permitindo a colocação do magma (McCaffrey, 1992). O autor menciona que pode ocorrer uma extensão vertical nesta região, o que, em parte, é sugerida pela forte inclinação dos eixos X dos elipsóides de deformação construídos.

Movimentações rúpteis tardias são sugeridas pelos fotolineamentos extraídos, fraturamentos observados em afloramentos, e presença, em seções delgadas, de fraturamentos transgranulares de minerais. Este fato pode ser ainda corroborado pelas informações geocronológicas obtidas pelas datações K-Ar em frações finas, intervalo Jurássico-Triássico, em condições metamórficas de baixo grau ou muito baixo grau.

A reativação de idade Triássica da ZCMG está, provavelmente, associada a fases precoces de fragmentação do Gondwana que culminou na abertura da porção meridional do Oceano Atlântico.

13. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHRENDT, H.; CHONGLAKMANI, C.; HANSEN, B.T. e HELMCKE, D. 1993. Geochronological cross section through northern Thailand. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, **8** (1-4): 207-217.
- AHRENDT, H.; WEMMER, K. & BASEI, M. A. S. - K-Ar ages of low grade metamorphic Belts southeastern Brazil (em preparação).
- ALBUQUERQUE, L.F.F. de; ARIOLI, E.E.; DIAS, A. & KIRCHNER, C.A. 1971. **Geologia das quadrículas de Blumenau e Joinville - Santa Catarina.** DNPM/CPRM, Porto Alegre, 122 pp. (inédito).
- ANJOS, C.E. dos 1985. Tectônica da borda da Bacia do Paraná e de seu embasamento na região de Itajaí-Lajes - Santa Catarina. São Paulo, 120 pp., inédito (Tese de Doutorado, IG/USP).
- BARD, J.P. 1980. **Microtextures of Igneous and Metamorphic Rocks.** Petrology and Structural Geology, a Series of Books. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 264pp.
- BASEI, M.A.S. 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. São Paulo, 190 pp, inédito, (Tese de Doutorado, IG/USP).
- BASEI, M.A.S. e TEIXEIRA, W. 1987. Geocronologia dos Terrenos Pré Cambrianos a Eopaleozóicos de Santa Catarina. Texto explicativo para o mapa geológico do estado de Santa Catarina - 1:500.000, SILVA, L.A. da e BERTOLUZZI, C.A. (eds). DNPM -CPRM, Série Mapas e Cartas de Síntek nº 3, secção geologia, **3**: 91-130, Florianópolis, SC.
- BASEI, M.A.S. 1990. The Major Gercino - Dorsal do Canguçu Shear Zone. *In: Colloquium on African Geology, 15 th.* Nancy, France. 1990. Abstracts, 166pp.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; MACHIAVELLI, A. e MANCINI, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Rev. Bras. Geoc.*, **22**(2): 216-221.

- BASEI, M.A.S.; AHRENDT, H; WEMMER, K. & PASSARELLI, C.R. 1995. Evolução policíclica da Zona de Cisalhamento Major Gercino, Santa Catarina, Brasil. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 5. Gramado, 1995. Resumos, p. 371-373.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* **48**: 43-55.
- BITENCOURT M. de F.; HACKSPACHER, P.C. & STOLL, L.V. 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino - Santa Catarina. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 2. Fortaleza, 1989. Bol. 11, p. 214-215.
- BITENCOURT M. de F. & NARDI, L.S.V. 1993. Late to post-collisional Brasileiro magmatism in southernmost Brazil. *An. Acad. Bras. Cien.*, **65** (1): 3-16.
- BITENCOURT M. de F.; HACKSPACHER, P.C & NARDI, L.S.V. 1995. Análise cinemática dos diques compostos da Enseada dos Zimbros (SC) com base na deformação de enclaves máficos. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 5. Gramado, 1995. Resumos, p. 178-181.
- CLARKE, D.B. 1992. Granitoid rocks. Topics in the Earth Sciences, 7. London, Chapman & Hall, 283pp.
- DELL'ANGELO, L.N. & TULLIS, J. 1989. Fabric development in experimentally sheared quartzites. *Tectonophysics*, **169**: 1-21.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, Camboriú, 1980. Anais...Camboriú, SBG. v.5, p. 2879-2892.
- FLINN, D. 1962. On folding during three dimension progressive deformation. *Q. Journ. Geol. Soc. London*, **118**: 385-428.
- FRY, N. 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, **60**: 89-105.
- HALLINAN, S.E.; SHUKOWSKY, W. e MANTOVANI, M.S.M. 1993. Estruturação do embasamento Précambrico da região sul do Brasil e Uruguai: novos modelos resultantes de densificação gravimétrica. *Rev. Bras. Geoc.* (no prelo).

- HANMER, S. & PASSCHIER, C.W. 1991. Shear-sense indicators: a review. *Geol. Survey of Canada - Paper 90-17*, 72pp.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. e COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **5**(4):257-266.
- HIGGINS, M.W. 1971. Cataclastic rocks. *Geol. Sur. Prof. Paper*, **687**: 97pp.
- HIPPERTT, J.F. 1994. Microstructures and c-axis fabrics indicative of quartz dissolution in sheared quartzites and phyllonites. *Tectonophysics*, **229**: 141-163.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. 1976. **An Outline of Structural Geology**. New York, John Wiley & Sons, Inc. 571pp.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-548.
- KIRSCHNER, D. & TEYSSIER, C. 1991. Quartz c-axis fabric differences between porphyroclasts and recrystallized grains. *Journ. Struc. Geol.*, **13** (1): 105-109.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journ. Volcan. Res.*, **14**: 169-189.
- LEE, J.; MILLER, E.L. e SUTTER, J.F. 1987. Ductile strain and Metamorphism in a Extensional Tectonic Setting: A case study from the northern Snake Range, Nevada, USA. In: COWARD, M.P.; DEWEY, J.F. & HANCOCK, P.L. (eds.). **Continental Extensional Tectonics**, *Geological Society Special Publication*, 1987, **28**:267-298.
- LISTER, G.S. 1977. Discussion: crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, **39**(1-3):51-54.
- LISTER, G.S. 1981. The effect of the basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. *Journ. Struc. Geol.*, **3** (1): 67-75.
- LISTER, G.S. e SNOKE, A.W. 1984. S-C Mylonites. *Journ.Struc. Geol.*, **6**(6):617-638.

- LLOYD, G.E.; LAW, R.D.; MAINPRICE, D. & WHEELER, J. 1992. Microstructural and crystal fabric evolution during shear zone formation. *Journ.Struc. Geol.*, **14** (8/9): 1079-1100.
- MAINPRICE, D. & NICOLAS, A. 1989. Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust. *Journ. Struc. Geol.*, **11** (1/2): 175-189.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**:635-643.
- MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKY, W.; BASEI, M.A.S. e VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1989. Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos Terrenos Pré-cambrianos dos Estados do Paraná e de Santa Catarina. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**(3):367-374.
- MANTOVANI, M.S.M.; VASCONCELLOS, A.C.B.C.; SHUKOWSKY, W.; MILANI, E.J.; BASEI, M.A.S.; HURTER, S.J. e FREITAS, S.R.C. 1991. **Brusque Transect from Atlantic coast to Bolivian border, Southern Brazil**. Washington, American Geophysical Union, 20 pp. (Global Geoscience Transect 4).
- MAWER, C.K. 1986. What is a mylonite? *Geosc. Canada*, **13** (1): 33-34.
- McCAFFREY, K.J.W. 1992. Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox Mountains igneous complex. *Journ. Geol. Soc. London*, **149**: 221-235.
- NEVES, S.P. & VAUCHEZ, A. 1995. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco shear zones; state of Pernambuco). *Journ. South Amer. Earth Scien.*, **8** (3/4): 289-298.
- PASSARELLI, C.R.; BASEI, M.A.S. e CAMPOS NETO, M. da C. 1993. Caracterização geométrica e cinemática da Zona de Cisalhamento Major Gercino e sua importância na compartimentação dos terrenos Pré-Cambrianos de Santa Catarina. *Rev.Bras. Geoc.*, **23** (3): 234-241.
- PASSCHIER, C.W. e SIMPSON, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journ. Struc. Geol.*, **8**(8):831-843.

- PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J.; ZWART, H.J. & VISSERS, R.L.M. 1992. *Porphyroblast rotation: eppur si muove?* *Journ. Met. Geol.*, **10**: 283-294.
- PATERSON, S.R.; VERNON, R.H. & TOBISH, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journ Struc. Geol.*, **11** (3): 349-363.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journ. Petrol.*, **25** (4): 956-983.
- PHILPOTTS, A.R. 1990. **Principles of Igneous and Metamorphic Petrology**. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 498pp.
- PRICE, G.P. 1985. Preferred orientations in quartzites. *In*: WENK H.R.(ed.). **Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis**. Ac. Press., Orlando, p: 385-406.
- RAMSAY, J. G. e HUBER, M.I. 1983. **The techniques of modern structural geology**. London, Academic Press. v.1, 307pp.
- SAKAKIBARA, N.; HARA, I.; KANAI, K.; KAIKIRI, K.; SHIOTA, T.; HIDE, K. & PAULITSCH, P. 1992. Quartz microtextures of the Sambagawa schists and their implications in convergent margin processes. *The Island Arc* **1**: 186-197.
- SCHMID, S.M. e CASEY, M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *In*: HOBBS, B.E. & HEARD, H.C. (eds.). *XXXVI Geophysical Monograph. Mineral and rock deformation: laboratory studies*. The Paterson volume, p. 263-286.
- SCHULZ JUNIOR, A.; ALBUQUERQUE, L.F.F. & GIFFONI, L.E. 1969. **Geologia da quadrícula Rio do Sul**, SC. DNPM, Porto Alegre, 109pp. (inédito).
- SCHULZ JUNIOR, A.; ALBUQUERQUE, L.F.F. & RODRIGUES, C. de S. 1970. **Geologia da quadrícula de Florianópolis**, SC. DNPM, Porto Alegre, 75 pp. (inédito).
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, **133** (1): 191-213.
- SIMPSON, C. e SCHMID, S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Journal of Structural Geology*, **94**:1281-1288.

- SIMPSON, C. 1986. Determinatio of movement sense in mylonites. *Journ. Geol. Educ.*, **34**: 246-261.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**: 1-33.
- 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** (2):421-437.
- TOTEU, S.F. & MACAUDIÈRE, J. 1984. Complex synkinematic and postkinematic garnet porphyroblast growth in polymetamorphic rocks. *Journ. Struc. Geol.*, **6** (6): 669-677.
- TRAININI, D.R.; DIAS, A.A.; KREBS, A.S.J.; SOUZA, E.C.; CAPELETTI, I.; TONIOLO, J.A.; SILVA, L.C. da e SILVA, M.A.S. 1978. DNPM/CPRM. **Projeto Vidal Ramos - Biguaçu**. Porto Alegre, 303 pp. (inédito).
- TULLIS, J.; CHRISTIE, J.M. & GRIGGS, D.T. 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **84**: 297-314.
- TULLIS, J. 1977. Prefered orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, **39** (1-3):87-102.
- WILLIAMSON, J.H. 1968. Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, **46**: 1845-1847.

APÊNDICES

APÊNDICE 1 - DADOS GEOQUÍMICOS

AMOSTRA	MG-1C	MG-31B	MG-38	MG-73	MG-75
ROCHA	R.-Q.-Monzonito	Milonito	Protomilonito	Monzogranito	Milonito
SiO ₂	63.68	74.85	71.23	73.95	74.15
TiO ₂	0.66	0.05	0.22	0.19	0.10
Al ₂ O ₃	15.93	13.03	13.73	12.31	13.03
Fe ₂ O ₃	3.82	0.64	1.73	1.79	1.32
MnO	0.08	0.02	0.04	0.03	0.04
MgO	1.06	0.08	0.37	0.16	0.16
CaO	2.29	1.02	1.19	0.85	1.50
Na ₂ O	6.44	3.68	3.31	3.09	3.46
K ₂ O	4.45	4.04	5.02	5.10	3.71
P ₂ O ₅	0.25	0.02	0.06	0.05	0.03
TOTAL	98.66	97.43	96.90	97.52	97.50
A	0.156	0.128	0.135	0.121	0.128
NK	0.151	0.102	0.106	0.104	0.095
CNK	0.156	0.120	0.127	0.119	0.122
Cr	7	1	4	1	7
Ni	5	2	2	2	4
Sc	9	5	3	3	7
V	34	3	12	6	6
Cu	2	8	3	2	15
Pb	23	24	33	40	18
Zn	73	9	43	36	44
Bi	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Cd	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Ag	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
K	36941	33537	41673	42337	30798
Rb	124	133	189	287	122
Cs	3.50	1.70	1.10	5.40	1.60
Ba	1331	434	1176	125	576
Sr	342	126	196	45	89
Ga	30	11	19	18	16
Ta	3.10	5.40	4.00	7.30	5.00
Nb	29.0	11.0	24.0	23.0	16.0
Hf	7.50	3.30	5.40	5.90	3.60
Zr	398	74	190	189	94
Ti	3957	300	1319	1139	600
Y	29	36	27	52	41
Th	13.30	14.40	18.60	53.50	11.00
U	2.10	4.50	2.50	9.60	3.00
La	58.40	19.70	84.10	73.60	25.70
Ce	114.00	37.00	157.00	139.00	51.00
Nd	50.00	21.00	52.00	51.00	21.00
Sm	7.95	4.54	6.89	9.47	5.49
Eu	1.53	0.59	0.95	0.56	0.80
Tb	1.20	0.90	1.10	1.60	0.90
Yb	1.90	3.83	1.85	5.09	4.01
Lu	0.20	0.53	0.24	0.70	0.52
Be	8.00	3.00	4.00	5.00	3.00

AMOSTRA	MG-93	MG-172A	MG-198	MG-219	MG-220
ROCHA	Sienogranito	Milonito	Protomilonito	Protomilonito	Monzogranito
SiO ₂	68.71	72.14	69.09	73.28	69.72
TiO ₂	0.58	0.28	0.39	0.19	0.42
Al ₂ O ₃	14.12	13.85	14.65	13.58	14.29
Fe ₂ O ₃	4.09	2.00	3.60	1.54	2.84
MnO	0.06	0.05	0.06	0.04	0.04
MgO	0.64	0.39	1.19	0.26	1.02
CaO	2.04	1.12	3.39	0.86	2.35
Na ₂ O	3.30	2.80	2.78	3.06	3.09
K ₂ O	4.70	5.50	3.04	5.52	4.81
P ₂ O ₅	0.18	0.14	0.08	0.11	0.16
TOTAL	98.42	98.27	98.27	98.44	98.74
A	0.138	0.136	0.144	0.133	0.140
NK	0.103	0.104	0.077	0.108	0.101
CNK	0.139	0.124	0.138	0.123	0.143
Cr	1	24	20	6	15
Ni	2	4	7	2	7
Sc	15	4	11	4	3
V	26	11	36	6	37
Cu	7	6	11	2	11
Pb	29	23	15	26	26
Zn	70	54	49	38	46
Bi	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Cd	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Ag	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4
K	39016	45657	25236	45823	39929
Rb	181	305	110	334	194
Cs	3.80	6.10	2.20	8.30	6.20
Ba	811	301	523	204	1005
Sr	162	83	116	56	441
Ga	21	22	18	23	20
Ta	3.70	4.00	2.40	5.00	4.50
Nb	28.0	21.0	13.0	24.0	13.0
Hf	10.00	4.40	4.10	3.80	4.40
Zr	492	177	144	121	191
Ti	3477	1679	2338	1139	2518
Y	72	25	20	28	12
Th	17.90	29.90	16.00	28.20	13.40
U	3.50	5.40	1.00	5.40	3.80
La	74.30	41.50	45.60	34.50	27.10
Ce	173.00	83.00	99.00	68.00	49.00
Nd	87.00	36.00	47.00	27.00	17.00
Sm	15.40	7.60	7.01	6.34	3.41
Eu	1.91	0.51	0.97	0.40	0.69
Tb	2.20	1.10	0.80	1.10	0.50
Yb	6.22	1.87	1.26	2.56	1.03
Lu	0.79	0.25	0.18	0.31	0.14
Be	5.00	4.00	2.00	5.00	3.00

AMOSTRA	MG-245	MG-249	MG-264	MG-277	MG-281
ROCHA	Monzogranito	Monzogranito	Sienogranito	Monzogranito	Sienogranito
SiO ₂	70.67	73.08	74.79	69.45	72.81
TiO ₂	0.44	0.19	0.33	0.46	0.45
Al ₂ O ₃	14.46	13.64	12.44	15.36	13.76
Fe ₂ O ₃	2.77	1.78	3.20	3.05	3.38
MnO	0.06	0.04	0.06	0.05	0.06
MgO	1.05	0.21	0.18	1.14	0.49
CaO	2.29	1.07	1.07	2.22	1.62
Na ₂ O	3.27	3.54	2.64	3.35	3.00
K ₂ O	4.68	5.06	5.29	4.62	4.59
P ₂ O ₅	0.14	0.08	0.07	0.19	0.12
TOTAL	99.83	98.69	100.07	99.89	100.28
A	0.142	0.134	0.122	0.151	0.135
NK	0.103	0.111	0.099	0.103	0.097
CNK	0.144	0.130	0.118	0.143	0.126
Cr	17	2	4	18	4
Ni	9	2	2	9	2
Sc	5	3	8	7	7
V	37	6	5	36	17
Cu	17	4	2	11	5
Pb	32	42	31	37	24
Zn	45	24	68	52	50
Bi	5.00	7.00	6.00	5.00	5.00
Cd	0.50	0.50	0.50	0.60	0.50
Ag	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
K	38850	42005	43914	38352	38103
Rb	208	349	255	242	211
Cs	8.60	14.10	12.70	14.10	4.70
Ba	808	470	751	932	824
Sr	431	109	81	403	187
Ga	21	25	21	23	20
Ta	3.00	5.90	4.90	1.80	2.00
Nb	12.0	30.0	31.0	13.0	22.0
Hf	3.90	4.90	10.70	3.60	10.00
Zr	122	153	415	137	498
Ti	2638	1139	1978	2758	2698
Y	19	32	58	14	34
Th	17.40	28.90	20.70	14.20	12.70
U	7.00	8.50	3.70	6.40	1.60
La	32.00	54.00	83.90	39.60	56.80
Ce	71.00	105.00	165.00	79.00	121.00
Nd	24.00	30.00	68.00	31.00	46.00
Sm	4.75	6.18	12.90	5.27	8.57
Eu	1.03	0.81	1.17	1.01	1.49
Tb	0.70	1.10	1.60	0.70	1.30
Yb	1.91	3.01	4.56	1.00	2.67
Lu	0.27	0.42	0.69	0.16	0.37
Be	4.00	7.00	5.00	4.00	3.00

AMOSTRA	MG-296	MG-299	MG-300	MG-304	MG-315
ROCHA	Monzogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Monzogranito
SiO ₂	69.12	71.31	62.72	68.04	70.34
TiO ₂	0.58	0.40	0.53	0.57	0.51
Al ₂ O ₃	14.92	13.38	17.79	14.56	14.77
Fe ₂ O ₃	3.23	3.00	3.40	3.98	3.00
MnO	0.06	0.04	0.06	0.07	0.06
MgO	1.23	0.43	0.58	1.46	1.10
CaO	2.49	1.51	2.07	2.45	2.31
Na ₂ O	3.31	2.84	4.32	3.06	3.41
K ₂ O	4.77	5.71	6.41	4.50	4.60
P ₂ O ₅	0.18	0.13	0.17	0.21	0.16
TOTAL	99.89	98.75	98.05	98.90	100.26
A	0.146	0.131	0.174	0.143	0.145
NK	0.104	0.107	0.138	0.097	0.104
CNK	0.148	0.134	0.175	0.141	0.145
Cr	22	1	1	34	25
Ni	7	2	2	9	8
Sc	6	7	8	6	6
V	41	17	19	49	36
Cu	14	5	4	20	10
Pb	26	27	25	27	25
Zn	60	46	60	63	51
Bi	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Cd	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Ag	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
K	39597	47400	53211	37356	38186
Rb	187	260	276	210	274
Cs	7.80	5.40	2.80	7.60	9.20
Ba	1154	882	1012	1105	820
Sr	556	133	222	427	377
Ga	20	19	24	20	22
Ta	2.90	1.60	2.30	3.20	4.80
Nb	17.0	17.0	25.0	15.0	17.0
Hf	5.10	8.30	10.80	6.00	4.30
Zr	178	345	393	203	147
Ti	3477	2398	3177	3417	3057
Y	25	40	53	23	40
Th	16.50	24.40	34.10	27.00	21.10
U	7.50	2.90	5.90	4.80	6.30
La	51.20	85.30	112.00	78.80	86.40
Ce	106.00	179.00	223.00	164.00	180.00
Nd	42.00	62.00	88.00	62.00	79.00
Sm	7.06	10.90	13.10	8.93	11.70
Eu	1.51	1.27	1.83	1.62	2.13
Tb	0.50	1.50	1.80	0.90	1.60
Yb	1.95	3.47	4.30	2.10	3.44
Lu	0.27	0.48	0.66	0.30	0.48
Be	4.00	3.00	3.00	3.00	4.00

AMOSTRA	MG-318	MG-333	MG-343	MG-351	MG-353
ROCHA	Sienogranito	Sienogranito	Monzogranito	Sienogranito	Monzogranito
SiO ₂	67.64	72.76	68.49	75.11	72.19
TiO ₂	0.60	0.37	0.46	0.17	0.40
Al ₂ O ₃	15.42	13.21	15.62	12.56	13.39
Fe ₂ O ₃	4.41	2.96	3.41	1.66	3.75
MnO	0.06	0.05	0.06	0.04	0.06
MgO	0.69	0.38	1.10	0.13	0.28
CaO	1.73	1.37	2.44	1.11	1.37
Na ₂ O	3.38	3.19	3.52	2.92	2.88
K ₂ O	5.90	5.15	4.18	4.95	5.74
P ₂ O ₅	0.17	0.11	0.22	0.03	0.11
TOTAL	100.00	99.55	99.50	98.68	100.17
A	0.151	0.130	0.153	0.123	0.131
NK	0.118	0.106	0.101	0.100	0.107
CNK	0.149	0.130	0.145	0.120	0.131
Cr	7	3	34	2	15
Ni	4	2	6	2	2
Sc	9	6	7	3	10
V	24	14	36	2	11
Cu	6	6	6	4	6
Pb	19	21	23	14	18
Zn	60	50	51	27	86
Bi	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Cd	0.50	0.50	0.50	0.80	0.50
Ag	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
K	48978	42752	34699	41091	47649
Rb	255	266	257	190	272
Cs	8.20	2.90	9.70	0.80	7.00
Ba	1156	527	963	126	544
Sr	181	114	373	66	80
Ga	22	21	22	17	22
Ta	3.90	2.70	3.90	3.80	3.80
Nb	23.0	21.0	21.0	12.0	28.0
Hf	10.00	10.00	6.70	5.40	11.90
Zr	379	301	185	151	408
Ti	3597	2218	2758	1019	2398
Y	42	58	35	34	58
Th	15.70	49.00	21.20	22.00	24.40
U	15.60	5.00	4.20	2.60	2.80
La	68.10	108.00	54.40	56.50	133.00
Ce	162.00	241.00	108.00	132.00	302.00
Nd	74.00	100.00	44.00	56.00	125.00
Sm	12.50	14.60	8.68	10.30	21.40
Eu	2.25	1.33	1.20	1.04	1.88
Tb	0.70	1.80	0.10	0.10	2.80
Yb	4.73	5.45	2.25	3.47	5.53
Lu	0.67	0.73	0.36	0.51	0.87
Be	3.00	3.00	8.00	2.00	3.00

APÊNDICE 2 - CONSTANTES RADIOMÉTRICAS

Método K-Ar

$$\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$K^{40} \text{ total} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$(Ar^{40}/Ar^{36})_{\text{atm}} = 295.5$$

$$K^{40} = 0.01167 \% K_t$$

Método Rb-Sr

$$\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$(Rb^{85}/Rb^{87})_N = 2.59265$$

$$(Sr^{86}/Sr^{88})_N = 0.1194$$

Método U-Pb

$$\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{232} = 4.9475 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$U^{238}/U^{235} = 137.88$$

$$a_0 = (Pb^{206}/Pb^{204})_T = 9.307$$

$$b_0 = (Pb^{207}/Pb^{204})_T = 10.294$$

ANEXO 4-MAPA DE PONTOS/ESTRUTURAL ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO (SC)

ANEXO 3-MAPA LITOLÓGICO ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO (SC)

ANEXO-2-MAPA DE FOTOLINEAMENTOS ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO (SC)